

## Оценка параметров снежного покрова на земной поверхности с равнинным и холмисто-гористым рельефом методом радарной интерферометрии

П. Н. Дагуров<sup>1,\*</sup>, А. В. Дмитриев<sup>1</sup>, С. И. Добрынин<sup>2</sup>, Т. Н. Чимитдоржиев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>2</sup>Бурятский институт инфокоммуникаций, Улан-Удэ, Россия

\*Контактный автор: Дагуров Павел Николаевич, e-mail: pdagurov@gmail.com

Поступила 27 марта 2020 г., доработана 25 июня 2020 г., принята в печать 1 июля 2020 г.

Исследуется зондирование снежного покрова методом радарной интерферометрии. Предложена приближенная модель интерферометрического зондирования, основанная на методе малых возмущений. Поле обратного рассеяния рассматривается как когерентная сумма волн, рассеянных на неровностях границ раздела “воздух — снег” и “снег — почва”. Представлены результаты определения водного эквивалента снега с помощью радарной интерферометрии на ровной земной поверхности (равнина) и поверхности с уклонами рельефа (холмисто-гористая местность). Проведена оценка вклада рассеяния от поверхности снега в значения амплитуды и интерферометрической фазы. Выполнен анализ влияния уклонов рельефа на оценку параметров снежного покрова. Приведены результаты численных оценок. Показано, что для местности с уклоном рельефа около  $45^\circ$  изменения в интерферометрической фазе относительно ровной поверхности достигают 40 %. Однако если склоны сравнительно ровные (менее  $10^\circ$ ), эти изменения не превышают 10 %.

*Ключевые слова:* водный эквивалент снега, радарная интерферометрия, метод малых возмущений, рельеф.

*Цитирование:* Дагуров П.Н., Дмитриев А.В., Добрынин С.И., Чимитдоржиев Т.Н. Оценка параметров снежного покрова на земной поверхности с равнинным и холмисто-гористым рельефом методом радарной интерферометрии. Вычислительные технологии. 2020; 25(4):58–68. DOI:10.25743/ICT.2020.25.4.006.

### 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, определяющими его влияние на окружающую среду, являются его толщина и водный эквивалент снега (ВЭС далее SWE — Snow Water Equivalent) [1]. Водный эквивалент снега определяет содержание воды в снежном покрове. В частности, в случае однородного снега с постоянной высотой SWE определяется как произведение глубины снежного покрова  $d$  и его плотности  $\rho_s$ , отнесенной к плотности воды  $\rho_w$ , и выражается в единицах длины.

Метод радарной интерферометрии — эффективный инструмент для диагностики и мониторинга различных изменений земных покровов [2–6]. Интерферометрические методы использовались также для анализа снежного покрова и оценки водного эквивалента снега [7–11]. Возможность прямых измерений SWE с помощью дифференциальной интерферометрии была впервые рассмотрена в [7]. В [8] приведены результаты экспериментов в С-диапазоне с использованием спутников дистанционного зондирования ERS-1 и ERS-2, которые хорошо согласуются с расчетными зависимостями. Теоретическая зависимость для интерферометрической фазы от SWE была также использована в [8] для сравнения с экспериментальными данными, полученными из пролетов самолетного радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) в L-диапазоне. Сравнение расчетной формулы для определения SWE сухого снега и экспериментальных результатов проведено в [9]. В работе [10] для оценки SWE использованы данные радара Sentinel-1. В статье [11] аналогичные оценки выполнены с помощью анализа данных ALOS-2 PALSAR-2, полученных на тестовом полигоне на побережье озера Байкал.

Ранее в работе [12] предложена модель обратного рассеяния от снежного покрова на ровной в среднем земной поверхности. Обратное рассеяние микроволн происходит благодаря мелкомасштабным шероховатостям. В настоящей работе приводятся некоторые численные результаты для этой ситуации и рассматривается более общий случай рассеяния от снежного покрова на поверхности с рельефом.

## 1. Обратное рассеяние микроволн от снежного покрова на равнинной местности

При построении модели обратного рассеяния микроволн от сухого снежного покрова на почве будем полагать, что снег является сплошной однородной средой и объемное рассеяние отсутствует. Это справедливо в С- и особенно в L-диапазоне, когда размеры снежных частиц много меньше длины волны.

На рис. 1 показаны геометрия задачи и траектории микроволн, по которым они распространяются в отсутствие снежного покрова и при его наличии. В отсутствие снега волна 1, падающая из воздуха на почву под углом  $\theta_i$  рассеивается обратно шероховатостями ровной в среднем поверхности почвы в виде волны  $w_{ag}$ . Отметим, что траектории падающих волн показаны сплошными линиями, а рассеянных — штриховыми. Волна 2 при падении на снежный покров из воздуха под углом  $\theta_i$  после преломления и распространения в снежном слое оказывается на границе снег — земля под углом  $\theta_t$  и рассеивается обратно теми же шероховатостями почвы в виде волны  $w_{sg}$ , траектория которой показана зеленой штриховой линией. В одноволновой модели [7] учитывается только эта рассеянная волна.

Рассмотрим теперь более общую модель, учитывающую волну обратного рассеяния от границы воздух — снег. Пусть из воздуха на слой снега, покрывающий землю, падает радарная волна 2 под углом  $\theta_i$  (рис. 1). Радар находится в дальней зоне, и падающую волну можно считать плоской волной  $\mathbf{E}_p^i = \mathbf{E}_{0p} e^{jk(x \sin \theta_i - z \cos \theta_i)}$  ( $k$  — волновое число в воздухе). Индекс  $p$  здесь и далее означает поляризацию излучения:  $p = h$  при горизонтальной поляризации и  $p = v$  при вертикальной. Однородная земля характеризуется комплексной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_g = \epsilon'_g + j\epsilon''_g$ , сухой снег полагаем непоглощающей средой с диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_s$ , диэлектрическая проницаемость воздуха равна 1. Граничные поверхности воздух — снег и снег — почва

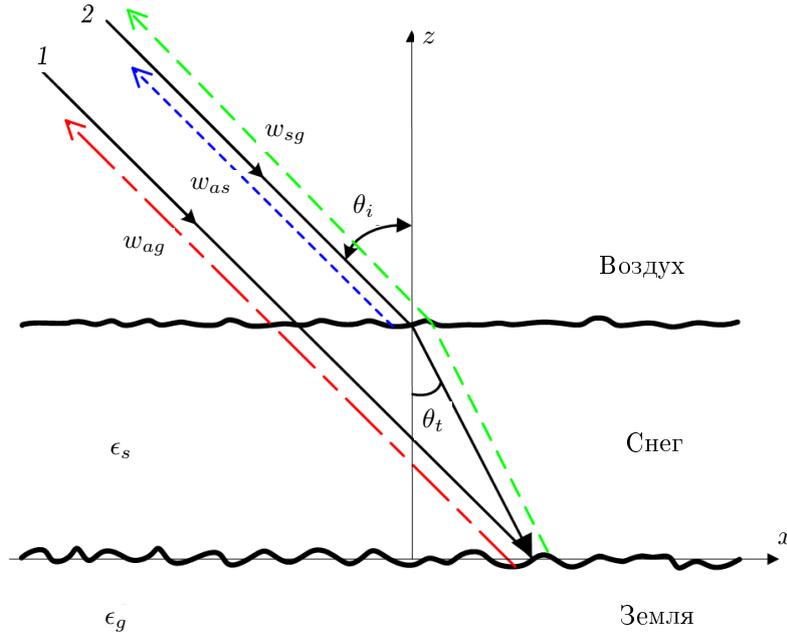


Рис. 1. Геометрия обратного рассеяния волны почвой в отсутствие снежного покрова (1) и при его наличии (2)

Fig. 1. Geometry of backscattering from soil with (1) and without (2) snowpack

являются статистически шероховатыми поверхностями со случайными неровностями, высоты которых описываются некоррелированными между собой стационарными случайными функциями  $z_s(x, y)$  и  $z_g(x, y)$  со средними значениями  $\langle z_s \rangle = d$  и  $\langle z_g \rangle = 0$  ( $d$  — средняя толщина снега), среднеквадратичными отклонениями  $b_s$  и  $b_g$ , радиусами корреляции  $l_s$  и  $l_g$ . Полагаем, что неровности малы по сравнению с длиной волны, их наклоны невелики и выполняются условия применимости метода малых возмущений  $kb_s, kb_g < 0.3$  и  $kl_s, kl_g < 3$  [13]. Считаем, что неровности не влияют на когерентное поле (борновское приближение). Падающая волна проходит в слой снега под углом  $\theta_t$ , определяемым законом Снеллиуса. Рассеянное поле при выходе из снега также преломляется по закону Снеллиуса. Коэффициенты отражения и прохождения когерентных волн определяются формулами Френеля для плоской границы раздела.

Поле обратного рассеяния является когерентной суммой волн, рассеянных на неровностях границ. Это волна  $w_{as}$ , рассеянная границей воздух — снег, и волна обратного рассеяния  $w_{sg}$  от границы снег — земля, возникающая после прохождения в слой и выхода из него (основная рассеянная волна). Кроме этих волн образуются более слабые волны обратного рассеяния, появляющиеся вследствие отражения от границ слоя и рассеяния на неровностях, однако влиянием этих волн пренебрегаем из-за малого значения коэффициента отражения от границы сухой снег — воздух.

Вследствие малости неровностей не учитываем флуктуации фазы волны и полагаем, что в приближении метода малых возмущений значения фаз обусловлены путями, пройденными волнами в результате их взаимодействия с плоскими в среднем границами раздела. Тогда случайное электромагнитное поле, рассеянное шероховатыми границами в обратном направлении, с амплитудой  $|E_p|$  и фазой  $\Phi$  можно представить в виде суммы

$$|E_p|e^{j\Phi} = |E_{sp}|e^{j\Phi_s} + T_{sp}T'_{sp}|E_{gp}|e^{j\Phi_g}. \quad (1)$$

Здесь слагаемые в правой части формулы описывают соответственно поля волн  $w_1$ ,  $w_2$ ;  $T_{sp}$  и  $T'_{sp}$  — коэффициенты прохождения волн через границу воздух — снег, рассматриваемую в среднем как плоская поверхность в прямом и обратном направлении соответственно;  $|E_{sp}|$  — амплитуда поля, рассеянного неровностями снега на рис. 1;  $|E_{gp}|$  — амплитуда поля, рассеянного неровностями почвы.

Интерферометрические фазы  $\Phi_s$  и  $\Phi_g$  отсчитываются относительно фазы волны в отсутствие снежного покрова

$$\Phi_s = \psi - \phi_0, \quad \Phi_g = \phi + \psi - \phi_0,$$

где  $\phi = 2k\sqrt{\epsilon_s}d/\cos\theta_t$ ,  $\psi = 2kd(\operatorname{tg}\theta_i - \operatorname{tg}\theta_t)\sin\theta_i$ ,  $\phi_0 = 2kd/\cos\theta_i$ . После усреднения соотношения (1) получим

$$\langle |E_p| \rangle e^{j\Phi} = \langle |E_{sp}| \rangle e^{j\Phi_s} + T_{sp}T'_{sp} \langle |E_{gp}| \rangle e^{j\Phi_g}, \quad (2)$$

где выражения в угловых скобках представляют собой средние амплитуды рассеянных полей. Полагаем, что квадраты этих средних амплитуд пропорциональны средним квадратам амплитуд. Это справедливо, например, для случайных величин, распределенных по закону Рэлея. Поскольку средний квадрат амплитуды поля обратного рассеяния пропорционален коэффициенту обратного рассеяния, из выражения (2) следует

$$\sqrt{\sigma_p^0} e^{j\Phi} = \sqrt{\sigma_{sp}^0} e^{j\Phi_s} + T_{sp}T'_{sp} \sqrt{\sigma_{gp}^0} e^{j\Phi_g}. \quad (3)$$

Здесь  $\sigma_p^0$  — результирующий коэффициент обратного рассеяния;  $\sigma_{sp}^0$  — коэффициент обратного рассеяния от границы воздух — снег;  $\sigma_{gp}^0$  — коэффициент обратного рассеяния от границы снег — земля.

Величину  $\sqrt{\sigma_p^0} e^{j\Phi}$  можно назвать комплексным амплитудным коэффициентом обратного рассеяния. Учитывая соотношения между коэффициентами прохождения и коэффициентом отражения  $R_{sp}$  от границы воздух — снег:  $T_{sp} = 1 + R_{sp}$ ,  $T'_{sp} = 1 - R_{sp}$ , (3) перепишем в виде

$$\sqrt{\sigma_p^0} e^{j\Phi} = \sqrt{\sigma_{sp}^0} e^{j\Phi_s} + (1 - R_{sp}^2) \sqrt{\sigma_{gp}^0} e^{j\Phi_g}. \quad (4)$$

Далее для расчетов будем использовать известные выражения коэффициентов обратного рассеяния в приближении метода малых возмущений [12]. Диэлектрическая проницаемость сухого снега определяется выражением [14]

$$\epsilon_s(\rho) = 1 + 1.6\rho + 1.86\rho^3, \quad (5)$$

где  $\rho$  — численное значение плотности снега, г/см<sup>3</sup>. Это соотношение справедливо для частот в диапазоне 100 МГц ... 10 ГГц и для плотности снега меньше 0.5.

На рис. 2 представлены относительные вариации интерферометрической фазы  $\delta\Phi$  в зависимости от глубины снега, полученные с использованием (4) и (5). Приведенные зависимости показывают, что относительные вариации в рассматриваемых ситуациях могут превышать 10%. Отметим, что при увеличении глубины снега относительные вариации уменьшаются. Этот результат объясняется тем, что с увеличением глубины снега значение  $\Phi_g$  растет быстрее, чем  $\delta\Phi$ . При глубине снега больше 40 см относительные вариации интерферометрической фазы не превышают 4%, т. е. в рассматриваемом гипотетическом случае равенства среднеквадратичных значений и радиуса корреляции

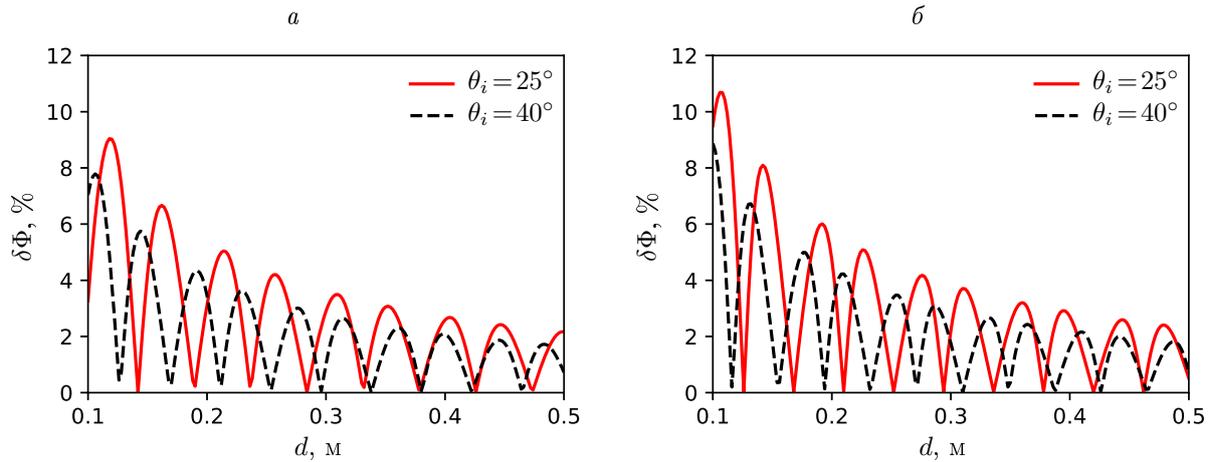


Рис. 2. Относительные вариации интерферометрической фазы в зависимости от глубины снега: *a* —  $\rho = 0.2$  г/см<sup>3</sup>, *б* —  $\rho = 0.4$  г/см<sup>3</sup>

Fig. 2. Interferometric phase relative variations versus the snow depth: *a* —  $\rho = 0.2$  g/cm<sup>3</sup>, *b* —  $\rho = 0.4$  g/cm<sup>3</sup>

неровностей поверхности почвы и поверхности снега влияние обратного рассеяния от границы воздух — снег на интерферометрическую фазу весьма слабое.

Разность фаз основной волны обратного рассеяния, прошедшей снежный покров, и волны обратного рассеяния в отсутствие снежного покрова определяется соотношением [7]

$$\Phi_g = 2kd \left( \sqrt{\epsilon_s(\rho) - \sin^2 \theta_i} - \cos \theta_i \right). \quad (6)$$

Оценки показывают, что интерферометрическая фаза основной рассеянной волны линейно связана с плотностью снега с хорошей точностью и, соответственно, она прямо пропорциональна SWE. Этот важный для практики результат получен впервые в [7]. Приближенные линейные соотношения, связывающие интерферометрическую фазу с плотностью снега и SWE, получены в виде

$$\Phi_g = \frac{1.5k d \rho}{\cos \theta_i}, \quad SWE = \frac{\Phi_g \cos \theta_i}{1.5k}. \quad (7)$$

Оценивая относительную погрешность определения интерферометрической фазы вследствие влияния волны, рассеянной границей воздух — снег, и нелинейности формулы (6), получим, что результирующая погрешность формулы (7) не превышает 8% для углов падения 20–45° и плотности снега 0.2–0.3 г/см<sup>3</sup>.

## 2. Оценка влияния уклонов холмисто-гористой местности на интерферометрическую фазу

Примем, что рельеф описывается цифровой моделью рельефа (ЦМР). Будем рассматривать взаимодействие волн с поверхностью снега и почвы в приближении касательной плоскости и геометрической оптики, полагая, что лучи взаимодействуют с плоскостями, касательными к поверхности почвы и снега в точке падения волны (рис. 3). Таким

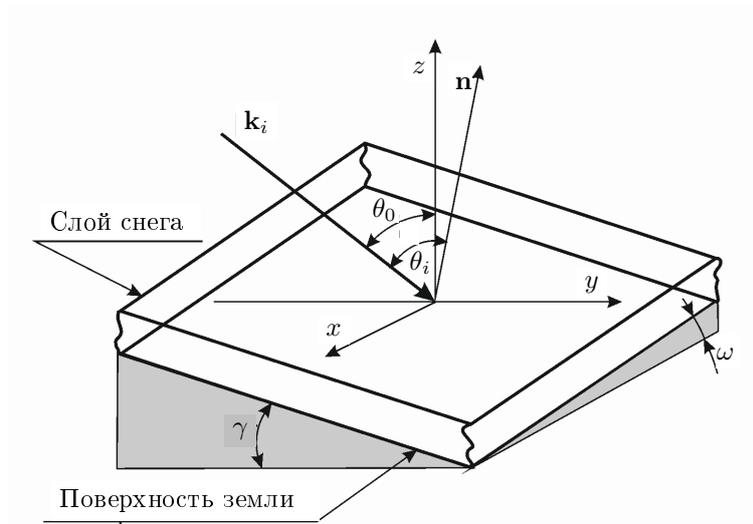


Рис. 3. Геометрия задачи о падении волны на поверхность с рельефом  
 Fig. 3. The geometry of wave incidence on a surface with relief

образом, задачу можно сформулировать следующим образом. На слой снега, ограниченный плоскостями воздух — снег и снег — почва, падает волна под углом к поверхности снега  $\theta_i$ , которая после преломления в снеге под углом  $\theta_t$  и прохождения толщи снега рассеивается обратно. Плоскости воздух — снег и снег — почва параллельны друг другу, расстояние между ними по вертикали (толщина снега) равно  $d$ . Локальный наклон этих плоскостей, определяемый ЦМР, по отношению к горизонтальной плоскости составляет угол  $\gamma$  по радиолокационной координате “дальность” (ось  $y$ ) и  $\omega$  по координате “азимут” (ось  $x$ ). Угол падения волны на горизонтальную поверхность (номинальный угол падения) составляет  $\theta_0$ . Необходимо найти интерферометрическую фазу  $\Phi$  волны в рассматриваемом случае неровного рельефа.

Локальный угол падения  $\theta_i$ , равный углу между единичной нормалью  $\mathbf{n}$  к поверхностям снега и земли и единичным волновым вектором  $\mathbf{k}_i$ , определяется как

$$\cos \theta_i = -(\mathbf{k}_i \cdot \mathbf{n}) = \frac{\operatorname{tg} \gamma \sin \theta_0 + \cos \theta_0}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \gamma + \operatorname{tg}^2 \omega}}. \quad (8)$$

Из формулы (8) можно заключить, что наибольшее влияние на локальный угол отражения оказывает наклон рельефа по координате “дальность”. Далее полагаем, что  $\omega = 0$ .

Из геометрии задачи следует, что интерферометрическая фаза

$$\Phi = 2k\sqrt{\epsilon_s}l_s - 2kl_a, \quad (9)$$

где  $l_s = d \cos \gamma / \cos \theta_t$  — путь, пройденный волной в снегу;  $l_a = l_s \cos(\theta_i - \theta_t)$  — путь, пройденный в воздухе волной 2 дополнительно к пути, пройденному в воздухе волной 1:

$$\Phi = \frac{2kd \cos \gamma}{\cos \theta_t} [\sqrt{\epsilon_s} - \cos(\theta_i - \theta_t)].$$

После упрощения получим

$$\Phi = 2kd \cos \gamma [\sqrt{\epsilon_s} \cos \theta_t - \cos \theta_i].$$

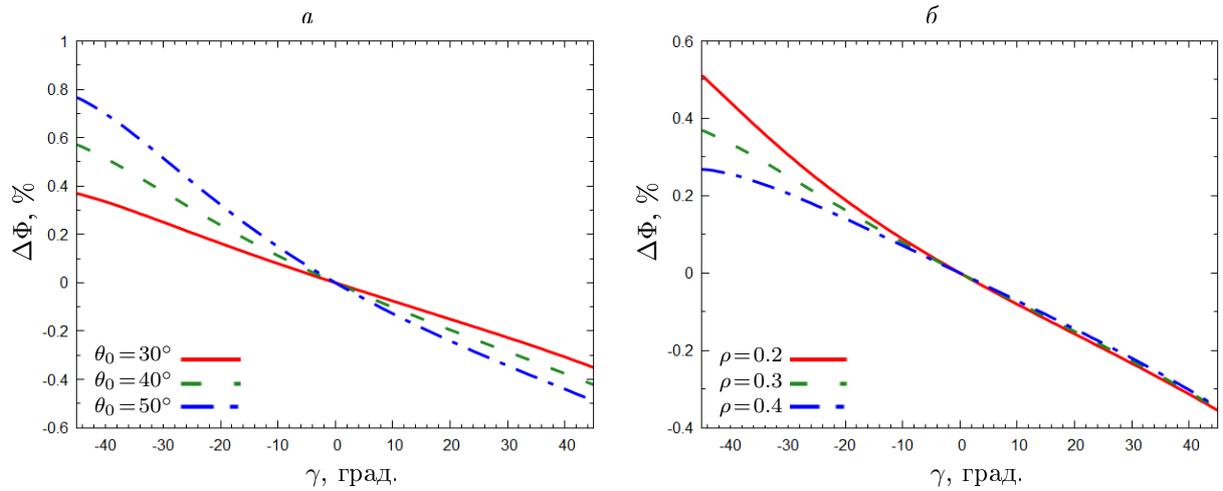


Рис. 4. Зависимости относительного изменения интерферометрической фазы радарной волны от угла наклона рельефа вдоль координаты “дальность” при различных значениях  $\theta_0$  (а) и  $\rho$  (б)  
 Fig. 4. Dependencies for relative changes of the interferometric phase versus the angle of inclination of the terrain along the range radar coordinate at different  $\theta_0$  (a) and  $\rho$  (b)

Переходя к номинальному углу падения  $\theta_0$ , имеем

$$\Phi = 2kd \cos \gamma \left( \sqrt{\epsilon_s - \sin^2(\theta_0 - \gamma)} - \cos(\theta_0 - \gamma) \right). \quad (10)$$

Разность интерферометрических фаз для случаев неровного и гладкого рельефа выражается как

$$\Delta\Phi = \Phi - \Phi_0 = 2kd \left[ \cos \gamma \left( \sqrt{\epsilon_s - \sin^2(\theta_0 - \gamma)} - \cos(\theta_0 - \gamma) \right) - \left( \sqrt{\epsilon_s - \sin^2 \theta_0} - \cos \theta_0 \right) \right],$$

а относительная разность фаз — как

$$\delta\Phi = \frac{\Delta\Phi}{\Phi_0} = \left[ \frac{\cos \gamma \left( \sqrt{\epsilon_s - \sin^2(\theta_0 - \gamma)} - \cos(\theta_0 - \gamma) \right)}{\sqrt{\epsilon_s - \sin^2 \theta_0} - \cos \theta_0} - 1 \right]. \quad (11)$$

На рис. 4 приведены результаты расчетов по формуле (11) — зависимость изменения интерферометрической фазы радарной волны от угла  $\gamma$  при различных значениях  $\theta_0$  и  $\rho$ . Эти результаты показывают, что влияние наклонов рельефа на относительную фазу может быть значительным. Для крутых склонов со значениями  $\gamma$  порядка  $45^\circ$  относительные изменения фазы достигают 40 %, однако при сравнительно пологих склонах (при углах наклона меньше  $10^\circ$ ) они не превышают 10 %.

## Заключение

Построена приближенная модель для определения интерферометрической фазы, представляющей собой разность фаз радарных сигналов обратного рассеяния в отсутствие и после выпадения снега и зависящей от толщины и водного эквивалента снега. Модель основана на методе малых возмущений, предполагающем малость неровностей границ

воздух — снег и снег — почва. При наличии снежного покрова результирующее поле получено как когерентная сумма волн, рассеянных этими границами.

Проведен анализ влияния вклада волны обратного рассеяния, обусловленного шероховатостями снежного покрова на интерферометрическую фазу радарного сигнала. В рамках линейного приближения между интерферометрической фазой и водным эквивалентом снега показано, что относительная погрешность определения интерферометрической фазы из-за влияния волны, рассеянной границей воздух — снег, не превышает 8 % для углов падения 20–45° и плотности снега 0.2–0.3 г/см<sup>3</sup>.

Выполнено обобщение модели на случай обратного рассеяния волн от снежного покрова на земной поверхности с уклонами рельефа, и проведена оценка влияния углов уклона на интерферометрическую фазу. Показано, что для холмисто-гористой местности с уклоном около 45° изменения в интерферометрической фазе относительно фазы волны, рассеянной шероховатостями равнинной поверхности, достигают 40 % при одинаковой толщине снега. Если уклоны относительно малы (менее 10°), эти изменения не превышают 10 %.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках государственного задания и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-01051 А).

## Список литературы

- [1] **Rees W.G.** Remote sensing of snow and ice. CRC Press, Taylor & Francis Group; 2006: 302.
- [2] **Moreira A., Prats-Iraola P., Younis M., Krieger G., Hajnsek I., Papathanassiou K.** A tutorial on synthetic aperture radar. IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine. 2013; 1(1):6–43.
- [3] **Hanssen R.F.** Radar interferometry: data interpretation and error analysis. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers; 2001: 308.
- [4] **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; 6(3):1578–1583.
- [5] **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; 3:409–421.
- [6] **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; 10(1):016006.
- [7] **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; 39(10):2101–2108.
- [8] **Rott H., Nagler T., Scheiber R.** Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. 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) (accessed 18.03.2020).

- [9] **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; 8(8):3773–3790.
- [10] **Conde V., Nico G., Mateus P., Catalao J., Kontu A., Gritsevich M.** On the estimation of temporal changes of snow water equivalent by spaceborne SAR interferometry: A new application for the Sentinel-1 mission. *J. Hydrol. Hydromech.* 2019, 67(1):93–100.
- [11] **Дагуров П.Н., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Добрынин С.И., Захаров А.И., Балтухаев А.К., Быков М.Е., Кирбижекова И.И.** Радиолокационная дифференциальная интерферометрия L-диапазона для определения параметров снежного покрова. *Журнал радиоэлектроники.* 2017; (5):14. Адрес доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/may17/1/text.pdf>.
- [12] **Дагуров П.Н., Балтухаев А.К., Дмитриев А.В., Добрынин С.И., Чимитдоржиев Т.Н.** Интерферометрическая модель радарного зондирования снежного покрова. Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли. Материалы V Междунар. науч. конф. СФУ, Институт космических и информационных технологий. 2018;109–112.
- [13] **Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K.** Microwave remote sensing. Dedham, MA: Artech House; 1982. Chapter 12. Vol. 2: 922–1033.
- [14] **Matzler C.** Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1996; 34(2):573–581.

## Estimation of snow cover parameters on the earth's surface with flat and hilly-mountainous terrain using radar interferometry

DAGUROV PAVEL N.<sup>1,\*</sup>, DMITRIEV ALEKSEY V.<sup>1</sup>, DOBRYNIN SERGEY I.<sup>2</sup>,  
CHIMITDORZHIEV TUMEN N.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Physical Materials Science SB RAS, Ulan-Ude, Russia

<sup>2</sup>Buryat Institute of Infocommunications (branch) SibSUTIS, Ulan-Ude, Russia

\*Corresponding author: Dagurov Pavel N., e-mail: [pdagurov@gmail.com](mailto:pdagurov@gmail.com)

Received March 27, 2020, revised June 25, 2020, accepted July 1, 2020

### Abstract

The main characteristics of the snow cover determining its impact on the environment are its thickness and the snow water equivalent (SWE). SWE assesses the water content in the snow cover. Radar interferometry is one of the methods for determining SWE. The paper presents the results of snow cover sensing by radar interferometry on both flat Earth's surface and terrain with relief. A backscattering model taking into account backscattering from the snow surface is proposed in contrast to the existing methods. The backscattering field is considered as a coherent sum of waves scattered on the irregularities of the air — snow and snow — soil interfaces. These interfaces are statistically rough surfaces with random irregularities, whose heights are described by uncorrelated stationary random functions with their mean values, standard deviations, and correlation radii. It

is assumed that the irregularities are small compared to the wavelength, their slopes are small, and the conditions for the applicability of the method of small perturbations are satisfied. It is also supposed that roughness does not affect the coherent field according to the Born approximation. The incident and scattered waves are assumed to follow Snell's law. The coherent waves reflection and transmission coefficients are determined by Fresnel formulas for a flat interface. The contribution of backscattering from the snow surface to the values of the amplitude and interferometric phase is estimated using small perturbation method. It is shown that the relative error of interferometric phase determination due to the influence of the wave scattered by the air – snow boundary does not exceed 8% for the angles of incidence of 20–45° and the density of snow 0.2–0.3 g/cm<sup>3</sup>. The approximate relations show the linear dependence between the interferometric phase and SWE. The model is extended to the general case of backscattering from snow cover on the Earth's surface with relief. The influence of terrain slopes on the interferometric phase is estimated. It is shown that for hilly terrain with slopes of about 45°, the relative changes in the interferometric phase could reach 40%. However, if the slopes are relatively flat (less than 10°), these changes do not exceed 10%.

*Keywords:* snow water equivalent, radar interferometry, small perturbation method, relief.

*Citation:* Dagurov P.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I., Chimitdorzhiev T.N. Estimation of snow cover parameters on the earth's surface with flat and hilly-mountainous terrain using radar interferometry. Computational Technologies. 2020; 25(4):58–68. DOI:10.25743/ICT.2020.25.4.006. (In Russ.)

**Acknowledgements.** This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Grant No. 18-05-01051 A).

#### References

1. Rees W.G. Remote sensing of snow and ice. CRC Press, Taylor & Francis Group; 2006: 302.
2. Moreira A., Prats-Iraola P., Younis M., Krieger G., Hajnsek I., Papathanassiou K. A tutorial on synthetic aperture radar. IEEE Geosci. Remote Sensing Mag. 2013; 1(1):6–43.
3. Hanssen R.F. Radar interferometry: Data interpretation and error analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers; 2001: 308.
4. 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; 6(3):1578–1583.
5. 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; (3):409–421.
6. 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; 10(1):016006.
7. Guneriusen 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; 39(10): 2101–2108.
8. Rott H., Nagler T., Scheiber R. Snow mass retrieval by means of SAR interferometry. 2003. Available at: [https://earth.esa.int/fringe03/proceedings/papers/46\\_rott.pdf](https://earth.esa.int/fringe03/proceedings/papers/46_rott.pdf) (accessed 18.03.2020).
9. 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; 8(8): 3773–3790.
10. Conde V., Nico G., Mateus P., Catalao J., Kontu A., Gritsevich M. On the estimation of temporal changes of snow water equivalent by spaceborne SAR interferometry: a new application for the Sentinel-1 mission. J. Hydrol. Hydromech. 2019; 67(1):93–100.
11. Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I., Zakharov A.I., Baltukhaev A.K., Bykov M.E., Kirbizhekova I.I. Determination of snow cover parameters by means of L-band radar differential interferometry. Journal of Radio Electronics. 2017; (5). Available at: <http://jre.cplire.ru/jre/may17/1/text.pdf> (accessed 18.03.2020). (In Russ.)

12. Dagurov P.N., Baltukhaev A.K., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I., Chimitdorzhiev T.N. Interferometri-cheskaya model' radarnogo zondirovaniya snezhnogo pokrova. Regional'nye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli. Materialy V Mezhd. nauchn. konferentsii. Proc. of the Intern. Conf. "Regional problems of remote sensing of the Earth". Krasnoyarsk: SFU, Institut kosmicheskikh i informatsionnykh tekhnologiy; 2018: 109–112. (In Russ.)
13. Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. Microwave remote sensing. Dedham, MA: Artech House; 1982. Chapter 12. Vol. 2: 922–1033.
14. Matzler C. Microwave permittivity of dry snow. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1996; 34(2): 573–581.