

# 天山 1 号冰川厚度和冰下地形探测 与冰储量分析

孙波<sup>1</sup> 何茂兵<sup>2</sup> 张鹏<sup>3</sup> 焦克勤<sup>4</sup> 温家洪<sup>1</sup> 李院生<sup>1</sup>

(<sup>1</sup> 中国极地研究所, 上海 200129; <sup>2</sup> 东华理工学院资源与环境工程系, 抚州 344000;  
<sup>3</sup> 北京地质研究院, 北京 100029; <sup>4</sup> 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

**提要** 通过对天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的雷达回波探测, 清晰地揭示出冰川底部冰/岩界面的位置及其起伏变化特征, 显示出雷达波对山地冰川良好的穿透能力和对冰下地形的高分辨能力, 冰川雷达测厚的误差小于 1.2%。研究结果显示, 1 号冰川东支冰川平均厚度为 58.77m, 西支冰川平均厚度为 44.84m, 冰体厚度最大值发育于冰川中部趋于主流线位置。冰川冰储量计算表明, 东支冰储量为 0.051868km<sup>3</sup>, 西支冰储量为 0.020210km<sup>3</sup>。表面和底部地形有明显差异, 主要因冰川动力过程对基岩强烈的地貌作用所致, 意味着冰床的起伏地形对冰川浅层冰体的运动过程影响不显著。

**关键词** 雷达回波探测 冰川厚度 冰下地形 冰储量

## 1 概述

天山 1 号冰川(43°05′—43°06′N, 86°48′—86°49′E) 位于天山山脉中部天格尔峰分冰岭的北坡, 由已经分离的东、西两支冰斗山谷冰川组成, 它是国际科学联合会(ICSU) 下设的世界冰川监测中心(WGMS) 确定的冰川与全球变化监测系统中一条重要的冰川。同时, 天山 1 号冰川又是乌鲁木齐河的发源地, 对冰川厚度、冰下地形和冰储量进行探测与分析研究, 能够为冰川变化与水资源的调查评估提供研究基础和科学依据。

在冰川学研究领域中, 冰川厚度、冰下地形和冰储量是重要的基本参数(施雅风, 2000; Paterson, 1995)。冰川厚度对气候变化具有良好的指示意义, 在冰川动力学数值模拟与模型研究中, 冰川厚度又是一个重要的输入参数(Van, 1999; 张祥松等, 1985; 刘时银

[收稿日期] 2003 年 2 月收到来稿。

[作者简介] 孙波, 男, 1965 年生。博士, 研究员。主要从事雷达冰川学、冰川物理学、极地雪冰与气候变化研究。

[基金项目] 本工作为国家自然科学基金(批准号:40071022, 40231013)、科技基础性工作重点专项、中科院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测站研究基金和中科院冰芯与寒区环境开放实验室基金(批准号:BX2001-04)资助项目。

等,1999)。近年来山地冰川以“变薄退缩”的基本模式响应着气候变暖的事实,正是体现了冰川厚度对气候变化的敏感性。冰下地形是研究冰川地貌形成过程与机制的重要对象,又是冰川动力学研究必须考虑的内容。因为冰下地形与冰川运动之间存在着互动性,冰下地形本身是冰川与冰床相互作用的结果,反之,它又直接影响着冰川的动力过程。冰储量是表征冰川水资源变化状况的最直接参数。有效地探测冰储量对于冰川水资源评估与研究具有十分现实的意义(施雅风,2001)。

自 1959 年以来,对天山 1 号冰川的观测研究已持续了 40 余年的时间,对冰川厚度、冰下地形和冰储量的探测与分析研究一直备受关注,也取得了许多重要成果(刘潮海等,1997;崔之九等,1998;刘潮海等,1998;陈建明等,1996)。但限于技术手段、资料数据和研究方法的不足,到目前为止,对天山 1 号冰川的相关研究仍显不足(刘潮海等,1986)。近十年来,随着高分辨率雷达测厚技术的发展(Annan,1999),以及雷达冰川学研究成果的不断丰富(Plewes, *et al.*, 2001;孙波等,2002),为我们采用雷达冰川学方法对天山 1 号冰川的厚度、冰下地形和冰储量开展探测研究并取得新的进展提供了基础。

2001 年 10 月,我们对天山 1 号冰川开展了雷达探测工作。本文依据所获得的雷达探测图象数据资料,得到了高精度冰体厚度数据、冰下地形特征数据,绘制出冰川厚度等值线图,计算了 1 号冰川的储量,并在讨论分析中得到了一些新认识。

## 2 雷达探测方法和现场观测

### 2.1 雷达测厚原理与技术方法

冰川雷达测厚开始于 20 世纪 60 年代初,它是通过电磁技术确定冰-岩界面位置从而获得冰体厚度的一种方法(Bogorodskiy *et al.*, 1985)。由于无线电波在冰川冰介质中的传播衰减相当小,所以雷达电磁波在冰川中具有良好的穿透能力,雷达探测技术在冰川与全球变化研究领域中具有广阔的应用前景。

雷达探测系统通过发射天线由冰川表面向下垂直发射一定频段的电磁波,当电磁波传播到冰川底部时,由于冰川冰与下伏基岩两种介质存在显著电性差异,电磁波在冰-岩界面就会产生反射信号,反射信号回到冰川表面时被接收天线所接收。雷达系统根据电磁信号的双程传播时间、反射信号强度和同相轴特征,实现对冰-岩界面位置的判定。冰川雷达测厚以电磁波双程走时记录波形,以平面二维图象方式显示雷达测厚结果。

在雷达探测图象中,横坐标表示雷达天线沿测线移动的位置和测线长度,纵坐标表示电磁波双程走时,给出传播速度后,就能够换算出冰川的厚度。探测图象通过同相轴、等灰度或等色线,可以形象地表征出冰-岩的界面及其起伏变化。穿透力和分辨力是表示雷达探测能力的二个基本技术参数。对于穿透深度与分辨率的合理兼顾选择,需要根据具体情况,通过雷达天线的配置和探测参数的设定来实现。本文优先考虑了雷达电磁波的穿透能力。理论上讲,其穿透力取决于雷达系统性能、电磁波的频率和天线发射、接收效能、介质的电学性质和磁学性质(决定着电磁波传播的衰减损失),以及非常重要的雷达测量参数的具体设定,其中包括接收和发射天线间距、时窗宽度、叠加次数等。

### 2.2 现场观测

本文中使用的加拿大 SSI 公司 (Sensors & Software Inc.) 生产的新一代 pulseEKKO 100A 增强型雷达系统,其系统性能达到 176dB,天线增益达到 6dB,具有优良的穿透与探深能力。分离式天线有利于发射与接收天线间距和布局的调整。该系统自天线端就直接实现数字化,避免了记录数据的失真。我们选用中心频率为 100MHz 和 200MHz 两种天线,探测方式采取剖面法,在保持接收/发射天线合理间距下同步移动测量。冰川中雷达电磁波的传播速度取值为 0.169m/ns。

为了获得天山 1 号冰川冰体厚度、冰下地形和冰储量数据,我们在东支和西支冰面上均完成了 1 条纵测线和 4 条横测线(图 1 所示)的雷达探测。参考冰面上已有的花杆布局,纵向雷达测线沿冰川主流线的花杆纵列布设;横向雷达测线在充分考虑冰川表面形态、冰川运动和物质平衡状况的基础上,在 4 个典型区域沿花杆横排布设。如图所示,仅 DE'—DE 雷达测线在东支 D 排和 E 排花杆中间穿过,其余测线均与相应花杆横排重合。有些雷达测线没有到达冰川的边缘,主要是由于冰川边缘冰面陡峭以及裂隙和积雪致使雷达探测工作难以到达该区域。

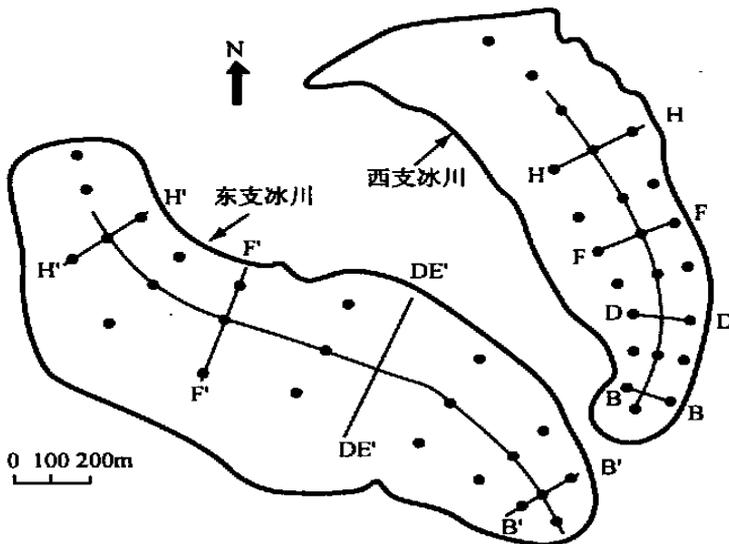


图 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测线位置示意图。实心圆点代表冰面物质平衡与冰川运动观测花杆站位

Fig. 1 Location Map of Radar survey lines of Glacier No. 1, in Tien Shan. The dots show the location of mass-balance and ice flow observation stakes.

### 3 结果

#### 3.1 冰川主流线厚度和冰下槽谷纵剖面形态特征

冰川主流线自冰舌至冰源的厚度分布如图 2(1) 所示,从该图可以得出,东支主流线冰体平均厚度为 85.3m,最大冰厚为 133m,位于 D 排花杆与 E 排花杆之间;西支主流线冰体平均厚度为 66.5m,最大冰厚为 108m,出现在 F 排花杆与 G 排花杆之间。

将冰川表面高程数据引入图 2(1)的雷达测厚结果进行雷达测线地形数据校正,可以得出显示冰川表面与冰床纵剖面地形特征的直观雷达图,如图 2(2)所示,与冰表地形相比,冰床呈现出更为明显的起伏形态特征,反映出冰床基岩经受冰川强烈摩蚀和拔蚀等动力作用的过程。其中,冰床上所呈现的三个冰斗盆状地形阶梯分布,可能是冰川粒雪盆随气候变化向上迁移而导致的,这与冰川雪线上升伴随的槽谷纵剖面“溯源延伸”演化模式相一致(崔之久,1981)。此外,从整体上看,该图显示出冰川表面地形与冰床地形的对应关系并不明显,说明冰床起伏地形对冰层的扰动在接近冰面时被衰减了,说明 1 号冰川符合冰川塑性体动力学普遍规律。

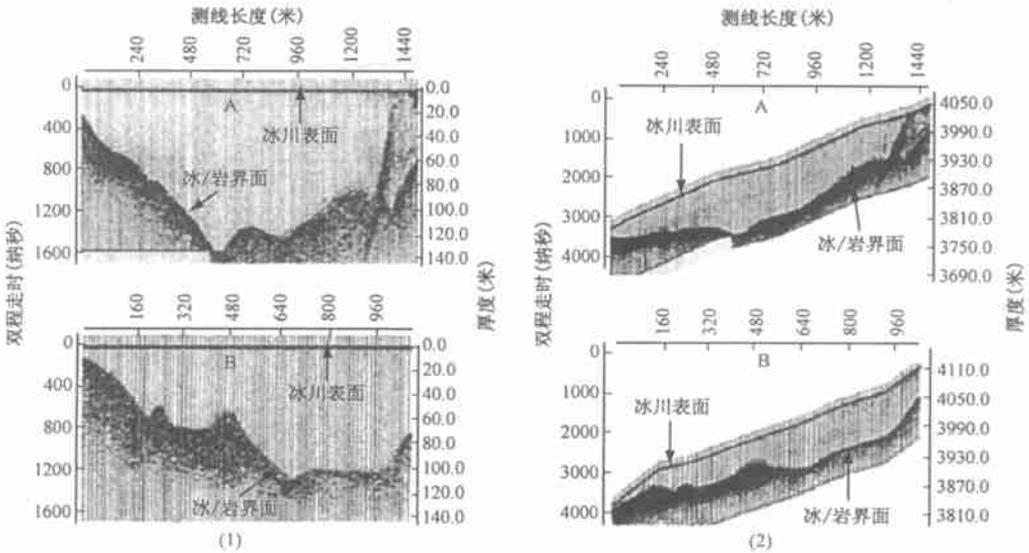


图 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川主流线雷达测厚结果。(1) 1 号冰川主流线冰厚分布图;(2) 1 号冰川主流线冰表与冰床地形。A:代表东支;B:代表西支

Fig. 2 Radar results of glacier No. 1 along the main flow line. (1) Ice thickness distribution of Glacier No. 1 along the main flow line; (2) Glacier surface and bedrock topography of Glacier No. 1 along the main flow line. A. refers to east branch; B. refers to west branch

### 3.2 冰下槽谷横剖面形态特征

在 1 号冰川东支和西支分别获得的 4 条横向雷达剖面图中,由于 B - B 和 B' - B' 两个剖面处于冰川下游的冰舌区域,冰川侧向消融强烈离开谷壁,致使雷达剖面无法完整表现出该位置槽谷地形的变化特征,在此不予以考虑。图 3 展示了 1 号冰川东支 DE' - DE', F' - F 和 H' - H' 三条横测线的雷达测厚结果。在图 3(1)中,DE' - DE', F' - F' 剖面表示东支中部区域冰川槽谷呈 V 字形,谷壁较陡,谷底狭窄,这与其位置处在冰体厚度最大区域相一致,主要源于冰川强烈的下蚀作用;H' - H' 剖面表示东支上部区域冰川槽谷呈现梯形,谷壁较缓,谷底宽阔,这与其位置处在粒雪盆区域相一致,呈现出典型的冰斗地形特征。而图 3(2)中,D - D 剖面呈现非对称 V 形,F - F 剖面呈现梯形,H - H 近似于梯形,说明西支冰川槽谷形态没有东支冰川的发育完整、典型,这可能是由于西支冰川朝向因素所导致的热力与动力作用的结果。

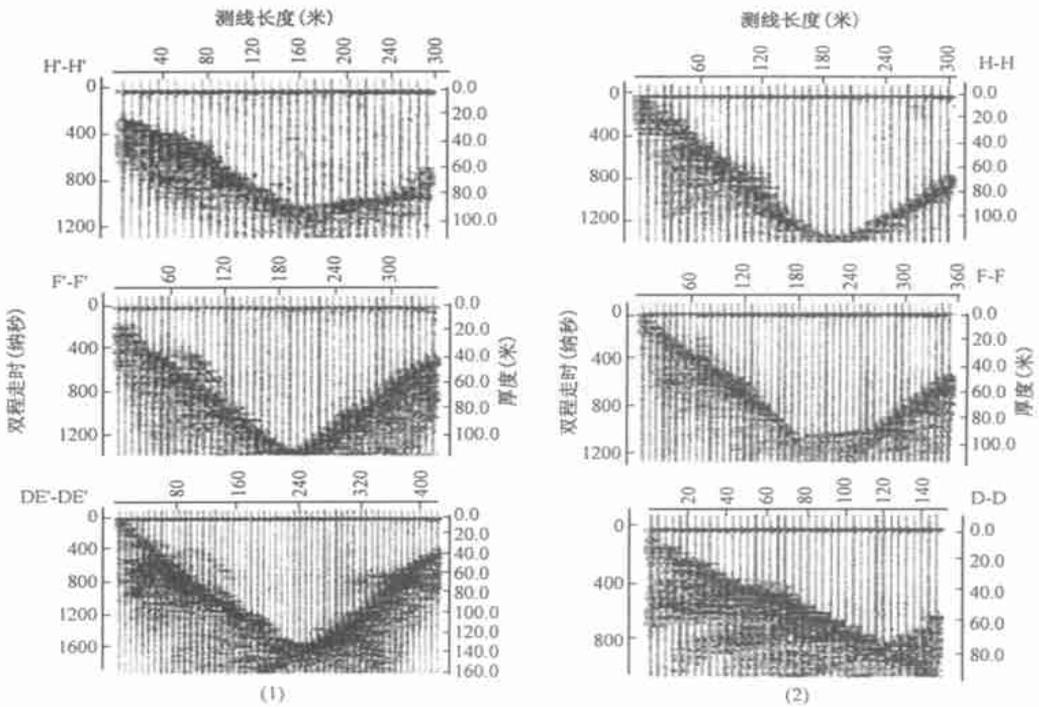


图 3 乌鲁木齐河源 1 号冰川横剖面雷达测厚结果。(1) 东支;(2) 西支

Fig. 3 Radar Results of Transverse Profiles of Glacier No. 1, Tien Shan. (1) east branch; (2) west branch

雷达探测数据所勾勒出的冰川下伏槽谷横剖面清晰轮廓图,可客观地展示出冰川槽谷形态,分析槽谷地形对冰川流动的影响。这与过去在冰川退缩后留下的空槽谷中进行的研究相比,排除了后期寒冻风化作用和侵蚀、堆积作用对冰川槽谷的影响,较未逼真地还原了冰川槽谷的真实形态。

### 3.3 冰川厚度分布与冰储量计算

根据在 1 号冰川东支和西支各获得的 1 条纵剖面 and 4 条横剖面雷达测厚数据资料,利用已有的冰川图得出冰川边界线位置和雷达测线位置,数据网格化处理采用 Kriging 插值法形成网格文件数据,采用 surfer 软件绘制出冰川厚度等值线图和精确计算冰川的冰储量(冰川体积)。图 4 给出了 1 号冰川厚度梯度为 10m 的等值线分布图,从该图中可以看到,1 号冰川东、西两支冰川冰体分布总体呈现中部深厚、上下两端浅薄的格局,冰体厚度从边缘到冰川主流线方向逐渐增厚,这与冰川动力学理论是一致的。从冰厚 10m 梯度等值线分布看,1 号冰川厚度起伏的韵律特征非常明显,东支冰川自冰川末端溯源而上,等值线形成三个闭和区域,说明冰床在这三个部位存在凹陷地形。西支冰川自冰川末端溯源而上,10m 梯度等值线形成两个闭合区域,说明冰床在这二个部位存在凹陷地形。冰床凹陷地形是冰川超强掘蚀作用的结果,依据冰川动力作用理论,一系列地貌凹陷结构指征着冰斗和冰坎溯源后撤的演化的过程,这支持了冰川槽谷“溯源延伸”的演化模式。

长期以来,人们用冰川平均厚度与冰川面积的乘积作为冰川体积值,即冰储量。其中

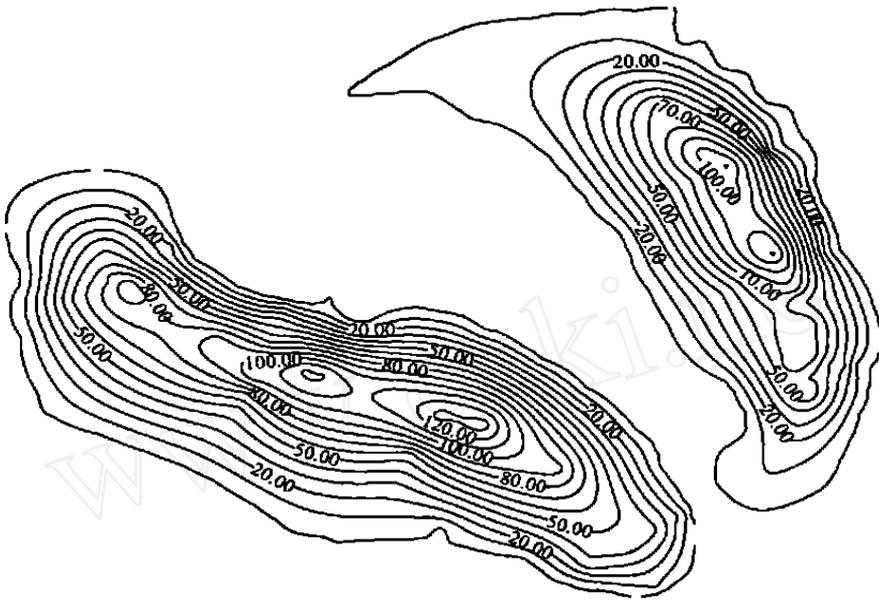


图 4 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰厚等值线图

Fig. 4 Map of Glacier No. 1 ice thickness

冰川厚度是通过它与冰川面积的统计模型来求得的,这往往会由于缺乏足够的冰川厚度观测资料,使得冰川平均厚度与冰川面积统计模型尚不成熟,由此得出的冰储量值的精度是不够的。本文基于雷达测厚结果能够同时获得冰川表面和底面位置数据的优势,采用网格化方法,依据雷达测厚数据确定出整个冰川表面和底面的网格数据,用二重积分的方法来计算冰川体积。另外,为了依据雷达探测资料准确得出 1 号冰川的平均厚度数据,首先针对雷达测线没有到达冰川边缘区域的具体情况,我们采用冰厚数据线性插值的办法,在雷达剖面相应位置添加对应的道数和冰厚数据后,使得每条雷达剖面皆延伸到冰川的边界,然后将雷达剖面中每道的冰厚数据累加之后除以总道数得出 1 号冰川平均厚度数值,用于对比以前的研究结果进行天山 1 号冰川厚度与冰储量变化的定量研究,有关内容将另文专述,这里不再赘述。表 1 给出了天山 1 号冰川东、西两支冰川的雷达探测平均厚度和冰川体积的计算结果。

表 1 天山 1 号冰川平均厚度和体积计算结果与对比

Table 1 Results of average ice thickness and ice volume calculation of Glacier No. 1

参 数	东支冰川	西支冰川
冰体平均厚度(m)	58.77	44.84
冰川体积(km <sup>3</sup> )	0.051868	0.020210

由表 1 看到,东支冰川平均厚度为 58.77m,是西支冰川平均厚度 44.84m 的 1.3 倍,东支冰川的体积为 0.051868km<sup>3</sup>,近乎西支冰川体积 0.020210km<sup>3</sup> 的 2.56 倍。

这里需要说明的是,由于天山 1 号冰川没有最新的冰川图,我们仅能采用 1994 年绘

制的冰川图来确定冰川范围和边界线位置。因此,表 1 中给出的冰川体积计算结果没有修正 1994 年至今由于冰川表面积的变化而产生的误差。考虑到冰川萎缩是以“变薄退缩”的模式进行的,冰川表面积的变化而引起的误差应该是非常有限的。

#### 4 讨论

利用雷达探测冰川厚度并透视冰下地形变化,关键取决于电磁波穿透冰川的能力以及雷达图象表征冰/岩界面的能力。从上述雷达实测结果看,雷达图像能够清晰地给出冰/岩界面的位置和冰体厚度,说明本文中使用的透冰雷达设备和探测方案对 1 号冰川的厚度探测是可行的,现场探测参数的设定和测线的布设是合理的。关于冰川雷达测厚数据的误差问题,与反射地震勘查和声纳探测方法相类似,在雷达探测二维图象中,厚度数据是基于纵轴双程传播时间值转换得之,即,冰厚  $h = ts/2 \times v$ ,这里  $ts$  为双程走时, $v$  为电磁波在冰川冰介质中的传播速度,因此,雷达测厚精度取决于回波双程走时和传播速度取值的准确度。雷达数据采样间距设置为 0.8ns,因此,就雷达测量时间误差而言不会超过 0.8ns,完全可以忽略不计。至于传递速度取值考虑,从已有研究结果看,对于山地冰川而言,雷达波传播速度应在 0.167m/ns 至 0.171m/ns 范围内(Glen *et al.*,1975;Drewry *et al.*,1982;Nolan *et al.*,1995;Edson *et al.*,2001;Thompson,1992;Moore *et al.*,1999),本文中取其平均值为 0.169m/ns,这样雷达测厚相对误差可表示为  $dh/h = dv/2v = 1.2\%$ 。因此,雷达测厚结果应该是值得信赖的。

冰下地形直接影响着冰川动力流变的特征,是冰川数值模拟和模型研究中需要考虑的基本内容。前人研究结果已表明,天山 1 号冰川与冰下基岩冻结在一起,冰川运动以流变形式为主(黄茂桓等,1994),可视冰川冰为理想塑性体,则冰川主流线上冰体厚度  $h$  可合理简化表示为:  $h = F \tan \alpha$ ,这里  $F$  为冰川槽谷横断面形态参数, $\alpha$  为冰面坡度。此公式表明,冰川厚度由  $F$  值和  $\alpha$  值决定。表面坡度  $\alpha$  在冰川地形图上可方便地算出,过去已经给予了充分考虑; $F$  值体现出两侧谷壁对冰川动力状况的影响,理论上是随槽谷横断面几何形态尺寸在 0.5 - 0.9 间变化。过去由于缺乏对冰川槽谷形态特征的有效数据,人们仅能作简单假定和选择,或者只能在冰川前缘和空冰川槽谷中取得依据,由于冰碛堆积和冷冻风化作用的原因,要真实描述冰川槽谷横剖面是困难的(Li *et al.*,2001)。而雷达图像能给出槽谷的清晰轮廓,可以准确地获得冰川槽谷横断面形态特征,我们可在冰川任何典型横断面位置用雷达探测,便可获得槽谷横断面形态特征,这为冰川槽谷横剖面形态特征形成机制研究提供了一种有效方法。冰川冰运动主要表现为 2 种形式,冰川冰变形和冰在冰床上的滑动,概括来讲,它们的运动速度又和冰川厚度和冰床坡度有关。带有地形校正的冰川主流线雷达图像给出了冰川表面和冰床地形波动起伏的直观信息,二者表现出明显的差异,说明冰床地形对冰川浅部冰体的动力过程影响小。Hutter 等人的理论模型显示,当冰床起伏波长是冰厚 3 - 5 倍时,将直接影响到冰面起伏状况(Hutter,1983)。在冰床起伏波长过短或过长时,反而不会表现到冰面上,这与本文所揭示的现象非常吻合。体现出 Hutter 理论模型对天山 1 号冰川的适用性和模型与观测结果的一致性。

冰川对气候的敏感性和它的稳定性主要表现在冰川厚度和体积的变化上,同时冰川

体积与冰储量计算在冰川水资源评估中都占有重要的地位。在过去的统计模型算法中,仅由平均厚度与冰川面积的乘积计算,无论是统计模型的自身科学性,还是人工统计数据的可靠性都很难得到保证,相比之下,本文中采用的方法,即首先由冰川图获得冰川表面范围和分界线,再将雷达测厚数据按测线在冰川上布设的位置放入对应数组中,利用计算机和软件技术网格化处理形成网格数据后计算求得,计算方法更具科学性和合理性,计算结果具有更高的精度。此外,该方法在研究冰川变化领域非常具有应用价值,如果相隔一定时间,对冰川进行重复雷达探测和冰川测图,前后二者计算结果的差异便直接精确地表征出冰川在此期间积累与消融平衡的结果,反映冰川变化的状况。这与传统的花杆观测法和等值线算法相比,雷达方法更具有便捷性和精确性的优点。

## 5 结论

综上所述,我们得出如下结论:

(1) 开始于 20 世纪 60 年代的冰川雷达探测研究,随着穿透雷达探测技术的发展和雷达冰川学研究程度的深入,使我们能够建立起清晰的冰川雷达图象,获得冰川厚度、冰下地形和冰川储量等冰川学研究的关键数据,从而有可能对冰川动力学、冰川变化与气候关系以及冰川水资源评估的一些基本问题作出新的判断和认识。

(2) 天山 1 号冰川雷达测厚结果显示,东支冰川平均厚度为 58.77m,沿东支主流线冰体平均厚度为 85.3m,西支冰川平均厚度为 44.84m,沿西支主流线冰体平均厚度为 66.5m。从冰川厚度等值线分布特征看,天山 1 号冰川冰体厚度最大值发育于冰川中部趋于主流线位置。

(3) 冰下地形特征显示,冰床与冰川表面地形相比,表现更为强烈的起伏形态特征,反映出冰川对下伏基岩强烈的地貌动力作用过程,支持冰川槽谷纵剖面“溯源延伸”的演化模式。冰川槽谷横剖面随冰川的不同区间呈现显著的差异,使我们能够认识和了解冰川槽谷断面形态对冰川运动过程的影响。天山 1 号冰川的冰床起伏地形对其浅部冰体的运动过程影响不显著。

(4) 冰川储量计算方法和结果表明,冰川雷达探测可为冰川变化研究和冰川水资源评估提供技术支持。天山 1 号冰川东支冰储量为  $0.051868\text{km}^3$ ,西支冰川冰储量为  $0.020210\text{km}^3$ 。

## 参考文献

- 孙波,温家洪等(2002):北冰洋海冰厚度穿透雷达探测与下表面形态特征分析,中国科学 D 辑,32(11),951—958.  
刘时银等(1999):近 30 年来乌鲁木齐河流域冰川波动特征与流域高山带升温幅度的估算,地球科学进展,14(3),279—285.  
刘潮海等(1998):天山冰川作用,北京,科学出版社,98—117.  
刘潮海等(1997):天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究,冰川冻土,19(1),17—24.

- 刘潮海等(1986):中国冰川目录 III.天山山区-西北部准格尔内流区,北京,科学出版社.
- 陈建明等(1996):重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测中的应用,冰川冻土,18(4),331—336.
- 张祥松等(1985):乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚,冰川冻土,7(2),153—162.
- 黄茂桓等(1994):乌鲁木齐河源 1 号冰川 2 号冰洞的冰川学研究,冰川冻土,16(4),289—300.
- 崔之久等(1998):中天山冰冻圈地貌过程与沉积特征,北京,河北科学技术出版社,135—183.
- 崔之久(1981):天山乌鲁木齐河源冰川侵蚀地貌与槽谷演化,冰川冻土,1981(3)(增刊),1—15.
- 施雅风(2001):2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估,冰川冻土,23(4),333—341.
- 施雅风主编(2000):中国冰川与环境,北京,科学出版社,54—78.
- Annan AP(1999):Ground penetrating radar workshop notes, Sensors and Software Inc.,1091 Brevik Place, Mississauga, Ontario, ON L4w 3R7, Canada, 14—21.
- Bogorodskiy VV *et al.* (1985):Radioglaciology, Dordrecht, Kluwer Academic, 245—263.
- Drewry DJ *et al.* (1982):Surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics, *Annals of Glaciology*, 3, 83—90.
- Edson R *et al.* (2001):Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya, *Journal of Glaciology*, 47(157), 187—193.
- Glen JW *et al.* (1975): The electrical properties of ice and snow, *Journal of Glaciology*, 15—67.
- Hutter K(1983): Theoretical Glaciology, The Netherland:Reidel, Dordrecht, 256—332.
- Li YK *et al.* (2001): Longitudinal variations in cross-section morphology along a glacial valley: a case-study from the Tien Shan, China, *Journal of Glaciology*, 47(157), 243—250.
- Moore JC *et al.* (1999): High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by Ground Penetrating Radar, *Journal of Glaciology*, 45, 524—532.
- Nolan M *et al.* (1995): Ice-thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA and their relevance to its recent behaviour, *Journal of Glaciology*, 41(139), 541—553.
- Paterson WSB(1994): The physics of glaciers, Oxford, Blackwell.
- Plewes LA *et al.* (2001): A review of the use of radio-echo-sounding in glaciology, *Progress in Physical Geography*, 25(2), 203—236.
- Thompson LG(1992): Interpretation of short-pulse radar soundings from low latitude, high altitude glaciers of Peru and China, In: Pilon L. eds, Ground penetrating radar. Geological Survey of Canada, 213—225.
- Van der Ven CJ(1999): Fundamentals of Glacier Dynamics, Balkema, Rotterdam, 103—144.

# DETERMINATION OF ICE THICKNESS , SUBICE TOPOGRAPHY AND ICE VOLUME AT GLACIER NO. 1 IN THE TIEN SHAN , CHINA , BY GROUND PENETRATING RADAR

Sun Bo<sup>1</sup> , He Maobing<sup>2</sup> , Zhang Peng<sup>3</sup> , Jiao Keqin<sup>4</sup> ,  
Wen Jiahong<sup>1</sup> and Li Yuansheng<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Polar Research Institute of China , Shanghai 200129 , China ; <sup>2</sup>East China Institute of Technology , Fuzhou 344000 , China ;

<sup>3</sup>Beijing Research Institute of Uranium Geology , Beijing 100029 , China ;

<sup>4</sup>Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Institute , Chinese Academy of Sciences , Lanzhou 730000 , China)

## Abstract

We describe a radio-echo sounding (RES) survey for the determination of ice thickness , subglacial topography and ice volume of Glacier No. 1 , in Tien Shan , China , using ground-penetrating radar (GPR) . Radar data were collected with 100-MHz antenna that were spaced at 4 m with a step size of 8 m . As our study shows , the GPR radar survey method works well on alpine glaciers in low latitude , high altitude China . Very clear bedrock echoes were observed in radar images . The images produced from GPR clearly show the continuity of bedrock echoes . The undulation of the bedrock surface , indicates that GPR radar survey provides for fundamental data on glacier thickness , subice topography and ice volumes , which can contribute new knowledge and better understanding of glacier dynamics , glacier fluctuation and climate change , glacial erosion processes as well as providing estimates of glacier water reserves .

Radar results show that the maximum ice thickness of Glacier No. 1 is 133m , the average thickness of east branch is 58.77m and that of west branch is 44.84m . And ice thickness along east branch main ice-flow line of Glacier No. 1 averages at 85.3m and ice thickness along west branch main ice-flow line of Glacier No. 1 averages at 66.5m . Based on the map of ice thickness , we know the thickest part of the glacier lies near the main flow line in the central area of the glacier .

Ice volume calculations based on radar data provide support to the studies of glacier fluctuations and estimation of the glacial water reserves . For Glacier No. 1 , in Tien Shan , the ice volume of east branch is  $51.87 \times 10^6 \text{m}^3$  , which of west branch  $20.21 \times 10^6 \text{m}^3$  .

Subglacial topography features revealed by glacier radar images show that bedrock is more undulating than the glacier surface topography , indicating that the amplitude of the bedrock undulation decreases with increasing distance above the bedrock . The surface relief does not vary with the of the bedrock on Glacier No. 1 . The morphologies of glacier valley cross-sections differ greatly in different parts of the glacier , which helps us to understand the impacts of glacier valley cross-sections on glacier motion .

**Key words** radio-echo sounding , ice thickness , subglacial topography , ice volume