

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

博士学位论文

天山典型冰川作用流域水文特征及其对气候变化的响应

孙美平

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

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 2012年4月 论文答辩日期 2012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_____

**Hydrological characteristics and the response to
climate change in a glacierized catchment, Tianshan,
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

Sun Meiping

Accepted on the recommendation of

Prof. Li Zhongqin, Supervisor

State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, CAREERI

Chinese Academy of Sciences

April, 2012

原创性声明

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

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：_____

日期：_____

关于学位论文使用授权的说明

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

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

目 录

摘 要	I
ABSTRACT	V
图目录	XI
表目录	XIII
第一章 绪论	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 国内外研究现状	3
1.2.1 国际冰川水文研究现状	3
1.2.2 国内冰川水文研究现状	6
1.3 研究内容、方法和技术路线	9
1.3.1 研究内容	9
1.3.2 研究方法和技术路线	9
第二章 HBV 模型及应用	13
2.1 HBV 模型	13
2.1.1 模型基本原理及结构	13
2.1.2 输入数据和输出数据	16
2.2 HBV 模型应用进展	17
2.3 HBV 模型在我国的应用研究	17
第三章 乌鲁木齐河源区自然地理特征及水文断面布设	19
3.1 自然地理特征	19
3.1.1 地质和地貌	19
3.1.2 土壤和植被	20
3.1.3 气候和水文	21
3.1.4 冰川和冻土	22
3.2 水文断面布设	25
第四章 近 50 a 来乌鲁木齐河源区径流变化及原因分析	27
4.1 乌河源区径流变化	27
4.1.1 变化总趋势	27
4.1.2 周期特征	28
4.1.3 突变特性	29
4.2 乌河源区径流变化机理分析	30
4.2.1 冰川径流与气候变化、冰川进退的对照分析	30

4.2.2 融雪径流与气候变化关系.....	35
4.2.3 高山径流与冰川、气候变化关系.....	36
4.3 本章小结.....	38
第五章 乌鲁木齐河源区冰雪消融产汇流特征	41
5.1 冰雪消融日变化.....	41
5.2 不同下垫面储水性能分析.....	42
5.3 冰雪融水的汇流滞后效应.....	44
5.3.1 研究方法.....	44
5.3.2 冰面汇流.....	45
5.3.3 裸露山坡汇流.....	47
5.3.4 高山汇流.....	49
5.4 1号冰川产汇流特征与其它冰川的比较.....	51
5.5 本章小结.....	51
第六章 乌鲁木齐河源区水文过程模拟	55
6.1 乌河源区 HBV 模型的建立.....	55
6.1.1 数据准备.....	55
6.1.2 模型率定与验证.....	58
6.2 模拟结果.....	61
6.2.1 乌河源区水量平衡分析.....	61
6.2.2 乌河源区冰川物质平衡重建.....	63
6.2.3 乌河源区径流组成分析.....	65
6.3 本章小结.....	67
第七章 2041-2060 年乌鲁木齐河源区径流变化情景预估	69
7.1 RegCM3 区域气候模式.....	69
7.2 2041-2060 年乌河源区气候变化.....	70
7.3 2041-2060 年乌河源区冰川变化情景.....	73
7.4 2041-2060 年乌河源区气候、冰川变化情景下的径流预估.....	75
7.5 本章小结.....	77
第八章 结论与展望	79
8.1 主要结论.....	79
8.2 存在的问题与展望.....	81
参考文献	85
个人简历	93
致 谢	97

摘要

冰川作用流域径流研究是当前冰冻圈科学和气候科学关注的热点问题，冰川径流模拟亦是我国水文研究的重要组成部分。在全球变暖、冰川萎缩背景下，冰川径流变化对区域水资源的影响及未来变化趋势已引起科学界和大众的普遍关注。本文从宏观和微观两个层面、过去和未来两种时间角度系统地研究了天山乌鲁木齐河源区水文对气候变化的响应，以期为制定应对未来气候变化情景下冰冻圈变化的适应对策提供科学依据。论文主要内容及结论如下：

(1) 乌鲁木齐河源区径流变化及其机理。乌鲁木齐河源区 3 个水文断面（1 号冰川、空冰斗和总控）径流自有观测记录以来整体上呈增加趋势，其中总控水文断面径流虽有增加，但不显著。影响 3 个水文断面径流变化的因素不同，1 号冰川水文断面径流变化受控于冰川区热量条件，当气温大于 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时，径流呈加速增长。1 号冰川融水径流不仅包含了冰川对气候变化的瞬时响应，也包含了冰川对气候变化的滞后响应，由冰川物质平衡和面积计算的冰川体积损失量变化亦较好地验证了径流变化特征。对于空冰斗融雪径流，降水量多寡是导致径流变化的主导因素，但冰斗区固态降水多，气温亦起着不可忽视的作用。总控水文断面径流大小与气温和降水关系比较复杂，表现为尽管近年来气温和降水有所增加，但径流却有下降趋势，这可能与河源区实际蒸散增强、冰川快速退缩导致径流峰值已经出现、大范围冻土消融导致的下渗量增多等因素有关。

(2) 乌鲁木齐河源区不同下垫面产汇流特征。乌鲁木齐河源区 3 个水文断面流量都具有显著的日变化过程，且表现出流量峰值的大小和到来的时间不同。在消融中期，流量峰值高，出现的时间早；而在消融初期和末期，流量峰值低，出现的时间较晚。1 号冰川水文断面最大流量出现在 14-18 时，最小流量出现在 8-10 时，该水文断面白天径流大于夜晚径流，而空冰斗和总控断面则相反。据此判断 1 号冰川作用区储水性能较弱，而空冰斗和总控下垫面的储水性能相对较强。在排除降水影响下，1 号冰川最大流量滞后最高气温 1-3 h，而在不排除降水影响下，流量-气温时滞为 0-1 h。在排除与不排除降水影响两种情形下，空冰斗断面流量-气温时滞分别为 10-16 h 和 13 h；总控断面流量-气温时滞分别为 5-11 h 和 6-7 h。这反映了伴随降水过程冰雪融水汇流迅速，冰雪消融从产流到汇流时间有

一定的缩短。通过与其它 6 条冰川产汇流特征比较,亦反映出 1 号冰川水系特征及融水在冰川内的存贮和流动过程较为单一。

(3) 乌鲁木齐河源区水文过程模拟。HBV 模型在观测气温和降水数据驱动下,较好地模拟了乌鲁木齐河源区 1 号冰川和总控水文断面 1986-2008 年的日径流过程。模型在率定期(1997-2008 年)和验证期(1986-1995 年)模拟的日流量与观测流量拟合效率系数分别为 0.77-0.81 和 0.71-0.75,模拟误差都控制在 6.0% 以内,且两个流域模拟的冰川物质平衡与 1 号冰川实测物质平衡有很好的-一致性,表明该模型较好地模拟了两个水文断面过去 22 a 的日径流过程,该模型在河源区的应用是较成功的。模型模拟结果分析包括以下 3 部分:①乌鲁木齐河源区水量平衡分析。1 号冰川和总控子流域水量平衡要素均表现为年平均径流深最大,其次依次为降水、流域冰川物质亏损量、蒸发量,而流域积雪、土壤含水量、浅层地下水和深层地下水 4 个要素的多年变化数值都很小。两个水文断面控制流域的径流系数都大于 1,表明乌鲁木齐河源区冰川融水对流域径流的调节作用极其显著。②乌鲁木齐河源区冰川物质平衡重建。河源区冰川在研究时段内模拟的年积累量均小于年消融量,与同期 1 号冰川相比,其余 6 条冰川物质平衡值低出 300 mm 左右,表现为相对强烈的负物质平衡状态。1 号冰川和总控两个子流域的冰川物质平衡模拟值与 1 号冰川实测值拟合决定性系数都在 0.7 以上,表明该模型较好地模拟了河源区的冰川物质平衡。③乌鲁木齐河源区径流组成分析。河源区 1 号冰川和总控水文断面径流主要为冰雪融水径流,其中冰川融水占 1 号冰川水文断面径流的比例最大,达到 52.2%-57.5%;融雪径流次之,为 31.7%-38.5%;降雨径流比例为 6.2%-7.4%;基流比例最小,稳定在 3.5%左右。总控水文断面径流除冰川融水径流比 1 号冰川水文断面小外,其它组分都略高于 1 号冰川水文断面。随着时间推移,两个水文断面各径流组分表现出融雪径流比例在减少,而冰川融水和降雨径流比例在增加,基流比例也略有增加,但数值仍很小。

(4) 21 世纪中期乌鲁木齐河源区径流变化情景预估。在成功使用 HBV 模型模拟乌鲁木齐河源区径流基础上,应用优化后的参数,在区域气候模式 RegCM3 SRES-A1B 情景下,结合研究区冰川在本世纪中期设置的 3 种情景,计算了河源区 1 号冰川和总控两个水文断面未来的流量变化,并对这两个水文断面 2041-2060 年流量的年际和年内变化进行分析,以探讨气候变化对流域水文循环

的可能影响，结论包括以下 4 个方面：①区域气候模式 RegCM3 预估数据结合统计降尺度技术较好地重现了乌鲁木齐河源区有观测记录的气温和降水，气温的拟合精度高于降水。到本世纪中期（2041-2060 年）河源区气温较 2000-2008 年将升高 1.7 ℃，降水将增加 14.2%。年内各月气温增幅相差比较大，各月降水增幅变化也较大。②根据河源区本世纪中期的升温速率，对照冰川动力学模式模拟的 1 号冰川在 IPCC SRES 各种升温情景下的冰川消亡速率，设置了河源区到本世纪中期 3 种冰川变化情景：100%冰川、50%冰川和 0%冰川，以降低流域未来流量预估的不确定性。③21 世纪中期乌鲁木齐河源区径流年际变化表现为，1 号冰川和总控水文断面流量在 100%冰川情景下都表现出大幅增加，增幅分别为 66%和 33%；而在 50%冰川情景下，流量相比基准期（2000-2008 年）均略有减少，减幅在 9%左右；在冰川全部消失情景下，两水文断面流量将大幅减少，1 号冰川届时将减少 57.5%，总控将减少 40.4%。④21 世纪中期乌鲁木齐河源区径流年内变化表现为，冰雪消融产流时间明显延长。两个水文断面春季的流量将明显增加，而夏季几个月尤其是 7-8 月的流量明显减少，减幅在 17.9%-72.3%之间，径流峰值逐步提前，且峰值降低。

关键词：水文特征；径流模拟与预估；气候变化；HBV 模型；乌鲁木齐河源区

ABSTRACT

Glacierized high mountainous areas are source regions for many important rivers in the world. These ‘water towers’ supply water to surrounding lowlands and are even more important in arid regions especially under the background of climate warming. As in many other mountain regions worldwide, most mountain glaciers in China are currently in a state of rapid retreating and thinning. The glacier area in the arid region of northwest China has been reduced by 10%-13.8% in the recent three decades, which indicates a very strong deglaciation, while the primary impact lies in runoff changes of glacier-fed rivers.

In this study, the Urumqi River source region, a glacierized high mountain catchment of northwest China, is selected. In the region, glaciers are relatively small with an average area of less than 1 km², and are extremely sensitive to climate change and can drive remarkable runoff variation in local catchments. For this reason, the hydrological response to climate change at the headwaters of Urumqi River is investigated using hydrological, meteorological and glacier data. The main contents and conclusions which this research draws are listed as follows:

(1) Research on runoff variation and the mechanism at the Urumqi River source region in recent 50 years.

we systematically analyzed variation in runoff from three hydrological stations located at the source area of Urumqi River in recent 50 years, and revealed the possible causes, relating it to changes in climatic conditions and glacier mass loss. The results showed that there were generally increasing trends in runoff of these three hydrological stations; whereas the runoff of Zongkong station exhibited no significant increase over the study period. Factors influencing runoff change of three hydrological stations were different. For Glacier No.1 station, the runoff change was mainly controlled by heat conditions in glacierized region and the runoff showed an accelerated growth when the temperature in the melt season was more than 2°C. The runoff at the station included not only the immediate and direct response of glacier to climate change, but also the indirect and lagged response. And changes in volume loss of Glacier No.1 corresponded well with the runoff variations. For Empty cirque hydrological station, the snow melt water and rainfall were source of runoff, so precipitation was the dominating factor affecting runoff change. However, the air temperature also should not be ignored. Under the condition of lower temperature and plentiful precipitation, the limited snow melt would only produce less runoff. The relation between runoff and climate change was somewhat more complicated for

Zongkong station. Against the background of temperature rising and precipitation increasing, runoff showed a drop tendency in recent years which might be related to many factors, such as actual evapotranspiration enhancing, runoff peak appearing due to rapidly glacier recession, underground leakage increasing caused by extensively permafrost melts, etc.

(2) Analysis of different underlying surfaces on runoff yield and flow concentration characteristics at the Urumqi River source region.

Through the analysis of 3 gauging stations in the Urumqi River source region during the ablation season (May-September) in 2011 on every hour scale of discharge, air temperature and precipitation data, The diurnal variations in hydrograph was found that the maximum discharge of Glacier No.1 hydrological section appeared in 14-18 h, the minimum flow is in 8-10 h. For the Kongbingdou section, the maximum flow appeared in the evening (23-1 h of the next day), the minimum flow is in the afternoon (13 to 15 h). The variations in discharge at Zongkong section showed nearly similar pattern with those of Kongbingdou section, being maximum flow in 21-1 h of the next day and minimum in 13-18 h. Furthermore, the storage characteristics of glacier and snow melt water on different underlying surfaces are reflected by a comparable magnitude of runoff observed during daytime (9-20 h) and nighttime (21-8 h). The day runoff of Glacier No.1 section is more than at night, but opposite to the Kongbingdou and Zongkong section, which indicates the weak melt water storage characteristic of Glacier No.1, possibly due to its small size. Whereas the underlying surfaces controlled by Kongbingdou and Zongkong section have the strong storage water performance. And as melting went on, the maximum flow time of Glacier No.1 and Zongkong sections all have appeared in advanced from early to the mid part of the melt season and again gradually delayed towards the close of the ablation season, which reflects the internal drainage system of the glacier are less developed in the early and later part of the melt season, while developed well during the intensifying melt season (July-August). In addition, application of the methods proposed by Singh and Jobard, through the cases of precipitation influence and in the exclusion of precipitation influence, the time lag between daily discharge peaks and maximum temperature (maximum melting) were also analyzed in the study area. The time-lag between discharge and temperature of Glacier No.1 section ranges from 1 to 3 hours in the clear weather day case. However, under the influence of precipitation-induced case, the value of time-lag is 1 hour. The maximum runoff of Kongbingdou section lags 10-16 hours than the highest temperature in the exclusion of precipitation influence. Under the influence, the flow-temperature lags for 13 hours. In two conditions, the flow-temperature delaying characteristics reflected that over the melt

season time lag varies between 5-11 hours and 6-7 hours of Zongkong section, respectively. It demonstrates that precipitation process can make the ice and snow melt water confluence more rapidly, and in turn, the time got shorter from melt-runoff production to concentration.

(3) Simulation of hydrological processes at the Urumqi River source region by HBV hydrological model.

Wu use various data sets including the daily observed temperature and precipitation collected at Daxigou meteorological station, the daily measured discharge at Glacier No.1 and Zongkong gauging stations, the measured glacier mass balance of Glacier No.1, and a digital elevation model (DEM) derived from a topographic map with a scale of 1:50 000. Besides these data, a map of land use is also used for establishing the HBV model of Glacier No.1 and Zongkong catchment. According to the outlet of the two gauging stations, Urumqi River source region were divided into two subbasins and then make these two subbasins connected by the directions of water flow in river channel. Additionally, the elevation-area distributions of each subbasin were calculated with the support of GIS spatial overlay analysis. After preparing these data, the hydrological processes of investigated area were simulated using the semi-distributed HBV model. The model is calibrated using daily discharge observations of the period between 1997 and 2008 in two subbasins, while validation runs are performed from 1986 to 1995. These two time slices not only include relatively dry and wet years, but also cover the sufficient observation data to calibrate and verify the model. The results show that the variations of the discharge during the calibration periods are in agreement with the observed values. It is also true for the validation periods. The computed daily discharges, especially in Zongkong catchment, fit the observed ones. This is also confirmed by the higher R^2 and the smaller RE values, which are in the ranges of 0.71-0.81 and -3.8%-5.4%, respectively. In addition, by comparing the annual sums of the simulated and observed discharges, the satisfactory model performance is also expressed by the correlation coefficient of 0.85 (Glacier No.1) and 0.77 (Zongkong), which demonstrates that the HBV model is capable of simulating the discharge regime very well and is suitable in this study. And some meaningful conclusions of simulation results were made, it includes:

Water balance analysis in Urumqi River source region

The individual terms of water balance over the simulation period show that in the Glacier No.1 catchment, discharge (637 to 909 mm a⁻¹) is by far the largest component of the water balance, while basin precipitation (534 to 589 mm a⁻¹) occupies second place. Actual evapotranspiration ranges from 186 to 202 mm a⁻¹, accounting for 21% to 34% of the input. The storage term summarizes the changes of

water storage in snowpack, soil, groundwater and glacier, of which the first three terms exhibit very small changes, especially groundwater ($\Delta UZ + \Delta LZ$). These three mediums play a minor role and their volumes are considered almost negligible towards the two catchments. However, the change in glacier storage varies greatly from about -314 to -583 mm a^{-1} and shows negative values for all the years of the investigation period. The mean annual simulated water balance volume in the Zongkong catchment over the same period consists of 567 mm of precipitation, 575 mm of computed runoff and 247 mm of evapotranspiration. The annual change in the mass storage for the whole period is -338 mm , which is nearly the same magnitude as in the Glacier No.1 catchment. This suggests that glacier melting plays a major role in the catchment. Furthermore, the fluctuation in computed water balance elements during the calibration period are much higher than those of the validation period, which may be related to the intensified water cycle caused by regional climate warming in recent decades.

Mass balance series reconstruction in Urumqi river source region

For Glacier No.1 and the other 6 glaciers in Urumqi River source region, the simulated accumulation amounts are all less than the amounts of ablation over the whole study period. The glaciers in Zongkong subbasin show relatively strong negative balance status, with average annual value of mass balance lower about 300 mm than that of Glacier No.1. From 1986 to 1995, the simulated average annual mass balance of Glacier No.1 is -302 mm , with an average annual accumulation of 424 mm and ablation of 726 mm , which underestimated 11.9% compared with the measured values. From 1997 to 2008, the average annual mass balance is -702 mm , with a relative error of 0.8% . And the simulated values of the two subbasins agree closely with the measured data, coefficients of determination are above 0.7 . Therefore, the simulation results of glacier mass balance can be regarded as acceptable for the two subbasins.

Runoff components analysis in Urumqi River source region

According to the physical processes of runoff formation, the runoff at the headwaters of Urumqi River can be divided into three categories: glacial melt runoff, snowmelt runoff and rainfall runoff. The base flow is a form of the conversion of the above three water supply. For the Glacier No.1 catchment, the main runoff component is glacier melt runoff, which is, respectively, 57.5% in 1997-2008 and 52.2% in 1986-1995. Snowmelt runoff occupied the second biggest percentage in number, the value are 31.7% and 38.5% . Relative to the two components, the rainfall accounts for small proportion of total runoff, with an average value of 7.4% and 6.2% in two periods. And the base flow accounts for the smallest proportion, remaining nearly at

3.5%. For Zongkong catchment, each component contribute nearly in the same order of magnitude as Glacier No.1 catchment, while snowmelt runoff in this catchment seems to be more important, showing that the percentage of glacier melt water runoff (39.4%) is less than the proportion of snowmelt runoff (45.8%). Overall, each runoff component of the two investigated subbasins show that, with time advancement, the proportion of snowmelt runoff is in a decreasing trend, while the proportions of glacial melt water and rainfall runoff are in increasing trends. And the proportion of base flow also increased slightly, but the value is very small.

(4) Projection of the discharge affected by climate warming and glacier shrinkage in the middle of 21st century at the Urumqi River source region.

After the successful calibration and validation of the HBV model using observed climate variables, The HBV model and the RegCM3 regional climate model are linked to project the impact of future climate change given the SRES A1B scenario on river discharge in the Urumqi River source region under three glacier coverage scenarios.

Changes of temperature and precipitation at the Urumqi River source region during 2041-2060

The variation of temperature and precipitation in the investigated area are captured fairly well by the RegCM3, and there is a projected general increase in temperature and precipitation in the middle of the century (2041-2060). Relative to 2000-2008, the annual mean temperature rise can go up to 1.7 °C for the period 2041-2060. And the increase in temperature is observed in all months. The temperature rise reaches a maximum of 2.1 °C in August and a minimum of 1.1 °C in December. Similarly, precipitation is projected to increase although it has gone through a downward trend in the first several years. From observing the monthly changes, the mean annual cycle of precipitation exhibits a stronger variability than the annual cycle of temperature. A more meaningful feature is that almost no change in precipitation is found in April while a maximum increase of 55% is reached in May. The annual precipitation will increase by 14.2% in the middle of the century.

Projected discharge variability at the Urumqi River source region in 2041-2060

In the changed climate and three glacier coverage scenarios (100% glacier, 50% glacier and 0% glacier), all snowmelt begin half a month earlier and all discharge increase in May (up to 61.4%-183.2%) , mostly due to the large increase in temperature over the period 2041-2060 leading to more frequent rainfall and augmentation in snow melt runoff. This may consequently increase the risk of flooding in the spring season. For the 100% glacier scenario, discharge increases significantly by 33.3%-66.3%. The 50% glacier coverage scenario predicts a slight

drop of 8.8%-9.4% in discharge because the glacier area decrease is nearly balanced out by the intensified melt rates. However, the 0% glacier coverage scenario predicts a considerable decrease in discharge ranging from 40.4%-57.5%, especially in July and August when demand of water for agricultural production reaches its peak. Thus, this may aggravate the crisis of water resources shortage in this region. It should be noted that the complete disappearance of the glacier will result in a clear seasonal shift of water resource from mid-summer to late spring-early summer in the Glacier No.1 catchment. It can be concluded that climate change and the induced glacier shrinkage will provoke changes in the runoff amount and timing and will finally result in the allocation of the intraannual water resources in the catchment.

Key words: Hydrological characteristics; runoff modeling and projection; climate change; HBV model; Urumqi River source region

图目录

图 1-1 新疆冰川变化的空间特征	3
图 1-2 技术路线	11
图 2-1 HBV 模型示意图	13
图 2-2 HBV 模型概念图	14
图 2-3 HBV 模型结构示意图	14
图 2-4 $\Delta Q/\Delta P$ 与土壤含水量关系	15
图 2-5 E_a/E_{pot} 与土壤含水量关系	15
图 2-6 上层非线性水库、下层线性水库示意图	16
图 2-7 径流演变过程	16
图 3-1 天山乌鲁木齐河源区位置与冰川分布图	20
图 3-2 大西沟气象站 1959-2008 年年平均气温、降水及其拟合曲线	22
图 3-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川自小冰期以来三道终碛垄示意图及其地衣年龄	23
图 3-4 乌鲁木齐河源 1 号冰川自有观测记录以来冰舌末端后退距离、物质平衡和平衡线高度变化	24
图 3-5 乌鲁木齐河源区水文断面及气象站布设	26
图 4-1 乌鲁木齐河源区三个水文断面径流距平和差积曲线	28
图 4-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面 1959-2008 年径流小波系数图	29
图 4-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面径流 Mann-Kendall 突变检验	30
图 4-4 1 号冰川水文断面径流与大西沟气象站年平均气温、消融期 (5-9 月) 气温、年降水量、冰川物质平衡 5 a 滑动平均、突变检验与小波方差比较	31
图 4-5 乌鲁木齐河源 1 号冰川月径流与消融期大西沟气象站月平均气温拟合曲线	33
图 4-6 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1962-2008 年径流变化与冰川体积损失量比较	34
图 4-7 空冰斗水文断面 (a) 径流与大西沟气象站正积温、降水变化和 (b) 月径流与月降水拟合曲线	36
图 4-8 空冰斗断面 2004 和 2003 年降水量、气温、积雪量和流量变化	36
图 4-9 总控水文断面径流与大西沟气象站正积温、降水变化	38
图 4-10 大西沟气象站 1987-2008 年 20 cm 直径蒸发皿蒸发量的变化	38
图 5-1 消融期 1 号冰川、空冰斗和总控三个水文断面日流量变化	42
图 5-2 乌河源区 2011 年消融期 (5-9 月) 三个水文断面白天和夜晚径流对比	43
图 5-3 连续几日晴天里 1 号冰川水文断面流量 (实线) 和气温 (虚线) 各时刻变化	46
图 5-4 1 号冰川水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和最大互相关系数变化	47
图 5-5 乌鲁木齐河源 1 号冰川消融区投盐示踪试验位置图	47

图 5-6 连续几日晴天里空冰斗水文断面流量和气温各时刻变化.....	48
图 5-7 空冰斗水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和日最大互相关系数变化.....	49
图 5-8 连续几日晴天里总控水文断面流量和气温各时刻变化.....	50
图 5-9 总控水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和日最大互相关系数变化.....	50
图 6-1 乌鲁木齐河源区子流域的划分	56
图 6-2 乌鲁木齐河源区 1 号冰川和总控两个子流域的高程分带及土地利用统计	57
图 6-3 大西沟气象站 2005-2009 年平均日潜在蒸散量变化	58
图 6-4 1 号冰川和总控两个水文断面率定期和验证期模拟的流量与观测流量比较.....	60
图 6-5 乌鲁木齐河源区 1 号冰川和总控两个子流域水量平衡要素变化.....	62
图 6-6 1 号冰川和其它 6 条冰川年积累量和消融量变化.....	64
图 6-7 1 号冰川和其它 6 条冰川模拟的物质平衡与 1 号冰川实测物质平衡比较	65
图 6-8 1 号冰川和其它 6 条冰川物质平衡模拟值与 1 号冰川实测值的拟合关系.....	65
图 6-9 1 号冰川水文断面流量验证期和率定期的平均径流组分.....	66
图 6-10 总控水文断面流量验证期和率定期的平均径流组分.....	66
图 7-1 IPCC SRES 中各种情景及其对应的全球地表增温	70
图 7-2 观测和 RegCM3 模拟的当代年平均气温及降水分布	71
图 7-3 2041-2060 年新疆地区气温和降水变化	72
图 7-4 乌河源区统计降尺度模拟的气温和降水变量正态分布检验.....	73
图 7-5 2041-2060 年大西沟气象站气温和降水量变化	74
图 7-6 不同升温情景下乌鲁木齐河源 1 号冰川东支面积的变化.....	75
图 7-7 不同冰川覆盖情景下 2041-2060 年 1 号冰川与总控水文断面径流预估	77

表目录

表 2-1 HBV 模型的输入数据和输出数据	17
表 3-1 乌鲁木齐河源区冰川特征	22
表 3-2 自 1962 年以来乌鲁木齐河源 1 号冰川面积的变化.....	23
表 3-3 乌鲁木齐河源区三个水文断面的基本情况.....	25
表 4-1 乌鲁木齐河源区三个水文断面径流时间序列的 Mann-Kendall 趋势检验	27
表 4-2 2006、1976 年乌鲁木齐河源 1 号冰川径流、大西沟气象站气温和降水变化.....	32
表 4-3 乌鲁木齐河源大西沟气象站降水、气温、1 号冰川物质平衡及其水文断面径流在 1993 年前、后的变化.....	35
表 5-1 日最大流量和最小流量出现的时间及最小流量到最大流量需要的时长.....	43
表 5-2 1 号冰川产汇流特征与其它冰川的比较.....	53
表 6-1 乌鲁木齐河源区 HBV 建模前输入的日潜在蒸散量	58
表 6-2 1 号冰川和总控子流域日径流模拟评价.....	60
表 6-3 优化后的模型参数	61
表 6-4 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 (a) 和总控 (b) 流域水量平衡要素在率定期和验证期的平均值.....	62
表 6-5 1 号冰川和其它 6 条冰川模拟的年均积累量、消融量和年均物质平衡.....	65
表 6-6 1 号冰川和总控水文断面径流组分	67
表 7-1 统计降尺度关系式中的参数值	72
表 7-2 1 号冰川和总控水文断面基准期流量与不同冰川退缩比例下的 21 世纪中期流量变化	76

第一章 绪论

1.1 研究背景和意义

我国高山寒区分布广阔，面积约占全国陆地总面积的 43%，并发育了丰富的冰川资源。据第一次冰川编目统计，我国寒区冰川面积 $5.8651 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，冰川储量 $51322 \times 10^8 \text{ m}^3$ （杨针娘等, 2000），冰川年融水量估算达 $605 \times 10^8 \text{ m}^3$ （康尔泗等, 2000），近似于黄河多年平均入海径流量，相当于甘肃、青海、新疆和西藏四省（自治区）河川径流的 10.5%（杨针娘, 1991）。冰川作为“固体水库”，是自然界中最宝贵的淡水资源。地球上陆地面积的 1/10 被冰覆盖，4/5 的淡水储存在冰川上。尽管冰川储量的 96% 分布在南极大陆和格陵兰岛，但是其它地区的冰川由于临近人类居住区而更有利用的现实意义，特别是在中亚干旱区，历史悠久的灌溉农业一直依赖高山冰雪融水。冰川融水径流亦是我国西北干旱区山前平原绿洲水资源的主要来源，是维系生态和工农业生产的“生命线”。据统计，在西北内陆山区流域，冰川融水量约占河川径流量的 25%，其中 80%-90% 在新疆，如叶尔羌河、阿克苏河等都以冰川融水为主要补给源（施雅风, 2000）。因此，冰川水文学研究在新疆显得尤为重要。

新疆 80% 以上水资源形成于盆地周围的中高山区（沈永平, 2009）。新疆冰川储量约 $23611.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ 水当量，居全国第一，在水资源构成和河川径流调节方面起着至关重要的作用（Ye et al, 2005; 李忠勤等, 2010）。在新疆，冰川主要分布在阿尔泰山、天山、帕米尔、喀喇昆仑山和昆仑山，显著影响额尔齐斯河、准噶尔内流河、中亚细亚内流河和塔里木内流河等水系。其中作为中亚“水塔”的天山山系是亚洲中部最大的山系，其冰川融水是中亚干旱半干旱区的重要水资源（Chen et al, 2010; Li et al, 2010; Hagg et al, 2007）。我国境内的天山，即东天山，西起中国与吉尔吉斯斯坦边界，东至哈密市以东的星星峡戈壁，东西绵延 1700 km，占天山山系长度的 2/3 以上，分布有冰川 9035 条，面积 9225 km^2 ，冰储量 1011 km^3 （Shi, 2008），其冰川融水对于维系南、北疆社会经济发展和生态保护具有举足轻重的作用。

2007 年 IPCC 第四次评估报告指出，近 100 a（1906-2005 年）全球地表平均气温上升了 $0.74 \text{ }^\circ\text{C}$ ，近 50 a 的线性增温速率为 $0.13 \text{ }^\circ\text{C}/10\text{a}$ ，几乎是近百年的

两倍 (IPCC, 2007)。在全球变暖背景下, 天山地区吉尔吉斯斯坦卡拉库里站气象资料表明, 1950 年以来伊塞克湖区域升温幅度达 $0.23\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (王国亚等, 2010 a); 我国境内 10 个气象台站观测资料显示, 1971-2006 年平均气温上升了 $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, 变暖速率为 $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 高于全国平均水平 ($0.23\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$), 降水也有明显增加趋势, 增率为 $18.8\text{ mm}/10\text{a}$ (普宗朝等, 2008)。可见, 位于亚欧内陆腹地的中亚天山升温 and 降水变化更为敏感。在此变暖趋势驱动下, 全球山岳冰川呈现出不同程度的加速退缩趋势 (Haeberli, 2007; Paul, 2007, 2004; WGMS, 2002)。自“小冰期”盛期以来, 天山山区的冰川普遍退缩, 具体表现为: 20 世纪 50 年代末到 70 年代初, 冰川退缩幅度大; 70 年代初到 80 年代末, 冰川退缩速度减缓; 90 年代以后呈加速退缩趋势 (Liu et al, 1999)。Ding et al (2006) 对天山地区 960 条冰川面积变化分析表明, 在 20 世纪 60 年代以后的 30-40 a 间, 天山冰川总面积减少了 4.7%, 略高于西部冰川平均水平 (4.5%)。李忠勤等 (2010) 研究了新疆 1800 条冰川 (其中天山地区为 1543 条) 的面积变化情况 (图 1-1), 结果表明自 20 世纪 60-70 年代到本世纪初冰川总面积减少了 11.7%。王圣杰等 (2011) 采用面积加权法得到 1960-2009 年天山冰川面积缩小比例为 11.5%。以上研究均反映了天山地区近几十年来冰川呈退缩之势。

利用 13 个气候模式对温室气体多排放情景的预估结果表明 (江志红等, 2010), 21 世纪中国气候将显著变暖、变湿, 世纪末变暖范围在 $1.6\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 年降水量增加 1.5-20%。在这种气候暖湿变化背景下, 冰川消融退缩的水文循环将会加强。一方面, 气温持续升高可以加速冰川消融, 导致冰川面积进一步缩小, 冰厚减薄, 运动速度加快等; 另一方面, 降水量的增加又将增大冰川物质积累, 加快冰川运动, 促使冰川前进。大量研究 (Barnett et al, 2005; 谢自楚等, 2006; 施雅风, 2001) 指出, 冰川对气温升高的水文响应要敏感于降水, 且随着时间推移, 冰川变薄后退, 融水径流将出现先增后减的变化规律。

作为新疆地区水资源重要组成部分的冰川, 在全球气候变暖背景下未来冰川径流如何变化, 冰川退缩对河流水文循环过程有什么影响, 冰川水资源量是增多还是减少, 已成为当地政府及民众普遍关注和忧虑的问题, 亦成为当今新疆跨越式开发建设中亟待解决的重大科学问题之一。因此, 监测冰川区径流的长期变化, 分析其气候响应, 预估冰川径流变化及其趋势, 具有重要的科学意

义和实用价值。

目前，在我国西部地区仅有乌鲁木齐河源 1 号冰川有冰川水文的长期连续监测。该冰川是世界冰川监测服务处（WGMS）中亚内陆干旱区的参照冰川，也是全球重点监测参照冰川之一（Li et al, 2011）。上世纪 50 年代末，中国科学院天山冰川站在施雅风先生带领下，在乌鲁木齐河源区开展了高山冰川、气候和水文过程的系统观测试验，使乌鲁木齐河源区成为我国寒区水文研究的重要基地。长期的观测积累了大量丰富的第一手资料，为本文开展寒区冰川作用流域水文模拟研究提供了可能。尽管乌鲁木齐河源区冰川面积不大，但冰川融水对乌鲁木齐河径流的调剂和保证作用不可忽视。为此，开展这一区域冰川水文对气候变化的响应研究，不仅可以为新疆经济发展提供水资源综合利用的科学依据，亦可以对揭示山区水循环的普遍变化规律和寒区气候变化条件下水文响应机理具有重要参考价值。

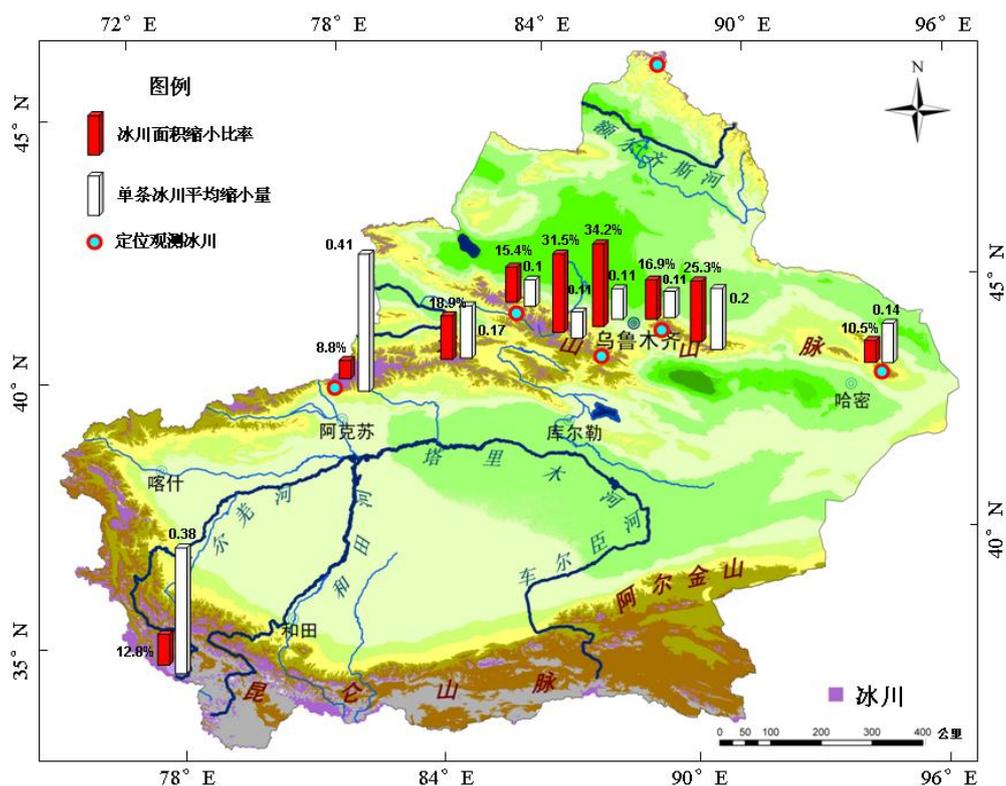


图 1-1 新疆冰川变化的空间特征（李忠勤等, 2010）

1.2 国内外研究现状

1.2.1 国际冰川水文研究现状

国际上冰川水文研究主要集中在喜马拉雅山南坡、阿尔卑斯山和中亚天山

地区，代表人物有荷兰学者 Immerzeel、印度学者 Singh 和德国学者 Hagg 等。研究内容主要包括冰川作用区观测的径流变化、冰川水文特征和未来气候情景下冰川流域径流估算三方面。

(1) 冰川作用区观测的长序列径流变化研究。这一研究侧重于分析冰川融水补给河流年径流的变化趋势以及与非冰川补给河流流量变化的对比，探讨冰川作用区的径流与冰川物质平衡、流域气候变化关系 (Mark and Seltzer, 2003)。如 Stahl 和 Moore (2006) 应用斯皮尔曼秩相关非参数检验法，基于 236 个水文站资料，从大尺度流域角度检验了加拿大哥伦比亚地区冰川变化对流域夏季径流流量的影响。通过建立研究区 8 月份径流流量与 8 月份气温、降水和 7 月份径流流量的统计公式，检验了年内气候变化对径流量的影响，发现在 1976-1996 年期间有冰川补给的河流流量普遍有显著减少趋势，而非冰川补给的河流则没有这种趋势。这表明研究区大部分冰川由于气候变暖导致的径流增加时期已经过去，目前径流正朝减少方向发展。Moore 和 Demuth (2001) 对加拿大 Place 冰川末端径流流量与其物质平衡和气候变化之间的关系研究也得到了类似的结论。而 Braun 和 Escher-Vetter (1996) 的研究亦发现奥地利 Vernagt Ferner 冰川目前正处于强烈负物质平衡态，水文站观测的年径流流量有增加趋势。Birsan et al (2005) 对瑞士不同冰川覆盖率的流域径流变化研究发现，在冰川覆盖率超过 10% 的大部分流域，夏季径流流量通常表现为增加趋势，而冰川覆盖率小于 10% 的流域，径流流量有减少趋势。

(2) 冰川水文特征研究。这一研究主要探索冰内冰下水系特征及融水在冰川内的存贮和流动过程，目前国际上主要应用两种方法开展研究：染色示踪试验和基于水文气象观测数据的统计分析。Schuler et al (2004) 在 2000 年瑞士 Unteraargletscher 冰川消融季节，在其表面洞穴中投放染色示踪剂，通过反复连续试验，探测了该冰川冰下水系通道的水力状况、汇流速度和融水经冰下的过程及到达水文断面的时间。Hasnain et al (2001) 用染色示踪方法研究了印度 Dokriani 冰川消融区冰内冰下排水系统特征，指出 7 月至 8 月中旬流量最大，与这一时期的排水系统最发育有关；9 月份流量减少，与这一时期冰下通道变窄形成慢速排水系统有关。Singh et al (2006) 应用统计分析方法，从最大流量滞后最高气温时间、最大流量与最小流量比较、夜晚和白天流量比较以及流量

和气温关系等，对喜马拉雅山南坡 Dokriani 冰川和 Gangotri 冰川冰内冰下水文过程也进行了研究，发现 Dokriani 冰川在 1996-1998 年期间最大流量出现在晚间的 17-19 时，最大流量滞后最高气温时间大约为 3-6 h，而且滞后时间随着冰川消融逐渐缩短。对 Gangotri 冰川 2000-2003 年冰川水文气象观测发现，该冰川作用区的储水性能强，夜晚流量大于白天流量；并通过比较最大流量出现时间和最高气温出现时间，探讨了冰川融水的汇流滞后效应，最大流量滞后最高气温时间在 4-7.5 h，最小流量到最大流量需要的时间为 9-12.5 h；观测期内，月流量和气温的相关性高于日尺度上的相关性。

(3) 未来气候情景下冰川流域径流估算。随着水文模型的迅速发展，在全球气候变暖背景下，近年来一些学者开展了未来气候情景下冰川作用区径流预估研究，其中大多数是结合气候模式预测数据或是根据已有研究设定气候变化情景。如 Immerzeel et al (2009) 基于 MODIS 降雪产品数据，发现青藏高原地区积雪在空间分布上表现出自西向东增加的趋势，在时间分布上印度河上游流域冬季积雪有显著减少，其它季节变化不明显。在此基础上，他结合 TRMM 降水数据作为驱动建立了印度河上游一个子流域 SRM 模型，揭示在积雪减少和冰川退缩背景下，本世纪末期 (2071-2099 年) 河流流量变化，得到冰川面积退缩 50% 情景时，冰川径流将减少 22%，但降雨径流将增加 53%，导致河流总流量将增加 7%；而在冰川全部消失情景下，夏季流量峰值由当前 (2000-2005 年) 的 $7500 \text{ m}^3/\text{s}$ 减少为 $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ ，但在 3 月中旬到 6 月初这一时段，流量有显著增加。此外，Immerzeel et al (2010) 对喜马拉雅地区 5 个流域 21 世纪中期 (2046-2065 年) 气候变化条件下流量变化的研究指出，亚洲“水塔”将受气候变化影响威胁，但气候变化对水资源可利用性和食物安全方面影响在各个流域不同。具体表现为，印度河和布拉马普特拉河流域预估流量显著减少 (尤其是印度河流域)，在恒河、长江和黄河流域影响相对较小，对黄河流域来说，气候变化甚至可能产生正面有利的影响。Kaser et al (2010) 研究了包括塔里木河、长江等在内的全球 17 条著名河流，评估了冰川融水对其水资源可利用性的潜在贡献。研究得出，冰川融水对于干旱地区的季节性河流贡献最大，而对由季风控制的河流贡献则非常小。并且通过比较各个流域不同高度带上人口密度和冰川融水贡献发现，大部分流域中山带的人类活动高度依赖冰川融水。Hagg et al

(2007) 研究指出, 中亚干旱地区的灌溉农业高度依赖天山冰雪融水补给; 冰川融水是发源于高山的诸多河流的重要补给来源, 冰雪融水对夏季径流贡献巨大。他应用 HBV-ETH 和 O EZ 模型在未来气候情景 ($2\times\text{CO}_2$) 下, 对天山地区三个冰川流域气候变化的水文响应做了模拟及预估, 结果表明, 在冰川面积减少一半时, 春季和夏季径流都有增加, 但当冰川完全消失时, 春季径流仍有增加, 而夏季 7 月和 8 月径流却显著减少。Akhtar et al (2008) 运用 HBV-SMHI 模型, 通过观测的气温和降水数据以及 PRECIS 预测的气候数据, 并结合不同冰川变化情景, 对 21 世纪末期兴都库什-喀喇昆仑-喜马拉雅地区 (HKH) 水资源变化做了预估, 得到冰川面积保持不变和面积减少一半时, 未来河流流量都有增加, 但当冰川全部消失时, 未来河流流量将显著减少。Aizen et al (2007) 运用冰川地貌特征、地形图并结合实地 GPS 测量验证方法, 通过对平衡线高度每增加 20 m 的迭代方法, 对 1943-2003 年天山地区冰川退缩做了评估, 并预测了全球和区域气候变化对冰川和冰川径流的可能影响。得到天山地区冰川平衡线高度处气温如果升高 $1\text{ }^\circ\text{C}$, 需要该高度处降水增加 100 mm 才能保持平衡线高度不变; 21 世纪平均气温将升高 $4\text{ }^\circ\text{C}$, 降水是当前的 1.1 倍, 在这样气候背景下, 平衡线高度将上升 570 m; 天山地区冰川数量、面积、冰储量和冰川径流届时分别是当前的 94%、69%、75% 和 75%; 最大的冰川径流可能达到当前水平的 1.25 倍, 最小的可能为 0。上述研究表明, 寒区径流在年内分布上表现出随气温持续升高, 春季径流有大幅度增加, 夏季径流有显著减少趋势; 在年际变化上, 冰川面积的长期减少将最终导致冰川径流减少, 但在各区域存在一定的差异性。

1.2.2 国内冰川水文研究现状

国内冰川水文研究基本上是伴随着我国冰川事业的发展而发展的。在 20 世纪 50 年代末, 我国在祁连山西段老虎沟 12 号冰川和天山乌鲁木齐河源 1 号冰川建立了两个高山冰川水文气象定位观测站, 为深入研究冰川消融、冰川融水径流特征、形成机理等奠定了良好的实验平台。受“文革”影响, 在 1967-1978 年间这些台站观测中断, 因此比较系统的冰川水文研究还是始于 20 世纪 80 年代。这一时期代表学者有康尔泗、杨针娘等。1983-1987 年, 康尔泗等与瑞士和日本学者合作对乌鲁木齐河源 1 号冰川辐射平衡、热量平衡、冰雪面蒸发等进

行了较为深入研究（康尔泗和 Atsumu Ohmura, 1994, 1993; 张寅生等, 1994; 杨大庆等, 1992, 1988; 白重瑗和大畑哲夫, 1989; 大畑哲夫等, 1989a, b), 并在冰川微气象特征、冰川消融能量平衡模型、冰川消融及其对河流的补给、出山径流形成的观测实验研究方面取得了一大批丰硕研究成果, 这在一定程度上标志着我国冰川水文学的研究初步进入了定量化和加强物理观念的阶段。与此同时, 杨针娘 (1991) 通过对 1958 年以来的冰川水文短期野外考察资料、冰川编目和大量的水文气象站资料整理, 综合运用冰川融水径流模数法、流量和气温关系法、对比观测实验法, 估算出我国冰川融水径流总量为 $563.3 \times 10^8 \text{ m}^3$, 并出版了我国第一部有关冰川水资源的专著——《中国冰川水资源》。

自上世纪 90 年代以来, 姚檀栋、丁永建、刘时银、叶柏生等学者对冰川作用流域水文过程和大气过程相互关系、高亚洲冰冻圈水文、冰川洪水径流、冰川径流对气候的响应及未来预测开展了大量研究工作。姚檀栋等 (2004) 研究指出, 近十几年来中国西部冰川呈现出加速退缩之势, 对中国西部的江、河、湖、沼已产生明显影响。近 40 年来我国冰川储量约减少了 $450\text{-}590 \text{ km}^3$, 估计 20 世纪 90 年代以来的冰储量减少导致西北地区冰川径流量增加已超过 5.5%, 并已对中国西北干旱区水资源产生了重大影响。刘时银等 (1996) 在国内率先应用度日因子法计算了乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡, 该方法是目前冰川消融和径流估算中最常用也是最简便的方法之一, 不仅应用于冰川, 还广泛应用于融雪径流的研究中。之后 Liu et al (2009) 应用该方法计算了长江源区 1961-2000 年的冰川径流, 发现这一时期冰川融水占到河流总径流的 11%, 且近几年来随着冰川的持续退缩, 冰川融水径流对河流补给比例在增加。2001-2050 年在 ECHAM5/MPI-OM 预测的气候背景下, 长江源区冰川径流表现出显著增大趋势, 其中年内变化表现为春季和夏初径流增加, 夏末径流显著减少。Ye et al (2003, 1997) 运用一维冰流模型对伊犁河流域不同规模冰川径流对气候变暖的响应进行了研究。结果表明冰川径流有一个先增大后减小的过程, 径流峰值大小取决于升温速率和冰川规模, 升温越快, 峰值出现时间越早, 且峰值越高。冰川规模越小, 冰川径流对气温变化越敏感, 径流峰值越高, 衰减也越快。径流峰值的出现时间与气温的升高速率有关, 这同样表明了冰川越小其径流对气候变化越敏感。冰川径流与气温变化的不一致性实际上是冰川对气候变化滞后

性的一种表现。谢自楚等（2006）基于中国冰川编目资料，应用冰川系统理论对全国各大流域冰川及其径流变化做了预测，研究表明，在升温 0.02 K/a 及 0.03 K/a 情景下，冰川径流将在 2030 年左右达到峰值，2030 年以后全国冰川径流开始从高峰缓慢回落，到 2050 年分别比 1980 年的流量增加 8.6% 和 13.6%；如果出现极端的持续高温，如升温速率为 0.05 K/a，全国冰川径流增率可达 26.5%，21 世纪末回落到 1980 年水平。Zhang et al（2012, 2007a, b）对冰川径流、物质平衡等方面做了诸多研究工作。如应用度日模型对长江源区沱沱河流域冰川及其融水径流变化进行了估算，应用同样方法模拟了科其喀尔巴西冰川融水径流，最近他应用能量平衡模型恢复了流域尺度上海螺沟冰川物质平衡。此外，李宗省等（2011, 2008a, b）运用多种资料，较为深入系统地研究了我国典型海洋性冰川区气候、冰川和径流变化。刘巧等（2010, 2009）研究了海螺沟冰川对气候变暖的响应，并对该冰川冰内和冰下水系季节演化做了分析。韩海东等（2009a, b, 2006）对科其喀尔巴西冰川进行了一系列研究，如对表碛区冰崖形态的调查、冰崖消融的度日因子、冰面消融模型的建立以及夏季表碛区热量平衡参数的估算等。

就乌鲁木齐河源区的冰川水文研究而言，许多学者曾在不同时期对其观测资料进行过分析和总结。如康尔泗等（1995）将日照、日平均气温、低云量、水汽压和风速等气象观测要素作为基本输入因子，建立了冰川消融参数化能量平衡模型，模拟计算了冰面逐日辐射平衡和能量平衡，认为冰川作用区径流是能量、水量和物质综合平衡作用过程的产物。叶柏生等（2005）利用统计方法分析了 1 号冰川径流对气候变化的响应，表明径流与夏季气温和降水呈正相关关系，1 号冰川水文点径流和冰川物质平衡变化主要受夏季气温控制。李忠勤等（2010）对 1 号冰川融水径流进行了计算，认为 1995 年以来径流显著增加，冰川亏损加速，二者同受气温升高和降水增多影响。韩添丁等（2010）对乌鲁木齐河源多年冻土径流过程的研究发现，河源区多年冻土融冻过程有明显的消融季节推后特征，并且春季径流有明显增大特点。这些研究成果大都反映了对某一时期冰川融水径流的认识，但仍存在着下述问题亟需解决：乌鲁木齐河源区自有观测记录至今，径流长序列变化趋势如何？冰雪径流的产汇流具有怎样的特征？如何利用水文模型进行水文过程建模？在未来气候显著变暖和冰川加

速退缩情景下，乌鲁木齐河源区径流又将发生怎样的变化？

1.3 研究内容、方法和技术路线

1.3.1 研究内容

论文通过对乌鲁木齐河源区（以下简称乌河源区）不同径流来源的三个水文断面（1号冰川、空冰斗和总控）流量研究，拟从宏观层面——径流长期变化、微观特征——冰雪消融产汇流、水文过程建模以及未来气候、冰川变化情景下径流预估四方面入手，深入系统地分析乌鲁木齐河高山寒区水文特征及其对气候变化的响应。论文主要内容包括以下四个方面：

（1）乌河源区径流长期变化分析。主要通过对乌河源区三个水文断面有观测记录以来水文流量研究，一方面提供径流观测的最新资料，使人们对近期径流变化有新的认识；另一方面结合乌河源区气候变化、冰川退缩进行对照分析，探讨冰川径流对气候、冰川变化的响应及其交互作用，尝试揭示乌河源区径流近 50 a 变化事实和可能的原因。

（2）乌河源区冰雪消融产汇流特征分析。通过对 2010 年每小时时间尺度上 3 个水文断面流量数据分析，从冰雪消融日变化、不同下垫面储水性能和冰雪融水的汇流滞后效应三方面入手，尝试揭示冰雪消融产流和汇流特征及不同下垫面排水系统的演化过程。

（3）乌河源区 1 号冰川和总控水文断面水文过程模拟。基于 1985-2008 年两个水文断面日流量数据，通过对 HBV 模型中相关参数率定和验证，建立两个水文断面 HBV 模型，并对流域水量平衡、径流组分及冰川物质平衡进行分析。

（4）21 世纪中期乌河源区径流变化预估。运用区域气候模式 RegCM3 在 IPCC SRES-A1B 中等排放方案情景下，并结合冰川覆盖的三种情景：100%、50% 和 0%，预测 2041-2060 年 1 号冰川和总控水文断面流量可能发生的变化。

1.3.2 研究方法和路线

论文综合运用水文学、冰川学、气候学、统计学和计量地理学等方法开展乌河源区水文对气候变化的响应研究，技术路线如图 1-2 所示。主要研究方法和数学模型包括：

（1）累积距平、滑动平均、Mann-Kendall 检验和小波分析。这些统计方法主要用来分析河源区径流的变化趋势、突变特性和周期特征等，方法详细介绍

见文献（魏凤英, 2007）。

（2）交叉互相关（Cross correlation analysis）。以每日为时间窗口，对逐时气温与径流做交叉互相关，分析流量对气温的滞后时间，反映冰内和冰下水系的发育状况。

（3）HBV 模型。模型详细介绍见第二章，用来模拟乌鲁木齐河源区水文过程，分析流域水量平衡、径流组分，在此基础上用来预估乌河源区 21 世纪中期的流量变化。

（4）水量平衡方程。根据水量平衡的降水、蒸发、径流和流域蓄水量变化 4 个要素，判断总控水文断面 2000 年以后径流变化的原因。

（5）统计降尺度方法。统计降尺度法是利用多年的观测资料建立大尺度气候状况（主要是大气环流）和区域气候要素之间的统计关系，并用独立的观测资料检验这种关系，最后再把这种关系应用于大尺度气候信息，来预估区域未来的气候变化情景。本研究主要应用该方法对 RegCM3 模式预估 21 世纪中期的气候数据降尺度到乌河源区小流域上，获得研究区未来的气温和降水变化。

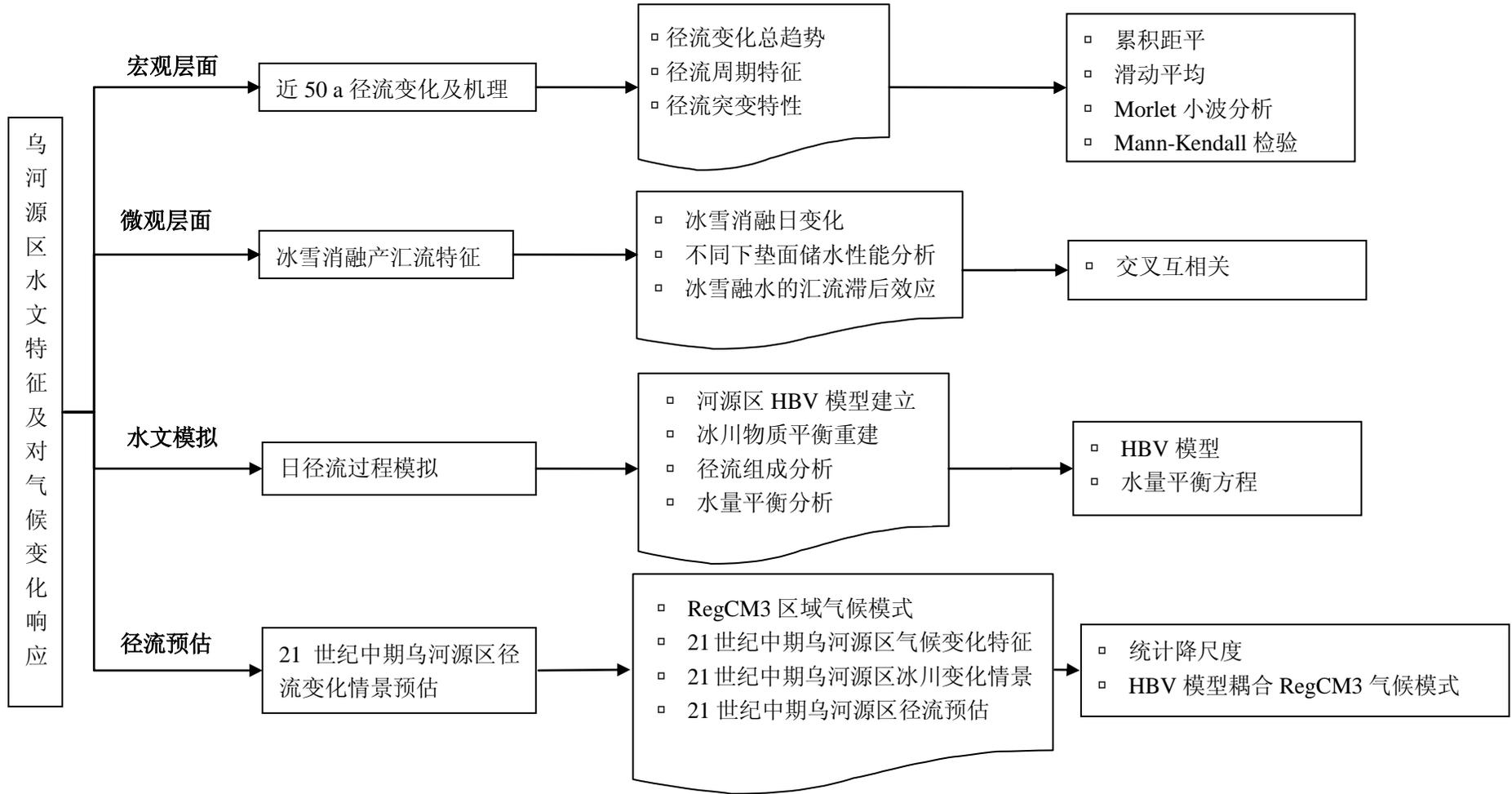


图 1-2 技术路线

第二章 HBV 模型及应用

2.1 HBV 模型

HBV 是 Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (Hydrological Bureau Waterbalance-section) 的缩写形式。HBV 模型最初由瑞典国家气象和水文研究所 (Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SMHI) 开发 (Bergström, 1976), 目前已开发出多个不同版本, 并在北欧等地的 50 多个国家推广应用, 获得了良好使用效果 (Akhtar, 2009, 2008; Stahl, 2008; Hagg, 2007, 2006; Lindström, 1997)。HBV 模型把降雨、融雪、产流、汇流以及实时预报有机地结合在一起, 是一个概念性、半分布式水文模型 (图 2-1)。

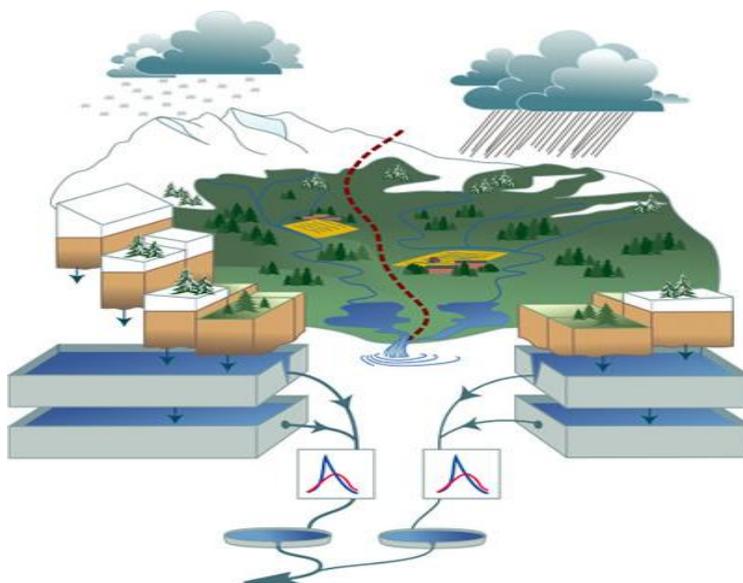


图 2-1 HBV 模型示意图

2.1.1 模型基本原理及结构

HBV模型是一个降雨—径流模型, 模型原理为水量平衡, 其方程定义为:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt}[SP + SM + UZ + LZ + Lakes] \quad (2-1)$$

式中: P 为降水, E 为蒸散发, Q 为流量, SP 为积雪, SM 为土壤含水量, UZ 为表层地下含水层, LZ 为深层地下含水层, $Lakes$ 为水体体积。

HBV模型考虑了下垫面和降雨空间分布差异, 将研究区 (District) 划分为多个子流域 (Subbasin), 每个子流域又根据高程、植被类型划分为多个带 (zone), 然后根据流域水系拓扑结构, 分别模拟各子流域的径流过程, 确定各子流域产流

到达总流域出口所流经的子流域，并计算各子流域径流到达总流域的出口时间，最后根据汇流时间叠加总流域产流量，形成流域总出口的径流过程（SMHI, 2006）。

HBV 模型主要包括四个子模块：积雪及融雪模块、土壤含水量计算模块、径流响应模块和河道流量演算模块（图 2-2, 2-3）。

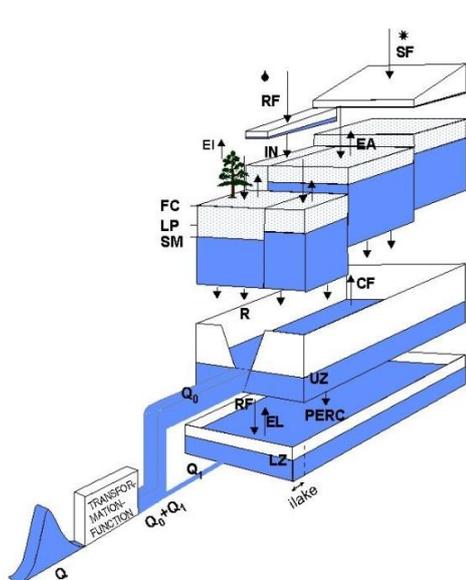


图 2-2 HBV 模型概念图

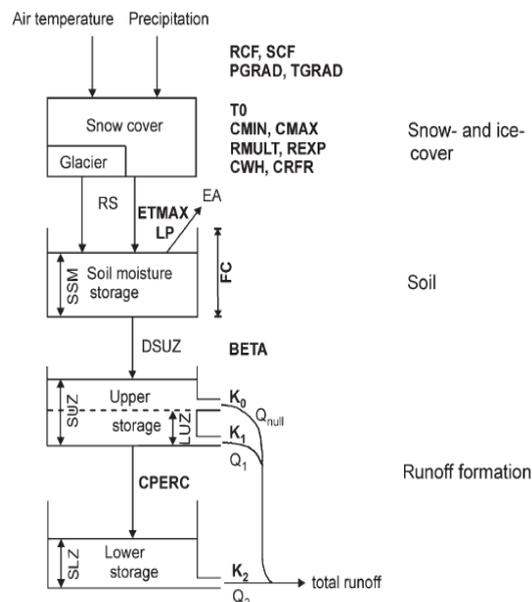


图 2-3 HBV 模型结构示意图

(1) 积雪及融雪计算

① 流域面雨量、气温推算

流域面雨量、气温计算通过一个计算权重的程序进行，权重计算结果由气候和地形因素或几何方法（泰森多边形）确定。

② 固态、液态降水分离

固液态降水分离采用临界气温法。当某一海拔温度（ T ）大于等于阈值温度（ tt ），降水为降雨，反之为降雪。各海拔降水经降水观测误差校正后表达式为：

$$RF = pcorr \cdot rfcf \cdot P \quad \text{if } T \geq tt \quad (2-2)$$

$$SF = pcorr \cdot sfcf \cdot P \quad \text{if } T < tt \quad (2-3)$$

式中， RF 为降雨， SF 为降雪， P 为观测的降水量， T 为流域气温， tt 为阈值温度， $rfcf$ 为降雨修正因子， $sfcf$ 为降雪修正因子， $pcorr$ 为普通降水修正因子。

③ 融雪计算

融雪量计算根据度日公式进行估算。当气温（ T ）大于阈值温度（ tt ）时开始

融化，融雪量的表达式为：

$$Snow\ melt = cfmax \cdot (T - tt) \quad (2-4)$$

式中， $cfmax$ 为雪度日因子。当积雪消融量超过积雪持水能力时径流产生。如果 $T < tt$ ，融雪过程中断，雪中自由水重新冻结，冻结量由下式计算：

$$Refreezing\ melt\ water = cfr \cdot cfmax \cdot (T - tt) \quad (2-5)$$

式中， cfr 为冻结系数，其它参数意义同上。

④ 冰川融水量计算

当流域上的积雪完全消融后，冰川开始融化，融化量也是根据度日公式进行计算：

$$Glacier\ melt = gmelt \cdot (T - tt) \quad (2-6)$$

式中， $gmelt$ 是冰川度日因子，其它参数意义同上。

积雪及融雪模块产生的融雪、冰川融水和降雨量之和作为土壤模块输入的总水量，用来模拟土壤含水量。

(2) 土壤含水量计算

这个过程基于 β 、 lp 和 fc 三个参数进行，表达式为：

$$\Delta Q / \Delta P = (SM / FC)^\beta \quad (2-7)$$

式中， $\Delta Q / \Delta P$ 为径流系数， SM 为土壤含水量， FC 是最大土壤含水量， β 为土壤参数。 LP 是蒸散发达到最大时的土壤含水量，参数 LP 作为 FC 的分数给出。 $\Delta Q / \Delta P$ 与土壤含水量关系见图 2-4， E_a / E_{pot} 与土壤含水量关系见图 2-5。

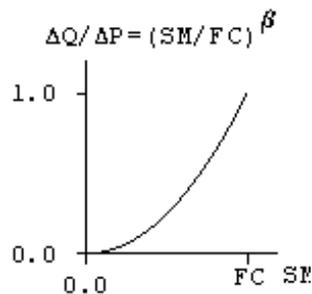


图 2-4 $\Delta Q / \Delta P$ 与土壤含水量关系

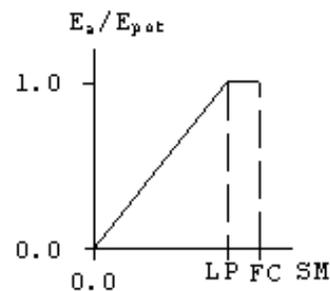


图 2-5 E_a / E_{pot} 与土壤含水量关系

(3) 径流响应计算

HBV 模型把径流形成过程概化为一个响应函数，该函数由一个上层非线性水库和一个下层线性水库组成（图 2-6）。

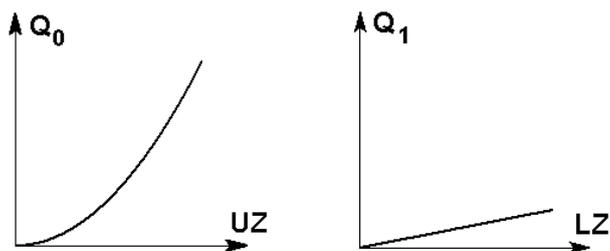


图 2-6 上层非线性水库、下层线性水库示意图

在HBV模型中，径流过程通过上、下两个盒子来体现，如图2-3所示。上层响应盒子有两个出口，通过两个消退系数 k_0 、 k_1 完成。只要上层盒子里有水， k_1 就立即发挥作用，当上层储水量 UZ 超过 LUZ 时，上层盒子第一个出口排水将会形成直接径流，并从最表层出口流出。下层盒子根据 k_2 表现为形成流域基流成分的地下水储存。上、下盒子的出流量 Q_0 和 Q_1 表达式为：

$$Q_0 = k \cdot UZ^{(1+\alpha)} \quad (2-8)$$

$$Q_1 = k_2 \cdot LZ \quad (2-9)$$

式中： Q_0 、 Q_1 为径流组成； k 为壤中流消退系数； k_2 为地下径流消退系数； UZ 为表层含水层； LZ 为地下含水层； α 为壤中流消退指数。 Q_0 、 Q_1 最后通过一个三角形权重函数 $maxbas$ 对产生的径流过程进行过滤修匀，见图2-7。

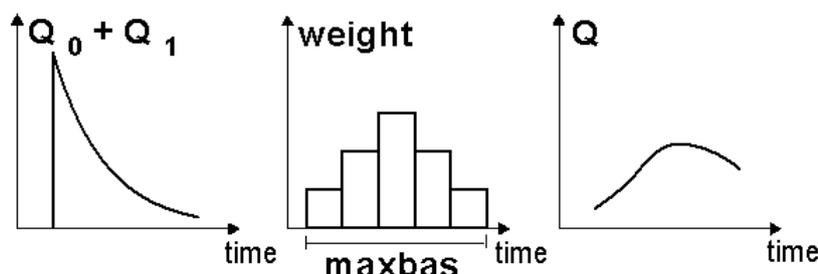


图 2-7 径流演变过程

2.1.2 输入数据和输出数据

输入数据通常包括气温和降水时间序列数据，模型参数率定时还需要某些站点的流量观测数据。此外，输入数据还包括描述流域地理信息的数据，如数字高程模型（DEM）、土地利用、植被类型等，根据这些数据进行子流域划分和连接、流域分带等计算。模型输出数据有径流量、降水量、融雪量、实际蒸发量、土壤含水量、地下水补给、径流系数等。模型用到的参数经过率定、校准过程确定。一般来说，HBV模型至少需要10-15 a数据，校验需要10 a以上水文数据，率定需

要5 a以上数据。表2-1列出了HBV模型的输入数据和输出数据。

表 2-1 HBV 模型的输入数据和输出数据

数据输入	数据输出
降水时间序列	径流量或水库入流量
温度时间序列	面降水量
潜在蒸散发估算	积雪量
流量时间序列	消融量
流域地理信息(DEM、土地覆被)	实际蒸发量
子流域划分和连接	土壤含水量
	地下水补给量、存储量

2.2 HBV 模型应用进展

1972年, HBV模型首次由瑞典国家气象和水文研究所提出, 针对北欧寒区流域特点, 用于径流模拟和水文预报 (Bergström and Forsman, 1973)。1975年, 模型中加入了积雪和融雪模块, 在瑞典国家北部某一流域试用并取得良好效果, 同年传入挪威、芬兰等北欧国家。1986年, 在世界气象组织(WMO)关于融雪径流模拟的模型比较中, HBV模型表现突出(WMO, 1986)。1996年, 发布了HBV-96模型, 实现了由集总式模型向分布式模型的转变(Lindström, 1997)。2000年至今, SMHI正在开发基于HBV模型的10 d预报期欧洲洪水预报模型。

HBV模型由于能以比较简单的形式来模拟径流形成过程, 把由降水转换为径流的复杂过程简单地归纳为流域的蓄水容量与出流的关系进行模拟, 使它具有很强的适应性。目前在欧洲国家特别是在北欧, 几乎每个流域都建立起了HBV模型(SMHI, 2006)。

2.3 HBV 模型在我国的应用研究

在我国, 对HBV水文模型研究与应用最早的学者是康尔泗(2002, 1999), 他根据HBV模型的基本原理, 率先对该模型进行了改进, 将山区划分为高山冰雪冻土带和山区植被带两部分, 分别模拟流域的产流量对降水量和气温的响应, 然后通过一个流域集总的响应函数对出山口月径流量进行模拟, 建立了我国西北干旱区内陆河出山径流的概念性水文模型, 并应用该模型对祁连山北坡黑河年径流和月径流进行了预报, 对下游水资源的合理调配与利用提供了科学参考和决策依据。张建新等(2007)应用HBV模型对我国东北地区乌苏里江一级支

流绕力河洪水进行了预报，研究认为，HBV 模型对于中国东北多冰雪地区的洪水或水量预报是可行的。高红凯等（2011）应用含有冰川模块的 HBV 简化模型（HBV-Light）对长江源区冬克玛底河流域 1955-2008 年的冰川径流进行了模拟，结果表明模拟的年和月径流效果明显好于日径流效果，即年月尺度上的模拟径流深精度是可信的。

除了利用 HBV 模型进行冰雪融水径流研究，该模型还被广泛应用于我国中、东部地区河流径流研究。赵彦增等（2007）应用 8 a 实测资料建立了淮河官寨河流域 HBV 模型，探讨了该模型在非冰雪融水径流我国中部地区的适用性，从模型检验标准（确定性系数为 0.84，误差在 20% 以内）看，模拟结果较为理想，可在我国推广应用。张洪斌等（2008）改进了 HBV 模型中的产汇流结构，对广东省韩江棠荆流域降雨径流进行了模拟，根据亚热带和热带地区水文特征，去掉冰雪融水量对产汇流的影响，增加了坡面产流和汇流模块，模型改进后的模拟和验证结果均比较理想，为今后拓展 HBV 模型在不同流域的应用提供有益借鉴。此外，靳晓莉等（2008）进行了 HBV 模型参数区域化研究，以东江流域为例，分别采用代理流域法和全局平均法来估计无资料流域的模型参数，结果表明这两种方法都能有效地对无资料流域的模型参数值进行估计，且效果较好。

第三章 乌鲁木齐河源区自然地理特征及水文断面布设

3.1 自然地理特征

乌鲁木齐河发源于天山中段，天格尔 II 峰北坡的现代冰川区，流经乌鲁木齐市，至米东区西北消失，全长 214.3 km（苏宏超和张国威, 1992）。乌鲁木齐河山区流域山势高，坡降陡，高差达 2809 m。以后峡盆地为界，乌鲁木齐河可分为上下两段，其中上游以下切为主，河谷窄深，流水湍急；进入后峡盆地后坡降变缓，河道比降仅 13‰，为上游河段坡降的 1/4，流速随之减缓，下切减弱，以堆积和侧向侵蚀为主，形成宽阔的河谷，并发育有河滩地。

乌鲁木齐河流域总面积 4684 km²（86°45′-87°56′E，43°00′-44°07′N），东、西分别与板房沟流域和头屯河流域相接。其中西白杨沟口以上的山区径流形成区流域面积为 1070 km²，平均海拔 3006 m；出山总径流控制区英雄桥水文站以上流域面积 924 km²，平均海拔 3083 m；高山冰雪融水控制区跃进桥水文站以上流域面积 310 km²，平均海拔 3483 m。本论文研究区域主要为总控水文断面控制的乌鲁木齐河源区（图 3-1），海拔介于 3405-4486 m 之间，流域内河长 12.1 km，面积 28.9 km²，冰川覆盖率为 20%。该区由高山草甸、冰川、冰碛物等下垫面组成。下面分别从地质与地貌、土壤与植被、气候与水文、冰川分布与变化 4 方面对乌鲁木齐河源区径流形成的自然地理特征予以介绍。

3.1.1 地质和地貌

乌鲁木齐河源区在地质构造上跨越南北两个构造单元（刘光琇等, 2004）。北侧属于海西天山褶皱带的中段，它与南侧的加里东褶皱带被一条大断裂分开，断裂线的走向与其轴向基本一致。大西沟上源南侧处于北天山地向斜褶皱的背斜上，地层由下古生界志留纪的结晶片岩组成。北侧的加里东褶皱带地层主要是泥盆纪的绿泥石石英片岩、云母石英岩夹灰质页岩，凝灰质砂岩及硅质岩。乌鲁木齐河源区山势高峻，从最高点天格尔 II 峰到总控水文断面高差达 1081 m，坡降为 53.2%，有利于汇流迅速，下渗量小。

在乌鲁木齐河源区，下垫面物质组成除冰雪覆盖外，主要是裸岩和倒石堆。3600 m 以上发育有 7 条现代冰川，总面积为 5.7 km²，现代雪线介于 3800-4200 m，冰川侵蚀与堆积的现代过程和冰缘过程非常显著。此外，这一区域多年冻

土广泛发育，冻土可起到不透水层的作用，有利于地表径流的形成。

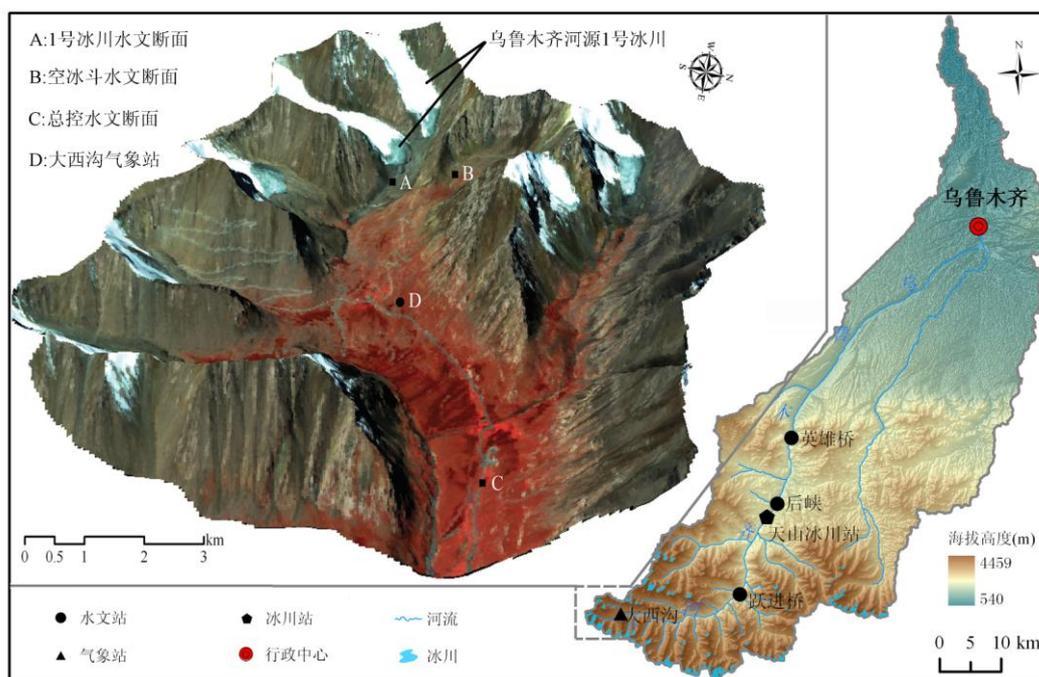


图 3-1 天山乌鲁木齐河源区位置与冰川分布图
(底图为 SPOT5 影像，获取日期为 2005 年 9 月 7 日)

3.1.2 土壤和植被

乌鲁木齐河源区主要的土壤类型是高山草甸土，分布在海拔 3400-3600 m，主要发育在高山带上部古冰碛平台、侧碛堤及谷地底部，成土母质主要是冰碛物、冰水沉积物及残积的坡积物，也有部分黄土母质。野外调查发现，这一类型的土大多盘根错节，形成连片草皮，持水能力差，但具有良好的耐牧性。根据 1983 年对本区土壤调查（陈吉阳，1984）发现，高山草甸土有以下特点：表层包括草皮层（O 层）及腐殖质层（Ah 层）。O 层一般厚 3-5 cm 至 10 cm，根系交织，软而有弹性。Ah 层厚 10-20 cm，浅灰或棕褐色，粒状和鳞片状结构，多根系，较紧密，颜色上与母质层区别明显。过渡层（AhB）也较厚，再往下过渡到母质层。表层有机质含量高，一般在 10% 左右，有的达 15%。剖面总厚度一般在 30-40 cm 之间，若计入下伏冰碛风化物或黄化土、残积物母质层，则更厚。土壤剖面中混入了大量粗粒岩块，其含量从表面向下渐多，还间或含粗大的冰碛砾石，可称之为高山草甸含砾砂土。母质主要是片岩、片麻岩、花岗岩闪长岩、辉绿岩组成的漂砾、砾石及砂、粘土等。1986 年对该流域土壤再次进行了详细调查（苏宏超和张国威，1992），测定的高山草甸土稳渗率为 52.1 mm/h，

表层田间持水率为 44.8%，表层饱和含水率为 59.1%，与其它类型土壤水分物理特征相比，高山草甸土稳渗率很小，加之高山带裸岩面积覆盖率大和局部的冻土作用，导致乌鲁木齐河源区的降水和冰雪融水都易形成径流。

乌鲁木齐河源区植被主要是草木类，有高山草甸和高山垫状植被两个垂直带（闫顺等, 1996）。主要植物群系包括苔草草甸、蒿草草甸、高山莓群系、高山红景天群系、柔籽草群系等，有 17 类植物群落。植被对径流的作用表现为：植被能影响局部小气候，进而影响水文情况；植被能改变土壤结构，增加土壤透水性，吸收部分降雨，减少地表径流。

3.1.3 气候和水文

乌鲁木齐河源区气候严寒，据大西沟气象站 1959-2008 年的观测资料显示，这里年平均气温为 $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，负温期长达 7-8 个月，年降水量 430.2 mm，其中 67% 集中于 6-8 月，河源区具有大陆型山地气候的特点。图 3-2 是大西沟气象站近 50 a 来的气温和降水变化（Sun et al, 2012）。可以看出，河源区气温和降水在 20 世纪 70 年代至 80 年代中期呈低值状态，但 80 年代末期以来，气温显著升高，降水持续增加。近 50 a 来，大西沟气象站气温和降水增长速率分别为 $0.22\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $21\text{ mm}/10\text{a}$ ，且都通过了 0.01 显著性水平检验。Mann-Kendall 突变检验显示降水显著增加发生在 1994 年，1994-2008 年平均降水量较 1959-1993 年增加了 91 mm（17.5%）。气温显著升高发生在 1996 年，1996 年后平均气温相比 1996 年前增加将近 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，表明 20 世纪 90 年代中期至今，河源区进入一个明显的暖湿阶段。

根据降水和产流特征，乌鲁木齐河源区为冰川和融雪径流区。径流年际变化较小，变异系数（CV）为 0.13，但径流年内分配很不均匀。春汛不明显，夏季降水集中，6-8 月降水占全年总降水量的 70% 以上，最大月径流出现在 7 月。根据总控水文断面建站以来的流量资料统计分析，河源区实测的最大洪峰量达 $9.2\text{ m}^3/\text{s}$ ，春汛主要由河流解冻和冬季积雪消融形成，因河源区冬季降雪较少，春汛量少，总控水文断面春季流量仅占年径流量的 7.8%。据张志忠（1992）的研究，乌鲁木齐河源区在夏秋季，雨水及冰雪融水大都以地表径流方式汇入主河道；而到秋末冬初，即 9 月上中旬，冰川消融强度急剧减弱，液态降水也基本停止，基本上无地表径流产生。1 号冰川与其余 6 条冰川对河流的补给停止，

加上高山永久冻土层的分布，隔断了地表水对地下水的补给，造成乌鲁木齐河源区地下水贫乏，导致冬季河流干枯。

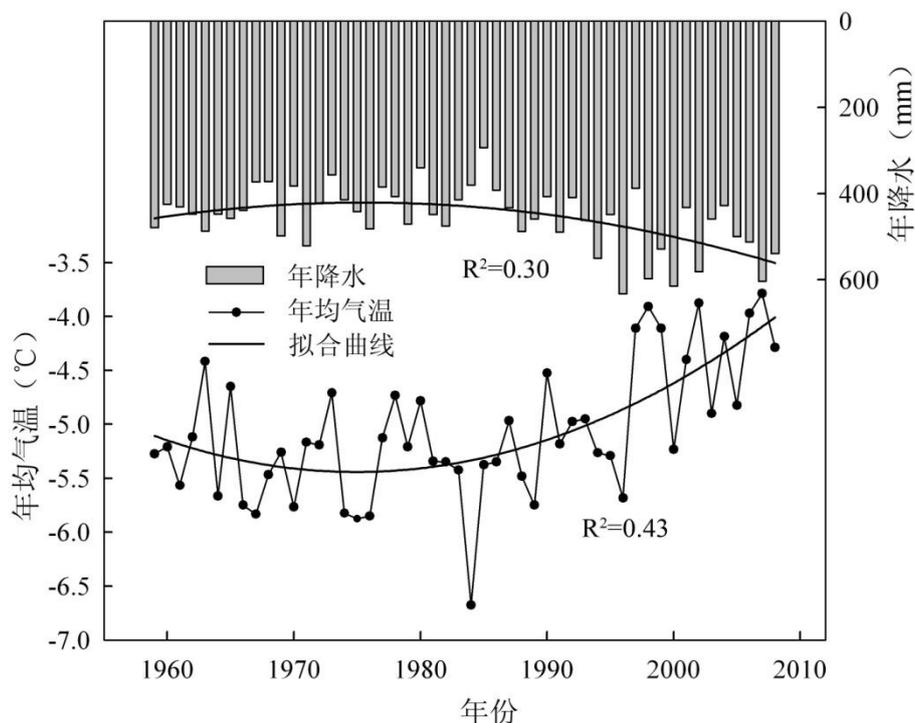


图 3-2 大西沟气象站 1959-2008 年年平均气温、降水及其拟合曲线

3.1.4 冰川和冻土

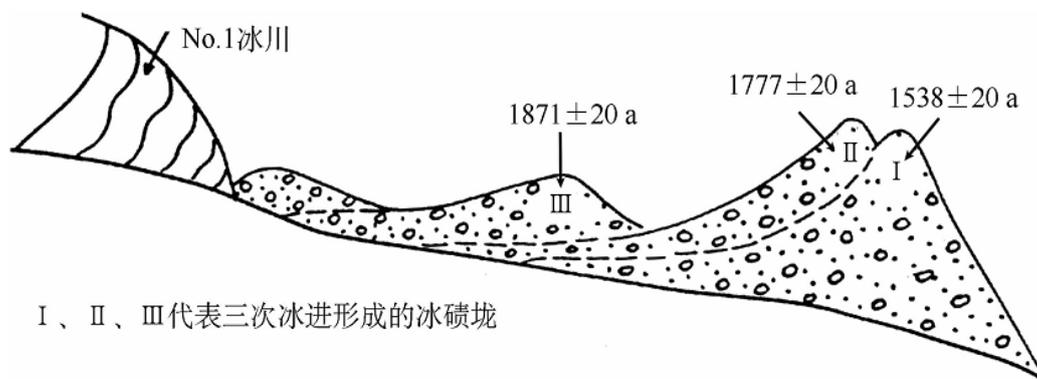
乌鲁木齐河源区共分布有 7 条冰川，总面积 5.7 km^2 ，分布在 3630-4486 m 之间。这些冰川均为小冰川，平均面积为 0.81 km^2 ，其中 1 号冰川是河源区最大的一条冰川。除 3 号冰川为悬冰川外，其它 6 条为山地冰川，表 3-1 给出了这 7 条冰川的基本情况（中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1986）。

表 3-1 乌鲁木齐河源区冰川特征

冰川编号	面积 (km^2)	宽度 (km)	长度 (km)	最高高程 (m)	平均高程 (m)	最低高程 (m)
1	1.94	0.9	2.2	4486	4040	3730
2	0.97	0.5	1.8	4272	3940	3630
3	0.64	0.7	0.9	4190	3900	3650
4	0.93	0.3	1	4325	3940	3730
5	0.15	0.15	0.45	4180	3960	3740
6	0.42	0.6	0.7	4364	4140	3780
7	0.65	0.4	1.5	4320	3960	3780
平均	0.81	0.51	1.22	4305	3983	3720

1 号冰川自小冰期以来，发生过三次冰进（图 3-3），分别在 16 世纪初、18 世纪中后期和 19 世纪中后期，与三次冰进相对应形成三道终碛垄（Chen, 1989;

王靖泰, 1981)。从终碛垄的规模看, 第一次和第二次冰进的规模比较接近, 而第三次的规模则较小。20 世纪初期, 1 号冰川在后退过程中有过一次明显停顿, 并形成第四道高差仅 8 m 左右的终碛垅, 与前三道前进型终碛垅有明显差别。



I、II、III 代表三次冰进形成的冰碛垅

图 3-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川自小冰期以来三道终碛垄示意图及其地衣年龄 (施雅风, 2011)

最新观测数据显示, 1 号冰川自 1962 年有观测记录以来一直处于退缩状态, 而且这一退缩在最近 20 a 出现了加速趋势 (Sun et al, 2012; 李忠勤, 2011)。1962-2009 年 1 号冰川平均退缩了 215.2 m, 其中东支退缩 195.0 m, 西支退缩 235.4 m。自 1993 年东、西支冰舌完全分离成为两支独立冰川后, 东支退缩了 55.3 m, 西支退缩了 95.7 m (图 3-4a)。与此相对应, 1 号冰川面积在这 48 a 间减少了 0.304 km^2 (15.6%), 其中 1962-1992 年面积减少 0.12 km^2 , 1993-2009 年减少 0.184 km^2 (表 3-2), 说明 1 号冰川在分离成两条独立冰川后, 长度和面积呈加速减少趋势。

表 3-2 自 1962 年以来乌鲁木齐河源 1 号冰川面积的变化

年份	面积 (东支, 西支) (km^2)	变化速率 (km^2/a)
1962	1.950	
1964	1.941	-0.004
1986	1.840	-0.005
1992	1.833	-0.001
1994	1.742 (1.115, 0.627)	-0.046
2000	1.733 (1.111, 0.622)	-0.002
2001	1.704 (1.097, 0.607)	-0.029
2006	1.677 (1.086, 0.591)	-0.005
2009	1.646 (1.069, 0.578)	-0.010

1号冰川变化主要体现在冰川物质平衡（冰川净积累或消融量）的收支状况（李忠勤等, 2003）。自1959年有观测记录以来，1号冰川物质平衡大部分年份处于亏损状态，1985年以后有加速亏损趋势，尤其是1996年至今这种亏损趋势更为显著（图3-4b）。1959-2008年，1号冰川年平均物质平衡量为-273.9 mm（约为 $-52.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ ），累积物质平衡量达到-13693 mm，相当于冰川厚度较1959年减薄了15 m多，累积亏损量达 $2610 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。此外，1号冰川自1997年以来观测到了连续负物质平衡，其中1997、2001和2008年为有观测记录以来物质亏损最大的3年，这12 a的物质平衡占过去50 a的61.6%，相应地平衡线高度由1959-1996年的4042 m变为1997-2008年的4106 m（图3-4c），共上升64 m。以上这些变化均表明乌鲁木齐河源1号冰川在过去50 a呈加速退缩趋势。

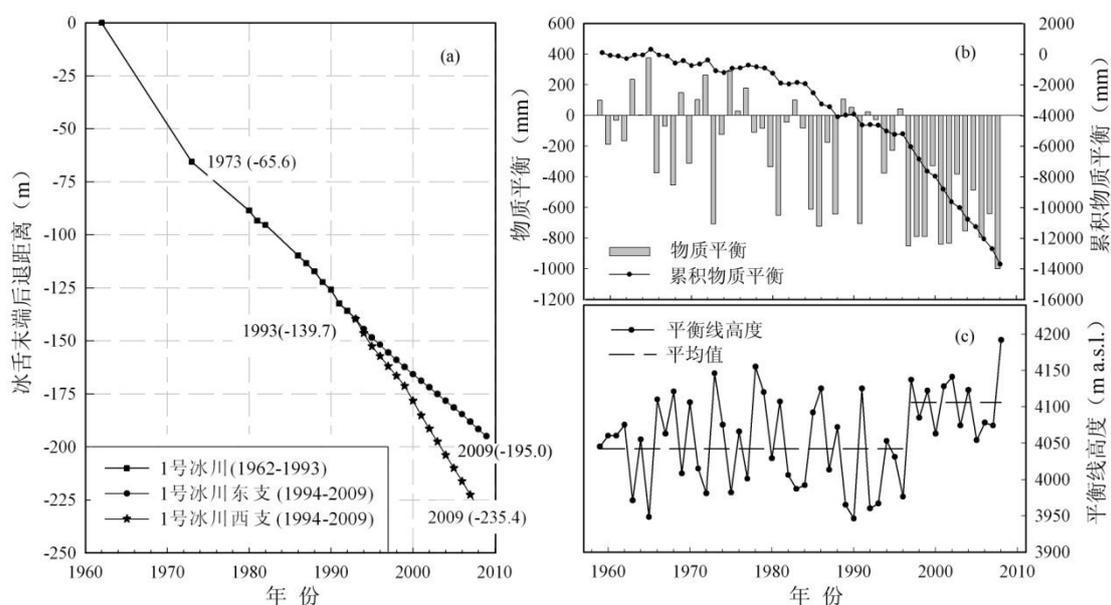


图 3-4 乌鲁木齐河源 1 号冰川自有观测记录以来 (a) 冰舌末端后退距离、(b) 物质平衡和 (c) 平衡线高度变化

乌鲁木齐河源区高山多年冻土发育。随着海拔升高，地温降低，多年冻土厚度增大。根据河源区海拔 3450 m 和 3550 m 处的钻孔地温观测资料，前者冻土上限埋深约为 40 m，后者约为 90 m。据大西沟气象站观测的年平均气温推算，空冰斗区多年冻土厚度约为 150 m。与冰川类似，这一区域的冻土对气候变化响应也很敏感。赵林等（2011）通过对 1991-2008 年河源区海拔 3500 m 左右气温、降水、地温观测数据的综合分析，发现河源区多年冻土活动层呈逐渐增厚趋势，最大活动层厚度出现在 2007 年，达到 1.60 m，较 1992 年增加了 0.35 m；2008 年估算的多年冻土下限深度约为 86.8 m，较 1992 年减小了 7.7 m，由此推

断河源区多年冻土很可能正在发生自下而上的迅速退化。

3.2 水文断面布设

乌鲁木齐河源区布设有三个水文断面（图 3-5），表 3-3 列出了这三个水文断面的基本情况。其中 1 号冰川水文断面位于 1 号冰川冰舌末端下游 300 m，海拔 3693 m（图 3-5a）。自 1959 年起开始监测 1 号冰川融水径流，其流域面积为 3.34 km²，冰川面积为 1.646 km²（2009 年实测），年平均径流深为 720.8 mm。在该水文断面左岸设有气象观测场（图 3-5b），主要用来观测气温、降水、湿度、辐射等气象要素。

空冰斗位于 1 号冰川北侧，末端海拔 3805 m，冰斗内仅有季节性积雪分布，每年 4、5 月份积雪厚度达 0.8-1.2 m。空冰斗水文断面于 1982 年布设（图 3-5c），位于空冰斗排水道上，控制流域面积 1.68 km²。在该水文断面右岸亦设有气象观测场（图 3-5d）。

总控水文断面设在河源区大西沟和罗布道沟汇合处（图 3-5e），海拔 3405 m，布设时间为 1983 年，用于监测河源区降水和 7 条冰川以及周围高山积雪、多年冻土的总融水径流，流域面积 28.9 km²，其中冰川面积为 5.7 km²，占整个流域面积的 19.7%。气象观测场设在该水文断面左岸冰碛丘上（图 3-5f）。

除上述 3 个水文断面配设的气象站外，乌鲁木齐河源区还有 1 个国家气象站—大西沟气象站，观测时间始于 1958 年，海拔 3539 m，主要进行气温、降水、辐射等气象要素观测。

表 3-3 乌鲁木齐河源区三个水文断面的基本情况

	1 号冰川	空冰斗	总控
纬度 (N)	43°06'51.9"	43°07'11.6"	43°07'03.5"
经度 (E)	86°49'16.8"	86°49'37.5"	86°52'05.3"
高程 (m a.s.l.)	3693	3796	3405
流域面积 (km ²)	3.34	1.68	28.9
冰川覆盖 (%)	50	0	19.7
年均径流量 (10 ⁴ m ³)	241.81	81.6	1357.11
观测起始时间	1959	1982	1985
年均气温 (°C)	-5.9	-6.3	-4.9



图 3-5 乌鲁木齐河源区水文断面及气象站布设

(a) 1号冰川水文断面；(b) 1号冰川气象站；(c) 空冰斗水文断面；(d) 空冰斗气象站；
(e) 总控水文断面；(f) 总控气象站

第四章 近 50 a 来乌鲁木齐河源区径流变化及原因分析

本章基于乌鲁木齐河源区 3 个水文断面自有观测记录以来的流量时间序列资料，首先对这 3 个水文断面流量的长期变化趋势进行分析，然后基于 1 号冰川水文断面长达 50 a 的流量观测数据，对其周期特征和突变特性进行认识。在此基础上结合河源区气候变化、冰川退缩，探讨 3 个水文断面径流对气候、冰川变化的响应及其交互作用。

4.1 乌河源区径流变化

4.1.1 变化总趋势

乌河源区径流变化趋势分析采用距平、差积曲线和 Mann-Kendall 单调趋势检验 3 种方法，其中径流距平和差积曲线能充分反映径流时间序列定性的变化趋势，而 Mann-Kendall 检验可从定量角度说明径流变化趋势 (Xu et al, 2010; Zhao et al, 2007; 陈亚宁等, 2009; 于延胜等, 2009; 魏凤英, 2007)。从距平和趋势检验 (图 4-1, 表 4-1) 来看，3 个水文断面径流自有观测记录以来整体上都呈增加趋势，其中 1 号冰川和空冰斗水文断面径流呈显著性增加，总控断面径流虽有所增长，但不显著。对比趋势值 β 可知，总控水文断面流量增加速率最大，达 $8.71 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ，1 号冰川断面次之，为 $2.98 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ，空冰斗的最小，为 $1.52 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ 。这种差异与各自径流形成的物理过程有关，总控水文断面集水区面积最大，汇水量最多，径流组成包括了冰川径流、融雪径流和降雨径流；而空冰斗水文断面集水区面积最小，径流成分以融雪径流为主；1 号冰川水文断面集水区面积位于两者之间，径流成分主要为冰川融水径流。

表 4-1 乌鲁木齐河源区三个水文断面径流时间序列的 Mann-Kendall 趋势检验

水文断面	检验统计量 U	Kendall 斜率 β	趋势性	显著性
1 号冰川	4.54	2.98	上升	显著
空冰斗	2.96	1.52	上升	显著
总控	1.01	8.71	上升	不显著

从乌河源区径流差积曲线 (图 4-1) 可以看出，3 个水文断面径流大体上表现为两个明显的变化阶段。第一阶段从上世纪有观测记录开始到 90 年代初，河流量呈减少趋势；第二阶段从 20 世纪 90 年代初至今，河流量持续增加，

且保持较高的增长趋势，但总控水文断面径流从 2000 年以后有下降趋势。具体而言，1 号冰川水文断面径流序列可分为如下几个时段(持续时间为 4 a 及以上)：一个枯水期（1959-1983 年），一个丰水期（1993-2008 年）和一个动荡期（1984-1992 年），其中动荡期内持续丰水和枯水时间较短，丰枯交替出现。空冰斗水文断面径流也经历了相似的变化过程，一个枯水期（1982-1986 年），一个丰水期（1997-2008 年）和一个较长的动荡期（1987-1996 年）。总控水文断面的径流变化相对比较复杂，先是经历了一个动荡期（1983-1989 年），随后是一个枯水期（1990-1994 年）和一个丰水期（1995-2000 年），2000 年后又进入一个枯水期，这在一定程度上证实了总控水文断面径流整体增加趋势不显著的事实。

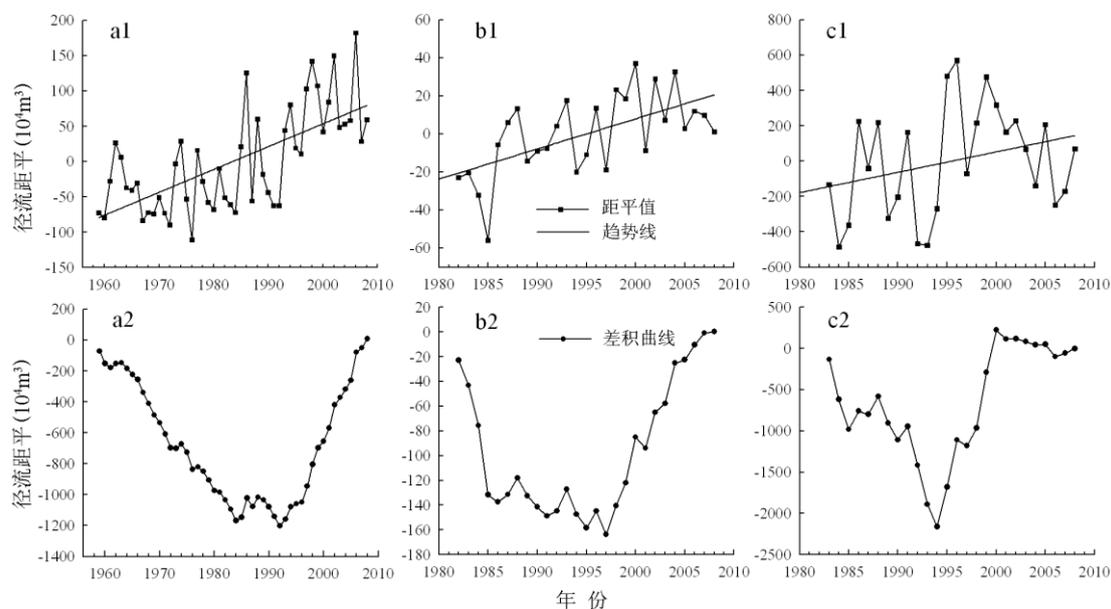


图 4-1 乌鲁木齐河源区三个水文断面径流距平和差积曲线
(a) 1 号冰川 (b) 空冰斗 (c) 总控

4.1.2 周期特征

1 号冰川水文断面径流周期变化分析采用 Morlet 小波变换法，该方法详细介绍见文献 (Liang et al, 2011; 王文圣等, 2005)，边界处理使用对称延伸法。需要说明的是，小波系数图中等值线的闭合中心对应于径流变化中心，正值表示径流量增多，负值表示径流量减少，小波系数的零值对应于径流量突变点。图 4-2 是 1 号冰川 1959-2008 年径流序列的 Morlet 小波变换系数等值线图。图 4-2 中等值线上的正、负值，表示年径流在小波变化域中相对多年平均径流的波动，

反映年径流在时间域上丰、枯变化特征。可以看出，1号冰川近 50 a 的径流时间序列由 13-16 a 和 5-7 a 两个周期不同的谐波叠加而成。在 13-16 a 时间尺度上 1 号冰川融水径流经历了“枯-丰-枯-丰-枯-丰-枯-丰-枯-丰”的交替变化，含有 5 个相对枯水期和 5 个相对丰水期。第一个枯水期是 1959-1962 年，1962 年之后的几年进入丰水期，每个丰枯交替都对应着径流量突变，1962、1969、1972、1978、1984、1991、1993、2000 和 2004 年是突变年。在 5-7 a 时间尺度上，径流变化表现为嵌套在较大尺度下的较为复杂的丰枯结构，丰枯交替更为频繁，周期振荡更为复杂。从整个等值线图来看，无论是哪种时间尺度，最后一组等值线都没有闭合，小波系数曲线在 13-16 a 时间尺度上是实线，表明 13-16 a 时间尺度上，1 号冰川径流在未来几年将继续保持偏多趋势，但是从短期和更长期时间尺度上看，小波系数已出现负值，表明该水文断面径流可能已进入一个相对枯水期。

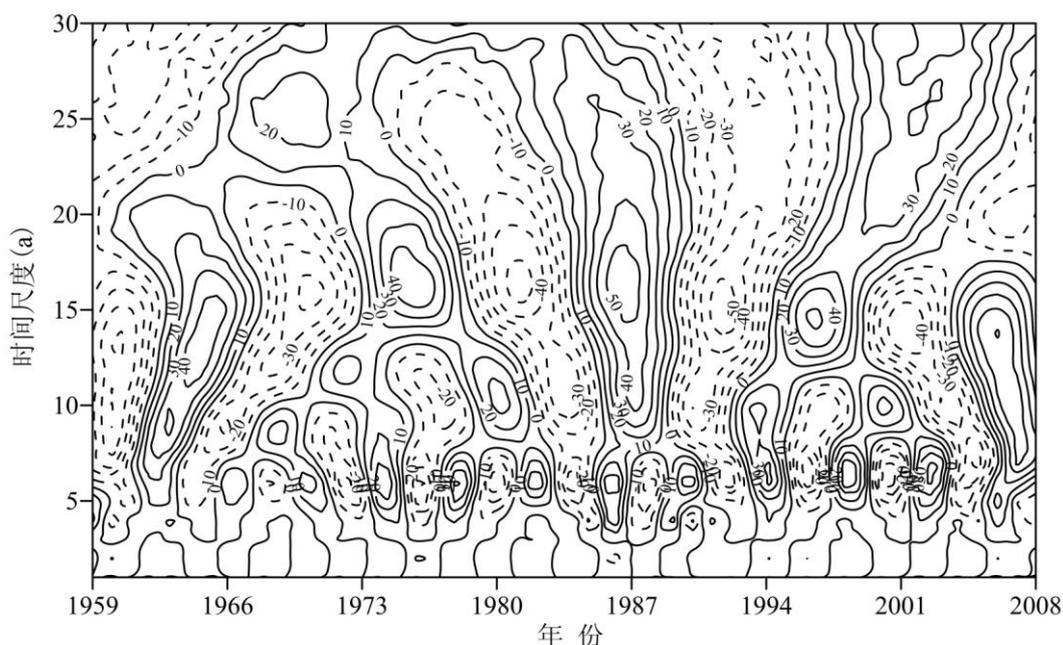


图 4-2 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面 1959-2008 年径流小波系数图（实线表示丰水期，虚线表示枯水期）

从径流序列的小波方差（图 4-4 (c5)）来看，在 15 a 和 6 a 左右有 2 个明显峰值，说明 1 号冰川融水径流的第一主周期为 15 a，第二主周期为 6 a。15 a 和 6 a 是融水径流序列中的两个循环数，反映了近 50 a 冰川融水的波动，同时也表明在这两个时间尺度上径流序列的振荡上升趋势最显著，这与小波等值线图上所反映出来的周期相吻合。

4.1.3 突变特性

1号冰川水文断面径流突变特性分析采用 Mann-Kendall 法, 该方法的详细描述参见文献 (Zhao et al, 2007; Lu et al, 2004)。由图 4-3 可以看出, 1号冰川融水径流在过去 50 a 整体上表现为增加趋势, 在 1996 年附近 UF 线越过信度线, 呈持续显著性增加。UF 和 UB 两线相交于 1993 年, 且介于 ± 1.96 信度线之间, 表明 1993 年是冰川融水径流突变的开始。综合前述小波分析可以得出, 1号冰川融水径流尽管在 1962、1969、1972、1978、1984、1991、1993、2000 和 2004 年出现由枯到丰的突变, 但真正突然的增加应是从 1993 年开始, 这与韩添丁等 (2005) 对 1980-2003 年 1号冰川融水径流序列的分析结果比较接近, 即 1号冰川融水径流显著增大开始于 20 世纪 90 年代初。

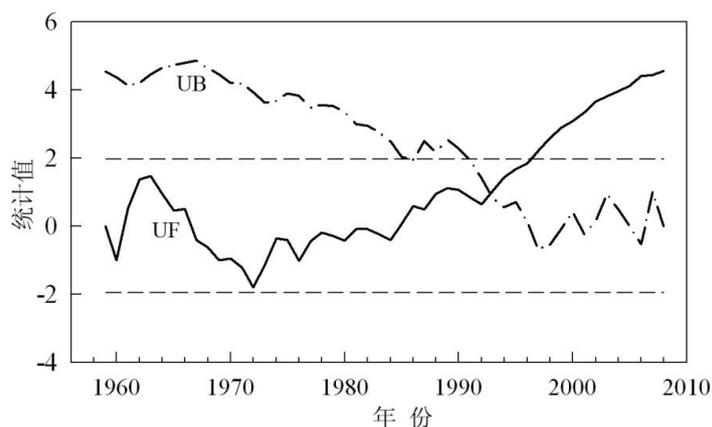


图 4-3 乌鲁木齐河源 1 号冰川水文断面径流 Mann-Kendall 突变检验

4.2 乌河源区径流变化机理分析

乌河源区径流按其形成物理过程, 可分为冰川径流、融雪径流和降雨径流三类 (康尔泗等, 1997)。径流的产生不仅受制于降水和热量条件, 而且受制于不同下垫面的汇流作用以及冻土活动层对径流形成的影响。此处, 我们着重从径流与气候、冰川变化之间的关系来探讨乌河源区径流变化机理。

4.2.1 冰川径流与气候变化、冰川进退的对照分析

(1) 气候变化对冰川径流的影响

冰川径流主要是指 1 号冰川水文断面径流, 该水文断面径流组成有 70% 来源于冰川融水 (李念杰, 1985)。从图 4-4 (a5) 可以看出, 1 号冰川径流在近 50 a 总体上呈增加趋势, 尤其是 1993 年之后增加趋势显著。对比分析河源区大西沟气象站年平均气温、消融期 (5-9 月) 气温和年降水量的 5 a 滑动平均曲线 (图

4-4 (a1-3)) 可知, 年平均气温、消融期气温在 20 世纪 90 年代中期至今, 增温趋势显著, 上升速率分别为 $0.50\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.43\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 并通过了 0.01 显著性水平检验。年降水量自上世纪 90 年代初到 2000 年增加趋势迅猛, 尽管 2000 年后略有下降, 但仍维持在一个较高水平。由此可知, 1 号冰川融水径流的显著增加与河源区气温的显著升高和持续强降水过程有关。从 Mann-Kendall 突变检验曲线(图 4-4 (b1-b5)) 来看, 大西沟气象站年平均气温、消融期气温、降水与冰川融水径流突变年份对应的较好, 都集中在 1993-1997 年同一时间段, 说明 1 号冰川径流与气温、降水存在着明显瞬时响应关系, 冰川径流变化直接反映了本年度的气候特征。此外, 从小波方差曲线(图 4-4 (c1-c5)) 看, 年径流量第一主周期(15 a)、第二主周期(6 a)与消融期气温的第一主周期(13a)、第二主周期(6 a)相当, 表明消融期气温的振动对冰川融水径流振动能量贡献最大, 这与焦克勤等(2011)得出的 1 号冰川水文点径流主要受夏季气温变化控制的结论相一致。

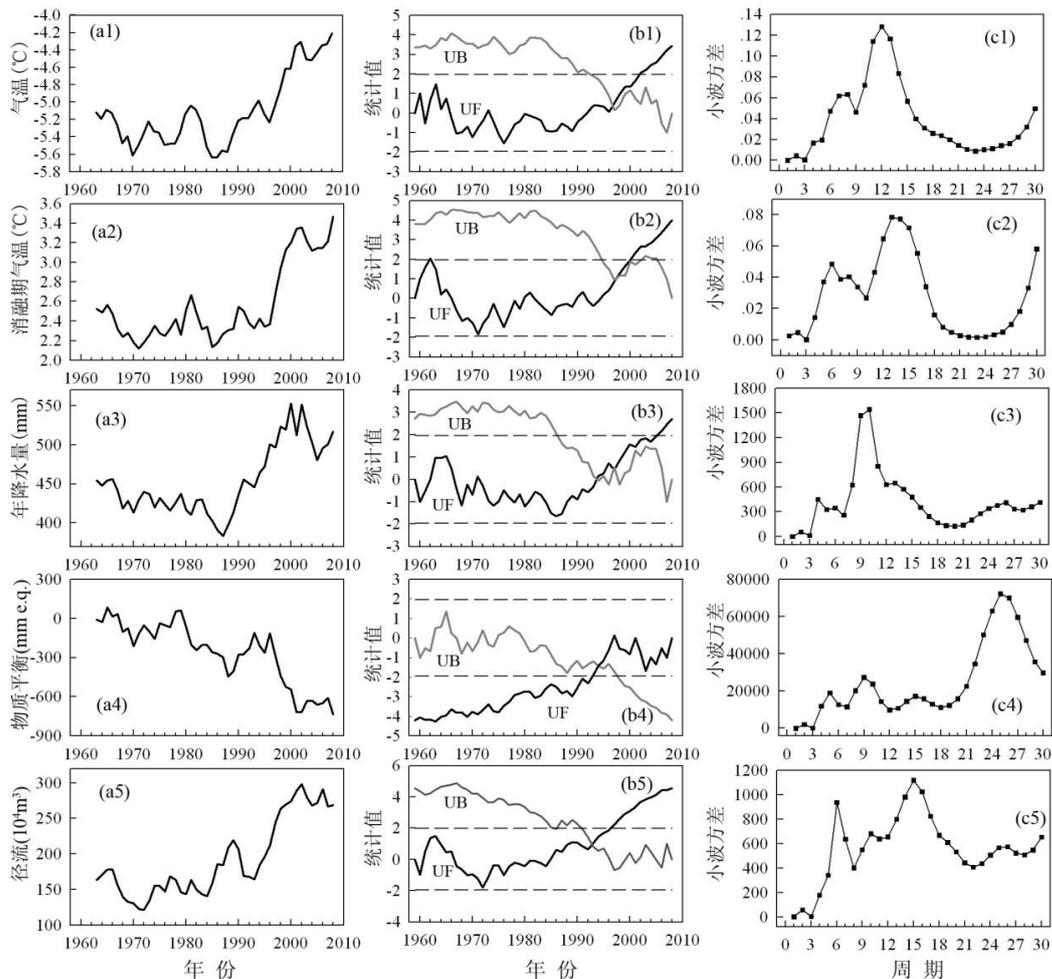


图 4-4 1 号冰川水文断面径流与大西沟气象站年平均气温、消融期(5-9 月)气温、年降水

量、冰川物质平衡 5 a 滑动平均 (a1-a5)、突变检验 (b1-b5) 与小波方差 (c1-c5) 比较

为揭示丰枯水年冰川径流变化原因, 我们挑选了径流序列中历年流量最大的 2006 年和最小的 1976 年进行分析。表 4-2 列出了这两年径流、消融期气温、降水对多年平均值的增减。可以看出, 2006 年消融期降水量与 1976 年相当, 但月平均气温高出 1.6 ℃, 导致 2006 年月平均流量为 0.434 m³/s, 比多年平均值增加 141.1%; 而 1976 年平均流量仅为 0.119 m³/s, 比多年平均值减少 33.9%。这两个年份消融期月平均气温升高和减少的幅度相同 (均为 30.8%), 但导致径流量增加幅度远大于减少的幅度, 即气温对径流的影响是非线性的。6-8 月 (平均气温为 5.1 ℃)、7-8 月 (平均气温为 6 ℃) 的持续高温直接影响消融区形成的时间和范围, 继而影响径流量大小。据 2006 年物质平衡资料, 可推算出 1 号冰川夏季平衡线高度在 4150 m 处, 冰川消融区面积为 1.43 km², 占冰川面积的 85.3%, 积累区面积为 0.247 km², 仅占 14.7%, 由此可知平衡线高度已上升至粒雪区, 消融区已扩大至积累区。此外, 6-8 月降水量丰沛, 使流量增加有了更充足的补给来源, 这也导致 2006 年 1 号冰川平均流量在 6-8 月继续增加。因此, 2006 年径流最大主要是由于强烈升温导致冰川强烈消融和河源区丰沛降水双重因素叠加的结果。

表 4-2 2006、1976 年乌鲁木齐河源 1 号冰川径流、大西沟气象站消融期气温和降水变化

观测项目	2006			1976			
	5-9 月	6-8 月	7-8 月	5-9 月	6-8 月	7-8 月	
气温	月平均气温 (℃)	3.4	5.1	6.0	1.8	3.0	3.5
	多年平均 (℃)	2.6	4.2	4.9	2.6	4.2	4.9
	变化 (℃)	0.8	0.9	1.1	-0.8	-1.2	-1.4
降水量	降水量 (mm)	86.6	113.1	100.5	86.5	104.9	86.3
	多年平均 (mm)	80.2	102.3	105.2	80.2	102.3	105.2
	变化 (%)	8.0	10.6	-4.5	7.9	2.5	-18.0
流量	月平均流量 (m ³ /s)	0.434	0.466	0.598	0.119	0.163	0.214
	多年平均 (m ³ /s)	0.180	0.270	0.327	0.180	0.270	0.327
	变化 (%)	141.1	72.6	82.9	-33.9	-39.6	-34.6

为进一步探究冰川径流与气温的定量关系, 我们选取了 1985-2008 年 1 号冰川月径流与大西沟气象站月平均气温数据进行分析。由图 4-5 可知, 1 号冰川月径流与大西沟气象站月平均气温呈指数关系, 且拟合效果较好 ($R^2=0.762$, $p<0.01$, $n=115$)。表现为消融期气温大于 2 ℃ 时, 冰川径流呈加速增长, 进一步验证了

上述丰枯水年径流变化分析所得到的结论。

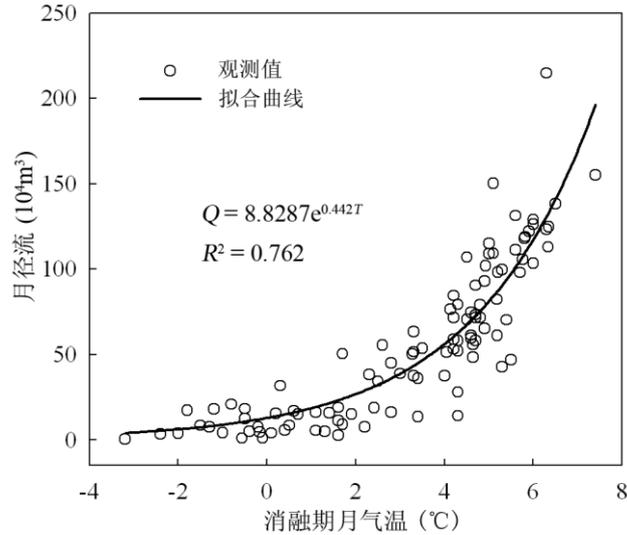


图 4-5 乌鲁木齐河源 1 号冰川月径流与消融期大西沟气象站月平均气温拟合曲线

(2) 冰川物质亏损对冰川径流的影响

冰川变化主要体现在冰川物质平衡（冰川净积累或消融量）的收支状况（李忠勤等, 2003）。1 号冰川物质平衡自 1959 年有观测记录以来，大部分年份处于亏损状态，1985 年以后有加速亏损趋势，尤其是 1996 年至今这种亏损趋势更为显著（图 4-4（a4））。1959-2008 年，1 号冰川年平均物质平衡为 -273.9 mm（约为 $-52.2 \times 10^4 \text{ m}^3$ ），累积物质平衡达到 -13693 mm，相当于冰川厚度较 1959 年减薄了 15 m 以上，累积亏损量达 $2610 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。此外，1 号冰川自 1997 年以来观测到了连续负物质平衡，1997-2008 年累积 12 a 的物质平衡占到了过去 50 a 的 61.6%。根据统计，1 号冰川 1994-2008 年平均径流是 1959-1993 年的 1.7 倍，说明这一时期径流的大幅度增加与冰川物质的持续亏损有着密切联系，这也可从 1 号冰川物质平衡与冰川融水径流二者发生突变年份相近得到验证（图 4-4（b4-5））。从小波方差曲线（图 4-4（c4-5））可以看到，1 号冰川物质平衡第一主周期为 25 a，第二主周期为 9 a，与冰川径流的第一、二主周期并不完全对应。尽管径流序列与物质平衡振荡强弱不相一致，但在冰川物质平衡有振荡的频域上，冰川融水径流也发生振荡，表明 1 号冰川融水径流与冰川的短期演变和波动存在密切联系。需要说明的是，物质平衡呈现出第一主周期为 25 a，因 1 号冰川的观测序列为 50 a，25 a 应是序列中的隐含周期。当然，随着序列长度增加，会得出更多更接近实际的周期。

(3) 冰川径流与气候、冰川变化耦合关系讨论

由上述分析可知，1号冰川径流与气温、降水、冰川物质平衡瞬时响应关系密切。冰川对气候变化极为敏感，改变自身规模是冰川响应气候变化的结果。冰川融水径流不仅包含了冰川对气候变化的瞬时响应，也包含了冰川对气候变化的滞后响应，即由物质平衡和冰川流变参数变化引发的冰川动力学过程的变化（李慧林等, 2007）。参考王国亚等（2011）根据不同时期冰川面积退缩速率对1号冰川面积插值的结果，我们考虑了1号冰川流变参数—冰川面积变化对冰川融水径流的影响，计算了1962-2008年1号冰川体积损失量（图4-6）。从中可以看出1号冰川体积变化较好地验证了冰川径流变化，二者相关系数达0.72。需要指出的是，这里的冰川径流仍采用的是1号冰川水文断面径流，比实际冰川融水径流高30%左右。因为冰川体积损失量并不等于冰川消融量，所得的冰川体积变化仅是冰川融水径流的最保守估计，导致二者在数值上存在一定差异。这一认识反映了“气候变化—冰川物质平衡变化—冰川动力学响应—冰川体积变化—冰川融水径流变化”这一系统复杂的物理过程。

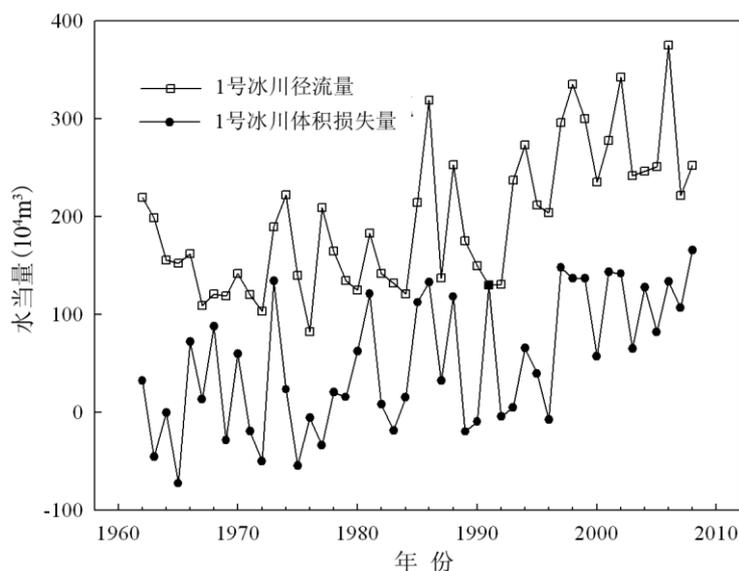


图 4-6 乌鲁木齐河源 1 号冰川 1962-2008 年径流变化与冰川体积损失量比较

为进一步探讨 1 号冰川径流与气候、冰川变化的定量关系，我们分析了 1 号冰川不同时段融水径流、水文断面径流、冰川物质平衡和大西沟气象站平均气温、降水的变化（表 4-3）。1959-1993 年冰川平均融水径流为 $107.1 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ，1994-2008 年则为 $207.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{a}$ ，较前期增加 93.4%，其中约 13.1% 来源于降水增加，80.3% 来源于冰川物质损失。水文断面径流增加 69.4%，其中约 6.8%

来源于降水增加, 62.6%来源于冰川融水径流的贡献, 即水文断面径流增加的 90.2%是冰川退缩的结果。年平均气温升高 0.8 ℃ 导致 484 mm 的冰川物质亏损, 它是在克服 113 mm 降水(假设全为固态降水)后的结果, 相当于冰川物质平衡变化-605 mm/℃, 这与王国亚(2010 b)计算出的 1 号冰川对气温变化的敏感性(-633 mm/℃)很接近。对 1 号冰川物质平衡和水文断面径流分析可知, 冰川物质平衡变化 100 mm 可引起水文断面径流变化 $22.9 \times 10^4 \text{ m}^3$, 而 1 号冰川过去 50 a 累积物质平衡为-13693 mm, 相当于额外补给河流径流量 $3135.7 \times 10^4 \text{ m}^3$, 约是年径流量的 16.1 倍。

表 4-3 乌鲁木齐河源大西沟气象站降水、气温、1 号冰川物质平衡及其水文断面径流在 1993 年前、后的变化

时期	降水 /mm	气温 /℃	物质平衡 /mm	冰川融水径 流 ^① /mm	冰川融水径 流 ^② /10 ⁴ m ³	水文断面径 流/10 ⁴ m ³
1959-1993	538	-5.3	-102	603	107.1	159.9
1994-2008	651	-4.5	-586	1166	207.2	270.9
变化量	113	0.8	-484	563	100.1	111
变化(%)	21.0			93.4	93.4	69.4

注: ①为冰川融水径流深; ②为冰川融水径流量, 两者计算结果引自参考文献(Li et al, 2010)

4.2.2 融雪径流与气候变化关系

融雪径流是指空冰斗裸露山坡径流。从图 4-7 (a) 可以看出, 1982-2008 年观测期间, 空冰斗径流和降水波动基本一致, 二者表现出较好的正相关关系(图 4-7 (b)), 表明降水是裸露山坡径流的根本来源。此外, 正积温在某些时段(如上世纪 80 年代末期和 2000 年以来)与径流对应的较好。根据大西沟气象站 1984-1987 年的降水形态特征分析, 全年中有 81.5%为固态降水(王新齐等, 1992)。空冰斗水文断面海拔比大西沟气象站高约 300 m, 冰斗内的固态降水比例应更高。降水形态影响着径流形成过程, 因此, 区域热量条件(正积温)对径流的影响亦起着不可忽视的作用。

但是, 也有一些特殊年份, 降水较少, 径流却较大。下面以 2004 年流量变化为例, 同时对其前一年的流量及相关气象要素加以比较, 以揭示特殊年份径流变化原因。图 4-8 给出了 2003、2004 年空冰斗水文断面日均流量和降水、平均气温及积雪量变化。从中可看出, 2003 年降水较多(510 mm), 其中 5-9 月

份占到了 91%，但这一年的气温相比 2004 年低，消融期平均气温只有 0.1℃，正积温也仅有 199℃d，造成这一年消融期热量不充分，下垫面热交换能力减弱，10 月份前的积雪消融在时间和范围上大大受到了限制。据资料统计，2003 年 7 月 9 日积雪量为 18 mm，8 月 28 日积雪量为 55 mm，9 月末为 39 mm，这为 10 月至次年 3 月期间降水积累和存储奠定了丰富物质基础。2004 年消融期平均气温有所升高，为 0.6℃，正积温上升到 238℃d，在气温高、前期降水丰沛条件下，有利于积雪大量消融，即便消融期降水量略有减少，但总流量仍出现了一个较大值。

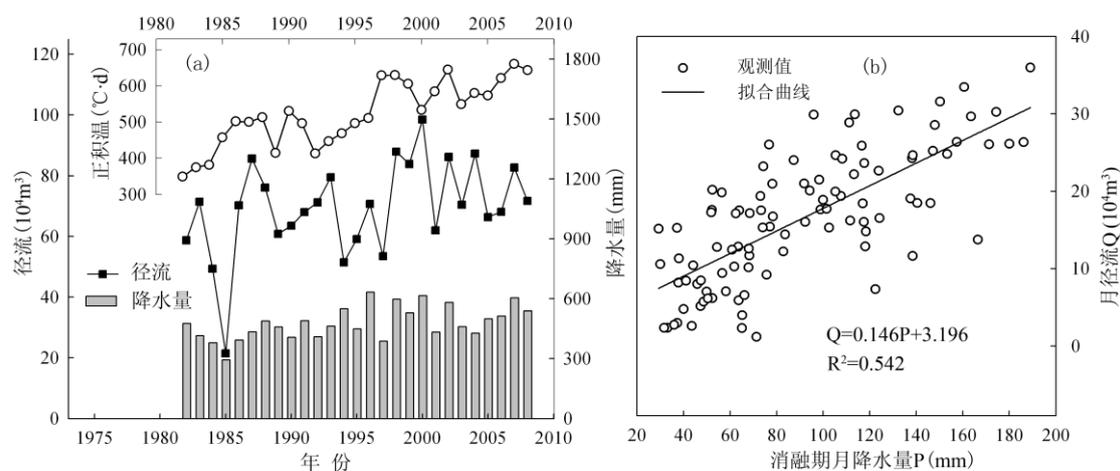


图 4-7 空冰斗水文断面 (a) 径流与大西沟气象站正积温、降水变化和 (b) 月径流与月降水拟合曲线

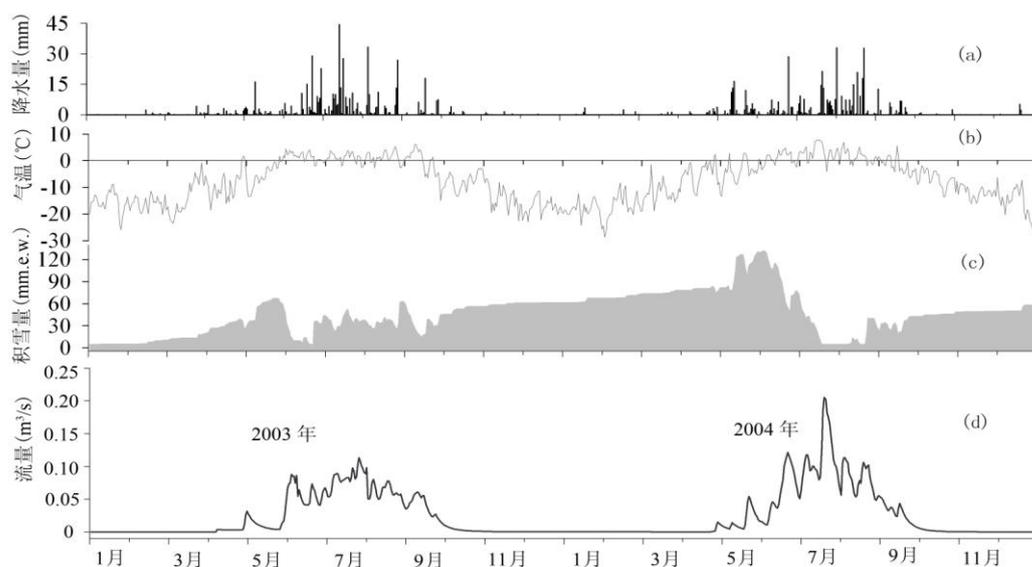


图 4-8 空冰斗断面 2004 和 2003 年 (a) 降水量, (b) 气温, (c) 积雪量和 (d) 流量变化

4.2.3 高山径流与冰川、气候变化关系

高山径流是指总控水文断面径流，该径流组成主要为降水和冰雪融水，所以降水多寡与气温高低将直接影响径流量大小。总控水文断面控制着河源区 7 条冰川径流，冰川覆盖率为 19.7%。7 条冰川 1964 年总面积为 5.7 km²，2009 年面积为 4.58 km²（由 2009 年 8 月 25 日 ETM+遥感影像解译获得），过去 46 a 冰川面积共缩小了 1.12 km²。如按 1 号冰川物质平衡计算，用面积倍比放大方法得到河源区冰川体积总损失量为 7308×10⁴ m³ 水当量，相当于年径流量的 5.3 倍，表明冰川径流是总控水文断面径流的重要组成部分。

图 4-9 列出了 1983-2008 年总控水文断面径流和大西沟气象站正积温、降水的变化。可以看出，径流与降水、正积温变化关系复杂，大体可分为两个阶段：1983-1999 年径流呈增加趋势，这一时期的降水量和正积温也呈增加趋势。但是 2000-2008 年径流减少，而同期的降水还在增加，正积温有明显升高趋势。在流域降水增加、气温升高背景下，该水文断面径流不仅没有增加到预期水平，反而从 2000 年后出现了下降趋势？为探究这一原因，我们根据冰川区水量平衡方程（杨针娘, 1991）进行分析讨论：

$$\Delta S = P + M - E - R \quad (4-1)$$

式中， ΔS 为流域储水量变化(mm)， P 为降水量(mm)， M 为冰川融水(mm)， E 为蒸发量 (mm)， R 为径流深 (mm)。

根据 1987 年以来大西沟气象站 20 cm 直径蒸发皿观测资料，2000 年后蒸发量出现了下降趋势（图 4-10）。Liu et al (2009) 的研究表明，在新疆地区，蒸发皿蒸发和实际蒸散之间具有相反的变化关系，因此实际蒸散增加是导致乌鲁木齐河源区径流减少的一个原因。从冰川融水径流来看，尽管 1 号冰川融水径流在增加，但是河源区其它 6 条冰川由于面积小（平均面积 < 1 km²），最近几年的快速退缩可能导致冰川径流峰值已经出现，目前正朝下降方向发展。此外，河源区冻土退化产生的水文效应可能已经相当明显。根据赵林等（2010）对乌鲁木齐河源区 1991-2008 年多年冻土的变化研究表明，河源区活动层呈逐渐增厚趋势。活动层增厚对径流影响比较复杂，一方面使更多的地表水下渗，减少直接径流，使流域储水量增大；另一方面随着活动层加深，活动层中储藏的冻结水将会被释放出来，补给径流。在流域降水增加背景下，蒸发量的增加、冰川融水减少以及流域储水量的增加都可能导致径流的减少。当然，这些因素中究竟哪一个是导致径流下降的主因，由于资料所限，目前尚难给出定量结果，

有待今后进一步深入研究。

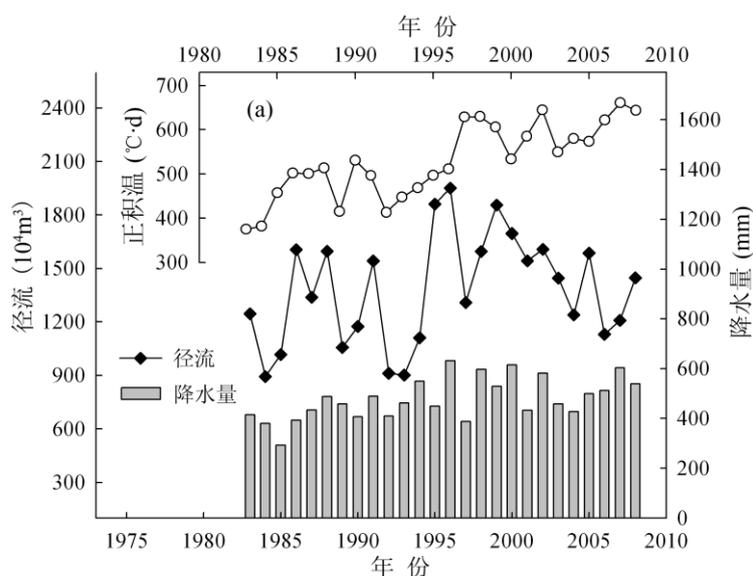


图 4-9 总控水文断面径流与大西沟气象站正积温、降水变化

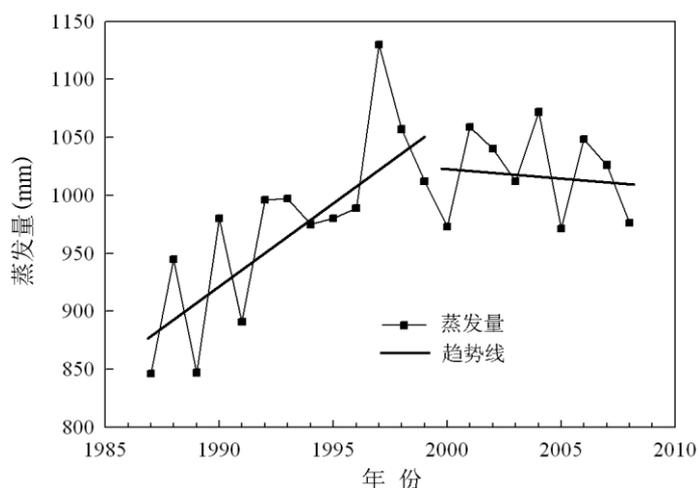


图 4-10 大西沟气象站 1987-2008 年 20 cm 直径蒸发皿蒸发量的变化

4.3 本章小结

(1) 乌河源区 3 个水文断面径流自有观测记录以来整体上呈增加趋势，其中 1 号冰川和空冰斗水文断面径流增加趋势显著，总控水文断面径流没有明显增加。径流时间序列大体上表现为两个阶段，20 世纪有观测记录开始至 90 年代初，径流呈下降趋势，90 年代初至今，径流表现出持续增大趋势，但总控水文断面径流从 2000 年后出现下降趋势。1 号冰川水文断面径流突变发生在 1993 年，1996 年后径流增加显著。1 号冰川水文断面径流序列由 13-16 a 和 5-7 a 两个不同周期的谐波叠加而成。

(2) 1 号冰川水文断面径流与大西沟气象站年均气温、消融期气温、年降水量及 1 号冰川物质平衡存在着明显的瞬时响应关系，其中消融期气温对冰川融水径流贡献最大，表现为指数关系，当消融期气温超过 2 ℃ 时，径流呈加速增长。冰川径流还受控于冰川物质平衡的波动，由 1 号冰川面积和物质平衡计算的冰川体积变化较好地验证了 1 号冰川水文断面的径流变化。

(3) 降水量多寡是影响空冰斗水文断面径流变化的主导因素，但气温亦起着不可忽视的作用。由于该区域多为固态降水，因此降水与气温的不同组合导致径流出现波动。尤其是在气温较低、降水较多年份，由于积雪难以全部消融，如果次年气温较高，即使在降水量较少条件下，径流仍能出现较大值。

(4) 总控水文断面径流大小与冰川变化、气温和降水关系比较复杂。河源区气温和降水在 20 世纪 90 年代以来持续快速增加，冰川普遍退缩，但径流却从 2000 年后出现了下降趋势。这种变化可能与河源区实际蒸散增强、冰川快速退缩导致径流峰值已经出现、大范围冻土消融导致的地下渗漏量增多等原因有关。

第五章 乌鲁木齐河源区冰雪消融产汇流特征

上一章我们从宏观层面对乌鲁木齐河源区自有观测记录以来的径流对气候、冰川变化响应进行了分析，基本弄清了河源区径流变化特征及其机理。本章通过对河源区 1 号冰川、空冰斗和总控 3 个水文断面 2011 年消融期（5-9 月）逐时的高分辨率水文气象资料分析，来探讨河源区不同下垫面（冰川、积雪）的产流和汇流过程，以期从微观层面认识河源区不同类型下垫面条件下各种水文要素的物理机制，这部分内容既是确定径流模拟研究中水文特征参数的前提和核心，也是径流模拟中最根本的内容。

5.1 冰雪消融日变化

图 5-1 为 1 号冰川、空冰斗和总控 3 个水文断面在消融期的日流量变化，显然这三个水文断面流量都具有显著的日变化过程，即呈现“谷-峰-谷”的日变化周期，最大流量与最小流量相差 2-5 倍，最小流量趋近于零。其中 1 号冰川水文断面最大流量出现时间在 14-18 时，最小流量出现在 8-10 时；空冰斗水文断面最大流量出现在 23-次日凌晨 1 时，最小流量出现在 13-15 时；总控水文断面最大流量出现在夜晚 21 时-次日凌晨 1 时，最小流量出现在 13-18 时。

此外，1 号冰川、空冰斗和总控 3 个水文断面日流量变化呈现出流量峰值与谷值到来时间的不同。在消融中期的 7、8 月份，流量峰值高，出现的时间早；相反，在消融初期的 5 月和末期 9 月流量峰值低，出现的时间较晚。这可能与流量峰值高，传播的时间短有关。Fountain 和 Walder（1998）通过对比发现，冰川区的水流速度与积雪区和粒雪区相比较大。随着消融的进行，1 号冰川积雪区和粒雪区面积减小、厚度减薄，降低了雪盖和粒雪区的保水性能，从而加速了融水在冰川上的平均传输速度，其中最直接的影响是冰川径流日洪峰和日变化的幅度。从表 5-1 中可以看出，1 号冰川水文断面从最小流量到最大流量需要的时间平均约为 7 h，空冰斗水文断面约为 10 h，总控水文断面需要 8 h。在强烈消融期，这 3 个水文断面的最小流量到达最大流量需要的时间与消融初期和末期相比，总体上缩短了 1-3 h。

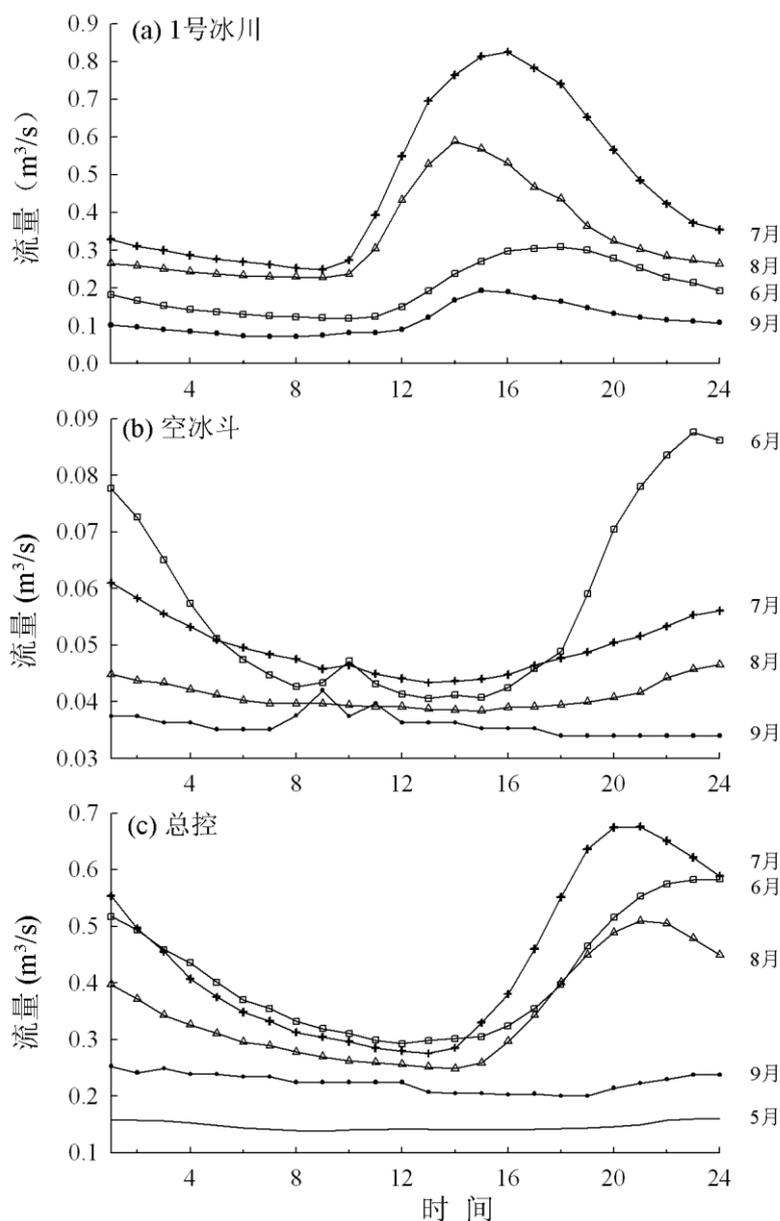


图 5-1 消融期 1 号冰川(a)、空冰斗(b)和总控(c)三个水文断面日流量变化

5.2 不同下垫面储水性能分析

乌河源区 3 个水文断面各自所控制的流域下垫面差异显著。1 号冰川水文断面控制流域主要为冰川所覆盖，流域冰川覆盖率为 50%；空冰斗四周斗壁环绕，底部平缓，呈围椅状，冰斗长 2 km，宽 1.5 km，至全新世大暖期，冰川完全消融，冰斗空出，现主要为冰川消退后发育的岩屑堆覆盖。总控流域既有冰川，又有裸露基岩，其中冰川覆盖比例接近 20%，这一流域广泛分布着羊背岩和鼓丘等冰缘地貌。此外，从图 3-1 中可以看出这三个流域的地面坡度差异也很显著。以上这些地物类型组成及坡度的不同势必会对流域的储水性能（产汇流特

性、损失能力) 产生很大影响。

表 5-1 日最大流量和最小流量出现的时间及最小流量到最大流量需要的时长

水文断面	月份	最大流量出现时间 (北京时间)	最小流量出现时间 (北京时间)	最小流量到最大流量需要的时长 (h)
1 号冰川	6	18	10	8
	7	16	9	7
	8	14	9	5
	9	15	8	7
空冰斗	6	23	15	8
	7	1	13	12
	8	24	15	9
总控	5	23	14	9
	6	23	15	8
	7	21	13	8
	8	21	14	7
	9	1	18	7

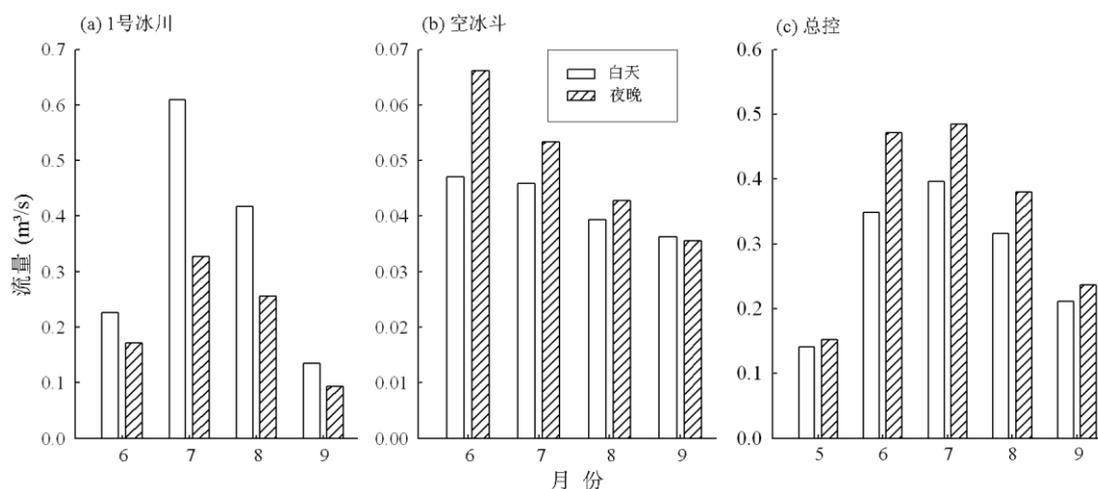


图 5-2 乌河源区 2011 年消融期 (5-9 月) 三个水文断面白天和夜晚径流对比

参照 Singh et al (2006) 提出的方法, 对这 3 个水文断面白天径流 (9-20 时) 与夜晚径流 (21-次日 8 时) 进行对比分析, 以揭示乌河源区不同下垫面的储水性能。图 5-2 是 2011 年消融期 5-9 月 3 个水文断面实测的白天径流和夜晚径流比较, 可以看出, 只有 1 号冰川水文断面白天径流大于夜晚径流, 而空冰斗和总控水文断面则相反。表明 1 号冰川储水性能弱, 冰川从开始消融产流到汇流流出水文断面的时间较短; 空冰斗属裸露山坡汇流, 冰斗底部平坦, 冰斗区储水性能较强; 总控断面夜间径流量大, 可能与水文断面距离冰川末端较远, 流域面积较大有关。此外, 从图 5-2 中还可以看出, 这 3 个水文断面在 6、7、8

月的白天和夜晚径流变化幅度较大，而在 5 月和 9 月，白天和夜晚径流相当，说明这 3 个水文断面观测的流量变化在一定程度上记录了流域下垫面水系演化方面的信息。即在消融的初期和末期，下垫面排水系统均不发育，冰雪消融产汇流速度很小，而在强烈消融期，从产流到汇流时间短，产汇流速度快，也即反映了随着消融的进行，这三个流域下垫面的排水系统由慢速排水系统到快速排水系统再到慢速排水系统的发展过程。

5.3 冰雪融水的汇流滞后效应

通过上述分析，我们已知道冰雪消融从产流到汇流再到流出水文断面需经过一定的时间，但所需时间长短取决于下垫面类型、排水性质、流域面积大小以及水文断面距离冰川末端的远近。那么乌河源区这 3 个水文断面冰雪融水的汇流滞后效应如何呢？我们采用排除降水对冰雪融水产汇流过程影响和不排除降水影响两种方案进行分析，研究方法详见如下。

5.3.1 研究方法

(1) 排除降水对冰雪融水产汇流过程影响

采用 Singh et al (2006) 的分析方法：从 2011 年消融期 5-9 月份中挑选出连续几日晴天或降水量不超过 2 mm 的时间段，分析这些时间段内最大流量与最高气温出现的时间差。

(2) 不排除降水对冰雪融水产汇流过程影响

采用 Jobard 和 Dzikowski (2006) 的分析方法：以每日为时间窗口，对逐时流量-气温做交叉相关 (Cross correlation)，分析径流同气温变化间的时滞关系，计算方法如下：

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (5-1)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{i+k} - \mu_x)(y_i - \mu_y) \quad (5-2)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{n \sum x^2 - (\sum x)^2}{n(n-1)}} \quad (5-3)$$

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{n \sum y^2 - (\sum y)^2}{n(n-1)}} \quad (5-4)$$

式中， x, y 为两个数据系列（此处即为气温与径流）； $n=24 \text{ h}$ （1 日内的样本

数); r_{xy} 为相关系数相对 $k=0,1,2,\dots,20$ 的函数 (假设时滞不超过 20 h), 表示取时滞为 k 时气温和径流的交叉相关系数, 变化范围为 -1~1 之间。因此, 对于逐日数据系列, 取最大 $r_{xy}(k)$ 值对应的 k 值为当日径流相对于气温的时滞 (即 QT 时滞, Q-T time lag)。

5.3.2 冰面汇流

这里的冰面汇流是指 1 号冰川融水径流, 通常冰川融水的流量峰值常常在最大融化量 (最高气温) 之后的数小时内出现。图 5-3 给出了 2011 年消融期每个月里选择的几日晴天 1 号冰川水文断面流量和气温各时刻的变化, 发现在排除降水影响下, 1 号冰川在消融初期 6 月和末期 9 月最大流量出现的时间滞后最高气温 1-3 h, 而在强烈消融期的 7 月和 8 月, 最大流量和最高气温几乎同时出现。这反映出随着消融的进行, 冰川作用区的排水系统发育越来越完善, 冰川从产流到汇流的时间越来越短。Hock et al (2005) 的研究指出, 冰川融水的汇流滞后时间受积雪面积大小和排水系统强弱影响。在消融初期, 冰川表面上的积雪层开始消融, 通过热量释放, 很快融化成洞, 洞与洞之间的区域又逐渐融化。随着消融的进行, 融化地带逐渐由高程较低的地区向高程较高的地区迁移, 随着积雪面积变小, 积雪层变薄, 甚至在某些区域冰面暴露出来, 排水路径在雪内变得很稳定。因此, 这一时期的融化水和液态降水流动得很快。

在不排除降水影响下, 1 号冰川最大流量滞后最高气温时间在 1 h 左右 (图 5-4)。其中在 6 月中旬以前, 流量和气温时滞在 4-18 h 之间有少许分布, 表明在消融初始阶段, 冰内、冰下水系通道尚不发育, 冰川区产流到冰川末端水文断面需要较长的时间。在 7 月和 8 月, 大部分 QT 时滞为 0 h, 表明雨季和高温并存的这两个月份是冰内及冰下水系通道最为发育的时段, 冰川消融速率最大, 此时的日最大互相关系数也大, 表明气温是影响 1 号冰川水文断面流量的关键因子, 这也验证了 4.2 节中我们分析得到的结论。

在气候变暖背景下, 由 3.1.1 节可知, 1 号冰川的面积、长度、冰川物质平衡和平衡线高度都发生了显著变化, 其中平衡线高度由 1959-1996 年的 4042 m 升到了 1997-2008 年的 4106 m, 上升了 64 m。平衡线高度升高, 势必导致冰川上的粒雪区和积雪区面积减小, 厚度减薄, 从而使得融水在冰川上的汇流过程响应发生变化, 影响冰川融水径流的分布。近 20 a 来, 1 号冰川呈现加速退缩

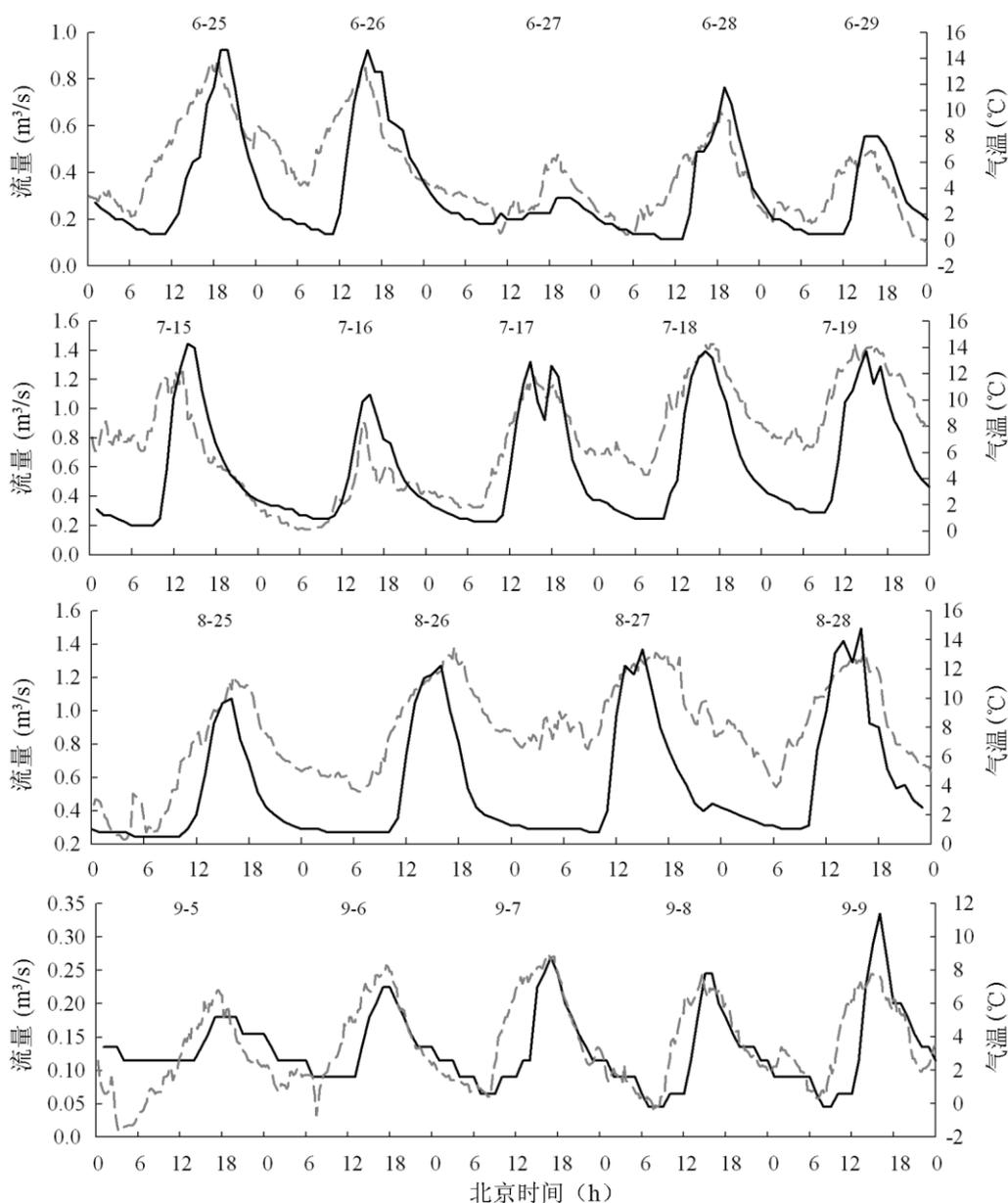


图 5-3 连续几日晴天里 1 号冰川水文断面流量（实线）和气温（虚线）各时刻变化

趋势，那么该冰川的冰内、冰下排水系统是否发生了显著的变化呢？为此我们对比分析了上世纪 80 年代末康尔泗（1991）根据盐示踪试验方法对 1 号冰川消融区排水系统特征的研究结果。图 5-5 是其投盐点的位置，观测时间为 8 月 11-24 日，测得投盐地点冰川融水流到水文断面的时间分别为：冰前的 IJ-1 只有 7min，冰侧的 IJ-2 为 15 min，IJ-3-IJ-6 为 0.5 h，IJ-7 为 2 h。这与我们用冰川径流水文过程曲线获得的最大流量出现时间滞后最高气温（消融最强）出现时间 0-2 h 基本一致。需要说明的是，我们的研究是对整个冰川的，既包含了冰川消融区，也包含冰川积累区。由此可以推测，1 号冰川在 1989-2011 年的 20 余年间，其

冰内、冰下排水道变得更为单一，冰川对融水的阻滞和贮存作用不强，而对融水的汇流作用过程更为迅速。

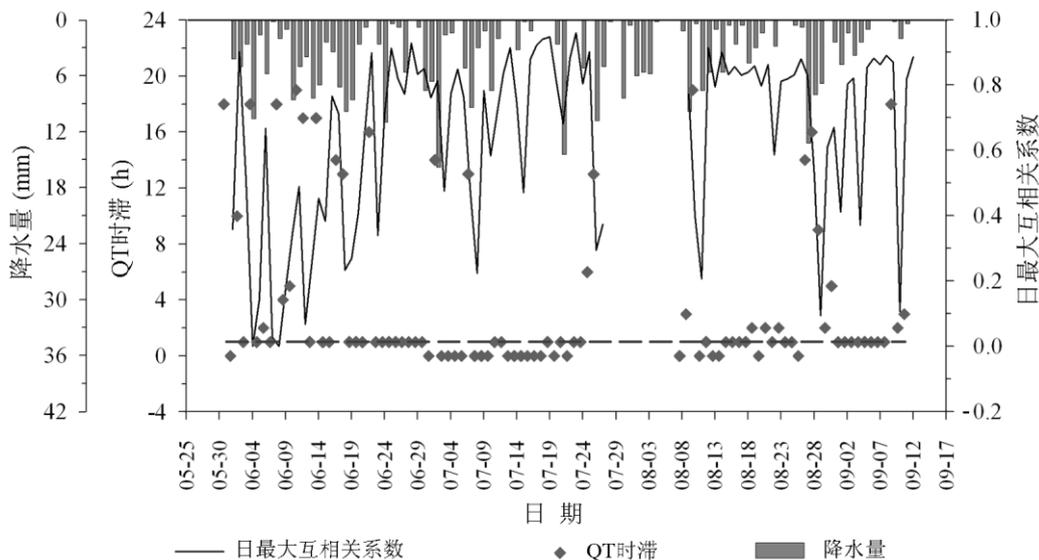


图 5-4 1 号冰川水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和日最大互相关系数变化

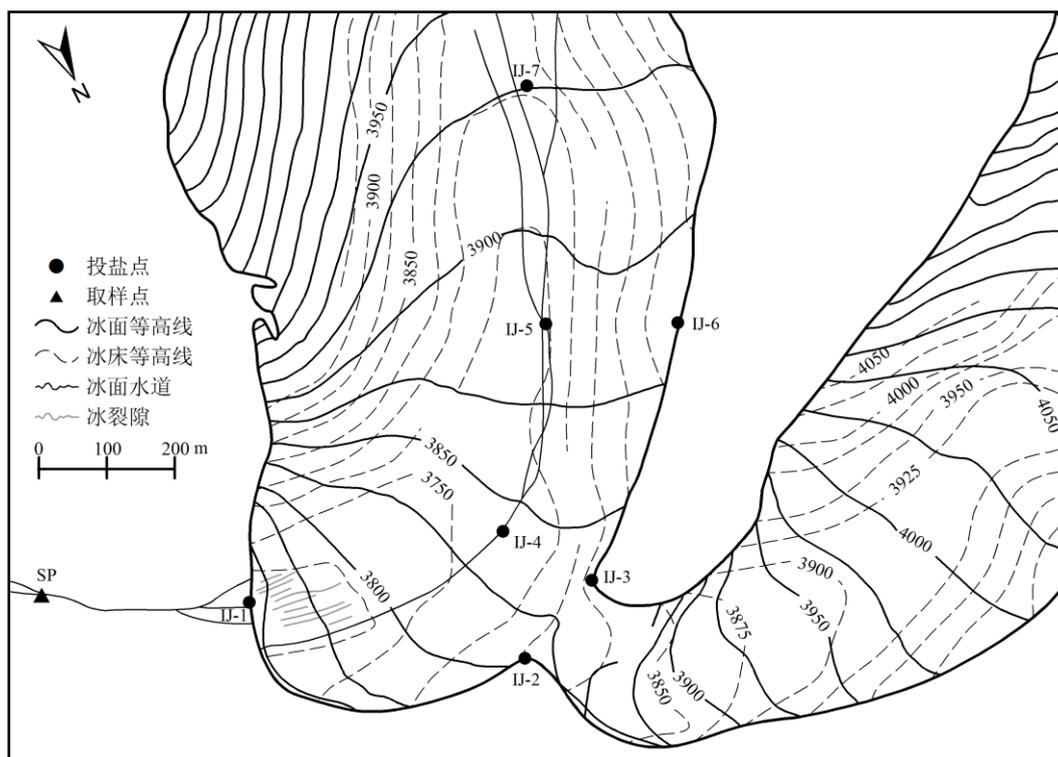


图 5-5 乌鲁木齐河源 1 号冰川消融区投盐示踪试验位置图 (康尔泗, 1991)

5.3.3 裸露山坡汇流

裸露山坡汇流是指空冰斗融雪径流。由于冰斗海拔较高，所以冬季积雪消融在时间上略晚一些。一般情况下，空冰斗从 5 月中旬开始出现融雪径流，到

6月上旬季节积雪才能全部融化。从6月开始至8月底，径流大小主要取决于夏季降水的多寡，空冰斗断流时间一般在9月初。

Singh et al (2006) 指出，融雪在最初阶段，融水在雪中形成薄膜水和悬浮毛细管水。随着积雪继续融化，雪粒间空隙继续充水，毛细力不断减少，重力水出现并向下流至土壤表面。融雪出水过程可分为两个阶段，即融雪水分渗入并浸润积雪下层的停蓄阶段和下层含水量达到饱和、积雪内部开始有水流出的外流（出水）阶段。初期的融雪水下渗及填洼，然后开始往外流泄。因此，融雪径流并非与融雪同时开始，在时间上有一定的推迟。从融雪到出水的过程中，积雪层起着蓄积融雪水的作用，这也造成积雪融化过程与出水过程不同。积雪层的这种蓄积水量的能力，称为积雪层的持水能力。

统计空冰斗水文断面气象资料，发现空冰斗流域在2011年8月和9月大部分日期都有降水。为此，在排除降水影响下，我们分析了6月和7月连续几日晴天里流量和气温的时刻变化（图5-6）。可以看出，空冰斗水文断面在这两个月份流量过程线的峰值和谷值基本对应着气温的谷值和峰值，最大流量出现的时间较最高气温出现时间滞后10-16 h。在不排除降水对融雪汇流影响下，空冰斗水文断面消融期流量-气温滞后时间为13 h左右，在7月中旬以前，滞后时间比较分散（图5-7）。由于空冰斗流域面积较小（1.67 km²），QT时滞大主要与冰斗区积雪及底部岩屑堆的持水能力强有关。

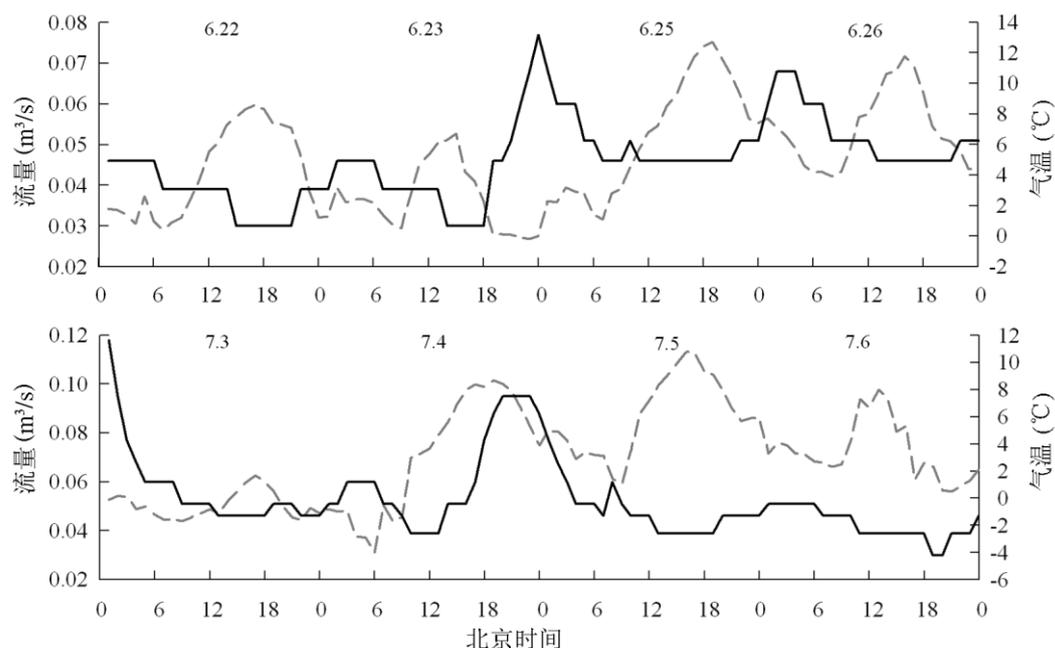


图 5-6 连续几日晴天里空冰斗水文断面流量（实线）和气温（虚线）各时刻变化

对比以上排除降水和不排除降水两种条件下的 QT 时滞,反映出降水过程使汇流迅速,汇流时间有一定的缩短。此外,图 5-7 中日最大互相关系数在研究时段内较小,平均值不到 0.5,表明气温不是控制该流域流量的主要影响因子。

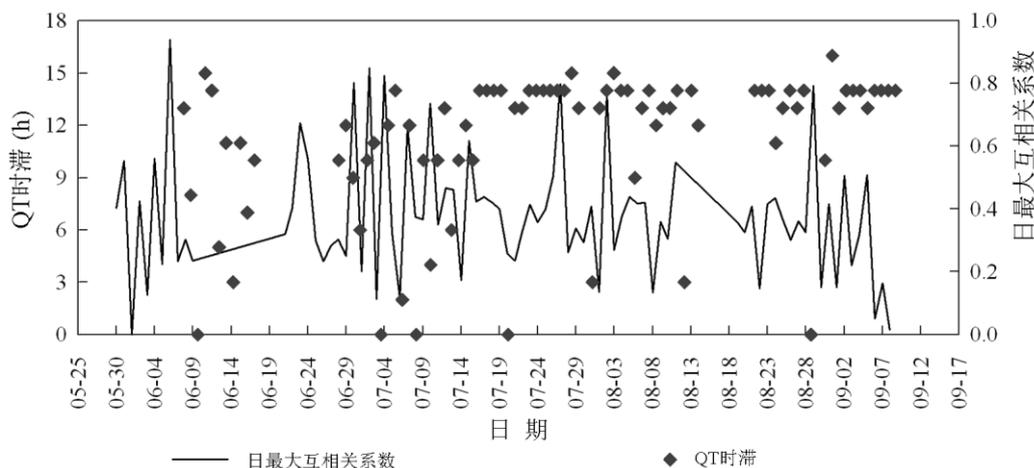


图 5-7 空冰斗水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和日最大互相关系数变化

5.3.4 高山汇流

图 5-8 和 5-9 分别是总控水文断面 2011 年消融期选择的几日晴天里流量和气温变化及 QT 时滞和最大互相关系数的年内变化。可以发现,在排除降水影响条件下,总控水文断面消融期 QT 时滞在 5-11 h。在不排除降水对冰雪融水汇流影响条件下,总控水文断面在 6 月底前流量-气温滞后时间有下降趋势,进入 7 月基本稳定在 6-7 h,表现出随着消融进行,QT 时滞有减小趋势。这是因为在消融期的初始阶段,乌河源区的降水都为固态降水,此时的积雪面积较大,由于反照率较强,冰川消融强度不大,较少的冰雪融水流速较小,从而导致最大流量滞后最高气温的时间差较长。随着时间推移,积雪面积变小,裸冰面积增大,反照率减小,同时气温升高,使得消融强度增大,冰川融水流量增大,流速变大,下垫面的排水系统越发完善,此时的流量-气温滞后时间较短。

在上述排除降水和不排除降水两种条件下,总控水文断面均表现出大气降水对汇流时间的影响显著。当降水形态为液态降水时,大气降水在河道迅速产流,较大流量使得流速加大,从而缩短了汇流时间。当降水形态为固态降水时,固态降水发生当天往往伴随着气温降低,地面反照率增大,消融量降低,冰雪融水流速减小,汇流时间变长;次日,随着天气转好,气温升高,新降雪大量消融,融水量加大,流速加快,从而使得汇流时间变短。

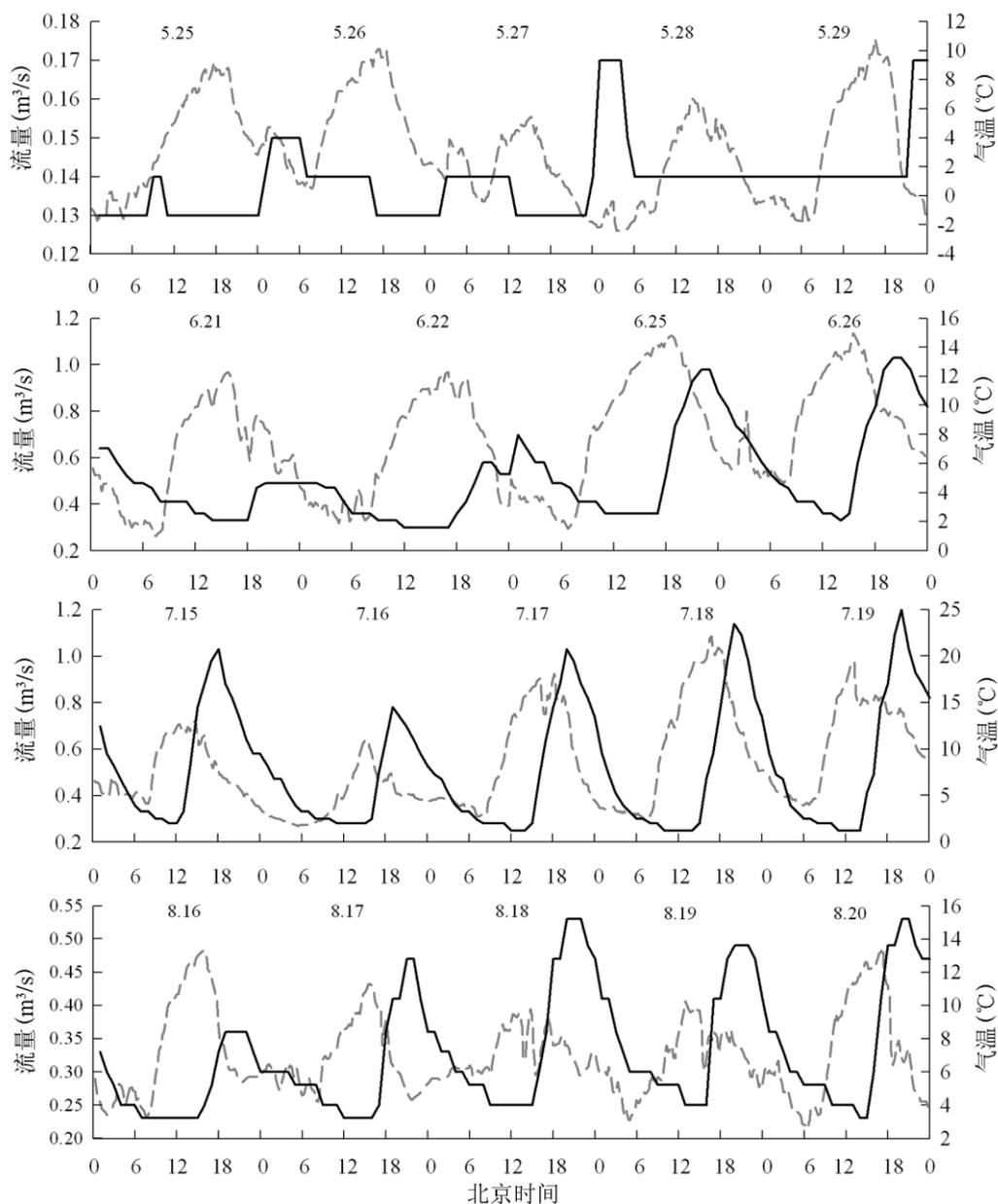


图 5-8 连续几日晴天里总控流量（实线）和气温（虚线）各时刻变化

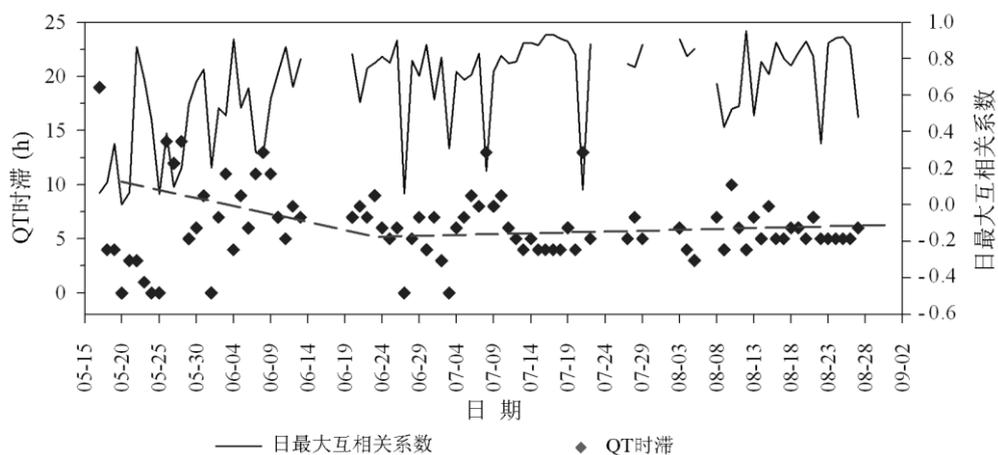


图 5-9 总控水文断面 2011 年消融期 QT 时滞和日最大互相关系数变化

5.4 1 号冰川产汇流特征与其它冰川的比较

1 号冰川水系特征及融水在冰川内的存贮和流动过程较为单一,为探讨纵多冰川的冰内、冰下水系的普遍特征,我们对比列出了国内 4 条冰川(横断山海螺沟冰川、喜马拉雅山绒布冰川、天山科其喀尔巴西冰川、祁连山七一冰川)及国外 2 条冰川(印度 Gangotri 冰川、法国 Baounet 冰川)的产汇流特征(表 5-2)。

由表 5-2 可知,每条冰川的最大流量与最高气温出现的时间差、最大和最小流量出现的时间均不同,且 QT 时滞均比 1 号冰川的大。在列出的 6 条冰川中,只有七一冰川的消融与产汇流特征与 1 号冰川相近,该冰川流量最大时间出现在 17 时,流量-气温时滞为 2 h。科其喀尔巴西冰川和绒布冰川也为亚大陆型冰川,但这两条冰川规模都比 1 号冰川大的多,其冰川融水流经冰内、冰下水系到流出水文断面需要的时间长,分别为 4-10 h 和 9-14 h。绒布冰川是珠峰地区喜马拉雅山北坡最大的冰川,面积达 203 km²,流域冰川覆盖率占整个流域的 68%,在列出的 4 条亚大陆型冰川和 2 条海洋型冰川中,该冰川的融水最大流量出现时间滞后最高气温时间最长,流量最大时间出现在 0-1 时,最小流量出现在 12-15 h,相比 1 号冰川,该冰川储水性能强。对于海螺沟和印度 Gangotri 两条海洋型冰川而言,流量-气温时滞表现出后者较短,尽管 Gangotri 冰川面积很大,但由于该冰川位于喜马拉雅山南坡,年降水量充沛,降水过程使得该冰川融汇径流的汇流时间短。

比较上述冰川水文特征,可以得到冰川从开始消融到产流再到汇流的时间长短与冰川类型、流域面积大小以及水文断面与冰川末端的远近有关。

5.5 本章小结

(1) 乌河源区 3 个水文断面流量都具有显著的日变化过程,即呈现“谷-峰-谷”的日变化周期。其中 1 号冰川水文断面最大流量出现时间在 14-18 时,最小流量出现在 8-10 时;空冰斗水文断面最大流量出现在 23-次日凌晨 1 时,最小流量在 13-15 时;总控水文断面最大流量出现在 21-次日凌晨 1 时,最小流量在 13-18 时。此外,3 个水文断面日流量变化表现出流量峰值的大小和到来的时间不同,在消融中期,流量峰值高,出现的时间早;而在消融初期和末期,流量峰值低,出现的时间较晚。

(2) 对比乌河源区 3 个水文断面实测的白天径流 (9-20 时径流) 和夜晚径流 (21-次日 8 时径流), 只有 1 号冰川水文断面白天径流大于夜晚径流, 而空冰斗和总控水文断面则相反。3 个水文断面在 6、7、8 月的白天和夜晚径流变化幅度较大, 在 5 月和 9 月, 白天和夜晚径流相当, 表明随着消融的进行, 这三个流域下垫面的排水系统由慢速排水系统到快速排水系统再到慢速排水系统的发展过程。

(3) 应用 Singh 和 Jobard 提出的方法, 采用排除降水影响和不排除降水影响两种方案对河源区冰雪融水的径流-时间滞后效应进行了分析。1 号冰川水文断面在排除降水影响下, 最大流量滞后最高气温在 1-3 h; 不排除降水影响下, 冰川径流相比气温滞后时间为 1 h。空冰斗水文断面在排除降水影响下, 最大流量出现的时间滞后最高气温出现时间为 10-16 h; 不排除降水影响下流量-气温滞后时间为 13 h。总控水文断面在两种条件下, 流量-气温时滞居中, 分别为 5-11 h 和 6-7 h。这反映了降水过程伴随着冰雪融水汇流迅速, 冰雪消融从产流到汇流时间有一定的缩短。

(4) 将 1 号冰川融水产汇流特征与其它冰川对比, 发现七一冰川与 1 号冰川的产流和汇流特征较为相近, 而海螺沟冰川、绒布冰川、科其喀尔巴西冰川和印度 Gangotri 冰川的产汇流特征与 1 号冰川有很大的差异, 主要与冰川类型、冰川规模、冰川排水性质、流域面积大小及冰川区的降水多寡有关。

表 5-2 1 号冰川产汇流特征与其它冰川的比较

冰川 (面积, 长度)	冰川类型	冰川覆盖度	水文断面距 冰川末端	流量-气温 时滞	流量最大时间 (北京时间)	流量最小时间 (北京时间)	观测时间	参考文献
海螺沟冰川 (25.71km ² , 13.1km)	海洋型	94.8 km ² (27%)	500 m	4-12 h			2003-2005 年	刘巧和刘时银 (2009)
绒布冰川 (203km ²)	亚大陆型	298 km ² (68%)	冰舌末端	9-14 h	2400-0100	1200-1500	2005 年 6 月	刘伟刚等 (2010)
科其喀尔巴西冰川 (83.56km ² , 25.1km)	亚大陆型		冰舌末端	4-10 h	1800-0200	0700-1000	2000-2003 年	Han et al. (2010)
祁连山七一冰川 (2.87km ² , 3.8km)	亚大陆型	6.78 km ² (42%)	冰舌末端	2 h	1700		2006 年 8-9 月	宋高举等 (2008)
印度 Gangotri 冰川 (286km ² , 30.2km)	海洋型	556 km ² (51%)	3000 m	4-7.3 h	1700-2100	0800-0900	2000-2003 年	Singh et al. (2006)
法国 Baounet 冰川 (2.5km ²)	亚大陆型			2-9 h			2003-2004 年	Jobard and Dzikowski (2006)

第六章 乌鲁木齐河源区水文过程模拟

本章我们将在前一章乌鲁木齐河源区冰雪消融产汇流特征认识的基础上，对河源区 3 个水文断面的水文过程进行模拟。需要指出的是，由于空冰斗水文断面模拟效果不是很理想，在模型率定、验证及其模拟结果分析时，我们只对 1 号冰川和总控两个水文断面进行了分析，其中模型模拟结果包括流域水量平衡、冰川物质平衡重建和径流组分三方面内容。

6.1 乌河源区 HBV 模型的建立

6.1.1 数据准备

如第二章所述，HBV 模型是一种模拟积雪、融雪、实际蒸散量、土壤水分贮存和径流等机制的概念性、半分布式水文模型。目前，该模型已有很多个版本，并在世界上 50 多个国家和地区得到成功应用和研究（Lindström, 1997）。本研究根据乌河源区下垫面特征（如高程、坡度、坡向、植被、土壤）和径流形成过程，选用瑞典水文气象局开发的 HBV-SMHI 版本。该版本将研究区划分为多个子流域，每个子流域再根据高程、集水面积和下垫面分成多个径流带，以便考虑下垫面和降雨空间分布的差异（SMHI, 2006）。

HBV-SMHI 模型需要的输入参数包括气温和降水时间序列的气象强迫数据、月潜在蒸散发数据、观测的流量数据及描述流域地理信息的数据，如 DEM、土地利用等。研究中的气象数据来源于大西沟气象站 1985-2008 年观测的日气温、日降水数据和 2005-2009 年观测的日均风速、日均气温、日最高气温、日最低气温、日相对湿度、日降水量和日照时数数据。流量数据是 1 号冰川和总控两个水文断面 1985-1995 年和 1997-2008 年观测的日尺度数据。地形数据采用 1:50000 的乌鲁木齐河源区航摄地形图，该数据主要用于河网提取、流域划分和高程分带。土地利用数据来源于中国资源环境数据库，其中冰川数据来自第一次冰川编目。

应用 HBV 模型计算出流过程之前，首先要进行子流域划分和高程分带，计算输入模型的两个主要水文要素：流域潜在蒸散发量和水文断面的高流量参数。

(1) 乌河源区子流域的划分及高程分带

参考 1 号冰川、空冰斗和总控 3 个水文断面出水口位置，将乌河源区划分

为 3 个子流域，分别是 1 号冰川作用流域、空冰斗流域和总控流域（图 6-1）。这 3 个子流域的高程分带都按等面积划分，图 6-2 是 1 号冰川和总控两个子流域的高程和土地利用分带。

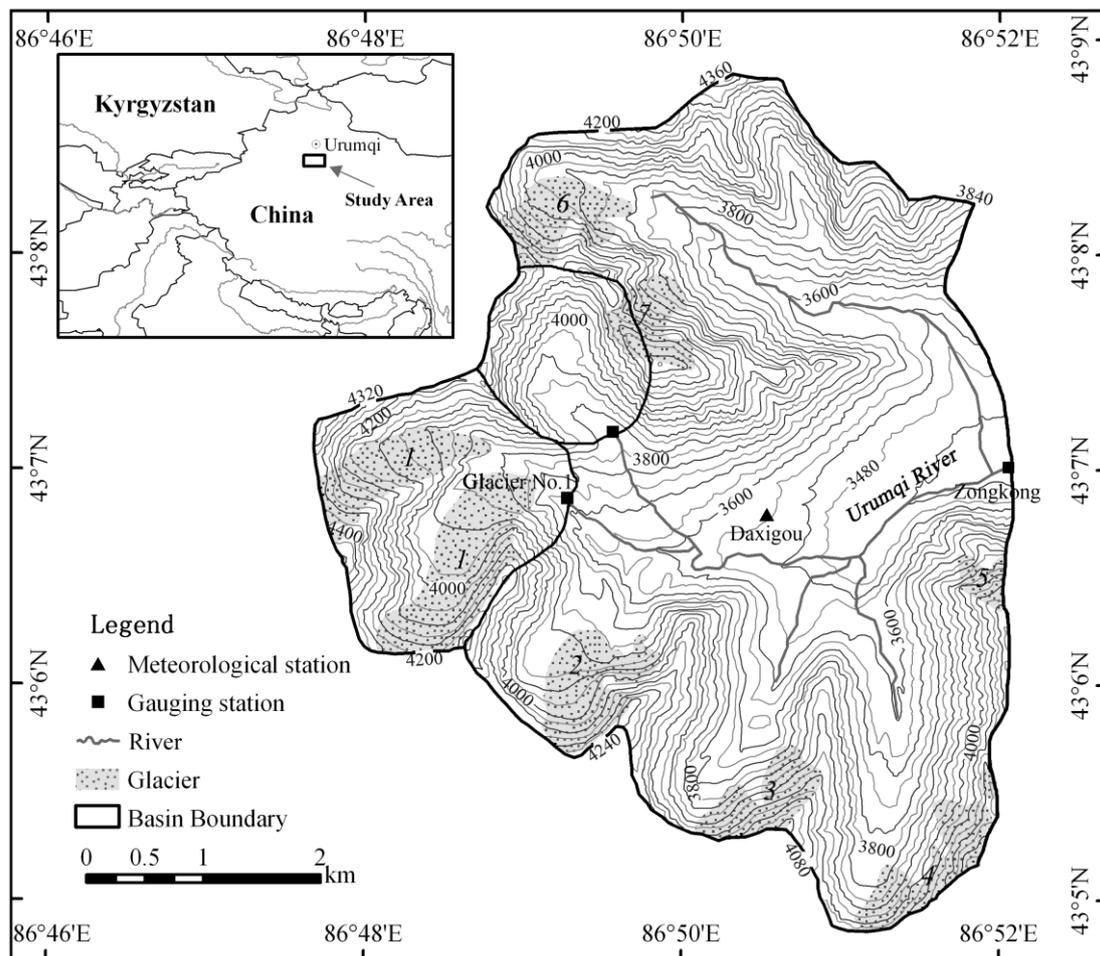


图 6-1 乌鲁木齐河源区子流域的划分

(2) 乌河源区潜在蒸散发量计算

流域潜在蒸散发量计算十分重要，因为它直接影响日径流模拟精度。HBV 模型中建议使用 Penman 模型和 Thornthwaite 模型来计算潜在蒸散发量。本研究选用大西沟气象站 2005 年 1 月 1 日-2009 年 7 月 31 日观测的日平均风速、日平均气温、日最高气温、日最低气温、日相对湿度、日降水量和日照时数数据，采用世界粮农组织（FAO）1998 年修正的 Penman-Monteith 模型计算乌河源区潜在蒸散量。已有研究成果（Liu et al, 2010; Gao et al, 2006; 刘绍民等, 2003）表明，该模型的模拟效果比较精确，计算公式如下：

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (6-1)$$

式中, ET_0 为潜在蒸发量 (mm d^{-1}); R_n 为净辐射 ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G 为土壤热通量 ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); γ 为干湿常数 ($\text{k Pa} \cdot \text{C}^{-1}$); Δ 为饱和水汽压曲线斜率 ($\text{k Pa} \cdot \text{C}^{-1}$); U_2 为 2 米高处的风速 (m s^{-1}); e_s 为平均饱和水汽压 (k Pa); e_a 为实际水汽压 (k Pa); T 为平均气温 (C)。

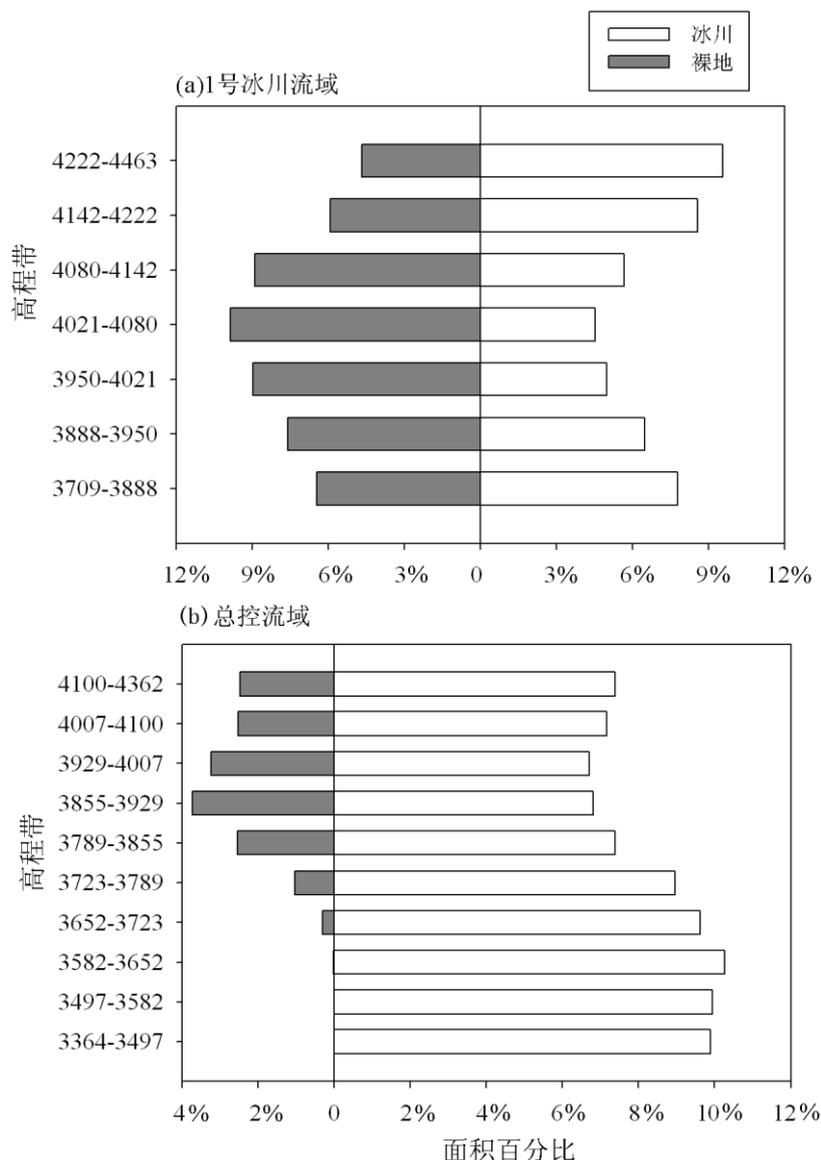


图 6-2 乌鲁木齐河源区 (a) 1 号冰川和 (b) 总控两个子流域的高程分带及土地利用分区

图 6-3 为大西沟气象站 2005-2009 年日平均蒸散量变化状况。可以看出, 蒸散量在一年中的 7 月和 8 月最大, 12 月和 1 月最小, 这 5 年的平均年蒸散发量为 475 mm。表 6-1 是模型中各个月份选择的某一天输入的潜在蒸散发量 (模型要求需要有一年的第一天和最后一天)。

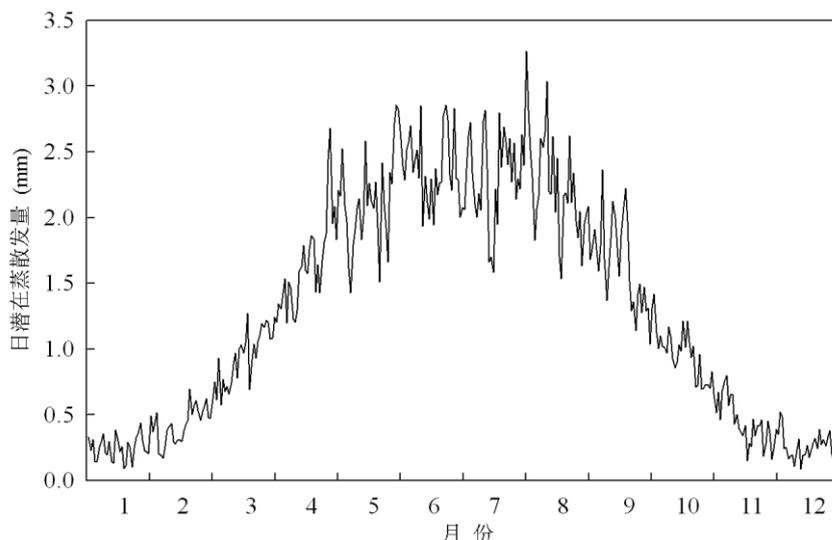


图 6-3 大西沟气象站 2005-2009 年的平均日潜在蒸散量

表 6-1 乌鲁木齐河源区 HBV 建模前输入的日潜在蒸散量

月份	日期	蒸散量 (mm)	月份	日期	蒸散量 (mm)
1	1	0.11	7	22	2.1
2	21	0.47	8	8	1.68
3	18	1.21	9	13	2.7
4	10	1.32	10	10	0.92
5	15	3.61	11	16	0.21
6	18	1.65	12	31	0.31

(3) 乌河源区水文断面的高流量参数 HQ 计算

HQ 值可由如下两个公式之一计算：

$$HQ = \frac{86.4 \sqrt{MQ \cdot MHQ}}{A} \quad (6-2)$$

$$HQ = \frac{86.4 \cdot MHQ / 2}{A} \quad (6-3)$$

式中， MQ 为研究时段内的平均流量， MHQ 为研究时段内年最大流量的平均值， A 为流域面积（单位是 km^2 ）。

本文选用公式 (6-2)，计算得到 1 号冰川水文断面 HQ 值为 10.5 mm/d，总控水文断面 HQ 值为 6.4 mm/d。

6.1.2 模型率定与验证

根据 1 号冰川与总控水文断面流量数据获取的完整性，选用两个水文断面 1985 年数据作为模型初始化的“预热 (warming-up)”期，用 1997-2008 年的流量数据对模型进行率定，1986-1995 年数据对模型验证。

如表 6-3 所示，该模型包含了很多可调参数，其中 tt 和 t_{ti} 由观测确定， $gmelt$

和 $pcalt$ 由文献 (Wu et al, 2011; Huintjes et al, 2010; 杨大庆等, 1992) 确定取值范围, 但大多数参数都需要由观测流量来率定。本研究采用手动试错法, 通过不断改变参数值, 直到找到一个与观测值相符合的参数值, 率定顺序遵从以下基本规则:

(1) 调整 $sfcf$ 、 $rfcf$ 和 fc 数值去匹配春季和其它季节的流量过程线, 这些参数主要影响产流量;

(2) 调整 tt 、 dtm 、 tii 和 $cfmax$ 数值。 $tt+dtm$ 参数决定了春季融雪开始的时间, 主要影响流量过程线的起涨点, $cfmax$ 影响消融期流量曲线斜率;

(3) 调整 fc 、 lp 和 $beta$ 数值去匹配夏季和秋季径流, $beta$ 小径流系数大, 这 3 个参数亦影响产流量;

(4) 调整 k_4 、 $perc$ 、 khq 、 hq 和 $alfa$ 。这些参数影响流量过程线的形状, 而不影响径流总量。 khq 大, 流量峰值高, 流量过程线波动; $alfa$ 大, 流量峰值高, 退水快。 $perc$ 和 k_4 用来调整基流, $perc$ 小基流小, k_4 影响基流形状;

(5) 调整 $maxbaz$ 数值, 该参数描述产流到流出水文断面时间的长短, 用来反映径流响应的快慢, 与流域面积大小和下垫面有关。

模型参数调试时, 主要采用下列两项目标函数进行检验 (Akhtar et al, 2008; SMHI, 2006; Nash and Sutcliffe, 1970)。

(1) 反映流量过程吻合程度的模型效率系数 R^2 , 计算公式如下:

$$R^2 = \frac{\sum (QR - QR_{mean})^2 - \sum (QC - QR)^2}{\sum (QR - QR_{mean})^2} \quad (6-4)$$

式中, QR 为实测流量; QC 为模拟流量, QR_{mean} 为实测流量的均值, 单位均为 m^3/s 。 R^2 值越接近 1, 模拟效果越好。

(2) 反映总量模拟精度的多年径流相对误差 RE (%), 计算公式如下:

$$RE = 100 \times \frac{\sum_{i=1}^N [QC(i) - QR(i)]}{\sum_{i=1}^N QR(i)} \quad (6-5)$$

式中, QC 、 QR 意义与式 (6-4) 相同, RE 值越接近 0, 模拟效果越好。

为降低参数的不确定性, 除应用实测流量对模型进行约束外, 我们还应用 1 号冰川物质平衡数据对模型的雪冰模块参数进行多重标准检验。图 6-4 为 1 号冰川和总控两个水文断面年和日时间尺度上模拟流量与观测流量的比较。从年

时间尺度上看，两个水文断面模拟的年流量与观测流量波动具有较好的一致性，研究时段内两个水文断面日流量在率定期的模拟精度较高，效率系数为 0.77-0.81，径流深相对误差均在-4%以内；验证期的流量模拟精度亦较满意，效率系数为 0.71-0.75，径流深相对误差控制在 6%以内（表 6-2），且两个流域模拟的冰川物质平衡与 1 号冰川实测物质平衡有很好的—致性（具体分析见 6.2 节），表明该模型在率定期和验证期都比较准确地反映了 1 号冰川和总控两个水文断面的径流过程，也说明 HBV 模型在乌河源区有较好的适用性。模型优化后的参数如表 6-3 所示。

表 6-2 1 号冰川和总控子流域日径流模拟评价

水文断面	时期	R^2_{mean}	R^2_{min}	R^2_{max}	RE (%)
1 号冰川	率定 (1997-2008)	0.81	0.65	0.91	-3.8
	验证 (1986-1995)	0.71	0.62	0.83	5.4
总控	率定 (1997-2008)	0.77	0.74	0.87	-1.6
	验证 (1986-1995)	0.75	0.72	0.80	2.5

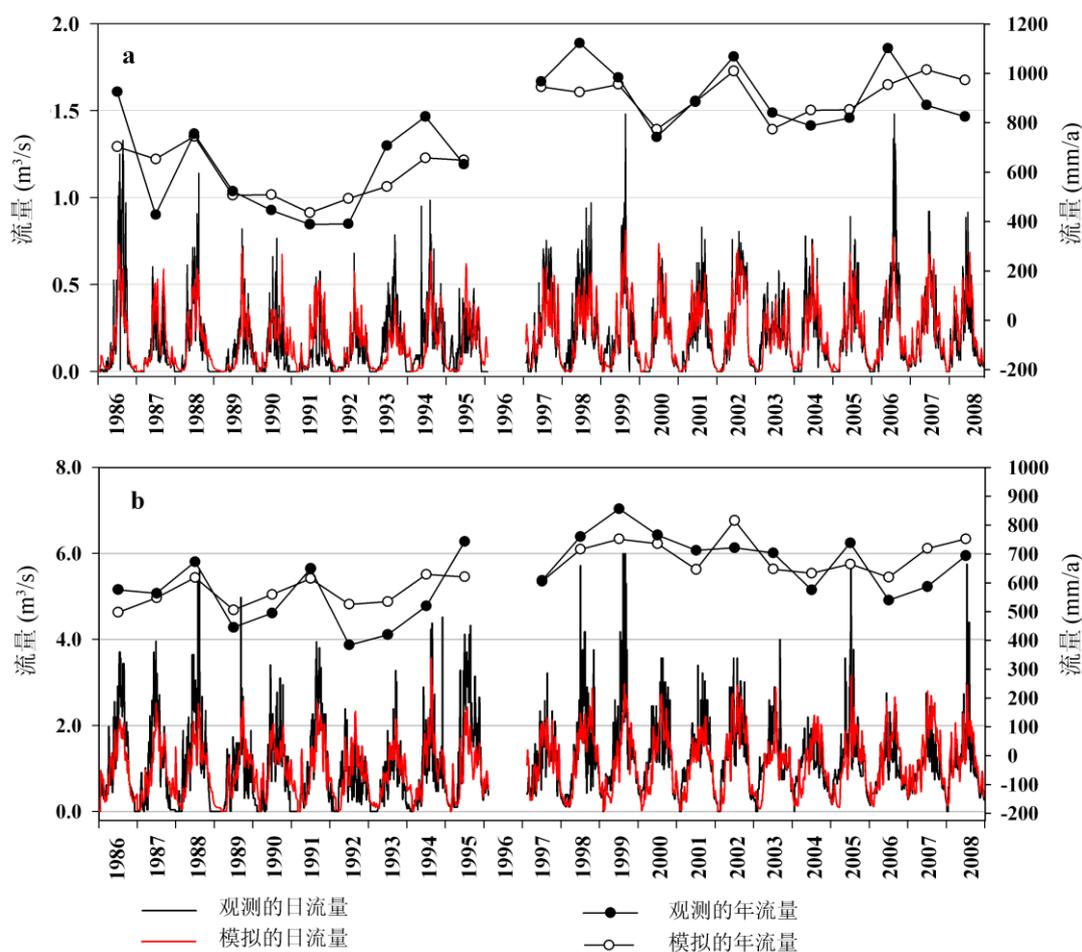


图 6-4 1 号冰川(a)和总控(b)两个水文断面率定期和验证期模拟的流量与观测流量比较

表 6-3 优化后的模型参数

参数	含义 (单位)	1 号水文断面集水区	总控水文断面集水区
<i>alfa</i>	壤中流消退指数 (-)	0.9	1.1
<i>beta</i>	土壤含水量参数 (-)	1	1
<i>cflux</i>	最大毛管上升水 (mm/d)	0	0.2
<i>cfmax</i>	雪度日因子 (mm/(°C d))	2.7	3.4
<i>cfr</i>	冻结系数 (-)	0.05	0.05
<i>dtm</i>	与 <i>tt</i> 加和作为雪融化的临界温度 (°C)	-3.3	-3.8
<i>ecalt</i>	蒸发高程修正因子 (-)	0	0.05
<i>fc</i>	最大土壤含水量 (mm)	200	450
<i>gmelt</i>	冰度日因子 (mm/(°C d))	4.5	5.1
<i>hq</i>	高流量参数 (mm)	10.5	6.4
<i>k_d</i>	地下径流退水系数 (d ⁻¹)	0.01	0.015
<i>khq</i>	为 <i>hq</i> 对应的退水系数 (d ⁻¹)	0.195	0.193
<i>lp</i>	潜在蒸散发上限 (-)	0.8	0.9
<i>maxbaz</i>	权重函数的演算长度 (d)	1	1
<i>pcalt</i>	降水高程修正因子 (-)	0.03	0.03
<i>perc</i>	从表层到地下含水层的渗漏 (mm/d)	0.132	0.35
<i>rfcf</i>	降雨修正因子 (-)	1	1
<i>sfcf</i>	降雪修正因子 (-)	1	1
<i>tcalt</i>	温度直减率 (°C/100 m)	0.7	0.68
<i>tt</i>	区分雨、雪阈值温度 (°C)	2.3	2
<i>tii</i>	雨夹雪的气温步长 (中值为 <i>tt</i>) (-)	6	8
<i>whc</i>	雪的持水能力 (-)	0.1	0.1

6.2 模拟结果

6.2.1 乌河源区水量平衡分析

水量平衡是指任意选择的区域 (或水体), 在任意时段内, 其收入的水量与支出的水量之间差额必等于该时段区域 (或水体) 内蓄水的变化量, 即水在循环过程中, 保持着各水文要素数量上的平衡。HBV 模型基本原理是水量平衡, 其公式见 2.1 节。

图 6-5 是模拟的乌河源区 1 号冰川和总控两个子流域水量平衡要素 (降水、蒸发、径流和流域冰川物质平衡) 在模拟时段的变化, 表 6-4 列出了各要素在率定期 (1997-2008 年) 和验证期 (1986-1995 年) 的平均状况。可以看出, 乌河源区水量平衡诸要素中表现为年平均径流深最大, 其次是降水、冰川物质亏损量和流域蒸发量, 而积雪、土壤含水量、浅层地下水和深层地下水变化。从长期变化来看, 后四者变化都在个位和十位数上波动, 数值较小, 为此我们在水量平衡要素分析时分为两组加以讨论。

表 6-4 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 (a) 和总控 (b) 子流域水量平衡要素在率定期和验证期的平均值

子流域	时期	P	E	Q	$\Delta Snow$	ΔSM	ΔUZ	ΔLZ	$\Delta Glacier$
1 号冰川	1986-1995	534	186	637	12	15	2	-4	-314
	1997-2008	589	202	909	-5	36	5	5	-583
总控	1986-1995	503	223	575	9	6	2	-2	-310
	1997-2008	567	247	710	-1	15	2	-3	-403

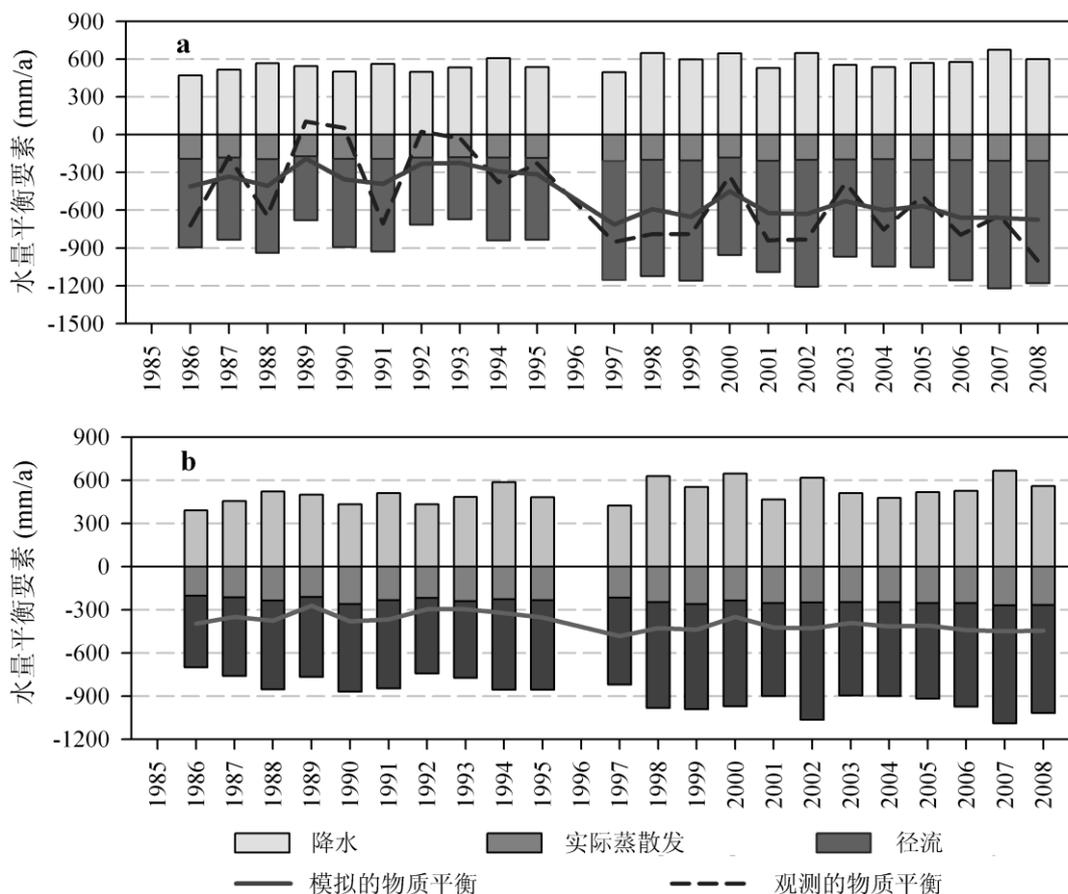


图 6-5 乌鲁木齐河源区 1 号冰川 (a) 和总控 (b) 两个子流域水量平衡要素变化

(1) 流域降水量、径流量、蒸发量和冰川物质平衡：乌河源区 1 号冰川流域在 1986-1995 年和 1997-2008 年，年平均降水量分别为 534 mm 和 589 mm，同期的径流深达到了 637 mm 和 909 mm，径流系数高达 1.2 和 1.5；而总控流域在这两个时段年平均降水量为 503 mm 和 567 mm，径流深为 575 mm 和 710 mm，径流系数分别为 1.1 和 1.3，相比 1 号冰川流域略小一些，但也都大于 1。显然，河源区径流系数大与流域内冰川的调节作用与土壤特性有密切关系。冰川作为流域下垫面，一方面有利于冰雪融水和雨水汇流迅速，直接产生地表径流。另一方面，冰川作为一个多年调节的固体水库，不断接受降水的补给，同时又不

断地消融补给河流。当降水补给量少于冰川亏损量时，冰川出现负物质平衡，即冰川储量减少，而增加了冰川融水对河流的补给量。反之冰川储量增加，减少了冰川对河流的补给量。因此，冰川作为另一种重要的水源，影响着乌河源区的水量平衡，这也可从表 6-4 中的冰川储量变化一项看出。在模拟时段内，两个流域的冰川平均物质平衡都为负值，最大可达 583 mm 水当量，可见流域内冰川融水调节作用非常显著。此外，乌河源区蒸发量较大，约是降水的 35% 左右，在径流形成过程中，冰雪表面、植被、地面和土壤中的水以蒸发和散发的形式返回大气中。

(2) 流域积雪量、土壤含水量、浅层地下水和深层地下水变化：这些蓄水量变化参数反映了流域的调节能力。如季节积雪像一个年调节水库，影响河流的年内分配；土壤对到达地面后的降水起到再分配的作用，地下水起到径流稳定作用。由于乌河源区岩石裸露面积较多，只有河谷地带分布有高山草甸土，土层薄，持水能力差，降水可直接产生径流补给河流。同时河源区分布有永久冻土层，像一个不透水层，不利于下渗，增加了地表径流，导致流域土壤的水文作用不明显。由表 6-4 可知，这些参数长时间尺度上的变化均较小，说明这些要素的流域蓄水调节作用不明显。

6.2.2 乌河源区冰川物质平衡重建

冰川物质平衡是冰川学研究的重要内容之一，恢复历史时期的冰川积累、消融及其平衡对认识冰川发育具有重要意义 (WGMS, 2007; Xie et al, 1999)。乌河源区只有 1 号冰川有实测的物质平衡数据，而流域尺度上的其它 6 条冰川没有实测物质平衡资料。根据 Huss et al (2008) 的研究发现，冰川物质平衡在相同区域具有相似性。因此，河源区 6 条冰川的模拟结果可以通过 1 号冰川物质平衡的实测值进行对比验证。图 6-6 为模型模拟时段内 1 号冰川和其余 6 条冰川逐年的积累量和消融量，图 6-7 是模拟的物质平衡与 1 号冰川实测物质平衡比较。显然，乌河源区冰川在研究时段内都表现为年积累量小于年消融量，即冰川收入少于支出，冰川呈现持续的物质亏损。在 1986-1995 年和 1997-2008 年，1 号冰川模拟的年平均积累量为 424 mm 和 436 mm，年平均消融量为 726 mm 和 1138 mm，年平均物质平衡为 -302 mm 和 -702 mm，这与 1 号冰川在这两个时期的实测值非常接近，模拟误差仅为 -11.9% 和 0.8%，表明模型模拟精度高。在

相同时段内，其余 6 条冰川年平均物质平衡分别为-596 mm 和-1024 mm，与同期 1 号冰川相比表现出较强的负平衡状态，物质平衡值低出 300 mm 左右。其中年平均积累量比 1 号冰川少约 50 mm，而年平均消融量比 1 号冰川多 250 mm，这主要与这 6 条冰川都是小冰川，分布海拔较 1 号冰川低，对气候变化更加敏感有关。图 6-8 是模拟与实测的物质平衡关系，其中 1 号冰川模拟值与实测值的拟合决定性系数为 0.725，总控的模拟值与 1 号冰川实测值决定性系数为 0.716，进一步表明该模型较好地模拟了流域冰川的物质平衡。

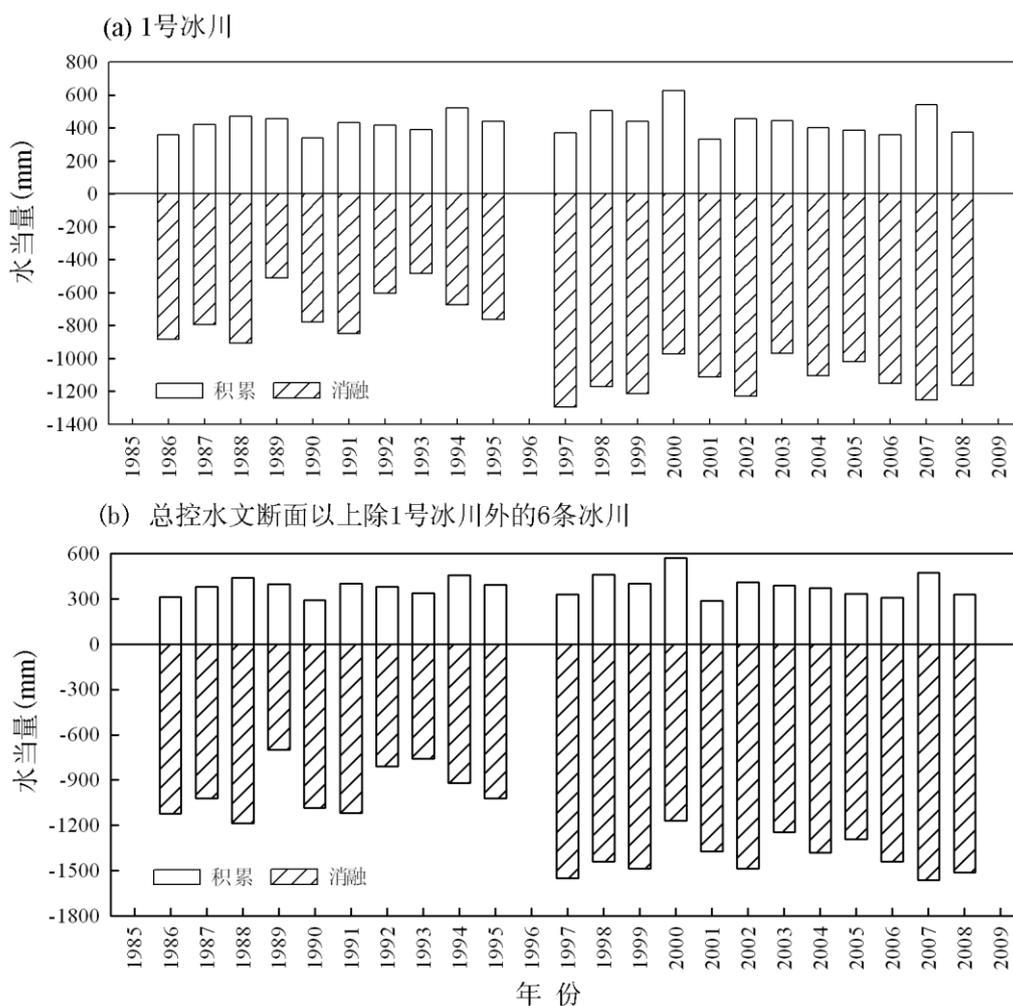


图 6-6 1 号冰川 (a) 和其它 6 条冰川 (b) 年积累量和消融量变化

从物质平衡变化序列上看，自 1997 年以来，乌河源区 1 号冰川和其它 6 条冰川均处于较强的负物质平衡状态，且呈现出加速的物质亏损趋势。1997-2008 年冰川物质亏损约是 1986-1995 年的 1 倍，在过去的 22 a 中，两个流域冰川累积物质平衡分别为-11.4 m 和-18.2 m，1997 年以来的亏损量分别占到了 73.7% 和 67.3%。

表 6-5 1 号冰川和其它 6 条冰川模拟的年均积累量、消融量和年均物质平衡

	时段	年均积累量	年均消融量	年均物质平衡
乌 1 号冰川	1986-1995	424	726	-302
	1997-2008	436	1138	-702
乌 6 条冰川	1986-1995	379	975	-596
	1997-2008	389	1413	-1024

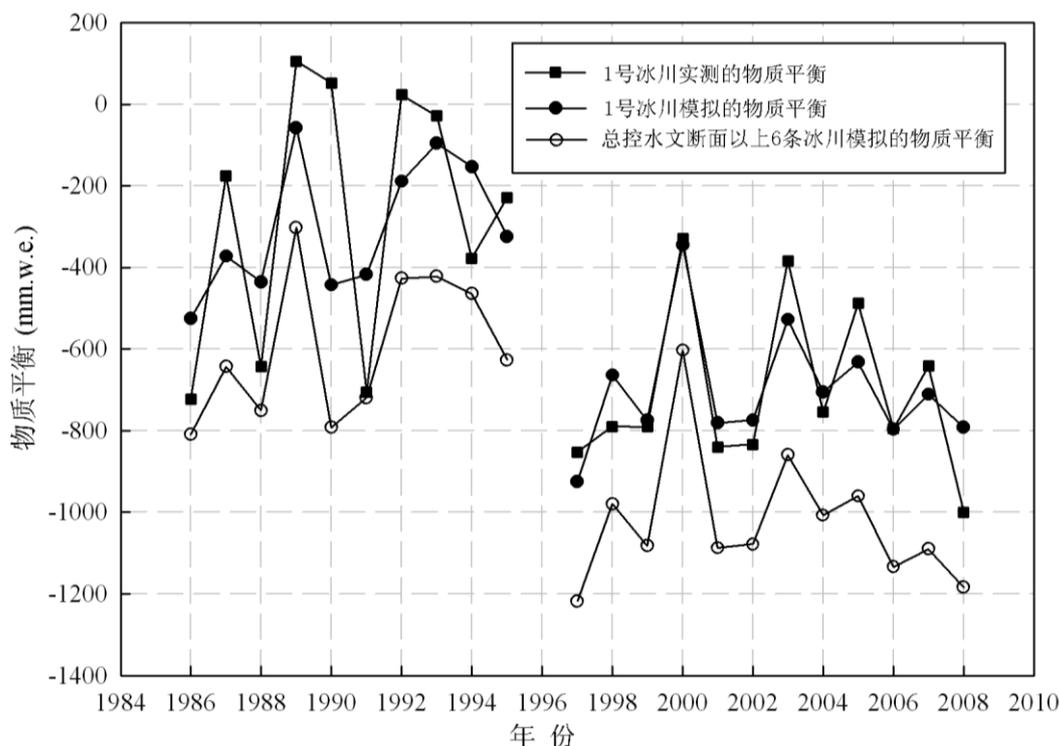


图 6-7 1 号冰川和其它 6 条冰川模拟的物质平衡与 1 号冰川实测物质平衡比较

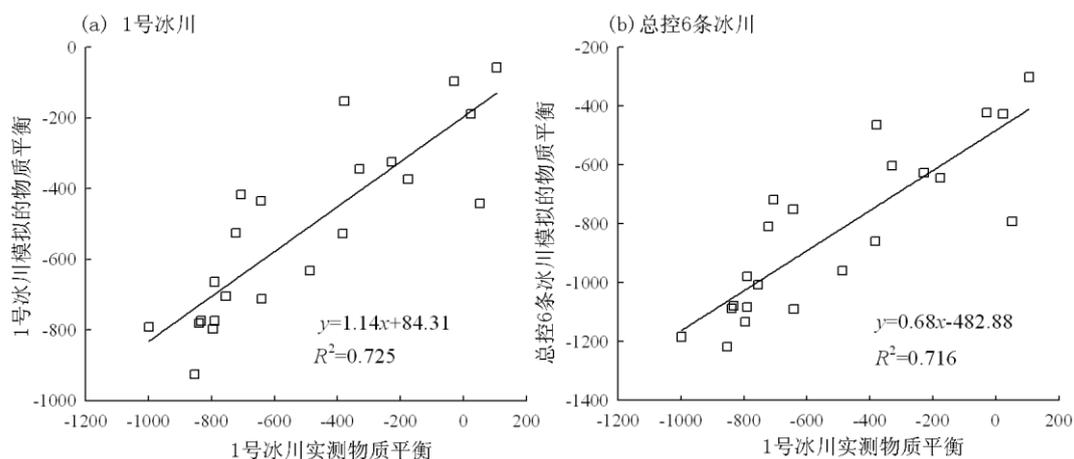


图 6-8 1 号冰川 (a) 和其它 6 条冰川 (b) 物质平衡模拟值与 1 号冰川实测值的拟合关系

6.2.3 乌河源区径流组成分析

径流组成分析对于研究河流径流形成过程和各種水源补给在水文水资源中的作用十分重要 (Verbunt et al, 2003)。前已述及, 乌河源区径流按其形成物理

过程，可分为冰川径流、融雪径流和降雨径流三类，而基流（深层地下水）是以上三种水源相互转化补给的一种形式。图 6-9 和 6-10 分别给出了乌河源区 1 号冰川和总控两个水文断面 1986-1995 年和 1997-2008 年的平均径流组成，此处我们主要分析扣除基流以后的冰川融水、融雪和降雨径流补给比例。

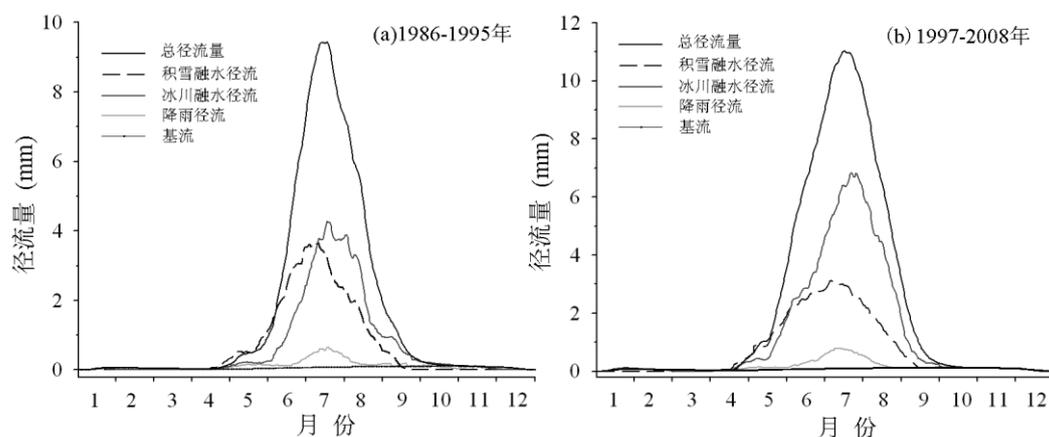


图 6-9 1 号冰川水文断面流量验证期 (a) 和率定期 (b) 的平均径流组分

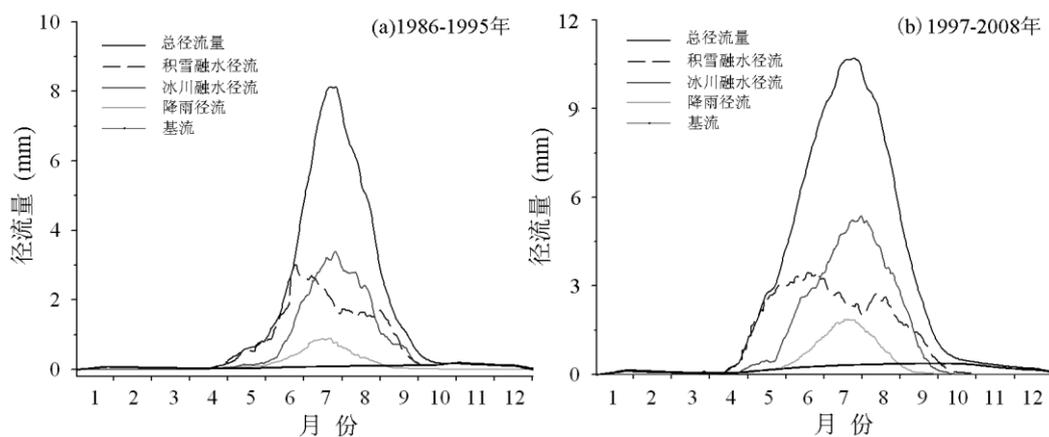


图 6-10 总控水文断面流量验证期 (a) 和率定期 (b) 的平均径流组分

就 1 号冰川水文断面径流而言，冰川融水径流所占比例最大，两个时期的比例分别高达 52.2% 和 57.5%；其次为融雪径流，所占总径流比例分别为 38.5% 和 31.7%；降雨径流比例较小，分别为 6.2% 和 7.4%；基流比例最小，从其年内变化过程线上看，它是径流组成中最稳定的部分，研究时段内基本维持在 3.5% 左右。

因流域下垫面的植被覆盖、土地利用、土壤类型、尤其是流域内冰川覆盖比例等条件不同，总控水文断面的径流组成成分与 1 号冰川水文断面相比差别较大（表 6-6）。主要表现在该水文断面的冰川融水比例与 1 号水文断面相比有

所减小，而其它成分对总径流贡献的比例均比 1 号冰川的大。具体表现为，1997-2008 年，总控水文断面冰川融水径流和融雪径流二者比例接近，约为 40%。但在 1986-1995 年，冰川融水径流比例（39.4%）小于融雪径流比例（45.8%）；降雨径流比例在这两个时段内分别为 11.6% 和 9.4%，基流比例分别为 7.6% 和 5.4%。

表 6-6 1 号冰川和总控水文断面径流成分

水文断面	年份	径流分类	R _总	R _基	径流补给来源		
					R _雨	R _雪	R _冰
1 号冰川 水文断面	1986-1995	年总量 (mm)	637	19.7	39.5	245.2	332.6
		%	100	3.1	6.2	38.5	52.2
总控 水文断面	1997-2008	年总量 (mm)	909	30.9	67.3	288.1	522.7
		%	100	3.4	7.4	31.7	57.5
1 号冰川 水文断面	1986-1995	年总量 (mm)	575	31.1	54.1	263.2	226.6
		%	100	5.4	9.4	45.8	39.4
总控 水文断面	1997-2008	年总量 (mm)	710	54	82.3	286.1	287.6
		%	100	7.6	11.6	40.3	40.5

总体而言，1 号冰川和总控两个水文断面径流主要是冰川和融雪径流。各径流组分随着时间推移，表现出融雪径流比例在减少，而冰川融水和降雨径流比例在增加，基流比例也略有增加，但数值非常小。

6.3 本章小结

(1) HBV 模型在观测气温和降水数据驱动下，较好地模拟了 1985-2008 年乌河源区 1 号冰川和总控水文断面的日径流过程。模型在率定期和验证期模拟的日流量与观测值拟合效率系数分别为 0.77-0.81 和 0.71-0.75，模拟误差都控制在 6.0% 以内，表明该模型在乌河源区的应用是比较成功的。

(2) 乌河源区 1 号冰川和总控子流域水量平衡要素表现为，年平均径流深最大，其次依次为降水、流域冰川物质亏损量、蒸发量，而流域积雪、土壤含水量、浅层地下水和深层地下水这四要素的多年变化数值都很小。表明乌河源区冰川融水对流域径流的调节作用显著。

(3) 乌河源区冰川在研究时段内模拟的年积累量均小于年消融量。与同期 1 号冰川相比，其它 6 条冰川表现出相对强烈的负平衡状态，物质平衡值约低 300 mm 左右。这两个流域冰川的模拟值与 1 号冰川实测值拟合决定性系数都在 0.7 以上，表明该模型较好地模拟了河源区的冰川物质平衡。

(4) 乌河源区 1 号冰川和总控水文断面径流主要为冰雪融水径流。其中 1 号水文断面径流冰川融水所占比例最大，达到 52.2%-57.5%；融雪径流次之，为 31.7%-38.5%；降雨径流比例为 6.2%-7.4%；基流比例最小，稳定在 3.5%左右。而在总控水文断面，除冰川融水径流比 1 号水文断面小之外，其它组分都略比 1 号大。随着时间推移，两个水文断面各径流组分表现出融雪径流比例在减少，而冰川融水和降雨径流比例在增加，基流比例也略有增加，但数值很小。

第七章 2041-2060 年乌鲁木齐河源区径流变化情景预估

上一章我们应用 HBV 模型模拟了乌鲁木齐河源区日径流过程,探讨了过去有观测记录的气温和降水条件下所产生的流量,并对其模拟结果(流域水量平衡、冰川物质平衡恢复和径流组分)进行了分析。为了解未来气候变化、冰川退缩情景下乌河源区径流变化,本章我们应用建立的乌河源区 HBV 模型,耦合区域气候模式 RegCM3 预估本世纪中期(2041-2060 年)乌河源区径流的变化,以揭示未来气候变化条件下流域水文响应的年际、年内分布特征。

7.1 RegCM3 区域气候模式

RegCM3 区域气候模式是意大利国际理论物理中心(The Abdus Salam International Center for Theoretical Physics)在 Giorgi et al (1993a, b) 的 RegCM2 模式基础上发展起来的改进版。该模式垂直方向分 18 层,顶层高度为 10 hPa。模拟中的辐射采用 NCAR CCM3 方案,陆面过程使用 BATS1e (生物圈-大气圈传输方案),行星边界层方案使用 Holtslag 方案,积云对流参数化选择基于 Fritsch-Chappell 闭合假设的 Grell 方案,大尺度降水采用 SUBEX 方案。该模式包含了水文循环方面的许多改进,可以更好地反映流域内产流特征(Pal et al, 2007)。

RegCM3 模式验证研究已在我国不同区域开展,如对东亚季风区的气候平均态、极端气候事件,以及气候复杂区青藏高原、新疆地区气候等的模拟及分析。Gao et al (2012) 应用 RegCM3 进行了中国地区未来气候变化的模拟预测。他首先对 1981-2000 年间的气候变化进行模拟,验证该模式对当代气候变化的模拟能力;之后模拟 21 世纪中期和末期的气候(参考 IPCC 的 A1B 情景),并与 1981-2000 年的气候态相减得到未来的气候变化状况。模拟结果表明,21 世纪中国地区平均气温将明显升高,且随时间推移气温升高幅度增大,升温高值区集中在高纬度和高海拔(青藏高原)地区;降水也有一定的增加,但增加值不大。张东峰等(2005)应用 RegCM3 区域气候模式,以 ERA40 再分析资料为初边界条件,重点分析了模式对青藏高原及青藏铁路沿线地区气温和降水的模拟。结果表明,RegCM3 具有模拟青藏高原及周边地区当代降水和气温主要分布特征的能力,但是对降水量的模拟存在的误差偏大,气温模拟则偏低,尤其是对海拔较高地区的冬季。吴佳等(2011)也应用此模式对新疆地区 21 世纪的气候变

化进行了模拟，结果表明，模式对年平均气温、降水的空间分布和数值均具有较好的模拟能力，但与观测相比，模拟的气温一般在盆地偏高、山区偏低，降水则在盆地偏少，山区偏多。

通过上述分析可知，RegCM3模式对我国区域气候具有很好的模拟能力，尤其是对年平均气温及其年际变率的模拟与实测数据较为接近，同时对降水的季节性变化和月变化模拟较好。

7.2 2041-2060 年乌河源区气候变化

本文采用RegCM3模式预估的新疆地区本世纪中期（2041-2060年）的气候变化情景。模式的水平分辨率为25 km，模拟时段为1951-2060年，其中2000年之前使用观测的温室气体浓度，2000年之后使用的是IPCC SRES A1B温室气体排放情景下的浓度值。如图7-1所示，IPCC SRES A1B是一个中等排放情景，注重经济增长、全球共同发展。

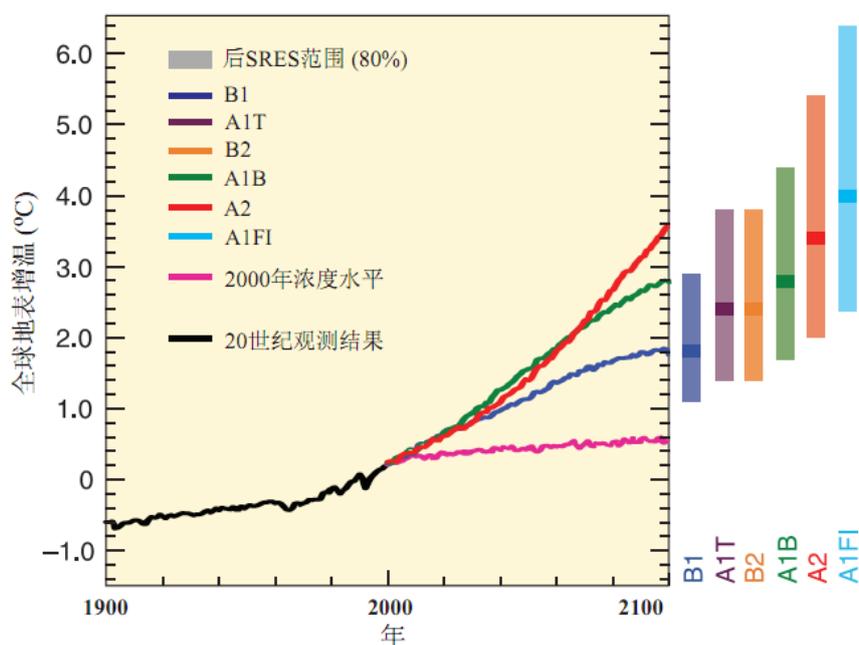


图 7-1 IPCC SRES 中各种情景及其对应的全球地表增温

利用气候模式开展未来情景预估研究的前提是耦合模式必须具备基本的对当代气候的模拟能力。图 7-2 为观测气温、降水及 RegCM3 模拟的当代（1981-2000 年）年平均气温、降水的分布。可以看出，该模式模拟的气温很好地再现了研究区盆地气温较高，山区气温较低分布；模拟的降水分布与观测较为一致，盆地降水少，山区降水多的分布形势得到了较好体现。

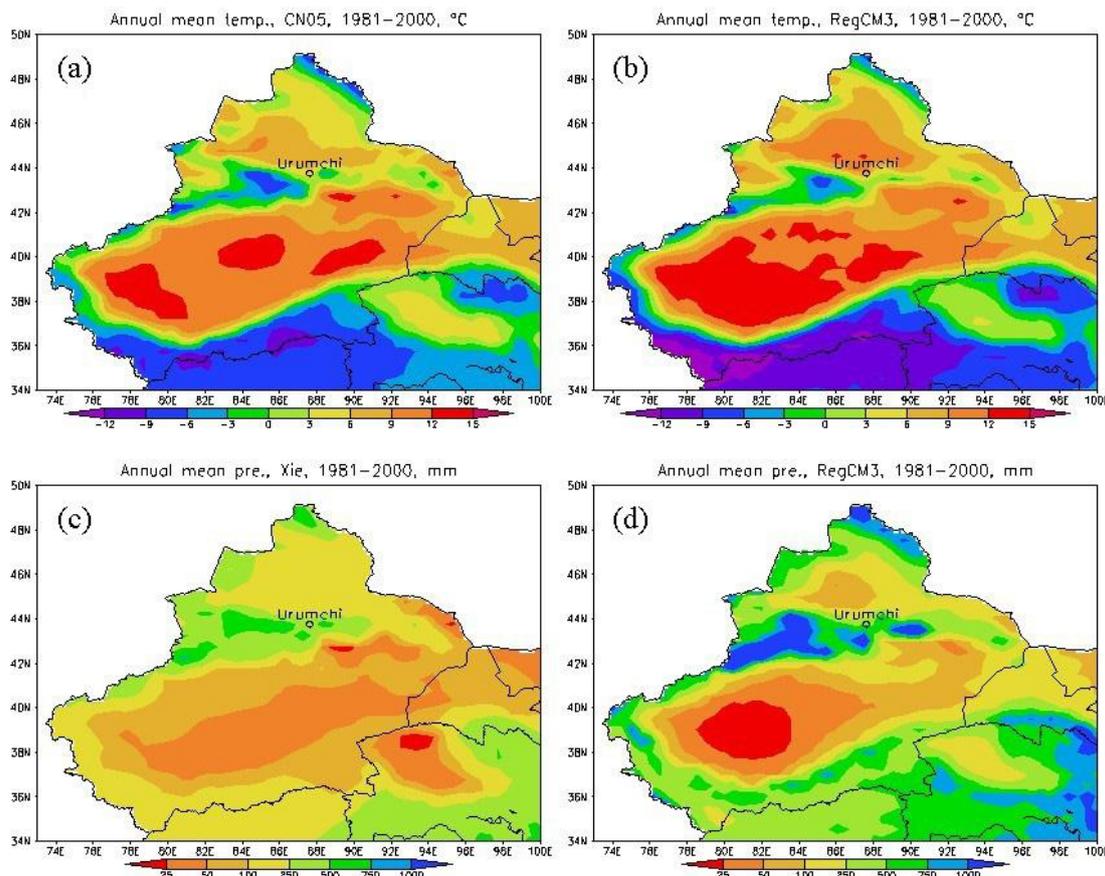


图 7-2 观测和 RegCM3 模拟的当代年平均气温及降水分布（吴佳等, 2011）

（a 观测气温; b 模拟气温; c 观测降水; d 模拟降水）

图 7-3 为 RegCM3 模拟的新疆地区 21 世纪中期（2041-2060 年）冬、夏两季气温和降水的变化。显然，在本世纪中期，无论是冬季气温还是夏季气温都将普遍升高，其中盆地是增温的高值区，特别是塔里木盆地，大部分地区增温幅度在 $3.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上；山区增温相对较小，一般为 $3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。降水也表现出增加趋势，但是各地的分布非常不均匀，大部分区域增加百分率在 5%-50% 之间，其中天山山区增加率大致在 25%。与 1981-2000 年的平均气温与降水量相比，到本世纪中期新疆地区平均气温将升高 $3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，降水量将增加 13% 左右。

据高学杰等（2012）研究，RegCM3 模式 25 km 的分辨率是迄今为止气候模拟中分辨率最高的，但是乌河源区面积不足 30 km^2 ，RegCM3 气候模式预估结果仍不能够细致地反映这一区域的信息，因此在进行乌河源区气候变化影响研究时仍需要进行降尺度处理。本文基于大西沟气象站 1959 年以来的逐月气温和降水数据，采用统计降尺度方法，建立 RegCM3 模式气候预报因子与大西沟气候预报变量间的统计函数关系式：

$$y = a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + a_4x_4 + b \quad (7-1)$$

式中， y 为统计降尺度后 21 世纪中期大西沟气象站的气温与降水序列， x 为 RegCM3 模式计算的距待算点最近四个栅格的气温与降水序列， a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 和 b 为方程回归系数，其取值如表 7-1 所示。

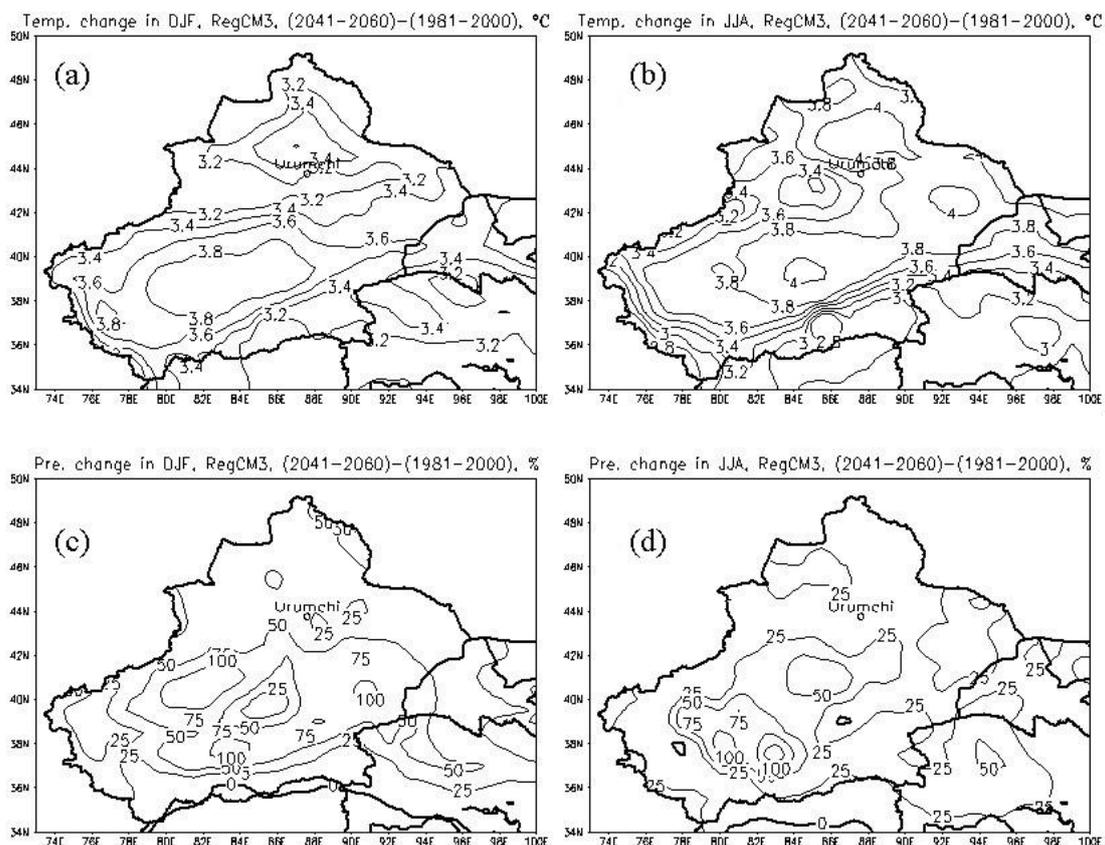


图 7-3 2041-2060 年新疆地区气温和降水变化 (吴佳等, 2011)
(a 冬季气温; b 夏季气温; c 冬季降水; d 夏季降水)

表 7-1 统计降尺度关系式中的参数值

	a_1	a_2	a_3	a_4	b	r	R^2
T	2.744	-2.923	0	0.897	-0.994	0.963	0.928
P	0	0.398	0	0	1.384	0.822	0.675

在表 7-1 中，对于气温和降水变量，统计关系式中的 a_3 系数都为零，表明位于大西沟气象站西南侧栅格点上的气候要素与之没有相关关系；而且对于降水变量，只有大西沟气象站西北侧栅格点上的降水与之呈现出一定的相关。从 R^2 值和两变量的正态分布检验曲线 (图 7-4) 上看，上述统计降尺度模拟的乌河源区大西沟气象站的气温和降水数据是可以接受的。相比气温，降水模拟效

果略差一些，这可能是由于乌河源区降水空间差异大，模式预估降水的好坏与区域地形条件的影响有关。

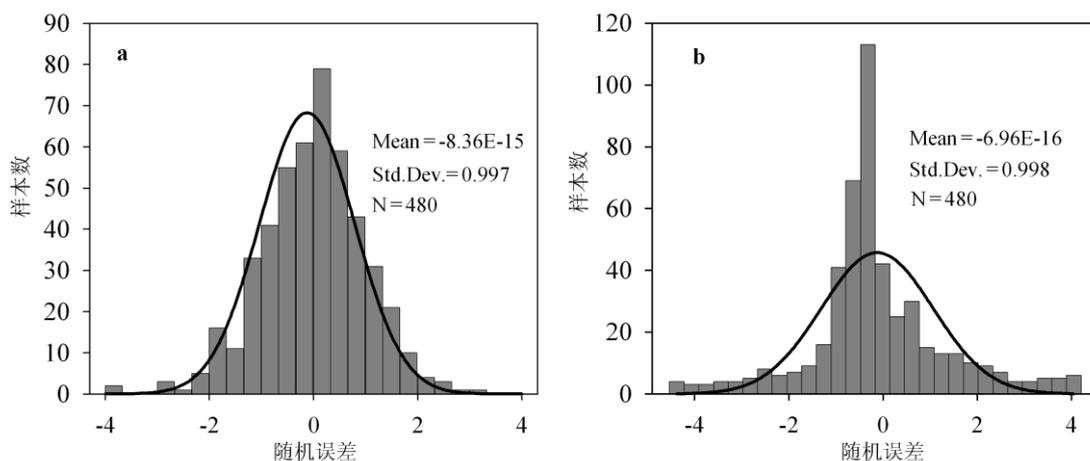


图 7-4 乌河源区统计降尺度模拟的气温和降水变量正态分布检验

图 7-5 为 21 世纪中期（2041-2060 年）乌河源区气温和降水的年内、年际变化。显然，乌河源区气温有明显的上升趋势，与 2000-2008 年相比平均上升 $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，变暖速率为 $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。各个月气温都有增加，表现为 8 月增幅最大（ $2.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ），12 月增幅最小（ $1.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ）。河源区降水在 21 世纪中期总体上也呈增加趋势，尽管 2041-2050 年的降水有减少趋势，但之后的十年增加趋势显著。与 2000-2008 年相比降水将增加 14.2%，各月都有增加，但增幅相差比较大，其中 5 月份增加最多（55%），4 月份增加最少（1%）。

7.3 2041-2060 年乌河源区冰川变化情景

如前所述，中国天山地区冰川普遍呈退缩状态，乌河源区冰川最近几十年亦呈加速退缩之势。1992 年重复航测与 1964 年航测对比成图结果（陈建明等，1996）表明，该流域冰川全部退缩，冰川面积由 1964 年的 48.04 km^2 减少到 1992 年的 41.39 km^2 ，冰川面积萎缩了 6.65 km^2 （或 13.8%）。统计分析表明，面积小于 1 km^2 的冰川面积缩小率变化在 3.4%-65.3% 之间。乌河源区的 7 条冰川均为小冰川，平均面积不到 1 km^2 ，对气候变化响应非常敏感。

在乌河源区的 7 条冰川中，目前只对 1 号冰川变化有过一些研究，如王文悌和刘宗香（1984）依据 Nye 的频率响应理论对乌源 1 号冰川进行了预估，结果表明从 1981 年到冰川稳定状态，1 号冰川面积将缩小 14%，持续后退时间长达 84.5 a。李慧林（2010）应用浅冰近似冰流模型并对其改进，引入 IPCC 第四

次评估报告 SRES A2、A1B 和 B1 对应的三种未来升温情景，并另外补充了两种根据大西沟气象站 1959-2004 年观测数据建立的升温情景作为气候驱动条件，预估了 1 号冰川未来形态变化。图 7-6 是 1 号冰川东支面积在不同升温情景下的变化过程。可以看出，所有升温情景下 1 号冰川都将持续强烈消融，并在 21 世纪内消失殆尽。其中在升温速率最高（ $0.52\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ）的 DXG1980-2004 情景下，冰川消亡需要时间最短，大约需要 50 a；在其它升温情景下，冰川的消亡时间接近，A1B 情景需 70 a，B1 情景需 85 a。

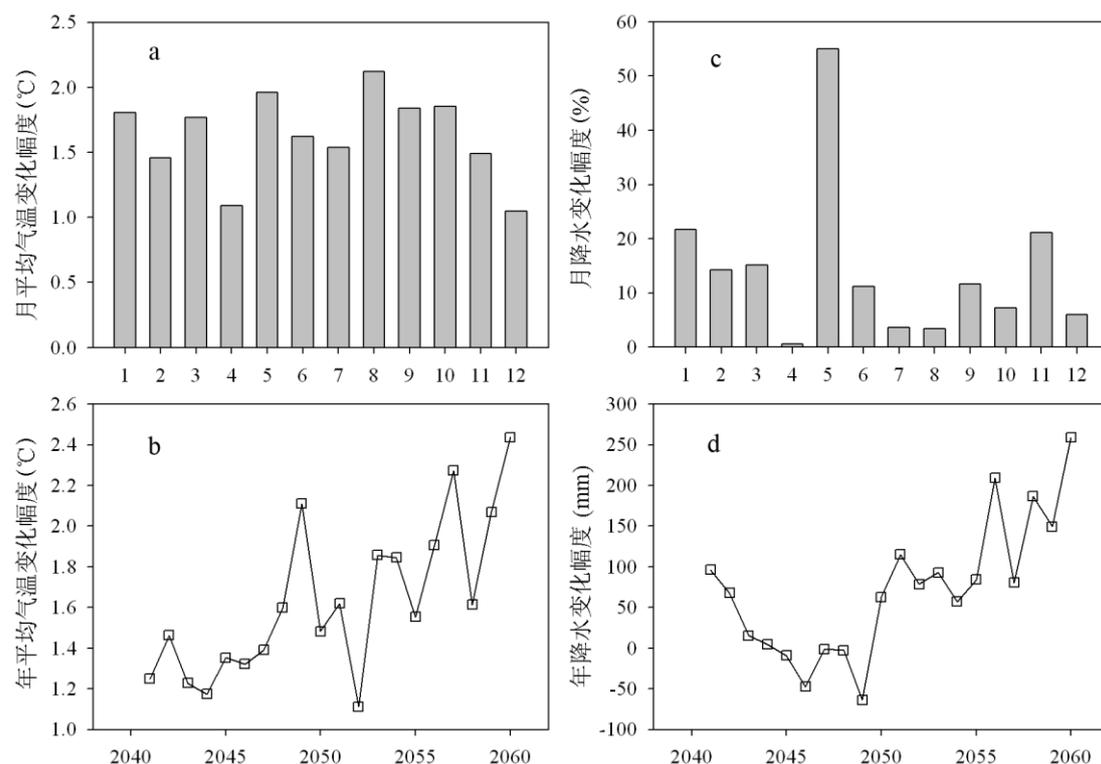


图 7-5 2041-2060 年大西沟气象站气温和降水量变化

(a 气温年内分布; b 气温年际分布; c 降水年内分布; d 降水年际分布)

结合 1 号冰川在上述升温情景下的冰川消亡速率，并考虑到河源区其它 6 条冰川的退缩速率比 1 号冰川更快，我们对河源区 1 号冰川和其它 6 条冰川在 21 世纪中期的存在状态作如下三种情景假设：

(1) 100%冰川情景：假定到 21 世纪中期冰川面积在 2000-2008 年平均面积基础上不再发生变化，即冰川面积不变假设下来预测径流未来变化。显然，这种假设在现实中是不会发生的，作这种假设是期望能提供在未来升温速率极低条件下，冰川径流达到最大的一种估计。

(2) 50%冰川情景：假定到 21 世纪中期（2041-2060 年），冰川面积减少

为当前（2000-2008 年）面积的一半。对比大西沟气象站未来升温速率（ $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ）与图 7-6 模拟的结果，我们推测这种假设将在 2041-2060 年最有可能发生。

（3）0%冰川情景：假定乌河源区冰川在本世纪中期全部消失，由上述最高升温速率（ $0.52\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ）情景预测出最短冰川消亡时间需要 50 a 可知，这种假设在 21 世纪中期也有可能发生，但是概率比较小。

以上三种冰川变化情景的设定，Hagg（2007, 2006）、Akhtar（2008）在他们的研究里也做过同样的假设，都获得了比较好地研究效果。考虑到本文中气候变化的预测只应用了 SRES-A1B 中等排放方案情景，并没有考虑温室气体的高排放和低排放，因此通过给出冰川变化最慢（100%冰川）和最快（0%冰川）的两种极端情景，可以借助这种多方案的集成分析来降低流域未来流量预估的不确定性。

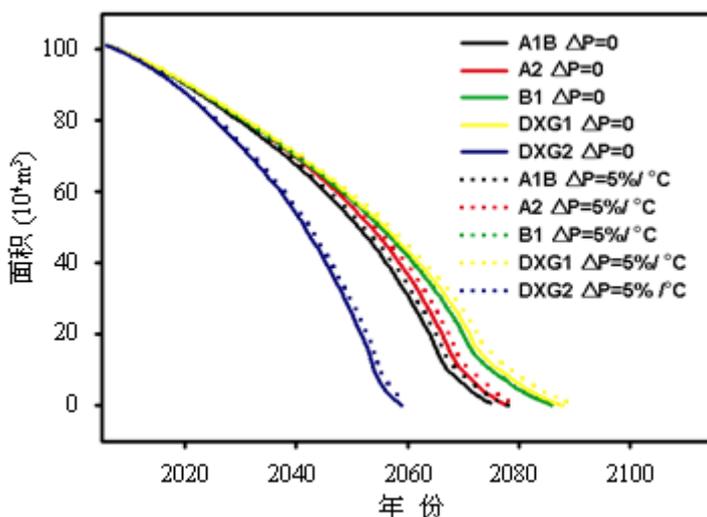


图 7-6 不同升温情景下乌源 1 号冰川东支面积的变化（李慧林, 2010）

7.4 2041-2060 年乌河源区气候、冰川变化情景下的径流预估

根据乌河源区 RegCM3 模式 A1B 气候结合上述 3 种冰川退缩情景，表 7-2 和图 7-7 给出了 1 号冰川和总控两个水文断面基准期（2000-2008 年）的流量，以及本世纪中期（2041-2060 年）流量的变化。对 1 号冰川和总控水文断面年平均流量模拟比例表明，21 世纪中期，在 100%、50% 和 0% 三种冰川情景下，流量相对于基准期（2000-2008 年）均呈先增加后减少趋势。具体表现为，如果冰川面积不变，保持为基准期面积（100%冰川情景），1 号冰川水文断面流量与基

准期相比将增加 66%，总控水文断面流量将增加 33%；如果冰川面积减少到基准期面积的一半（50%冰川情景），两个水文断面流量略有减少，分别为 8.8% 和 9.4%；如果冰川面积全部消失（0%冰川情景），1 号冰川水文断面流量届时将大幅减少，与基准期相比减少 57.5%，总控水文断面流量将减少 40.4%。

需要指出的是，0%冰川情景下预估的流量减少数值反映了这两个水文断面流量组分里冰川径流所占的比例，这与 6.2 节分析得到的结论是一致的。此外，对比上述三种冰川情景下两个水文断面流量变化发现，1 号冰川水文断面的变化幅度大于总控水文断面，这主要与该水文断面控制集水区的冰川覆盖率高有关，也再次证明了 1 号冰川水文断面流量变化与其冰川变化有密切关系。

表 7-2 1 号冰川和总控水文断面基准期流量与不同冰川退缩比例下的 21 世纪中期流量变化

水文断面	月份	基准期 (2000-2008) (mm)	2050s 流量变化 (%)		
			100% 冰川	50% 冰川	0%冰川
1 号冰川	5	11	106.1	64.8	61.4
	6	135	128.9	26.8	-16.5
	7	334	37.7	-44.8	-58.3
	8	301	53.0	-17.9	-72.3
	9	55	162.4	25.7	-51.1
	年平均	852	66.3	-8.8	-57.5
总控	5	28	183.2	140.2	135.6
	6	162	28.3	-14.0	-41.6
	7	230	17.0	-22.2	-53.6
	8	205	26.4	-19.1	-56.1
	9	65	64.3	1.5	-41.5
	年平均	719	33.3	-9.4	-40.4

从每个月的模拟结果（图 7-7）来看，随着乌河源区气温的持续升高，1 号冰川和总控水文断面流量在 3 种冰川比例情景下，都表现出冰川消融期延长，其中 5 月份冰雪消融产流提前，9 月份退水有推后的特征，两者合计时间增长 15-20 d 左右。此外，两个水文断面在 21 世纪中期径流年内分布表现出，在 100% 和 50%冰川情景下，消融期各个月的流量与基准期有相似分布特征，而在 0%冰川情景下，两个水文断面流量年内分布发生了显著变化，其中 1 号冰川水文断面流量峰值由当前的 7-8 月提前到了 5 月底；总控水文断面的 7-8 月流量也锐减，基本与 5-6 月流量持平。总体而言，21 世纪中期乌河源区春季的流量将明显增加，而夏季几个月的流量随着冰川的退缩而减少，径流峰值逐步提前，

且峰值降低。

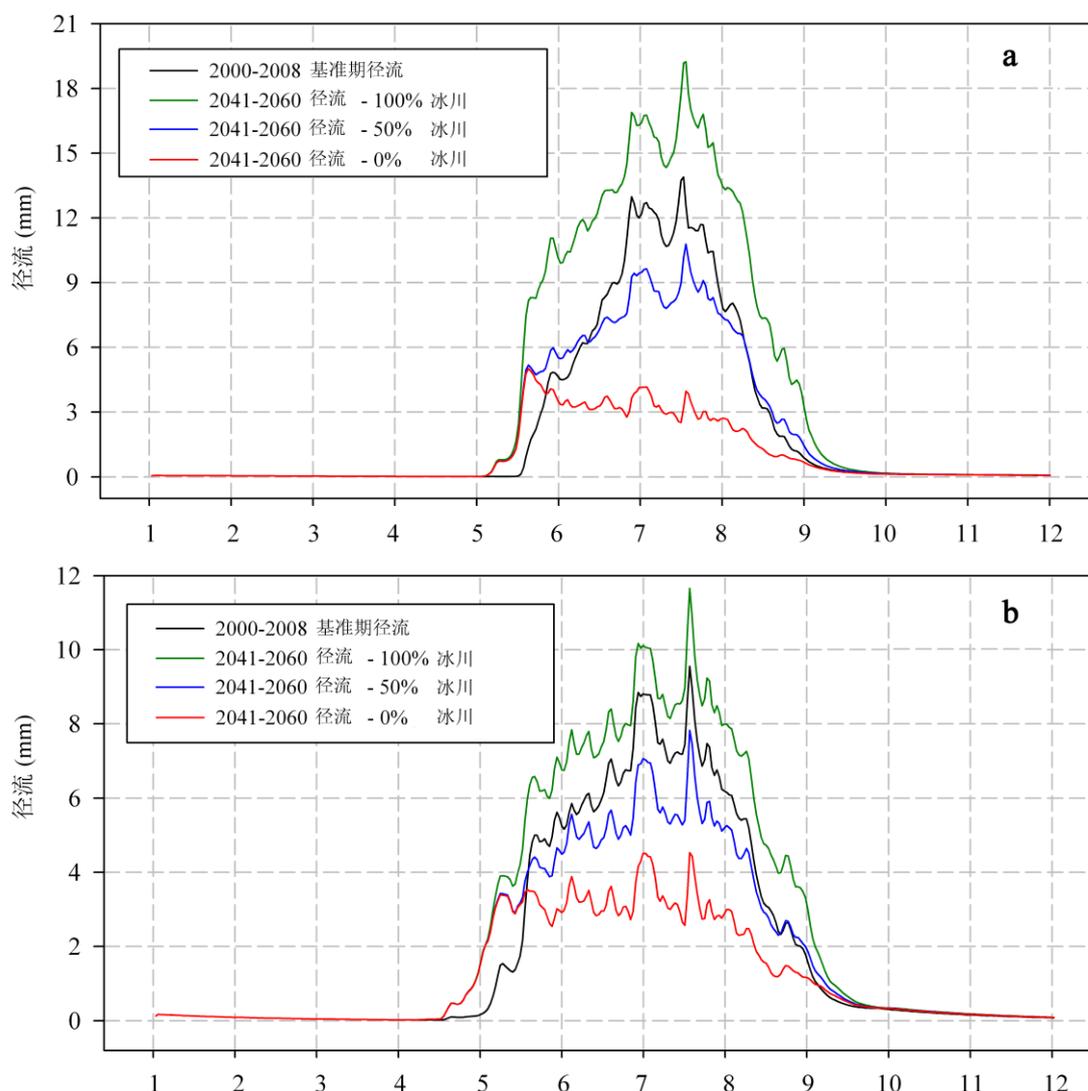


图 7-7 不同冰川覆盖情景下 2041-2060 年 1 号冰川 (a) 与总控 (b) 径流预估

7.5 本章小结

应用 HBV 模型, 在区域气候模式 RegCM3 SRES-A1B 情景下, 结合乌源河源区冰川到本世纪中期设置的 3 种情景, 计算了 1 号冰川和总控两个水文断面未来的流量变化, 并对这两个水文断面 2041-2060 年流量的年际和年内变化进行分析, 探讨了气候变化对流域水文循环的可能影响, 初步得出以下结论:

(1) 区域气候模式 RegCM3 预估数据结合统计降尺度技术很好地重现了乌河源区有观测记录的气温和降水, 相比较而言, 气温的拟合精度高于降水。到本世纪中期 (2041-2060 年) 乌河源区气温较 2000-2008 年将升高 $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, 降水将增加 14.2%。年内各月气温增幅相差比较大, 各月降水变化也较大。

(2) 21 世纪中期，乌河源区 1 号冰川和总控水文断面流量在 100% 冰川情景下，流量都表现出大幅增加，数值分别为 66% 和 33%；而在 50% 冰川情景下，流量相比基准期（2000-2008 年）略有减少，减幅在 9% 左右；在冰川全部消失情景下，两个水文断面流量将大幅减少，其中 1 号冰川水文断面流量将减少 57.5%，总控水文断面流量将减少 40.4%。

(3) 21 世纪中期，乌河源区冰雪消融产流时间明显延长。两个水文断面流量年内分布上表现出春季的流量将明显增加，而夏季尤其是 7-8 月的流量随着冰川的退缩而减少得很快，径流峰值逐步提前，且峰值降低。

第八章 结论与展望

8.1 主要结论

天山作为中亚“水塔”，是亚洲中部最大的山系，其冰川融水是中亚干旱半干旱区的重要水资源。我国境内的天山（即东天山）东西绵延 1700 km，占天山山系长度的 2/3 以上，分布有冰川 9035 条，冰川面积 9225 km²，冰储量为 1011 km³，其冰川融水对于维系南、北疆社会经济发展和生态环境保护具有举足轻重作用。在全球气候变暖背景下，作为新疆地区水资源重要组成部分的冰川，未来冰川径流如何变化，冰川退缩对河流水文循环过程有什么影响，冰川水资源量是增多还是减少，已成为当地政府及民众普遍关注和忧虑的问题，亦成为当今新疆跨越式开发建设中亟待解决的重大科学问题之一。因此，监测冰川作用流域径流的长期变化，分析其气候响应，预估冰川径流变化及其趋势，不仅可以为新疆经济发展提供水资源综合利用开发的科学依据，亦可以对揭示山区水循环的普遍变化规律和气候变化条件下水文响应机理具有重要参考价值。本论文主要结论如下：

(1) 乌鲁木齐河源区径流变化及其机理。乌鲁木齐河源区 3 个水文断面（1 号冰川、空冰斗和总控）径流自有观测记录以来整体上呈增加趋势，其中总控水文断面径流虽有增加，但不显著。影响 3 个水文断面径流变化的因素不同，1 号冰川水文断面径流变化受控于冰川区热量条件，当消融期气温大于 2 ℃ 时，径流呈加速增长。1 号冰川水文断面径流不仅包含了冰川对气候变化的瞬时响应，也包含了冰川对气候变化的滞后响应，由冰川物质平衡和面积计算的冰川体积损失量变化较好地验证了径流变化。对于空冰斗融雪径流，降水量多寡是导致径流变化的主导因素，但冰斗区固态降水多，气温亦起着不可忽视的作用。总控水文断面径流大小与气温和降水关系比较复杂，表现为近年来气温和降水增加，径流却有下降趋势，这可能与河源区实际蒸散增强、冰川快速退缩导致径流峰值已经出现、大范围冻土消融导致的地下渗量增多等原因有关。

(2) 乌鲁木齐河源区不同下垫面产汇流特征。乌鲁木齐河源区 3 个水文断面流量都具有显著的日变化过程，且表现出流量峰值的大小和到来的时间不同。在消融中期，流量峰值高，出现的时间早；而在消融初期和末期，流量峰值低，

出现的时间较晚。1号冰川水文断面最大流量出现在14-18时，最小流量出现在8-10时，该水文断面白天径流大于夜晚径流，而空冰斗和总控水文断面则相反。说明1号冰川作用区储水性能较弱，空冰斗和总控下垫面的储水性能相对较强。排除降水影响下，1号冰川水文断面最大流量滞后最高气温（消融最强）1-3h；不排除降水影响下，流量-气温时滞为0-1h。在排除和不排除降水影响下，空冰斗水文断面流量-气温时滞分别为10-16h和13h，总控水文断面流量-气温时滞分别为5-11h和6-7h。说明降水过程伴随着冰雪融水汇流迅速，冰雪消融从产流到汇流时间有一定的缩短。通过与其它6条冰川产汇流比较，亦反映出1号冰川水系特征及融水在冰川内的存贮和流动过程较为单一，冰川从开始消融到产流再到汇流的时间长短取决于冰川类型、流域面积大小以及水文断面与冰川末端的远近。

(3) 乌鲁木齐河源区水文过程模拟。HBV模型在观测气温和降水数据驱动下，较好地模拟了乌鲁木齐河源区1号冰川和总控水文断面1985-2008年的日径流过程。模型在率定期（1997-2008年）和验证期（1985-1996年）模拟的日流量与观测值拟合效率系数分别为0.77-0.81和0.71-0.75，模拟误差都控制在6.0%以内，且两个流域模拟的冰川物质平衡与1号冰川实测物质平衡有很好的—致性，表明该模型较好地模拟了两个水文断面过去23a的日径流过程，该模型在河源区的应用是较成功的。模型模拟结果分析包括以下3部分：①乌鲁木齐河源区水量平衡分析。1号冰川和总控子流域水量平衡要素均表现为年平均径流深最大，其次依次为降水、流域冰川物质亏损量、蒸发量，而流域积雪、土壤含水量、浅层地下水和深层地下水这四要素的多年变化数值都很小，表明乌鲁木齐河源区冰川融水对流域径流的调节作用显著。②乌鲁木齐河源区冰川物质平衡重建。河源区冰川在研究时段内模拟的年积累量均小于年消融量。与同期1号冰川相比，其它6条冰川表现出相对强烈的负平衡状态，物质平衡值低出300mm左右。两个流域冰川模拟值与1号冰川实测值拟合决定性系数都在0.7以上，表明该模型较好地模拟了河源区的冰川物质平衡。③乌鲁木齐河源区径流组成分析。1号冰川和总控水文断面径流主要为冰雪融水径流。其中1号冰川水文断面径流冰川融水占的比例最大，达到52.2%-57.5%；融雪径流次之，为31.7%-38.5%；降雨径流比例为6.2%-7.4%；基流比例最小，稳定在3.5%

左右。就总控水文断面径流组成而言,除冰川融水径流比 1 号冰川水文断面小之外,其它组分都略比 1 号冰川大。随着时间推移,两个水文断面各径流组分表现出融雪径流比例在减少,而冰川融水和降雨径流比例在增加,基流比例也略有增加,但数值很小。

(4) **21 世纪中期乌鲁木齐河源区径流变化情景预估。**在成功应用 HBV 模型模拟乌鲁木齐河源区径流基础上,在区域气候模式 RegCM3 SRES-A1B 情景下,结合研究区冰川在本世纪中期设置的 3 种情景,计算了河源区 1 号冰川和总控两个水文断面未来的流量变化,并对这两水文断面 2041-2060 年流量的年际和年内变化进行分析,探讨了气候变化对流域水文循环的可能影响,结论包括以下 4 个方面:①区域气候模式 RegCM3 预估数据结合统计降尺度技术很好地重现了乌鲁木齐河源区有观测记录的气温和降水,其中气温的拟合精度高于降水。到本世纪中期(2041-2060 年),河源区气温较 2000-2008 年将升高 1.7 °C,降水将增加 14.2%。年内各月气温增幅相差比较大,各月降水增幅变化也较大。②根据乌鲁木齐河源区本世纪中期的升温速率,对照冰川动力学模式模拟的 1 号冰川在 IPCC SRES 各种升温情景下的冰川消亡速率,设置了河源区到本世纪中期 3 种冰川变化情景:100%冰川、50%冰川和 0%冰川,以结合气候 A1B 情景多方案的集成分析来降低流域未来流量预估的不确定性。③21 世纪中期乌鲁木齐河源区径流年际变化表现为,1 号冰川和总控水文断面流量在 100%冰川情景下都表现出大幅增加,增幅分别为 66%和 33%;而在 50%冰川情景下,流量相比基准期(2000-2008 年)均略有减少,减幅在 9%左右;在冰川全部消失情景下,两个水文断面流量将大幅减少,其中 1 号冰川水文断面流量将减少 57.5%,总控水文断面流量将减少 40.4%。④到 21 世纪中期,乌鲁木齐河源区径流年内变化表现为冰雪消融产流时间明显延长。1 号冰川和总控两个水文断面春季的流量将明显增加,而夏季几个月尤其是 7-8 月的流量随着冰川的退缩而减少的很快,减幅在 17.9%-72.3%之间,径流峰值逐步提前,且峰值降低。

8.2 存在的问题与展望

冰川作用流域径流对气候变化的响应研究是一项十分复杂的课题,在气候变暖、冰川萎缩背景下,冰川作用流域的径流模拟亦是当前我国水文模拟的重要组成部分。本文应用 HBV 模型成功模拟了乌鲁木齐河源区冰川水文过程,并

探讨了未来气候变化对流域水文循环的可能影响。但在预测未来径流变化时，模型使用的参数是基于 1985-2008 年流量数据确定的，未考虑未来 50 a 后参数可能发生的变化，如模型中的 tt （区分雨、雪阈值温度）、 tti （雨夹雪的气温步长）、 dtm （与 tt 加和作为雪融化的临界温度）、 $gmelt$ （冰度日因子）和 $cfmax$ （雪度日因子）等敏感参数都是在当前气候条件下确定的，随着气候变暖，这些参数值势必会发生变化。此外，到本世纪中期河源区冰川变化趋势如何？我们没有给出具体的变化数值，在模型里根据前人研究给出了三种情景假设，而且假定冰川退缩是从冰川末端向上退缩的。但实际上，乌鲁木齐河源区冰川的消融退缩模式可能与我们的假定有一定出入，比如在 1 号冰川东支顶部，李忠勤（2005）发现过一个约 30 m^2 冰面湖，在海拔 4225 m 冰壁上部，发现冰川表面存在一个约 15 m^2 完全无雪层的区域，且冰川冰裸露表面有强烈消融的痕迹，这些现象均表明积累区目前已具有消融带的某些特征。为此，本文在对乌鲁木齐河源区径流对气候变化响应的研究时不可避免地存在一定的局限性。针对以上存在的问题，我们计划在今后工作中加强以下几方面的研究：

（1）考虑冰川动力过程，耦合冰川模式。冰川作用流域径流变化是由冰川变化和气候变化共同作用的结果，在流域气候确定条件下，径流变化就与流域冰川变化有密切关系。而冰川变化预测目前使用较多的方法是基于统计学原理的“时间外延法”和物质平衡模式（主要包括度日因子模式和能量平衡模式等），这些方法都无法从机理上准确预测长期的冰川变化。而冰川动力学模型是基于冰川流变定律、质量和动量守恒方程建立的物理模型，是目前国际上公认的模拟预测冰川对气候变化响应的最有力工具。尽管本文是参照冰川动力学模式预估结果对河源区冰川未来变化进行设置的，但我们只给出了冰川变化的几种情景，并没有给出变化的确切数值。因此，下一步工作将耦合冰川动力模式对未来流域的径流变化进行模拟预估。

（2）参数区域化研究。HBV 模型成功应用在了乌鲁木齐河源区小流域，主要因为该研究区有长期的冰川、水文和气象观测资料。如何把该模型在天山地区甚至整个寒区流域推广，获取较大流域的水文过程？由于这些区域的冰川多分布于偏远山区，观测资料缺乏，水文气象台站稀少，因此仅靠这些零星的观测资料无法评估大尺度区域上的冰川径流变化及其影响。为此，下一步我们

将通过参数区域化方法来估计大尺度区域和无资料区的模型参数值，这也是当前国际水文研究的重点和难点。

(3)开发适合我国寒区冰川作用流域的**HBV**短期水文预报模型。尽管**HBV**模型从推出至今已被应用于水文研究的各个方面，目前已在欧洲国家开发出基于该模型的10 d预报期的洪水预报模型。但在我国尤其是对寒区冰川作用流域水文的短期预报非常少，甚至目前还是空白。考虑到冰川融水对西北干旱区的河川径流有重要调节作用，冰川融水的日变化显著且具有瞬时性，开展这一区域的水文短期预报工作相比径流的长期预估可能更有实际意义。因此，在对零散的预报试验结果进行总结分析基础上，结合我国寒区特点将**SMHI**的短期预报模型加以改进，争取早日应用于寒区冰川作用流域的短期水文预报实践中。

参考文献

- Aizen V B, Aizen E M, Kuzmichonok V A. Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. *Environmental Research Letters*, 2007, 2(4), doi:10.1088/1748-9326/2/4/045019.
- Akhtar M, Ahmad N, Booij M J. Use of regional climate model simulations as input for hydrological models for the Hindukush-Karakorum-Himalaya region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, 13: 1075-1089.
- Akhtar M, Ahmad N, Booij M J. The impact of climate change on the water resources of Hindukush-Karakorum-Himalaya region under different glacier coverage scenarios. *Journal of Hydrology*, 2008, 355: 148-163.
- Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 2005, 438, doi:10.1038/nature04141.
- Bergström S, Forsman A. Development of a conceptual deterministic rain-runoff model. *Hydrological Research*, 1973, 4: 147-170.
- Bergström S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrköping, Sweden: Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 1976.
- Birsan M V, Molnar P, Burlando P, et al. Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 2005, 314: 312-329.
- Braun L N, Escher-Vetter H. Glacial discharge as affected by climate change, Interpraevent 1996-Garmisch Partenkirchen, 1996: 65-74.
- Chen Jiyang. Preliminary researches on lichenometric Chronology of holoceneglacial fluctuations and on other topics in the headwater of Urumqi river, Tian Shan Mountains. *Science in China (Series B)*, 1989, 32(12): 1487-1500.
- Chen Yaning, Takeuchi K, Xu Changcun, et al. Regional climate change and its effects on river runoff in the Tarim Basin, China. *Hydrological Processes*, 2006, 20(10): 2207-2216.
- Ding Yongjian, Liu Shiyin, Li Jing, et al. The retreat of glaciers in response to recent climate warming in western China. *Annals of Glaciology*, 2006, 43(1): 97-105.
- Fountain A G, Walder J S. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 1998, 36: 299-328.
- Gao Ge, Chen Denliang, Ren Guoyu, et al. Spatial and temporal variations and controlling factors of potential evapotranspiration in China: 1956-2000. *Journal of Geographical Sciences*, 2006, 16(1): 3-12.
- Gao Xuejie, Shi Ying, Zhang Dongfeng, et al. Climate change in China in the 21st century as simulated by a high resolution regional climate model. *Chinese Science Bulletin*, 2012, 57(10): 1188-1195.

geo.unizh.ch/wgms/>.

- Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 1993a, 121: 2794-2813.
- Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 1993b, 121: 2814-2832.
- Haerberli W, Hoelzle M, Paul F, et al. Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology*, 2007, 46(1): 150-160.
- Hagg W, Braun L N, Kuhn M, et al. Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *Journal of Hydrology*, 2007, 332: 40-53.
- Hagg W, Braun L N, Weber M, et al. Runoff modelling in glacierized Central Asian catchments for present-day and future climate. *Hydrological Research*, 2006, 1: 1-13.
- Han Haidong, Liu Shiyin, Wang Jian, et al. Glacial runoff characteristics of the Koxkar Glacier, Tuomuer-Khan Tengri Mountain Ranges, China. *Environmental Earth Sciences*, 2009, 61(4): 665-674.
- Han Haidong, Ding Yongjian, Liu Shiyin. A simple model to estimate ice ablation under a thick debris layer. *Journal of Glaciology*, 2006, 52(179): 528-536.
- Hasnain S I, Jose P G, Ahmad S, et al. Character of the subglacial drainage system in the ablation area of Dokriani glacier, India, as revealed by dye-tracer studies. *Journal of Hydrology*, 2001, 248: 216-223.
- Hock R. Glacier melt: A review on processes and their modeling. *Progress in Physical Geography*, 2005, 29(3): 362-391.
- Huintjes E, Li Huilin, Sauter T, et al. Degree-day modelling of the surface mass balance of Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, China. *The Cryosphere Discussions*, 2010, 4: 207-232.
- Huss M, Bauder A, Funk M, et al. Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113, F01015, doi: 10.1029/2007/JF000803.
- Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. Climate Change Will Affect the Asian Water Towers. *Science*, 2010, 328: 1382-1385.
- Immerzeel W W, Droogers P, de Jong S M, et al. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(1):40-49.
- IPCC. In: Solomon S, Qin D, Manning M., et al. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press,

- 2007.
- Jobard S, Dzikowski M. Evolution of glacial flow and drainage during the ablation season. *Journal of Hydrology*, 2006, 330: 663-671.
- Kaser G, Großhauser M, Marzeion B. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *PNAS*, 2010, doi:10.1073/pnas.1008162197.
- Li, Zhongqin, Li Huilin, Chen Yaning. Mechanisms and simulation of accelerated shrinkage of continental glaciers: a case study of Urumqi Glacier No.1 in eastern Tianshan, Central Asia. *Journal of Earth Science*, 2011, 22(4): 423-430.
- Li Zhongqin, Wang Wenbin, Zhang Mingjun, et al. Observed changes in streamflow at the headwater of the Urumqi River, eastern Tianshan, Central Asia. *Hydrological Processes*, 2010, 24: 217-224.
- Li, Zhongxing, He Yuanqing, An Wenling, et al. Climate and glacier change in southwestern China during the past several decades. *Environmental Research Letters*, 2011, doi:10.1088/1748-9326/6/4/04540.
- Liang Liqiao, Li Lijuan, Liu Qiang. Precipitation variability in Northeast China from 1961 to 2008. *Journal of Hydrology*, 2010, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.020.
- Lindström G, Johansson B, Persson M, et al. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 1997, 201: 272-228.
- Liu Bo, Ma Zhuguo, Xu Jingjing, et al. Comparison of pan evaporation and actual evaporation estimated by land surface model in Xinjiang from 1960 to 2005. *Journal of Geographical Science*, 2009, 19: 502-512.
- Liu Chaohai, Kang Ershi, Liu Shiyin, et al. Study on the glacier variation and its runoff responses in the arid region of Northwest China. *Science in China (Series D)*, 1999, 42 (Supplement 1): 64-71.
- Liu Qiang, Yang Zhifeng, Cui Baoshan, et al. The temporal trends of reference evapotranspiration and its sensitivity to key meteorological variables in the Yellow River Basin, China. *Hydrological Processes*, 2010, 24: 2171-2181.
- Liu Qiao, Liu Shiyin, Zhang Yong, et al. Recent shrinkage and hydrological response of Hailuoguo glacier, a monsoon temperate glacier on the east slope of Mount Gongga, China. *Journal of Glaciology*, 2010, 56(196): 215-224.
- Liu Shiyin, Zhang Yong, Zhang Yinsong, et al. Estimation of glacier runoff and future trends in the Yangtze River source region, China. *Journal of Glaciology*, 2009, 55(190): 353-362.
- Lu Aigang, He Yuanqing, Zhang Zonglin, et al. Regional structure of global warming across China during the twentieth century. *Climate Research*, 2004, 27: 189-195.
- Mark B G, Seltzer G O. Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*, 2003, 49(165): 271-281.
- Moore R D, Demuth M N. Mass balance and streamflow variability at Place Glacier, Canada, in

- relation to recent climate fluctuations. *Hydrological Processes*, 2001, 15(18): 3473-3486.
- Nash J, Sutcliffe J. River flow forecasting through conceptual models 1: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 1970, 10: 282-290.
- Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. The ICTP RegCM3 and RegCNET: Regional climate modeling for the developing world. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007, 88: 1395-1409.
- Paul F, Maisch M, Rothenbuhler C, et al. Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modeling. *Global and Planetary Change*, 2007, 55: 343-357.
- Paul F, Kääb A, Maisch M, et al. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L21402, doi: 10.1029/2004GL02081.
- Schuler T, Fischer U H, Gudmundsson G H. Diurnal variability of subglacial drainage conditions as revealed by tracer experiments. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, F02008, doi:10.1029/2003JF000082.
- Shi Yafeng. *Glaciers and Related Environments in China*. Beijing: Science Press, 2008: 42-51.
- Singh P, Haritashya U, Kumar N, et al. Hydrological characteristics of the Gangotri Glacier, central Himalayas, India. *Journal of Hydrology*, 2006, 327(1-2): 55-67.
- SMHI. Integrated hydrological modelling system (IHMS), Manual version 5.10, SMHI, Norrköping, 2006.
- Stahl K, Moore R D, Shea J M, et al. Coupled modelling of glacier and streamflow response to future climate scenarios. *Water Resources Research*, 2008, 44, W02422, doi:10.1029/2007WR005956.
- Stahl K, Moore R D. Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada. *Water Resources Research*, 2006, 42, W06201, doi:10.1029/2006WR-005022.
- Sun Meiping, Li Zhongqin, Yao Xiaojun, et al. Rapid shrinkage and hydrological response of typical continental glacier in the arid region of northwest China——Taking Urumqi Glacier No.1 as an example. *Ecohydrology*, 2012. doi:10.1002/eco.1272.
- WGMS. World Glacier Monitoring Service, Glacier Mass Balance Data 2000/01, 2002, <www.wgms.ch>
- WGMS. World Glacier Monitoring Service, Glacier Mass Balance Bulletin. ICSU (FAGS)/IUGG, (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO. 2007.
- WMO. Intercomparison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No. 23. Geneva, 1986.
- Wu Lihua, Li Huilin, Wang Lin, et al. Application of a degree-day model for determination of mass balance of Urumqi Glacier No.1, Eastern Tianshan, China. *Journal of Earth Science*, 2011, 22(4): 470-481.
- Xie Zichu, Han Jiankang, Liu Chaohai, et al. Measurement and estimative models of glacier

- mass balance in China. *Geografiska Annaler*, 1999, 81A(4): 791-796.
- Xu Zongxue, Liu Zhaofei, Fu Guobin, et al. Trends of major hydroclimatic variables in the Tarim River basin during the past 50 years. *Journal of Arid Environments*, 2010, 74: 256-267.
- Ye Baisheng, Yang Daqing, Jiao Keqin, et al. The Urumqi River source Glacier No.1, Tianshan, China: changes over the past 45 years. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32, L21504, doi:10.1029/2005GL024178.
- Ye Baisheng, Ding Yongjian, Liu Fengjing, et al. Response of various-sized alpine glaciers and runoff to climate change. *Journal of Glaciology*, 2003, 49(164): 213-218.
- Ye Baisheng, Chen Kegong. A model simulation the processes in responses of glacier and runoff to climatic change. *Chinese Geographical Science*, 1997, 7(3): 243-250.
- Zhang Yong, Hirabayashi Y, Liu Shiyin. Catchment-scale reconstruction of glacier mass balance using observations and global climate data: case study of the Hailuoguo catchment, south-eastern Tibetan Plateau, *Journal of Hydrology*, 2012, doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.04.014.
- Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian. Glacier meltwater and runoff modelling, keqicar Baqi Glacier, southwestern Tien Shan, China. *Journal of Glaciology*, 2007a, 53(180): 91-98.
- Zhang Yong, Liu Shiyin, Xu Junli, et al. Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China. *Environmental Geology*, 2007b, 56(1): 59-68.
- Zhao Fangfang, Xu Zongxue, Huang, Junxiong. Long-term trend and abrupt change for major climate variables in the Upper Yellow River Basin. *Acta Meteorologica Sinica*, 2007, 21(2): 204-214.
- 白重瑗, 大畑哲夫. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季消融期内反射率的变化. *冰川冻土*, 1989, 11(4): 311-334.
- 陈吉阳. 天山冰川作用区土壤发生学的初步研究. *天山冰川站年报*, 1984, 97-103.
- 陈建明, 刘潮海, 金明燮. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测的作用. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 331-336.
- 陈亚宁, 徐长春, 杨余辉, 等. 新疆水文水资源变化及对区域气候变化的响应. *地理学报*, 2009, 64(11): 1331-1341.
- 大畑哲夫, 白重瑗, 丁良福. 中国天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的热量平衡研究. *冰川冻土*, 1989 a, 11(4): 300-310.
- 大畑哲夫, 白重瑗, 丁良福. 乌鲁木齐河源冰川作用区地方气候的发展过程. *冰川冻土*, 1989 b, 11(4): 325-335.
- 高红凯, 何晓波, 叶柏生, 等. 1955-2008 年冬克玛底河流域冰川径流模拟研究. *冰川冻土*, 2011, 33(1): 171-181.
- 韩海东, 王建, 王欣, 等. 科其喀尔冰川表碛区冰崖消融的度日因子研究. *冰川冻土*, 2009, 31(4): 620-627.

- 韩添丁, 高明杰, 叶柏生, 等. 乌鲁木齐河源冰雪及多年冻土径流过程特征. 冰川冻土, 2010, 32(3): 573-579.
- 韩添丁, 丁永建, 焦克勤, 等. 天山乌鲁木齐河源冰雪径流的极值分析. 冰川冻土, 2005, 27(2): 276-281.
- 江志红, 张霞, 王冀. IPCC_AR4 模式对中国 21 世纪气候变化的情景预估. 地理研究, 2010, 27(4): 787-799.
- 焦克勤, 叶柏生, 韩添丁, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川径流对气候变化的响应分析. 冰川冻土, 2011, 33(3): 606-611.
- 靳晓莉, 张奇, 许崇育. 一个概念性水文模型的参数区域化研究_以东江流域为例. 湖泊科学, 2008, 20(6): 723-732.
- 康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 概念性水文模型在出山径流预报中的应用. 地球科学进展, 2002, 17(1): 18-26.
- 康尔泗, 杨针娘, 赖祖铭, 等. 冰雪融水径流和山区河流. 见施雅风主编. 中国冰川与环境——现在、过去和未来. 北京: 科学出版社, 2000, 190-233.
- 康尔泗, 程国栋, 蓝永超, 等. 西北干旱区内陆河流域出山径流变化趋势对气候变化的响应模型. 中国科学 (D 辑), 1999, 29 (增刊): 47-54.
- 康尔泗, 施雅风, 杨大庆, 等. 乌鲁木齐河山区流域径流形成的实验研究. 第四纪研究, 1997, 2: 139-146.
- 康尔泗. 冰川作用流域能水平衡的径流模拟计算. 地理学报, 1995, 50(6): 552-561.
- 康尔泗, Atsumu Ohmura. 天山冰川作用流域能量、水量和物质平衡及径流模型. 中国科学 (B 辑), 1994, 24(9): 983-991.
- 康尔泗, Atsumu Ohmura. 天山冰川作用流域能-水-质平衡和水文流量模型研究. 科学通报, 1993, 38(10): 925-929.
- 康尔泗. 乌鲁木齐河源 1 号冰川消融区排水系统初探. 冰川冻土, 1991, 13(3): 219-228.
- 李慧林. 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. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2010.
- 李慧林, 李忠勤, 沈永平, 等. 冰川动力学模式及其对中国冰川变化预测的适应性. 冰川冻土, 2007, 29(2): 201-208.
- 李念杰. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川区的径流特征. 冰川冻土, 1985, 7(2): 163-169.
- 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用. 北京: 气象出版社, 2011.
- 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. 第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.
- 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖. 冰川冻土, 2005, 27(1): 150-152.
- 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 40 a 观测事实. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117-123.
- 李宗省, 何元庆, 贾文雄, 等. 中国典型季风海洋性冰川区“冰川-径流”系统的全球变化敏感性研究. 地理科学. 2008a, 28(2): 229-234.

- 李宗省, 何元庆, 贾文雄. 近年来中国典型季风海洋性冰川区气候、冰川、径流的变化. 兰州大学学报(自然科学版). 2008b, 44(专辑): 1-5.
- 刘光琇, 安黎哲, 陈桂琛. 乌鲁木齐河上游植被与环境关系研究. 兰州: 兰州大学出版社, 2004.
- 刘巧, 刘时银. 温冰川冰内及冰下水系季节演化及其水文学分析. 冰川冻土, 2009, 31(5): 857-864.
- 刘绍民, 孙中平, 李小文, 等. 蒸散量测定与估算方法的对比研究. 自然资源学报, 2003, 18(2): 161-167.
- 刘时银, 丁永建, 叶佰生, 等. 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. 见: 第五届全国冰川冻土学大会文集(上册), 兰州: 甘肃文化出版社, 1996: 197-204.
- 刘伟刚, 任贾文, 翔秦, 等. 珠穆朗玛峰绒布冰川消融与产汇流水文特征分析. 冰川冻土, 2010, 32(2): 367-372.
- 普宗朝, 张山清, 李景林, 等. 近 36 年新疆天山山区气候暖湿变化及其特征分析. 干旱区地理, 2008, 31(3): 409-415.
- 沈永平. 中亚天山是全球气候变化和水循环变化的热点地区. 冰川冻土, 2009, 31(4): 780.
- 施雅风, 赵井东, 王杰. 第四纪冰川新论. 上海: 上海科学普及出版社, 2011: 47-54.
- 施雅风. 2050 年前气候变暖冰川萎缩对水资源影响情景预估. 冰川冻土, 2001, 23(4): 333-341.
- 施雅风. 中国冰川与环境——现在、过去和未来. 北京: 科学出版社, 2000.
- 宋高举, 王宁练, 陈亮, 等. 祁连山近期七一冰川融水径流特征分析. 冰川冻土, 2008, 30(2): 321-328.
- 苏宏超, 张国威. 乌鲁木齐河径流形成区的自然地理特征. 见施雅风主编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算, 北京: 科学出版社, 1992: 1-13.
- 孙美平, 李忠勤, 姚晓军, 等. 1959-2008 年乌鲁木齐河源 1 号冰川融水径流变化及其原因分析. 自然资源学报, 2012, 27(3): 650-660.
- 天山冰川站. 天山冰川站年报(18 卷). 兰州: 中国科学院天山站, 2008.
- 王国亚, 沈永平. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川面积变化对物质平衡计算的影响. 冰川冻土, 2011, 33(1): 1-7.
- 王国亚, 沈永平, 王宁练, 等. 气候变化和人类活动对伊塞克湖水位变化的影响及其演化趋势. 冰川冻土, 2010a, 32(6): 1097-1105.
- 王国亚. 冰川物质平衡估算及其方法研究——以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2010b.
- 王靖泰. 天山乌鲁木齐河源的古冰川. 冰川冻土, 1981, 3(增刊): 57-63.
- 王圣杰, 张明军, 李忠勤, 等. 近 50 年来中国天山冰川面积变化对气候的响应. 地理学报, 2011, 66(1): 38-46.
- 王文圣, 丁晶, 李跃清. 水文小波分析. 北京: 化学工业出版社, 2005.
- 王文梯, 刘宗香. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川频率响应特性的计算与分析. 冰川冻土, 1984,

6(4): 13-24.

王新齐, 陈晓, 杨大庆. 乌鲁木齐河流域降水特征分析. 见施雅风主编. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算. 北京: 科学出版社, 1992: 41-49.

魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 (第二版). 北京: 气象出版社, 2007.

吴佳, 高学杰, 石英, 等. 新疆 21 世纪气候变化的高分辨率模拟. 冰川冻土, 2011, 33(3): 479-487.

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

闫顺, 贾宝全, 许英勤, 等. 乌鲁木齐河源区植被及表土花粉. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 264-273.

杨大庆, 康尔泗, Felix Blumer. 天山乌鲁木齐河源高山区的降水特征. 冰川冻土, 1992, 14(3): 258-226.

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改正. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384-399.

杨针娘, 刘新仁, 曾群柱, 等. 中国寒区水文. 北京: 科学出版社, 2000.

杨针娘. 中国冰川水资源. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991.

姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响. 中国科学 (D 辑), 2004, 34(6): 535-543.

叶柏生, 陈克恭, 施雅风. 乌鲁木齐河源冰川的消融强度函数. 冰川冻土, 1996, 18(2): 139-145.

于延胜, 陈兴伟. 水文序列变异的差积曲线—秩检验联合识别法在闽江流域的应用. 资源科学, 2009, 31(10): 1717-1721.

张冬峰, 高学杰, 白虎志, 等. RegCM3 模式对青藏高原地区气候的模拟. 高原气象, 2005, 24(5): 714-720.

张洪斌, 李兰, 赵英虎, 等. HBV 模型的改进与应用. 中国农村水利水电, 2008(12): 70-75.

张建新, 赵孟芹, 章树安, 等. HBV 模型在中国东北多冰雪地区的应用研究. 水文, 2007, 27(4): 31-34.

张寅生, 康尔泗, 刘潮海. 天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析. 冰川冻土, 1994, 6(4): 333-341.

张志忠. 乌鲁木齐河流域河冰的基本特征. 冰川冻土, 1992, 14(3): 267-270.

赵林, 刘广岳, 焦克勤, 等. 1991-2008 年天山乌鲁木齐河源区多年冻土的变化. 冰川冻土, 2010, 32(2): 223-230.

赵彦增, 张建新, 章树安, 等. HBV 模型在淮河官寨流域的应用研究. 水文, 2007, 27(2): 57-59.

中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国冰川目录——天山山区 (西北部准噶尔内流区). 北京: 科学出版社, 1986.

- Zhongqin Li, **Meiping Sun**, Xiaojun Yao, Mingjun Zhang. Modelling of hydrological response to climate change in a glacierized high mountain region, northwest China. Journal of Hydrology (under revision).

参与编写的著作:

- 李忠勤主编. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用. 气象出版社, 2011. 第四章 乌鲁木齐河源区水文、水化学特征及其对气候变化的响应. pp 82-109.

2、硕士期间发表的论文

- **孙美平**, 张明军, 姚晓军. 基于 SPSS 的兰州市县域可持续发展区划分析. 西北师范大学学报, 2006, 42(6): 88-91.
- **孙美平**, 张明军. 沈阳市机械工业存在的问题及应对措施. 国土与自然资源研究, 2006, 3:7-9.
- 张明军, **孙美平**, 姚晓军. 不确定性影响下的平均支付意愿参数估计. 生态学报, 2007, 27(9): 3852-3859.
- 张明军, **孙美平**, 姚晓军. 宝天高速公路沿线居民生活质量研究. 干旱区地理, 2007, 30(5): 779-783.
- 张明军, **孙美平**, 刘光琇, 等. 宝天高速公路沿线保护生态环境总经济价值评估. 干旱区地理, 2006, 29(6): 878-884.
- 张明军, **孙美平**, 周立华. 对生态经济学若干问题的思考. 国土与自然资源研究, 2006, 2: 49-50.
- 张明军, **孙美平**, 姚晓军. 兰州市居民幸福感研究. 干旱区资源与环境, 2010, 24(10): 36-43.
- 张明军, **孙美平**, 姚晓军. 基于 GIS 与 SPSS 的甘肃省县域可持续发展区划分析. 干旱区研究, 2007, 24(4):563-567.
- 姚晓军, **孙美平**, 张明军. 甘肃省土地利用程度地域分异规律研究. 干旱区研究, 2007, 24(3): 312-315.

- 姚晓军, 孙美平, 张明军. 宝天高速公路沿线生态环境保护居民支付意愿评价. 生态环境学报, 2010, 19(2): 404-409.
- 姚晓军, 孙美平. 基于 Ordered Logistic 模型的居民幸福感组群差异分析. 统计与决策, 2011, 6: 83-85.

三、博士、硕士期间参与的科研项目

1、博士期间参与的科研项目

- 新疆水资源的形成、转化与调控研究（中科院方向性项目，项目批准号：KZCX2-YW-127）；
- 不同性质/规模典型冰川对气候变化的响应机理研究，国家重点基础研究发展计划（973 计划第一课题，项目批准号：2007CB411501）；
- 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（国家自然科学基金重点基金，项目批准号：40631001）；
- 基于冰川动力学理论的冰川预测模型建立及其在典型流域中的运用（冰冻圈科学国家重点实验室自主课题，项目批准号：0714A51001）；
- 国家自然科学基金黑河重大研究计划培育项目（项目批准号：91025012）；
- 新疆天山冰川对气候变化响应的机理与模拟预测（中国科学院重要方向性项目，项目编号：KZCX2-EW-311）；
- 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（国家自然科学基金青年基金，项目批准号：41001040）。

2、硕士期间参与的科研项目

- 连霍国道主干线牛背至天水高速公路沿线生态经济问题研究（交通部西部交通建设科技项目，项目批准号：2004-318-000-57）；
- 兰州市居民幸福感研究：对构建和谐社会的实证探索（甘肃省教育厅科研项目，项目批准号：0701-24）。

四、主要的野外考察工作

- 2009 年至今，每年 2-3 个月在天山冰川观测试验站对乌鲁木齐河源 1 号冰川进行水文、气象科研观测；
- 2011 年 8-9 月参加了新疆喀纳斯地区的冰川、水文、气象等自然地理环境的野外考察工作。

五、主要参加的会议

- 2010 年第三届干旱区生态水文过程与环境协调发展学术研讨会；
- 2011 年新疆乌鲁木齐“Symposium on Science and Monitoring of Glaciers”国际会议；
- 2011 年新疆喀纳斯“The Forum for Glacier, Snow, Ecological Environment and Sustainable Development of Kanas National Nature Reserve”国际会议。

致谢

时光荏苒，岁月蹉跎。在论文即将完成之际，回首这 3 年多的求学生涯，有太多的艰辛与徘徊，但更多的是感动与欢笑，往事仿佛历历在目，自己的心情竟久久难以平静。在此，向所有关心、支持和帮助过我的人们说一声：谢谢！

首先，衷心感谢我的导师李忠勤研究员。感谢导师 3 年来对我的精心指导和培养。导师严谨的治学态度、睿智缜密的学术思维、诲人不倦的师者风范，深深激励着我努力向前。论文从选题到成稿，各个环节无不渗透着导师的谆谆心血。余生性愚钝，不善表达，在论文完成之际，向导师致以最真诚的祝福与问候，老师您辛苦了！

其次，非常感谢冰冻圈科学国家重点实验室，在这个学术殿堂里，不仅拓宽了我的学术视野，锻炼了我的科研能力，而且深刻感受到浓厚淳朴的科研学风、吃苦耐劳的探索精神，这些宝贵的精神财富将永远激励我不断求索、创新、上进。感谢实验室秦大河院士、丁永建研究员、任贾文研究员、王宁练研究员、刘时银研究员、叶柏生研究员、何元庆研究员、效存德研究员、赵林研究员、段克勤研究员、杨梅学研究员、陈拓研究员、秦翔研究员、王文华老师在我平时学习中给予的无私帮助！

同时，非常感谢天山冰川站工作人员金爽、周平、陈洪模和马成立等师傅，你们不畏艰险采集的宝贵数据是本文得以顺利完成的基础。感谢几年来给予我热情帮助的师兄师姐师弟师妹们，他们是：王飞腾、王文彬、李慧林、赵淑惠、李开明、吴利华、张晓宇、董志文、王璞玉、冯芳、尤晓妮、王林、王晓燕博士，以及王圣杰、王立伟、怀保娟、张晓硕士。

特别感谢中国气象局国家气候中心高学杰研究员提供的 RegCM3 气候模式数据；感谢中科院大气物理研究所谢正辉研究员在水文模型学习过程中给予的指导和建议；感谢中科院遗传与发育生物学研究所沈彦俊研究员在论文写作过程中提供热情帮助。感谢西北师范大学张长城老师在模型程序调试方面给予的指导和帮助；感谢西北师范大学张明军教授，是您把我引向科学研究之路，并在我攻读博士学位期间给予的极大鼓励和信任。同时感谢西北师范大学地理与环境科学学院各位领导及老师对我学习和生活上长久以来的关心和帮助。

感谢研究生部蔡英处长、刘蔚处长、刘晓东老师、陈辉老师在学习和生活中提供的帮助！

最后，深深的感谢生我养我并一直支持我完成学业的父母，同时也深深感谢我公婆对我学业的极大支持，四位老人的辛苦和操劳我记在心里。特别感谢我的爱人姚晓军，没有你的理解、支持和帮助，我将无法完成博士论文。感谢我乖巧的女儿，女儿的天真和可爱为我人生增添了无限的乐趣！

孙美平

2012年4月于兰州