密级：_____

中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

硕士学位论文

水量平衡法计算的物质平衡与实测值的对比分析及应用

——以乌鲁木齐河流域为例

作者姓名：刘 铸

指导教师：李忠勤 研究员

中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所

学位类别：理学硕士

学科专业：自然地理学

研 究 所：中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所

2016 年 5 月

Comparison and application of the mass balance which is calculated by water balance method and measurement

——Take The Urumuqi River Basin as an example

By

Liu Zhu

Directed by *Li Zhongqin*

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Master of Science

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences

May, 2016

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：_____

关于学位论文使用的授权说明

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：_____

目 录

摘 要.....I

ABSTRACT.....III

第一章 绪论.....1

1.1 选题的背景及意义.....1

1.2 国内外研究进展.....2

1.2.1 冰川物质平衡观测进展.....2

1.2.2 冰川融水径流研究进展.....6

1.3 研究目标、内容及技术路线.....8

1.3.1 研究目标.....8

1.3.2 研究内容和技术路线.....8

第二章 研究区概况.....10

2.1 地貌条件.....11

2.2 气候和水文.....12

2.3 土壤和植被.....13

2.4 乌鲁木齐河河源 1 号冰川.....14

第三章 数据资料及研究方法.....15

3.1 数据资料.....15

3.1.1 冰川资料.....15

3.1.2 气象和径流数据.....15

3.2 研究方法.....16

3.2.1 实测物质平衡法.....16

3.2.2 水量平衡法.....20

第四章 乌鲁木齐河流域 1 号冰川水量平衡法与实测物质平衡值分析.....23

4.1 1982-2014 年 1 号冰川水量平衡法与实测物质平衡法结果对比.....23

4.2 1 号冰川物质平衡月变化特征.....24

4.3 水热条件对径流系数的影响.....26

4.4 小结.....27

第五章 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川物质平衡及融水径流 29
5.1 乌鲁木齐河流域 1964-2014 年冰川变化 29
5.2 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年物质平衡及融水径流 31
5.2.1 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川总面积逐年变化 31
5.2.2 乌鲁木齐河流域上游土地利用类型及其径流系数.....32
5.2.3 乌鲁木齐河流域冰川 1958-2009 物质平衡和冰川融水径流 33
5.3 乌鲁木齐河流域冰川累计物质平衡与 1 号冰川累计物质平衡对比分析35
5.4 小结 36
第六章 结论与展望.....38
6.1 主要结论 38
6.2 展望 39
参考文献.....40
个人简历.....46
致 谢.....48

摘 要

论文主要分为两部分，第一部分研究了 1982-2014 年乌鲁木齐河源 1 号冰川水量平衡法计算得到的物质平衡与实测物质平衡的关系，并分析了二者在不同时间段表现出的相同和差异所产生的原因；第二部分主要是水量平衡在乌河流域中的应用，分析了该流域 1958-2009 年冰川物质平衡和对应的冰川融水径流。

采用水量平衡法计算得到天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 1982-2014 年物质平衡值，与实测物质平衡值对比分析发现：(1) 水量平衡法适用于冰川区多年物质平衡的计算，其中 1 号冰川 1982-2014 年计算值与实测值误差在 1%以内，与之对应的山岩区和冰面径流系数分别为 0.7 和 0.85。(2) 1982-2005 年水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测物质平衡值高度相关，且误差较小，在这一阶段径流系数能较好地反应冰川区的产流情况；而 2005-2014 年水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测物质平衡值之间有较大差距，且二者变化趋势差异明显，说明这一阶段径流系数受一些因素影响而存在较大的波动。选取误差较大的 2005-2008 年和误差较小的 1996-1999 年进行逐月分析，发现夏平衡中，水量平衡法计算结果普遍要高于实测物质平衡值。分析认为水热条件的改变以及相应的冰川产流系数的变化是导致这一差异的主要原因。分析结果表明在长时间尺度上利用水量平衡计算冰川物质平衡值准确度较高。

乌鲁木齐河流域 1964-2014 年冰川总体来讲处于快速消融状态。面积从 1964 年的 50.4km^2 减少到 2014 年的 32.8km^2，在 50 年的时间内冰川面积减少了 17.6km^2，冰川面积减少了 34.9%。冰川条数从 150 减少到 107；最大单条冰川面积从 4.5km^2 到 1.7km^2。首先，冰川面积加速减小。第一阶段是 1958-1989 年，冰川平均每年减小 0.07km^2，32 年累计减小 2.35km^2。第二阶段是 1990-2014 年，这一阶段冰川面积减小速度增加，冰川平均每年减小 0.58km^2，减小速度是第一阶段的 7.97 倍，26 年累计减小 15.18km^2。可以推测出第一阶段冰川消融主要以冰川减薄为主，而第二阶段主要以冰川末端退缩为主。所以相比于第一阶段，第二阶段冰川面积减少速度增大了将近八倍。其次，冰川的单条最大面积也持续减小，第一阶段最大单条面积快速减小，第二阶段减小速度趋于稳

定，这和冰川条数的变化规律是一样的。最后，由于冰川面积和冰川条数的对应减小，所以冰川的平均面积基本较为稳定，保持在 0.3-0.4km²。

计算得到，乌鲁木齐河流域冰川物质平衡值的变化主要分为三个阶段。首先是缓慢消融阶段，时间为：1958-1965 年，年均值为-383.7mm w.e.。第二阶段快速消融，时间为 1966-1999 年，年均值为-1167.89mm w.e.。第三阶段又进入到一个缓慢消融的阶段，时间为 2000-2009 年，年均值为-161.59mm w.e.。总体来说冰川长期处于负平衡消融状态。与 1 号冰川对应时段的累积物质平衡进行对比分析，发现：第一、二阶段对应较好。在此期间内，累积物质平衡都经历了先缓慢消融后加速消融的过程。而第三阶段中，单条冰川继续加速消融，这和流域冰川消融速度减慢是不一样的。分析其原因可能是在第二阶段中，面积较大的冰川退缩严重，面积大幅度减小。使得其冰川融水径流能力严重下降，在 2000 年左右，流域不存在大于 3.6km²的冰川。所以流域冰川的整体消融能力快速下降。综上所述，乌鲁木齐河流域 1958-2009 年多年物质平衡值为-853.7mm w.e.。

乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流总体上先增加后减少，最后趋于稳定状态。这与降水先减少后增加，最后趋于稳定的变化规律大体上是成负相关关系的。经过计算得到，乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流总量为 28.0 $\times 10^8 m^3$。(年均值为 0.538$\times 10^8 m^3$。)

关键词：水量平衡；物质平衡；冰川融水径流；冰川变化；乌鲁木齐河源 1 号冰川

Abstract

The mass balance of Urumqi Glacier No.1 (Glacier No.1) was calculated by water balance method and direct measurement method respectively. Water balance method is a kind of calculating method which studies about the relationship between storage, supply and consumption of water resource of a certain area in a certain period. Mass balance calculated by water balance method and acquired by filed observation were compared and analyzed, from which we got the relationship between them and we expected to applied the relationship to other high latitude and altitude areas.

Mass balance and glacial runoff data of Urumqi Glacier No.1 ,used in this research, were acquired from Annual Report of Tianshen Glacier Station which is started observing in 1958. The data which is used by this study is from 1982-2014 and runoff data was measured by the hydrology station of Urumqi Glacier No.1, which locates in the lower reaches of the glacier about 300m, and the catchment area was about 3.34 km^2. The data of precipitation and runoff were provided by Daxigou meteorological station, located in the altitude of 3539 m, which was settled from the terminus of Urumqi Glacier No.1 about 3 km.

Through the comparison of these two kinds of methods, we found that: (1) it is feasible to use water balance method to calculate the mass balance in long time series. The result of water balance method was 1% error from the result of direct measurement data during 1982-2014, and the corresponding glacier runoff coefficients of non-glacier zone and glacier ice were 0.7 and 0.85, respectively. (2) The results of water balance method during 1982-2005 had a highly correlation with the direct measurements, and the error was relatively small. Besides, the glacier runoff coefficient could reflect the actual glacier runoff . However, there were obvious differences between the two kinds result of methods during 2005-2012 which showed that the glacier runoff coefficients changed rapidly. According to analysis of the two periods, we found that the results of water balance method were generally higher than that of the direct measurement in summer. The analysis showed that the changes of water conditions and the glacier runoff coefficient were the main reasons for these differences.

The data of precipitation and runoff in this study was analyzed with the measured mass balance data, and their potentially internal relationship was found, which could be used to acquire the mass balance data which is difficult to be gained. And this conclusion is helpful to extend the study area from a single glacier or basin to a large regional scale. Overall, this

study shows that water balance method can compute the data of glacier mass balance more accurate on long time scale.

The Urumqi River Basin glacier is in a state of rapid melting in general. Glacier area decreased from 50.4km^2 in 1964 to 32.8km^2 in 2014. Glacier area reduced 17.6km totally from 1964 to 2014. The number of glaciers reduced from 150 to 107. The process of glacier change can divide into two part: the first part is 1958-1989, an average annual decrease of glacier is 0.07km²; with the cumulative decrease for glacier of - 2.35km²; The second stage is 1990-2014 years, in which glacier area decreases with increasing speed. The average annual decrease of glacier is 0.58km²; which is 7.97 times that of the first stage. And glacier area decrease 15.18km^2 for 26 years in total. It can be inferred that the first stage of the ablation of the glacier is mainly dominated by glacier thinning, and the second stage is dominated by glacier retreating. Both of the area and number of glacier are decrease. And the average area of the glacier is basically stable, maintained at 0.3-0.4km²。

Changes in the Urumqi River Basin glaciers mass balance value are mainly divided into three steps. The first stage is the slow ablation time is 1958-1965 years, in which the average value of the glacier mass balance is -383.7mm w.e. per year. The second stage is the rapid ablation of glacier from 1966 to 1999, with an average annual mass balance of -1167.89mm w.e.. The third stage has entered into a slow ablation stage from 2000 to 2009, in which the average annual mass balance is -161.59mm w.e.. Overall, the glaciers in Urumqi River Basin were melting for the last 51years. In summary, the mass balance of the Urumqi River Basin glaciers is -853.7mm w.e. per year from 1958 to 2009.

The glacier melting runoff of The Urumqi River Basin during 1958-2009 increased first and then decreased, and tends to be stable at last. The amount of the glacier melting runoff for 51years is 28.0 ×10^{8}m^3.

Key words: water balance; mass balance; the coefficient of runoff; ice evaporation; Urumqi Glacier No.1

第一章 绪论

1.1 选题的背景及意义

冰冻圈是气候系统不可缺少的组成部分。由于其独特的理化属性和形态特征，冰冻圈是对气候变化响应最为敏感的圈层。因为水热条件的限制，冰川和冻土一般在高纬度或者高海拔地区发育较为良好。青藏高原平均海拔达到了4500m，其中山脉高耸险峻、延绵不断，为冰冻圈的形成、发展创造了极其有利的条件。正是由于这一独特地形的存在，使得我国成为了中、低纬度冰川广泛最为发育的国家。冰冻圈的存在是水资源和冷储的一种表现形式，它对水资源、生态系统以及气候变化均有重要作用[1]。

由于我国毗邻太平洋，海陆热力差异明显，使得我国季风气候明显。受季风气候影响，夏季东亚季风和南亚季风携带的暖湿气团为内陆带来了大量的降雨。而我国西北干旱区绝大部分位于非季风区，所以该区降水稀少。冬季该区受大陆性高压控制，低温、干燥、少雨。因此，西北降水的整体上的稀缺突显了冰川水资源对该地区的重要意义。乌鲁木齐河流域位于天山中段，该流域远居内陆，湿润的海洋性季风很难对其产生较大影响。但是，由于高山海拔的地形作用，使得该地区降水相对来讲比较丰富[2-4]。降水为冰川发育创造了条件，更进一步地，冰川对下游农业生产、工业的发展有着举足轻重的作用。该地区在温度较高的夏季，冰川消融强烈。此时，冰面河发育，冰川补给径流。冰川物质支出在这一时段是最强烈的。与此同时，降水也主要集中在这一时段，降水给冰川带来了丰富的物质收入。所以，该流域冰川的积累与消融主要集中在夏季。而欧洲气候冬温夏凉，降水全年分布均匀[5]，因而冰川的积累消融模式不同于我国。融化的冰川水以及高山产流区所形成的径流对下游的工农业发展提供强有力的保障。冰川融水在某些内陆河河水中所占比例可以达到45%以上[6]。冰川能够对降水带来的水资源进行一定程度上的调节。在冬季，由于气候条件的局限，农牧业需水量急剧下降，此时的降水则以固态的形式存储在冰川上，降水补充冰川。而在夏季，流域下游需水量增加，与此同时，冰川的消融也急剧增加。冰川融水补充河水，保证下游的工农业用水需求。冰川通过这种方式在时间上可以进行一定程度的调蓄。所以，冰川有“固态水库”的作用，滋

养着下游的绿洲。这一作用，对于降水整体不足且时空分布不均匀的西北干旱区来讲具有极其重要的作用[7]。

在全球变暖的大背景下，研究冰冻圈对气候变化的响应是具有重要意义的。一方面，气候变化会对冰冻圈产生直接影响。另一方面，冰冻圈的变化也会对整个气候系统的未来发展方向产生作用。我们不仅仅要研究人类赖以生存的地球系统维持和运转的机制，还要弄清楚这种机制背后存在的变化规律。以此，我们来对地球系统未来的环境变化做出预测，以期让这一变化朝有利于人类生存的方向发展。所以，我们研究冰冻圈的变化对于这一预测能力的提高是非常重要的。

在冰冻圈的研究中，冰川物质平衡研究无疑是开展其他冰川研究工作的前提和基础。在国际冰川观测中，物质平衡观测也是一项常规观测项目。天山乌鲁木齐河源 1 号冰川（以下简称 1 号冰川）具有 60 多年的连续观测资料，是中国观测时间最长、资料最为系统的观测冰川。作为世界冰川监测网络（WGMS, World Glacier Monitoring Service）的监测冰川之一，1 号冰川的前进与退缩很大程度上代表了这一类型冰川在相应的水热条件下的积累消融情况。冰川面积、长度和体积的变化都是对冰川物质平衡变化的响应，而冰川物质平衡的变化是通过冰川的某些特征过程和特征变量得以体现的。尽管前人关于 1 号冰川做过大量的工作，这些工作一般都是针对单条冰川或者是河源区几条冰川的物质平衡研究。关于整个乌鲁木齐河流域冰川物质平衡的研究还相当匮乏，所以本研究能够为评估该流域多年物质平衡值起到一定的作用。本文利用水量平衡模型和实测冰川物质平衡数据试图建立起水文气象资料与冰川物质平衡之间的关系，以期将二者之间的关系推广到其他相似水热条件的冰川流域中去。对于总结归纳该流域近 60 年冰川物质平衡和冰川消融径流有积极作用。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 冰川物质平衡观测进展

冰川的物质平衡值是指一定的时间内冰川物质增加和物质减少的代数和。冰川物质平衡值的增加或者说积累，通常是通过降雪的形式来实现的，风吹雪

和雪崩在某些地区也是冰川物质平衡的主要来源。冰川物质平衡值的减少主要是雪和冰的消融，但是有些冰川则主要通过冰崩的方式来损失物质。另外，在某些干旱地区或者是冷干的季节中，风吹雪的形式是使得冰川物质平衡值损失的主要方式。Oerlemans 在 2001 年对冰川物质积累和消融的物理过程进行了描述[8,9]，Kaser 等在 2003 年编写了一本包含了相关术语的野外观测手册[10]，Haeberli 等在 1993 年整理收编了观测时经常会用到的一些观测手段，并将这些数据应用到国际冰川监测网中去[11,12]。Kaser 等在 2006 年、Zemp 等在 2009 年总结了过去几十年冰川物质平衡的发展与成果[13-16]。全球冰川物质平衡的评估也定期地在 IPCC2013 年及前期的报告中有所体现[17,18]。

冰川物质的损失或者积累都是对气候变化的直接响应。冰川的物质平衡值已经成为了气候变化的一个关键指示器。另一方面，在 2007 年 IPCC 年和 UNEP 的报告中，认为冰川的物质平衡值影响着全球冰川地区的水文循环以及地表演变与形成[19]。世界冰川监测服务处（WGMS）对于冰川物质平衡的长时间监测已经是国际冰川观测中必不可少的一部分[20]。世界范围内的冰川定期观测结果会在两年一次的“冰川物质平衡公报”中公布[21]。全球气候系统观测和相关冰川监测的整合有赖于一套分层方法的建立，这种方法可以使得详细的地面观测数据与全球覆盖的卫星影像相结合起来，并弄清楚他们之间的关系[22-24]。在此之前，需要获得一系列大范围的综合性冰川物质平衡值，并集中精力对其相关过程的原理进行充分研究，然后进行数值模拟校准。另一方面，需要确定一种低成本的区域观测方法，并将其与卫星影像中大尺度的地貌单元相结合起来。这样才能实现现有观测数据与相关技术手段的完美结合。

传统的物质平衡观测方法中，消融区的测杆和积累区的雪坑共同组成了冰川物质平衡观测网络。这种观测方法可以提供一套关于冰川物质积累与消融的定量的高时空分辨率信息。Cogley、Hauget、Thibert and Vincent 认为这种方法产生的不确定性必须通过重复计算表面积以及大地测量法的表面高程来消除[25-27]。雪坑-测杆法对人员和设备有一定要求，而且要必须获得 2 期数据才能产出有效的物质平衡值（图 1-1）。这是阻碍这一方法推向大尺度研究的不足之处。Thibert 认为细致地校准时间序列可以将系统误差控制在每年 5cm 水当量以内[28]。

物质平衡值作为冰川观测的常规观测项目，能够在数值上定量表示冰川物质亏损或盈余，这是开展其他冰川研究工作的坚实基础，如冰川运动速度、冰川储量变化和冰川模型等。同时也是冰川动态监测、水文监测和政策决策的基础。在 20 世纪上半叶，国际上对冰川物质平衡就有了观测，我国的观测始于 1950 年[29]，现代冰川研究的大规模开展也是在这一阶段进行的。其研究首先是集中主要精力对我国高山冰川水资源的分布、储量和变化规律，以及对河流的相互作用进行评估。多年来，我国冰川学家历经千辛万苦对祁连山、天山、帕米尔和青藏高原等西北的主要山脉和地貌单元进行了全面深入的调查。研究了不同冰川类型的水文特征和消融状况。这也为我国冰川水文学的形成提供了基础资料的支撑。在实际操作中，一般采用雪坑-测杆法测量冰川的物质平衡值。这种方法可以精确测量每个测量点在某一时段内的冰川物质平衡的变化，然后运用从点到面的方法推算出冰川的积消情况，是当前来讲操作较为可行、质量较高的数据[30,31]。现在，全球大概有一百多条冰川有定期地观测与记录。在过去几十年中，这些观测数据表明全球大部分冰川的物质平衡表现了一种快速消融的趋势。本文所选取的研究区域天山乌鲁木齐河流域冰川近 60 年也呈现出这种快速消融的趋势。

图 1-1 物质平衡野外观测

Fig. 1-1 Field observation of glacier mass balance

在上世纪 50 年代后期，我国冰川学的先驱者们在祁连山老虎沟 12 号冰川和 1 号冰川分别修建了水文气象观测站。我国观测时间序列最长的冰川观测资料开始于 1 号冰川水文气象观测站。这为我国冰川学事业的形成、发展及壮大提供了强有力的保证。谢自楚在 1980 年首先对冰川进行了一个感性的判断，认为冰川的积累与消融是冰川生命的基本标志，冰川物质平衡值可以综合反映一条冰川的水热条件，并且对该冰川的一系列冰川变化起指示作用[32]。一大批科研工作者依托冰川水文气象观测站做了一系列的工作。姚檀栋在 1987 年发现冰川零平衡线（ELA）不但可以反映出冰川的物质平衡值的波动，而且可以反映冰川形状对冰面反照率的不同反馈机制[33]。施雅风在 1990 年通过比较 1 号冰川与土尤克苏冰川发现八十年代这两条冰川的物质平衡值都有较大的亏损，表明了一种干暖的气候趋势[34]。刘时银在 1998 年运用度日模型研究了 1 号冰川的物质平衡和 ELA 与气候变化的关系，发现 1 号冰川物质平衡和 ELA 对气候变化的敏感性要小于海洋性冰川，并认为气温和降水对冰川物质平衡过程的作用点是不一样的[35]。李忠勤等在 2003 年分析了 1959 年以来 1 号冰川的水文气象资料、冰川物质平衡、冰川末端变化和冰川面积变化等等。分析结果表明，上世纪 90 年代以来，乌鲁木齐河流域河源区处在一个较为显著的暖湿阶段。1 号冰川在 1959 到 2000 年年平均物质平衡值为-188.6 mm w.e. ，累积物质平衡量达到-7925mm w.e.[36-38]。

冰川物质平衡在我国其他地区也有相当丰富的研究。谢自楚等在 2001 年在贡嘎山海螺沟冰川运用两种不同的计算方法得到两套冰川物质平衡值，并且获得了较为一致的结果。计算结果表明海螺沟冰川在上世纪 90 年代的冰川物质平衡值为-470mm w.e.[39]。刘时银等在 2002 年根据航拍图、地形图和遥感数据等分析了祁连山西段从小冰期到 1990 年的冰川变化，并认为从 1956 到 1990 年该地区冰川仍以退缩为主[40-42]。沈永平等在 2003 年通过模型重建了台兰河流域的冰川物质平衡值，结果表明从 1957 年到 2000 年改流域年平均物质平衡值为-287mm w.e. ,累计冰川物质平衡值为-12.6m[43-45]。另一个在天山南坡萨雷扎兹库玛拉克河流域的研究表明，通过最大熵方法计算得到了该流域冰川物质平衡的逐年变化。计算结果表明该流域冰川径流深约为 895 mm w.e.，全流域河川径流深为 381.3 mm w.e.。冰川融水径流占协合拉水文站所控制流量的 58.65%，这

一数据表明冰川融水变化对该流域水资源量的影响是非常明显的[46]。

1.2.2 冰川融水径流研究进展

冰川区的水文情况由于集水下垫面的不同，其产流情况大大不同于非冰川区的水文情况。主要是由冰川区内季节性积雪的存在以及冰川冰的分布所决定的。研究表明冰川一方面会形成部分的地面径流，另一方面积雪和冰川也会形成潜流和地下水。冰川径流主要由降水的直接产流、积雪与冰川的消融以及基流组成。冰川流域水文学主要涉及的是水文循环中消融机制的地球物理过程。在搞清楚冰川流域的水文情况之前，弄明白积雪和冰川冰的一些主要过程状态是非常重要的。比如积雪在流域的分布、能量过程和物质平衡过程。冰川水文循环中的波动预示了气候变化的发生，比如冰川的退缩、冰盖的消融和崩塌以及积雪的提前消融等等，都在一定程度上表明了全球变暖的到来。气候变化可能造成的影响有很多方面，其中最为可能的是对风暴强度的改变、海平面的上升和雪冰的加速消融。水是水文循环的主体，成云布雨、化霜凝露，它遍及整个地球系统，参与各种各样的物理化学过程。其中冰川融水径流无疑也是冰冻圈中比较活跃的组成部分。

高原地区的冰川融水对于该地区的径流形成有着至关重要的作用，比如，阿尔卑斯山脉和喜马拉雅山脉的冰川融水径流确保了水电项目的持续稳定运行。下游的灌溉、饮用和水电项目对冰川融水径流有着高度的依靠性。特别是在夏季，这种需求量更大。冰川作为固体水库的存在，它给下游提供饮用水和水利发电的能力是毋庸置疑的，而这些能力大部分都取决于冰川径流的形成。Meier 在 1984 年等通过对冰川冰量变化的长期观测和水文气象学的物质平衡模型中关于冰川融水的研究表明：冰川融水径流对全球海平面上升的贡献大概是三分之一到一半[47,48]。当然，由于没有考虑海水热膨胀，所以这一结论可能存在一定误差。冰川径流的所产生的灾害引起了越来越多人的关注，Haritashya 在 2006 年通过对喜马拉雅山脉冰湖溃决灾害的研究发现，由于高海拔地区的恶劣天气和地形研究人员很难获取实时实地的水文气象数据，这导致预报和防止此类灾害的难度增加[49-51]。气候变化导致的冰川强烈消融，在长时间尺度上对人类社会的影响是循序渐进的，不会立刻显现。比如对水资源的影响、对地形条件的

改变等等 。但是，在短时间尺度上对人类社会的影响是极其重大的。比如冰崩、雪崩以及冰湖溃决洪水等等[52-55]。在这些自然灾害面前，人类显得非常渺小。但是有效的预警系统和防治措施可以很有效地减轻、消除这些灾害对人类社会的影响[56,57]。Sing,P 在 2010 年等研究了根戈德里冰川的冰川融水径流流量和温度的日变化，并得到了冰川储水以及径流特性等一系列有用的信息。冰川在消融期，排水的不畅通、冷储效应和季节性积雪会导致消融的滞后，由此影响冰川融水径流的形成时间和峰值的形成时间[58-61]。研究表明冰川径流形成的方式和路线越多，径流形成的时间和径流峰值来临的时间就越短。这一结果对于相关水电站的决策有重大意义。Thomas Jacob 在 2012 年等根据 2003 年到 2010 年的研究表明包括格陵兰岛和南极冰盖在内的全球冰川和冰盖的冰川物质损失量为 $148\pm30 Gt\ yr^{-1}$，全球范围内的冰川对海平面上升的总贡献是 $1.48\pm0.26 mm\ w.e.\ yr^{-1}$[62-64]。

我国冰川融水径流的研究是伴随着冰川学的开展而开展的。我国冰川大部分分布在西部地区。由于这一地区大陆性气候显著，空气中的水汽含量大大低于我国的东南地区，而且区内降水分布极其不均衡，大致从东南到西北递减[65]。尤其是在柴达木盆地和准格尔盆地等一系列干极中心，年降水量甚至不超过 30mm。因此区内的高山冰川融水径流对于该地区国计民生意义重大。杨针娘在 1987 年通过对多年实测数据的整理与分析出版了《冰川水文学》一书，基本奠定了我国冰川水文学的基础。该著作分析了我国各大流域冰川的消融状况，并对冰川融水径流进行了估算，综合评估了我国的冰川水资源[66]。康尔泗在 1983 年通过对博格达北坡气象水文观测数据分析得到天山气象站消融期的日平均气温与博格达北坡冰川融水径流量的关系[67]。叶柏生等在 1997 年运用冰川动力模型对 1 号冰川东支的消融情况进行了模拟计算，认为 1 号冰川东支径流量处于相对稳定状态的高峰期。并且在未来增温条件下，1 号冰川径流量的增加量取决于增温速率[68]。我国学者运用冰川动力学模型模拟了天山伊犁河流域冰川不同规模冰川对气候变化的响应。发现在气温变暖、冰川消融的情景下，不同类型冰川的径流量变化是各不相同的[69]。谢自楚等在 2006 年基于第一次冰川编目数据，按照不同的升温模式，对全国各大流域冰川径流进行了评估。认为我国冰川径流绝大部分都会有所增加并于 2030 年达到最高峰[70]。李忠勤

等在 2007 年根据 1 号冰川的观测资料分析了冰川消融对气候变化的响应过程，认为气温的升高对冰川表面粒雪特征、冰川温度、面积等都有显著影响。冰川退缩的加速主要是由于冰川冷储的减少以及冰川反照率的降低所造成的[71]。

1.3 研究目标、内容及技术路线

1.3.1 研究目标

论文运用 1 号冰川 1982 年-2014 年的水文气象数据通过水量平衡模型计算得到冰川的物质平衡值 B_n, 与实测物质平衡值 B_n 进行对比分析。并试图找到二者之间的关系，以及该关系随着水热条件改变而改变的规律。以此为基础，本文试图将单条冰川上水量平衡法的应用推向水热条件相似的整个流域中。论文研究了该流域 1958 年到 2009 年冰川面积、条数和末端位置的变化，将流域中三个水文气象观测站的观测资料由点到面进行了分布式计算，并得到了该流域英雄桥水文站以上集水面 1958 年到 2009 年冰川物质平衡和冰川融水径流的变化。

1.3.2 研究内容和技术路线

论文主要研究内容包括如下几个方面：

1. 冰川融水径流分析。一方面，通过对 1 号冰川水量平衡的计算得到冰川 1982 年到 2014 年冰川融水径流变化。另一方面，计算得到乌鲁木齐河流域 1958 年到 2009 年融水径流变化。分别从单条冰川和流域冰川的层面上分析融水径流随水热条件改变的内在规律。其中单条冰川的融水径流与改冰川物质平衡值有很大的关系，在一定程度上是冰川物质平衡的表达的结果。而且，流域冰川融水径流的年际变化是的计算流域冰川水补给河流的能力成为可能。同时提供了对该流域冰川消融模式预测的相关依据。

2. 冰川物质平衡变化。一方面，计算了 1 号冰川消融期逐月物质平衡变化。试图弄清水量平衡法计算得到的物质平衡与实测物质平衡差异存在的原因。另一方面，计算了乌鲁木齐河流域 1958 年到 2009 年冰川物质平衡，从而表征了

该流域这段时间的冰川物质的累计消融值。

3. 利用已有水文气象观测数据，将降水基于 DEM 进行分布式插值，得到乌鲁木齐河流域 1958 年到 2009 年分布式降水。由于该流域存在最大高度降水带，所以利用气象站之间的线性插值、多年平均观测降水量和变化梯度，将各个高度带一一赋值，得到了流域半分布式的降水数值。

4. 乌鲁木齐河流域 1958 年到 2009 年冰川面积、条数和末端位置的变化分析。处理相关地形图和遥感影像得到乌鲁木齐河流域冰川边界的变化、条数变化以及末端位置变化情况。

基于以上研究内容，论文的研究路线图如下：

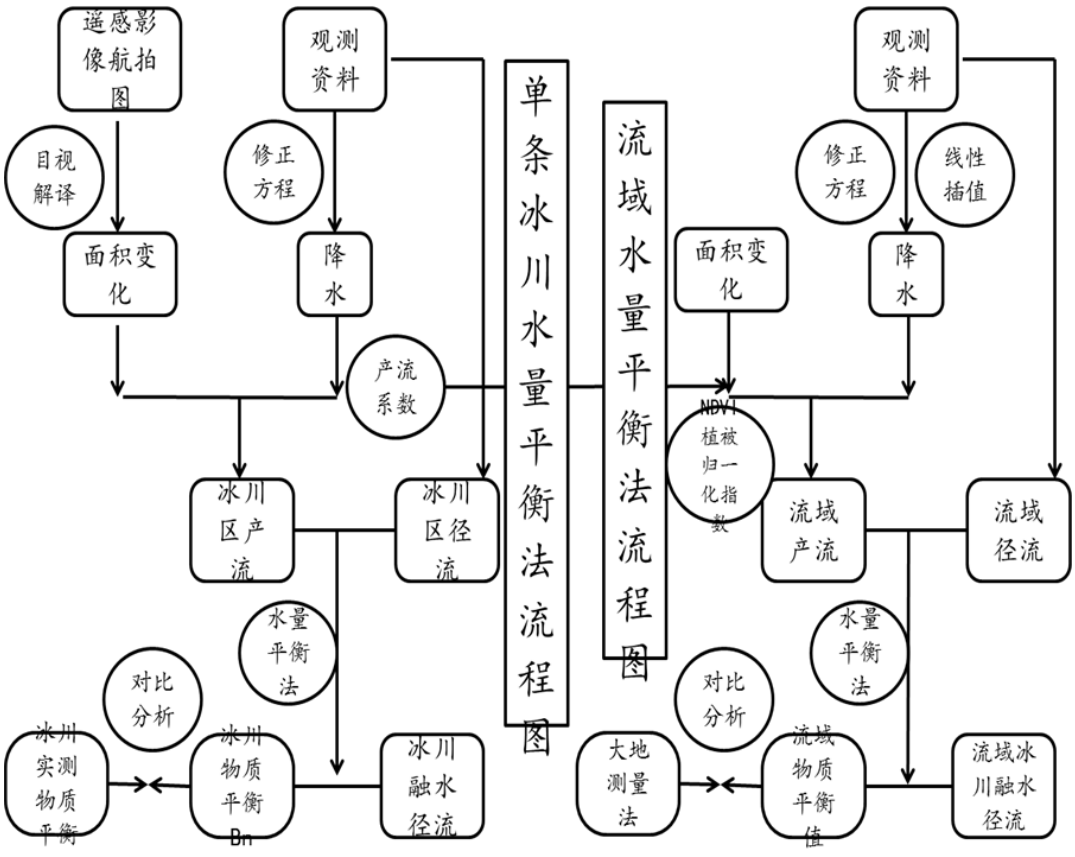

图 1-2 研究路线图

Fig.1-2 The roadmap of research

第二章 研究区概况

乌鲁木齐河流域位于我国西北部，天山山脉中段。天山山脉是东西走向的山脉，属于天格尔Ⅱ峰。发源于此的乌鲁木齐河流域位于山脉北麓。乌鲁木齐河自出山口流经下游的乌鲁木齐市，并最终消失在米东区，河流长度为214km[72]。该流域山峰险峻，山坡比较陡峭，流域内高差可以达到 2900m。流域上游河流侵蚀能力强，主要以下切作用为主，这部分河流水流湍急，河谷狭窄而深幽。河流在群山之中蜿蜒而下，将高山区的降水以及冰川融水源源不断送入下游绿洲。河流流出出山口后，河流河道的比降变小，下切作用降低。河流的流速也随之降低，主要以河流的堆积作用为主，加上侧蚀作用。因此该地区发育了不少河滩地。

乌鲁木齐河流域位于东经 85°45′-87°56′，北纬 43°00′-44°07′，流域总面积是 4684km²。本文所用到的三个水文气象站和水文断面的资料自下而上分别是：英雄桥、跃进桥、大西沟气象观测战和 1 号冰川水文点。英雄桥是出山口控制点，海拔 1920m，控制了流域 924km²的集水面积；跃进桥在河流上游中段，海拔 2336m，控制了流域 310.0km²的集水面积；而 1 号冰川水文控制点，海拔 3539m，集水面积只包括了其上游的 1 号冰川以及小部分的非冰川区，集水面积 3.34km²。本论文首先研究了 1 号冰川作为单条冰川，其物质平衡的变化规律。然后研究了在整个流域上物质平衡的变化规律以及融水径流的影响。所以，这几个水文站的观测资料就显得尤为重要了。如图 2-1 所示，本文主要研究了出山口英雄桥水文站以上的乌鲁木齐河流域。值得注意的是，该水文点并不能集流乌鲁木齐河流域上游的所有的冰川产流，这点会在后面的论文中分别讨论。论文研究的乌鲁木齐河流域上游主要由高山草甸、中山云杉林带、冰碛物和冰川等下地形组成。其中，流域 1920m 到 2336m 由于降水条件较好，气温也比较适宜，分布着中山云杉带；流域阴坡由于太阳光线直射角度的关系，多年冻土分布的海拔下限是 2900m。与此对应的是阳坡的海拔下限是 3100m 到 3300m。下面分别从地貌条件、土壤植被和气候水文三个方面对该流域的自然地理特征进行介绍，最后对 1 号冰川进行系统介绍。

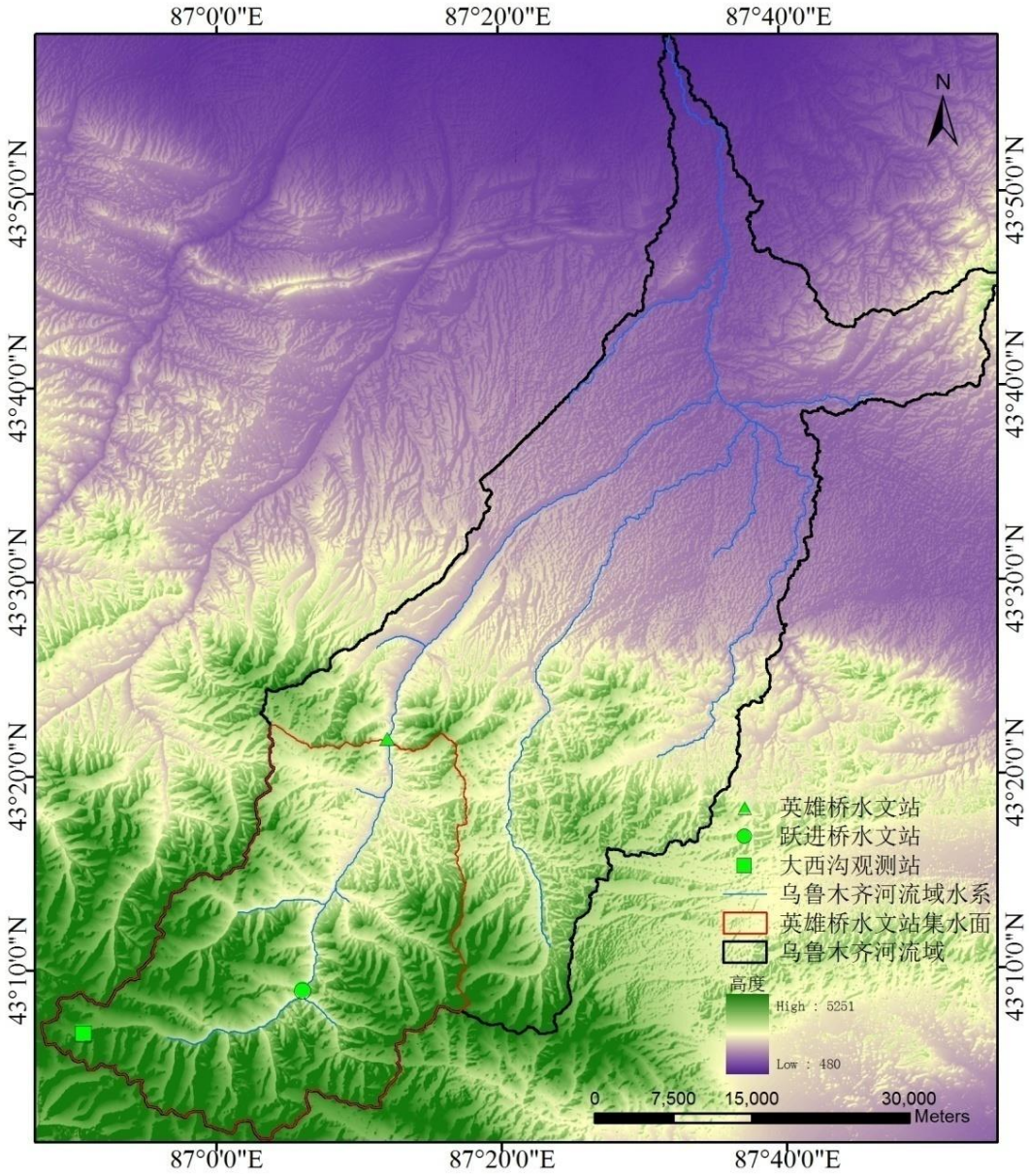

图 2-1 天山乌鲁木齐河流域及水文气象站位置

Fig.2-1 The position of Urumuqi River Basin and hydrologic station in Tienshen Mountain

2.1 地貌条件

从地质的角度来看，乌鲁木齐河流域位于两个南北排列的构造单元上[73]。这两个地质构造单元分别是北侧的海西天山褶皱带和南侧的加里东褶皱带，它们被一条大断裂隔开，断裂线的走向与其轴向基本一致。流域上游处于北天山褶皱的背斜上，地层的主要构成是由结晶片岩组成的。而流域下游则主要是由绿泥石石英片岩和云母石英岩。乌鲁木齐河流域最高峰与 1 号冰川水文断面的高

差有 1080m，坡度比降达 53.2%，十分有利于河流的形成。

乌鲁木齐河流域上游，下垫面主要包括冰雪覆盖的地表、冰碛物以及裸露山岩。该流域产流区总共有冰川 150 条，面积达到了 50.4km²。冰川区的冰缘作用明显，冰川侵蚀与堆积不断改变着这一流域的地表形态。而且该流域冻土发育，使得流域上游径流与地下水交换较少，同时河流的汇流作用更加明显，有利于河流的形成。

2.2 气候和水文

乌鲁木齐河流域夏季温度较高且降水集中，冬季寒冷且少降水。根据河源区大西沟气象站的观测资料，最近 60 多年的年均温为-5.4℃，月积温小于 0℃的月份多达 7-8 个月。降水量多年平均为 430mm 左右且主要集中于夏季的 6 月-8 月。

乌鲁木齐河流域地处山区，其水文过程复杂。再者，由于高山地区普遍缺乏实地观测数据，使得我国山区降水及水文过程研究比较薄弱。乌鲁木齐河属于内流河，径流流经下游城市，并最终消失在河流尾闾地区。山区降水对我国西北干旱区内陆河流域的水资源具有举足轻重的地位。而山区流域径流量为：

$$R = P - E - \Delta W - B \quad (1)$$

其中：R——径流量（mm）

P——降水量（mm）

E——蒸发量（mm）

ΔW——地下水储量变化（mm）

B——冰川物质平衡（mm）

流域降水是由其中的观测点数据经过修正后确定的，当然需要经过一些处理过程将这些单点数据扩展到面上。但是由于山区的下垫面性质复杂，不仅包括水热条件的梯度变化，还有阴坡阳坡的区别划分。加之地形高低起伏、崇山峻岭，这些都加大了水文研究的难度。根据现有的观测资料，乌鲁木齐河流域

属于降水和冰川融水共同补给的河流。径流年际变化比较小，径流量基本比较稳定。但径流在一年之中的分布十分不均匀。其中春汛的影响不是十分明显，可能是由于河流解冻和积雪消融效果不显著导致的。降水主要集中在夏季，尤其是 6 月到 8 月，其降水量可以达到全年降水量的 70%左右。加之，这段时间冰川融水径流激增，所以径流的最大值一般出现在 7 月左右。张志忠在 1992 年的研究表明乌鲁木齐河上游在夏季和秋季，冰川融水和降水补给地表径流[76]；而从 9 月份开始，上游地区气温降低、降水减少，基本上没有地表径流产生。而最新的自动径流观测仪器也证实了这一点。加之高山地区冻土发育，基本上阻断了地表水和地下水的相互补充，所以，在本文的计算中，水量平衡中的地下水这一环节暂时不予考虑。

2.3 土壤和植被

对应流域内的几种植被类型，乌鲁木齐河流域有灰褐色森林土、高山草甸土、亚高山草甸土和山地黑钙土、山地栗钙土、山地棕钙土等。其中，灰褐色森林土有机碳、氮素的含量比较高，土壤质地较好。而各类草甸土和山地黑钙土的有机碳含量也比较高，同时土壤 PH 值偏中性。山地栗钙土和棕钙土则由于相对比较干旱、土壤质地疏松而呈碱性[74]。在乌鲁木齐河上游植被覆盖度比较高且植物的种类也比较丰富的地方，土壤有机碳含量较高。这是因为寒冷的气候使得植物吸收转化而来的有机碳得以保存。而在植被较为单一、主要是各种禾本植物和灌木植物的地区，这种转化效率比较低，所以有机碳的含量也就比较低。

乌鲁木齐河源区植被主要包括两个垂直带，分别是是高山草甸植物带和高山垫状植被垂直带。主要的植物群落有：苔草草甸、高山红景天群系、柔籽草群系以及嵩草草甸、高山莓群系等 17 类植物群落。高山草甸植物带和高山垫状植被垂直带可以通过区内的表土花粉组合表达出来，但是难以区分各个植物群落[75]。

2.4 乌鲁木齐河河源 1 号冰川

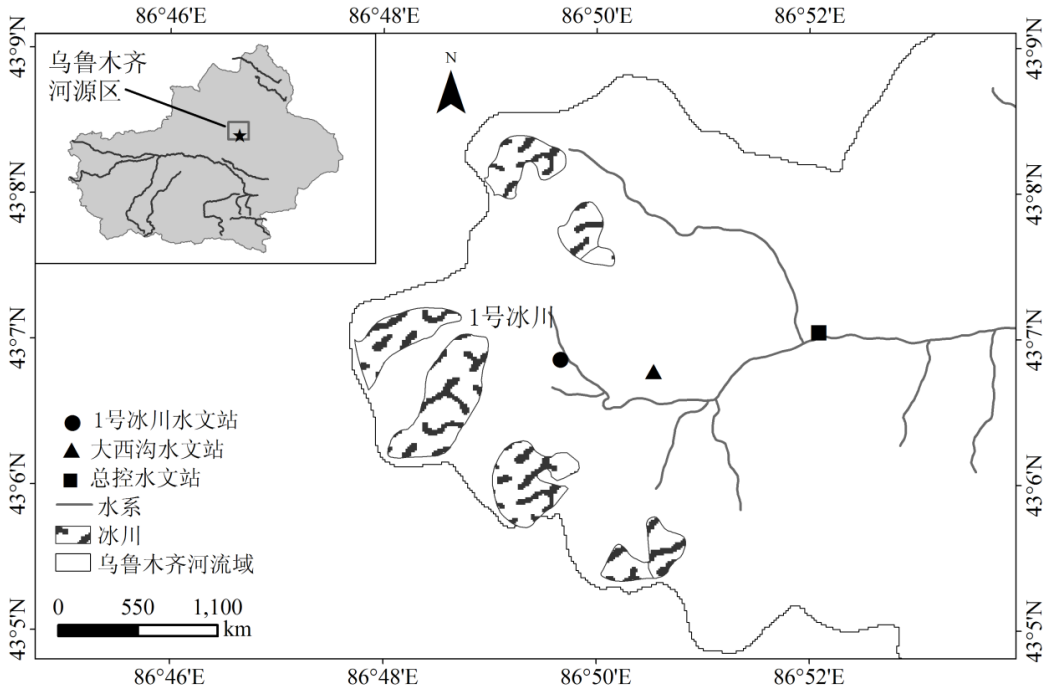

图 2-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川及水文观测点的地理位置

Fig.2-2 Location of Urumqi Glacier No.1 at the headwaters of Urumqi River and hydrological stations

乌鲁木齐河源 1 号冰川(43°06'N，86°49'E)，位于天山中部，是乌鲁木齐河流域上游（图 2-2）。1 号冰川地处亚洲中部，属于东亚内流区。冰川区面积 3.34km²，包括冰面和非冰川区两部分。其中冰面面积由 1982 年的 1.84km²变为 2014 年的 1.62km²[77]。1 号冰川于 1993 年消融退缩为东西两支[78]。1 号冰川作为我国观测时间最长、资料最为详尽的第一条观测冰川，也是世界冰川监测服务处(WGMS) 长期选定的参照冰川之一[79]。1 号冰川是典型的大陆型冰川[80]，积累和消融大部分都集中在 5、6、7、8 月。其冰川规模和典型特征可以很好地代表这一类型的冰川，对中亚的冰川也有很好的代表性。冰川大多位于高海拔或者高纬度地区，气候条件较为恶劣，人迹罕至[81,82]。这给大范围观测和研究带来了很大的困难。传统的物质平衡观测方法不适合进行大范围的、高密度的观测。而气象数据的观测则比较容易实现自动化观测，便于数据采集和分析。因此，研究水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测物质平衡值之间的对比关系及差异探讨，对于这一类型和这一地区的冰川研究有很重要的意义。

第三章 数据资料及研究方法

3.1 数据资料

3.1.1 冰川资料

论文研究了 1982 年-2014 年 1 号冰川的水量平衡与实测物质平衡的关系，其中包括 1 号冰川 1982 年-2014 年各年的观测物质平衡值。物质平衡值的计算方法有两种：一是采用层位法系统，即将夏季冰川消融到最低点作为起始时间 t_1，在下一年冰川同样达到消融最低点的时间设为 t_2，一般通过冰川上的污化面来确认消融最低点。t_1 和 t_2 的时间随高度变化而变化，但是一般采用平衡线附近的污化面作为参考。它们的间隔不一定为一年，有或多或少的偏移。二是固定观测日期，也就是在每年固定的日期进行观测。这种方法有利于与长时间尺度的水文观测相结合，1 号冰川的观测也是采用的这种方法。乌鲁木齐河流域消融期一般可以持续到 8 月底或者 9 月初，所以一般观测时间为 4 月底到 9 月初。

为了分析水量平衡法与实测物质平衡值的差异，论文对误差较大的 2005-2008 年和误差较小的 1996-1999 年进行逐月分析。因此分析了这 6 年 4、5、6、7 和 8 月份的物质平衡值，并与相对应的水量平衡过程进行了对比分析。

3.1.2 气象和径流数据

论文中水量平衡法输入的降水数据来自流域上游内的三个水文气象观测点：英雄桥、跃进桥和中国气象局大西沟气象站（43.126°N，86.858°E）。中国气象局大西沟气象站海拔 3539m，距离 1 号冰川末端 3km，论文中所用到的温度数据也是来自于这一气象站。

如表 3 所示，论文的径流数据来自两个水文气象观测站和 1 号冰川水文断面。其中 1 号冰川水文断面资料时间序列最为详尽。而跃进桥观测站和英雄桥观测站都有一部分数据未能获得。另一方面，张山清等在 2011 年根据乌鲁木齐河流域 1961 年到 2009 年 9 个气象站的逐月降水资料分析认为该流域降水的空间差异相当明显[83]。在流域的下游也就是北部地区，年降水量不足 250mm。沿

着河流而上，随着高度的增加降水也逐渐增加，并在 1900m 到 2200m 的海拔上形成最大降水带，该中山带降雨量可以达到 550mm-600mm。越过该降水带后，降水随高度增加而减少。直至流域河源区，年降水下降为 450mm。所以，论文根据该研究所得规律，在对三个水文点求多年平均的基础上，求出了它们之间的多年平均降水随高度变化的斜率。然后基于求得的变化规律，分别扩展了跃进桥和英雄桥水文站的资料序列，并应用于本文的计算中。同时，利用三个降水点和相应规律求得每个高度点降水量的值后，对流域内每个高度点赋值，最后求得流域的半分布式降水量。

表 3 资料类型及时间序列

Table 3 Data types and time series

站名	高度	资料类型	序列
1 号冰川水文点	3693	径流	1958-2014
大西沟气象站	3539	温度、降水	1958-2014
跃进桥	2441	径流、降水	1982-2009
英雄桥	1920	径流、降水	1958-2000

径流数据则来自于 1 号冰川水文断面的观测数据以及英雄桥水文站的径流数据。由于冰川区 9 月初至来年春天河道都处于冻结状态，所以径流的观测主要集中在 4 月初到 9 月初。这些观测现在都实现了自动化，有利于数据的准确性和连续性。观测点在这一时段观测到的径流量基本上等于该流域全年的径流量。

3.2 研究方法

3.2.1 实测物质平衡法

冰川物质平衡的观测第一要务是确定合适的观测冰川和布设测量点。合适的冰川必须具备表面平坦、未被表碛覆盖、且表面的裂隙不能太多，否则会增大观测难度，影响观测结果。传统的雪坑-测杆法在冰川消融区插上测杆。而在积累区由于积雪较深的原因，一般的测量手段是挖雪坑。选好冰川测量点之后，

进行系统定期地观测，然后将各个测量点的结果综合起来，计算得到整条冰川或者一部分冰川在某段时间内的物质变化值——也就是物质平衡值。

在物质平衡观测时，通过两次观测结果的不同求出期间的变化值。具体的原理如图 3-1。

冰川的物质平衡计算主要分为三部分：雪-粒雪（f）、附加冰(sp)和冰川冰(i)。某一段时间，某点的物质平衡变化应该是积（粒）雪平衡（b_f）、附加冰平衡（b_{sp}）和冰川冰平衡（b_i）的代数和，即：

$$b_{(1\sim2)} = b_{f(1\sim2)} + b_{sp(1\sim2)} + b_{i(1\sim2)} \tag{2}$$

$$b_{f(1\sim2)} = \rho_{f(2)}h_{f(2)} - \rho_{f(1)}h_{f(1)} \tag{3}$$

$$b_{sp(1\sim2)} = \rho_{sp(2)}h_{sp(2)} - \rho_{sp(1)}h_{sp(1)} \tag{4}$$

$$b_{g(1\sim2)} = \rho_i\left[\left(m_1 + h_{f(1)} + h_{sp(1)}\right) - \left(m_2 + h_{f(2)} + h_{sp(2)}\right)\right] \tag{5}$$

式中，下标 i，sp,f 分别表示冰川冰，附加冰和（粒）雪，1,2 表示观测的顺序。按顺序将每次的物质平衡相加就可得到该点在这些测量时间中的累计冰川物质平衡。

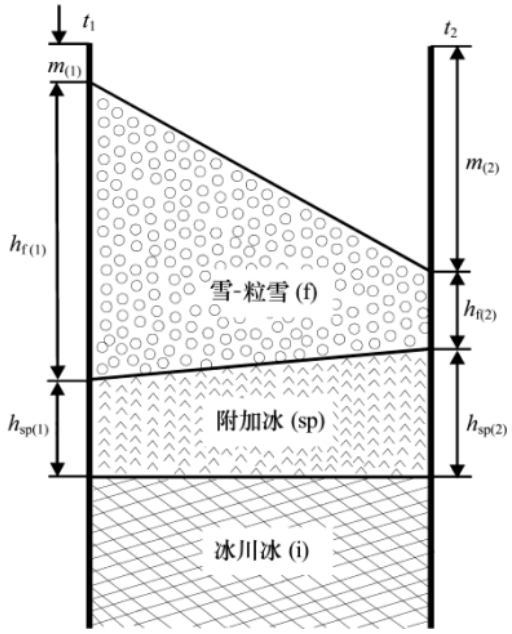

图 3-1 单点物质平衡计算(谢自楚，冰川学导论)

Fig.3-1 Single point calculation of glacier mass balance

而在积累区，由于雪层一般较厚且密度变化比较大，主要观测方法是雪坑法。雪坑法的观测比较复杂，在观测时要特别注意对年层标识层的识别。这种标识层一般是以污化面为标志。污化层主要是夏季强烈消融期形成的，辨别需要一定的野外观测经验。有的冰川一年中标识层不止一个。在冬末春初，冰川表层积雪因为长时间暴露在外，会形成一层浅黄色的冬季污化层。当然，对于长期观测的冰川可以进行人为地布设标识面，比如在冰川表面撒松针等等。对于一条定期观测的冰川，观测点基本上是固定的。在实际操作中由于实际需要可能会存在一点点水平距离的偏移，但总体上观测点的分布是相对固定的，这也方便与相关计算和其他观测项目的进行。雪坑-测杆法的观测点取决于所观测冰川的大小、位置和地形。1 号冰川上的观测点有四十多个，基本可以较好地反映出冰川整体的物质变化情况。如图 3-2 表示的是 1 号冰川 1995 花杆分布点。

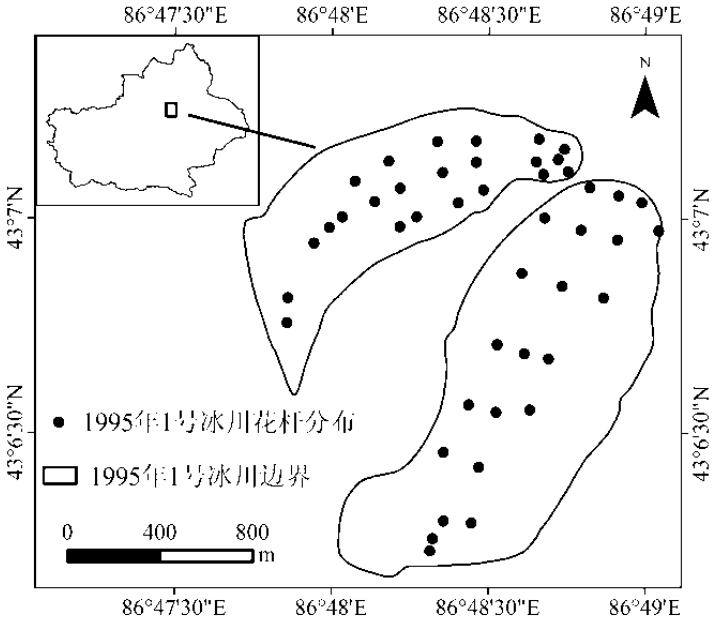

图 3-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1995 年花杆点

Fig.3-2 Distribution of the measured stakes on the Urumqi Glacier No.1 in 1995

将上述两部分综合起来，我们就可以求得冰川的整体物质平衡值了。通常有两种方法：等值线法和等高线法。等值线法是将单点的年物质平衡绘制在整个冰川上，以数值相同的点大致连成一条线。那么整个冰川的物质平衡b_n可以表述为：

$$b_n = \sum_{1}^{n} s_i b_i / S \tag{6}$$

式中，s_i是两个相邻等值线的投影面积，b_i是s_i的平均物质平衡，n 是s_i总和，S 是冰川的总面积。

而等高线法则是以两个相邻等高线内所含测量点的物质平衡的平均值作为该高度带冰川的物质平衡值。那么整个冰川的物质平衡b_n可以表述为：

$$b_n = \sum_{1}^{n} s_i' b_i' / S \tag{7}$$

式中，s_i'表示两相邻等高线间的投影面积，b_i'表示两相邻等高线之间的物质平衡，n 表示两相邻等高线之间的面积个数。当然这两种方法不是孤立的，而是可以互相补充。并且杨大庆对 1 号冰川的试验表明，运用以上两种方法得到的冰川物质平衡结果相近[84]。

3.2.2 水量平衡法

冰川物质平衡的观测是冰川观测的基础，但是在实际的操作中，雪坑-测杆法实施难度较大。尤其是在高海拔高纬度的冰川地区，气候条件较为恶劣，测量人员不仅需要坚强的体魄，还必须具备一定的专业知识。这些要求不利于将这种方法大范围应用，当前冰川研究迫切需要将水量平衡法和冰川的物质平衡值较好地联系起来。本文尝试用较为容易获得的气象数据来建立水文气象资料和冰川物质平衡值的联系。也就是通过输入研究区降水 P、径流 R 以及径流系数α来获得研究区内冰川物质平衡值。

水量平衡法一般在农业中应用的比较多。牛文臣等在 1992 年等全面通过对各种典型下垫面灌溉资料的分析，提出用区域水量平衡法估算该地区农业用水的方法。并将此方法运用于黄淮海平原，认为该地区农业用水量和多年平均降水量相差不多的结论[85]。刘群昌等在 2001 年实测了地表水流的推进过程，并且利用水量平衡法求得了间歇性供水条件下土壤的入渗参数。这一结果与实测值较为接近，而且所需工作量小，方便应用的推广，具有较高的实用价值[86]。刘长荣等在 2010 年利用水量平衡研究了扎龙湿地生态需水量。湿地为了确保自身的发展和生物多样性的延续，需要相当的一部分水量。而水量平衡法可以从整体上把握水资源的收入与支出[87]。张士峰等在 2003 年[88]等运用水量平衡计算海河流域水资源存在的问题。水量平衡法在寒区旱区研究中也有应用，孙占东等在 2006 年对博斯腾湖进行水量平衡研究，认为博斯腾湖今年的水文变化与开都河流量有直接关系。而开都河径流量受冰川径流的影响较大，气候变化加剧冰川消融，使得开都河水进入丰水期[89]。龙爱华等在 2011 年对巴尔喀什湖建立了其 1936 年到 2008 年水量平衡变化过程。通过这一变化过程讨论了伊犁河三角洲入湖水量、巴尔喀什湖地下水及周边地下水的相互关系。以及人类活动、气候变化对巴尔喀什湖水量平衡的影响。以便为该湖的生态系统保护提供

参考依据[90]。陈仁升等在 2014 年[91]等根据水量平衡观测与模拟结果粗略算出高寒区典型下垫面径流系数，并预测了全球变暖情况下高寒山区的径流系数变化。

水量平衡法或者说水量均衡法，是研究某一地区在某一定时间内水的储存、补给和损失的相互转换的数量关系计算，水量平衡是建立在物质守恒定律上的[92]。而该方法在水文学中定义为地球上的任何区域或者水体在某一时段内，输入和输出的水量之差就是该流域或者水体的水量变化[93]。而在冰川区，这种水体的储水变化则实际表现为冰川的冰量变化，也就是冰川的物质平衡值。

水量平衡法计算冰川物质平衡值输入的主要变量是冰川区降水和径流，以及径流系数。所需变量比较容易获得，而且可以实现自动观测，特别是对于高纬度、高海拔或地形比较复杂的地方，采用这种方法计算冰川物质平衡值的意义尤为重要。1 号冰川下垫面包括两部分，即冰川区和非冰川区。由于下垫面性质的不同，这两部分的产流能力也有差异。杨针娘根据已有数据得出乌鲁木齐河流域冰川区和非冰川区的产流经验系数[94]。在水量平衡法中，这两种下垫面在降水条件下的产流系数分别设定是 0.85 和 0.7。以一号冰川为例，1958-1986 年运用水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测的物质平衡值相比，所得误差在精度要求以内。对于整个冰川区，应该有：

$$P' - R - E = \Delta B_n \tag{8}$$

其中，式中 P′为修正后的降水量(mm)[95]；R 为冰川区径流(mm)；E 为冰川区蒸发或升华(mm)；Bn 为冰川物质平衡值(mm)。冰川区的降水有三种可能的去向：一是再蒸发为水汽，二是形成径流，三则有可能补给冰川。当然这冰川冰、水汽、径流都是互相转化的，水量平衡法主要在系统上把握，系统内的相互转换对计算没有影响。水量平衡法如图 3-3 所示：

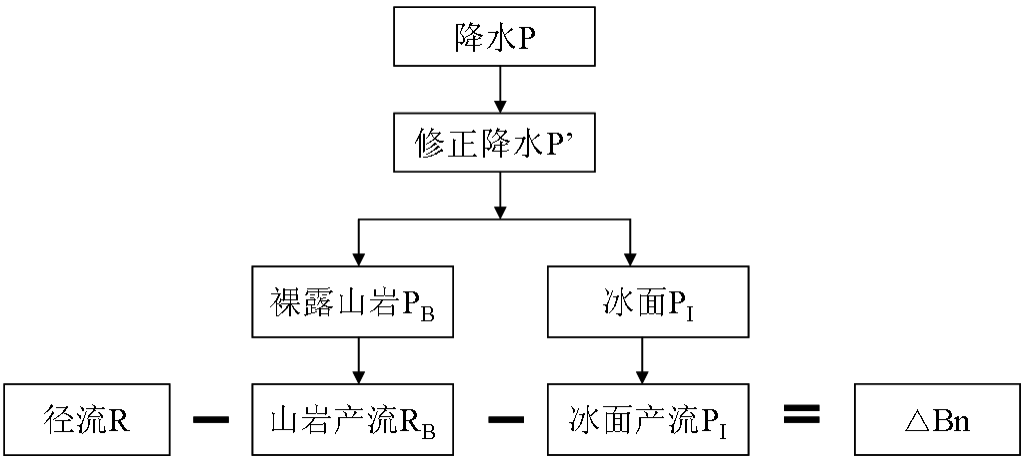

图 3-3 水量平衡法流程图

Fig.3-3 Flow chart of water balance method

冰川的径流来源[96]有：非冰川区的降水产流、冰面的降水产流和冰川消融产流。其中冰川物质平衡值 Bn 为正，则冰川消融产流为负，冰川处于积累状态；若冰川物质平衡值 Bn 为负，则冰川消融产流为正，冰川处于消融状态。山岩产流是根据山岩区降水量乘以多年经验系数α_B计算得到的：$R_B=P_B*\alpha_B$，其中α_B为山岩的径流系数 0.7，与之对应的山岩区的蒸发量为：$E_B=P_B*（1-\alpha_B）$。同理，冰川产流则等于冰川区降水乘以多年经验系数α_I得到：$R_I=P_I*\alpha_I$，其中α_I为冰川的径流系数 0.85，冰面的蒸发量为：$E_I=P_I*（1-\alpha_I）$。所以，我们可以根据冰川区的降水、径流数据以及径流系数得到一组利用水量平衡法计算得到的冰川物质平衡值。

第四章 乌鲁木齐河流域 1 号冰川水量平衡法与实测物质平衡值分析

4.1 1982-2014 年 1 号冰川水量平衡法与实测物质平衡法结果对比

由天山冰川观测站年报数据整理可得 1982-2014 年乌鲁木齐河源 1 号冰川实测物质平衡值。降水、径流数据由中国气象局大西沟气象观测站和 1 号冰川水文观测站测得。根据这些数据可以求得 1982-2014 年 1 号冰川的计算物质平衡值。实测物质平衡值和计算物质平衡值如图 4-1 所示。冰川的亏损值有一个明显的增多的趋势，这一趋势可能是由于气温持续升高，冰川冷储减少导致的。观测事实表明 1 号加速消融，冰川持续退缩，面积逐年减少[97]。

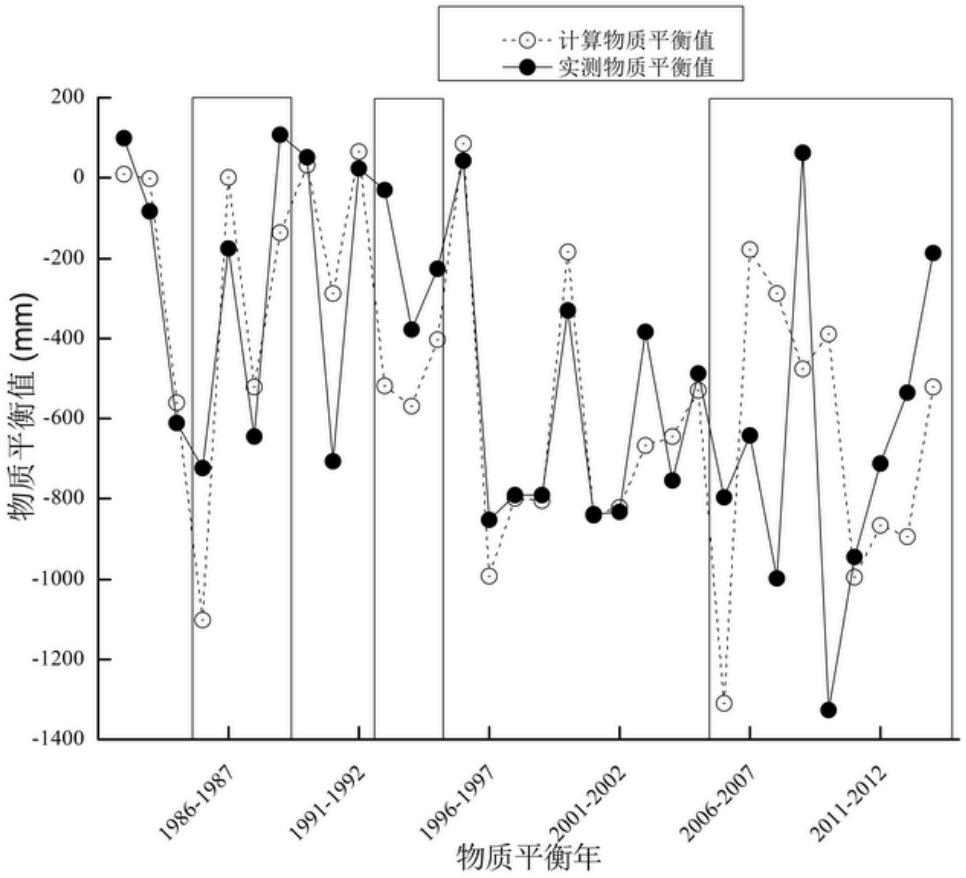

图 4-1 实测物质平衡值和水量平衡法计算物质平衡值对比图

Fig. 4-1 Comparison of the mass balance calculated by water balance method and measurement

根据水量平衡法计算得到的冰川物质平衡多年平均值为-461.21mm w.e.，观测得到的冰川物质平衡多年平均值为-464.95mm w.e.。计算与实测的误差在平均值上仅为-1%。可见水量平衡法适合于多年预测。但是具体到每一年，这种误差还是差别很大的，误差分布范围从 1.45 到 867mm w.e.。选取误差在 17%以内或距实不超过 100mm w.e.的年份作为误差小的点。发现误差较大的点主要集中在三个时间段：1985-1988、1992-1994 和 2005-2014(其中 2011 年误差为 5.4%)年，此外 1991、2000 和 2003 年，误差也较大。

我们可以清楚地看到，在 1982-2005 年之间，即使在误差较大的年份，实测与计算的物质平衡变化趋势也是一致的。比如 1985-1988 年、1992-1994 年这两段，变化趋势是高度相关的，只是变化幅度存在差异，导致误差较大。冰川的消融速率逐渐增加。说明，水量平衡法可以很好地推导出冰川的物质平衡变化趋势，这也是这种方法运用到高山、高纬度地区的基础。

但是，在 2005-2014 年期间，这种误差逐渐拉大。随着冰川的消融，冰川体积、面积和长度的减小，最近几年这种误差也越来越明显。从 2004-2005 年之后，计算和测量的值误差可以达到 867mm w.e.，误差一直比较大。下文就这种变化差异来进行分析探讨，以期获得导致这种差异的原因和解决方法。

4.2 1 号冰川物质平衡月变化特征

本文试着分析这种差异存在的原因与解决方法。因为所研究的时间序列从 1982 到 2014 年，时间跨度较长，年份较多，不便于进行每年精细的比较。所以论文将会选取其中几年，对每年的物质平衡值变化较大的 5、6、7、8 月进行逐月分析。在夏平衡（一般为 5、6、7、8 月），环境温度较高，降水也相对集中，冰川的消融与积累这一时段比较强烈。本文将每年的 5、6、7、8 月进行实测与计算的物质平衡值进行逐月对比。主要选取两类，一类是计算物质平衡值和实测物质平衡值误差较小的年份，还有一类是计算物质平衡值和实测物质平衡值误差较大的年份。

选取 1996-1997、1997-1998、1998-1999 三年，作为误差小的年份代表（误差分别为 16%、1%、2%），进行逐月分析。选取 2005-2006、2006-2007、2007-2008

三年，作为误差大的年份代表（误差分别为 65％、-72％、-71％），进行逐月分析。分析结果如图 4-2 所示（由于某些月份数据缺失，故略去不计）：

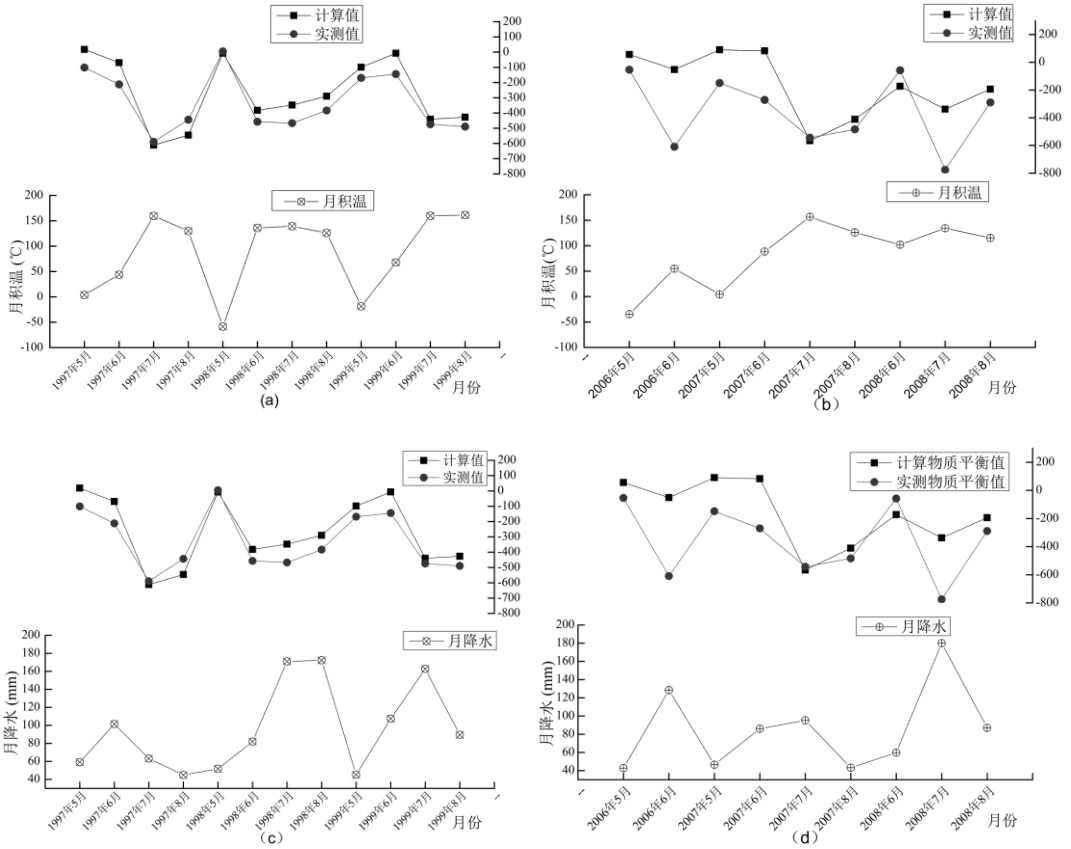

图 4-2 1996-1999(a)(c)和 2005-2008(b)(d)年物质平衡值与月累积气温、降水的关系图

Fig.4-2 Relationships between mass balance, precipitation and temperature monthly in summer

由图 4-2 可知，在误差较小的年份 1996-1997 年、1997-1998 年、1998-1999 年三年中，计算值普遍大于观测值（占 12 个样本月中的 9 个，其它三个与实测值相差不大），这种差距平均值为 60.02mm w.e.。也就是说，在物质夏平衡，温度较高的 5、6、7、8 月份中，运用水量平衡法会少算一部分冰量的损失。这是由于夏季蒸发强度要远远大于年平均的蒸发强度[98]，我们只计算物质夏平衡时段的水量平衡的话，则冰川上冰的损失量会偏高。同理，物质冬平衡中蒸发量低于年平均，那么计算值会小于观测值。所以平均到一年上这种损失量是趋近与零的。表现在年尺度上计算值与实测值相对等。这也是为什么在 1996-1997 年、1997-1998 年、1998-1999 年三年中计算值与实测值误差较小的原因。

在误差较大的年份 2005-2008 三年中，计算值也是普遍大于实测值的（9 个样本月中的 7 个，其它两个月与实测值相差不大），但是这种差距平均值高达

191.86mm w.e.。2005-2008 三年的夏平衡中，物质平衡计算值与实测值的差距拉大到 1996-1997 年、1997-1998 年、1998-1999 年三年夏平衡平均值的 320%，与此对应的是 2005-2014 年计算值与实测物质平衡值存在较大误差，并且他们之间变化趋势存在较大差异。特别有意思的是，年尺度上物质平衡计算值与实测值的误差并不是单纯的计算值恒大于实测值，而是交替变化。这可能是由于水热条件的改变，导致降水-积雪-成冰-径流等过程的时间发生了改变，从而出现这种不规律的交替变化。

综上所述，分析可能存在的原因是：① 随着水热条件的改变，尤其是温度的升高，冰川的实际蒸发量要大于水量平衡法算出的结果（1-0.85）*P'（P'为修正后的降水量），从而影响物质平衡的定量计算②水热条件的改变影响了冰川的产流系数，而且不是单纯地增加或者减少的变化。这种变化导致计算值偏离实际值。

4.3 水热条件对径流系数的影响

径流系数是指研究区内流域平均径流深与流域平均降水的比值，即：$\alpha = R/P$，其中R表示流域平均径流深、P表示流域平均降水量。α表示径流系数，是流域水量平衡的基本参数。一般情况下R是要小于P的，也就是说α一般小于1。但是冰川作为具有其独特性的研究对象，在干旱年份冰川往往存在物质亏损，所以R要大于P，此时冰川覆盖区的径流系数α是大于 1 的，这与一般无冰川覆盖的地方径流系数恒小于 1 是不同的。水量平衡法一般以年尺度计算，所以本文中α值为物质平衡年平均值。

根据以上 1996-1999 年和 2005-2008 年逐月对比发现，实测值物质平衡值与月累计温度的相关性比较好，如图 4-2 所示。1997-1999 实测冰川物质平衡值与月累计温度的相关系数是 0.90，6 年总体的相关系数是 0.58，通过了 0.05 的显著性检验，所以温度是影响 1 号冰川物质平衡的决定性因素。另一方面，1997-1999 实测值与降水的相关系数则只有 0.12，2006-2008 实测值与降水的相关系数是 0.64，都通过了 0.05 的显著性检验。说明降水对 1 号冰川物质平衡的影响程度也在逐渐加强。

如图 4-3 所示，研究区的温度和降水都处于一个增长的趋势。在 1982-2014 年中，1 号冰川的平均降水量为 475.89mm，年平均温度为-4.89℃。在误差较大的年份中，其中有 9 年物质平衡计算值小于实测值。在这种情况下，说明冰川的损失量被高估，也就是冰川区产流系数比预设值要低。此时，冰川径流系数偏高，平均降水为 461.29mm，平均年平均温度为-4.95℃。有 7 年物质平衡计算值大于实测值。在这种情况下，冰川的损失量被低估，也就是说冰川区的产流系数比预设值要高。此时，冰川径流系数偏低，平均降水为 502..54mm，平均年平均温度为-4.48℃。可见，在温度低于多年年平均气温，降水低于平均降水量的情况下，冰川的径流系数有降低的趋势；同理，在温度高于多年年平均气温，降水高于平均降水量的情况下，冰川的径流系数有升高的趋

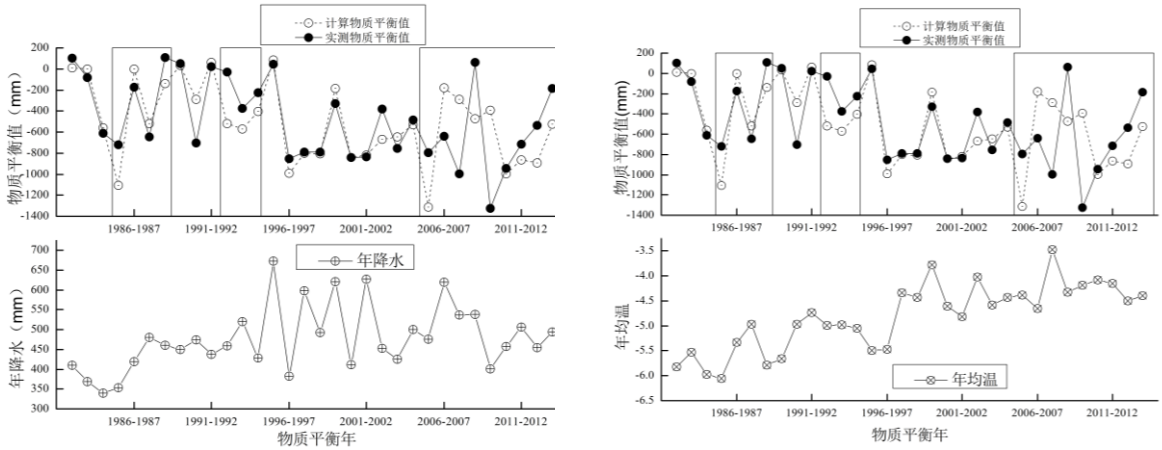

图 4-3 实测与计算物质平衡值对比图和年降水、年均温的关系图

Fig 4-3 Relationships between mass balance and annual average of precipitation and temperature

4.4 小结

通过对乌鲁木齐河流域 1 号冰川水量平衡法和实测物质平衡的对比分析，本文得到了二者整体变化的规律。然后通过对特定年份的物质平衡月变化特征的分析，得到了影响冰川表面径流系数变化的原因以及水热条件对冰川融水径流的影响，主要结论如下：

1. 水量平衡法适用于冰川区多年物质平衡的计算，其中 1 号冰川 1982-2014 年计算值与实测值误差在 1%以内，与之对应的山岩区和冰面径流系数分别为 0.7 和 0.85。可见，水量平衡法在单条冰川长时间尺度上的物质平衡值的计算中

准确性较高且具有独特的优势。说明水量平衡法计算冰川物质平衡值可以推广到缺乏观测资料的高海拔高纬度地区的冰川区。

2．1982-2005 年水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测物质平衡值高度相关，且误差较小，在这一阶段径流系数能较好地反映冰川区的产流情况；而 2005-2014 年水量平衡法计算得到的物质平衡值与实测物质平衡值之间有较大差距，且变化趋势差异明显，说明这一阶段径流系数受一些因素影响存在较大的变动。但是，这种变动不是单一的增大或者减小，而是交替往复地变化。可见，水热条件的改变对于冰川区径流系数的影响是非常复杂的。

3.选取误差较大的 2005-2008 年和误差较小的 1996-1999 年进行逐月分析，结果表明：夏平衡中，水量平衡法计算结果普遍要高于实测物质平衡值。在误差较小的 1996-1999 年为 60.02mm w.e.,，在误差较大的 2005-2008 年为 191.86mm w.e.。水热条件的改变，尤其是温度的升高，导致冰川的实际蒸发量与水量平衡法给出的（1-α）×P'存在差异。由于缺少实地测量，研究区的蒸发量变化过程尚不能得出。但是可以肯定的是，蒸发量的变化是影响水量平衡计算准确性的关键因素。

4.在 1982-2014 年，1 号冰川的物质平衡与气温、降水的关系说明温度是影响 1 号冰川物质平衡的决定性因素，降水对 1 号冰川物质平衡的影响程度也在逐渐加强。

5．在温度低于多年年平均气温，降水低于平均降水量的情况下，冰川的径流系数有降低的趋势。这可能是由于温度较低，降水形成径流的能力下降。而且，降水偏低导致降水中能形成径流的比例下降。同理，在温度高于多年年平均气温，降水高于平均降水量的情况下，冰川的径流系数有升高的趋势。此时，温度较高，降水较多，那么降水形成径流的能力增强，形成径流的比例也会上升。

第五章 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川物质平衡及融水径流

5.1 乌鲁木齐河流域 1964-2014 年冰川变化

研究乌鲁木齐河流域 1964-2014 年冰川变化，选取各时段对应的航拍图片、地形图和遥感影像对冰川变化进行分析。由于 1989 年之后数据较多，进行加密分析。数据获取时间及分辨率如表 5-1 所示：

表 5-1 乌鲁木齐河流域地形图及遥感影像信息

Table 5-1 The information of topographic map and remote sensing image of Urumuqi River Basin

年份/a	编号	获取时间	分辨率
1964	11-45-30、11-45-31	1964 年 8 月	5m
1977	LM21540301977262TGS05	1977 年 9 月 19 日	60m
1989	LT41430301989230XXX01	1989 年 8 月 18 日	30m
1994	LT51430301994236ISP00	1994 年 8 月 24 日	30m
1998	LT51430301998279BIK00	1998 年 10 月 6 日	30m
2004	LE71430302004256PFS01	2004 年 9 月 12 日	30m
2009	L71143030_03020090521	2009 年 5 月 21 日	30m
2014	LC81430302014243LGN00	2014 年 9 月 1 日	30m

分析结果表明：乌鲁木齐河流域 1964-2014 年冰川总体来讲处于快速消融状态。面积从 1964 年的 50.4km^2 减少到 2014 年的 32.8km^2，在 50 年的时间内冰川面积减少了 17.6km²，冰川面积减少了 34.9%。冰川条数从 150 减少到 107；最大单条冰川面积从 4.5km^2 到 1.7km^2。如图 5-1 所示。

如图 5-2，乌鲁木齐河流域冰川处于快速消融过程。首先，冰川面积加速减小。第一阶段是 1958-1989 年，冰川平均每年减小 0.07km²；32 年累计减小 2.35km²。第二阶段是 1990-2014 年，这一阶段冰川面积减小速度增加，冰川平均每年减小 0.58km²，减小速度是第一阶段的 7.97 倍。26 年累计减小 15.18km²。可以推测出第一阶段冰川消融主要以减薄为主，而第二阶段主要以末端退缩为主。所以相比于第一阶段，第二阶段面积减少速度增大了将近八倍。其次，流域单条冰川的最大面积也持续减小，第一阶段减小速度较大，第二阶段减小速度趋于稳定，这和冰川条数的变化规律是一样的。最后，由于冰川面积和冰川

条数的对应减小，所以冰川的平均面积基本较为稳定，保持在 0.3-0.4km²。

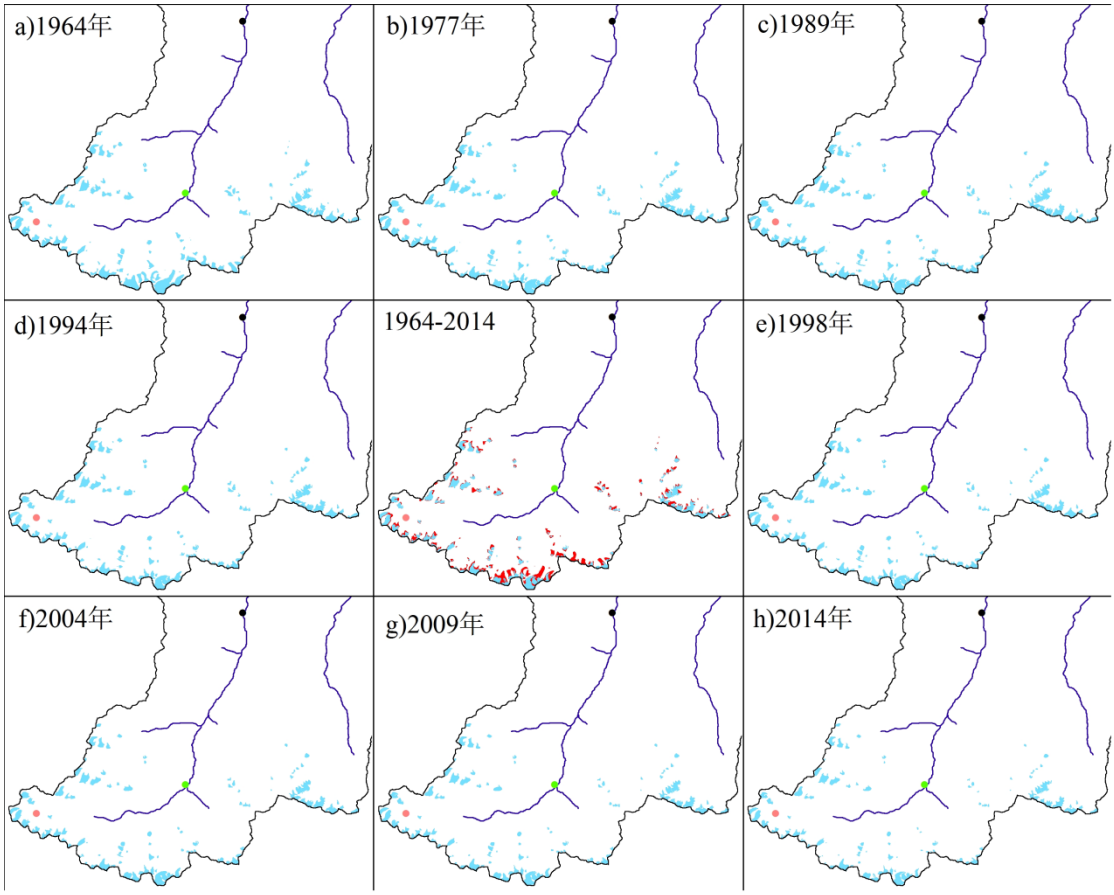

图 5-1 乌鲁木齐河流域 1962-2014 年冰川变化

Fig.5-1 Glacier change of Urumuqi River Basin from 1962 to 2014

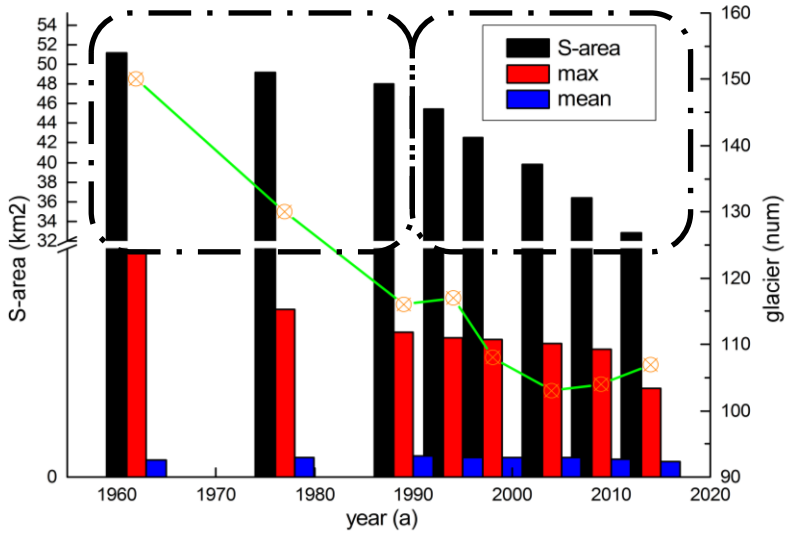

图 5-2 乌鲁木齐河流域 1962-2014 年冰川总面积、条数和平均面积变化

Fig 5-2 Area changes of The Urumuqi River Basin from 1962 to 2014

将乌鲁木齐河流域单条冰川面积划分为五个范围，分别是 0-0.9km²、0.9-1.8km²、1.8-2.7 km²、2.7-3.6km²和 3.6-4.5km²。其中前两类占绝大多数，尤其是自 2014 年以后，大于 1.8km²的冰川全部退缩为面积小于 1.8 km²的冰川，这两种类型的冰川就囊括了全部的冰川。在 1962 年以前存在一条 4.46km²的大冰川，占到整个流域的 8.7%，后期随着整个流域冰川面积的退缩也逐渐缩小成面积为 1.8km²以下的冰川。 如图 5-3。

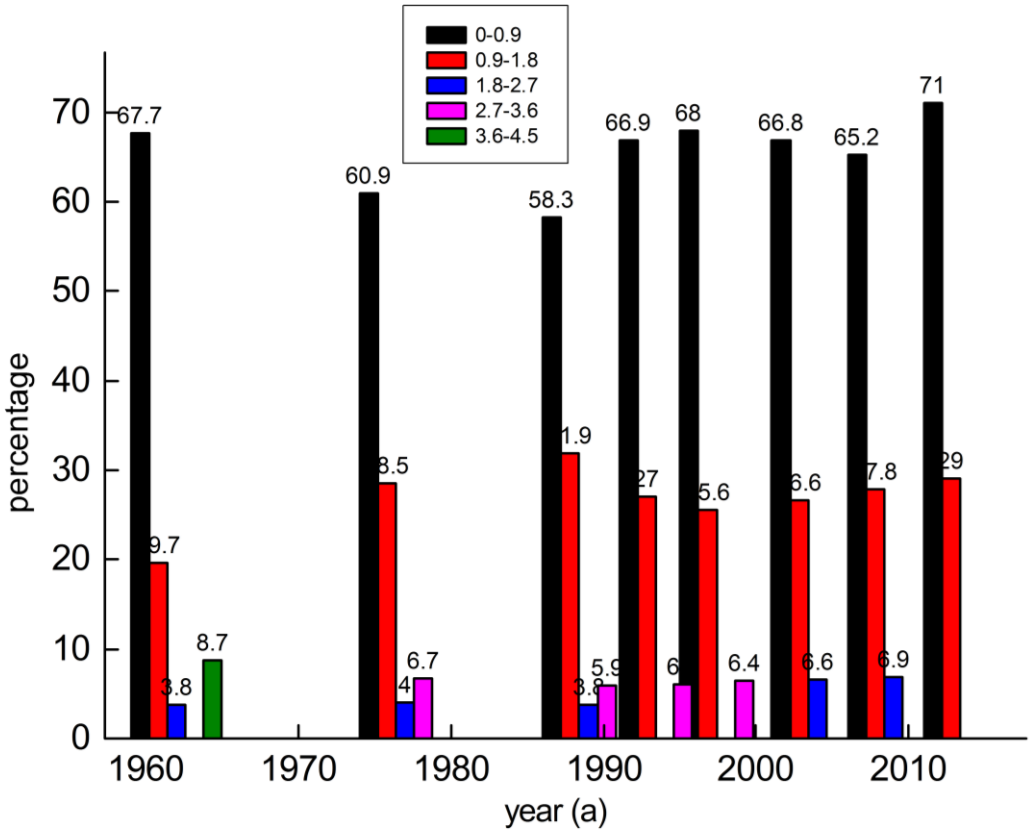

图 5-3 乌鲁木齐河流域 1962-2014 年冰川面积分布变化

Fig 5-3 The area distribution of Urumuqi River Basin from 1962 to 2014

5.2 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年物质平衡及融水径流

5.2.1 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川总面积逐年变化

在计算乌鲁木齐河流域 1958-2009 年物质平衡之前，我们需获得该流域在这期间的面积的变化情况。如图 5-4 所示，根据已有的乌河流域冰川面积数据，我们对这些面积数据进行拟合分析，发现一元二次方程比较符合这些离散点的

轨迹，拟合出的方程 R 高达 0.991，说明拟合度较高，方程较好的反映了冰川的面积变化情况。通过这一方程，我们可以求得不同年份乌河流域的冰川面积变化值。总的来讲，流域内冰川总面积正在逐年减少，而且近年来减小的速度越来越快。

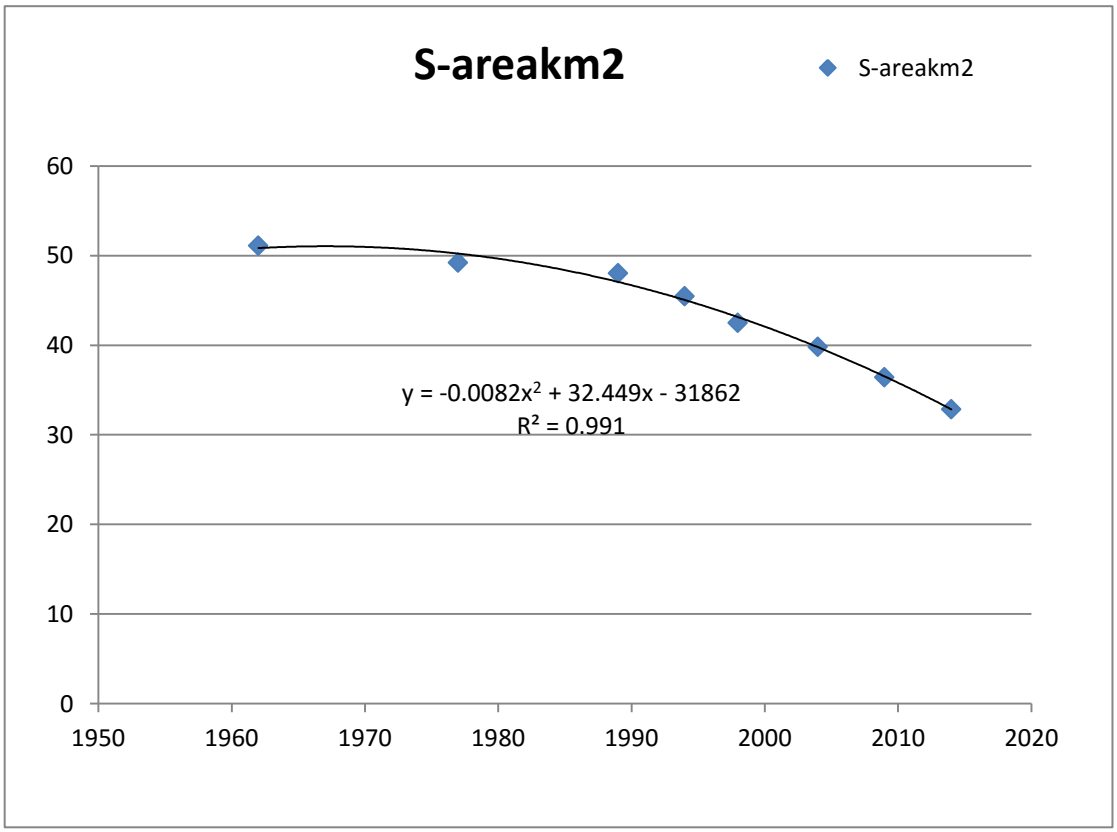

图 5-4 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川总面积逐年变化

Fig.5-4 Annual glacier area of Urumuqi River Basin from 1958 to 2009

5.2.2 乌鲁木齐河流域上游土地利用类型及其径流系数

论文分析了英雄桥水文点观测数据，并对其上游 924km 集水面所包括的冰川进行了分析。该水文点不能包括流域内所有冰川的产流，所以以下讨论的是该水文点集水范围内的冰川物质平衡和冰川融水径流量分析。利用 NDVI 植被归一化指数对乌鲁木齐河英雄桥水文站上游进行土地利用类型分类，并得出每种土地利用类型的面积比例，如图 5-2 所示。论文前部分论述了水量平衡法在单条冰川中的应用，并有很好的对应，所以径流系数采用了其参数。其他土地利用类型则根据已有研究或者野外观测经验进行一一赋值[91,99,100]。最后进行加权平均，求得非冰川区的径流系数。

表 5-2 乌鲁木齐河流域上游土地利用类型及其所占比例(刘曼,2015)
Table 5-2 Land types and proportion of upper reaches of Urumqi River Basin

分类编码	名称	面积比例
12	旱地	0.02
21	有林地	19.9
22	灌木林	0.05
31	高覆盖度草地	64.67
32	中覆盖度草地	3.42
33	低覆盖度草地	1.12
44	永久性冰川雪地	7.23
66	裸岩石砾地	1.71
67	其他未利用土地	1.88

5.2.3 乌鲁木齐河流域冰川 1958-2009 物质平衡和冰川融水径流

将处理好的降水、径流和冰川面积等数据输入水量平衡法中，计算得到乌鲁木齐河流域冰川 1958-2009 年物质平衡变化。研究内容的范围是指乌鲁木齐河流域上游，也就是英雄桥的集水面区域。如图 5-5 所示：

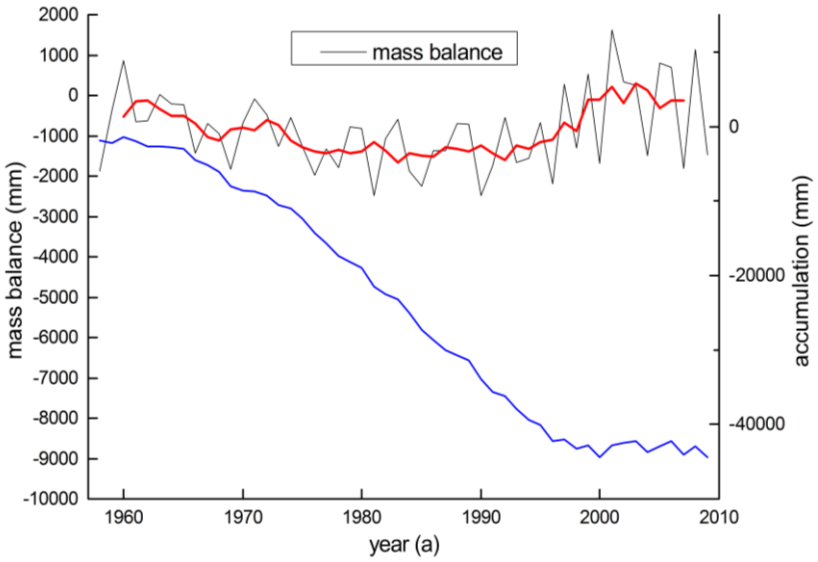

图 5-5 乌鲁木齐河流域冰川 1958-2009 年物质平衡变化
Fig.5-5 Mass balance changes of Urumuqi River Basin from 1958 to 2009

乌鲁木齐河流域冰川物质平衡值的变化主要分为三个阶段，首先是缓慢消融阶段，时间为：1958-1965 年，年均值为-383.7mm w.e.。第二阶段快速消融，时间为 1966-1999 年，年均值为-1167.89mm w.e.。第三阶段又进入到一个缓慢消融的阶段，时间为 2000-2009 年，年均值为-161.59mm w.e.。总体来说冰川长期处于负平衡消融状态。综上所述，乌鲁木齐河流域 1958-2009 年多年物质平衡值为-853.7mm w.e.。

计算得到乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流，变化规律如图 5-6 所示：

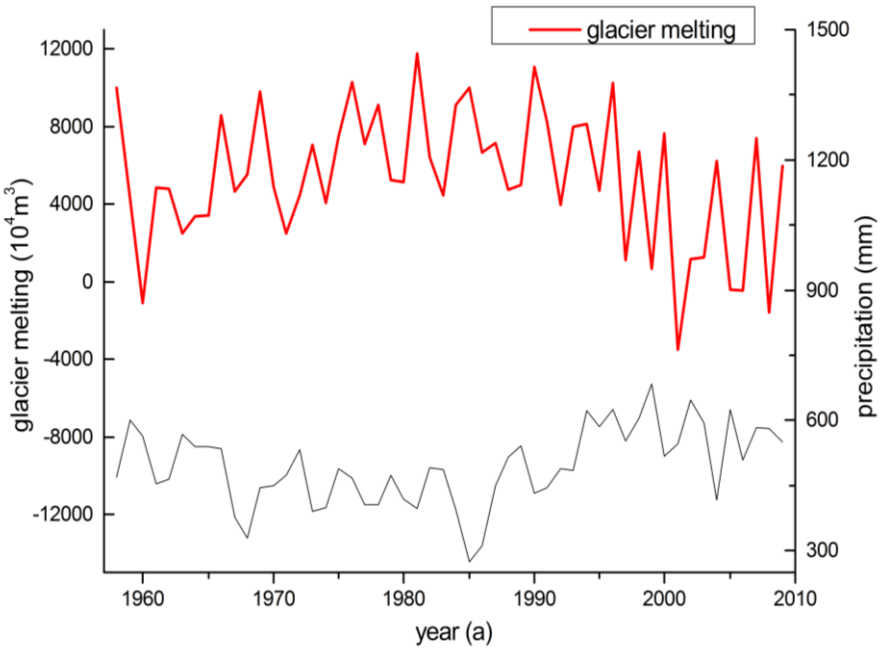

图 5-6 乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流与降水关系图

Fig.5-6 The relationship between glacier melting water and precipitation in Urumuqi River Basin from 1958 to 2009

乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流总体上先增加后减少，最后趋于稳定状态。这与降水先减少后增加，最后趋于稳定的变化规律大体上是成负相关关系的。求得乌鲁木齐河流域 1958-2009 年冰川融水径流总量为 28.0 $\times 10^8 m^3$。(年均值为 0.538$\times 10^8 m^3$。)

5.3 乌鲁木齐河流域冰川累计物质平衡与 1 号冰川累计物质平衡对比分析

论文分析了乌鲁木齐河流域上游 1958-2009 年冰川物质平衡的变化情况，下面我们将对比分析该结果和 1 号冰川同期实测的物质平衡累加值。对比结果如图 5-7 所示：

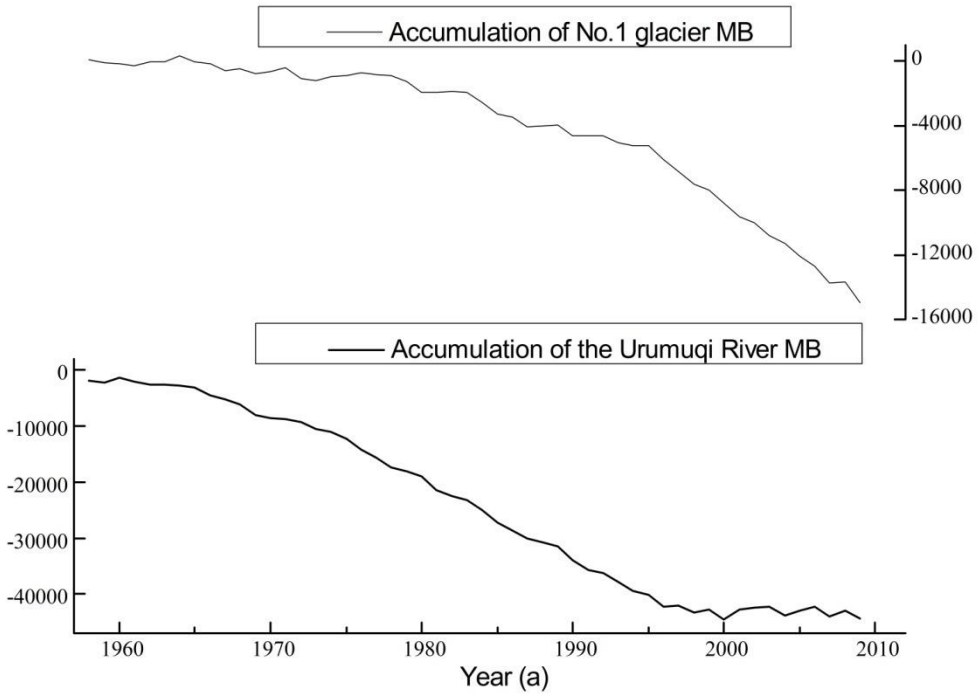

图 5-7 乌鲁木齐河流域冰川与 1 号冰川 1958-2009 年累计物质平衡对比分析

Fig 5-7 The comparative analysis of glacier cumulative mass balance between Urumuqi River Basin and No.1 glacier from 1958 to 2009

总体来说，二者的累计物质平衡之都是持续减少的。李忠勤等在 2003 年分析了 1 号冰川物质平衡的变化规律，认为 1959-1985 年冰川消融比较缓慢，年平均值为-94.4mm w.e.。从图中可以看出，消融的第二阶段可以到 1995 年。这一阶段较之前一阶段，冰川消融加速，冰川年消融平均值可以达到 195.8mm w.e.。第三阶段是 1996-2010 年消融速度进一步加剧，冰川年消融平均值是-648mm w.e.。

而乌鲁木齐河流域的物质平衡累加值相对应的也可以分为三个阶段，其中

第一、二个阶段比较相似，而第三个阶段则差别比较大。第一个阶段是缓慢消融阶段，时间为：1958-1965 年。这一阶段较之 1 号冰川要短。可能是由于 1 号冰川的冷储相对较强，对气候变化的抵抗能力也较强的原因。该阶段年均值为-383.7mm w.e.。第二阶段也是加速消融阶段。和 1 号冰川一样，该阶段消融速度较之前一有所提高，时间为 1966-1999 年，年均值为-1167.89mm w.e.。第二阶段的结束时间和 1 号冰川的十分接近。这也是水热条件接近下冰川对气候相似反应的表现。但是，流域的第三阶段进入到一个缓慢消融的阶段，这一点和单条冰川的变化是截然不同的。该阶段时间为 2000-2010 年，年均值为-161.59mm w.e.。造成这一差异的原因可能是由于流域中对消融产流贡献较大的冰川在这段时间的冰川融水径流减少的原因。大部分在第二阶段强烈消融的冰川在这一阶段达到了较为稳定的状态，尽管有一些冰川——比如 1 号冰川——的消融能力逐年增强，但是大部分冰川的消融能力是呈下降趋势的。而且，在这一阶段，面积较大的冰川由于第二阶段强烈的消融过程，面积减小到 3.6km ^{2} 以下。所以冰川的消融能力也随之减小。总体来看，在这一阶段，流域的整体物质平衡变化是朝着消融减缓的趋势发展的。

在物质平衡的累积值上，流域计算的冰川物质平衡消融值要大于 1 号冰川的观测物质平衡。产生这种现象的原因可能是乌鲁木齐河流域的南边的冰川消融及其强烈，从图 5-1 可以看到，这一区域冰川消退非常严重、末端退缩十分强烈、面积减少比值很大。所以整个流域在物质平衡上表现出了强烈的负值，超过了 1 号冰川观测的物质平衡。

5.4 小结

利用已有降水资料，根据乌鲁木齐河流域降水规律进行线性插值，并将流域内每一高度点赋值求得流域上游分布式降水。然后根据已有研究确定流域上游的土地利用类型和相应的径流系数。再利用遥感图像和地形图获得流域上游的冰川面积变化。并最终求得流域的物质平衡值和融水径流。在这一过程中，主要的结论有：

1.乌鲁木齐河流域 1958-2014 年冰川总体来讲处于快速消融状态，流域冰川面积快速减小。1958-2014 年，流域冰川总面积从 50.4km^2 减少到 32.8km^2，

第一阶段是 1958-1989 年，冰川平均每年减小 0.07km²，32 年累计减小 2.35km²。这一阶段，冰川主要以厚度减薄为主；第二阶段是 1990-2014 年，这一阶段冰川面积减小速度增加，冰川平均每年减小 0.58km²，减小速度是第一阶段的将近 8 倍。这一阶段以冰川末端退缩为主。整体上来看，冰川条数从 150 减少到 107，期间由于存在大冰川分裂为多条小冰川的情况，所以冰川条数存在细微的上下波动，但总体趋势是减少的。最大单条冰川面积也从 4.5km^2 减少到 1.7km^2。

2.乌鲁木齐河流域小于 0.9km^2 的小冰川一直处于主导地位，所占比例为 65％左右。同时 0.9km^2 到 1.8km^2 的冰川所占比例越来越大。到 2014 年，该流域大于 1.8km^2 的冰川最终全部由于冰川退缩而变为面积在 1.8km²以下的冰川；

3.根据水量平衡，乌鲁木齐河流域上游 1958-2009 年冰川物质平衡年均值为-853.7mm w.e.；乌鲁木齐河流域上游冰川物质平衡变化过程主要分为三个阶段：首先是缓慢消融阶段，时间为：1958-1965 年。年均值为-383.7mm w.e.。第二阶段快速消融，时间为 1966-1999.年均值为-1167.89mm w.e.。第三阶段又进入到一个缓慢消融的阶段，时间为 2000-2009 年。年均值为-161.59mm w.e.。总体来说冰川长期处于负平衡消融状态。

4.乌鲁木齐河流域累积物质平衡与 1 号冰川累积物质平衡对比分析发现：第一、二阶段变化趋势较为相似，而第三阶段存在变化趋势的差异。可能的原因是：流域中面积较大冰川消退后消融能力降低、冰川融水径流趋于稳定造成的。综上所述，乌鲁木齐河流域上游英雄桥集水面 1958-2009 年多年物质平衡值为-853.7mm w.e.。与之对应的冰川融水径流总量为 28.0 ×10^{8}m^3。冰川融水径流总体上先增加后减少，最后趋于稳定状态。

第六章 结论与展望

6.1 主要结论

论文主要根据乌鲁木齐河流域 1 号冰川的实测资料和水量平衡法计算结果进行对比分析，讨论了它们之间的异同和可能造成这种异同的原因。在此基础上，利用遥感图像、地形图和水文气象观测站的资料对乌河流域的冰川物质平衡和融水径流进行了分析，论文得出以下主要结论：

1. 水量平衡法适合于多年预测。在运用水量平衡法计算天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡值的时候，计算得到的冰川物质平衡多年平均值为-461.21mm w.e.，观测得到的冰川物质平衡多年平均值为-464.95mm w.e.。计算与实测的误差在平均值上仅为-1%，与之对应的山岩区和冰面径流系数分别为 0.7 和 0.85。

2. 对于单条冰川的研究发现：总体来讲，在温度低，降水少的年份里，冰川的径流系数有降低的趋势；反之，则有升高的趋势。受水热条件改变的影响，2005 年后水量平衡法的计算值与物质平衡实测值的误差总体增大，说明径流系数也随着水热条件的改变而发生了变化。但是，径流系数的变化并不是单一的增大或减小，定量的变化规律有待进一步研究。

3. 由 1 号冰川水量平衡法和实测物质平衡逐月对比分析发现：冰川区的蒸发强度随时间变化而发生变化。这一改变导致冰川水量平衡法计算值与实测值的误差总体增大，表现为实际蒸发量要大于水量平衡法给出的（1-α）×P'，从而影响物质平衡的定量计算。

4. 乌鲁木齐河流域上游 1958-2009 年物质平衡年平均值为-853.7mm w.e.。在与 1 号冰川物质平衡变化规律的对比中发现，它们在第一、二阶段的变化较为一致，分别是缓慢消融和加速消融。而在第三阶段——也就是从 2000 年左右开始到现在——它们表现出了消融的差异性。分析原因，一方面可能是冰川融水径流能力较强的冰川在第二阶段强烈消融，使得面积大大减小，而且冰川融水径流能力降低，所以流域内大部分冰川的融水径流趋于相对稳定状态。另一方面，流域南部的冰川快速消融基本完成，使得流域物质平衡整体上趋于稳定。

5. 乌鲁木齐河流域上游 1958-2009 年冰川融水径流总量为 28.0 $\times 10^8 m^3$，多年年均值为 $0.538 \times 10^8 m^3$

6.2 展望

通过对乌鲁木齐河源 1 号冰川 1982-2014 年实测冰川物质平衡的分析，发现其与水量平衡法计算结果在多年平均上具有高度的一致性，误差仅仅为 1%。对于水量平衡在相同水热条件的冰川中的应用提供了理论依据。同时运用水量平衡计算了乌鲁木齐河流域上游 1958-2009 年的多年累积物质平衡值以及冰川融水径流的情况。这对于该流域河流径流研究以及冰川融水研究提供了较为合理的依据。

对于冰冻圈的研究，主要目的是为了提高人类预测未来十几年至上百年气候变化的能力，使得气候系统朝有利于人类生存与发展的方向前进。论文的研究使得这种研究推广到大流域尺度上成为可能，但同时也存在一定的不确定性。在对 1 号冰川水量平衡和实测物质平衡的分析种发现：在 2005 年后存在的差异性不是单一的超过或者落后，而是交替往复变化。这点不利于将变化规律数值化，从而定量计算出每年的物质平衡值。作者认为，一方面可以通过多条冰川的共同分析解决这一问题。另一方面加强实地观测与数据模拟也可以很好地将相关研究的继续深入。

而在对流域整体分析的过程中，我们计算出了乌鲁木齐河流域 1958-2009 年的累计物质平衡值以及冰川融水径流。如果能够将一些高寒地区典型下垫面的径流系数，并进行更为详细的试验探索，作者相信对该研究会有相当的推动作用。后续的研究者完善这一点是必不可少也是当务之急的任务。

另外一点结合遥感数据对整个流域进行大地测量法验证也是可行的方法。本文已经进行了该方面的尝试，但是由于年代过于久远、坐标系统不统一等因素，使得系统误差较大，计算结果并不能与公认的普适性规律对应。所以，这一方法暂时没有录用到本论文。但是我相信，相关技术的进步会使得这一方法变得简单实用。

参考文献

[1] 秦大河, 丁永建. 冰冻圈变化及其影响研究——现状、趋势及关键问题 [J]. 气候变化研究进展, 2009,5(4):187-195.

[2] 李江风. 乌鲁木齐河流域水文气候资源与区划 [M]. 气象出版社, 2006.

[3] 李新亮. 乌鲁木齐河流域志 [M]. 新疆人民出版社, 2000.

[4] 张山清, 普宗朝. 基于 dem 的乌鲁木齐河流域降水量时空变化分析. 第 28 届中国气象学会年会——S11 气象与现代农业, 2011:437-443.

[5] Ageta Y, Higuchi K. Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in the nepal himalaya [J]. Geografiska Annaler, 1984,66(3):249-255.

[6] 骆光晓, 刘莉, 吴力平. 伊吾河流域水文特性分析 [J]. 干旱区地理, 1999,22(1):47-52.

[7] 李忠勤, 李开明, 王林. 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, 2010,30(1):96-106.

[8] Kaser G. Glacier-climate interaction at low latitudes [J]. Journal of Glaciology, 2001,47(157):195-204.

[9] Oerlemans J. Glaciers and climate change [M]. CRC Press, 2001.

[10] Kaser G, Fountain A, Jansson P. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers [J]. Technical Documents in Hydrology, 2003,59).

[11] Haeberli, Wilfried, Hoelzle, et al. Into the second century of worldwide glacier monitoring: Prospects and strategies [J]. Neuroscience Letters, 1993,158(1):67-70.

[12] Haeberli W. Glacier mass balance [M]. Springer Netherlands, 2011.

[13] Braithwaite RJ. Glacier mass balance: The first 50 years of international monitoring [J]. Acoustics Speech & Signal Processing Newsletter IEEE, 2002,26(1):76-95.

[14] Dyurgerov MB, Meier MF. Mass balance of mountain and subpolar glaciers : A new global assessment for 1961-1990 [J]. Arctalpres, 1997,29(4):379-391.

[15] Kaser G, Cogley JG, Dyurgerov MB, et al. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004 [J]. Geophysical Research Letters, 2006,33(19):318-372.

[16] Zemp M, Hoelzle M, Haeberli W. Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network [J]. Annals of Glaciology, 2009,50(50):101-111.

[17] Solomon S. Ipcc (2007): Climate change the physical science basis [J]. American Geophysical Union, 2007,9(1):123-124.

[18] Stocker T, Plattner GK, Dahe Q. Ipcc climate change 2013: The physical science basis - findings and lessons learned. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2014.

[19] Programme UNE. Global outlook for ice & snow [J]. United Nations Environmental

Programme, 2007.

[20] Haeberli W. Glaciers and ice caps: Historical background and strategies of world-wide monitoring. Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2004:559-578.

[21] Zemp M, Roer I, Kääb A, et al. Wgms (2008): Global glacier changes: Facts and figures [J]. Environmental Management, 2008.

[22] Haeberli W. Mountain glaciers in global climate-related observing systems [J]. Advances in Global Change Research, 2005,23(169-175.

[23] Huber UM, Bugmann HK, Reasoner MA. Global change and mountain regions: An overview of current knowledge [M]. Springer Science & Business Media, 2006.

[24] Price ME. Global change in mountain regions [J]. Duncow, UK: Sapiens Publishing, 2006.

[25] Cogley JG. Geodetic and direct mass-balance measurements: Comparison and joint analysis [J]. Annals of Glaciology, 2009,50(50):96-100.

[26] Haug T, Rolstad C, Elvehøy H, et al. Geodetic mass balance of the western svartisen ice cap, norway, in the periods 1968–1985 and 1985–2002 [J]. Jatmossci, 2009,50(50):119-125.

[27] Thibert E, Vincent C. Best possible estimation of mass balance combining glaciological and geodetic methods [J]. Annals of Glaciology, 2009,50(50):112-118.

[28] Thibert E, Blanc R, Vincent C, et al. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: Error analysis over 51 years for glacier de sarennes, french alps [J]. Journal of Glaciology, 2008,54(186):522-532.

[29] 秦大河. 冰冻圈科学辞典 [M]. 气象出版社, 2014.

[30] 韩添丁, 刘时银, 丁永建等. 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, 2005,20(3):298-303.

[31] 谢自楚. 冰川学导论 [M]. 上海科学普及出版社, 2010.

[32] 谢自楚. 冰川物质平衡及其与冰川特征的关系 [J]. 冰川冻土, 1980,04).

[33] 姚檀栋. 冰川物质平衡、零平线及气候间的关系——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例 [J]. 冰川冻土, 1987,04).

[34] 施雅风. 山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望 [J]. 地理学报, 1990,1):1-86.

[35] 刘时银. 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, 1998,1):9-13.

[36] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实 [J]. 冰川冻土, 2003,25(2):117-123.

[37] LZq, YBs, ZMj. Ten years of progress of the tianshan glaciological station of china [J]. Journal of Glaciolgy & Geocryology, 1999,4):326-335.

[38] 刘时银，丁永建，叶佰生等．高亚洲地区冰川物质平衡变化特征研究 [J]. 冰川冻土，2000,22(2):97-105.

[39] 谢自楚，苏珍，冯清华等．贡嘎山海螺沟冰川物质平衡、水交换特征及其对径流的影响 [J]. 冰川冻土, 2001,23(1):7-15.

[40] 谢自楚，黄茂桓等.地理学报．祁连山冰川的近期变化 [J]. 地理学报, 1980,1):48-58.

[41] 刘潮海，宗国平，金明燮．祁连山冰川的近期变化及其趋势研究. 1992.

[42] 刘时银，沈永平，孙文新等．祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究 [J]. 冰川冻土，2002,24(3):227-233.

[43] 康尔泗，朱守森，黄明敏．托木尔峰地区的冰川水文 [J]. 冰川冻土, 1980,4): 18-21.

[44] 沈永平，刘时银，丁永建等．天山南坡台兰河流域冰川物质平衡变化及其对径流的影响 [J]. 冰川冻土, 2003,25(2):124-129.

[45] 沈永平，王顺德．塔里木盆地冰川及水资源变化研究新进展 [J]. 冰川冻土，2002,24(6):819-819.

[46] 沈永平，王国亚，丁永建等. 1957-2006 年天山萨雷扎兹库玛拉克河流域冰川物质平衡变化及其对河流水资源的影响 [J]. 冰川冻土, 2009,31(5):792-800.

[47] Arendt AA, Echelmeyer KA, Harrison WD, et al. B.: 2002, ‘rapid wastage of alaska glaciers and their contribution to rising sea level [J]. Science, 2002,297(5580):págs. 382-386.

[48] Meier MF. Contribution of small glaciers to global sea level [J]. Science, 1984,226(4681):1418-1421.

[49] Haritashya UK, Singh P, Kumar N, et al. Hydrological importance of an unusual hazard in a mountainous basin: Flood and landslide [J]. Hydrological Processes, 2006,20(14):3147–3154.

[50] Haritashya UK, Bishop MP, Shroder JF, et al. Space-based assessment of glacier fluctuations in the wakhan pamir, afghanistan [J]. Climatic Change, 2009,94(1):5-18.

[51] Lin JW, Chen CW, Peng CY. Potential hazard analysis and risk assessment of debris flow by fuzzy modeling [J]. Natural Hazards, 2012,64(1):273-282.

[52] Clarke GKC. Glacier outburst floods from "hazard lake", yukon territory, and the problem of flood magnitude prediction [J]. Journal of Glaciology, 1982:3-21.

[53] Coxon P, Owen LA, Mitchell WA. A late quaternary catastrophic flood in the lahul himalayas [J]. Journal of Quaternary Science, 1996,11(6):495-510.

[54] Hewitt K. Glaciers receive a surge of attention in the karakoram himalaya [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 1998,79(8):104-104.

[55] Richardson SD, Reynolds JM. An overview of glacial hazards in the himalayas [J]. Quaternary International, 2000,s 65–66(99):31-47.

[56] Chhetri M. Disaster management in nepal: Problems and solutions [J]. Natural Disaster Management UN Secretariat for the IDNDR, Tudor Rose Holdings Ltd, Leicester, 1999:223.

[57] Clarke GKC. Glacier outburst floods from [J]. Journal of Glaciology, 1982,28(98):3-21.

[58] Lioy PJ, Hauser R, Gennings C, et al. Evolution of the internal drainage system in the lower part of the ablation area of storglaci? ren, sweden [J]. Geological Society of America Bulletin, 2010,105(4):537-546.

[59] Singh P, Haritashya UK, Kumar N. Seasonal changes in meltwater storage and drainage characteristics of the dokriani glacier, garhwal himalayas (india) [J]. Nordic Hydrology, 2004,35(1):15-29.

[60] Singh P, Kumar A, Kishore N. Meltwater storage and delaying characteristics of gangotri glacier (indian himalayas) during ablation season [J]. Hydrological Processes, 2011,25(2):159–166.

[61] Xie C, Ding Y, Liu S, et al. Response of meltwater runoff to air-temperature fluctuations on keqikaer glacier, south slope of tuomuer mountain, western china [J]. Annals of Glaciology, 2006,43(1):275-279.

[62] Dyurgerov M. Reanalysis of glacier changes: From the igy to the ipy, 1960–2008 [J]. Data of Glaciological Studies, 2010,108(1-116.

[63] Hock R, Woul MD, Radi V, et al. Mountain glaciers and ice caps around antarctica make a large sea-level rise contribution [J]. Geophysical Research Letters, 2009,36(7):251-254.

[64] Thomas J, John W, W Tad P, et al. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise [J]. Nature, 2012,482(7386):514-518.

[65] 靳立亚, 符娇兰, 陈发虎. 近 44 年来中国西北降水量变化的区域差异以及对全球变暖的响应 [J]. 地理科学, 2005,25(5):567-572.

[66] 杨针娘. 中国冰川水资源 [J]. 资源科学, 1987,1):46-55.

[67] 康尔泗. 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, 1983,3).

[68] 叶佰生, 陈克恭. 冰川及其径流对气候变化响应过程的模拟模型 [J]. 地理科学, 1997,1):32-40.

[69] 叶柏生, 丁永建, 刘潮海. 不同规模山谷冰川及其径流对气候变化的响应过程 [J]. 冰川冻土, 2001,23(2):103-110.

[70] 谢自楚, 王欣, 康尔泗等. 中国冰川径流的评估及其未来 50 a 变化趋势预测 [J]. 冰川冻土, 2006,28(4):457-466.

[71] 李忠勤, 沈永平, 王飞腾等. 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 [J]. 冰川冻土, 2007,29(3):333-342.

[72] 施雅风, 康尔泗, 张国威. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992.

[73] 刘光琇. 乌鲁木齐河上游植被与环境关系研究 [M]. 兰州大学出版社, 2004.

[74] 谢光洪. 乌鲁木齐河流域土壤有机碳影响因素研究. 新疆大学, 2010.

[75] 闫顺, 贾宝全, 许英勤等. 乌鲁木齐河源区植被及表土花粉 [J]. 冰川冻土, 1996,S1):264-273.

[76] 张志忠. 乌鲁木齐河流域河冰的基本特征 [J]. 冰川冻土, 1992,3):267-270.

[77] 张国飞, 李忠勤, 王文彬等. 乌鲁木齐河源1号冰川2009年出现物质正平衡 [J]. 干旱区地理, 2013,36(2):263-268.

[78] 夏明营, 李忠勤, 王文彬. 乌鲁木齐河源 1 号冰川东西支变化特征研究 [J]. 干旱区资源与环境, 2012,26(9):40-44.

[79] 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖 [J]. 冰川冻土, 2005,27(1):150-152.

[80] 施雅风, 刘潮海, 王宗太. 简明中国冰川编目 [J]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005.

[81] Shangguan D, Liu S, Ding Y, et al. Glacier changes during the last forty years in the tarim interior river basin,northwest china [J]. Progress in Natural Science, 2009,19(6):727-732.

[82] 李向应, 李忠勤, 陈正华等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪坑中 ph 值和电导率的季节变化及淋溶过程 [J]. 地球科学进展, 2006,21(5):487-495.

[83] 张山清, 普宗朝. 基于 dem 的乌鲁木齐河流域降水量时空变化分析. 2011 年第二十八届中国气象学会年会, 2011:437-443.

[84] 杨大庆, 刘潮海, 王纯足等. 冰川积累量测量和计算方法研究 [J]. 冰川冻土, 1992,1):1-10.

[85] 牛文臣, 韩振中, 徐建新. 用区域水量平衡法估算农业用水量 [J]. 水利学报, 1992,1):31-36.

[86] 刘群昌, 许迪, 等. 应用水量平衡法确定波涌灌溉下土壤入渗参数 [J]. 灌溉排水学报, 2001,20(2):8-12.

[87] 刘长荣, 付强, 赵洋. 水量平衡法对扎龙湿地生态需水量的研究 [J]. 黑龙江水利科技, 2010,38(2):21-23.

[88] 张士锋, 贾绍凤. 海河流域水量平衡与水资源安全问题研究 [J]. 自然资源学报, 2003,18(6):684-691.

[89] 孙占东, 王润. 气候背景下冰川在博斯腾湖水量平衡中的作用 [J]. 湖泊科学, 2006,18(5):484-489.

[90] 龙爱华, 邓铭江, 谢蕾,等. 巴尔喀什湖水量平衡研究 [J]. 冰川冻土, 2011,33(6):1341-1352.

[91] 陈仁升, 阳勇, 韩春坛等. 高寒区典型下垫面水文功能小流域观测试验研究 [J]. 地球科学进展, 2014,29(4):507-514.

[92] 李文运, 张伟, 戈建民等. 水量平衡分析方法及应用 [J]. 水资源保护, 2011,27(6):83-87.

[93] 吴明远. 工程水文学 [M]. 水利电力出版社, 1987.

[94] 杨针娘. 中国寒区水文 [M]. 科学出版社, 2000.

[95] 杨大庆, 姜彤, 张寅生等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其改正 [J]. 冰川冻土, 1988,4).

[96] 佩特森, 张祥松. 冰川物理学. 北京: 科学出版社, 1987.

[97] 孙美平, 姚晓军, 李忠勤等. 天山东段冰雪消融与产汇流水文过程——以乌鲁木齐河源区为例 [J]. 地理学报, 2014,69(7):945-957.

[98] 普宗朝, 张山清, 李景林等. 乌鲁木齐河流域参考作物蒸散量时空变化特征 [J]. 沙漠与绿洲气象, 2008,2(1):41-45.

[99] 康尔泗, 陈仁升, 张智慧等. 内陆河流域山区水文与生态研究 [J]. 地球科学进展, 2008,23(7):675-681.

[100] 刘曼, 师庆东, 张毓涛等. 乌鲁木齐河上游水源涵养地径流模拟研究 [J]. 中国农村水利水电, 2015,8):113-117.

个人简历

个人信息

姓名：刘铸　　籍贯：湖南岳阳　　出生年月：1990 年 6 月

民族：汉　　性别：男　　专业:自然地理学

研究方向：冰川水资源

主要学习经历

2009.9～2013.6：　兰州大学-资源环境学院　　地理科学专业　学士

2013.8～2014.6：中国科学院大学

2014.7～现　在：　中科院寒旱所-冰芯室 自然地理专业 硕士在读

野外考察经历

2013-7~8 月：天山高山站冰川观测站。冰川观测，数据采集。

2014-4 月：祁连山七一冰川、八一冰川和十一冰川一起架设和数据采集。

2014-5 月：1 冰川物质平衡观测。

2014-6~7 月：阿克苏冰川物质平衡观测和仪器架设。玛纳斯河流域鹿角湾冰川初探和 3 采集。

2014-8~11 月：阿勒泰地区吉木乃冰川物质平衡观测和小尺度能量平衡观测。1

号冰川物质平衡观测和 3D 激光扫描观测。

2015.4-5 月 1 号冰川物质平衡观测以及物质平衡讨论。

2015.6 月阿勒泰地区吉木乃冰川物质平衡和 3D 激光扫描观测。

2015.7 月 七一冰川物质平衡观测和相关仪器架设。

2015.8 月~9 月 1 号冰川物质平衡观测和 3D 激光扫描观测。

参加项目

中科院重点部署项目 KJZD-EW-G03-01：冰冻圈快速变化的关键过程研究；

国家自然科学基金项目 41471058：新疆天山关键地区冰川变化模拟预测；

科技部基础性工作专项项目 2013FY111400：中国西部主要冰川作用中心冰量变化调查.

论文发表情况

1.刘铸，李忠勤.近期冰川表面径流系数变化的影响因素----以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例 ,地球科学进展,2016 Vol. 31 (1): 103-112

致 谢

三年的研究生生涯即将画上一个阶段性的句号。在此，我内心颇为不平静，不由得想起了当时考研的时候给自己拟定的计划。这些计划大部分都已经实现，但是也有少部分没有完成。在科研这条路上，我相信我仅仅只是通过小洞观察到神秘世界的爱丽丝，偶尔能瞻仰到学术界的巨擘的光辉。但是我相信这段时间科研经历，对于以后的工作和生活都有积极的作用。而我工作和生活中每一个小小的成功都少不了自己的努力和他人给以的帮助。在此，我衷心地感谢大家给以的关系和帮助。

三年来，特别感谢我的导师李忠勤老师对我学术上的指导和生活上的关心。抛去导师渊博的学识和精益求精的工作态度不谈，他的乐观积极的心态以及给我们传播的正能量无不时时刻刻鼓舞着我们、激励着我们不断前进。导师不仅在学识上给以我们方向性的指引，而且在野外科研实验中也身先士卒。这种不断挑战自我、勇攀高峰的精神无时无刻不鼓舞着我们。在此谨向我的导师表示崇高的敬意和诚挚的谢意。

感谢任贾文研究员、何元庆研究员、张明军教授、秦翔研究员和夏敦胜教授在论文开题、中期答辩时给以的指导和提出的宝贵意见。对于本文的完善和论文修改有很大的帮助。

由衷的感谢徐春海同学给以的巨大帮助。感谢徐春海在我处理数据时给以的技术性支持，让我的一些设想和计划得以实现。由此凸显了团队合作的重要性，而这一点也正是科研所强调的。同时感谢怀保娟师姐对我学术上的指导以及提出的建设性建议。特别感谢王晓燕师姐，不仅仅学术上给以悉心指导，在生活方面对我们的帮助也是巨大的。

野外生活是一个不一样的体验，尤其感谢经常一起出野外的师兄、师姐和同仁。他们是：王文彬师兄、王飞腾师兄、周平师兄、金爽师兄、张慧师兄、陈辉师姐、张鹏、陈物化、车彦军。在野外工作中，风餐露宿、饥寒交迫是经常的体验。但是正是由于这些人的帮助和欢声笑语，野外工作也变得有趣味多了。他们不仅保证了野外工作保质保量的完成，我们之间更是建立了一份深厚

的革命友谊。

同时感谢天山站的职工和同仁们在野外工作中给以的支持和帮助:马师傅，陈师傅、小马师傅、蒙彦聪、叶万花、宋梦媛、岳晓英。他们作为有着几十年工作经验的职工和充满活力的同仁给我们野外工作以无限支持。并有时候会指导我们在为人处世方面的行为，让我受益良多。

特别要感谢一起打球吃饭的难兄难弟们，刘世伟、李永山、王田野、岳永彧、彭文昌、安祎玮。在最困难的时候，大家相互鼓励、相互扶持、相互挖苦，给以了大家无穷的动力和干劲。

最后，向所有关心我、给我以帮助的老师和同仁们致以最为诚挚的谢意。愿你们心想事成、身体安泰。

刘铸

2016 年 3 月