

天山乌鲁木齐河源一号冰川探地雷达测厚及其数据分析

何茂兵^{1,2} 孙 波³ 杨亚新² 焦克勤⁴

(1. 浙江林学院, 浙江 临安 311300; 2. 东华理工学院, 江西 抚州 344000; 3. 中国极地研究所, 上海 200129;

4. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要:探地雷达是一种利用电磁波的反射原理探测地下介质分布特征的地球物理勘探技术,在冰川研究中发挥了重要作用。在天山一号冰川上用探地雷达进行了探测,获得了能够清晰地分辨冰-岩界面的雷达剖面。根据这些雷达剖面读出冰厚值,再结合最新的冰川地形图,作出了天山一号冰川的冰厚等值线图 and 冰下地形图;并由天山一号冰川最新的表面积数据推算了冰储量。

关键词:天山一号冰川;探地雷达;冰厚等值线图;冰下地形图;冰储量

中图分类号:P631 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-2251(2004)03-235-05

探地雷达 (Ground Penetrating Radar, 简称 GPR), 又名地质雷达、透地雷达、地下界面雷达等, 是利用高频无线电波 ($10^6 \sim 10^9$ Hz) 在地下介质中的传播和反射原理来探测地下介质分布特征的无损探测设备。由于冰川具有对无线电波衰减小、冰体成层性和均质性好的优点, 无线电回波探测方法极有可能成为冰川学研究领域中一种有用的试验技术手段。英国、北欧、前苏联等国家在 1960 年代开展了这方面的工作。Bogorodsky 等 (1985) 把雷达无线电回波探测研究方法应用于冰川学研究领域称为无线电冰川学。从 20 世纪 80 年代中期特别是 90 年代以来, 缘于对冰雪研究在全球变化中重要地位的认识, 加之无线电回波探测技术的发展, 使得探地雷达在各国的冰雪项目中发挥了重要作用 (Louise et al., 2001)。

我国对探地雷达在冰川上的应用研究起步较晚, 20 世纪 80 年代初, 中科院寒区旱区环境与工程研究所研制了 B-1 型测厚雷达。在天山一号冰川、南极半岛的纳尔逊冰帽和柯斯冰帽上成功地进行过冰厚探测 (张祥松等, 1985)。但由于种种原因, 这方面的工作日后中断了。自上世纪 90 年代末, 从著名的加拿大 SSI 公司专门定制并引进了一套 PulseEKKO-100A 增强型探地雷达系统, 才不断丰富我国探地雷达在冰川上的探测实践。本文天山

一号冰川的雷达测厚剖面就是采用这套探地雷达系统获得的。

1 探地雷达测厚原理

探地雷达的探测方式主要有剖面法、宽角法和透射法, 在冰川上测厚时用的是剖面法。剖面法是指探地雷达系统的发射天线 (T) 和接收天线 (R) 以固定的间距 (天线距) 沿测线同步移动的探测方式, 记录点位于 T 和 R 的中心。探地雷达在冰川上探测时, 由冰川表面通过发射天线 T 将高频电磁波以宽频带短脉冲形式送入冰下, 当到达冰岩界面时通过反射返回到在冰川表面的接收天线 R (图 1), 探地雷达系统根据 R 接收到的雷达波信号作出直观的雷达图象。

雷达图象通常以脉冲反射波的波形形式记录,

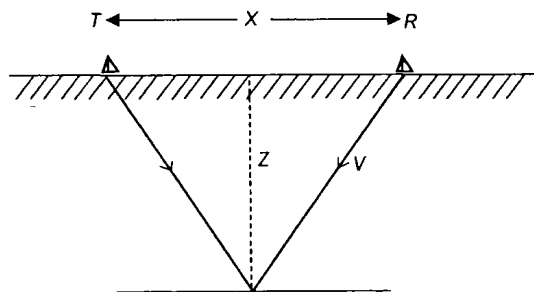


图 1 探地雷达反射探测原理

Fig. 1 Reflection principle of GPR

收稿日期: 2003-06-16

基金项目: 国家自然科学基金 (40071022)

作者简介: 何茂兵 (1976—), 男, 硕士, 主要从事地球探测与信息技术的研究。

其形式与单道反射法地震记录相类似。波形的正负峰分别以黑、白色显示,也可以灰阶或彩色显示。这样,雷达图象的同相轴特征或等灰度、等色线特征即可形象地表征冰岩界面的位置。同时,雷达图象的横坐标显示记录点在冰川表面测线上的位置,纵坐标显示雷达波的双程走时:

$$t = \sqrt{4z^2 + x^2} / \bar{v} \quad (1)$$

其中 $\bar{v}$ 为雷达波在冰川中的平均传播速度, z 为冰岩界面的深度, x 为天线距。只要知道准确的 $\bar{v}$, 就可以通过上式求出冰岩界面的深度, 即冰厚。对于山地冰川而言, 雷达波在冰川中的传播速度一般在 0.167 m/ns 到 0.171 m/ns 之间 (Drewry et al., 1982; Matt et al., 1995; Moore et al., 1999; Edson et al., 2001), 因此在不知道 $\bar{v}$ 的情况下, 可以直接选取 0.169 m/ns 为 $\bar{v}$ 的值。本文中的全部厚度数据就是通过由实测双程走时和选取 $\bar{v}$ 的值为 0.169 m/ns 换算而得。

2 天山一号冰川探地雷达实地探测

天山一号冰川 (43°05' ~ 06' N, 86°48' ~ 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、西双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, 天山一号冰川又是乌鲁木齐河的发源地, 因而引起了冰川学家的关注。自 1959 年以来, 冰川学家对天山一号冰川的观测研究已持续了 40 余年, 在冰面上布设了观测花杆网, 积累了丰富的冰川运动、物质平衡等常规数据, 从而为探测工作提供了良好条件。

为了获得天山一号冰川的整体冰厚分布特征, 笔者们于 2001 年 10 月, 在东支和西支冰面上均完成了一条纵测线和四条横测线的雷达探测。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, 在四个典型区域沿花杆横排布设, 其中特别注意到了让一条横测线经过冰厚可能最大的区域, 以保证探测结果能够较客观的揭示冰川的整体冰厚分布特征。如图 2 所示, 除了东支的一条测线从 D 排和 E 排花杆中间穿过之外, 其余测线均与相应花杆横排基本重合。图 2 中部分的小圆点旁边的字母和数字代表花杆编号, 其余花杆编号可由已知花杆编号推算。

横测线的东端和纵测线的两端离冰川的边缘都还有相当的距离, 主要是因为冰川边缘冰面过于陡峭或积雪过厚, 导致探测工作难以展开。

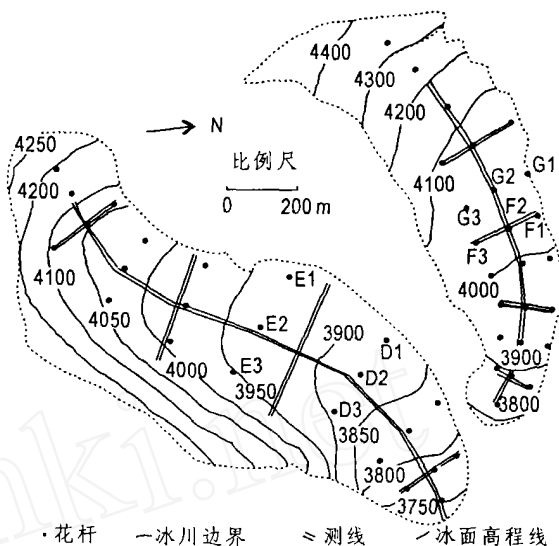


图 2 天山乌鲁木齐河源一号冰川雷达测线位置示意图

Fig. 2 The sketch map of survey line on No.1 Glacier at the source of Urumchi River, the Tien Shan, China

本文中使用的 PulseEKKO - 100A 增强型探地雷达系统, 其系统性能 (System Performance) 达到 176 dB, 天线增益达到 6 dB, 具有优良的穿透与探深能力; 其分离式天线有利于调整天线距; 系统自天线端就直接实现数字化, 避免了记录数据的失真。采用中心频率为 100 MHz 的天线, 以剖面法对上述的十条测线进行了探测。所得雷达剖面皆能清晰的分辨出冰 - 岩界面, 从而获得了天山一号冰川可靠的冰厚数据。为了说明探地雷达对冰川厚度的探测效果而又不致于赘述, 以下只给出了东、西支冰川主流线上的探地雷达测厚剖面 (图 3 和图 4), 其测线总长分别为 1 460 m, 1 072 m, 最大厚度分别为 133 m, 108 m。图下方的字母指示测线所经过花杆的序号。

3 冰厚数据分析

有了探地雷达测厚数据, 就可以结合冰川图绘制出天山一号冰川的冰厚等值线图、冰下地形图, 并推算冰储量。

3.1 冰厚等值线图的绘制与冰储量的计算

将最近的天山一号冰川地形图 (1994 年) 数字化, 获得能较真实地反映天山一号冰川边界的若干

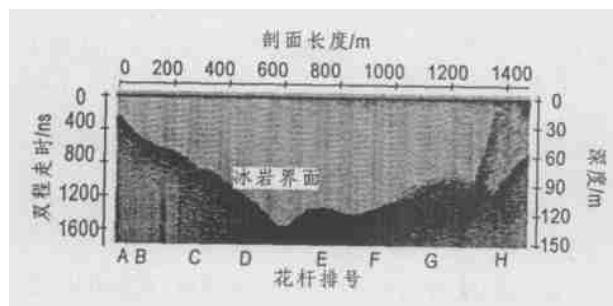


图3 东支主流线探地雷达测厚剖面

Fig.3 GPR profile of mainstream line at the east branch glacier

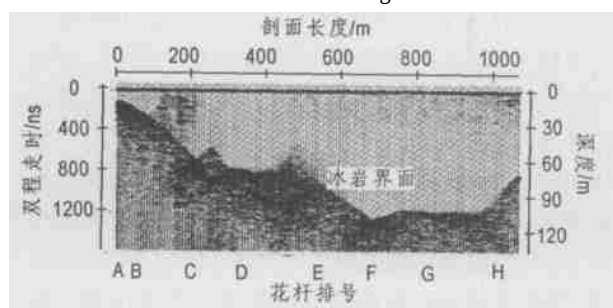


图4 西支主流线探地雷达测厚剖面

Fig.4 GPR profile of mainstream line at the west branch glacier

个点和测线各测点的相对平面坐标,记为 $\{X, Y\}$ 。冰川边界对应的冰厚都为零,测线上各测点的冰厚直接从雷达剖面图中读取;冰川边界和测线各点对应的海拔高程可从最近的冰面地形图中获得。由此得到由天山一号冰川边界与测点的相对平面坐标,和对应冰川厚度与海拔高程组成的四维数组 D ,记为 $D = \{X, Y, T, A\}$,其中 X, Y 为冰川边界和测线各测点的平面相对坐标, T, A 分别为对应的冰厚(Thickness)和冰面海拔高程(Altitude)。

将数组 D 按东、西支数据拆分为两个数组,记为数组 D_E 和 D_W ,再将这两个数组中的 X, Y, T 三列数据分别输入SURFER软件的数据表中,采用Kriging插值法以足够密的网格线分别形成网格文件数据,记为 T_E 和 T_W 。据这两个网格文件数据,SURFER软件就可以分别作出东、西支冰川的冰厚等值线图。最后拼接成的厚度梯度为10 m的天山一号冰川冰厚等值线图,如图5。

由网格文件数据 T_E 和 T_W 还可以通过三重积分和二重积分分别求出东、西支冰川的相对冰储量 $V_{\text{相对}}$ 和冰川表面(一般都是三维立体曲面)在水平面投影的相对面积 $S_{\text{相对}}$ 。由于相对冰储量和相对面积都是在足够密的网格下用积分求解的,因此其精

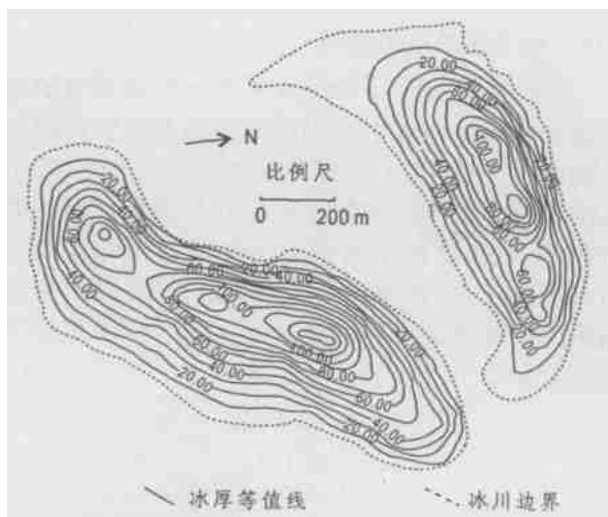


图5 天山一号冰川冰厚等值线图

Fig.5 Ice thickness isopach map of Tianshan No.1 Glacier

度都是相当高的。这为我们在推算冰储量方面提供了比传统计算冰储量在精度和效率上都更高的方法。由于在网格文件数据 T_E 和 T_W 中,冰厚值并没有引入任何比例尺,而是实际值,单位为 m 。因此,实际冰储量 V_{ice} 应由下式计算:

$$V_{ice} = V_{\text{相对}} \times \frac{S_{\text{实测}}}{S_{\text{相对}}} = \frac{V_{\text{相对}}}{S_{\text{相对}}} \times S_{\text{实测}}$$

其中 $S_{\text{实测}}$ 为实测冰川表面在水平面上投影的面积。由上所述在网格文件数据 T_E 和 T_W 中,冰厚值并没有引入任何比例尺,因此上式的 $\frac{V_{\text{相对}}}{S_{\text{相对}}}$ 项,实质就是冰川的实际有效平均厚度记为 $\bar{h}_{\text{有效}}$,东、西支冰川分别为46.518 799 m,32.232 797 m。一般来说, $\bar{h}_{\text{有效}}$ 要略小于由传统算法计算得到的平均厚度,其原因显然是采用了探地雷达测厚,丰富了原始数据,而且在整个冰川范围内采用插值算法,让网格足够小,获得了均匀分布于整个冰川的厚度数据,因此计算结果更为客观。 $\bar{h}_{\text{有效}}$ 的意义在于当把冰川的冰体看成是上表面与冰岩界面都水平且形状完全相同的垂直柱体时,其高度就为 $\bar{h}_{\text{有效}}$ 。由于在2001年10月笔者对天山一号冰川进行探测时,没有对冰川表面积进行详细测量,因此在这只能引用最新的天山一号冰川的冰川面积数据(1994年通过地面立体摄影图计算得出东、西支冰川的面积分别为 $1.115 \times 10^6 \text{ m}^2$, $6.27 \times 10^5 \text{ m}^2$)来推算当时的冰储量。由上述方法推算东、西支冰川的冰储量分别为: $5.186 8 \times 10^7 \text{ m}^3$, $2.021 \times 10^7 \text{ m}^3$ 。

3.2 冰下地形图的绘制

将数组 D_E 和 D_W 中的 $X, Y, A - T$ (冰面海拔高程减去冰厚即为冰下基岩的海拔高程) 三列数据分别输入 SURFER 软件的数据表中, 同样采用 Kriging 插值法以足够密的网格线分别形成网格文件数据, 根据这两个网格文件数据, SURFER 软件可分别作出东、西支冰川的冰下地形图。最后拼接成的厚度梯度为 20 m 的天山一号冰川冰下地形图, 如图 6。

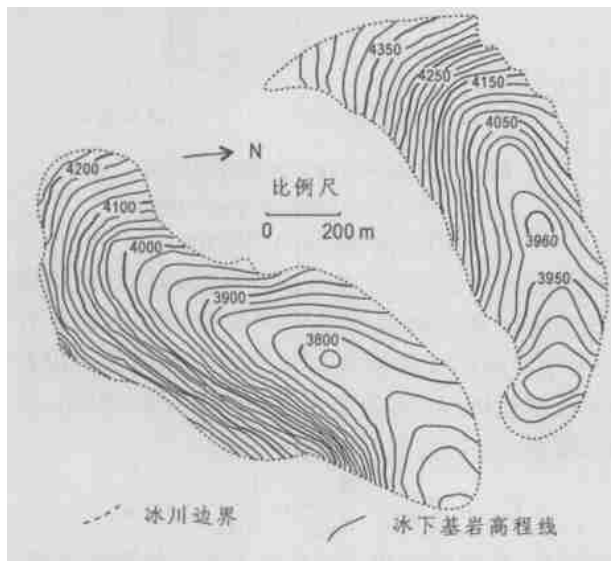


图 6 天山一号冰川冰下地形图

Fig.6 Contour map of subice topography on Tianshan No.1 Glacier

3.3 误差分析

当冰下基岩的坡度面与其正上方冰川表面的交角较小, 即两平面接近平行时, 影响冰厚数据的主要因素是雷达系统测得的双程走时和雷达波在冰川冰中的平均传播速度。

由 (1) 式可知冰岩界面的深度, 即冰厚 z 可以表示为:

$$z = \frac{1}{2} \sqrt{t^2 \bar{v}^2 - x^2} \quad (2)$$

其中天线距为常数。由于在探测过程中, 时间采样间隔设为 0.8 ns。因此, 就探地雷达系统测量时间误差而言不会超过 0.8 ns, 完全可以忽略不计。于是可以把 (2) 式中的冰厚 z 看成只是 $\bar{v}$ 的函数。因此, 由

$$\frac{\partial z}{\partial \bar{v}} = \frac{\frac{1}{2} t^2 \bar{v}}{\sqrt{t^2 \bar{v}^2 - x^2}}, \text{ 可求得冰厚 } z \text{ 的相对误差为: } \frac{\Delta z}{z} = \frac{\bar{v} \Delta \bar{v}}{\sqrt{t^2 \bar{v}^2 - x^2}} \cdot \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{x}{t} \right)^2. \text{ 一般情况下, 天线距 } x \text{ 与冰厚 } z \text{ 相比}$$

要小得多, 这样, 在忽略天线距的情况下冰厚 z 的相对误差可以近似地表示为:

$$\frac{\Delta z}{z} = \frac{\Delta \bar{v}}{\bar{v}} \quad (3)$$

由前所述就山地冰川而言雷达波在冰川中的传播速度一般在 0.167 m/ns 到 0.171 m/ns 之间, 因此由 (3) 式可求得冰厚 z 的最大相对误差约为 1.18%, 这种误差是可以被接受的。

当冰下基岩的坡度面与其正上方冰川表面的交角较大, 即两平面远远不能被看成平行时, 理论上应该做偏移处理才能从雷达图象中获得更加准确的冰厚数据。从经过冰面地形校正后的天山一号冰川雷达剖面图看, 其冰面与冰下地形的起伏具有相关性, 总体而言冰面与冰下基岩都可近似看成平行, 而且经笔者对雷达剖面进行手工偏移处理校正后, 发现直接从未做偏移处理的雷达图象中读取的冰厚数据与做过偏移处理的数据, 相差并不大。因此, 虽然本文所用的冰厚数据都没有做后续的偏移处理, 但其误差是非常有限的。

4 结论

利用探地雷达探测冰川厚度, 关键取决于雷达电磁波穿透冰川的能力以及雷达系统处理图象的能力。实践表明, 从探地雷达图象中能够清晰地分辨出冰 - 岩界面, 从而可以方便、准确地读取冰厚数据。

本文依据探地雷达测厚数据绘制的冰厚等值线图、冰下地形图将为冰川学家进一步对冰川的研究提供重要参考。如果相隔一定时间, 对冰川进行重复探地雷达探测与冰川测图, 前后二者冰储量计算结果的差异可直接较准确地表征出冰川在此期间冰储量的净变化量, 为冰川水资源的评估提供重要参考数据。这与冰川学中传统的花杆观测法和等值线算法相比, 探地雷达方法更具有便捷性、高效性和准确性的优点。

参考文献

- 张祥松, 朱国才, 钱嵩林, 等. 1985. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚[J]. 冰川冻土, 7(2): 153 ~ 162.
- Bogrodsky V V, Bentley C R, Gudmandsen P E. 1985. Radioglacology [M]. The Netherlands: D. Reidel Publishing Company
- Drewry D J, Jordan S R, Jankowski E. 1982. Measured properties of the antarctic ice sheet: Surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics[J]. Annals of Glaciology, 3: 83 ~ 91.
- Edson Ramirez, Bernard Francou, Pierre Ribstein, et al. 2001. Small

- glaciers disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Gaciar Chacaltaya[J]. Journal of Glaciology, 47(157): 187 ~ 194.
- Louise A Plewes, Bryn Hubbard. 2001. A review of the use of radio - echo sounding in glaciology[J]. Progress in Physical Geography, 25(2): 203 ~ 236.
- Matt Nolan, Roman J Motyka, et al. 1995. Trabant. Ice - thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA and their relevance to its recent behaviour[J]. Journal of Glaciology, 41(139): 541 ~ 553.
- Moore J C, Palli A, Ludwig F, et al. 1999. High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen mapped by Ground Penetrating Radar[J]. Journal of Glaciology, 45(151): 524 ~ 532.

Ice Thickness Determination and Analysis of No.1 Glacier at the Source of Urumchi River, Tianshan by Ground Penetrating Radar

HE Mao-bing^{1,2}, SUN Bo³, YANG Ya-xin², JIAO Ke-qin⁴

(1. Zhejiang Forestry University, Lin'an, ZJ 311300, China; 2. East China Institute of Technology, Fuzhou, JX 344000, China; 3. Polar Research Institute of China, Shanghai 200129, China; 4. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou, GS 730000, China)

Abstract: Ground Penetrating Radar (GPR) is a electromagnetic geophysical technique for subsurface exploration. It is widely used in glaciology. we have employed GPR to detect Tianshan No. 1 Glacier and obtained some profiles which could clearly show the interface between ice and rock. From these GPR profiles, we have read the ice thickness, and made the ice thickness isopach map of No.1 Glacier and the contour map of subice topography on No.1 Glacier. Finally, we have calculated its ice reserves.

Key Words: tianshan No. 1 glacier; ground penetrating radar; isopach map of ice thickness; contour map of subice topography; ice reserves