

УДК 537.874.4

Радиолокационная интерферометрия сезонных деформаций почвы и фазовая модель обратного рассеяния микроволн двухслойной средой с шероховатыми границами

П.Н. Дагуров¹, А.В. Дмитриев¹, С.И. Добрынин²,
А.И. Захаров³, Т.Н. Чимитдоржиев^{1*}

¹Институт физического материаловедения СО РАН
670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6

²Бурятский институт инфокоммуникаций (филиал) СибГУТИ
670031, г. Улан-Удэ, ул. Трубочеева, 152

³Фрязинский филиал ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН
141190, г. Фрязино Московской области, пл. Введенского 1

Поступила в редакцию 22.03.2016 г.

Приведены результаты использования данных спутниковой дифференциальной радиолокационной интерферометрии L -диапазона (длина волны 23 см) для оценки вертикальных подвижек грунта вследствие сезонных деформаций. Проведено сопоставление результатов радарных интерферометрических измерений с полевыми геодезическими данными. Обнаружено, что в зимний период расхождение между интерферометрическими и геодезическими измерениями не превышает 1 см, а в летний период, при изменении влажности верхнего слоя почвы, указанное расхождение достигает 2–2,7 см. Для оценки наблюдаемых невязок предложена фазовая модель обратного рассеяния микроволн двухслойной почвой с шероховатыми границами. Модель, основанная на лучевом подходе и предположении малости неровностей границ, позволяет оценить фазу волны обратного рассеяния. Приведены результаты численных расчетов, показывающие, что слоистость земных покровов может вызывать заметные вариации фазы волны обратного рассеяния.

Ключевые слова: радиолокационная интерферометрия, деформация почвы, обратное рассеяние микроволн, слоистая почва, фаза волны; radar interferometry, deformation of soil, backscattering of microwaves, layered soil, wave phase.

Введение

В настоящее время одним из эффективных методов контроля динамики пространственно-временных вариаций земных покровов является космическая радиолокационная интерферометрия, которая позволяет выполнять мониторинг изменений поверхности Земли независимо от времени суток и наличия облачности.

Основой метода дифференциальной интерферометрии является измерение разности фаз радиолокационных сигналов, рассеянных одним и тем же участком местности (пикселем) и полученных радиолокационной системой с повторяющихся орбит носителя в различное время [1]. При этом разности фаз, равной 2π , соответствует изменение в наклонной дальности, равное $\lambda/2$ (λ — длина волны). Сущест-

вующие космические радиолокаторы имеют длину волны 3–23 см, т.е. возможны измерения с сантиметровой и даже миллиметровой точностью [2].

Отметим, что преимуществом дифференциальной радиолокационной интерферометрии перед другими методами измерений смещений земной поверхности является тот факт, что радиолокационные изображения предоставляют детальную площадную картину смещений отражающей поверхности в пределах радиолокационного снимка, а не отдельные профили или точечные измерения. Измеряемые мелкомасштабные смещения имеют различную природу и могут быть следствием тектонической активности, оползневых и карстовых процессов, хозяйственной деятельности человека и др. [3–8].

В данной статье исследуется сезонная деформация почвы на основе метода космической радиолокационной дифференциальной интерферометрии. Для валидации космических данных были выполнены наземные геодезические измерения. Несмотря на значительное количество работ по данной тематике в целом, в известной литературе отсутствуют сведения об использовании методов спутниковой радарной интерферометрии для изучения динамики

* Павел Николаевич Дагуров (pdagurov@gmail.com); Алексей Валерьевич Дмитриев (dav@ipms.bscnet.ru); Сергей Иннокентьевич Добрынин (wmdumb@gmail.com); Александр Иванович Захаров (aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru); Тумэн Намжиллович Чимитдоржиев (scidir@ipms.bscnet.ru).

сезонных и, в частности, криогенных деформаций увлажненных грунтов.

В статье также предложен возможный механизм возникновения фазовых вариаций сигнала, обусловленный слоистостью почвы, в той или иной степени свойственной реальной почве. Для количественной оценки изменений фазы представлена физическая модель обратного рассеяния микроволн от двухслойной почвы с шероховатыми границами раздела.

Методика и результаты измерений

Тестовый полигон для оценки возможностей метода спутниковой дифференциальной радиолокационной интерферометрии при изучении и картировании криогенных процессов располагается в Байкальской рифтовой зоне – Усть-Селенгинской депрессии, отличающейся высокой динамикой крупных геоблоков вследствие повышенной сейсмичности. Для обнаружения деформаций подстилающей поверхности в дельте р. Селенга использовались данные радара PALSAR (длина волны 23 см), установленного на спутнике ALOS (Японское аэрокосмическое агентство JAXA). Минимально возможный временной интервал между двумя последовательными съемками одного и того же участка земной поверхности составлял 46 дней. Радар позволял в зависимости от режима сканирования (режим передачи изображения с одиночной поляризацией, режим передачи изображения с двойной поляризацией, широкополосный режим передачи, поляриметрический режим передачи и режим пря-

мой передачи данных) получать изображения с пространственным разрешением от 10 до 100 м в полосе съемки шириной от 40–70 до 250–350 км. Особенностью радара PALSAR, по сравнению с другими современными спутниковыми радарными изображениями, является его функционирование в более длинноволновом диапазоне (L -диапазон), что в большинстве случаев решает проблему временной декорреляции отраженных сигналов, вызванной изменениями растительного и снежного покровов, а также флуктуациями сигнала вследствие тропосферных неоднородностей. В данном исследовании были использованы радарные изображения, полученные в режиме FBS (горизонтальная поляризация на излучение и прием) с пространственным разрешением на местности порядка 7 м.

Съемки Усть-Селенгинского тестового полигона спутником ALOS PALSAR позволили сформировать набор из 14 интерферометрических пар радиолокационных изображений для разных временных интервалов на протяжении 2008–2010 гг. Интерферометрические измерения выполнялись по данным, которые характеризовались допустимыми значениями когерентности – более 0,2.

С помощью интерферометрических пар были рассчитаны значения вертикальных деформаций подстилающей поверхности за различные временные интервалы. На рис. 1 показаны радиолокационное изображение, спроецированное в географическую систему координат (долгота/широта), и увеличенный фрагмент тестового участка, где выполнялись геодезические измерения.

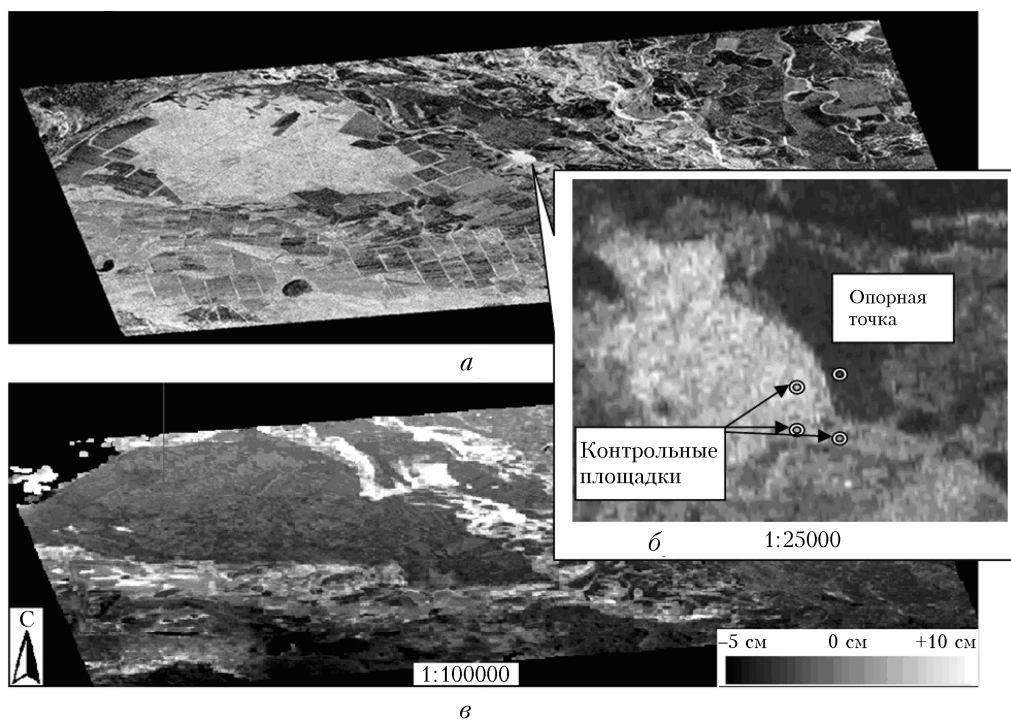


Рис. 1. Радиолокационное изображение (а), увеличенный фрагмент изображения (б) и карта морозного пучения почв (в) для тестового полигона в дельте р. Селенга в период промерзания 13.01.2009–28.02.2009

В градациях серого на данном рисунке представлены участки с различными величинами обратного радарного рассеяния: светлые тона соответствуют объемным неоднородностям (лес, кочкарник и т.д.), темные тона – ровным участкам. Пространственное разрешение радарного изображения составляет 25 м. На рис. 1, в представлена итоговая карта значений криогенного пучения почв за период с 13 января по 28 февраля 2009 г., где светлыми тонами, в соответствии с приведенной шкалой вертикальных деформаций (для данного рисунка), выделены участки поднятия почвы в зимний период. Аналогичные карты распределения участков локальных деформаций грунта получены также в другие временные промежутки.

Для более детальных оценок и сравнения спутниковых радиолокационных и наземных геодезических измерений был выбран тестовый участок (52°5'57" с.ш., 106°31'14" в.д.), на котором располагались три контрольные площадки, на каждой из которых, в свою очередь, располагалось по три реперных точки, для которых производились измерения амплитуды вертикальных деформаций (рис. 1, б). Расстояние между реперными точками составляло 3–5 м, площадки находились на расстоянии 150–250 м друг от друга. Помимо реперных точек была определена опорная точка, которая находилась на стабильном участке надпойменной террасы и по результатам дифференциальной интерферометрии не была подвержена сезонным вертикальным деформациям.

С октября 2010 г. по октябрь 2011 г. проводилось ежемесячное геодезическое нивелирование тестового участка. Для полевых геодезических измерений применялся нивелир со средней квадратической ошибкой не более 3 мм на 1 км хода и шапечные трехметровые рейки. Средняя квадратическая ошибка геодезических измерений составляет 0,5 см. Высотные отметки реперных точек на про-

филях вычислены от опорной точки. Результирующее значение поднятия или проседания тестового участка определялось как среднее значение поднятий или проседаний всех девяти реперных точек на трех контрольных площадках (см. рис. 1, б).

Такой же алгоритм измерений относительных деформаций от этой опорной точки, указанной выше, использовался для получения значений поднятий или проседаний путем дифференциальной радиолокационной интерферометрии.

На рис. 2 приведены временные (сезонные) зависимости вертикальных деформаций тестового участка, полученные методами спутниковой дифференциальной интерферометрии и наземного геодезического нивелирования.

Необходимо отметить, что эти результаты получены из измерений, проведенных в разные годы: спутниковые данные – в различные месяцы 2008–2010 гг. (январь 2009, март 2010, апрель 2008, май 2008, июнь 2008, июль 2009, август 2009, сентябрь 2009, октябрь 2009), наземные – в 2011 г.

Тестовый участок в дельте р. Селенги относится к аллювиальным лугово-болотным почвам, подверженным морозному пучению в зимний период и проседанию в летне-осеннюю межень. Из рис. 2 видно, что наибольшие значения сезонных деформаций почвы от принятого нулевого уровня до 11 см наблюдаются в начале марта. Максимальное проседание поверхности происходило в летний период – до 5 см. Сравнение результатов, полученных спутниковым и наземным методами, показывает, что между ними наблюдается достаточно хорошее согласие. Так, максимальное расхождение в величинах вертикальных деформаций равно 2,3 см, что составляет 14% от диапазона изменений деформаций и подтверждает достаточно высокую точность метода дифференциальной радиолокационной интерферометрии.

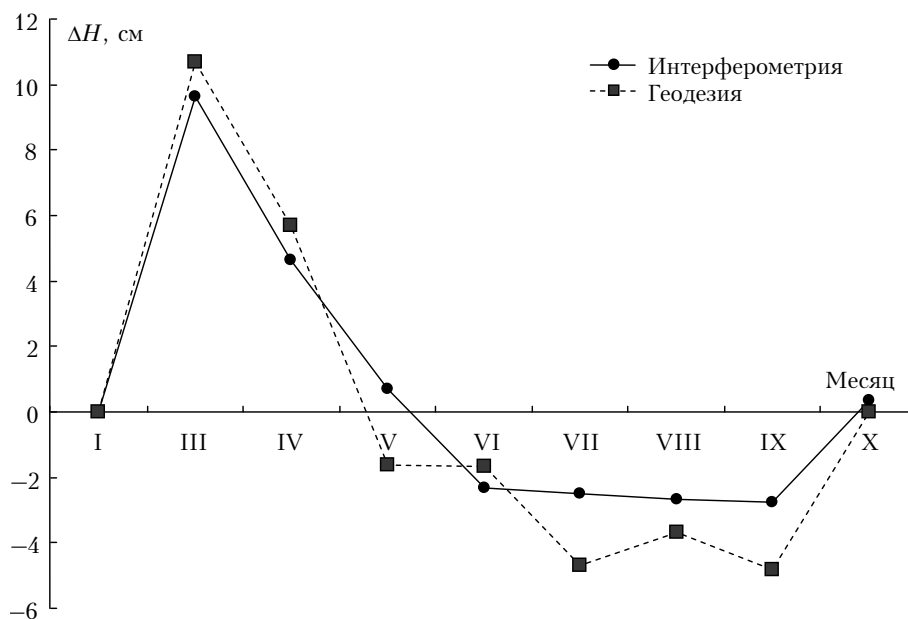


Рис. 2. Вертикальные сезонные деформации поверхности относительно уровня опорной точки

Вообще говоря, точность метода определяется следующими факторами: погрешностью определения разности фаз, связанной с топографическими ошибками; погрешностью вследствие неточного определения геометрии орбит; влиянием вариаций атмосферы на распространение волны; погрешностью вследствие аппаратного фазового шума; изменением отражательных свойств исследуемого участка поверхности за период между съемками, проявляющимся в изменении фазы коэффициента отражения. Анализ показывает, что влияние этих факторов меньше, чем наблюдаемая невязка.

Фактором, влияющим на измерения, может также являться изменение отражательных свойств исследуемого участка поверхности за период между съемками, проявляющееся в изменении фазы сигнала обратного рассеяния. Однако в литературе влияние данного механизма изучено недостаточно.

Фазовая модель обратного рассеяния микроволн двухслойной почвой с шероховатыми границами

Остановимся вначале на фазе коэффициентов отражения Френеля для плоских границ раздела. Численные расчеты с использованием эмпирических формул для комплексной диэлектрической проницаемости однородной влажной почвы, полученных в [9], показывают, что фаза коэффициента отражения Френеля мало зависит от электрических свойств почвы, обусловленных в основном ее влажностью. Изменения фазы не превышают единиц градусов. Напротив, для слоистых почв вследствие интерференционных эффектов изменения фазы коэффициентов отражения в зависимости от параметров почвенного слоя могут достигать десятков градусов [10, 11].

Существует ряд работ, где исследовалось обратное рассеяние от двухслойной среды. Для анализа рассеяния электромагнитных волн использовались различные модели, такие как метод малых возмущений [12], полноволновой метод [13], метод Кирхгофа [14] и метод малых наклонов [15]. Во всех этих работах исследовались только энергетические характеристики рассеянной волны. Только в [16] рассматривалось влияние слоистости на фазовую сигнатуру, являющуюся разностью фаз рассеянных волн вертикальной и горизонтальной поляризации.

Перейдем к построению приближенной модели обратного рассеяния, основанной на наглядных физических предпосылках и позволяющей определить фазу рассеянной волны. На рис. 3. показана геометрия задачи. Из среды 1 на двухслойную среду, состоящую из слоя 2, лежащего на полубесконечном слое 3, падает плоская электромагнитная волна $E_i = \exp(ik_1(x \sin \theta_1 - z \cos \theta_1))$ (k_1 – волновое число в среде 1), которая имеет горизонтальную или вертикальную поляризации. Среды 1, 2, 3 характеризуются, соответственно, диэлектрическими проницаемостями $\epsilon_1 = 1$ и комплексными диэлектрическими проницаемостями $\epsilon_2 = \epsilon'_2 + i\epsilon''_2$ и $\epsilon_3 = \epsilon'_3 + i\epsilon''_3$.

Поверхности S_{12} и S_{23} , разделяющие среды, являются статистически шероховатыми поверхностями с неровностями, описываемыми некоррелированными стационарными случайными функциями $z_1(x, y)$ и $z_2(x, y)$ со средними значениями $\langle z_1 \rangle = 0$ и $\langle z_2 \rangle = -b$, среднеквадратичными отклонениями s_1 и s_2 , радиусами корреляции l_1 и l_2 . Полагаем, что неровности малы по сравнению с длиной волны, их наклоны невелики и выполняются условия применимости метода малых возмущений $ks_{1,2} < 0,3$, $kl_{1,2} < 3$ [17].

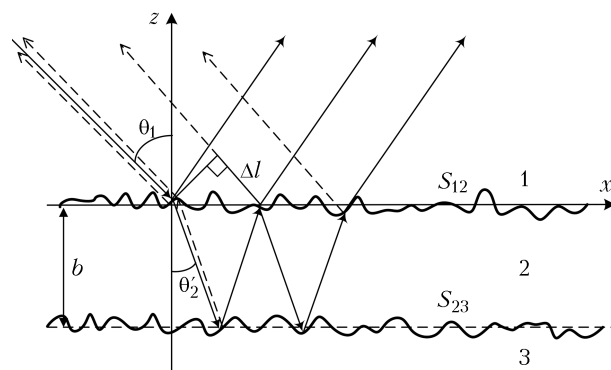


Рис. 3. Геометрия задачи об обратном рассеянии

Представим поле обратного рассеяния в виде суммы волн, испытавших различное число актов преломления, рассеяния и отражения. Будем рассматривать только поле с поляризацией, совпадающей с поляризацией падающей волны. На рис. 3 лучи, соответствующие когерентным волнам, испытывающим отражение и преломление на плоских (в среднем) поверхностях, показаны сплошными линиями, а лучи, вдоль которых распространяются рассеянные волны, обозначены пунктиром. Коэффициенты отражения и прохождения волны определяются формулами Френеля для плоской границы раздела, т.е. полагаем, что в нулевом приближении неровности не влияют на когерентное поле (борновское приближение) и рассеянное поле, если оно преломляется по закону Снеллиуса. Поскольку размеры неровностей малы, будем учитывать только однократное рассеяние, считая, что влияние эффектов многократного рассеяния между верхней и нижней поверхностью несущественно. В связи с малостью неровностей также не учитываем изменения фазы волны вследствие влияния этих неровностей. С учетом принятых допущений поле, рассеянное слоем с шероховатыми границами в обратном направлении, можно представить в следующем виде:

$$\begin{aligned}
 |E|e^{i\varphi} = & |E_{12}| + T_{12}T_{21}|E_{23}|e^{-a+i\varphi_1} + T_{12}R_{23}|E_{21}^{(1)}|e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)} + \\
 & + T_{12}(R_{23})^2R_{21}|E_{21}^{(2)}|e^{2[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \\
 & + T_{12}(R_{23})^3(R_{21})^2|E_{21}^{(3)}|e^{3[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \dots \\
 & \dots + T_{12}(R_{23})^n(R_{21})^{n-1}|E_{21}^{(n)}|e^{n[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \dots
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

В выражении (1) результирующее поле E обратного рассеяния записано как сумма следующих полей: E_{12} – поле обратного рассеяния волны на неровностях верхней границы; E_{23} – поле волны, прошедшей через верхнюю границу и слой, затем рассеянной неровностями нижней границы в обратном направлении, далее рассеянная волна проходит через слой и верхнюю поверхность; $E_{21}^{(1)}$ – поле обратного рассеяния волны, прошедшей через верхнюю границу и слой, отразившейся от нижней границы, прошедшей слой и рассеянной неровностями верхней границы при ее прохождении в направлении, обратном направлению прихода волны; $E_{21}^{(2)}$ – поле обратного рассеяния волны, четырежды прошедшей через слой, дважды отразившейся от нижней границы, один раз отразившейся от верхней границы и рассеянной неровностями верхней границы при ее прохождении в направлении, обратном направлению прихода волны и т.д. Через T_{12} и T_{21} обозначены коэффициенты прохождения Френеля через верхнюю границу из среды 1 в среду 2 и, соответственно, наоборот; R_{23} и R_{12} – коэффициенты отражения Френеля от границ слоя; a – слагаемое в показателе экспоненты, характеризующее ослабление волны при двукратном прохождении слоя; φ_1 – набег фазы волны за счет двукратного прохождения слоя; φ_2 – приращение фазы при распространении в среде 1 на расстояние Δl (рис. 3).

Параметры a , φ_1 , и φ_2 определяются следующими выражениями:

$$a = 2k_1 b \sqrt{\frac{\varepsilon_2'}{2} (\sqrt{1 + tg^2 \delta} - 1)},$$

$$\varphi_1 = \frac{2k_1 b}{\cos \theta_2} \sqrt{\frac{\varepsilon_2'}{2} (\sqrt{1 + tg^2 \delta} + 1)}, \quad \varphi_2 = 2btg\theta_2 \sin \theta_1, \quad (2)$$

где

$$tg \delta = \frac{\varepsilon_2'}{\varepsilon_2}, \quad \theta_2 = \arctg \frac{k_1 \sin \theta_1}{\operatorname{Re} \sqrt{k_2^2 - (k_1 \sin \theta_1)^2}}$$

($k_2 = k_1 \sqrt{\varepsilon_2}$ – волновое число в слое 2).

Усреднив выражение (1) по ансамблям статистически шероховатых поверхностей S_{12} и S_{23} , получим

$$\begin{aligned} \langle |E| \rangle e^{i\varphi} &= \langle |E_{12}| \rangle + T_{12} T_{21} \langle |E_{23}| \rangle e^{-a+i\varphi_1} + \\ &+ T_{12} R_{23} \langle |E_{21}^{(1)}| \rangle e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)} + \\ &+ T_{12} (R_{23})^2 R_{21} \langle |E_{21}^{(2)}| \rangle e^{2[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \\ &+ T_{12} (R_{23})^3 (R_{21})^2 \langle |E_{21}^{(3)}| \rangle e^{3[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \dots \\ &\dots + T_{12} (R_{23})^n (R_{21})^{n-1} \langle |E_{21}^{(n)}| \rangle e^{n[-a+i(\varphi_1+\varphi_2)]} + \dots \end{aligned} \quad (3)$$

Для стационарного процесса

$$\langle |E_{21}^{(1)}| \rangle = \langle |E_{21}^{(2)}| \rangle = \langle |E_{21}^{(3)}| \rangle = \dots = \langle |E_{21}^{(n)}| \rangle = \langle |E_{21}| \rangle.$$

Используя формулу для бесконечной геометрической прогрессии, получим из (3):

$$\begin{aligned} \langle |E| \rangle e^{i\varphi} &= \langle |E_{12}| \rangle + T_{12} T_{21} \langle |E_{23}| \rangle e^{-a+i\varphi_1} + \\ &+ \frac{T_{12} R_{23} \langle |E_{21}| \rangle e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}{1 - R_{23} R_{21} \langle |E_{21}| \rangle e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}. \end{aligned} \quad (4)$$

Полагаем, что $\langle |E_{mn}| \rangle^2 = C \langle |E_{mn}|^2 \rangle$, где C – константа, m принимает значения 1, 2, а $n = 1, 2, 3$. Например, для распределения Рэлея $C = \pi/4$. В свою очередь, значение $\langle |E_{mn}|^2 \rangle$ по определению пропорционально соответствующему коэффициенту рассеяния, используемому в радиолокации различных поверхностей. В случае обратного рассеяния этот коэффициент обозначается как σ^0 (sigma pought). При рассеянии волны в результате прохождения шероховатой границы раздела используется обозначение σ^f [17]. С учетом этих обстоятельств формулу (4) можно представить в виде

$$\begin{aligned} \sqrt{\sigma^0} e^{i\varphi} &= \sqrt{\sigma_{12}^0} + T_{12} T_{21} \sqrt{\sigma_{23}^0} e^{-a+i\varphi_1} + \\ &+ \frac{T_{12} R_{23} \sqrt{\sigma_{21}^f} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}{1 - R_{23} R_{21} \sqrt{\sigma_{21}^f} e^{-a+i(\varphi_1+\varphi_2)}}, \end{aligned} \quad (5)$$

где σ^0 – результирующий коэффициент обратного рассеяния; σ_{12}^0 – коэффициент обратного рассеяния от верхней поверхности; σ_{23}^0 – коэффициент обратного рассеяния от нижней поверхности; σ_{21}^f – коэффициент рассеяния волны в направлении на источник при прохождении из среды 2 обратно в среду 1.

Величину $\sqrt{\sigma^0} e^{i\varphi}$ назовем эффективной комплексной амплитудой волны обратного рассеяния.

В рамках метода малых возмущений коэффициенты обратного рассеяния для волны с волновым числом k , падающей под углом θ на среду с диэлектрической проницаемостью ε и шероховатой границей со среднеквадратичным отклонением неровностей s и радиусом корреляции l , имеют вид [17]:

$$\sigma^0 = 8k^4 s^2 \cos^4 \theta |\alpha_p|^2 W(2k \sin \theta, 0). \quad (6)$$

В формуле (6) индекс p у параметра α_p характеризует поляризацию волны: $p = h$ при горизонтальной поляризации, $p = v$ при вертикальной поляризации. Значения α_h и α_v определяются соотношениями

$$\begin{aligned} \alpha_h &= \frac{\varepsilon - 1}{(\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta})^2}, \\ \alpha_v &= (\varepsilon - 1) \frac{(\varepsilon - 1) \sin^2 \theta + \varepsilon}{(\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta})^2}. \end{aligned} \quad (7)$$

Функция $W(2k\sin\theta, 0)$ является спектром неровностей шероховатой поверхности

$$W(k_x, k_y) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \rho(u, v) \exp(jk_x u + jk_y v) du dv, \quad (8)$$

где $\rho(u, v)$ – коэффициент корреляции.

Коэффициенты обратного рассеяния σ_{12}^0 и σ_{23}^0 в (7) определяются с помощью формул (6)–(8) с заменой обозначений: для рассеяния верхней границей величины k, s, θ, ϵ заменяются соответственно на $k_1, s_1, \theta_1, \epsilon_2$, а для рассеяния нижней границей – на $\text{Re}(k_2), s_2, \theta_2, \epsilon_3/\epsilon_2$.

Коэффициент рассеяния σ_{21}^t на основе соотношений, приведенных в [17], представим в виде

$$\sigma_{21}^t = (8k_1 \text{Re}(k_2) s_1 \cos\theta_1 \cos\theta_2)^2 |\alpha_{21,p}|^2 \times \quad (9)$$

$$\times W(k_1 \sin\theta_1 + \text{Re}(k_2) \sin\theta_2, 0),$$

где

$$\alpha_{21,h} = \frac{1/\epsilon_2 - 1}{\sqrt{1 - \sin^2\theta_1/\epsilon_2 + \cos\theta_1/\sqrt{\epsilon_2}} \left[\cos\theta_2 + \sqrt{1/\epsilon_2 - \sin^2\theta_2} \right]},$$

$$\alpha_{21,v} = \frac{(1/\epsilon_2 - 1) \sqrt{1 - \sin^2\theta_1/\epsilon_2} (1/\epsilon_2 - \sin\theta_2)}{\sqrt{1 - \sin^2\theta_1/\epsilon_2 + \cos\theta_1/\sqrt{\epsilon_2}} \left[\cos\theta_2/\epsilon_2 + \sqrt{1/\epsilon_2 - \sin^2\theta_2} \right]}.$$

(10)

Для получения численных результатов используем гауссов коэффициент корреляции неровностей граничных поверхностей

$$\rho(x, y) = \exp\left[-(x^2 + y^2)/l^2\right], \quad (11)$$

где радиус корреляции l принимает значение l_1 для верхней границы и l_2 для нижней границы. Тогда спектры неровностей в случае их изотропного характера для обратного рассеяния будут иметь вид

$$W(2k\sin\theta, 0) = \frac{1}{2} l \exp\left[-(kl\sin\theta)^2\right] \quad (12)$$

с соответствующими значениями k, l, θ для нижней и верхней границ. Для рассеяния при прохождении поверхности S_{12} получим

$$W(k_1 \sin\theta + \text{Re}(k_2) \sin\theta_2, 0) = \frac{1}{2} l_1 \exp\left[-(kl_1 \sin\theta_1 + \text{Re}(k_2) \sin\theta_2)^2\right]. \quad (13)$$

На рис. 4, 5 для примера приведены построенные по формуле (5) с использованием соотноше-

ний (6)–(13) зависимости результирующего коэффициента обратного рассеяния и фазы ϕ от толщины слоя при горизонтальной поляризации. Параметры расчета: длина волны $\lambda = 23$ см, $\epsilon_2 = 6 + 1,5i$, $\epsilon_3 = 10 + 2i$, $\theta_1 = 45^\circ$, $s_1 = 1$ см, $l_1 = 10$ см, $s_2 = 0,4$ см, $l_2 = 4$ см. Указанное значение ϵ_2 примерно соответствует объемной влажности почвы 12%, а ϵ_3 – 25% [9].

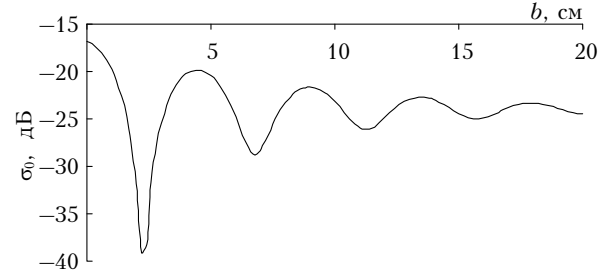


Рис. 4. Зависимость коэффициента обратного рассеяния от толщины слоя

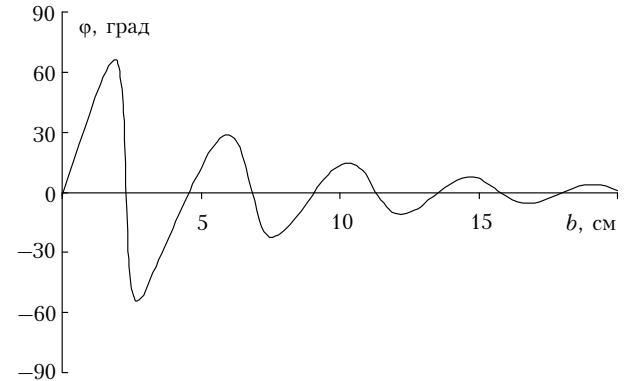


Рис. 5. Зависимость фазы эффективной комплексной амплитуды рассеяния от толщины слоя

Приведенные результаты показывают, что влияние слоистого строения влажности почвы может вызывать значительные изменения как амплитуды, так и фазы волны обратного рассеяния. Поэтому невязка интерферометрических и геодезических данных в эксперименте могла возникнуть вследствие слоистости почвы. Оценим максимальное значение возможной невязки в рассматриваемом примере. Эта невязка соответствует максимальному изменению фазы, равному 65° , и наблюдаемому при толщине слоя менее влажной почвы 2 см. Как отмечалось, в радиолокационной интерферометрии изменению фазы на 2π соответствует изменение наклонной дальности на $\lambda/2$, следовательно, изменению фазы на 65° при $\lambda = 23$ см соответствует невязка 2,1 см. Это значение хорошо соответствует измеренному значению невязки радиолокационных и геодезических данных. Отметим, что расчетные значения амплитуды и фазы существенным образом зависят от изменения параметров слоя, что обуславливается интерференционной природой результирующего сигнала.

Заключение

Сопоставление спутниковых интерферометрических измерений деформаций почвы в различные сезоны года с данными геодезического нивелирования показало, что между этими результатами наблюдается хорошее соответствие. Некоторое расхождение, полученное в летние месяцы, может быть обусловлено слоистой структурой влажности почвы. Для объяснения влияния слоистой структуры влажности почвы на фазу рассеянного сигнала построена приближенная фазовая модель обратного рассеяния от двухслойной среды с шероховатыми границами. Показано, что слоистость вызывает значительные изменения фазы и амплитуды волны обратного рассеяния.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-29-06003 офи-м.

1. Richards J.A. Remote Sensing with Imaging Radar. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 361 p.
2. Ferretti A., Savio G., Barzaghi R., Borghi A. Submillimeter accuracy of InSAR time series: Experimental validation // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2007. V. 45, N 5. P. 1142–1153.
3. Fielding E.J., Blom R.G., Goldstein R.M. Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25, N 17. P. 3215–3218.
4. Захаров А.И., Тугаринов П.В. Исследование динамики ледовых покровов побережья Антарктиды по данным интерферометрической съемки PCA «Алмаз-1» // Радиотехника. 1998. № 12. С. 63–67.
5. Кучерявенкова И.Л., Захаров А.И. Применение радарной интерферометрии для исследования динамики земных покровов и тропосферы // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 3. С. 35–43.
6. Hooper A., Bekaert D., Spaans K., Arikani M. Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation // Tectonophysics. 2012. V. 514–517, N 1. P. 1–13.
7. Kumar V., Venkataramana G., Hogda K.A. Glacier surface velocity estimation using SAR interferometry

- technique applying ascending and descending passes in Himalayas // J. Appl. Earth Observ. Geoinform. 2011. V. 13, N 4. P. 545–551.
8. Bianchini S., Pratesi F., Nolesini T., Casagli N. Building Deformation Assessment by Means of Persistent Scatterer Interferometry Analysis on a Landslide-Affected Area: The Volterra (Italy) Case Study // Remote Sens. 2015. V 7, N 4. P. 4678–4701.
 9. Hallikainen M.T., Ulaby F.T., Dobson M.C. Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil – Part I: Empirical Models and Experimental Observations // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1985. V. 23, N 1. P. 25–34.
 10. Дагуров П.Н., Дмитриев А.В., Дымбрылов Ж.Б., Чимитдоржиев Т.Н. Влияние слоистой структуры влажности почвы на работу интерферометрических радиолокаторов с синтезированной апертурой // Изв. вузов. Физ. 2012. Т. 55, № 8/2. С. 266–267.
 11. Дагуров П.Н., Дмитриев А.В., Чимитдоржиев Т.Н., Базаров А.В., Балтухаев А.К., Дымбрылов Ж.Б. Вариации амплитуды и фазы коэффициента отражения микроволн от влажно-слоистой почвы // Вестн. СибГАУ. 2013. Вып. 5(51). С. 117–120.
 12. Tabatabaenejad A., Moghaddam M. Bistatic scattering from three-dimensional layered rough surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2006. V. 44, N 8. P. 2102–2114.
 13. Bahar E., Zhang Y. A new unified full wave approach to evaluate the scatter cross sections of composite random rough surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1996. V. 34, N 4. P. 973–980.
 14. Арманд Н.А. Рассеяние радиоволн от слоя с шероховатыми границами // Радиотехн. и электрон. 1995. Т. 40, № 3. С. 358–367.
 15. Berginc G., Bourrely C. The small-slope approximation method applied to a three-dimensional slab with rough boundaries // Progr. Electromagn. Res. 2007. V. 73. P. 131–211.
 16. Lasne Y., Paillou P., August-Bernex T., Ruffié G., Grandjean G. A Phase Signature for Detecting Wet Subsurface Structures Using Polarimetric L-Band SAR // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2004. V. 42, N 8. P. 1683–1684.
 17. Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K. Microwave Remote Sensing: Active and Passive. V. II. Dedham, MA: Artech House. 1982. 624 p.

P.N. Dagurov, A.V. Dmitriev, S.I. Dobrynin, A.I. Zakharov, T.N. Chimitdorzhiev. Radar interferometry of the soil's seasonal deformations and the phase model of backscattering of microwaves by a two-layer medium with rough boundaries.

The results of satellite differential radar interferometry in L-band (wavelength is 23 cm) are shown for the vertical land movement estimation due to seasonal deformations. A comparison was performed between results of radar interferometric measurements and field geodetic data. It was found that in winter, the discrepancy between interferometric and geodetic measurements does not exceed 1 cm, and in summer, when the moisture of topsoil changes, the discrepancy reaches 2–2.7 cm. The phase model of backscattering of microwaves by a two-layer soil with rough boundaries is proposed to assess the observed phase residuals. The model allows us to estimate the phase of backscattering wave. It is based on the ray approach and the assumption of small irregularities of the boundaries. The results of numerical calculations show that the layered structure of the earth's cover can cause a noticeable variation in the phase of backscattering wave.