

DOI <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.7.3>

УДК 621.369.9

ИЗМЕРЕНИЕ ВОДНОГО ЭКВИВАЛЕНТА, СРЕДНЕЙ ПЛОТНОСТИ И ВЫСОТЫ СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНОГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА СШП ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ. 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 5 июля 2021 г.

Аннотация. В данной работе теоретически исследованы процессы взаимодействия сверхширокополосных (СШП) импульсов длительностью 0,47 нс со слоисто-неоднородными средами сухого снежного покрова. Слоисто-неоднородная структура снежного покрова моделировалась на основе экспериментальных данных о высоте и профиле плотности снежного покрова, которые были измерены в ходе полевых работ на тестовом участке сельскохозяйственного поля в районе пос. Минино, Красноярский край, с 12 ноября 2020 по 21 марта 2021гг. Показано, что водный эквивалент снежного покрова (ВЭСП) с коэффициентом детерминации (R^2) $R^2=0,98$ и среднеквадратическим отклонением (СКО) $СКО=5,6\text{мм}$ может быть оценен по временной задержки импульса, отраженного от границы снег-почва, при толщине от 4-6 до 39 см и средней плотности от 0,21 до 0,37 г/см³ снежного покрова. Показано, что средняя плотность всей толщи снежного покрова линейно зависит от отношения амплитуд импульсов, отраженных от границ, снег-почва и воздух снег ($R^2=0,55$, $СКО=0,04$ г/см³). Установленные зависимости позволяют с $R^2=0,95$, $СКО=2,9$ см оценить высоту снежного покрова. Точность предложенного метода измерения ВЭСП, средней плотности и высоты снежного покрова необходимо дополнительно исследовать в зависимости от вариации температуры, влажности, плотности и гранулометрического состава мёрзлого почвенного покрова, а также при

различных влажностях снежного покрова. Особую актуальность полученные результаты приобретают в связи с возможностью реализации данного способа зондирования с борта аэроплатформы, что открывает перспективы создания технологии радарного СШП картирования основных характеристик снежного покрова для использования в системах точного земледелия.

Ключевые слова: радиолокация, СШП импульсы, снежный покров, водный эквивалент снежного покрова, плотность снежного покрова, высота снежного покрова, мёрзлые почвы.

Abstract. In this work, the processes of interaction of ultra-wideband (UWB) pulses with the duration of 0.47 ns with layered dry snow cover are theoretically investigated. The layered structure of the snow cover was modeled on the basis of experimental data on the height and density profile of the snow cover, which were measured in field on the test plot of an agricultural field in the area of the village. Minino, Krasnoyarsk Territory from November 12, 2020 to March 21, 2021. It is shown that the snow water equivalent (SWE) can be estimated from the time delay of the pulse reflected from the snow-soil interface with the coefficient of determination (R^2) $R^2 = 0.98$ and the root-mean-square error (RMSE) $RMSE = 5.6$ mm in the case of thickness from 4-6 to 39cm and an average density from 0.21 to 0.37 g/cm³ of snow cover. It is shown that the average density of snow cover linearly depends on the amplitude ratio of impulses reflected from the boundaries, snow-soil and air-snow ($R^2 = 0.55$, $RMSE = 0.04$ g/cm³). The established dependencies make it possible to estimate the height of the snow cover with $R^2 = 0.95$, $RMSE = 2.9$ cm. The accuracy of the proposed method for measuring SWE, average density and height of snow cover should be further investigated depending on variations in temperature, moisture, density, and texture of frozen soil, as well as under different moisturized conditions of snow. The obtained results are particular relevance in connection with the possibility of implementing this remote sensing method from the UAV, which opens up the prospects for creating a technology for UWB radar mapping of the main characteristics of the snow cover for use in precision farming systems.

Key words: radiolocation, ultra-wideband pulses, snow cover, snow water equivalent, snow density, height of snow cover, frozen soil.

Введение

Подповерхностные радары широко используются для измерения одного или одновременного нескольких из следующих параметров снежного покрова: высота, плотность, водный эквивалент (ВЭСП) и влажность [1-13]. Толщина снежного покрова может быть измерена по времени задержки импульса Δt , отраженного от границы снег-почва относительно времени прихода опорного импульса. В случае зондирования приподнятой приёмно-передающей антенной над снежным покровом или разнесенными приёмной и передающей антеннами, лежащих на снежном покрове, в качестве опорного используется импульс, отраженный от границы воздух-снег или импульс, распространяющийся вдоль границы воздух-снег от передающей до приемной антенны. При этом для оценки толщины снежного покрова необходима дополнительная информация о скорости распространения импульса, которая может быть получена на основе прямых измерений плотности ρ_{sn} , влажности снега либо с использованием калибровок [1-3] и диэлектрической модели снега [13, 14]. Если известна толщина снежного покрова, то по времени задержки можно определить скорость распространения импульса и в случае сухого снежного покрова оценить плотность снега с использованием диэлектрической модели [13, 14]. Более грубо плотность сухого снежного покрова может быть оценена непосредственно из времени задержки с использованием калибровочной зависимости [1], в пренебрежении влажностью снега и формой импульса в диапазоне частот < 2 ГГц. В результате, комбинируя вышеописанные способы, может быть измерен ВЭСП. Вместе с тем, получены прямые эмпирические зависимости, связывающие ВЭСП со временем задержки импульсов в случае сухого [1, 15-18] и влажного снежного покрова [2]. Регистрация отраженных импульсов от границы снег-почва в случае разнесенного приёма с двумя и более базами между приемной и передающей антеннами позволяет в геометрооптическом приближении исключить время распространения импульсов по двум и более путям, аналогично [19], и найти из системы алгебраических уравнений среднюю скорость, высоту снежного покрова [4-6] и

оценить ВЭСП с использованием диэлектрической модели [13, 14]. В случае присутствия в снежном покрове диэлектрически-контрастных по отношению к снегу включений, размер которых меньше длины волны (соответствующей средней частоте зондирующего импульса), возможно построение радиолокационного гиперболического профиля в координатах: времени задержки и смещений центра приемо-передающих антенн (разнесенный прием). На основе радиолокационного профиля возможно оценить среднюю скорость импульса, найти плотность (с использованием диэлектрической модели снега), и дополнительно используя измеренные временные задержки импульсов, оценить высоту и ВЭСП снежного покрова [7]. Оставшийся параметр – влажность снега, может быть измерена на основе явления смещения средней частоты зондирующего импульса при его распространении в частотно диспергирующей среде влажного снега [8, 9]. Введенный автором дисперсионный параметр [9] пропорционален тангенсу угла потерь и позволяет оценить мнимую часть комплексной диэлектрической проницаемости, а, следовательно, на основе диэлектрической модели снега оценить и его влажность. Развиваются томографические методы, которые могут применяться для измерения перечисленных характеристик снежного покрова с пространственной привязкой к его объему [7, 11, 12, 20]. Основным недостатком томографических методов, основанных на решении обратных задач, является их плохая обусловленность, что требует применения специальных методов регуляризации, а условия зашумленности (как за счет особенностей приемной аппаратуры и методики обработки, так и пренебрежения в моделях инверсии множеством второстепенных факторов в окружении, которых поставлены полевые измерения: шероховатость границ снежного покрова и поверхности почвы, изменения температуры и влажности мёрзлой почвы и др.) дополнительно ухудшают точность восстанавливаемых параметров снежного покрова. При этом, в литературе отмечается существенное влияние слоисто-неоднородной структуры снежного покрова на

оценку его высоты, средней плотности, ВЭСП на основе измерения времени задержки отраженных импульсов [12].

В данной работе проведены теоретические исследования влияния слоистой структуры сухого снежного покрова на временную форму и задержку сверхширокополосного (СШП) импульса длительностью 0,47 нс, отраженного от различных слоисто-неоднородных структур снежного покрова. Предложена методика одновременной оценки ВЭСП, средней плотности и высоты снежного покрова на основе измерения времени задержки СШП импульса, отраженного от границы снег-почва, и отношения амплитуд СШП импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег-почва. В следующем разделе описаны модели слоистых структур снежного покрова, созданные на основе экспериментальных данных.

1. Тестовый участок и данные полевых измерений

В качестве тестового участка, на котором производились измерения высоты и плотности снежного покрова, выбрано сельскохозяйственное поле (см. рис. 1) в районе пос. Манино, Красноярский край (56.086255 С.Ш., 92.67917 В.Д.).

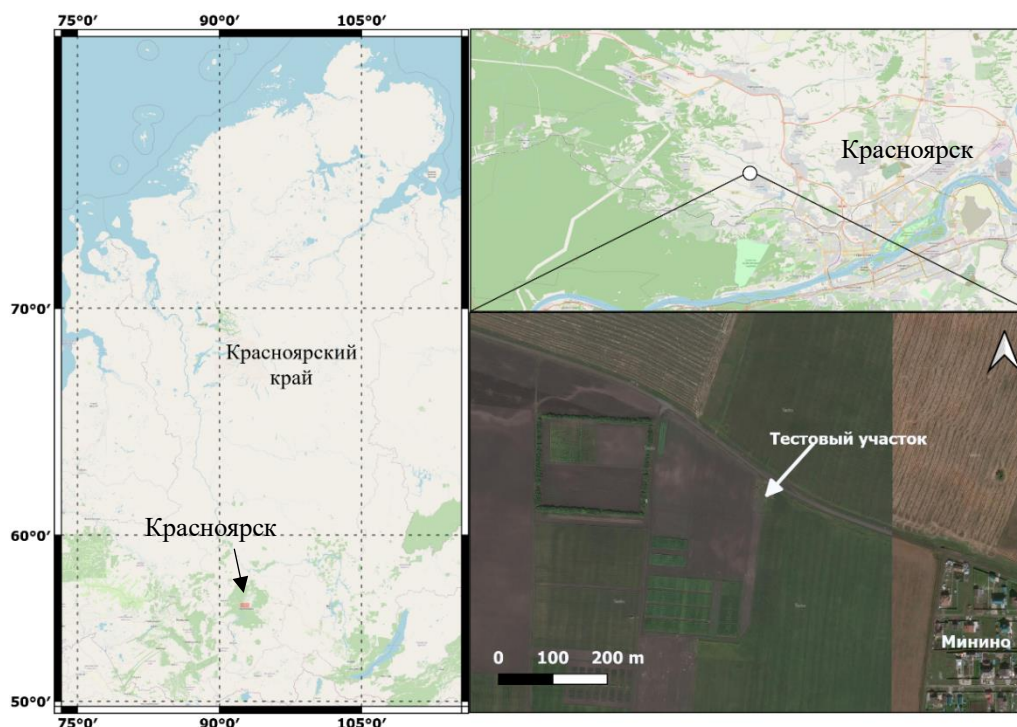


Рис. 1. Тестовый участок сельскохозяйственного поля, в районе п. Манино, Красноярский край.

Зимой (2020-2021г.г) в ходе полевых работ в нескольких местах на тестовом участке измерялась высота снежного покрова, в вертикальном разрезе снежного покрова визуально выделялись однородные слои, измерялась их толщина и отбирались образцы снежного покрова для измерения их плотности. Плотность снежного покрова определялась весовым методом. Характеристики снежного покрова тестового участка приведены в таблице 1. Временные ряды температуры воздуха в районе тестового участка представлены на рис. 2.

Таблица 1. Толщина и плотность снега в вертикальном разрезе снежного покрова на тестовом участке в районе пос. Минино.

Дата	Тем-ра почвы ¹ , [°C]	Толщина снега [см]	Толщина слоя [см] ²				Плотность в слое [г/см ³] ²			
			1	2	3	4	1	2	3	4
23.11.20	-1,6	4-6	4-6	-	-	-	0,154-0,180	-	-	-
02.12.20	-4,8	5-10	5-10	-	-	-	0,251-0,244-	-	-	-
24.12.20	-7,3	9-16	4-8	2-4	1-2	-	0,215	0,326	0,09-0,112	-
24.01.21	-7,2	17-19	8-12	2-7	2-4	-	0,255	0,409	0,144	-
04.03.21	-4,1	33-39	10-14	2-10	15-24	-	0,285	0,447	0,222-0,303	-
18.03.21	-4,4	24-32	12-15	5-11	4-12	~2	0,244	0,312-0,455	0,350	~0,7 ³

¹Температура почвы измерялась датчиком (Decagon GS3) в поверхностном слое 0-5см.

²Нумерация слоёв ведётся от уровня поверхности почвы. ³Измерить плотность верхней корки плотного снега (почти лёд) не удалось, дана оценка для сильно талого, а затем промерзшего снега [21].

На тестовом участке снежный покров установился на следующий день после наступления заморозков 12 ноября 2020 г. (см. рис. 2). 13–23 ноября 2020 г. толщина снега на тестовом участке была неоднородной и составляла 0,5–1,0 см (см. рис. 3).

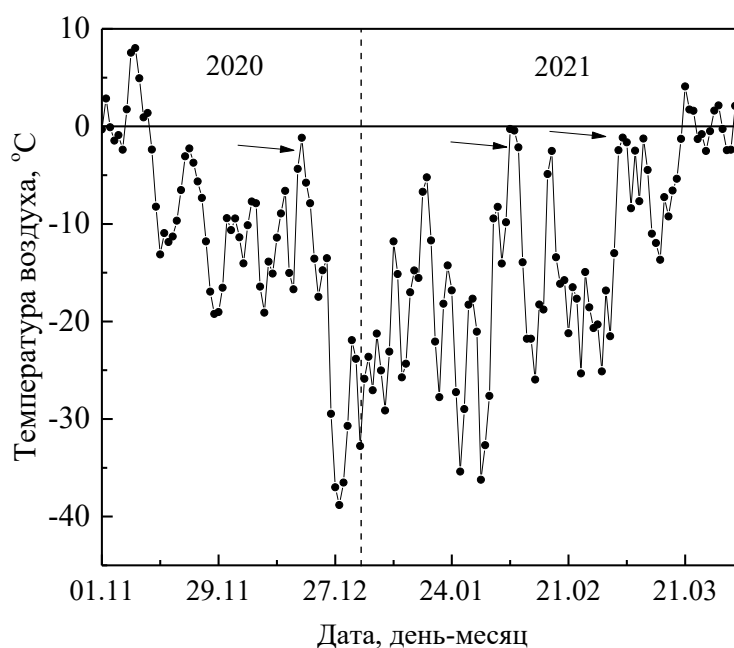


Рис. 2. Температура воздуха по данным метеостанции пос. Минино (№ 29571 согласно нумерации Всемирной метеорологической организации).



Рис. 3. Внешний вид тестового участка 23 ноября 2020г.

В период с 2 по 24 декабря 2020 г. наблюдались близкие к 0°C температуры воздуха (см. рис. 2), что привело к формированию талого, а затем промерзшего плотного слоя снежного покрова. В результате 24 декабря 2020 г. (см. табл. 1) сформировалась четко выраженная слоистая структура снежного покрова с тремя слоями. Первый слой (толщиной 4-8см) представлял собой рыхлый зернистый снег. Второй слой (толщиной 2-4 см) состоял из потного

мелкозернистого слежавшегося снега. Третий – поверхностный слой (толщиной 1-2 см) был сформирован свежевывпавшим снегом (см. характеристики в табл. 1). Трёхслойная структура снежного покрова (с центральным слоем сильно уплотненного снега) сохраняется и после оттепели 6–8 февраля 2021 г. (см. рис. 2 и табл. 1). В ходе оттепели 5–11 марта 2021 г. (см. рис. 2) периодически подтаивает-замерзает верхний слой снега, а затем на поверхности снежного покрова формируется наст толщиной ~2 см. После 4 марта 2021 г. на тестовом участке наблюдались также четырехслойные структуры снежного покрова с парными пропластами рыхлого (зернистый) и уплотненного снега. После 21 марта 2021 г. начался активный процесс таяния снега, и измерения не проводились. Все измерения проводились в дни отрицательных температур воздуха, поэтому измеряемую плотность снега, указанную в табл. 1, будем относить к плотности сухого снежного покрова. Поверхностный слой почвенного покрова толщиной (5 см) в период полевых работ находился в мёрзлом состоянии (см. табл. 1). На рис. 4 приведены последовательно во времени фотографии вертикальных разрезов снежного покрова, сделанные в различных местах на тестовом участке.

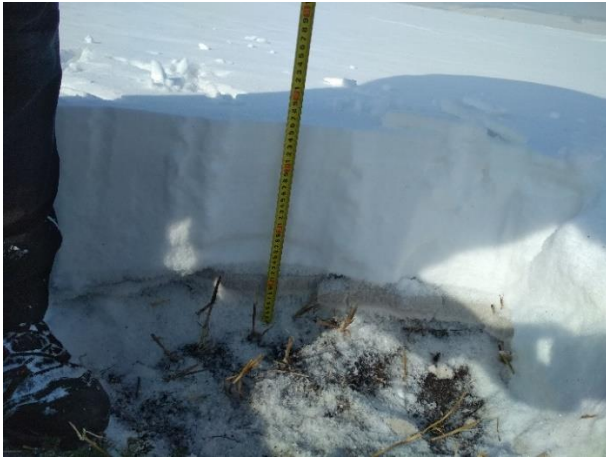
24 декабря 2020 г.:



24 января 2021 г.:



4 марта 2021 г.:



18 марта 2021 г.:



Рис. 4. Фотографии вертикальных разрезов снежного покрова на тестовом участке.

На основе данных, представленных в табл. 1 и рис. 4, были предложены четыре модели вертикальной слоистой структуры снежного покрова тестового участка, с одним, двумя, тремя и четырьмя слоями снега. На основе этих

четырёх моделей и данных (см. табл. 1 и рис. 4) были сформированы тринадцать сценариев для исследования процессов взаимодействия СШП импульсов со слоистыми структурами снежного покрова (см. табл. 2).

Таблица 2. Модельное представление слоистой структуры снежного покрова.

дата	Вид модели	Сценарий	Толщина слоя [см]				Плотность в слое [г/см ³]			
			h ₁	h ₂	h ₃	h ₄	ρ ₁	ρ ₂	ρ ₃	ρ ₄
23.11.20	1 <u>Воздух</u> h ₁ , ρ ₁	1	5	-	-	-	0,17	-	-	-
02.12.20	<u>Почва</u>	2	8	-	-	-	0,23	-	-	-
-	1 <u>Воздух</u> h ₂ , ρ ₂	3	6	6	-	-	0,215	0,09	-	-
	2 <u>h₁, ρ₁</u> <u>Почва</u>	4	6	2	-	-	0,215	0,326	-	-
24.12.20	1 <u>Воздух</u> h ₃ , ρ ₃	5	6	6	2	-	0,215	0,326	0,09	-
		6	8	2	1	-	0,215	0,326	0,09	-
24.01.21	2 <u>h₂, ρ₂</u>	7	8	7	4	-	0,25	0,409	0,144	-
		8	10	1	7	-	0,25	0,409	0,144	-
04.03.21	3 <u>h₁, ρ₁</u>	9	10	2	21	-	0,285	0,447	0,267	-
		10	14	10	16	-	0,285	0,447	0,267	-
18.03.21	<u>Почва</u>	11	17	9	4	-	0,247	0,455	0,350	-
18.03.21	1 <u>Воздух</u> h ₄ , ρ ₄	12	11	7	12	1	0,243	0,312	0,369	0,7
	2 <u>h₃, ρ₃</u>	13	12	12	4	6	0,247	0,369	0,242	0,35
	3 <u>h₂, ρ₂</u>									
	4 <u>h₁, ρ₁</u>									
<u>Почва</u>										

Методика расчета временных форм импульсов, отраженных от подобных слоистых структур, представлена в следующем разделе.

2. Методика расчета временных форм импульсов, отраженных от слоистой структуры снежного покрова

Пусть снежный покров толщиной h_{sn} и плотностью $\rho_{sn}(z)$ лежит на плоской границе $z=0$ мёрзлой почвы, характеризуемой объемной влажностью W , содержанием глинистой фракции C , плотность сухого сложения ρ_d и температурой T_s . Геометрия задачи изображена на рис. 5.

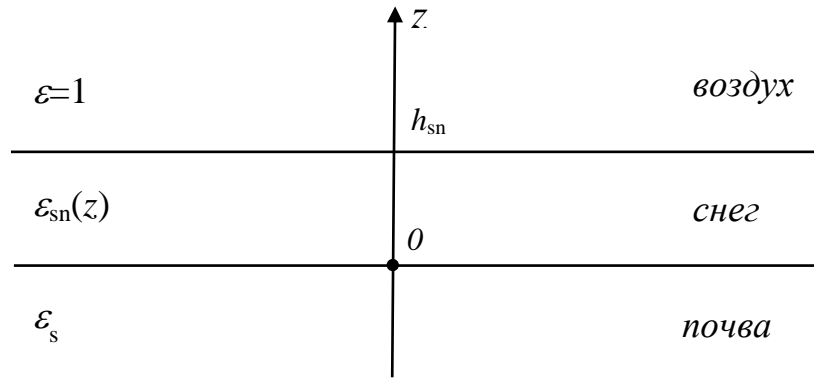


Рис. 5. Геометрия задачи.

Представим относительную КДП данного слоистого полупространства в виде:

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

Здесь f – частота электромагнитного поля. Далее будем полагать, что из верхнего полупространства ($z > h_{sn}$) на данную слоистую среду вертикально вниз падает плоская импульсная электромагнитная волна. Тогда в сечении плоской границы $z=h_{sn}+0$ может быть рассчитан коэффициент отражения $R_0(f)$ от слоисто-неоднородного полупространства (1) методом Бреховских [22]. При расчете коэффициента отражения $R_0(f)$ использовались диэлектрические модели сухого снега [13, 14] и почвы [23]. В соответствии с [13, 14] КДП сухого снежного покрова рассчитывалось по формуле

$$\varepsilon_{sn}(\rho_{sn}) = 1 + 1,7\rho_{sn} + 0,7\rho_{sn}^2 + i0, \quad (2)$$

где i – мнимая единица, $\rho_{\text{сн}}$ – плотности сухого снега. КДП мёрзлой почвы рассчитывалась при среднем значении температуры почвы, равной -5°C (см. табл. 1) для влажности 25%, содержания глинистой фракции 26% и плотности $1,1 \text{ г/см}^3$.

Зондирование слоистой среды снежного покрова будем осуществлять с использованием СШП импульса. Аналитический сигнал $\dot{s}(t)$, отраженных СШП импульсов от слоистой структуры снежно-почвенного покрова, рассчитывался в соответствии с методиками [17, 18] на основе формул:

$$\dot{s}(t) = 2 \int_{f_{\min}}^{f_{\max}} e^{-2i\pi ft} S(f), \quad S(f) = R_0(f)K_{\alpha}(f), f > 0, \quad (3)$$

где t – время, f_{\min} и f_{\max} минимальная и максимальная частота в спектре $K_{\alpha}(f)$ оконной функции Чебышева при $\alpha=80\text{дБ}$ (параметр α задаёт в дБ уровень подавления боковых лепестков). Оконная функция Чебышева [24, 25] использовалась с целью минимизации длительности главной части синтезируемого импульса. Временная форма импульса $s(t)$ и его огибающая $\hat{s}(t)$, рассчитанные по формулам:

$$s(t) = \text{Re } \dot{s}(t), \quad \hat{s}(t) = |\dot{s}(t)|, \quad (4)$$

при $f_{\min}=0,4 \text{ ГГц}$, $f_{\max}=5,0 \text{ ГГц}$ показаны на рис. 6. Длительность импульса по уровню половины амплитуды огибающей оказалась равна $0,47 \text{ нс}$.

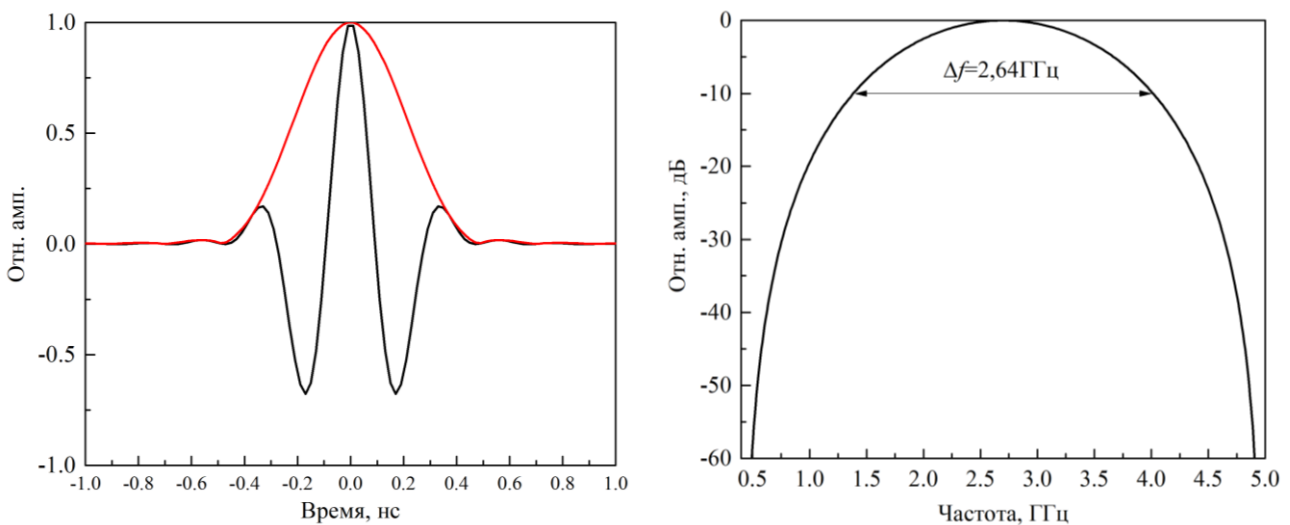
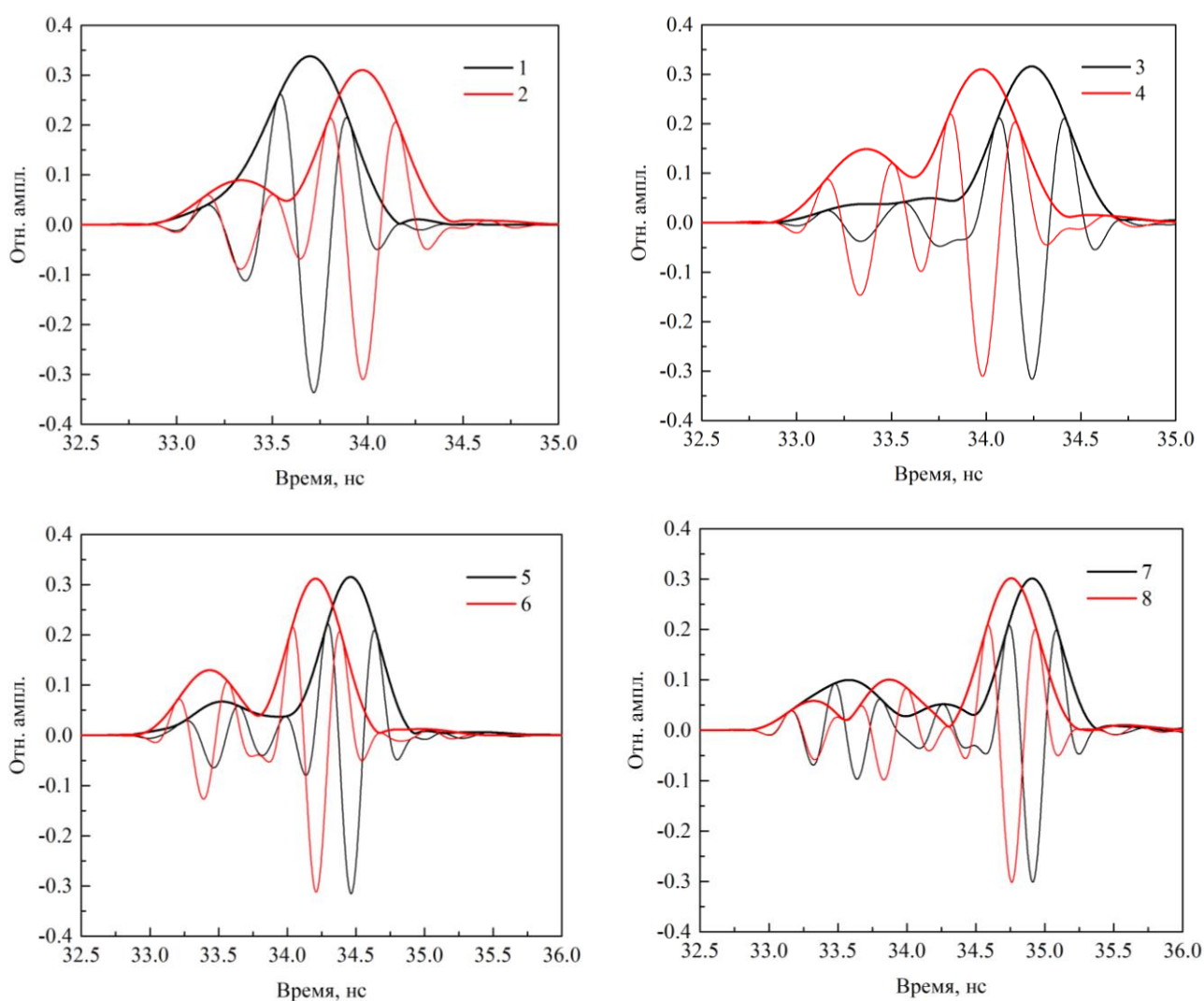


Рис. 6. Временная форма и спектр зондирующего импульса длительностью $0,47 \text{ нс}$. Красная линия – огибающая, черная линия форма сигнала и его спектр.

3. Временные формы импульсов, отраженные слоистой структурой снежного покрова

На основе численных экспериментов проведем исследование процессов отражения СШП импульса (см. рис. 6), синтезированного указанным способом, для каждого из тринадцати модельных сценариев слоистой среды снежного покрова (см. табл. 2). При моделировании будет полагаться, что полная влажность и температура почвы в ходе зондирования не менялась. Влияние температуры и влажности почвы на временную форму СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снежно-почвенного покрова, исследовалась в работе [18]. Рассчитанные по формулам (1)-(4) временные формы импульсов, отраженные слоистой средой снежного покрова в соответствии с тринадцатью сценариями (см. табл. 2), приведены на рис. 7.



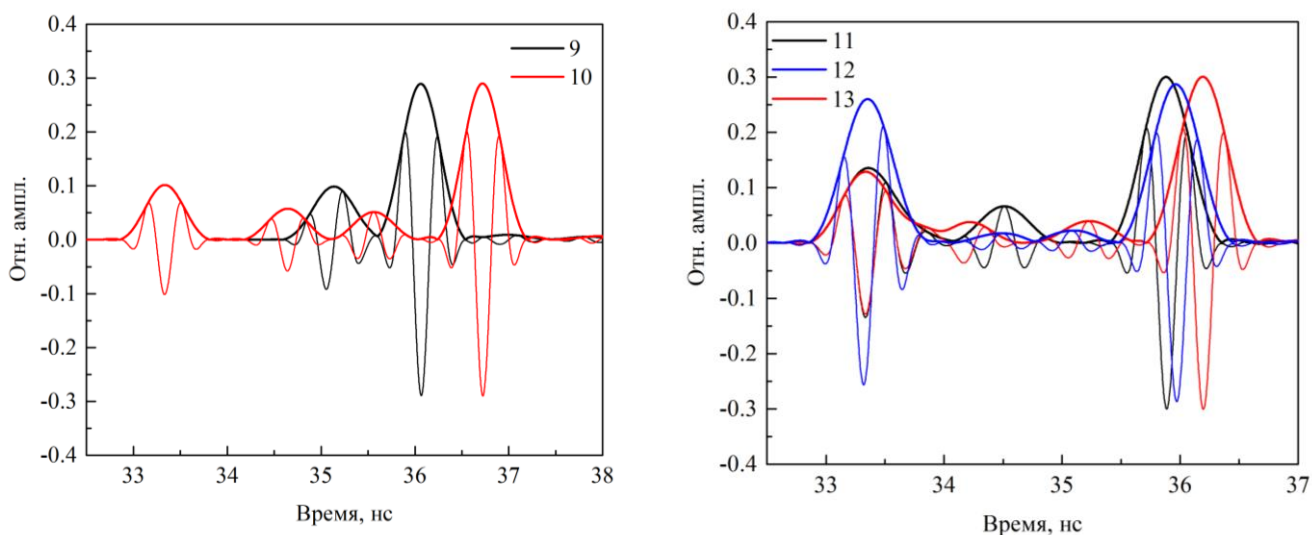


Рис. 7. Временны формы импульсов, отраженных от слоистой структуры снежного покрова, для тринадцати сценариев (см. табл. 2) в случае зондирующего СШП импульса длительностью 0,47 нс (см. рис. 6). Номер сценария для модельной слоистой среды обозначен цифрой на рисунке.

Из анализа временных форм импульсов (см. рис. 7) следует, что только для модельных сред №2 и №10 наблюдаемые импульсы могут быть однозначно сопоставлены с соответствующими отражающими границами в слоистой структуре снежно-почвенного покрова (см. табл. 2, вид модели). В случае однородного слоя снега толщиной 8 см (см. табл. 2, сценарий №2) импульсы, отраженные от границы воздух-снег и снег-почва, можно идентифицировать в интервале времён задержек от 33 до 33,5 нс и около 34 нс, соответственно (см. рис. 7, №2). При уменьшении толщины слоя снега до 5 см (см. рис. 7, №1) времена приходов импульсов, отраженных от границы воздух-снег и снег-почва, близки и разрешить данные импульсы невозможно. В случае двуслойной среды при толщине каждого из слоёв 6 см (см. табл. 2, сценарий №3), практически невозможно выделить отраженные от внутренних слоев снежного покрова импульсы (см. табл. 2, сценарий №3) в интервале времён задержек от 33 до 33,5 нс, от 33 до 34 нс и от 34 до 35 нс (см. рис. 7, №3). Эти наблюдения хорошо согласуются с оценкой предельной толщины слоя снежного покрова 5,6 см, границы которого могут быть разрешены импульсом длительностью 0,47 нс (оценка на основе критерия Релея приведена для снега плотностью $0,3 \text{ г/см}^3$ и модели КДП снега (2)). В случае трёхслойной среды (см. табл. 2 сценарий №10)

с толщиной слоёв более 10 см, отраженные импульсы (см. рис. 7, №10) уверенно можно сопоставить с соответствующими отражающими границами раздела сред: 1) воздух-снег (33-33,5 нс), 2) снег-снег (34,5-35 нс), 3) снег-снег (35,5 нс) и 4) снег-почва (36,5-37 нс). Более детально картина наложения отраженных импульсов продемонстрирована на рис. 8 для сценариев №4, №7, №8 и №12.

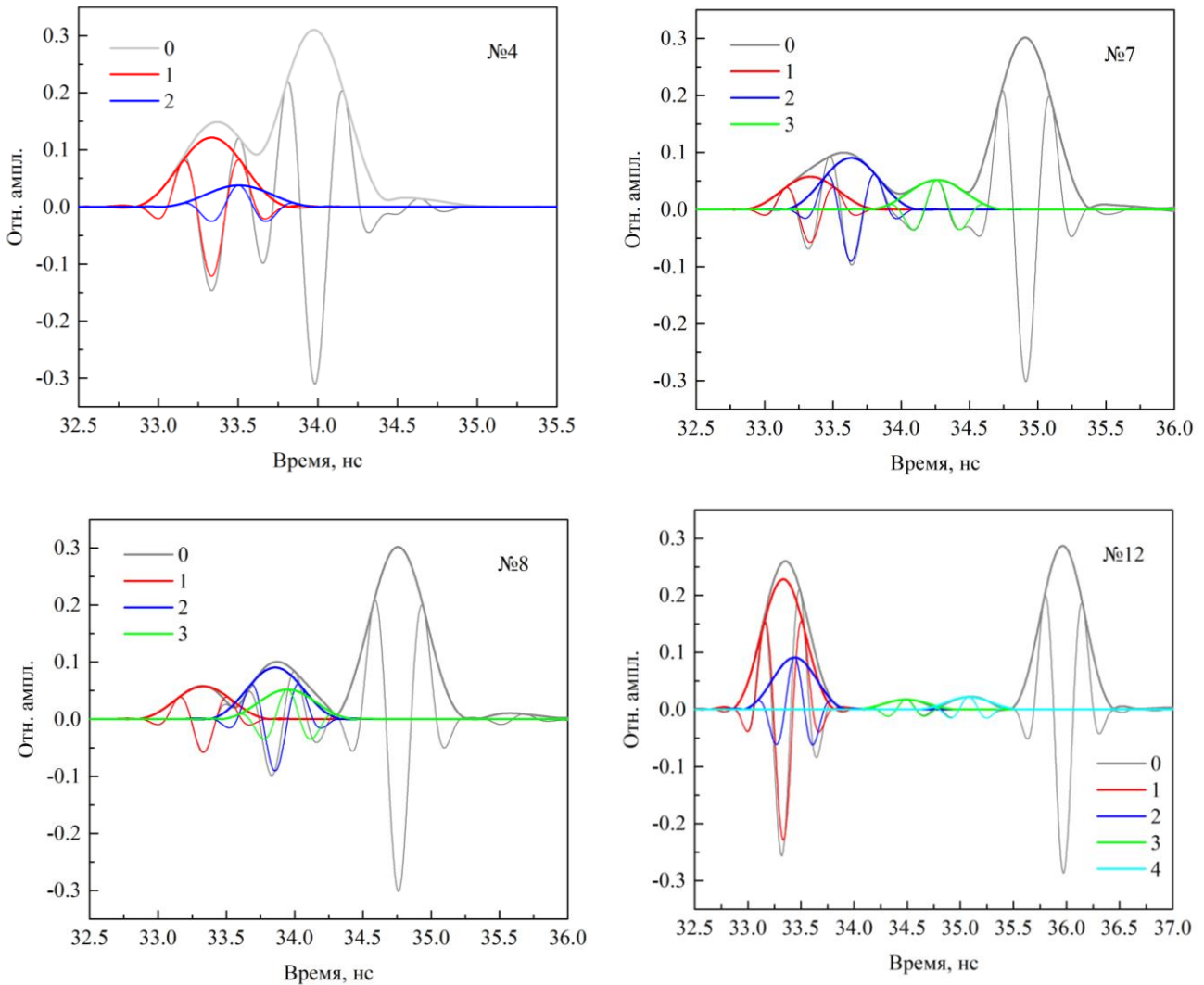


Рис. 8. Временные формы импульсов, отраженных от 1, 2, 3 и 4 границы в снежном покрове (см. табл. 2, виды модели), 0-временная форма полного импульса.

В этих случаях при расчете импульсов по формулам (3)-(4) коэффициент отражения рассчитывался методом Бреховских [22] для соответствующих границ парциальных слоев снежного покрова (см. таб. 2, сценарии №4, №7, №8 и №12). Хорошо видно, что увеличение толщины верхнего слоя снежного

покрова с 2-4 см (см. табл. 2 и рис. 8, сценарии №4 и №7) до 7см (см. табл. 2 и рис. 8, сценарии №8), позволяет на фоне импульсов, отраженных от низлежащих слоев, уверенно идентифицировать импульс, отраженный от границы воздух-снег. Для всех тринадцати сценариев, кроме №12 (с образованием корки льда на поверхности снежного покрова толщиной 1см), импульс, отраженный от границы снег-почва, больше по амплитуде (чем импульсы, отраженные от внутренних границ и от границы воздух-снег), уверенно разрешим и идентифицируем.

На практике при регистрации отраженных СШП импульсов в условиях сильной неоднородности снежного покрова как по поверхности площадки зондирования, так и по вертикальному разрезу (см. рис. 4) будут реализовываться суперпозиция сценариев (см. табл. 2) с различными весами. В результате анализ временных форм СШП импульсов будет осложнен случайными многократными отражениями импульсов от внутренних границ снежного покрова, а также разнообразными условиями усреднения импульсов, отраженных от различных участков в пределах пятна зондирования. Данное утверждение хорошо согласуется с результатами исследований снежного покрова с борта вертолѐта [21, п. 8.1.2]. В результате практически применить какой-либо метод решения обратной задачи по восстановлению профиля плотности снежного покрова и выделению однородных слоев в снежном покрове, имеющем сильно неоднородную структуру как по пространству, так и по вертикальному разрезу (см. рис. 4), представляется весьма затруднительным. Кроме того, восстановление вертикального профиля плотности снежного покрова из измеренных временных форм СШП импульсов (или рассчитанных на их основе коэффициентов отражения во временной или спектральной области) является некорректно поставленной задачей, требует привлечения методов регуляризации, и дополнительно осложняет задачу. Вместе с тем, результаты моделирования (см. рис. 7) для тринадцати практически наблюдаемых на тестовом участке сценариев указывают на то, что СШП импульсы длительностью 0,47 нс, отраженные от границ воздух-снег и снег-

почва могут быть однозначно разрешены для толщины снега более 5-6см. При этом амплитуды и временные задержки импульсов, отраженных от границы снег-почва несут в себе информацию об усредненных свойствах всей толщ снежного покрова. В силу дополнительных сложностей построения электродинамической модели излучения и приема СШП импульсов антенной системой радара, пригодной для проведения абсолютных измерений характеристик отраженных импульсов, предлагается метод относительных измерений как временных задержек, так и амплитуд СШП импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег-почва для оценки усредненных характеристик всей толщи снежного покрова.

4. Методика оценки средней плотности, высоты и водного эквивалента снежного покрова

На основе данных, представленных на рис. 7, были рассчитаны (по максимуму огибающей): разность времен распространения Δt и отношение амплитуд $S_{\text{soil-snow}}/S_{\text{air-snow}}$ импульсов, отраженных от границ снег-почва и воздух-снег. Для каждого из тринадцати сценариев на рис. 9 и рис. 10 приведены зависимость ВЭСП от Δt и зависимость средней плотности снежного покрова, ρ_{sn} от отношения амплитуд $S_{\text{soil-snow}}/S_{\text{air-snow}}$. ВЭСП в зависимости от средней высоты и плотности снежного покрова (см. табл. 2) рассчитывался по формуле

$$\text{ВЭСП} = \frac{\rho_{sn}}{\rho_w} h_{sn}, \quad (5)$$

где $\rho_w = 1 \text{ г/см}^3$ - плотность воды.

Установленная в данной работе зависимость ВЭСП(Δt) (см. рис. 9, зелёная линия) согласуется с экспериментальными данным работы [21] для ВЭСП менее 60 мм, которое наблюдалось на тестовом участке до 4 марта 2021 г. Для данного диапазона ВЭСП хорошее согласие также наблюдается (см. рис. 9), если воспользоваться формулой из [1], положив $\rho_{sn} = 0,37 \text{ г/см}^3$ (максимальная средняя плотность снежного покрова в проведенном нами эксперименте, см. рис. 10).

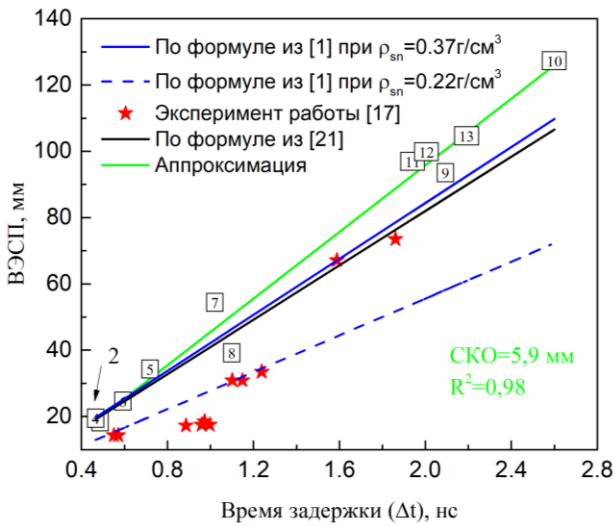


Рис. 9. Водный эквивалент снежного покрова в зависимости от времени задержки между импульсами, отраженными от границы воздух-снег, и снег-почва. Формула линейной аппроксимации (зелёная линия): $ВЭСП = 47,6 \Delta t$.

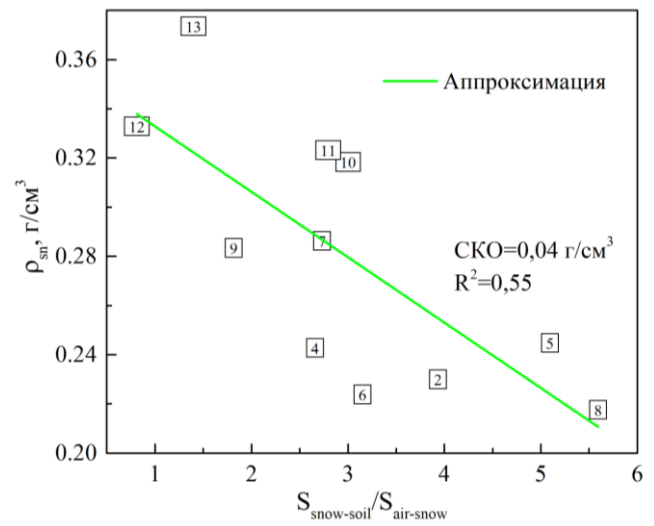


Рис. 10. Средняя плотность снежного покрова в зависимости от отношения амплитуд импульсов, отраженных от границы снег-почва и воздух-снег. Формула линейной аппроксимации (зелёная линия): $\rho_{sn} = 0,359 - 0,027 \frac{S_{soil-snow}}{S_{air-snow}}$.

Экспериментальные данные работы [17] хорошо согласуются с полученной $ВЭСП(\Delta t)$ (см. рис. 9) в период начального накопления снежного покрова при $ВЭСП < 18$ мм и в период периодических процессов оттаивания и замерзания снежного покрова при $ВЭСП > 60$ мм. В этих случаях как в условиях эксперимента [17], так и при моделировании в данной работе наблюдалась близкая структура снежного покрова: однородный слой и многослойная структура снежного покрова, соответственно. В целом, как видно из результатов, представленных на рис. 9, слоистая структура снежного покрова играет ключевую роль для интерпретации зависимости $ВЭСП(\Delta t)$. В случае, если слоистая структура снежного покрова не учтена при использовании формул работы [1], оценка $ВЭСП$ на основе измерения средних значений ρ_{sn} снежного покрова будет существенно занижена. Вместе с тем, отношение $S_{snow-soil}/S_{air-snow}$ позволяет предложить более универсальную оценку средней плотности снежного покрова (см. рис. 10). На основе установленных линейных

эмпирических зависимостей между ВЭСП и Δt , ρ_{sn} и $S_{soil-snow}/S_{air-snow}$, может быть оценена средняя высота снежного покрова по формуле

$$h_{sn} = \frac{\rho_w}{\rho_{sn}} \text{ВЭСП} = \frac{-4,8 + 50,3 \Delta t}{0,359 - 0,027 S_{soil-snow}/S_{air-snow}}. \quad (6)$$

На рис. 11 приведены результаты оценки толщины снежного покрова по формуле (6) в зависимости от средней толщины снежного покрова, рассчитанной на основе данных (см. таб. 2), заданных в ходе моделирования.

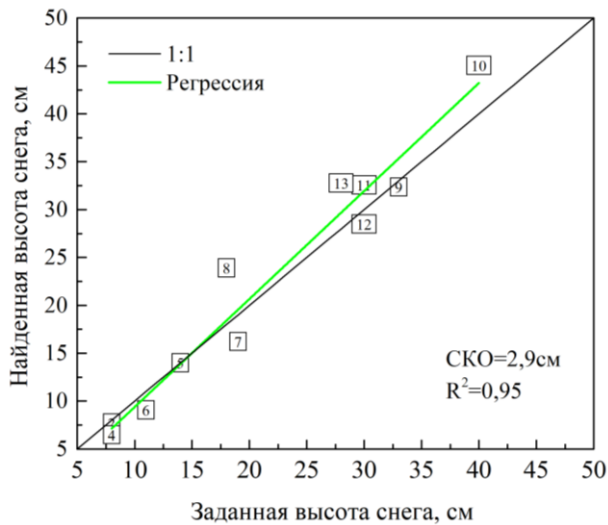


Рис. 11. Зависимость найденной (y) от заданной (x) высоты снежного покрова. Формула линейной регрессии (зелёная линия): $y = -1,90 + 1,13 x$.

Заключение

Теоретическое исследование процессов взаимодействия СШП импульсов длительностью 0,47 нс со слоисто-неоднородными средами снежного покрова, структура которых наблюдалась экспериментально в ходе полевых экспериментов на тестовом участке сельскохозяйственного поля в районе пос. Манино, Красноярский край, показало, что измерение времени задержек и отношения амплитуд СШП импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег-почва, могут быть использованы для одновременной оценки водного эквивалента, средней плотности, и высоты слоисто-неоднородного снежного покрова. При этом слоисто-неоднородная структура снежного покрова, играет ключевую роль для интерпретации зависимости водного эквивалента снежного покрова от времени задержки СШП импульсов, отраженных от границы снег-почва.

Для тринадцати рассмотренных модельных сценариев слоисто-неоднородной структуры снежного покрова установлено, что водный эквивалент снежного покрова линейно зависит от временной задержки между импульсами, отраженными от границы снег-почва и воздух-снег. При этом водный эквивалент снежного покрова с коэффициентом детерминации 0,98 и среднеквадратическим отклонением 5,6 мм может быть оценен по временным задержкам отраженных СШП импульсов, в случае средней толщины от 4–6 до 39 см и плотности от 0,21 до 0,37 г/см³ снежного покрова.

Установлено, что средняя плотность всей толщи слоисто-неоднородного снежного покрова линейно зависит от отношения амплитуд импульсов, отраженных от границы снег-почва и воздух-снег. При этом средняя плотность снежного покрова с коэффициентом детерминации 0,55 и среднеквадратическим отклонением 0,04 г/см³ может быть оценена по этому отношению амплитуд отраженных СШП импульсов.

Найденные линейные зависимости между водным эквивалентом снежного покрова и временными задержками, между средней плотностью снежного покрова и отношением амплитуд импульсов, отраженных от границ снег-почва и воздух-снег, позволили предложить эмпирический метод оценки средней высоты снежного покрова с коэффициентом детерминации 0,95 и среднеквадратическим отклонением 2,9 см.

Точность предложенных методик измерения водного эквивалента, средней плотности и высоты снежного покрова необходимо дополнительно исследовать в зависимости от вариации температуры, влажности, плотности и гранулометрического состава мёрзлого почвенного покрова, а также в различных условиях увлажнения снежного покрова. Полученные теоретические результаты указывают на принципиальные возможности получения оценок водного эквивалента снежного покрова, средней плотности и высоты слоисто-неоднородного снежного покрова на основе относительных измерений амплитуд СШП импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег-почва снежного покрова. Особую актуальность полученные результаты приобретают

в связи с возможностью реализации данного способа зондирования с борта аэроплатформы. В связи с этим открываются перспективы создания технологии радарного СШП картирования с борта аэроплатформ основных характеристик снежного покрова, дополняющих информационное обеспечение существующих систем, используемых в точном земледелии.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ №19-45-240010.

Литература

1. Lundberg A., Thunehed H., Bergström J. Impulse Radar Snow Surveys – Influence of Snow Density. *Hydrology Research*. 2000. Vol. 31. No. 1. P. 1–14.
2. Lundberg A., Thunehed H. Snow Wetness Influence on Impulse Radar Snow Surveys Theoretical and Laboratory Study. *Hydrology Research*. 2000. Vol. 31. No. 2. P. 89–106.
3. Ulriksen P. *Applications of impulse radar to civil engineering*. Dr. thesis, Lund University of Technology, Lund. 1982. 179 p.
4. Griessinger N., Mohr F., Jonas T. On measuring snow ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device. *The Cryosphere Discuss.* [preprint]. 2017. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-295>.
5. Pasion M., Espín-López P.F., Silvestri L., Barbolini M., Dell’Acqua F. Experimental validation of a dual-receiver radar architecture for snowpack monitoring. *International Journal of Microwave and Wireless Technologies*. 2020. Vol. 12. P. 439–446.
6. Pasion M., Barbolini M., Dell’Acqua F., Espín-López P. F., Silvestri L. Snowpack Monitoring Using a Dual-Receiver Radar Architecture. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2019. Vol. 57. No. 2. P. 1195-1204.
7. Clair S. J., Holbrook W. S. Measuring snow water equivalent from common-offset GPR records through migration velocity analysis. *The Cryosphere*. 2017. Vol. 11. P. 2997–3009.

8. 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. P. 1-12.
9. Bradford J.H. Frequency-dependent attenuation analysis of ground-penetrating radar data. *Geophysics*. 2007. Vol. 72. No. 3. P. J7-J16.
10. Holbrook W. S., Miller S. N., Provat M. A. Estimating snow water equivalent over long mountain transects using snowmobile-mounted ground-penetrating radar. *Geophysics*. 2016. Vol. 81. No. 1. P. WA183–WA193.
11. Schmid L., Schweizer J., Bradford J., Maurer H. A synthetic study to assess the applicability of full-waveform inversion to infer snow stratigraphy from upward-looking ground-penetrating radar data. *Geophysics*. 2016. Vol. 81. No. 1. P. WA213–WA223.
12. 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
13. 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.
14. 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.
15. Lundberg A., Richardson-Naslund C., Andersson C. Snow density variations: consequences for ground-penetrating radar. *Hydrological processes*. 2006. Vol. 20. P. 1483–1495.
16. 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. *Hydrology Research*. 2013. Vol. 44. No. 4. P. 600–613.
17. 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>

- 18.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>
- 19.Dix C. H. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*. 1955. Vol. 20. P. 68-86.
- 20.Lundberg A, Gustafsson D, Stumpp C, Kløve B, Feiccabrino J. Spatiotemporal Variations in Snow and Soil Frost—A Review of Measurement Techniques. *Hydrology*. 2016. Vol. 3. No. 3. P. 28
- 21.Финкельштейн М.И., Карпухин В.И., Кутев В.А., Метелкин В.Н.. *Подповерхностная радиолокация*. М.: Радио и связь. 1994. 216с.
- 22.Brekhovskikh L.M. *Waves in Layered Media*. New York, NY, USA, Academic: 1960. 561 p.
- 23.Mironov V. L., Karavayskiy A. Yu., Lukin Yu. I., Molostov I. P. A dielectric model of thawed and frozen Arctic soils considering frequency, temperature, texture and dry density. *International Journal of Remote Sensing*. 2020. Vol. 41. P. 3845-3865.
- 24.Harris F.J. On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform. *Proceedings of the IEEE*. 1978. Vol. 66. No. 1. P. 51-83.
- 25.Lynch P. The Dolph-Chebyshev Window: A Simple Optimal Filter. *Monthly Weather Review*. 1997. Vol. 125. P. 655-660.

Для цитирования:

Музалевский К.В. Измерение водного эквивалента, средней плотности и высоты слоисто-неоднородного снежного покрова СНП электромагнитными импульсами. Теоретическое исследование. *Журнал радиоэлектроники* [электронный журнал]. 2021. №7. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.7.3>