

基于 ERS tandem 干涉数据提取青藏高原冰川地形和运动速度的方法^①

周建民^{②***} 李震^{***} 李新武^{***}

(* 中国科学院研究生院 北京 100049)

(** 中国科学院遥感应用研究所遥感科学国家重点实验室 北京 100101)

(*** 中国科学院对地观测与数字地球科学中心 北京 100101)

摘要 利用时间间隔只有一天的 ERS-1/2 雷达卫星干涉数据,采用合成孔径雷达干涉测量方法(InSAR),提取了青藏高原唐古拉山地区冬克玛底冰川的数字高程模型(DEM)和冰流运动速度参数。并利用该区域 1:50000 的 DEM 对干涉 DEM 进行了对比验证。同时根据干涉方法提取的冰流运动速度分析了冬克玛底冰川表面冰流运动的特点。研究表明,雷达干涉测量技术是精确提取中国西部山谷冰川地形和运动速度的有效手段,短时间基线的 SAR 干涉对更利于避免时间去相干问题。

关键词 雷达干涉测量, 数字高程模型, 冰流速度

0 引言

青藏高原是中低纬度地区现代冰川最发育的区域。进入 20 世纪以来,随着全球气候的明显波动变化和进入 80 年代以来的快速增温,青藏高原气候也发生着显著的变化。高原冰川响应气候变化过程而发生着一系列的进退变化^[1]。由于冰川的存在,发源于青藏高原山地的众多大江大河水量变化也在不同程度上受到冰川变化的影响,同时,冰川灾害活动频繁,对这些地区正常的交通运行、社会经济发展和国防建设带来了重大影响。因而,冰川动态变化及其影响的监测与研究,受到了国家及地方政府和科学界的广泛关注。

利用合成孔径雷达干涉测量(synthetic aperture radar interferometry, InSAR)技术提取数字高程模型(digital elevation model, DEM)一直是其重要的应用之一。在 1969 年, Rogers 和 Ingalls 最早开始应用干涉雷达技术,他们首先把干涉雷达技术应用于探测金星和月球表面。1974 年 Graham 又把干涉雷达技术用在地形制图上,到 1986 年 Zebker 和 Goldstein 采用 NASA CV990 机载双天线雷达系统(天线间距为 11.1m)在旧金山海湾开展了利用 InSAR 技术提取 DEM 的实验研究,使得数字化干涉雷达技术得以真

正实现。目前,国外已有研究小组成功地根据利用 InSAR 技术提取了内陆冰川的数字高程模型^[2],国内尚无相关的研究报告。

合成孔径雷达(SAR)具有全天候和全天时的观测能力,而 InSAR 技术探测视线向位移的精度可达毫米级。1993 年 Goldstein 等首次基于 ERS-1 的合成孔径雷达差分干涉测量技术(differential SAR interferometry, D-InSAR)获取了南极 Rutford 冰流速度,开辟了冰流测量新天地^[3]。ERS-2 的成功发射提供了 ERS-1/2 仅相隔 1 天的追逐飞行模式,这就使探测极地快速冰流成为可能。利用 ERS-1/2 InSAR 已经定性或定量地测量了南北极许多地区的冰流,取得不少研究成果^[4-11]。但是, InSAR 技术用于冰川流速探测大都应用于极地区域,成功应用于山谷冰川流速提取的研究很少。国内,关于冰川的研究也集中在极地区域。

青藏高原区域的山谷冰川地处高海拔地区,冰川区域的地形复杂多变,因此利用常规的地面测量方法获取山谷冰川的相关参数非常困难。由于雷达干涉测量在提取数字高程模型和大范围地表微小形变方面具有优势,因而它将成为提取高原区域山谷冰川相关参数的有效手段。

基于上述现状,本文利用 InSAR 技术首次成功提取了青藏高原唐古拉山腹地冬克玛底冰川区域的

① 国家自然科学基金(40671140)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(kzcx2-yw-301)资助。

② 男,1978 年生,博士生;研究方向:雷达遥感研究;联系人, E-mail: jmzhou@irsa.ac.cn
(收稿日期:2008-08-04)

数字高程模型和冰流速度,并对提取的数字高程模型进行了精度评价,同时,根据提取的冰川流速分析了冬克玛底冰川表面冰流运动的特点。

1 雷达干涉测量原理

星载重复轨道方式的 InSAR 原理示意图如图 1 所示。对于地面某一分布目标,天线接受的 SAR 信号可表示为^[12]

$$S_1 = \exp(-j2kr_1) W_1 = \exp(-j2kr_1) U_1 e^{j\phi_1} \quad (1)$$

其中 k 为波数, W_1 为相应于信号强度和相位的高斯随机变量。

利用两幅 SAR 图像的 SAR 信号,通过复共轭相乘就得到了复干涉条纹图:

$$S_1 S_2^* = [2k\Delta + (\phi_1 - \phi_2)]_{\text{mod}(2\pi)} \quad (2)$$

这里需要指出的是,我们要想得到冰川区域地形,由式(2)所得到的相位必须是解缠后的相位,而干涉雷达测量相位值是 2π 的模,即是缠绕的,因此必须经过相位解缠才可以获得目标的高程信息。

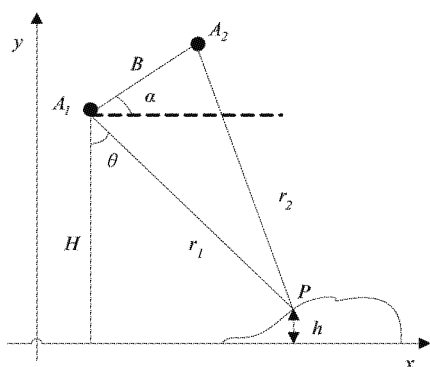


图1 InSAR 测量的几何关系

通过式(2)获得的干涉条纹图,其干涉相位 ϕ 通常由以下相位信息组成^[13]:

$$\begin{aligned} \phi &= \phi_2 - \phi_1 \\ &\approx \Delta\phi_{\text{disp}} + \Delta\phi_{\text{topo}} + \Delta\phi_{\text{atmo}} + \Delta\phi_{\text{noise}} \end{aligned} \quad (3)$$

其中: $\Delta\phi_{\text{topo}}$ 表示冰川表面地形引起的相位值; $\Delta\phi_{\text{atmo}}$ 和 $\Delta\phi_{\text{noise}}$ 分别表示大气延迟和噪声引起的相位变化值。由于研究区域的大气湿度比较低,因此大气延迟所引起的相位变化可以忽略。另外,噪声引起的相位变化值主要由数据处理过程中的误差引起,我们在数据的处理过程中对每一步都做了最优化的处理,因此此项的相位变化值也可以忽略不计。

因此,式(3)中的形变相位项可以通过将式中的

地形相位分离出来,进而得到雷达视线向的冰川表面位移和变化信息,其可以表示为

$$\Delta\phi_{\text{disp}} = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta r = -\frac{4\pi}{\lambda}v_l\Delta t\sin\theta \quad (4)$$

其中 Δr 为雷达视线向位移, v_l 为冰流速在雷达视线方向分量, Δt 为两次观测时间间隔。由上式可以看出 $\Delta\phi_{\text{disp}}$ 不随空间基线长度的变化而变化,其灵敏度(引起 2π 相位变化所需的视线向位移,即形变敏感度)为 $\lambda/2$ 。通过对由式(2)得到的干涉条纹图进行差分处理或使用外部 DEM 模拟地形相位即可从总的相位分离出形变相位,得到仅包含形变相位的干涉条纹图。

2 试验区 and 试验数据

冬克玛底冰川位于青藏高原腹地的唐古拉山中段山区,海拔均在 5000m 以上,河谷谷底是由古冰川作用形成的平坦开阔的稀疏草地。冬克玛底冰川是长江源区具典型代表性的山谷冰川,该冰川是由一条朝南向的主冰川(也叫大冬克玛底冰川)和一条朝向西南的支冰川(也叫小冬克玛底冰川)汇流而成的复式山谷冰川。主冰川面积 14.63km^2 ,长 5.4km,末端海拔 5275m,粒雪线为 5600m,冰川表面平缓。支冰川面积 1.767km^2 ,长约 2.8km,位于主冰川东侧,最高点 5926m,多年粒雪线为 5620m,冰川表面亦较平缓,没有冰面河发育,且很洁净,无表碛^[14]。该流域没有明显的四季之分,仅有寒、暖季之别。冬半年在西风环流控制下,寒冷晴燥而又多风,寒季长达 8 个月(10 月至翌年 5 月);夏半年受西南印度洋温暖气流影响,气候温凉较湿润。暖季仅有 4 个月(6-9 月)。流域年平均气温为 -6.0°C ,气温年较差为 24.9°C ,全年只有 6-9 月平均气温在 0°C 以上,年平均相对湿度为 65%,降水集中于 6-9 月^[15]。图 2 是本文所选用的试验区 1996 年 4 月 22 日的 ERS-1 SAR 影像的强度图像。

实验数据为 ERS-1/2 卫星的单视复数(single looking complex, SLC)SAR 数据,成像波段为 C 波段(5.67cm),天线发射和接收均为垂直(vv)极化方式。雷达波在图像中心的入射角约为 23° ,图像的大小为 $100\text{km} \times 100\text{km}$ 。空间像元距离向大小约为 8m,方位向大小约为 4m,距离向和方位向的分辨率分别为 10m 和 5m。数据为成像时间相差一天的串行(tandem) SLC 格式的 SAR 数据,成像时间分别为 1996 年 4 月 22 日和 4 月 23 日(表 1)。

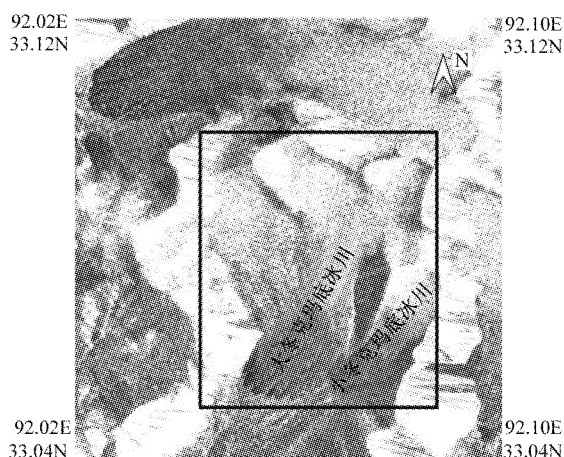


图 2 试验区 1996 年 4 月 22 日的 ERS-1 SAR 影像的强度图像

表 1 实验区 ERS-1/2 SAR 及相应参数

参数	轨道 1	轨道 2
卫星	ERS-1	ERS-2
轨道号	24942	5269
波段	C	C
极化	VV	VV
成像时间	1996.04.22	1996.04.23
雷达波长(m)	0.056666	0.056666

3 数据处理

3.1 冰川区域数字高程模型的生成

利用 InSAR 技术生成冰川区域数字高程模型的主要步骤包括干涉雷达信号数据的处理、成像参数的统一化、数据的几何精配准、平坦地形相位纠正以及相位的解缠。经过上述步骤的处理,即可获得斜距向的没有经过地形纠正的数字高程模型,通过地面控制点对所得数字高程模型地形纠正,再进行地学编码,就可得到正射投影的数字高程模型。这里需要说明的是,在数据处理过程中生成的干涉相位图只有经过相位解缠处理之后,才可以得到一幅真正反映地面目标至两天线之间的斜距差信息的二维绝对相位图像,本文中采用的相位解缠算法为基于网络流理论的网络流解缠算法。这时利用天线和地面目标之间的几何关系,可以推算出 InSAR 相位图像上每个像素点所对应的地面目标高程值 h 。这样,就完成了三维地形图的第三维信息——DEM 的提取,得到地面目标的高分辨率、高精度的三维立体图像。

精密轨道确定和基线估计是利用干涉方法建立数字高程模型的关键步骤。本文首先利用荷兰

Delft 大学 DEOS 中心提供的精轨数据,通过多项式拟合的方法拟合出一条时间与位置的三次曲线,根据最小二乘法求解出多项式的系数,由此多项式来精确估计雷达干涉对的基线。由于荷兰 Delft 大学 DEOS 中心提供的精轨数据的精度非常高,所以由此得到的基线的精度得到了很好的保证。同时,我们还利用图像覆盖区域的地形图提取的地面控制点对基线进行了精确估计。

3.2 冰流速度提取

由于两路重轨差分干涉测量方法借助外部高精度 DEM 来消除地形信息具有较高的测量精度,因此,本文采用两路重轨差分干涉测量方法。选用 1996 年 4 月 22 日和 4 月 23 日 ERS-1/2 tandem 数据作为主、副图像组成冰川运动速度提取的差分干涉对。同时,选择实验区 90m 分辨率的航天飞机雷达地形测绘任务(shuttle radar topography mission, SRTM)的数字高程模型来模拟试验区的地形相位。利用两路重轨差分干涉方法提取冰流速度的主要步骤包括精确配准、生成干涉图、去除平地相位、分离形变信息得到差分干涉图、差分干涉图滤波、相位解缠、确定冰川运动速度等。下面就处理过程中关键步骤进行论述。

(1) 分离形变信息的过程,实际上就是在对干涉对处理后得到的干涉图中去除掉地形相位,这个过程中由于外部 DEM 模拟的地形相位和包含地形相位的干涉图配准在方位向和距离向会存在一定的误差,使得差分干涉图中还有一部分地形信息在里面。针对这个问题,在处理的过程中我们首先将外部 DEM 模拟的地形相位图采样到和包含地形信息的干涉条纹图同样大小,然后分别在方位向和距离向设置一定的偏移量,通过循环根据方位向和距离向不同的偏移去除地形相位,最后将地形信息去除的最干净的差分干涉图来进行解缠。

(2) 在确定冰川运动速度时,由于在对差分干涉图的相位解缠过程中,一般是把起算的相位值设置为“0”,因此,相位解缠后得到的全相位值不是冰川表面的绝对相位值,此时利用此相位值还不能直接计算冰流的速度。我们在处理过程中,将大冬克玛底冰川和小冬克玛底冰川之间的侧脊作为“0”相位区,因为两个冰川之间的侧脊上没有冰覆盖,所以也就不存在相位的变化。冰川区域的全相位值减去侧脊的相位值后,就得到了冰川表面的绝对相位值。然后根据式(4)就可以得到冰川表面的运动速度值。

(3) 为了将获得的冰川表面的视线向运动速度

值转换为水平方向的速度值,本文采用 Goldstein 等^[3]发表在《Science》上的方法,计算公式如下:

$$v_h = \frac{\lambda}{2} \Delta t (\cos \psi \sin \theta)^{-1} \quad (5)$$

其中 v_h 为冰流速度水平方向的分量, Δt 为两次观测时间间隔, ψ 为主冰流水平方向与方位向的夹角, θ 为雷达的入射角。

4 结果与分析

4.1 DEM 的生成及精度分析

图 3 示出了冬克玛底冰川区域的干涉条纹图和相干图。图 3(a)为试验区的干涉条纹图,图上的条纹变化表示了一个完整的 2π 干涉相位变化,每个条纹周期变化是由所对应地面的高度发生了变化引起

的,即所谓的高度模糊度,本文所用数据对的高度模糊度约为 91m(即地面高度变化 91m 就会引起一个条纹周期的变化),根据干涉图的条纹的周期变化可以清楚地看出冬克玛底冰川区域的地形变化趋势。图 3(b)为干涉相干图,相干系数的大小在 $[0,1]$ 之间,相干图可用于评价干涉 SAR 影像对的相干程度。相干图的亮暗反映了两幅图像的相关程度,相干图越亮说明干涉相位的相干性越好,反之就越差。从干涉相干图可以看出,图像的整体相干性较高。经过统计,冬克玛底冰川区域约 70% 的区域相干系数大于 0.6,只有冰川的末端和地面衔接的区域以及冰川与侧脊靠近的区域相干系数小于 0.3,但是这些相干系数比较低的点没有形成闭合的区域,因此,对于相位解缠没有太大的影响。

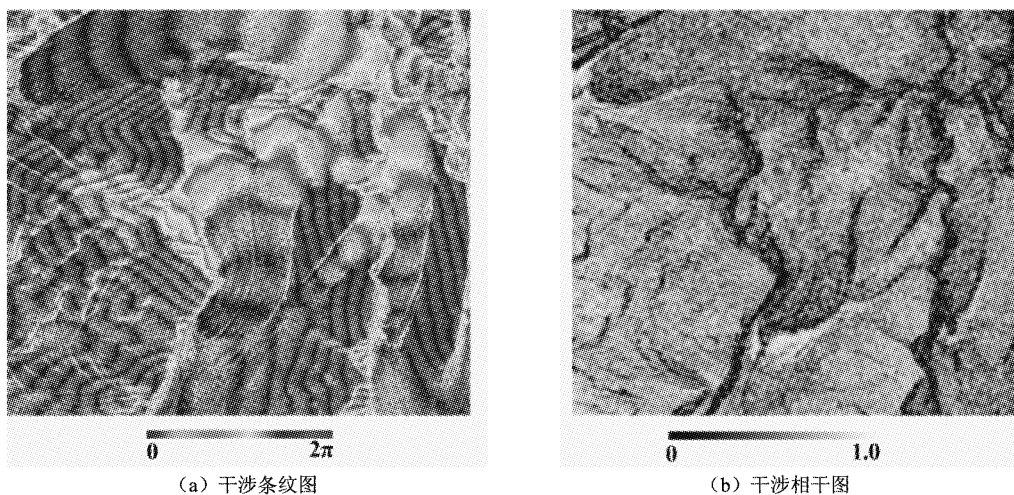


图 3 冬克玛底冰川区域

对干涉方法获取的冰川区域数字高程模型的精度评价主要从两个方面来进行。一是利用该区域中国第一次冰川编目期间获取的 1:50000 地形图数字

化得到的 DEM 与干涉 DEM 进行比对。结果显示,两幅等高线的高程变化趋势非常相似,等高线的密度和伸展方向在冰川区域基本一致(如图 4 所示)。

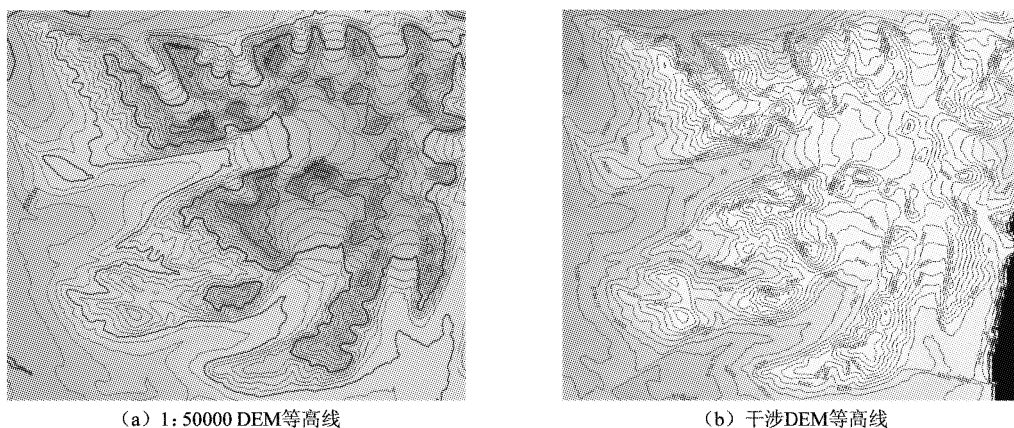


图 4 冬克玛底冰川区域等高线对比

这说明干涉像对平地相位消除的效果较好,且大多数区域相位解缠效果比较好。二是利用从 1:50000 地形图上选取的 15 个高程控制点与干涉 DEM 中相应的点进行比较,并分别计算相对应的均方差(RMS)和平均差。结果表明,干涉 DEM 高程点相对参考高程控制点差值 RMS 约为 6.5m,平均差为 -0.28m,说明干涉所获取的冰川区域数字高程模型具有非常好的质量。

4.2 冰流速度提取

利用 SRTM DEM 模拟出试验区的地形相位,使用两路重轨差分干涉测量方法,将得到的包含地形和冰流双重相位信息的干涉图中的地形相位进行消除,得到仅包含冰面位移相位的差分干涉条纹图。为了便于对包含冰流信息的干涉条纹图进行解释,本文将冰面的差分干涉条纹图与包含地形信息的 SRTM DEM 进行了叠加处理,结果如图 5 所示。叠加在下面的 SRTM DEM 可以很好地显示冰川表面地形,这将有助于我们对冰川表面冰流进行解释。

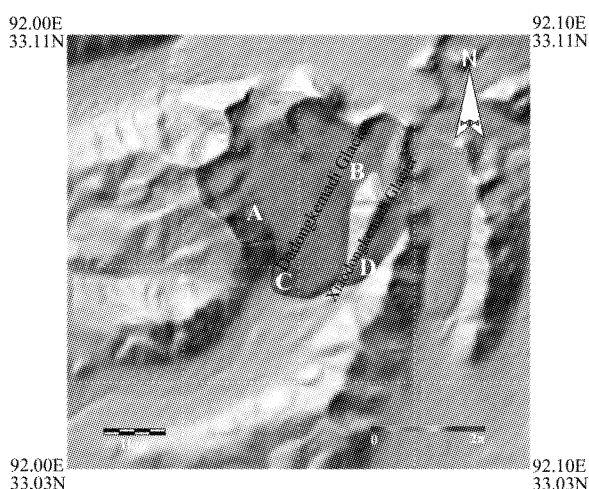


图 5 冬克玛底冰川冰面差分干涉条纹图,A、B、C、D 为冰川表面四个快速运动区

从冰川表面的差分干涉条纹图我们可以看出,冬克玛底冰川表面的冰流速度随着冰面高度的变化,有着不同的空间分布特点。我们将两个冰川分成四个冰流速度比较快的区域,如图 5 所示,分别标识为 A、B、C 和 D,其中 A、B 和 C 位于大冬克玛底冰川上,D 位于小冬克玛底冰川上。区域 A 和 B 是两个位于大冬克玛底冰川上的快速冰流区,根据 SRTM DEM 地形变化趋势,我们发现这两个区域地势陡峭,高差超过 300m,因此冰流沿陡峭的冰下地形快速运动,是导致这两个区域冰流速度快的直接

原因。冰流从这两个区域分别向冰川中间部分和冰川的末端运动,由区域 A 和 B 流向冰川中间部分的两个冰流在中间汇聚的时候,由于冰流来自两个相反的方向,当他们运动到冰川的中间部分时,会相互作用而使运动速度降低,因此导致冰川中间部分的冰流速度急剧下降。而流向冰川末端的那部分冰流分量在区域 C 汇聚,流向冰川的末端,此时两个速度分量会叠加,所以致使“C”处的冰流速度非常大。位于小冬克玛底冰川的 D 区域,由于小冬克玛底冰川的地形比较单一,属于典型的山谷冰川,因此,其运动速度在平衡线处达到最大值(“D”处),然后逐渐降低,冰川末端的运动速度最慢。

为了更好地对冬克玛底冰川表面运动速度进行量化分析,我们分别沿大冬克玛底冰川主冰流线和冰川横截面做了冰面水平运动速度剖面曲线,同时沿小冬克玛底冰川主冰流线也绘制了水平运动速度剖面图曲线,沿剖面曲线的冰流速度如图 6 所示,图 6(a)为沿小冬克玛底冰川主冰流线速度曲线;图 6(b)为沿大冬克玛底冰川主冰流线速度曲线;图 6(c)为沿大冬克玛底冰川横截面速度曲线。从图 6 上我们可以看出,冰川表面的速度随着冰面高度的变化呈现出很强的规律性。

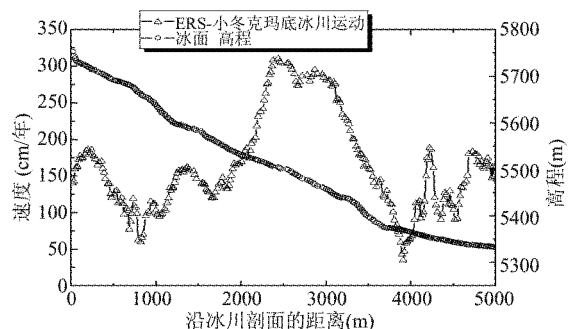
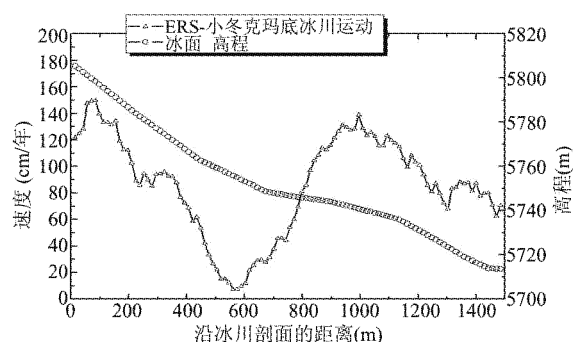


图 6 沿冰川表面主冰流线和横穿线的剖面冰流速度

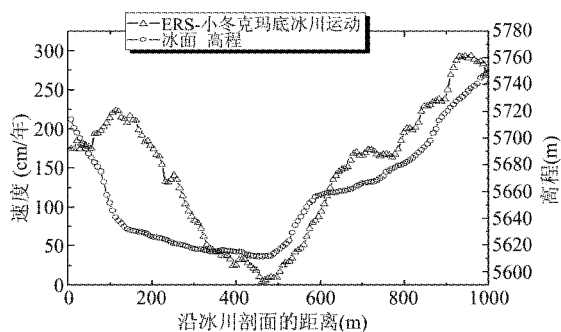


图6 沿冰川表面主冰流线和横穿线的剖面冰流速度

为了获取冰川表面冰流速度的绝对值,选取没有冰川覆盖的大冬克玛底冰川和小冬克玛底冰川之间的侧脊作为“0”速度区。然后,假定冰流速度全年是恒定的,从而推测出冬克玛底冰川全年的运动速度,冰川表面的速度介于 60 和 400cm/年。由于所用数据的获取时间为寒季,冰川还没有进入大面积消融期,所以此时获取的冰面速度会小于暖季期间的速度值,因此冰川表面全年的速度值应该比这个值偏大一些。

图7所示为冬克玛底冰川表面冰流速度分布图,图像的背景为该地区的 ERS SAR 强度图像,图上的箭头表示冰流的运动方向,长度表示冰流运动速度的大小,从这个图上我们可以直观地看出冬克玛底冰川复杂的冰面运动。

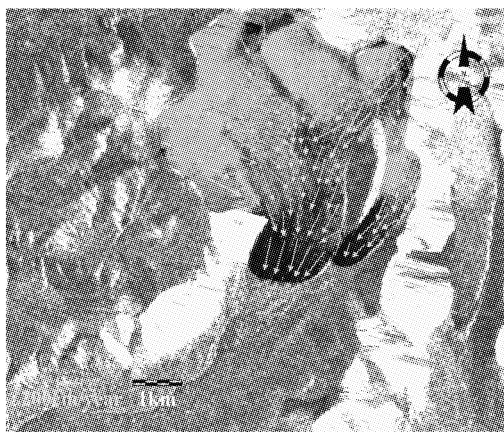


图7 冬克玛底冰川表面冰流速度分布图

5 结论

本文主要讨论了利用雷达干涉测量技术在提取冰川区域地形和获取冰川表面运动速度中的应用方法,文章利用 ERS-1/2 tandem 数据对青藏高原冬克玛底冰川地形和运动参数提取进行了分析。结果表

明,利用 ERS-1/2 tandem 数据可以提取冰川区域高精度的数字高程模型,1 天时间间隔可以很好保持冰川表面的相干性,对于有效的获取冰川表面的运动参数提供了保障;利用两路重轨差分干涉测量可以快速、精确地提取山谷冰川地区的大范围复杂冰流信息,这是常规地面测量方法所无法比拟的。

另外,本文所得的冰川运动速度仅为冬克玛底冰川寒季一个时间段的运动速度值,由于中国西部山谷冰川冰面冰流的运动速度在不同季节会有很大的变化,仅用寒季的冰流速度来推测全年的冰流运动速度,会使冰流速度值带有一定的误差,因此,下一步还需要采用多个时相的数据来做进一步的处理,以获得冰流速度更精确的值。

由于山谷冰川覆盖范围小,冰川区域地形复杂,起伏大等原因导致的山谷冰川表面失相干问题严重,在数据选择方面下一步可以考虑利用 L 波段雷达数据进行测量,相比于 C 波段雷达数据 L 波段数据在测量山谷冰川方面具有一定的优势,主要表现在两个方面,可以保持较高的相干性和可以有效地抑制地形相位的影响。因此可以考虑利用先进陆地观测卫星(advanced land observing satellite, ALOS)或者 TerraSAR-L 来进行山谷冰川运动速度的监测。从而获得中国西部山谷冰川最近几年详尽的变化信息。

参考文献

- [1] 蒲建辰,姚檀栋,王宁练等. 近百年青藏高原冰川的进退变化. 冰川冻土, 2004, 26(5):517-521
- [2] Eldhuset K, Andersen P, Hauge S, et al. ERS tandem IN-SAR processing for DEM generation, glacier motion estimation and coherence analysis on Svalbard. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, 24(4): 1415-1437
- [3] Goldstein R, Engelhard R, Kamb B, et al. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, 1993, 262(10):1525-1530
- [4] Joughin I, Tulaczyk S, Fahnestock R, et al. A mini-surge on the Ryder Glacier, Greenland, observed by satellite radar interferometry. *Science*, 1996, 274(10): 228-230
- [5] Joughin I, Winebrenner D, Fahnestock M, et al. Measurement of ice-sheet topography using satellite-radar interferometry. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(140):10-22
- [6] Joughin I, Kwok R, Fahnestock M. Estimation of ice-sheet motion using satellite radar interferometry: Method and error analysis with application to Humboldt Glacier, Greenland. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(142):564-575
- [7] Joughin I, Winebrenner D, Fahnestock R. Observations of

- ice-sheet motion in Greenland using satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 1995, 22(5):571-574
- [8] Kwok R, Fahnestock M. Ice sheet motion and topography from radar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1996, 34(1):189-200
- [9] Kwok R, Siegert M, Carsey F. Ice motion over Lake Vostok, Antarctica: constraints on inferences regarding the accreted ice. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(155):689-694
- [10] Rignot E, Gogineni S, Krabill W, et al. North and Northeast Greenland ice discharge from satellite radar interferometry. *Science*, 1997, 276(5):934-937
- [11] Wangenstein B, Weydahl D, Hagen J. Mapping glacier velocities at Spitsbergen using ERS tandem SAR data. In: Proceedings of International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Piscataway, NJ: IEEE, 1999. 1954-1956
- [12] Hanssen R. Radar interferometry: data interpretation and error analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 456-470
- [13] Zebker H, Villasenor J. Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, 30: 950-959
- [14] 姚檀栋, 上田丰. 青藏高原冰川气候与环境: 1989 年中日青藏高原冰川考察研究. 北京: 科学出版社, 1993: 60-68
- [15] 张寅生, 姚檀栋, 蒲健辰等. 青藏高原唐古拉山冬克玛底河流域水文过程特征分析. 冰川冻土, 1997, 19(3): 214-222

Application of ERS tandem InSAR data to DEM generation and glacier motion detection for Qinghai-Tibet plateau glacier

Zhou Jianmin^{* **}, Li Zhen^{***}, Li Xinwu^{***}

(^{*} Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

(^{**} State Key Laboratory of Remote Sensing Science, Institute of Remote Sensing Applications of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101)

(^{***} Center for Earth Observation and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101)

Abstract

The earth resources satellite (ERS)-1/2 image pair at intervals of one day was selected to calculate the the digital elevation model (DEM) and the surface velocity map of the Dongkemadi glacier of the Qinghai-Tibet Plateau using the synthetic aperture radar interferometry (InSAR) for the first time. The InSAR DEM was compared with the 1:50000 DEM for validation of it. And the characteristics of the glacier surface motion were analyzed according to the derived glacier velocity. The results show that the InSAR is the an effective means to derive the parameters of the glaciers in the Western China and the shorter temporal baseline InSAR pair is more suitable for avoiding the temporal decorrelation.

Key words: SAR interferometry, digital elevation model (DEM), glacier velocity