分类号	密级
UDC	编号

中国科学院研究生院

博士学位论文

新疆天山不同区域冰川变化观测事实与对比

<u>王文彬</u>

指导教师	李忠勤	研究员		
	中国科学院赛团	区旱区环境与工程	呈研究所	
申请学位级别_	博士	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	<u>2009年5月</u>	
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 observation and comparison in glaciers change at different regions in Tianshan Mountains, Xinjiang

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

For the Degree of **DOCTOR OF PHILOSOPHY**

Presented by Wang Wenbin

Accepted on the recommendation of **Prof. Li Zhongqin, Supervisor**

Sate key Laboratory of Cryosphere Science, CAREERI, 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和集体,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:_____ 日期:_____

导师签名:_____

目 录

摘	要i
Abs	stractiii
第	一章 绪 论1
	1.1 研究背景和研究意义1
	1.2 国内外研究进展 3
	1.3 研究区概况6
	1.4 冰川特征监测13
	1.5 本论文研究问题的提出 19
	1.6 研究思路和论文结构20
第	二章 乌鲁木齐河源1号冰川监测结果21
	2.1 乌鲁木齐河流域地理位置及流域景观 21
	2.2 乌鲁木齐河流域冰川分布及变化特征 22
	2.3 乌源1号冰川特征变化24
	2.4 乌鲁木齐河源区冰川径流变化35
	2.5 本章小结
第	三章 奎屯河哈希勒根 51 号冰川监测结果52
	3.1 奎屯河流域地理位置及流域景观 52
	3.2 奎屯河流域冰川分布及变化特征 52
	3.3 奎屯河哈希勒根 51 号冰川特征变化 54
	3.4 奎屯河将军庙水文站径流变化61
	3.5 本章小结64
第	四章 哈密庙尔沟冰帽监测结果66
	4.1 研究区概况 66
	4.2 监测资料来源67
	4.3 流域冰川分布及变化特征 67
	4.4 定位观测冰川
	4.5 庙尔沟一伊吾河流域冰川、气象、水文特征
	4.6 本章小结

第五章 青冰滩 72 号冰川监测结果 88
5.1 研究区概况
5.2 流域冰川分布特征90
5.3 典型冰川变化考察与实测 91
5.4. 冰川融水对河流径流的贡献 93
5.5 本章小结
第六章 不同区域冰川对比与讨论99
6.1 定位监测冰川比较
6.2 流域冰川比较107
6.3 论文总结114
第七章 存在问题与研究展望118
参考文献122
作者简历142
博士期间论文发表和参研项目143
致谢144

摘要

随着全球气候变化的加剧,作为气候敏感指示器的冰川响应十分明显,冰川 普遍退缩,与之相对应的河流的径流量随上游冰川覆盖度的不同也发生了明显变 化.以乌源1号冰川为依托,沿中国境内1700km的天山山脉从东到西建立了 庙尔沟冰帽、乌源1号冰川、哈希勒根51号冰川、青冰滩72号冰川四个定位、 半定位监测点,构成了较完整的天山山脉的监测网络.从整个观测网络来看,天 山山脉的降水和气温都呈增加状态,以冰川补给为主的大部分流域的径流量呈增 加趋势,也有部分河流出现了径流量减小或增量减小趋势.通过本文的研究工作 得出如下结论:

(1) 乌鲁木齐河源1号冰川、哈希勒根51号冰川、庙尔沟冰帽和青冰滩72 号冰川面积变化率分别为-0.36% a⁻¹, -0.31% a⁻¹, -0.19% a⁻¹, -0.54% a⁻¹. 四条监测冰川中,庙尔沟冰帽变幅最小,这是由于该冰川表面平坦坡度较小,它 在冰床上的运动并不是滑动而是蠕动,主要以冰变形为主.青冰滩72号冰川的面 积变化率最大,这是由于该冰川表碛覆盖,底部地形突变导致冰裂隙发育,且整 体厚度较薄,对气候变化的抵御能力较弱.

(2) 乌源 1 号冰川 1981 – 2006 年 25 a 间,积累区厚度有所减薄,但幅度 不是很大,显著变薄出现在消融区,说明冰川正处于由非稳定态向稳定态演化过 程的中期阶段.从冰川末端到海拔 3 910 m 处,减薄量逐渐降低,末端附近减薄 幅度达到 30 m 以上.哈密庙尔沟冰帽自 1981 年到 2007 年冰川明显减薄,上部 减薄幅度小于中下部,下部的减薄程度略大于上部减薄最大部位不在最下段而在 冰川横断面最窄处,4 300m 左右.哈密庙尔沟冰帽比较稳定,处于气候响应的 初级阶段,在今后相当长一段时期,该冰川的动力学响应还会继续下去.

(3) 乌源1号冰川东西支和哈希勒根51号冰川的表面最大运动速度都呈 减小趋势,这是由于冰川变薄,冰川重力的水平分量变小,导致其流速减小.

(4)评估乌鲁木齐河源区自 1959-2006 年气候因素和冰川融水对河流径流的影响. 在冰川作用区物质平衡数据和径流的增加是反相关的. 然而空冰斗的径流量则反映了降水和温度的关系. 对于冰川覆盖 18.5%的流域径流增加将近 29.6%, 达到 355.4×104 m³. 自 1959 到 2006 年的 48 年间, 计算乌鲁木齐河

i

1 号冰川水文断面的径流量得到径流量增加了 145.5×10⁴ m³ a⁻¹. 在 1985 年之 后径流量有了明显的增加,特别是在 1995 年之后,径流的增加主要由温度和降 水共同控制.

(5)奎屯河流域哈希勒根51号冰川, 1964—2006年的43年间末端共退缩了 84.5 m,平均每年退缩量为1.96 m a⁻¹,而1999—2006年度的年平均退缩量为 5.09 m a⁻¹,约为过去43年平均退缩量的2.6倍.2000年的测量面积比1981年减少了 0.083 km²,2006年的测量面积比2000年的测量面积减少了0.04 km²,后一时期 的冰川面积年变化率是前一时期的1.6倍.物质平衡整体处于亏损状态, 2005/2006年度较2004/2005年度的消融量大.冰川表面最大运动速度围绕在3.0 m a⁻¹ 波动,且略微有下降趋势,运动方向平行于主流线,运动速度最大部位在 平衡线附近.流域径流补给具有垂直地带性和多样性特点,径流主要以冰川融水 和雨水补给为主,年内分配极不均匀,高度集中于6-9月,年际变化相对稳定, 变幅小,多年实测径流值呈微弱增加趋势,自上世纪90年代后径流量与多年平均 径流量相比有所增加.

(6) 通过 2008 年 7-9 月的实地考察,得到托木尔峰青冰滩 72 号 2008 年比 1964 年冰川面积减少了 1.26 km²,长度缩短了 970 m,冰川末端退缩十 分严重,目前已退缩至 3 720 m处,观测期间冰川正在以每天 3-5 cm的速度急 速消融.在气温升高背景下,阿克苏河流域冰川变现为整体退缩状态,冰川变化 对水资源变化影响很显著.根据气象资料给出冰川水资源变化的长期变化趋势, 说明气温和降水都是影响冰川变化的因素,其中温度是主要影响因子,气温的升 高导致了冰川融水量的增加,加速了冰川的退缩.

关键词:冰川变化;物质平衡;监测网络;天山山脉

ii

Abstract

With the aggravation of global climate change, as a sensitive index of the climate, the response of glaciers is very obvious. The glaciers shrink generally, correspondingly, runoffs to those rivers have changed obviously with the different coverage of the upper reaches. Relying on the Urumqi Glacier No. 1, four positioning, semi-positioning monitoring points were established along the 1700Km of the Tianshan Mountains in Xinjiang territory from east to west, i.e., the Miaoergou ice cap, the Urumqi river glacier No.1, Haxilegen glacier No.51, Qingbingtan glacier No.72, constituting a more complete glaciers monitoring network of the Tianshan Mountains. From the whole observation network, the precipitation and temperature of the Tianshan Mountains are both increasing, most of the rivers runoff, which supply mainly from the glaciers, has the tendency of increasing, while some of the basins show the tendency of the decreasing or the downward trend in the increment. In this article, we draw some conclusions as followings:

- (1) Area changes Of the Urumqi River Basin, Glacier No. 1, Haxilegen glaciers No. 51, Miaoergou ice cap and Qingbingtan glacier No.72, were -0.36% a⁻¹, -0.31% a⁻¹, -0.19% a⁻¹, and -0.54% a⁻¹, respectively. Among the four monitored glaciers, the change scope of Miaoergou ice cap is the least, which is due to the smaller flat slope of ice surface, and its movement is not a sliding motility in the ice bed, but peristatic, the ice deformation is mainly. Qingbingtan glacier No.72, the biggest change in the rate of area, which dues to the glacial moraine table covered by glacial drift, the breaks of the bottom of mutations leading to the fracturing of ice, the whole thickness is thinning, weak resistance to climate change.
- (2) The thickness of the accumulation area of the Urumqi river Glacier No. 1 was reduced in the twenty-five years (1981-2006), though not in a significant extent, while the remarkable attenuation was located in the ablation area, which illuminated that the glacier was in the intermediate state between unstable state and stable state. Form the end of the glacier to the 3910 m altitude, the amount of the range of volume thinning lowers gradually, the extent of thickness reducing reaching to over 30m at the end of glacier. It is markedly thinning in Hami Miaoergou ice cap since 1981 to 2007, the thinning degree of upper is bigger than that of the lower segment of glaciers, but the maximum thinning degree of the glacier was located not in the lowest segment but the narrowest cross-section, about at 4300 m altitude. Hami Miaoergou ice cap is relatively stable, in the initial stage from the unstable situation to the stable situation, while in a long time to come, the dynamic response of the glaciers will continue.
- (3) The maximal surficial movement speed of both east and west branchs of the Urumqi river Glacier No. 1 and Haxilegen glacier No.51 take on decreasing state, which is due to the thinning of the glacier, the horizotal proportion of the gravity decreased, thus the speed of flowing is diminished.

- (4) Evaluate the influence of the climate and decrease of the glacier volume and area in the Headwaters of the Urumqi River between 1959 and 2006 on the river runoff. The mass balance data in the glaciation zone is opposite to the increase of the river runoff. While the Empty Cirque Hydro-meteorological Station runoff reflects the relationship between precipitation and temperature, 18.5 percent coverage for the glacier runoff in the basin increased almost 29.6%, about 355.4 × 104 m³. For 48 years from 1959 to 2006, Calculating Glacier No. 1 at Urumqi River hydrology section shows that the runoff amount increased by 145.5×10⁴ m³ a⁻¹. Since 1985, the runoff has increased remarkably, especially after 1995, the increased runoff is controlled by both precipitation and temperature.
- (5) Glacier No.51 in Kuitun River region, retreated 84.5m in 43 years (from 1964 to 2006), the average annual retreat was 1.96 m a⁻¹, while during 1999 and 2006, the average annual retreat was 5.09 m a⁻¹, about 2.6 times of the average retreat of the past 43 years. Compared the measurement area of 2000 to 1981, found that the measurement area decreased 0.083 km², compared 2000, the measured ice in 2006 decreased 0.04 km². Changes of the latter period in the glacier area was 1.6 times the previous period, the whole mass balance was in a loss state, and the runoff of the glacier was much heavier in 2005/2006 and 2004/2005. The largest glacier surface flow speed fluctuates around 3.0 m a⁻¹, and has a slight downward trend, the direction of movement parallel to the mainstream line, and the largest speed area located around the balance line. The supply of the basin runoff has the characteristic of the vertical zone and diversity. Precipitation and glacial melt water are the most basic complement of the runoff, and it has guite inequitable division, highly concentrated during June to September, annual changes are relatively stable, withing small amplitude. The runoff of many years measured has a slight increasing trend in value, the runoff has increased contrast to the annual average since 1990s.
- (6) Through the fieldwork in July-september of 2008, compared with 1964, Tuomuer Qingbingtan glacier No.72 has a decrease of 1.26 km² in 2008, length shortened 970m, and the shrinkage of the terminal of glaciers is extraordinary severe, presently, it has retreated to 3720 m a.s.l, during the observation, the glaciers melt sharply at a rate of 3-5cm per day. In the context of the climate warming, Aksu River basin takes on an overall shrinking state. The glacial changes have great influence on water resources. Climatelogical data has illustrated the long-term tendency of the changes of the glacier water, which shows that both temperature and precipitation are the factors leading the changes of glaciers, temperature is main factor, the runoff of glaciers is increasing with the temperature warming, and thus aggravate the shrinkage of the glaciers.

Key words: Glacier change; mass balance; monitoring network; Tianshan Mountains

第一章 绪 论

1.1 研究背景和研究意义

"冰冻圈"是指地球表层由山地冰川、极地冰盖、积雪、冻土、海冰等固态 水组成的圈层,由于其对气候的高度敏感性和重要的反馈作用而倍受关注,从而 与大气圈、水圈、岩石圈(陆地表层)、生物圈一起被认为是影响气候系统的五 大圈层.我国冰冻圈的主体为冰川、冻土和积雪,分布范围广泛,不仅有重要的 气候效应,还是维系干旱区绿洲经济发展和确保寒区生态系统稳定的重要水源保 障.受气候变化的影响,全球冰冻圈发生了显著变化,冰冻圈变化的气候效应、 环境效应、资源效应和生态效应在我国日趋显著,冰冻圈的未来变化势必对西部 生态与环境安全和水资源持续利用产生广泛和深刻的影响(姚檀栋等,2004).目 前,冰冻圈变化及其影响研究正受到前所未有的重视,已成为国际气候系统及全 球变化研究中最活跃的领域之一.

冰川对气候变化反映敏感,是冰冻圈重要组成因素之一.目前地球表面的 11%为冰川和永久性积雪所覆盖,以冰川、积雪和冻土为主体的冰冻圈对气候变 化有最敏感的反应和强烈的反馈作用,而冰冻圈的变化将对全球环境产生深刻的 影响.冰川和冰盖储存着世界淡水资源的 68.7%.冰川内还包含丰富的高分辨 率气候、环境演化信息.20 世纪以来随着气候变暖,全球多数山岳冰川出现退 缩,最近 20a 这一退缩又出现了加速的趋势(Hacberli W, 2000; Mark B D, 2004), 冰川加速消融,对全球水循环产生了深刻影响.在 20 世纪 10~15cm 的海平面上 升中,山岳冰川融水径流的贡献达到了 20%~50% (Raper S C B, 2005; Dyurgerov M B, 2007; Kuhn M., 2003).由气候变化引起的冰川径流变化直接 影响到干旱区社会经济的稳定和发展.冰川的加速退缩在中国亦十分显著(姚檀 栋, 2004; 李忠勤, 2003),尤其在西北部,表现为冰川融水径流剧增,冰川面 积缩小,末端后退,雪线升高,许多小冰川已消亡或接近消亡的边缘.冰川在西 北干旱区被喻为固体水库,绿洲的摇篮,是维持生产、生活的主要水资源之一, 冰川的这一变化,已经引起人们的普遍关注和忧虑.

中国是中、低纬度地区冰川、积雪最发育的国家,冰川面积达 59 425 km², 占全球中、低纬度冰川面积的 50%以上,冬季积雪相当于 740×10⁸ m³水量(秦大

河,2002). 我国西部冰川分布区是亚洲 10 条大江大河(长江、黄河、塔里木 河、怒江、澜沧江、伊犁河、额尔齐斯河、雅鲁藏布江、印度河、恒河等)的水 资源形成区,冰川和积雪对这些江河水资源的形成与变化有着十分突出的影响. 研究表明(施雅风等,2005),中国境内冰储量约5 600 km³,折合水量约为 50 000×10⁸ m³,相当于5条长江(出海口年径流量)以固态形式储存于西部高山, 通过冰川和积雪的冻融变化,调节着西部的江河径流.每年平均冰川融水量约为 620×10⁸ m³,与黄河多年平均入海径流量相当. 而春季积雪的融化占西部水资源 的 38%以上. 在西北内陆干旱区,冰川融水的重要性尤其突出,塔里木河各源流 区冰川融水补给比例多在 30~80%左右. 实际上正是由于冰川和积雪的存在,才 使得我国深居内陆腹地的干旱区形成了许多人类赖以生存的绿洲,也使得我国干 旱区有别于世界上其它地带性干旱区. 冰雪这种冰川积雪一绿洲景观及其相关 的水文和生态系统稳定和持续存在的核心.

冰川是我国西北干旱区的重要水资源,出山口径流的变化与流域内冰川面积 大小及其变化密切相关.冰川对河流的调节作用主要表现在夏季稳定和足量的 冰川融水补给.在年际和年代际尺度上,流域内冰川规模和冰川覆盖率等决定了 冰川径流的年际和年代际波动.研究表明,当流域冰川覆盖率超过 5%时,冰川 融水就会对河川径流产生显著影响(Ye et al, 2003).在近期气候明显向暖湿 变化的天山南坡地区,出山径流增加量中的 1/3 以上来自冰川退缩增加的冰川融 水(刘时银等, 2006).近 40 年来我国冰川储量减少了 450~590 km³(姚檀栋 等, 2004),已对中国西部干旱区水资源产生了很大影响,估计自上世纪 90 年 代以来因冰储量减少而导致的冰川融水径流增加值超过 5.5%.值得注意的是, 随着冰川的加速萎缩最终将会造成河川径流的迅速减少.

冰川动态监测是全球变化研究的重要内容之一,包含在许多与之相关的国际 计划中. 其中由设在瑞士苏黎士的世界冰川监测服务处(WGMS)组织、协调的冰川 监测网络,涵盖了全球 6000 多条冰川. WGMS 定期对这些冰川的变化做出评估, 出版代表性冰川的观测资料,制定相应的观测研究重点等等.并每两年一次选出 其中 10 条作为参照冰川(Reference glaciers),公布其详细数据.中国天山乌 鲁木齐河源1号冰川是这一网络中中亚内陆地区的代表,长期选定的参照冰川.

1.2 国内外研究进展

冰川对气候变化反应十分灵敏,冰川的变化不仅影响依靠融水补给淡水的 人们的生活,而且还是影响海平面上升的重要因素,其贡献仅次于热膨胀,国内 外对冰川变化开展了广泛的研究.

1.2.1 国际研究进展

国外的研究起步较早,涉及面较广,研究比较细致和系统,取得了诸多有益 的成果.1840 年J.L.R. 阿伽西(Jean Louis Rodolphe Agassiz 1807-1873),在 下鹰冰川(Unteraar glacier) 创立了世界第一个冰川观测站"浓霞台宾馆" (Hôtel des Neuchâtelois),开创了对冰川结构、厚度,冰川运动、冰川气象、 冰川沉积等要素的系统观测(施雅风, 1986). 而全球冰川监测始于 1894 年瑞士 苏黎世第六届国际地质会议的国际冰川会议(International Glacier Commission at the 6th International Geological Congress in Zurich, Switzerland) (http://nsdic.org),该次会议的重要工作内容之一就是协调全 球冰川物质平衡变化的观测(Forel, 1895),并提出系统地观测冰川的要求. 1965 年 9 月国际雪冰委员会加拿大大地测量与地球物理协会提出对冰川进行登 记造册和冰川制图(Müller F, 1978). 1970 年,国际水文学会雪冰委员会the International Commission on Snow and Ice (ICSI)在国际冰川委员会的基础 上成立了"永久冰川波动服务处" the Permanent Service on Fluctuations of Glaciers (PSFG)协调全球冰川变化监测,收集、整编和发布全球冰川变化监测 数据,并于 1973 年成立了"世界冰川编目临时技术秘书处" the Temporary Technical Secretary for the World Glacier Inventory (TTS/WGI), 制定了 世界冰川编目规范,协调世界冰川目录编制. 1986 年的WGMS(World GlacierMonitoring Service)的成立实现全球意义上的冰川监测与编目. 然而, 1998 年WGMS 和NSIDC(National Snow and Ice Data Center, 世界雪冰中心) 合作将冰川目录数据发布于Internet 网上,发现世界冰川数据存在一定出入 (http://nsdic.org). 而且, 在全球气候变暖的大背景下, 冰川已经发生较大的 变化(IPCC,2001). 有必要对全球冰川分布进行一次系统普查,并进行每隔十年 /数十年的编目,以了解全球冰川状况. 1999 年由美国航空航天局(USGS)和地质

调查局(NASA)联合发起实施了"全球陆地冰空间测量计划"(GLIMS, Global Land Ice Measurements from SpaceProject)(http://www.glims.org). GLIMS 计划 是一个为获取世界冰川区遥感影像,分析冰川变化,并评估冰川变化对人居环境 影响的国际性联盟(Kargel et al., 2005). GLIMS 在全球设立了二十多个地区 工作中心(Regional Center),旨在对全球陆地冰川现状及变化进行动态监测(Kieffer et al., 2000; KääB et al., 2002; Kargel et al., 2005). 美国国 家雪冰数据中心(National Snow and Ice Data Center, NSIDC)负责管理和发布 来自GLIMS 计划的数据.

1.2.2 国内研究进展

中国冰川监测起步较晚. 1941 年黄汲清教授发表在《文史杂志》第一卷第 八期的《中国的冰川》是第一篇系统介绍中国现代冰川的科学文献(黄汲清,1984). 新中国成立后,随着 20 世纪 50 年代中国西部高山登山科考和冰川资源的大规 模考察,中国冰川学研究得到长足的发展(施雅风,2004).我国登山队的科学工 作者于 1957 年夏季首次对贡嘎山的现代冰川作了初步观测(崔之久, 1958). 1958 年中国科学院成立了高山冰雪利用研究队,标志着中国较系统的现代冰川 研究的开始(中国科学院高山冰雪利用研究队, 1958; 中国科学院兰州冰川冻土 研究所, 1988). 自 1958 年以来, 中国分别对祁连山、天山、希夏邦马峰、横 断山等冰川进行考察工作(中国科学院高山冰雪利用研究队,1958;许世远,1963; 施雅风等, 1964; 施雅风等, 1979; 宋明琨, 1985). 一些定位、半定位的冰川 观测站随着冰川调查与研究的需求得以建立. 自 1970 年以来,观测冰川的数量 也有较大幅度的增加,初期约 30 多条冰川,后期约 70 余条冰川. 如 1959 年 天山冰川站建立, 定点观测乌鲁木齐河源 1 号冰川, 观测时间序列一直持续到 现在,已有50年的观测历史.天山冰川站以乌源1号冰川为依托先后建立了奎 屯哈希勒根 51 号冰川、庙尔沟冰帽、青冰滩 72 号冰川等定位、半定位观测点。 这些观测点为冰川观测和研究提供了第一手的数据资料

在中国冰川监测历史中必须提到《中国冰川目录》这一系统性课题,《中国 冰川目录》是《世界冰川目录》的一部分. 我国早在1958 年就开始进行冰川目 录工作,但由于当时缺乏足够的资料,且没与国际接轨,冰川目录编制过于简单

(张祥松, 1979). 1975 年以后,由于新的航测地形图(1:100,000 和1:50,000) 和地面立体摄影测量图应用到冰川目录的编制中,使得冰川目录编制资料的可靠 性得到极大的提高.此外,1978 年,施雅风等应WGMS 的邀请出席了国际冰川编 目工作会议,使中国冰川资源研究走上了一条正规、合理和有效的道路(施雅风, 2005). 我国从 1979 年开始冰川编目,历时 24 年,通过大量的野外调查和基于 20 世纪 60~70 年代的航片与地形图等资料,查明了冰川的总数量和冰储量以及 各个山区冰川分布情况,明确了冰川的基本特征,提出了我国冰川的分类系统, 建立了中国冰川目录信息系统.到 1999 年,我国依据国际冰川编目规范完成了

《中国冰川目录》11 卷 21 册 (实际为 22 册,印度河水系于 2002 年出版)的编 制工作(刘潮海等, 2000). 施雅风院士为《中国冰川目录》作出突出贡献, 被誉 为"中国现代冰川学之父".编目表明,我国是中、低纬度地区冰冻圈最发育的 国家,冰川面积达 59 425 km²,占全球中、低纬度冰川面积的 50%以上,冰川冰 储量 5 600 km³.《中国冰川目录》主要反映的是 1950-1980 年间航空制图时期的 冰川状态. 近百年来全球冰川波动的分析表明, 西部山区冰川的变化差异较大, 冰川波动显示出明显的区域性特点. 20 世纪 80 年代以来大量冰川在退缩或消 失,但也有一定数量的冰川呈前进状态(丁永建,1995,1996),90 年代冰川退 缩加剧,到本世纪早期利用Landsat TM/ETM+及ASTER 数据等遥感数据监测的结 果表明,青藏高原东南部岗日嘎布山(刘时银等,2005),长江黄河源区(杨建平 等, 2003; Yang Jianping et al., 2003), 那木纳尼(Ye Q.H. et al., 2006), 西昆仑山北坡(上官冬辉等, 2004), 祁连山西段(刘时银等, 2002; Liu shiyin et al., 2003), 西藏朋曲河流域(晋锐, 2004), 格拉丹东(Ye Q.H. et al., 2006) 冰川均处于退缩状态;估计过去 40 年我国冰川储量减少了 452.77-586.94km3(8.1%-10.5%)(姚檀栋等,2004);已对中国西部干旱区水资源产生了 很大影响,上世纪90年代以来估计冰储量减少而导致的冰川融水径流增加值超 过 5.5%.

以冰川编目资料为基础,并结合卫星图片使用 GIS 手段,开展的大量冰川变 化研究表明,自小冰期以来我国冰川变化幅度从海洋性冰川区向大陆性冰川区呈 减小的趋势,90 年代以来约 82%的冰川处于退缩或消失状态,不同山区冰川的 面积缩小比例在 2%~18%左右(Liu et al, 2003;姚檀栋等,2004; Ding et

al, 2006).现有研究表明,未来几十年内我国将出现冰川融水径流高潮期,相 关的河流洪水以及冰湖溃决洪水、泥石流灾害也将增多,对于灾害的分布、变化 趋势以及区域受灾敏感性的分析十分重要.此外,西部冰川变化对海平面上升的 影响以及对大规模天气事件的响应研究也有待进一步加强.冰川退缩对水资源 供应及自然灾害的影响是西部大开发必须考虑的内容.

1.3 研究区概况

1.3.1 山脉与冰川分布

天山山脉横亘 2 543 km, 其中中国境内 1 700 km, 其中托木尔冰川作用区 是天山山脉最大的冰川作用区. 整个天山山系有现代冰川 15 953 条, 冰川面积 15 416.41 km², 冰储量 1 048.247 km³ (刘潮海等, 1998), 是世界山地冰川分 布比较集中的山地.其中中国境内天山冰川9 081 条,冰川面积 9 235.96 km², 冰储量1011.748 km³(施雅风, 2000),分别占整个天山冰川总条数、面积和冰 储量的 57%、59.9%和 96.5%, 是天山冰川主要发育地区. 以施雅风先生为主的老 一辈科学家于 1959 年在乌鲁木齐河流源 1 号冰川建立天山冰川观测研究站,观 测工作持续到如今,取得了丰硕的成果.为了将乌源1号冰川的研究成果推广到 其它流域冰川,依托中科院天山冰川站 1999 年在中国境内的北天山奎屯河流域 哈希勒根 51 号冰川建立了一个二级定位观测点. 2004 年在天山东段哈密地区确 定庙尔沟冰帽为二级定位观测点,同时和哈密水文水资源局在该冰川所在的伊吾 河-庙尔沟流域进行流域的冰川变化和水文水资源变化的监测.2008 年在阿克苏 库马力克河上游托木尔峰冰川作用区确定青冰滩 72 号冰川作为二级定位观测 点,从而形成了从东到西的天山山脉的观测网络,对不同规模和位置的冰川进行 系统监测,以第一手的观测资料为基础,对比四条冰川特征的异同和影响冰川变 化的各种因素,从而为整个天山山脉的冰川及水资源的变化提供数据支持.



图 1-1 天山山系及现代冰川分布图 Fig.1-1 The map of Tianshan Mountain and Modern Glaciers

1.3.1.1 乌鲁木齐河源 1 号冰川

乌鲁木齐河流域处于天山中段,欧亚大陆腹地,北临准噶尔盆地的古尔班通 古特沙漠,南俯塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠,该流域最高峰天格尔 II 峰最高 点4484 m. 该流域是天山冰川站的主要观测区,在山谷盆地只有很少的植物覆 盖,冰川区被裸露的岩石所包围,在1500 m 到2900 m 是冻土区,在2900 m 以上是高山区,有高山草甸,岩石,冰川沉积区和永冻区在海拔3000 m 以上. 观 测区内包含了冰冻圈诸多组分,如冰川、积雪、冻土、寒区水文、寒区植被等等, 不仅益于冰冻圈各组分的动态监测,而且是各组分相互作用过程研究的良好试验 区. 另外,相对湿润和寒冷的山地是干旱区绿洲赖以存在和发展的水资源的主要 形成区,在这一典型山区流域进行的水文过程和水资源变化观测研究,不仅对本 区社会经济发展有重要的意义,而且对整个西北干旱区水资源研究也具有指导意 义.

乌鲁木齐河流域共有冰川 150 条,面积 45.99 km²,平均面积 0.31 km²,其 中悬冰川数目达 111 条,占到冰川条数比的 74%,但悬冰川总面积仅占到该流域 冰川面积的 38.27%,该流域悬冰川平均面积为 0.168 km².天山冰川站主要监测 的乌鲁木齐河源 1 号冰川(43°05′N,86°48′E)为冰斗一山谷冰川,由已经分离 的东、西两支组成.据观测资料,该冰川长 2.41 km,面积 1.73 km²,朝向西北 方向,雪线平均海拔 4 075 m,冰舌末端海拔 3 777 m.是我国惟一依靠专门的 野外站来进行长期监测的冰川,也是WGMS网络中惟一的一条中国冰川.该冰川对 气候变化敏感,对干旱区水资源变化研究意义重大.观测时间序列1958年至今, 近 50 年的观测发现冰川处于持续退缩状态, 1992 年以来冰川处于加速消融状态, 1993 年冰川分裂为东西两支. 1 号冰川在WGMS网络中具有十分重要的地位. 根据WGMS评估报告,1 号冰川过去 50 年间的变化,典型地反映了欧亚大陆腹地 大陆型冰川的变化,其所处的地理位置,填补了亚洲中部冰川的空白.WGMS将1 号冰川列为全球10 条重点监测冰川之一,观测资料被定期刊登在由国际水文协 会雪冰委员会、联合国环境规划署以及教科文组织(IAHS(ICSI)-UNEP-UNSCO) 主编的各种刊物上.这些资料被广泛地推介于各种全球变化研究计划中,并为各 种资料报告和数据库所收录,受到包括IPCC报告在内的广泛引用.WGMS主任W. Haeber1i 教授指出,1号冰川在中亚干旱区这一独特的地理位置,使其成为国 际长期观测网中不可替代的关键部分.

1.3.1.2 奎屯河哈希勒根 51 号冰川

奎屯河流域位于新疆天山北麓,准噶尔盆地西南部,中国境内天山山脉的中部,天山山脉在此分为南北两支,是研究天山北麓冰川特征及其水资源与气候变化的良好地点.流域干流长 360 km,面积 1.77 ×10⁴ km².地势总体为东高西低、南高北低,由东南向西北倾斜,具有干旱区径流补给的垂直地带性和多样性的典型特征.流域位于我国天山第二大现代冰川分布区,共有冰川 309 条,冰川面积 201.12 km²,储量 10.969 km³.平均冰川面积 0.65 km²,平均雪线 3 670 m.其中,悬冰川 184 条,占到冰川数目比例的 59.5%,悬冰川的平均面积 0.17 km², 悬冰川总面积占到该流域冰川面积的 15.9%.该流域单条冰川规模不大,面积都在 10 km²以下,最大面积 9.59 km²,面积小于 1 km²的冰川有 263 条,占到 85.1%,1-10 km²的 46 条,占 14.9%.

为研究该地区冰川,1999 年选取哈希勒根 51 号冰川(43°43'N,84°24' E)作为研究对象. 该冰川朝向东北,最高海拔 4 000 m, 冰舌末端海拔 3 400 m, 雪线海拔 3 610 m, 面积 1.48 km²,储量 0.0725 km³,最大长度 1.70 km,厚度 49 m, 冰川表面较为平整、洁白,裂隙不甚发育.现今观测项目包括冰川物质 平衡、末端变化、运动速度、冰川物理、化学变化的雪冰过程和常规气象观测等. 2004 年 8 月,在对奎屯河哈希勒根 51 号冰川进行物质平衡观测时在海拔 3 680

m处挖取雪坑1 个.2006 年对附近面积较大的48 号冰川进行了全面的考察研究, 开展了冰川温度、厚度、冰川区气溶胶观测,钻取了大量浅冰芯.自有观测记录 始,哈希勒根 51 号冰川处于加速消融状态,其在物质平衡、冰川运动、末端退 缩、冰川温度等方面,与乌源1 号冰川有相似的变化幅度;在雪冰化学方面,哈 希勒根 51 号冰川各种浓度均比较低.

1.3.1.3 哈密庙尔沟冰帽

哈密庙尔沟一伊吾河流域冰川作用区位于新疆东部极端干旱区,天山最东 段,再往东数百公里之内没有冰川存在,是一个很独特的冰川区. 天山山脉呈东 西向横亘于哈密境内,东端哈尔里克山的托木尔提峰海拔 4 886 m是该地区最高 峰, 西段巴里坤山最高海拔 4 172 m, 天山把哈密分割为南北两部分, 南侧哈密 盆地最低海拔 53 m; 北侧夹在天山与莫钦乌拉山间, 西部为巴里坤盆地海拔 1 581 m, 东部有伊吾盆地最低 405 m; 南北坡地形相对高差达 2 500~4 500 m以上. 这 一带冰川是本地区的"水塔",是哈密绿洲主要的水资源,是哈密地区生态环境、 人民生活和经济建设的水源地. 哈密地区的南、北、东外围是气候十分干燥的荒 漠戈壁, 处在中亚干旱、半干旱区中部, 对起源于这一地区的沙尘暴在冰川上会 有明显记录,因此对这一地区冰川变化和冰芯记录的研究不但在水资源变化而且 在环境演变方面都具有重要的意义.哈密庙尔沟伊吾河流域高山区降水量可达 500~600 mm, 并在天山南坡 4 050 m和北坡 3 960 m以上区域, 形成永久积雪覆 盖区和现代冰川作用区,该区域冰川在冰川编目中归属伊吾河、庙尔沟流域,流 域内共有大小不等的冰川 75 条 (施雅风等, 1986), 累计冰川面积 98.25 km², 冰储量约 5.678 km³, 其中有 49 条冰川面积小于 1km², 数量比为 65.3%, 属于小 冰川分布较多的地区.最大的冰川面积只有 6.59 km²,冰川大小悬殊不大.大于 4 km²的冰川有7条,其中5条分布在南坡,该地区南、北坡冰川规模分布不均, 其结果是本区融水补给比例的分布不均匀, 南坡大于北坡, 东段大于西端. 该地 冰川区是哈密地区主要的调节水源,长年淌水河流 76 条河流大多源于此,地表 水资源总量 10.3 亿m³, 可利用水资源量 6.4 亿m³(高建芳, 骆光晓等, 2009). 约 有 20 条河流受到冰川融水的补给,冰川平均每年融水量达 1.72 亿m³; 高山冰 川的存在对调节区域气候,增加降水量有着十分明显的作用.

为研究该地区冰川,自2004年起天山冰川站在庙儿沟3号冰川设立二级定 位观测点,对典型冰川进行半定位监测.哈密庙尔沟冰帽(43°03'N,94°19'E), 朝向西南,最高海拔4512m,冰舌末端海拔3840m,雪线海拔4100m左右, 面积3.45km².该冰川的观测始于2004年,现有观测项目包括冰川物质平衡、 运动速度、末端、面积变化、雪冰物理化学过程等.2005年天山冰川站在该冰 川顶部成功钻取2支透底冰芯,透底冰芯的钻取为该地区雪冰积累量,气候变化, 粉尘记录提供了研究依据.

1.3.1.4 阿克苏河流域青冰滩 72 号冰川

阿克苏河 (75°35′~80°59′E,40°17′~42°27′N) 是塔里木河的一条重 要支流,供水量占塔里木河的 70%以上,阿克苏河的径流变化决定了塔里木河的 形成、发展和转化. 阿克苏河流域位于我国天山西段,该区域最高峰托木尔峰海 拔 7 483.5m也是天山最高峰. 位于阿克苏河上游的托木尔峰冰川作用区, 不但 是天山最大的冰川作用中心,也是世界上著名的山岳冰川区之一,托木尔峰地区 的冰川面积是珠穆朗玛峰地区冰川总面积的2.4倍,比整个祁连山冰川总面积(1 979.8km²) 大两倍. 根据 1979 年冰川编目, 阿克苏河流域有冰川 1 005 条, 面 积 2411.56 km², 冰储量 436.99 km³, 平均冰川面积 2.4 km². 该地区的大部分 冰川是山谷型冰川,冰川的年径流量达到 150×10°m³,占塔里木河年径流量的 40%. 托木尔峰冰川作用区位于阿克苏河的上游, 有较高的海拔和较低的温度, 雪线(3 900~4 500m)附近的温度达到 -7—-11 ℃,降水超过 750~1 000 mm. 自 19 世纪中期开始冰川处于退缩状态,每年有接近 50×10⁸ m³融水补给河流, 其冰川融水比例在南坡占到 30%~70.1%, 但在北坡少于 20%. 自 1980s 后, 西 南天山南坡的径流在增加,例如阿克苏河径流比起 1986 年前增加了 15%,台兰 河增加了18.6%(张国威, 2003). 这种现象一方面可能是高山显著增温引起的, 另一方面可能是全球变暖引起冰川消融强度增大和水循环加剧引起的.阿克苏 河的两大支流的库马力克河和托什罕河的径流中冰川融水占了很大比例其中冰 川融水在库马力克河年径流量中占74%,在托什罕河占29%,在两河合计占了58%.

青冰滩 72 号冰川(41°45.51′N, 79°54.43′E)位于新疆阿克苏地区温宿 县图木秀克乡境内,朝向是一条复合型山谷冰川.根据中国冰川编目,编号

5Y673P0072,冰舌末端和最高处高度介于海拔3 560-5 986 m之间,平均海拔为4 200 m,冰川面积5.23 km²,冰储量为0.3975 km³.中国科学院天山冰川观测试验站科研人员于2008 年 7 月-9 月对该冰川进行了科学考察,结果表明1964-2008 年间该冰川面积呈明显递减趋势,从 1964 年的 5.23 km²缩减为 2008 年的 3.97 km²,面积共减少了 1.26 km²,变化率为-24.18%.长度也呈迅速缩减状态,从 1964 年的 7.4 km缩减为现在的 6.53 km,变化率为-11.8%.青冰滩72 号冰川末端退缩十分严重,目前已退缩至 3 720 m处,观测期间冰川正在以每天 3-5 厘米的速度急速消融.

1.3.2 气候特征

乌鲁木齐河流域处于天山中段, 欧亚大陆腹地, 北临准噶尔盆地的古尔班通 古特沙漠,南俯塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠,具有典型中国西部和亚洲中部干 旱环境下的高寒特征,该地区气候为典型的大陆性气候. 乌鲁木齐河流域东距太 平洋约3 500 km, 西距大西洋6 900 km, 北距北冰洋3 400 km, 西至印度洋约 2 500 km. 构成中国东部主要降水的太平洋的湿润气流向西北驱进时, 受东部阶 梯状山岭的阻挡 到达新疆上空时,空气中的水分已丧失殆尽,难以产生降水. 降水的主要水汽来源是大西洋的水汽,它由高空盛行的西风气流携带,经北疆西 部的河谷和山口等谷地进入新疆,构成了新疆降水的主要水气来源(李江风, 1991). 降水主要发生在每年的 5 - 9 月份,河源区降水量约占年平均降水量 (645.8 mm a⁻¹)(杨大庆, 1988)的 90%. 其它月份的降水量很少,仅占全年总 降水量的10%左右(李忠勤,2003).不仅如此,5-9月份也是全年降水频次最 高的时期(杨大庆, 1992),降水的形式主要是湿雪、雹和霰.1 号冰川地区的 降水不仅具有季节性,而且具有明显的海拔高度分布性.随着海拔的升高,降水 量有明显的增大,其中最大降水量在1号冰川上(杨大庆,1992).在乌鲁木齐 河流域,除1号冰川上的一个最大降水带外,受植被的影响还有另外一个最大降 水带,该带分布在1800 - 2200 m的树林地带.

奎屯河流域位于新疆天山北麓,准噶尔盆地西南部,属中温带大陆性干旱气候,冬季严寒,夏季酷热,春季升温快且冷暖波动大,秋季降温迅速.年、日温差都较大,多年平均气温 6.8 ℃.无霜期短,日照时间长.春、夏季大风多,

大风、冰雹为该区主要气象灾害. 降水总体较少,但在雪线以下3500-1100m 地区降雨量充沛,多年平均年降水量可达236.34 mm,中低山地带降水主要集 中在夏季. 降水历时短、强度大,夏季暴雨极易形成泥沙灾害. 降水年际变化大, 最大、最小年降水量差值可达到2.5 倍. 蒸发量气温较高的4-10月大于气温 低的11月至翌年3月,平原区大于山区,盆地内的沙漠大于植被茂密区(母敏 霞,2007;刘月兰,2008).自1954年至今年均温和年降水都呈波动增加趋势.

哈密庙尔沟伊吾河流域的哈尔里克山位于中国西部天山山脉东部边缘, 就大 气环流来说此地的地理位置十分重要, 处于两种主要水汽来源的交界地带:从东 面来的太平洋和印度洋的水汽和从西面来的北冰洋和大西洋的水汽 (Tian Lide, Yao Tandong, 2007).南、北、东外围为气候十分干燥的低山荒漠戈壁,降水 稀少,气候干燥,高山区降水量可达 500~600 mm.根据 50 年来的各气象、水 文站气象资料分析,天山南北侧降水总体呈波动增加趋势.北侧增加更加明显, 增幅达到 8.6~10.1 mm/10a.哈密地区与新疆全区一样,受到全球气候变暖的 影响,正在经历着气温明显上升的过程,根据天山北坡海拔 1638~1729 m 的气 象记录显示,自 1957 年以来年均温度总体上升,而且自 1986 年以后升温更加明 显.

托木尔峰地区的降水主要靠来自大西洋和北冰洋的潮湿气流补给,降水量主要集中在夏季和冬季,春秋两季降水量相对较少.其中 6-8月份降水量约占全年的 50%左右,而 5-9 份占 70%左右,冷季降水量约占 30%;托木尔峰冰川区的降水梯度为 30 mm/100m(苏珍,等,1985;谢昌卫,等,2004).冰川积累区气候严寒,降水丰沛,多年平均降水估计可达 1 000 mm 以上,冰川末端估计在400-600 mm,山前平原区多年平均降水不足 80 mm(阿克苏站).山区丰富的降水和冰雪融水共同成为山前河流主要的水量来源.托木尔峰地区的冰川属于亚大陆型冰川,冰雪消融量主要集中在夏半年 5-9月份,对台兰冰川和科其喀尔冰川的考察表明(谢昌卫,等,2004),夏半年(5-9月份)冰雪消融量要占全年的 90%左右.由于冰雪融水和降水对径流的补给均集中在 5-9月份,所以托木尔峰南部地区的河流径流量也主要集中在 5-9月份,冰川融水和降水高度集中在夏季,造成河川径流年内分配不均.

与全球变暖相一致,阿克苏河流域气温增温明显,基于气象数据分析表明夏

季和冬季气温都有不稳定的变暖趋势,但是增温主要集中在冬季,而夏季增温却 不明显.0℃高度是一个重要的显示高海拔气温的指标,基于自1987年以来阿克 苏水文站的实际测量气象数据,0℃高度在夏季有明显升高趋势,在1987~2000 年是97.5m/10a,于是传递给冰川上更多的热量,产生更多的融水(Yang Qing, Sun Churong, Shi Yuguang, 2006).降水空间分布显示了纬向分布特征,在阿 克苏河流域降水和地形显示了非常紧密的关系,降水的高值超过400 mm,位于 汗腾格里峰(Hantenggeli Peak)和托木峰 (Tuomuer Peak),降水低值小于 50 mm,位于下游的塔里木河南部边缘.山区降水超过200 mm,于是除冰川融水 外,山区降水也是阿克苏河径流的重要补给源.

1.4 冰川特征监测

冰川监测包括单条冰川的制图和特征测量以及多条冰川的制图和编目,旨在 反映冰川长时间序列的变化(Fountain, 1985, 1997). 典型的冰川监测手段包括 地面测量,航空勘测和卫星图片等. 地面测量包括调查冰川的末端位置,冰川地 形和物质平衡等(Østrem and Brugman, 1991;Haeberli et al., 1989; Ommanney, 1970). 航空勘测往往在夏季消融期末进行. 卫星图片用于冰川监测包括多光谱 图像和雷达影像(Williams and Halls, 1998; Sidjak and Wheate, 1999; Li et al., 1998; Williams, 1987; Champoux & Ommanny, 1986). 卫星可以把很大范 围的地球表面拍成一副图片,覆盖冰川面积较广. 但是它缺乏长时间序列的冰川 变化图像(Campbell, 1996). 地理信息系统(Geographic information system, 简称GIS)对冰川数据的汇编是个有用的工具,在GIS中,数字化地图可以提供多 种冰川信息数据,例如冰川朝向,数目,面积规模等.

1.4.1 冰川监测方法

(1) 野外考察

从1796 年起到整个19 世纪,对冰川的考察主要是研究山地冰川的形态,特 别是冰舌部分,以分类描述为主要趋势(谢自楚,2007).中国冰川则维持到20 世纪中叶.主要依赖于登山活动和综合考察.冰川考察的对象为:冰川分布、冰 川资源调查、雪线与粒雪线、冰舌表面及冰下地形、冰裂隙、冰川沉积地形与侵 蚀地形等.近年来随着3S技术的发展,对冰川的考察开始使用遥感数据,但是由于精度和判别方法等方面的原因,还需要使用野外考察来对其它方法进行验证.

(2) 定位、半定位观测

随着J.L.R.阿伽西(JeanLouis Rodolphe Agassiz 1807-1873)建立的第一个 冰川观测站以来(施雅风, 1986),冰川学家对冰川的认识逐步得到发展.冰川研 究从单纯的观察描述,发展到采用仪器测量和观测,如冰川运动,气象及水文观 测等.截止到2003年具有冰川物质平衡的观测站有108个(Haeberli, 2004, 2005). 中国1958年在祁连山西段大雪山老虎沟建立了我国第一座高山冰川观测站(1963 年撤站),1959年建立了天山冰川观测实验站.2006年建立玉龙雪山冰川与生态 环境综合观测研究站.此外,还有格尔木站(冰冻圈监测)、那木错站、贡嘎山站、 奎屯河哈希勒根51号冰川、哈密庙尔沟冰帽、托木尔峰青冰滩72号冰川、小冬克 玛底观测场、煤矿冰川观测场、科契卡尔巴西冰川观测场等定位、半定位观测点. 这些观测点为冰川观测和研究提供了一手资料.

(3) 航空、航天遥测

有必要指出,遥感测量包括地面遥感测量:即无记录的地面遥感测量,如望 远镜:有记录的地面遥感测量,如地面摄影测量;有记录的航空、航天遥感测量, 如航空摄影测量(梅安新等,2001). 航空摄影测量应用到冰川研究是一个技术进 步,这一举措极大地丰富了冰面信息的反演. 航空照片是世界冰川目录的基础数 据源. 但航空摄影测量,短周期重复应用难以实施,其重复性完全取决于对测量 目标的开发价值. 因此,航空摄影测量应用到冰川的重复监测方面受到限制. 20 世纪60 年代以来,卫星遥感技术的发展给冰川监测手段的改进带来了生机. 美 国地质调查局(USGS)利用20 世纪70 年代陆地卫星影像数据,编制了南北纬82 。 区间内的《世界冰川影像图集》(曹梅盛等,2006). 冰川学家亦注意到利用遥 感资料来判读冰川边界进行世界冰川编目的编制(Muller,1977;米德生,1983). 我国用53 幅陆地卫星影像,编辑了1:50 万"喜马拉雅山区冰川资源分布图"(秦 大河,1999). 随着3S(RS、GPS 和GIS)在冰冻圈研究中的应用,3S 技术为研究 冰川变化提供了有效的手段. 遥感为冰川范围、冰面地形制图、冰体位移和变形 等力学参数、冰川带及雪线、冰裂隙、冰川表面温度、辐射及物质平衡等方面的 监测提供了技术和数据支持. 早在世界冰川目录编制初期, Muller(1977)就利

用遥感资料来目视判读冰川的边界.米德生(1983)利用利用陆地卫星相片,运用 放大镜、采用"方格法"量测了珠穆朗玛峰地区的冰川变化.此后,随着遥感处 理软件的发展成熟,遥感图像的目视判读技术得到了广泛应用.Paul(2000)评估 了不同的Landsat TM 制作冰川图的方法,分析了不同空间分辩率的遥感图像对 冰川制图的影响(Paul et al., 2002),发展了利用ASTER 数据结合DEM 半自动 提取表碛覆盖冰川边界的方法(Paul et al., 2004),并利用遥感数据对瑞士的 冰川进行新一轮编目(Kaab et al., 2002; Paul et al., 2002). 吴立宗(2005) 分析了几何纠正、积雪的影响、山地阴影、表碛覆盖、图像分辩率等因素对冰川 制图带来的不确定性.需要说明的是,尽管遥感技术给冰川监测带来极大便利, 但由于遥感监测也存在不确定性,因此有必要与地面观测相结合,以提高其反演 精度.

1.4.2 冰川特征监测项目和方法

观测冰川的研究主要集中在冰川运动速度、厚度、面积、末端变化、温度等冰川基本特征的研究.

(1) 冰川运动速度测量

冰川具有可塑性,冰川源头的冰雪每年按一定的速度朝冰舌方向运动. 传统 的方法多采用经纬仪前方交会法进行冰川运动速度的测量(孙作哲,1985). 遥感 应用于冰面运动速度测量,可以避免地面测量的危险性和减轻劳动强度,同时还 能从点或断面测量扩展至冰面运动场的测量. 利用遥感测量冰面运动速度的方 法可归结为:

① 特征点追踪法:即通过量测两幅不同时间成像并配准的图像上同一表面特征点的位移,即可获取该点的冰面位移和速度.特征点可选择冰碛物、冰裂隙.如Frezzotti M. 等(1998)等利用多种传感器影像数据结合的方法分别对1973-1990 和1990-1992 年间的David Glacier-Drygalski 冰舌、Priestly 和Reeves 冰川的表面运动进行估算,并且将结果与GPS 测量结果相比,发现两个相差15-20 m/a. ② 交叉相关分析法. Scambos 等(1992)提出利用影像对影像的小区域冰面特征(如冰裂隙、雪丘)交叉相关,绘制出其表面特征点的位移图;或者对特征点密集的大区域进行格网化,并运用交叉相关算法进行子区域的配准并绘制位移图,这一方法被制作成IMCORR 软件. Andreas Kääb等(2002)在IMCORR 的基础上,

增加了三维信息,研制另一软件Correlation Image Analysis Software (CIAS). ③ 合成孔径雷达干涉测量法(InSAR). 重复轨道SAR 的复图像构成的干涉图上 相位差,是冰面位移与地形共同作用的结果(曹梅盛等,2006),利用这一特点, 对重复轨道干涉测量进行多基线差分处理,分离出冰面位移和高程信息.

(2) 冰川厚度

冰川厚度测量包括:直接量测、地震法、超声波、雷达法、重力法、电法.冰 川雷达探测主要采用调制脉冲雷达系统. 其基本原理是向冰川发射载波频率为 几十至几百兆的无线电波,接收来自冰川内部或底部反射的回波,藉此来测定冰 川的厚度,研究冰川的内部构造、温度和运动状况等(黄以职等,1980).其探 测能力主要取决于雷达发射功率、所选择的电磁波频率、不同冰川的电磁性质, 以及探测时雷达测量参数的具体设置(Louise et al., 2001). 冰川雷达主要采 用剖面法(Common Depth Point, CDP)和宽角法(Wide Angle Reflection and Refraction, WARR)两种. 剖面法主要适用于探测冰川厚度、冰川内部结构特征 等; 宽角法主要适用于探测不同冰川类型的电磁波传播速度, 以推算或模拟其它 物理参数(何茂兵等, 2003). 其误差主要来自雷达波在冰川中的传播速度 (Drewry et al., 1982; Nolan et al., 1995; Edson et al., 2001; Moore et al., 1999; 何茂兵等, 2003). 董智斌等(1982)对巴基斯坦境内喀喇昆仑山的 Ghulkin 冰川进行雷达测深,计算了冰舌的平均厚度达256.3 m,主流线上的厚 度达297.5 m. 何茂兵等(2004)运用测地雷达对天山乌鲁木齐河源一号冰川的厚 度等值线和冰下地形进行了绘制,认为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像的能量.

冰川冻土所自行研制了 B1 型冰雷达,通过透底蒸汽钻孔等验证,误差范围 均在数米以内.通过冰川测厚雷达在近 30 条冰川上进行了试验和应用,建立了 冰川厚度的估算公式,并在中国周边国家冰川资源调查中广泛应用(施雅风等, 2005).这一成果为评估冰川厚度和储量及冰川变化引起的水资源变化研究提供 了可资对比的背景数据.如今探地雷达 GPR (Ground Penetrating Radar)在冰 川厚度测量中也广泛使用,通过在乌鲁木齐河源1号冰川和庙尔沟冰帽的使用也 取得比较理想的测量效果 (李忠勤等, 2007).

(3) 冰川物质平衡

冰川物质平衡最精确的观测方法是直接在冰川上布设测点,进行系统的定期 观测,然后综合各测点的测量结果,计算出整个冰川或冰川上某一部分在全年或 某一时段的物质平衡各分量.对于定位和半定位观测冰川,一般使用花杆/雪坑 法.目前在乌鲁木齐河源1号冰川上就设有由52根花杆组成的观测网络.

对于非定位观测冰川,利用遥感技术测量冰川(盖)表面高程及编制相应地形 图是冰川学家关心的问题. 目前应用该方面的工作的遥感监测可分为: 航空摄影 测量、星下点立体成像、合成孔径雷达干涉测量、雷达高度计和激光高度计测量. Global Positioning System(GPS)测量(Eiken et al., 1997; King, 2004) 航空激光测高(Sapiano, 1998)、卫星雷达测量(Rignot, et al., 2002; Rignot, et al., 2006)、卫星重力测量(Gravity Recovery and Climate Experiment Satellite mission, GLACE) (Velicogna et al., 2005)、地学激光测高系统 (Geoscience Laser Altimeter System, GLAS) (Spinhirne et al., 2005) 均被广泛应用于冰川的监测.如Rivera 等(1999)利用1975、1995 年两期航空相 片测量了巴塔哥尼亚(Patagonia) Pio XI Glacier 的体积变化,该冰川4.5%样 本区自1975-1995 年以来平均减薄为44.1 m,约2.52 m a⁻¹. Rivera 等(2005)利 用ASTER DEMs, 航空相片及GPS 数据测量了Hielo PatagÓnico Sur(HPS)温冰川 自1975 到1997 年最大减薄为5.4±0.55 m a,GPS 自1998 到2001 年测量的积 累区减薄为1.9±0.14 m a¹. 冰川学家通过分析冰川(盖)厚度的变化来计算年净 物质平衡的变化. 此外,目前专门用于精确测量冰川物质平衡的GLAS(搭载在 ICEsat 上的卫星)可为冰川(盖)研究提供资料.

(4) 冰川温度的测量

冰川温度是冰川的基本物理特征.通常使用蒸汽钻、热水钻或冰芯钻在冰 川上钻孔,然后放入温度探头,定期或者使用数采仪自动记录温度数据.乌鲁木 齐河源1号冰川作为中国的最主要样标冰川,第一次进行了冰川深层直至底部的 温度观测.上世纪八十年代中期,使用兰州冰川冻土研究所自行设计研制(梁素 云)的热水钻,首次钻透了1号冰川,采用该所研制(王良伟等)的分辨率很高 (±0.01K)的集成电路温度传感器,取得了消融区3个不同高度钻孔的温度剖 面,蔡保林等(1987)对此做了系统分析.几年后,使用冰川冻土所研制(朱国 才等,1991)的BZXJ超轻型.冰芯钻孔,取得了长 91.64m 直径 6.6m 的冰芯,

与此同时进行了温度观测(Zhang Wanchang, 1993). 1987 及 1989 年在西昆仑山的崇测冰帽上进行多点测温(苏珍等, 1998). 现在,随着冰芯研究的迅速发展,在中国在青藏高原的许多高峰区(马兰冰帽、普若冈日冰原、慕士塔格山、希夏拜马峰的达索普冰川、珠穆朗玛峰的东绒布冰川、纳木那里峰北坡冰川等)的冰川上出现许多透底的钻孔,作为冰芯研究中必须的内容之一温度测量也在进行.

1.4.3 冰川监测数据来源

本研究主要收集和应用以下数据

(1) 流域冰川面积变化主要使用地形图及 DEM 数据及 spot 5 卫星图片结合实 地考察数据.本研究使用 1964 年 1:5 万地形图,在对冰川面积和界线划 分过程中使用了 DEM 数据为对应地形图的数字化产品.卫星图片使用 2003-2005 年 spot 5,精度 5m,选用无云和雪覆盖量少的图片.

表 1-1. 冰川区卫星图片和地形图信息

Table 1-1. Glacierized regions and their satellite images obtained from different time

监测流域	卫片日期	卫星	地理位置	分辨率/m	地形图/年
庙尔沟	2005-8-24	SPOT-5	94°E/43°N	5	1972
乌鲁木齐河	2005-10-3	SPOT-5	87°E/43°N	5	1964
奎屯河	2004-10-13	SPOT-5	84°E/43°N	5	1964

- (2) 乌鲁木齐河源1号冰川、奎屯河哈希勒根51号冰川、哈密庙尔沟平顶冰 帽、克其克库孜娃依冰川和青冰滩72号冰川面积使用实地测量数据,冰 川基本特征数据使用实际观测数据,包括冰川面积、长度、物质平衡、冰 川末端变化、冰川厚度、冰川温度等.
- (3)四个典型流域水文气象数据分别为:乌鲁木齐河源1号冰川气象数据来自 大西沟气象站和天山冰川站自1959年来的实际观测,水文数据来自三个 水文断面的实际观测;奎屯河流域、哈密伊吾河流域和库马力克河流域水 文和气象资料来自当地水文水资源勘测局和相关文献.

1.5 本论文研究问题的提出

作为冰冻圈重要组成部分的冰川,近几十年来变化显著,尤其是近十几年来, 冰川呈现出加速变化之势,对我国西部的江、河、湖、沼已产生了明显影响(姚 檀栋等, 2004). 研究表明, 近十几年新疆出山径流显著, 最高增幅可达 40%. 据 天山1号冰川长期观测结果分析,乌鲁木齐河源区径流增加的70%来自于冰川加 速消融补给,南疆阿克苏河1990年代径流增加的1/3左右来源于冰川径流增加; 我国科学家预估表明,未来 50 年我国西部冰川将普遍退缩,冰川面积平均将减 少近 30% (施雅风, 2000),这些结果表明,冰川退缩将会对山区水资源变化带 来巨大影响. 冰川变化对水资源的影响表现为: 短期内, 冰川的加速萎缩可导致 河川径流增加,随着冰川的大幅度萎缩,冰川径流趋于减少,势必引发河川径流 的持续减少,不仅减少水资源量,更使冰川失去对河川径流的调节作用,导致水 资源-生杰与环境恶化的连锁反应, 进而影响人类发展. 目前, 由于监测冰川数 量少、流域尺度冰川变化对水资源影响研究基础薄弱,有关冰川变化对水资源影 响的时空尺度、气候一冰川一水文之间相互联系的数量关系等方面还很不清楚. 我国冰川面积广阔、类型多样, 过夫几十年中冰川变化对水资源到底产生了什么 影响、未来变化将会有什么影响?目前的研究还不能系统、准确地回答这一广泛 关注、且急需回答的科学问题.

另一方面,塔里木河的重要支流的阿克苏河是受冰川影响的跨境河流,如何 系统认识冰川变化的水文、水资源效应,不仅关系到我国塔里木河流域的可持续 发展,而且也涉及到周边国家的水资源利用,一旦冰川水资源变化导致河川径流 减少,将会引发国际问题.目前跨境河流水资源问题已引起了广泛的关注,一些 国际组织纷纷发出警示,如联合国发展署发布的"人类发展报告"中指出(UNDP, 2006),中亚、南亚和青藏高原"未来 50 年冰川融化可能是对人类进步和粮食 安全最严重的威胁之一".世界银行在"世界发展指数 2005"中也指出,未来 50 年喜马拉雅山冰川变化将严重影响那里的河川径流(World Bank, 2005).因 此,掌握国际河流冰川变化的科学事实,并从冰川变化机理认识出发,尽快给出 冰川变化对水资源影响的定量评估,是确保我国水资源利用权益、为国际河流水 资源谈判占据主动所面临的迫切问题提供基本科学数据.

以天山山脉四个典型研究区的冰川变化研究为基础,通过气候、冰川和水资 源之间关系的系统分析,研究四个典型研究区近几十年冰川变化对水资源影响贡 献程度,为正确认识冰川变化的水资源效应提供科学依据.

1.6 研究思路和论文结构

论文的总体思路: 以中国境内天山山脉从东到西的四条监测冰川为依托, 根 据实际监测数据对冰川的物质平衡、面积、长度、冰川厚度、末端变化、冰温变 化等基本特征因素进行描述, 并结合气象因素进行深入分析, 推测引起冰川变化 的原因, 进而分析冰川变化而引起的径流变化. 单条冰川的基本观测要素的测定 对流域冰川的研究具有示范作用. 单条典型冰川变化特征, 包括物质平衡、冰川 面积、厚度、末端退缩、冰温等基本参量. 本文研究依据对四条监测冰川的实地 考察数据, 监测乌鲁木齐河源 1 号冰川、哈希勒根 51 号冰川、庙尔沟冰帽、青 冰滩 72 号冰川四条冰川的基本特征, 比较四条冰川特征变化的异同并分析其原 因.

论文第一章主要从选题意义、研究进展和典型研究区的代表性冰川的基本情况进行介绍;第二、三、四、五章分别介绍了乌鲁木齐河源1号冰川、奎屯河哈希勒根51号冰川、哈密庙尔沟冰帽及青冰滩72号冰川的基本特征因子和它们对 气候因素的特征响应,并分析其对应的径流变化;第六章对四条监测冰川的特征 进行比较,分析其异同点;第七章对全文小结,并展望今后进一步的工作.

第二章 乌鲁木齐河源1号冰川监测结果

2.1 乌鲁木齐河流域地理位置及流域景观

天山东部的乌鲁木齐河流域位于东天山北坡中段(43°00′-44°07′N,86°45′-87°56′E),平均海拔高度3083 m. 该地区地处亚洲干旱和半干旱地区的中心,北半球中纬度欧亚大陆中部,青藏高原北侧,四周高山环绕,天山横跨新疆中部,形成了北疆的准噶尔盆地和南疆的塔里木盆地.该地区三面被沙漠戈壁所包围,南面是塔克拉玛干沙漠,北面是准噶尔沙漠东面是戈壁沙漠(图2-1).在乌鲁木齐河源有7条冰川,乌鲁木齐河源1号冰川(43°06′N,86°49′E)面积最大,它是朝向西北方向的山谷冰川,由东西两支组成,面积为1.69 km²,该冰川观测时间序列自1958 年至今,是中国观测时段最长的冰川.该流域最高峰天格尔II 峰最高点4484 m,冰川区被裸露的岩石所包围,在山谷盆地只有很少的植物覆盖,在1500 m到2900 m是冻土区,在2900 m以上.



图 2-1 乌鲁木齐河流域位置和周边地理环境. 阴影区代表戈壁和沙漠

Figure 2-1. Location of Urumqi River valley and the surrounding geographic environment. The shaded areas designate deserts and Gobis that were drawn on the same scale

乌鲁木齐河流域, 英雄桥以上流域面积为 924 km². 流域景观分为: 1) 高寒砾漠 带(海拔 3 600 m以上); 2) 高山草原草甸区(3 500 - 2 600 m); 3) 中低山森林区(2 500 - 1 600 m); 气候分区为: 1) 高山冰雪区, 为现代冰川区, 平均雪线高度 4050 m, 雪线以上面积 102.2 km², 冰川 150 条(面积 45.99 km²)(冰川编目, 1986 年) 冰川末端海拔高度为 3 440 - 4 050 m, 平均气温-6.0 ℃. 降雪量占年降水量的 75%以上; 2) 亚高山冻土区, 多年冻土下限坡为 2 900 m, 阳坡在 3 250 m以上; 平均气温 -2.5 - 1.2 ℃, 降雪量占年降水量的 50%; 3) 中高山寒温区, 年均气温 0 - 4.0 ℃, 降水量占年降水量的 20% - 30%, 为山区最大降水区, 一般年降水量为 400 - 500 mm.

2.2 乌鲁木齐河流域冰川分布及变化特征

东天山包括9035条冰川,冰川面积9225km²,冰川体积1011km³.乌鲁木齐 河流域共有冰川150条,其中悬冰川占到111条,占到冰川条数比的74%,但悬冰川 总面积仅占到该流域冰川面积的38.27%,该流域悬冰川平均面积为0.168km².冰川 面积变化数据有三期分别是1964年和1992年1:50000地形图,2005年spot5卫 片(分辨率5m).冰川面积变化如2-2所示.



图 2-2 乌鲁木齐河流域冰川变化图. 红线表示 1964 年冰川边界, 蓝线表示 2005 年边界

Figure 2-2 The area change of Urumqi River valley from 1964 to 2005. The red lines on the map represent the glacier boundary of 1964 and the blue lines reprent the glacier boundary of 2005

比较三期冰川面积得到,1964-2005年间乌鲁木齐河流域冰川面积变化了-34.1%. 面积 >1 km²的冰川面积变化率为-23.74%,面积在 0.5 km²~1 km²的冰川面积 变化率为-27.78%,小于1 km²的冰川面积变化率为-43.88%,规模较小冰川的面积

变化率明显大于大规模冰川,这也是该地区冰川面积变化率变化大的主要原因之一.该地区有十余条冰川已经完全消失,这些消失的冰川面积大多在0.15 km²以下,这些消失的冰川需要进行实地考察验证.表1列出三个不同时期不同规模冰川变化的百分比和不同时段冰川变化的年变化百分比,可以看出1964-2005 年间乌鲁木齐河流域冰川年变化率为-0.83 % a⁻¹,其中1992-2005 年间为-1.62 % a⁻¹,是1964 - 1992 年间(-0.59 % a⁻¹)的2.7倍,可见1992 - 2005 年间乌鲁木齐河流域冰川处于加速消融阶段.这一规律体现在不同大小规模的冰川中,总体来说小冰川变化的百分比要大于规模较大冰川,此流域冰川处于加速消融阶段.

表 2-1 乌鲁木齐河流域三期不同规模冰川变化百分率

Table.2-1 The percentage of three phases on different scale glaciers at the Urumqi River

	冰川规模范围	1964-1992年	1992-2005年	1964-2005年
总	150 条冰川	-16.56 %	-21.03 %	-34.10 %
变	$1 \mathrm{km}^2 \leqslant$	-6.95 %	-18.01 %	-23.74 %
化	$0.5 \leqslant \langle 1 \mathrm{km}^2 \rangle$	-12.82 %	-17.15 %	-27.78 %
率	0.5 km ² <	-24.42 %	-25.75 %	-43.88 %
年	150 条冰川	-0.59 % a^{-1}	-1.62 % a^{-1}	-0.83 % a^{-1}
变	$1 \mathrm{km}^2 \leqslant$	-0.25 % a^{-1}	-1.39 % a^{-1}	-0.58 % a^{-1}
化	$0.5 \leqslant \langle 1 \mathrm{km}^2 \rangle$	-0.46 % a^{-1}	-1.32 % a^{-1}	-0.68 % a^{-1}
率	0.5 km ² $<$	-0.87 % a^{-1}	-1.98 % a^{-1}	-1.07 % a^{-1}

2.3 乌源1号冰川特征变化

作为中国观测时段最长的冰川,乌源1号冰川有近50年的冰川物质平衡、冰川运动、变化观测资料和气象资料.有各个历史时期详细的雪层观测资料,有连续5年冰川 温度观测资料.有过详细的厚度测量.并有二十多年的冰川水文等资料.有一整套完整 的运行管理体系,无疑是这一流域的代表性冰川.

2.3.1 冰川温度升高

冰川温度在 1981 - 1986 年间有系统的观测. 2006 年在1号冰川东西支分别补充了 一些 20 m 温度孔,在 10 余个深度为 8-35 m 的测温孔内进行,每隔 15 天观测 1 次. 在东支海拔 3 840 m 左右,获取到 1986、2001 和 2006 年的 3 次冰温剖面资料,前两 次的测温达到了冰川底部,第三次的深度为 20 m.

冰川温度,尤其是活动层以下的温度决定了冰川的许多基本物理性质,如流动及底 部滑动特征等.冰川温度的改变表明冰川内部冷储的变化,预示着冰川对气候响应敏感 性的变化.天山冰川站在 1981 – 1986 年间曾对 1 号冰川温度开展过系统的观测研究. 尽管仅从这一阶段的观测结果不足以判断温度的变化趋势,但揭示了冰川的温度基本特 征和等值线分布.发现冰温最低的部位为消融区上部,是融水冻结释放的潜热造成了积 累区温度的升高,潜热的影响甚至可以达到 30 m 的深度.



图 2-3 乌源 1 号冰川测温孔分布图

Fig. 2-3 The distribution map of ice temperature hole on Uriumqi Glacier No.1

对比 1986、2001 和 2006 年位于冰川海拔 3 840 m 左右的 3 个冰温剖面(图 2-4)发现,该处冰川活动层深度大约为 10 m,气温的季节变化对活动层以下冰温的影响很小.如果忽略活动层内变化,冰温在 1986 – 2001 年间有显著的升高,其幅度随深度增加而衰减.在 10m 左右为最高,约为 0.9 ℃或升高了 10%,在 22 m 深处则变得不易辨别.与 2001 年相比,2006 年的冰温又有了明显升高,在 10 m 深处的升幅约为 0.4 ℃.

冰温与气温之间保持着长期动态平衡,一般而言,冰川活动层下界的冰温与年均气温接近.因此,1号冰川温度的升高明显是由于气温不断上升而引起的.气候变暖导致冰川温度的上升在天山其它地方也有发现,例如西天山的 Gregoriev 冰帽,1962 – 1990 年间冰川活动层以下的温度升高了 2.2 ℃ (Mikhalenko V N., 1997). 但总体来看,由于冰川温度难以观测,数据很少,难以进行全球范围的变化研究.



图 2-4 1 号冰川海拔 3 840 m 处 1986 年、2001 年和 2006 年的冰温剖面比较 Fig. 2-4 Comparison of ice temperature profiles obtained in 1986, 2001 and 2006 at a site around 3 840 m a.s.l. on Urumqi Glacier No.l, indicating that an apparent ice temperature increase between 10 to 20 m in depth

2.3.2 冰川零平衡线变化

零平衡线(ELA)是冰川积累区和消融区的界线,与物质平衡、冰川表面形态等因 素有关,是重要的冰川参量.在零平衡线上,物质的积累和消融达到平衡,物质平衡值 为零.零平衡线通常位于雪线以下,之间是附加冰带.由于雪线比较容易辨别,其变化 很容易引起人们的关注.1号冰川零平衡线高度是基于冰川上单点物质平衡观测值,通 过分析得到的,在1959 - 2004年间的波动范围为海拔3946~4155 m,平均海拔为 4056 m.分析发现,零平衡线高度在冰川物质平衡为正的年份平均低于物质平衡为负 的年份96 m.由于零平衡线的年际波动很大,因而难以直接确定其升高趋势.尽管如 此,1号冰川零平衡线自1996年以来显示出了较为明显的上升趋势(图2-5),这显然 是由于同期温度的升高所致.事实上,冰川零平衡线不仅与物质平衡有关,而且与冰川 表面形态及反射率都有关系.一些学者曾就1号冰川零平衡线对温度及降水变化的敏 感性问题进行过深入的研究.通过零平衡线的位置,可以计算出冰川积累区比率 AAR (积累区面积与冰川面积比值).AAR是反映冰川物质积累条件的基本参数,一般认为 AAR为0.6左右时冰川处于稳定状态,大于此数时为前进冰川;反之,为后退冰川,过

去 46a 来在 1 号冰川的变化幅度为 25% ~ 79%, 平均为 44%, 处于后退状态.



图 2-5 1959 - 2004 年 1 号冰川零物质平衡线变化

Fig. 2-5 ELA fluctuation from 1959 to 2004 in the Urumqi glacier No.1
冰川末端的位置以冰川外 6 个基准点为参照而确定.在 1980 年以前,观测是阶段性 进行的,之后开始了每年 1 次的固定观测.冰川面积主要依据航测地形图、地面立体摄 影测量或实地测量等资料获得. 1962 - 2006 年,共进行了 7 次面积测定. 1993 年,1 号冰川分离为两条独立的冰川,对其末端及面积的测定也分开进行.

在气候变暖背景下,冰川变化一般遵循后退、减薄的规律.冰川末端和面积的变化 是冰川对气候短期和长期变化的综合响应,短期到一年,长期到几个世纪,依冰川规模、 形态及水热状况等因素而定.1号冰川自1959年有观测记录以来一直处于退缩状态, 东、西两支冰舌在1993年完全分离,成为独立的两支冰川,期间共退缩139.72 m, 平 均每年退缩4.5 m.1993年至2004年,东支年均退缩3.5m,共计38.7m;西支年均退 缩5.8 m,共64.1 m(图2-6所示).1962-2004年间冰川的后退率(后退长度与冰 川长度的比值)东支约为7.8%,西支约为10.5%.东支末端的退缩量较小,而且变化 不大,原因之一可能是由于冰舌为表碛覆盖,部分成为死冰所致.西支末端1999年和 2000年的退缩量分别为6.92m和6.95m,创下历史最高记录,很可能是强烈消融所致, 因为同期冰川末端的冰流速较为稳定,冰川补给大幅较少的可能性不大.随着冰川后 退,冰川末端的海拔从1962年的3736m上升到1980年的3746m,2005年东支为3 777 m,与1980年相比上升了31 m.



图 2-6 乌源1号冰川末端退缩速率,自1993年1号冰川变为东西两支,分别测定 Fig. 2-6 The recession rate of Urumqi Glacier No.1, since 1993 Glacier No.1 have been divided into west and east branch, these two branches were measured independently

1号冰川面积在 1962 - 2007 年这 44 年间减少了 0.32 km²或 16%,并呈加速减少 趋势,其中 1992 - 2007 年这 14 年间减少了 0.19 km²,相比 1962 - 1992 年这 30 年减少的面积 (0.12 km²) 多出 0.05 km². 面积变化曲线的斜率可以体现面积的加速减 少趋势,图 2-7 显示了 1962 - 2007 年和 1986 - 2007 年面积变化线性回归曲线.从 图 2-6 中看出,1986 年以后面积的变化曲线的斜率绝对值相对较大,表明冰川面积的 减少在 1986 年以后出现了加速趋势.冰川面积的持续减少明显是由于气温升高的缘故. 此外,可能和东、西支冰川分离,末端有效消融面积增大也有关系.



图 2-7 1 号冰川面积变化及其线性趋势(实线表示 1962 - 2007 年的回归线, 虚线表示 1986 - 2007 年的回归线)

Fig. 2-7 Area change of Urumqi glacier No. 1 along with linear regressions. Solid line represents the linear regression based on the area change during 1962 -2007 and dashed line represents the linear regression based on the area change during 1986 - 2007

由于局地气候和冰川形态上的差异,即使在同一个地区冰川的变化幅度也是不一样的.较之大冰川,小冰川通常具有较小的绝对变化量和较大的变率,这是因为能量交换

对于体积较小冰川的作用较之体积大的冰川相对强烈(Granshaw F., 2002). 乌鲁木齐 河流域共有 150 条冰川, 平均面积为 0.3 km², 1 号冰川面积最大, 因而其变幅相对较 小. 据统计, 1964 - 1992 年间, 乌鲁木齐河流域冰川末端后退的平均值是 $3.5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 平均后退率为 12.4%, 平均面积变化率为 18.2%. 考虑到本区 1992 年以后冰川退缩的 加快, 其后退率和面积变化率应该比 1 号冰川的更大. 其它地区, 20 世纪亚洲中部大 陆型冰川的退缩量可以达到数百米. 最近几十年青藏高原上的冰川后退速度一般 <10 m • a⁻¹, (姚檀栋, 等. 2004). 1958 - 1998 年美国North Cascades 地区冰川面积减 少 10.3%~100%, 平均为 11.4% (Granshaw F., 2002).

2.3.4 冰川厚度变化

厚度是冰川基本物理参数之一,其变化是对冰川区水、热条件不同时间尺度变化的 综合反映.在乌源1号冰川进行过三次雷达测量,分别是1981、2001和2006年,其中 2001年的观测使用的是加拿大产 EKK0 100A 增强型雷达,其余两次均使用自制 B1 型冰 雷达,通过透底蒸汽钻孔等验证,误差范围均在数米以内,测厚路线如图 2-8 所示.利 用1号冰川的厚度测量资料(如图 2-9 所示),初步分析了1号冰川长期厚度变化情况. 结果表明,冰川厚度在横向上变化量很小,加之观测误差等因素,即便是对靠近冰舌末 端的横剖面也难以准确地判定其变化量.而与之相比,东、西支中轴线纵剖面的变化则 较为明显.1981 - 2006年25 a 间,积累区厚度有所减薄,但幅度不是很大,显著变 薄出现在消融区,从冰川末端到海拔3910 m 处,减薄量逐渐降低,末端附近减薄幅度 达到 30 m 以上.经计算,1981 - 2006年东支冰川中轴线剖面平均减薄了10 ~ 18 m, 由此推算出的冰川物质损失量值与实测值能够较好地吻合.

由于冰川具有向稳定态流变的特性,因而可以根据已发生的厚度变化来预测冰川的 未来变化. Johannesson et al. (1989)提出的剖面形状参数相关预测模式,就是以厚 度变化为主要参数来进行冰川预测的. 根据这一理论,如果冰川的变化发生在消融区, 则冰川处在由不稳定态向稳定态的过渡状态;如果变化发生在积累区,会随着运动波向 下部传播,使消融区形成较上部更大幅度的变化响应,此时的冰川处于不稳定态的初始 阶段,将进行长时间的变化响应.1号冰川上下厚度均发生了变化,下部更为强烈,表 明冰川对气候正处在一个系列性响应变化阶段,并在未来相当长的一个阶段仍将继续后 退下去.



图 2-8 乌源 1 号冰川雷达测厚路线图

Fig. 2-8 The path of radar measuring ice thickness of No.1 Glacier at the source of Urumqi river Tianshan



图 2-9 1 号冰川 1981, 2001 和 2006 年雷达测量主流线厚度

Fig. 2-9 The ice thickness of mainstream line in 1981,2001 and 2006 on No.1 Glacier at the source of Urumqi river, Tianshan

2.3.5 物质平衡变化及其对气候变化的响应

2.3.5.1 物质平衡变化

与冰川的面积、厚度及末端变化不同,冰川物质平衡变化是冰川对气候变化的直接 反应.这一特点也使得物质平衡被视为气候变化的指示器.1号冰川物质平衡观测始于 1959年,曾于1967—1979年因文革而中止,期间的资料由计算得出.使用方法为花 杆/雪坑法.目前在1号冰川上设有由52根花杆组成的观测网络.1号冰川物质的许多 基本特征已在其它研究中所揭示(Jing Z F, 2006; Han T D, 2006; 杨惠安, 2005), 1号冰川物质平衡无论是年度值还是累计值均有负增长趋势,物质损失严重.1959 -2006年的记录中,负平衡年共33 a,正平衡年共15年.从1997年到现在,负物质 平衡已经连续了10年,并仍在继续,这是前所未有的.47年间,年均物质平衡为-252.4 mm•a⁻¹,累积物质平衡达到-12115.4 mm,表明此间1号冰川平均厚度减薄了12 m多, 损失体积达2 272×10⁴ m³.

更大范围上比较,1号冰川年度和累积物质平衡的变化与北半球及天山中部许多冰 川相一致. Mikhalenko (1997)曾将中亚地区的物质平衡分为两大类:第一类为海洋 型冰川,年均物质平衡值在1880-1990年间为-480 mm·a⁻¹;第二类为大陆型冰川, 分布在天山,阿尔泰山,乌拉尔山以及西伯利亚西北部和Dzungaria山脉,同期物质平 衡值为-140 mm·a⁻¹.1号冰川在1958-1990年间物质平衡均值为-121.4 mm·a⁻¹, 与其第二类冰川接近.然而,近期的强烈加速消融已大大降低了1号冰川原来的物质平 衡值.

2.3.5.2 物质平衡对温度上升和降水增加的响应

欧洲和北美中部的冰川在冬季获得物质积累,夏季损失物质.与之不同的是1号冰 川的积累和消融均发生在夏季,冬季少有降雪.前人的许多研究表明,1号冰川物质平 衡与降水呈正相关,与夏季(5~8月)气温呈负相关关系.然而,目前的气候状况是 温度和降水都有显著升高,那么物质平衡对此如何响应?图2-9显示了1959 - 2006 年物质平衡、夏季气温、年均气温和降水量变化及其趋势曲线,从中看出,1960 - 1986 年间物质平衡与温度呈微弱负相关,而与降水有明显的正相关关系(R²=0.51; N=27; P<0.01),表明此间物质平衡由温度和降水共同决定,但起主要作用的是降水.这一时期,年均温度和降水量分别为-5.4 ℃和425.8 mm.然而,自1986年以来,这种耦合关系发生了转变,物质平衡显示出与温度的负相关,而与降水的相关性不大,表明此间物质平衡主要由气温控制.这一时期,年均温度和降水分别上升到-4.9 ℃和491.6 mm.从上述现象我们可推断,物质平衡通常由温度和降水共同决定,但当温度升高到一定程度后,尽管降水量很大,物质平衡仍然会受气温控制.这一种现象在冰川积累区也有发现,通常认为积累区物质平衡对降水的反映更为敏感.观测显示,1号冰川积累区单点物质平衡在1997年后受气温影响很大,这是由于1997年至今,本区的平均气温生高了近1℃.



图 2-10 1 号冰川年物质平衡、大西沟气象站夏季气温(5 ~ 8 月)、年均气温和 年降水量变化和趋势

Fig. 2-10 Annual mass balance of Urumqi glacier No.1 against summer temperature (May-August), annual temperature, and precipitation at Daxigou Meteorological Station. The annual values are smoothed by negative exponential

smoother with sampling proportion 0.1 and polynomial degree 1.

2.3.6 冰川的加速消融及其原因探讨

根据冰川物质平衡计算,1959 年以来,1 号冰川的平均消融量增加了近6倍,并呈强烈加速趋势.冰川的消融发生在夏季,消融量的增加应该与夏季气温有直接的关系. 然而自1959 年以来,夏季消融季节(5 ~ 8月)的平均气温只升高了0.6℃,低于平均 气温的升高(0.8℃),因此,仅仅从夏季气温升高因素似乎难以合理解释消融加速这一 现象.经过最近几年的观测研究,我们认为冰川的加速消融很可能还有其它两方面的原 因,一方面是冰川温度的升高,另一方面是冰川表面反射率下降.

根据 Shumskii (1964)的研究,冰川温度的高低指示了冰川冷储的多少,决定了 冰川对气温变化的敏感性.海洋型冰川对气候变暖的响应比大陆性冰川强烈得多,一个 主要原因是海洋型冰川具有较高的冰川温度.在气候变暖背景下,冰川温度不断升高, 其敏感性也随之不断增强.可以推测,当敏感性达到某一程度时,即便气温有小的增量, 也会造成剧烈的消融.冰温与气温之间是一种动态的平衡,冰温的上升是气温在各个季 节升高的结果.1号冰川区气温的上升几乎发生在所有季节,特别是秋季和冬季.夏季 气温的升高直接加速了冰川消融,而其它季节气温的升高则造成冰川温度的升高,冷储 的减少.近期我们利用1号冰川温度资料,通过计算发现,冰温升高对消融的作用足以 造成消融的加速,证实了冰川消融加速的部分起因是由于冰川温度的升高这一推论.

另一方面,冰川的消融本质上是热量平衡的一种结果. 据观测,冰川不同成冰带的 消融状况有很大差异. 在积累区,气温升高产生的热量使得表面雪层融化加强,融水在 下伏粒雪层中冻结成冰,释放的相变潜热导致冰川温度上升,冷储也随之减少. 而在消 融盛期的消融区冰面,消融损耗的热量可以分为两部分,一部分提供了冰面融化发生相 变所需的热量,另一部分则用来将冰面加热到0℃. 这后一部分热量的减少这部分热 量的损耗,从而增大有效消融量.

在冰川表面热量平衡中,冰川表面接受热量的一半以上来自净辐射,其余来自感热等.而净辐射的大小很大程度上取决于冰川表面反射率大小.近期观测表明,新雪的反

射率在 0.8 以上,变质粒雪为 0.5~0.6,冰川冰为 0.1~0.3.冰川表面组成及特征一般随高度而变化,冬季均为积雪覆盖.夏季消融期在无新降雪情况下,积累区被粒雪所覆盖,而附加冰带以下的消融区表面一般是裸露的冰面.近几十年来,随着气温升高,积累区粒雪性质发生了变化,除了粒雪厚度变薄以外,雪层内具有较高反射率的细粒雪减少,杂质含量高,反射率低的粗粒雪增加,这样便造成积累区反射率整体上的下降.在消融区,由于冰川表面含有大量融水传输的粉尘颗粒,随着温度的升高,表面附着的微生物大量繁衍,使得冰面颜色大大加深,很大程度上降低了冰面的反射率.与此同时,由于气温的升高,消融区面积扩大,加之新的降雪会很快融化,这些因素都大大降低了冰川反射率,增大了净辐射的吸收,从而成为冰川加速消融的原因.图 2-11 显示了夏季消融季节无新降雪时东支冰面情况,从中可以看出,粒雪仅存在于 4 000 m 以上的粒雪盆,而冰川的大部分表面覆盖着粉尘颗粒物,有利于辐射能量的吸收.



图 2-11 夏季消融季节无新降雪时东支冰面情况. 消融区冰川表面含有大量融水传输的粉尘颗粒,随着温度的升高,表面附着的微生物大量繁衍,使得冰面颜色大大加深, 很大程度上降低了冰面的反射率

Figure. 2-11 Showing the surface feature of Urumqi Glacier No.1 during summer

ablation period under the condition without new snow. The surface of ablation area has many dusts with the ablation water, with the temperature rising,

microbes attached on the surface reproduced fastly, thus the color of ice-surface highly increasing, and decreased the surface albedo in large degree.

2.4 乌鲁木齐河源区冰川径流变化

2.4.1 冰川、水文气象特征

在过去几十年,自然景观的变化特别是阿尔比斯山地区冰川物质损失和体积减小是 全球变暖的有力证据.小冰川对气温和降水的变化高度敏感,上个世纪海平面升高 10 到 15 厘米,其中冰川变化对海平面变化的贡献占到 20 到 50% (Oerlemans and Fortuin, 1992; Kuhn, 1993; Meier and Bahr, 1996; Dyurgerov and Meier, 1997; Dyurgerov, 2002; Raper and Braithwaite, 2005),冰川径流的观测是非常必要的并 且对评价地区和全球冰川退缩和水资源变化都是十分重要的,但是现在世界范围观测和 预测冰川变化都是基于对数量很少的对于单条冰川的实地观测(Haeberli *et al.*, 1989; Dyurgerov and Meier, 2000).

由于乌鲁木齐河源区的径流来水主要源于冰川融水,冰川径流对气候变暖很敏感. 乌鲁木齐是新疆维吾尔族自治区的首府,乌鲁木齐河是其母亲河,作为乌鲁木齐河源头 的冰川变化近些年来引起了人们的广泛关注.本章前半部分的研究内容集中在物质平 衡,冰川面积,末端位置的变化等冰川观测的基本特征上(李忠勤,等,2003;2005;2007; Ye *et al.*,2005; Han *et al.*,2006; Jin *et al.*,2006),以下研究内容主要集中在 乌鲁木齐河源区长期的气候和径流变化,特别是乌鲁木齐一号冰川变化引起的径流变 化.

乌鲁木齐河流域地处欧亚大陆腹地,气候为典型的大陆性气候,乌鲁木齐河是降水、冰雪融水及地下水混合补给的河流,出山口英雄桥以上是径流的主要形成区,冰川面积为 37.95 km²,仅占流域面积的 4.1%.根据河源区冰川和非冰川区径流资料推算,1982 - 1997 年冰川径流补给比例平均为 11.3%,但在高温干旱的年份,如 1986 年冰川径流 比例高达约 28.7%.在丰水的 1987 年则只有 5.1%.乌鲁木齐河流域高山区大西沟气 象站气温变化较小,出现微弱的升温趋势;冬季温度变化幅度较大,冬季升温也是年温 度升高的主要原因.北方寒流的天山阻隔加上下垫面沙漠戈壁的强冷却作用,北坡乌鲁

木齐河流域冬季逆温层发育十分明显和稳定,从山前冲积平原的昌吉、乌鲁木齐河谷逆 流而上,逆温层上界可达海拔2200m以上.

乌鲁木齐河流域地处遥远的中国西北地区:东距太平洋约3500 km,西距大西洋 6900 km,北距北冰洋3400 km,西至印度洋约2500 km.构成中国东部主要降水的 太平洋的湿润气流向西北驱进时,受东部阶梯状山岭的阻挡到达新疆上空时,空气中 的水分已丧失殆尽,难以产生降水.乌鲁木齐河流域降水的主要水汽来源是大西洋的水 汽,它由高空盛行的西风气流携带,经北疆西部的河谷和山口等谷地进入新疆,构成了 新疆降水的主要水气来源(李江风,1991).降水主要发生在每年的5-9月份,河源 区降水量约占年平均降水量(645.8 mm a⁻¹)(杨大庆,1988)的90%.其它月份的 降水量很少,仅占全年总降水量的10%左右(李忠勤,2003).不仅如此,5-9月份 也是全年降水频次最高的时期(杨大庆,1992).降水的形式主要是湿雪、雹和霰.1 号冰川地区的降水不仅具有季节性,而且具有明显的海拔高度分布性.随着海拔的升 高,降水量有明显的增大,其中最大降水量在1号冰川上(杨大庆,1992).在乌鲁 木齐河流域,除1号冰川上的一个最大降水带外,受植被的影响还有另外一个最大降 水带,该带分布在1800-2200m的树林地带.

2.4.2 数据来源和方法

在乌鲁木齐河源区设有两个气象站(见表 2-2 和图 2-12), 三个水文断面都有径流 和气象数据记录.1 号冰川水文断面于 1959 年建立并开始记录径流数据,由于文革原因 数据在 1967-1979 年间中断,该时间段的对应数据使用水文方法恢复(杨针娘,等,1991). 其他两个水文断面,总控水文断面和空冰斗水文断面,建立在 1981 年,目的是为了测 量河源区 7 条冰川径流的总和及没有冰川覆盖地区的永冻区的径流量.空冰斗的径流 数据自 1994 年后在该研究中没有使用,原因是由于永冻区的损坏导致了水文断面底面 的损坏,因此造成测量数据的不可靠.大西沟气象站位于1号冰川下游3 km 处,自 1958 年建站至今观测都在进行.后峡站位于1号冰川下游东北方向 35 km 处,其观测数据 开始于 1982 年.

三个水文站的观测在每年5-9月间进行,观测数据基于流速曲线转化为径流数据, 然后转化为全天的,季节的,和年径流量,其单位为m³,或者年径流深度(年径流量 除以集水面积)单位是mm.这些水文站超过95%的年径流量出现在观测期内,其他时

表 2-2 水文站和气象站信息

Table 2-2. Information of the hydro-meteorological stations and the meteorological stations

站		海拔 (masl)	集水面积 (km²)	冰川覆盖百 分比 (%)	观测起始时 间
	1 号冰川	3693.0	3.34	54.0	1959
水文断面	总控	3404.8	28.9	18.5	1981
	空冰斗	3804.6	1.68	0	1981
一在山	大西沟	3539			1959
气家站	后峡	2130			1982



图 2-12 乌鲁木齐河源区水文站和气象站位置. 阴影部分面积代表冰川

Figure 2-12. Locations of hydro-meteorological stations and meteorological stations at headwaters of Urumqi River. The shaded areas designate glaciers that were drawn on the same scale

基本都是霜冻期,基本无地表径流产生.自1980年开始至今,冰川物质平衡数据以 年报的形式出版,为了高精度低噪音地分析时间序列,本研究分析序列以年为周期.

2.4.3 径流变化结果和讨论

2.4.3.1 气候变化

该地区径流的变化归根结底是气候的变化引起的. 尽管该地区气温随海拔高度变化的幅度大约是 0.44 ℃ 100m⁻¹,河源区的三个水文站和大西沟气象站的年观测气温

有相似的变化趋势. 除了在 1990 到 1996 年间变化有点轻微的差别,尽管后峡站与其他四个站相距约 35 km,这些数据和后峡站的数据也基本相似,这些相似性显示了该地区气温变化的相似性. 大西沟气象站的观测数据 (如图 2-13 所示)表明整体的增温过程很明显,特别是 1997 年到 2006 年之间.从 1959 到 2006 年气温平均增加值达到约 0.9 ℃或者 0.019 ℃ α⁻¹.在 1997 到 2006 年期间平均气温是-4.4 ℃,而 1959 年到 2006 年平均气温为-5.3 ℃,增加了大约 1 ℃.观测到的最低温度在 1984 年,为-6.7 ℃,最高温度是-3.9 ℃ 观测到的年份是 2002 年.较低温度发生在 1974 到 1976 年间,该地区观测到的温度和天山其他地区变化趋势相似. 根据Aizen Vladimir (1997),在 1940 到 1991 年期间中天山和西天山气温升高梯度为 0.01 ℃ α⁻¹.这个值稍微低于东天山的观测值,东天山自 1995 年后快速升温,乌河流域升温相对较高.

乌鲁木齐河源区 4 月到 9 月期间的降水量占到年降水的 90%以上.河源区四个测量点(三个水文断面,一个气象站)的年降水有相似的变化,但是在 1990 到 1994 年间和后峡站有些差异,显示了降水空间存在差异.如图 2-13 所示,大西沟气象站的降水记录代表了河源区的最长记录.根据这些记录在过去 48 年,降水的增加大约是 83.4 mm (1.7 mm a⁻¹)或者 20.3 %.最低值为 293.4 mm,最高值为 634.4 mm分别发生在 1985 和 1996 年.在 1958 到 1986 年降水的波动是正常的,从 1987 到 2006 年降水快速地增加.1987 到 2006 年降水的平均值是 491.1 mm与 1959 到 1986 年的 424.8 mm 相比增加了 15.6%,在 1996 年后,温度和降水都有了明显的增加,表明自 1996 年后 这个地区显示了暖湿气候模式,这段时间是此地区在过去 48 年最暖湿的气候.



图 2-13 1959-2006 年大西沟气象站不同时期温度降水的平均值和线性回归

Fig. 2-13 Annualtemperature and precipitation with mean values and a linear regression in different time periods at Daxigou Meteorological Station from 1959 to 2006

2.4.3.2 长期径流变化

乌鲁木齐河源头的径流主要依靠气温高低和降水的强度及时间(Kang and others, 1997). 降水决定着整个流域的水量,但是气温控制着冰川区的融水量.由于春夏季冰 雪消融和最大降水时段是一致的,三个水文断面的超过 90%的径流量产生在每年 5 月 到 9 月之间.

(1) 1号冰川水文断面

水文断面的集水面积 3.34 km² 约 54%被 1 号冰川所覆盖,该点的水文记录表明 自 1959 年到 2006 年径流量明显增加,增加了 165.1×10⁴ m³,增加了 1.5 倍,径流量 和物质平衡呈反相关关系(R²=0.53; N = 48; P < 0.01),如图 2-14 所示,由于物质 平衡直接影响冰川体积的变化,冰川物质平衡的损失表现为水文断面径流的增加. 1985-2006 的平均径流量和 1959-1984 的平均径流量相比增加了 66 %,平均径 流的增加证明了乌鲁木齐河流域 1 号冰川正在加速消融.图 2-14 也显示了从自 1959 年到 1985 年期间负的物质平衡是轻微的,而 1986 年到 2006 年期间物质平衡损失大 幅度增加.在 1985 年以前物质平衡由降水和温度共同决定,然而在 1986 年后物质平 衡主要由气温决定,甚至是在大的降水气候背景下(Li *et al.*, 2007).以前的一些研究表 明(李忠勤,等,2003;2007; Han *et al.*,2006; Jin *et al.*,2006) 由于气候的变暖乌鲁 木齐河流域 1 号冰川在整个观测时期都处于退缩状态,在 1980s中期冰川表现为加速消 融,特别是在 1995 年之后更为明显.1962 到 2006 年间冰川面积减少了 0.27 km² 减 少了冰川面积的 14%,特别是在 1992 年到 2006 年的最近 14 年间面积减少了 0.16 km² 这个数值大于 1962 到 1992 这 30 年间冰川面积的减少.自 1958 年以来冰川末端持续 退缩,自 1990s后加速退缩,速度达到 4.5 至 5 m/a.冰川物质持续亏损导致了 1993 年 1 号冰川分裂为东西两支,这更加速了冰川的消融.此外,雷达测厚表明自从 1980 到 2001 年冰川厚度在持续减薄,而且在 2001 年到 2006 年减薄表现的更为明显.与冰 川减薄相一致的是最大表面速度自 1980 年之后表现为减慢的趋势.



图 2-14 乌鲁木齐 1 号冰川年物质平衡和 1 号冰川水文断面径流量关系,二者表现出反相关关系

Figure 2-14 Comparison of runoff at Urumqi glacier No. 1 Hydro-meteorological Station with the annual mass balance of Urumqi glacier No. 1, illustrating

that they have explicit inverse correlation

1997 到 2006 年气温逐渐升高相比, 径流在 1986 年后也表现为逐渐递增趋势. 这个明显的结果自从 1986 年降水增加而表现出来,降水的增加不但直接导致径流的增加, 而且液态降水的增加更加速了冰川消融的速度.

(2) 总控水文断面

总控水文断面年径流波动显示了和降水相似的趋势,如图 2-15 所示,表面降水 是该小流域的水量来源.由于冰川面积约占集水区面积的 18.5%,冰川径流也是该地 区径流的重要组成部分,这可以通过径流比率来解释(径流深度和降水量的比值).此 站径流比率平均为 1.1,大大高于与此相近的无冰川覆盖区域的 0.7,显示了冰川融水 是除降水外的另一个重要来源.总控站的年径流量整体显示了增加的趋势,在 1983 到 2006 年间增加了 355.4×104 m³ 或 29.6%.然而考虑到降水增加了 34.7%,同期冰川 消融也在逐渐增加,径流并没达到期望的水平,特别是 2000 年后.深入分析表明平均 径流比率已经减少了 3%,显示了降水转化为径流的效率降低,冰川融水径流量也在减 少.过去十年,类似的现象在天山其他地区也观测到过,降水的增加并不能直接导致表 面径流的增加(Aizen *et al.*, 1997).这可能是由于气温的升高导致蒸发量的增加从而 抵消了部分的降水的增加,还有一部分降水转化到地下水循环系统中了.随着气温的升 高生态的发展也导致了集水区内耗水量的增加.此外,尽管乌鲁木齐河源 1 号冰川融水 增加,但是总控的来水量还有其他 6 条冰川(冰川平均面积 0.61 km²),总控的水量 表现为减少趋势,这是冰川区面积减少的结果.所有的这些因素都会影响集水区表面径 流的量.



图 2-15 1983-2006 年总控水文断面径流记录和大西沟气象站降水记录及线性拟合

Figure. 2-15 Runoff records at Zongkong Hydro-meteorological Station and precipitation observed at Daxigou Meteorological Station from 1983 to 2006 with their liner regressions

(3) 空冰斗水文断面

该水文断面没有任何冰川覆盖,主要的水量来源是融雪.通过降水误差校正集水区的年降雪量约 560 mm a⁻¹ (Wang and Zhang, 1985; Yang *et al.*, 1988),大约比大西沟气象站高33% 年径流量如图2-16所示, 1980 到 1993间,径流与降水有很好的相关性(R² = 0.53; N = 12; P = 0.07)和气温相关性也较强.该水文断面的水平衡可以使用以下方程简单描述:

$$R = P - E - \Delta S \tag{1}$$

式中 R 是该点径流, P 是降水, E 是蒸发(包括升华), ΔS 是积雪储量,地下冰和 集水区土壤湿度的变化(Woo *et al.*, 1994).集水区的粗颗粒下垫面导致水的下渗表现 为ΔS 有个较大的范围, 与 P 和 ΔS 相比蒸发的强度是不明显的.在正常的温度情况下, 径流比率 R/P 为 0.75,显示了一个非常有效的降水到径流的转化.在异常低或高的气 温情况下,积雪融水可以转化为地下冰储存或者地下冰融化转化为径流.这种情况发生 在1984-1987期间,1985年的径流值很低,仅仅从降水方面来解释道理是不充分的, 记录表明在1984年以前气温是相当低的,这可能导致了积雪融水向地下冰的转化过程, 于是水量被储存在集水区的活动层.随着气温的升高,一些地下冰消融,于是前些年储 存在地下的水量释放出来导致了径流的增加.因此1987年径流的高值记录应该看成是 高的降水量和地下冰消融导致的径流增加的综合结果.



图 2-16 1980-2003 空冰斗水文断面径流深度和降水记录和大西沟气象站气温记录 Figure. 2-16 The runoff depth and the precipitation records at Empty Cirque

Hydro-meteorological Station and air temperature observed at Daxigou

Meteorological Station from 1980 to 1993

(4) 冰雪消融产流时间明显推后

对于河源区1号冰川水文断面,近年来河源区5月份冰雪消融开始产流的时间有 明显推后的现象,而9月份冰雪径流断流、河床冻结的时间变化不太明显,但在1990 年代中期却有几年出现了提前的现象.初步分析认为:这种现象的出现可能与冬季降雪 增多,4月份降雪明显减少(5月份降雪明显增加)(韩添丁等,2004),导致冰川表面 反射率增大有关;另一方面,河源区3月份明显的降温趋势和4-5月份微弱的增温过 程无疑也对冰雪消融起到了抑制作用;而径流结束时间的推后除了与气温升高造成冰川 冷储的减少(李忠勤等,2003),冰川对气温变化的敏感性大大增强的原因有关外,还 与降水状况密切相关,1990年代中期径流断流时间明显提前对应着同期9月份降水的 持续偏少.

对于空冰斗水文断面,同样近年来5月份冬春季积雪消融开始产流的时间也有明显推后的现象,而9月份冰雪径流停止、河床冻结的时间变化不大(图2-17,2-18). 初步分析认为:这种现象的出现虽然有和1号冰川春季径流产流推后相同的气温降水 等特征,但却表现出不同的产汇流结果.冬季降雪消融初期4月份的降水明显减少导致 土壤干燥,尽管5月份降雪呈现增加趋势,但积雪融水更多的用在下渗、湿润加厚和 干燥的活动层土壤上,其必将造成产流时间的推后;而9月份径流停止、河床冻结的 时间变化趋势不太明显(1990年代中期缺少资料),但总体上径流结束时间的推后无疑 与气温升高造成活动层冻结时间延后及降水增加等有关.

从高山多年冻土的观测研究初步分析认为: 冻土表层含水量较大, 春季多年冻土融 化深度较浅, 积雪融化后主要用于雪层和土壤表面的下渗和蒸发, 也有部分深入季节融 化层成为冻结层上水; 当这一过程相对稳定后, 融雪径流将以浅层水的形式汇流补给河 流; 此后, 当积雪融化后蒸发量较大, 而多年冻土的蒸发量还主要取决于温度的高低; 其实, 冻土水文过程始于前期的积雪覆盖大小, 而消融大小和强度与期间的气温及地温 关系密切, 也是温度和降水等要素的综合反映. 7 - 8 月为强的消融期, 也是降水增幅 最大且多为降雨的月份, 径流大小取决于降水量多少及降水强度等因素.



图 2-17 乌源 1 号冰川和空冰斗水文断面径流初始日期,表明径流初始日期有所推迟 Fig. 2-17 The beginning runoff date at Urumqi Glacier No.1 and at Empty Cirque Hydro-meteorological Station, indicating the beginning runoff date is put off



图 2-18 乌源 1 号冰川和空冰斗水文断面径流结束日期

Fig. 2-18 The end date at Urumqi Glacier No.1 and at Empty Cirque Hydro-meteorological Station

^{2.4.4} 冰川径流的长期变化

冰川径流定义为仅仅来自冰川覆盖区的径流. 乌鲁木齐河流域1号冰川的冰川径 流可以通过1号冰川水文断面来测量,该断面与冰川末端的距离小于1km. 在过去48 年,该水文点测到的冰川径流占到总径流量的66.5%. 年水量平衡可以描述为以下公 式:

$$R_{a} = R - R_{b} \tag{3}$$

式中 R_o 是冰川径流,R是该水文断面测到的总的径流量,R_b 是非冰川表面的径流量. 在简化条件下R_b 可以通过下式计算

$$R_{b} = P^{*}(A_{c} - A_{g})^{*} a$$
 (4)

这里P 是集水面积上的降水量,A_c,A_g分别是集水区总体面积和冰川面积,a是径流比率(非冰川区观测到的径流与降水的比值),该观测点径流比率为0.7 (Yang, 1991). 1959 - 2006 期间的冰川年径流量使用方程 3 和方程 4 计算(见表 2-3).得到的平均 冰川径流为134.3×10⁴ m³ a⁻¹,最小值发生在1976 年为22.8×10⁴ m³ a⁻¹,最大值发 生在 2006 年为 304.5×10⁴ m³ a⁻¹.高的冰川径流伴随着高的气温和降水,同时1976 年的最小值和1974 到 1976 年的低温周期相一致.第二个高值发生在1986 年很可能和 1984 年的低温有关,该低温有利于雪储存在冰川表面,接下来的年份气温升高,储存 的雪消融,导致了冰川径流的快速增加.最大值出现在 2006 年,第三大值出现在 2002 年,和观测到的高温年份相一致.

从 1959 到 2006 年, 冰川径流增加达到 145.5×10⁴ m³ a⁻¹.明显增加的部分发生在 1987 年之后, 特别在 1995 年之后(如图 18 所示).从 1986 到 2006 的平均值是 182.2×10⁴ m³ a⁻¹, 与 1959 到 1985 的平均值 97.0×10⁴ m³ a⁻¹相比, 增加了 85.1×10⁴ m³ a⁻¹ 或 87.8 %.

表 2-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川径流深度

Table 2-2. Glacial runoff depth of Urumqi glacier No. 1

在松	冰川径流	年八	冰川径流	
十切	(104 m ³)	平切	(104 m ³)	
1958-1959	63.0	1982-1983	78.5	

1959-1960	61.7	1983-1984	72.4
1960-1961	112.5	1984-1985	169.5
1961-1962	165.5	1985-1986	272.2
1962-1963	138.7	1986-1987	82.0
1963-1964	101.8	1987-1988	187.6
1964-1965	91.2	1988-1989	113.2
1965-1966	116.9	1989-1990	79.9
1966-1967	57.3	1990-1991	143.7
1967-1968	74.9	1991-1992	71.7
1968-1969	61.9	1992-1993	180.7
1969-1970	95.9	1993-1994	197.6
1970-1971	63.6	1994-1995	151.0
1971-1972	43.8	1995-1996	112.7
1972-1973	146.5	1996-1997	244.3
1973-1974	171.1	1997-1998	251.6
1974-1975	82.3	1998-1999	232.7
1975-1976	22.8	1999-2000	149.6
1976-1977	159.5	2000-2001	221.4
1977-1978	108.4	2001-2002	257.7
1978-1979	80.4	2002-2003	198.7
1979-1980	76.7	2003-2004	189.1
1980-1981	124.3	2004-2005	183.3



图 2-19 乌源 1 号冰川年径流量,表明自 1980s 后冰川融水显著增加

Figure. 2-19 Annual glacial runoff anomaly of Urumqi glacier No. 1, indicating a significant increase of glacier melting since the mid 1980s

乌源1号冰川的物质平衡值的计算通过在1号水文断面观测到的降水和径流值而得到. 结果表明 1959 到 2006 年平均年物质平衡为-246.1 mm 水当量 (w.e.)累积物质 平衡为-11 812.2 mm w.e. 考虑到输送到水文断面这段距离的渗流,实际观测到的物质平衡值和累积物质平衡分别是-252.4 mm 和-12 115.4 mm.

冰川径流是否和气候变化相关可以通过降水和冰川消融两个因素来评估,冰川消融 的实质是气温.1959-2006 年期间,年平均气温和降水分别增加了 0.9 ℃和 83.4 mm, 这是冰川径流增加的主要原因.以前的研究(Shi Yafeng *et al.*, 2002; 2003)表明,自 1987 年开始气候从暖干开始到暖湿的转型,气候转型特征在东天山表现为降水和冰川 径流及河流水量的增加,这和我们在1号冰川观测到的自 1986 年后冰川径流呈现明显 的增加相一致.

2.5 本章小结

乌河流域150条冰川在1964 — 1992年面积变化率为一0.59 % •a⁻¹, 1992—2005 年面积变化率为一1.62 % • a⁻¹, 呈明显加速消融状态. 其代表冰川乌源1号冰川东西 支在1993年分离,分离前共退缩-139.7 m,平均每年退缩4.5 m. 1993-2004年东支 年平均退缩量为3.5 m,共38.7 m;西支为5.8 m,共64.1 m,1号冰川面积在1962-2006年这44年间减少0.27 km²,并呈加速退缩趋势.1981 - 2006年间,1号冰川厚度 明显减薄,接近末端处出现的最大减薄量达30 m以上,东支主流线剖面平均减薄了10~ 18 m.

1958-2006年,乌源1号冰川年均物质平衡是-252.4 mm • a⁻¹,累积物质平衡增至-12115.4 mm,1号冰川减薄近12 m,损失体积为2062×104 m³.其物质平衡在1986年之前由气温和降水共同决定,且以降水为主,但自1986年之后发生了转变,主要受气温控制.1号冰川水文断面54%的集水面积覆盖有冰川,在1959到2006年间,自1984年后径流显著的增加,增加了165.1×104 m³或者增加了平均值的1.5倍.这个增加的趋势和物质平衡值呈反相关关系,和降水趋势相一致,显示了冰川物质的减少和降水增加对径流的贡献.

分析乌鲁木齐河流域1号冰川地区长期的气候,径流和冰川径流的变化及其相关关 系表明,1959-2006年期间,乌鲁木齐河源区气温升高了0.9 ℃或 0.019 ℃ a⁻¹. 1997-2006年十年间,气温升高了约1 ℃,在过去48年平均降水增加了83.4 mm (1.7 mm a⁻¹)或20.3 %,在1958-1986年期间降水的波动变化是正常的,1987-2006年间 降水量增加幅度较大,在1987-2006期间平均降水量为491.1 mm 而1959到1986年间 平均降水量为424.8 mm,二者相比增加了15.6 %.自1996年以后气温和降水有了显著 的增加,表明过去48年间,该地区的气候经历了暖干到暖湿的转型.

乌鲁木齐河源区的冰川覆盖率在 0-45%之间. 评估 1959-2006 年气候因素和冰 川融水对河流径流的影响. 一号冰川水文站的资料, 在 1959-2006 年期间冰川径流有 了显著的增加, 在过去 48 年达到 145.5×10⁴ m³ a⁻¹径流明显增加发生在 1987 年后, 特别是在 1995 年后, 径流的增加与气温和降水的增加同步.

空冰斗的径流量反映了降水和温度的关系,温度或许反映地下冰的形式或者地下冰的储量.对于冰川覆盖18.5%的流域径流增加将近29.6%,达到355.4×10⁴ m³.没有冰川覆盖的空冰斗水文断面,径流和降水有关也和气温有关.如果气温不正常的高或者低,来自冰雪消融的融水转化为地下冰或者导致冰量的损失,从而最终影响径流量.

总控水文断面冰川覆盖率约为 18.5%, 径流由降水决定也和冰川融水关系密切, 从 1983-2006 期间径流增加了 355.4×10⁴ m³或者 29.6%.径流增加的值小于降水增加 的量 34.7%, 同期冰川消融也在加速, 特别是在 2000 年后.可能的原因包括以下几个 方面: 1)增加的降水主要是由于气温的增加导致的蒸发加强或者下渗到地下水循环系 统; 2)气温的变暖导致集水区生态的发展致使耗水量增加; 3) 作为冰川区面积减少 的结果, 其他 6条冰川的径流贡献近些年也开始下降.

第三章 奎屯河哈希勒根 51 号冰川监测结果

3.1 奎屯河流域地理位置及流域景观

奎屯河流域位于新疆天山北麓,准噶尔盆地西南部.流域干流长360 km,面积1.77 ×10⁴ km². 地势总体为东高西低、南高北低,由东南向西北倾斜. 南部为中高山区, 最高峰河源海拔 4 909 m; 山前冲洪积扇顶部海拔 1 000 m 左右, 到扇缘降至 500 m 左右: 北部沙漠区海拔 280~350 m, 西北部最低 280 m. 奎屯河流域地处西北干旱 区,具有干旱区径流补给的垂直地带性和多样性的典型特征.以出山口为界,海拔 1000 -1300 m 以上,天山支脉依连哈比尔尕山、博罗科努山山区,地势高寒,降水丰沛, 气温低, 蒸发弱, 冰川积雪发育, 是径流的形成汇集区. 出山后, 径流被大量引到灌区, 由于山前平原区地面平坦, 集流缓慢, 下渗量大, 降水稀少, 蒸发强烈, 为径流的散失 区. 因此, 奎屯河流域径流的分布基本是山区的径流分布. 流域属中温带大陆性干旱气 候,冬季严寒,夏季酷热,春季升温快且冷暖波动大,秋季降温迅速.年、日温差都较 大, 多年平均气温 6.8 ℃, 无霜期短, 多年平均为 164 d, 日照时间长, 春、夏季大风 多,大风、冰雹为该区主要气象灾害. 降水总体较少,但在雪线以下3500-1100m地 区降雨量充沛,多年平均年降水量可达236.34 mm,中低山地带降水主要集中在夏季, 夏季降水量占全年降水量的 50 %以上. 降水历时短、强度大, 夏季暴雨极易形成泥沙 灾害. 降水年际变化大,最大、最小年降水量差值为 225.5 mm,相差 2.5 倍. 1972-2006 年实测资料显示,最大降水出现的时间主要集中在 6-8 月,其中 7 月占 60 %. 由于特殊的地形地貌,该地区易生成强对流冰雹天气.蒸发较大,实际蒸发量在1710 -2118 mm之间, 蒸发量是降水量的 12.8 倍. 年蒸发量的变化规律是:气温较高的 4 -10 月蒸发量大于气温低的 11 月至翌年3月,平原区大于山区,盆地内的沙漠大于植 被茂密区. 据多年最大流量出现的时间,汛期均出现在每年的 6-8 月,其径流量占全 年径流量的 60 %以上. 其次, 5 月后, 随着气温升高, 积雪融化, 有季节积雪融水补 给径流.

3.2 奎屯河流域冰川分布及变化特征

依连哈比尔尕山是北天山主要的山段,全长约 220 km,它是北天山上升最为强烈的山地之一.依连哈比尔尕山是断块活动形成的地垒式山地,山地南北坡的宽度差别较

大,南坡短而陡,北坡长而缓,与准噶尔盆地的高差悬殊地形对照性强烈.山汇宽阔, 高度巨大,至今发育有众多的现代冰川,其面积达1560多km²,是我国天山第二大现 代冰川分布区,海拔3500m以上为极高山带和高山带,现代冰川作用异常强烈,雪线 海拔3800m左右,冰川作用地貌占绝对优势.海拔3500-2800m为高山和亚高山 地貌带,第四纪冰川侵蚀与堆积地貌广泛分布,冰缘地貌普遍发育.海拔2500-1 700m为中山带,这一地带是天山北坡最大降水分布地段,流水侵蚀作用异常强烈,沟 谷纵横,为雪岭云杉分布带.



图 3-1 奎屯河流域冰川、河流和水文站分布图

Fig. 3-1 The glaciers, rivers and hydrological station distribution characteristics at Kuitun river valley

根据中国冰川编目数据(中国科学院)奎屯河流域冰川编号 5Y671,共有 309条, 冰川面积 201.12 km²,储量 10.969 km³. 平均冰川面积 0.65 km²,平均雪线 3 670 m. 其中, 悬冰川 184 条, 占到冰川数目比例的 59.5%, 悬冰川的平均面积 0.17 km², 悬冰川总面积占到该流域冰川面积的 15.9%. 该流域单条冰川规模不大, 面积都在 10 km²以下, 最大面积 9.59 km², 面积小于 1 km²的冰川有 263 条, 占到 85.1%, 1-10 km²的 46 条, 占 14.9%. 这与该地冰川分布特点有关, 山坡北坡由于接收太阳辐射能量较少而最有利于悬冰川发育, 而山脉南坡的悬冰川则发育在很高的位置上, 或发育在古冰斗(或围谷)的后壁背阴处. 冰斗冰川受风吹雪附加补给的影响, 一般发育在背风坡较低的高度上, 或发育在古冰斗斗壁的坡脚下, 山谷冰川很少受山脉坡向的影响, 主要发育在高度巨大的山峰或山汇地带, 其中尤以依连哈比尔尕山 5 000 m以上的高峰地带最为集中, 形成了以山峰为中心的放射状分布, 并以复式山谷冰川为主要类型. 这类冰川的垂直高差一般在 1 500-2 000 m, 冰川发育的水热条件上差别十分悬殊, 有可能形成复合型冰川. 根据 1964 年 9 月冰川编目和 2004 年卫片数据得到该河流域冰川面积变化率为-15.37%.



图 3-2 奎屯河流域冰川变化图. 红线表示 1964 年冰川边界, 蓝线表示 2004 年边界

Figure 3-2. The area change of Kuitun River valley from 1964 to 2005. The red lines on the map represent the glacier boundary of 1964 and the blue lines reprent the glacier boundary of 2004

3.3 奎屯河哈希勒根 51 号冰川特征变化

奎屯河哈希勒根 51 号冰川 (84°24'E, 43°43'N) 位于新疆奎屯市以南的天山依

连哈比尔尕山北坡, 奎屯河上游支沟哈希勒根河源区, 是新疆天山北坡经济发展区重要 的水源地.这一地点属于在中国境内天山山脉的中部, 是研究天山北麓冰川特征及其水 资源与气候变化的良好地点, 天山山脉在此分为南北两支.冰川朝向东北, 最高海拔 4 000 m, 冰舌末端海拔 3 400 m, 雪线海拔 3 610 m, 面积 1.48 km², 储量 0.0725 km³, 最大长度 1.70 km, 厚度 49 m, 冰川表面较为平整、洁白, 裂隙不甚发育. 对 该冰川的观测始于 1999 年, 观测项目包括冰川物质平衡、末端变化、运动速度、冰川 物理、化学变化的雪冰过程和常规气象观测等. 2004 年 8 月, 在对奎屯河哈希勒根 51 号冰川进行物质平衡观测时在海拔 3 680 m处挖取雪坑 1 个. 2006 年对附近面积较 大的 48 号冰川进行了全面的考察研究, 开展了冰川温度、冰川厚度、冰川区气溶胶观 测, 钻取了大量浅冰芯. 近年的观测表明, 在物质平衡、冰川运动、末端退缩、冰川温 度等方面, 51 号冰川与 1 号冰川有相似的变化幅度; 在雪冰化学方面, 51 号冰川各种 浓度均比较低.



图 3-2 奎屯哈希勒根 51 号冰川. 冰川表面平坦洁净, 冰裂隙不甚发育

Fig. 3-2 Kuitun Haxilegen Glacier No. 51, has flat surface, sparse glacial drift and less development of fissure.

3.3.1 冰川末端变化

用 GPS 测量技术在冰川外围测定了 2 个基本控制点(以便于长期定位观测)和 3 个冰舌末端变化观测控制点,并建立起观测控制网(图 3-3).冰舌末端变化测量采



用重复距离丈量法,测量结果如表 3-1 所示.

图 3-3 奎屯哈希勒根 51 号冰川监测网

Fig. 3-3 The monitoring stakes network of Kuitun Haxilegen Glacier No.51 表 3-1 奎屯哈希勒根 51 号冰川末端退缩速度

TADIE, J I THE LECESSION LATE OF KULUM MAXIESEN NO	Table. 3-1	The	recession	rate	of	Kuitun	Haxilegen	No. 5	51
--	------------	-----	-----------	------	----	--------	-----------	-------	----

时间	平均退缩速度(m/a)	累计退缩距离(m)	备注
1964.9—1999.9	-1.40	-49.00	对比法
1999.9—2000.8	-4.83	-53.83	
2000.9—2001.8	-5.20	-59.03	
2001.9—2002.8	-4.90	-63.93	测
2002.9—2003.8	-5.13	-69.06	量
2003.9—2004.8	-5.15	-74.21	法
2004.9—2005.8	-4.95	-79.16	
2005.9—2006.8	-5.35	-84.51	

1964—1999年的35年间该冰川末端仅退缩了49m,平均每年退缩量为1.4m,说明在这期间,该冰川末端变化不大,处于相对稳定状态. 1999—2006年度的平均退缩

量为 5.09 m. 反映出自上世纪 90 年代末期以来,冰川退缩增大的趋势. 这与 20 世纪 以来中国乃至天山地区的气候变化特征密切相关. 从 19 世纪 80-90 年代起,气温开始 上升,到 20 世纪 40 年代达到最高,冰川消融增大,末端出现退缩;此后转为降温,在 60-70 年代初达到低点,冰川积累增大并出现稳定或前进状态;70 年代后气温又趋于 上升,至 90 年代达到 20 世纪最高阶段. 因此,随着气候变暖,冰川消融加强,末端退 缩加剧. 这和乌鲁木齐河源 1 号冰川的监测结果一致.

3.3.2 冰川面积变化

不同时期冰川面积根据 1964 年 9 月航空像片和 1972 年出版的 1:5 万地形图及 1981 年、2000 年和 2006 年实际测量数据得到 1981 年以前冰川处于稳定期,面积没有变化, 2000 年的测量面积比 1981 年减少了 0.083 km²,面积变化率为-5.6%,年面积变化率 为-0.3%a⁻¹,2006 年的冰川面积比 1964 年的 1.48 km²减少了 0.123 km²或 8.3%.2006 年的测量面积比 2000 年的测量面积减少了 0.04 km²,面积变化率为-2.9%,年面积变 化率为-0.48%a⁻¹,可见冰川面积在加速减小.冰川面积的加速减小是该地区气温和降 水双重因素的综合体现.

表 3-2 奎屯哈希勒根 51 号冰川面积变化

时间	面积/km ²	面积缩小量/km²	面积缩小率/%
1964. 09	1.480	0.000	0.0
1981.08	1.480	0.000	0.0
2000. 09	1.397	0.083	5.6
2006.09	1.357	0.123	8.3

Table. 3-2 Variation in area of the Kuitun Haxilegen Glacier No.51

3.3.3 单点物质平衡

在哈希勒根 51 号冰川上布设测杆花杆 6 排 (23 根),组成横断面,每排为 3-5 根 测杆,其间距在 100-200 m,平均 15 根/km²,基本满足了该冰川的积、消测量,并于 1999 年 8 月进行了首次观测.此后的观测为 每年的 8 月底或 9 月初,基本保持一个整 年,即一个冰川物质平衡年.冰川消融是利用布设在冰面上的测杆进行观测获得;冰川 积累则通过花杆观测和雪坑雪层剖面法获得.根据各测点观测资料,分别计算出各单点 的物质平衡值 (表 3-3),然后以等值线法或等高线法计算出该冰川的物质平衡值.由

表 3-3 可以看出,物质平衡整体处于亏损状态,2005/2006 年度较 2004/2005 年度的 消融量大.

表 3-3 奎屯哈希勒根 51 号冰川单点物质平衡

Table. 3-3 The single mass balance of Kuitun Haxilegen Glacier No.51

剖面	高度(m)	纯积消量(mm) 2004/8/26-2005/9/19	高度(m)	纯积消量(mm) 2005/9/19-2006/8/24
А	3505	-1426.5	3504	-1903.5
В	3533	-1155.0	3532	-1440.0
С	3553	-738.9	3552	-1366.9
D	3580	-710.3	3579	-1071.9
E	3611	-735.5	3610	$-793.\ 1$
F	3630		3629	153.0

3.3.4 冰川运动

冰川表面运动速度的观测使用精密光学经纬仪,从控制点对布设在冰面的测杆进 行重复前方交会,以坐标法计算出冰体单位时间内的空间位移;具体花竿分布如图 3-3 所示,奎屯河哈希勒根 51 号冰川表面运动速度不大;冰川表面最大流速点的年际变 化也不大,冰川表面最大运动速度值围绕 3.0 m/a 略有增大或减小,且整体略微有下降 的趋势.冰川运动速度变化的这种态势可能与冰川本身的规模、形态有很大的关系.51 号冰川的规模较小,冰川厚度仅 49.0 m,且该冰川的冰舌部分较短,冰川的宽度与冰 川长度比为 1.2. 根据乌鲁木齐河源 1 号冰川和奎屯河哈希勒根 51 号冰川运动速度变 化的特点可以得出;天山山区冰川的运动速度保持着比较缓慢地逐渐减小的运动特征. 同一地区不同规模的冰川运动速度的变化趋势是一致的.



图 3-4 哈希勒根 51 号冰川表面最大运动速度





图 3-5 哈希勒根 51 号冰川各剖面运动速度

在水平方向上,运动速度矢量平行于主流线;在垂直方向上,A 断面为第一个高速 区,因该断面布设在冰舌前沿,由纵向坡度较陡引起流速增大;B-D 断面,冰面坡度 平缓,为局部压缩区,流速减慢;E 断面位于平衡线附近,为运动速度最大处,完全符 合冰川运动的一般规律(井哲帆,等,2002).

3.3.5 冰川的加速消融及其原因探讨

Fig. 3-5 The profile flow velocities of Haxilegen Glacier No.51

使用乌鲁木齐河源 1 号冰川研究成果,气温每升高 1 度,降水需增加 20%,才能 弥补升温造成的冰川物质的损失.由于该流域缺乏长时间序列高山地区气象资料,故使 用奎屯河流域乌苏县气象站气象资料分析该流域气温和降水变化趋势,得到该流域气温 和降水都呈升高趋势,图 3-6,3-7 所示.过去 49 年间(1954 年-2002 年),该流域 年平均气温升高了 2.1 ℃,升温幅度大于乌鲁木齐河源区(0.9 ℃),年平均降水增加 了 23 mm (0.47 mm a⁻¹)或 13.7%,降水增加幅度小于乌鲁木齐河源区(83.4 mm, 1.7 mm a⁻¹),虽然高山区的降水梯度可能有所增加,但整体降水幅度趋势应该相差不大,降 水的增加不足以弥补气温的升高造成的冰川物质的亏损,故此流域冰川处于退缩状态.

据 2006 年夏季在哈希勒根 51 号冰川附近的哈希勒根 48 号冰川钻取冰芯的现场观察发现,哈希勒根 48 号冰川的冰层含水量很高,这可能也是冰温升高的一个具体体现.





Fig. 3-6 The temperature linear trend of Wusu Meteorological Station



图3-7 乌苏气象站降水变化趋势

Fig. 3-7 The precipitation linear trend of Wusu Meteorological Station

3.4 奎屯河将军庙水文站径流变化

奎屯河发源于天山山脉的依连哈比尔尕山,由南向北从山区流入平原,沿途接纳 了发源于天山山脉博罗科努山的四棵树河、古尔图河,进入准噶尔盆地后,最终流入艾 比湖.奎屯河冻结系数 10.3%,河流年平均径流量 6.44×10⁸ m³,冰川融水量 1.510 ×10⁸ m³,冰川融水量占河流径流量的 23.7%.在离哈希勒根 51 号冰川约 40 km处设 有将军庙水文站,水文径流数据使用将军庙水文站资料.由于缺乏该流域长时间序列山 区气象资料,所以使用乌苏县气象资料来研究该地区气候因子变化趋势(图 3-6,3 -7).

表3-4 奎屯河流域将军庙水文站多年平均径流量特征值表

Table. 3-4 Main characteristic values of annual runoff at the kuntun Jiangjunmiao hydrometric stations

水文站	流域	多年平均径	极值	径流模数	径流变差	径流深	统计时段
	面积	流量(m³)	比	(I/s*km²)	系数 Cv	(mm)	(年)
将军庙	1945	6.44×10^{8}	1.8	10.50	0.12	331	1965-2006

径流年内分布不均,根据绘制出的将军庙水文站月平均径流量年内变化图(图 3 -8)可以看出,1-4月份,径流量呈微弱减少趋势,4月流量达到最小.5月后,随 着气温的升高,积雪融化,再加上5月以后山区的集中降水,奎屯河流量显著增大,流 量较大值集中在6-9月,最大值出现在7-8月,这与该地区降水集中在6-8月,其 中7月占60%(母敏霞,2007;刘月兰,2008),有密切的联系,同时这两个月又是气 温最高的时段,积雪、冰川融水比重加大,所以导致了径流集中在6-9月.9-10月 流量迅速减少,到10月之后,径流开始缓慢减少至翌年4月达到最小.经统计计算, 奎屯河将军庙水文站夏季径流占年径流量的64%,夏季径流量和年径流量有很好的相 关性,奎屯河流域年径流量主要取决于每年6-8月径流量的大小.由于奎屯河流域径 流的年内分配极不均匀,呈现明显的季节性变化,春旱和夏洪是该河流域的主要径流特 征.1995-1999年的径流量要高于1965-1966年的径流量,表明径流量有些增加.



图 3-8 奎屯河将军庙水文站月平均流量变化

Fig. 3-8 Variation of monthly mean value of runoff in the Kuitun Jiangjunmiao hydrological Station
径流年际变化特征常用变差系数Cv与年际极值比来表示,Cv值与年际极值比越大表示径流的年际丰枯变化越剧烈,对水资源的开发利用不利,反之则反映了径流的年际变化相对平稳.奎屯河径流变差系数Cv和年际极值比分别为0.12和1.80,二者的数值都比较小,说明奎屯河流域多年平均径流量较为稳定,年际变幅小.由图3-9可以看出,年径流量呈微弱增加趋势,其增加速率为0.186×10⁸m³/10a.



图3-9 奎屯河将军庙水文站年径流量变化趋势



径流的变化特征综合了地带性因素(气候、植被等)和非地带性因素(地质、地貌. 人类活动等)的影响,分析四季实际径流量与多年流域平均径流量的距平变化,有助于 了解年径流的多年变化趋势.如表3-5 所示,奎屯河流域的径流量以夏季最丰,其次 为秋季,冬季径流量高于春季,流域内的枯水时段出现在春季,各统计时段内年径流量 的距平变化复杂,有正有负,但年径流量距平值在上世纪90年代以后与多年平均相比 呈明显增加趋势,自1993年后进入丰水期(母敏霞,2007;刘月兰,2008)特别是夏 季的增量达到6.3%,明显高于其它季节.这可能是由于该地区的径流主要产生在夏季, 气温的升高引起冰川消融加剧,同时降水的增加对径流的贡献的比重也有所增加,导致 了夏季的径流明显高于其它季节.

表3-5 奎屯河流域径流多年距平变化表

河	在伊			距平%		
名	4 416	冬季	春季	夏季	秋季	年径流量
本	65-70	-3.4	-7.7	-5.7	-4.7	-5.5
主	71-80	-0.9	-0.0	0.0	0.7	0.0
·巴 河	81-90	-0.9	0.4	-4.8	-0.4	-3.1
신비	91-03	2.9	3.2	6.3	2.0	4.9

Table. 3-5 The change of decades runoff average in Kuntun River basin

注: 冬季指每年12至次年2月, 春季指3至5月, 夏季指6到8月, 秋季指9到11月.

使用奎屯河流域乌苏县气象站气象资料分析该流域气温和降水变化趋势,得到该流 域气温和降水都呈升高趋势,与奎屯河径流相关分析得到径流与气温和降水的相关系数 分别为0.291和0.323,降水与径流的相关性大于气温与径流的相关性,但二者的相关 性都不太明显,这可能是使用的径流数据是高山区将军庙水文站实测数据,而气象数据 使用平原区乌苏气象站的气象数据的原因,也可能是随着气候的变暖,流域上游冰川消 融加剧,冰雪融水对径流的补充比重加大,从而与气温和降水的直接相关性减弱,但这 方面还缺乏相关观测数据,其原因还需进一步研究探寻.

3.5 本章小结

本章对奎屯河流域代表性冰川,哈希勒根51号冰川,的末端位置、面积规模、物 质平衡等特征进行研究,并结合气象要素对奎屯河将军庙水文站径流分布及变化特征进 行分析,得到如下结果.

(1)1964—2006年的43年间该冰川末端共退缩了84.5 m,平均每年退缩量为1.96 m a⁻¹,而1999—2006年度的年平均退缩量为 5.09 m a⁻¹,约为过去43年年平均退缩量的2.6 倍.从冰川面积来看,2000年的测量面积比1981年减少了0.083 km²,年面积变化率为 -0.3%a⁻¹,2006年的测量面积比2000年的测量面积减少了0.04 km²,年面积变化率为 -0.48%a⁻¹,后一时期的冰川面积年变化率是前一时期的1.6倍.物质平衡整体处于亏 损状态,2005/2006年度较2004/2005年度的消融量大.以上三个特征,反映出自上世纪 90年代末期以来,冰川呈加速消融退缩的趋势.

(2)冰川表面最大运动速度围绕在3.0 m a⁻¹ 波动,且略微有下降趋势,运动方向 平行于主流线,运动速度最大部位在平衡线附近.

(3) 以年径流实测资料为依据, 奎屯河流域径流补给具有垂直地带性和多样性特

点,在全球变暖的气候背景下,径流主要以冰川融水和雨水补给为主,年内分配极不均 匀,高度集中于6-9月,年际变化相对稳定,变幅小,多年实测径流值呈微弱增加趋势, 自上世纪90年代后径流量与多年平均径流量相比有所增加,使该流域水资源短缺的问题 有所缓解.

第四章 哈密庙尔沟冰帽监测结果

4.1 研究区概况

哈密地区位于新疆东部极端干旱区,行政上包括哈密市与伊吾和巴里坤两县 的范围,地理位置介于东经 91°06′30″~91°23′00″,北纬 40°52′47″~45°05′33″ 之间,总面积 14.3 万km²,居住着 28 个民族,人口 56 万.天山呈东西向横恒 于哈密境内,东端哈尔里克山的托木尔提峰最高,海拔 4 886 m,西段巴里坤山 最高海拔 4 172 m,天山把哈密分割为南北两部分,南侧哈密盆地最低海拔 53 m;北侧夹在天山与莫钦乌拉山间,西部为巴里坤盆地海拔 1 581 m,,东部有 伊吾盆地最低 405 m;南北坡地形相对高差达 2 500~4 500 m以上.天山是本 地区的水源地和"水塔",是哈密绿洲主要的水资源.高山区降水量可达 500~ 600 mm,并在天山南坡 4 050 m和北坡 3 960 m以上区域,形成永久积雪覆盖 区和现代冰



图 4-1 哈密庙尔沟一伊吾河流域位置和周边地理环境. 阴影代表戈壁和沙漠 Fig. 4-1 Location of Miaoergou-Yiwu River valley and the surrounding

geographic environment. The shaded areas designate deserts and Gobis

that were drawn on the same scale

川作用区.该区域冰川在冰川编目中归属伊吾河、庙尔沟流域,流域内共有大小 不等的冰川 75条(施雅风等,1986),累计冰川面积 98.25 km²,冰储量约 5.678 km³,其中有 49条冰川面积小于 1km²,数量比为 65.3%,属于小冰川分布较多的 地区,最大厚度约 70 m,是哈密地区主要的调节水源,长年淌水河流 76条河 流大多源于此,地表水资源总量 10.3 亿m³,可利用水资源量 6.4 亿m³(高建芳 等,2001).约有 20条河流受到冰川融水的补给,冰川平均每年融水量达 1.72 亿m³;高山冰川的存在对调节区域气候,增加降水量有着十分明显的作用.这 一带冰川是哈密绿洲主要的水资源,是哈密地区生态环境、人民生活和经济建设 的水源地.哈密地区南、北、东外围是气候十分干燥的荒漠戈壁,处在中亚干旱、 半干旱区中部,对起源于这一地区的沙尘暴会有明显记录,因此,对这一地区冰 川变化和冰芯记录的研究具有重要的意义.因此,对该冰川的研究一直为人们所 关注.

哈尔里克山位于中国西部天山山脉东部边缘,就大气环流来说此地的地理位 置十分重要,此地处于两种主要水汽来源的交界地带:从东面来的太平洋和印度 洋的水汽和从西面来的北冰洋和大西洋的水汽(Tian Lide, Yao Tandong, 2007).

4.2 监测资料来源

庙尔沟伊吾河流域冰川区的冰川变化数据采用 1972 年 1:50 000 地形图数 据和 2005 年 spot 5 卫片数据. 典型冰川庙尔沟 3 号冰川主要使用 2004 年到 2007 年面积实测数据,并结合 1972 年 1:50 000 地形图数据和 2005 年 spot 5 卫片数据. 冰川厚度使用 1981 年,2005 年 8 月,2007 年 7 月现场雷达测厚数 据. 冰川末端变化,冰川运动数据使用 GPS、全站仪实际测量数据. 冰芯为 2005 年钻取 60m 透底冰芯.

4.3 流域冰川分布及变化特征

该地区 75 条冰川中,累计冰川面积 98.25 km²,冰储量约 5.678 km³,其中 有 49 条冰川面积小于 1km²,数量比为 65.3%,属于小冰川分布较多的地区,平

均冰川面积 1.26 km²,大于我国冰川平均面积 1.03 km².最大的冰川面积只有 6.59 km²,冰川大小悬殊不大.大于 4 km²的冰川有 7 条,其中 5 条分布在南坡. 对于一般冰川作用区南坡冰川规模要小于北坡,而此地区却是南坡大于北坡,这 与该地区高山区自然环境条件有关,哈尔里克山南坡坡翼大于北坡,虽然北坡较 多地受到各方面冷气团的侵袭,南坡气温高于北坡,但是南坡坡翼长的优势抵消 了温度偏高的劣势.降水的差别是另一个主要原因,据南坡三个水文观测点资料 显示,自 1979 至 2007 年段降水量平均值为 128.3mm,北坡相应时段的平均降 水量只有 51.9mm,故南坡冰川规模大于北坡.冰川规模分布不均的结果是本区 融水补给比例的分布不均匀,南坡大于北坡,东段大于西端.

根据 1972 年的地形图和 2005 年spot-5 卫片图像,该流域并产平均面积 变化率为-10.47%.而该流域面积小于 1 km² 冰川面积变化率为-20.47%,超 过该流域冰川平均面积变化率的 2 倍.在所有影响冰川面积变化的因素中冰川规 模占主要因素,冰川的朝向因素影响较小.



图 4-2 庙尔沟流域冰川变化图. 红线表示 1972 年边界, 蓝线表示 2005 年边界

Figure 4-2 The area change of Miaoergou valley from 1972 to 2005. The red lines on the map represent the glacier boundary of 1972 and the blue lines reprent the boundary of 2005

4.4 定位观测冰川

为研究该地区冰川,自 2004 年起天山冰川站在庙儿沟 3 号冰川设立二级定 位观测点,对典型冰川进行半定位监测.哈密庙尔沟冰帽位于天山山脉的最东 段,再往东数百公里之内没有冰川存在,是一个很独特的冰川区.南、北、东外 围为气候十分干燥的低山荒漠戈壁,降水稀少,气候干燥.由于庙尔沟冰川处在 中亚干旱、半干旱区中部,对起源于这一地区的沙尘暴会有明显记录,该冰川的 观测始于 2004 年,现有观测项目包括冰川物质平衡、运动速度、末端、面积变 化、雪冰物理化学过程等.2005 年天山冰川站在该冰川顶部成功钻取 2 支透底冰 芯,透底冰芯的钻取为该地区雪冰积累量,气候变化,粉尘记录提供了研究依据.

庙尔沟冰帽又称为庙尔沟喀尔勒克塔冰帽 (43°03′N, 94°19′E). 根据中国 冰川目录公布,该冰川为庙尔沟河源 3 号冰川 (编码 5Y822C3),朝向西南,面 积 3.45 km²,总长度 2.4 km,最高海拔 4 512 m,冰舌末端海拔 3 840 m,雪 线海拔 4 100 m左右,该冰川最高处北距哈尔里克山主峰托木尔提 (4888m) 约 3 km,是哈尔里克山主山脊南侧沿西南向山岭发育的冰川.本文依据俗称,将其 简称为庙尔沟冰帽. 从 20 世纪 70 年代起,中科院原冰川冻土研究所便对庙尔沟 地区的冰川开展了考察研究工作. 其监测项目如表 4-1 所示.

表 4-1 哈密庙儿沟冰帽观测项目及时间序列

Table. 4-1 The observation items and time series at Hami Miaoergou Ice Cap

学科方向	观测内容	观测时间(年)
	冰川物质平衡	2004-2008
	冰川末端变化	2004-2007
冰川	冰川厚度	1981, 2005, 2007
	冰川运动	2004-2007
	冰川面积变化	2004- 2007
雪冰过程	雪冰物理过程	2004-2008
	雪冰化学过程	2004-2008
	雪层剖面观测	2004-2008
	降水化学	2004-2008

降水同位素

2004-2008

由于庙尔沟冰川处在中亚干旱、半干旱区中部,对起源于这一地区的沙尘暴 会有明显记录,同时,这一带冰川是哈密绿洲主要的水资源,因此,对这一地区 冰川变化和冰芯记录的研究具有重要的意义.2004年9月,中科院天山冰川站对 庙尔沟冰帽进行了冰芯钻取的试验性考察.考察期间观测了冰川消融情况,采集 了各类雪冰化学样品.在此基础上,我们于2005年8月成功地在海拔4512m 的冰川顶部钻取了两支约60m长的透底冰芯,为重建这一地区的气候环境,尤 其是沙尘暴、水资源变化及人类活动的历史记录提供了独特而良好的途径.在冰 芯钻取的同时,我们还深入开展了冰川区气温、冰川温度尤其是冰川厚度的测量. 并于1981年对冰帽和其西侧相邻的藏塔布迪冰川进行了冰川厚度测量,测量位 置等如图4-3所示.



图 4-3 庙尔沟冰帽、藏塔布迪冰川及冰芯钻孔位置图. P1, P2 表示 1981 年的雷达测厚轨迹. A、B、C 为 2005 年的雷达测厚点

Fig. 4-3 Location map of Miaoergou flat top glacier and the Kazangbudi glacier. Solid cycle represents the ice core drilling site in 2005. P1 and P2 indicate the trajectories of radar depth measurements in 1981. The

A, B, and C represent the radar depth measurement points in 20054.3.1 庙尔沟冰帽的基本特征

庙尔沟位于哈密盆地北缘内陆小河,其河源区为天山最东段哈尔里克山的 南坡.庙尔沟冰帽所处的哈尔里克山西连巴里坤山,南、北、东外围为低山荒漠 戈壁,降水稀少,气候干燥.在天山山区,哈尔里克山的山势也较低.由于处在 影响本区主要的冷湿气流的通道山,因而得以发育冰川,并成为本区生态环境、 人民生活和经济建设的水源地.这一带冰川处于天山的最东端,再往东数百公里 之内没有冰川存在,是一个很独特的冰川区.

根据 2004 年到 2008 年的观测,该冰川顶部雪层为 50 cm 左右,有消融痕迹,但不强烈,具有湿雪带上部特征. 钻取的冰芯在 17 m 以上为粒雪-冰层交替的半透明沉积,内含粗大不规则气泡; 17 m 以下为含有众多细小且不规则气泡的,呈乳白色的渗浸冻结冰,表明成冰深度在 17 m 以下,很可能为冷渗浸带.整个冰芯相当洁净. 冰内污化层很微弱,只在上部较为明显,呈微黄色,这一方面表明融水量少,对沙尘物质的搬运力不强,另一方面也可能说明在冰川顶部粉尘物质的来源量有限.

4.3.2 气温降水

根据研究(Elena M. Aizen, et al,2001),影响本区的气流主要是西风气流、西 北气流、北方气流和蒙古-西伯利亚气流.西风气流是主要的水汽携带者,运行 于海拔 5000 m 的高空,夏半年能给本区带来较多的降水.蒙古-西伯利亚气流多 在冬季侵入本区,带来更低的气温.由于没有冰川区全年度直接的气象观测,我 们尚不能清楚地得知这一冰川区的气温状况.但根据哈密气象站(42°48′N, 93°30′E)资料,600 mb 高度上的年均气温为-11.8 ℃,6-8 月份为-3 ℃.

考察期间(2005 年 8 月 10 日-25 日)我们测得该处夜间平均气温为-4℃.根据冰芯钻孔测量得到的冰川活动层下界(10 m)附近的温度为-7℃,为大陆型冰川温度,并由此断定该处年平均气温接近这一数值.

冰川区降水量的确定较为困难. 哈密盆地的平均海拔高度为 800 m, 多年 平均降水量为 34.6 mm(胡汝骥, 2004). 根据 1961-1963 年高山半定位站资 料,得知与庙尔沟冰帽相邻的藏塔布迪冰川(见图 4-3)7月份在海拔 3300 m 处的降水量为 157 mm,又据新疆气象资料推算哈密地区 7 月份的降水量占全年的 28%(20 年统计),同时考虑到高山带夏季降水比例大于平原区的差异性, 王宗太等人推算出庙尔沟冰帽区的年降水量约为 600 mm(王宗太, 1986).

根据冰芯记录可以较为准确地确定钻取处的净积累量.据初步分析表明, 2005 年冰芯的年层特征记录保存比较完好,在已经测定的成分中,通过不溶微 粒的平均粒径数反应出来 (图 4-4). 据此,我们划定了冰芯上部 3 m的年层位 置,由此推算出该处的净积累量为 200 mm a⁻¹左右水当量.



图 4-4 不溶微粒的平均粒径随深度的变化和年层的划分

Fig. 4-4 Variations of mean size-distribution of microparticles with depth along with annual layer identification in the ice core

4.3.3 厚度变化

4.3.3.1 方法及野外测量

通过水准测量法测量冰面高程变化,可以获得较为准确的冰川厚度变化,但

这一方法,需要每个测点的坐标.利用冰雷达重复测量冰川厚度也是一个比较可 靠的方法.庙尔沟冰帽已有三次测厚历史.第一次测量使用的是 B1 型冰雷达, 由中国科学院原冰川冻土研究所研制,中心频率为 300 MHz,测量误差在 5%以 内.其工作原理和误差分析前人已作了详细介绍,并通过蒸汽钻验证了观测的准 确性(张祥松等,1985).测量于 1981 年 8 月 26 日进行,由冰舌末端向上沿 主流线方向每 50 m 测厚一次,直到海拔 4380 m 的高度,共计测点 34 个.第二 次测量使用了新型单周低频冲击冰雷达,该雷达为 B1 的改进型,与 B1 型相比, 具有轻便灵活、精度高的特点.测量于 2005 年 8 月 21 日沿第一次测量的剖面 进行,共测得 7 个高度的数据.第三次测量于 2007 年 8 月 20 号进行,此次测 量所用仪器也是 B1 的改进型雷达,由冰舌沿主流线方向每 20 米测厚一次,并 对两个横剖面进行测厚.

4.3.3.2 厚度变化

1981 年测得的冰川主流线厚度分布如图 4-5 所示. 从中看出,冰川表面 比较平坦,受底部局部地形作用较小. 冰川平均厚度为 64 m,最大厚度为 75m, 出现在冰川中下部. 根据现场观测和对地形图上两次测厚点标记的对比分析,确 定 2005 年的 7 个测点中有 3 个与 1981 年测点的位置相吻合(见图 4-5).表 4-2 给出了这 3 个点两次测量的结果,包括第二次测厚时的海拔高度值.



图 4-5 庙尔沟冰帽纵剖面雷达测厚结果,其中 A、B、C 三点为 1981 年与 2005 年相同的测点

Fig. 4-5 Radar results of Miaoergou flat top glacier longitudinal profile. The A, B, and C are the same measuring sites of 1981 and 2005 表 4-2 1981 年与 2005 年庙尔沟冰帽厚度对比

Table.4-2 The thickness change of Miaoergou flat top glacier between 1981 and 2005

测点海拔高度(m)	1981-8-26 冰川厚度(m)	2005-8-21 冰川厚度(m)	冰川厚度变化 (m)
4295	68.0	62.6	5.4
4340	66.0	60.9	5.1
4357	59.0	54.0	5.0

由表 4-2 得知,在 1981-2005 年的 24a 间,冰川厚度在海拔 4295-4357 m 处减薄了 5 m 左右.由于 2005 年的测量没有对整个剖面进行仔细测量,我们无 法得到整条冰川厚度变化的分布.从已有这三个点的数据上可以看出,冰川下部 的减薄程度略大于上部,但考虑到观测误差等因素,这一结果并不可靠.2007 年 8 月我站工作人员再次对该冰帽进行了重复测量,结果如图 4-6 所示.



图 4-6 庙尔沟冰帽 1981 年和 2007 年纵剖面雷达测厚结果比较

Fig. 4-6 The radar measuring ice thickness comparison results between 1981 and 2007

从 1981 年到 2007 年冰川厚度变化图可以看出,自 1981 年到 2007 年冰 川明显减薄,上部减薄幅度小于中下部,减薄最大部位不在最下段而在 4 300m 左右,冰川横断面最窄处,这可能与此处冰川比较狭窄,两边都是悬崖,受局部 地形影响有关.

4.3.3.3 厚度变化的气候指示意义

厚度是冰川的基本物理参数之一. 其变化是对冰川区水、热条件长时间尺度 变化的综合反映. 由于冰川具有向稳定态流变的特性,因而可以根据已发生的厚 度变化来预测冰川将要发生的变化. 例如 Jóhannesson 等人 (Jóhannesson, T., et al, 1989) 提出的剖面形状参数相关预测模式,就是以厚度变化为主要参数来进行 冰川预测的. 这一模式基于"运动波"向下游传播引发末端变化后,冰川应出现稳 定态剖面形状的理论,建立了利用剖面形状参数来计算冰川体积变化和冰川达到 稳定状态所需时间的方法. 根据这一理论,如果冰川的变化发生在消融区,则冰 川处在一种由不稳定态向稳定态过渡的状态,将会达到一种新的稳定态;如果变 化发生在积累区,其随运动波向下部传播,消融区会形成较上部更大幅度的变化 响应,因此,这时的冰川处于一种不稳定态的初始阶段,将会发生长时间的变化 响应.

本研究发现,庙尔沟冰川中上部厚度发生了变化,并且变化幅度几乎相同, 说明有两种可能性:一种是冰川下部较为稳定,其厚度变化略大于上部,则冰川 处于由非稳定态到稳定态转化的初期或中期阶段;若与之相反,则冰川的响应过 程处在中期或后期.根据前人的研究,1973-1981年间的冰川运动速度为0m/a (中国冰川目录,1986),而本次考察测得冰川底部为-8.3 ℃,因此我们认为 该冰川末端十分稳定,变化不大.并由此推断,该冰川很可能处于对气候变化响 应的初期阶段,在今后相当长一段时期,该冰川的动力学响应还会继续下去.

这一气候变化很可能对应于 20 世纪 80 年代中期,尤其是 90 年代中期以来 天山地区气温的显著升高. 气温升高引起冰川消融加剧,这点也在冰芯上部的物

理特征上也表现出来. 在我们所钻取的冰芯上部 5 m内,特别是 2 m内出现了显 著的污化层,具有明显融水改造搬运的特征. 根据冰川温度的测定和冰芯记录, 发现天山东端的庙尔沟冰帽区年均气温为-7℃左右,冰川积累率在 200 mm a⁻¹ 左右,是一条典型的大陆型冰川. 过去 24 a,冰川的中上部减薄了 5 m左右. 研 究发现,冰川底部温度为-8.3℃,表明冰川底部与基岩冻结,无滑动现象发生. 有 迹象表明,该冰川过去一直处在一个相对稳定的状态,但在近 10-20 a里出现了 显著的消融,表现为冰芯剖面上部污化层增多.

4.3.4 末端变化

冰川长度的变化往往体现在末端变化上,应为冰川末端海拔较顶部低,气温 较顶部高,所以冰川变化往往从末端开始.从 1972 年 1:50 000 地形图及 2005 年 spot 5 (分辨率 5 m)卫片数据得到,1972 年冰川长度为 2.367 km,2005 年冰川长度 2.290 km,长度缩短了 77 m,变化速率-2.3 m/a,而从 1982 年到 2007 年实际测量的末端平均退缩了 70.8 m,变化速率为-2.7 m/a,二者数据 十分接近,说明使用精度较高的地形图和卫星照片可以较为准确地反映出冰川变



图 4-7 哈密庙尔沟冰帽末端和面积变化图

Fig. 4-7 The map of glacier retreated at Miaoergou flat top glacier

化的状态. 庙尔沟冰帽的末端变化平均速率远小于该流域7条冰川末端变化的平均速率-7.3 m/a,这主要是受冰川形态的影响,该冰川属于冰帽,运动速度很小,冰川的底部温度又较低,冰川末端的变化仅仅是由于冰川消融引起的,同时冰川规模较大,就面积来说此冰川是该流域第二大冰川,也是影响冰川变化的一个因素.

实测冰川面积变化如图 4-7 所示,面积由 1972 年的 3.64 km²缩小为现在的 3.4 km²面积变化率为-6.6%也小于-11.4%,这也说明冰帽类型冰川变化较其它类型冰川变化幅度小.

4.4.4 与乌鲁木齐河源1号冰川的对比

在过去 20a 里, 乌源 1 号冰川经历了有观测记录以来最为显著的退缩变化 (尤晓妮等, 2005; 王飞腾等, 2006; 李向应等, 2006), 而这一变化在 1995 年以后呈明显加速趋势(李忠勤,韩添丁,2003; 李忠勤, 2005). 我们依据 1981 年和 2001 年厚度测量推算出了乌源 1 号冰川的厚度变化及其分布,发现该冰川 的减薄主要发生在消融区. Jóhannesson 模式的数值预测结果显示 1 号冰川剖面 形状因子较高 (0.44),说明冰川正处于由非稳定态向稳定态演化过程的中期阶 段. 响应时间预测结果显示这一过程仍将持续 53-55 a. 哈密庙尔沟冰帽自 1981 年到 2007 年冰川明显减薄,上部减薄幅度小于中下部,下部的减薄程度略大于 上部减薄最大部位不在最下段而在 4300m 左右,冰川横断面最窄处. 哈密庙尔 沟冰帽比较稳定,处于气候响应的初级阶段,在今后相当长一段时期,该冰川的 动力学响应还会继续下去.

庙尔沟冰帽表现出的相对稳定性与乌鲁木齐河源1号冰川的强烈消融形成 了鲜明的对照.这一地区的冰川分布也和1号冰川及天山其它地区有明显差异, 很多冰川的规模在南坡大于北坡,这些消融特征和冰川分布方面的差异都很可能 与来自北部方向的气流特性有关(王宗太等,1986),但需要进行更深入的研究.

4.5 庙尔沟一伊吾河流域冰川、气象、水文特征

4.5.1 冰川分布特征

庙儿沟流域共发育现代冰川75条,基本特征(表 4-3)表现为冰川数量少、

规模小、冰舌末端高、以悬冰川及冰斗悬冰川为主. 该流域有 56 条悬冰川,虽 然其数目比例很大,占到 63.3%,但是由于其平均面积小,仅 0.37 km²,所以 悬冰川面积比例并不占优势,仅 30.8%,而且它们的末端海拔比较高,末端海拔 平均在 3 816m;山谷冰川有 25 条,虽然数目比例不大,仅 33.3%,但是由于 其平均面积较大,3.05 km²,总面积为 76.21 km²,面积比例为 80.9%,末端平 均海拔 3 719 m,比悬冰川海拔低 97 m,接近 100 m.

表 4-3 庙儿沟-伊吾河流域冰川类型统计表

Table. 4-3 The statistics of glacial type at Miaoergou-Yiwu river valley										
类 型	数量	总面积	平均面积	末端海拔	数量比例	面积比例				
	条	km ²	km ²	m	%	%				
山谷冰川	25	76.21	3.05	3719	33.3	80.9				
悬冰川	50	17.96	0.37	3816	66.7	19.1				
合 计	75	94.17	/	/	/	/				

本文研究集中在哈尔里克山托木尔提峰周围的 4 条河流域的 88 条冰川,该 地区冰川分布特征如表 4-4 所示,其中卫片覆盖且没有积雪和云遮盖的冰川有 75 条,所占比例为 85.2%. 南坡 27 条,北坡 48 条,以山地冰川为主,平均海 拔 3 700m 以上,由于此地区的冰川面积规模较小,对气候敏感性强,从 1972 年到 2005 年冰川处于持续退缩状态.

表 4-4 庙尔沟-伊吾河流域各支流冰川分布特征

Table. 4-4 The glaciers distribution characteristics at the different tributaries of Miaoergou-Yiwu river valley

		拓良沟	检动物	庙儿沟	克尔其	叶尔干	科拖果	
		似厉闷	们们们们)田7山7勾	马克沟	町小川	勒	
	南北坡	北坡	南坡	南坡	南坡	北坡	北坡	
	数量/条	12	9	7	27 (22)	10	23 (15)	
类	小冰川雪原	2	2	1	12	3	9	
型	冰帽			2				
数	山谷冰川	2	1	1		3	4	
目	山地冰川	8	6	3	15	4	10	

平均末端海拔/m	3716	3862	3859	3926	3800	3844
冰川平均面积/Km ²	1.11	2.54	2.63	0.5	1.37	0.95

4.5.2 庙尔沟-伊吾河流域水文气象

哈密地区水文气象监测始于 1955 年,现仍在无冰川补给头道沟、有中小冰 川补给的板房沟(白吉)、天山南坡有较大冰川补给的榆树沟及北坡较小冰川补 给的伊吾河(苇子峡),设有水文观测站(图 4-7),在哈密市、巴里坤县、伊吾 县和淖毛湖设有气象观测站.



图 4-7 庙尔沟-伊吾河流域冰川、河流、水文站分布图 Fig. 4-7 The glaciers, rivers and hydrological station distribution characteristics at Miaoergou-Yiwu river valley

4.5.2.1 气 温

根据 50 年来的水文气象观测记录,哈密地区与新疆全区一样,受到全球气候变暖的影响,正在经历着气温明显上升的过程,根据天山北坡海拔 1638~1729m 的气象记录显示,自 1957 年以来年均温度总体上升,而且自 1986 年以后升温更加明显.

(1) 夏季平均气温

哈密市气象站位于大型绿洲中心的城市边缘,尽管在 20 世纪 60~80 年代 受绿洲效应,出现温度降低趋势,但在 1994 年以来夏季平均气温出现的升温趋 势,最近十年比 50 年代平均降低 1.15 ℃,其中 1951 ~1993 年总体上呈缓慢 下降态势,此后又呈上升趋势;位于山区巴里坤站气温一直呈递增趋势,升温达 到 0.0222~0.641 ℃/a,最近十年均值比最早十年均值平均升高 2.5 ℃,其中 1959~1984 年间相对稳定,平均气温 16.0 ℃左右,1985 年后升温速度明显加 快,最近十年平均气温高达 18.6 ℃;各代表站夏季平均气温及变化趋势见图 4-9 ~ 4-11.变率最大是巴里坤县气象站的 0.051,变率最小是伊吾气象站的 0.0026.

在大范围内各时段气候变暖明显,但哈密市夏季的平均气温却呈下降态势, 这是因为,随着以哈密市为中心的绿洲面积在逐渐扩大,原呈小面积状分布的哈 密绿洲,随着时间的延续和哈密绿洲面积的扩大,终使这些块状绿洲连成长约 140 km,宽约 50 km 的大面积绿洲.在绿洲效应的作用下,导致哈密市夏季平 均气温逐渐下降,而 20 世纪末至今绿洲的面积基本趋于稳定(2001 年后农业实 现零开发),在温室效应的作用下,哈密市夏季平均气温又呈升高趋势;而巴里 坤和伊吾基本为自然环境受影响较小,故气温随全球升温而升高.

(2) 冬季平均气温

冬季各站平均气温都呈上升趋势,升温速率达到 0.05~0.06 ℃/a,各代表 站冬季平均气温变化趋势明显,从图 4-8 ~ 4-10 可看出:哈密地区冬季气温变 率最大的是巴里坤气象站为 0.0654 ℃/a,最小变率在伊吾气象站为 0.048 ℃/a. 说明巴里坤县和哈密市气象站冬季升温明显高于伊吾气象站.

(3) 平均气温

哈密市年平均气温呈逐渐增高的态势,其中最近十年比 50 年代平均递增 0.6 ℃,1966 ~1996 年总体上相对稳定,1993 年后年平均气温上升趋势明显,变 率 0.0102 ℃/a; 巴里坤县气温一直呈递增趋势,平均每年以 0.06 ℃的速度递 增,最近十年均值比最早十年平均升高 2.5 ℃,其中 1959~1984 年间相对稳定, 平均气温 16.0 ℃左右,1985 年后升温速度明显加快,最近十年平均高达 18.6 ℃;各代表站年平均气温及变化趋势见图 4-8 ~ 4-10.变率最大是巴里坤县气 象站的 0.054 ℃/a,变率最小是哈密气象站的 0.01 ℃/a.



图 4-8 哈密市气象站夏、冬季和年均气温及线性趋势

Fig. 4-8 The Summer, Winter and annual average temperature at Hami Meteorological Station and its linear trend



图 4-9 巴里坤气象站夏、冬季和年均气温及线性趋势

Fig. 4-9 The Summer, Winter and annual average temperature at Balikun Meteorological Station and its linear trend



图 4-10 伊吾县气象站夏、冬季和年均气温及线性趋势

Fig. 4-10 The Summer, Winter and annual average temperature at Yiwu County Meteorological Station and its linear trend 表 4-5 哈密地区 1997-1999 年气温均值与多年均值对照表

Table. 4-5 Table for Comparison of average annual temperature between multi-years and 1997-1999

站	ī 1997-1999 年/℃		建站	建站-1996年/℃		建站-2007年/℃			最近十年/℃			
名	均	夏	冬	均	夏	冬	均	夏	冬	均	夏	冬
哈	10.8	25.8	-4.6	9.9	25.7	-6.2	10.0	25.7	-6.2	10.5	26.1	-5.2
密												
市												
巴	3.5	18.1	-11.1	1.4	16.4	-13.8	1.9	16.8	-13.4	3.3	18.6	-11.9
里												
坤												

伊	4.9	17.9 -7.9	3.7	17.3 -9.3	3.9	17.6 -9.8	4.6	18.6 -8	8.7
吾									

根据观测记录,在哈密地区范围内 1997~1999 年发生有罕见的连续 3 年的高温天气,各项气温特征值高出多年平均 0.8~1.6 ℃(表 4-5). 使地区范围内各有冰川融水补给河流后期径流量大增,其中苇子峡站 1998 至 2001 年 4 年均值比建站至 1997 年均值多 53.3%,比建站至 2007 年均值多 37.9%,比最近十年均值多 14.8%.

4.5.2.2 降水

根据各气象、水文站降水资料分析(骆光晓等,2007;高建芳等,2001), 哈密地区各站降水量随时间的延续,天山南北侧降水总体呈波动增加趋势.北侧 增加更加明显,增幅达到 8.6~10.1 mm/10a,其中降水最少的淖毛湖气象站由 20 世纪 60 年代均值的 12.5 m,增加到最近十年均值的 28.9 mm,增幅达 130%, 增幅虽大,但有效降水(大于 5mm 的降水量)没有增多;南侧的哈密市站仅增 加 3.0 mm/10a,增幅最大的是 20 世纪 90 年代,增幅 4.3 mm/10a.各站降水 中暴雨和小雨增加,有效降水并没有增多.从图中可分析出变率最大的是巴里坤 县气象站达 10.24 mm/10a,最大年降水 342.4 mm (2007 年),最小年降水 121.4 mm

(1962年); 变率最小的是哈密市气象站 2.995 mm/10a, 最大年降水量 71.7 mm (1992年), 最小年降水量 8.2 mm (1963年).

降水量随高程升高而增多(周聿超, 1999),山区与平原的降水特性不同, 极端干旱的淖毛湖站最多年降水量与最小年降水量的极值比达 34.0,而地处绿 洲带的哈密市极值比 8.7;降水量相对较多的巴里坤极值比仅 2.8,说明哈密地 区降水量的变差随干旱程度而改变,越干旱的地域变差越大.哈密地区 4 个主要 气象站的降水都呈增加趋势,地处山区的巴里坤和伊吾县气象站的降水增量要大 于处在绿洲和平原地区的哈密气象站和淖毛湖气象站,说明山区降水的增加幅度 更大.

4.5.2.3 径流

哈密地区的河流大体上分两大类,一类是有冰川消融水补给的河流,这部分 河流虽然数量不多,但径流量占全地区河流年径流量的 **79.4**%,另一类是没有 冰川消融水补给的河流,这类河流年径流量普遍少于1000×104 m³,但数量较 多,分布区域广.哈密地区的河流总体以降水补给为主,其它类型的补给为辅的 特点(冰川覆盖约占地区国土面积的 1‰),但个别河流的冰川融水占有较大比 重,可达 50%以上,主要视河源冰川面积而定,冰川融水补给较多河流,主要 集中分布在哈尔里克山南坡的庙尔沟等8条河流.受到这些气候变化影响,哈密 地区发育较短小的河流水文观测也出现了河川径流一些变化趋势:一些不受冰川 融水补给的河流年径流变幅加大,出现洪枯水量悬殊,洪峰流量增大,枯水季节 延长,一般年份水量减少;一些受小冰川融水补给、但不占主要补给成分的河流, 尽管在 2000 年以前河流水量有所增加,但在近期出现径流减少或水量增加趋势 减缓;而受较大冰川 (一般为 4~5km²)融水补给又占主要径流成分(大于 30 %)的河流,现基本仍维持水量增加趋势,但增幅也在减少.

4.5.3 气候、冰川与径流变化的关系

哈密地区气候的变化对当地河流流量影响很大,气候的异常导致各地径流量 的变化,影响径流的因素很多,它是气温、降水、蒸发、风向、风速、地形、地 貌、冰川等的综合反映,尤以气温、降水、冰川为首,常规条件下流域上游冰川 储藏量丰富的河流,随着气温的升高,河流来水量随之增加;随着降水的增多或 减少,河流来水量也增多或减少,但还与降水强度有密切关联,使影响径流的因 素错综复杂.

根据各站年平均流量与同期降水相关分析(邓铭江,2005),得到头道沟、 白吉站、榆树沟、苇子峡四个水文站的降水量和径流量相关系数分别为0.406, 0.321,0.184 和0.441. 总体来看,其相关性都比较低. 造成相关不理想是因为 哈密地区大部分河流的径流受多种因素决定,发生在这里的降水具有:量小、强 度低,历时短,虽然累积降水量大,但一次降水超过 5 mm 的次数很少出现, 造成绝大部分降水量成了土壤水,由于地下水埋深大,降水没能转换成地下水, 就以土壤蒸发的型式消失,只有降雨发生超渗产流时,河道水量才能明显增多, 故流域降水量与河道径流量没有必然的关系,而是相对的关系.

其中榆树沟的年平均流量与同期降水量的相关性最差,苇子峡的年平均流量 与同期降水量的相关性略高.结合各流域冰川平均面积和面积变化率推测原因 可能的是榆树沟冰川平均面积较大,而且冰川面积变化率也较大,冰川融水对径 流的贡献大、调节能力较强,这也体现在该流域的径流变差系数上,该流域径流 变差系数较小.对于头道沟,上游没有冰川存在,径流的补给完全靠降水,所以 径流量和降水量的相关系数比较大,但是从该地区径流量和降水量的整体趋势来 看,径流量呈现略微下降的趋势,而降水量却在增加,这与该地区的蒸发量增加 和有效降水(大于 5mm)并没增加有关.苇子峡水文站离冰川区比较遥远,并 且该地区的冰川平均面积仅 0.91 km²,该流域的冰川变化率也比较小仅-6.52%, 几乎是其它有冰川覆盖流域的一半,故苇子峡水文站的降水量与径流量的相关系 数也比较高.

4.5.4 气候变化对流域年径流量的影响评价

4.5.4.1 无冰川消融水补给的河流

地区无冰川消融水补给的河流总体上水量受降水影响,洪枯水量悬殊,近期 年径流出现减少.而地区范围内各地降水量呈递增趋势,造成这种径流量下降的 原因,是中高山区气温的全面升高所致.

4.5.4.2 有冰川消融水补给的河流

哈密地区现状共有 3 处水文观测站,它们共同表现为,随着时间的延续, 20世纪 60年代各地年径流量和降水量都偏少,70年代后逐渐增多,90年代更 为明显,进入 2000年后,榆树沟流域径流量递增趋势仍在继续;而伊吾河流域 递增趋势减缓,主要是二大支流之一的大白杨沟来水呈减少趋势明显;故乡河流 域递增趋势减缓更为明显,这里除上游的二道沟和白杨沟无冰川融水补给出现河 干外,还由于主河源小冰川占有较大比重,冰川退缩引起对河流水量贡献减少, 态势发生质的变化,故乡河流域的径流量比前十年平均偏少 3.4%,2008 年水量 减少更加明显;.

4.5.4.3 受气候变化的影响洪旱灾害增多

受气温升高和降水的影响,使地区范围内洪、旱灾害事件明显增多,出现暴雨和暴雨洪水、冰雪消融洪水及暴雨冰雪混合型洪水频次明显增加,灾害加重. 例哈密地区自 20 世纪 90 年代来几乎年年发生不同程度的暴雨洪水及暴雨冰雪 混合型洪水,最大的 2007 年造成直接经济损失 2.68 亿元,洪水和干旱灾害加 重.

4.5.4.4 气温升高,降水增多,径流量减少

根据山区代表站巴里坤县气象站资料分析,该站不论冬天平均气温、夏天平均气温还是年平均气温都在逐渐增高,无冰川消融水补给河流的径流来自前期积雪融化、直接降水和基岩裂隙水,其中 3~5 月份的洪水主要来自前期积雪融化(头道沟流域该时段径流量占年径流量的 54.2%),2006 年春天,气象卫星提示"哈密地区中高山区积雪为数十年之最多",但由于前期的持续高温,一部分积雪提前消融,入渗土壤,就地蒸发消耗,使形成径流的消融期水量减少.这是哈密山区冬、春季的气温升高,造成山区积雪的提前消融和春洪洪量明显减少,使河流下游春旱加剧.

哈密地区的降水多集中在夏天的 6~8 月份,平原地区长期干旱少雨,多年 平均降水量不足 80mm,地下水位埋藏很深,在降水量的绝对值增加不多(像 淖毛湖站尽管降水量增加 130%,但绝对值仅增加 16.4mm),降水的增加量难 抵因气温升高导致蒸发增加的水量,当上游前山带发生常规降水时,这些降水绝 大部分成为土壤水,真正进入河道成为地表径流的部分不多,降水停止后,土壤 水又被大气蒸发,只有发生有效降水(≥5mm)的情况下,才能转化为地表径 流.冰川消融水补给河流的径流虽在增多,但那是由于较大冰川融水补给量增多 所致,而较小冰川随着面积缩小和冰体迅速减薄,会出现冰川融水贡献量逐年减 少.

4.6 本章小结

本章对庙尔沟-伊吾河流域冰川及该流域庙尔沟冰帽的分布变化特征进行研究,分析该流域水文站的径流变化特征及其气温、降水、冰川变化等影响因素的 关系得到如下结果.

(1) 庙尔沟流域共有冰川 75条(施雅风等, 1986),累计冰川面积 98.25 km², 冰储量约 5.678 km³,其中有 49条冰川面积小于 1km²,数量比为 65.3%,属于小 冰川分布较多的地区.根据 1972 年的地形图和 2005 年spot-5 卫片图像,该流 域并产平均面积变化率为-10.47%.而该流域面积小于 1 km² 冰川面积变化率 为-20.47%,超过该流域冰川平均面积变化率的 2 倍.在所有影响冰川面积变化 的因素中冰川规模占主要因素.

(2) 对庙尔沟-伊吾河流域代表性冰川庙尔沟冰帽进行研究,通过冰芯记录推算

出冰帽顶部位置的净积累量为 200 mm a⁻¹左右水当量;通过雷达测厚得到冰川 平均厚度为 64 m,最大厚度为 75m, 出现在冰川中下部.从 1982 年到 2007 年实际测量的末端平均退缩了 70.8 m,变化速率为-2.7 m/a,面积由 1972 年 的 3.64 km²缩小为现在的 3.4 km²面积变化率为-6.6%.

(3)哈密庙尔沟冰帽自 1981 年到 2007 年冰川明显减薄,上部减薄幅度小于中下部,下部的减薄程度略大于上部减薄最大部位不在最下段而在 4300m 左右,冰川横断面最窄处.哈密庙尔沟冰帽比较稳定,处于气候响应的初级阶段,在今后相当长一段时期,该冰川的动力学响应还会继续下去.

(4) 庙尔沟-伊吾河流域从 1972 年到现在冰川持续退缩. 流域的年平均气温和 降水量都呈增加趋势,无冰川消融水补给的河流洪、枯水量悬殊; 有冰川消融水补给河流的年径流量变化明显,其中河源冰川不多、面积较小的河流年径流量在 2000 年前增加,近年有减缓趋势; 而河源冰川较多、面积较大的河流这种增多 趋势仍在继续.

第五章 青冰滩 72 号冰川监测结果

5.1 研究区概况

塔里木河是我国乃至世界最长的内陆河,现由阿克苏河、和田河,叶尔羌河 和开都一孔雀河等四条源流河汇集塔里木河干流.历史上曾有144条河流汇入 干流,这些河流源于天山山脉,帕米尔高原,喀喇昆仑山和昆仑山,随着气候环 境的变化特别是人类活动的影响,到1940's只有4条主要河流汇入塔里木河.到 1960's,叶尔羌河山前灌溉扩大,造成下游断流,仅个别年份有流水进入干流; 和田河也仅在7~9月的汛期才有洪水汇入干流.此外,开都一孔雀河对塔里木 河的贡献也非常有限.只有阿克苏河是一条持续常年流水的水源,供水量占塔里 木河干流70%以上,所以,现今阿克苏河径流变化决定着塔里木河的形成、发 展和生命健康.



图 5-1 研究区水系分布图

Fig. 5-1 Sketch map of water system of the studied area 阿克苏河 (75°35′~80°59′E, 40°17′~42°27′N)位于塔里木河盆地的西北 缘,流域面积 5.4×104km²,其中中国境内 3.6×104km²,吉尔吉斯境内 1.8× 104km². 其地势显示了西北高东南低的走势. 阿克苏河流域冰川的年径流量达 到 150×10⁸m³, 占塔里木河年径流量的 40.2%. 托木尔峰冰川作用区位于阿克 苏河的上游, 有较高的海拔和较低的温度, 雪线 (3 900~4 500m), 降水超过 750~1 000 mm. 冰川面积占到中国境内冰川面积的 27%, 冰川储量折合水量 3 150 亿m³, 该地区的大部分冰川是山谷型冰川. 自 19 世纪中期开始冰川处于退 缩状态, 每年有接近 50×10⁸m³融水补给河流, 其冰川融水比例在南坡占到 30%~70.1%, 但在北坡少于 20%. 冰川变化是水资源变化的关键因素, 并通过 影响水资源的变化间接地对生态环境产生影响.

阿克苏河水系由天山南坡最大水量的 4 条次级河流组成,即库玛拉克河、托 什罕河、台兰河和哈拉玉儿滚河.库玛拉克河和托什罕河的河源在吉尔吉斯境内, 流进中国汇入阿克苏河,冰川融水在库玛拉克河年径流量中占 74%,在托什罕 河占 29%,在两河合计占了 58%,这表明阿克苏河径流主要来自冰川融水补给. 降水作为径流增加最基本补充,在阿克苏河年内分配不均,夏季占 55%~60%, 春季占 20%~25%,秋、冬季占 3%~7%,山区和平原分配相似.冰川融水和降 水高度集中在夏季,造成河川径流年内分配不均.山区降水量超过 200 mm,高 山区可达 800 mm.因此,除冰川融水外,山区降水也是阿克苏河的重要补给源.

台兰河位于托木尔峰的南坡,位于阿克苏河东部,最后流入塔里木盆地.台 兰河水文站控制流域面积1324 km²,河源在托木尔峰,台兰站是河流出山水量 控制站,台兰河冰川覆盖度达到32.6%.基于1977 年和1978 年的气象观测和 科学考查数据,该地区的降水主要来自大西洋和北冰洋的暖湿气团,有50%降 水集中在6~8月,70%左右降水集中在5~9月之间,冰川融水补给主要在夏 季.该地区的降水与其北面两站昭苏和巴音布鲁克相似,且月降水分配也相似.

在过去 40a 该地区气温显示变暖的趋势升高了 0.6℃,季节温度也显示波动 上升特征,三个季节都显示明显地上升趋势,以台兰站计冰川融水占河川径流的 65.3%,冰川融水变化影响最为明显.根据敏感性分析,在台兰河流域气温变化 1 ℃,冰川物质负平衡将增加 300mm,冰川融水增加 16%,这就意味着随着新疆 气候从暖干到暖湿的变化,尽管降水在增加,但是冰川波动对气候变化更明显, 冰川消融加快,冰川融水也持续增加.研究表明台兰河在 1957~1986 间平均物 质平衡为-213 mm/a; 1987~2000 年平均为-447 mm/a,冰川消融几乎增大

89

1倍.

已有研究表明自 1980's 以来,西南天山南坡的径流在增加,例如阿克苏河 径流比 1986年前增加了 15%,台兰河增加了 18.6%.这种现象一方面可能是高 山显著增温引起的,另一方面可能是全球变暖引起冰川消融强度增大和水循环加 剧引起.

5.2 流域冰川分布特征

根据 1979 年冰川编目,阿克苏河流域冰川条数 1005 (2740),面积 2411.56 (4918.26) km²,冰储量 436.99 (852.49) km³,括弧内为含国外的,流域平均冰 川面积 2.4 km².流域包括托什罕河、穹乌金格库乌什河、库马力克河和台兰河 四个子流域.该流域面积小于1 km²的冰川有 733条,条数百分比占了 72.94%,; 规模为 1-5 km²冰川 213条,条数百分比为 21.19%,面积超过 5 km²的冰川仅 有 52条,条数百分比占 0.05%.库马力克河流域共有冰川 124条,冰川面积 947.01 km²,冰储量 268.0307 km³,雪线高度 4 390 m,流域冰川平均面积 7.64 km².台兰河位于天山西南部,属阿克苏河支流,该流域共有冰川 192条,冰川 面积 739.83 km²,冰储量 113.4675 km³,雪线高度 4 300 m,流域冰川平均面 积 3.85 km².台兰冰川,长 21.4 m,面积 165.4 km²,最低点位于冰川末端为 3 080 m,最高点为 5 800 m,是台兰河流域最大的冰川,台兰河冰川覆盖度达到 32.6%.1963-1999 年,阿克苏河流域冰川面积减小 3.3% (刘时银,2006).面 积变化与中国西部其它流域冰川相比偏小 (表 5-1),可能的原因是该流域位于 天山山脉最大的冰川作用区,该地区的冰川平均规模较大,对气候响应的敏感性 较其它流域冰川小.

表 5-1 中国西部不同流域冰川面积变化统计

地区	时间段	面积变化	数据来源
乌源1号冰川	1958-2007	- 14.9%	天山冰川站
新青峰冰帽	1973–2000	- 1.6%	Liu et al. 2004
喀喇昆仑山	1969–1999	- 4.1%	上官 等 2006
念青唐古拉山	1970–2000	- 5.7%	上官 等 2006
阿克苏河流域	1963-1999	- 3.3%	刘时银等 2006
朋曲	1979-2000/2001	- 9.0%	Jin et al. 2005
Naimona'nyi	1976–2003	- 8.8%	Ye et al. 2006b

Table. 5-1 Statistics of the glacier changes in west China

5.3 典型冰川变化考察与实测



图 5-2 克其克库孜娃依冰川末端覆盖大量表碛

Fig. 5-2 Covered with a mass of glacial drift at Keqikekuziwayi Glacier



图 5-3 克其克库孜娃依冰川地形图和卫片比较 Fig.5-3 The compare in glacier border between the 1970s topography and 2003 spot5 satellite photos

克其克库孜娃依冰川 (5Y674E0015,41°56.61′N,80°33.87′E) 属于台兰 河流域,位于新疆阿克苏市温宿县境内,西天山托木尔峰的南坡,山谷冰川,朝 向SE,冰川面积 33.76 km²,最大长度 12.0 km,储量 4.7939 km³,冰舌末端 和最高处高度介于海拔 3 320-5 714 m,雪线 4 180 m,冰川末端覆盖有大量 表碛. 2007 年 10 月天山冰川站的科考人员实地考察了该冰川,确定了末端位置, 并定位一些标识点.实际地面控制点和卫片偏差仅为 7 m,这样,可以通过地面 调查和卫片判读对照,比较精确地取得冰川变化的信息. 2007 年冰川面积比 1964 年冰川面积减少 1.83 km²,面积变化率-4.09%,长度缩短 916 m,长度 变化率 - 5.36%,2007 年冰川末端海拔为 3 452 m asl,与冰川编目数据相比海 拔升高 132 m.



图 5-4 青冰滩 72 号冰川末端覆盖大量表碛

Fig. 5-4 Covered with a mass of glacial drift at Qingbingtan No. 72 Glacier

青冰滩 72 号冰川(41°45.51′N, 79°54.43′E)属于库马力可河流域,位 于托木尔峰冰川群西南边缘,新疆阿克苏地区温宿县吐木秀克乡境内,是一条复 合型山谷冰川.根据中国冰川编目,该冰川编号 5Y673P0072,冰舌末端和最高 处高度介于海拔 3 560 - 5986 m之间,平均海拔为 4 200 m,冰川面积 5.23 km², 冰储量为 0.398 km³. 中国科学院天山冰川观测试验站科研人员于 2008 年 7-9 月对阿克苏库玛拉克河源地区托木尔峰青冰滩 72 号冰川进行了大规模综合性野 外科考,使用RTK,全站仪及静态GPS对该冰川进行了实地测绘,得到冰川面积、 长度、末端变化等信息,并绘制出青冰滩 72 号冰川的冰川图.结果表明 1964-2008年间该冰川面积呈明显递减趋势,从1964年的5.23 km²缩减为2008 年的3.97 km²,面积共减少了1.26 km²,变化率为-24.18%.长度也呈迅速减 退,从1964年的7.4 km缩减为现在的6.53 km,变化率为-11.8%.青冰滩72 号冰川末端退缩十分严重,目前已退缩至3720 m处,2008年8-9 月观测期间 冰川正在以每天 3-5 cm的速度急速消融.

5.4. 冰川融水对河流径流的贡献

5.4.1 冰川融水是阿克苏河径流的主要来源

库玛拉克河和托什罕河是阿克苏河的两条主要支流,在温宿县境内汇入阿克 苏河,阿克苏流域主要水文站有多年径流观测数据,控制站基本参数、径流量、 冰川面积、融水模数、冰川融水与径流量比率如表 5-2 所示.

表 5-2 显示山前的水源主要来自冰川融水和降水,例如,阿克苏的西大桥水 文站的冰川面积比率很小,仅占 6.9%,但是它的融水占径流的比率却占到 53.1%. 此外,冰川面积覆盖率越大的河流,冰川融水径流模数也越大,例如科其卡尔巴 契冰川和台兰冰川径流模数达到 80 L • s⁻¹ • m².

表 5-2 阿克苏河流域主要控制水文站冰川融水径流统计

Table. 5-2 Statistic of glacial melt-water runoff of Hydrological

Station	in	Akasu	River	Valley
---------	----	-------	-------	--------

河流名称	水文站	控制面积	径流量	径流模数	冰川面积	冰川融水	5-9月份	CL	Cv
		/km ²	/10 ⁸ m ³	$/L/km^2 \cdot s$	/km ²	比率/%	径流比率		
							/%		
台兰河	台兰	1338	7.47	17.70	416.83	63.6	83.8	0.44	0.13
库马力克河	协合拉	28350	47.89	5.35	947.01	52.4	80.1	0.37	0.15
托什罕河	沙里桂兰	19166	27.00	4.47	664.04	26.5	85.1	0.32	0.18
阿克苏河	西大桥	43123	70.80	5.20	2975.73	53.1	79.6	0.27	0.17

1. 数据到 2000, 部分数据来自文献 (杨针娘, 中国冰川水资源); 2. CL 是径流量年内分配不均匀系数,

Cv 是多年径流变差系数.

5.4.2 气候因子的影响

暖季气候条件变化明显影响到中国西部冰川的物质平衡,物质平衡的亏损表 现为冰川的退缩.库玛拉克河和托什罕河是阿克苏河的两条主要支流,两河的出



图 5-5 协合拉水文站气温变化

Fig. 5-5 Variation in temperature at Xiehela Hydrological station



图 5-6 沙里桂兰水文站气温变化

Fig. 5-6 Variation in temperature at Shaliguilan Hydrological station



图 5-7 协合拉和沙里桂兰水文站降水

Fig. 5-7 Precipitation at Xiehela and Shaliguilan Hydrological Station



图 5-8 协合拉和沙里桂兰水文站降水





图 5-9 协合拉和沙里桂兰水文站径流

Fig. 5-9 Runoff at Xiehela and Shaliguilan Hydrological Station

山口各有水文站协合拉、沙里桂兰水文站控制出山水量、分析二站的气温变化趋 势如图 5-5,5-6 所示,协合拉站夏季气温升高的量大于整年气温升高的量,而 沙里桂兰站年平均气温升高量大于夏季气温升高量,但是两站的年均气温升高量 的幅度是相同的都是 0.28 ℃ • 10g-1,两个水文站夏季平均气温分别为 0.31 ℃•10q-1和 0.21 ℃•10q-1. 相应时段的两个水文站的年和暖季降水也有增加 的趋势,沙里桂兰水文站的降水增加率大于协合拉的降水增加率,两站的平均增 加率为 12.5 mm • 10a⁻¹. 在过去 32 a间, 1970s~2003, 阿克苏河流域平均气 温升高了 0.89 ℃, 整体降水增加了 40.0 mm. 协合拉站的年蒸发量呈明显增 加趋势,而沙里桂兰站的年蒸发量有减小趋势,从两个水文站的径流数据看到两 站的径流都呈明显的增加趋势,且协合拉站的增加趋势大于沙里桂兰站.对于径 流的影响主要原因是气温、蒸发和降水,沙里桂兰站降水增加率大于协合拉站, 气温和蒸发增加率小于协合拉站,径流的增率却小于协合拉站,这只能从冰川融 水补给来解释其中的原因. 可能和它们夏季温度升高有密切关系, 协合拉站夏季 平均气温升高幅度远大于沙里桂兰站,气温的升高导致冰川融水补给增加,而且 库玛拉克河冰川融水量占74%,远远大于托什罕河的29%,所以气温升高对库 玛拉克河的影响要大于托什罕河.由此也可看出该地区气温对径流增加的影响显 著.

协合拉站和沙里桂兰站的温度和降水及径流都在增加,降水量对径流做 Pearson 相关性分析(付丽昕, 2008),阿克苏河径流与降水量的相关系数为 0.07,说明降水量并不是径流量增加的最主要因素.气温变化对径流做 Pearson 相关性分析,相关系数分别为 0.317(通过 0.05 显著性检验),显然径流量与温 度之间的相关性要大于与降水量之间的相关性,这说明气温升高导致的山区多年 积累的冰川消融量增加,随着全球气候变暖冰川消融量增加,据多年径流系列资 料,当温度升高 0.5 ℃时,塔里木河源水量增加 5%.

5.5 本章小结

本章以实地考察为基础,对阿克苏河流域内的两条冰川青冰滩 72 号冰川和 克其克库孜娃依冰川长度、面积、冰储量等特征进行监测.通过出山口径流变化 分析,评价冰川变化对该流域水资源的影响. 1. 采用高精度卫片与地形图结合,通过 2007 年 10 月和 2008 年 9 月的实地考察、判读量测,与原中国冰川编目对照分析,得到克其克库孜娃依冰川面积 2007 年比 1964 年减少 1.83 km²,长度缩短 916 m,末端海拔升高 132 m. 托木尔峰 青冰滩 72 号冰川 2008 年比 1964 年减少了 1.26km²,长度缩短了 970 m,冰 川末端退缩十分严重,目前已退缩至 3 720 m处,2008 年 8-9 月观测期间冰川 正在以每天 3-5 cm的速度急速消融.

 在气温升高背景下,阿克苏河流域冰川处于退缩状态,通过与中国西部其它 冰川变化相比,得到阿克苏流域内冰川退缩变化相对量较小,主要原因是处于天 山最大冰川作用区,冰川规模较其它地区大.

3. 根据气象资料给出冰川水资源变化的长期变化趋势,说明气温和降水都是影响冰川变化的因素,其中温度是主要影响因子,气温的升高导致了冰川融水量的 增加,加速了冰川的退缩.
第六章 不同区域冰川对比与讨论

以天山冰川站为依托,在新疆 1 700 km 的天山山脉建立了哈密庙尔沟冰帽、 乌源 1 号冰川、哈希勒根 51 号冰川、青冰滩 72 号冰川四个定位、半定位监测 点,四条监测冰川所在的典型流域分别为庙尔沟流域、乌鲁木齐河流域、奎屯河 流域、库马力克河流域,四个流域分别隶属天山东部散流内流区、天山西北部准 格尔内流区及天山西南部塔里木河内流区,沿天山由东向西排列,代表范围覆盖 除伊犁河流域的整个东天山(以下简称"天山").上述四条定位、半定位监测 冰川配合所在流域庙尔沟流域、乌鲁木齐河流域、奎屯河流域与库马力克河流域 的冰川变化调查研究,构成天山冰川监测网络.

四流域的冰川平均面积分别为 1.26 km², 0.31 km², 0.65 km², 2.4 km², 以 乌鲁木齐河流域冰川平均面积最小. 这与各流域的冰川类型比例有关, 乌河流域 悬冰川数量比例占到 74%, 庙尔沟流域占到 65.3%, 奎屯河流域占到 59.5%, 而阿克苏河流域大部分是山谷冰川. 由于悬冰川普遍规模较小, 较多数量的悬冰 川导致流域冰川平均规模较小, 冰川规模小对气候反应更敏感.

四流域冰川的普遍呈退缩状态,以乌鲁木齐河流域退缩值最大并且向东西方 减小,冰川规模基本和面积退缩率呈反比.从整个观测网络来看,天山山脉的降 水和气温都呈增加状态,各个流域的径流也呈增加趋势.

6.1 定位监测冰川比较

6.1.1 物质平衡对比

冰川物质平衡随海拔的变化梯度反映了冰川作用能的大小.冰川作用能越 大,冰川越活跃,运动速度和消融区的径流也越大,表明冰川作用参加水文循环 越强.在本研究涉及的四条冰川中,乌鲁木齐河源 1 号冰川、奎屯哈希勒根 51 号冰川及哈密庙尔沟冰帽拥有年物质平衡观测数据.虽然观测时间不完全相同, 但由于同一条冰川在不同时间内物质平衡分布形式非常相似,因此仍然将三条冰 川的年物质平衡资料进行对比(图 6-1),资料对应时间分别为: 1999/2000-2006/2007(乌源1号冰川)、1999/2000-2005/2006(奎屯河哈希 勒根 51 号冰川)及 2007/2008(哈密庙尔沟冰帽).



图 6-1 乌鲁木齐河源 1 号冰川、奎屯哈希勒根 51 号冰川及哈密庙尔沟冰帽年物 质平衡对比

Fig.6-1 The comparison of mass balance among 3 positioning monitoring glaciers, Miaoergou ice cap, the Urumqi river glacier No.1, Haxilegen glacier No.51

三条冰川中,乌源 1 号冰川纵跨海拔范围最大,2000 年以来平衡线海拔约 为 4080 m,消融区表现出较大物质平衡海拔梯度,冰川作用能大于其它两条.东 西支末端海拔 3750 m 与 3825 m,消融强烈,年平衡达到-3 m.相比乌源 1 号 冰川,奎屯河哈希勒根 51 号冰川 2000 年以来的消融要缓和许多.末端海拔约 3450 m,低于乌源 1 号冰川 300-375 m,但物质平衡为-1.5 m.由于花杆点覆 盖海拔范围较小,不能准确判断该冰川的物质平衡海拔梯度,但观察已有点发现 其量值略小于乌源 1 号冰川.庙尔沟平顶冰川的观测资料涵盖 4200-4500 m 海 拔范围,除顶端三点的观测数据较为凌乱外,其它点总体表现出物质平衡随海拔 缓慢升高的趋势,与乌源 1 号冰川相比升高梯度明显要低.顶端三点的海拔非常 接近,其中靠近悬崖两点的物质平衡约-1.5 m,而位居冰川腹地一点则为正平衡, 三点物质平衡最大差值约 2 m,说明该冰川物质平衡受到局地地形因素的显著影 响. 除这三点代表的海拔区域(4480-4500 m)外,冰帽其它区域表现出一致的负平衡,波动幅度较小,限于-1.0--0.4 m之间.虽然末端没有出现如乌源1号冰川强烈消融造成的显著负平衡,相比奎屯河哈希勒根51号冰川末端的消融也较为缓和,但在相同海拔处,该冰川的负平衡程度要远远大于乌源1号冰川的观测值. 庙尔沟冰帽的总年度净平衡与乌源1号冰川近似.

青冰滩 72 号冰川只有 2008 年 8 月 1 日-8 月 31 日的物质平衡观测资料,观测间隔每日一次. 乌源 1 号冰川的多年物质平衡资料中,夏季观测间隔为每月一次. 将乌源 1 号冰川 2000-2007 年平均 8 月物质平衡挑出与青冰滩 72 号冰川观测资料进行对比, 绘物质平衡与海拔关系曲线如图 6-2. 两条冰川覆盖海拔范围接近(青冰滩 72 号冰川只计入下部绵长冰舌,约占整条冰川长度的 75%),有较长的交叠部分(3750-4350 m),但消融特征迥异. 乌源 1 号冰川 8 月物质平衡与年净平衡(见图 6-1)类似,表现出明显随海拔增加的趋势,说明该冰川物质循环的主要影响因素仍是气温与降水,其它因素(如反照率等)对其影响较小,或者



图 6-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川与青冰滩 72 号冰川 8 月物质平衡对比 Fig. 6-2 The comparison of mass balance between the Urumqi river glacier No.1 and Qingbingtan glacier No.72

影响结果是使物质平衡随海拔上升的趋势更为显著. 青冰滩 72 号冰川的物质平 衡在海拔分布上较为稳定,从末端到冰舌顶端都在-1.0 m weq.上下波动. 末端 净平衡与乌源 1 号冰川接近,但随着海拔升高,其物质平衡要明显低于乌源 1 号冰川,最大差值达到-1.2 m weq.. 总体来看,这条冰川的物质损耗十分强烈, 并且整条冰舌都处于强烈损耗之中. 若没有充足的动力物质补充,山谷中的冰舌 部分很可能在短期内消亡.

6.1.2 冰川末端

比较四条冰川的末端变化发现,四条冰川都处于末端退缩状态,从东到西四条冰川的末端退缩率一直增加,以最东面的哈密庙尔沟冰帽最小,最西面的托木尔峰冰川作用区青冰滩 72 号冰川最大.

哈密庙尔沟冰帽末端年变化速率为-2.7 m/a,冰帽类型冰川较其它类型冰川末端退缩速度小. 乌源1号冰川自1959年有观测记录以来一直处于退缩状态,到2006年,平均年变化速率为-4.5 m/a,东、西两支冰舌在1993年完全分离,成为独立的两支冰川,东支由于冰舌为表碛覆盖,部分成为死冰,年平均退缩率小于西支,西支末端强烈消融导致冰川退缩率加剧. 奎屯哈希勒根51号冰川自



图 6-3 四条定位监测冰川末端退缩速度

Fig. 6-3 The retreated rate in 4 positioning monitoring glaciers 1999年有实测资料以来,末端年平均变化速率为-5.1 m/a,而冰川流速在3 m/a 的幅度摆动,变幅很小,所以该冰川末端的退缩是冰川消融对其的表现. 末端退缩速率最大的青冰滩72号冰川,冰川平均厚度较薄,2008年实测冰川末端的海拔也较低,仅3720 m,对气候变暖的抵御能力较弱,冰川的对气候的响应表现为末端的快速的退缩.

6.1.3 冰川运动速度

乌源1号冰川拥有近30年表面运动速度观测资料, 奎屯河哈希勒根51号冰 川的速度观测则从 1999 年开始. 选取同时段(1999/2000-2003/2004 年)冰面 主流线年运动速度(以下简称"运动速度")资料来比较两条冰川运动特征的异 同(如图 6-4 (a)). 乌源1号冰川东支的运动速度普遍低于西支,变化范围为 1.9-4.9 m/a,沿海拔呈现双峰趋势,峰值分别位于末端以上 50 m (3800 m as1) 及海拔 3950 m 处. 较高峰值所处海拔接近零平衡线, 为上游伸张流与下游压缩 流的交汇处. 地形较为平坦,冰川厚度大,造成表面运动速度明显高于周围区域. 较低峰值的形成则很有可能与末端底部滑动及沉积层变形有关. 西支运动速度 的变化范围为 1.8-6.2 m/a, 若不计末端一点, 其范围缩小为 4.6-6.2 m/a. 除 末端外,整条冰川运动速度较为稳定,最大值出现在海拔 4000 m 附近,同样接 近零平衡线. 西支平均坡度明显高于东支,地形差异很可能是造成两支速度差异 的根本原因. 相比乌源 1 号冰川,奎屯河哈希勒根 51 号冰川的运动速度较小, 变化范围为 1.6-2.9 m/a,最大值出现在海拔 3600 m. 诸多因素都会影响冰川的 运动速度,譬如,冰川所在山谷地形、冰川厚度、冰川坡度及冰川温度等等. 目 前由于缺乏其它相关参数的观测,无法准确判定奎屯河哈希勒根 51 号冰川运动 速度较小的原因,初步认为冰下地形及冰面坡度平坦是重要影响因素. 据多年速 度资料推测,该冰川零平衡线海拔应在 3600-3650 之间.

青冰滩 72 号冰川只有 2008 年 8 月的运动速度资料,为了与其它冰川相比较, 在冰川运动速度没有季节性差异的假定下计算出年平均数据. 如图 6-4 (b)所 示,青冰滩 72 号冰川的运动速度明显大于其它两条冰川 (见图 6-4 (a)),变化 幅度为 20-70 m/a,是其它两条冰川相应数值的 11-24 倍.最小值出现在海拔 4170 m,而后沿海拔下降迅速增加.峰值出现在海拔 3900 m,而 3900-4025 m



为一个由局部台阶地形造成的小型冰瀑.相比其它区域,该处的冰川表面更加沟

图 6-4 (a) 乌鲁木齐河源 1 号冰川与奎屯哈希勒根 51 号冰川 (b) 青冰滩 72 号

冰川, 表面运动速度随海拔分布

Fig. 6-4 The distribution of flow speed with the altitude, the Urumqi river glacier No.1 and Kuitun Haxilegen glacier No.51 showing in fig (a) and

Qingbingtan glacier No.72 showing in fig(b) 壑丛生,不断从高处向下运动的冰流被伸张应力拉扯开裂,表现出强烈的冰川作 用. 而后,随海拔下降到 3850 m,运动速度有了明显减小. 总体来看,该冰川 动力物质输送活跃,每年有大量冰由较高海拔处被运送到低海拔区域. 冰川运动 速度受到局地地形的严重影响,冰舌末端区域的运动速度达到 40-50 m/a,表明 冰川下游很可能发生着剧烈的底部滑动. 由于底部滑动只在消融季节发生,实际 冰川运动速度范围很可能为 20-45 m/a.



6.1.4 冰川主流线厚度变化

图 6-5 定位监测冰川主流线厚度及厚度变化

Fig. 6-5 The depth of mainstream line of 3 positioning monitoring glaciers and their variation

三条冰川主流线中青冰滩 72 号冰川平均厚度最薄,在距冰川末端 2000 m 这段距离的厚度都在 30 米以下,乌源 1 号冰川的主流线平均厚度最大,约 100

m, 庙尔沟冰帽的主流线平均厚度处于二者之间约 60 m.

1981 年至今乌源 1 号冰川和庙尔沟冰帽厚度都在减薄, 减薄区主要发生在 消融区, 积累区的减薄量不大. 乌源 1 号冰川从末端到海拔 3 910 m 处, 减薄量 逐渐降低, 末端附近减薄幅度达到 30 m 以上. 哈密庙尔沟冰帽自 1981 年到 2007 年冰川明显减薄, 上部减薄幅度小于中下部, 下部的减薄程度略大于上部, 减薄最大部位不在最下端, 而在 4300 m 左右即冰川横断面最窄处, 出现这一现 象可能是由于该冰帽的最窄处两边都是悬崖, 冰体直接与环境接处, 而且两边陡 峭的山崖可能引发冰体向侧面流动或蠕动变形.

乌源1号冰川和庙尔沟冰帽,积累区厚度有所减薄,但幅度不是很大,显著 变薄出现在消融区,说明冰川正处于由非稳定态向稳定态演化过程的中期阶段. 6.1.5 冰川温度变化

以有冰温数据的庙尔沟冰帽、乌源1号冰川和哈希勒根51号冰川对比其温度分布及不同时期冰川温度数值. 三点的温度孔的海拔分别是3910 m a.s.1, 3840 m a.s.1, 3610 m a.s.1, 都是在其雪线高度附近,图上看出三条监测冰川的温度明显不同,奎屯哈希勒根51号冰川的温度最高,哈密庙尔沟冰帽的冰川温度最低,乌源1号冰川的温度处于二者之间.



图 6-6 三条监测冰川温度剖面比较,显示区域的不同冰川温度也有所不同, 同一条冰川不同时期温度有所升高

Fig. 6-6 Comparison of the profile of glacier core temperature, showing different temperature with different glaciers and the temperature of the

same glacier core is upward in different times

哈密庙尔沟冰帽温度剖面曲线呈暖季型,因为其温度测量的时间 8 月份仍然 处于夏季. 冰温在 8 m和 20 m测点时两个明显的转折点,以此两点为界冰温随测 点深度的变化表现出相反的趋势,1-8 m之间,温度从-2.92 ℃逐渐降低,到 8 m处达到-7.62 ℃,温度梯度为-0.67 ℃・m⁻¹;8-20 m之间,冰温逐渐升高 到-6.25 ℃,温度梯度为 0.11 ℃・m⁻¹.对于乌源 1 号冰川,1986,2001 年的冰 温剖面曲线显示了暖季型特征,温度剖面只有一个转折点,转折点深度分别为 9.1 m和 10.0 m,温度梯度分别为-0.32 ℃・m⁻¹, -0.12 ℃・m⁻¹. 而 2006 年 冰温剖面曲线显示了冷季型特征,温度剖面有两个转折点,在 0-3.1 m冰温升 高,温度梯度为 0.22 ℃ •m⁻¹,3.1-10.5 m 冰温降低,温度梯度为-0.19 ℃ •m⁻¹. 一般认为大陆型冰川纵深层最低温度的位置是在季节变化层的底部,而季节变化 层的厚度大概在 5-10 m之间,最大不超过 20 m (黄茂桓,1982;任贾文,1983). 乌源 1 号冰川 1986,2001 和 2006 年三期的冰温测量数据显示,冰川温度有了明 显的升高,其季节变化层的厚度也有所加深.

哈希勒根 51 号冰川在深度 10 m处有一温度的转折点,但是此温度的转折点 不太明显,该测温孔的温度梯度为 0.11 ℃ • m⁻¹. 51 号冰川的温度明显高于其它 两条冰川,这可能和冰川融水的渗透对它的影响有关,此冰川的融水渗透深度要 大于其它两条监测冰川. 2006 年 10 月在哈希勒根 51 号冰川钻取冰芯时发现, 15 m深处的冰层中含水量较大,明显高于其它两条监测冰川,冰川温度的升高, 冷储减少抵御外界变化能力减弱.

6.2 流域冰川比较

6.2.1 全部冰川变化图

三个流域的冰川面积与其面积变化率的散点图如图 6-7,图中 534 条冰川 中,493 条冰川面积变化百分比为负,说明冰川普遍处于面积减小、规模萎缩状 态.图中有 24 条冰川消失,其中庙儿沟 4 条,乌鲁木齐河 10 条,奎屯河 10 条. 消失冰川的海拔相对较低,规模较小.面积增加的有 17 条,庙儿沟 5 条,乌鲁 木齐河 3 条,奎屯河 9 条.



图 6-7 冰川规模和冰川面积变化图, 共包括 534 条冰川. 冰川面积使用统一的 面积分类方法分为以下 6 类(km², <0.1, 0.1-0.5, 0.5-1.0, 1.0-5.0, 5.0-10.0, >10.0)

Fig. 6-7 Size and area change of glaciers. Scatter-plot shows relative change in glacier size and area from 1964 to 2005 versus glacier size. This sample includes the 534 glaciers. United standard is used to classify the area of glacier, six distinct area classes (in km2: <0.1, 0.1 - 0.5,

0.5 - 1.0, 1.0 - 5.0, 5.0 - 10.0, >10.0.

6.2.2 流域曲线

拟合三个区域的年平均面积变化率和其对应面积,发现三个区域的年平均面

表 6-1 非线性幂指数拟合结果

Table.6-1 Parameters a and b are obtained by nonlinear fitting.

流域 r ² a	b
---------------------	---

庙儿沟	0.91	-0.42±0.05	-0.41±0.07
乌鲁木齐河	0.92	-0.61±0.06	-0.32±0.06
奎屯	0.98	-0.36±0.03	-0.5±0.05

积变化率 y 与其面积大小 A 表现出非线性的幂指数关系:

 $y = a \cdot A^b$.

各个流域的参数 a, b 及其相关系数如表 6-1 所示:



变化率

Fig 6-8. Area and area change of each regions show a nonlinear relationship. In order to compare reasonably, annual relative average change was adopted to fit with area.

乌鲁木齐河流域的平均冰川面积是最小的,只有 0.31 km². 它的面积损失率 也是最大的,处于三条曲线的最下方; 庙儿沟流域冰川平均面积为 1.26 km², 是所比较的三个流域中面积最大的,其面积损失率是最小的,小于 1km²的冰川 占 65.3%,面积变化率为-20.47%. 而奎屯河平均面积为 0.65 km²,其面积变化 为-15.37%,其小于 1km²的冰川占 84%,变化率为-26.4%,而大于 1km²的冰川 面积变化率只有-8%.

6.2.3 面积百分比

因为青冰滩 72 号冰川所在的库马力可河流域的冰川数据还在整理之中,故此处只给出三个流域的冰川变化数据和四条监测冰川的变化数据. 各个流域所观测的冰川的面积变化率都小于该流域的平均面积变化率,这是由于每个流域的 气候状况比较一致,所监测单条冰川的规模比流域冰川平均规模大,在其它影响 因素比较接近的情况下,冰川规模大小的不同直接影响到冰川面积的变化.





Fig. 6-9 Comparison of all region and the annual changed rate of glaciers monitored by positioning monitoring, showing that the size and the annual changed rate is anticorrelation

从冰川空间变化上看, 庙儿沟、乌鲁木齐河和奎屯三个流域的冰川面积变化 率分别为-10.47%、-34.1%和-15.37%. 在三个流域中, 天山最东端的庙儿 沟的冰川面积减小率是最小的, 次之为最西端的奎屯, 而处于东天山中部的乌鲁 木齐河流域冰川损失率是最大的, 达到 34.1%.

从区域看,冰川面积变化率和该流域冰川规模有密切的关系,在统计意义上, 区域冰川规模和冰川变化率呈反比关系.以四个观测点的单条冰川对比发现不 同流域的单条冰川之间的变化和冰川规模没有直接的联系,单条冰川的变化和其 所处的小的气候条件,冰川类型,坡度坡向都有关系,影响因素比较复杂.

四条冰川中以青冰滩 72 号冰川的面积年变化率最大,该冰川的规模在四条

冰川中也是最大的,该冰川类型属于复合型山谷冰川,冰川表面表碛覆盖,冰裂 隙比较发育,而且通过冰雷达探测,冰川底部地形有突变,冰川厚度较薄,平均 厚度仅 25m,冰川对外界升温的抵御能力较弱.在四条监测冰川中庙尔沟冰帽的 年面积变化率最小,这是其冰川形态,规模和冰川温度综合因素的结果.该冰帽 是一平顶冰川,表面洁白平整,坡度不大,冰床地形起伏小,冰川在冰床上的运 动不是滑动,主要以变形为主.冰川规模 3.64 km²,远大于我国冰川的平均规模, 在四条监测冰川中仅次于青冰滩 72 号冰川,这些综合因素的结果导致冰川面积 年变化率最小.乌源 1 号冰川和哈希勒根 51 号冰川的大小规模比较接近,冰川 类型也接近,导致二者有很大的相似性,冰川面积的年变率也比较接近. 6.2.4 影响冰川变化的气候因素

近几十年来,研究区的气候和全球变暖保持一致也呈变暖的趋势,分析四个研究流域,气温总体均呈上升趋势.在气候总体呈现变暖的趋势下,冰川总体呈现退缩趋势.冰川变化是水资源变化的关键因素,并通过影响水资源的变化间接地对生态环境产生影响.造成以上区域的冰川变化的特征不同,除了和所处的地理位置,以及其海拔高度,冰川类型,朝向等因素的不同外,还和各地的气温、降水、水汽来源都有一定的联系.

本研究涉及的沿天山山脉的四个研究区东西长 1 700 多千米,水汽来源有 所不同.哈密庙尔沟地区南、北、东外围为气候十分干燥的低山荒漠戈壁,降水 稀少,气候干燥,高山区降水量可达 500~600 mm.该冰帽位于中国西部天山 山脉东部边缘的哈尔里克山,处于从东面来的太平洋和印度洋的水汽和从西面来 北冰洋和大西洋的水汽两种主要水汽来源的交界地带(Tian Lide, Yao Tandong, 2007).乌鲁木齐河流域降水主要发生在每年的 5 - 9 月份,河源区 5 - 9 月份降 水量约占年平均降水量(645.8 mm c⁻¹)的 90%.其它月份的降水量很少,仅占 全年总降水量的 10%左右.不仅如此,5 - 9 月份也是全年降水频次最高的时期, 降水的形式主要是湿雪、雹和霰.1号冰川地区的降水不仅具有季节性,而且具 有明显的海拔高度分布性.随着海拔的升高,降水量有明显的增大,其中最大降 水量在1号冰川上.奎屯河流域降水总体较少,中低山带降水集中在夏季,年内 降水分配极不平衡,7 月份降水占到年降水量的 60%,降水历时短、强度大, 夏季暴雨极易形成泥沙灾害.降水年际变化大,最大、最小年降水量差值为 225.5 mm,相差 2.5 倍.阿克苏河流域降水量主要集中在夏季和冬季,春秋两季降水

量相对较少. 其中 6-8 月份降水量约占全年的 50%左右,而 5-9 份占 70%左 右,冷季降水量约占 30%;托木尔峰冰川区的降水梯度为 30 mm/100 m. 冰川 积累区气候严寒,降水丰沛,多年平均降水估计可达 1000 mm以上,冰川末端 估计在 400-600 mm,山前平原区多年平均降水不足 80 mm.



图 6-10 四条监测冰川地区的气团来源,庙尔沟流域与其它 3 个流域的气团来源不同

Fig. 6-10 The Origin of air-mass at the 4 glacier regions, the Miaoergou region is different.

采用 HYSPLIT 后向轨迹法对 4 条监测冰川所在流域的气团进行多时段的作 图,得到统计结果如图 4 所示.对多次统计结果分析对比,可以看出乌源 1 号冰 川(43°05′N,86°48′E)和哈希勒根 51 号冰川(84°24′E,43°43′N)两处的气 团来源较为相似.主要受来自西北方向的气流和西风带的影响,如来自新地岛以 西的干冷气流或以东的北冰洋气流,经过乌拉尔山南部,通过阿拉山口或者伊犁 河谷等山口进入并影响该地区.青冰滩 72 号冰川(79°54.43′E,41°45.51′N)与 上面两处略有相似,但其主要受来自于西风带的纬向环流的影响,气团通常经过 地中海,黑海,里海,中亚地区进入该地区.哈密庙尔沟冰帽(94°19′E,43°03′N)则与其他3条冰川有所差别.该地区主要受来自于蒙古方向的气团或者是西风气流受天山阻挡后转向,在哈密和天山东段处形成的东南气流的影响.

对比四条冰川的实地观测数据,发现冰川物质平衡的负程度天山西部高于 中、东部.位于天山最东段的庙尔沟冰帽与中段的乌源1号冰川物质平衡数值接 近,而位于最西段的青冰滩72号冰川的夏季消融要远远强于二者.冰川作用能 由东向西增大,表现为:1)乌源1号及哈希勒根51号冰川的物质平衡随海拔 梯度大于哈密庙尔沟冰帽;2)青冰滩72号冰川夏季运动速度相比乌源1号冰 川及奎屯哈希勒根51号冰川高出一个量级,表明天山西、中部的冰川更为活跃, 尤其是西部冰川参与水文循环更强烈.冰川末端海拔西、中部较低,而平衡线处 冰温则趋势相反.天山东端庙尔沟地区降水较少,导致冰川末端海拔较高,然而 由于北部冷气流的保护作用,冰川温度相对较低.天山西段山峰高耸入云、降水 充沛,良好的冰川发育条件使冰川规模巨大,末端能够下伸至较低海拔.该区西 风环流带来大量大西洋温暖水汽,使冰川雪线海拔较高,与其它区域相比相同海 拔处冰川温度较高.同时,西部冰川规模巨大、末端海拔低、消融强烈、冰川温 度较高等特点的综合作用使得青冰滩72号冰川的运动速度及末端退缩速率明显 高于其它冰川.而地形平坦、由冷气流保护较为稳定的庙尔沟冰帽则在过去35 年只退缩了6.6%左右,为4条冰川中变化最微弱的冰川.

冰川类型与局地地貌对冰川的水、热及动力特性影响显著.以哈密庙尔沟冰 帽为例,该冰帽周围没有山脊遮蔽而直接接受太阳辐射,由于表面坡度平缓大气 对其加热也较为均匀,导致冰川物质平衡、厚度及厚度变化沿海拔的分布比较均 一.另外青冰滩 72 号冰川代表了一类很特殊的冰川类型—托木尔型冰川.其具 体特征是,冰川为树枝状山谷冰川,补给主要靠冰、雪崩,冰面表碛密布.托木 尔峰地区是天山最大的冰川作用中心,也是世界上有名的山岳冰川区.托木尔型 冰川在该区域的冰川中面积超过 81%以上,因此青冰滩 72 号冰川在该区域很有 代表性.特殊的冰川类型及地貌特征使青冰滩 72 号冰川有区别于其它三条冰川 的独特特征.首先,冰舌占冰川总长度比重大,坡度平缓而所处海拔较低,使相 当面积比重的冰川在夏季曝露于强烈消融之中,物质损耗严重.其次,粒雪盆、 冰瀑、冰舌的复杂组合地形造成动力输运活跃.上边两点使该冰川显现出极为活

跃的热力、动力特征与对气候变化极强的敏感性.

综合上述讨论,沿天山东西走向降水减少、气温降低的同时,冰川也随之表现出消融减少、作用能降低、末端海拔升高、冰川温度降低、运动速度与退缩速度降低等总体趋势.但考虑大气候环境的同时,不能忽略冰川类型与冰川地貌对冰川的影响.这些局地因素决定了众多单条冰川在同一气候背景下丰富的个体特征.

6.3 论文总结

随着全球气候变化的加剧,作为气候敏感指示器的冰川响应十分明显,冰川 普遍退缩,与之相对应的河流的径流量随上游冰川覆盖度的不同也发生了明显变 化,大部分流域的径流量呈增加趋势,也有部分河流出现了径流量减小或增量减 小趋势.本文以沿新疆天山山脉从东到西的哈密庙尔沟流域,乌鲁木齐河流域, 奎屯河流域,阿克苏河重要支流库马力克河流域等四个流域和四个流域中定位监 测冰川为研究对象,对各单条冰川的监测项目包括面积、长度、厚度、物质平衡 等冰川特征参数,寻找异同点,发现变化规律并寻找其可能的原因.通过本文的 研究工作得出如下结论:

(1) 沿天山山脉四个不同流域乌鲁木齐河流域、奎屯河流域、哈密庙尔 沟伊吾河流域、阿克苏库马力克河流域冰川平均面积分别为:0.31 km²,0.65 km², 1.26 km²,2.4 km²,流域冰川面积变化率分别为-10.47%、-34.1% 和-15.37%. 四个流域的监测冰川乌鲁木齐河源1号、哈希勒根51号冰川、庙尔沟冰帽、青 冰滩72号冰川面积变化率分别为-0.36% a⁻¹,-0.31% a⁻¹,-0.19% a⁻¹,-0.54 % a⁻¹.对于流域冰川,面积退缩率与冰川规模有统计意义,面积退缩率与该地区 的冰川规模成反相关关系.对于单条定位监测冰川,冰川变化的影响因素复杂多 变,对于不同的冰川其影响主要因素并不相同,但冰川规模是主要的影响因素, 冰川形态和类型也是不可忽略的因素.

(2) 乌河流域 150 条冰川呈明显加速消融状态.其长期监测冰川-乌源
1 号冰川东西支在 1993 年分离,分离前共退缩-139.7 m,平均每年退缩 4.5 m.
1993-2004 年东支年平均退缩量为 3.5 m,共 38.7 m; 西支为 5.8 m,共 64.1 m, 1 号冰川面积在 1962-2006 年这 44 年间减少 0.27 km²,并呈加速退缩趋

势. 1981 - 2006年间,1号冰川厚度明显减薄,接近末端处出现的最大减薄量达 30 m以上,东支主流线剖面平均减薄了 10~18 m. 1958-2006年,年均物质平衡是-252.4 mm • a⁻¹,累积物质平衡增至-12115.4 mm,1号冰川减薄近 12 m,损失体积为 2062×104 m³. 其物质平衡在 1986年之前由气温和降水共同决定,且以降水为主,但自 1986年之后发生了转变,主要受气温控制.

(3) 对水资源的贡献. 评估乌鲁木齐河源区自 1959-2006 年气候因素和 冰川融水对河流径流的影响. 在冰川作用区物质平衡数据和径流的增加是反相关 的,从 1959 到 2006 年径流增加了 1.5 倍,达到 165.1×10⁴ m³. 然而空冰斗的 径流量则反映了降水和温度的关系,温度或许反映地下冰的形式或者地下冰的储 量.对于冰川覆盖 18.5%的流域径流增加将近 29.6%,达到 355.4×10⁴ m³,特 别是 2000 年之后,由于其他可能存在的原因. 自 1959 到 2006 年的 48 年间,计算乌鲁木齐河 1 号冰川水文断面的径流量得到径流量增加了 145.5×10⁴ m³ c⁻¹. 在 1985 年之后径流量有了明显的增加,特别是在 1995 年之后,径流的增加主 要由温度和降水共同控制.

(4) 奎屯河流域哈希勒根51号冰川,1964—2006年的43年间末端共退缩 了84.5 m,平均每年退缩量为1.96 m a⁻¹,而1999—2006年度的年平均退缩量为 5.09 m a⁻¹,约为过去43年年平均退缩量的2.6倍.2000年的测量面积比1981年减 少了0.083 km²,2006年的测量面积比2000年的测量面积减少了0.04 km²,后一 时期的冰川面积年变化率是前一时期的1.6倍.物质平衡整体处于亏损状态, 2005/2006年度较2004/2005年度的消融量大.冰川表面最大运动速度围绕在3.0 m a⁻¹ 波动,且略微有下降趋势,运动方向平行于主流线,运动速度最大部位在 平衡线附近.流域径流补给具有垂直地带性和多样性特点,在全球变暖的气候背 景下,径流主要以冰川融水和雨水补给为主,年内分配极不均匀,高度集中于6 -9月,年际变化相对稳定,变幅小,多年实测径流值呈微弱增加趋势,自上世 纪90年代后径流量与多年平均径流量相比有所增加.

(5) 哈密庙尔沟冰帽自 1981 年到 2007 年冰川明显减薄,上部减薄幅度 小于中下部,下部的减薄程度略大于上部减薄最大部位不在最下段而在 4300m 左右,冰川横断面最窄处.哈密庙尔沟冰帽比较稳定,处于冰川不稳定期向稳定 期转化的初期阶段,在今后相当长一段时期,该冰川的转化还会继续下去.庙尔

沟流域从 1972 年到 2005 年,流域的年平均气温和降水量都呈增加趋势,无冰 川消融水补给的河流洪、枯水量悬殊;有冰川消融水补给河流的年径流量变化明 显,其中河源冰川不多、面积较小的河流年径流量在 2000 年前增加,近年有减 缓趋势;而河源冰川较多、面积较大的河流这种增多趋势仍在继续.

(6) 通过 2007 年 10 月和 2008 年 9 月的实地考察、判读量测,得到克 其克库孜娃依冰川面积 2007 年比 1964 年减少 1.83 km²,长度缩短 916 m,末 端海拔升高 132 m. 托木尔峰青冰滩 72 号冰川 2008 年比 1964 年减少了 1.26km²,长度缩短了 970 m,冰川末端退缩十分严重,目前已退缩至 3 720 m 处,2008 年 8-9 月观测期间冰川正在以每天 3-5 cm的速度急速消融.在气温升 高背景下,阿克苏河流域冰川变现为整体退缩状态,冰川变化对水资源变化影响 很显著.根据气象资料给出冰川水资源变化的长期变化趋势,说明气温和降水都 是影响冰川变化的因素,其中温度是主要影响因子,气温的升高导致了冰川融水 量的增加,加速了冰川的退缩.

第七章 存在问题与研究展望

近年来气候变化导致的冰川变化引起人们的广泛关注,冰川变化对气候变化 的响应而引起水资源的变化的研究也取得了较大进展.冰川变化动态监测作为 全球变化研究的重要内容之一,包含在许多与之相关的国际计划中.冰川监测从 最开始的仅描述冰川末端的变化到现在开展冰川各种特征参数的测量,从野外实 地对单条或几条数目有限的冰川的考察到使用卫星遥感手段对区域甚至全球冰 川的监测研究.特别是使用地理信息系统(GIS)对冰川不同时期数据进行比较分 析,得到比较系统的冰川变化特征数据.仅就冰川监测项目和手段,现在基本达 到比较完善的水平,但其变化的内部机制和机理,以及引起冰川变化的物理模型 模拟还不成熟,其深层次的原因还需进一步的探索.冰川变化经历了由野外观测 到遥感手段与野外观测相结合、由定性半定量到定量、由经验估算到基于物理过 程建模模拟的发展过程.本文以天山冰川站为依托,观测项目比较齐全,观测资 料比较系统,在冰川监测方面做了一点工作,试图从内部机制方面解释引起冰川 变化的原因,但由于时间和水平的限制,在深入解释其机理方面还远远不够,下 一步本人还需要从以下方面进行更深的研究.

(1)冰川的共性和特性方面.使用遥感手段得到流域冰川变化的特征,这些特征反映了该流域冰川变化的共性,但是目前使用遥感手段对冰川特征项目的监测还很有限,基本集中在冰川面积、长度、坡度、坡向等方面,对冰川物质平衡、厚度、运动速度等项目的观测还很有限,这就需要在各个流域选择相应的代表性冰川对这些遥感手段目前不能开展的项目进行补充观测.本文在中国境内选择四个监测点作为各个流域的代表性冰川,但是中国境内天山山脉长达1700 km,仅仅以四个监测点来代表整个天山山脉的冰川特征还远远不够,需要增加更多的监测点来研究天山冰川的特征;同时对于区域冰川的研究可以使用卫星遥感图像和实地考察相结合的方法,以增大研究范围.此外,四条监测冰川的研究时间序列也有较大的差别,乌源1号冰川有50年的资料,庙尔沟冰帽开始于2004年,时间较短,而青冰滩72号冰川仅1年的资料,资料序列更短,还需对所有监测冰川加强观测,延长其观测数据时间序列.

(2) 亚大陆型冰川普遍规律. 本文所研究的天山山脉的冰川属于亚大陆型冰川,

试图找到亚大陆型冰川的普遍规律,但是由于定位和半定位观测的冰川还很有限,资料序列还有缺陷,加之本人对冰川变化规律认识还很有限,这方面的认识 在以后工作中还需深入考虑,逐渐总结完善.

(3)和西天山的对比工作还没开展.本文仅局限于中国境内东天山的冰川变化研究,而没有牵涉到西天山的冰川变化,而国际上对西天山的冰川研究内容比较丰富了,在以后的工作中可以将研究范围扩展到整个天山山脉,将我们所做的东天山的研究结果和西天山的研究结果相对比,从而得到整个天山山脉的冰川变化特征.

(4)大气环流的影响.冰川变化和气温、降水的关系密切.降水作为冰川的物质补给来源,与大气环流关系密切,这是本文最欠缺的部分.本文仅从局部地形和 气候来分析冰川变化的原因,在下一步的工作中需要引入大气环流的因素对引起 冰川变换的原因进行进一步的分析.

(5) 定量研究冰川对气候的响应.由于水平和时间有限,本文对冰川变化的研究分析,还停留在基于定性和半定量的水平,对其定量的研究还比较欠缺,鉴于 气候变化的复杂性和使用方法的单一性,冰川变化对水资源变化的理论模式研究 没有涉及,对数据的分析还不够深入,在以后的工作需要逐步细化工作项目,引 入新的水文、气象分析方法的应用,更深一步挖掘数据所包含的信息,对观测项 目进行量化分析,定量研究冰川对气候的相应.

(6) 由于实际监测的困难,每条流域仅仅选择一条冰川,其数量还很有限,在 流域冰川变化方面,虽然使用的是较高分辨率的卫片(分辨率 5m),但是由于 判别方法和各人经验不同,与实际测量的冰川面积还有一定的偏差.根据遥感影 响分析,一些冰川已经消失,需要实地验证.就冰川的代表性而言,乌源1号使 用的是该流域面积最大的冰川,其变化率要小于该流所有冰川变化的平均值,庙 尔沟冰帽由于是冰帽不同于一般的山谷冰川,受地形,地势影响,冰川的流动性 不大,面积变化也较小,其代表性也有一定的局限性,计划在 2009 年及以后工 作中在原有研究基础上继续考察找到更能代表研究区特征的冰川,开展冰川变化 的研究.

(7) 仅就气候变化引起冰川变化,进而引起水资源变化,而没有评估水资源变 化引起的人们生活、生产方式的变化,这将牵涉到环境评估评价方面的问题,也

是本研究的最终为人民服务的地方,即研究的最终出口问题.冰川对气候的响应 引起水资源的变化不仅仅是个自然科学问题,需要多学科的广泛参与及政府部 门,科研技术人员和公众等方面的共同参与,提出可行性解决方案.对这些现象 的出现只是列出其现象及可能的结果,并没有提出解决问题的方法和思路.

参考文献

- Aizen V. B., E. M. Aizen and J. Melack. 1997. Dozier Climate and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia[J]. Climate, Vol.10(6): 1393-1404.
- Aizen, V.B., E. M. Aizen, V.N. Nesterov and D.J. Sexton. A study of glacial runoff in central Tianshan during 1989-1990[J]. Glacier. Geocryol, 1993,15(3): 442-459.
- Amell N W. Hydrology and climate change[M]//Calow P, Petts G E. The River Handbook , Vol.2. Oxford, UK: Blackwell, 1994:173-186.
- Antonio Trabucco, Robert J. Zomer, Deborah A. Bossio, *et al.* Climate change mitigation through afforestation/reforestation: A global analysis of hydrologic impacts with four case studies[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, In Press, Corrected Proof, Available online 4 March 2008.
- Andrew G. Fountai, Wendell V Tangborn. The effect of glacier on stream flow variations [J]. Water Resources Research, 1985, 21(4):579-586.
- Andreae, M.O. Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, In: World Surrey of climatology.VOL.16:Future climates of the world, A. Henderson- Sellers(ed).Elsevier, Amsterdam, 1995.pp.341-392.
- Augustin L, Barbante C, Barnes P R F, et al. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core[J]. Nature, 2004, 429(10): 623-628.
- Bahr David B, Pfeffer W Tad, Sassolas Christophe, et al. Response time of glaciers as a function of size and mass balance: 1.Theory[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103 (B5): 9777-9782.
- 9. Campbell, J. Introduction to Remote Sensing, Guilford Press, 1996:622.
- Champoux, A. and Ommanny, C.S.L. Evolution of Illecillewaet Glacier, Glacier National Park, B.C., Using Historical Data, Aerial Photography, and Satellite Image Analysis, Annals of Glaciology. 1985, 8: 31-33.
- 11. Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., et al. The

International Classification for Seasonal Snow on the Ground, International Commission of Snow and Ice of International Association of Scientific Hydrology, Working group on Snow Classification. 1990.

- 12. Douville, H. *et al.* Sensitivity of the hydrological cycle in increasing amounts of greenhouse gases and aerosols[J]. Journal of Climate Dyn, 2002, **20**:45-68.
- Drewry D J. S.R.Jordan and E. Jankowski. Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics[J]. Annals of glaciology, 1982, 3: 83-91.
- Dyurgerov, M.B. and Meier, M.F. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes[J].
 Arctic and Alpine Research, 1997, 29 (4): 392-402.
- Dyurgerov, M.B. and M.F. Meier. Twentieth century climate change: evidence from small glacier[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2000,97(4): 1406-1411.
- 16. Dyurgerov, M.B. Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis by M. Meier and R. Armstrong, occasional Paper No. 55, Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado, Boulder, 2002: 268.
- Dyurgerov M B, Meier M F. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes[J]. Arctic and Alpine Research, 2007, 29(4):392-402.
- Edson, R., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloitres, R. Guerin, J. Mendoza, R.
 Gallaire, B. Pouyaud and E. Jordan. Small glaciers disappearing in the tropical andes: a case study in Bolivia: Glacier chacaltaya[J]. Journal of Glaciology, 2001, 47(157):187-194.
- 19. Eiken, T., J.O.Hagen and K. Melvold. Kinematic GPS survey of geometry changes on Svalbard glaciers[J]. Annals of Glaciology, 1997, **24**:157-163.
- 20. Elena M. Aizen, Vladimir B. Aizen, John M. Melack, et al. Precipitation and

atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia[J]. International Journal of climatology, 2001, **21**: 535-556.

- 21. Fountain, A.G., Krimmel., R.M., and Trabant, D.C. A Strategy for Monitoring Glaciers, Circular 1132, U.S. Geological Survey. 1997:19.
- Fountain, A.G. and Tangborn, W.V. The effect of glaciers on stream flow variations, Water Resources Research. 1985,21:579-586.Frezzotti, M., Capra, A. and Vittuari, L. Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images[J]. Annals of Glaciology. 1998,27: 54-60.
- F.S. Chapin, S. Diaz, M. Howden, *et al.* IPPC. Climate change 1995, Adaptations and Mitigation of Climate Change [R]. Cambridge : Cambridge University Press, 1995:25-42.
- Gleick P H. Climate change, hydrology and water resources[J]. Reviews of Geophysics, 1994, 27(3):329-344.
- Golubev, V.S., *et al.* Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: a reassessment [J]. Geophysical Research Letters, 2001, 28(13):2665-2668.
- Granshaw F. Glacier Change in the North Cascades National Park Complex, Washington USA, 1958-1998[D]. Portland, Oregon: Portland State University, 2002: 1-134.
- Haeberli, W., Bösch, H., Scherler, K., Østrem, G. and Wallén, C. World Glacier Inventory. International Association of Hydrological Sciences (IAHS), International Commission on Snow and Ice (ICSI), United Nations Environmental Program (UNEP), UNESCO, 1989:270.
- Hacberli W, Barry R, Clihlar J. Glacier monitoring within the Global Climate Observing System [J]. Annals of Glaciology, 2000, 31:241-246.
- 29. Haeberli. Glaciers and ice caps: historical background and strategies of world-wide monitoring. In: Bamber, J.L., Payne, A.J. (Eds.), Mass Balance of

the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes. Cambridge University Press, 2004:643.

- Haeberli, W., J. Noetzli, M. Zemp, S. Baumann, R. Frauenfelder and M. Hoelzle.
 Glaciermass balance bulletin No.8 (2002-2003). 2005, The World Glacier
 Monitoring Service.
- Han, T., Y. Ding, B. Ye, S. Liu and K. Jiao. Mass-balance characteristics of Urumqi glacier No. 1, Tien Shan, China. Annals of Glaciology[J].
 2006,43:323-328.
- H Gwyn Rees, David N Collins. Regional difference in response of flow in glacier fed Himalayan river to climatic warming [J]. Hydrological Processes, 2006, 20:2157-2169.
- Hirsch R, Hesel D, Cohn T and Gilroy E. Statistical analysis of hydrologic data. In: Maidment, D.R.(Eds.), Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993:17.1-17.55.
- Hisdal H, Stahl K, Tallaksen LM, et al. Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent[J]. International Journal of Climatology, 2001,21:317-333.
- Hoinkes H.Glaciology in the international hydrological decade [A]. IAHS
 Publication No.79[C]. Bern: IUGG General Assembly, 1967:7-16.
- 36. Hongming He, Jie Zhou, Wanchang Zhang. Modelling the impacts of environmental changes on hydrological regimes in the Hei River Watershed, China[J]. Global and Planetary Change, In Press, Corrected Proof, Available online 26 September 2007.
- Hong, S. et al. Atmospheric heavy metals in tropical South America during the past 22000 years recorded in a high altitude ice core from Sajama, Bolivia[J].
 Environ. Monit. 2004, 6 (4):322-326.
- 38. Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. The International Panel for Climate

Change(IPCC) 2001:The Scientific Basis[M]. Cambridge, UK, New York: Cambridge University Press, 2001:881.

- J H Oerlemans. Extracting a climate signal from 169 glacier records[J].
 Science, 2005, 308 (29): 675-677.
- 40. J Oerlemans, B Anderson, A Hubbard, et al. Modelling the response of glaciers to climate warming [J]. ClimateDynamics, 1998, **14**(4): 267-274.
- 41. Jing, Z., K. Jiao, T. Yao, N. Wang and Z. Li. Mass balance and recession of Urumqi glacier No. 1, Tien Shan, China, over the last 45 years. Annals of Glaciology[J]. 2006,43: 214-217.
- Jóhannesson T, Raymond C, Waddington E. Time-scale for adjustment of glaciers to change in mass balance[J]. Journal of Glaciology, 1989,35(121):355-369.
- Kääb, A. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data[J]. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing ,2002,57 :39-52.
- 44. KääB, A., Paul F., Maisch M., et al, The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II First result[J]. Annals of Glaciology, 2002, **34**: 362-366.
- 45. Kang, E., Y. Shi and D. Yang. An experimental Study on runoff formation in the mountains basin of the Urumqi river[J]. Quaternary Sciences, 1997,**2**:139-146.
- Kieffer, H. et al. New eyes in the sky measure glaciers and ice sheet, EOS Trans[M]. AGU, 2000,81(24), 265, 270,271.
- 47. King M. Instruments and methods rigorous GPS data-processing strategies for glaciological applications[J]. Journal of Glaciology, 2004, **50**(171):601-607.
- 48. K.L.Brubaker, Rango. Response of snowmelt hydrology to climate change[J].Water, Air and Soil Pollution, 1996, 90: 335-343.
- 49. Kuhn, M. Possible future contributions to sea level change from small glaciers. Climate and Sea Level Change, Observations, Projections, and Implications,

Warrick, R.A., Barrow, E.H., Wigley, T.M. editors, 1993: 134-143.

- 50. Kuhn M. Possible future contributions to sea level change from small glaciers[M] //Warrick, R A,Barrow, E H, Wigley, T M. Climate and Sea level Change, Observations, Projections and Implications. Cambridge University Press, 2003: 131-142.
- Kulkarni A V, Bahuguna I M. Glacier retreat in the Baspa basin, Himalaya, monitored with satellite stereo data [J]. Journal of Glaciology, 2002, 48(160):171-172.
- Lettenmaier D P, Gan T Y. Hydrologic sensitivities of the Sacramento-San Joaquin river basin, California, to global warming[J].Water Resources Research, 1990, 26 (1): 69-86.
- Li, Z., T. Han, Z. Jing, H. Yang and K. Jiao. 40-year observed variation facts of climate and Urumqi glacier No. 1 at the headwaters of Urumqi River (In Chinese). J. Glaciol. Geocryol., 2003,25(2), 117-123.
- 54. Li, Z.. A glacier melt water pool was discovered at summit of east branch of Glacier No.1 at source of Urumqi river, Tianshan, Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005,27(1):150-152.
- 55. Li, Z. Y. Shen, F. Wang, H. Li, Z. Dong, W. Wang and L. Li. Response of glacier melting to climate change-take Urumqi glacier No. 1 as an example [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2007, 29(3):333-342.
- Li, Z., Sun, W. and Zeng, Q. Measurements of glacier variation in the Tibetan Plateau using Landsat data, Remote Sensing of Environment, 1998, 63: 258 -264.
- 57. Liu Changming, Zheng Hangxing. Changes in components of the hydrological cycle in the Yellow River basin during the second half of the 20th century[J].
 Hydrological Process, 2004, 18: 2337-2345.
- 58. Liu Shiyin, Sun Wenxin, Shen Yongping et al. Glacier changes since the Little

Ice Age Maximum in the western Qilian Mountains, Northwest China[J]. Journal of Glaciology, 2003, **49**(164): 117-124.

- Louise, A. et al. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology[J].
 Progress inPhysical Geography, 2001,25(2): 203-236.
- 60. Mark B D, Meier M F. Glaciers and the changing Earth system: a 2004 Snapshot[M]. University of Colorado at Boulder Press, 2004:1-117.
- Mayewski, P.A., Twiker, M.S., Whitlow, S.L., et al. (1996). Climate Change during the Last Deglaciation in Antarctica [J]. Science ,272:1636-1638.
- Meier, M. F. and D. B. Bahr. Counting glaciers: Use of scaling methods to estimate the number and size distribution of the glaciers of the world, in Glaciers, Ice Sheets, and Volcanoes: A Tribute to Mark F. Meier, edited by S.C. Colbeck, Spec. Rep. 96-27. Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H. 1996: 89-94.
- McCarthy, J. J., *et al.* International Panel for Climate Change. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001:1031.
- 64. Mikhalenko V N. Change in Eurasian glaciation during the past century: glacier mass balance and ice-core evidence[J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 283-287.
- Moore, J.C., A. Palli, F. Ludwig, H. Blatter, J.Jania, B. Gadek, P. Glowacki, D. Mochnacki and E. Isaksson. High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, Mapped by ground penetrating radar, Journal of Glaciology, 1999, 45(151):524-532.
- 66. Nijssen B, O'Donnell G M, Hamlet A F, *et al.* Hydrologic Vulnerability of global rivers to climate change[J]. Climate Change, 2001,**50**:143-175.
- 67. Nolan, M., R.J. Motyka, K. Echelmeyer and D.C. Trabant. Ice-thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA and their relevance to its recent

behaviour[J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(139):541-553.

- 68. Oerlemans.J, Anderson.B, Hubbard.A, et al. Modeling the response of glaciers to climate warming[J]. Climate Dynamics, 1998, **4**: 267-274.
- 69. Østrem, G. and Brugman, M. Glacier Mass-Balance Measurements. National Hydrology Research Institute. 1991:224.
- Ommanney, C.S.L., Goodman, R.H., and Müller, F. Computer analysis of a glacier inventory of Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelogo, International Association of Scientific Hydrology. 1969:420-429.
- Paul F., A. Kääb, M. Maisch, T. Kellenberger, and W. Haeberli.. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data[J]. Geophysical Research Letters, 2004b, 31:21402.
- 72. Paul, F. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data[J]. Int. J. Remote sensing, 2002b, 23(4):787-799.
- Paul, F. Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM.
 Proceeding of EARSel-SIG-Workshop Land Ice and Snow[M], Dresden/FRG, 2000:239-244.
- 74. Paul, F., Huggel, A., Kääb and two others. Comparison of TM-derived glacier areas with higher resolution data sets. Proceeding of EARSel-LISSIG-Workshop observing Cryosphere from space, Bern, 2002a:15-21.
- 75. Paul, F., Huggel, C., Kääb, A. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers[J]. Remote Sens. Environ, 2004a, 89: 510-518.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Hoelzle, M. and Haeberli W. The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: I Methods[J]. Ann. Glaciol., 2002,34:355-361.
- 77. Peter Jansson, Regine Hock, Thomas Schneider. The concept of glacier

storage: Areview [J]. Journal of Hydrology, 2003,282(1):116-129.

- 78. Petit J. R., J.Jouzel, D.Raynaud, et al. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctic[J]. Nature, 399: 429-436.
- 79. Peter Lemke, Jiawen REN. Observations: Changes in snow, ice and frozen ground [A]. Working Group I Contribution to the IPCC Fourth Assessment Report Climate Change 2007: The Physical Science Basis [C]. http:// www.ipcc.ch/pdf /assessment report /ar4 /wg1 /arc4-wgl-chapter4.pdf.
- P Ribstein, E TIriau, B Francou ,et al.Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia[J].Journal of Hydrology, 1995,165:221-234.
- P J Depetris, A I Pasquini. The hydrological of Perito Moreno Glacier damming of Lake Argenito (southern Andean Patago nial): The connection to climate anomalies [J]. Global and Planetary Change, 2000, 26:367-374.
- Sean W Fleming, R D Moore, Garry K C Clarke. Glacier mediated stream flow teleconnections to the Arctic Oscillation[J]. International Journal of Climatology, 2006, 26:619-636.
- Sidjak, R. W. and Wheate, R. D. .Glacier mapping of the Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using, Landsat TM and digital elevation data[J]. International Journal of Remote Sensing, 1999, 20(2): 273-284.
- Silva VPR. On climate variability in Northeast of Brazil[J]. Journal of Arid Environments. 2005, 58(4): 575-596.
- Sneyers R. On the statistical analysis of series of observations. WMO Technical Note 43, Word Meteorological Organization, Geneva, 1990.
- Stewart, I., Cayan, D.C.& Dettinger, M.D. Changes in snowmelt runoff timing in Western North America under a "business as usual" climate change scenario[J]. Climate Change, 2004,62: 217-232.
- 87. Oerlemans, J. and J.P.F. Fortuin. Sensitivity of glaciers and small ice caps to

greenhouse warming[J]. Science.1992, 258: 115-117.

- Ohmura, A., Wild, M. Is the hydrological cycle accelerating [J].
 Science,2002,298:1345-1346.
- Rignot E. and Robert H. Thomass. Mass balance of polar ice sheets[J]. Science, 2002, 30 (297):1502-1506.
- 90. Rignot, E., P. Kanagaratnam. Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet[J]. Science, 2006, **311**:986-990.
- Rango A. Worldwide testing of the snowmelt runoff model with applications for predicting the effects of climate change[J]. Journal of Nordic Hydrology, 1995, 23: 155-172.
- Raper, S.C.B. and R.J. Braithwaite. 2005. The potential for sea level rise: new estimates from glacier and ice cap area and volume distribution[J]. Geophys. Res. Lett., 32: L05502.
- Regine Hock, Peter Jansson. Modeling glacier hydrology [A]. In: Anderson M.
 Encyclopedia of Hydrological Sciences [C]. Wiley: Chichester, 2005.2647-2655.
- P4. Rivera, A., G. Casassa. Volume changes on Pio XI Glacier,
 Patagonia:1975-1995[J]. Global and Planetary change, 1999, 22:233-244.
- Rivera, A. G. Casassa, J. Bamber, A. Kaab. Ice elevation changes of glacia Chico, southern Patagonia, using ASTER DEMs, aerial Photographs and GPS data[J]. Journal of Glaciology, 2005, 51(172):105-112.
- Roderick, M. L., Farquhar, G. D. The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years[J].Science, 2002,298:1410-1411.
- 97. Salas J. Analysis and modeling of hydrologic time series. In: Maidment,D.R.(Eds.), Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993: 19.1-19.72.
- Sapiano, J.J., W.D. Harrison and K.A. Echelmeyer. Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America[J]. Journal of Glaciology, 1998, 44(146):119-135.

- 99. ScambosTA et al. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data[J], Remote Sensing of .Environment, 1992, 42:177-186.
- 100. Shi, Y., Y. Shen. and R. Hu. 2002. Preliminary Study on Signal, Impact and Foreground of Climate Shift from Warm-Dry to Warm-Humid in Northwest China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 24(3):220-226.
- 101. Shi, Y., Y. Shen, D. Li, G. Zhang, Y. Ding and E. Kang. An assessment of the issues of climatic shift from warm-dry to warm-wet in Northwest China[M]. Meteorological Press, Beijing. 2003:124.
- 102. Shumskii P A. Principles of structural Glaciology (translated from the Russian by David Kraus) [M]. New York: Dover Publications, 1964.
- 103. Sebastian H Mernild, Bent Hasholt. Climatic control on river discharge simulations from the Mittivakkat Glacier catchment, Ammassalik Island, SE Greenland[J]. Nordic Hydrology, 2006, 37(4-5): 327-346.
- 104. Spinhirne, J. D., S. P. Palm, W. D. Hart, D. L. Hlavka, and E. J. Welton. Cloud and aerosol measurements from GLAS: Overview and initial results[J]. Geophysical Research Letters 2005, 32: L22S03, doi:10.1029/2005GL023507
- Tian, L., Yao, T., MacClune, K., White, J. W. C., Schilla, A., Vaughn, B., Vachon,
 R., and Ichiyanagi, K. (2007): Stable isotopic variations in west China: a
 consideration of moisture sources[J], J. Geophys. Res., 112(D10112), doi:
 10.1029/2006JD007718
- Thompson L. G., Microparticles, Ice Sheets and Climate. Ohio State University. Institute of Polar Studies. Report 64, 1977: 1.
- Thompson L. G., Mosley-Thompson E., M.E. Davis et al. Kilimanjaro Ice Core Records: Evidence of Holocene Climate change in Tropical Africa[J]. Science, 2002, 298: 589-593.
- 108. Thompson L.G., E. Mosley-Thompson, M. E Davis. Late glacial stage and

Holocene tropical ice core record from Huscaran, Peru[J]. Science, 1995, **269**: 46-50.

- Thompson L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis et al., 100,000 year climate record from Qinghai-Tibetan Plateau ice cores[J]. Science, 1989, 246(4929): 474-477.
- 110. Thompson L.G., M.E. Davis., E. Mosley-Thompson et al., A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores[J]. Science, 1998, **282**: 1858-1864.
- 111. Thompson, L. G. et al. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales[J]. Clim. Change, 2003, 59:137-155.
- T. P. Barnett, J. C. Adam, D. P. Lettenmaier. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions [J]. Nature,2005, 438:303-309.
- Velicogna, I. and J. Wahr.Greenland mass balance from GRACE[J]. Geophys.
 Res. Lett., 2005, 32, L18505, doi:1029/2005GL023955.
- Wang, D. and P. Zhang. Climate in Urumqi River valley, Tianshan [J]. J. Glaciol.
 Geocryol., 1985,7:239-247.
- 115. Wake, C, P. Mayewski, X. Zichu, et al., Regional distribution of monsoon and desert dust signals recorded in Asian glaciers[J]. Geophys Res. Lett., 1993, 20(14): 1411-1414.
- 116. Wang S., Gong D., Zhu J. Twentieth- century climatic warming in China in the context of the Holocene[J]. The Holocene, 2001, **11**(3):313-321(9).
- Williams, R.S. Satellite Remote Sensing of Vatnjokull, Iceland, Annals of Glaciology. 1987, 9:127-135.
- Williams, R. S., Jr. and Hall, D. K. Use of remote-sensing techniques, In: Haeberli,
 W., Hoelzle, M., and Suter, S., Into the second century of worldwide glacier
 monitoring: prospects and strategies, UNESCO Publishing.1998:97 111.

- 119. WMO. Water Resources and Cimate Change:Sensitivity of water resources system to climate change and variability[M].Geneva:WMO/TO,1987.
- 120. Woo, M.K., Z. Yang, Z. Xia and D. Yang. Streamflow processes in an alpine permafrost catchment, Tianshan, China[J]. Permafrost and Periglacial Processes 1994, 5: 71-85.
- 121. W.S.B.Paterson. The Physics of Glaciers[M]. Beijing: Science Press, 1987:8.
- Xu Z X, Takeuchi K, Ishidaira H. Long-term trends of annual temperature and precipitation time series in Japan[J]. Hydroscience Hydraulic Engin, 2002, 20(2): 11-26.
- 123. Xu Z X, Takeuchi K, Ishidaira H. Monotonic trend and step changes in Japanese precipitation[J]. J Hydrology. 2003, **279**:144-150.
- Yang, D., T. Jiang, Y. Zhang and E. Kang. 1988. Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the head of Urumqi River, Tien Shan [J]. Glaciol. Geocryol., 10, 384-399.
- 125. Yang, Z. 1991. Glacier Water Resources in China[M]. Gansu Science and Technology Press, Lanzhou.
- 126. Ye,B., D. Yang, K. Jiao, T. Han, Z. Jin, H. Yang, and Z. Li. 2005. The Urumqi River source Urumqi glacier No. 1, Tianshan, China: Changes over the past 45 years[J], Geophysical Research Letters, Vol. 32, L21504, doi:10.1029/2005GL024178.
- 127. Yu P S, Yang T C, Wu C K. Impact of climate change on water resources in southern Taiwan [J]. J Hydrology, 2002, **260**: 161-175.
- 128. Yu Y, Zou S and Whittemore D. Non-parametric trend analysis of water quality data of rivers in Kansas[J]. Journal of Hydrology, 1993,**150**: 61-80.
- Zdzislaw Kaczmarek. The Impact of climate variability on flood risk in Poland[J].
 Risk Analysis, 2003, 23(3):559-566.
- 130. Zhang Wanchang, Han Jiakang, Xie Zichu, et.al.. A perminary study of ice texture and fabric on an ice core to the bedrock extracted from Glacier No.1
at headwater of Urumgi River Tianshan[J].China.Bulletin of Glacier Research,1993,**11**: 9-15.

- 131. Zhenmei Ma, Shaozhong Kang, Lu Zhang, etc. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China[J]. Journal of Hydrology, 2008, 352(3-4): 239-249.
- 132. 蔡保林、黄茂桓、谢自楚. 冰川温度的深钻孔研究[J]. 科学通报, 1987, 16:1250-1253.
- 133. 曹梅盛, 李新, 陈贤章, 等著. 冰冻圈遥感[M]. 北京:科学出版社, 2006.
- 134. 邓铭江, 王世江, 董新光, 等, 新疆水资源及可持续利用[M]. 北京:中国水利水电出版社
 2005: 1-257.
- 135. 丁永建, 炳洪涛. 近40 年来冰川物质平衡变化及对气候变化的响应[J]. 冰川冻土, 1996, 18(增):23-32.
- 136. 丁永建.近 40a 来冰川波动对气候变化的反应[J].中国科学(B 辑),1995,25(10):1093-1098.
- 137. 高登义,周立波. 青藏高原环境气象研究进展[J]. 地球物理学进展, 1999, 14(3):17-28.
- 138. 付丽昕,陈亚宁,李卫红,等. 塔里木河三源流区气候变化对径流量的影响[J]. 干旱区
 地理,2008,31(2):237-243.
- 139. 高建芳,等,降水变化对天山东部地区河川径流量的影响与评估[J],水文,2001,2:38-40.
- 140. 高前兆, 王润, Ernst Giese. 气候变化对塔里木河来自天山的地表径流影响[J]. 冰川冻
 土, 2008, 30(1): 47-52.
- 141. 何茂兵,杨亚新,陈越,等.浅谈探地雷达在冰川研究中的应用[J].华东地质学院学报,2003,26(1):48-51.
- 142. 何茂兵, 孙波, 杨亚新, 等. 天山乌鲁木齐河源一号冰川探地雷达测厚及其数据分析[J].
 东华理工学院学报. 2004, 27(3):235-239.
- 143. 黄汲清.中国的冰川[J].冰川冻土,1984,6(1):85-93.
- 144. 黄茂桓, 王仲详, 任贾文, 等. 我国冰川的温度[J]. 冰川冻土, 1982, 4(1):20-28.

- 145. 黄茂桓. 我国冰川温度研究 40 年[J]. 冰川冻土, 1999, 21 (3): 193-1999.
- 146. 黄以职, 顾钟炜, 万天祺, 等. 高山冰川雷达探测试验[J]. 冰川冻土, 1980, 2(3): 37-39.
- 147. 胡汝骥,姜逢清,马虹. 人类活动与天山现代冰川退缩[J].干旱区地理,1999,22(3): 17-22.
- 148. 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 2004: 69-153.
- 149. 胡汝骥, 马虹, 樊自立, 等.新疆水资源对气候变化的响应[J].自然资源学报,2002,16(1): 20-27.
- 150. 井哲帆, 叶柏生, 焦克芹, 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): 562-566.
- 151. 康尔泗,杨针娘,赖祖铭等. 冰雪融水径流和山区河川径流[M].施雅风主编《中国冰川 与环境-现在、过去和未来》,北京:科学出版社,2000.
- 152. 康尔泗,周守森,黄明敏. 托木尔地区冰川水文特征[M].乌鲁木齐:新疆人民出版 社,1985:99-119.
- 153. 焦克勤, 王纯足, 韩添丁. 天山乌鲁木齐河源1 号冰川新近出现大的物质负平衡[J].
 冰川冻土, 2000, 22(1): 62-64.
- 154. 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁等. 42 a 来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及趋势预测. 冰川冻
 土, 2004, 26 (3): 253-259.
- 155. 康兴成,沃罗申娜,谢自楚. 天山山区的气候[M]. 北京:科学出版社. 2000.
- 156. 蒋艳,周成虎,程维明. 阿克苏河流域径流补给及径流变化特征分析[J]. 自然资源学报,2005, 20(1): 27-34.
- 157. 赖祖铭,叶佰生.高寒山区流域的水量平衡模型及气候变暖趋势下径流的可能性变化-以天山乌鲁木齐河为例[J]. 中国科学 B 辑, 1991, 6:651-658.
- 158. 蓝永超,丁永健,沈永平,等.气候变化对黄河上游水资源系统影响的研究进展[J]. 气候变
 化研究进展, 2005, 1(3): 122-125.
- 159. 李传金,李忠勤,王飞腾,等.乌鲁木齐河源 1 号冰川不同时期雪层剖面及成冰带对比研究[J].冰川冻土,2007,29(2):169-175.

- 160. 李向应,李忠勤,尤晓妮,王飞腾,等.近期乌鲁木齐河源1号冰川成冰带及雪层剖面特
 征研究[J].冰川冻土.2006,28(1):36-44.
- 161. 李忠勤,韩添丁,井哲帆,等. 乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40a观测事实[J].
 冰川冻土,2003,25(2):117-123.
- 162. 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源1号冰川东支顶部出现冰面湖[J]. 冰川冻土,2005, 27(1):
 150-153.
- 163. 李忠勤, 王飞腾, 朱国才, 等. 天山庙尔沟冰帽的基本特征和过去 24 a 间的厚度变化[J].
 冰川冻土, 2007, 29(1): 61-66.
- 164. 刘潮海,谢自楚,王纯足.天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡研究[J].冰川冻土,
 1997, 19(1):17-24.
- 165. 刘昌明,郑红星. 黄河流域水循环要素变化趋势分析[J],自然资源学报,2003,18(2):
 129-135.
- 166. 刘春蓁.气候变化对陆地水循环影响研究的问题[J]. 地球科学进展, 2004, 19(1):115-119.
- 167. 刘月兰. 新疆奎屯河水文特征分析[J]. 安徽农业科学, 2008, 36(15): 6460-6461.
- 168. 骆光晓,等,新疆哈密地区地表水资源量趋势分析[J].水文,2007,5: 92-95.
- 169. 梅安新, 彭望琭, 秦其明, 等. 遥感导论 [M], 高等教育出版社, 2001.
- 170. 米德生,罗祥瑞.利用陆地卫星象片量测冰川变化[J].冰川冻土,1983,5(1):71-78.
- 171. 母敏霞,王文科,杜动.新疆天山北麓奎屯河流域径流变化特征研究[J].干旱区资源与
 环境,2007,21 (3): 50-55.
- 172. 秦大河. 1:50 万喜马拉雅山区冰川资源分布图[M]. 北京:中国地图出版社, 1999.
- 173. 任炳辉. 我国现代冰川变化及其与气候变化的关系[J]. 冰川冻土, 1988, 10(3): 244-249.
- 174. 任贾文. 天山博格达峰扇状分流冰川的冰层温度[J]. 冰川冻土, 1983, 5(3): 83-89.
- 175. 上官冬辉. 基于 **3S** 的塔里木河流域冰川变化应用研究[C]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 2007.

- 176. 沈永平,梁红. 全球冰川消融加剧使人类环境面临威胁[J]. 冰川冻土, 2001, 23(2):
 208-211.
- 177. 沈永平, 王顺德. 塔里木盆地冰川及水资源变化研究新进展[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6):819.
- 178. 沈永平,刘时银,丁永建,等. 天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影像
 [J].冰川冻土,2003,25(2):124-129.
- 179. 施雅风. J. L. R. 阿伽西-近代冰川学说的奠基人[J]. 冰川冻土, 1986, 8(2): 179-182.
- 180. 施雅风, 王根生, 刘潮海等. 中国科学院兰州冻土研究所. 中国冰川目录 [M]. 中国科学出版社, 1986.
- 181. 宋波,何元庆,庞洪喜,等. 基于遥感和 GIS 的我国一封海洋性冰川区冰碛物覆盖型冰川
 边界的自动识别[J]. 冰川冻土,2007,26(3):456-462.
- 182. 宋明琨. 横断山冰川考察[J]. 冰川冻土, 1985, 1:98.
- 183. 苏珍,丁良福,刘潮海.天山冰川厚度和储量计算[J].新疆地理, 1984,7(2): 37-44.
- 184. 苏珍, 宋国平, 王立伦, 等. 托木尔地区的现代冰川[A]. 天山托木尔峰地区的冰川和气象[C]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985:32-88.
- 185. 苏珍、谢自楚、刘时银等. 喀喇昆仑山-昆仑山地区冰川物理和化学性质. 见:苏珍等 著青藏高原喀喇昆仑山-昆仑山地区冰川与环境,科学出版社. 1998:58-82.
- 186. 孙作哲.陈要武.尤根祥.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.
- 187. 王飞腾,李忠勤,尤晓妮,等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 45-53.
- 188. 王 建, 李硕. 气候变化对中国内陆干旱区山区融雪径流的影响[J], 中国科学D辑, 2005,
 35 (7): 664-667.
- 189. 王 建, 沈永平, 鲁安新, 等. 气候变化对中国西北地区山区融雪径流的影响[J], 冰川冻
 土, 2001, 23(1):28-33.
- 190. 王绍武, 蔡静宁, 朱静红. 中国气候变化的研究. 气候与环境研究[J]. 2002, 7 (2):137-145

- 191. 王文颖, 刘景璜, 罗祥瑞, 等. 1962-1973 年天山乌鲁木齐河1号冰川的后退和运动对比测量. 中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所集刊, 第 1 号 [M]. 北京: 科学出版 社,, 1976, 32-35.
- 192. 王晓军, 王仲祥, 谢自楚. 从乌鲁木齐河源 1 号冰川二十八年来的变化看天山地区近期气候变化趋势[J]. 科学通报, 1988, 9: 693-696.
- 193. 王晓军,张金华.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面和积累量的观测[J].天山川 观测实验站年报, 1981, 11-15
- 194. 王晓军,伍光和,王新中,等.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累消融观测[J].天山冰川观测
 试验站年报,1984,3:1-15.
- 195. 王晓军,王仲祥,王纯足.乌鲁木齐 1 号冰川的积消特征及成冰过程[J].冰川冻土,
 1996, 18(4): 337-346.
- 196. 王宗太. 中国冰川近期变化及其对干旱区冰水河径流的影响[J]. 干旱区资源与环境,
 1990, 4(2): 1-10.
- 197. 王宗太. 中国西北区小冰期以来冰川变化及其影响和未来动态[J]. 地理科学, 1993,
 13(2): 97-103.
- 198. 王宗太,刘潮海,王银生.天山东部散流内流区流域冰川分布与基本特征[A].中国冰川 目录III,天山山区(东部散流内流区),中国科学院兰州冰川冻土研究所[M].北京:科 学出版社,1986: 7-17.
- 199. 吴立宗.中国冰川编目空间集成和基于陆地卫星的冰川编目[D],中国科学院研究生院 硕士学位论文 2005.
- 300. 谢昌卫,丁永建,刘时银,等. 托木尔峰南坡冰川水文特征及其对径流的影响分析[J].
 干旱区地理,2004,27(4):570-575.
- 201. 谢自楚,苏珍,沈永平,等. 贡嘎山海螺沟冰川物质平衡,水交换特征及其对径流的影响
 [J].冰川冻土,2001,23(1):8-13.
- 202. 谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 中国冰川径流的评估及其未来 50a 变化趋势预测[J]. 冰川冻
 土, 2006, 28(4):457-466.
- 203. 徐海量, 叶茂, 宋郁东, 等. 塔里木河流域水资源变化的特点与趋势[J].地理学

报,2005,60(3):487-494.

- 204. 杨大庆,姜彤,张寅生等.天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修正[J].冰川冻土,
 1988, 10(4): 384-399.
- 205. 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 天山乌鲁木齐河源流域将降水观测系统误差分析和修正.见:乌鲁木齐河山区水资源形成和估算[M].北京:科学出版社.1992:14-40.
- 206. 杨惠安,李忠勤,叶柏生,等. 过去44年乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡结果及其过程研究[J]. 干旱区地理, 2005, 28(1): 76-81.
- 207. 杨青,孙除荣,史玉光,毛纬绎,李扬.阿克苏河流域的面雨量序列及其与径流关系[J].地理学报,2006,61(7):697-704.
- 208. 杨针娘. 中国冰川水资源[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991:81-150.
- 209. 姚檀栋,刘时银,蒲健辰,等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响[J]. 中国科学(D辑),2004, 34(6):535-543.
- 210. 姚檀栋,上田丰,等. 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[M].
 北京:科学出版社, 1993:60-68.
- 211. 姚檀栋,王宁练. 冰芯研究的过去、现在和未来[J]. 科学通报, 1997, 42(2): 225-230.
- 212. 杨晓丹,翟盘茂.我国西北地区降水强度、频率和总量变化[J].科技导报, 2005,23(6):24-26.
- 213. 叶柏生,陈克恭,施雅风.冰川及其径流对气候变化响应过程的模拟模型-以乌鲁木齐河 源1号冰川为例[J].地理科学,1997,17(1):32-40.
- 214. 叶柏生, 丁永建, 刘潮海. 不同规模山谷冰川及其径流对气候变化的相应过程[J]. 冰川 冻土, 2001, 23(2):103-110.
- 215. 尤根祥. 乌鲁木齐河源1 号和2 号冰川图[M]. 西安: 西安地图出版社, 1988.
- 216. 尤晓妮,李忠勤,王飞腾.利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限问题-以乌鲁木
 齐河源1号冰川为例[J].冰川冻土,2005,27(6):853-860.
- 217. 翟盘茂,邹旭恺.1951-2003 年中国气温和降水变化及其对干旱的影响[J].气候变化研究 进展,2005,1(1):16-18.

- 218. 张国威 吴素芬 王志杰.西北气候环境转型信号在新疆河川径流变化中的反映[J].冰 川冻土,2003,25(2):183-187.
- 219. 张世强, 卢健, 刘时银.利用 TM 高光谱图像提取青藏高原喀喇昆仑山区现代冰川边界[J].武汉大学学报(信息科学版), 2001, 26(5): 435-440.
- 220. 张祥松,朱国才,钱嵩林,等. 乌鲁木齐河源1 号冰川雷达测厚[J]. 冰川冻土, 1985,
 7(2):153-162.
- 221. 张寅生,康尔泗,刘朝海,1994,天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析,冰川冻土,16(4):
 333-341.
- 222. 张勇,刘时银,韩海东,等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川消融气候特征分析 [J].冰川冻
 土,2004,26(5):545-550.
- 223. 中国科学院兰州冰川冻土研究所 中国冰川目录(III)[M].北京:科学出版社,1986:
 69-71.
- 224. 中国科学院登山考察队. 天山托木尔峰地区的冰川和气象[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985:32-88.
- 225. 周聿超. 新疆河流水文水资源[M]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1999: 90-114.

作者简历

1998年9月-2001年6月	河南周口师院化学系就读	化学教育专业
2001年9月-2003年6月	河南信阳师院化学化工学院就读	学士学位
1998年9月-2002年6月	河南大学中文系自学本科	
2003年9月-2006年6月	四川西华师范大学化学化工学院	物理化学专业
	化学测试与仪器方向	理学硕士
2006 年 6 月一至今	中科院寒旱所就读	冰川与环境专

业

博士期间论文发表和参研项目

发表论文:

- 1) Li Zhongqin, Wang Wenbin, Wang Feiteng, Li Huilin. Characteristics of ionic concentration and δ^{18} O and their variability in dry season and wet season snow on Urumqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan, China. Annals of glaciology, 2008, 49: 217-223.
- 2) Li Zhongqin, Wang Wenbin, Wang Feiteng, Li Huilin. Observed changes in stream flow at the headwaters of Urumqi River, eastern Tianshan, central Asia. Hydrological Processes, 2009, , accepted.
- Li Huilin, Li Zhongqin, Wang Wenbin, Wang Feiteng. Deposition characteristic of the NH₄⁺ on Urumqi glacier No. 1, eastern Tien shan, China. Annals of glaciology, 2008, 49:161-165.
- 4) Wang Wenbin, Li Jangyuan, Wu Qijun. The design of a chemical virtual instrument based on LabVIEW for determining temperatures and pressures. Journal of automated methods and management in chemistry, 2007:1-7. Doi: 10.1155/2007/68143.

参研项目:

1) 项目名称:天山乌鲁木齐河源1号冰川变化预测和加速消融机理的研究及应用

项目来源: 国家自然科学重点基金 项目起止时间: 2007-2010年 负责情况:科研骨干,负责冰川变化方面的研究 2)项目名称:新疆水资源的形成、转化与调控研究 项目来源:中科院方向性项目 项目起止时间: 2007-2009 负责情况: 科研骨干,负责冰川变化方面的研究 3)项目名称:我国冰冻圈动态过程及其对气候、水文和生态的影响机理与适应 对策 项目来源:科技部 973 项目 项目起止时间: 2008-2012年 负责情况:科研骨干,负责冰雪过程方面的研究 4)项目名称: 山岳冰川后沉积过程对冰芯记录影响的机理及评估研究 项目来源:国家自然科学基金 项目起止时间: 2008-2010年 负责情况: 科研骨干,负责冰雪过程方面的研究 5)项目名称:冰川加速消融机理研究-以天山乌鲁木齐河源1号冰川为例 项目来源:中国科学院研究生科学与社会实践资助专项

- 项目起止时间: 2008 年
 - 负责情况:科研骨干,负责冰雪过程方面的研究

致 谢

本论文是在导师李忠勤研究员的悉心指导下完成的. 衷心感谢导师李忠勤 研究员,是导师带我走进冰川这个研究领域. 在我攻读博士学位期间,从论文的 选题到今天的成稿,都是李老师启发和悉心指导的结果. 三年来,导师无论是在 学习上还是在工作上都给了我许多十分有益的指导,令我受益匪浅,终生难忘. 李老师渊博的学识、开阔的思路、严谨的治学态度,是我今后科研道路上的楷模; 李老师为人热情而坦诚、工作勤奋、一丝不苟、处处为学生着想的做人风格,是 我一生的榜样.

感谢给予我指导和关心的高前兆老师、朱国才老师、王正文老师.

感谢给予我指导和帮助的肖洪浪老师、任贾文老师、王宁练老师、沈永平老师、何元庆老师、冯起老师、张明军老师、叶柏生老师、刘时银老师、陈拓老师、杨梅学老师、秦翔老师、李月芳老师、张新芳老师、郭治龙老师.

感谢给予我热情和无私帮助的师兄弟们,他们是:王飞腾博士、张坤博士、 李慧林博士、赵淑惠博士、李开明博士、吴利华博士、张晓宇博士、李传金博士、 王欣博士、张宁宁博士、孙美萍博士、董志文硕士、王林硕士、王璞玉硕士、周 在明硕士、周平硕士、金爽硕士、曹敏硕士、王鹏硕士、高文华硕士、高文宇硕 士、李云硕士、王利伟硕士、刘友存博士、余逢春硕士、王杰博士等.

本研究依托天山冰川观测试验站,是在全体观测人员和研究人员的共同努力 下完成的,十分感谢天山站员工武录喜师傅、陈洪模师傅、马成立师傅等诸位师 傅在工作和生活上的关心和帮助.

感谢研究生处的蔡英老师、张明娟老师的辛勤劳动,在攻读博士学位期间关 心我、激励我、帮助我.

特别感谢我的妻子刘艳菊女士,没有她的理解、支持和帮助,我将无法完成 博士论文.

也感谢我的父母和亲人,感谢他们给予我无法用语言表达的爱和无法度量的 帮助.