

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

硕士学位论文

天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川表面运动速度特征 与地形测绘制图

周在明

指导教师 李忠勤 研究员 博士生导师 理学博士

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

申请学位级别 理学硕士 学科专业名称 自然地理学

论文提交日期 2009 年 4 月 论文答辩日期 2009 年 5 月

培养单位 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席 _____

**The Velocity Feature and Mapping of Glacier No.1 at the
Head Water of Urumqi River ,Tianshan Mountain**

A Dissertation Submitted to
Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research
Institute(CAREEI)
Chinese Academy of Science(CAS)

For the Degree of Master of Philosophy

Presented by

ZHOU Zaiming

Accepted on the recommendation of

Prof. LI Zhongqin, Supervisor

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research
Institute(CAREEI)
Chinese Academy of Science(CAS)

April,2009

原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人或集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：_____

日期：_____

关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内 容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川表面运动速度特征与 地形测绘制图

摘 要

冰川运动速度的研究是冰川学的重要分支,国际冰川运动速度研究以极地冰盖冰川为主,在运动速度分布、运动机理探讨、监测方法研究中均取得了长足的进步和丰硕的成果。在我国立足本国的冰川资源,在天山、祁连山、喜马拉雅山等山区对不同形态的山岳冰川进行了详细的观测研究。此外极地研究也快速发展,依托长城、中山、黄河三个极地站相继开展了一系列的冰川运动速度研究。

乌鲁木齐河源区 1 号冰川(以下简称 1 号冰川)是中国研究冰川运动速度时间最长,资料最丰富的冰川,对 1 号冰川的运动观测始于 1959 年。然而 1 号冰川运动的季节性变化研究较少,为此我们在 2006-2008 年进行了 1 号冰川运动速度的季节性观测研究。通过对天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川连续 2 年的月观测,获得了冰川表面运动速度的时、空变化特征,对此进行了冰川动力学模拟验证。结果表明,冰川运动速度的高度分布是冰川厚度、冰面坡度及冰川基岩形态等综合作用的结果,而季节性变化是由于厚度的改变造成的。

测绘冰川地形图,对于研究冰川变化、地形变化、分析冰川的演变过程预测冰川的发展趋势等具有重要的指导意义,冰川地形图是冰川学研究中的基础资料。通过应用 GPS-RTK 测量的形式我们在 2008 年对 1 号冰川成功的进行了大比例尺地形图测绘,获得了 1 号冰川地形图。

关键词: 1 号冰川; 运动速度; 动力学模拟; GPS-RTK; 地形测绘

The Velocity Feature and Mapping of Glacier No.1 at the Head Water of Urumqi River ,Tianshan Mountain

ABSTRACT

Glacier velocity study is an important branch of Glaciology. The international research's emphasis on polar regions and have taken big progress and plentiful fruits in velocity distribution study, velocity mechanism study and velocity observation method study et al. In China we base ourselves on the inland glacier resources and take detailed measurement and study on TianShan, QiLian Mountain, Himalaya, et al. We sum up the rules of the velocity distribution and fetures of different rigons. We also have acquired rapid development on polar research, a series of velocity studies have been taken supported by the Great Wall Station, ZhongShan Station and Yellow River Station.

The study of velocity on the Glacier No.1 at the head water of Urumqi River have the longest time and the richerst data, which began with 1959. While the seasonal velocity study is lack, so we began the study in 2006-2008. By the successive monthly observation from the year 2006 to 2008, we obtain the space-time variation features of the surface velocity of the glacier. We also take dynamic simulation to validate the findings. The results shows that the altitude distribution of the glacier velocity was resulted by the integration effects of the glacier thinckness, slop and bedrock morphology. However, the seasonal variations were resulted by the thickness changing.

Glacier map is the basic data to study glacier change, terrain change, analyzing glacier process and forecasting glacier evolutive trend. By using GPS-RTK and total station, we have surveyed the big scale map of Glacier No.1 and drew the map.

Key words: Glacier No.1; velocity; dynamic simulation; GPS-RTK; terrain surveying

目录

中文摘要	I
ABSTRACT	II
第一章 前言	1
第一节 本文研究的目的和意义	1
第二节 冰川运动速度研究进展	2
第三节 我国冰川测图研究概述	12
第二章 研究区概况	14
第一节 天山山区概况	14
第二节 乌鲁木齐河源区 1 号冰川概况	15
第三章 冰川运动的基本理论与监测方法	18
第一节 冰川运动的基本理论	18
第二节 不同类型冰川运动监测	23
第四章 1 号冰川表面运动速度变化特征	25
第一节 数据观测与处理	25
第二节 运动速度的时间变化特征分析	26
第三节 运动速度高度变化特征分析	30
第四节 运动速度动力学模式模拟	34
第五节 运动速度变化原因分析	37
第六节 本章结论	42
第五章 1 号冰川 GPS-RTK 地形图测绘	43
第一节 GPS-RTK 基本理论	43
第二节 坐标系间的转换	44
第三节 测量数据采集与处理	46
第四节 本章结论	54
第六章 结论与展望	55
第一节 主要结论	55
第二节 研究展望	56
参考文献	57

个人简历.....	64
攻读硕士学位期间发表的学术论文.....	65
致谢.....	66

第一章 前言

第一节 本文研究的目的和意义

冰川运动速度的研究是冰川学的一个重要分支。冰川或冰盖中的冰，在自重所产生的应力作用下发生着塑性变形。此外，冰体还可在下伏基岩上发生整体滑动。这两种过程在适当位置与断层作用相结合便构成了冰川运动（Paterson,1987），运动是冰川区别于其它自然冰体的主要标志之一（黄茂桓等，1982）。冰川运动速度的产生是多种自然因素及冰川本身时空可变性的综合结果（Douglas *et al*,2007）。

在资源环境方面：研究冰川运动以便掌握冰川的运动规律，为人类如何利用这些冰川（淡水库）；为研究冰川的变化；分析驱动大气环流的动力机制；研究冰川演变历史；为冰川的综合科学考察研究提供科学依据（徐绍铨等，1988）。此外，认识冰川运动速度和速率变化的规律，对冰川灾害的预测预报及冰川变形条件的研究都具有重要的意义（记克诚等，1988）。运动速度是冰川编目、冰川调查的重要参数（Kääb,2005）。

在动力学方面：冰川运动的监测为揭示冰川运动变化的动力因素提供必要的数据库（Bernhard *et al*,2003）。是冰川动力学研究及冰川模式预测的重要内容，冰川运动速度及其速度分布是研究冰川流动定律的重要前提（Jason *et al*,2008）。通过冰川运动速度可以揭示冰川的结构特征、冰川的应力关系（Louis,2002）。

测绘冰川地形图，对于研究冰川变化、地形变化、分析冰川的演变过程预测冰川的发展趋势等具有重要的指导意义（丁士俊等，2001）。在冰川物质平衡研究，冰川运动速度规律研究中都需要精确可靠的地表地形图（曹梅盛等，2006）。此外冰川地形图还为工农业生产和山区资源开发提供科学依据（陈建明，1988）。

目前，国际上对冰川运动速度及其相关因素之间的关系做了深入的阐述，但集中于极地冰盖与阿拉斯加湾、阿尔卑斯山区的海洋型冰川，对山岳冰川研究相对较少。

天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川（以下简称 1 号冰川）是在我国境内研究冰川运动速度最早的山岳型冰川，对 1 号冰川的运动观测始于 1959 年（孙作哲等，1980）。然而其运动速度的季节变化研究较少，新的国家统一坐标系下的大比例尺地形图（1:500—1:5000）缺乏（目前仅有 1986 年版 1:50 000 中等比例尺国家

地形图)。本文在连续两年(2006-2008年)季节性运动速度观测的基础上对1号冰川的运动特征做了详细的分析,并探讨了其运动的动力机理;在2008年6月对1号冰川进行了大比例尺的地形图测量工作,并且绘制成图。

第二节 冰川运动速度研究进展

近代科学意义的冰川运动观测研究孕育于18、19世纪的欧洲,源于对冰川运动的解释。1751年阿特曼(Altmann)提出了重力说,18世纪末包第埃(Bordier)和福勃斯(Forbes)提出了粘性流说。而对冰川的系统观测,始于1830年阿迦西(Aggasiz)对阿尔卑斯山一条冰川各部分的流速测量(井哲帆,2007)。1894年瑞士苏黎世第六届国际地质会议的国际冰川会议是全球冰川变化监测的开始,1986年世界冰川监测机构(WGMS)成立开始了更加详细的全球冰川运动变化监测与资料收集。经过了近200年的发展,冰川运动速度的研究不论在技术上还是在理论上都有了长足的进步,有力的推动了冰川学的发展。

1.2.1 冰川运动监测的技术方法

冰川运动变化资料的获取在不同时期通过不同的方式进行,测绘技术的发展为冰川监测研究提供了很好的技术保证。

1. 实地施测方法

传统大地测量方法,经纬仪、全站仪、GPS(全球定位系统)现场测量,其中GPS测量应用较为广泛。Meur(2006)对阿尔卑斯山Taconnaz冰川运动的监测方法为在冰川一端的固定位置上应用经纬仪与电子测距仪测量冰面固定花杆的位置,以此来计算表面运动速度;Keith(1990)对西格陵兰Jakobshavns Isbrae冰川季节性运动速度监测方法为传统的大地测量方法用电子测距仪器与经纬仪;Tabacco(1998)、Capra(2000)、King(2000)、Gudmundsson(2006)、Robert(2007)等对南极冰盖的测量中普遍应用GPS,可以说GPS已经成为南极冰川运动和表面地形测量的标准工具。

2. 定期的航空摄影,再用摄影测量的方法观测运动冰川变化

Krimmel(2001)对阿拉斯加Columbia冰川的测量研究应用摄影测量的方法,对获取的航空相对进行解析获得到冰川表面运动速度;Whillans(1988、1994)应用摄影测量方法对南极冰盖物质流量与运动速度的监测研究。

3. 航空激光测高仪监测冰川流速

Abdalati (1999) 对格陵兰岛 Jakobshavn Isbrae 冰川运动速度的研究; Krabill (1995) 等人对格陵兰冰架的运动观测。这种方法是冰川运动监测有效补充。

4. 合成孔径天线相干雷达 (INSAR), 通过相干影像来测定冰川流速

Dowdeswell (1999) 应用 ERS-1 卫星数据研究北极 Austfonna 冰帽速度的构成; Joughin (1995)、Eric (2006) 等应用 Radarsat-1 卫星干涉测量数据计算格陵兰冰架运动速度; Dennis (2003) 应用雷达干涉测量阿拉斯加 Black Rapids 跃动冰川; Bernhard (2003) 应用 ERS-SAR 数据进行特征物跟踪法对南极 Pine Island 冰川的运动速度测量。

5. 使用卫星多光谱多时相影像来测定冰川速度

Kääb (2005) 应用 ASTER 数据结合 SRTM3 高程数据确定 Himalaya 高山冰川的运动速度; Bindschadler (1997) 应用多光谱数据计算南极冰川的运动速度。这种方法提供了大尺度的数据覆盖和很好的分辨率, 鉴于此国际全球陆地冰川测量机构 (GLIMS) 主动编制的全球冰川编目并且定期跟踪冰川变化, 主要是应用卫星多光谱多时相影像如 Landsat 和 ASTER 数据 (Bishop *et al*, 2004 and Kieffer, 2000)。

1.2.2 国际冰川运动速度研究现状与成果

目前, 国际上以欧美国家为主对冰川运动速度的监测研究主要集中于南北极冰盖、格陵兰冰盖以及阿拉斯加湾、阿尔卑斯山区的海洋型冰川。通过运用各种技术手段获取不同时段的冰川运动速度, 深入探讨其运动机理, 发展和完善了与冰川运动速度相关的各项研究。

研究发现: 在北极斯瓦尔巴群岛冰川运动速度缓慢但是跃动现象普遍; 在南极不同的区域的冰川的运动速度大小与运动方向差别较大; 在格陵兰的冰川运动速度相对较快; 在阿拉斯加冰川运动速度的季节性差异明显, 在阿尔卑斯冰川运动速度的变化比较稳定。探究其机理发现冰川运动速度与冰下地形、冰下水压、冰川融水、冰川裂隙等等密切相关。

1. 北极斯瓦尔巴群岛 (The Svalbard Archipelago)

北极斯瓦尔巴群岛冰川总数超过 2100 条, 各种形态类型的冰川均存在。自 20 世纪 50 年代以来, 挪威、英国、俄罗斯、波兰等国家科学家在斯瓦尔巴群岛

开展包括冰川运动在内的冰川学研究取得了丰硕的成果。

Dowdeswell (1999) 研究发现 Austfonna 冰帽边缘运动速度与速度变化率大, 而冰川中间部位运动速度较小。冰帽表面每一个快速运动的单元都与冰川下的地形起伏(山谷与水槽)有关。发现深度平均速度占冰川表面运动的 85%。通过冰川表面运动速度与冰川厚度得出冰川的物质流量为 $0.1\text{m}^3\cdot\text{a}^{-1}$ 。

Hagen (2003) 研究发现, 由于冰温和积累率低(最大积累率通常低于 $1\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 水当量或大约 3m 雪), 斯瓦尔巴群岛冰川运动速率一般较低。通常着地冰川比崩解冰川流动缓慢得多。对着地冰川而言, 典型的表面运动速度为较低的消融区的 $2\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 至接近平衡线(ELA)的 $10\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间。在 Austre Brøggerbreen 和 Midre Lovénbreen, 接近平衡线高度仅为 $2\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $4.5\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

Svendsen (2002) 研究发现 Kongsvegen 冰川流动缓慢大约 $2\text{--}3\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$, 而邻近的潮水冰川 Kronebreen 则是斯瓦尔巴群岛流动最快的冰川。在 Kronebreen 前部中间平均流速为 $2\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$, 在 7 月初甚至到 $4.5\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ 。高流速表明底部滑动相当重要, 冰川底面处于融点状态。

Hagen (1993)、Jiskoot (2000) 研究发现斯瓦尔巴群岛大约 90% 的冰川发生过跃动。Hiamilton (1996) 对斯瓦尔群岛 615 条冰川的概率统计分析发现一条冰川是跃动型的概率为 36.4%。

2. 南极冰盖冰川

南极研究历来都是科学研究的前沿阵地, 世界各国科学工作者相继踏入南极开展了一系列的科学研究工作取得了重要成果。近 10 年来由于卫星遥感技术特别是激光、雷达和 GPS 的进步与应用, 极大促进了南极冰盖和冰川的运动速度监测研究。

Robert (2007) 通过一系列的短时间内冰川运动速度测量揭示了冰川速度变化与潮汐作用的关系, 并认为潮汐作用下冰川运动速度的改变能够代表水压对冰川的影响。

Rignot (2004) 研究显示南极半岛的冰川自 2002 年拉森 B (Larsen B) 冰架崩塌后流动明显加速。Hektoría, Green, Evans 冰川在 2000 年至 2003 年初这段时间内运动速度加快了 8 倍。Jorum 冰川也有类似的变化, 相比之下 Flask, Leppard 冰川由于有拉森 B 残余冰架的支撑在 1996-2003 年初并没有加速运动。在 2003

年末, 这些冰川和残余冰架的移动都加速了 15%。

Angelis (2003) 利用航空勘测和 GPS 技术监测南极半岛东北部的冰川发现了 Drygalski, Sjören, Boydell 冰川的跃动现象, 在将近一年半的时间里冰川加速运动, 前进 1.25km。

Luca (2004) 应用 GPS 与 DORIS (星基多普勒轨道确定和无线电定位组合系统) 对南极 Dome C 的 37 根花杆组成的应力网进行测量, 数据表明冰川表面接近地形最高处的花杆以几 $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 的速度水平向着冰架的下坡方向运动, 在距离最高处 25km 的地方运动速度为 $211\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。测量计算的水平运动速度与遥感结果相一致, 为精确的速度运动图提供了准确的地面参照。

Stefano (2008) 重复 GPS 测量发现南极 Talos Dome 的冰川运动速度发生了显著的变化。在东北部为减速运动区而在西南部则是加速运动区, 加速运动方向朝向穹顶。这些现象与冰川物质积累量的改变有关, 这种关系预示在未来 10 多年甚至更长时间内南极东部区域冰川运动将发生显著的改变。

3. 格陵兰岛冰川

作为地球上冰川面积与包含的水量仅次于南极的第二个寒极, 格陵兰同样吸引着科学工作者的目光。

Eric (2006) 应用雷达卫星 (Radarsat-1) 干涉测量数据计算冰川运动速度, 精确计算结果为 $10\text{-}30\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。在 2000 年秋季对主要的冰川进行了运动速度测量发现从 9 月到来年 1 月运动速度改变在 1% 的幅度之下。2004 年对 Petermann 冰川的连续监测发现夏季运动速度比冬季增大 8%。通过对 Nioghalvfjærdsbrae 冰川和所有格陵兰东南部冰川以及西格陵兰 Jakobshavn Isbrae 冰川的监测发现冬季运动速度比年平均运动速度仅低 2%。研究发现冰川的加速运动与冰川表面融水增加渗入冰床起润滑作用有关。

Keith (1990) 通过测量沿着平衡线与低于平衡线的冰川表面运动速度来分析冰川运动速度的季节性变化受融水的影响。观测计算速度为冬季 $15\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$, 春季 $30\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$, 夏/秋季节 $12\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$, 值得注意的一点是, 离冰川消融区 50km 的地方冰川运动速度大于 $200\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$, 更往内部的冰盖区 (离边缘 200km) 运动速度小于 $100\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。研究发现 Jakobshavn Isbrae 冰川在任何位置都没有发现显著的季节间速度变化, 这表明不象多数亚极地冰川和温性冰川表面融水不影响这条冰川的季

节性基础,因此不会对冰川底部滑动产生暂时的显著变化。如果冰川滑动或者冰床变形,则任何由于冰下水压导致的运动速度增大,一定是由于摩擦力导致的融水而不是冰面的融水。这个发现对冰川的运动机理具有重要的意义。

4. 阿拉斯加湾地区冰川

位于北美阿拉斯加地区的冰川既是旅游者的胜地又是科学工作者关心的海洋冰川分布区。

Dennis (2003) 对 Hubbard 冰川研究发现 Hubbard 冰川运动速度最快的地方靠近冰川的裂隙面。随着离裂隙面距离的增大,表面的应变率减小,速度减小。季节运动速度的最大值发生在 5-6 月为 $8.1\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$, 最小为 $6.7\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ 发生在 9-11 月。年运动线性减小从 1978-1997 年速度变化为 $7.7\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ - $6.0\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$, 部分原因是由于冰川减薄, 表面应力减小。

Andrew (2003) 通过冰川运动速度反映出冰下的地形。应用合成孔径干涉雷达 (INSAR) 并借助于 ASTER、ERS- SAR 等数据获取 Seward 冰川的表面运动速度图, 由运动模式推断出前没有地图的西北走向冰下有横越 Seward 冰川的山脊。

O. Neel (2005) 对 Columbia 冰川的研究发现沿着运动速度方向或着垂直运动速度方向的张应力足够大时会发生冰川或冰架的裂隙。接近冰川末端运动速度增加较快, 是由于冰川有效压力的减小冰川底部运动加速, 冰川岩屑接近漂浮状态所致。

5. 阿尔卑斯山区冰川

被称为欧洲屋脊的阿尔卑斯山脉冰川广布无疑是欧洲冰川学家关注的焦点。

Meur (2006) 在对 Taconnaz 冰川的研究中通过对沿主流线方向的各自花杆位置的测量计算出相邻花杆的速度梯度, 发现除了最后两根花杆外, 基本相同的速度梯度。表明了相当稳定的速度增长, 而速度的微小变化可能揭示了冰川底部地形的不规则。相反, 最后两根花杆间速度梯度显著增加而冰川表面坡度没有明显的变化, 表明这两根花杆最初就布设在冰川的冰壁边沿, 经历着速度的增加。很明显在冰川断裂前, 裂块的加速表明了不稳定的过程。通过冰川表面运动速度计算出冰川的流量大约为 $0.45\times 10^6\text{m}^3\cdot\text{a}^{-1}$ 。

Almut (1997) 对 Findelengletscher 冰川的研究发现运动速度的长期改变能

够反映冰下状况的改变。冰川运动速度的改变与水压具有很好的一致性。冰川下部水渠间的相互连接作用的变化程度在 Findelengletscher 冰川中起着重要的作用，这改变了冰川运动速度与水压在春季高速时期以及冬季低速期的关系。

1.2.3 国内冰川运动速度研究发展与现状

1. 国内冰川运动速度研究发展过程

中国西部具有世界上最高最大的山地和高原，提供了冰川发育的有利条件，成为世界上山岳冰川最发达的国家（施雅风等，1964）。从 20 世纪 50 年代的中国西部登山队的科学考察到今天世界冰川学舞台上频频出现中国人的身影，中国的冰川学研究在各个领域蓬勃发展（冰川化学、冰川物理、冰川水文、冰川气象、冰川地貌等等）。

中国的冰川运动观测研究开始较晚（施雅风等，1964），回顾中国冰川观测研究的发展历史，可以从时间上分为四个阶段。一，1958-1961 年的草创阶段，这个阶段以大协作的方式进行冰川资源调查。二，1962-1965 年的巩固提高阶段，组建小规模的专业研究队伍在天山乌鲁木齐着重冰川物理方面的研究，培养了一批青年冰川工作者，完成了一些阶段性文章成果，把中国冰川学水平提高了一步。三，1966-1977 年的停滞和复苏阶段，这一阶段后期中国的科学事业逐步走向正轨，冰川工作也开始复苏。四，1978 年至今是稳定发展的新时期（井哲帆，2007）。

自 20 世纪 50 年代以来，我国科学工作者先后对天山、阿尔泰山、祁连山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、念青唐古拉山、横断山以及南北极地区部分冰川进行了冰川运动的观测研究，总结了不同环境，不同形态和不同类型冰川的运动特征，取得了一定的研究成果（黄茂桓等，1982、徐绍铨等，1988、纪克诚等，1988、施雅风等，1964、Huang, 1992、Jing, 1992、井哲帆等，2002、孙作哲等，1985、王清华等，2001、闫明等，2006），对冰川学及相关领域的科学发展起到了积极的推动作用。

2. 国内冰川运动速度研究的现状

目前中国的冰川运动速度研究形成了以国内山岳冰川为主，辐射南北两极的发展格局(图 1-1)。



图 1-1 中国冰川研究分布图

Fig.1-1 The map of studying glacier distribution in China

(1) 天山山区

中天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川（以下简称 1 号冰川）是中国研究冰川运动速度时间最长，资料最丰富的冰川。对 1 号冰川的运动观测始于 1959 年（孙作哲等，1980），1980 至今 1 号冰川运动速度观测研究持续进行，逐步细化，2007 年开始了冰川运动速度的动力学模式研究（李慧林等，2007）。1999 年开始至今中天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川的运动速度观测研究持续进行（井哲帆等，2002）。2003 年进行了南天山托木尔地区科契卡尔巴西冰川的运动速度观测研究（井哲帆等，2007）。2006 年开始对东天山庙尔沟平顶冰川进行了运动速度的观测研究。

(2) 青藏高原北部

20 世纪 60、70 年代对祁连山山区的大雪山老虎沟 12 号冰川、七一冰川、羊龙河 5 号冰川、水管河 4 号冰川进行了运动速度的观测研究, 2005 起对大雪山老虎沟 12 号冰川、七一冰川又进行了运动速度观测。2000 年对普若岗日冰原进行了运动速度观测研究(井哲帆等, 2003)。

(3) 青藏高原南部

20 世纪 50、60 年代有过珠穆朗玛峰绒布冰川的运动速度观测资料(中国珠穆朗玛峰登山队科学考察队, 1962), 1997-1999; 2004-2006 又进行了观测。喜马拉雅山枪勇冰川在 20 世纪 70 年代中国科学院西藏综合考察队(1975)就有观测记录, 2005 年至今持续观测研究。

(4) 青藏高原东南部

贡嘎山海螺沟冰川自 1982 年开始运动速度的观测研究, 1990 年以来进行了长期的连续观测。念青唐古拉山帕隆冰川于 2006 年开始了运动速度的观测研究。

(5) 南北极地区冰川

从 1984 年我国首次南极科学考察开始我国极地冰川测量研究现在已经走过了 20 多年, 近 10 年来我国南极内陆冰盖考察的兴起与北极黄河站的建立(2004 年 7 月)我国极地研究不断发展壮大(鄂栋臣等, 2007)。1996 年南极内陆冰考察应用 GPS 测量冰川运动(王清华等, 2001), 2001 年南极达尔克冰川流速的遥感监测(孙家柄等, 2001), 2002 年南极格罗夫山 GPS 布网监测(张胜凯等 2006), 2006 年应用 DINSAR 研究南极格罗夫山冰川运动速度(程晓等, 2006)。2005 年对北极黄河站附近的两条冰川(Austre Lovénbreen 和 Pedersenbreen)进行了冰川运动速度的监测研究(艾松涛等, 2006)。

1.2.4 国内冰川运动速度研究取得的成果

黄茂桓(1982)就对我国大陆性冰川运动的特征作了规律总结:一, 一般来说, 积累区为拉伸运动区, 消融区为压缩运动区, 平衡线附近运动速度最高但某些大冰川由于槽谷坡度变化复杂, 槽谷拐弯, 支冰川汇入等因素的作用, 运动速度场的分布要比上述分析情况复杂。凡是断面缩窄, 纵坡变陡, 都会促使运动加速。反之则运动减慢。二, 一般来说, 冰川主流线(最大速度线)接近冰川几何

中心线, 但比几何中心线更为弯曲, 在弯道上, 主流线偏于中心线外侧。三, 一般来说在冰川积累区 U_z (沿垂直方向的运动速度) 为下降流, 运动矢量向主流线辐合; 在消融区 U_z 为上升流, 运动矢量相对主流线辐散。四, 运动矢量方向年际变化不大, 在祁连山、天山冰川运动资料中, 发现各时段测得的运动方向之差, 一般不超过 10° 。

此外, 根据施雅风先生对中国冰川的划分(施雅风等, 1964), 黄茂桓(1982)认为: 一, 大陆性冰川和海洋型冰川相比, 大陆性冰川流速显著低于海洋型冰川。二、极大陆型冰川与亚大陆型冰川相比, 亚大陆型冰川运动速度较高。三、对地理位置大致相同并且类型相同的冰川而言, 大冰川比小冰川的运动速度要大。

井哲帆(2007)系统总结了我国不同区域冰川的运动速度特征: 一, 青藏高原北部祁连山区冰川运动速度一般较低, 且其运动形式仍保持常态型, 近 50a 来没有出现过大的跃动变化。二, 青藏高原南部冰川近些年来运动速度逐渐减小。如绒布冰川自 1960 年后期以来运动速度是减小的, 枪勇冰川的运动速度也是减小的但减幅较小, 运动相对平稳。三, 青藏高原腹地的羌塘高原, 普若岗日冰原运动速度自平衡线向边沿方向减小, 运动方向发散指向低处。整体上运动速度值较小, 冰川运动速度的变化范围较小。四, 青藏高原东南部海螺沟冰川运动速度变化复杂, 同一时期不同断面的运动速度既有增大又有减小, 整体运动速度较大。帕隆冰川夏季的运动速度与全年运动速度的表现形式一致, 夏季速度高出年运动速度的 10-30%。五, 天山山区冰川运动速度与冰川规模大小关系明显, 规模大的冰川运动速度值大, 规模小的冰川运动速度值小。整体上天山山区的冰川运动速度保持着比较缓慢地逐渐减小的运动特征。

1.2.5 总结与展望

1. 多种观测方法的综合应用

传统大地测量方法虽然精度高但受气候环境的影响较大; 航空摄影测量及航空激光测高仪虽然能提供更多的信息但也受气候环境及冰面反射的限制; 合成孔径相干雷达 (INSAR) 虽然对运动速度计算准确但技术复杂; 多光谱卫星影像来测定冰川速度, 提供了大尺度数据覆盖和很好的分辨率但光谱反射特征受冰雪消融影响而变的复杂, 并受云的影响大。因此多种方法的组合应用在冰川运动监测中是非常重要的。如, 实地的运动速度测量可以为遥感分析提供基准, 多光谱影像

可以辅助雷达影像分析等。

测绘技术的日异发展，精密仪器的不断研制与应用，高分辨率遥感影像的出现必将为冰川运动速度的监测研究起到积极的推动作用。

2. 积极开展国际合作研究

冰川的地理分布状况及冰川学所涉及的各个分支学科使国际合作研究成为必然，中国冰川学的迅速发展得益与广泛的国际合作与交流。冰川运动速度的研究也不例外，通过国际合作可以得到好的技术和数据支持如张胜凯 (Zhang *et al.*,2008) 在南极的 GPS 测量中得到美国麻省理工学院 GAMIT/GLOBK 的软件支持，与美国雪冰数据中心的 DEM 数据支持。程晓 (2006) 在研究南极格罗夫山地区冰川运动中得到了欧空局和日本宇宙开发事业集团提供的 ERS-1/2, JERS-1 雷达数据。此外，通过国际合作可以使我们的研究得到世界同行的认同。

当前我们在冰川动力学模式研究中，在冰川运动速度机理的深入研究中还很薄弱，因此需要我们自己努力也需要我们广泛合作。

3. 冰川运动速度资料的连续性、准确性与共享

今天我们的很多冰川运动速度资料缺失严重，对系统性研究分析冰川运动造成困难。如祁连山羊龙河 5 号冰川、水管河 4 号冰川仅有 20 世纪 60、70 年代的资料，而珠峰地区冰川的运动速度资料更是零星。因此加强冰川运动速度资料的连续性观测记录非常重要。

不论应用什么样的方法进行冰川运动速度的监测，首先要保证数据的准确性。这既是科学研究的需要也是科研工作者自身应具备的基本素质。

早在 1985 年的国际冰川制图讨论会就认为：广泛的应用数据库，包括建立数字地形模型和地理信息系统，使冰川测绘资料为各国科学家通用 (陈建明, 1988)。今天，航测、遥测、遥感等技术使冰川运动数据的获取相对容易，但广泛的数据交流与共享仍是我们共同努力的事情。

4. 与冰川运动速度相关的全方位观测

冰川运动速度的研究并不仅需要冰川运动速度资料还需要与冰川运动相关的资料如冰川地形、冰川厚度、冰川物质平衡、气温降水等。然而很多冰川运动速度的研究中缺乏上述资料致使对冰川运动特征变化的分析不够全面，对冰川运动机理认识不能深入。因此开展与冰川运动速度相关的全方位观测非常必要。

第三节 我国冰川测图研究概述

冰川测绘制图既是冰川科学考察的基础支持又是冰川学研究不可缺少的组成部分。始于 1958 年祁连山冰川考察的冰川测绘工作,在我国已经有近 50 多年的历程。五十年来,在我国各大山系中都留下了测绘人员的足迹和汗水,甚至生命。回顾我国冰川测绘制图工作及成果可以归纳为以下几个阶段:

(1) 普通测量成图 (20 世纪 50-60 年代)

这期间测绘仪器设备简陋,专业测绘人员很少,并对冰川学的基本理论知识懂的也很肤浅,冰川测绘工作才开始起步。主要用经纬仪和平板仪作局部的冰川测量、断面测量和路线测量。1965 年公开出版的我国第一幅冰川图——天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川图 (1:10 000) (米德生, 1965), 及 1964 年绘制的西夏邦马峰地区冰川图是用平板仪测绘而成的。

(2) 地面立体摄影测量成图 (20 世纪 60-80 年代)

地面立体摄影测量适宜于陡峻山区和不易抵达的高山冰川地区施测大比例尺地形图。而且比较经济,精度也高。1961 年在祁连山进行了约 30km² 的地面摄影测量成图实验获得成功。绘制出老虎沟 20 号冰川流域 1:10 000 地形图和冰舌下段 1:2000 冰面地形图。1966-1978 年,开展高山冰川区大面积地面摄影测量成图获得很好的效果。1966 年首次把珠穆朗玛峰北坡及中、东、西绒布冰川绘制成 1:25 000 地形图 (1968 年出版),其后把珠穆朗玛峰北坡地区约 2000km² 地域绘制成 1:50 000 地形图图 (Wang *et al*,1981)。1972-1974 年测绘了新疆托木尔峰地区 1:50 000 地形图。此后有成功测绘巴托拉冰川流域 700km² 地形图 (陈建明等, 1980、王一谋等, 1980)。此外,祁连山七一冰川图也是用地面摄影测量完成的。

(3) 地面摄影测量与航空摄影测量联测成图 (20 世纪 80 年代中后期)

1984 年应用地面摄影测量与航空摄影测量联测方法成功地绘制出青藏高原东部贡嘎山区冰川图 1:25 000 (Chen,1986)。1987 年中日联合西昆仑冰川考察中的崇测冰帽测图和中美联合祁连山冰川考察中的敦德平顶冰川测图,联合测图方法又成功应用。

(4) GPS 技术与卫星遥感技术测图 (20 世纪 90 年代—今)

近 10 年来,随着 GPS 技术卫星遥感技术的日臻完善,在冰川测图方面有了

广泛的应用。1999-2000年,中国第16次南极考察队利用后差分GPS(DGPS)技术,实地测绘了第一幅格罗夫山核心地区冰川地形图,覆盖面积 110km^2 ,比例尺为1:25 000(彭文俊等,2001、丁士均等,2001)。2004-2005年,中国第21次南极考察队采用实时差分GPS技术测绘了Dome A最高区域约 60km^2 的地形图(Zhang *et al*, 2007)。周春霞(2004)利用ERS-1/2 tandem方式的雷达影像数据,通过精确配准、生成干涉图、相位解缠等处理,生成了东南极格罗夫山区数字高程模型(DEM)。2006年中国西部测图工程启动,开始了广袤的西部冰川、高山、荒漠的1:50 000地形图测绘工作GPS、SPOT-5卫星影像广泛应用(王德瑜等,2007)。此外,井哲帆(2007)应用GPS手段相继完成了天山奎屯河哈希勒根51号冰川图、西马拉雅山枪勇冰川图(1:25 000)、祁连山七一冰川图。

第二章 研究区概况

第一节 天山山区概况

天山山系是亚洲中部最大的山系，西起乌兹别克斯坦的克孜尔库姆沙漠以东，经哈萨克斯坦和吉尔吉斯斯坦进入我国新疆境内，渐失于哈密市以东的戈壁中。东西长度超过 2500km，惟帕米尔以北的天山山体最宽，可达 800km 以上（柏美祥等，1995）。天山山脊线的平均海拔为 400m 左右，最高的托木尔峰可达 7435.3m。人们习惯将中国新疆境内的天山称为东天山，将中亚地区的天山称为西天山。天山山系是一个完整的自然地理体系，从它的演变历史、现代自然资源、生态系统和环境以及它与人类生产生活的关系看，具有十分有规律的地域性变化过程，因此从总体上对其进行国际性的联合研究具有重要意义。我国境内的天山（东天山）横亘新疆维吾尔自治区全境（图 2-1 所示），西起中国与吉尔吉斯斯坦边界，东至哈密市以东的星星峡戈壁，东西绵延 1700km，占天山山系总长度的 2/3 以上。山势雄伟壮观，山地的平均海拔高度 400m，将新疆分成南北两半，高出北面的准葛尔盆地约 3000m，南面的塔里木盆地 3500m。天山山地有许多座 6000m 以上的山峰，最高峰托木尔峰分布在我国新疆境内的温宿县。我国天山的范围与中亚天山一样，有着不同的圈定。地质界从地质构造的角度，把我国天山山地主体与前山带划归不同的构造单元（胡冰等，1964；新疆地质局，1978）。但是，我们将现代天山看作为荒漠地面上的一个山地自然综合体，包括山地，山间盆地以及山前倾斜平原。

天山山体是有 20 多条山脉间夹着的许多菱形山间盆地、谷地组成，地处西风气候带（图 2-1 所示）。根据 20 世纪 60 年代末和 70 年代初航测图并以 1959 年和 1964 年航空像片核对，我国境内天山共发育有冰川 9081 条，面积 9236km² 和冰储量 1012km³，如果包括整个天山山系，冰川面积可达 15 416km²（刘潮海等，1998），是世界上山地冰川数量和规模较大的山系之一。

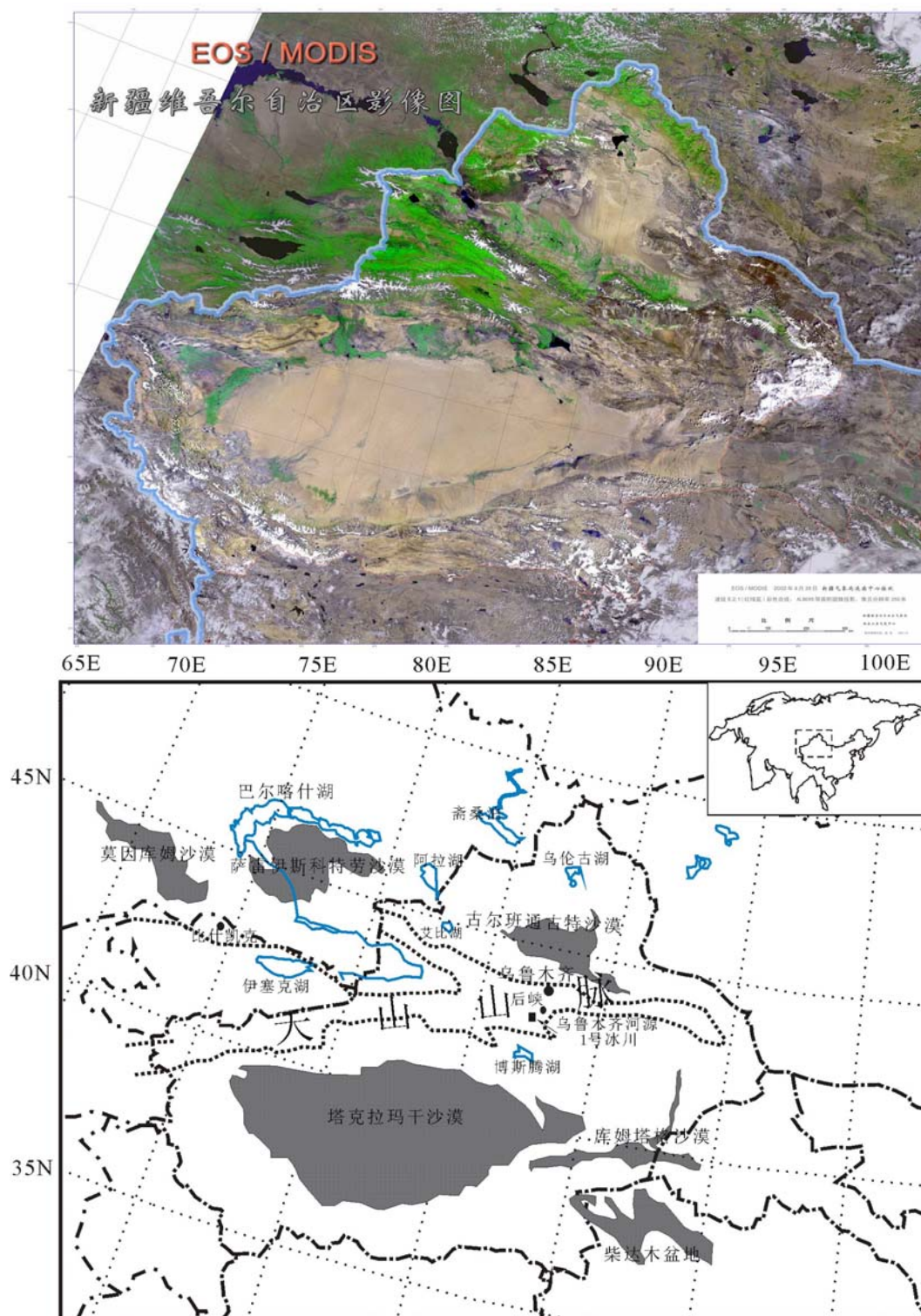


图 2-1 天山山区图

Fig.2-1 The map of Tianshan Mountain region

第二节 乌鲁木齐河源区 1 号冰川概况

天山乌鲁木齐河流域（图 2-2 所示）发育有 150 条冰川，面积 46km²，冰储

量 1.54km^3 ，其中干流大西沟英雄桥以上的冰川面积为 35.7km^2 ，冰川覆盖率约为 4.2%，以悬冰川和冰斗冰川为其主要类型，个体冰川面积仅 0.31km^2 ，最大的冰川是察汗诺尔 42 号冰川，长 3.5km，面积 3.28km^2 ，属冰斗-山谷冰川类型。乌鲁木齐河流域冰川规模不大，其融水也只占该河径流总量的 10% 左右，但又是新疆维吾尔自治区首府乌鲁木齐市主要供水源地，因而观测研究工作格外受到重视。在大西沟主河道上设有 3 个水文站，在跃进桥，由新疆水文总站建有径流观测实验站，在其源头 3539m 处建有大西沟气象站，河谷中又有四井田、跃进桥、萨尔达万和英雄桥气象点，并系统开展了水资源、地貌地质、第四纪冰川和植被等多项专题研究，是我国西部目前研究和利用程度最高的流域。

1959 年，中国科学院在天山乌鲁木齐河源区 3600m 处设立了对外开放的冰川观测实验站，长期开展冰川、水文气象、冰雪物理、冻土与冰缘、地貌与第四纪冰川等方面的观测研究，已获得大量的科研成果，使乌鲁木齐河流域研究不断深入，并使其闻名于国内外。1 号冰川（图 2-3 所示）是我国观测研究时间最长的一条冰川，以天山冰川站为依托，对 1 号冰川的观测研究已经有近 50 年的历史，是我国冰川观测资料连续性最好，历史最长的一条冰川，被世界冰川监测机构（WGMS）选为中亚内陆冰川的代表。对 1 号冰川长期的观测使得观测研究有了很大的积累和发展，资料显示 1 号冰川的物质平衡、冰川规模（长度、面积和体积）、冰川厚度和运动速度等均发生了明显的变化。1 号冰川的研究为其他地区冰川观测研究提供了很好的借鉴作用。

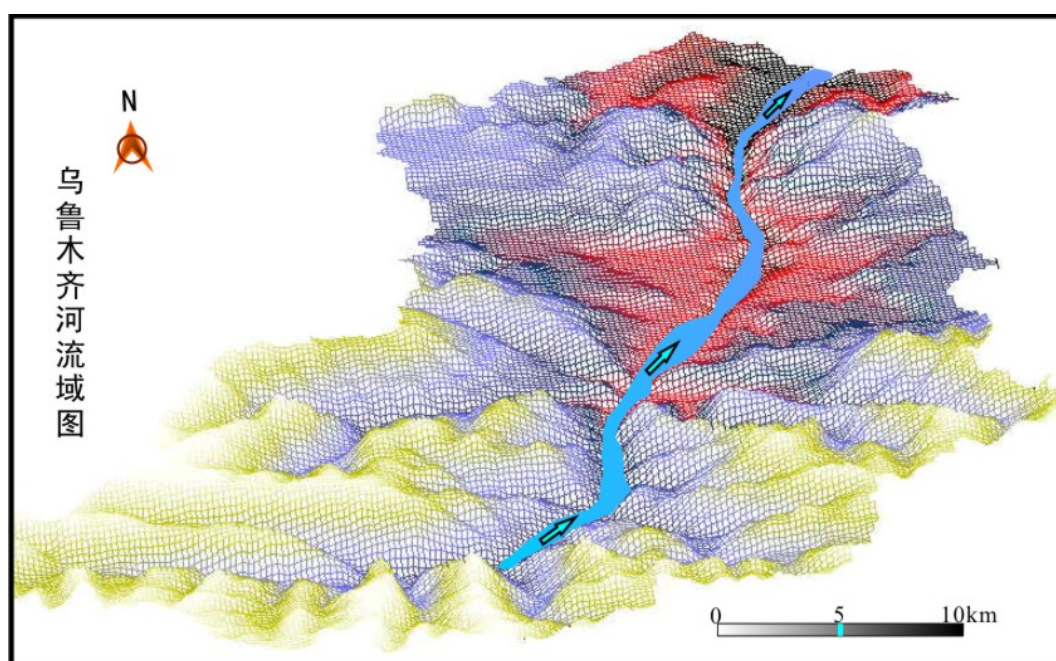




图 2-2 乌鲁木齐河源流域研究区

Fig.2-2 The study area of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

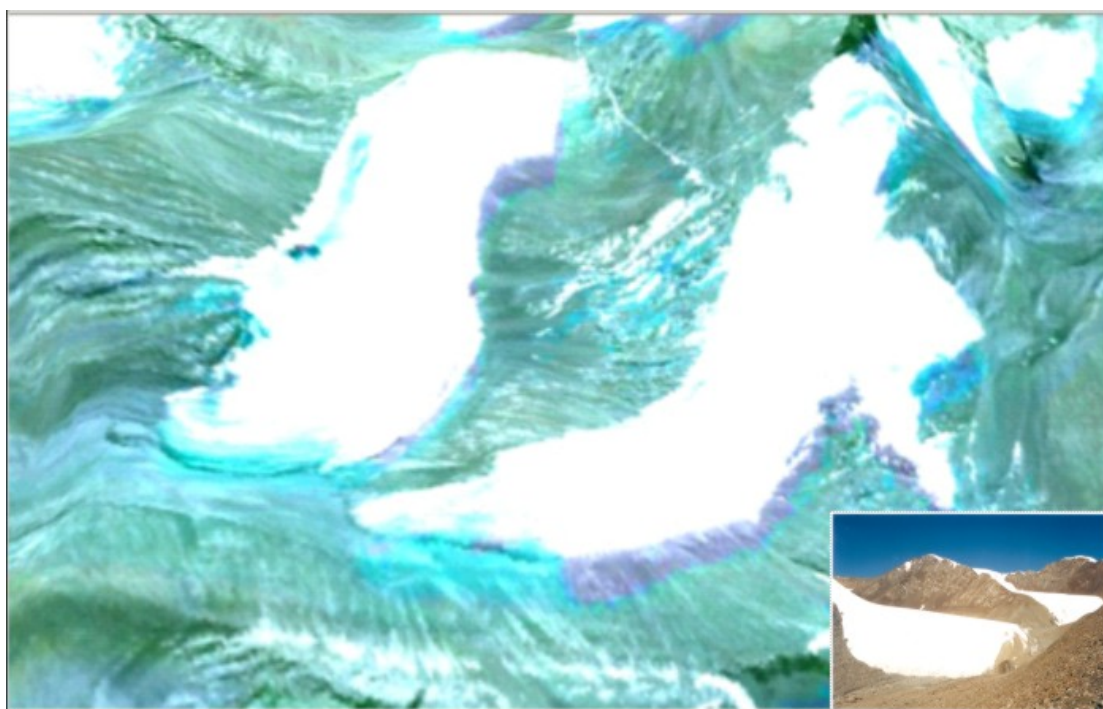


图 2-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川

Fig.2-3 Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

第三章 冰川运动的基本理论与监测方法

第一节 冰川运动的基本理论

学者们通过实验室中的试验,已经确定了冰的流动定律,即变形率与引起变形的应力之间的关系。因此,对于形态简单的理想化冰川,即可采用塑性理论中的数学方法来计算理论上的应力分布和速度分布。对于那些太复杂以致过去不能解析处理的问题,现已采用计算机以数值模拟的方法进行了研究,这种方法还用于来预测某条冰川对一定的物质平衡变化将会如何响应。此外,还提出了完善的、关于冰川是如何在冰床上产生滑动的理论。

要检验这些理论运用于实际冰川后的效果如何,需要进行野外测量。

3.1.1 冰川流动的一般状况

在冰川上游部分,每年增添到冰川表面的雪量超过由于融化、径流及蒸发而损失的雪量。而在冰川下游部分,每一年冬季降下的全部雪及一部分冰会在每年夏季消失。但是,由于积累区(accumulation area)的冰会向消融区(ablalion area)流去,因而冰川剖面逐年变化不大。

垂直于冰面及流动方向的冰川横截面,若冰川剖面保持不变,则一年内流过积累区任一横截面的冰量,必等于该横截面以上的冰川部分在这一年内所积累的雪量。同样,一年内流过消融区某一横截面的冰量必等于该横截面与冰川末端之间的冰川部分在这一年内所损失的冰量。因此,通过任意横截面的冰流量,必定是从冰川源头处的零起逐渐增加,至平衡线(equilibrium line)(积累区与消融区的界限)处达到最大值,并由此向冰川末端逐渐减小。如果冰川的宽度和厚度沿全长变化不大,则可认为冰流速也是以类似的方式发生变化。这样,冰流速就应在平衡线处达到最大值。

此外,若冰面各点的高度不变,则流速矢量便不可能与冰面平行。在积累区,速度矢量对冰面而言是向下倾斜,而在消融区则是向上倾斜。因此,我们可以认为,冰川内流线的一般型式如图 3-1 所示。

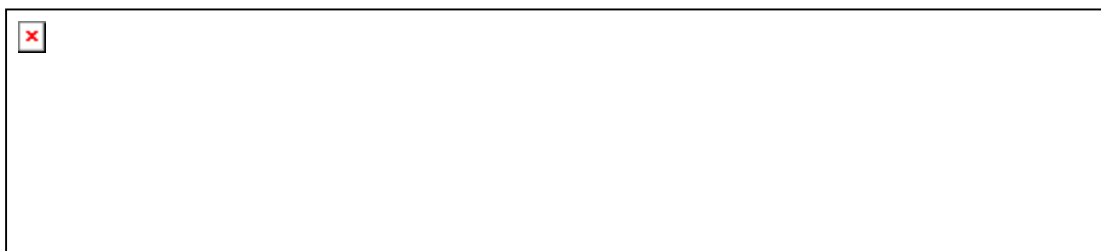


图 3-1 理想冰川中的速度矢量图

Fig.3-1 Velocity vectorgraph of ideal glacier

但在实际冰川中，由于冰川的厚度、宽度、坡度以及其它因素的变化，却会产生许多与简单流动形式不同的现象。

由塑性理论得出的一个重要结论，是冰流速主要取决于冰厚度和冰面坡度。冰向着冰面坡度最大的方向流动，即使该处恰好是下覆基岩的上坡也是如此。这里的“坡度”是指一段几倍于冰厚度的长距离上的平均坡度。短距离上冰面坡度的变化，例如冰丘上的坡度变化，并不影响冰川流动。还有一个重要的结论就是厚度与冰面坡度的乘积在冰川各处甚至在不同冰川上均变化不大。在冰面陡峻处，冰通常比较薄；而在坡度平缓处，冰通常比较厚。

3.1.2 冰面速度和应变率的测量

冰面速度测量只需使用标准测量技术。为了精确地确定速度矢量，必须测定平行于和垂直于冰面的分量。实际上是测量水平分量及其方向，以及垂直分量。对冰面上的漂砾、裂隙或其它标志测出其位置的变化，只能提供水平速度。测量垂直分量需要使用固定在冰体内的标志，通常是插在冰钻孔内的木质花杆或金属杆。在消融区，唯一的困难是要钻足够深的孔，以使花杆不致在夏季被融化出来。在积累区，表层是雪和粒雪，而不是冰。因此，难以保证将花杆插得足够牢固以便精确测量垂直速度分量。

测量垂直速度分量有时会引起混乱。我们首先考虑冰川中线上的情况，在冰川中线处没有冰川的横向速度分量。图 3-2 所示为一插入冰内的花杆。在 t 时间花杆的顶部位于 P_1 处，一年后花杆顶移到 P_2 处。花杆是随着花杆底部周围冰的速度矢量而运动的（图中速度矢量对冰川而言是向上倾斜，因而，这是指消融区的情况）。我们要测量杆顶对空间固定坐标轴的水平位移 ΔX 和垂直位移 ΔY 。水平速度分量 U 即等于 ΔX 。如果冰的流动平行于冰面， ΔY 就应等于 $\Delta X \cdot \tan a$ ，此处 a 为冰面坡度。然而冰的流动对冰面而言是向上的，因此垂直位移 ΔY 比

$\Delta X \cdot \tan a$ 小数量 V 。此处 V 是单位时间内增添到冰川表面的冰厚度（垂直方向测量的）。这就是在没有消融的条件下冰面增高的速率。有时把 V 称为上升速度（emergence velocity）。在积累区， V 称为下沉速度（submergence velocity）于是： $\Delta Y = \Delta X \cdot \tan a - V$ 、 $V = \Delta X \cdot \tan a - \Delta Y$ ，在理论分析中，垂直冰面的分量 V 比垂直分量 v 更有意义。一般取 V 向下为正，这与图 2 中的 ΔY 及 a 为正是一致的。因此有： $v = -V \cdot \cos a$ (1)、 $v = \Delta Y \cdot \cos a - \Delta X \cdot \sin a$ (2)。

在偏离冰川中线的点上， ΔX 等于水平速度在冰川中线方向上的分量，即 $U = \Delta X \cdot \sec \Delta A$ ，式中 ΔA 为水平速度方向与冰川中线间的夹角。



图 3-2 插入冰内的花杆在相隔一年的两次时间里的位置

Fig.3-2 Two different places of the pole in a year

冰面上随冰运动的某点（例如花杆）的变化。如果不存在消融，则冰面一年的上升量为 $-V$ （垂直于冰面测量，向下为正）。但实际上，由于消融会除去厚度为 $-b$ 的一层（此时物质平衡量表示为冰厚度，且垂直于冰面测量），故两者间的差值才是花杆处冰厚度的年增加量 Δh ，即 $\Delta h = b - v$ (3)。杆顶至冰面的距离，在平衡年的始末均需进行测量，其差值就是 b 。因此 Δh 即可根据 b 和 V 的测量数据求出。在大多数情况下， b 和 V 大致相等，其差值 Δh 很小。

上述讨论是指消融区而言。但这些方程也适用于积累区，尽管上部粒雪层的密实作用可能使消融区的测量更复杂化。

为了对冰川流动有一个总的概念，最好是沿着冰川中线布设一排花杆。并可

布设几排横向花杆加以补充。这几排横向花杆应一直延伸到冰川边缘。在山谷冰川中，测点应布设在冰川周围的基岩上，并从这些测点测出花杆位置的变化。采用这种测量方法可以足够精确地测出水平速度与垂直速度。

在研究冰川流动时，了解应变率（即速度梯度）往往比了解绝对速度更为重要。例如，用冰流动定律来正确解释钻孔资料时就必须知道表面应变率的大小。通过沿冰川中线向下游布设一排花杆便能测量出相邻花杆之间的纵向应变率（即单位时间内相邻花杆间的距离变化，可表示为原距离的一小部分）。但最好是确定表面应变率的各个分量。为此，可将四根花杆配置成一菱形，并使菱形的一条对角线与流动方向一致。菱形各边的长度应大致等于冰的厚度。在菱形中心处也应插一根花杆。然后使用钢卷尺或其他工具测量出菱形各边的长度及对角线的长度，一年后再重复测量。根据这些资料，采用最小二乘法即可算出纵向应变率 $\partial u / \partial x$ ，横向应变率 $\partial \omega / \partial z$ ，剪切应变 $1/2(\partial u / \partial z + \partial \omega / \partial x)$ ，以及它们的标准差。式中， x 坐标是沿冰川中线向下测量的， z 坐标却是横交冰川测量的， u 、 ω 为相应的速度分量。Nye (1959) 阐述了详细计算过程。由于冰不可压缩，垂直于冰川表面的应变率 $\partial u / \partial y$ 可根据下式 $\partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial \omega / \partial z = 0$ 求得。

$\partial u / \partial x$ 为正的区称为伸张流区 (extending flow)。类似地， $\partial u / \partial x$ 为负的区域称为压缩流区 (compressing flow)。因为冰是一种不可压缩的固体，除非冰内含有许多体积可以缩小的气泡。所谓“压缩”，只不过是指数方向上冰体长度的缩小，而冰体的高度或宽度必定相应地随之增加。由于谷壁阻碍冰川的侧向扩展，因此在压缩流区，冰川的厚度必然向下游方向增大。这样，就必定有一个对表面而言是向上的速度分量（即上升速度）存在。但实际上，正如前面所述，这种厚度为消融所抵消了。

前面已经论述了冰川运动速度在空间上的主要变化特征，但运动速度还随时间而变。研究结果表明：一般说来，测量速度的时间间隔越短，速度变化越大 (Meier, 1960)。例如，夏季平均速度和冬季平均速度可相差 10% 或 20%。逐月测量的速度在一年内可相差 40%，而每隔数小时测量的速度，则观测到波动可达到 100% 以上。这种趋势不单是反映了当时间间隔缩短时观测误差不断增大的影响，尽管在一天或更短的时间间隔内要取得可靠的测量结果是非常困难的。数小时间隔的测量结果表明每点的运动都是以一连串小振动的方式进行的，而且各个点上

的小振动并不同步。这种特性出现在裂隙区并不奇怪，但显然也可能出现在其它地方。几乎所有的速度测量值都是按数周或数月平均的，这样，那些突变点就被平滑掉了。

3.1.3 冰川运动总的趋势

在积累区， V 随 X 的增大而增大；而在下部消融区， V 则随 X 增大而减小。但在冰川末端，速度不为零，尽管冰川一直退缩了很多年。这种情况并不奇怪，因为冰川的进退取决于冰川的向前运动与冰川末端由于融化或崩解而损失的冰量之差。（在主要的冰量损失是由于崩解所致的冰川上，平衡线可能靠近冰川末端，在这种情况下，末端速度可能接近最大值。许多南极冰川就属于这种类型。（其中 V 为速度； X 为距冰川源头的距离。）

Nye (1965) 研究发现：在抛物线形横截面的冰川横线上，不同的 W 值所对应的冰面速度的变化情况（长方形和半椭圆形通道的速度剖面与此基本相似）。

（图 3-3 所示）在各种情况下经过冰川中心部位时速度几乎没有变化，但向两侧急剧减小。谷壁的阻滞作用明显地减小了冰速度。例如，当 $W=2$ 时，冰川中线上的冰速度仅为通道非常宽时冰速度的 $1/4$ 左右。整个横截面上的平均速度仅在平均冰面速度的百分之几以内。这一理论上的成果适用于 W 值在 2-4 之间的情况。大多数山谷冰川都属于这种情况。（ Z 为到中线的距离除以中线处的冰厚度， W 为冰川的半宽除以中线处的冰厚度， U 为抛物线形通道的冰速度与极宽通道的冰速度之比）。

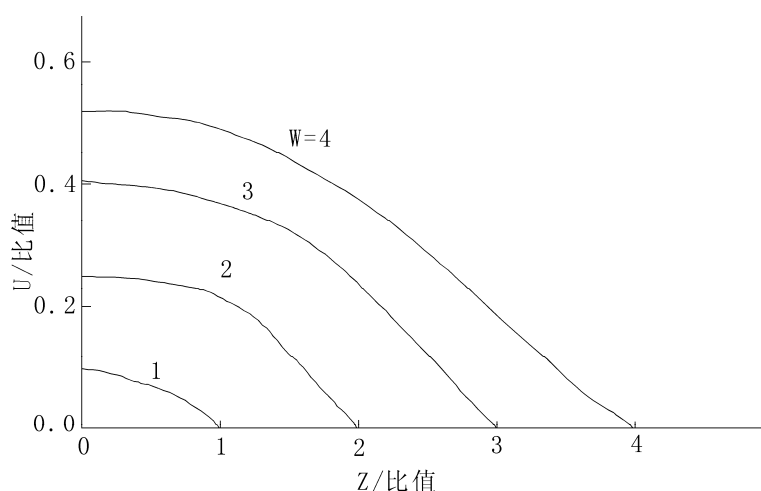


图 3-3 各种抛物线形通道冰川的冰面速度在横向上的变化图

Fig.3-3 Transverse change of parabolas glaciers' velocities

第二节 不同类型冰川运动监测

测量冰川流速,通常是在冰川两侧不动的控制点上(控制点应建造观测标志,观测标志应因地制宜选用混凝土、花岗石、青石及钢管等材料建造),对冰川上的标志点作重复的前方交会,求出运动距离。此运动距离和两次观测时间间隔之比,就是这段时间的平均运动速度。因此精确数值的取得,不仅与控制点布设直接有关,也与工作的繁简紧密相联(孙作哲,1979)。

3.2.1 不同类型冰川布点

1. 冰斗山谷冰川类型

此类型冰川规模较小,长度和宽度相差不大。一般从它一测就可看到全貌。根据这一特点,选择有利地形,布设一条或两条控制基线,就可控制冰川上的全部运动测点(图3-4所示)。

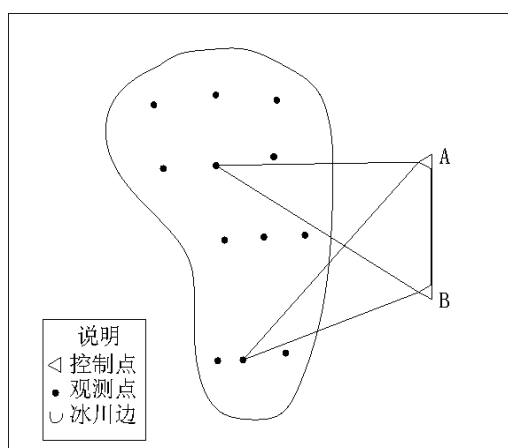


图 3-4 冰斗山谷冰川布点

Fig.3-4 Cirque-valley glacier survey points

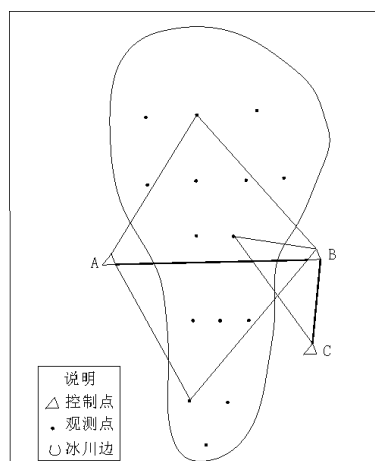


图 3-5 小山谷冰川布点

Fig.3-5 Little valley glacier survey points

2. 小山谷冰川类型

此类型冰川一般长 3km 左右,宽 300-500m。在雪线附近,即冰川积累区和消融区变化处,常有山谷变窄的特点。因此横跨冰川,布设控制基线 AB 较为理想。基线附近的运动测点,因角度限制无法观测,可用另一条辅助基线 BC 进行交(图3-5所示)。

3. 大山谷冰川类型

此类型冰川一般长几千米以至数十千米。由于冰川规模大,必须布设较多

的速度断面，以掌握整个冰川运动情况。这样的断面间距通常较大，往往一条基线不可能同时兼顾两个断面。完成这种类型的冰川测速，需要数条以至数十条控制基线，为了把各条基线联结成一个坐标系统，须布设控制网（图 3-6 所示）。

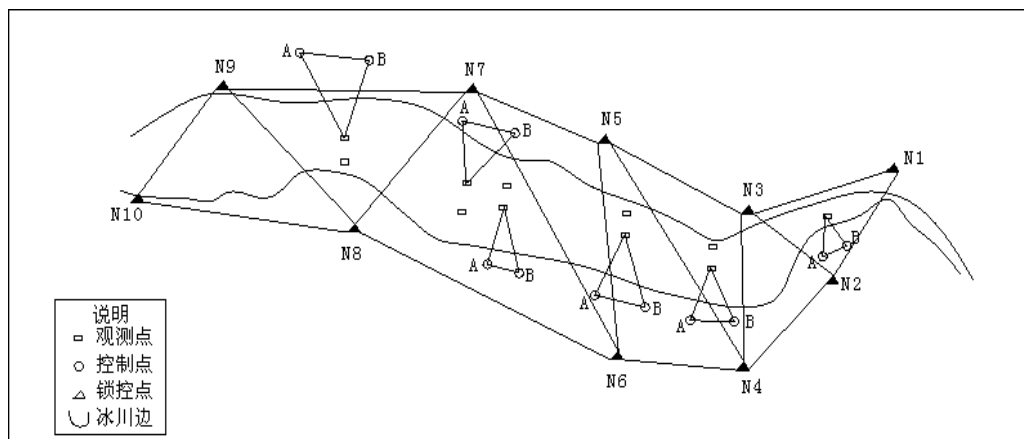


图 3-6 大山谷冰川布点

Fig.3-6 Big valley glacier surveying points

3.2.2 冰川流速点的正确布设要求

要获得准确的流速资料，绘出正确细致的等值线图及应变图，流速测点的选择布设非常重要，以便通过流速资料分析能反映冰川运动的特征。在选点和观测时通常要注意两个问题：

1. 流速点要有代表性

一般冰川的表面运动，从纵剖面看，粒雪盆区冰川的流速小于雪线附近的流速；而从雪线至冰舌，流速又是呈递减状态。从横剖面看，中间比两侧运动快。因此要取得冰川各部位流动速度的数量概念，就必须采取纵横断面法均匀布点。还应根据山谷形态、冰面形态，适当补加流速点。

2. 测点标志的设立要有利于测量精度的提高，尽可能排除造成误差的因素

由于安插流速点测杆的非垂直性和冰体在竖面方向流动的非均匀性，都会导致测杆倾斜所引起的测量误差。为了减少安插流速点测杆的非垂直性所引起的误差最好照准测杆的底部。

第四章 1号冰川表面运动速度变化特征

第一节 数据观测与处理

1号冰川的观测点位源于早期的冰川运动速度与物质平衡花杆点。点位布设情况为：东支冰川从海拔3800m至4050m共布设A'-H'共8排23根花杆，西支冰川从海拔3850m至4100m共布设A-L共9排22根花杆（观测点位图4-1所示）。点位观测采用传统的大地测量方法，应用SOKKIA，GSS1A型GPS定点，KTS442型全站仪测定。GPS测量控制点的处理采用定位解算软件GAMIT/GLOBK，根据观测方法并经过误差分析，水平方向精度 $\leq 5\text{mm}$ ，高程精度 $\leq 20\text{mm}$ （控制点结果表4-1所示）。运动速度观测数据计算以坐标法计算出冰体单位时间内的位移，位移量与时间的比值即为单位时间内的速度值。坐标系统为独立坐标系， X 为纵坐标， Y 为横坐标。 U_x, U_y 分别为平行于 X, Y 轴的速度分量， U_{xy} 为速度的水平分量， $U_{xy} = (U_x^2 + U_y^2)^{1/2}$ ，误差一般不超过其本身数据的10%。

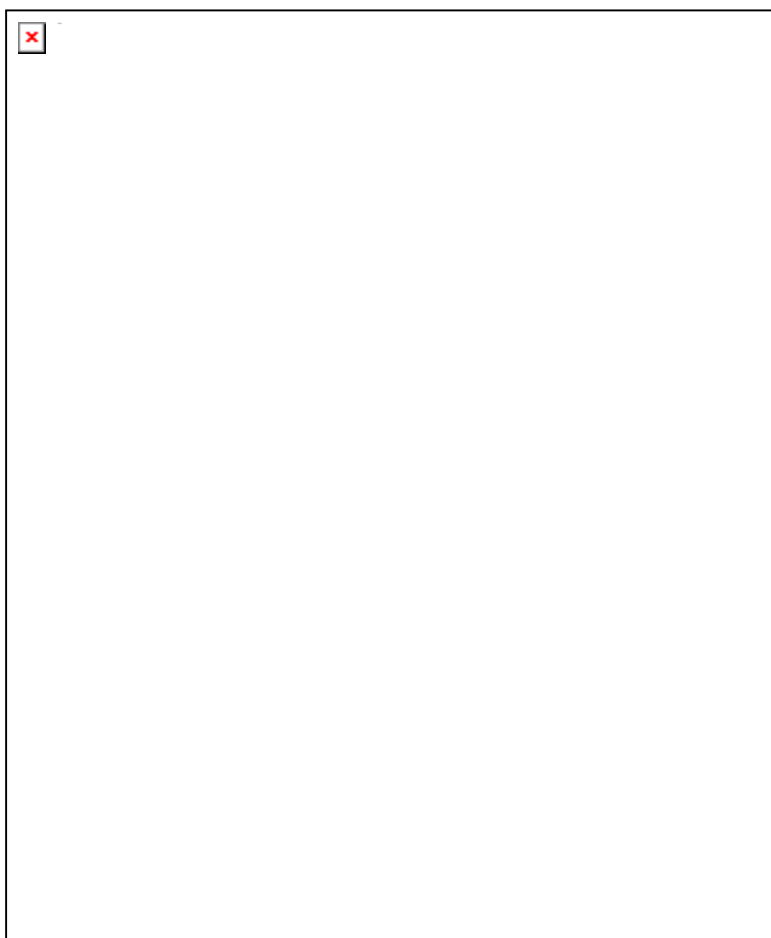


图 4-1 乌鲁木齐河源区 1 号冰川运动速度观测点位

Fig.4-1 Points for velocity surveying of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

表 4-1 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 GPS 控制点

Table4- 1 GPS Static survey report of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

控制点号	经度 (WGS84)	纬度 (WGS84)	高程 (m)
K1	86°48'50.400"E	43°07'10.510"N	3825.430
K2	86°48'48.570"E	43°07'11.250"N	3834.620
K3	86°48'46.270"E	43°07'14.240"N	3872.560

1 号冰川运动速度资料来自 2006 年 6 月 1 日至 2008 年 4 月 3 日之间的 12 次观测数据，观测时间分别为：2006 年 6 月 1 日、2006 年 7 月 17 日、2006 年 8 月 19 日、2006 年 9 月 26 日、2006 年 10 月 20 日、2007 年 5 月 1 日、2007 年 7 月 24 日、2007 年 8 月 20 日、2007 年 9 月 22 日、2007 年 10 月 24 日、2007 年 12 月 21 日、2008 年 4 月 3 日。

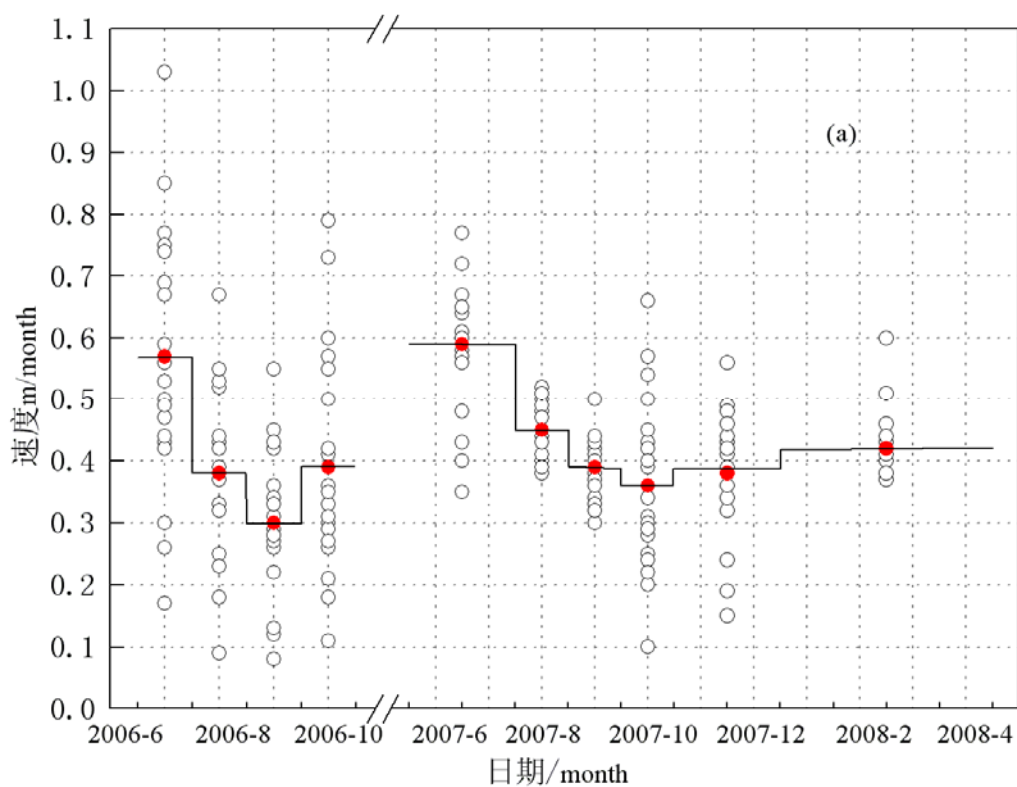
第二节 运动速度的时间变化特征分析

对 1 号冰川 2006-2008 年的观测数据分析发现，东、西支冰川逐月间的运动速度表现出很好的规律一致性，东西两支冰川月间运动速度大小同方向变化（图 4-2）。月运动速度的最大值出现在 2007 年 5-7 月间，东支冰川最大值为 0.59m/month，西支冰川为 0.75m/month，运动速度的最小值东支出现在 2006 年 8-9 月间，速度值为 0.30m/month，西支出现在 2006 年 9-10 月间，速度值为 0.40m/month。5-6-7 月份内的运动速度值较大，从 7 月份开始运动速度值开始减小，东支冰川 9 月份以后运动速度值又开始缓慢增大，西支冰川 12 月以后速度开始小幅度回升，并且运动速度大的月份其不同点位速度的大小分布范围较大，运动速度小的月份其分布范围较小。

东西支冰川在 2007 年四季的运动总体上表现出很好的规律一致性，并且运动速度大小同方向变化。在春季运动速度最大，到夏、秋季节运动速度持续减小，到冬季运动速度又开始增大，运动速度的最小值出现在秋季。西支冰川的运动速度比东支冰川大，在春季运动速度值东西支冰川差别相对较大 0.15m/month，在

冬季差别较小仅有 0.03m/month ，运动速度最快的春季与最慢的秋季相比，东支冰川为 1.7 倍，西支冰川为 1.6 倍。

1号冰川在春、夏、秋、冬四季中，东西两支冰川的运动速度情况存在共同点也有明显的差异（图 4-3）。四季中西支冰川的运动速度变化幅度都大于东支，西支冰川表现出相对较快的运动特征，在春季较为明显西支冰川运动速度变化幅度为 0.36m/month - 0.12m/month 而东支仅为 0.36m/month - 0.78m/month 。在不同的季节中东西支冰川速度分布差异较大，在运动速度较快的春季与夏季西支冰川个别点位运动速度值较大，且速度值的大小差别较大，东支冰川速度分布相对均匀。在运动速度相对较慢的秋、冬季节东西支冰川速度分布均匀，规律明显为中间部位速度大而两端速度小。



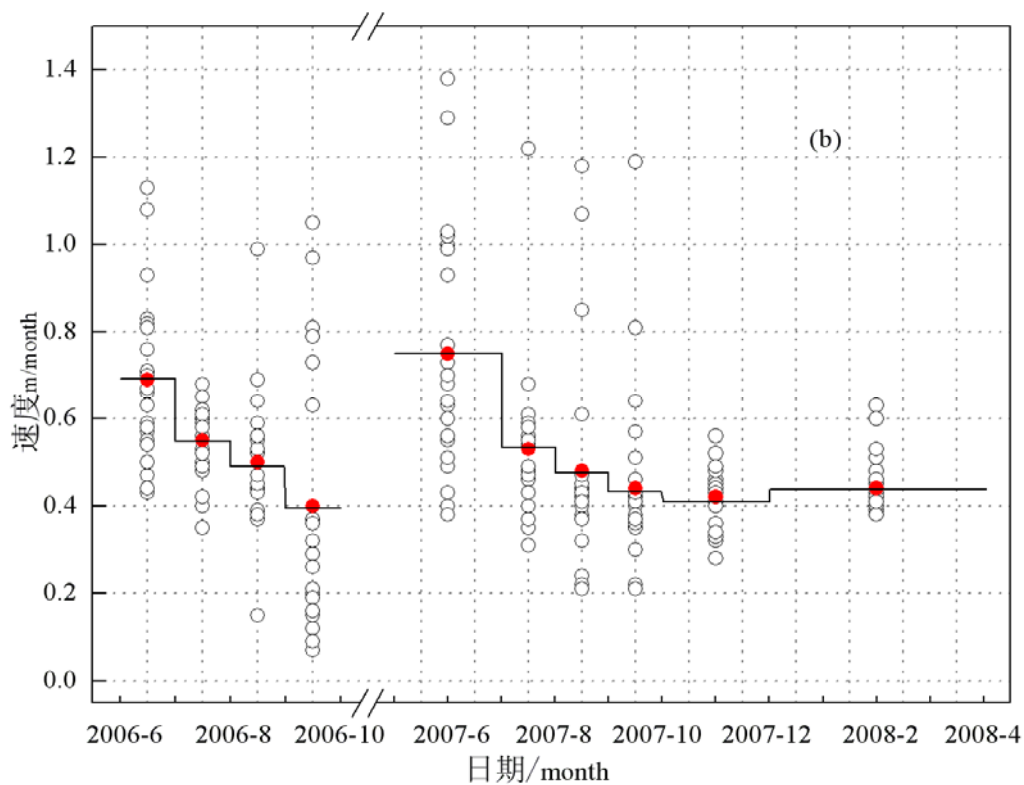


图 4-2 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 2006-2008 年月运动速度图

(图形说明: (a)东支冰川、(b)西支冰川, 图中的小圆圈表示不同观测点位, 实线表示月平均运动速度值。)

Fig.4-2 Monthly velocity (2006-2008)of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

(Figure explain:(a)the east branch; (b)the west branch, circles represent the different observation points, the line represent the mean velocity)

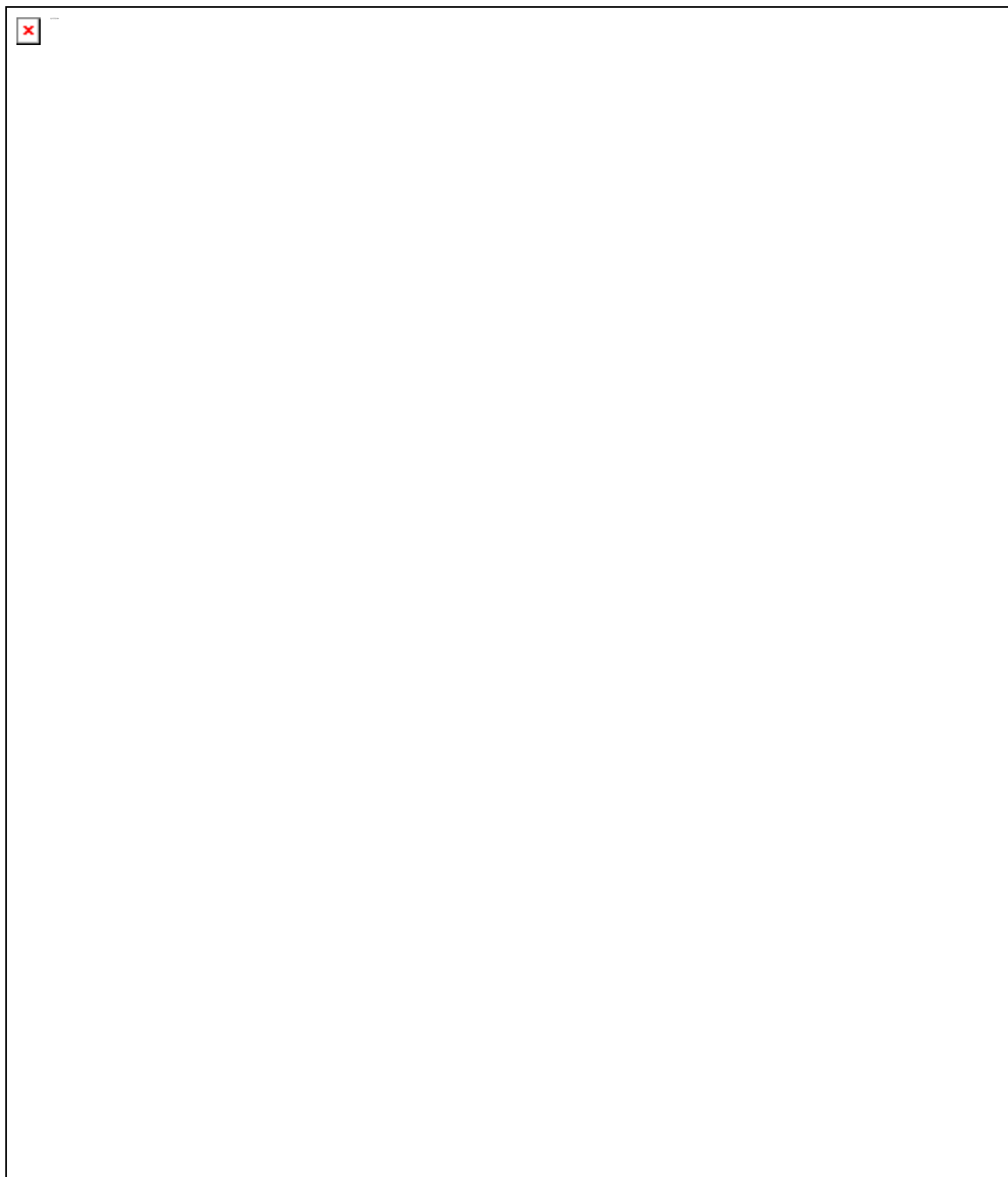


图 4-3 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 2007 年不同季节运动速度等值线图

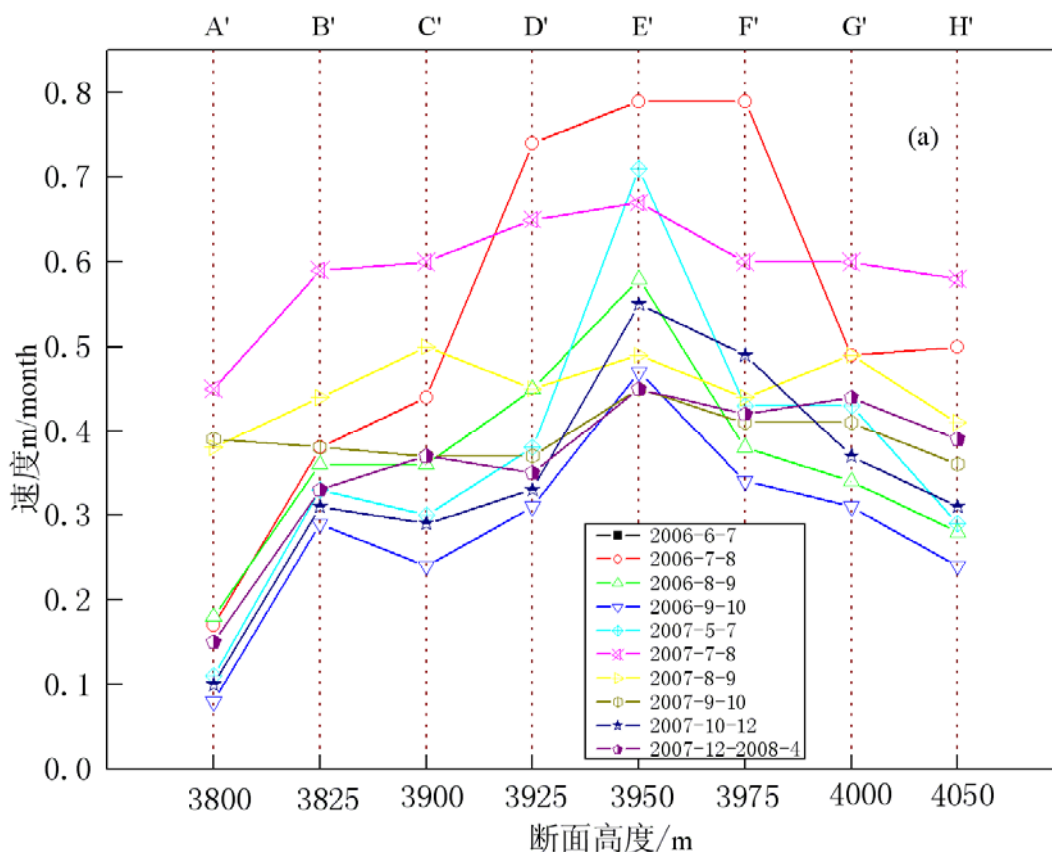
(a、b、c、d 分别代表春、夏、秋、冬)

Fig.4-3 Velocities of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River in spring (a), summer (b), autumn (c) and winter (d) of the year 2007

第三节 运动速度高度变化特征分析

在同时期内西支冰川的运动速度比东支冰川的大。东支冰川在历次观测中都表现出中间 E' 断面运动速度快，而两端运动速度低的现象。西支冰川的历次观测中基本上是中间 E 断面及最顶端的 L 断面的速度最大，而末端 A 断面与顶端的 G 或 H 断面速度较小。速度变化东、西支冰川表现出中间断面的速度变化大而两端断面的速度变化小（图 4-4）。

东西支冰川表现出中间断面运动速度较高而两端的断面运动速度较低，越靠近冰川的两端运动速度越低，但是在西支冰川海拔在 4100m 的 L 断面速度比海拔 4075m 的 H 断面速度快。在中间断面两边的断面上运动速度值表现出对称性：如东支冰川以海拔 3950m 的 E' 断面为中心两边的 H' 与 B' 断面；西支冰川以海拔 3975m 的 E 断面为中心两边的 C 与 G 断面，B 与 H 断面（图 4-5）。



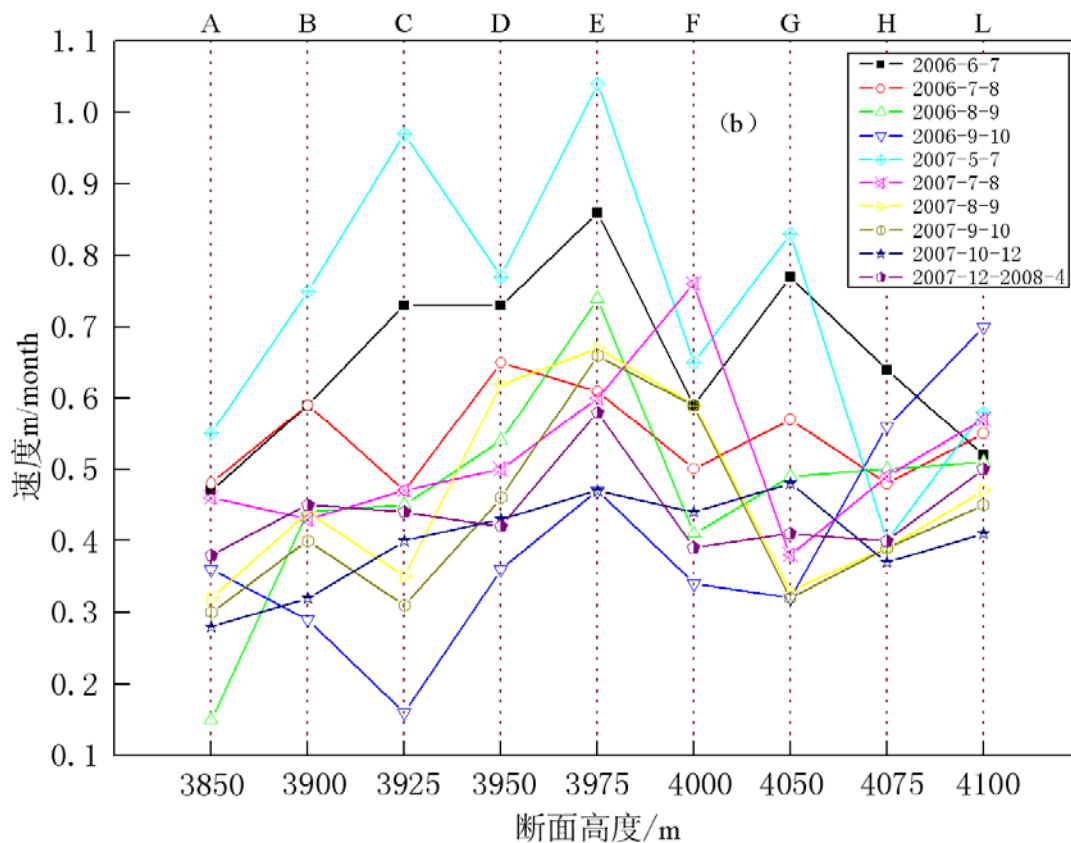
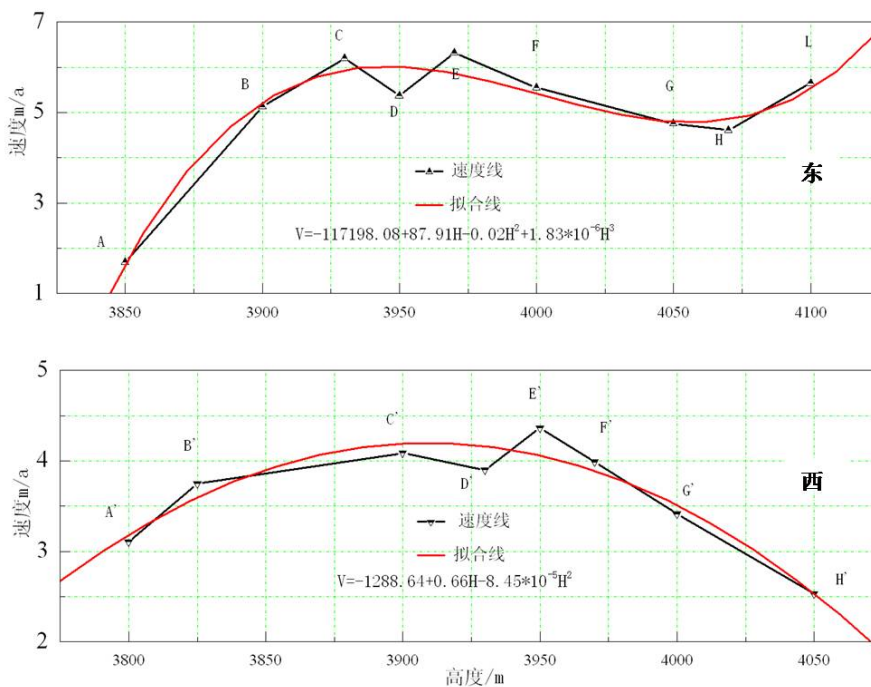


图 4-4 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 2006-2008 年逐月断面速度图

((a)为东支冰川, (b)为西支冰川)

Fig.4-4 Monthly Velocities of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River (2006-2008)

((a)the east branch; (b)the west branch)



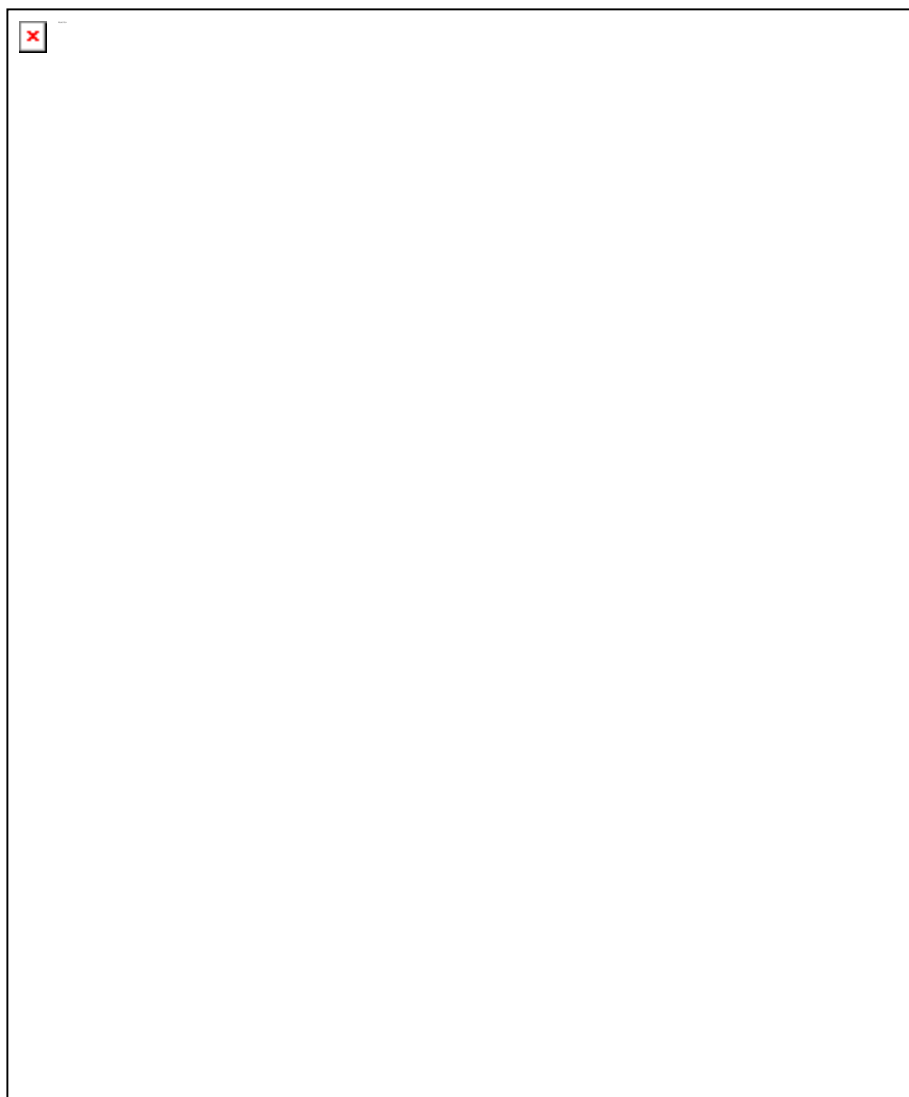


图 4-5 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 2006-2008 年不同断面总体平均

Fig.4-5 Different profiles average velocities of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River(2006-2008)

速度梯度能够很好的描述相邻断面点位的速度变化情况。根据 2006-2008 年总的观测数据,对同一断面上不同点位的运动速度值取平均得到该断面的平均运动速度值,在根据其距冰舌末端的距离与高度,计算得出不同断面沿距离与沿高度的速度梯度(表 4-2,表 4-3 所示)。

表 4-2 乌鲁木齐河源区 1 号冰川东支断面点位运动情况表

Table.4-2 The movement information of east branch Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

断面点位	速度/ cmd^{-1}	位置/m		速度梯度/ d^{-1}	
		距离	高度	距离	高度
A'	0.867	157	3800	0.2×10^{-4}	0.2×10^{-3}
B'	1.302	354	3825	-0.3×10^{-6}	-0.9×10^{-6}
C'	1.295	598	3900	0.7×10^{-5}	0.5×10^{-4}
D'	1.408	760	3925	0.2×10^{-4}	0.2×10^{-3}
E'	1.864	971	3950	-0.1×10^{-4}	-0.1×10^{-3}
F'	1.574	1173	3975	-0.8×10^{-5}	-0.6×10^{-4}
G'	1.425	1357	4000	-0.6×10^{-5}	-0.3×10^{-4}
H'	1.260	1630	4050		

距离为沿主流线距冰舌末端的距离

表 4-3 乌鲁木齐河源区 1 号冰川西支断面点位运动情况表

Table.4-3 The movement information of west branch Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

断面点位	速度 cmd^{-1}	位置/m		速度梯度/ d^{-1}	
		距离	高度	距离	高度
A	1.253	79	3850	0.2×10^{-4}	0.2×10^{-4}
B	1.568	206	3900	0.3×10^{-5}	0.7×10^{-5}
C	1.585	259	3925	0.1×10^{-4}	0.9×10^{-4}
D	1.829	458	3950	0.3×10^{-4}	0.2×10^{-3}
E	2.240	618	3975	-0.3×10^{-4}	-0.2×10^{-3}
F	1.754	788	4000	-0.9×10^{-5}	-0.3×10^{-4}
G	1.629	925	4050	-0.1×10^{-4}	-0.4×10^{-4}
H	1.537	1013	4075	0.4×10^{-4}	0.9×10^{-4}
L	1.755	1071	4100		

距离为沿主流线距冰舌末端的距离

从表 4-2、表 4-3 可以看出：总体上 2006-2008 年东西支冰川相邻点位运动速度差异很小，东西支冰川运动平稳。不论是沿距离还是沿高度，东西支冰川速度变化较大的部位都发生在冰川中部的相邻点位上，东支冰川 D'、E'、F' 断面；西支冰川 D、E、F 断面。相邻点位速度在高度梯度上比距离梯度上明显。东支冰川在 A'-B' 之前运动速度是增加的，B'-C' 断面运动速度减小，C'-E' 断面运动速度增加，在 E'-H' 断面运动速度是减小的；西支冰川在 A-D 断面之间运动速度是增加的，在 D-H 断面运动速度是减小的，H-L 断面之间运动速度增加。总体上表现出中间部位运动速度高而两端运动速度低。

第四节 运动速度动力学模式模拟

为了进一步讨论冰川表面运动速度的时空分布及成因，我们利用表面高程、厚度、长度及宽度等实测资料对 1 号冰川的表面速度进行了动力学模拟。采用的模式是近年来国际上通用的 SIA (Shallow Ice Approximation) 模式。

4.4.1 基本理论

依据动量守恒定律，及简单情况下只讨论冰川主流线上的物质运动，则冰川的每一点都可以将重力表达式为 (1)， τ 表示剪切应力，下标表示各个应力的方向。

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = -\rho g_x \quad (1)$$

另外有格伦流动定律与应变速度转化定律如下：

$$\dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (2) \quad \dot{\epsilon}_{xy} = A \tau^{n-1} \tau_{xy} \quad (3)$$

其中 u 为 x 方向上的速度， v 为 y 方向上的速度， A 为流变系数， ϵ 为应变变量。

综合公式 (1)、(2) 与 (3)，得到冰川运动速度计算公式：

$$u(y) = u_b + \frac{A}{2} (\rho g \sin \alpha)^3 \{ h^4 - y^4 \} \quad (4)$$

其中 y 为质点深度， u_b 为底部（变形）滑动速度， h 为冰川厚度。

1 号冰川为山岳型冰川，谷形基岩对冰川向下流动有一定阻滞作用，因此在

模拟冰川流动时需要在公式中加入形状因子 f ，通常 f 与冰川厚度和宽度的比有关 (Nye,1959)。公式 (4) 变为：

$$u(y) = u_b + f \frac{A}{2} (\rho g \sin \alpha)^3 \{h^4 - y^4\} \quad (5)$$

滑动因子 A 与冰川温度有关，在一定程度上影响模拟结果中的速度值。为了获得符合真实情况的 A 值，我们以实测运动速度作为率定参数的标准做了大量数值实验，并且在 1 号冰川不同海拔开挖 5 个温度探孔测量整个活动层的温度变化数据 (王仲祥等, 1985)。综合实测资料及实验结果， $A = 2.27 \times 10^{-17} \text{ Pa}^{-3} \text{ a}^{-1}$ 被选为最佳值进行模拟。

将 1 号冰川东支的厚度、坡度等实测参数及 A 引入公式 (5) 来计算速度，发现在冰川上部 (3980-4250m) 年运动速度的实测值与模拟值能够很好符合，而 3980 米以下的部分则模拟值明显小于实测值，平均差值在 2m/a 左右。以前的研究中发现 1 号冰川末端底部有滑动变形现象 (王仲祥等, 1985)，导致底部运动速度明显快于冰川上游部分。经开挖冰洞测量获得冰川底部温度略高于融点或非非常接近融点，并且底部有较厚的沙砾沉积层，在有溶水的情况下极易变形，因此获得结论：在 1 号冰川末端有底部运动发生，并且底部运动占整体运动的比重较大。滑动变形造成的冰川移动占整个冰川末端运动的 60%。随着大气温度上升 1 号冰川发生明显退缩，东西两支于 1993 年分离为两条独立的冰川。在速度观测期间，我们对冰川末端底部的温度及形态作了粗略同步观测，发现消融季节底部有融水流出，底部沙砾松散，冰川极有发生底部运动的可能。针对这种可能性，应用 Weertmen 滑动定律 (式 6) 将冰川滑动因素引入模式对冰川下游部分 (3750-3890m) 的年运动速度重新模拟，获得了令人满意的结果 (图 4-6)，我们对 1994-2006 的年运动速度进行了综合分析，发现底部运动占整个运动的 50% 左右。而且在海拔 3880m 以下，冰川运动速度在厚度、坡度等造成的运动基础上几乎均匀地增加了 2.5m/a。

$$u_b = A_s (\rho g \sin \alpha)^3 h^2 \quad (6)$$

其中 A_s 为滑动系数，经率定为 $A_s = 2.063 \times 10^{-13} \text{ m a}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ 。

4.4.2 速度的时间变化模拟与实测比较

对速度主要起作用的三个因素：厚度、坡度及形状因子中，厚度是最基本的影响因子，因为厚度的改变直接影响坡度与形状因子的变化。在年尺度内，厚度也是变化最活跃的因子，因此我们作了表面运动速度对厚度改变的敏感性实验。

1号冰川东支主流线上的厚度变化范围为0-134m。依据敏感性实验结果表明，冰川厚度增加或减少1m，表面运动速度的变幅将在30%-40%之间。量值上，变化主要发生在冰川中部3800-4050m之间，变化最大值小于0.4 m/a。比重上，冰川两端的变化最为明显，增加1m与减少1m分别造成超过45%与33%的变化。而冰川中部的变化幅度则介于3%-10%之间。

4.4.3 速度的高度变化模拟与实测比较

将1号冰川东支实际几何参数引入公式(5)，可以得到模拟的冰川表面及内部运动速度。将2006-2008年所测表面运动速度与模拟的数值进行比较(图4-6)，发现除海拔3800m左右的B'排花杆外，其它点都符合良好。充分证明冰川运动速度是冰川厚度、冰面坡度及冰川基岩形态等因素的综合作用结果(海拔3880m以下的模拟加入了冰川底部的滑动与变形分量)。

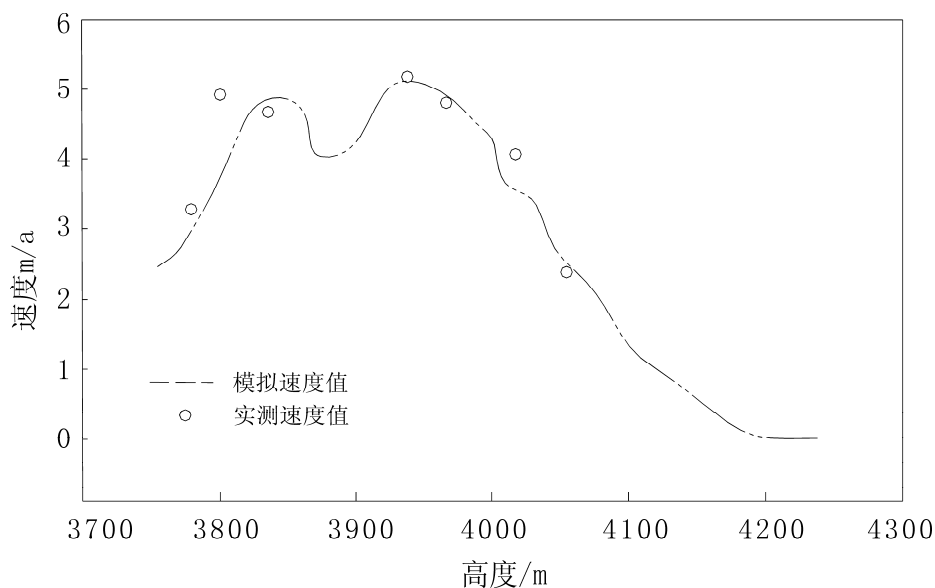


图 4-6 模拟与观测表面运动速度的比较

Fig. 4-6 The comparison between measured and simulated surface velocity

第五节 运动速度变化原因分析

由于速度的季节性变化主要发生在春末到夏末期间,因此我们把研究的重点放在7、8、9及10四个月。综合考虑冰川不同部分在不同季节积累与消融引起的可能厚度变化,以及夏季消融盛期冰川末端底部发生滑动变形等因素,界定了表面运动速度季节变化的理论范围(图4-7)。

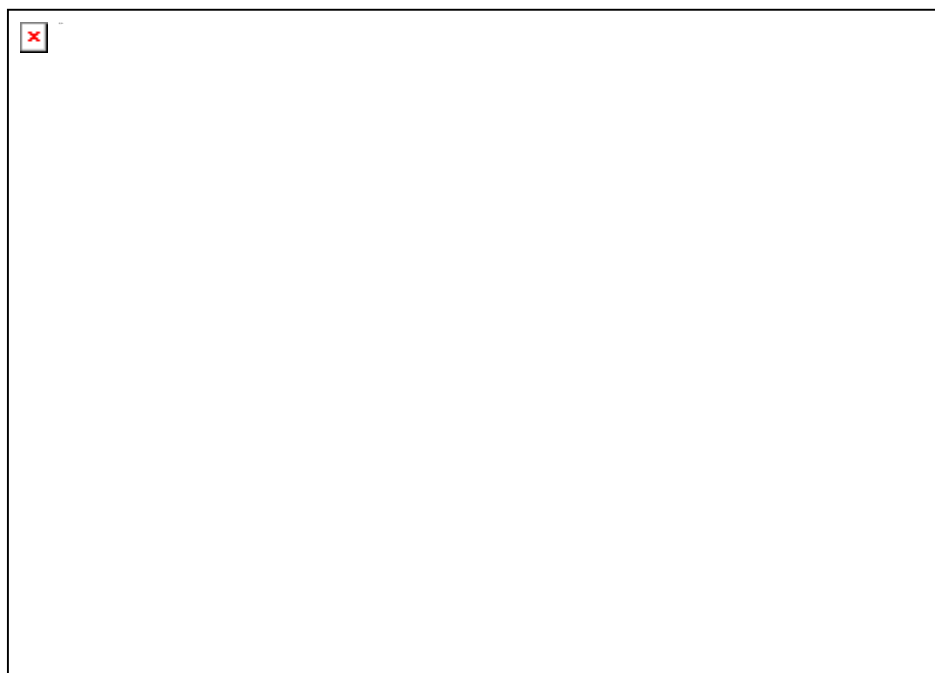


图 4-7 实测表面运动速度与其季节变化理论范围的比较

Fig. 4-7 Observed surface velocity and its theoretic limitation

可以看到3900 m以下的观测数据几乎都在理论变化范围以内,而此点以上则大部分都超出解释范围。说明冰川末端区域的运动速度季节性变化,主要是由于夏季强烈消融造成的厚度骤减及消融盛期底部滑动与变形造成,并且底部运动是相当重要的因素。

3900m以上各点速度变化幅度大,其成因较为复杂。冰川在消融期由于地形不同导致消融程度不同,造成流动方向不断有不同程度的改变。这种情况下,若冰川流动的主要影响因素是厚度与坡度,则会使运动速度在短期内有较大幅度的变化。而公式模拟的表面运动速度是沿冰川主流线的一维流速,只反映沿主流线方向的速度分量,这很可能是观测速度变幅大于模拟界限的原因之一。另外,依据在冰川实地测量的经验,该海拔以上的冰川表面出现连续起伏变化,造成坡度陡缓交替,多数点在夏初仍然有降雪沉积,这些因素造成冰川在消融与沉积共同

作用的过程中出现倾斜或类似状况，使观测结果存在除仪器误差外的其它误差。由于月观测的运动速度量值仅在几厘米到十几厘米之间，误差对观测结果来说有一定影响。

物质平衡积累量减小导致纵向应力的变化，纵向应力减小会导致冰体运动减速，反之则加速。季节降水对冰川物质平衡积累为负作用而对冰川的消融是正面作用，同样季节的气温对冰川物质平衡影响为负，但对冰川的径流融化有积极的影响，高温导致冰川消融加剧从而产生大的冰川径流，因此一定程度上季节性的气温控制着冰川物质平衡的改变。伴随着气温的升高与降水的增多 1 号冰川消融大于积累。从而影响着整个冰川的运动速度改变（图 4-8，4-9）。1 号冰川东西支的积累区差异较大，东支冰川明显大于西支，物质积累量的差异造成东西支冰川运动速度的差别。

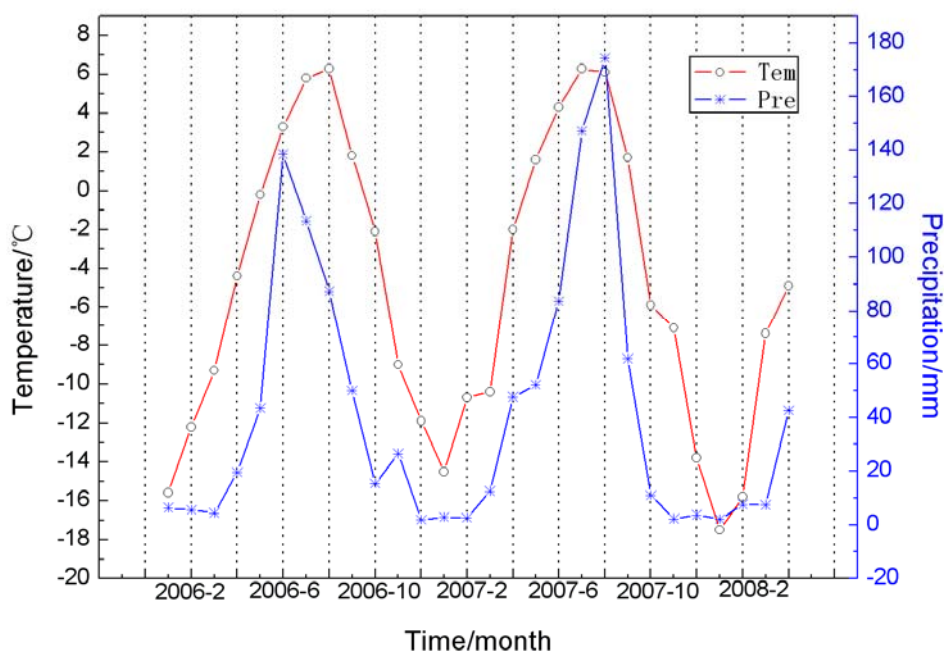


图 4-8 乌鲁木齐河源大西沟气象站气温降水图

Fig. 4-8 Temperature and precipitation of DaXi-gou meteorologic station at the head water of Urumqi River(2006-2008)

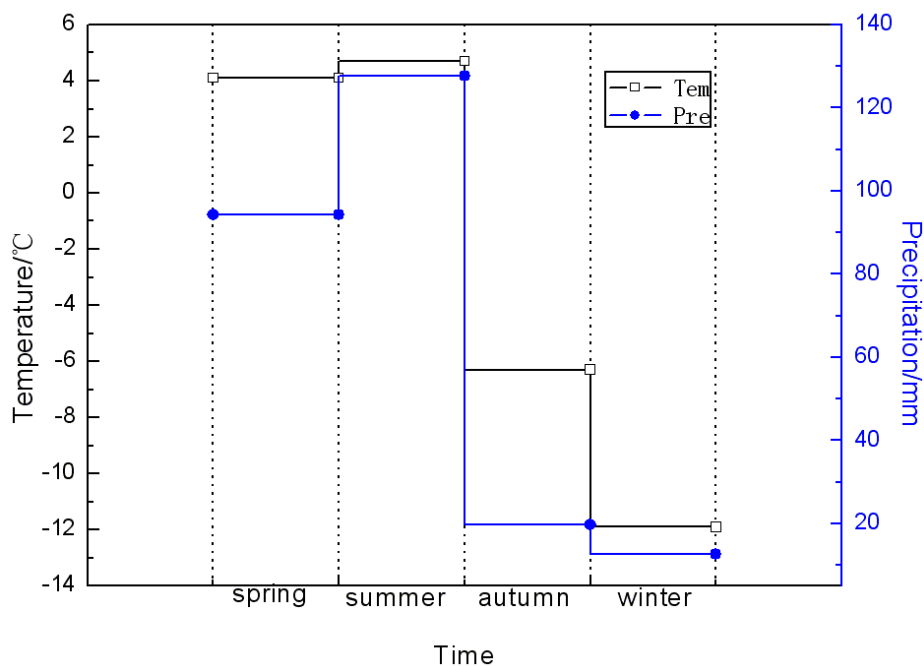


图 4-9 乌鲁木齐大西沟气象站 2007 年四季气温降水图

Fig.4-9 Seasonal temperature and precipitation (2007) of DaXi-gou meteorologic station

1 号冰川的雷达测厚显示，冰体厚度最大值发育于冰川中部趋于主流线附近，东、西两支冰川冰体分布总体呈现中部深厚，上下两端减薄的格局(孙波等，2003)。这样的冰体厚度分布特征造成了冰川在中间部位所受到的重力作用大，而两边小，所以运动速度在不同高度断面面上表现出靠近中间位置速度快而两边速度慢（图 4-10）。

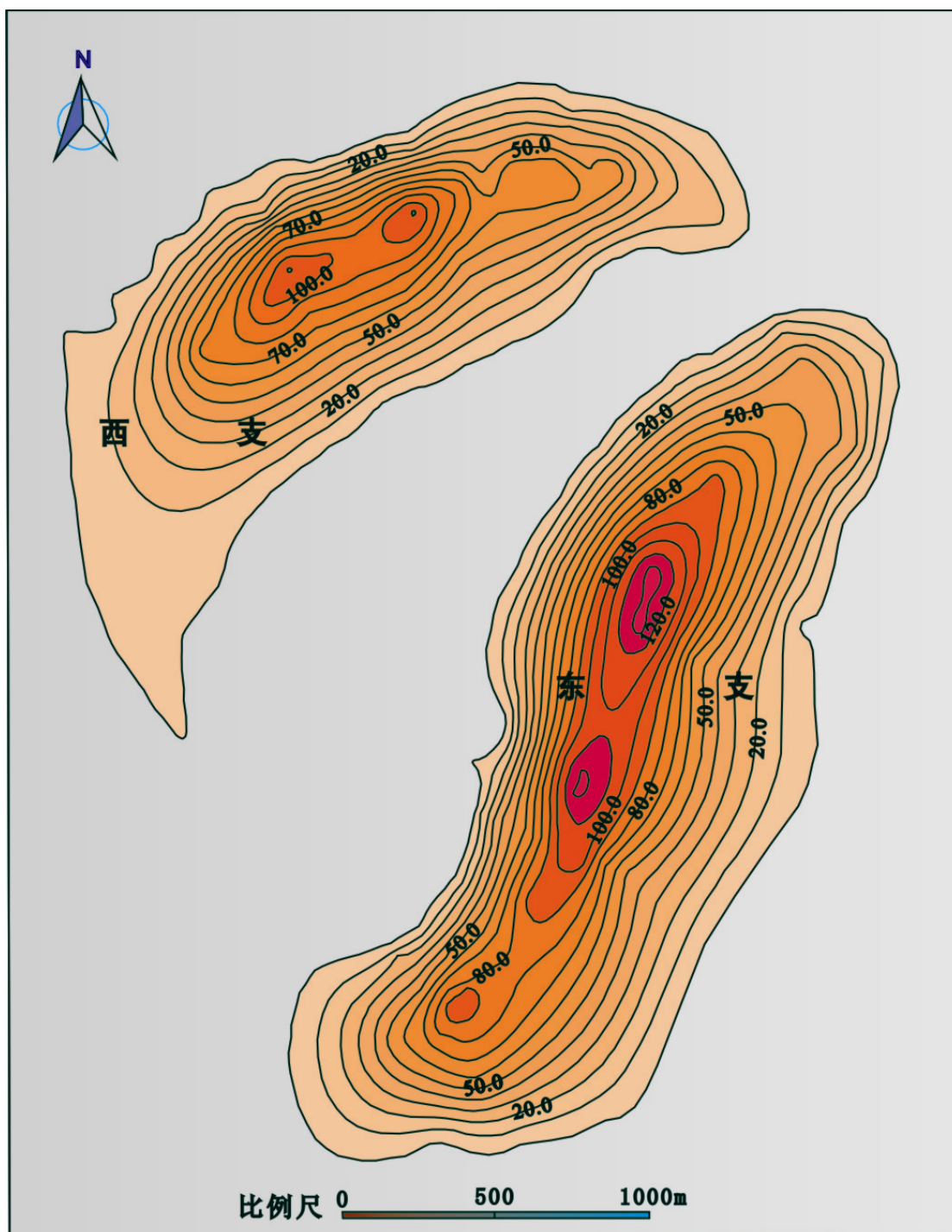


图 4-10 乌鲁木齐河源 1 号冰川厚度分布图

Fig. 4-10 Thickness distribution of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

冰面运动速度与冰面坡度的 3 次方成正比。总体上西支冰川较陡，平均坡度为 20.2 度，而东支冰川相对平坦，平均坡度为 10.7 度（图 4-11）。西支冰川的冰面坡度起伏较大从冰舌末端到 C 剖面位置是陡峭的冰坎，从 C 剖面至 G 剖面冰

面平坦，而 G 剖面以上又是陡壁。而东支冰川冰面坡度变化平稳没有大的起伏。因此西支冰川运动速度沿高度剖面变化复杂，除了中间 E 剖面出现运动速度的最大值外，下部的 C 剖面与上部的 L 剖面运动速度也比较大。

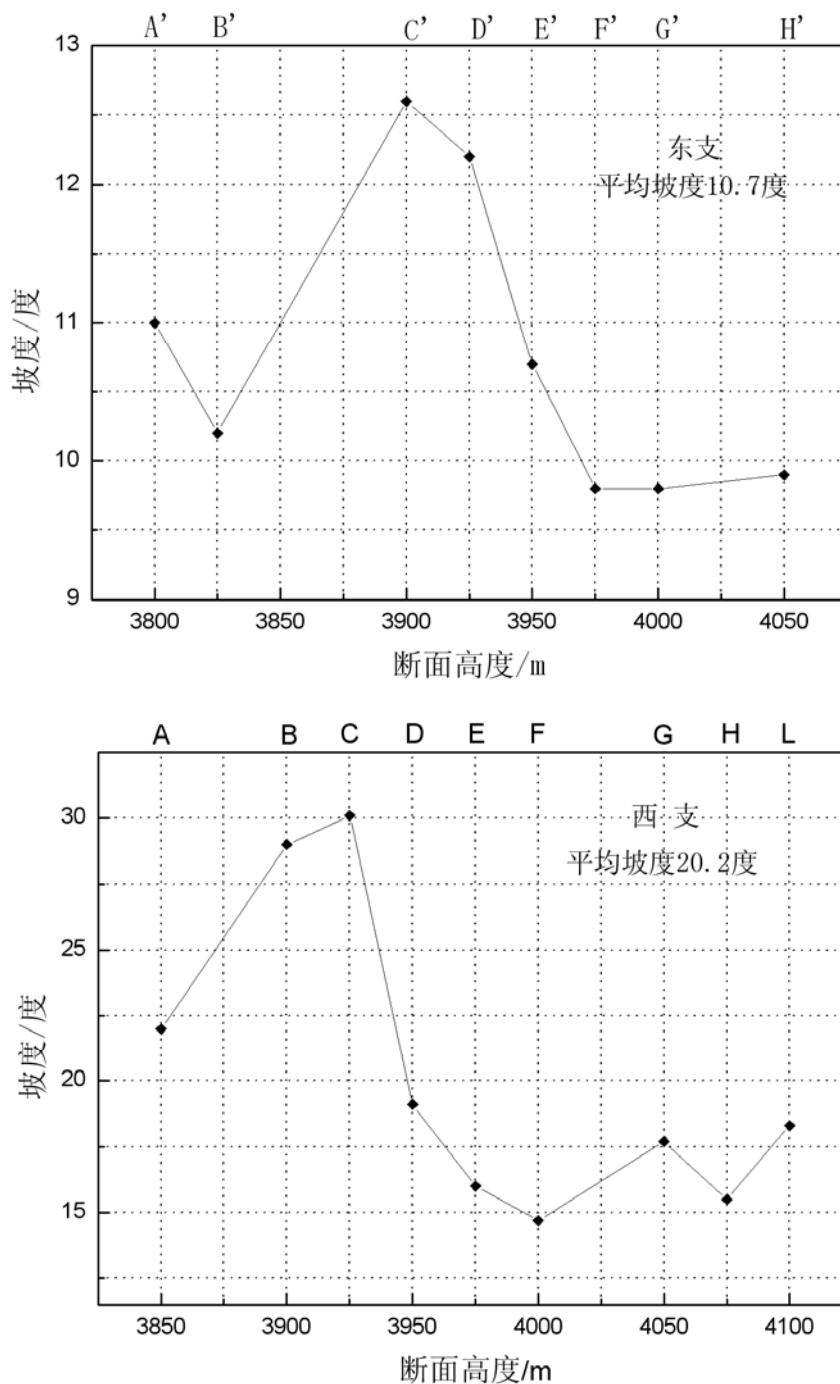


图 4-11 乌鲁木齐河源 1 号冰川坡度变化图

Fig. 4-11 Slope change of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

第六节 本章结论

通过系统的分析1号冰川2006-2008年的速度变化特征结合冰川动力学的模拟研究发现了速度变化在时间-空间上的分布特征与原因。

4.6.1 时间变化上

2006-2008年同月份西支冰川速度值的分布范围比东支大,运动速度大的月份(5、6、7、8)中,速度的变化幅度也较大,而运动速度小的月份(9、10、11、12)速度的变化幅度也相对较小。总体上月间运动速度的变化幅度西支冰川是东支冰川的1.6倍。东西支冰川逐月间的运动速度表现出很好的规律一致性,东西支冰川月间运动速度大体同方向变化。5-7月份内运动速度值最大,从7月份开始运动速度值开始减小,东支冰川9月份以后运动速度值开始缓慢增大而西支冰川12月份以后速度值开始回升。总体上西支冰川运动速度是东支冰川的1.2倍。其原因是冰川厚度的改变的结果。

4.6.2 高度变化上

2006-2008年总体上东西支冰川表现出中间断面运动快而两端断面速度慢,越靠近冰体两端运动速度越低,但是西支冰川最上端断面速度是增大的。冰川以中间断面为中心两端断面的运动速度值表现出对称性分布的特点。在同一断面上,冰川表面运动速度从中间向两侧逐渐减小。原因是冰川厚度、冰面坡度及冰川基岩形态等综合作用的结果。

第五章 1号冰川 GPS-RTK 地形图测绘

第一节 GPS-RTK 基本理论

GPS 定位技术给传统的工程测绘（光学法）带来了彻底性的革命，它具有操作简单、定位精度高、不受天气和通视条件的限制等特点，受到了测绘行业的青睐（张孝军等，2005）。差分 GPS 作为一种有效获得实时（或后处理）高精度点位的动态测量手段，已日趋发展成熟（韩京辉等，2008）。特别是 RTK（Real Time Kinematic）实时定位技术，因其快捷、直观、定位精度高、实时性强、自动化程度高、点位误差不积累等优点（余小龙等，2007），从而具有能够实时知道定位精度，操作方便快捷；快速施测碎部的地形地貌，并能数字成图等优势，大大减轻了劳动强度，提高工作效率，在陆地地形图测量，特别是在大中比例尺地形图测量中具有广阔的前景（王广运等，1997）。

5.1.1 RTK 定位技术的工作原理

RTK 定位技术是基于载波相位观测值的实时动态定位技术，它能够实时地提供测站点在指定坐标系中的三维定位结果，并达到厘米级精度。在 RTK 作业模式下，基准站通过数据链将其观测值和测站坐标信息一起传送给流动站。流动站不仅通过数据链接收来自基准站的数据，还要采集 GPS 观测数据，并在系统内组成差分观测值进行实时处理。流动站可处于静止状态，也可处于运动状态。RTK 技术的关键在于数据处理技术和数据传输技术。

RTK 系统由基准站、流动站和数据链组成，建立无线数据通讯是实时动态测量的保证其原理是取点位精度较高的首级控制点作为基准点，安置一台接收机作为参考站，对卫星进行连续观测，流动站上的接收机在接收卫星信号的同时，通过无线电传输设备接收基准站上的观测数据，流动站上的计算机（手簿）根据相对定位的原理实时计算显示出流动站的三维坐标和测量精度。这样用户就可以实时监测待测点的数据观测质量和基线解算结果的收敛情况，根据测点的精度指标，确定观测时间，从而减少冗余观测，提高工作效率。

5.1.2 RTK 技术的测量速度

RTK 技术的测量速度主要由初始化所需时间决定，初始化所需时间又由接收机的性能、接收卫星的数量和质量、RTK 数据链传输质量等因素决定，快速解算技术越先进，在一定的高度角下接收到的卫星数量越多、质量越好，RTK

数据链传输质量越高，初始化所需时间就越短。在良好的环境条件下，RTK 初始化所需时间一般为几秒；在不良环境条件下（尚满足 RTK 基本工作条件），技术先进的接收机也需要几分钟到十几分钟，而技术性能较差的接收机则很难完成初始化工作。

5.1.3 RTK 测量的基本条件

RTK 作业前要进行严格的卫星预报，选取 PDOP<6，卫星数>6 的时间窗口。卫星预报表的有效期以 20 天为宜，当超过 20 天时，应重新采集一组新的概略星历进行预报。RTK 作业的基本条件要求见表 5-1。此外由于 RTK 数据链路的传播限制和定位精度要求，RTK 测量一般不超过 10km。

表 5-1 RTK 观测的基本条件要求

Table5-1. Basic conditions for RTK surveying

观测窗口状态	卫星数	卫星高度角	PDOP 值
良好	≥ 5	$\geq 20^\circ$	≤ 5
勉强可用	4	$\geq 15^\circ$	≤ 8
避免观测	4	$\geq 15^\circ$	≥ 8
不能观测	≤ 3	— —	— —

第二节 WGS84 坐标系与 BJ54 坐标系的转换

GPS-RTK 测量是在 WGS-84 坐标系中进行的，而我国现行广泛使用的是北京 54 坐标（基本参数见表 5-2），这之间存在坐标转换的问题。GPS 静态测量中，坐标转换是在事后处理时进行的。而 GPS-RTK 是用于实时测量的，要求立即给出当地的坐标。坐标转换的必要条件是：至少 3 个以上的大地点分别有 WGS-84 地心坐标和北京 54 坐标或独立坐标，利用参数转换模型求解转换参数（韩京辉等，2008）。

在计算转换参数时，要注意以下几点：

① 已知点最好选在测区四周及中心，均匀分布。能够有效的控制测区。如果选在测区的一端，应计算出满足给定的精度和控制的范围。切记不可从一端无限制地向另一端外推。

② 为了提高精度，最好选 3 个以上的点利用最小二乘法求解转换参数。为了

校验转换参数的精度和正确性，还可以选择几个点不参与计算，而代入公式起校验作用，经过校验满足要求的转换参数认为是可靠的。

表 5-2 WGS84 坐标系与北京 54 坐标系的基本几何参数

Tale5-2. Geometrical parameters of WGS84 and BJ54 reference frames

坐标系名 参数名称	WGS-84	1954 北京坐标系
长半轴 a (m)	6378137	6378245
短半轴 b(m)	6356752.3142	6356863.0188
扁率 α	1/298.257223563	1/298.3
第一偏心率平方 e^2	0.00669437999013	0.006693421622966
第二偏心率平方 e'^2	0.006739496742227	0.006738525414683

坐标转换求转换参数时应采用 3 点以上的两套坐标系成果，采用 Bursa-Wolf、Molodenyk 等经典、成熟的模型，使用 PowerADJ3.0、SKIpro2.3、TGO1.5 以上版本的通用 GPS 软件进行求解，也可自行编制求参数软件，经测试与鉴定后使用。转换参数时应采用三参、四参、五参、七参不同模型形式，视具体工作情况而定，但每次必须使用一组的全套参数进行转换。坐标转换参数不准确可影响到 2-3cm 左右 RTK 测量误差。

基本的参数转换方法为（何瑞栋，1993；孙维兵等，2003）：

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (N+H)\cos B\cos L \\ (N+H)\cos B\sin L \\ [N(1-e^2)+H]\sin B \end{bmatrix} \quad \text{为直角坐标系 } (X, Y, Z)^T \text{ 与大地坐标系 } (B, L, H)^T \text{ 的转}$$

换关系，其中 $N = a / \sqrt{1 - e^2 \sin^2 B}$ （ a 为椭球体的长半轴， e 为椭球体的第一偏心率）。平面坐标系中的参数转换为：

$$\begin{bmatrix} X_{54} \\ Y_{54} \\ Z_{54} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_{84} \\ Y_{84} \\ Z_{84} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} DX \\ DY \\ DZ \end{bmatrix} \quad (1)$$

$$\begin{bmatrix} X_{54} \\ Y_{54} \\ Z_{54} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_{84} \\ Y_{84} \\ Z_{84} \end{bmatrix} + K \begin{bmatrix} X_{84} \\ Y_{84} \\ Z_{84} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & \Omega_z & -\Omega_y \\ -\Omega_z & 0 & \Omega_x \\ \Omega_y & -\Omega_x & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_{84} \\ Y_{84} \\ Z_{84} \end{bmatrix} \quad (2)$$

第三节 测量数据采集与处理

为了满足1号冰川的科研工作需要,我们在2008年6月23日-7月1日对其进行了大比例尺(1:500)地形测绘工作。

5.3.1 资料准备

1号冰川测区的已知数据有从新疆维吾尔自治区测绘局购买的北京1954坐标系三角点数据: I等两个、II等1个(表5-3所示),1986年版1:50 000中等比例尺地形图与2008年6月22日GPS最新一周(461周)的Yuma星历数据(图5-1所示PODP预报)。

表5-3 乌鲁木齐河源区1号冰川周遍三角点

Table 5-3. Triangle points around Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

点名	等级	54X(m)	54Y(m)	高程(m)
5913	I等	4767227.65	15497109.45	4348.5
天格尔山	I等	4782840.07	15480282.38	4562.0
登爹克	II等	4763946.15	15489135.40	4089.3



图5-1 1号冰川测区卫星强度因子PDOP值

Fig.5-1 The PDOP value of Glacier No.1 surveying area

5.3.2 采用的仪器设备及软件

所用的仪器为易测 E650U 双频 GPS 三台（基准站一台、流动站两台），仪器的静态水平精度为 $\pm 3\text{mm}+1\text{ppm}$ 、静态垂直精度为 $\pm 5\text{mm}+1\text{ppm}$ 、动态水平精度为 $1\text{cm}+1\text{ppm}$ 、动态垂直精度为 $\pm 2\text{cm}+1\text{ppm}$ ，另外配备有 KTS442 型全站仪一台。

GPS 静态测量数据的处理采用 Landtop2.0 后处理软件，RTK 测量数据采集在 Windows CE 操作系统下应用 E650-R 软件，RTK 数据后处理采用 AutoCAD2007 与南方 Cass7.0。

5.3.3 外业数据采集

1. 控制点的设置及其精确坐标的解算

基准站的确定是进行 RTK 测量的关键，所以在选择时，应注意以下三点：首先，避免选择在无线电干扰强烈的区域；其次，基准站站点及数据链电台天线必须具有一定的对地相对高度；第三，为了防止数据链丢失及多路径效应的影响，周围无影响 GPS 信号的反射物（大面积水域、大型建筑物等）。

据此，我们在 1 号冰川对面的山脊上选择布设了 4 控制点：A、B、C、D（图 5-2 所示），其基线图 5-3 所示，观测时间大于 1.5h（GPS 测量规程，1995）。在 WGS84 坐标系统下进行基线解算和网平差，求出每个点精确的 WGS84 坐标（表 5-4 所示）。



图 5-2 乌鲁木齐河源区 1 号冰川测量控制点位

Fig.5-2 Surveying reference points of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

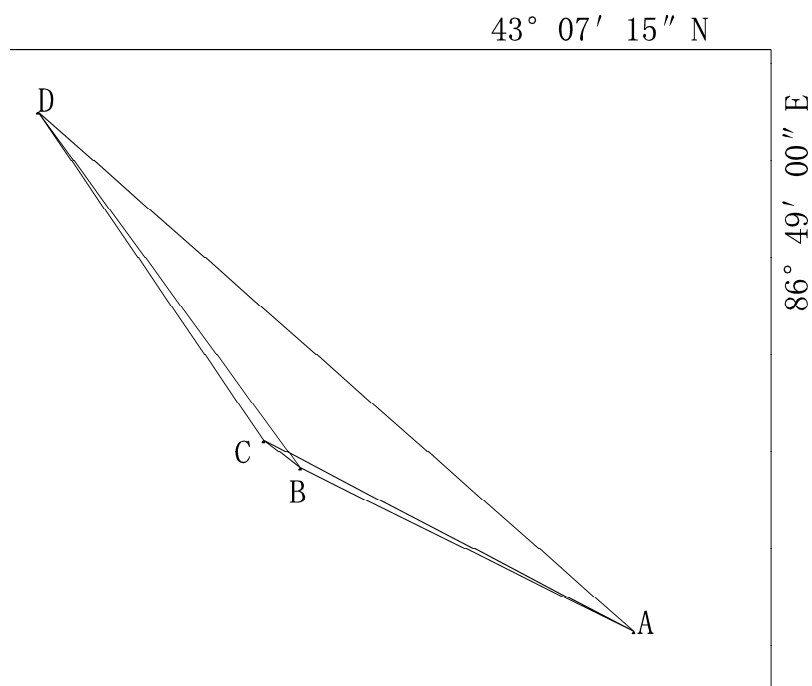


图 5-3 乌鲁木齐河源区 1 号冰川测量控制点基线

Fig.5-3 Surveying baseline of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

表 5-4 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 GPS 静态控制测量数据

Table 5-4. GPS static surveying points of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

点名	B (° ' ")	L (° ' ")	H (m)
A	43:07:08.514499N	86:48:57.413254E	3800.963
B	43:07:10.305107N	86:48:52.395279E	3830.048
C	43:07:10.610249N	86:48:51.844332E	3825.937
D	43:07:14.220009N	86:48:48.440004E	3868.586

2. 1 号冰川测区坐标转换

1 号冰川测区的中央子午线为 87° E ，基准纬度为 43° N ，坐标北移 0m、东移 500 000m，横轴墨卡托投影。由于 1 号冰川的测区面积不大，公共点数量少（少于 4 个），我们采用平面四参数法进行 WGS84 与北京 54 坐标之间的转换。二维模型被认为是一种非常实用的万能公式，（刘根友等，2003）。

$$\begin{cases} X_{54} = X_{84} \cdot a - Y_{84} \cdot b + c \\ Y_{54} = Y_{84} \cdot a + X_{84} \cdot b + d \end{cases} \quad (3)$$

a 、 b 、 c 、 d 为待定参数，其中 c 、 d 为平移参数，尺度因子 K 和旋转角度 Ω 可以由 a 、 b 计算：

$$\begin{cases} K = \sqrt{a^2 + b^2} \\ \Omega = \tan^{-1}(b/a) \end{cases} \quad (4)$$

经过误差评定与验证，在 20km 范围内的 X 轴坐标分量控制在 1cm 之内， Y 轴坐标分量差值，在 50km 的范围内保持在毫米级。

3. 碎步点数据采集

(1) 基准站的设置。在控制点上架设好 GPS 接收机和天线（图 5-4 所示），按照要求连接好一切连线后，打开 GPS 接收机。利用控制器手簿建立新任务，输入控制点的 WGS84 和北京 54 坐标，基准站 GPS 天线高等信息，并启动基准站。当接收机及电台均正常工作时断开控制器与接收机链路，将控制器手簿与流动站 GPS 接收机相连。通过控制器选择 RTK 测量方式，启动流动站，并开始工作。当流动站初始化后，首先检验基准站坐标及高程，误差在允许范围内即可开始碎步点的采集工作。



图 5-4 乌鲁木齐河源区 1 号冰川测量 GPS 基准站

Fig.5-4 GPS surveying fiducial station of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

(2) 流动站的碎步点数据采集。在启动流动站开始测量并进行定点校正工作后, RTK 接收机便可以实时得到地形点(图 5-5 所示), 在北京 54 坐标系下的三维坐标, 在测区内 1 号冰川及边沿目标依次进行数据采集, 并记录每个地物点的特征编码。对于地势平坦的冰川抹端主要按平行线等间距采集地形点, 流动站采点频率大约每 1min 左右, 采样点间距 10-20m, 线间距约 20-30m。对于冰面坡度相对较大, 高程变化大的区域采点间距约为 8-15m。最后共采集 GPS 点 1500 多个(测点分布图 5-6 所示)。



图 5-5 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 RTK 测量

Fig.5-5 GPS RTK surveying of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

(3) 全站仪采集碎步点。个别时段由于 GPS 卫星信号不好, 采用全站仪采点, 并且进行了部分 RTK 点与全站仪点的验证。由 GPS 控制点上进行全站仪的架设和定向。共测得地形点 300 个(测点分布图 5-6 所示)。

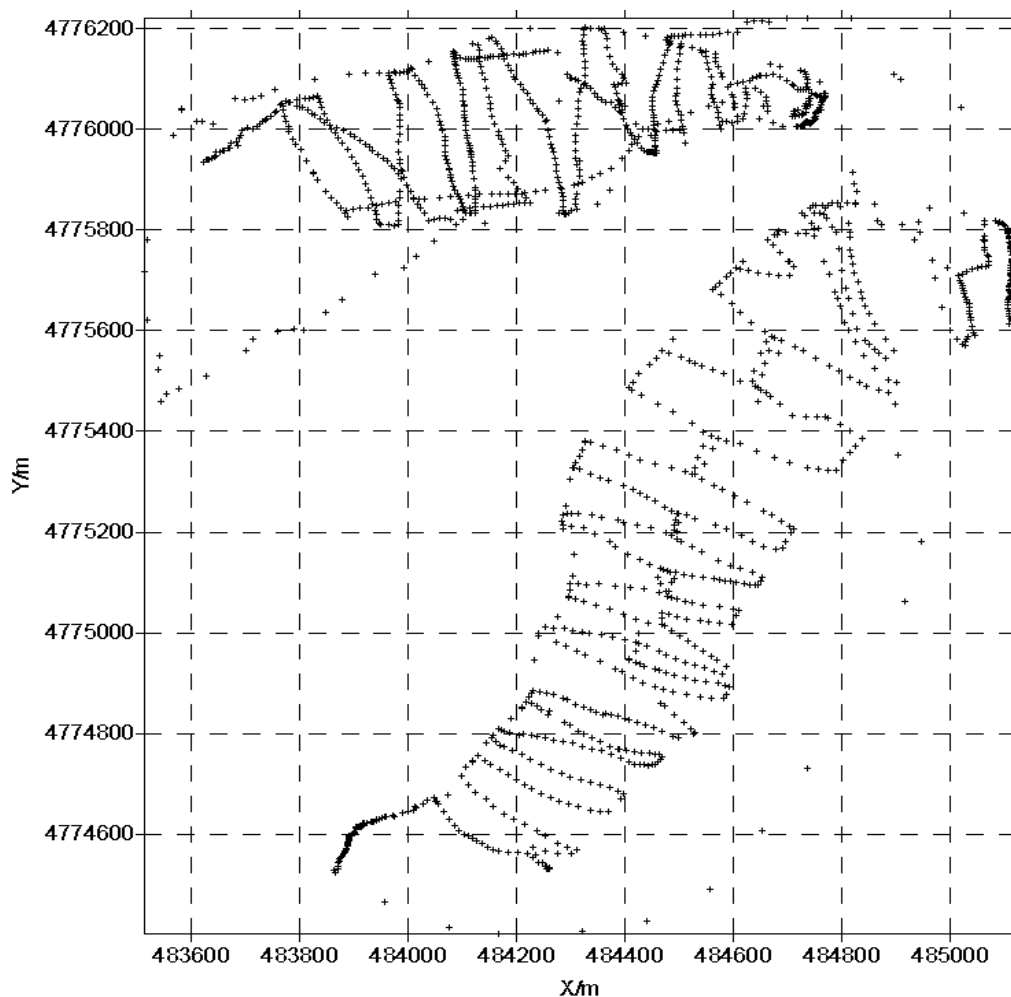


图 5-6 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 RTK 测量测点分布图

Fig.5-6 RTK surveying points distribution of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

5.3.4 外业数据检核

外业数据检核主要是对 GPS 数据进行检核。即在作业过程中设立一些临时测站点或检核点，然后用全站仪测出各点间边长与高差，将全站仪所测结果与 GPS 所测结果进行比对，我们在东支冰川检核了 3 条边（C1'-C3'、E1'-E3'、F1'-F3'）、西支冰川检核了两条边（C1-C3、F1-F3），（表 5-5 所示）。计算结果显示，全站仪结果与 GPS 测量结果最大偏差小于 1.00m，边长中误差小于 0.50m，高程中误差小于 0.20m，满足作业要求。

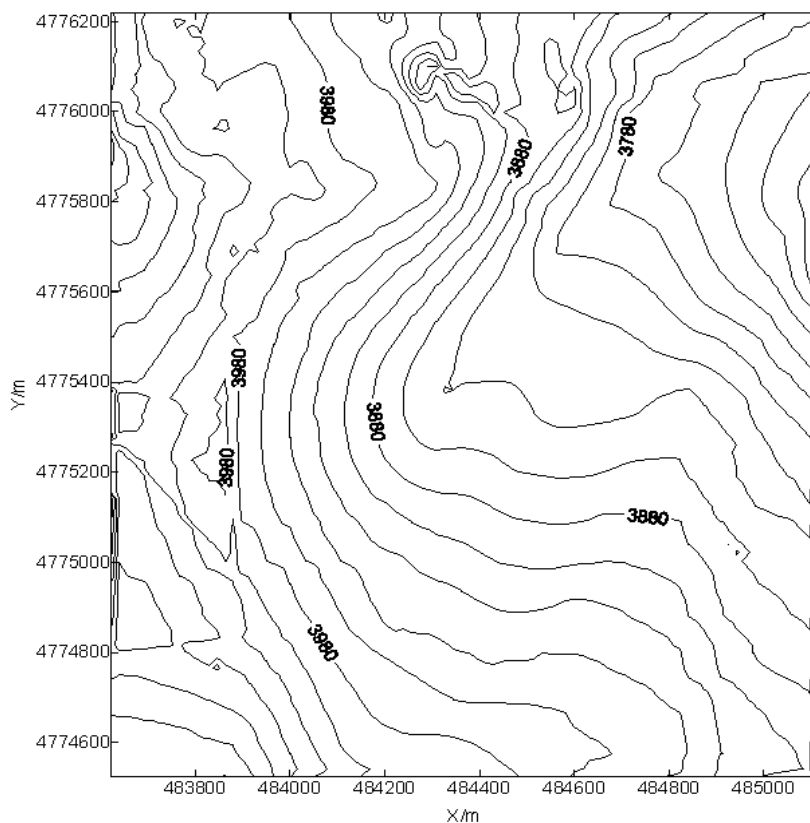
表 5-5 全站仪、GPS 结果比较表

Table5-5. The result comparison of total station and GPS

点边名	GPS		全站仪		ΔS (m)	ΔH (m)
	距离 (m)	高差 (m)	距离 (m)	高差 (m)		
C1'-C3'	286.80	+6.85	286.52	+6.43	+0.28	+0.42
E1'-E3'	259.09	-5.52	259.13	-5.54	-0.04	+0.02
F1'-F3'	259.17	-7.23	260.02	-7.17	-0.85	-0.06
C1-C3	86.91	-0.06	87.10	-0.11	-0.19	+0.05
F1-F3	243.77	-0.72	243.74	-0.71	+0.03	-0.01

5.3.5 内业数据处理及成图

按 1:500 地形图成图过程中, 由于部分区域点位采集密度较大, 生成等高线时会出现等高线交叉的现象。因此成图前按照适宜的密度剔除多余的测点。数据采集过程中的少数粗差点也予以剔除, 最终得到有效点位 1440 个。按 1:500 大比例尺成图, 等高线间距 10m, 得到地形图 (图 5-7 所示), 图中加入了北京 54 坐标系的框架, 北京 54 坐标间隔 200m。



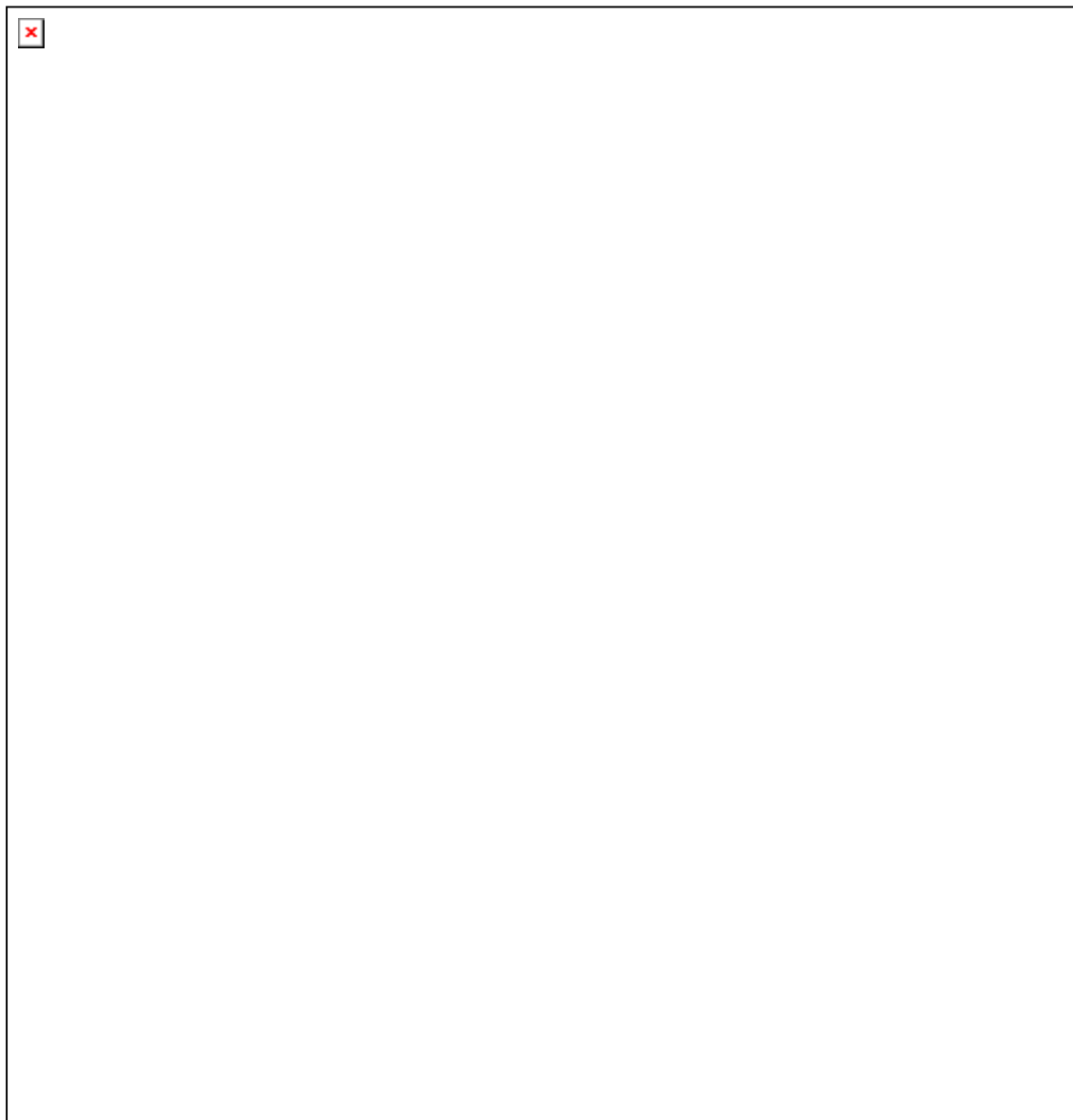


图 5-7 乌鲁木齐河源区 1 号冰川地形图

Fig.5-7 The map of Glacier No.1 at the head water of Urumqi River

第四节 本章结论

GPS-RTK 技术已经为测量界普遍地接受, 并受到越来越广泛的应用。冰川区的测绘由于地形与气候条件因素的影响, 应用相对较少。RTK 技术在 1 号冰川的成功应用对冰川学研究及特殊条件下的测绘工作是积极的促进。

在 1:500 冰川地形图测绘中, 采用“GPS-RTK+全站仪”模式进行数字化测绘。这种作业模式在小区域冰川区地形测绘中比较实用, 是一种先进、快速、经济的测量方法, 与传统的测量方法相比大大提高了工作效率, 节省了大量的人力物力。采用这种作业方式, 测量精度能够得到保证, 测量精度达到厘米级, 精度分布比较均匀。

除了应用全站仪校核测量精度外, 为了得到较好的精度, 建议流动站仪器在测前和测后在基准站测量记录几组数据, 以便校核流动站测量精度, 保证成果的可靠性和精确性。

卫星强度因子 PDOP 值对 RTK 的测量成果存在较大影响, 具体作业时应该及时查看最新的星历表, 星历更新不大于 20 天, PDOP 值不大于 2.5 为宜, 另外中午太阳黑子运动剧烈应尽量避免。合理安排作业时间非常重要。

第六章 结论与展望

第一节 主要结论

在乌鲁木齐河源区 1 号冰川我们开展了冰川运动速度的季节性变化研究并进行了 1 号冰川的大比例尺地形图测绘工作。对 1 号冰川的运动规律特征与时空分布有了新的认识，并且在冰川动力学模拟的基础上探讨了运动的机理。GPS-RTK 应用于 1 号冰川的成功测图为 1 号冰川的研究起到了积极的推动作用。总结本文的工作，得出主要结论如下：

(1) 时间变化上：2006-2008 年同月份西支冰川速度值的分布范围比东支大，运动速度大的月份（5、6、7、8）中，速度的变化幅度也较大，而运动速度小的月份（9、10、11、12）速度的变化幅度也相对较小。总体上月间运动速度的变化幅度西支冰川是东支冰川的 1.6 倍。东西支冰川逐月间的运动速度表现出很好的规律一致性，东西支冰川月间运动速度大体同方向变化。5-7 月份内运动速度值最大，从 7 月份开始运动速度值开始减小，东支冰川 9 月份以后运动速度值开始缓慢增大而西支冰川 12 月份以后速度值开始回升。总体上西支冰川运动速度是东支冰川的 1.2 倍。其原因是冰川厚度的改变的结果。

(2) 高度变化上：2006-2008 年总体上东西支冰川表现出中间断面运动快而两端断面速度慢，越靠近冰体两端运动速度越低，但是西支冰川最上端断面速度是增大的。冰川以中间断面为中心两端断面的运动速度值表现出对称性分布的特点。在同一断面上，冰川表面运动速度从中间向两侧逐渐减小。原因是冰川厚度、冰面坡度及冰川基岩形态等综合作用的结果。

(3) 在 1 号冰川 1:500 地形图测绘中，采用“GPS-RTK”模式进行数字化测绘获得成功。这种作业模式在小区域冰川区地形测绘中比较实用，是一种先进、快速、经济的测量方法，与传统的测量方法相比大大提高了工作效率，节省了大量的人力物力。采用这种作业方式，测量精度能够得到保证，测量精度达到厘米级，地位精度分布比较均匀。

第二节 研究展望

(1) 开展与冰川运动速度相关的全方位观测非常必要。冰川运动速度的研究并不仅需要冰川运动速度资料还需要与冰川运动相关的资料如冰川地形、冰川厚度、冰川物质平衡、气温降水等。然而很多冰川运动速度的研究中缺乏上述资料致使对冰川运动特征变化的分析不够全面,对冰川运动机理认识不能深入。因此,在冰川运动速度的深入研究中应该各方面综合研究。

(2) 冰川运动速度资料要保证其连续性、准确性。1号冰川运动速度资料相对连续、齐全但国内大多数冰川运动速度资料缺失严重,对系统性研究分析冰川运动造成困难。因此加强冰川运动速度资料的连续性观测记录非常重要,而数据的准确性是前提。

(3) 多种方法的组合应用在冰川运动监测中非常重要。不论是传统大地测量方法还是航空摄影测量及遥感技术等,都存在各自的优缺点,因此组合应用多种监测方法对于研究冰川运动大有裨益。

(4) GPS-RTK 技术在冰川地形测量中具有广泛的应用前景。RTK 的诸多优点对于冰川测绘是非常有利的,随着测绘技术的日异发展,精密仪器的不断研制与应用,必将为冰川地形的测绘工作起到积极的推动作用。

参考文献

- [1] Kääb A. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2005, **94**: 463-474.
- [2] Andrew L. J. Ford, Richard R. Forster, Ronald L. Bruhn. Ice surface velocity patterns on Seward Glacier, Alaska/Yukon, and their implications for regional tectonics in the Saint Elias Mountains[J]. *Annals of Glaciology*, 2003, **36**: 21-28.
- [3] Angelis. D, Skvarca P. Glacier surge after ice shelf collapse[J]. *Science*, 2003, **2009**: 1560-1562.
- [4] Almut Iken, Martin Truffer. The relationship between subglacial water pressure and velocity of Findelengletscher, Switzerland, during its advance and retreat[J]. *Journal of Glaciology*, 1997, **43**(144): 328-338.
- [5] Bernhard T. Rabus, Oliver Lang. Interannual surface velocity variations of Pine Island Glacier, West Antarctica[J]. *Annals of Glaciology*, 2003, **36**: 205-214.
- [6] Bindschadler R. A, Vornberger P, Blankenship D, *et al.* Surface velocity and mass balance of ice stream D and E, West Antarctica[J]. *Journal of Glaciology*, 1997, **42**: 461-475.
- [7] Bishop M. P. Global land ice measurements from space (GLIMS): Remote sensing and GIS investigations of the Earth's Cryosphere[J]. *Geocarto International*, 2004, **19**(2): 57-84.
- [8] Capra A, R Cefalo, S. Gandolfi, *et al.* Surface topography of Dome Concordia from Kinematic interferential GPS and bedrock topography[J]. *Annals of Glaciology*, 2000, **30**: 42-46.
- [9] Chen Jianming. Map of the Mt. Gongga Glacier, A Combination of Terrestrial and Aerial Photogrammetry[J]. *Annals of Glaciology*, 1986, **8**: 34-36.
- [10] Douglas I. Benn, Charles R. Warren, Ruth H. Mottra. Calving processes and the dynamics of calving glaciers.[J]. *Earth-Science Reviews*, 2007, **82**: 144-179.
- [11] Dennis R. Fatland, Graig S. Lingle, Martin Truffer. A surface motion survey of Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A.[J]. *Annals of Glaciology*, 2003, **36**: 29-36.

- [12] Dennis C. Trabant, Robert M. Krimmel, Keith A. Echelmeyer, *et al.* The slow advance of a calving glacier: Hubbard Glacier Alaska, U.S.A.[J]. *Annals of Glaciology*, 2003, **36**: 45-50.
- [13] E. Le Meur, C. Vincent. Monitoring of the Tacconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2006, **46**(1): 1-11.
- [14] Eric Rignot, Pannir Kanagaratnam. Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet[J]. *Science*, 2006, **311**(17): 986-990.
- [15] Hagen JO, Kohler J, Melvold K, *et al.* Glaciers in Svalbard: mass balance, runoff and freshwater flux[J]. *Polar Research*, 2003b, **22**(2): 145-159.
- [16] Hagen JO, Liestøl O, Roland E, *et al.* Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen [J]. *Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, 1993, **129**: 141-149.
- [17] Hamilton GS, Dowdeswell JA. Controls on glacier surging in Svalbard[J]. *Journal of Glaciology*, 1996, **42**: 157-168.
- [18] Huang Maohuan. The movement mechanisms of the Urumqi Glacier No.1, Tianshan Mts., China[J]. *Annals of Glaciology*, 1992, **16**: 39-44.
- [19] Jason F. Thomason, Neal R. Iverson. A laboratory study of ploughing and pore-pressure feedback: a velocity-weakening mechanism for soft glacier beds[J]. *Journal of Glaciology*, 2008, **54**(184): 169-181.
- [20] J. A. Dowdeswell, B. Unwin, D. J. Wingham. Velocity structure, flow instability and mass flux on a large Arctic ice cap from satellite radar interferometry.[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, **167**: 131-140.
- [21] Joughin I. R, Winebrenner D, Fahnestock M. Observations of ice-sheet motion in Greenland using satellite radar interferometry[J]. *Geophysical Research Letter*, 1995, **22**: 571-574.
- [22] Jiskoot H, Murray T, Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard[J]. *Journal of Glaciology*, 2000, **46**(154): 412-422.
- [23] Jing Xiaoping, Huang Maohuan, Chen Jianming, *et al.* Basal deformation of Urumqi Glacier No.1, Tianshan Mts., China[J]. *Annals of Glaciology*, 1992, **16**: 123-126.

- [24] Keith Echelmeyer, William D. Harrison, Jakobshavns Isbrae. West Greenland: Seasonal Variations in Velocity-or Lack Thereof[J]. *Journal of Glaciology*, 1990, **36**(122): 82-88.
- [25] King, M. L. Nguyen, R. Coleman *et al.* Strategies for high precision processing of GPS measurements with application to the Amery Ice Shelf, East Antarctica[J]. *GPS Solutions*, 2000,**4**(1): 2-12.
- [26] Krimmel, R. M. Photogrammetric data set, 1957-2000 and bathymetric measurements for Columbia Glacier, Alaska[R]. U.S. Geol.Surv. Water-Resour. Invest. R ep, 2001, **1**: 4061-4089.
- [27] Krabill W. B, Thomas R. H, Martin C. F, *et al.* Accuracy of Airborne Laser Altimetry over Greenland ice sheet[J]. *Remote Sensing*, 1995, **16**: 1211-1222.
- [28] Kieffer H. H. New eyes in the sky measure glaciers and ice shests[J]. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 2000, **81**(24): 265-271.
- [29] Louis Lliboutry. Velocities, strain rates, stress, crevassing and faulting on Glacier de Saint-Sorlin, French Alps, 1957-76[J]. *Journal of Glaciology*, 2002, **48**(160): 125-141.
- [30] Luca V, Christian V, Massimo F, *et al.* Space geodesy as a tool for measuring ice surface velocity in the Dome C region and along the ITASE traverse[J]. *Annals of Glaciology*, 2004, **39**: 402-408.
- [31] Meier M. F. Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. U.S. Geological Survey Profession Paper[R]. 1960: 351.
- [32] Nye J. F. The deformation of a glacier below an ice fall[J]. *Journal of Glaciology*, 1959(3): 387-408.
- [33] Nye J. F. The frequency response of glacier[J]. *Journal of Glaciology*, 1965, **5** (41): 567-687.
- [34] Nye J. F. The motion of ice shests and glaciers[J]. *Journal of Glaciology*, 1959, **3**(26): 493-507.
- [35] O. Neel S, Pfeffer W. T, Krimmel R, *et al.* Evolving force balance at Columbia Glacier, Alaska, during its rapid retreat[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2005, **110**: 292-308.

- [36] Robert H. Thomas. Tide-induced perturbations of glacier velocities[J]. *Global and Planetary Change*, 2007, **59**: 217-224.
- [37] Rignot E, Casassa G, Gogineni P, *et al.* Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B Ice Shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, **31**: 1029-1042.
- [38] Svendsen H, Beszczynska-Møller A, Hagen J. O, *et al.* The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard[J]. *Polar Research*, 2002, **21**(1): 133-166.
- [39] Stefano Urbini, Massimo Frezzotti, Stefano Gandolfi, *et al.* Historical behavior of Dome C and Talos Dome(East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements[J]. *Global and Planetary Change*, 2008, **60**: 577 -588.
- [40] Tabacco I. E, A. Passerini, F. Corbelli, *et al.* Determination of the surface and bed topography at Dome C, East Antarctica [J]. *Journal of Glaciology*, 1998, **44**(146): 185-191.
- [41] Paterson W. S. B. *The Physics of Glaciers*[M]. Beijing: Sciences Press, 1987: 37 -40.
- [42] Whillans I. M, Bindschadler R. A. Mass balance of ice stream B, west Antarctica [J]. *Annals of Glaciology*, 1988, **11**: 187-193.
- [43] Whillans I. M, Vander Veen, C. J. New and improved determinations of velocity of ice streams B and C, West Antarctica[J]. *Journal of Glaciology*, 1994, **39**: 483 -490.
- [44] W. Abdalati, W. B. Krabill. Calculation of Ice Velocities in the Jakobshavn Isbrae Area Using Airborne Laser Altimetry[J]. *Remote Sensing Environment*, 1999, **67**: 194-204.
- [45] Wang Wenying, Chen Jianming. Terrestrial Stereophotogrammetric Surveying and Mapping in the regions of Mt. Qomolangma and the Batura Glaier in Karakorum. *Proc. of Symp. on Qinghai-Xizang Plateau*[M]. Beijing: Science Press, 1981.
- [46] Zhang Shengkai, E Dongchen, Wangzemin, *et al.* Ice velocity from static GPS

- observations along the transect from Zhongshan station to Dome A, East Antarctica[J]. *Annals of Glaciology*, 2008, **48**: 113-118.
- [47] Zhang Shengkai, E Dongchen, Wang Zeming, *et al.* Surface topography around the summit of Dome A, Antarctica, from Real-Time Kinematic GPS[J]. *Journal of Glaciology*, 2007, **53**(180): 159-160.
- [48] 艾松涛, 鄂栋臣, 闫明, 等. 2005 年北极冰川首期 GPS 监测[J]. *极地研究*, 2006, **18**(1): 1-8.
- [49] 柏美祥, 陈松涛, 丁德祥, 等. 天山新构造[M]. 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选辑. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 1995: 35-42.
- [50] 陈建明. 我国冰川测量与制图进展[J]. *冰川冻土*, 1988, **10**(3):356-361.
- [51] 曹梅盛,李新,陈贤章,等. 冰冻圈遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2006.
- [52] 陈建明, 张怀义. 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究—巴托拉冰川流域地面立体摄影测量成图[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [53] 程晓, 李小文,邵芸, 等. 南极格罗夫山地区冰川运动规律 DISAR 遥感研究[J]. *科学通报*, 2006, **51**(17): 2062-2067.
- [54] 丁士俊, 彭文均. 南极格罗夫山地形图测绘[J]. *测绘通报*, 2001, **3**: 17-18.
- [55] 鄂栋臣, 张胜凯, 周春霞. 中国极地大地测量学十年回顾:1996-2006 年[J]. *地球科学进展*, 2007, **22**(8): 784-790.
- [56] 国家测绘局.《全球定位系统(GPS)测量型接收机检定规程》(CH8016-1995).
- [57] 黄茂桓, 孙作哲. 我国大陆性冰川运动的某些特征[J]. *冰川冻土*, 1982, **4**(2): 35-44.
- [58] 胡冰, 王景斌, 高振家, 等. 新疆大地构造的几个问题[J]. *地质学报*, 1964, **44**(2): 156-170.
- [59] 韩京辉, 张国起. GPS RTK 全球定位系统在工程勘察中的应用[J]. *西部探矿工程*, 2008, **1**: 94-95.
- [60] 何瑞栋. GPS 卫星导航仪中的 1954 年北京坐标系[J]. *导航*, 1993, **3**: 88-94.
- [61] 记克诚,曹伯勋,熊文俊来自冰川的构造信息[J]. *地质科学情报*, 1988, **7**(2): 21-25.
- [62] 刘潮海, 谢自楚, 久尔盖诺夫, 等. 天山冰川作用[M]. 北京: 科学出版社, 1998.

- [63] 井哲帆.气候变化背景下中国若干典型冰川的运动及其变化[D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 2007.
- [64] 井哲帆, 叶柏生, 焦克勤, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川表面运动特征分析[J]. 冰川冻土, 2002, **24**(5): 563-566.
- [65] 井哲帆, 姚檀栋, 王宁练. 普若岗日冰原表面运动特征观测研究进展[J]. 冰川冻土, 2003, **25**(3): 288-290.
- [66] 李慧林, 李忠勤, 沈永平, 等. 冰川动力学模式及其对中国冰川变化预测的适应性[J]. 冰川冻土, 2007, **29**(2): 201-208.
- [67] 刘根友, 朱耀仲, 朱才连. 一种 GPS 网与经典地面网坐标转换的新方法[J]. 工程勘察, 2003, **1**: 42-45.
- [68] 米德生. 天山乌鲁木齐河源冰川与水文研究—冰川和冰貌在地形图上表示方法的初步探讨[M]. 北京: 科学出版社, 1965.
- [69] 彭文均, 丁士俊, 陈春明. 后处理差分 GPS 在南极格罗夫山中小比例尺地形图测图中的应用[J]. 极地研究, 2001, **13**(4): 301-306.
- [70] 施雅风, 谢自楚. 中国现代冰川的基本特征[J]. 地理学报, 1964, **30**(3): 183-208.
- [71] 孙作哲, 陈要武, 张金华. 乌鲁木齐河源 1 号冰川表面运动速度[R]. 天山冰川站年报, 1980, **1**: 22-30.
- [72] 孙作哲, 陈要武, 尤根祥, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的运动特征[J]. 冰川冻土, 1985, **7**(1): 27-40.
- [73] 孙作哲, 陈要武, 张金华. 乌鲁木齐河源 1 号冰川表面运动速度[R]. 天山冰川站年报, 1980, **1**: 22-30.
- [74] 孙作哲. 喀喇昆仑山区的冰川运动速度测量[J]. 冰川冻土, 1979, **1**(2): 33-38.
- [75] 孙家柄, 霍东民, 孙朝辉. 极地记录冰川和达克尔克冰川流速的遥感监测研究[J]. 极地研究, 2001, **13**(2): 117-128.
- [76] 孙波, 河茂兵, 张鹏, 等. 天山 1 号冰川厚度和冰下地形探测与冰储量分析[J]. 极地研究, 2003, **15**(1): 35-44.
- [77] 孙维兵, 周山, 赵旭. GPS 动态 RTK 测量中 WGS-84 与本地坐标系转换程序的实现及应用[J]. 勘察科学技术, 2003, **3**: 51-53.

- [78] 王清华, 鄂栋臣, 陈春明, 等. 南极内陆考察沿线 GPS 高精度定位点测量结果分析[J]. 极地研究, 2001, **13**(2): 129-136.
- [79] 王一谋, 彭期龙, 冯毓荪. 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究—巴托拉冰川图地貌表示法[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [80] 王德瑜, 孙茂军, 梁生甫. 浅析 VirtuoZo 全数字摄影测量系统在 1:50 000 西部测图项目中的应用[J]. 青海国土经略, 2007, **5**: 27-29.
- [81] 王仲祥, 宋根还, 李纲. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川冰体流变的现场观测与试验研究[J]. 冰川冻土, 1985, **7**(2): 123-131.
- [82] 王广运, 李洪涛. 准载波相位差分 GPS 测量[J]. 导航, 1997, **35**(4): 59-62.
- [83] 徐绍铨, 鄂栋臣, 王生定. 南极纳尔逊群岛冰川运动监测[J]. 测绘信息与工程, 1988, **4**: 30-35.
- [84] 新疆地质局编写组. 中国天山特征地质构造特征[M]. 国际交流地质学术论文集. 北京: 地质出版社, 1978.
- [85] 闫明, 任贾文, 张占海, 等. 斯瓦尔巴群岛冰川学研究进展与我国北极冰川监测系统建设[J]. 极地研究, 2006, **18**(2): 137-147.
- [86] 余小龙, 胡学奎. GPS RTK 技术的优缺点及发展前景[J]. 测绘通报, 2007 **10**: 39-44.
- [87] 中国珠穆朗玛峰登山队科学考察队. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告[R]. 北京: 科学出版社, 1962.
- [88] 中国科学院西藏科学考察队. 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966-1968)现代冰川与地貌[R]. 北京: 科学出版社, 1975.
- [89] 张胜凯, 鄂栋臣, 闫利. 东南极格罗夫山 GPS 控制网的布设与数据处理[J]. 极地研究, 2006, **18**(2): 123-129.
- [90] 周春霞, 鄂栋臣, 廖明生. InSAR 用于南极测图的可行性研究[J]. 武汉大学学报: 信息科学版, 2004, **29**(7): 619-623.
- [91] 张孝军, 林云发. GPS RTK 技术的测量精度探讨[J]. 人民长江, 2005, **36**(10): 46-47.

个人简历

周在明，男，1980年1月出生，籍贯：山东淄博

教育背景：

2000年9月-2004年7月 山东理工大学建筑工程学院，测绘工程专业，获工学学士学位。

2006年9月-2007年7月 中国科学院研究生院学习。

2007年7月-今 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所·冰冻圈科学国家重点实验室，攻读硕士学位。

攻读硕士学位期间发表的学术论文

- (1)周在明, 李忠勤, 李慧林, 井哲帆. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川运动特征及其动力学模拟[J]. 冰川冻土, 2009, **31**(1): 55-61.

致谢

本文是在导师李忠勤研究员的悉心指导下完成的。从论文最初的选题、野外工作的实施、室内数据的处理，直到论文的最终定稿，导师李忠勤研究员都倾注了大量的心血与劳动。导师要求学生不仅要有敏锐的科学洞察力，还要有脚踏实地、勤勤恳恳的科研精神，同时提倡野外工作中的吃苦耐劳精神；并启发学生在科学研究中既要注重拓宽知识面，又要瞄准前沿研究方向领域，力争达到国际先进水平。导师对科学不懈追求的精神，严谨求实的治学态度，平易近人的学者风范，以及对学生严要求、高标准的授学方式，将是我永远学习的榜样和楷模，将永远激励我在以后的人生旅途中不断进取，永攀高峰。在论文完稿之际，我要向在生活、学习和工作中给予我帮助的导师李忠勤研究员致以最衷心的感谢！

本项研究是在天山站全体观测和研究人员的的大力帮助下完成的。在此对参加本项研究的每一个观测人员及项目组人员王飞腾，张坤，王文彬，赵淑惠，李慧林，王林，王璞玉，董志文，周平，金爽，王丽伟，曹敏等表示衷心感谢。

特别感谢叶佰生研究员，井哲帆副研究员，韩添丁副研究员，焦克勤副研究员，杨惠安高级工程师等天山站全体同仁，以及任贾文研究员，王宁练研究员，刘时银研究员，何元庆研究员，陈仁生研究员，秦翔副研究员等对我的支持和关心。在我硕士学习期间还得到了刘友存博士，李晶博士，上官冬辉博士，宋波博士以及西北师范大学的张明军教授，李静副教授，以及中国科学院昆明植物研究所的许建初研究员等的帮助，在此表示我衷心的感谢。

同时感谢研究生处蔡英老师，张明娟老师，刘晓东老师在我学习中的帮助与关心。

最后，感谢我的家人和朋友，是他们的关心、理解和支持给予了我学习上的动力和精神上的慰藉。

周在明

2009年4月于兰州