分类号	密级
UDC	编号

中国科学院研究生院

博士学位论文

<u>新疆天山典型冰川度日物质平衡模拟和</u> <u>雷达测厚研究</u>

<u> 吴利华</u>

 指导教师
 李忠勤研究员,理学博士,博士生导师

 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

 申请学位级别
 理学博士
 学科专业名称
 自然地理学

 论文提交日期
 2011年4月
 论文答辩日期
 2011年5月

 培养单位
 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

 学位授予单位
 中国科学院研究生院

答辩委员会主席_____

Study on degree-day mass balance modeling and ice thickness sounding by using radar on typical glaciers in Tianshan, Xinjiang, China

A dissertation submitted to Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (CAREERI) Chinese Academy of Sciences (CAS)

For the Degree of **Doctor of Philosophy**

Presented by

Wu Lihua

Accepted on the recommendation of

Prof. Li Zhongqin, Supervisor

State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, CAREERI, CAS April, 2011

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,同意我所保存或向国家有关部门及机构 送交论文的纸质版和电子版,允许论文被查阅和借阅;本人授权中国科学院寒区 旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行 检索,可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论 文或与该论文直接相关的学术论文或成果时,第一署名单位仍然为中国科学院寒 区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名:	 日期:	
导师签名:	 日期:	

摘要	i
Abstract	iii
第1章 绪论	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 冰川物质平衡模拟研究进展	2
1.2.1 冰川物质平衡的定义	2
1.2.2 冰川物质平衡模拟与度日模型	3
1.3 冰川雷达测厚研究进展	6
1.4 选题依据和论文结构	8
1.4.1 选题依据	8
1.4.2 论文结构	9
第2章 研究区概况	11
2.1 乌鲁木齐河源 1 号冰川	11
2.2 青冰滩 72 号冰川	15
2.3 四工河 4 号冰川	18
第3章 冰川物质平衡观测和雷达测厚方法	21
3.1 冰川物质平衡观测方法	21
3.1.1 冰川物质平衡观测点布设	21
3.1.2 冰川物质平衡的观测与计算	23
3.2 冰川雷达测厚方法	27
3.2.1 探地雷达测厚原理	27
3.2.2 pulse EKKO 系列探地雷达系统组成	28
3.2.3 冰川雷达测厚参数设置、实地探测和数据处理	30
第4章 乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡模拟	36
4.1 野外观测与数据	
4.2 冰川物质平衡模拟	
4.2.1 度日物质平衡模型	
4.2.2 模型参数优化与性能评价	40
4.2.3 模型结果与讨论	42
4.2.4 物质平衡静态敏感性	46

4.2.5 模型参数稳定性	47
4.3 本章小结	49
第5章 青冰滩72号冰川度日因子计算和物质平衡模排	U 51
5.1 野外观测与数据	51
5.2 冰川度日因子计算	53
5.2.1 度日因子计算方法	54
5.2.2 度日因子计算结果	55
5.3 冰川物质平衡模拟	58
5.3.1 度日物质平衡模型	
5.3.2 模型结果与讨论	59
5.4 本章小结	61
第6章 四工河4号冰川雷达测厚	63
6.1 探地雷达实地测厚	
6.2 雷达测厚结果与数据分析	64
6.2.1 冰川纵测线厚度与纵剖面形态特征	64
6.2.2 冰川横剖面形态特征	65
6.2.3 冰川厚度等值线图和冰床地形图绘制及冰角	诸量估算66
6.3 本章小结	69
第7章 结论与展望	71
7.1 本文的主要结论	71
7.2 展望	73
参考文献	75
附 录	91
致 谢	94

摘要

冰川变化研究是目前国内外冰川与全球变化研究的热点问题。冰川物质平衡 变化的评估、模拟和冰川厚度的探测是冰川变化研究的重要内容。冰川上固态水 体的收入(即冰川积累)与支出(即冰川消融)之间的关系称为物质平衡,冰川物质 平衡是冰川对气候变化的直接响应,不仅直接反映冰川作用区的气候变化,而且 与冰川的物理特征和变化等密切联系。冰川的积累和消融过程是冰川全球水循环 的关键过程,对其所在地区的水资源管理包括水资源的供应、河流防洪和水力发 电等方面具有重要的影响。冰川厚度的探测是研究冰川厚度、冰储量、冰川物质 平衡、冰川动力学和冰川数值模拟的基础。雷达探测技术的引入使冰川厚度的探 测技术前进一大步。通过冰川雷达测厚,不仅可以获得可靠的冰川厚度数据和冰 下地形信息,为各种冰川动力学模型和冰川水文模型提供重要的输入参数,而且 基于厚度数据又可估算出冰川的冰储量,为区域水资源的调查评估提供研究基础 和科学依据。因此,对冰川物质平衡变化的评估、模拟和冰川雷达测厚的研究, 具有十分重要的科学意义。

在中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候背景下,为验证度日模型模拟该地 区冰川长时间序列物质平衡的可行性与稳定性,选择中国境内冰川物质平衡观测 时间最长的天山乌鲁木齐河源1号冰川进行度日物质平衡模拟研究,并对冰川物 质平衡静态敏感性和模型参数稳定性进行分析讨论。结果表明:乌鲁木齐河源1 号冰川1987-2008年的物质平衡模拟值与观测值符合得很好,其中对于每个物质 平衡年,单点物质平衡的模拟值与观测值之间的相关系数均超过0.95,这说明在 当前中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候背景下,应用度日模型模拟长时间序 列的物质平衡是可行的;在气温升高1℃,降水量增加5%或不增加的气候情景 下,乌鲁木齐河源1号冰川东支的物质平衡静态敏感性值分别为-0.80和-0.87 m w.e. a⁻¹℃⁻¹,西支的值分别为-0.68和-0.74 m w.e. a⁻¹℃⁻¹;当前气候条件下所确定 的模型及其参数可以用于未来乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡变化的预测研究 中,并可以为该模型向中国西部与乌鲁木齐河源1号冰川气候背景和规模相类似 的冰川上推广提供参考。

为将度日模型推广到中国西部冰川物质平衡的模拟研究中,选择天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川计算冰川的度日因子并对冰川物质平衡进行模拟。结果

i

表明:青冰滩 72 号冰川雪的度日因子的平均值为 4.8 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹;在冰川海 拔 3754-4169 m,裸露冰川区冰的度日因子分别介于 5.8-13.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,其 平均值为 8.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,在冰川海拔 3821-3906 m,表碛覆盖区冰的度日因 子介于 1.5-10.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,其平均值为 5.0 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹;青冰滩 72 号冰 川裸露冰川区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡模拟值与测量值趋于吻合,两者的相关系数为 0.95。

为寻求一个科学合理的方法对冰川非雷达测厚区域的厚度数据进行重建,并 结合雷达测厚区域的厚度数据分析冰川厚度分布和冰床地形以及估算冰储量,选 择天山博格达峰地区四工河 4 号冰川进行雷达测厚研究。基于四工河 4 号冰川 2009 年雷达测厚数据和雷达测线 GPS 定位数据,在 GIS 技术的支持下,采用 Co-Kriging 插值方法结合理想塑性体理论对冰川非雷达测厚区域的厚度进行了 重建,绘制出了冰川厚度等值线图并对冰川平均厚度和冰储量进行了估算,结果 表明:四工河 4 号冰川冰体最大厚度为 104.9 m,出现于海拔 3775 m 趋于主流线 位置,冰川平均厚度为 27.6 m,冰储量为 0.076 km³。将 2009 年四工河 4 号冰川 表面地形图与冰川厚度分布图相结合,绘制出了该冰川的冰床地形图,结果显示, 在冰体厚度最大的区域,冰床地形呈现凹陷状,这与其相对平缓冰面地形形成明 显对比。

关键词:天山典型冰川;度日模型;物质平衡;探地雷达;冰川厚度;冰储量

ii

Abstract

The study of glacier change is the present hot issue of the research of glaciers and global change at home and abroad. The estimation and simulation of glacier mass balance and the sounding of ice thickness are the important contents of the study of glacier change. Glacier mass balance is defined as the relationship between the income (i.e., accumulation) and the expenditure (i.e., ablation) of the solid form of water in the glacier's budget. Glacier mass balance is a direct response of glacier to climate change. Glacier mass balance not only reflects the effects of climate change on the glacier region, but also connects with the physical characteristics and changes of the glacier. Glacier accumulation and ablation processes are also the key processes of global water cycle of glaciers. These processes have an important effect on the local and regional water resource management including flood protection, water supply, operation of hydroelectric facilities, and so on. Sounding the ice thickness is the bases of the studies of ice thickness, ice volume, glacier mass balance, glacier dynamics and glacier numerical simulation. The technology of radar detection promotes the technology of the sounding of ice thickness significantly. Through measuring the ice thickness by using the radar, the reliable data of the ice thickness and the topography of glacier bed are obtained which can provide important input parameters for all kinds of glacier dynamic models and hydrological models. Furthermore, the ice volume, which can provide research foundation and scientific basis for the investigation and assessment of regional water resources, is calculated based on the measured ice thickness. Therefore, it is very important to estimate and simulate the glacier mass balance changes, and to measure the ice thickness by using the radar.

In the scenario of the concurrent climate change from warm-dry to warm-wet in northwest China since 1987, in order to verify the feasibility and stability of a degree-day model on simulating a long time series of glacier mass balance, the degree-day model is used to simulate the mass balance of Urumqi Glacier No.1 in Tianshan which has the longest observation of glacier mass balance in China. Moreover, the static mass balance sensitivity and the stability of the model parameters for Urumqi Glacier No.1 are analyzed and discussed. The results of mass balance simulation of Urumqi Glacier No.1 indicate that there are good agreements between modeled and measured mass balance both for ablation stakes and for the whole glacier in the study period 1987-2008. For each mass balance year, the correlation coefficients between modeled and measured mass balance for ablation stakes are above 0.95. Therefore, it is feasible to apply a degree-day model to simulate a long time series of glacier mass balance under the scenario of the concurrent climate change from warm-dry to warm-wet in northwest China. The static mass balance sensitivities of the east branch of Urumqi Glacier No.1 for a warming of 1 °C, with and without a 5% precipitation increase, are -0.80 and -0.87 m w.e. a⁻¹ °C⁻¹, respectively. For the west branch of Urumqi Glacier No.1, the values are -0.68 and -0.74 m w.e. a⁻¹ °C⁻¹, respectively. The analysis of parameter stability indicates that the parameters in the model determined from the current climate conditions can be applied in the prediction of future mass balance changes for Urumqi Glacier No.1. Also, the application of the degree-day mass balance model to Urumqi Glacier No.1 provides a reference for extending the model to other small glaciers which have the similar climate background and sizes as Urumqi Glacier No.1 in western China.

In order to extend the degree-day model to the mass balance simulation of other glaciers in western China, Qingbingtan Glacier No.72 in Mt. Tuomuer area of Tianshan is chosen as the study area. The degree-day factors for snow and ice on Qingbingtan Glacier No.72 are calculated respectively and the mass balance of the glacier is simulated by using the degree-day model. The average value of the degree-day factor for snow is 4.8 mm w.e. $d^{-1}°C^{-1}$. The degree-factors for debris-free ice are $5.8 \sim 13.3$ mm w.e. $d^{-1}°C^{-1}$ at the altitude ranging from 3754 m to 4169 m on the glacier and its average value is 8.3 mm w.e. $d^{-1}°C^{-1}$. The degree-factors for debris-covered ice are $1.5 \sim 10.9$ mm w.e. $d^{-1}°C^{-1}$ at the altitude ranging from 3821 m to 3906 m on the glacier and its average value is 5.0 mm w.e. $d^{-1}°C^{-1}$. The results of the mass balance simulation of Qingbingtan Glacier No.72 in August 2008 indicate that there are good agreements between modeled and measured mass balance at the ablation stakes on the debris-free region of the glacier, and the correlation coefficient between modeled and measured mass balance for these ablation stakes is 0.95.

Sigong River Glacier No.4 in Mt. Bogda area of Tianshan is choosen as the study area in order to find a scientific and reasonable method to reconstruct the ice thickness data in other places of glacier without directly sounding by using radar, and to analyze the distribution of the ice thickness and the topography of glacier bed and to estimate the ice volume, combining with the measured ice thickness data. According to the ice thickness data of Sigong River Glacier No.4 sounded by Ground Penetrating Radar and the positioning data of GPS in 2009, the maximum ice thickness of the glacier is 104.9 m at the location near the main flow line of the glacier at about 3775 m a.s.l. Based on the sounding results, the ice thickness in other places without directly sounding can be reconstructed by using the Co-Kriging interpolation method, combining with the theory of the perfect plastic material, under the technological support of Geographic Information System. Thus the ice thickness isoline map of the glacier is obtained and the average ice thickness is calculated to be about 27.6 m. The ice volume of the glacier is estimated to be about 0.076 km³. Furthermore, the topography of the glacier bed is mapped by using the topography map of the glacier surface in 2009 and the ice thickness isoline map. The topography map of the glacier bed shows that the bed topography of the glacier surface.

Key words: typical glaciers in Tianshan; degree-day model; mass balance; ground penetrating radar; ice thickness; ice volume

第1章绪论

1.1 研究背景和意义

冰川是寒冷地区多年降雪积聚、经过变质作用形成的自然冰体,在重力作用 下有一定的运动;冰川以冰为主体,还包含一定数量的空气、液体物质和岩屑; 冰川从积累、运动到消融的过程中,在动力和热力作用下,贯穿着水分和热量不 断地收支变化,冰川与大气、冰川与冰床之间的相互作用,构成了一个复杂的系 统:冰川主要分布在南极和北极地区,中低纬度的高山如我国西部高山上也有大 量冰川存在(施雅风等, 2000a)。地球上冰川(包括冰盖)总面积近 1600 万 km², 占 全球陆地面积的11%,冰川总储量约3000万km³,平均寿命1万年,占全球淡 水资源的 3/4, 是地球系统五大圈层(分别是大气圈、水圈、岩石圈、生物圈和冰 冻圈)之一的冰冻圈的主体部分:中国冰川总面积约6万km²,冰川总储量约5600 km³,居亚洲首位;尽管全球大部分冰川分布在人迹罕至地区,但冰川在地球大 气环流、水循环、海平面升降、自然环境演变及地壳运动中有举足轻重的作用, 并且它形成的资源、导致的灾害与人类社会经济发展有密切关系(施雅风等, 2000a; 谢自楚等, 2010)。冰川学是研究冰川形成、分布、性质、演变及其自然环 境和人类社会经济发展关系的科学,该学科的研究在国际上已有近 200 a 历史了 (谢自楚等, 2010)。当前,随着科学知识和社会需求的发展,冰川学的内容在不 断地变化和扩大,现在冰川学研究地表一切形态的自然冰体,包括冰川以外的积 雪、海冰、河冰、湖冰等季节冰和地下冰以及各种冰雪的变化和运动(施雅风等. 2000a).

冰川是气候变化的灵敏指示器(施雅风等, 2000b),冰川的变化是冰川对气候 变化的响应,包括两个方面,一是瞬时响应或直接响应——冰川上物质收支状况 (或称为物质平衡)的变化,其量值通过实地观测或物质平衡模型模拟得到;二是 滞后响应——由冰川物质平衡的变化和流变参数变化引发的冰川一系列物理特 征(如成冰作用、温度状况、运动特征等)和冰川规模(面积、厚度、冰储量、长度 等)的变化(佩特森, 1987;谢自楚等, 1988;谢自楚, 2010)以及径流变化(Braun et al., 2000; Jansson et al., 2003; Hock, 2005),该过程称为冰川动力学过程的变化, 主要通过冰川动力学模型来研究(Jóhannesson, 1997; Oerlemans et al., 1998;

Aðalgeirsdóttir et al., 2006).

冰川物质平衡作为冰川对气候变化的瞬时响应,即联结冰川波动与气候变化的关键因子(Paterson, 1994; Casal et al., 2004; 施雅风等, 2000a; 谢自楚, 2010),其过程(即冰川上物质的收入与支出过程)是冰川全球水循环的关键过程,对全球海平面的升降(Arendt et al., 2002; Raper et al., 2006)和冰川所在地区的水资源管理包括水资源的供应、河流防洪和水力发电等方面(Hock et al., 2005)具有重要的影响。因此,对冰川物质平衡变化的研究,可以为以上各方面的研究提供科学依据。

目前,在全球气温升高的背景下,山地冰川处于强烈的退缩状态,其退缩方 式主要是以"变薄缩短"的基本模式进行的(施雅风,2001),这体现了冰川厚度对气 候变化的敏感性,因此研究冰川的厚度及其变化,能够为冰川变化响应气候变化 提供定量化的科学依据。冰川厚度的测量是研究冰川厚度、冰储量、冰川物质平 衡、冰川动力学和冰川数值模拟的基础。由于雷达电磁波在冰川介质中传播时衰 减很小,具有较强的穿透能力,因此,雷达探测技术被用于冰川测厚。通过冰川 雷达测厚不仅可以获得可靠的厚度数据和基本的冰下地形信息,为各种冰川动力 学模型和冰川水文模型等提供重要的输入参数,而且又可根据厚度数据估算出冰 川的冰储量,为区域水资源的调查评估提供研究基础和科学依据(孙波等,2003); 同时,根据冰川不同时期的雷达测厚结果,可以得出冰川在雷达测厚间隔期内的 厚度变化,为冰川变化和物质平衡变化等研究提供科学依据。

1.2 冰川物质平衡模拟研究进展

1.2.1 冰川物质平衡的定义

冰川上物质的收入(即冰川积累)与支出(即冰川消融)之间的关系称为物质平衡,这里所说的物质是指固态水体,而不是岩石碎屑、灰尘或其他物质(如化学、同位素等物质);具体来讲,冰川积累(以c表示)是指冰川收入的固态水体,包括冰川表面的降雪、凝华、再冻结的雨以及由风或重力作用再分配的吹雪、雪崩等;而冰川消融(以a表示)是指冰川固态水体的所有支出部分,包括冰雪融化形成的径流、蒸发、冰体崩解、流失于冰川之外的风吹雪及雪崩;在冷性冰川上,冰川融水再冻结部分一般称为内补给(谢自楚等,1988;谢自楚,2010)。冰川积累与消融之差便是冰川物质平衡或者冰川积累与消融(消融取负值)的代数和便为冰川

物质平衡,用公式表示冰川物质平衡*b* (Paterson, 1994; 佩特森, 1987; 谢自楚, 2010)为:

$$b = c - a$$
 (a 取正值) 或 $b = c + a$ (a 取负值) (1-1)

冰川物质平衡各分量的量纲,一般以单位面积上的水体质量(g/cm²或 kg/m²)或水 层深度(mm 或 m)表示,有时也以整条冰川上水的增减绝对值表示,这时量纲为 m³(谢自楚,2010)。

对于冰川上的某点,其物质平衡及积累或消融都是时间的函数,时间变化率 分别称为物质平衡速率(以*b*表示)、积累速率(以*c*表示)和消融速率(以*a*表示); 在实际观测中,物质平衡及积累与消融是某一时段的积分,如观测起始时间为*t*₁, 终结时间为*t*₂,则该时段的物质平衡*b*_t、积累*c*_t和消融*a*_t可分别用公式(1-2)、(1-3) 和(1-4)表示(Paterson, 1994;佩特森, 1987;谢自楚等, 1988;谢自楚, 2010):

$$b_t = \int_{t_1}^{t_2} \dot{b} dt \tag{1-2}$$

$$c_t = \int_{t_1}^{t_2} \dot{c}dt \tag{1-3}$$

$$a_t = \int_{t_1}^{t_2} \dot{a} dt \tag{1-4}$$

若观测时段为夏季或冬季,则(1-2)-(1-4)式所得结果分别是夏平衡(以 b_s 表示)或冬 平衡(以 b_w 表示)、夏积累(以 c_s 表示)或冬积累(以 c_w 表示)、夏消融(以 a_s 表示)或 冬消融(以 a_w 表示);若观测时段为1a,则(1-2)-(1-4)式所得结果分别为年平衡(以 b_a 表示)、年积累(以 c_a 表示)、年消融(以 a_a 表示),在许多文献中将年平衡称为净 平衡(以 b_n 表示)(谢自楚等,1988;谢自楚,2010)。在一个物质平衡年度,冰川上 $b_n > 0$ 的地区称为积累区, $b_n < 0$ 的地区称为消融区, $b_n = 0$ 的点的连线称为物质 零平衡线,简称平衡线(佩特森,1987;谢自楚等,1988)。

1.2.2 冰川物质平衡模拟与度日模型

(1) 冰川物质平衡模拟

目前,在国内外,对于冰川物质平衡的估算或模拟,其方法主要有以下几种: 能量平衡模型(Brun et al., 1989; Oerlemans, 1993; Arnold et al., 1996; Schneider et al., 2007; 康尔泗等, 1994; 张寅生等, 2000)、物质平衡与冰川有关参数关联分析 (谢自楚等, 1996; 丁永建等, 1996)、基于单一或多个气候因子的统计模型, 例如 P-T 模型(Lliboutry, 1974; Chen et al., 1990)、度日模型(Braithwaite et al., 1985, 1989; Reeh, 1991; Laumann et al., 1993; Jóhannesson et al., 1995; Hock, 1999, 2003; Schuler et al., 2005; Anderson et al., 2006; 刘时银等, 1998; 张勇等, 2006a)。在这 些模型中,能量平衡模型涉及参数较多, 受观测条件限制, 应用受到一定的限制。 然而, 与能量平衡模型相比, 基于冰川消融量与正积温之间的线性关系建立的度 日模型所要求的参数较少, 应用较为广泛, 已经成为冰川学中最常用的方法 (Jóhannesson, 1997; Braithwaite et al., 1999; Zhang Yong et al., 2006a, 2007)。虽然 度日模型不能对冰川表面的能量与物质交换的复杂物理过程进行描述, 但是在流 域尺度上, 该模型可以得到与能量平衡模型相类似的结果(WMO, 1986; Rango et al., 1995)。

(2) 度日模型

度日模型是基于冰川消融量与正积温之间的线性关系建立的(Braithwaite et al., 1985, 1989, 2000; Reeh, 1991; Laumann et al., 1993; Braithwaite, 1995; Jóhannesson et al., 1995; Hock, 1999, 2003; Kayastha et al., 1999, 2003; Singh et al., 2000a; Kayastha, 2001; Ohmura, 2001), 用公式表达如下:

$$m = DDF \cdot PDD \tag{1-5}$$

式中: *m* 为一定时段内的冰川消融量(mm w.e.或 m w.e.), *DDF* 为冰川冰或雪的 度日因子(mm w.e. d⁻¹℃⁻¹), *PDD* 为与*m* 同时段内的正积温。其中度日因子概念 最早是 Finsterwalder et al.(1887)在研究阿尔卑斯山冰川变化时引入的,随后,该 概念被广泛应用于冰川变化等研究中(Clyde, 1931; Collins, 1934; Corps of Engineers, 1956; Hoinkes et al., 1975; Reeh, 1991; Braithwaite, 1995; Braithwaite et al., 2000; Hock, 2003; Aðalgeirsdóttir et al., 2006; Anderson et al., 2006; Huintjes et al., 2010; Möller et al., 2010)。Braithwaite 等将度日模型应用于格陵兰冰盖的消融 过程和瑞士冰川的物质平衡及其对气候敏感性研究中(Braithwaite et al., 1985, 1989, 2000; Braithwaite, 1995),结果表明,冰川冰的度日因子大于雪的度日因子, 度日因子随着夏季平均气温、表面反照率和湍流通量的变化而变化,并且对于冰 川物质平衡,年降水量增加 20%也不能补充气温升高 1℃所引起的亏损量。 Jóhannesson et al.(1995)运用度日模型对冰岛、挪威和格陵兰 3 个地区的不同冰川 进行物质平衡及其对气候敏感性响应研究,结果表明,模型模拟值很好地重现了 所研究冰川物质平衡的时间和空间变化序列,并且较低海拔区域的冰川消融对气 温升高的响应大于较高海拔区域的冰川消融。此外,Jóhannesson (1997)将冰川度 日物质平衡模式与冰川动力学模式耦合研究了冰岛 2 条冰川对气候变暖的响应。 Hock (1999)提出修正的分布式冰川冰或雪消融的度日模型,并对高山地区度日模 型的应用(Hock, 2003)和冰川消融过程及其模型(度日模型位列其中)进行了总结 (Hock, 2005)。目前,在国外,度日模型被广泛应用于冰川物质平衡及其对气候 敏感性研究(Laumann et al., 1993; Braithwaite et al., 2000; De Woul et al., 2005; Anderson et al.,2006; Huintjes et al., 2010)、冰川动力学模拟研究(Huybrechts et al., 1991; Aðalgeirsdóttir et al., 2006)、冰川或积雪融水径流模拟研究(Annette, 1997; Hock et al., 2005),冰川度日因子研究(Singh et al., 1996, 2000a, 2000b; Kayastha et al., 2003)等。

在国内,度日模型的应用主要集中在以下几方面研究:冰川物质平衡及其对 气候敏感性研究(刘时银等, 1998; 张勇等, 2006a)、冰川动力学模拟研究(Li Huilin, 2008; 李慧林等, 2007)、冰川融水径流模拟研究(Zhang Yong et al., 2006b, 2007, 2008; Liu Shiyin et al., 2009; 高鑫等, 2010)、冰川度日因子研究(He Xianzhong et al., 2010; 张勇等, 2005, 2006b; 崔玉环等, 2010; 谯程骏等, 2010; 吴倩如等, 2010) 等。在冰川物质平衡及其对气候敏感性研究方面,刘时银等(1998)应用度日模型 研究了天山乌鲁木齐河源1号冰川1959-1993年物质平衡对气候的敏感性,结果 表明,乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡对气候敏感性要小于海洋性冰川,并且气 温和降水在物质平衡形成过程中的作用是不同的, 气温引起物质平衡剖面以旋转 方式变化,而降水可导致其以平移方式的响应。张勇等(2006a)应用度日模型研究 了天山南坡科其卡尔巴契冰川 2003-2005 年的物质平衡,其模拟结果与观测结果 基本一致。在冰川动力学模拟研究方面,LiHuilin(2008)、李慧林等(2007)和李慧 林(2010)应用度日物质平衡模型耦合浅冰层近似冰流模型对天山乌鲁木齐河源 1 号冰川进行了动力学模拟研究,结果表明,该冰川将在未来百年内消失,未来冰 川径流只在升温幅度足够大的情景下出现增加趋势。在冰川融水径流模拟研究方 面, Zhang Yong et al.(2006b, 2007)应用度日模型对天山南坡科其卡尔巴契冰川 2003 年夏季的冰川融水径流进行了模拟研究,其模拟结果与观测结果符合的很 好。此外, Zhang Yong et al.(2008)、Liu Shiyin et al.(2009)和高鑫等(2010)分别应 用度日模型对中国西部长江源区沱沱河流域、长江源区和塔里木河流域的冰川融

水径流进行了模拟研究。在冰川度日因子研究方面,张勇(2005)和张勇等(2006b) 根据中国西部 15 条冰川的短期野外考察资料(张金华等,1980;中国科学院登山 考察队,1985;张祥松等,1991;姚檀栋等,1993;李吉均等,1996;苏珍等,1998), 应用度日模型计算了这 15 条冰川的度日因子并分析了中国西部冰川度日因子的 空间变化特征,结果表明,中国西部冰川冰的度日因子介于 2.6-13.8 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,雪的度日因子介于 3.1-5.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,其中冰川冰的度日因子大于 雪的度日因子,海洋型冰川的度日因子大于极大陆型和亚大陆型冰川的度日因 子,中国西部冰川的度日因子由西北向东南逐渐增大;He Xianzhong et al.(2010)、 崔玉环等(2010)、谯程骏等(2010)和吴倩如等(2010)分别应用度日模型对横断山白 水1号冰川、天山乌鲁木齐河源1号冰川、唐古拉山大、小冬克玛底冰川和扎当 冰川的度日因子进行了计算与分析。

1.3 冰川雷达测厚研究进展

冰川厚度的探测是研究冰川厚度、冰储量、冰川物质平衡、冰川动力学和冰 川数值模拟的基础。由于雷达电磁波在冰川介质中传播时衰减很小,具有较强的 穿透能力,因此,探地雷达广泛应用于冰川学研究的多个领域,包括冰层厚度探 测、冰下地形探测、冰川水文特征探测等(孙波等,2003;武震,2008)。从 Waite et al.(1962)以及 Evans(1963)应用这种技术探测南极和格陵兰冰盖厚度以来,已有将 近 50 a 的历史。目前,在冰川和冰盖研究方面,探地雷达(Ground Penetrating Radar, 简称 GPR)已经成为了最为广泛的探测冰川及冰盖厚度的工具。

我国冰川厚度探测始于 1968 年,曾用重力法探测了珠穆朗玛峰的绒布冰川 (谢自楚等,1975)。后来,又在巴基斯坦的巴托拉冰川(苏珍等,1980)、天山的西 琼台兰冰川和东琼台兰冰川(苏珍等,1985)以及祁连山的七一冰川(苏珍,1985)进 行过探测。1979 年还用地震法探测了祁连山羊龙河 1 号冰川的厚度(曾仲巩等, 1985)。我国对探地雷达的开发和在冰川上的应用起步相对较晚,20 世纪 80 年代 初,中国科学院兰州冰川冻土研究所(现中国科学院寒区旱区环境与工程研究所) 研制了 B-1 型冰川测厚雷达,分别在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川(张祥松等, 1985)、南极半岛的纳尔逊冰帽和柯林斯冰帽(朱国才等,1994)以及天山庙尔沟平 顶冰川(李忠勤等,2007c)上成功地进行了冰川厚度测量,并用该雷达对天山其他



图 1.1 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1981 年厚度等值线图(张祥松等, 1985) Figure 1.1 Ice thickness isoline map of Urumqi Glacier No.1 in 1981 (Zhang Xiangsong et al., 1985)

数十条冰川的厚度进行了探测(Shi Yafeng, 2008b; 施雅风等, 2005), 基于这些探测结果,建立起我国冰川平均厚度和面积的相关曲线,为我国第一次冰川编目估算冰川储量奠定了基础。近10 a 来,随着高分辨率雷达测厚技术的发展(Annan, 1999),以及雷达冰川学研究成果的不断丰富(Plewes et al., 2001; 孙波等, 2002), 21 世纪初我国研究者陆续开始使用新型的雷达设备进行冰川厚度测量及其应用研究(孙波等, 2003; 何茂兵等, 2004; 马凌龙等, 2008; 王宁练等, 2009; 武震等, 2009)。在国内有厚度探测数据的冰川中,天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的厚度资料最为详细,其中图 1.1 为张祥松等(1985)在 1981 年采用 B-1 型雷达对乌鲁木齐河源 1 号冰川测厚所得厚度等值线图,图 1.2 为孙波等(2003)在 2001 年采用加拿大 SSI(Sensors & Software Inc.)公司生产的新一代 pulse EKKO 100A 增强型探



地雷达系统对乌鲁木齐河源1号冰川测厚所得厚度等值线图。



1.4 选题依据和论文结构

1.4.1 选题依据

中国境内有 46377 条冰川(Shi Yafeng et al., 2008a; 施雅风等, 2005), 这些冰 川大多分布在中国西部, 是该地区人类活动和生态环境可持续发展的宝贵的水资 源(Yao Tandong et al., 2004), 其中,面积不足 1 km²的小冰川占了西部冰川总数 目的 77%(施雅风等, 2005)。纵观以上 1.2 节中冰川度日物质平衡模拟的国内外研 究现状,关于中国西部这些小冰川以及面积在 1 km² 左右冰川的物质平衡模拟研 究却很少(刘时银等, 1998); 在当前中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候背景 下(施雅风等, 2003a, 2003b),应用度日模型模拟长时间序列的冰川物质平衡的可 行性和稳定性不得而知,并且,有必要将度日模型向中国西部更多冰川的物质平 衡模拟研究中推广应用,以便为冰川动力学模型研究提供参考依据。因此,本文 冰川度日物质平衡模拟研究的选题依据如下: (1)度日模型在较长时段上(数十年 以上)对中国冰川物质平衡的模拟效果如何?(2)在气候条件变化幅度较大的情况 下,度日模型模拟效果是否稳定?(3)将度日模型推广到中国西部冰川物质平衡 的模拟研究中,为了回答选题依据中的问题(1)和(2),本文选择中国境内冰川物 质平衡观测时间最长的天山乌鲁木齐河源1号冰川进行度日物质平衡模拟研究; 针对选题依据(3),本文计算了天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川的度日因子并 应用度日模型模拟了冰川物质平衡。对于冰川雷达测厚,由于中国境内冰川数目 众多,不可能对每条冰川的厚度进行实地探测,因此,选择典型冰川进行雷达测 厚研究显得尤为重要。在对冰川厚度进行实地探测时,由于冰川表面地形特征复 杂,有些区域(例如冰面特别陡峭处、裂隙大的地方等)难以到达,所以冰川雷达 测厚区域有限。本文冰川雷达测厚研究的选题依据是: (4)通过雷达测厚获取冰 川的厚度数据,并探索科学合理的非雷达测厚区域厚度数据的重建方法,以便准 确分析冰川厚度分布及估算冰储量。针对选题依据(4),本文选择天山博格达峰 地区四工河4号冰川进行雷达测厚研究,旨在获取该冰川可靠的厚度数据,寻求 一个科学合理的方法对非雷达测厚区域的厚度数据进行重建,并结合雷达测厚区 域的实测数据分析整条冰川的厚度分布、冰床地形及估算冰川平均厚度和冰储 量。

1.4.2 论文结构

本论文包括如下内容:

第一章为绪论。内容包括研究背景和意义、冰川物质平衡模拟研究进展、冰 川雷达测厚研究进展、选题依据和论文结构。主要介绍了当前冰川物质平衡模拟 与度日模型及雷达测厚的国内外研究现状,在此基础之上,提出论文的选题依据。

第二章为研究区概况。主要对乌鲁木齐河源1号冰川、青冰滩72号冰川和 四工河4号冰川地理特征进行介绍。

第三章为冰川物质平衡观测和雷达测厚方法。冰川物质平衡观测方法主要介 绍了直接观测法(即花杆/雪坑法),包括冰川物质平衡观测点布设、冰川物质平衡 的观测与计算(单点物质平衡的观测与计算、整条冰川物质平衡的计算);冰川雷 达测厚方法主要对探地雷达测厚原理、pulse EKKO系列探地雷达系统组成、冰 川雷达测厚的参数设置、实地探测和数据处理进行介绍。 第四章为乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡模拟。针对选题依据提出的科学问题(1)和(2),应用度日模型对乌鲁木齐河源1号冰川1987-2008年的物质平衡进行模拟研究,内容主要包括野外观测与数据、冰川物质平衡模拟方法、结果与讨论、冰川物质平衡静态敏感性和模型参数稳定性的分析。

第五章为青冰滩 72 号冰川度日因子计算和物质平衡模拟。针对选题依据 (3),计算了青冰滩 72 号冰川的度日因子并通过度日模型模拟了该冰川裸露冰川 区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡。

第六章为四工河 4 号冰川雷达测厚。针对选题依据(4),基于四工河 4 号冰 川 2009 年雷达测厚数据和雷达测线 GPS 定位数据,在 GIS 技术的支持下,采用 Co-Kriging 插值方法结合理想塑性体理论对冰川非雷达测厚区域的厚度进行了 重建,绘制出了冰川厚度等值线图并对冰川平均厚度和冰储量进行了估算,并且, 将 2009 年该冰川表面地形图与厚度分布图相结合,绘制出了该冰川的冰床地形 图。

第七章为结论与展望。对本论文的研究成果进行总结并对今后进一步的研究 工作提出设想。



第2章 研究区概况

图 2.1 新疆天山乌鲁木齐河源 1 号冰川、青冰滩 72 号冰川和四工河 4 号冰川位置示意图 Figure 2.1 The location map of Urumqi Glacier No.1, Qingbingtan Glacier No. 72 and Sigong River Glacier No.4 in Tianshan, Xinjiang

2.1 乌鲁木齐河源 1 号冰川

乌鲁木齐河流域位于新疆维吾尔自治区的天山中部,即位于 40°00′-44°07′N 和 86°45′-87°56′E 之间,西接头屯河流域,东为板房沟流域(张寅生等,1994)。该地区距海较远,东距太平洋约 3500 km,西距大西洋约 6900 km,北距北冰洋约 3400 km,南至印度洋约 2500 km(李江风,1991),地处亚洲干旱和半干旱地区的中心。乌鲁木齐河流域发源于天山喀拉乌成山北坡,天格尔第二峰(海拔 4484 m),流向北东北,出山口后,至乌拉泊折向正北,穿过乌鲁木齐市区,至米泉县梧桐窝之北蔡家湖处逐渐消失,总长 214.3 km,出山口以上河长 62.6 km;出山口后,河水被引入灌渠;流域面积 4684 km²,其中山区(西白杨沟口以上)流域面积 1070 km²,流域平均海拔 3000 多米,英雄桥以上流域面积 924 km²,平均海拔 2083 m,跃进桥以上流域面积 310 km²,平均海拔 3483 m(王飞腾,2009)。流域内山高谷深、坡度陡、垂直地带性明显,其中流域景观分为(王文彬,2009): 1)高寒砾漠带(海

拔 3600 m 以上); 2)高山草原草甸区(3500-2600 m); 3)中低山森林区(2500-1600 m)。

乌鲁木齐河流域山区的地理特点使其具有独特的气候特征: 气温年变幅小, 每年 11 月至来年 3 月在海拔 1000-2400 m 处形成逆温层; 降水年内分配极不均 匀,降水主要集中在夏季,夏季降水随高度上升而增加,年降水量总的趋势是随 高度上升而增加,中、小尺度天气对降水影响显著,降水随高度变化规律受到地 形作用制约,而使降水随海拔分布呈双峰型,最大降水高度带在海拔 1900 m 左 右,其次是在 3500 m 左右(张寅生等, 1994)。乌鲁木齐河流域内气候分区为(王文 彬, 2009): 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;流域内共有冰川 150 条,面积 45.99 km²,平均面积 0.31 km²(中国科 学院兰州冰川冻土研究所, 1986a),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%,悬冰川平均面积为 0.168 km²,该流域冰川末端海拔为 3440-4050 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 2900 m,阳坡在 3250 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 0.0-4.0 ℃,降雪量占年降水量的 20%-30%,为山区最大降水区,一般年降 水量为 400-500 mm。

在乌鲁木齐河源区有7条冰川,乌鲁木齐河源1号冰川(43°06'N,86°49'E)面积最大,该冰川是中国观测时段最长的冰川,其地理位置如图2.1所示,冰川上界是天格尔第二峰,海拔4484米,冰川朝向NE,为冰斗-山谷型冰川,由东、西两支冰川组成,面积1.7km²(Li Zhongqin et al., 2008),由于全球气候变暖引起冰川的退缩,乌鲁木齐河源1号冰川东、西支于1993年完全分离,并成为各自独立的冰川。

乌鲁木齐河源 1 号冰川是我国惟一依靠专门的野外站(即中国科学院天山冰 川观测试验站)来进行长期监测的冰川,也是世界冰川监测网络(Word Glacier Monitoring Service,简称 WGMS)中惟一的中国冰川,也是中亚内陆地区的代表 冰川。乌鲁木齐河源 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,乌鲁木齐河源 1 号冰川过去 50 a 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 将乌鲁木齐河源 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(王文彬, 2009)。

乌鲁木齐河源 1 号冰川是夏季补给型冰川,冬季降水量很少,其中 4-10 月 的降水量占全年降水量的 95%以上,最大降水量出现在 7、8 月份(Li Zhongqin et al., 2009); 5-9 月是全年降水频次最高的时期(杨大庆等, 1992b),也是冰川强烈消 融期,即冰川具有积累和消融同期的特点,降水的主要形式是湿雪、雹和霰,降 水不仅具有季节性,而且具有明显的海拔高度分带性(杨大庆等, 1992b;康兴成等, 2000),降水量随海拔的升高而明显增大,其中河源区最大降水带在乌鲁木齐河 源 1 号冰川上,即冰川粒雪盆 4030 m上下为冰川最大降水带(杨针娘等, 1987;杨 大庆等, 1992b);乌鲁木齐河源夏季降水观测系统误差总修正系数(修正量/观测降 水量)为 26%(其中包括动力损失 13.9%、湿润损失 8.4%和蒸发损失 3.7%),经 过修正后的冰川区年降水梯度为 22 mm/100m,据此降水梯度推算得到乌鲁木齐 河源 1 号冰川粒雪线(4050 m)处多年平均年降水量为 645.8 mm(杨大庆等, 1988)。 目前,根据乌鲁木齐河源 1 号冰川附近的大西沟气象站 1959-2008 年的观测资料, 乌鲁木齐河源区年平均气温-5.1℃,年平均降水量 459.0 mm。



图 2.2 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1962、1988、1993、1996、2001 和 2005 年照片,显示其形态 变化 (李忠勤等, 2007b)

Figure 2.2 Photos of Urumqi Glacier No.1 in the years of 1962, 1988, 1993, 1996, 2001 and 2005, showing its morphological changes (Li Zhongqin et al., 2007b)



和年降水量变化 (李忠勤等, 2007a, 2007b)

Figure 2.3 Annual mass balance of Urumqi Glacier No.1 against summer temperature (May-August), annual temperature and annual precipitation at Daxigou Meteorological Station during 1959-2004(The annual values are snoothed by negative exponential smoother with sampling proportion 0.1 and polynomial degree 1) (Li Zhongqin et al., 2007a, 2007b)

20世纪 90年代中期以来,乌鲁木齐河源区处于一个最为显著的暖湿阶段(李 忠勤等,2003)。乌鲁木齐河源 1 号冰川东、西支在 1993年未分离前,共退缩 139.72 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,其中冰川在不同时期的形态如图 2.2 中照片所示;乌 鲁木齐河源 1 号冰川面积在 1962-2006年的 44 a 间减少 0.27 km²,为 14%,并 呈加速减小趋势;乌鲁木齐河源 1 号冰川厚度明显减薄,1981-2006年间,冰川 靠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;乌鲁木齐河源1号冰川在1958-2004年间年平均物质平衡量为-233.6 mm w.e., 累积物质平衡量达到-10746.5 mm w.e.,亦即冰川平均厚度减薄了约12 m(0.26 m.a⁻¹),累积亏损量达2062×10⁴ m³;图 2.3 显示了1959-2004年乌鲁木齐河源1 号冰川年物质平衡、大西沟气象站夏季气温、年均气温和年降水量的变化曲线, 该图表明,乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡在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(李忠勤等, 2007a, 2007b)。乌鲁木齐河源1号冰川自20世纪60年代以来粒雪特征已发生明 显变化,表现在雪层厚度减薄,结构变简单,各种粒雪的边界模糊,冰川消融区 持续扩大,各成冰带之间的界限上移,东支顶部局部已具备了消融区特征(Wang Feiteng et al., 2007;李向应等,2006,2007,2008;李忠勤等,2006,2007a,2007b; 王飞腾等,2006;李传金等,2007)。1962年至今,乌鲁木齐河源1号冰川表面运 动速度减缓;冰川年融水径流量有增加趋势,1985年前后是个分界线,1986-2001 年年均径流深为936.7 mm,较之1958-1985年的508.4 mm 高出428.3 mm,亦即 增加 84.2%(李忠勤等,2003)。

2.2 青冰滩 72 号冰川

天山托木尔峰地区位于中国境内天山山脉的西端,是亚洲内陆最大的冰川发育区,塔里木河的主要源地,该区最高峰托木尔峰海拔 7435.3 m 是天山最高峰,与汗腾格里峰(海拔 6995 m)等 40 多座 6000 m 以上的高峰组成天山最高部分,即 托木尔-汗腾格里山巢区。本区东界南、北木扎尔特河谷,南界天山山麓,与塔 里木盆地为邻,西界在沙里扎斯河,北界为特克斯河谷地,即 41°10′-42°40′N 及 79°20′-80°55′E 之间,山地总面积约 1.6×10⁴ km²(包括外国境内的 6000 km² 多), 该区一般称为中央天山,不但是天山最大的冰川作用中心,而且也是世界上有名 的山岳冰川区之一,冰川分布相当集中,该区主要以具有表碛覆盖的托木尔型冰 川为主,其中发育在我国境内的现代冰川有 509 条,冰川面积 2746.32 km²(中国 科学院登山考察队, 1985;李忠勤等, 2010)。

根据1977-1978年中国科学院登山科学考察队的天山托木尔峰地区的综合考 察报告记载(中国科学院登山考察队, 1985),托木尔峰地区海拔高、气温低,降 水主要靠大西洋和北冰洋的潮湿气流补给,降水主要集中在夏季和冬季,春秋两

季降水相对较少,其中 6-8 月的降水占全年降水量的 50%左右,而 5-9 月占 70 %左右,即冰川补给主要在暖季,其中雪线(3900-4500 m)以上年降水量在 750-1000 mm 以上,雪线附近年平均气温为-11 ℃~-7 ℃,冰川补给除降水外,还通过雪崩、吹雪等间接方式补给。

从 19 世纪中期以来,本区现代冰川均处于退缩状态,据考察(中国科学院登山考察队,1985),这里长 10 km以上的 20 条冰川中,有 9 条近年来仍在继续后退,但退缩速度逐渐减缓,另 11 条已趋于稳定或开始前进状态,甚至还出现跃动性冰川。托木尔峰地区蕴藏着丰富的水利资源,平均每年山区产生的径流量约为 63.4×10⁸ km³,其中 56%为冰川融水;冰川融水对河流的补给比重,南坡河流占 30-70.1%,北坡一般不到 20%,并随流域冻结系数的增加而增加,随降水的增加而减少,冰川融水径流日变化相对较小,6-8 月的径流量约占全年的 71%,冬季不断,河道径流的变化基本具有冰川融水径流的变化特点(中国科学院登山考察队,1985)。过去 40 a 来托木尔峰地区年冰雪融水量增加了 8-10×10⁸ km³ 左右,在区域温度持续升高的趋势下,冰雪融水补给量将会持续增加(谢昌卫等,2004)。阿克苏河是目前向塔里木河输水量最大的一条源流河,也是一条冰川覆盖率较高的河流,而本文的研究区之一——青冰滩 72 号冰川位于阿克苏河分支库马里克河上游。

青冰滩 72 号冰川编号为 5Y673P0072,地理坐标为 41°45.51′N,79°54.43′E (中国科学院兰州冰川冻土研究所,1987),位于新疆阿克苏地区温宿县境内,青 冰滩 72 号冰川地理位置如图 2.1 所示。根据中国冰川编目的数据(中国科学院兰 州冰川冻土研究所,1987),青冰滩 72 号冰川朝向为 S,冰川末端和最高海拔高 度介于 3560-5986 m,雪线海拔高度为 4400 m,长度为 7.4 km,冰川面积为 5.23 km²,冰川冰储量为 0.3975 km³,属于复合型山谷冰川。青冰滩 72 号冰川自海拔 3900 m 以下部分冰面相对平坦,有零星的表碛物分布,冰裂隙少,冰川东、西 两侧为表碛所覆盖,其中东侧表碛厚度较小,颜色为浅黑色,西侧表碛厚度较大, 颜色呈浅黄色:冰川自海拔 3900 m 以上,冰川两侧是陡峭的山脊,冰川表面陡 峭、起伏较大,最大相对高度可达 10 m 左右,并且冰川表面裂隙交错分布,口 径大且数目众多;冰川海拔 4200 m 以上由 2 条冰斗冰川组成。冰川补给由降水、 冰斗冰川和山脊陡峭部分产生的冰、雪崩组成(李忠勤等,2009)。

2008年野外考察结果表明(金爽等, 2009),青冰滩 72号冰川 2008年8月份

冰川区平均气温达 5.2 ℃,较同期乌鲁木齐河源 1 号冰川的高 1.5 ℃,月降水量 54.3 mm,较同期乌鲁木齐河源 1 号冰川的少 16.2 mm,冰川融水径流总量为 265.2×10⁴ m³。 2008 年 8 月份冰川上日平均气温、水文断面的日平均流量、日 降水量的变化如图 2.4 所示,该图表明(金爽等,2009),融水径流与冰川区气温变 化具有一致性,径流量与温度的相关系数为 0.73,径流量与降水有负相关关系, 主要是因为降水发生时出现大幅度降温,加之降水形态以固态为主,新雪覆盖冰 面引起冰面反照率增大,从而冰川融水明显减少,融水径流量锐减,降水过后, 气温回升,冰川消融逐渐增强,融水径流量也逐渐增大。



图2.4 2008年8月1~29日青冰滩72号冰川融水流量、降水量、气温变化曲线 (金爽等, 2009)
Figure 2.4 Changes of precipitation, discharge and temperature of Qingbingtan Glacier No.72 during the period from 1 to 29 August, 2008 (Jin Shuang et al., 2009)

青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月、2009 年 7 月和 8 月 3 次表面运动速度的观测结果表明(曹敏等, 2011),青冰滩 72 号冰川冰舌区域运动速度存在明显的消融季和非消融季的差异,消融季速度偏大,其中实测最大水平运动速度达到 73.4 m.a⁻¹,实测年均水平运动速度为 47.1 m.a⁻¹,全年与消融季速度都表现出冰舌中部大而两头小的趋势,使得冰舌上部为伸张流区域而下部为压缩流区域。

近 40 多年来,青冰滩 72 号冰川消融强烈,冰川急剧退缩,面积不断减小,厚度迅速减薄,冰储量大量亏损;其中在 1964-2009 年,冰川末端退缩 1852 m,

年均后退41 m,由此造成面积减少约为1.53 km²,年均减少0.03 km²,在1964-2008 年,冰舌平均减薄9.59±6 m,年均减薄0.22±0.14 m,冰储量亏损达(14.1±8.8)×10⁻³ km³(即冰川消融对河川径流的补给至少为(12.7±7.9)×10⁻³ km³ w.e.),青冰滩72 号 冰川的变化情况具有一定的代表性,标志着托木尔峰地区的冰川正处于物质严重 亏损状态(王璞玉等,2010)。

2.3 四工河 4 号冰川

博格达山脉位于 43°10′-44°05′N 和 87°40′-91°35′E 之间, 是中国天山的重要 组成部分之一,其南北两侧分别为吐鲁番盆地和准噶尔盆地,东西两端分别以一 个狭长低陷带与巴尔库山和天格尔山交界,山脉长 330 km,宽 40-70 km,面积 约2万 km²; 博格达山脉大致成东西走向, 但西部以博格达峰为顶点, 呈一向北 突出的小弧形,中部又以科依提大坂为顶点,呈向南突出的弧形,由土耳帕拉提 山和朱万铁列克山组成山脉的西段(伍光和等, 1983a)。博格达峰峰体主要由古生 代辉长岩、辉绿岩体构成,三座山峰在 2.5 km 的距离内并列成笔架形,高耸于 周围群峰之上,海拔分别为5445、5287和5213m,四壁皆极陡峭,布满雪崩槽, 周围山峰通常在 4500 m 以下,博格达峰地区雪崩普遍、频繁、规模较大,不但 影响冰川积累和消融,而且明显影响冰川的成冰作用和成冰过程(仇家琪等, 1983; 伍光和等, 1983a)。博格达主峰(海拔 5445 m)是东部天山最高峰和最大的冰川作 用中心,东西、南北、东北和西北走向的四组断裂使得山体复杂、地表破碎,高 耸的地势为冰川发育提供了较为优越的空间条件,南、北坡的年平均气温 0 ℃ 等温线海拔分别为 2800 m 和 2500 m,低于 0 ℃ 的垂直幅度近 3000 m,博格达 峰顶与雪线(北坡 3820 m, 南坡 3910 m)之间高差数百米至千余米的地带, 成为 冰川积累区,博格达峰地区高山带降水量较多,以固态为主,加之气温较低,有 利于冰川发育(邓养鑫等, 1983; 王银生等, 1983)。

博格达山脉南北坡的自然景观垂直带具有不同的带谱结构,北坡主要有以下 各带:1)高山冰雪带(海拔 3500 m 以上地区);2)高山亚冰雪带(海拔 3500-3200 m 之间地区);3)高山草甸草原带(海拔 3200-2700 m 之间地区);4)山地森林带(海拔 2800-1500 m 之间地区);5)山地草原带(海拔 1500-1200 m 之间地区);6)荒漠带, 为北坡基带;博格达山脉南坡高山冰雪带和高山亚冰雪带之下,有宽广的高山草

甸草原带(3200-2400 m)和山地草原带(2400-2000 m),森林只有零星分布,山地荒 漠可上升至海拔 1800 m; 博格达山脉是一个统一的自然地理区域,同时又是分 隔新疆南北两部分的自然地理界线的组成部分(伍光和等, 1983a)。

博格达峰地区冰川分布比较集中,共有 113 条冰川,总面积为 101.42 km², 其中直接发源于博格达峰的白杨河、四工河、古班博格达河及黑沟流域的冰川 69 条,面积 67.28 km²,占 66.3 %;博格达峰地区冰川形态类型的条数主要以悬 冰川为主,其次为冰斗冰川和冰斗-悬冰川,而冰斗-山谷冰川和山谷冰川居于更 次要的地位,但就冰川面积而言,情况刚好相反(王银生等,1983)。博格达峰地 区的径流形成中,冰川融水径流起着重要的作用,是山前河流的主要补给水源之 一,其中东天山的冰川融水径流量平均每年约为 3.88 亿 km³,这对于天山东段的 山前干旱地区来说,是非常重要的水资源,对河道径流起到了一定的多年调节作 用(康尔泗,1983)。

四工河 4 号冰川编号为 5Y725D0004,地理坐标为 43°48.92′N, 88°20.65′E (中 国科学院兰州冰川冻土研究所, 1986b),位于天山博格达峰地区北坡高山冰雪带, 其位置如图 2.1 所示。博格达峰地区北坡高山冰雪带(海拔 3500 m 以上),地表多 被冰雪覆盖,冰川蚀积作用强烈,雪崩频繁,刀脊、角峰等冰川地貌广泛发育, 年平均气温低于-6°C,雪线(海拔 3800 m)以上低于-9°C,年降水量在 600-700 mm 之间(伍光和等, 1983a)。四工河 4 号冰川是博格达峰地区四工河源头一条较大的 冰斗型冰川,根据中国冰川编目的数据(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1986b),四工河 4 号冰川长度为 3.2 km,冰川面积为 2.96 km²,冰储量为 0.1835 km³,朝向 W,冰川最高海拔为 4350 m,冰舌末端海拔为 3600 m,雪线海拔高 度为 3880 m.该冰川形态单一,冰面冰碛少且相对较平坦,属于典型的"洁净型" 冰川(张文敬等, 1983)。四工河 4 号冰川末端有一受终碛垄的阻塞而形成冰湖, 面积为 2000 km²,冰川融水径流在冰舌末端首先汇入该冰湖中,因湖泊的存在, 对融水径流起到了一定的调节作用,当融水量大时,湖泊便储存一部分水,而当 水量小时又将存储的水放出,一定程度上增加了河流水量变化的稳定性(康尔泗, 1983)。

20世纪80年代初博格达峰地区科学考察结果表明,四工河4号冰川可划分为以下几个成冰带(谢自楚等,1983):1)消融下带:分布在平均海拔3850m以下的冰舌中下部,冰面污化严重,没有附加冰,只是在降雪后的短时间内有薄层积

雪,夏季有 10-20 cm 厚的消融壳; 2)消融上带:分布于 3850-3900 m 之间,成狭 窄条带状,以具有附加冰斑区别于消融下带; 3)渗浸-冻结带:在冰川中央轴线 附近,分布于 3900-4010 m 之间,水平宽度可达 800 m 以上,剖面构造以多层粒 雪及附加冰反复交替为特征; 4)渗浸带:分布于粒雪线以上,特点是具有深厚的 粗粒雪层和薄层渗浸冰片的夹层。四工河 4 号冰川 1980-1981 年度的季节积累量 约在 450 mm w.e.左右,1981 年 7 月下旬至 8 月中旬的纯冰消融深为 139 mm w.e., 1980-1981 年度纯积累深为 147.3 mm w.e. (张文敬等, 1983)。四工河 4 号冰川在 1959-1962 年间,冰川平均退缩速度为 12 m.a⁻¹,地面实测得到 1962-1981 年冰舌 共退缩 61 m,平均 3.2 m.a⁻¹,经推断得出该冰川冰舌退缩速度为: 20 世纪 30 年 代中至 40 年代末为 3.7 m.a⁻¹, 20 世纪 40 年代末至 50 年代末为 4.3 m.a⁻¹, 20 世 纪 50 年代末至 1981 年为 3.7 m.a⁻¹(伍光和等, 1983b)。

第3章 冰川物质平衡观测和雷达测厚方法

3.1 冰川物质平衡观测方法

在冰川监测中,冰川物质平衡的观测是冰川学传统的观测项目,主要方法有: 直接观测法(即花杆/雪坑法)、重复地面立体摄影测量法、水量平衡法、踏勘方法 等(Paterson, 1994;佩特森, 1987;谢自楚等, 1988;谢自楚, 2010)。这里主要介绍 冰川物质平衡观测的常用方法——直接观测法。

3.1.1 冰川物质平衡观测点布设



图 3.1 用蒸汽钻在冰川上钻孔布设消融花杆 (金爽摄, 2010) Figure 3.1 Drilling boreholes for ablation stakes on a glacier by using a steam drill (Photo by Jin Shuang, 2010)

冰川物质平衡的观测是基于布设在冰川表面各测点的木质或金属花杆(也称 测杆)进行的,花杆依靠人工冰芯钻或蒸汽钻钻孔布设(如图 3.1 所示用蒸汽钻钻 孔布设花杆)。理想的花杆布设应在充分考虑冰川表面形态、观测可行性等因素 的基础上均匀分布于冰川表面,各测点处花杆均外露一部分在冰川表面并附有明 显的编号,花杆露出雪面的高度和在冰内的长度依照布设点的积累或消融情况以 及观测周期而定(李慧林等,2009;李慧林,2010)。对各测点处花杆进行系统的定 期观测,然后综合单点的测量结果,便可计算出整条冰川或冰川上某一部分在全 年或某一时段的物质平衡及其各分量(谢自楚等,1988;谢自楚,2010)。



图 3.2 乌鲁木齐河源 1 号冰川 2004/2005 年度物质平衡花杆观测网布设 (杨惠安等, 2009a) Figure 3.2 Observation network of ablation stake for mass balance of Urumqi Glacier No.1 for the mass balance year 2004/2005 (Yang Huian et al., 2009a)

以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例,冰川物质平衡采用花杆/雪坑法观测,观测 点花杆在考虑了冰川表面地形、观测的可行性、测点的均匀分布等基础上进行布 设,并根据冰川消融情况进行插补,雪坑法观测的项目有:积雪厚度、雪层构造、 各雪层的类型、密度、硬度等(王晓军等, 1981);关于不同时期乌鲁木齐河源 1 号冰川花杆的布设和补插情况以及物质平衡的观测、计算和结果在众多文献(谢自楚等, 1965; 张金华, 1981; 刘潮海等, 1997; 焦克勤等, 2000; 韩添丁等, 2005) 和中国科学院天山冰川观测试验站年报中均有报道(张金华等, 1981, 1984; 王晓军等, 1987a, 1987b, 1987c; 王纯足等, 1987, 1990, 1991, 1993, 1996a, 1996b; 刘潮海等, 1988, 1989, 1992; 韩添丁等, 1993; 刘时银等, 1997; 焦克勤等, 1999; 杨惠安等, 2003a, 2003b, 2003c, 2006a, 2006b, 2009a, 2009b)。如图 3.2 所示为乌鲁木齐河源 1 号冰川 2004/2005 年度的物质平衡花杆布设图。

3.1.2 冰川物质平衡的观测与计算

(1) 单点物质平衡的观测与计算

在冰川消融区采用花杆观测冰川表面的变化,每个花杆均有编号,每年春末 夏初即冰川消融初期进行初始观测,夏末即冰川消融期末进行该公历年最后一次 观测,期间每月至少观测一次,在同一公历年中,从春末夏初的观测至夏末的观 测可以得到冰川的夏平衡,而从前一年夏末的观测到次年春末夏初的观测,可以 得到冰川的冬平衡,对于冰川年物质平衡即净平衡的观测,是从前一年夏末的观 测算起,一直到次年夏末的观测结束为止。由于在中国季风气候条件下,消融期 结束时候在冰川中部一般是 8 月底,因此,在中国冰川研究中,物质平衡年度一 般为 9 月 1 日至下年度 8 月 31 日(谢自楚, 2010)。

对冰川物质平衡消融花杆观测的内容有:(1)花杆读数,即测量花杆顶部至 冰面的距离,在一定时段内,花杆的两次读数之差便是该时段内冰融化的深度; (2)若冰川表面有积雪(粒雪)及附加冰时,观测各雪层结构的演变及附加冰的发育 过程,测量各类雪层的厚度、密度等。某时段内单点消融花杆的物质平衡(以*b*₁₋₂ 表示)为积雪(粒雪)平衡(以*b*_s表示)、附加冰平衡(以*b*_{si}表示)和冰川冰平衡(以*b*_i表 示)的代数和,用公式表示如下(谢自楚等,1965,1988; 王纯足等,1987,1991,1993; 刘潮海等,1988,1992; 杨惠安等,2003c; 李慧林等,2009; 李慧林,2010; 谢自楚, 2010):

$$b_{1-2} = b_s + b_{si} + b_i \tag{3-1}$$

$$b_s = \rho_{s2} m_2 - \rho_{s1} m_1 \tag{3-2}$$

$$b_{si} = \rho_{si} (n_2 - n_1) \tag{3-3}$$

$$b_i = \rho_i [(h_1 + n_1 + m_1) - (h_2 + n_2 + m_2)]$$
(3-4)

式中:下标 1,2 表示观测的顺序;*s*,*si*,*i*分别表示积雪(粒雪)、附加冰和冰 川冰;*h*₁,*h*₂分别为前后两次观测的花杆读数(cm);*m*₁,*m*₂分别为前后两次观 测的积雪(粒雪)厚度(cm);*n*₁,*n*₂分别为前后两次观测的附加冰的厚度(cm); ρ_{s1} , ρ_{s2} 分别为前后两次观测的积雪(粒雪)密度(g/cm³); ρ_{si} 为附加冰的平均密度,一 般取 0.85 g/cm³; ρ_i 为冰川冰的平均密度,一般取 0.90 g/cm³。

全年度的物质平衡是每次观测结果的代数和(谢自楚等,1988;谢自楚, 2010):



$$b_n = b_1 + b_2 + b_3 + \cdots \tag{3-5}$$

图 3.3 测量雪坑中雪层厚度 (王飞腾, 2009) Figure 3.3 Measuring the snow thickness in the snowpack (Wang Feiteng, 2009)

由于冰川积累区主要是雪和粒雪层,其密度及厚度变化很大,用花杆测量已 不能获取准确的积累量,因此冰川积累区物质平衡的主要观测方法是雪坑法,花 杆测量只能作为辅助方法(谢自楚,2010)。

一般在冰川积累区选定若干个均匀分布的测点,在这些测点人工挖掘比当年 积雪厚度更深的雪坑,按雪坑中雪层(粒雪)的层位分层测定密度和厚度(如图 3.3 所示乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中雪层厚度的测量),根据下式计算得到各观测 点在物质平衡年的纯积累量(*b_c*)(谢自楚等, 1988;李慧林等, 2009;李慧林, 2010; 谢自楚, 2010):

$$b_c = \sum_{i=1}^n \rho_i h_i \tag{3-6}$$

式中: ρ_i , h_i 分别表示雪坑中各雪层的密度(g/cm³)和厚度(cm), n为总层数。

在冰川积累区,由于消融引起冰川融水下渗和再冻结,即内补给部分,完全的年纯积累应包括这部分内补给,即(谢自楚等,1988;谢自楚,2010):

$$b_c' = b_c + b_{in} \tag{3-7}$$

式中: *b'_c*为积累区完全的纯积累; *b_c*为(3-6)式算出的当年年层的纯积累量; *b_{in}*为当年年层以下的内补给; 为了测定*b'_c*, 雪坑应挖到融水下渗的最大深度, 并要对照所有年层密度的变化及下沉量(谢自楚, 2010)。

(2) 整条冰川物质平衡的计算

以上是单点物质平衡的直接观测和计算方法,将各测点的年纯积累量与年纯 消融量综合起来计算,便可得到整条冰川的年纯平衡(即年净平衡),目前主要采 用两种方法:等值线法和等高线法(谢自楚等,1988;李慧林等,2009;李慧林, 2010;谢自楚,2010)。

等值线法:首先将以上直接观测并计算得到的单点消融花杆的年净平衡值绘制在大比例尺冰川地形图上,得到整条冰川的年净平衡等值线图(如图 3.4 所示为 乌鲁木齐河源1号冰川2004/2005年度年净平衡等值线图),然后在该等值线图中, 由相邻等值线间的冰川面积乘以所对应的年平均净平衡,累加计算得到整条冰川 的年净平衡量,最后折算成单位面积的物质平衡值(李慧林等,2009;李慧林, 2010), 用公式表示如下(谢自楚,2010):

$$b_{n} = \sum_{j=1}^{n} b_{j} s_{j} / S$$
 (3-8)

式中: b_n 为整条冰川的年净平衡; S 为整条冰川的总面积; s_j 为两相邻等值线之间的投影面积; b_j 为 s_j 内的年平均净平衡; n 为 s_j (即等值线间面积)的总数。在年净平衡等值线图中, $b_n < 0$ 的区域是消融区(如图 3.4 中冰川阴影区域), $b_n = 0$ 的等值线便是当年平衡线的位置(如图 3.4 中冰川空白区域与阴影区域的分界线), $b_n > 0$ 的区域是积累区(如图 3.4 中冰川空白区域), 积累区面积与整条冰川面积之比,称为积累区面积比率(Accumulation area ratio,简称 AAR) (谢自楚等, 1988; 李慧林等, 2009; 李慧林, 2010; 谢自楚, 2010)。



图 3.4 乌鲁木齐河源 1 号冰川 2004/2005 年度物质净平衡等值线图 (杨惠安等, 2009a) Figure 3.4 Contour map of net mass balance of Urumqi Glacier No.1 for the mass balance year 2004/2005 (Yang Huian et al., 2009)
等高线法:物质平衡研究中常常需要了解净平衡及其分量随海拔的变化,某海拔处的净平衡称为比净平衡(谢自楚,2010),整条冰川的年净平衡计算方法是: 在冰川地形图上,用相邻等高线间的冰川面积乘以所对应的年平均净平衡,累加 计算得到整条冰川的年净平衡量,并最终折算成单位面积的物质平衡值(李慧林 等,2009;李慧林,2010),用公式表示如下(谢自楚,2010):

$$b_n = \sum_{k=1}^n b_k s_k / S$$
 (3-9)

式中: b_n 为整条冰川的年净平衡; S为整条冰川的总面积; s_k 为两相邻等高线之间的投影面积; b_k 为 s_k 内的年平均净平衡; n为 s_k (即等高线间面积)的总数。

王纯足等(1991, 1996a, 1996b)和杨大庆等(1992a)分别采用以上等值线法和 等高线法在乌鲁木齐河源1号冰川上进行试验研究,结果表明,两种方法所得结 果相近。因此,在计算整条冰川的年净平衡时,可同时采用等值线法和等高线法, 以便相互验证。

3.2 冰川雷达测厚方法

3.2.1 探地雷达测厚原理

探地雷达的基本原理是通过发射天线由地表向地下发射一定频段的电磁波, 电磁波在地下介质传播过程中,当遇到存在介电常数、电导率差异的地下目标体, 如冰川冰与冰下基岩的分界面时,电磁波发生反射,返回到地面时由接收天线接 收,雷达系统根据电磁信号的双程传播时间、反射信号强度和同相轴特征,实现 对介质分界面位置的判定(孙波等,2003)。探地雷达的探测方式主要有剖面法、 宽角法和透射法,在冰川上测厚时用的是剖面法,剖面法是指探地雷达系统的发 射天线(T)和接收天线(R)以固定的间距(天线距)沿测线同步移动的探测方式,记 录点在 T 和 R 的中心(图 3.5)。雷达测厚图像通常以脉冲反射波的波形形式记录, 波形的正负峰分别以黑、白色表示,或者以灰阶、彩色表示,这样,同相轴或等 灰度、等色线即可形象地表征出冰一岩的界面及其起伏变化(何茂兵等,2003;孙 波等,2003),其中图像的横坐标表示记录点的位置和测线长度,左面的纵坐标表 示电磁波双程走时,右面的纵坐标表示冰川厚度,冰川厚度的计算公式为(何茂 兵等,2003,2004;武震,2008):

$$H = \frac{1}{2}\sqrt{\overline{v}^2 t^2 - x^2}$$
(3-10)

式中: *H*为冰川的厚度; v>为雷达电磁波在冰川中的平均传播速度; *t*为雷达电磁波双程走时; *x*为发射天线(T)与接收天线(R)间距(称为天线距); 根据(3-10)式, 只要知道准确的v,就可以求出冰川厚度*H*。实地探测时的*x*和v的取值在 3.2.3 节中将作介绍。



图 3.5 探地雷达测厚原理图 (何茂兵等, 2003; 武震, 2008)



3.2.2 pulse EKKO 系列探地雷达系统组成

目前国内大多数学者采用加拿大 SSI(Sensors & Software Inc.)公司生产的新 一代 pulse EKKO 系列探地雷达系统进行冰川雷达测厚研究(孙波等, 2003; 何茂 兵等, 2004; 马凌龙等, 2008; 王宁练等, 2009; 武震等, 2009),本节对其系统组成 作一介绍。pulse EKKO 系列探地雷达系统组成如图 3.6 所示,其中包括探地雷 达主机、发射机、接收机、发射和接收天线、时控触发器以及主机用电池、光缆 线等设备,图 3.7 是 pulse EKKO 系列探地雷达系统中新一代产品——pulse EKKO PRO 型探地雷达系统的实物组装图。在图 3.7 中,探地雷达主机是 DVL(Digital Video Logger,即数字视频记录装置),该设备主要用于雷达测厚数据的采集、处 理、显示、存储与分析(武震, 2008);发射机和接收机分别是 Transmitter 和 Receiver,发射机的作用是发射雷达电磁波传输给发射天线,由天线将雷达电磁 波定向辐射入所测物质系统,接收机的作用是将接收到的雷达反射电磁波信号放 大并传递给主机;发射和接收天线分别是 Transmitter 和Receiver下面的 Antennas, 发射和接收天线的作用分别是发射一定频率的雷达电磁波信号和接收其反射信 号; 触发器是 Beeper 或 Trigger,作用是对雷达系统发出指令实现对测点厚度的



图 3.6 pulse EKKO 系列探地雷达系统组成框图 (Sensors & Software Inc., 2006; 武震, 2008) Figure 3.6 The block diagram of system configurations of pulse EKKO series of ground penetrating radar (Sensors & Software Inc., 2006; Wu Zhen, 2008)



图 3.7 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统完整组装图 (Sensors & Software Inc., 2006) Figure 3.7 The complete pulse EKKO PRO ground penetrating radar hand held assembly (Sensors & Software Inc., 2006)

测量,通常伴有响亮的蜂鸣声; 主机供电用电池是 Battery,电压 12V; 光缆(Dual Fibre Optic Cables)用于连接发射、接收机与主机的光电转换模块; 天线提把是 Adjustable Handle,用于测量中移动发射和接收设备; Mounting Block 是连接发 射、接收机与天线的底座装置(Sensors & Software Inc., 2006)。

3.2.3 冰川雷达测厚参数设置、实地探测和数据处理

(1) 参数设置

在用探地雷达测量冰川厚度时,雷达中心频率的选择和参数值的设置直接影 响测量的结果。雷达中心频率的选择通常要考虑所测目标体的最大探测厚度和最 小分辨率, 雷达中心频率越高, 分辨率就越高, 探测厚度就越小; 相反, 雷达中 心频率越低,分辨率就越低,但探测厚度越大,因此,实地探测前需要对所测目 标体的最大厚度作一估计,以便选择合适的雷达中心频率。对于 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统,由于其中心频率的选择是通过更换天线来实现的,因而可以根 据所测目标体的最大估计厚度联系生产商 Sensors & Software Inc.以确定所需频 率的天线。实地探测时, pulse EKKO PRO 型探地雷达系统需设置的参数主要有: 天线距(即发射和接收天线的间距)、测量点间距、冰川中雷达电磁波传播速度的 取值、测厚范围(即测量的最大厚度)、采样时间间隔等。下面对以上各参数的设 置进行说明(Sensors & Software Inc., 2006; 武震, 2008; 李慧林等, 2009; 李慧林, 2010): 关于天线距的选择, 一般要求发射和接收天线的最小间距不能小于天线 板的长度,例如:对于中心频率为100MHz的天线,天线板长度为1米,两天线 的最小间距就为1米,选取合适的天线距,需要在最小间距的基础上,将天线距 调整,使得雷达采样图像能清晰地反映所测对象的厚度,此时的天线距便能满足 测厚要求;测量点间距(即道间距)的选择,对于不同中心频率的探地雷达系统, 该间距均有默认值,合适道间距的选择,需要在默认值的基础上,将其调整,使 得雷达采样图像能清晰地反映所测对象的厚度,此时的道间距便能满足测厚要 求:关于雷达电磁波在冰川介质中传播速度的取值,若该速度已知,直接在数字 视频记录装置中设定,若该速度未知,一种方法是取雷达电磁波在该类型冰川中 的平均传播速度进行设定,例如:对于山地冰川而言,雷达电磁波在冰川中的传 播速度在 0.167m/ns 至 0.171m/ns 范围内(Glen et al., 1975; Drewry et al., 1982; Nolan et al., 1995; Moore et al., 1999; Ramirez et al., 2001), 通常取其平均值

30

0.169m/ns,此时雷达测厚的相对误差为 1.18%(何茂兵等, 2003, 2004; 孙波等, 2003;马凌龙等, 2008),另一种方法是用宽角法直接测量该速度或根据公式 *v* = *c*/ε 近似算出,其中*c*为光速,ε 为冰川介质的相对介电常数值(武震, 2008); 测厚范围的选择在数字视频记录装置中通过调节时窗长度(Time Window)进行设置,探地雷达系统的天线中心频率不同,其所测最大厚度就不同,天线中心频率 越高,分辨率就越高,所测最大厚度就越小,反之亦然,一般探地雷达系统说明书中都给出了天线中心频率与目标体空间分辨率的对照表,据此可以对时窗长度 进行调整;关于采样时间间隔的选取,对于不同中心频率的探地雷达系统,采样间隔均有默认值,可以根据探地雷达系统说明书中提供的值进行设置。

(2) 实地探测



图 3.8 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2001 年雷达测线布设示意图,其中线条代表雷达测线, 黑点代表冰川物质平衡花杆(孙波等,2003)

Figure 3.8 The schematic map of radar survey lines in 2001 of Urumqi Glacier No.1 in Tianshan. The lines represent radar survey lines and the black dots denote the stakes for the glacier mass balance (孙波等, 2003)

在冰川上进行雷达测厚前,首先要对所测冰川的表面地形特征、物质平衡特征、运动特征以及所能到达的区域等因素进行综合考虑,雷达测线的布设尽量均匀分布于冰川表面,与冰川表面物质平衡花杆的布设断面尽量保持一致,同时要兼顾冰川表面特殊地形,例如冰川支流交汇处(李慧林等,2009;李慧林,2010)。 其中,冰川雷达测厚纵测线最好沿冰川主流线方向,横测线沿垂直于纵测线的方向布设,不同冰川雷达测线的布设根据具体情况而定。图 3.8 是孙波等 2001 年在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的雷达测线布设示意图,该雷达测线是在综合考虑了冰川表面形态、冰川物质平衡和冰川运动等因素的基础上布设的(孙波等,2003)。



图 3.9 2008 年在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川使用 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统进行测厚 (王文彬摄, 2008; 李慧林等, 2009; 李慧林, 2010)

Figure 3.9 Sounding the ice thickness of of Urumqi Glacier No.1 in Tianshan by using pulse EKKO PRO ground penetrating radar in 2008 (Photo by Wang Wenbin, 2008; Li Huilin et al., 2009; Li Huilin, 2010)

下面对用 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统进行冰川测厚时的注意事项进行 说明。测量中除对测点的厚度探测外,还需对测点进行 GPS 定位,即对测点处 的经、纬度和海拔进行记录。图 3.9 是中国科学院天山冰川观测试验站工作人员 (本人操作数字视频记录装置和触发器)于2008年用中心频率为100 MHz的 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统对天山乌鲁木齐河源 1 号冰川测厚的工作照片,由 该图可看出,该雷达系统最少需要工作人员 3 个,中间 1 人负责操作数字视频记 录装置和触发器,对测点的厚度进行探测和 GPS 定位,两边 2 人负责移动雷达 发射和接收装置(即发射、接收机和发射、接收天线等)。在测量中,发射天线和 接收天线的方向保持一致,发射天线和接收天线之间最好用绳子固定住以确保天 线距不变,并且连接天线和数字视频记录装置的光纤也用胶带固定好以防脚踩光 纤,持发射装置、接收装置和数字视频记录装置的 3 个测量人员应当步调一致, 由持数字视频记录装置的人统一指挥。





Figure 3.10 The location map of the sounding glaciers by using ground penetrating radar for the period 2005-2010 in different regions of Tianshan, Xinjiang

2005-2010年,中国科学院天山冰川观测试验站对新疆天山不同地区的冰川 进行了雷达测厚工作,测厚冰川位置见示意图 3.10;其中采用中心频率为 100 MHz 的 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统所测的冰川有:博格达峰地区的四工 河4号冰川、扇形分流冰川、黑沟 8 号冰川,乌鲁木齐河流域的乌鲁木齐河源 1 号冰川, 奎屯河流域的哈希勒根 51 号冰川, 托木尔峰地区的青冰滩 72 号冰川、 青冰滩 74 号冰川、托木尔冰川; 哈密庙儿沟平顶冰川厚度测量的仪器为 B-1 型 探地雷达(李忠勤等, 2007)。本文以四工河 4 号冰川为例在第 6 章对该冰川雷达 测厚及其结果进行讨论分析。

(3) 数据处理



图 3.11 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2008 年雷达测厚图像(pulse EKKO PRO 型探地雷达系统 所测)

对于冰川雷达测厚的数据处理,首先采用探地雷达系统出售商提供的专用软件对野外采集的厚度数据进行解读,从中导出清晰的雷达测厚图像,例如对于pulse EKKO PRO 型探地雷达系统,其出售商 Sensors & Software Inc.提供了处理 雷达测厚结果的专用软件包 EKKO_View Deluxe,图 3.11 便是用该软件得到的天 山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚图像(在该图像中,横坐标表示测线长度,左 面的纵坐标表示雷达电磁波双程走时,右面的纵坐标表示冰川厚度);然后根据 各测点的 GPS 定位的海拔数据对雷达图像进行冰川表面地形校正,得到显示冰

Figure 3.11 The radar image of the ice thickness of Urumqi Glacier No.1 in Tianshan by using pulse EKKO PRO ground penetrating radar in 2008

川表面与冰床剖面地形特征的直观雷达图像;此外,为了计算冰川的冰储量,需要对雷达图像进行数字化得出每个测点的厚度数据,关于冰储量的计算方法,相关文献中已有详细的说明(孙波等,2003;何茂兵等,2004;马凌龙等,2008;王宁练等,2009;武震,2008;武震等,2009),在此不再赘述。

第4章 乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡模拟

4.1 野外观测与数据

乌鲁木齐河源1号冰川自1959年起开始被中国科学院天山冰川观测试验站 所监测,是中国监测时间最长,资料最为详尽、系统的冰川,并且,该冰川是世 界冰川监测网络(Word Glacier Monitoring Service,简称 WGMS)中惟一的中国冰 川,也是中亚内陆地区的代表冰川。

乌鲁木齐河源1号冰川长期被监测的项目有:冰川物质平衡、冰川运动速度、 冰川温度、冰川厚度、冰川变化、冰川成冰作用、冰川的雪冰物理化学过程、冰 川融水径流等。其中,乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡自1959年起开始被观 测,其观测结果从 1981 年起向 WGMS 递交。冰川东、西支的年物质平衡自 1988 年起分开来计算。乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡消融花杆的布设情况在第三 章已作简要介绍,2008年的消融花杆布设如图4.1所示。冰川物质平衡的观测一 般是在每年的4月底或5月初至8月底或9月初进行,观测间隔时间15-30天; 其中冰川冬平衡的观测时间是从前一年的消融期末(8月底或9月初)至次年的消 融初期(4月底或5月初),冰川夏平衡的观测时间是从同一年的消融初期(4月底 或5月初)至消融期末(8月底或9月初),冰川年物质平衡的观测时间是从前一年 的消融期末(8月底或9月初)至次年的消融期末,年物质平衡计算的具体时间一 般为9月1日至下年度8月31日。乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡观测采用 直接观测法(即花杆/雪坑法),物质平衡的观测结果包括消融花杆的月、年物质平 衡、整条冰川的冬、夏物质平衡和年物质平衡以及各海拔带的月、年物质平衡, 该结果定期发布在中国科学院天山冰川观测试验站的年报上,本章所用的物质平 衡数据全部来源于年报。

本章所用气温和降水原始数据来自于位于乌鲁木齐河源1号冰川末端3 km 的大西沟气象站(如图4.1所示),该站由新疆维吾尔自治区气象局于1958年筹建, 从1958年至今,该站经过长期的观测,获取了长时间序列的气象数据,其中包 括日、月、年的气温和降水数据。

36



图 4.1 乌鲁木齐河源 1 号冰川(a)在乌鲁木齐河源区(b)的位置示意图,其中(a)图中黑点代表 2008 年消融花杆布设的位置,(b)图中矩形代表大西沟气象站

Figure 4.1. Location maps of Urumqi Glacier No.1 (a) at the headwaters of the Urumqi River (b). Black dots on the map (a) mark the approximate position of ablation stakes in 2008. The rectangle indicates the location of the Daxigou Meteorological Station on the map (b).

4.2 冰川物质平衡模拟

4.2.1 度日物质平衡模型

本章应用度日模型模拟天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1987-2008 年的物质平衡,之所以选择该研究时段,是因为该时段内的气候条件变化幅度较大,如图 4.2 所示,大西沟气象站的年降水量和年平均气温在该时段内呈明显上升趋势, 模拟该时段内的冰川物质平衡,旨在验证度日模型模拟长时间序列中国冰川物质 平衡的可行性与稳定性。



图 4.2 大西沟气象站年降水量和年平均气温随时间(1959-2008 年)演化图,其中阴影区域表示所选的研究时段 1987-2008

Figure 4.2 The temporal variations of annual precipitation and annual air temperature at the Daxigou Meteorological Station for the period 1959-2008. The shaded area indicates the study period 1987-2008.

模型输入的气象参数为大西沟气象站 1987-2008 年的月平均气温和月降水 量。其中冰川区各海拔的气温通过大西沟气象站的气温观测数据按自由大气直减 率 0.006 ℃m⁻¹(Zhang Yong et al., 2006a; 张勇等, 2006a; 李慧林, 2010)推算得到; 对于乌鲁木齐河源 1 号冰川区降水量的分布,杨针娘等(1987)和杨大庆等(1992b) 的研究结果均表明,冰川区降水量随海拔的上升而增加,直到冰川粒雪盆 4030 m 上下为冰川最大降水带。并且 Li Zhongqin et al.(2006)的研究结果表明,在海拔 4130 m 处的冰川积累区平均年降水量为 700 mm,基于以上研究结果和大西沟气 象站的降水观测数据,冰川区的降水参数通过最小二乘法拟合消融花杆的年物质 平衡测量值来率定(Braithwaite et al., 2002),其中冰川区降水量 *P*_{glacier} 的拟合公式 如下(李慧林, 2010):

$$P_{glacier} = K \cdot P_{daxigou} / 100 \tag{4-1}$$

式中: *P_{daxigou}* 是大西沟气象站的月降水量的观测值; *K* 是降水梯度拟合参数,代表了降水量沿海拔高度变化的空间差异。

冰川冰或雪的月消融量*m* (mm w.e. 或 m w.e.)根据下式计算得到(Braithwaite et al., 1989, 2000):

$$m = DDF \cdot PDD \tag{4-2}$$

式中: *DDF* 是冰川冰或雪的度日因子(mm w.e. d⁻¹℃⁻¹); *PDD* 是月内的正积温, *PDD* 由下式计算得到(Braithwaite, 1985; Jóhannesson et al., 1995; Braithwaite et al., 2000):

$$PDD = \frac{365/12}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^\infty T e^{\frac{-(T-T_m)^2}{2\sigma^2}} dT$$
(4-3)

式中: T代表气温; T_m 代表月平均气温;并假定月内气温呈标准偏差为 σ 的正态 分布,根据大西沟气象站气温日观测数据计算得到 σ 为 4.0 \mathbb{C} 。

对于乌鲁木齐河源1号冰川这种冷性冰川来说,当消融没能超过一定比例的 积雪厚度时,融水并不产流,而在积雪中渗浸存储、重冻结,此时采用雪的度日 因子计算消融量;当消融超过该临界比例的雪厚时,积雪层被融水再冻结过程改 造成冰,此时采用冰的度日因子计算消融量(Aðalgeirsdóttir et al., 2006;李慧林, 2010)。模型中,用于计算融水重冻结时的雪的临界比例取 0.58(李慧林, 2010), 月尺度内冰川融水渗浸存储和重冻结等内补给部分以参数 *f* 表示,则冰川的月消 融量*a*等于冰或雪月消融量的负值*m* 加上 *f* (Aðalgeirsdóttir et al., 2006;李慧林, 2010),即:

$$a = -m + f \tag{4-4}$$

为计算冰川月积累量c,将月降水根据 Braithwaite et al. (2000)的方法以 0 $^{\circ}$ 为临界温度来区分液态降雨和固态降雪。月积累量c的计算公式如下:

$$c = \rho_{snow} P_{snow} \tag{4-5}$$

式中: ρ_{snow} 为雪的密度; P_{snow} 为月固态降雪量; 模型中雪和冰的密度分别取乌鲁木齐河源1号冰川雪冰密度测量的平均值 375 kg m⁻³和 870 kg m⁻³。

根据公式(4-4)和(4-5), 冰川月物质平衡值b的计算公式如下(Aðalgeirsdóttir et al.,2006; 李慧林, 2010):

$$b = c + a = c - m + f$$
 (4-6)

一个物质平衡年的物质平衡值由(4-6)式在时间上累加计算得到(本研究中一个物质平衡年从前一年的9月1日开始,至下一年的8月31日结束)。

为计算整条冰川的年物质平衡,按100m海拔间隔将冰川分为不同的海拔带(*i*),模型假定冰川海拔高度是唯一的空间变量,则整条冰川的年物质平衡*B*为(Braithwaite et al., 2000;谢自楚, 2010):

$$B = \frac{1}{S_{total}} \sum_{i=1}^{n} s_i b_i$$
(4-7)

式中: *S_{total}* 为整条冰川的总面积; *s_i* 是第*i*个海拔带的面积; *b_i* 是第*i*个海拔带的 年物质平衡模拟值。每个海拔带的面积是通过 5 m 分辨率的数字高程模型 (Digital Elevation Models 简称 DEMs)获取的,该 DEMs 由乌鲁木齐河源 1 号冰 川三期地形图(中国科学院天山冰川观测试验站分别在 1986、2001 和 2006 年所 测)得到,在本研究中,冰川物质平衡模拟均基于该 DEMs。

4.2.2 模型参数优化与性能评价

乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡的模拟时段是从1987年9月1日至2008年 8月31日。模型参数是采用 Braithwaite et al.(2002)所用的方法即最小二乘法最小 化物质平衡模拟值与测量值之间的差距来率定或优化的。其中模型中固定参数的 值如表4.1所示,需率定的参数主要有雪和冰的度日因子以及降水量垂直分布的 梯度参数 *K*。雪和冰的度日因子的调整范围分别为2.0-6.0和3.0-10.0 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹,降水梯度参数 *K* 是基于公式(4-1)率定的。表4.2是模型最终率定的雪和 冰的度日因子值(即最优化值),图4.3显示模型最终率定的降水梯度参数 *K* 随海 拔的分布(也称最优化分布)。综上所述,本章模拟乌鲁木齐河源1号冰川物质平 衡最终所采用的参数值如表4.1、4.2和图4.3所示。对于研究时段内的每个物质 平衡年,模型性能的优劣通过消融花杆年物质平衡的模拟值与测量值的相关系数 来评价。

表 4.1 模型中固定的参数值

Table 4.1 Fixed parameters for the model

模型参数	参数取值	单位
气温递减率	0.006	°C m ⁻¹
气温标准偏差	4.0	°C
雪的密度	375	kg m ⁻³
冰的密度	870	kg m ⁻³
雪和雨分割的临界温度	0.0	°C
计算融水冻结量时雪的临界比例	0.58	-
大西沟气象站海拔	3539	m a.s.l.

表 4.2 模型最优化的参数值

Table 4.2 Optimized parameters for the model

模型参数	参数取值	单位
雪的度日因子	2.7	mm w.e. d^{-1} °C ⁻¹
冰的度日因子	8.9	mm w.e. d^{-1} °C ⁻¹



图 4.3 乌鲁木齐河源 1 号冰川降水梯度参数 K 随海拔演化的最优化分布

Figure 4.3 Optimal distribution of precipitation gradient parameter K with altitude for Urumqi Glacier No.1.

4.2.3 模型结果与讨论

基于模型参数(见表 4.1、4.2 和图 4.3 中)和大西沟气象站的气温和降水观测数据,模拟了乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡的变化。图 4.4 是乌鲁木齐河源 1 号冰川 1987/1988-2007/2008 年消融花杆的年物质平衡模拟值与测量值的直接对比图,其中,图 4.4a 和 4.4b 分别代表该冰川东、西支的结果。考虑到度日模型的简单性,图 4.4 中尽管模拟值与测量值有所差异,但是整体看来,物质平衡的模拟值与测量值符合得很好,并且,对于每个物质平衡年,单点年物质平衡模拟值与测量值之间的相关系数均在 0.95 以上(表 4.3),进一步表明物质平衡的模拟值与测量值具有很好的一致性。

表 4.3 乌鲁木齐河源 1 号冰川消融花杆的年物质平衡的模拟值与测量值之间的相关系数 R Table 4.3 Correlation coefficient R of modelled and measured annual mass balance at the ablation stakes for Urumqi Glacier No.1

东支		西支	
年份	R	年份	R
1987/1988	0.99	1987/1988	0.99
1988/1989	0.99	1988/1989	1.00
1989/1990	0.99	1989/1990	0.99
1990/1991	0.99	1990/1991	0.98
1991/1992	0.99	1991/1992	0.99
1992/1993	0.99	1992/1993	0.99
1993/1994	1.00	1993/1994	0.99
1994/1995	0.99	1994/1995	0.98
1995/1996	0.99	1995/1996	0.97
1996/1997	0.99	1996/1997	0.99
1997/1998	1.00	1997/1998	0.99
1998/1999	0.99	1998/1999	0.99
1999/2000	0.97	1999/2000	0.98
2000/2001	0.98	2000/2001	0.98
2001/2002	0.99	2001/2002	0.99
2002/2003	0.99	2002/2003	0.99
2003/2004	0.98	2003/2004	0.99
2004/2005	1.00	2004/2005	0.98
2005/2006	0.99	2005/2006	0.95
2006/2007	0.98	2006/2007	0.99
2007/2008	0.99	2007/2008	0.97



图 4.4 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1987/1988-2007/2008 年消融花杆的年物质平衡的测量值与模 拟值的对比图。(a)东支;(b)西支

Figure 4.4 Measured and modeled annual mass balance of Urumqi Glacier No.1 at the ablation stakes for the period 1987/1988-2007/2008. (a) The east branch, (b) The west branch.

为了深入认识物质平衡的模拟值与测量值的空间变化,我们分别挑选研究时段内模拟效果较好的结果与较差的结果进行对比分析。图 4.5(a)和(b)分别给出了乌鲁木齐河源 1 号冰川东、西支 1993/1994 年消融花杆横剖面的年物质平衡随海拔的演化;图 4.5(c)和(d)分别给出了乌鲁木齐河源 1 号冰川东、西支 2005/2006 年消融花杆横剖面的年物质平衡随海拔的演化。由图 4.5 可看出, 1993/1994 年



图 4.5 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1993/1994 和 2005/2006 年消融花杆横剖面的年物质平衡的模 拟值(曲线表示)与测量值(黑点表示)随海拔演化图。(a)和(b)分别代表 1993/1994 年乌鲁木齐 河源 1 号冰川东、西支的结果(模拟结果较好的一年);(c)和(d)分别代表 2005/2006 年乌鲁木 齐河源 1 号冰川东、西支的结果(模拟结果较差的一年)。其中 1993/1994 年与 2005/2006 年

的西支消融花杆横剖面的数量有差异主要是由于这两年的消融花杆分布不同 Figure 4.5 Examples of modeled (curves) and measured (dots) annual mass balance at the ablation stake profiles of Urumqi Glacier No.1 for the mass balance years 1993/1994 and 2005/2006. (a) and (b) designate a good agreement between measurements and simulations in 1993/1994. (c) and (d) designate a less satisfying agreement between measurements and simulations in 2005/2006. The number of the ablation stake profiles of the west branch for the mass balance years 1993/1994 and 2005/2006 is different due to different distribution of ablation stakes.

的模拟效果较好,而 2005/2006 年的模拟效果相对较差。图 4.5 中物质平衡模拟 值与测量值的差异主要出现在冰川高海拔地区和冰川末端。究其原因,对于冰川 高海拔地区,误差出现的原因一方面是模型计算中对引起冰川物质平衡变化的各 种因素考虑不够周全,例如,冰川上的风吹雪等因素,另一方面是高海拔地区实 测数据较少造成模型参数率定后代表性较弱所致;对于冰川末端,误差一方面是 由于该地区冰川表面受污染(污染由来自低海拔地区的风吹灰尘及冰川边界的表 碛造成)致其反照率与冰川其他部分有差异所引起的,换句话说,该误差是由模 型中该地区物质的度日因子取值不够准确引起的,另一方面,冰川末端不同的消 融花杆所处位置的坡度和坡向不同,使得冰川消融所吸收的太阳辐射(不依赖于 海拔但与冰川低海拔地区的坡度和坡向密切相关)有所差异,从而引起误差。



图 4.6 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1987/1988-2007/2008 年年物质平衡的模拟值与测量值随时间 演化图。(a)东支;(b)西支

Figure 4.6 The temporal evolution of annual mass balances for Urumqi Glacier No.1 during the mass balance years 1987/1988 to 2007/2008. (a) The east branch. (b) The west branch.

基于模型最优化参数(见表4.1、4.2和图4.3中)和大西沟气象站气温、降水观 测数据,根据公式(4-7)计算得出整条冰川的年物质平衡,图4.6给出了研究时段 内乌鲁木齐河源1号冰川年物质平衡的模拟值与测量值的逐年演化。其中图4.7(a) 和(b)分别是乌鲁木齐河源1号冰川东、西支的结果。图4.6表明,尽管部分年份的 模拟值和测量值有所差异(差异原因主要源于单点物质平衡模拟的误差,其原因 上文已作了分析),但是冰川的年物质平衡随时间演化的整体规律已被模拟得很 好,并且模拟值与测量值之间有很高的相关性(对于乌鲁木齐河源1号冰川东支 R^2 =0.95,西支 R^2 =0.91)。此外,在图4.6中,乌鲁木齐河源1号冰川东、西支的年 物质平衡随着年份的增加均有趋向负平衡的趋势,其中在1987/1988-1995/1996 年,两支冰川的年物质平衡值在正、负平衡之间变化,然而在1995/1996-1996/1997 年之间出现了由正平衡向负平衡的剧烈跳跃,在之后的年份,两支冰川的年物质 平衡一直保持负平衡,对于1995/1996-1996/1997年之间出现的这个跳跃,主要与 冰川区的气温和降水有关,如图4.2所示,从1996年至1997年,大西沟气象站的 年平均气温出现了剧烈地上升而年降水量出现了剧烈地下降,由此可见,图4.6 中1995/1996-1996/1997年之间出现的跳跃主要是由冰川区的气温和降水的剧烈 变化所致。

4.2.4 物质平衡静态敏感性

冰川物质平衡敏感性的研究对于评估全球气候变暖所引起的未来海平面的 上升具有十分重要的意义,并且是量度由气候变化所引起的冰川物质平衡变化的 水文效应的常用方法(Aðalgeirsdóttir et al., 2006)。本文考虑冰川物质平衡静态敏 感性,其定义式如下(Oerlemans et al., 1998; Aðalgeirsdóttir et al., 2006):

$$S = \frac{\Delta B}{\Delta T} \tag{4-8}$$

式中: *s*表示物质平衡静态敏感性; Δ*T*表示气温的变化; Δ*B*是由Δ*T*引起的冰川 年物质平衡的变化量。通常情况下,冰川物质平衡静态敏感性*s*通过假定气温升 高 1℃并增加 5%的降水量或者不增加降水量来计算(Jóhannesson, 1997; Oerlemans et al., 1998; Aðalgeirsdóttir et al., 2006)。本研究中乌鲁木齐河源 1 号冰 川物质平衡静态敏感性也是通过假定气温升高 1℃(即Δ*T* = 1℃)并增加 5%的降水 量或者不增加降水量来计算的,其中气温的升高假定没有季节性的差异。结果表 明,乌鲁木齐河源 1 号冰川东支在气温升高 1℃、降水量增加 5%或者不增加的 气候情景下,其物质平衡静态敏感性值分别为-0.80 和-0.87 m w.e. a⁻¹℃⁻¹(表 4.4); 对于乌鲁木齐河源 1 号冰川西支,在这两种气候情景下,其物质平衡静态敏感性 值分别为-0.68 和-0.74 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$ (表 4.4)。其中,在气温升高 1 C 不增加降水量 的气候情景下,乌鲁木齐河源 1 号冰川的物质平衡静态敏感性值与全球其他冰川 或冰帽的值具有可比性,国际上其他学者的研究结果表明,冰川或冰帽在此气候 情景下物质平衡静态敏感性值的范围为-0.10~-2.01 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$ (Jóhannesson, 1997; Oerlemans et al., 1998; Braithwaite et al., 1999; De Woul et al., 2005; Aðalgeirsdóttir et al., 2006);根据他们的研究结果,大陆型冰川和冰帽的物质平衡 静态敏感性值相对比海洋型冰川和冰帽的低,例如,加拿大 Devon 冰帽的物质 平衡静态敏感性值(De Woul et al., 2005)为-0.10 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$,冰岛 Hofsjökull 冰 帽的值(Aðalgeirsdóttir et al., 2006)为-0.58 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$,林岛 Hofsjökull 冰 帽的值(Aðalgeirsdóttir et al., 2006)为-0.58 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$;相反,对于海洋型冰川 和冰帽来说,它们对气候变化具有较高的敏感性,例如,冰岛境内的 Dyngjujökull 冰帽(De Woul et al., 2005)和 Southern Vatinajökull 冰帽(Aðalgeirsdóttir et al., 2006) 的物质平衡静态敏感性值分别为-2.01 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$ 和-1.13 m w.e. $a^{-1} C^{-1}$ 。因此, 与世界其他冰川和冰帽的物质平衡静态敏感性值相比,乌鲁木齐河源 1 号冰川的 值介于大陆型冰川或冰帽与海洋型冰川或冰帽的之间。

表 4.4 乌鲁木齐河源 1 号冰川在气温升高 1℃并增加 5%的降水量或者不增加降水量的气候 情景下的物质平衡静态敏感性值

Table 4.4 Static sensitivity of the mass balance to a 1°C temperature increase with and without a5% precipitation increase for Urumqi Glacier No.1

乌鲁木齐河源 1 号冰川	$S_{\triangle P=0}$	单位	$S_{\triangle P=5\%}$	单位
东支	-0.87	m w.e. a^{-1} °C ⁻¹	-0.80	m w.e. a^{-1} °C $^{-1}$
西支	-0.74	m w.e. a^{-1} °C ⁻¹	-0.68	m w.e. a^{-1} °C $^{-1}$

4.2.5 模型参数稳定性

本章基于模型参数率定得出的最优化参数和大西沟气象站的气温、降水观测数据,应用度日模型重现了乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡随空间和时间的演化,一个值得探讨的问题是,由当前气候条件所确定的模型参数,尤其是度日因子,能否用于未来不同气候条件下物质平衡变化的预测中?因此,模型参数的稳定性,特别是度日因子的稳定性,有必要进一步讨论。

Braithwaite (1995)通过能量平衡模式研究了格陵兰冰盖度日因子的时空变化特征,结果表明,影响度日因子的空间和时间变化的主因分别是表面反照率和夏季平均气温。对于乌鲁木齐河源1号冰川,除冰川末端有表碛外其余部分鲜有表

碛,于是表面反照率对度日因子空间变化的影响主要体现在冰川表面冰和雪的反 照率差异上,模型中对冰和雪分别采用不同的度日因子,也正是考虑到了这一点。 对于夏季平均气温对模型中度日因子的影响,根据大西沟气象站的气温观测数 据,在本文研究时段内,最大夏季平均气温为4.5℃(2007/2008年),最小夏季平 均气温为2.0℃(1992/1993年),所以夏季平均气温的最大变化值为2.5℃;然而, 乌鲁木齐河源1号冰川整个海拔跨度超过500m,模型中假定气温垂直递减率为 0.006℃m⁻¹,因而在乌鲁木齐河源1号冰川的海拔范围内气温变化超过3.0℃, 大于研究时段内夏季平均气温的最大变化值,简言之,夏季平均气温的变化在模 型考虑的气温变化范围之内,即夏季平均气温的变化对度日因子的影响已经在模 型中考虑。并且,模型最终采用最优化的度日因子值对乌鲁木齐河源1号冰川的 物质平衡进行模拟,其结果很好,这表明模型中所采用的度日因子是适用的、稳 定的。可是,对于表面特征比较复杂的冰川,例如,冰川表面有严重的表碛或沉 积物覆盖,这种情况就不同于乌鲁木齐河源1号冰川,模型中除考虑雪的度日因 子外,裸露冰川区和表碛覆盖区的冰的度日因子需分开考虑(Zhang Yong et al., 2007; 张勇等,2006a)。

本章研究的目的之一是期望度日模型在乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡模 拟中的应用能为该冰川未来物质平衡变化的预测以及中国西部其他冰川物质平 衡的研究提供参考。在本研究中,乌鲁木齐河源 1 号冰川海拔范围内的气温变化 远大于本世纪 CO₂ 导致的的气温的变化(刘时银等,1998),并且冰川区气温年际 变化的幅度与未来 50-100 a 间气候变暖幅度基本一致(Jóhannesson et al., 1995; 刘时银等,1998),因此,未来几十年冰川区的气候条件仍在其已经观察的范围之 内,除非气候条件变化幅度非常大或迅速以至于局部地区气候发生根本性的变 化,也就是说,由当前气候条件下所确定的模型及其参数可以用于未来几十年乌 鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡变化的预测中。由于不同的冰川具有不同的几何形 态和规模,所处气候背景各异,它们以不同的方式响应着气候的变化(Kuhn, 1985),所以在乌鲁木齐河源 1 号冰川上应用的模型及其参数不能直接应用于这 些冰川,但可以为该模型及其参数推广到特定类型的冰川上提供参考,其中这些 冰川拥有与乌鲁木齐河源 1 号冰川相类似的气候背景和规模。

48

4.3 本章小结

本章基于大西沟气象站的气温、降水观测数据,应用度日模型模拟了乌鲁木 齐河源1号冰川1987-2008年的物质平衡的时空变化。模型参数是采用Braithwaite et al.(2002)所用的方法即最小二乘法最小化物质平衡模拟值与测量值之间的差距 来率定或优化的,其中模型率定的参数主要有冰川冰和雪的度日因子(最优化值 分别为 8.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹和 2.7 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹)以及降水量垂直分布的梯度参数 *K*,采用模型率定的参数值对乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡进行模拟,结果 表明,不仅是对单个消融花杆还是对整条冰川而言,物质平衡的模拟值与测量值 均符合得很好,其中对于每个物质平衡年,单点物质平衡的模拟值与测量值之间 的相关系数均超过 0.95,由此表明在当前中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候 背景下,应用度日模型模拟长时间序列的物质平衡是可行的。此外,乌鲁木齐河 源 1 号冰川东、西支的年物质平衡在 1995/1996-1996/1997 年之间出现了由正平 衡向负平衡的剧烈跳跃,经分析得出,该跳跃主要是由冰川区的气温和降水的剧 烈变化所致。

物质平衡模拟结果表明,模型误差主要出现在冰川高海拔地区和冰川末端的 模拟中,经分析得出:对于冰川高海拔地区,误差出现的原因一方面是模型计算 中对引起冰川物质平衡变化的各种因素考虑不够周全,例如,冰川上的风吹雪等 因素,另一方面是高海拔地区实测数据较少造成模型参数率定后代表性较弱所 致;对于冰川末端,误差一方面是由于该地区冰川表面受污染(污染由来自低海 拔地区的风吹灰尘及冰川边界的表碛造成)致其反照率与冰川其他部分有差异所 引起的,换句话说,该误差是由模型中该地区物质的度日因子取值不够准确引起 的,另一方面,冰川末端不同的消融花杆所处位置的坡度和坡向不同,使得冰川 消融所吸收的太阳辐射(不依赖于海拔但与冰川低海拔地区的坡度和坡向密切相 关)有所差异,从而引起误差。

此外,本章还研究了乌鲁木齐河源1号冰川在气温升高1℃,降水增加5% 或不增加的气候情景下的物质平衡静态敏感性,结果表明,乌鲁木齐河源1号冰 川东支在这两种气候情景下的物质平衡静态敏感性值分别为-0.80和-0.87 m w.e. a⁻¹℃⁻¹,西支的值分别为-0.68和-0.74 m w.e. a⁻¹℃⁻¹。并且,在气温升高1℃不增 加降水量的气候情景下,将乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡静态敏感性值与全

49

球其他冰川或冰帽的值进行比较,结果表明,乌鲁木齐河源1号冰川的值介于大陆型冰川或冰帽与海洋型冰川或冰帽的之间。

最后,模型参数稳定性分析表明,模型中所采用的参数值是适用的、稳定的, 当前气候条件下所确定的模型及其参数可以用于未来乌鲁木齐河源 1 号冰川物 质平衡变化的预测研究中,并可以为该模型向中国西部与乌鲁木齐河源 1 号冰川 气候背景和规模相类似的冰川推广提供参考。

第5章 青冰滩72号冰川度日因子计算和物质平衡模 拟

5.1 野外观测与数据

2008 年 8 月中国科学院天山冰川观测试验站组织了大规模野外科考队对青 冰滩 72 号冰川的物质平衡、冰川温度、冰川厚度、冰川表面运动速度、冰川区 气象要素和大气气溶胶等进行了观测。其中,在冰川海拔 3900 m 处架设了一套 自动气象站(如图 5.1 所示),对气温、降水、湿度、2.0 m 的风向和风速等气象要 素每 1 h 自动记录;在距离冰川末端约 1.1 km 的水文断面(地理坐标 41°44′26″N, 79°52′28″E,海拔 3604 m)处架设了一套人工观测气象站(如图 5.1 所示),包括日 记气温、湿度自计钟和标准雨量筒,每日 14:00 更换气温、湿度自计纸,并测量 降水量(金爽等,2009)。2009 年 5 月中国科学院天山冰川观测试验站在青冰滩 72 号冰川海拔 3900 m(2008 年自动气象站原位置)和 3760 m 处分别架设了一台自 动气象站(如图 5.1 所示),对气温、降水、湿度、2.0 m 的风向和风速等气象要素 每 1 h 自动记录。

本章所用气温和降水数据来自于水文断面气象站 2008 年 8 月份的观测数据、 海拔 3900 m 的自动气象站 2008 年 8 月份和 2009 年 5-8 月的观测数据以及海拔 3760 m 的自动气象站 2009 年 5-8 月的观测数据。根据 2008 年 8 月至 2009 年 8 月期间的观测,冰川表面降水形态几乎全为固态,很少有液态降雨,因此,在度 日因子计算和物质平衡模拟中,假定降水全为固态,并根据 Yang Daqing et al. (1989)的研究,对观测时段内的降水数据做了修正。由冰川海拔 3900 m 的自动 气象站和海拔 3604 m 的水文断面人工气象站 2008 年 8 月份的气温和降水观测数 据计算得到该时段内冰川区气温和降水梯度的平均值分别为-0.0043 ℃m⁻¹ 和 0.0083 mm·m⁻¹,冰川区其他海拔处 2008 年 8 月份的气温和降水数据由该时段内 的水文断面气象站数据根据以上梯度推算获得。冰川区 2009 年 5-8 月的气温和 降水梯度由该时段内海拔 3900 m 和 3760 m 的两台自动气象站的气温和降水观测 数据计算得到,其平均值分别为-0.0055 ℃m⁻¹和 0.0083 mm·m⁻¹,冰川区其他海 拔处 2009 年 5-8 月份的气温和降水数据由该时段内海拔 3760 m 的气象站数据根 据以上梯度推算得到。

51



Figure 5.1 The location map of ablation stakes and weather stations on Qingbingtan Glacier No. 72

2008 年 8 月份考察期间,初次在青冰滩 72 号冰川上布设了 27 根花杆,海拔从 3759-4175 m,其中 20 根花杆分布在裸露冰川区(A1-J2,B3 除外),7 根花杆分布在表碛覆盖区(B3 和小花杆 D1'-D6'),如图 5.1 所示。该冰川的物质平衡观测采用直接观测法。考察期间,每隔 3-4 d 对花杆进行观测,同时,开挖雪坑,

观测雪深和雪、冰密度。2009 年 5 月、7 月和 8 月分别对 2008 年布设的 27 根花 杆进行物质平衡观测,并对倒地花杆进行补插,其中 5 月、7 月和 8 月补插的花 杆数分别为 9 根、4 根和 12 根。各花杆点处的消融水当量根据雪和冰的观测密 度(分别为 250 kg·m⁻³和 870 kg·m⁻³)计算得到。最后,根据以上观测数据计算得到 各花杆点处的物质平衡。

需要说明的是,由于在冰川海拔 4150 m 以上,冰裂隙交错分布,从 2009 年 7 月起,冰裂隙口径变的无法逾越,对该海拔以上的花杆 I1、I2、J1 和 J2 的物质平衡观测无法进行,因此,本章对 2009 年这 4 根花杆处的冰川度日因子没有进行计算。

5.2 冰川度日因子计算

度日因子概念最早是 Finsterwalder et al.(1887)在研究阿尔卑斯山冰川变化时 引入的,随后,这一概念被广泛应用于挪威、冰岛、格陵兰、阿尔卑斯山、喜马 拉雅山、天山、横断山、唐古拉山、昆仑山等地区的冰川与积雪变化及度日因子 研究中(Clyde, 1931; Collins, 1934; Corps of Engineers, 1956; Hoinkes et al., 1975; Braithwaite, 1995; Jóhannesson et al., 1995; Hock, 1999; Braithwaite et al., 2000; Hock, 2003; Kayastha et al., 2000, 2003; 刘时银等, 1996; 张勇等, 2006b)。度日因 子是度日模型的重要参数,其表征单位正积温所引起的冰川冰或雪的消融量,是 冰川表面及其近冰面层能量传递与转化这一复杂过程的简化描述,即度日因子的 变化取决于冰川表面的能量平衡特征(Ambach, 1988), 度日因子的取值对度日模 型模拟冰川与积雪消融过程的精度有较大的影响,进而影响到包含度日模型的冰 川融水径流模型、冰川动力学模型等的模拟精度,例如冰川融水径流 HBV-model (Kang Ersi et al., 1999)和浅冰层近似冰流模型耦合度日模型组成的冰川动力学模 型(李慧林, 2010)等。因此, 冰川度日因子研究引起了国内外众多学者的关注 (Mattson et al., 1989; Rana et al., 1998; Kayastha et al., 2003; He Xianzhong et al., 2010; 刘时银等, 1996; 张勇等, 2005, 2006b; 崔玉环等, 2010; 谯程骏等, 2010; 吴 倩如等, 2010)。其中度日因子的计算方法主要包括雪溶度计测量(Kustas et al., 1994)、能量平衡模型(Braithwaite, 1995; Arendt et al., 1999)、花杆测量(Braithwaite et al., 1998)、定义计算(Singh et al., 2000a, 2000b; Kayastha, 2001; Kayastha et al., 2003; He Xianzhong et al., 2010; 刘时银等, 1996; 张勇等, 2005, 2006b; 崔玉环等,

2010; 谯程骏等, 2010; 吴倩如等, 2010)等。

本节基于天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月和 2009 年 5-8 月 的野外观测资料(主要包括冰川物质平衡、气温和降水数据),根据度日因子定义 法计算了该冰川的度日因子,为冰川物质平衡、冰川径流和冰川动力学等模拟研 究提供参考依据。

5.2.1 度日因子计算方法

度日因子是度日模型中的重要参数,是指一定时段内的冰川冰或雪的消融量 与同一时段内正积温的比值,其计算公式如下(Braithwaite, 1995; Kayastha et al., 2003; He Xianzhong et al., 2010; 刘时银等, 1996; 张勇等, 2005, 2006b; 崔玉环等, 2010; 谯程骏等, 2010; 吴倩如等, 2010):

$$DDF_{ice/snow} = m/PDD \tag{5-1}$$

式中: m 为一定时段内冰川冰或雪的消融量(mm w.e.或 m w.e.); $DDF_{ice/snow}$ 为冰 川冰或雪的度日因子(mm w.e. d⁻¹°C⁻¹); *PDD* 为同一时段内的正积温, 一般由下 式计算得到(Braithwaite, 1995; Braithwaite et al., 2000; Kayastha et al., 2003; Anderson et al., 2006; 刘时银等, 1998; 张勇等, 2006b; 崔玉环等, 2010; 谯程骏 等, 2010; 吴倩如等, 2010):

$$PDD = \sum_{t=1}^{n} H_t T_t = PDD_{snow} + PDD_{ice}$$
(5-2)

式中: T_t 是某天t的日平均气温(℃); H_t 为逻辑变量,当 $T_t \ge 0$ 时, H_t 的值取 1, 当 $T_t < 0$ 时, H_t 的值取 0; PDD_{ice} 和 PDD_{snow} 分别表示该时段内用于冰川冰或雪 消融的正积温。

在计算中,当冰川表面有积雪时,假定消融过程是先融雪后融冰,若积雪完 全融化并有剩余正积温时,则剩余正积温用于消融冰(Braithwaite et al., 2000; He Xianzhong et al., 2010; 刘时银等, 1998; 张勇等, 2006b; 崔玉环等, 2010; 谯程骏 等, 2010; 吴倩如等, 2010)。由于野外考察获取的是物质平衡和积累量的数据,计 算得出的是冰川冰和雪的总消融量,不能区分冰的消融量和雪的消融量,直接计 算得到的是冰川冰和雪混融的度日因子值。因此,本研究采取首先确定雪的度日 因子值,然后根据假定的雪和冰的消融先后关系计算冰川冰的度日因子值。

5.2.2 度日因子计算结果

由于在冰川海拔 4150 米以上的消融花杆 I1、I2、J1 和 J2 处,2008 年 8 月 10 日至 26 日一直有积雪覆盖,可将其消融视为积雪消融,根据(5-1)式计算得到 雪的度日因子的平均值为 4.8 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹。

由已得到的雪的度日因子值和气温、降水、物质平衡的观测数据,根据(5-1) 式和(5-2)式计算得出冰川冰的度日因子值。表 5.1 和表 5.2 分别给出了青冰滩 72 号冰川 2008-2009 年裸露冰川区和表碛覆盖区的冰的度日因子值,其中各海拔带 上裸露冰川区冰的度日因子值介于 5.8-13.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹之间,平均值为 8.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹; 表碛覆盖区冰的度日因子介于 1.5-10.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹之间,平 均值为 5.0 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹。此外,图 5.2 给出了不同时间段不同海拔的冰川冰的 消融量与同期正积温的关系图,该图显示,在冰川裸冰区,消融量与正积温之间 存在明显的正相关关系,但在冰川表碛覆盖区,其线性关系不是特别理想,可能 是冰川表面表碛的影响所致(张勇等, 2005),整体看来,青冰滩 72 号冰川消融量 与正积温关系还是理想的。

			u e)	
	海拔(m)	2008年8月4-26日	2009年5月23日-7月18日	2009年7月19日-8月24日
-	3754	8.4	11.6	
	3814	7.4	6.9	
	3851	7.8		
	3900	7.7	9.1	8.8
	3959	8.7	9.2	
	4009	7.2	9.4	
	4047	7.6	7.0	13.3
	4116	6.8		
	4165	7.0		
	4169	5.8		
	平均		8.3	

表 5.1 青冰滩 72 号冰川裸露冰川区冰的度日因子值(单位: mm w.e. d⁻¹℃⁻¹)

Table 5.1 Degree-day factor for debris-free ice on Qingbingtan Glacier No.72 (Unit: mm w.e.

 d^{-1} °C⁻¹)

注: 表 5.1 中空白处表示消融花杆倒地处的度日因子值,本文未对其进行计算。



Figure 5.2 Ablation changing with positive cumulative temperature for different altitudes and periods on Qingbingtan Glacier No.72

表 5.2 青冰滩 72 号冰川表碛覆盖区冰的度日因子值(单位: mm w.e. d⁻¹℃⁻¹)

Table 5.2 Degree-day factor for debris-covered ice on Qingbingtan Glacier No.72(Unit: mm w.e.

花	海拔	2008年8月	2009年5月23日	2009年7月19日
杆	(m)	1-30 日	-7月18日	-8月24日
D1′	3901	8.5	10.9	8.7
D2′	3902	10.1	8.2	5.0
D3′	3905	4.3	5.7	4.7
D4′	3905	4.2	4.2	3.8
D5′	3906	3.2	4.1	3.0
D6′	3865	1.5	2.1	2.0
B3	3821	3.0	4.7	3.2
<u>7</u>	平均		5.0	

d⁻¹℃⁻¹)

与中国西部其他冰川的研究结果相比(表 5.3),青冰滩 72 号冰川的冰的度日 因子比横断山白水河 1 号冰川(He Xianzhong et al., 2010)和唐古拉山大、小冬克 玛底冰川(谯程骏等, 2010)的冰的度日因子小,而比喀喇昆仑山切尔干布拉克冰 川和昆仑山哈龙冰川的冰的度日因子大(张勇等, 2006b),与天山乌鲁木齐河源 1

表 5.3 中国西部不同观测冰川的冰和雪的度日因子值(单位: mm w.e. d ⁻¹ ℃ ⁻¹)对比表
Table 5.3 Comparison of the degree-day factors for ice and snow of glaciers in western China
(Unit: mm w.e. d^{-1} °C ⁻¹)

山区	冰川	DDF _{ice}	DDF _{snow}	海拔	时段	数据来源
				(m a.s.l.)		
天山	乌鲁木齐河源1	7.121		3740-3800	1983-2004	
	亏冰川东文	4.140		4000-4050	1983-2004	
			5.19	4150-4267	1983-1996	崔玉环等,2010
	乌鲁木齐河源 1	9.275		3850-3900	1983-2004	
	号冰川西支	7.059		4000-4050	1983-2004	崔玉环等,2010
	科其卡尔巴契	4.5		3347	6-28~9-12(2003)	
	冰川	7.0		4216	7-11~9-13(2003)	张勇等, 2006b
	青冰滩 72 号冰	8.4		3754	8-4~8-26(2008)	本研究
	川	5.8		4169	8-4~8-26(2008)	本研究
			4.8	4150-4200	8-10~8-26(2008)	本研究
横断山	海螺沟冰川	5.0		3301	8-24(1982)~ 8(1983)	张勇等, 2006b
	白水河1号冰川	10.29		4600	9-19~9-29(2008)	
		14.10		4800	9-19~9-29(2008)	He Xianzhong et al., 2010
			5.9	4800	6-26~7-11(1982)	张勇等, 2006b
喀喇昆仑山	切尔干布拉克 冰川	2.6		4750	6-6~7-30(1960)	张勇等, 2006b
昆仑山	哈龙冰川	4.7		4616	6-15~6-28(1981)	
		3.6		4900	6-14~6-27(1981)	张勇等, 2006b
唐古拉山	大冬克玛底冰	8.7-11.6		5330-5520	2008	
]1]	(平均值 10.2)				谯程骏等, 2010
	小冬克玛底冰 川	9.9-16.1 (平均值 13.0)		5460-5710	2008	
			8.5	5650-5710	2008	谯程骏等,2010
	扎当冰川	10.0		5580	7-8(2008)	
		6.2		5620	7-8(2008)	
			5.3	5580-5660	5-10(2007), 5-9(2008)	吴倩如等,2010
祁连山	七一冰川	7.2		4305-4619	6-15~9-4(2002)	Kayastha et al., 2003
喜马拉雅山	抗物热冰川	9.0		5700-6000	7-20~8-25(1993)	张勇等, 2006b

号冰川(崔玉环等, 2010)、科其卡尔巴契冰川(张勇等, 2006b)、唐古拉山扎当冰川 (吴倩如等, 2010)、喜马拉雅山抗物热冰川(张勇等, 2006b)和祁连山七一冰川 (Kayastha et al., 2003)的冰的度日因子相当。对于雪的度日因子,除唐古拉山大、 小冬克玛底冰川(谯程骏等, 2010)的比较大外,青冰滩 72 号冰川雪的度日因子与 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川(崔玉环等, 2010)、横断山白水河 1 号冰川(He Xianzhong et al., 2010)和唐古拉山扎当冰川(吴倩如等, 2010)的接近。

5.3 冰川物质平衡模拟

5.3.1 度日物质平衡模型

本节应用度日模型模拟青冰滩 72 号冰川裸露冰川区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡。模型所用的气温和降水数据来自青冰滩 72 号冰川海拔 3900 m 自动 气象站和水文断面气象站 2008 年 8 月份的日平均气温和降水量的观测资料,根 据考察期间观测, 2008 年 8 月份冰面降水形态几乎全为固态,很少有液态降雨, 因此,在计算中,假定降水全为固态,并根据 Yang Daqing et al. (1989)的研究, 对观测时段内的降水数据做了修正,即固态降水量的修正系数取 1.3(表 5.4)。由 冰川海拔 3900 m 自动气象站和水文断面气象站的观测数据计算得到 2008 年 8 月份冰川区气温和降水梯度的平均值分别为-0.0043 ℃·m⁻¹ 和 0.0083 mm·m⁻¹(表 5.4), 2008 年 8 月份冰川区其他海拔处的气温和降水数据由水文断面气象站数据 根据以上梯度推算得到,即冰川区的日平均气温*T*_{glacier}和日降水量*P*_{glacier}分别由下 面公式(5-3)和(5-4)来计算:

$$T_{glacier} = T_{shuiwenduanmian} - \left(H_{glacier} - H_{shuiwenduanmian}\right) \cdot 0.0043$$
(5-3)

$$P_{glacier} = P_{shuiwenduanmian} + \left(H_{glacier} - H_{shuiwenduanmian}\right) \cdot 0.0083$$
(5-4)

式中: $H_{glacier}$ 和 $H_{shuiwenduanmian}$ 分别为冰川区海拔和水文断面气象站海拔; $T_{shuiwenduanmian}$ 和 $P_{shuiwenduanmian}$ 分别为水文断面气象站的日平均气温和修正过的日降水量。

模型中假定降水全为固态,将(5-4)式计算得到的冰川区日降水量累加便得到 月降水量,将其换算成水当量便得到月积累量*c*:

$$c = \rho_{snow} P_{M-glacier} \tag{5-5}$$

式中: ρ_{snow} 为雪的密度; $P_{M-glacier}$ 为冰川区月降水量;模型中雪和冰的密度采用 青冰滩 72 号冰川观测平均值,分别为 250 kg·m⁻³ 和 870 kg·m⁻³(表 5.4)。根据月积 累量 c 可以计算得到融雪所用的正积温 PDD_{snow} 为(Braithwaite et al., 2000):

$$PDD_{snow} = c/DDF_{snow}$$
(5-6)

式中: DDF_{snow}为雪的度日因子。

用于消融冰的正积温 PDD_{ice} 由下式计算得到(Braithwaite et al., 2000):

$$PDD_{ice} = PDD - PDD_{snow}, \quad PDD > PDD_{snow}$$

$$PDD_{ice} = 0, \quad PDD \le PDD_{snow}$$
(5-7)

式中:用于消融雪和冰的总的正积温 PDD 的计算公式见(5-2)式的第一个等式。

由公式(5-6)和(5-7)得到冰川月消融量*a*的计算公式(Braithwaite et al., 1989, 2000; 刘时银等, 1998):

$$a = PDD_{snow} \cdot DDF_{snow} + PDD_{ice} \cdot DDF_{ice}$$
(5-8)

从而,冰川月物质平衡b的计算公式为(谢自楚, 2010):

$$b = c - a \tag{5-9}$$

根据公式(5-2)-(5-9),采用表 5.4 中的参数值对青冰滩 72 号冰川裸露冰川区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡进行模拟,其中冰川冰和雪的度日因子分别 取 5.2 节中计算得到的平均值 8.3 和 4.8 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹。

模型参数	参数取值	单位
气温递减率	0.0043	°C ·m ⁻¹
降水梯度	0.0083	$\mathbf{mm} \cdot \mathbf{m}^{-1}$
雪的密度	250	kg m ⁻³
冰的密度	870	kg m ⁻³
固态降水修正系数	1.3	-
雪的度日因子	4.8	mm w.e. d^{-1} °C ⁻¹
冰的度日因子	8.3	mm w.e. d^{-1} °C ⁻¹
水文断面气象站海拔	3604	m a.s.l.

表 5.4 模型参数值 Table 5.4 The values of parameters for the model

5.3.2 模型结果与讨论

基于青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月份水文断面气象站的观测数据,采用以上 参数值(表 5.4)对该时段裸露冰川区的单点物质平衡进行模拟。图 5.3 给出了消融 花杆的物质平衡测量值与模拟值的直接对比图。图 5.3 显示,尽管物质平衡模拟 值与测量值有所差异,但是整体看来,物质平衡的模拟值与测量值趋于吻合,并 且,两者之间的相关系数为 0.95。

图 5.4 是消融花杆的物质平衡测量值与模拟值随海拔演化图,该图显示,模



图 5.3 青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月份物质平衡的测量值与模拟值的对比图

Figure 5.3 Measured and modeled mass balance at the ablation stakes on Qingbingtan Glacier No.72 in August, 2008.



图 5.4 青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月份物质平衡的测量值(点表示)和模拟值(粗线表示)随海拔的演化图

Figure 5.4 The distribution of measured (denoted by dot) and modeled (denoted by bold line) mass balance with altitude at the ablation stakes on Qingbingtan Glacier No.72 in August, 2008.

拟误差主要出现在冰川高海拔地区、冰川中部和末端某些点,初步分析得出,冰 川高海拔和冰川中部出现误差主要由该冰川表面起伏的地形、冰裂隙、冰面河等 因素引起,冰川末端的误差一方面受附近表碛影响(见图 5.5),另一方面消融花 杆所处位置的坡度和坡向不同,使得冰川消融所吸收的太阳辐射(不依赖于海拔



但与冰川低海拔地区的坡度和坡向密切相关)有所差异,从而引起误差。

图 5.5 青冰滩 72 号冰川照片 (王飞腾摄, 2008) Figure 5.5 The photo of Qingbingtan Glacier No.72 (Photo by Wang Feiteng, 2008)

5.4 本章小结

本章基于天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月和 2009 年 5-8 月 的气温、降水和物质平衡的观测数据,计算出了该冰川度日因子值。结果表明, 青冰滩 72 号冰川雪的度日因子的平均值为 4.8 mm w.e. $d^{-1}C^{-1}$;在冰川海拔 3754-4169 m,裸露冰川区冰的度日因子分别介于 5.8-13.3 mm w.e. $d^{-1}C^{-1}$,其平 均值为 8.3 mm w.e. $d^{-1}C^{-1}$;在冰川海拔 3821-3906 m,表碛覆盖区冰的度日因子 介于 1.5-10.9 mm w.e. $d^{-1}C^{-1}$,其平均值为 5.0 mm w.e. $d^{-1}C^{-1}$ 。

基于青冰滩 72 号冰川度日因子的计算结果,应用度日模型对冰川裸冰区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡进行模拟。结果表明,物质平衡模拟值与测 量值趋于吻合,两者相关系数为 0.95;模拟误差主要出现在冰川高海拔地区、冰 川中部和末端某些点,初步分析得出,冰川高海拔和冰川中部出现误差主要由该 冰川表面起伏的地形、冰裂隙、冰面河等因素引起,冰川末端的误差一方面受附 近表碛影响,另一方面消融花杆所处位置的坡度和坡向不同,使得冰川消融所吸收的太阳辐射(不依赖于海拔但与冰川低海拔地区的坡度和坡向密切相关)有所差异,从而引起误差。
第6章 四工河4号冰川雷达测厚

6.1 探地雷达实地测厚

四工河4号冰川位于天山博格达峰冰川区,是四工河源头一条较大的冰斗型 冰川,20世纪80年代初,中日联合考察队对博格达峰地区的冰川开展了考察研 究工作,其中对四工河4号冰川进行了详细的考察研究(邓晓峰等,1983;邓养鑫 等, 1983; 渡边兴亚等, 1983a, 1983b; 伍光和等, 1983a, 1983b; 谢自楚等, 1983; 张文敬等, 1983)。然而对于该冰川的厚度, 尚未进行过测量与研究。为了获得该 冰川的厚度数据并计算其平均厚度和冰储量,2009年7月份,中国科学院天山 冰川观测试验站对四工河 4 号冰川开展了雷达测厚工作。测厚仪器采用具有优良 穿透与探深能力(孙波等, 2003)的加拿大 SSI(Sensors&Software Inc.)公司生产的 pulse EKKO PRO 型探地雷达系统,选用中心频率为 100MHz 的天线,测量方式 采取剖面法,即探地雷达的发射天线和接收天线以固定的距离(即天线距)沿测线 同步移动的测量方式,测量点位于两个天线的中间位置(孙波等,2003)。本次测 量中天线距和测量点间距均采用4m:因雷达电磁波在山地冰川中的传播速度在 0.167 m/ns 至 0.171 m/ns 范围内(Glen et al., 1975; Drewry et al., 1982; Nolan et al., 1995; Moore et al., 1999; Ramirez et al., 2001), 此次测量中取其平均值 0.169 m/ns, 这样雷达测厚的相对误差为 1.18%(何茂兵等, 2003, 2004; 孙波等, 2003); 采样时 间间隔为 0.8 ns。本次探地雷达测厚路线布设如图 6.1 所示, 雷达测线在充分考 虑冰川表面形态、冰川运动和物质平衡(张文敬等, 1983)状况的基础上, 在冰面 上共布设了1条纵测线和5条横测线,其中纵测线A1A3的布设靠近冰川主流线, 方向为由低海拔向高海拔测量, 横测线 B1B2、C1C2、D1D2、E1E2 和 F1F2 分 别在 5 个海拔(3650 m、3700 m、3750 m、3800 m 和 3875 m)区域布设,方向由 西南向东北。雷达测线没有到达的冰川边缘区,主要是由于这些区域冰面裂隙较 多以及冰面陡峭致使雷达测量工作难以到达该区域。在用探地雷达测量冰川厚度 时,同步利用差分 GPS 对探地雷达测量点进行精确定位。 差分 GPS 为北京合 众思壮 E650 型,其动态 RTK 高程测量相对精度为±2 cm。



图 6.1 四工河 4 号冰川雷达测线位置分布 Figure 6.1 Location of the radar penetrating lines of Sigong River Glacier No.4

6.2 雷达测厚结果与数据分析

6.2.1 冰川纵测线厚度与纵剖面形态特征

由于本次雷达测厚中冰川纵测线 A1A3 的测量(因仪器故障)不连续(即在 A2 处断开),考虑到断开距离大于测量点间距,纵测线 A2A3 段不能与纵测线 A1A2 段合并显示,在此,只给出纵测线 A1A2 段的雷达测厚结果,如图 6.2 所示。其中图 6.2(a)为纵测线 A1A2 的雷达测厚图像,左面的纵坐标为雷达电磁波在冰川中的双程走时,右边的纵坐标为冰川的厚度,横坐标为实地测量时的位置和测线长度,由图 6.2(a)可知,冰川纵测线 A1A2 冰体平均厚度为 70.8 m,最大冰体厚度为 104.9 m,位于四工河 4 号冰川海拔 3775 m 位置处。

将GPS所测冰川表面海拔数据引入图6.2(a)的雷达测厚结果进行雷达测线地 形数据校正,可以得出显示冰川表面与冰床剖面地形特征的直观雷达图,如图 6.2(b)所示,其中该图右边的纵坐标为冰面海拔,左面的纵坐标和横坐标表示的 量与图 6.2(a)中相同.从图 6.2(b)中发现,冰川下伏地形及冰川与基岩的界面清晰 可见,冰川自末端向上,冰厚由薄变厚再变薄,其中在中间部位冰床地形呈凹陷 状,该处冰体厚度最大。





Figure 6.2 Longitudinal profiles of Sigong River Glacier No.4, penetrated by the radar along the longitudinal penetrating line A1A2, (a) radar image of ice thickness distribution, (b) radar image of glacier surface and bedrock topographies

6.2.2 冰川横剖面形态特征

在四工河 4 号冰川获得的 5 条雷达测厚横向剖面图中,由于 B1B2 剖面处于 冰川末端区域,冰川消融强烈并且含水量大,致使雷达剖面无法完整表现该位置 槽谷地形的变化特征,在此不予以考虑。 图 6.3 显示了四工河 4 号冰川 C1C2、 D1D2、E1E2 和 F1F2 四条横测线的雷达测厚结果。

在图 6.3 中, C1C2 剖面表示冰川下游海拔 3700 m 区域,该剖面显示冰川槽 谷扁平,冰川冰厚度较薄,这与其位置处在冰川下游坡度陡峻有关,并且与理想 塑性体理论有较好的符合,即在冰面坡度陡峻处,冰川厚度较薄,相反,坡度较 小则冰体较厚(Paterson, 1994); D1D2 剖面表示冰川海拔 3750 m 区域,在该剖面 中,冰川槽谷在 D1 端呈凹陷状,即 D1D2 剖面在西南部位槽谷呈凹陷状; E1E2 剖面表示冰川海拔 3800 m 区域,该剖面最深为 103.9 m,冰川槽谷呈现对称的凹 陷状,这与其位置处在冰川冰体厚度最大区域相一致,可能是冰川热力与动力作 用的结果(孙波等, 2003); F1F2 剖面表示冰川上部海拔 3875 m 区域,该处冰川槽 谷平缓、宽阔。



Figure 6.3 Transverse profiles of Sigong River Glacier No.4, penetrated by the radar

6.2.3 冰川厚度等值线图和冰床地形图绘制及冰储量估算

根据在四工河 4 号冰川获得的 1 条纵剖面和 5 条横剖面雷达测厚数据,利用 2009 年野外测量得到的四工河 4 号冰川表面地形图得出冰川边界线位置并设边 界处的冰川厚度为 0 m,结合雷达测线 GPS 定位数据,在 ArcGIS 软件下,采用 Kriging 插值法生成网格文件数据,绘制出冰川厚度等值线图,如图 6.4 所示,从 该图可以看出,用 Kriging 插值法得到的网格数据做出的等值线图在雷达测厚区 域线条粗糙并且存在噪声点,在非测厚区域(海拔 4000 m 以上区域),厚度信息 缺失。 为解决这些问题,提出以下方法:在雷达测厚区域,厚度数据采用实测 值;在冰川上游非雷达测厚区域(海拔 4000 m 以上区域),厚度数据依据雷达测 厚区域的实测厚度数据结合如下理想塑性体理论中山地冰川厚度 h 的模拟公式 (Paterson, 1994)得到:

$$h = f \frac{\tau_0}{\rho g \sin \alpha} \tag{6-1}$$

式中: f为只与冰川横剖面最大厚度和冰川宽度有关的剖面形状因子; $\tau_0 = 100 k P a$ 为冰体屈服应力; ρ 为冰密度; g为重力加速度; α 为冰面坡度(从 2009 年四工河 4 号冰川表面地形图中量算得到)。基于雷达测厚区域的实测厚度 数据和非测厚区域的模拟厚度数据(冰川边界冰体厚度设为 0 m),在 ArcGIS 软 件下,采用Co-Kriging插值法(将冰川表面坡度作为辅助因子)生成网格文件数据, 绘制出冰川厚度等值线图。图 6.5 给出了用此方法绘制出的四工河 4 号冰川厚度 等值线分布图,从该图可以看出,与 Kriging插值法相比,该方法所得结果厚度 图层较为平滑,消除了一些噪声点,优化了插值结果,并且解决了非测厚区域厚 度分布信息缺失的问题。图 6.5 表明,四工河 4 号冰川分布总体呈现冰舌中部深 厚、上下两端浅薄的格局,冰体厚度从边缘到冰川主流线方向逐渐增厚,这与冰 川动力学理论是一致的(孙波等, 2003)。 从图 6.5 冰川厚度等值线图分析可得, 从冰川末端沿主流线向上,等值线在趋于主流线位置海拔 3775 m 位置处形成一 个深色闭合区域,说明在这个部位存在凹陷地形,这是由于冰川强烈的下蚀作用 造成的,这与上面的雷达测厚纵剖面 A1A2 中间部位冰床地形呈现的凹陷形态对 应,并且与雷达测厚横剖面 D1D2 和 E1E2 的凹陷状槽谷对应。



图 6.4 Kriging 插值法得到的四工河 4 号冰川冰厚等值线图 Figure 6.4 Ice thickness isoline map of Sigong River Glacier No.4 by using the Kriging interpolation method





基于以上 Co-Kriging 插值法生成的网格化冰川厚度数据,利用 ArcGIS 软件 计算得到该冰川的平均厚度为 27.6 m,并且通过积分得到四工河 4 号冰川的冰储 量为 0.076 km³。 由 2009 年雷达测厚数据算出的冰储量为我国第一次冰川编目 (中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1986b)的冰储量(0.1835 km³)的 41%,这两者 的差异一方面是由于本文所得冰储量与第一次冰川编目所得冰储量在获取时间 上有差异,气候变化导致的冰川变化所引起的;另一方面,不同方法的估计误差 不同也会引起差异(王宁练等, 2009)。在我国已完成的第一次冰川编目资料中, 冰川冰储量是根据冰川面积和冰川平均厚度计算的,而冰川平均厚度是根据 27 条冰川的测厚结果所建立的经验公式估算的(Shi Yafeng et al., 2008b; 施雅风等, 2005),这与我国 46377 条冰川的总量相比,建立该经验公式的样本量太小,这 样计算得到的冰储量不够精确(孙波等, 2003; 王宁练等, 2009)。相比之下,本文 所采用的冰储量计算方法,即首先由最新的冰川表面地形图获得冰川表面边界, 然后在 ArcGIS 软件下,结合雷达测线的 GPS 定位数据,采用 Co-Kriging 插值 法将雷达测厚区域的实测厚度数据和非测厚区域的模拟厚度数据网格化处理生成网格数据后计算得到,计算方法更具科学性和合理性。因此,本文冰储量的估算误差小于我国第一次冰川编目的冰储量的估算误差。此外,将2009年四工河4号冰川表面地形图与冰川厚度分布图相结合,绘制出了该冰川的冰床地形图,如图 6.6 所示,由该图可以看出,在冰体厚度最大值区域,冰床地形呈凹陷状,这与其相对平缓的冰川表面地形(图 6.1)形成了明显对比。



图 6.6 四工河 4 号冰川冰床地形图

Figure 6.6 Contour map showing the bedrock topography of Sigong River Glacier No.4

6.3 本章小结

2009 年对天山博格达峰地区的四工河 4 号冰川进行了探地雷达测厚工作, 获得了该冰川的厚度数据,基于该冰川的厚度数据,在 GIS 技术的支持下,采用 Co-Kriging 插值方法结合理想塑性体理论对冰川非测厚区域的厚度进行了重建, 绘制出了冰川厚度等值线图并对冰川平均厚度和冰储量进行了估算,将 2009 年 四工河 4 号冰川表面地形图与厚度分布图相结合,绘制出了该冰川的冰床地形 图,主要得出如下结论:

(1)根据 2009 年四工河 4 号冰川雷达测厚结果,纵剖面 A1A2 段冰体平均厚度 为 70.8 m,冰体厚度最大值为 104.9 m,出现于海拔 3775 m 趋于主流线位置,并 且在冰体厚度最大值区域,雷达测厚纵剖面冰下地形呈现凹陷状,冰下槽谷横剖 面也呈凹陷状,冰床地形在此处呈凹陷状与冰川表面相对平缓的地形形成明显的 对比。

(2)基于探地雷达所测冰川厚度数据和雷达测线差分 GPS 定位数据,在 ArcGIS 软件下,采用 Co-Kriging 插值法与冰川理想塑性体理论相结合的方法实现了非测 厚区域厚度的重建,并且计算得到四工河 4 号冰川的平均厚度为 27.6 m,冰储量 为 0.076 km³。

(3)从冰川厚度等值线图的绘制得出,与 Kriging 插值法相比, Co-Kriging 插 值法更能优化插值结果,消除厚度图层的一些噪声点,解决了雷达测厚区域冰厚 图层分布的粗糙问题。

第7章 结论与展望

7.1 本文的主要结论

在中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候背景下,为验证度日模型模拟该地 区冰川长时间序列物质平衡的可行性和稳定性,本文选择中国境内冰川物质平衡 观测时间最长的天山乌鲁木齐河源1号冰川进行度日物质平衡模拟研究。基于乌 鲁木齐河源1号冰川附近的大西沟气象站的气温和降水观测数据,应用度日模型 模拟了乌鲁木齐河源1号冰川1987-2008年的物质平衡的时空变化:模型参数是 采用 Braithwaite et al.(2002)所用的方法即最小二乘法最小化物质平衡模拟值与 测量值之间的差距来率定或优化的;其中模型率定的参数主要有冰川冰和雪的度 日因子(最优化值分别为 8.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹和 2.7 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹)以及降水量垂直 分布的梯度参数 K: 对于研究时段内的每个物质平衡年, 模型性能的优劣通过消 融花杆年物质平衡的模拟值与测量值的相关系数来评价。采用模型最终率定的参 数值对乌鲁木齐河源1号冰川的物质平衡进行模拟,并对乌鲁木齐河源1号冰川 东、西支在气温升高 1℃,降水增加 5%或不增加的气候情景下的物质平衡静态 敏感性进行了分析,对于模型参数的稳定性也做了讨论。为将度日模型推广到中 国西部其他冰川物质平衡的模拟研究中,本文选择中国科学院天山冰川观测试验 站监测冰川——天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川作为研究区, 基于青冰滩 72 号冰川 2008 年 8 月份和 2009 年 5-8 月的气温、降水和物质平衡的观测数据, 计 算出了该冰川的度日因子,并基于度日因子计算值,应用度日模型对冰川裸冰区 2008 年 8 月份消融花杆的物质平衡进行了模拟研究。为寻求一个科学合理的方 法对冰川非雷达测厚区域的厚度数据进行重建,并结合雷达测厚区域的厚度数据 分析冰川厚度分布和冰床地形以及估算冰储量,本文选择天山博格达峰地区四工 河 4 号冰川进行雷达测厚研究。基于 2009 年四工河 4 号冰川雷达测厚数据,在 GIS 技术的支持下,采用 Co-Kriging 插值方法结合理想塑性体理论对该冰川非雷 达测厚区域的厚度进行了重建,绘制出了冰川厚度等值线图并对冰川平均厚度和 冰储量进行了估算,将2009年四工河4号冰川表面地形图与厚度分布图相结合, 绘制出了该冰川的冰床地形图。通过本文的研究工作,得出如下主要结论:

(1)采用度日物质平衡模型率定得到的同一套参数值对乌鲁木齐河源 1 号冰

川 1987-2008 年物质平衡的时空变化进行模拟,结果表明,不仅是对单个消融花 杆还是对整个冰川而言,乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡的模拟值与测量值均符 合得很好,其中对于每个物质平衡年,单点物质平衡的模拟值与测量值之间的相 关系数均超过 0.95。由此表明在当前中国西北地区由暖干向暖湿转型的气候背景 下,应用度日模型模拟长时间序列的物质平衡是可行的、稳定的。

(2)在气温升高 1℃,降水增加 5%或不增加的气候情景下,乌鲁木齐河源 1 号冰川东支的物质平衡静态敏感性值分别为-0.80 和-0.87m w.e. a⁻¹℃⁻¹,西支的值 分别为-0.68 和-0.74m w.e. a⁻¹℃⁻¹。并且,在气温升高 1℃降水量不增加的气候情 景下,乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡静态敏感性值介于大陆型冰川或冰帽与海 洋型冰川或冰帽的之间。

(3)乌鲁木齐河源 1 号冰川模型参数稳定性分析表明,模型中所采用的参数 值是适用的、稳定的,当前气候条件下所确定的模型及其参数可以用于未来该冰 川物质平衡变化的预测研究中,并可以为此模型向中国西部与乌鲁木齐河源 1 号 冰川气候背景和规模相类似的冰川推广提供参考。

(4)青冰滩 72 号冰川雪的度日因子的平均值为 4.8 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹; 在冰川海 拔 3754-4169 m, 裸露冰川区冰的度日因子分别介于 5.8-13.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹, 其 平均值为 8.3 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹; 在冰川海拔 3821-3906 m, 表碛覆盖区冰的度日因 子介于 1.5-10.9 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹, 其平均值为 5.0 mm w.e. d⁻¹℃⁻¹。

(5)青冰滩 72 号冰川裸露冰川区 2008 年 8 月份度日物质平衡模拟结果表明, 消融花杆的物质平衡模拟值与测量值趋于吻合, 两者的相关系数为 0.95。

(6)根据 2009 年四工河 4 号冰川雷达测厚结果,冰体厚度最大值为 104.9 m, 出现于海拔 3775 m 趋于主流线位置,并且在冰体厚度最大值区域,雷达测厚纵 剖面冰下地形呈现凹陷状,冰下槽谷横剖面也呈凹陷状,冰床地形在此处呈凹陷 状与冰川表面相对平缓的地形形成明显的对比。

(7)基于探地雷达所测四工河 4 号冰川厚度数据和雷达测线差分 GPS 定位数据,在 ArcGIS 软件下,采用 Co-Kriging 插值法与冰川理想塑性体理论相结合的方法实现了非雷达测厚区域厚度的重建,并且计算得到四工河 4 号冰川的平均厚度为 27.6 m,冰储量为 0.076 km³。

(8)从四工河 4 号冰川厚度等值线图的绘制得出,与 Kriging 插值法相比, Co-Kriging 插值法更能优化插值结果,消除厚度图层的一些噪声点,解决了雷达

测厚区域冰厚图层分布的粗糙问题。

7.2 展望

本文应用度日模型分别对天山乌鲁木齐河源1号冰川和青冰滩72号冰川的 物质平衡进行了模拟研究。乌鲁木齐河源1号冰川的模拟结果表明,在当前中国 西部气候条件变化幅度比较大的情况下,应用度日模型模拟长时间序列的冰川物 质平衡时可行的、稳定的。青冰滩 72 号冰川的模拟结果表明,度日模型模拟值 与测量值基本一致,说明度日模型在该冰川可以应用。在乌鲁木齐河源1号冰川 和青冰滩 72 号冰川上应用度日模型时,模拟方法的主要区别在于冰川区降水量 的推算上。对于降水量的推算, 乌鲁木齐河源1号冰川的降水量推算是在基于大 西沟气象站降水观测数据和前人对冰川区降水量分布的研究(Li Zhongqin et al., 2006: 杨针娘等, 1987: 杨大庆等, 1992b)基础上,根据冰川物质平衡的多年观测 数据采用最小二乘法(Braithwaite et al., 2002)率定得到降水量垂直梯度参数的分 布,从而得到冰川区的降水量分布,该分布可以说是多年平均降水量的分布,之 所以采用这种方法是由于该冰川采用线性推算的降水量方法,模型误差比本文采 用方法的大,特别是在冰川最大降水带以上海拔区域,线性推算方法不能体现实 际降水量的空间变化,而本文方法则能解决该问题;青冰滩72号冰川的降水量 推算是采用线性垂直递推的方法(杨大庆等, 1988), 之所以采用这种方法, 一方 面原因在于该冰川上消融花杆布设基本在消融区,积累区观测工作难以进行(雪 崩、极为陡峭等因素影响),根据冰川上气象站的观测数据,降水量随海拔是线 性递增的, 消融花杆布设点还没到冰川区最大降水带, 乌鲁木齐河源1号冰川最 大降水带以下海拔区域降水量分布规律与青冰滩 72 号冰川的类似,基本也是线 性递增的,另一方面在青冰滩72号冰川度日物质平衡模型中用线性递推的方法 推算降水量,所得模拟结果与测量结果基本符合,说明此方法适用。

本文结论之一是乌鲁木齐河源 1 号冰川在当前气候条件下所确定的模型及 其参数可以用于未来该冰川物质平衡变化的预测研究中,并可以为此模型向中国 西部与乌鲁木齐河源 1 号冰川气候背景和规模相类似的冰川推广提供参考,因 此,下一步冰川数值模拟的工作将围绕乌鲁木齐河源 1 号冰川未来物质平衡变化 的预测和该模型向流域尺度的推广应用展开,并将该度日模型耦合浅冰层近似冰

流模型组成冰川动力学模型对中国西部有观测记录的冰川进行模拟研究。本文青 冰滩 72 号冰川的物质平衡的模拟时段为 2008 年 8 月份,未来将对该冰川的年物 质平衡进行模拟研究,并且通过对该冰川的定位监测,获取大量的降水观测数据, 掌握冰川区降水量随海拔的分布规律,为该冰川动力学模拟研究提供科学依据。

本文选择四工河 4 号冰川进行雷达测厚与研究,在非雷达测厚区域厚度数据 的重建和冰川厚度分布图的绘制问题上进行了探索性的工作,最终提出一种新方 法,即在 ArcGIS 软件下,采用 Co-Kriging 插值法与冰川理想塑性体理论相结合 的方法实现了非雷达测厚区域厚度的重建,绘制出了冰川厚度分布图,并对冰川 平均厚度和冰储量进行了估算;此外,该方法解决了雷达测厚区域冰厚图层分布 的粗糙等问题。由于我国境内有 46377 条冰川(Shi Yafeng et al., 2008a; 施雅风等, 2005),有厚度探测记录的冰川相对较少,因此,将来的冰川雷达测厚工作将在 更多的冰川上开展,以积累更多的冰川厚度数据,为冰川厚度模拟、冰储量估算、 冰川动力学模型等研究提供可靠的输入参数;另外,冰川在一定时段内的厚度减 薄量近似等于该时段内冰川物质平衡的亏损量,未来将冰川厚度的变化与冰川物 质平衡、冰川变化等相结合进行研究。

参考文献

- Aðalgeirsdóttir G, Jóhannesson T, Björnsson H, et al. 2006. Response of Hofsjökull and southern Vatnajökull, Iceland, to climate change [J]. Journal of Geophysical Research, 111, F03001, doi:10.1029/2005JF000388.
- Ambach W. 1988. Heat balance characteristics and ice ablation, western EGIG-profile, Greenland, Seventh Northern Research Basins Symposium/Workshop [C]. In: Applied Hydrology in the Development of Northern Basins, May 25-June 1, Copenhagen Danish Society for Arctic Technology, Ililissat, Greenland, 59-70.
- Anderson B, Lawson W, Owens I, et al. 2006. Past and future mass balance of 'Ka Roimata o Hine Hukatere' Franz Josef Glacier, New Zealand [J]. Journal of Glaciology, 52(179): 597–607.
- Annan A P. 1999. Ground penetrating radar workshop notes[M]. Mississauga: Sensors and Software Inc., 14-21.
- Annette Semadeni-Davies. 1997. Monthly snowmelt modelling for large-scale climate change studies using the degree day approach [J]. Ecological Modelling, 101(2-3): 303-323.
- Arendt A A, Echelmeyer K A, Harrison W D, et al. 2002. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level [J]. Science, 297(5580): 382-386.
- Arendt A, Sharp M. 1999. Energy balance measurements on a Canadian high arctic glacier and their implications for mass balance modeling[C]. In: Tranter M, et al. eds. Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases (Proceedings of the IUGG Symposium, Birmingham, 1999). IAHS Publ., 256: 165-172.
- Arnold N S, Willis I C, Sharp M J, et al. 1996. A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier, I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland [J]. Journal of Glaciology, 42(140): 77–89.
- Braithwaite R J. 1985. Calculation of degree-days for glacier–climate research [J].
 Z. Gletscherkd. Glazialgeol, 20: 1–8.
- 10. Braithwaite R J, Olesen O B. 1985. Ice ablation in West Greenland in relation to

air temperature and global radiation [J]. Z. Gletscherkd. Glazialgeol, 20: 155–168.

- Braithwaite R J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland Ice Sheet studied by energy-balance modeling [J]. Journal of Glaciology, 41(137): 153–160.
- Braithwaite R J, Konzelmann T, Marty C, et al. 1998. Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies [J]. Journal of Glaciology, 44(148): 583–588.
- Braithwaite R J, Olesen O B. 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland [M]. In: Oerlemans J, ed. Glacier Fluctuations and Climatic Change. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 219-233.
- Braithwaite R J, Zhang Y. 1999. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes [J]. Geografiska Annualer, 81A(4): 489–496.
- Braithwaite R J, Zhang Y. 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model [J]. Journal of Glaciology, 46(152): 7–14.
- Braithwaite R J, Zhang Y, Raper S C B. 2002. Temperature sensitivity of the mass balance of mountain glaciers and ice caps as a climatological characteristic [J]. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 38(1): 35–61.
- Braun L N, Weber M, Schulz M. 2000. Consequences of climate change for runoff from Alpine regions [J]. Annals of Glaciology, 31: 19-25.
- Brun E, Martin E, Simon V, et al. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting [J]. Journal of Glaciology, 35(121): 333–342.
- Casal T G. D, Kutzbach J E, Thompson L G. 2004. Present and past ice-sheet mass balance simulations for Greenland and the Tibetan Plateau [J]. Climate Dynamics, 23: 407-425.
- 20. Chen J, Funk M. 1990. Mass balance of Rhonegletcher during 1882/83~1986/87
 [J]. Journal of Glaciology, 36(123):199-209.
- Clyde G D. 1931. Snow melting characteristics [J]. Utah Agricultural Experiment Station Bull, 231: 1-23.
- 22. Collins E H. 1934. Relationship of degree-days above freezing to runoff [M]. In:

Trans. Am. Geophys. Union, eds. Reports and Papers, Hydrology, 624–629.

- Corps of Engineers. 1956. Summary Report of the Snow Investigations, Snow Hydrology [M]. Portland, Oregon: US Army Engineer Division, 437.
- 24. De Woul M, Hock R. 2005. Static mass-balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach [J]. Annals of Glaciology, 42: 217-224.
- Drewry D J, Jordan S R, Jankowski E. 1982. Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics[J]. Annals of Glaciology, 3: 83-91.
- Evans S. 1963. Radio techniques for the measurement of ice thickness[J]. Polar Record, 11(73): 406-410.
- Finsterwalder S, Schunk H. 1887. Der Suldenferner [J]. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, 18: 72-89.
- Glen J W, Paren J G. 1975. The electrical properties of ice and snow[J]. Journal of Glaciology, 15(73): 15-38.
- He Xianzhong, Du Jiankuo, Ji Yapeng, et al. 2010. Characteristics of DDF at Baishui Glacier No.1 region in Yulong Snow Mountain [J]. Journal of Earth Science, 21(2): 148–156.
- Hock R. 1999. A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation [J]. Journal of Glaciology, 45(149): 101–111.
- Hock R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas [J]. Journal of Hydrology, 282(1–4): 104–115.
- Hock R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modeling [J]. Progress in Physical Geography, 29(3): 362-391.
- 33. Hock R, Jansson P, Braun L. 2005. Modelling the response of mountain glacier discharge to climate warming[M]. In: Huber U M, Reasoner M A, Bugmann H, eds. Global Change and Mountain Regions: a State of Knowledge Overview. Dordrecht: Springer, 293-52.
- Hoinkes H, Steinacker R. 1975. Hydrometeorological implications of the mass balance of Hintereisferner, 1952-53 to 1968-69 [C]. In: Proceedings of the snow and ice symposium, Moscow 1971. IAHS Publ., 104: 144-149.
- Huintjes E, Li Huilin, Sauter T, et al. 2010. Degree-day modelling of the surface mass balance of Urumqi Glacier No.1, Tianshan, China [J]. The Cryosphere Discussions, 4: 207-232.

- Huybrechts P, Letreguillyb A, Reeh N. 1991. The Greenland ice sheet and greenhouse warming. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, (Global and Planetary Change Section), 89: 399-412.
- Jansson P, Hock R, Schneider T. 2003. The concept of glacier storage: a review
 [J]. Journal of Hydrology, 282(1-4): 116-129.
- Jóhannesson T. 1997. The response of two Icelandic glaciers to climatic warming computed with a degree-day glacier mass balance model coupled to a dynamic glacier model [J]. Journal of Glaciology, 43(144): 321–327.
- Jóhannesson T, Sigurdsson O, Laumann T, et al. 1995. Degree-day glacier mass-balance modeling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland [J]. Journal of Glaciology, 41(138): 345–358.
- 40. Kang Ersi, Chen Guodong, Lan Yongchao, et al. 1999. A model for simulating the response of runoff from the mountainous watersheds of inland river basins in the arid area of northwest China to climatic changes [J]. Science in China (Series D), 42(1): 52-63.
- Kayastha R B. 2001. Study of glacier ablation in the Nepalese Himalayas by the energy balance model and positive degree-day method [D]. PhD Thesis. Graduate School of Science, Nagoya University, 95.
- Kayastha R B, Ageta Y, Nakawo M et al. 2003. Positive degree-day factors for ice ablation on four glaciers in the Nepalese Himalayas and Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Bulletin of Glaciological Research, 20: 7-14.
- 43. Kayastha R B, Ohata T, Ageta Y. 1999. Application of a glacier mass-balance model to a Himalayan Glacier [J]. Journal of Glaciology, 45(151): 559-567.
- 44. Kayastha R B, Takeuchi Y, Nakawo M, et al. 2000. Practical prediction of ice melting beneath various thickness of debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, using a positive degree-day factor [M]. In: Nakawo M, Raymond C F, Fountain A, eds. Debris-Covered Glaciers, IAHS Publ., 264: 71-81.
- Kuhn M. 1985. Fluctuations of climate and mass balance: Different responses of two adjacent glaciers [J]. Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 21: 409-416.
- 46. Kustas W P, Rango A, Uijlenhoet R. 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model [J]. Water Resources Research, 30(5): 1515-1527.
- 47. Laumann T, Reech N. 1993. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway[J]. Journal of Glaciology, 39(133): 656-665.
- 48. Li Huilin. 2008. Prediction of future evolution of Urumqi Glacier No.1, east

Tianshan, northwestern China[G]. In: State Key Laboratory of Cryospheric Sciences of Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, ed. Annual Report 2008 of State Key Laboratory of Cryospheric Sciences. Lanzhou, 69-84.

- 49. Li Zhongqin, Edwards R, Mosley-Thompson E, et al. 2006. Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snow-firn packs at the PGPI site on Urumqi Glacier No.1, Eastern Tianshan, China [J]. Annals of Glaciology, 43: 250–256.
- Li Zhongqin, Shen Yongping, Li Huilin, et al. 2008. Response of the melting in eastern Tianshan to climate change [J]. Advances in Climate Change Research, 4: 67-72.
- Li Zhongqin, Wang Wenbin, Zhang Mingjun, et al. 2009. Observed changes in streamflow at the headwaters of the Urumqi River, eastern Tianshan, Central Asia
 [J]. Hydrological Processes, 24(2):217-224.
- Liu Shiyin, Zhang Yong, Zhang Yingsong, et al. 2009. Estimation of glacier runoff and future trends in the Yangtze River source region, China [J]. Journal of Glaciology, 55(190): 353–362.
- Lliboutry J. 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances[J]. Journal of Glaciology, 13(69): 317-392.
- Mattson L E, Gardner J S. 1989. Energy exchange and ablation rates on the debris-covered Rakhiot Glacier, Pakistan [J]. Z. Gletsherk.Glaziageology, 25 (1): 17-32.
- Möller M, Schneider C. 2010. Calibration of glacier volume-area relations from surface extent fluctuations and application to future glacier change [J]. Journal of Glaciology, 56(195): 33–40.
- Moore J C, Pälli A, Ludwig F, et al. 1999. High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground penetrating radar[J]. Journal of Glaciology, 45(151): 524-532.
- Nolan M, Motkya R J, Echelmeyer K, et al. 1995. Ice-thickness measurements of Taku Glacier, Alaska, USA and their relevance to its recent behavior[J]. Journal of Glaciology, 41(139): 541-553.
- 58. Oerlemans J. 1993. Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alfotbreen [J]. Journal of Glaciology, 38(129): 223–232.

- 59. Oerlemans J, Anderson B, Hubbard A, et al. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming [J]. Climate Dynamics, 14(4): 267–274.
- 60. Ohmura A. 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 40: 753-761.
- 61. Paterson W S B. 1994. The Physics of Glaciers, 3rd Edition [M].Oxford: Pergamon Press, 1-480.
- Plewes L A, Hubbard B. 2001. A review of the use of radio-echo sounding in glaciology[J]. Progress in Physical Geography, 25(2): 203-236.
- Ramirez E, Francou B, Ribstein P, et al. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S)[J]. Journal of Glaciology, 47(157): 187-194.
- 64. Rana B, Nakawo M, Ageta Y, et al. 1998. Glacier ablation under debris cover: field observations on Lirung Glacier, Nepal Himalayas [A]. Ecohydrology of High Mountain Areas (Proceedings of the International Conference on Ecohydrology of High Mountain Areas, Kathmandu, 1996)[C]. Kathmandu: International Central for Integrated Mountain Development, 393-403.
- 65. Rango A, Martinec J. 1995. Revisiting the degree-day method for snowmelt computations [J]. Water Resources Bulletin, 31: 657–69.
- Raper S C B, Braithwaite R J. 2006. Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming [J]. Nature, 439(7074): 311–313.
- 67. Reeh N. 1991. Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet[J]. Polarforschung, 59(3): 113-128.
- Schneider C, Kilian R, Glaser M. 2007. Energy balance in the ablation zone during the summer season at the Gran Campo Nevado Ice Cap in the southern Andes [J]. Global and Planetary Change, 59: 175–188.
- Schuler T V, Hock R, Jackson M, et al. 2005. Distributed mass balance and climate sensitivity modeling of Engabreen, Norway [J]. Annals of Glaciology, 42: 395–401.
- Sensors & Software Inc. 2006. pulse EKKO PRO User's Guide[M]. Mississauga, Sensors & Software Inc, 1-161.
- Shi Yafeng, Huang Maohuan, Yao Tandong, et al. 2008a. Glaciers and Related Environments in China [M]. Beijing: Science Press, 1-539.
- 72. Shi Yafeng, Liu Shiyin, Ye Baisheng, et al. 2008b. Concise Glacier Inventory of

China [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 1-205.

- 73. Singh P, Kumar N. 1996. Determination of snowmelt factor in the Himalayan region[J]. Hydrological Sciences Journal, 41(3): 301-310.
- Singh P, Kumar N, Arora M. 2000a. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas [J]. Journal of Hydrology, 235: 1-11.
- 75. Singh P, Kumar N, Ramasastri K S, et al. 2000b. Influence of a fine debris layer on the melting of snow and ice on a Himalayan glacier [M]. In: Nakawo M, Raymond C F, Fountain A, eds. Debris-covered Glacier, Proceedings of the Workshop on Debris-covered Glaciers, Seattle, 2000: IAHS Publ., 264: 63-69.
- 76. Wang Feiteng, Li Zhongqin, Edwards R, et al. 2007. Long-term changes in the snow-firn pack stratigraphy on Urumqi glacier No.1, eastern Tien Shan, China[J]. Annals of Glaciology, 46: 331-334.
- 77. Waite A H, Schmidt S J. 1962. Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operatin, over thick ice and snow[J]. Proceedings of the Institute of Radio Engineers, 50(6):1515-1520.
- World Meteorological Organization (WMO). 1986. Intercomparison of models of snowmelt runoff [M]. In: Operational Hydrological Report 23 (WMO No.646). Geneva: WMO.
- 79. Yang Daqing, Shi Yafeng, Kang Ersi, et al. 1989. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi River basin, Tianshan[C]. In: Proc. Int. Workshop on Precipitation Measurement, St. Moritz, Switzerland: WMO/IAHS/ETH, 173-179.
- Yao Tandong, Wang Youqing, Liu Shiyin, et al. 2004. Recent glacial retreat in high Asia in China and its impact on water resource in Northwest China [J]. Science in China (Series D), 47(12): 1065–1075.
- Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian. 2006a. Observed degree-day factors and their spatial variation on glaciers in western China [J]. Annals of Glaciology, 43: 301–306.
- Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian. 2007. Glacier meltwater and runoff modeling, Keqicar Baqi glacier, southwestern Tianshan, China [J]. Journal of Glaciology, 53(180): 91–98.
- 83. Zhang Yong, Liu Shiyin, Xie Zichu, et al. 2006b. Application of a degree-day model for the determination of contributions to glacier meltwater and runoff near

Keqicar Baqi glacier, southwestern Tianshan [J]. Annals of Glaciology, 43: 280–284.

- Zhang Yong, Liu Shiyin, Xu Junli, et al. 2008. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China [J]. Environmental Geology, 56(1): 59–68.
- 85. 曹敏, 李忠勤, 李慧林. 2011. 天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川表面运动 速度特征研究[J]. 冰川冻土, 33(1): 21–29.
- 86. 崔玉环, 叶柏生, 王杰, 等. 2010. 乌鲁木齐河源 1 号冰川度日因子时空变化 特征[J]. 冰川冻土, 32(2): 265–274.
- 87. 邓晓峰, 王存年. 1983. 天山博格达峰地区冰碛物和冰缘沉积物的砾石组构 特征[J]. 冰川冻土, 5(3): 217-226.
- 88. 邓养鑫, 邓晓峰. 1983. 天山博格达峰地区现代冰缘地貌特征[J]. 冰川冻土, 5(3): 179-190.
- 89. 丁永建, 炳宏涛. 1996. 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, 18(增刊): 23-32.
- 90. 渡边兴亚, 上田丰, 任贾文. 1983a. 东天山博格达峰地区四工河源冰川的粒 雪特征[J]. 冰川冻土, 5(3): 25-36.
- 91. 渡边兴亚, 上田丰, 张文敬. 1983b. 天山博格达北坡冰川结构观测[J]. 冰川 冻土, 5(3): 71-82.
- 92. 高鑫, 叶柏生, 张世强等. 2010. 1961~2006 年塔里木河流域冰川融水变化及 其对径流的影响[J].中国科学, 40(5): 654–665.
- 93. 韩添丁, 刘时银, 丁永建, 等. 2005. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡特征[J]. 地球科学进展, 20(3): 298-303.
- 94. 韩添丁, 王纯足. 1993. 1988/1989 年乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡的补充 报告[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1993), 12: 10-16.
- 95. 何茂兵, 孙波, 杨亚新, 等. 2004. 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, 27(3): 235—339.
- 96. 何茂兵,杨亚新,陈越,等. 2003. 浅谈探地雷达在冰川研究中的应用[J]. 华 东地质学院院报, 26(1): 48-51.
- 97. 焦克勤, 王纯足. 1999. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡观测研究

(1996/1997 和 1997/1998 年度)[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报 (1996-1998), 15: 109-122.

- 98. 焦克勤, 王纯足, 韩添丁. 2000. 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, 22(1): 62-64.
- 99. 金爽, 张明军, 李忠勤, 等. 2009. 托木尔峰青冰滩 72 号冰川水文气象特征初步分析[J]. 安徽农业科学, 37(18): 8587-8589.
- 100.康尔泗. 1983. 天山博格达峰北坡的冰川融水径流及其对河流的补给[J]. 冰川冻土,5(3): 113-122.
- 101.康尔泗, Ohmura A. 1994. 天山冰川消融参数化能量平衡模型[J]. 地理学报, 49(5): 467–476.
- 102.康兴成, 沃罗申娜, 谢自楚. 2000. 天山山区的气候[M]. 北京: 科学出版社, 45-60.
- 103.李传金, 李忠勤, 王飞腾, 等. 2007. 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, 29(2): 169-175.
- 104.李慧林. 2010. 中国山岳冰川动力学模拟研究——以乌鲁木齐河源 1 号冰川 为例[D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 54-58.
- 105.李慧林,李忠勤,秦大河.2009. 冰川动力学模式基本原理和参数观测指南[M]. 北京: 气象出版社,1-56.
- 106.李慧林, 李忠勤, 沈永平, 等. 2007. 冰川动力学模式及其对中国冰川变化预测的适应性[J]. 冰川冻土, 29(2): 201-208.
- 107.李吉均, 苏珍. 1996. 横断山冰川[M]. 北京: 科学出版社, 70-110.
- 108.李江风. 1991. 新疆气候[M]. 北京: 气象出版社, 5-73.
- 109.李向应, 丁永建, 刘时银. 2007. 中国境内冰川成冰作用的研究进展[J]. 地球 科学进展, 22(4): 386-395.
- 110.李向应, 丁永建, 刘时银, 等. 2008. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川成冰带分布 特征的再研究[J]. 冰川冻土, 30(1): 93-99.
- 111.李向应, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 2006. 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, 28(1): 37-44.
- 112.李忠勤. 2006. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(2003-2004), 17: 136-140.

- 113.李忠勤, 董志文. 2009. 天山托木尔峰青冰滩 72 号冰川每天以 3 到 5cm 速度 消融[J]. 科技创新与品牌, 19: 44-46.
- 114.李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 2003. 乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40 a 观测事实[M]. 冰川冻土, 25(2): 117-123.
- 115.李忠勤, 李开明, 王林. 2010. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 30(1): 96–106.
- 116.李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 2007a. 冰川消融对气候变化的响应——以乌 鲁木齐河源1号冰川为例[M]. 冰川冻土, 29(3): 333-342.
- 117.李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 2007b. 天山乌鲁木齐河源1号冰川消融对气候 变化的响应[M]. 气候变化研究进展, 3(3): 132-137.
- 118.李忠勤, 王飞腾, 朱国才, 等. 2007c. 天山庙尔沟平顶冰川的基本特征和过去 24 a 间的厚度变化[J]. 冰川冻土, 29(1): 61-65.
- 119.刘潮海, 久尔盖洛夫 M E. 1989. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究 [G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1989), 8: 1-23.
- 120.刘潮海, 王纯足. 1992. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程观测研究[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1992), 11: 1-14.
- 121.刘潮海, 王纯足, 韩添丁, 等. 1988. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累、消融和物质平衡研究[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1988), 7: 1-10.
- 122.刘潮海,谢自楚,王纯足. 1997. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研 究[J].冰川冻土, 19(1): 17-24.
- 123.刘时银, 丁永建, 王宁练, 等. 1998. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对 气候变化的敏感性研究[J].冰川冻土, 20(1): 9–13.
- 124.刘时银, 丁永建, 叶柏生, 等. 1996. 度日因子用于乌鲁木齐河源 1 号冰川物 质平衡计算的研究[C]. 见:第五届全国冰川冻土学大会论文集(上册). 兰州: 甘肃文化出版社, 197-204.
- 125.刘时银, 王纯足. 1997. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1995/96 年度物质平衡 [G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1995-1996), 14: 55-62.
- 126.马凌龙,田立德,杨威,等. 2008. 青藏高原南部羊八井古仁河口冰川 GPR 测 厚及冰川体积估算[J]. 冰川冻土, 30(5): 783-788.
- 127.佩特森 W S B 著, 张祥松, 丁亚梅译. 1987. 冰川物理学[M]. 北京: 科学出

版社, 1-250.

- 128. 谯程骏, 何晓波, 叶柏生. 2010. 唐古拉山冬克玛底冰川雪冰度日因子研究[J]. 冰川冻土, 32(2): 257-264.
- 129.仇家琪,邓养鑫. 1983. 天山博格达峰地区的雪崩[J]. 冰川冻土, 5(3): 227-234.
- 130.施雅风. 2001. 2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估[J]. 冰川 冻土, 23(4): 333-341.
- 131.施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋, 等. 2000a. 中国冰川与环境——现在、过去和未来 [M]. 北京: 科学出版社, 101-131.
- 132.施雅风, 刘潮海, 王宗太, 等. 2005. 简明中国冰川目录[M]. 上海:上海科学 普及出版社, 1-192.
- 133.施雅风, 刘时银. 2000b. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估[J]. 科学通报, 45(4): 434-438.
- 134.施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003a. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 23(2): 152–164.
- 135.施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003b. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题 评估[M]. 北京: 气象出版社, 1-124.
- 136.孙波, 何茂兵, 张鹏, 等. 2003. 天山 1 号冰川厚度和冰下地形探测与冰储量 分析[J]. 极地研究, 15(1): 35-44.
- 137.孙波, 温家洪, 何茂兵, 等. 2002. 北冰洋海冰厚度穿透雷达探测与下表面形态特征分析[J]. 中国科学(D 辑), 32(11): 951-958.
- 138.苏 珍. 1985. "七一"冰川厚度的测定及重力法测量冰川厚度的几个问题[M]. 见:中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第5号. 北京:科学出版社, 16-21.
- 139.苏 珍,张文敬,丁良福. 1985. 托木尔峰地区的现代冰川[M]. 见:中国科学院登山科学考察队编. 天山托尔峰地区的冰川与气象. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 22-98.
- 140.苏 珍,张祥松,顾钟炜. 1980. 巴托拉冰川厚度测量和冰量计算[M]. 见:中国科学院兰州冰川冻土研究所著. 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究. 北京:科学出版社, 42-56.
- 141.苏珍, 等. 1998. 喀喇昆仑山-昆仑山地区冰川与环境[M]. 北京: 科学出版社,

38-56.

- 142.王纯足, 刘潮海. 1991. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累、消融及物质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1991), 10: 1-9.
- 144.王纯足, 刘潮海. 1996a. 乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡研究(1993/1994)[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1993-1995), 13: 84-89.
- 145.王纯足, 刘潮海, 韦志高, 等. 1990. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究 1989.8.31-1990.8.31[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1990), 9: 1-12.
- 146.王纯足, 刘时银. 1996b. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡(1994/1995)[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1993-1995), 13: 90-95.
- 147.王纯足, 王新中, 王晓军. 1987. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1987), 6: 1-6.
- 148.王飞腾. 2009.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 PGPI 雪层剖面特征及演化研究[D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 12-18.
- 149.王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 2006. 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, 28(1): 45-53.
- 150.王宁练, 蒲健辰. 2009. 祁连山八一冰川雷达测厚与冰储量分析[J]. 冰川冻土, 31(3): 431-435.
- 151.王璞玉, 李忠勤, 曹敏, 等. 2010. 近 45 年来托木尔峰青冰滩 72 号冰川变化 特征[J]. 地理科学, 30(6): 962–967.
- 152.王文彬. 2009. 新疆天山不同区域冰川变化观测事实与对比[D]. 中国科学院 研究生院博士学位论文, 1-100.
- 153.王晓军, 王新中, 孟兆军, 等. 1987a. 乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡计算及积累消融梯度的变化[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1984-1985),
 4: 7-18.
- 154.王晓军, 王仲祥, 王纯足. 1987b. 乌鲁木齐河源 1 号冰川的积消特征及成冰 过程[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1986), 5: 1-8.
- 155.王晓军, 伍光和, 王新中, 等. 1987c. 乌鲁木齐河源1号冰川积累消融的观测

[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1983-1984), 3: 1-15.

- 156.王晓军, 张金华. 1981. 乌鲁木齐河源1号冰川积累区雪层剖面和积累量的观测[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1980-1981), 1: 11-21.
- 157. 王银生, 仇家琪. 1983. 天山博格达峰地区现代冰川分布特征[J]. 冰川冻土, 5(3): 17-24.
- 158.伍光和, 上田丰, 仇家琪. 1983a. 天山博格达山脉的自然地理特征及冰川发育的气候条件[J]. 冰川冻土, 5(3): 5-16.
- 159.伍光和, 张顺英, 王仲祥. 1983b. 天山博格达峰现代冰川的进退变化[J]. 冰川冻土, 5(3): 143-152.
- 160.吴倩如, 康世昌, 高坛光, 等. 2010. 青藏高原纳木错流域扎当冰川度日因子 特征及其应用[J]. 冰川冻土, 32(5): 891–897.
- 161.武震. 2008. 探地雷达冰川测厚与储量估算[D]. 中国科学院研究生院硕士学 位论文, 1-76.
- 162.武震, 刘时银, 张世强. 2009. 祁连山老虎沟 12 号冰川冰下形态特征分析[J]. 地球科学进展, 24(10): 1049-1158.
- 163.谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 2004. 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, 27(4): 570-575.
- 164.谢自楚. 2010. 冰川的物质平衡[M]. 见:谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论. 上海: 上海科学普及出版社, 85-134.
- 165.谢自楚, 丁良福. 1996. 高亚洲冰川物质平衡及其对气候的响应研究[J]. 冰川 冻土, 18(增刊): 5-11.
- 166.谢自楚, 葛光文. 1965. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的积累、消融及物质平衡 [M]. 见: 中国科学院地理研究所冰川冻土研究室. 天山乌鲁木齐河冰川与水 文研究. 北京: 科学出版社.
- 167.谢自楚, 刘潮海. 2010. 前言[M]. 见: 谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论. 上海: 上海科学普及出版社, iii-iv.
- 168.谢自楚,苏珍.1975.珠穆朗玛峰地区冰川的发育条件、数量及分布[M].见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1968),现代冰川与地貌.北京:科学 出版社, 8-13.
- 169.谢自楚, 伍光和, 王仲祥, 等. 1983. 天山博格达峰北坡冰川的成冰作用[J]. 冰川冻土, 5(3): 37-45.

- 170.谢自楚, 张金华. 1988. 中国冰川的物质平衡[M]. 见: 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 69-87.
- 171.杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 1988. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其 改正[J]. 冰川冻土, 10(4): 384–399.
- 172.杨大庆, 刘潮海, 王纯足, 等. 1992a. 冰川积累量测量和计算方法研究[J]. 冰川冻土, 14(1): 1–10.
- 173.杨大庆, 康尔泗, Blumer F. 1992b. 天山乌鲁木齐河源高山区的降水特征[J]. 冰川冻土, 14(3): 258-266.
- 174.杨惠安, 李忠勤. 2006a. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2003/04 年物质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(2003-2004), 17: 181-188.
- 175.杨惠安, 李忠勤, 焦克勤. 2003a. 天山乌鲁木齐河源1号冰川 1999-2000 年物 质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1999-2002), 16: 86-92.
- 176.杨惠安, 李忠勤, 焦克勤. 2003b. 天山乌鲁木齐河源1号冰川 2000-2002 年物
- 质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1999-2002), 16: 93-103. 177.杨惠安, 李忠勤, 焦克勤. 2006b. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2002/03 年物质
 - 平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(2003-2004), 17: 174-180.
- 178.杨惠安, 李忠勤, 王飞腾. 2009a. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2004/2005 年度 物质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(2005-2006), 18: 1-9.
- 179.杨惠安,李忠勤,周在明. 2009b. 天山乌鲁木齐河源1号冰川 2005/2006 年度
 - 物质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(2005-2006), 18: 10-17.
- 180.杨惠安, 王纯足, 焦克勤, 等. 2003c. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1998/1999 年度物质平衡[G]. 中国科学院天山冰川观测试验站年报(1999-2002), 16: 75-85.
- 181.杨针娘,等.1987. 乌鲁木齐河山区水量平衡的初步分析[M]. 见:中国地理学 会第二届全国冰川冻土学术会议论文选集. 北京:科学出版社,16–19.
- 182.姚檀栋, 上田丰, 等. 1993. 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, 60-68.
- 183.曾仲巩, 刘经仁. 1985. 羊龙河1号冰川厚度的地震勘探[M]. 见: 中国科学院 兰州冰川冻土研究所集刊, 第5号. 北京: 科学出版社, 22-26.
- 184.张金华. 1981. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡研究[J]. 冰川冻土, 3(2):

32-40.

- 185.张金华, 白重瑗. 1980. 巴托拉冰川的冰面消融及其变化[M]. 见: 喀喇昆仑 山巴托拉冰川考察与研究. 北京: 科学出版社, 83-98.
- 186.张金华, 王晓军. 1981. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累与消融[G]. 中国科学院 天山冰川观测试验站年报(1980-1981), 1: 3-10.
- 187.张金华, 王新中. 1984. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累与消融[G]. 中国科学院 天山冰川观测试验站年报(1981-1983), 2: 6-18.
- 188.张文敬,谢自楚. 1983. 天山博格达峰北坡现代冰川积累和消融特征及物质 平衡的估算[J]. 冰川冻土, 5(3): 59-70.
- 189.张祥松,周聿超,等. 1991. 喀喇昆仑山叶尔羌河冰川与环境[M]. 北京:科学 出版社, 43-52.
- 190.张祥松, 朱国才, 钱嵩林, 等. 1985. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雷达测厚[J]. 冰川冻土, 7(2): 153-162.
- 191.张寅生, 康尔泗. 2000. 能量平衡与冰面微气候[M]. 见: 施雅风, 黄茂桓, 姚 檀栋, 等. 中国冰川与环境——现在、过去和未来. 北京: 科学出版社, 79-100.
- 192.张寅生, 康尔泗, 刘潮海. 1994. 天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析[J]. 冰川冻土, 16(4): 333-341.
- 193.张勇. 2005. 度日模型在西南天山科其卡尔巴契冰川消融及融水径流模拟研究中的应用[D]. 中国科学院研究生院硕士学位论文, 1-67.
- 194.张勇, 刘时银, 丁永建, 等. 2006a. 天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究[J]. 冰川冻土, 28(4): 477-484.
- 195.张勇, 刘时银, 丁永建. 2006b. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J]. 地理学报, 61(1): 89–98.
- 196.张勇, 刘时银, 上官冬辉, 等. 2005. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变 化特征研究[J]. 冰川冻土, 27(3): 337–343.
- 197.中国科学院登山考察队. 1985. 天山托木尔峰地区的冰川与气象[M]. 乌鲁木 齐: 新疆人民出版社, 1-224.
- 198.中国科学院兰州冰川冻土研究所. 1986a. 中国冰川目录 (III) 天山山区 (西北部准噶尔内流区)[M]. 北京:科学出版社, 1-50.

- 199.中国科学院兰州冰川冻土研究所. 1986b. 中国冰川目录 (III) 天山山区 (东 部散流内流区)[M]. 北京:科学出版社, 41-43.
- 200.中国科学院兰州冰川冻土研究所. 1987. 中国冰川目录 (III) 天山山区 (西南部塔里木内流区)[M]. 北京:科学出版社, 64-67.
- 201.朱国才, 井晓平, 韩建康, 等. 1994. 柯林斯冰帽雷达测厚和冰下地形研究[J]. 南极研究(中文版), 6(2): 40-45.

附 录

个人简历:

姓名:	吴利华	性别:男	出生年月: 1981 年 3 月
民族:	汉	籍贯: 甘肃省泾川县	政治面貌:中共党员
专业:	自然地理学	研究方向: 冰冻圈与环境	E-mail: wulh325@163.com

主要学历和经历:

- 2000 年 9 月-2003 年 7 月: 陇东学院物理系就读 物理学教育专业
- 2003年9月-2005年7月:西北师范大学物理与电子工程学院就读

物理学专业 理学学士学位

2005年9月-2008年7月:西北师范大学物理与电子工程学院就读

理论物理专业 非线性物理方向 理学硕士学位

2008 年 9 月-至今: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所攻读自然地理学专业博 士学位

主要野外考察情况:

- 2008 年 7-9 月,参加天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川考察,并负责该冰川 的雷达测厚工作
- 2. 2009 年 7-8 月,参加天山博格达峰地区扇状分流冰川、四工河 4 号冰川和黑沟 8 号冰川考察,并负责每条冰川的雷达测厚工作
- 2009 年 8-10 月,参加天山托木尔峰地区青冰滩 72 号冰川、青冰滩 74 号冰川
 和托木尔冰川考察,并负责后面两条冰川的雷达测厚工作
- 4. 2010年5月,参加天山托木尔峰地区青冰滩72号冰川考察,并负责该冰川第二次雷达测厚工作
- 5. 2010年5月,参加天山奎屯河哈希勒根51号冰川考察

- 2010年9月,参加天山奎屯河哈希勒根51号冰川考察,并负责该冰川雷达测 厚工作
- 2010年10月,参加祁连山马粪沟十一冰川和祁连山七一冰川的考察,并负责 这两条冰川的雷达测厚工作
- 8. 每年 5-6 个月, 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川考察

攻读博士学位期间参加课题情况:

- 1. 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,科技部 973 项目,课题编号: 2007CB411501,科研骨干
- 2. 气候变化对西北干旱区水循环影响机理与水资源安全研究,科技部 973 项目, 课题编号: 2010CB951003,科研骨干
- 基于冰川动力学模式的黑河流域冰川变化模拟预测研究,国家自然科学基金 项目,课题编号:91025012,科研骨干
- 新疆天山不同区域代表性冰川物质平衡特征及其对气候变化的敏感性研究, 国家自然科学基金项目,课题编号:41001040,科研骨干
- 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,国家自 然科学基金项目,课题编号:40631001,科研骨干
- 新疆天山冰川对气候变化响应的机理与模拟预测,中科院方向性项目,课题 编号: KZCX2-EW-311,科研骨干

攻读博士学位期间发表的学术论文

- <u>Wu Lihua</u>, Li Huilin, Wang Lin, Luo Yuan. Application of a degree-day model for determination of mass balance of Urumqi Glacier No.1, Eastern Tianshan, China[J]. Journal of Earth Science, 2011, 第 4 期.
- <u>吴利华</u>,李忠勤,王璞玉,李慧林,王飞腾.天山博格达峰地区四工河4号冰 川雷达测厚与冰储量估算[J].冰川冻土,2011,33(2):276-282.
- 3. <u>吴利华</u>, 天山地区 2008-2010 年冰川雷达测厚[G]. 中国科学院天山冰川观测 试验站年报(2007-2008). 2011, 第 19 卷, 待刊.
- 黄茂桓, <u>吴利华</u>. 天山冰川观测试验站近十多年来冰川物理研究进展[M]//天 山冰川观测试验站 50 周年论文集. 北京: 气象出版社, 2011, 待刊.
- 王璞玉,李忠勤, <u>吴利华</u>,曹敏,李慧林. GPR,GPS 与 GIS 支持下的冰川厚度 及冰储量分析:以天山博格达峰黑沟 8 号冰川为例[J].地球科学, 2011,待 刊.
- 6. 王璞玉, 李忠勤, <u>吴利华</u>, 曹敏, 李慧林, 王文彬. 探地雷达在冰川厚度及冰 下地形探测中的应用[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2011, 待刊.

致 谢

光阴似箭,岁月如梭。经过三年的努力学习,终于盼来了提交论文、准备答辩的日子。此时此刻,难忘的野外科学考察经历、敬爱的老师、亲爱的同学和朋友令我心中充满无限的感激和深深的眷恋。这三年来,我得到了众多关心和帮助, 在此一一表示感谢:

首先,感谢我的导师李忠勤研究员三年来在学习上对我孜孜不倦的精心指导,在生活上给予我无微不至的关怀,他以渊博的知识、开阔的视野、严谨的治学态度、敏锐的洞察力和崇高的敬业精神激励着我奋发向上、积极进取,使我不断进步。本论文的选题、设计和实施过程中倾注了李老师大量的心血和汗水,论 文写作和修改过程中得到了李老师悉心的指导。在我即将完成博士学业之际,谨 向李老师对我的培养、支持和所付出的辛劳表示衷心地感谢和敬意!并祝李老师 身体健康!工作顺利!万事如意!

感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和冰冻圈科学国家重点实验室 对我的教育培养。感谢给予我指导和帮助的秦大河院士、丁永建老师、任贾文老 师、王宁练老师、黄茂桓老师、高前兆老师、何元庆老师、刘时银老师、叶柏生 老师、效存德老师、赵林老师、陈拓老师、杨梅学老师、段克勤老师、王正文老 师、王文华老师、刘景寿老师、秦翔老师、赵井东老师、宜树华老师、井哲帆老 师、韩添丁老师、郭治龙老师、杨惠安老师、朱宇漫老师、包秋芳老师等。

感谢国内外一些专家和学者们对我科研工作的大力支持和帮助:西北师范大学张明军教授、中国科学院新疆生态与地理研究所陈亚宁研究员、德国亚琛工业大学 Christoph Schneider 教授、美国德州达拉斯大学 Ronald Briggs 教授和夫人 Jeanne Briggs 女士。

感谢研究生处蔡英老师、张明娟老师、刘晓东老师和陈辉老师多年来在学习 和生活上给予的关心和帮助,感谢《冰川冻土》编辑部的沈永平老师、梁红老师、 祝国存老师,感谢中国地质大学《地球科学》(英文版)编辑部的宋衍茹老师。

感谢给予我热情和无私帮助的同学和朋友:张宁宁博士、王世金博士、李宗 省博士、王淑新博士、朱国锋博士、李传金博士、武震博士、姚晓军博士、王杰 博士、王雪峰博士、卿文武博士、刘俊峰博士、李超博士、闫佩迎博士、崔晓庆 博士、摆玉龙博士、万国宁博士、柳景峰博士、孙维君博士、陆胤昊博士、常丽

博士、于禄鹏博士、柳本立博士、孙志伟博士、王少昆博士、张华伟博士、肖瑶 博士、刘蓉博士、文小航博士、王立安博士、杨玉贵博士、王增如博士、赵求东 博士、田伟博士、蒲焘博士、高鑫硕士、刘广岳硕士、魏强兵硕士、徐国保硕士、 谯程骏硕士、刘婧硕士、辛惠娟硕士、杜建括硕士、孔彦龙硕士、刘章文硕士、 邱阳硕士等。

感谢三年来朝夕相处的同门兄弟姐妹:王飞腾博士、王文彬博士、李慧林博 士、赵淑慧博士、李开明博士、张晓宇博士、董志文博士、王璞玉博士、冯芳博 士、孙美平博士、王林硕士、周平硕士、金爽硕士、王鹏硕士、曹敏硕士、高闻 宇硕士、高文华硕士、李云硕士、王立伟硕士、雒园硕士、白金中硕士、颜东海 硕士、江合理硕士、王圣杰硕士、王彩霞同学、折远洋硕士、李旭亮硕士、怀保 娟硕士、李珊珊硕士、夏明营硕士、李效收硕士等。感谢他们在工作、学习、生 活上给予的关心和帮助。

本项研究依托天山冰川观测试验站,数据资料的采集和整理是全体观测人员 和研究人员艰辛努力的成果,衷心感谢长期坚持在冰川监测第一线的工作人员: 武录喜师傅、陈洪模师傅、马启宾师傅、马成立师傅、马应辉师傅、杨进禄师傅、 张恩泽师傅等,感谢他们在工作和生活上的关心和帮助。

最后,感谢我的父母和亲人,多年来,父母的支持和期望,一直是我成长的 动力,他们给予我精神上和物质上极大的支持和鼓励,使我得以健康成长并顺利 完成学业。另外,还有很多师长、同学和朋友给了我帮助和支持,在此不能一一 列举,但我铭记在心。

> 吴利华 2011 年 4 月