

УДК 528.88

## РАДИОЛОКАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНАЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ L-ДИАПАЗОНА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

П.Н. Дагуров<sup>1</sup>, Т.Н. Чимитдоржиев<sup>1</sup>, А.В. Дмитриев<sup>1</sup>, С.И. Добрынин<sup>2</sup>,  
А.И. Захаров<sup>3</sup>, А.К. Балтухаев<sup>1</sup>, М.Е. Быков<sup>1</sup>, И.И. Кирбижекова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физического материаловедения Российской академии наук, 670047,  
г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, д.6

<sup>2</sup>Бурятский институт инфокоммуникаций (филиал) СибГУТИ, 670005,  
г. Улан-Удэ, ул. Трубочеева, 152

<sup>3</sup>Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Фрязинский  
филиал, 141190, г. Фрязино Московской обл., пл. Б.А. Введенского, д.1

Статья поступила в редакцию 27 апреля 2017 г.

**Аннотация.** Исследована возможность применения космической радиолокационной интерферометрии для определения высоты снежного покрова и снежного эквивалента снега. Экспериментальным материалом при измерениях высоты и водного эквивалента снега методом спутниковой дифференциальной радиолокационной интерферометрии были данные двух сеансов съемки тестового участка земной поверхности, проведенных радаром ALOS PALSAR-2 в бесснежный период и при наличии снежного покрова. Приведены теоретические соотношения, связывающие интерферометрическую разность фаз с высотой снежного покрова и водным эквивалентом снега для данной геометрии наблюдений и длины волны сигнала радара. Существенным элементом эксперимента было размещение вблизи тестового участка эталонного уголкового отражателя, обратное рассеяние которого и положение фазового центра рассеяния были одинаковы в обеих съемках. Расчетные значения высоты снега, полученные исходя из изложенной теории, измерений интерферометрической разности фаз методом дифференциальной интерферометрии, а также прямые измерения высоты снега на тестовом участке показали хорошее взаимное соответствие.

**Ключевые слова:** спутниковый радиолокатор с синтезированной апертурой, дифференциальная интерферометрия, ALOS PALSAR-2, снежный покров, водный эквивалент снега.

**Abstract.** An applicability of spaceborne radar interferometry for the measurements of snow layer thickness and snow water equivalent was studied. Experimental dataset in the measurements of thickness and snow water equivalent consisted of two datasets from ALOS PALSAR-2 observations made in snow free conditions and in the presence of snow cover. Theoretical relations between interferometric phase difference, snow layer thickness and snow water equivalent for a given observation geometry and radar signal wavelength are presented. An essential feature of the experiment was the deployment at the test field of the reference corner reflector having stable level of radar cross section and scattered signal phase center location. Its interferometric phase difference was used as reference in calculations of the phase differences induced by snow cover on the test field. The deployment of the corner reflector with 2 meters leg on the smooth surface of the test field provided high corner signal to surrounding clutter ratio, exceeding 34 dB, and respective accurate measurements of the corner signal phase difference. At the same time, overall accuracy is determined by signals of the test field covered with snow layer. Direct measurements of snow parameters are: snow thickness 20 – 30 cm, snow density 0.2 – 0.21 g/cm<sup>3</sup>. The calculations of snow depth made using theoretical relations, interferometric phase difference measurements, as well as direct measurements of snow layer thickness at the test field are in good agreement.

**Key words:** Spaceborne synthetic aperture radar, differential interferometry, ALOS PALSAR-2, snow cover, snow water equivalent.

## 1. Введение

Сезонный снежный покров в регионах умеренных и северных широт является важным природным фактором. Снег оказывает большое влияние на климат, гидрологические и почвенные процессы, жизнь растений и животных, жизнедеятельность человека. Основными характеристиками снежного покрова, важными для практических применений, являются его высота и количество

содержащейся в нем воды. Последний параметр обычно называют водным эквивалентом снега (snow water equivalent - SWE) [1, 2] или снегозапасом [3, 4]. В частности, в случае однородного снега с постоянной высотой SWE определяется как произведение высоты снежного покрова и его плотности, отнесенной к плотности воды, и выражается в единицах длины. В случае переменной по высоте плотности снега водный эквивалент определяется отношением интеграла от плотности снега по высоте к плотности воды [1].

Определение параметров снега является одной из важных задач космического дистанционного зондирования Земли, осуществляемого в различных диапазонах электромагнитных волн активными и пассивными методами [1, 2]. Важным достоинством спутникового дистанционного зондирования как снежного покрова, так и других земных покровов, в отличие от традиционных наземных методов измерения, выполняемых в отдельных точках (площадках, полигонах), является охват больших земных территорий, зачастую труднодоступных для проведения наземных измерений.

Микроволновое дистанционное зондирование дает возможность измерения высоты и водного эквивалента снега, поскольку микроволны проникают через толщу снежного покрова в отличие от оптического излучения, которое позволяет определить только границы снежного покрытия. Кроме того, зондирование в микроволновом диапазоне не зависит от облачности и освещенности земной поверхности.

Пассивное микроволновое зондирование снега основано на измерениях и анализе радиотеплового излучения снежного покрова в различных частотных диапазонах. Анализ данных, полученных пассивными сенсорами, в настоящее время активно используется для картирования заснеженных территорий [1-5]. Недостатком пассивных сенсоров является низкое пространственное разрешение, составляющее десятки километров. Более детальным инструментом для исследования параметров снежного покрова являются радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) с разрешением, достигающим единиц метров [6, 7]. Методы изучения характеристик снега с

помощью РСА в зависимости от анализируемого параметра радиолокационного сигнала можно разделить на амплитудные, интерферометрические и поляриметрические, использующие, соответственно, информацию об амплитуде, фазе и поляризации радиолокационного сигнала.

Амплитудные методы анализируют значения коэффициента обратного рассеяния, представляющего собой безразмерную величину, численно равную эффективной площади рассеяния участка земной поверхности с единичной площадью. Расчетные оценки амплитуды сигнала РСА основаны на анализе обратного рассеяния от границ «воздух – снег», «снег-почва», а также объемного рассеяния на неоднородностях внутри снежного покрова. Такой анализ достаточно затруднителен ввиду сложности решения прямой задачи, и, тем более, обратной задачи восстановления параметров снега в общей постановке, когда учитывается размер частиц снега и их распределение по размерам, плотность и влажность снега, его слоистость. Экспериментальные данные также не всегда однозначны и показывают, как наличие корреляции между коэффициентом обратного рассеяния и массой снега, так и отрицательную корреляцию или, вообще, отсутствие корреляционных связей [8].

Интерферометрические методы в космической радиолокации используют фазовую составляющую сигнала. Дифференциальная интерферометрия позволяет обнаружить деформации и подвижки элементов земной поверхности с большой точностью [10]. Для дифференциальной интерферометрии помимо двух сравниваемых изображений одной и той же территории, полученных в разное время, необходимо иметь цифровую модель рельефа, которая позволяет вычестить из фаз каждого изображения компоненту, описывающую рельеф. Далее измеряется разность фаз (дифференциальная фаза) между двумя «очищенными» изображениями, которая описывает изменения поверхности, происшедшие за интервал времени между двумя полученными РСА снимками. Вместо цифровой модели рельефа часто используется дополнительное третье изображение, с помощью которого также можно «вычестить» влияние рельефа. В

радиолокации смещению поверхности в направлении прихода волны на половину длины волны соответствует фазовый сдвиг  $2\pi$ , поэтому при точности измерения фазы много меньшей  $2\pi$  возможно измерение смещения поверхности на величину много меньшую длины волны. Например, если фаза измеряется с точностью  $\pi/10$ , то смещение можно измерить с точностью  $\lambda/40$  ( $\lambda$ - длина волны). Так в X-диапазоне при длине волны порядка 3 см эта точность будет меньше 1 мм. Использование метода дифференциальной интерферометрии показало, что он является эффективным инструментом для диагностики и мониторинга различных изменений земных покровов [11 – 18].

Интерферометрические методы также использовались для анализа снежного покрова и оценки водного эквивалента снега [19 – 31]. Важным параметром в радиолокационной интерферометрии является когерентность, которая математически представляет собой коэффициент корреляции между комплексными амплитудами сигналов от одних и тех же участков сравниваемых радиолокационных изображений. Обычно полагают, что степень когерентности между изображениями определяет качество интерферометрической фазы. Потеря когерентности возможна вследствие пространственной и временной декорреляции сигналов, обусловленной малым отношением сигнал/шум, слишком большим значением интерферометрической базы, влиянием топографических ошибок, атмосферных эффектов, неточностей при совместной обработке сравниваемых изображений [32]. Влияние искажающих факторов можно существенно ослабить с помощью метода постоянных рассеивателей (Persistent Scatterers - PS) и метода малых базовых линий (Small Baseline Subset - SBAS), основанных на совместном использовании временных серий изображений, получаемых в интерферометрическом режиме съемки [33 - 35]. Если мешающие факторы, обуславливающие декорреляцию, устранены, то изменение когерентности связано только с изменениями рассеивающих свойств поверхности земли, которые происходят за время между регистрацией изображений интерферометрической пары и приводят к изменению амплитуды и фазы

рассеянного сигнала. Таким образом, когерентность может быть использована в качестве отдельного инструмента для обнаружения и интерпретации таких изменений, в частности для обнаружения снежного покрова и динамики его изменений. Отметим, что степень декорреляции также зависит от временного интервала между изображениями РСА, используемыми для формирования изображений когерентности, и от длины волны сигнала РСА.

Использование когерентности для диагностики снега рассматривалось в работах [19 – 24]. В этих работах степень когерентности интерферометрических пар использовалась для анализа наличия или отсутствия снежного покрова, а также для определения сухого или влажного состояния снежного покрова. Отметим, что если высота и плотность снега одинаковы для поверхности в каждом пикселе изображения, то теоретически после образования снежного покрова когерентность должна быть высокой, поскольку набег фазы за счет преломления и распространения радиолокационной волны в снежном покрове для всех участков будет одинаков. На практике высота снега представляет случайную функцию пространственных координат, что приводит к уменьшению когерентности. Сама по себе когерентность не описывает прямо параметры снега. Являясь скорее качественной характеристикой, она может диагностировать только возможные границы снежного покрова, а также различать, является снег сухим или влажным. Эти результаты можно уточнить путем анализа коэффициента обратного рассеяния.

Прямые измерения SWE с помощью дифференциальной интерферометрии были впервые предложены в [25]. В данной работе получено соотношение, связывающее интерференционную фазу и значение SWE и основанное на изменении фазы вследствие преломления и распространения волны в снежном покрове, имеющем отличную от единицы диэлектрическую проницаемость. В [25] также приведены результаты экспериментов в С-диапазоне с использованием спутников дистанционного зондирования ERS-1 и ERS-2, которые показывают согласие с расчетными зависимостями. Теоретическая зависимость для интерферометрической фазы от SWE была также использована

в [26] для сравнения с экспериментальными данными, полученными из пролетов самолетного РСА в L-диапазоне. Полученные данные примерно соответствуют измерениям высоты снега на метеостанциях, расположенных около района исследований. Аналогичные результаты были получены в [27 – 30] при сравнении расчетных значений интерферометрической фазы с экспериментальными данными в С-диапазоне на основе данных авиационных и спутниковых РСА. Сравнение расчетной формулы для определения SWE сухого снега и экспериментальных результатов было проведено в [31]. В результате обширных наземных экспериментов в X- и Ku-диапазоне (10 и 16 ГГц) с использованием радара, установленного на башне, было получено хорошее соответствие между расчетными и экспериментальными результатами.

Проведенный анализ показывает, что интерферометрическая фаза может быть успешно использована для определения SWE. Однако число работ по применению радиолокационной интерферометрии для определения параметров снега сравнительно невелико и проведено в основном в С- и X-диапазонах, где степень когерентности, как правило, заметно меньше, чем в L-диапазоне, вследствие заметно меньших длин волн. Поэтому для большей достоверности и оценки достижимой точности в определении параметров снежного покрова интерферометрическими методами необходимы дальнейшие исследования. В данной работе мы приводим результаты определения высоты снега и водного эквивалента снега, впервые полученные с помощью РСА ALOS PALSAR-2, работающего в L-диапазоне на длине волны 24,2 см. Для получения большей точности результатов при проведении экспериментов были использованы эталонные рассеиватели в виде уголковых отражателей.

## 2. Теоретические соотношения

Основой интерферометрического метода определения водного эквивалента снега является определение изменения фазы радиолокационного сигнала, обусловленное образованием снежного покрова. На рис. 1 представлена геометрия задачи. Из среды с диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon = 1$  на снежный покров с высотой  $d$  и с диэлектрической проницаемостью  $\varepsilon_s$ , лежащий

на земной поверхности, под углом  $\theta_i$  падает плоская радиоволна космического радара, которая после преломления под углом  $\theta_r$  и обратного рассеяния от точки  $P$  на земной поверхности, возвращается по тому же пути к радару. Разность оптических путей этой волны и волны обратного рассеяния в отсутствие снежного покрова определяется соотношением

$$\Delta R = 2(\Delta R_a + \sqrt{\varepsilon} \Delta R_r) - 2\Delta R_s. \quad (1)$$

Из геометрии задачи и закона Снеллиуса следует, что для волны с волновым числом  $k$  соответствующая разность фаз рассеянной волны, прошедшей снежный покров и волны, рассеянной в бесснежный период имеет вид [25]

$$\Delta\Phi = 2kd(\sqrt{\varepsilon_s - \sin^2 \theta_i} - \cos \theta_i). \quad (2)$$

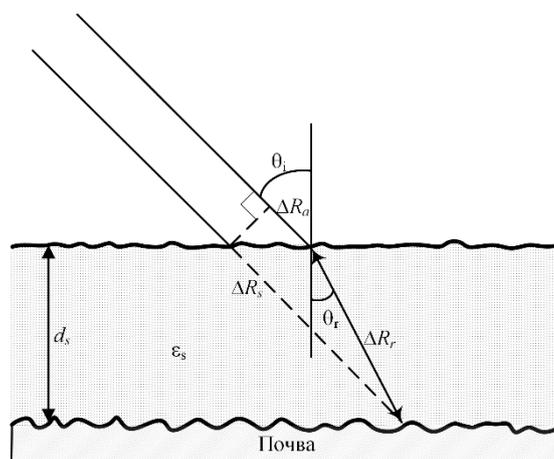


Рис. 1. Геометрия обратного рассеяния волны почвы со снежным покровом

Подчеркнем, что обратное рассеяние происходит от шероховатой поверхности почвы, на которой лежит снежный покров. Рассеяние от границы «воздух – снег» не учитывается вследствие меньшей шероховатости снега и сравнительно малого значения диэлектрической проницаемости.

*Электрические свойства и плотность сухого снега.* Диэлектрическая проницаемость снега зависит от его плотности  $\rho$ . Сухой снег состоит из смеси льда и воздуха, и его действительная часть диэлектрической проницаемости в диапазоне частот определяется полуэмпирическим соотношением [36]

$$\varepsilon_s = 1 + 1,6\rho + 1,86\rho^3, \quad (3)$$

где  $\rho$  выражено в  $\text{г/см}^3$ . Это соотношение справедливо для частот в диапазоне 10 МГц – 10 ГГц.

Мнимая часть диэлектрической проницаемости снега в L-диапазоне не превышает  $10^{-3}$ , т.е. сухой снег практически является диэлектриком, что позволяет радиоволнам свободно проникать в достаточно глубокий снег. В миллиметровом диапазоне волн ослабление в снеге увеличивается [37].

Плотность свежеснегавшего снега может быть заключена в пределах 0,02 - 0,15 г/см<sup>3</sup>. В результате оседания, процессов метаморфизма, ветрового давления плотность сухого снега может иметь значения 0,2 - 0,5 г/см<sup>3</sup>.

При малых  $\rho$  ( $\rho < 0,5$ ), подставляя выражение (3) в (2), затем разлагая последнее в ряд и ограничиваясь первым членом разложения, получим [27]

$$\Delta\Phi = \frac{1,6kd\rho}{\cos\theta_i} = \frac{1,6k}{\cos\theta_i} W. \quad (4)$$

Из этого выражения следует простая линейная связь между интерферометрической разностью фаз и водным эквивалентом снега.

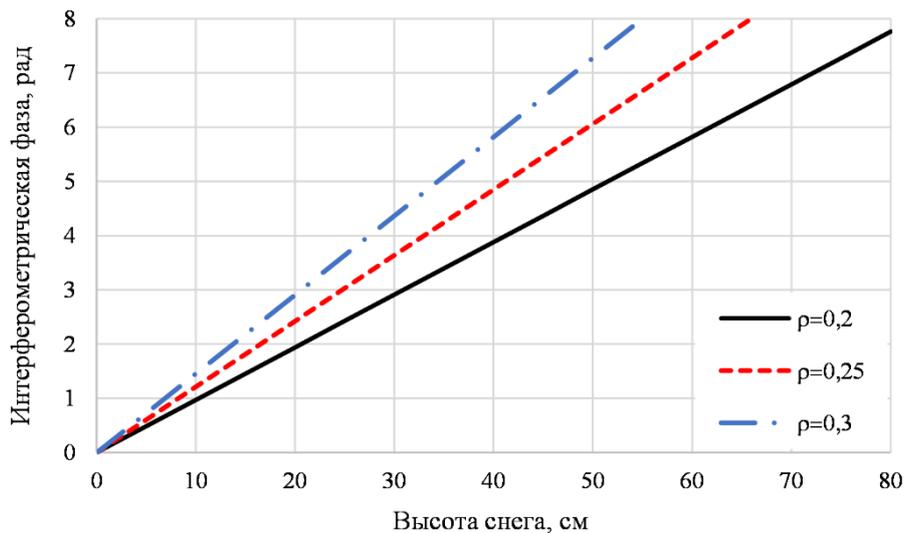


Рис. 2. Зависимости интерферометрической фазы от высоты снега при различных значениях плотности снега  $\rho$ .

В рассматриваемом случае у радара ALOS PALSAR-2 длина волны  $\lambda = 24,2$  см, угол падения  $\theta_i = 28,6^\circ$  и

$$\Delta\Phi = 0,485d\rho = 0,485W. \quad (5)$$

Расстояние от участка до оз. Байкал составляло примерно 1 км. Ранее поле использовалось в сельскохозяйственных целях, однако в последние годы оно не обрабатывается. На рис. 3 показано геокодированное амплитудное изображение

района измерений, совмещенное с изображением геопортала Google Earth. Стрелка указывает местоположение тестового участка.

$$W = 2,06\Delta\Phi \quad (6)$$

В формулах (5) и (6) значение высоты снега и водного эквивалента снега выражено в сантиметрах. Так, при  $\rho = 0,2 \text{ г/см}^3$  высота снега в 10 см соответствует интерферометрической фазе 0,97 радиан. Изменению фазы на полный цикл  $2\pi$  соответствует образование снежного покрова высотой 65 см. На рис. 2 показано графическое представление интерферометрической фазы в зависимости от высоты снега при различных значениях  $\rho$ .

### 3. Методика измерений

Исследования влияния снега на результаты микроволнового дистанционного зондирования и определение параметров снега по этим результатам проводились на тестовом участке, который представляет собой сравнительно ровное поле рядом с населенным пунктом (село Истомино), находящемся на берегу озера Байкал недалеко от дельты реки Селенги.

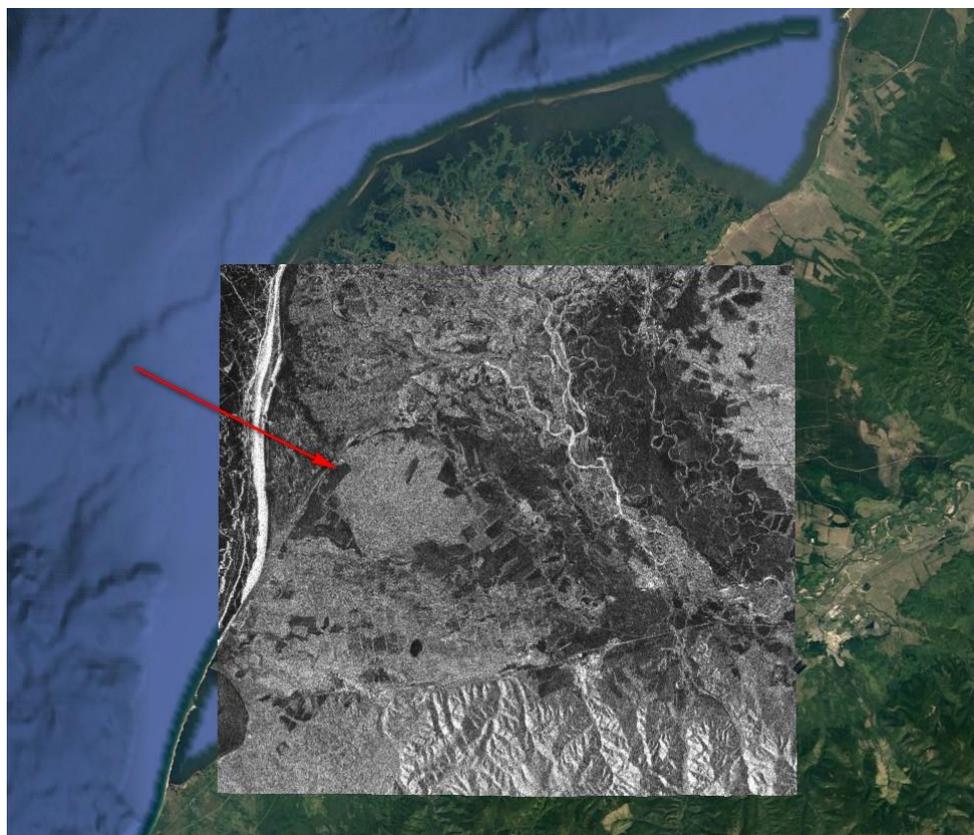


Рис. 3. Геокодированное амплитудное изображение, совмещенное с изображением геопортала Google Earth.

На рис. 4а и 4б показан вид этого поля без снега и при наличии снежного покрова (фотосъемка произведена с разных точек).



а)



б)

Рис. 4. Вид тестового участка без снежного покрова (а) и при наличии снежного покрова с установленным на нем уголковогом отражателем (б)

Климатические условия района исследований определяются расположением его в Восточной Сибири, имеющей резко континентальный

климат. Однако на побережье Байкала вследствие влияния огромной массы байкальской воды и окружающих гор наблюдается более теплая зима и более прохладное лето по сравнению прилегающими территориями. Однако в любом случае зимы характеризуются отрицательными температурами ( $-10^{\circ} \div -30^{\circ} \text{C}$ ) с отсутствием оттепелей, и снег до самого периода таяния (март-апрель) является сухим.

Радиолокационная съемка выполнялась спутниковым радаром с синтезированной апертурой ALOS PALSAR-2, работающим в L-диапазоне на центральной частоте 1236,5 МГц (длина волны 24,2 см). Для обработки и анализа использовалась интерферометрическая пара изображений, полученная 21 сентября 2016 г. в отсутствие снега и 8 февраля 2017 г. при наличии снежного покрова. Угол падения радиоволны на земную поверхность в обоих случаях был равен  $28,6^{\circ}$  и базовая линия интерферометрической пары, перпендикулярная направлению съемки, составляла 68 м. Обработка изображений осуществлялась при помощи лицензионного программного обеспечения ENVI+SARscape. В качестве опорной цифровой модели рельефа использовалась модель, построенная по данным одновременного пролета спутников TerraSAR-X/TanDEM-X, осуществлявших интерферометрическую съемку 8 сентября 2015 г. с базовой линией, составившей 1356 м. Для устранения влияния спеклов в интерферограмме TanDEM-X был использован фильтр с окном  $7 \times 7$  пикселей. Итоговая опорная цифровая модель рельефа была построена с пространственным разрешением 10 м для участков с когерентностью более 0.3. Данный порог когерентности позволил избавиться от влияния лесной растительности, исключив из рассмотрения граничащий с полем лес. Кроме того из снимков также были исключены участки оз. Байкал, также обладающие низкой когерентностью

Для анализа радиолокационных изображений были использованы эталонные радиолокационные рассеиватели в виде уголковых отражателей (УО), выполненных из дюралюминия. Отражатели представляли собой трехгранные конструкции с гранями в виде прямоугольного треугольника с

равными катетами длиной 2 м и с гранями в виде квадрата со сторонами 1,1 м. На рис. 4б показан УО, установленный на тестовом участке.

#### 4. Результаты измерений

На рис. 5 представлены геокодированные амплитудные радиолокационные изображения тестового участка, полученные в различное время. Цифрами 1,2,3,4 на рис. 5 обозначены местоположения уголкового отражателя. Во время съемки 21 сентября 2016 г. УО были установлены в точках 1 и 2. Во время съемки 8 февраля 2017 г. УО располагались в точках 2, 3, 4. Таким образом, только в точке 2 УО находился в том же месте во время обеих съемок, а потому фазовые измерения имеют смысл только для этого уголка.

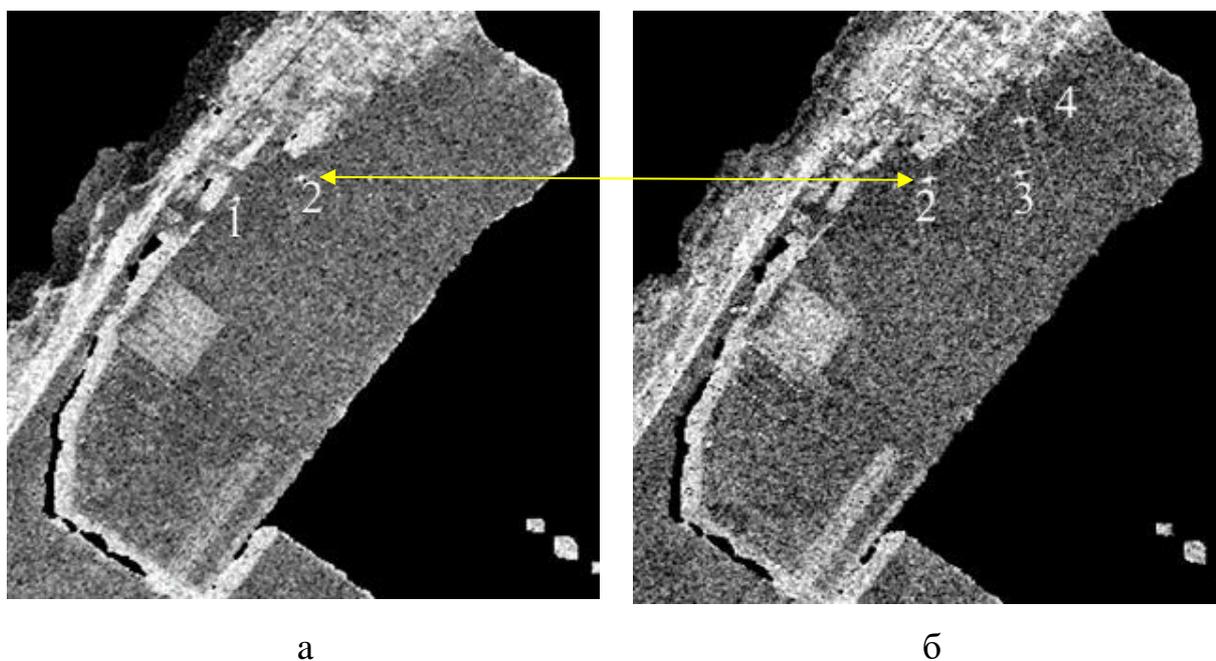


Рис. 5. Радиолокационные амплитудные изображения интерферометрической пары: а – 21 сентября 2016 г, б – 8 февраля 2017 г.

На рис. 6 приведено пространственное распределение коэффициента обратного рассеяния вдоль меридиональной линии, проходящей через точку 2. По оси абсцисс отложены относительные номера пикселей.

Кривая черного цвета показывает структуру коэффициента обратного рассеяния, полученную во время съемки 21 сентября 2016 г., кривая красного

цвета – 8 февраля 2017 г. Эти зависимости показывают, что амплитуды сигналов, рассеянных уголковым отражателем, превышают сигналы от соседних пикселей на 20 дБ и более. Данные на рис. 6 не подвергались процессу фильтрации, т. е., отображают спекл-картину и наблюдающиеся минимумы являются спеклами.

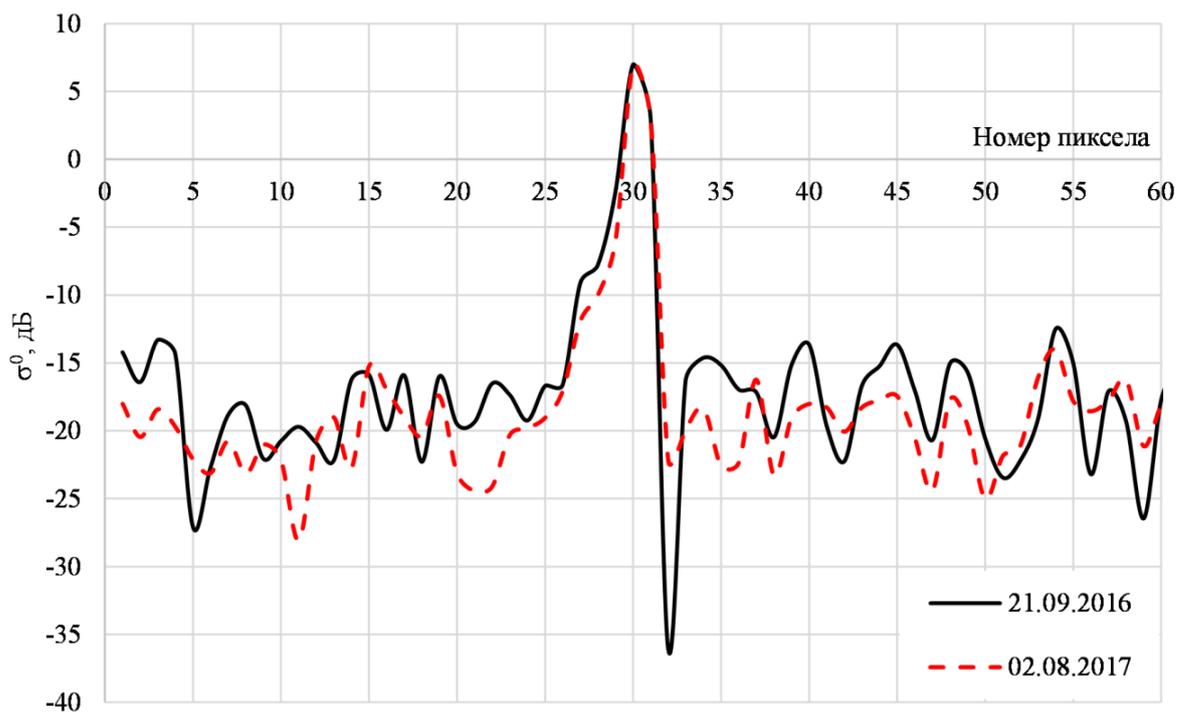


Рис.6. Коэффициенты обратного рассеяния вдоль меридиональной линии, проходящей через точку 2.

На рис. 7 представлен композит интерферограммы и амплитудного изображения, причем последнее использовано в качестве базового слоя-подложки для участков с низкой когерентностью. Изображение приводится в геометрии съемки радаром. Уголкового отражателя 2 находится в кружке белого цвета.

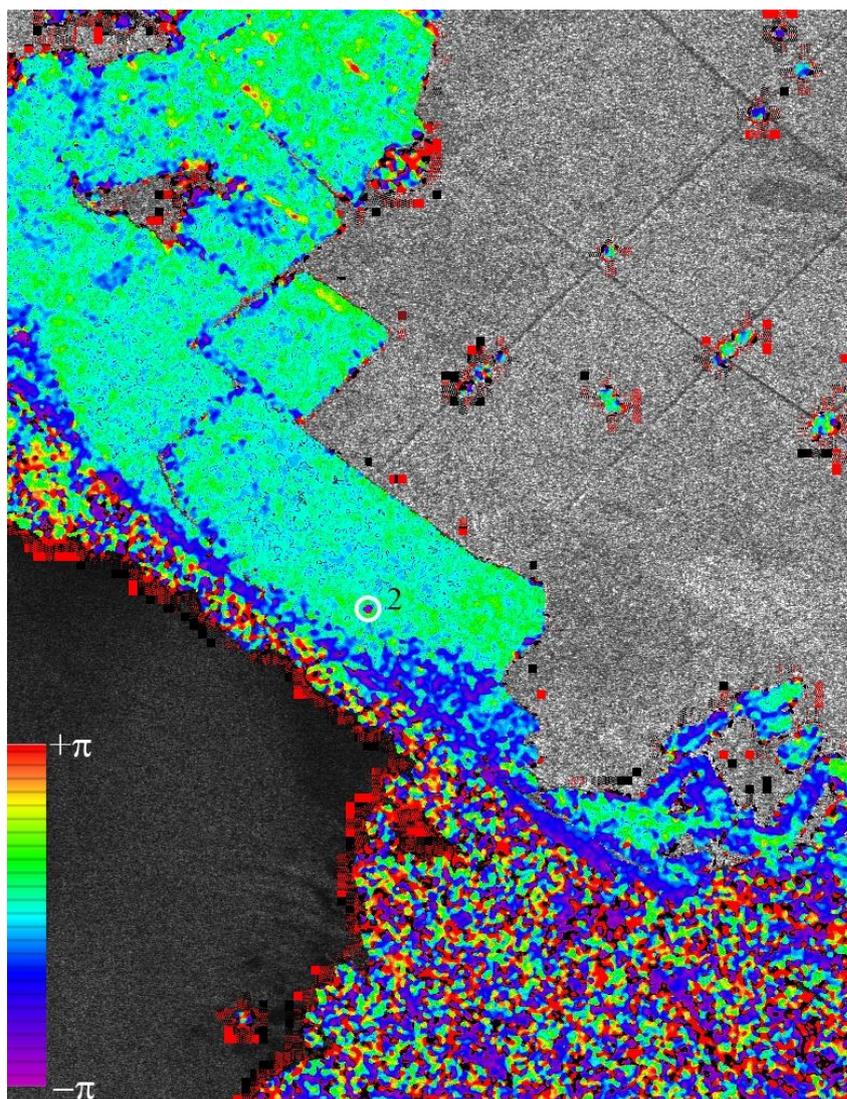


Рис. 7. Композит интерферограммы и амплитудного изображения.

На рис. 8 показано распределение интерферометрической разности фаз вдоль линий «север – юг» и «запад – восток», проходящих через точку 2 (по оси абсцисс отложены относительные номера пикселей). Угловый отражатель в точке 2 во время обеих съемок (в отсутствие, а также при наличии снежного покрова) находился в неизменном положении, разность фаз сигналов от этого отражателя не подвержена влиянию снежного слоя, образовавшегося на земле между съемками. Эта разность фаз отличается от разностей фаз сигналов в пикселях на изображении окружающего поля на  $2,1 - 3,3$  радиана. Это отличие вызвано исключительно прохождением волны радара во второй съемке через выпавший слой снега.

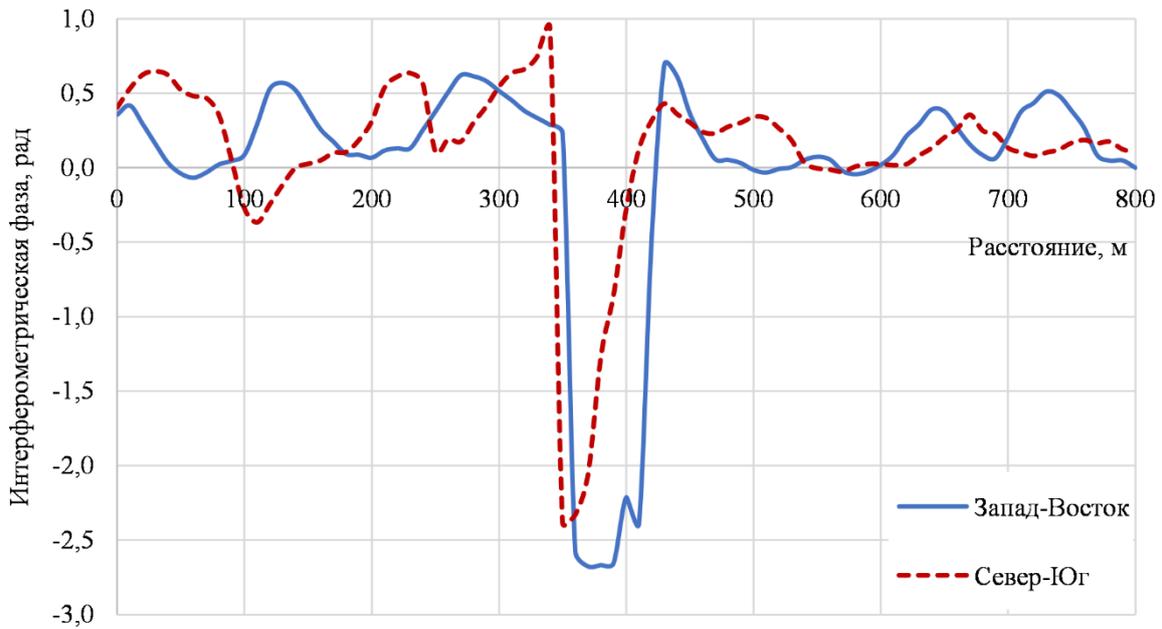


Рис. 8. Интерферометрическая фаза вдоль линий «Север – Юг» и «Запад – Восток», проходящих через точку 2.

Анализ калиброванных данных показал, что удельная ЭПР (УЭПР) уголка в первой съемке равна 12 дБ. УЭПР поверхности тестового поля в первой съемке равна -22 дБ, во второй -23 дБ. Отношение сигнал-шум SNR (или, что тоже в данных условиях, сигнал – мешающие отражения поверхности) равно 34 дБ. Воспользовавшись формулой для оценки точности измерения разности фаз сигналов  $\sigma_\varphi$  (в радианах) двух информационных каналов PCA из [38]:

$$\sigma_\varphi = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{SNR}},$$

получим, что для использовавшегося уголкового отражателя она равна  $2^0$ . В пересчете на длину ошибка измерения приращения длины равна 0.7 мм. Заметно хуже ситуация с разностью фаз для поля (см. флуктуации фазы на поле на графике рис. 8), но её точность может быть повышена за счет усреднения пикселей на интерферограмме и неизбежного падения пространственного разрешения.

Прямые измерения высоты снега, проведенные непосредственно на тестовом участке во время пролета спутника с PCA 8 февраля 2017 г., показали, что высота снега составляет 20 – 30 см при плотности снега 0,2 – 0,21 г/см<sup>3</sup>.

Согласно теоретическим результатам эти параметры соответствуют изменениям фазы  $2 - 3,2$  радиана, что хорошо согласуется с измеренными значениями.

## 5. Заключение

В работе анализируется возможность определения высоты и водного эквивалента снега методом спутниковой радиолокационной интерферометрии L-диапазона с использованием данных, полученных при двух съемках РСА ALOS PALSAR-2 в бесснежный период и при наличии снежного покрова. В качестве эталонного рассеивателя, обратное рассеяние от которого не зависит от отсутствия и наличия снега, использовался уголкового отражатель. Результаты измерений высоты снега методом дифференциальной интерферометрии и прямые измерения высоты снега на тестовом участке показали хорошее соответствие между спутниковыми и наземными измерениями.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ФАНО и гранта РФФИ № 15-29-06003 ОФИ\_М. Радиолокационные данные ALOS PALSAR-2 предоставлены японским аэрокосмическим агентством JAXA по соглашению с PI-1131, радиолокационные данные TanDEM-X предоставлены германским аэрокосмическим центром DLR в рамках проекта XTI\_HYDR0485.

## Литература

1. Rees W. G. Remote sensing of snow and ice. CRC Press, Taylor & Francis Group, 2006. 302 p.
2. Tedesco M., Derksen C., Deems J.S., Foster J.L. Remote sensing of snow depth and snow water equivalent. In «Remote Sensing of the Cryosphere» Edited by M. Tedesco. John Wiley & Sons, Ltd., 2015. P. 73-98.
3. Thermal Microwave Radiation: Applications for Remote Sensing. Ed. by C. Mätzler. The Institution of Engineering and Technology, 2006. 555 p.

4. Китаев Л.М., Тихонов В.В., Боярский Д.А., Титкова Т.Б., Комарова Н.Ю. Снежный покров Восточно-Европейской равнины по данным многочастотной микроволновой спутниковой радиометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012 Т. 9 № 1. С. 249-257.
5. А.А. Телегина, Н.Л. Фролова, Л.М. Китаев, Т.Б. Титкова. Оценка точности спутниковой информации о снегозапасах крупных водосборов европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 2. С. 38-49.
6. Richards J.A. Remote Sensing with Imaging Radar. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 2009. 361 p.
7. Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М. Спутниковый мониторинг Земли: Радиолокационное зондирование поверхности. - М.: КРАСАНД, 2012. 248 с.
8. Shi J.C., Xiong C., Jiang L.M. Review of snow water equivalent microwave remote sensing. // Science China Earth Sciences. 2016. V. 59. № 4. pp. 731–745.
9. Hanssen R.F. Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers. 2001. 308 p.
10. Gabriel A.K., Goldstein R.M., Zebker H.A. Mapping small elevation changes over large areas—differential radar interferometry. // J. Geophys. Res. 1989. 94:9183–91
11. Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K., Rabaute T. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. // Nature. 1993. V 364. pp. 138–142.
12. Liu L., Zhang T., Wahr J. InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska // J. Geophys. Res. 2010. 115. F03023. DOI:10.1029/2009JF001547.
13. Short N., Brisco B., Couture N., Pollard W., Murnaghan K., Budkewitsch, P. A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry

- for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada. // *Remote Sensing of Environment*. 2011. V.115. №12. pp. 3491–3506.
14. Zakharov A.I., Epov M.I., Mironov V.L., Chymitdorzhiev T.N., Bykov M.E., Seleznev V.S., Emanov A.F., Cherepenin V.A. Earth surface subsidence in the Kuznetsk coal basin caused by manmade and natural seismic activity according to ALOS PALSAR interferometry. // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2013. V. 6. №. 3. pp. 1578-1583.
15. Чимитдоржиев Т.Н., Дагуров П.Н., Захаров А.И., Татьков Г.И., Быков М.Е., Дмитриев А.В., Балданов Н.Д., Мухорин Е.А., Мильхеев Е.Ю. Оценка сезонных деформаций болотистых почв методами радиолокационной интерферометрии и геодезического нивелирования. // *Криосфера Земли*. 2013. Т. XVII. № 1. С. 80-87.
16. Ng A.H.-M., Ge L., Li X. Assessments of land subsidence in the Gippsland Basin of Australia using ALOS PALSAR data. // *Remote Sens. Environ.* 2014. V. 159. pp. 86–101.
17. Beck I., Ludwig R., Bernier M., Strozzi T., Boike, J. Vertical movements of frost mounds in sub-Arctic permafrost regions analyzed using geodetic survey and satellite interferometry. // *Earth Surface Dynamics*. 2015. V 3. pp. 409–421.
18. Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I. Comparison of ALOS PALSAR interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal lake region, Russia // *Journal of Applied Remote Sensing*. 2016. V. 10. № 1. P. 016006.
19. Strozzi T., Wegmüller U., Mätzler C. Mapping wet snowcovers with SAR interferometry. // *International Journal of Remote Sensing*. 1999. V. 20. №12. pp. 2395–2403.
20. Li Z., Guo H., Li X., Wang C. SAR Interferometry coherence analysis for snow mapping. *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp. (IGARSS'01)*. 2001. V. 6, pp. 2905–2907.

21. Singh G., Venkataraman G., Rao Y. S., Kumar V., Snehmani, InSAR coherence measurement techniques for snow cover mapping in Himalayan region. // *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp. (IGARSS'08)*. 2008. V 4. pp. IV-1077– IV-1080.
22. Wang Y., Wang L., Li H., Yang Y., Yang T. Assessment of snow status changes using L-HH temporal-coherence components at Mt. Dagu, China. // *Remote Sensing*. 2015. V. 7. № 9. pp. 11602–11620.
23. Kumar V., Venkataraman G. SAR interferometric coherence analysis for snow cover mapping in the western Himalayan region. // *International Journal of Digital Earth*, 2011. V. 4. № 1. pp. 78–90.
24. Wickramanayake A., Henschel M. D., Hobbs S., Buehler S. A., Ekman J., Lehrbass B. Seasonal variation of coherence in SAR interferograms in Kiruna, Northern Sweden. // *International Journal of Remote Sensing*, 2016. V. 37. № 2. pp. 370–387.
25. Guneriussen T., Hogda K. A., Johnsen H., Lauknes I. InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow. // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2001. V. 39. № 10. pp. 2101–2108.
26. Rott H., Nagler T., Scheiber R. Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. // In 3rd FRINGE workshop. European Space Agency: Earth Observation, 2003. Available at: [https://earth.esa.int/fringe03/proceedings/papers/46\\_rott.pdf](https://earth.esa.int/fringe03/proceedings/papers/46_rott.pdf).
27. Deeb E. J., Forster R. R., Kane D. L. Monitoring snowpack evolution using interferometric synthetic aperture radar on the North Slope of Alaska, USA. // *International Journal of Remote Sensing*. 2011. V. 32. № 14. pp. 3985–4003.
28. Li S., M. Sturm. Patterns of wind-drifted snow on the Alaskan arctic slope, detected with ERS-1 interferometric SAR. // *J. Glaciol.* 2002. V 48. №. 163. pp. 495–504.
29. Esmaily-Gazkohani A., Granberg H.B., Gwyn Q.H.J. Repeat-pass cross-track interferometric SAR to measure dry snow water equivalent and depth. // *Can. J. Remote Sensing*. 2010. V. 36. Suppl. 2. pp. S316–S326.

30. Li H., Xiao P., Feng X., He G., Wang Z. Monitoring snow depth and its change using repeat-pass interferometric SAR in Manas River Basin. *IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symp. (IGARSS'16)*. 2016. p. 4936-4939.
31. Leinss S., Wiesmann A., Lemmetyinen J., Hajnsek I. Snow water equivalent of dry snow measured by differential interferometry. // *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.* 2015. V. 8. №. 8. pp. 3773–3790.
32. Zebker H., Villasenor J. Decorrelation in interferometric radar echoes. // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1992. V. 30. № 5. pp. 950–959.
33. Ferretti A., Prati C., Rocca F. Permanent scatterers in SAR interferometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2001. V. 39. №. 1. pp. 8-20.
34. Феоктистов А. А., Захаров А. И., Гусев М. А., Денисов П. В. Исследование зависимости результатов обработки радиолокационных данных ДЗЗ от параметров обработки. Часть 1. Ключевые моменты метода постоянных рассеивателей // *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2014. № 12. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/dec14/5/text.pdf>.
35. Филатов А. В. Применение многовременной радиолокационной съемки ALOS/PALSAR для обнаружения смещений земной поверхности в условиях Арктики. *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2016. № 2. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/feb16/9/text.pdf>
36. Mätzler C. Microwave permittivity of dry snow. // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1996. V. 34. №. 2. pp. 573–581.
37. Голунов В.А., Кузьмин А.В., Скулачев Д.П., Хохлов Г.И. Экспериментальные спектры ослабления, рассеяния и поглощения миллиметровых волн в сухом свежевывавшем снеге. // *Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]*. 2016. № 9. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/sep16/4/text.pdf>
38. Арманд Н.А., Захаров А.И. Применение радаров с синтезированной апертурой для измерения угла поворота плоскости поляризации из-за эффекта Фарадея. // *Радиотехника и Электроника*. 2006. Т. 51. № 10. С. 1210-1217.

**Ссылка на статью:**

П.Н. Дагуров, Т.Н. Чимитдоржиев, А.В. Дмитриев, С.И. Добрынин, А.И. Захаров, А.К. Балтухаев, М.Е. Быков, И.И. Кирбижекова. Радиолокационная дифференциальная интерферометрия L-диапазона для определения параметров снежного покрова. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2017. №5. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/may17/1/text.pdf>