

Влияние атмосферы в исследованиях динамики рельефа Толбачинского дола методами радарной интерферометрии

А. И. Захаров¹, Л.Н. Захарова¹, П.Г. Михайлюкова²

¹Институт радиотехники и электроники им. В. А. Котельникова РАН, Фрязинский филиал; 141190, пл. Введенского, 1, Фрязино, Московская область; aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru

²Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова; 119991, Российская Федерация, Москва, Ленинские горы, д. 1

Обсуждаются результаты обработки данных радарной интерферометрической съемки района Толбачинского дола с помощью Канадского спутникового РСА "Радарсат-2", проводившейся летом-осенью 2013г. На интерферограммах выявлены смещения разности фаз, которые чаще всего достаточно хорошо компенсируются с помощью данных так называемого атмосферного экрана, сформированного по данным наземных метеостанций. Искажения, вызванные неоднородностями облачного слоя, являются наиболее существенным искажающим фактором из-за отсутствия достаточно подробного описания пространственной структуры облачного слоя.

The results of the interferometric data processing of Canadian spaceborne SAR Radarsat-2 acquired over Tolbachinsky dale in summer-fall 2013 are discussed. The phase difference deviations revealed on the interferograms may be removed mostly using the phase screen information generated using the weather stations archival meteorological records. The corruptions caused by cloud layers heterogeneities are the most complicating factor because of the lack of detailed description of clouds spatial structure.

Параметры среды распространения сигнала РСА оказывают существенное влияние на качество получаемого изображения, приводя зачастую к серьезным искажениям или полной потере информации о зондируемом объекте. Степень влияния атмосферы является величиной непостоянной вследствие сильной изменчивости в течение дня, времени года, солнечной активности, широты и долготы места проведения измерений. В сравнительно коротковолновых диапазонах, таких, как С-диапазон, определяющим является влияние нижней части атмосферы, тропосферы. Наиболее заметно влияние тропосферы при радарной интерферометрической съемке Земли из космоса в схеме наблюдения с повторяющихся орбит космического аппарата.

Измеряемая методами радарной интерферометрии разность фаз первого и второго снимков поверхности

$$\Delta\varphi_{12} = \varphi_1 - \varphi_2$$

состоит из следующего набора компонент [1]:

$$\Delta\varphi_{12} = \Delta\varphi_t + \Delta\varphi_d + \Delta\varphi_a + \Delta\varphi_n + \Delta\varphi_0,$$

где $\Delta\varphi_t$ - топографическая фаза, обусловленная влиянием вариаций высот рельефа,

$\Delta\varphi_d$ - мелкомасштабные площадные смещения поверхности (динамика поверхности) за время между съемками, атмосферные флуктуации электрической длины пути сигнала радара $\Delta\varphi_a$, шумы приемной системы $\Delta\varphi_n$ и неизвестная начальная разность фаз $\Delta\varphi_0$.

При наличии цифровой модели рельефа топографическую фазу $\Delta\varphi_t$ можно оценить и скомпенсировать, выделив фазу, обусловленную динамикой поверхности и вариациями свойств атмосферы. Выделение компоненты $\Delta\varphi_d$, описывающей динамику подстилающей поверхности за время между съемками, является задачей дифференциальной радарной

интерферометрии. Эту компоненту можно принять равной нулю при съемке стабильной поверхности, отнеся результирующие вариации фазы на атмосферные эффекты.

Для демонстрации искажающего влияния атмосферы на интерферометрические измерения используем интерферометрическую пару снимков космического РСА “RADRASAT-2” от 15.08.2013 и 08.09.2016 по территории Толбачинского дола [2]. Снимки получены с восходящей ветви орбиты космического аппарата в 07:30 по Гринвичу. Метеорологическая информация, существенная для нашего анализа, взята с сайта gr5.ru [3] и приведена в таблице 1 для г. Усть-Камчатск, расположенного в 140 км от области съемки.

Таблица 1. Некоторые метеорологические параметры на моменты съемки

Дата	15 августа	08 сентября
Температура, град	12.5	7.6
Давление, мм рт ст	759	756
Относительная влажность, %	96	87
Ветер	Штиль	Ветер с юго-востока, 4 м/с
Облачность	100%	50%
Облака, высота нижней кромки	Слоисто-кучевые, 1000-1500м	Слоисто-кучевые, 1000-1500м

Увеличение длины пути сигнала ΔH в атмосфере определяется пространственным распределением и временной изменчивостью коэффициента преломления среды n :

$$\Delta H = \int_0^H (n - 1) dh,$$

где H - геометрическая длина пути сигнала в атмосфере.

Коэффициент преломления радиоволн в тропосфере и ионосфере мало отличается от единицы, поэтому удобно ввести приведенный коэффициент преломления N , определяемый соотношением

$$n = 1 + N.$$

В тропосфере Земли N зависит от давления P , температуры T и влажности w следующим образом [5]:

$$N = \frac{77.6}{T} \left(P + \frac{4810w}{T} \right) 10^{-6},$$

где давление и влажность выражены в миллибарах, а температура – в градусах Кельвина.

Увеличение длины пути при вертикальном зондировании можно записать так [6]:

$$\Delta H = 7.76 \cdot 10^{-5} \int_0^H \frac{P_a}{T} dh + 3.73 \cdot 10^{-1} \int_0^H \frac{w}{T^2} dh$$

или

$$\Delta H = \Delta H_{dry} + \Delta H_{wet},$$

где dry и wet означают вклад «сухой» атмосферы (в отсутствии влаги) и «влажной» атмосферы (обусловленный влагой).

При определении влажной компоненты необходимо учесть следующие высотные зависимости её параметров:

а) температура линейно спадает с высотой:

$$T = T_a + \beta(h - h_a),$$

где h_a – высота над уровнем моря,

β - градиент температуры;

б) парциальное давление водяного пара меняется с высотой (температурой) в соответствии с выражением:

$$w = w_a \left(\frac{T}{T_a} \right)^{-k},$$

где

$$k = \frac{4g}{R\beta},$$

где g – гравитационная постоянная,

R – универсальная газовая постоянная.

Парциальное давление водяного пара в приземном слое может быть получено на основе метеоданных ресурса gr5.ru (см. таблицу 1) по формуле [4]:

$$w_a = 6.112 \exp\left(\frac{17.62t_a}{243.12 + t_a}\right) \left(1.0016 + 3.15 \cdot 10^{-6} p_a - 0.074 p_a^{-1}\right) \frac{h_r}{100},$$

где t_a - температура в приземном слое в градусах Цельсия,

p_a - давление в мбар,

h_r - относительная влажность в процентах.

В таблице 2 приведены вычисленные значения парциального давления водяного пара и оценки H_{wet} и H_{dry} для атмосферной толщи 3.5 км, что соответствует перепаду высот от подножья до вершины вулкана Плоский Толбачик. Оценки даны с учетом зондирования поверхности в этих сеансах под углом $\theta = 48^\circ$. Разность приращений длин пути из-за сухой атмосферы равна примерно -1.3 см, для влажной +7.1 см. Суммарное изменение длины пути составит 5.7 см, что при длине волны данного РСА $\lambda = 5.6$ см порождает фазовый набег 4π или две интерферометрические полосы при двустороннем прохождении сигнала, хорошо заметный на исходной интерферограмме (см. рис. 1, справа).

Таблица 2. Оценки дополнительной длины пути для влажной и сухой компонент атмосферы

Дата	15 августа	08 сентября
Парциальное давление водяного пара(мбар)	14.4	7
H_{wet} , м	0.217	0.146
H_{dry} , м	0.913	0.926
$H_{dry} + H_{wet}$, м	1.13	1.073

Для коррекции фазового набega, вызванного различиями в профилях коэффициента преломления в разные сеансы съемки, посчитаем разность дополнительных длин пути для первого и второго сеансов в зависимости от глубины проникновения сигнала в слой атмосферы от вершины вулкана h_{max} до высоты h_c :

$$\Delta H_{12}(h_c) = \left(\int_{H_{\max}}^{h_c} N_1(h) dh - \int_{H_{\max}}^{h_c} N_2(h) dh \right) \frac{1}{\cos(\theta)}$$

и сформируем фазовую поправку (атмосферный экран) для коррекции фазы на интерферограмме в зависимости от высоты рельефа в данном пикселе:

$$\Delta\varphi(h_c) = -\frac{4\pi}{\lambda} \Delta H_{12}(h_c).$$

На рис. 1 приведены изображение и дифференциальная интерферограмма района Толбачика. Две интерферометрические полосы, видимые на интерферограмме, порождены различием свойств атмосферы в разные дни съемки. Сформированный по данным метеостанции атмосферный фазовый экран и результат коррекции фазы приведены на рис. 2. Вместе с тем, локальные атмосферные неоднородности, вызванные локальными вариациями температуры воздуха, влагосодержания в облачном слое не могут быть описаны столь приблизительными зависимостями, они остаются некомпенсированными.

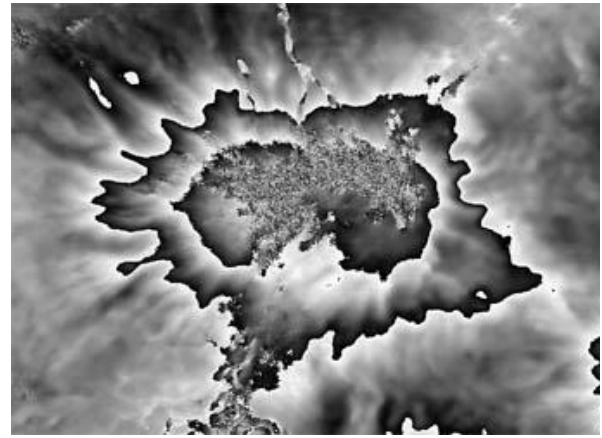
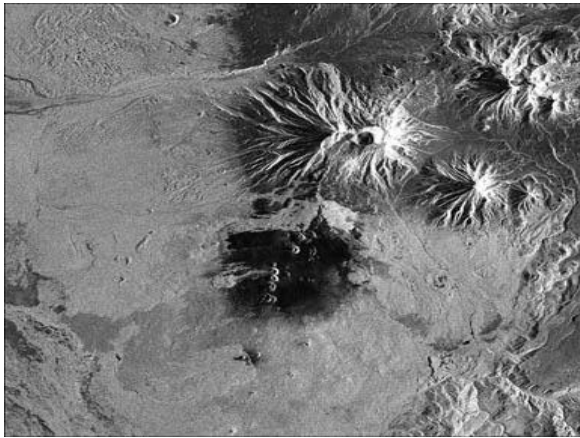


Рис. 1. Амплитудное изображение (слева) и дифференциальная интерферограмма (справа)

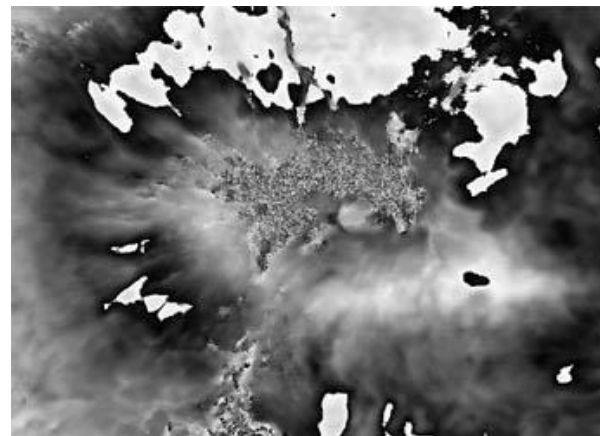
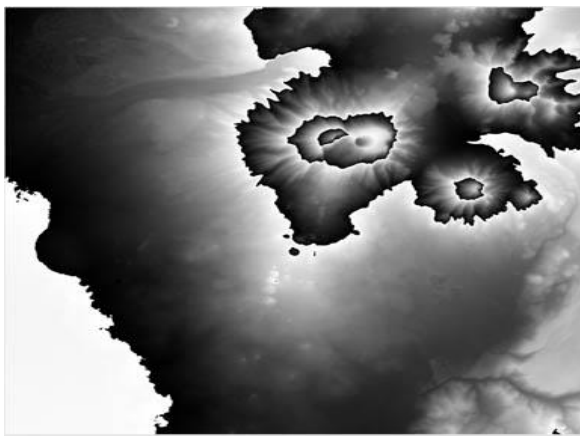


Рис. 2. Фазовый экран (слева) и скорректированная интерферограмма (справа)

Диэлектрическая проницаемость водяного пара отличается от 1, а потому при прохождении сигнала в облаке возникает дополнительный фазовый набег. Он тем больше, чем больше длина пути сигнала в слое. На рис. 3 в точке А, выше верхней кромки облака,

влияния облачного слоя на фазу нет. При перемещении по поверхности от точки А к точке С фазовый сдвиг возрастает и далее не меняется. Потому на профиле фазового набега, пересчитанного в дополнительную длину пути на рис. 5 от высоты 3200 м (вероятно, верхний слой облака в первом сеансе съемки) до 1300 м (нижняя кромка слоя облака) дополнительная длина пути нарастает от 0 до 2 см. Напомним, что существует облачность во втором сеансе, вклад которой в схеме интерферометрической обработки вычитается. Поскольку, вероятно, нижняя граница облачного слоя во втором сеансе находится на уровне 800-1000 м, влияние облачности второго сеанса нарастает от высоты 1500 м до 800 м, на разности вкладов первого и второго сеансов видно уменьшение дополнительной длины пути от 2 до 1 см.

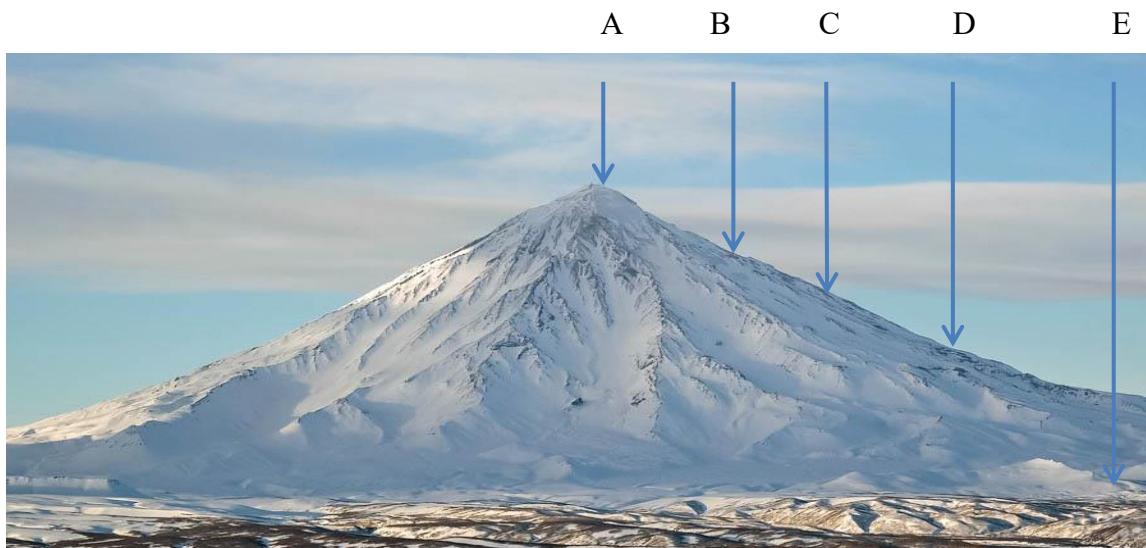


Рис. 3. Степень влияния облачного слоя на зондирование разных точек поверхности



Рис. 4. Увеличение длины пути сигнал при прохождении сквозь облака.

Для расположенных ниже по высоте участков поверхности сигнал проходит сквозь весь облачный слой, испытывая лишь влияние неоднородностей облачного слоя. Наиболее удобно эти неоднородности можно наблюдать на равнинной поверхности [7]. На рис. 5 показана интерферограмма равнинной области к юго-западу от Толбачика, здесь черный цвет соответствует 0° , а белый – 360° .

Сделанные нами оценки вариаций разности фазы показывают, что атмосферные неоднородности в данном случае приводят к вариациям фазы до 120^0 (вариации длины пути сигнала до 1.2 см), что может быть источником серьезных ошибок при построении карт рельефа или измерении динамики/смещений подстилающей поверхности.

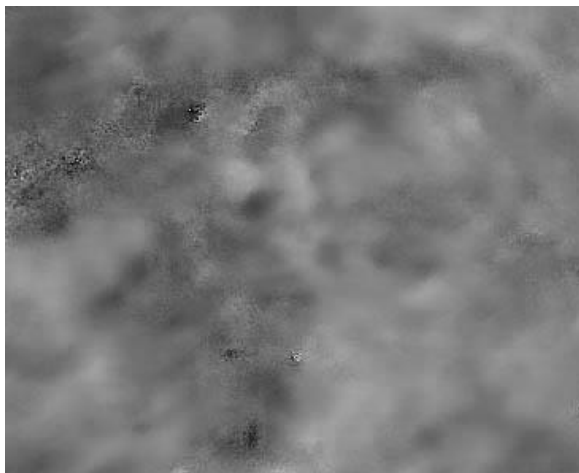


Рис.5. Вариации разности фаз вследствие атмосферных неоднородностей

Можно утверждать, что атмосфера является потенциально большим источником ошибок при интерферометрических исследованиях подстилающей поверхности. Это атмосферные неоднородности, а также вариации профиля коэффициента преломления из-за отличия метеопараметров в дни съемки, что наиболее важно при картировании участков сильно пересеченного, горного рельефа.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (научный проект №15-29-06003).

Литература

1. Захаров А.И., Яковлев О.И., Смирнов В.М., Спутниковый мониторинг Земли. Радиолокационное зондирование поверхности // М. : КРАСАНД, 2012. – 248 С.
2. Михайлюкова П.Г., Тутубалина О.В., Картографирование вулканических извержений на основе радиолокационной интерферометрии// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2016, т. 13, №2, С. 153-163
3. [http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Усть-Камчатске\(Аэропорт\)](http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Усть-Камчатске(Аэропорт))
4. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation// 2008 edition, Updated in 2010, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, WMO-No 0008, 2012, 715 PP.
5. Яковлев О.И., Якубов В.П., Урядов В.П., Павельев А.Г. Распространение радиоволн. // М.: URSS. 2009, 345 С
6. Goldhirsh, J., et al, A Tutorial Assessment of Atmospheric Height Uncertainties for High-Precision Satellite Altimeter Missions to Monitor Ocean Currents // IEEE Trans. on Geosci. and Rem. Sens., vol. ge-20, no. 4, October 1982
7. Кучерявенкова И.Л., Захаров А.И. Применение радарной интерферометрии для исследования динамики земных покровов и тропосферы. // Исследование Земли из Космоса. 2002, № 3, С. 35-43