

doi: 10. 7522/j. issn. 1000-0240. 2014. 0062

Li Hui ,Xiao Pengfeng ,Feng Xuezhong , *et al.* Snow depth derived from repeat-pass InSAR sounding [J]. Journal of Glaciology and Geocryology , 2014 ,36(3) : 517 -526. [李晖,肖鹏峰,冯学智,等. 基于重轨 InSAR 的积雪深度反演方法[J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 517-526.]

基于重轨 InSAR 的积雪深度反演方法

李 晖^{1,2}, 肖鹏峰^{2*}, 冯学智², 林金堂², 汪 左², 满 旺¹

(1. 厦门理工学院 空间信息科学与工程系, 福建 厦门 361024; 2. 南京大学 地理信息科学系, 江苏 南京 210023)

摘 要: 利用合成孔径雷达(Synthetic Aperture Radar, SAR)反演积雪深度是流域尺度积雪遥感监测的热点之一, SAR 的干涉测量(Interferometric SAR, InSAR)扩展了其在积雪研究中的应用. 微波能够穿透干雪,并在雪-空气界面发生折射,导致传播路径变化;根据 InSAR 原理,降雪前后的 SAR 像对会形成由于干雪覆盖导致的干涉相位差. 基于此,提出了基于重轨 InSAR 技术的积雪深度反演方法:首先,结合气象、水文、野外观测数据,判断积雪状态,以选择最佳干涉像对(无雪和干雪覆盖);然后,优化干涉处理过程,利用差分原理,获得由于干雪覆盖导致的相位差;最后,基于雪深与相位差的几何关系,反演积雪深度,并探讨反演结果精度的影响因素. 以新疆玛纳斯河流域山前平原为研究区,利用 Envisat ASAR 数据,实现积雪深度的反演. 结果表明:2009 年 2 月份研究区大部分地区雪深为 20 cm 左右,与野外观测结果相符;与同时期 HJ-1 光学影像比较,所获得的积雪覆盖范围吻合. 同时指出,失相干和输入参数(入射角、雪密度)误差是反演结果误差的主要来源.

关键词: 积雪; 遥感; 雪深; InSAR; 干涉

中图分类号: P426.63+5 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0240(2014)03-0517-10

0 引言

积雪深度是计算雪水当量最重要的参数,对区域水文、融雪径流研究具有非常重要的意义^[1]. 在气候条件恶劣、气象站点稀少、常规手段无法获取气象信息的山区,卫星遥感数据是唯一能够提供积雪信息的来源. 虽然可见光遥感在雪盖的研究中应用广泛,但是对于雪深信息却显得无能为力^[2],微波遥感具有穿透云层获取积雪信息的能力,在积雪遥感研究中有其它遥感数据所不能替代的作用^[3]. 利用被动微波遥感估算雪深和雪水当量已有较多研究成果^[4-6],但由于其空间分辨率较低,通常为千米级,无法满足流域尺度的积雪水文研究需要. 主动微波遥感因其较高的空间分辨率,以及对积雪参数较高的敏感性,在流域尺度的积雪研究中展示出了更强的适用性^[7]. 然而主动微波遥感机理复杂,在基于前向模型的反演过程中,需要建立具有严格物理意义的积雪辐射传输模型;输入参数较

多并相互影响,使模型的建立和求解过程较为困难^[8-10]. SAR 的干涉测量能够获取地形、地物的高度信息,高分辨率 SAR 的干涉测量能力以及毫米级的地面形变监测能力,在获取积雪深度的信息方面具有非常大的应用前景^[11-15].

然而,干涉像对会因为积雪覆盖的变化导致后向散射系数不同,引起失相干. 当失相干严重时,无法形成干涉,解缠也无法进行. Goldstein 等^[16]在极地冰雪研究中的 12 例 InSAR 处理仅有 2 例是成功的. 同时,在星载或机载干涉 SAR 数据中普遍存在由于地形起伏较大引起的密集干涉条纹和顶底倒置、雷达阴影等几何畸变,会在原始 SAR 信号中引入相干噪声,使得相位解缠十分困难^[17]. 因此,在进行积雪深度反演的过程中,选择合适的干涉像对、优化干涉测量处理过程至关重要.

为了获取积雪深度信息,避免或减少失相干现象,本文以新疆玛纳斯河流域山前平原为研究区,依据气象资料、野外实测数据,选择最优 SAR 图像

收稿日期: 2013-11-27; 修订日期: 2014-03-14

基金项目: 国家自然科学基金项目(41271353); 高分辨率对地观测系统国家科技重大专项项目(95-Y40B02-9001-13/15-04)资助

作者简介: 李晖(1985-),女,湖北老河口人,讲师,2012年在南京大学获博士学位,主要从事积雪微波遥感、遥感数字图像处理研究.

E-mail: lih666@163.com

* 通讯作者: 肖鹏峰, E-mail: xiaopf@nju.edu.cn

对. 优化干涉测量过程, 根据差分原理去除地形相位和平地效应, 获得由于积雪覆盖导致的相位信息, 根据积雪相位与雷达波束传播路径的几何关系, 反演积雪深度. 结果表明, 反演的雪深与野外观测结果总体一致, 证明了该方法的有效性. 最后, 探讨了导致部分不合理结果的误差来源.

1 积雪深度反演模型

1.1 积雪深度的 InSAR 反演原理

根据 InSAR 原理(图 1)^[18], 从 S_1 和 S_2 发射波长为 λ 的信号, 经目标点 P 反射后分别被 S_1 和 S_2 接收, 得到相位 ϕ_1 和 ϕ_2 :

$$\phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda}R + n_1, \quad \phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda}(R + \Delta R) + n_2 \quad (1)$$

式中: S_1 、 S_2 为卫星空间位置 1 和位置 2; P 为地面点; R 为 S_1 至地面点 P 的斜距; $R + \Delta R$ 为 S_2 至地面点 P 的斜距; λ 为发射的波长.

假设两幅图随机相位贡献相同, 即 $n_1 = n_2$, 即得到重轨过境产生的相位差 ϕ :

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R + (n_1 - n_2) = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R \quad (2)$$

当地表位置 P 变化至 P' 时(图 2), 斜距之差为 $\Delta R = \Delta R_0 + \delta d = B_{\parallel} + \delta d$. 根据式(2), 实际的干涉相位 ϕ 为:

$$\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R = -\frac{4\pi}{\lambda}(B_{\parallel} + \delta d) \quad (3)$$

式中: P' 为地面点变化后位置; B_{\parallel} 为平行基线; B_{\perp}

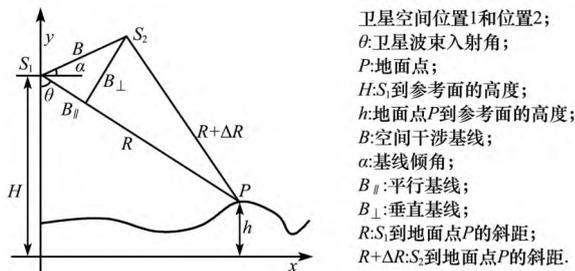


图 1 SAR 干涉测量示意图

Fig. 1 SAR interferometric sounding

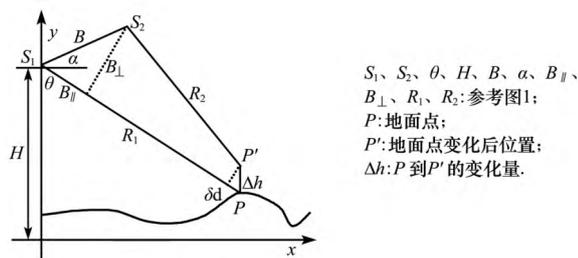


图 2 二轨差分 SAR 干涉测量示意图

Fig. 2 Repeat-pass differential InSAR (DInSAR) sounding

为垂直基线.

去除地形相位和平地效应, 得到残余相位 $\Delta\phi$, 即形变导致的相位差 $\Delta\phi$:

$$\Delta\phi = \phi - \phi_0 = -\frac{4\pi}{\lambda}\delta d \quad (4)$$

式中: δd 为沿雷达视线方向的形变量.

当地表被积雪覆盖时, 需要考察雷达电磁波能否穿透雪层, 到达地表同一点, 得到在雪层中传播的完整路径. 若忽略介质中的散射作用, 则波长 λ_0 在介质(实部和虚部分别为 ϵ' 和 ϵ'') 中的穿透深度

$$d_p \text{ 为 } d_p = \frac{\lambda_0 \sqrt{\epsilon'}}{2\pi\epsilon''} \quad [19-20]. \text{ 积雪的 } \epsilon'' \text{ 与雪湿度呈正相}$$

关, 干雪的 ϵ'' 几乎为 0. 因此, 可认为常用的星载微波波段能完全穿透干雪层; 反之, 当雪湿度增加, 穿透深度随之降低. 以此作为利用 InSAR 技术反演雪深的前提.

对于均质干雪层, 雷达接收到的后向散射主要来自雪-地界面, 雪层内部吸收和散射作用非常弱^[21], 雷达波束仅在空气-雪界面发生折射. 当地面无雪覆盖时, 雷达波斜距为 ΔR_s , 降雪后, 地表被厚度为 d_s 的干雪(介电常数为 ϵ_s) 覆盖, 雷达波束穿透积雪, 抵达地表, 斜距为 $\Delta R_a + \Delta R_r$ (图 3). 因此, 对于地面同一点, 无雪和有雪覆盖的斜距差可表示为:

$$\Delta R = \Delta R_s - (\Delta R_a + \Delta R_r) \quad (5)$$

积雪的相对介电常数 ϵ_s 或折射率 n 可用于计算深度, 二者满足关系 $\epsilon_s = n^2$. 干雪的介电特性几乎与频率无关, 雪密度是决定介电常数 ϵ_s 的主要参数, 因此对于干雪, 研究认为二者满足一定

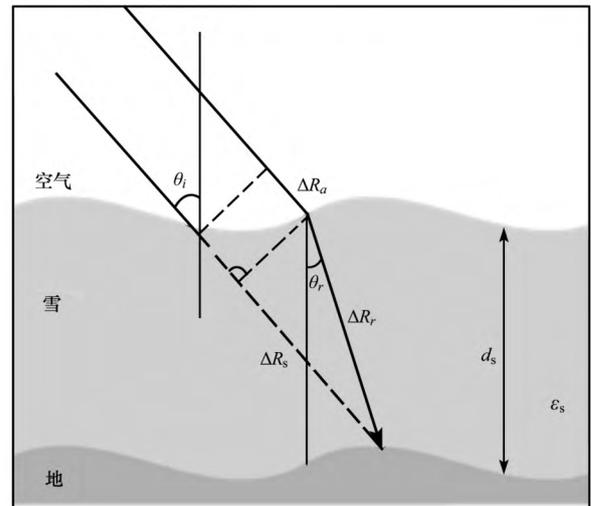


图 3 雷达波束穿透积雪示意图

Fig. 3 Propagation path of radar wave in snow

的关系^[21]:

$$\varepsilon_s = 1 + 1.6\rho + 1.86\rho^3 \quad (6)$$

式中: ε_s 为雪相对介电常数; ρ 为雪密度.

根据式(4)和(5),可推导厚度为 d_s ,介电常数为 ε_s (由雪密度决定)的积雪覆盖导致的相位:

$$\phi_{\text{snow}} = -\frac{4\pi}{\lambda}d_s(\cos\theta_i - \sqrt{\varepsilon_s - \sin^2\theta_i}) \quad (7)$$

式中: λ 为入射波的波长; θ_i 为入射角.

1.2 基于 InSAR 的积雪深度反演模型

在重复轨道干涉测量系统中,对于降雪前后的两幅影像所形成的干涉纹图,从物理角度进行分解,主要包含^[11]:

$$\phi = (\phi_{\text{flat}} + \phi_{\text{topo}} + \phi_{\text{snow}}) + (\phi_{\text{orb}} + \phi_{\text{atm}} + \phi_{\text{noise}}) \quad (8)$$

式中: ϕ_{flat} 为平地效应引起的相位; ϕ_{topo} 为地形引起的相位; ϕ_{orb} 为轨道误差引起的相位; ϕ_{atm} 为对流层及电离层延迟引起的相位,天气晴朗的情况下可以忽略; ϕ_{noise} 为噪声引起的相位,包括热噪声、采样误差、配准误差等; ϕ_{snow} 为积雪覆盖/变化(包括降雪、再分布等)导致的相位差.

由此,对降雪前和降雪后的干涉像对进行干涉测量处理,获得总的干涉相位,去除其他相位信息,即可获取由积雪覆盖/变化导致的相位 ϕ_{snow} . 根据式(7),已知 λ 、 θ_i 和 ε_s (由雪密度 ρ 决定),即可反演得到雪深 d_s .

同时,根据式(7)可知,若雪的密度为 $0.2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$,当雪深为波长的 3 倍左右时会发生相位缠绕. 因此,当采用 C 波段的雷达数据,雪深大于 16 cm 时,会出现相位缠绕,使 InSAR 处理中最关键的步骤——相位解缠,获得真实的相位差变得困难^[17].

2 研究区和实验数据

2.1 研究区概况

选用新疆玛纳斯河流域山前平原作为研究区(图4),研究范围为 $85^\circ 41' 50'' \sim 86^\circ 17' 35'' \text{ E}$, $43^\circ 45' 50'' \sim 44^\circ 12' 00'' \text{ N}$,最高海拔为 3 422 m,积雪具有干寒型的天山积雪特性^[22]. 根据 DEM 可知,研究区大部分地形较为平坦,肯斯瓦特水文站以上进入山区,地形起伏较大. 坡度小于 20° 的面积占总面积的 75% 以上,区内各个朝向的面积分布均匀,有利于进行干涉测量处理.

下垫面的土地利用类型,尤其是植被、土壤水含量的季节变化,易导致较严重的失相干,影响干涉测量结果. 根据实地考察,研究区内除少量农田

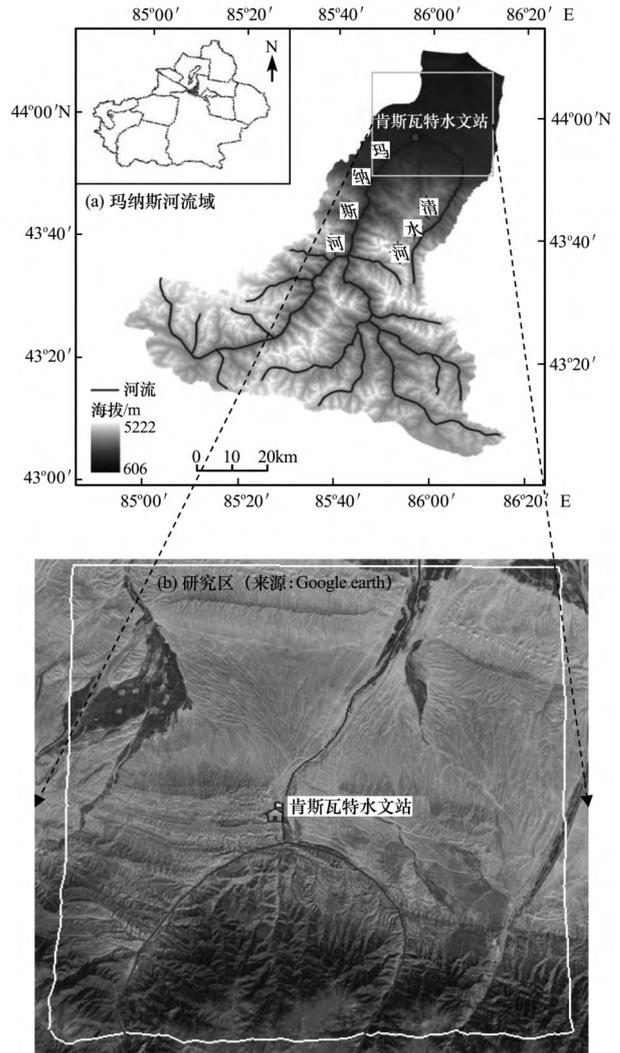


图4 研究区示意图(框内为研究区)

Fig.4 Map showing the study area

外,以稀疏草地为主. 山区阳坡主要是草地,坡面为砾石. 海拔 2 500 m 以上地区,阳坡主要是裸岩,阴坡分布了浓密的针叶林. 其中,农田、林区等易引起失相干.

2.2 Envisat ASAR IMS 产品

获取了 2003 年至 2011 年共 38 景玛纳斯河流域的 Envisat ASAR IMS 的 1B 级降轨数据,重访周期为 35 d. 其中,2010 年 12 月以前为 IS2 成像模式(入射角范围为 $19.2^\circ \sim 26.7^\circ$),2011 年以后为 IS6(入射角范围为 $39.1^\circ \sim 42.8^\circ$). 图 5 为 2009 年 1 月 3 日获取的 Envisat ASAR IMS 的强度图像,显示了原始数据进行左右镜像变换和 1:5 多视处理前后的图像,分辨率为在距离-方位坐标系下的结果. 截取大小为 4 km(方位向) \times 1.6 km(距离向)的区域图像(图 5c). 对所有 ASAR 数据均按其获

取时间进行重命名,如 030823 代表 2003 年 8 月 23 日获取的 ASAR IMS 数据.

同时,获取了由欧空局提供的精确轨道参数文件,用于 IMS 产品的卫星轨道精纠正.

2.3 其他数据

2.3.1 野外实测数据

为获取天山中部地区的积雪特性,在 2010 年 12 月、2011 年 12 月和 2012 年 4 月对天山典型地区展开了地面实验,利用雪特性分析仪(Snow Fork)进行部分积雪特性观测,获得积雪的密度、介电常数、体积含水量及重量含水量等参数.对天山地区的阜康、研究区内部的三岔口自动气象站、天山南坡敦德铁矿、阿尔先沟测点观测的实测数据进行统计(表 1).

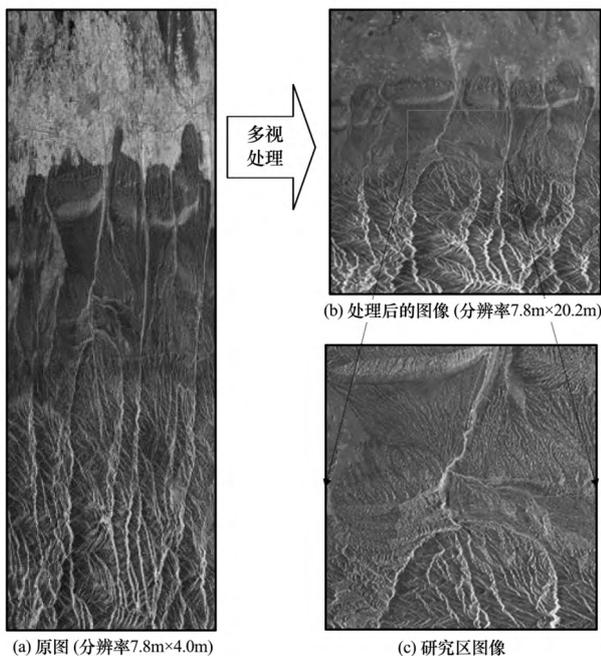


图 5 研究区的 IMS 强度图像(2009 年 1 月 3 日)

Fig. 5 Intensity images of the study area (2009-01-03)

拟合实测的雪介电常数实部与雪密度的关系,符合式(6),确定系数达 93%. 误差部分的主要原因是 4 个测点的积雪状态不完全为干雪,雪中均含有一定的液态水. 同时可看出,模拟的 C 波段的穿透深度远大于实测雪深. 其中,敦德铁矿、阿尔先沟两地的积雪发生再分布现象,地势低洼处积雪较深.

2011 年 12 月 7-8 日,在三岔口自动气象站附近雪层 2~3 cm 深度处进行了连续 24 h 的雪层温度观测. 观测结果表明,雪层温度从 22:00 至次日 10:00 维持在 -7°C 左右,因此,在卫星过境时,雪层内温度长期稳定在 0°C 以下,可认为雪层内部无液态水,积雪状态为干雪.

2.3.2 气象、水文站点资料

玛纳斯河流域的气象、水文站点均位于海拔 1 600 m 以下,实测积雪资料极为匮乏. 肯斯瓦特水文站为玛纳斯河干、支流汇合后的控制站,海拔 910 m,控制面积为 $4\,637\text{ km}^2$. 本文获取了 2002 年和 2004 年的逐日气温数据,统计 12 个月份的最高、最低和平均气温(图 6). 1、2、3、11 和 12 月的温度均处于 0°C 下,最低温度通常出现在 1、12 月,4 月份开始温度升高,有 0°C 以上温度出现,可认为 4 月初融雪作用开始. 11、12 月白天最高温度大于 0°C ,因此,在 12 月份,积雪会因为温度变化经历冻融过程,变质分层.

2.3.3 野外调研资料

根据野外调研情况,石河子水文水资源勘测局在玛纳斯河流域中下游山区共布置了 7 个观测点,从 1998 年至今,在每年 11 月至次年 3 月每月最后一天对观测点进行雪情记录,主要获取山区雪深,包括阴坡雪深、阳坡雪深、平地雪深. 据实测资料显示,一般情况下,2 月底积雪最深,平均约为 28 cm,

表 1 天山中部地区实测积雪参数

Table 1 Snow parameters measured in the Middle Tianshan Mountains

	阜康	三岔口	敦德铁矿	阿尔先沟
经纬度	44°17'24" N, 87°55'50" E	43°55'53" N, 86°12'33" E	43°15'4" N, 85°20'50" E	43°25'26" N, 84°42'2" E
测量时间/(年-月-日)	2010-12-07	2010-12-07	2012-04-11	2012-04-12
平均雪密度/($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	0.160	0.140	0.180	0.250
平均雪介电常数实部	1.340	1.340	1.340	1.630
平均雪介电常数虚部	0.005	0.009	0.002	0.013
平均雪湿度/% vol	0.530	1.050	0.170	1.700
实测雪深范围/cm	4~8	7~8	24~35	12~61
模拟的穿透深度/cm	206	114	515	87

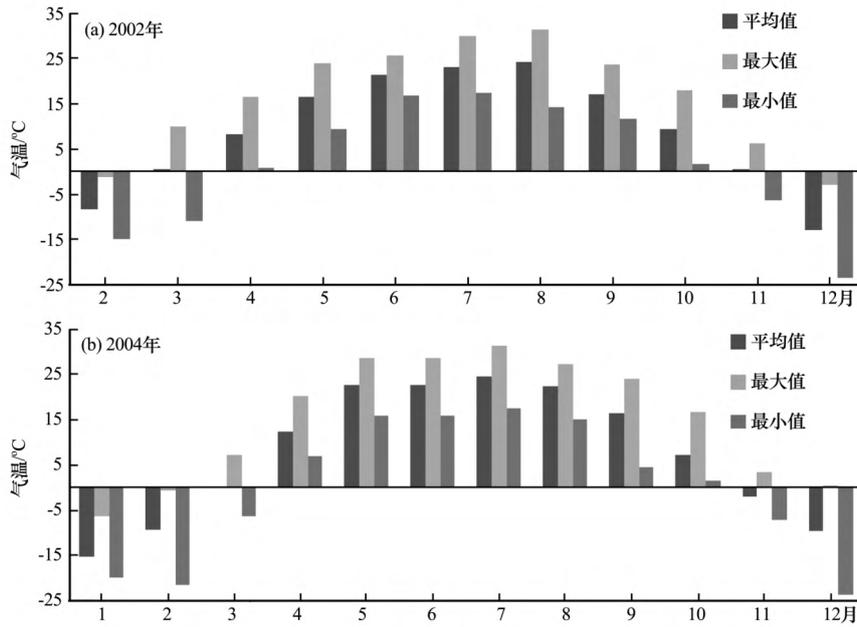


图 6 2002 年和 2004 年肯斯瓦特水文站月气温数据

Fig. 6 Monthly variations of air temperature at Kensiwate Hydrological Station in 2002 and 2004

最深记录为 53 cm.

2.3.4 DEM 数据

Envisat 过境周期为 35 d, 不适合生成 DEM. 选用 SRTM-3 Version 2 的 DEM 数据, 数据来源为 http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/. 获得的原始 DEM 在山区有部分空洞, 因此, 进行了插值补洞和镜像变换处理.

3 积雪深度反演

3.1 反演过程

选择好的干涉像对是保持较高相干性、进行干涉测量的前提. 根据积雪状态、空间基线条件, 从 38 景 ASAR 数据中确定 4 组干涉像对, 030823 - 040110、050827 - 060218、080712 - 090103/090207、090627 - 100227. 经过相干性检验和精配准, 最终

表 2 两组干涉像对的基线参数

Table 2 Baseline parameters of the two InSAR pairs

IMS 数据	080712	090103	090207
干涉相对	主图像 → 辅图像 主图像 → 辅图像		
时间基线 / d	175	35	
垂直基线 / m	56.552	476.040	
临界基线 / m	934.975	934.891	
2π 高度模糊度 / m	163.452	19.416	
2π 位移模糊度 / m	0.028	0.028	

确定相干性最好的干涉像对 080712 - 090103 和 090103 - 090207 进行实验. 其中, 080712 无雪覆盖, 因此, 080712 - 090103 反演结果为积雪深度, 090103 - 090207 反演结果为积雪深度的变化量(表 2).

在干涉测量过程中, 对关键步骤进行优化. 在精配准前对图像进行预滤波, 增强图像的相干性, 并且严格控制精配准误差在 0.1 个像元以下. 为减少山区部分相位解缠后出现空洞现象, 对解缠结果进行插值, 再重新解缠, 并将解缠处理放在差分处理后, 增强解缠结果的稳定性.

根据二轨差分原理, 借助 DEM 模拟地形干涉纹图, 去除地形相位 ϕ_{topo} 并估算残余基线, 精化基线信息后去除线性平地相位 ϕ_{flat} . 由于研究区内地面气象站点较少, 可获得的气象数据有限, 加之山区地形复杂, 存在大量的陡坎, 导致局部气象条件复杂, 不确定因素较多. 因此, 在去除大气效应的过程中, 选用经验公式, 根据海拔去除线性大气相位. 通过精轨文件对卫星姿态进行修正, 调整卫星轨道矢量, 精化基线估计, 减少 ϕ_{orb} . 采用自适应滤波进行去噪, 消除 ϕ_{noise} . 最后, 进行相位解缠, 获得由于积雪覆盖导致的相位值 ϕ_{snow} .

3.2 反演结果及评价

根据野外测量和经验值, 假设平均雪密度为 $0.18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, 平均入射角 θ 为 23° . 根据式 (7) 和式 (8), 反演积雪深度. 对照相干系数图(图 7), 相

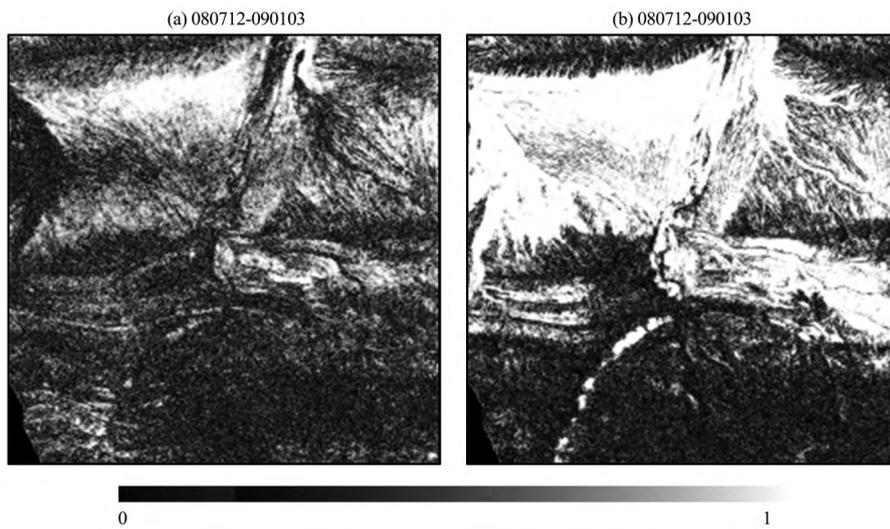


图 7 080712 - 090103 和 090103 - 090207 像对相干系数图
 Fig. 7 Coherence images of 080712 - 090103 and 090103 - 090207 pairs

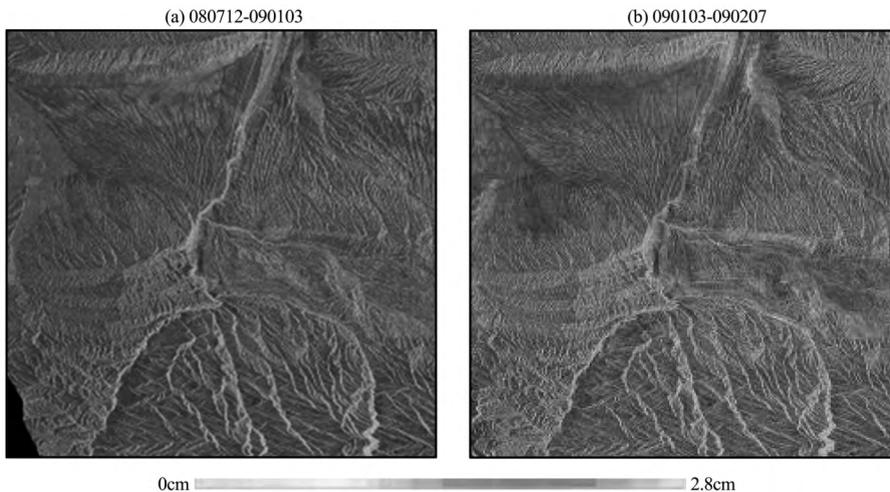


图 8 080712 - 090103 和 090103 - 090207 像对形变反演结果
 Fig. 8 Derived deformation of 080712 - 090103 and 090103 - 090207 pairs

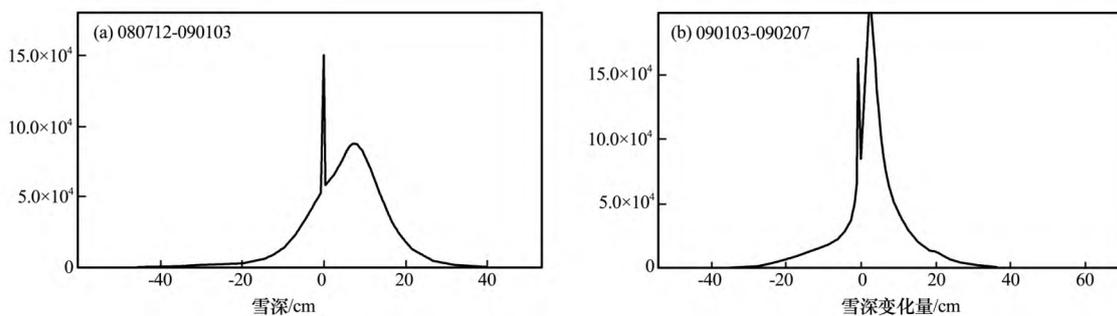


图 9 积雪深度及变化直方图
 Fig. 9 Histograms of snow depth (080712 - 090103) and snow depth variation (090103 - 090207)

干性越好的地方反演得到的结果可信度越高. 反演结果反映了在雷达视线方向上地表覆盖在高度上的变化量, 雪深是在垂直方向上的形变, 因此, 二者线性相关, 变化规律也是一致的. 此处以形变量显

示(图 8), 其中一个条带代表变化量为 2.8 cm. 可以看出, 080712 - 090103 像对的变化(雪深)较 090103 - 090207(雪深变化)大. 根据式(7), 对形变结果进行处理, 获得积雪深度, 得到雪深统计结

果(图 9), 变化量最大达到 30 cm, 而 090103 - 090207 变化量相对较小, 最大为 20 cm, 与观测结果相一致.

由于缺乏实时的野外实测数据, 选用 2009 年 2 月 9 日的 HJ-1 卫星数据对反演结果进行定性的对比分析. 从图 10 可以看出, 本文方法结果与光学影像所反映的积雪覆盖范围总体一致. 未检出的部分, 主要是由于相干性较低(图 7), 相位解缠出现误差(解缠空洞等)导致.

放大图 10(a) 中框内部分如图 10(b) 和图 10(c) 所示, 对照 Google Earth 和 DEM 可知, 灰色虚线(图 10b) 为山脊线, 由左至右的白色虚线(图 10b) 为道路, 左下角部分为农田. 对比获得的形变图以及 HJ-1 影像所示的积雪覆盖范围, 可以看出在获取完整的地表形变中, 利用 InSAR 方法得到的结果与地表真实情况一致. 沿着道路走势, 在中间

部分(白色矩形框内) 由于积雪度增加, 从 HJ-1 影像中已经无法观察到道路, 在形变图中对应一条纹中的深灰色, 即积雪深度比周围部分深. 图中(图 10c) 圆环部分, 在 HJ-1 影像中该区域中心存在混合色调, 积雪深度较浅; 表现在形变图的一个条纹中的白色, 然后由浅灰色变为深灰色, 积雪深度增加; HJ-1 影像中的混合色调也过渡成纯白色调, 即雪深增加. 在图中左下角部分为农田, 人工活动较多, 相干性较差, 难以解缠成功. 因此, 该部分的积雪信息在 080712 - 090103 像对中并未被反演出来; 但在 090103 - 090207 像对中, 积雪的持续覆盖使得相干性得以提高, 反演得到了该时间间隔内的积雪深度变化量.

3.3 误差分析

考察反演误差以及未能反演的部分, 失相干是主要因素, 另外输入参数(雪密度、入射角)也是产生误差的原因.

3.3.1 失相干

干涉相位是利用干涉像对的相位共轭相乘获得. 利用交叉相关方法获得两雷达信号的干涉条纹可以用下式获得:

$$\langle V_1 V_2^* \rangle = \sigma^0 \int \exp(-i\delta\phi_{\text{snow}}) p(\delta\phi_{\text{snow}}) d(\delta\phi_{\text{snow}}) \quad (9)$$

式中: $p(\delta\phi_{\text{snow}})$ 为概率密度函数. 雪层结构均一的积雪不会引起失相干, 因为雷达波束将完全穿透积雪, 只会形成干涉相位差, 即积雪相位.

(1) 积雪变质导致的失相干. 积雪深度反演模型的构建, 以积雪层为均质、雪层内无分层现象的假设为基础. 而在自然情况下(图 11), 积雪通常会因为重力、温度等发生变质和分层现象, 导致雪表面粗糙度不同, 雷达波束在雪层内部的体散射作用

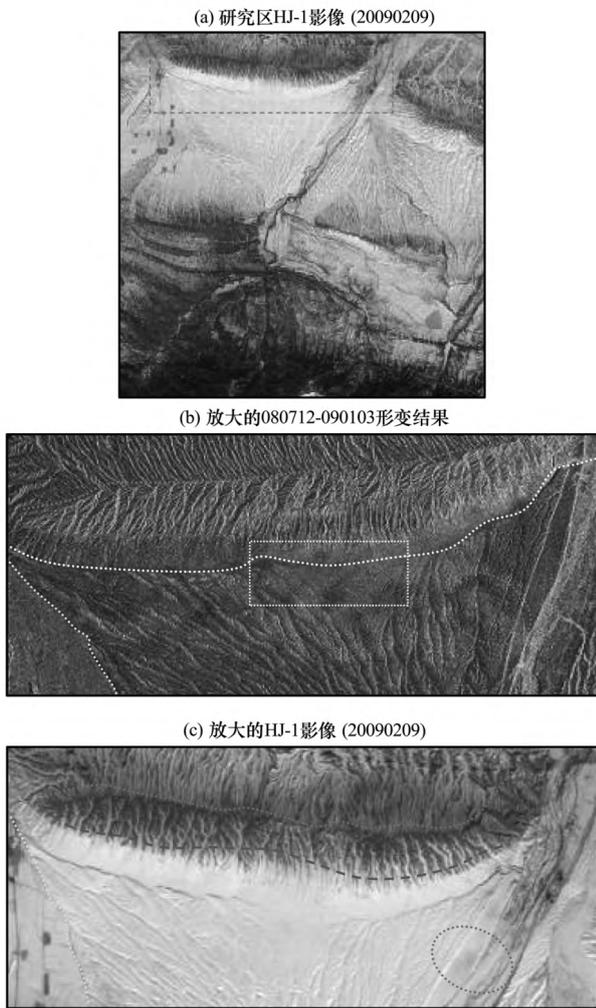


图 10 本文方法结果与 HJ-1 影像对比分析
Fig. 10 Inverted snow depth and snow cover compared with HJ-1 image



图 11 三岔口地区积雪分层特性(2011 年 12 月 7 日)
Fig. 11 Snow stratification in Sanchakou (2011-12-07)

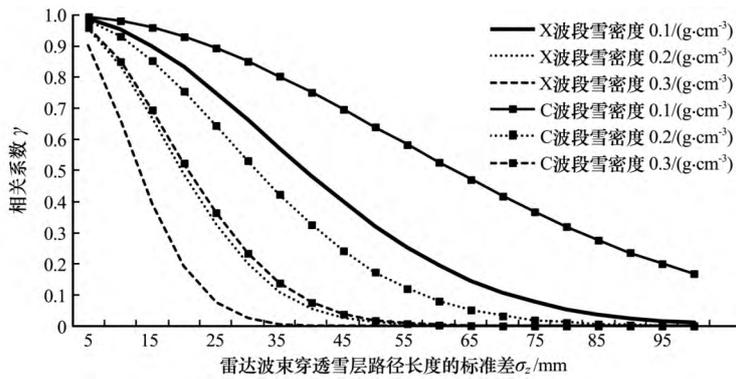


图 12 雪层中雷达波穿透深度标准差导致的失相干

Fig. 12 Model for calculating decorrelation caused by variation of path length in snow at X-and C-band

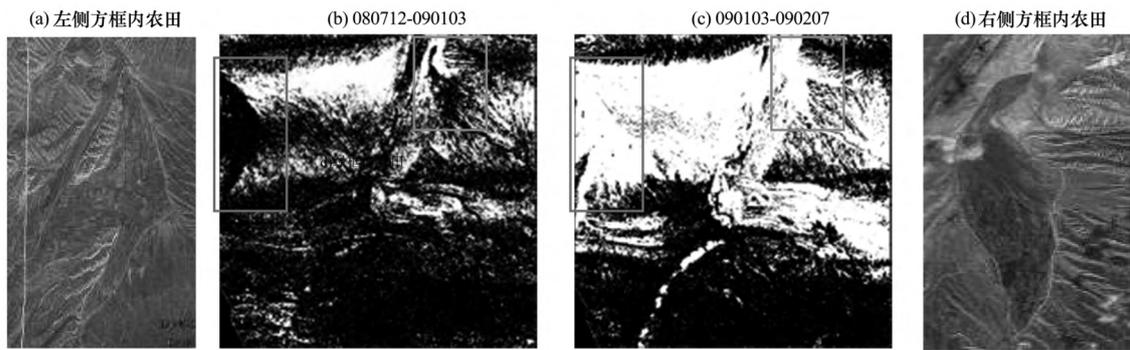


图 13 大于 0.5 的相干系数图和对应的光学影像

Fig. 13 Maps showing the areas with coherence coefficient more than 0.5 and corresponding optical images

增强. 图 11 为 2011 年 12 月 7 日在三岔口气象站观测到的积雪分层现象, 雪层内部有一层明显的冰层, 测得雪层内部湿度较大. 主要是由于当时白天气温高达 7 °C, 而晚上又在 0 °C 以下, 雪层发生了冻融作用.

当雪层内部变质作用出现分层现象时, 雷达波束在雪层内部会多次折射, 导致相位差延迟. 可利用高斯概率分布函数估算由于积雪导致的时间失相干的影响^[11]:

$$|\gamma_{\text{temporal}}| = \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{4\pi}{\lambda_0}\right)^2 \sigma_z^2 (\cos \theta_i - \sqrt{\epsilon_s - \sin^2 \theta_i})^2\right] \quad (10)$$

式中: σ_z 为雷达波束穿透雪层的路径长度的标准差.

图 12 模拟了在 C 波段和 X 波段下, 入射角为 23°, 随着雪层内部变质作用加强 (即散射作用增强, 传播路径长度 σ_z 增加), 失相干增加的趋势, 当失相干达到一定程度后, 无法形成干涉. 其中, 1 为完全相干, 0 为不相干. 由于 C 波段比 X 波段长, 在雪密度和雪深相同的情况下, 失相干程度 C 波段较 X 波段小.

(2) 下垫面变化导致的失相干. 截取相干性大于 0.5 的图像进行分析 (图 13), 相干性较好的地方集中在图像的上半部分, 即地势较为平坦的地区; 山区部分的相干性则降低. 根据土地覆盖类型可知, 上半部分主要为稀疏草地和裸土, 而在山区部分, 阴坡为针叶林. 同时也受地形起伏较大的影响, 相干性大大降低.

图 13 中矩形框内均为农田, 其相干性差异较为明显, 080712 - 090103 相干性明显较差, 090103 - 090207 则相干系数稳定, 最高达到 1, 即完全相干. 主要是由于 7 月份该地区种植农作物, 冬季地表被积雪覆盖, 因此, 7 月份和 1 月份的相干性较差, 而 1 月份和 2 月份的相干性非常好. 同时, 失相干部分的边界与农田边界形状较为吻合, 也证明了受人工活动影像较大的农田对于相干性的较大影响.

在夏季和冬季影像对中, C 波段失相干、信噪比低属正常现象. 如图 7 所示, 除山区相干性都不够理想外, 080712 - 090103 的相干性在平坦地区的相干性没有 090103 - 090207 的好, 原因是前者时间间隔较长, 农田、植被的季节变化较为明显.

(3) 大气效应导致的失相干. 虽然卫星过境时

间为 1 月份, 温度较低, 但 7 月份的气温较高, 7 月份和 1 月份的温差, 相对于 1 月份和 2 月份, 仍可能有接近 30° 的差异(图 6); 080712 - 090103 像对的干涉相位无法避免大气效应的影响。

3.3.2 输入参数

模型采用雪密度经验值和卫星入射角作为输入参数。然而严格来说, 在自然界中媒介质都是不均匀的, 只有在特定的入射波频率、入射角或者特定的介质状态下, 有些介质才可以作为均匀介质来处理。由于难以实时获取研究区积雪的密度、介电常数、雪层分层情况等信息, 因此, 选用的经验值也会引入误差。

反演过程中假设雪层均一, 并以同一雪密度作为输入参数, 可见积雪深度的 InSAR 反演是欠定问题。即随着积雪的分层, 雪密度和雪中液态水含量的变化, 雷达波束在雪层中的穿透深度和雪层内部的散射作用会随之变化, 需要反演的参数远远大于观测数据, 只用很少的参数来确定雪深与积雪相位之间的关系必然导致一定的误差。另外, 受地形和风吹的影响, 会出现积雪再分布现象, 因此不同地形和下垫面的雪密度也必然有所差异。

SAR 系统为侧视成像系统, 对于整幅图像来说, 近距点和远距点的入射角实际上是有很大差异的。同时, 对于地形起伏较大的地区, 卫星入射角并非是地面入射角, 在局部地形地区存在较大差异, 陡峭部分差异可达到 25° 。在反演积雪深度时, 输入参数入射角实际应为局部入射角, 如果对整个图幅采用统一的入射角作为输入参数, 根据式(7), 可知 $(\cos \theta_i - \sqrt{\epsilon_s - \sin^2 \theta_i^2})$ 相当于常数, 必然产生一定的误差, 表现在雪深统计结果(图 9) 的负值部分。

4 结语

根据干雪深度变化与干涉相位的几何关系, 提出了基于 InSAR 技术的积雪深度反演方法, 并针对玛纳斯河流域中下游积雪的特点, 建立了一套干涉像对的选择、干涉测量过程的优化、积雪深度的反演的工作模式。结果表明, 本文方法在缺乏大量地面观测资料的前提下, 利用少量的输入参数(入射角、雪密度) 即可反演积雪深度, 大大避免了在基于前向模型的反演中需要大量地面观测参数和求解复杂物理辐射传输方程的限制, 在山区积雪深度反演方面具有一定的应用价值。

同时, 由于缺乏地面同步观测数据, 在反演过

程中存在一定的误差。在后续研究中, 将利用局部入射角作为实际入射角代替平均入射角进行雪深反演; 开展地面同步观测试验, 获得反演过程所需要的雪密度、雪层结构、粗糙度等测量值, 进行模型参数的敏感性分析, 优化模型参数, 减少误差源, 并进行定量的精度评价。

致谢: 本文作为中德合作科研项目(PPP)“天山地区卫星雪盖监测与气候变化响应研究”的部分研究内容, 得到了德国吉森大学地理研究所 Lorenz King 教授、Lorenz Eliso 博士、Stephan Imbery 博士生的建议和帮助。同时, 中欧合作“龙计划”2 期“中国干旱地区典型内陆河流域关键生态-水文参数的反演与陆面同化系统研究”课题(Project ID: 5322) 为本文提供 Envisat ASAR 数据支持, 在此一并表示感谢。

参考文献(References):

- [1] Ren Jiawen. Updating assessment results of global cryospheric change from SPM of IPCC WGI Fifth Assessment Report [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(5): 1065 - 1067. [任贾文. 全球冰冻圈现状和未来变化的最新评估: IPCC WGI AR5 SPM 发布[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(5): 1065 - 1067.]
- [2] Che Tao, Li Xin. Retrieval of snow depth in China by passive microwave remote sensing data and its accuracy assessment [J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2004, **19**(5): 301 - 306. [车涛, 李新. 利用被动微波遥感数据反演我国积雪深度及其精度评价[J]. *遥感技术与应用*, 2004, **19**(5): 301 - 306.]
- [3] Robinson D, Kunzi K, Kukla G, et al. Comparative utility of microwave and shortwave satellite data for all-weather charting of snow cover [J]. *Nature*, 1984, **312**(5993): 434 - 435.
- [4] Lu Xinyu, Wang Xiuqin, Cui Caixia, et al. Snow depth retrieval based on AMSR-E data in northern Xinjiang region, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(1): 40 - 47. [卢新玉, 王秀琴, 崔彩霞, 等. 基于 AMSR-E 的北疆地区积雪深度反演[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(1): 40 - 47.]
- [5] Dai L Y, Che T, Wang J, et al. Snow depth and snow water equivalent estimation from AMSR-E data based on a priori snow characteristics in Xinjiang, China [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2012, **127**: 14 - 29.
- [6] Wang Zhilan, Wang Xiaoping, Li Yaohui. Analyses of snow cover based on passive microwave remote sensing data and observed data over the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(4): 783 - 792. [王芝兰, 王小平, 李耀辉. 青藏高原积雪被动微波遥感资料与台站观测资料的对比分析[J]. *冰川冻土*, 2013, **35**(4): 783 - 792.]
- [7] Storvold R, Malnes E, Larsen Y, et al. SAR remote sensing of snow parameters in Norwegian areas: Current status and future perspective [J]. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 2006, **20**(13): 1751 - 1759.
- [8] Shi J C, Dozier J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR. I: Inferring snow density and subsurface properties [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*,

- 2000 , **38**(6) : 2465 – 2474.
- [9] Wu T D , Chen K S , Shi J C , *et al.* A transition model for the reflection coefficient in surface scattering [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 2001 , **39**(9) : 2040 – 2050.
- [10] Shi J C. Active microwave remote sensing systems and applications to snow monitoring [M] // Liang S. *Advances in Land Remote Sensing: System , Modeling , Inversion and Application.* New York: Springer , 2008: 19 – 50.
- [11] Guneriusson T , Hogda K A , Johnsen H , *et al.* InSAR for estimation of changes in snow water equivalent of dry snow [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 2001 , **39**(10) : 2101 – 2108.
- [12] Engen G. Delta-K interferometric SAR technique for snow water equivalent (SWE) retrieval [J]. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* , 2004 , **1**(2) : 57 – 61.
- [13] Deeb E J , Forster R R , Kane D L. Monitoring snowpack evolution using interferometric synthetic aperture radar on the North Slope of Alaska , USA [J]. *International Journal of Remote Sensing* , 2011 , **32**(14) : 3985 – 4003.
- [14] Esmacily-Gazkohani A , Granberg H B , Gwyn Q H J. Repeat-pass cross-track interferometric SAR to measure dry snow water equivalent and depth [J]. *Canadian Journal of Remote Sensing* , 2010 , **36**(S2) : S316 – S326.
- [15] Sun Shaobo , Che Tao. A review of research on snow cover monitored with synthetic aperture radar (SAR) [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology* , 2013 , **35**(3) : 636 – 647. [孙少波 , 车涛. 基于合成孔径雷达 (SAR) 的积雪监测研究进展 [J]. *冰川冻土* , 2013 , **35**(3) : 636 – 647.]
- [16] Goldstein R M , Engelhardt H , Kamb B , *et al.* Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic ice stream [J]. *Science* , 1993 , **262**(5139) : 1525 – 1530.
- [17] Liao Mingsheng , Lin Hui. *Synthetic Aperture Radar Interferometry: Principle and Signal Processing* [M]. Beijing: Surveying and Mapping Press , 2003. [廖明生 , 林珺. *雷达干涉测量: 原理与信号处理基础* [M]. 北京: 测绘出版社 , 2003.]
- [18] Rott H , Sturm K , Miller H. Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data [J]. *Annals of Glaciology* , 1993 , **17**: 337 – 343.
- [19] Liu Guoxiang. *Monitoring of Ground Deformations with Radar Interferometry* [M]. Beijing: Surveying and Mapping Press , 2006. [刘国祥. *利用雷达干涉技术监测区域地表形变* [M]. 北京: 测绘出版社 , 2006.]
- [20] Hoen E W , Zebker H A. Penetration depths inferred from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland ice sheet [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 2000 , **38**(6) : 2571 – 2583.
- [21] Matzler C. Microwave permittivity of dry snow [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 1996 , **34**(2) : 573 – 581.
- [22] Hu Ruji. *Physical Geography of the Tianshan Mountains in China* [M]. Beijing: China Environmental Science Press , 2004. [胡汝骥. *中国天山自然地理* [M]. 北京: 中国环境科学出版社 , 2004.]

Snow depth derived from repeat-pass InSAR sounding

LI Hui^{1,2} , XIAO Pengfeng² , FENG Xuezhi² , LIN Jintang² , WANG Zuo² , MAN Wang¹

(1. Department of Spatial Information Science and Engineering , Xiamen University of Technology , Xiamen 361024 , Fujian , China;

2. Department of Geographical Information Science , Nanjing University , Nanjing 210023 , China)

Abstract: Snow depth is one of the most important parameters in hydrology. At a regional scale , SAR (Synthetic Aperture Radar) has the ability to monitor the surface deformation effectively , with a certain penetration and interference sounding capability. The refraction of microwaves in dry snow is shown to have a significant effect on the interferometric phase. A relationship between changes in snow depth and interferometric phase can be derived. A method of snow depth derived from repeat-pass InSAR (Interferometric SAR) sounding by using Envisat ASAR IMS products is proposed. Taking the pediment plain in Manas River basin as a study area , the optimal InSAR pair (with and without snow) is chosen by judging snow state from meteorology and hydrology observations , as well as field observation data , then the interferometric phase can be calculated as a product of InSAR optimized processing. From the derived snow depth in the period between Jul. 2008 and Feb. 2009 , it was pictured that the average snow depth was about 20 cm in the study area , which was consistent with the field survey. Compared with satellite snow cover images from HJ-1 , one can see that the snow cover is similar with the optical images and the snow depth distribution varies with the mixed pixels in HJ-1 data identically. Finally , error evaluation was proposed to deal with the possible unreasonable results. Some reasons which cause inaccuracy were also discussed , such as decoherence due to snow cover and atmospheric effects.

Key words: snow cover; remote sensing; snow depth; repeat-pass InSAR sounding; intervention