

博士学位论文

天山北麓奎屯河流域冰川变化及其水文效应

作者姓名:	<u>张</u> 慧
指导教师:	李忠勤研究员
学位类别:	理学博士
学科专业:	自然地理学
培养单位:	中国科学院西北生态环境资源研究院

2019年6月

<u>Glacier change in the Kuytun River Basin on the North Slope of</u> <u>Tianshan Mountains and Its Impact on Water Resources</u>

A dissertation submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

in partial fulfillment of the requirement

for the degree of

Doctor of Philosophy Doctor in Physical geography

By

Zhang Hui Supervisor: Professor Li ZhongQin

Northwest Institute of Ecology and Environmental Resources,

Chinese Academy of Sciences

June 2019

中国科学院大学

研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明:所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作 所取得的成果。尽我所知,除文中已经注明引用的内容外,本论文不包含任何其 他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献 的其他个人和集体,均已在文中以明确方式标明或致谢。

> 作者签名: 日 期:

中国科学院大学

学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定,即中 国科学院有权保留送交学位论文的副本,允许该论文被查阅,可以按照学术研究 公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分内容,可以采用影印、 缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延迟期后适用本声明。

作者	签名:		导师	签名:
日	期:		日	期:

摘要

西北干旱区是我国地表水资源的极端匮乏区,也是对全球变化响应最敏感的 地区之一,水资源是制约该区社会经济发展和维系生态平衡的关键要素。该区的 水资源系统主要以冰川(雪)融水和降水为基础,而山区的冰川(雪)对气候变 化极为敏感, 气候变暖已对该区水资源形成、转化及水循环过程等均产生了显著 的影响,因此加强该区流域尺度冰川变化及其水文效应研究具有重要的科学意义 与决策价值。本研究旨在对气候变化背景下天山北麓奎屯河流域冰川变化及其水 文效应进行分析,为实现对该流域冰川消融量计算由"点"至"面"的尺度转换, 通过对流域内单条冰川的大量观测,获取关键消融参数,后计算整个流域的冰川 消融量。基于该流域的监测冰川-哈希勒根 51 号冰川的实测资料,本研究对该冰 川 54 年间的面积与储量变化进行了分析,并利用气象资料与气温指数模型,重 建该冰川 1965-2015 年的物质平衡序列: 进而利用地形图与遥感影像资料, 提取 并分析了该流域冰川面积与储量的变化特征。同时本研究对该流域气候和径流的 时序变化进行了分析,后基于监测冰川的消融参数、流域冰川边界、气象、土壤、 植被及水文资料,通过耦合入冰川模块的分布式水文模型对该流域的径流变化过 程进行了模拟,并对冰川径流与径流在不同气候情景下的变化进行了探讨。本研 究主要结论如下:

(1)1964-2017年哈希勒根 51号冰川面积与储量呈减少与亏损态势,面积 退缩率与储量亏损率分别为22%与29%。1965-2015年该冰川的重建年物质平衡 总体上以负平衡为主,且于1995年后表现出明显的负平衡态势。同期该冰川的 重建冬平衡均为正值,年际波动较小,总体呈上升态势;重建夏平衡仅于1993 年出现正值,其余年份均为负值,总体呈下降趋势。该冰川物质平衡对气温变化 (±1℃)与降水变化(±10%)的敏感性分别为-0.54mw.e.a⁻¹℃⁻¹与0.09mw.e.a⁻¹。 消融期内气温与年降水是影响该冰川物质平衡变化的主要因素。受区域气候差异 及冰川朝向、规模与高程分布的影响,1965-2015年哈希勒根 51号冰川的累计物 质平衡及其下降速率均低于乌源1号冰川与图尤克苏冰川。

(2)1964-2015 年奎屯河流域冰川的面积退缩率与储量亏损率分别为 32.6% 与 39.8%。1965-2009 年该流域的年径流总体呈上升趋势,并于 1994 年后表现出 明显的上升趋势,并存在 4-8 年、10-16 年与 25-45 年三个时段的周期变化。

Ι

1965-2009 年仅 10-12 月流量出现小幅的下降趋势,4 月流量总体处于稳定状态; 5-9 月流量均表现出显著的上升态势。45 年间该流域的径流模数与径流深也均呈 上升趋势。

(3)参数率定与模型验证的结果显示,VIC 分布式水文模型对奎屯河流域 径流的模拟效果较好,验证期的纳什效率系数为0.75。径流中冰川融水、融雪径 流、地下径流与地表降水径流所占的比例分别为20%、26%、42%与12%。 1965-2009 年冰川径流、融雪径流、地下径流与地表降水径流均呈上升趋势。融 雪径流与地下径流均于1982 年后出现显著的上升态势,而地表降水径流的增多 态势出现于1993 年后,冰川径流于1996 年后表现出明显的上升趋势。

(4)4类气候情景下的模拟结果显示,该流域的径流量对气温变化(±1℃) 的响应总体较为复杂,但对降水变化(±10%)的响应较为直观。冰川径流对气 温变化(±1℃)的响应远高于降水(±10%)变化。1965-2015年该流域的气候 变化表现出"暖湿化"的趋势,年均气温与年降水量均表现出上升趋势。冰川物 质平衡的敏感性分析表明,该流域气温上升引发的冰川物质支出高于降水增多带 来的物质收入是导致该流域冰川加速消融的主要原因。总体上该流域降水对径流 过程的影响较为显著,而冰川径流则对气温变化更为敏感。

关键词: 冰川物质平衡, 冰川变化, 天山山脉, 奎屯河流域, 径流变化模拟

II

Abstract

The arid region of northwest China is an extreme shortage of surface water resources, which is sensitive to global climate change, the water resources are the key factor for restricting the socio-economic development and maintaining ecological balance. The water source system for the region is mainly based on the glacier (snow) meltwater and precipitation, but glacier and snow in the alpine region are sensitive to climate change, thus formation, transformation and circulation for water resources has been remarkably affected by the climate warming. Therefore, it is of great scientific significance and decision-making value to strengthen the research of glacier and runoff change in the basin scale. The aim of this study is to analyze the variation of the glacier and its impact on water resources in the Kuytun River Basin, Tianshan Mountains under the background of climate change. In order to extend the calculation of glacier melting from 'point' to "face", observations of the single glacier are carried out. Based on the observation, we get the key parameters of ablation modelling, then the modelling scale is extended to the entire basin. Based on the observation data of Haxilegen Glacier No.51, its area and volume change in 54 years are analyzed. And we reconstruct its mass balance series from 1965 to 2015, with the help of meteorological data and temperature-index model. Meanwhile, we use topography maps and remote sensing images to extract the glacier area of the basin and analyze their area and volume change. Meanwhile, we analyzed the temporal variation of climate and runoff for this basin. Then we adopt the VIC distributed hydrological model coupled with glacier module to simulate the runoff processes, based on the ablation parameters from the observation of Haxilegen Glacier No.51, glacier boundary acquired from remote sensing images, meteorological, vegetation, soil and runoff data, and discuss the glacial runoff and runoff change in different climate scenarios. The main results of this study are as followings:

(1) The area and volume of Haxilegen Glacier No.51 show a tendency of reducing and loss from 1964 to 2017, with an area reduction rate and volume loss rate of 22% and 29%. The reconstructed annual mass balances of Haxilegen Glacier No.51

are mainly negative from 1965 to 2015 and show an obvious negative trend after 1995. Meanwhile, the reconstructed winter mass balances are all positive values and show an upward trend with small interannual fluctuation. Except for 1993, the reconstructed summer balances are all negative and show a downward trend. Mass balance sensitivity to temperature (\pm 1°C) and precipitation (\pm 10%) fluctuation for Haxilegen Glacier No.51 is -0.54 m w.e.a⁻¹ °C⁻¹ and 0.09 m w.e.a⁻¹. The temperature during the ablation period and annual precipitation are the main factors dominating the mass balance change. Affected by the difference in regional climate, and aspect, shape and altitudinal range of each glacier, the accumulated mass balance and its descent rate for Haxilegen Glacier No.51 are lower than Urumqi Glacier No.1 and Ts.tuyuksu Glacier.

(2) The area reduction rate and volume loss rate of the Kuytun River Basin from 1964 to 2017 are 32.6% and 39.8%. Annual runoff shows a rising trend from 1965 to 2009, and exhibits an obvious rising trend after 1994, with periodic fluctuations for 4-8 years, 10-16 and 25-45 years. There is a slight downward trend in runoff flow from October to December; runoff flow for April is generally stable. Runoff flow from May to September all exhibit an obvious rising trend. Besides, runoff depth and modulus also show an upward trend in the past 45 years.

(3) Results of parameter calibration and model validation show that VIC distributed hydrological model gain a good performance for runoff simulation, with the Nash-Sutcliffe efficiency (*NSE*) of 0.75 during the validation period. The result of runoff segmentation shows that the proportion of glacial runoff, snowmelt runoff, subsurface runoff, and surface precipitation runoff for this basin are separately 20%, 26%, 42% and 12%. Glacial runoff, snowmelt runoff, underground runoff and surface precipitation runoff and groundwater runoff increase significantly after 1982, while surface precipitation runoff remarkably increases after 1993 and glacial runoff shows an obvious upward trend after 1996.

(4) Simulation results under four climatic scenarios show that the response of annual mean runoff flow to temperature change (+1°C) is generally complex, but its response to precipitation change (+10%) is more intuitive. The response of glacial

runoff to temperature change (+1°C) is much higher than that of precipitation change (+10%) under the climate scenarios. Climate change for the basin show a trend of "warming and humidifying", and annual mean temperature and annual precipitation both show an upward trend from 1965 to 2015. Sensitivity analysis of glacier mass balance shows that the main reason for accelerated glacier melting in this basin is that the expenditure of glacier material caused by temperature rise is higher than the accumulation supplied by precipitation increase. On the whole, precipitation within the basin has a significant impact on the runoff process, while glacial runoff is more sensitive to temperature change.

Key Words: Glacier Mass Balance, Glacier Change, Tianshan Mountains, Kuytun River Basin, Runoff Change Simulation

目 录

第1	1 绪论
1.1	起题背景及意义
1.2	国内外研究进展
1.	1 分布式水文模型的研究进展4
1.	2 冰川变化的研究进展
1.	3 奎屯河流域水文与冰川研究进展12
1.3	研究内容、技术路线与章节安排13
1.	1 研究任务与内容13
1.	2 技术路线图14
1.	3 论文章节安排14
第2	ī研究区概况17
2.1	至屯河流域概况
2.2	冠域地质地貌特征18
2.3	冠域气候特征19
2.4	冠域水文特征20
2.5	流域冰川分布特征21
第3	5 数据与方法23
3.1	女据源23
3.	1 监测冰川数据
3.	2 地形图与遥感影像数据25
3.	3 高程数据
3.	4 气象数据20
3.	5 径流数据29
3.	6 植被数据29
3.	7 土壤数据
3.2	5法
3.	1 监测冰川厚度与储量计算
3.	2 监测冰川物质平衡的计算3]

3.2.3 气温指数模型	32
3.2.4 气象数据处理	
3.2.5 径流数据分析	35
3.2.6 地形图与遥感影像处理	37
3.2.7 VIC 分布式水文模型	
第4章 结果与讨论	61
4.1 哈希勒根 51 号冰川面积与储量变化	61
4.2 哈希勒根 51 号冰川物质平衡变化	62
4.2.1 单点物质平衡与年物质平衡	62
4.2.2 物质平衡的模拟与重建	64
4.3 流域冰川面积与储量变化	73
4.4 流域径流变化	74
4.4.1 年径流与月径流变化	74
4.4.2 径流模数与径流深变化	77
4.5 流域径流过程模拟及结果分析	78
4.5.1 VIC 模型参数率定	78
4.5.2 径流模拟结果分析	80
4.5.3 径流分割	81
4.6 气候变化对径流过程的影响	85
4.6.1 流域气候变化	85
4.6.2 不同气候情景下径流模拟分析	87
4.7 讨论	90
第5章 结论与展望	93
5.1 结论	93
5.2 展望与不足	94
参考文献	97
致 谢	113
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	

图目录

冬	1.1 研究技术路线图	14
图	2.1 研究区概况图	17
图	2.2 奎屯河流域冰川分布图	21
冬	3.1 哈希勒根 51 号冰川物质平衡观测网络	24
图	3.2 哈希勒根 51 号冰川雷达测线分布图	25
图	3.3 各水文与气象站点的年均温和年降水量随海拔变化	33
图	3.4 冰川末端与将军庙水文站气温资料比较	34
图	3.5 气象站与水文站点间的风速比较	35
图	3.6 VIC 模型结构示意图	38
图	3.7 VIC 模型中冰川模块耦合示意图	46
图	3.8 气温指数模型流程图	47
冬	3.9 冻土能量平衡与温度分布示意图	52
图	3.10 VIC 模型汇流过程示意图	53
冬	3.11 奎屯河流域植被分类图	55
图	3.12 奎屯河流域气象与水文站点位置	58
图	4.1 哈希勒根 51 号冰川厚度(A1-A2 测线)与冰川厚度分布图	61
图	4.2 哈希勒根 51 号冰川 7 个物质平衡年的单点物质平衡随海拔变化	62
图	4.3 哈希勒根 51 号冰川年物质平衡等值线图	64
图	4.4 冰川消融量与正积温的关系及冰川表面雪深分布图	66
图	4.5 哈希勒根 51 号冰川实测与模拟物质平衡值比较	66
图	4.6 各海拔带内实测物质平衡值与模拟物质平衡值的比较	67
图	4.7 1965-2015 年哈希勒根 51 号冰川实测年物质平衡与模拟年物质平衡比较	68
图	[4.8 1965-2015 年哈希勒根 51 号冰川的冬平衡与夏平衡	68
图	4.9 乌源1号冰川、图尤克苏冰川与哈希勒根51号冰川的年物质平衡比较	71
图	4.10 乌源 1 号冰川、图尤克苏冰川与哈希勒根 51 号冰川累计物质平衡比较	71
图	4.11 天山地区 1965-2015 年气温与降水空间变化图	73
冬	4.12 1964-2015 年流域冰川面积与储量变化	74
图	4.13 将军庙水文站年径流量及差积曲线变化	75
图	4.14 将军庙水文站年径流的小波系数	75
图	4.15 1965-2009 年将军庙水文站逐月流量变化	76
图	4.16 将军庙水文站 1965-2009 年的径流深与径流模数	78
图	4.17 1965-2009 年 VIC 模型在奎屯河流域的径流模拟结果	80
冬	4.18 奎屯河流域模拟径流与实测径流的比较	81
图	4.19 1965-2009 年模拟冰川径流变化	82
冬	4.20 1965-2009 年模拟融雪径流变化	83
图	4.21 1965-2009 年模拟地下径流变化	84
图	4.22 1965-2009 年模拟地表降水径流变化	85
图	4.23 1965-2015 年将军庙水文站气温与降水变化	86
图	4.24 1965-2015 年将军庙水文站气温与降水 Mann-Kendall 突变检验	86
图	4.25 不同气候情景下的年均流量变化	88
图	4.26 不同气候情景下冰川流量变化	89

表目录

2.1	奎屯河流域各气象-水文站点气象特征	.18
2.2	将军庙水文站 1965-2009 年月均径流量年内分配	.19
3.1	遥感影像信息	.26
3.2	流域内典型水文与气象观测站点	.27
3.3	Vantage Pro2 自动气象站的技术指标	.28
3.4	植被数据产品说明	.29
4.1	1964-2017 年哈希勒根 51 号冰川面积变化	.61
4.2	哈希勒根 51 号冰川年物质平衡与平衡线高度	.63
4.3	物质平衡模型的参数	.65
4.4	1965-2009 年奎屯河流域径流组成比例	.82
4.5	不同气候情景下的年均径流量变化	.87
4.6	不同气候情景下的冰川流量变化	.89
	 2.1 2.2 3.1 3.2 3.3 3.4 4.1 4.2 4.3 4.4 4.5 4.6 	 2.1 奎屯河流域各气象-水文站点气象特征 2.2 将军庙水文站 1965-2009 年月均径流量年内分配

第1章 绪论

1.1 选题背景及意义

冰冻圈是指地球表层具备一定厚度且连续分布的负温圈层,其包括冰盖(即 南极大陆与格陵兰冰盖)、冰川(包含冰帽)、冻土(包含多年冻土与季节性冻土)、 积雪、冰架、河湖冰、海冰以及大气圈内的雪花、冰晶、冰雹、霰等固态水体(秦 大河 等,2014)。作为地球五大圈层的重要组成部分,冰冻圈自身具备高反射率、 巨大的冷储量与淡水资源储存、高相变潜热、温室气体的源汇及记录地球气候环 境等不可替代的特性。因而冰冻圈的动态变化及与其他圈层的相互作用,已经成 为了气候系统变化科学与可持续发展研究中的重要领域。山地冰川作为冰冻圈的 重要组成部分,其对大气环流、水循环、海平面上升、自然环境演变及地壳运动 均有重要影响(秦大河 等,2014;谢自楚和刘潮海,2010),与干旱-半干旱区 社会经济发展密切相关。我国冰川发育数量众多,是中、低纬度山地冰川发育最 多的国家, 位居世界第四位(杨针娘和曾群柱, 2001)。中国第二次冰川编目数 据显示,中国境内目前共有冰川 48571 条,总面积约 5.18×10⁴ km²,约占全国国 土总面积的 0.54%, 冰川储量约为 4.3~4.7×10³ km³ (Liu 等., 2014)。冰川是我 国西北干旱区水资源的重要组成部分,广泛发育于诸多大型河流的源区(秦大河 等,2014;谢自楚和刘潮海,2010;康尔泗,2000)。作为高山"固态水库", 冰川在低温湿润年份以固态的形式贮存降水,高温干旱年份以融水的形式释放, 对河川径流具有调节作用(削峰填谷),是维系干旱区绿洲生态环境的重要水资 源。该区冰川径流约占出山口径流的 22%(杨针娘,1991)。塔里木河流域冰川 融水径流的占比高达30~80%,祁连山由西段至东段,冰川融水径流的占比从30% 降至10%以下(康尔泗, 2002)。冰川融水约占新疆多年平均地表水资源的25% 以上(李忠勤等,2010;胡汝骥等,2003)。

受 20 世纪以来全球变暖的影响,冰川的加速缩减引发了国内外的广泛关注 (李忠勤 等,2010; Raper and Braithwaite, 2005; Bishop 等.,2004; 施雅风和 刘时银,2000; Kuhn 等.,1995),其在区域水资源和全球水循环中的重要性日 益凸显。冰川加速消融使得冰川径流增多,但随着冰川缩减,冰川融水将逐步减 少(Jansson 等.,2003)。至 2100 年,全球 56 个大型冰川流域的冰川径流将先呈

上升趋势,达到峰值后转为稳定的下降态势。其中高亚洲地区以冰川融水作为补 给源的多数流域,其冰川年径流将在本世纪前 50 年呈上升态势,达到峰值后转 入稳定下降期(Huss and Hock, 2018)。

近 50 年我国气温上升显著,变化率为 0.08℃·10a⁻¹,远高于北半球的平均升 温速率(丁一汇 等,2007)。20 世纪 80 年代中期以来我国西北地区的气温与降 水均表现出上升态势,由暖干向暖湿转型(李栋梁和刘洪兰,2004;施雅风和沈 永平,2003;蓝永超 等,2003)。此类气候变化对西北地区的水文与生态环境产 生了显著影响(季劲钧 等,2004;张杰和李栋梁,2004;宋连春和张存杰,2003; 冯建英和李栋梁,2001;王建 等,2001;谢金南 等,2000;陈隆勋 等,1991)。 该区的冰川、积雪与冻土作为冰冻圈的主要组成部分,其对气候变化极为敏感。 受气候变暖的影响,除喀喇昆仑山地区以外,我国其他各地区冰川普遍处于退缩 减薄状态(Cogley,2012;张明军 等,2011;刘时银 等,2006)。气温升高引 发冻土温度上升,活动层厚度增加,多年冻土出现退化,使得 20 世纪 50 年代以 来北半球冬季最大季节冻土面积减少了约 7%,我国约为 10~15%(秦大河,2004)。 此外受季节性气温变化的影响,积雪面积的季节性波动较大(赵求东,2011); 西北干旱区山区的融雪期出现了提前(李宝富 等,2012)。

冰川、冻土与积雪的变化会作用于所处区域的生态气候环境,进而引起径流 量与径流过程的变化(Chen 等., 2008; Barnett 等., 2005; Mark and Seltzer, 2003)。冰川加速消融,引发冰川融水增多,在短期内会增大河川径流量;但在 长时间尺度(10年际)上,即使消融率较高,冰川形态变化达到一定限度后, 将对融水产量形成限制,冰川径流逐步减少,失去对径流的调节作用,直接影响 下游地区水资源的合理调配和生态平衡的维系(李治国 等, 2008)。姚檀栋等 (2004)研究表明,西北地区1990年以来由冰川加速消融产生的冰川径流增量 大于 5.5%。青藏高原多年冻土退化,逐年释放的水量达 50~110×10⁸ m³,其对区 域水文与生态过程的影响也较为显著(Ye 等., 2005; 秦大河, 2006)。1961-2010 年西北干旱区山区融雪期平均提前 15.33 天,延迟了 9.19 天,春季洪水期将提前 出现,其减少了需水期的可用水量,影响了局地水资源的合理调配(李宝富 等, 2012)。因此在气候变化的背景下,加强对西北地区流域尺度水文过程的模拟, 定量评估气候变化对水资源的影响具有重要的科学意义。

奎屯河流域地处我国天山山脉北麓中部,位于新疆维吾尔自治区塔城地区乌 苏市境内。气候变暖背景下,近 50 年新疆地区的多数冰川均处于退缩状态(李 忠勤 等,2010),冰川加速消融使得冰川融水增多,冰量持续亏损,对下游河流 的水量、水文时刻及变化性等水文特征产生不同程度的影响(陈亚宁 等,2009; 李治国 等,2008)。此外消融期内冰川融水急剧增多使得冰川洪水、冰湖溃决洪 水等自然灾害发生的频次增多,强度增大,严重危害当地居民的生命财产与生产 生活(沈永平 等,2013)。

奎屯河流域下游为奎-独-乌金三角区域(奎屯市、独山子区与乌苏市),该区 是天山北坡经济带的重要组成部分。作为北疆重要的交通枢纽、工业基地与大型 灌溉农业区,该区对天山北坡经济带的发展具有重要的推动作用(邓铭江 等, 2012)。然而近年来随着现代农业的大规模发展,耕地面积扩张,水资源不合理 利用等,使得下游地区水资源供需矛盾加剧,生态环境恶化。面对资源性缺水与 突出的水供需矛盾,加强对该流域水文过程的模拟,对于下游地区水资源的合理 开发与利用具有重要指导意义。而前人的研究多集中于径流、气候与冰川变化分 析,径流的模拟研究极少且时段偏短,选用的模型结构相对简单,考虑的要素也 较少,明显缺乏较强的物理基础,难以实现对整个流域水文过程的全面、深入描 述。因此本研究选用 VIC 分布式水文模型对该流域水文过程进行模拟与分析, 以填补该流域水文模拟研究的空白。

此外, 奎屯河流域的冰川监测工作始于 1999 年, 目前已开展大量观测工作, 其中包括冰川面积、厚度、物质平衡、运动速度与冰面气象观测等多个项目, 其 中主要为冰川物质平衡观测。冰川物质平衡是表征冰川物质收入(积累)与支出 (消融)的关键参数, 一直是国际冰川学中的常规观测项目与研究内容。与表征 冰川变化的其他参数(面积、长度等)不同, 物质平衡对气候变化的响应是直接 的、无滞后的且清晰的。因此冰川物质平衡是目前研究冰川与气候变化之间相互 作用的重要参数与关键环节, 对冰川水资源的评估具有重要意义(谢自楚和刘潮 海, 2010)。但目前整个天山范围内(包含我国境内与境外部分), 实测物质平衡 资料较为稀少, 尤其是 2000 年后, 实测物质平衡资料更为稀缺(Barandun 等., 2018; Kenzhebaev 等., 2017; Kronenberg 等., 2016)。天山地区的冰川物质平 衡在上世纪 50 年代末到 70 年代初基本上处于稳定状态(Liu and Liu, 2016),

70年代起受气候变暖的影响,出现了加速消融的态势(Cao,1998),引起了国内外学者的广泛关注。20世纪50年代天山地区仍有数条冰川开展物质平衡观测,其中多数为前苏联组织和开展的。但是20世纪90年代初前苏联解体,使得冰川物质平衡监测工作出现了中断。另一方面,传统的物质平衡观测耗时耗力,作业环境艰苦,也是难以长期坚持的另一个重要客观原因。目前整个天山范围内仅有我国的乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称,乌源1号冰川)与图尤克苏冰川(北天山,吉尔吉斯坦境内)保持了长时间序列的物质平衡观测(>30年)。二者的物质平衡资料均为世界冰川监测服务处收录(WGMS, World Glacier Monitoring Service),并逐年提交物质平衡资料。

冰川是中亚水圈中的重要组成部分,考虑到该区冰川物质平衡资料对中亚地 区水资源评估的重要性,2010年起吉尔吉斯坦、瑞士与德国的研究人员在该区 选取数条冰川,旨在开展长期的物质平衡监测,重建中亚地区的物质平衡观测体 系,并以此作为 CAWa (Central Asian Water)与 CATCOS (Capacity Building and Twinning for Climate Observing System)项目的一部分。目前该项目已开展大量 的观测工作,并基于冰面气象资料与物质平衡模型,对 354 号冰川、Abramov 冰川、Golubin 冰川与 Batysh Sook 冰川的物质平衡资料序列进行了重建,总体 上均获取了十年以上的物质平衡资料(Barandun 等., 2018; Kenzhebaev 等., 2017; Kronenberg 等., 2016)。而我国境内的东天山部分,目前仅可获取乌源 1 号冰川的物质平衡资料,实测物质平衡的稀缺性更为严重。因此亟待加强我国境 内天山地区冰川物质平衡的监测、模拟与重建工作,以期为整个天山范围内的冰 量评估及未来可用水资源的预测提供数据支撑。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 分布式水文模型的研究进展

随着概念性水文模型的不断发展,水情预报与模拟需求的不断提高,具备一定物理基础的分布式水文模型开始涌现。在国际上分布式水文模型起步较早, Freeze与Harlan(1969)提出了分布式水文模型的初步设想,但受制于数字地形 技术,未得到深入发展。随着计算机与 3S 技术的发展,20 世纪 70 年代末与 80 年代初分布式水文模型开始大量涌现。分布式水文模型将流域划分为若干网格,

充分的考虑了降水及下垫面空间上的不均匀性,可充分反映降水与下垫面各要素 (土地、植被、土壤与地形等)的空间变化对水文过程及径流量的影响。此外, 气候变化背景下,分布式水文模型还可与大气模式进行耦合,对未来水文水资源 变化进行预测。Hewlett 等(1975)针对森林流域,依据河道两侧的饱和土壤中 的壤中流、不透水面积上的霍顿坡面流与饱和区域的降水提出了变源面积模拟模 型,分层与分块对地下径流和坡面径流进行模拟。Beven 与 Kirkby (1979)提出 了 TOPMODEL (Topography Based Hydrological Model) 模型。该模型假定发生 降水事件后,土壤达到饱和时就会产流,但饱和区的比例受土壤特性与地形影响。 Ayenew 等(2003)对 TOPMODEL 进行了改进,将其与表面能量平衡模型耦合, 用于蒸散发量计算。Morris(1980)研发出了IHDM(Institute of Hydrology Distributed Model)模型,该模型依据地形特征将流域分割为若干单元,后分别 计算各单元的表面径流、壤中流与坡面流。DeCoursey(1985)提出了 SWAM(Small Watered Model)模型,该模型旨在模拟小流域内水体、沉降物与化学元素的迁 移过程。1982年英国水文所、法国 SOG-REAH 咨询公司和丹麦水文动力所共同 开发了分布式水文物理模型-SHE (System Hydrologic European)模型。该模型将 流域划分为若干网格单元,考虑众多的水文过程,代表性较强(BATHURST 等., 1995; ABBOTT 等., 1986)。Huber 等(1988)研发了 SWMM (Storm Water Management Model)模型,该模型主要用于城市降水或长期水量与水质的模拟。 Vertessy 等(1993)提出了分布式生态水文模型-TOPOG 模型, 旨在模拟森林小 流域水文过程。Arnold 等(1995)提出了 SWAT(Soil and Water Assessment Tools) 模型,该模型具有很强的水文物理机制,最初是为了模拟土地利用对田间水分、 泥沙与农业化学物质流失的影响。后期该模型在应用中不断改进与发展,借助 GIS 与 RS 技术可模拟多种不同的水文物理过程。该模型的应用范围较广,许多 学者对该模型进行了不同的改进与完善(Yi 等., 2016; Fontaine 等., 2002; Sopjhoeleou 等., 1999)。1994 年 Washington 大学、California 大学 Berkely 分校 以及 Princeton 大学的学者联合研发了大尺度分布式水文模型-VIC(Variable Infiltration Capacity) 模型 (Arnell 等., 1999; Liang 等., 1994)。

国内的分布式水文模型起步于 20 世纪 90 年代,已开展大量研究。沈晓东等 (1995) 提出了动态分布式降水径流流域模型,该模型可模拟流域内各栅格的径

流量。黄平等(1977)对国外多类水文模型的不足之处进行了评估,并提出了流 域三维动态水文数值模型。郭生练等(2000)在查阅国外文献的基础上,提出了 基于 DEM 的分布式水文物理模型,旨在模拟小流域降水的时空变化特征。李兰 等(1999)提出了基于 GIS 的分布式降水径流模型"LI-II 模型",该模型采用 偏微分方程组描述各径流成分水平运动和土壤含水量变化。夏军等(2003)提出 了分布式时变增益流域水循环模型(DTVGM,Distributed Time Variant Gain Model)。该模型基于 GIS 与 DEM,通过 GIS/RS 提取下垫面相关信息(地表坡 度、流向、土地覆盖等),将单元时变增益水文非线性模型拓展到流域单元网格 上,建立非线性地表水产流模型。土壤水产流模型以水量平衡方程和蓄泄方程为 基础,且采用运动波的方法建立分级网格汇流模型。

1.2.2 冰川变化的研究进展

气候变暖背景下,国内外学者在冰川变化方面开展了大量的研究。全球范围 内大尺度的冰川国际协调监测始于 1894 年,起初研究主要集中于冰川形态变化, 特别是冰川末端进退。1970 年前的冰川变化研究中,主要是通过航空影像提取 冰川面积与末端位置。但由于航空影像成本较高、时间分辨率低,且易受天气与 地形的影响,70 年代中期被廉价且高效的遥感影像所取代。中等分辨率(10-90 m) 的遥感影像数据(Landsat MSS、Landsat TM/ETM⁺、SPOT、ASTER、IRS 等) 被大量用于冰川变化研究中。后期随着卫星遥感技术的快速发展,高分辨率的遥 感影像数据(ALOS、IKONOS、Quickbird、GeoEye-1、Worldview、资源 3 号等) 也逐步出现于冰川学研究中。此类研究方法总体上较为成熟、简单且易于实现。 因此基于各类遥感影像,各国学者在全球范围内开展了大量的冰川变化研究。

Klein 等(2006)基于 IKONOS 影像,提取了新几内亚地区的冰川面积,并 对其变化进行了分析。Paul 等(2009)利用 Landsat 影像对阿尔卑斯山与挪威北 部的冰川变化状况进行了分析。Lambrecht 和 Kuhn(2007)基于遥感影像对阿拉 斯加楚加奇山脉的冰川面积变化进行了研究,结果显示 1952-2007 年该区冰川面 积减小了约 23%,年均减少约 0.42%。Bolch 等(2010)通过地形图与遥感影像 发现 1985-2005 年加拿大落基山的冰川面积缩减了约 21.9%,年均变化率为 -0.46%。Bolch(2007)基于遥感影像数据对北天山地区的冰川面积变化进行了 研究。Narama 等(2010)基于 Corona(~1970)、Landsat(~2000)与 ALOS(~2007)

影像对中亚天山地区近期冰川面积的时空变化进行了分析。Klein 和 Kincaid

(2006) 基于 IKONOS 遥感影像,分析了 1942-2002 年 Puncack Jaya 冰川的面积 变化,结果表明 1942-2002 年该冰川面积减小了 78.3%,年均减小了 1.30%。Cullen 等 (2013) 基于地形图与遥感影像分析了 1962-2001 年 Kilimandscharo 冰川的面 积变化,结果表明 1962-2001 年冰川面积减小了 5.6 km²,年均减小 1.55%。Davies 和 Glasser (2012) 利用航空相片与 Landsat ETM⁺影像资料对北巴塔哥尼亚冰原 的冰川面积进行了提取,结果显示 1979-2001 年冰川面积减小约 3.4%,年均变 化率为-0.15%。Gjermundsen 等(2011)借助 ASTER 影像,对小冰期到 1970/1980s 新西兰岛的冰川面积变化进行了分析,发现缩减率达 49%。牟建新等 (2018) 基于第 6 版 Randolph 冰川编目与已发表的冰川变化文献,对全球冰川面积变化进行了初步评估,结果显示近 50 年全球冰川面积退缩较为显著,16 个冰川区内冰 川面积的退缩率约为 11.3%。

1970年以来卫星遥感技术在我国冰川学研究中也得到广泛的应用。通过对 Landsat TM/ETM⁺、ASTER 等影像资料的处理与分析,研究人员对青藏高原、阿 尔泰山、祁连山、天山、萨吾尔山以及长江黄河源区的冰川面积变化开展了大量 的工作,结果均表明冰川处于退缩状态(李珊珊 等,2013;许君利 等,2013; 李治国,2012;姚晓军 等,2012;张明军 等,2011;王圣杰 等,2011;李开 明 等,2011;李忠勤 等,2007;王欣 等,2005;杨建平 等,2003)。为了获 取我国冰川的面积分布特征,我国科研人员历时 20 余年完成我国的第一次冰川 编目,基本上获取了 60-80 年代的冰川分布状况(刘潮海 等,2000)。为了实现 新一轮的冰川资源普查,2007年启动了中国第二次冰川编目,相关成果发布于 2014年。第二次冰川编目的结果表明,我国境内现发育冰川 48571条,总面积 为 51840 km²。两次冰川编目的结果对比显示,20 世纪 50 年代以来,我国冰川 面积减少了约 18%(刘时银 等,2017)。2010年为满足 IPCC 第五次评估报告的 需要,在多国学者的协力合作下,完成了覆盖全球范围山地冰川的世界冰川编目 (RGI, Randolph Glacier Inventory)。

冰川物质平衡对气候变化极为敏感,是冰川规模与冰川径流变化的物质基础,因此物质平衡及其分量的监测具有重要的科学价值与实践意义,备受各国政府与 学者重视(谢自楚和刘潮海,2010)。国际冰川物质平衡的研究起步较早,研究

也较为系统。Slater 等(1929)对 Rhone Glacier 表面消融量与气温之间的关系进 行了研究。山地冰川与亚极地冰川的物质平衡观测方法和理念于 1894 年被 Forel 提出(Forel, 1895)。自 20 世纪 40 年代开始冰川学研究聚焦于冰川物质平衡的 观测及其资料汇集(Haeberli, 1998)。作为冰川对气候变化响应的核心环节,物 质平衡代表了冰川的物质收支状况,是气候系统五大圈层间能量-物质平衡循环 的综合反映(李忠勤, 2018)。受地球物理年的推动, 20世纪 50年代北欧及阿 尔卑斯山有关国家、北美、前苏联相继于本国选取代表性冰川,开展系统、连续 的物质平衡观测研究。20世纪50年代末,中国也将物质平衡作为重要的冰川学 研究内容。为此国际水文科学协会(IAHS, International Association of Hydrological) Sciences)、联合国环境署(UNEP, United Nations Environment Programme)及教 科文组织(UNESCO, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization)专门设立了世界冰川监测服务处,负责系统的收集、整理与出版 全球冰川物质平衡和冰川变化数据。全球范围有观测记录的冰川数量为452条, 具有连续长期观测记录的参照冰川为 40 条,观测序列长度均超过了 30 年。1967 年起 WGMS 每 5 年出版一期《Fluctuations of Glaciers》,以公布全球冰川变化信 息。1991年起每两年出版一期《Glacier Mass Balance Bulletin》,并动态选定10 条参照冰川作为全球重点观测冰川,进行以物质平衡资料为主的详细报道。2011 年 WGMS 将重点参照冰川增至 17 条。乌源 1 号冰川被选为重点观测的参照冰 川之一,不仅是中国冰川的代表,亦是中亚内陆干旱区的参照冰川之一。

目前对于冰川物质平衡的测算主要包括传统冰川学方法、物质平衡模型、水 文学方法、大地测量法、冰川动力学方法和卫星重力法(Cuffey and Paterson, 2010)。其中,WGMS 主要推荐传统冰川学方法与大地测量法联合观测,以交互 验证冰川物质平衡观测中的不确定性(Zemp 等.,2013)¹²³²⁻¹²³⁵。尽管传统的花 杆-雪坑观测具有高精度的时空分辨率,然而受限于冰川区偏僻的地理位置、冰 川表面冰裂隙等因素,在实际应用中传统冰川学方法观测的冰川数量有限,且主 要集中于欧洲和北美洲的海洋性冰川(Zemp 等.,2017),并且该方法监测主要 以规模较小的单条冰川为对象,对于区域尺度的大型冰川作用中心难以实施,总 体上对干旱区水资源状况的监测存在较大的不确定性。21 世纪以来,伴随航空 航天遥感技术的发展,基于数字高程模型的大地测量法得到了快速发展,被认为

是在区域尺度上对传统冰川学方法的有效补充。该方法通过计算不同时期冰川表 面高程的变化,从而获取其体积变化,再结合冰川表层密度计算获得物质平衡 (Zemp 等., 2013)¹²³⁰⁻¹²³²。由于 DEM 是表征冰川表面地形起伏的有效数据源, 因而该方法发展主要受 DEM 获取手段的制约。2000 年之前拥有立体测图能力的 卫星传感器较少,最主要的数据源为各国采用航空摄影测量、近景摄影测量或其 他测绘技术手段获取并生产的历史地形图数据。2001年以来随着遥感技术、光 电技术与卫星传感器技术的不断发展,具备立体测图能力的传感器不断增加。各 类光学遥感数据(KH-9 Hexagon、KH-4 Corona、ASTER、SPOT、Cartosat-1、 资源三号等)、重力卫星测量数据(GRACE卫星、GOCE卫星、CHAMP卫星等)、 雷达(激光)测高数据(SRTM、ICEsat-1&2/GLAS、Envisat、TerraSAR/TanDEM-X、 ERS-1&2、ALOS/PALSAR等)等逐步出现于冰川学研究中。Nuth等(2011)比 较了三种全球尺度 DEM(SRTM,ASTER GDEM 和 ICEsat/GLAS)在冰川监测 中的应用,并提出了系统性的不同数据源 DEM 空间配准方法,结合 Gardelle 等 (2012a)提出的不同 DEM 垂直分辨率校正方法,通过不同数据源 DEM 的差分 广泛获取了全球不同区域的冰川物质平衡,并发现了喀喇昆仑山冰川物质出现了 轻微增加的异常现象(Gardelle 等., 2012b)。

受年均气温的上升影响,全球各区域冰川的物质平衡自 20 世纪 80 年代末或 90 年代初表现出显著的负平衡与加速态势(Dyurgerov, 2010; Dyurgerov and Meier, 2007; Dyurgerov, 2002)。Cao (1998)对天山地区 Tuyuksu、Karabatkak 以及乌 源 1 号冰川的物质平衡资料进行了分析,发现受夏季增温与降雪减少影响,天山 地区冰川物质平衡的突变发生于 1970 年。Zemp 等 (2013)对大量 (约 5200 条) 冰川的实测物质平衡与测地法获取的物质平衡资料进行了分析,结果表明 21 世 纪以来全球尺度内的冰川物质平衡亏损速率是前所未有的,且此类显著的负平衡 现象表明许多区域的冰川极可能仍将处于亏损状态,即使该区域的气候处于稳定 状态。Brun 等 (2017)对比 2000 与 2016 年的 ASTER 立体像对 DEM,结果表 明该时段内高亚洲冰川物质平衡的年亏损率为-0.18 ± 0.04 m w.e.。

近 50 年来国内学者围绕冰川物质平衡也开展了大量研究,取得的成果较多。 刘潮海等(1997)对天山乌源1号冰川的物质平衡变化过程进行了深入分析与探 讨。杨惠安等(2005)对1997-2003年乌源1号冰川的物质平衡观测结果进行了

分析。张勇等(2006a)基于气温指数模型对科契卡尔巴西冰川的物质平衡变化 进行了模拟与分析。周广鹏等(2007)对扎当冰川 2005/2006 年的物质平衡资料 进行了分析,结果表明该冰川的物质平衡与区域气候状况和局地气候因素有关。 谢自楚等(2009)围绕高亚洲冰川物质平衡及其对气候变化的响应进行了详细论 述。吴倩如等(2010)基于扎当冰川 2007 与 2008 年的物质平衡和气象观测资料 对该冰川的雪冰度日因子进行了计算,结果表明该冰川积雪与冰川冰的度日因子 为 5.3 与 9.2 mm w.e.d⁻¹ ℃⁻¹。李忠勤(2011)⁸ 对天山乌源 1 号冰川物质平衡的 阶段性变化及其原因进行了深入分析。王盛等(2011)运用气温指数模型,对七 一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性进行了研究。张国飞等(2012)与李旭 亮等(2013)对天山乌源1号冰川的物质平衡、平衡线高度及其对气候变化的响 应进行了分析。陈记祖等(2014)基于能量平衡模型,对老虎沟 12 号冰川的表 面能量平衡进行了模拟。方潇雨等(2015)以祁连山黑河流域十一冰川为例,对 多类物质平衡模式进行了对比。杜建括等(2015)分析了气候变化背景下横断山 区海洋型冰川的物质平衡变化。叶万花等(2016)通过文献资料统计,对高亚洲 定位监测冰川平衡线高度的时空变化特征进行了分析。王璞玉等(2016)基于天 山乌源1号冰川实测物质平衡资料,对该冰川物质平衡的变化特征及其与气候变 化之间的关系进行了探讨。Che 等(2017)对中国境内 22 条冰川的物质平衡资 料进行了统计,结果表明 1959-2015 年冰川物质平衡年均减少约-0.015 m w.e.。 张震等(2018)基于遥感影像立体像对 DEM、SRTM 和地形图,对 1974-2012 年珠穆朗玛峰南北坡 14 条冰川的物质平衡进行了计算,结果显示该区域平均物 质平衡为-0.31 m w.e.a⁻¹。牟建新等(2019)以乌源 1 号冰川与帕隆 94 号冰川为 例对中国西部大陆性与海洋性冰川的物质平衡变化特征进行了对比。

此外国内外学者围绕冰川物质平衡过程的模拟,提出多类复杂程度不同的冰 川消融模型。物质平衡模型主要分为两类,一类是对冰川表面物理过程进行深入 描述的能量模型,具有清晰的物理意义;一类是基于冰川消融量与气温之间线性 关系的统计模型(气温指数模型)。气温指数模型为半经验模型,由Finsterwalder 和 Schun (1887)提出,后在全球范围内应用广泛,大量用于冰川物质平衡、冰 川/积雪融水径流模拟等研究中(Hock, 2003; Braithwaite and Zhang, 2000; Braithwaite, 1995; Braithwaite and Olesen, 1990)。该模型对输入参数的要求低,

适用范围较广。但该模型缺乏对于冰川消融过程的物理描述,且模拟的精度不能 随时间分辨率的提高而提高。为了提高该模型的精度,近年来许多学者对该模型 进行了改进与完善,提出了多类改进版的消融模型(Hock,2005; Pellicciotti 等., 2005)。能量平衡模型以气象数据作为驱动,通过各能量项的计算来模拟物质平 衡过程。该模型精度高,但是计算过程复杂和参数较多,对输入气象数据的要求 也较高,不利于空间范围上的推广。Male 等(1981)对冰雪表面辐射和湍流热 交换过程进行了详细的描述。考虑到能量平衡方程各组分及地表反照率随海拔的 变化,Oerlemans(1993)对各能量项随海拔变化的公式进行了简化。国内学者 白重瑗等(1989)对乌源1号冰川热量平衡与冰川融水之间的关系进行了探讨; 康尔泗(1994)也在乌源1号冰川利用冰川能量观测与气象资料,构建了参数化 能量平衡模型。近年来国内学者围绕七一冰川、老虎沟12号冰川、扎当冰川、 帕隆 94 号冰川和羌塘1号冰川开展了系统的能量平衡研究(Li 等., 2018; Sun 等., 2017; 张国帅,2013; 蒋熹 等,2011; Yang 等.,2011)。Ding 等(2017) 提出基于焓的一维冰川能量与物质平衡模型,并在帕隆藏布4号冰川进行了应用。

由于目前各类主流水文模型中,仅有较少的模型对冰川径流过程进行了考虑,因此以上两类冰川物质平衡模型被广泛用于国内外冰川水文过程的模拟研究中。 20世纪70年代基于冰川物质平衡与气象要素关系的统计模型被广泛用于冰川消融量的计算(张小咏 等,2005)。国内外多位学者利用冰川平衡线高度处的消融量与气温之间的关系,分别提出了冰川消融量的估算公式(刘潮海和丁良福,1988; Kotlyakov and Krenke,1982; Krenke and Khodakov,1966; Khodakov,1965; Ahlman,1924)。20世纪80年代以来,考虑一定物理过程的水量平衡模型与概念性水文模型涌现,其将冰川沿海拔高度分带,分别计算各带的消融产流。其中HBV模型较为典型,该模型中采用气温指数模型计算流域内的雪冰消融量

(Braun and Renner, 1992),且应用范围较广。随着物质平衡模型的改进,其它 各类改进型气温指数模型也被广泛用于山区冰川消融量的计算(Zhang 等.,2015; Zhao 等.,2012; Hock,2005)。随着山区气象观测的不断完善及冰川消融理论 的发展,各类冰川能量平衡模型也被大量用于山区冰川水文过程的模拟。由于此 类模型能够在物理机制上较好的揭示冰川消融过程,因此能量平衡模型将成为未 来冰川水文过程模拟的重要手段。

1.2.3 奎屯河流域水文与冰川研究进展

近年来我国学者针对奎屯河流域冰川和水文方面也开展了大量研究。王林 (2001)对天山奎屯河流域近 40 年冰川变化特征进行了研究,结果表明受局地 水热条件的影响,该流域冰川普遍处于退缩状态。井哲帆等(2002)基于冰面实 测资料,对奎屯哈希勒根51号冰川的表面运动速度进行了分析。母敏霞等(2007a) 对奎屯河流域径流变化特征进行了研究,结果表明该流域的径流补给具有地带性 与多样性,冰川融水与雨水是主要的补给源,且多年径流整体呈小幅增加态势。 母敏霞等(2008)对奎屯河流域平原区生态需水的研究显示,该流域的生态需水 量达 5.65×10⁸ m³。焦克勤等(2009)分析了哈希勒根 51 号冰川的面积、末端退 缩与运动速度变化,指出升温是造成该冰川退缩的主要原因,其引起的厚度减薄 与末端退缩,导致冰川逐年的运动速度减小。高文强等(2009)基于加勒果拉水 文站和乌苏气象站的水文与气象资料,重点分析了奎屯河流域径流的变化特征、 周期变化和突变特性等。徐东泽(2009)选用该流域8个水文站的径流资料,对 奎屯河流域枯水径流特征与枯水径流进行了预测,结果表明该流域的枯水期长达 7个月, 目枯水径流主要受流域面积、地质与森林覆盖率影响。阿依努尔·孜牙 别克等(2010)就气候变化对奎屯河高山区地表径流的影响进行了分析,结果表 明年降水量变化与径流量呈显著正相关。辛俊(2011)基于乌苏气象站的气象资 料、加勒果拉水文站与将军庙水文站的水文资料,对该流域径流的年内、年际变 化特征进行了分析,结果表明该流域水资源对气候变化较为敏感,且冰川对河流 径流具有较好的调节作用。甘新远(2013)分析了奎屯河流域气温对降水、冰川 及径流变化的影响。朱马别克·努尔合买提(2014)分析了气温、蒸发、暴雨等 气象要素对奎屯河流域水资源的影响。赵琳林等(2018)基于 BP 神经网络法对 奎屯河流域月径流变化进行了模拟,结果表明径流总体呈上升态势,且气温与降 水共同作用对径流的影响要高于气温或降水的单独作用。邵义(2018)对奎屯河 流域水文水资源及水环境开发面临的问题进行了分析,并提出了相应对策。陈心 池等(2018)基于 MODIS 积雪产品与气象资料,通过 SRM 融雪径流模型对奎 屯河流域的水文过程进行了模拟,结果表明该模型适合对该流域进行洪水预报。

1.3 研究内容、技术路线与章节安排

1.3.1 研究任务与内容

本研究的主要目的是分析气候变化背景下天山奎屯河流域冰川变化及其水 文效应。基于该流域的冰川观测资料,本研究对哈希勒根 51 号冰川的面积与储 量变化进行了分析,并通过气温指数模型重建了该冰川的物质平衡序列;其次本 研究还提取并分析该流域冰川面积与储量的变化特征。其后本研究对该流域径流 与气候的时序变化进行了分析,并基于监测冰川获取的消融参数、遥感影像获取 的流域冰川边界、气象、土壤、植被及水文资料,通过耦合入冰川模块的分布式 水文模型对该流域的水文过程进行了模拟。基于单条监测冰川的观测资料及消融 参数,本研究总体上实现了对该流域冰川消融量计算由"点"至"面"的尺度转 换。

主要内容如下:

(1)基于哈希勒根 51 号冰川的实测资料,分析了该冰川面积、厚度与储量 变化;利用冰川区的气象观测资料与流域内的气象站点资料,通过气温指数模型 对哈希勒根 51 号冰川的物质平衡进行了模拟与重建,并将其与天山范围其他监 测冰川的物质平衡进行了比较。

(2)利用地形图与遥感影像资料,提取了该流域的3期冰川面积,并借助 经验模型计算各期储量,最后获取了51年间该流域冰川面积和储量的变化量。

(3) 基于该流域的气象与水文资料,通过 Mann-Kendall 突变检验、差积曲 线与小波分析等方法,对该流域气候和径流的时序变化进行了分析。

(4)基于该流域的气象、冰川(监测冰川的消融参数与流域冰川边界)、植被、土壤与径流资料,通过耦合入冰川模块的 VIC 分布式水文模型对该流域的 径流变化过程进行模拟,分析了径流中各组分所占比例,并对冰川径流和径流在 不同气候情景下的变化进行了探讨。

1.3.2 技术路线图

依据研究目标,为了进一步说明本研究的整体思路与脉络,技术流程图制定 如下:





Figure 1.1 Research technical roadmap

1.3.3 论文章节安排

依据本论文的研究思路、内容与目的,本论文共分为五章,各章节均针对特 定的内容展开。

第一章为绪论。该部分主要论述了气候变化背景下,加强对西北干旱区流域 尺度水文过程模拟的研究背景、意义及其国内外研究进展。此外该部分还对国内 外冰川变化及物质平衡的研究进行了总结,并对天山地区冰川物质平衡研究的背 景、意义及面临的问题进行了阐述。最后对奎屯河流域冰川与水文方面已开展的 研究进行了总结与分析,并提出了现需解决的问题。 第二章为研究区概况。该部分主要介绍了天山奎屯河流域的地理位置、地质 与地貌、气候水文等自然环境及其冰川分布概况。

第三章为数据与方法。该部分主要介绍了本研究所选用的各类(气象、植被、 土壤、冰川与水文)数据及其处理方法。此外该部分还对本研究所选用的各类计 算方法及模型的原理进行了详细介绍。

第四章为结果与讨论。该部分主要对本研究获取的结果进行了深入分析,并 对各类结果进行整合与讨论。

第五章为结论与展望。该部分主要对全文的主要结论进行了总结,并分析了 目前研究中存在的不足,然后对后续工作进行了展望。

第2章 研究区概况

2.1 奎屯河流域概况

奎屯河流域位于中国境内天山北段中部,地处天山支脉-依连哈比尔尕山北麓, 北临准噶尔盆地,以南为南北天山的分界处(图2.1)。该流域北接加依尔山、玛 依勒山分水岭,南靠天山山脉的依连哈比尔尕山和婆罗科努山分水岭与伊犁河流 域相邻,西至精河县境内与托托河流域接壤,东以吐尔条沟与沙湾县巴音沟河流 域为界(张慧,2015;阿依努尔·孜牙别克和高婧,2010)。该流域总面积为2.83×10⁴ km²,介于 83°30′~85°08′E,43°30′~45°00′N,干流全长约220 km,南北宽约240 km,河源区最高海拔为4909 m,3700 m 以上常年为冰雪覆盖。其中山区与平原 区面积分别为1.19×10⁴ km²和1.64×10⁴ km²(阿依努尔·孜牙别克和高婧,2010)。



图 2.1 研究区概况图。红色原点表示所在流域位置。



本研究所选取的奎屯河流域为奎屯河水系下的最大子流域,集水面积达 1945 km²,多年平均径流量为 6.44×10⁸ m³(王林, 2001),约占整个流域多年平均径 流量的 50%(母敏霞 等,2007b)。该流域的下游地区隶属于奎屯市、独山子与 乌苏市,是天山北麓经济带西侧的金三角区域,区域资源开发利用程度高,是新

疆北部新兴的工业基地、重要的交通枢纽和大规模的农业灌溉区(邓铭江 等, 2012;周静,2009)。

2.2 流域地质地貌特征

奎屯河流域位于依连哈比尔尕山北坡中部,地处准噶尔盆地和天山支脉婆罗 科努山两大地貌单元。该流域自北部至南部,随海拔升高,局地气候逐步由干旱 -半干旱向湿润过度,地貌类型多样,土壤、植被及气候垂直分带明显。该流域 地势分布总体呈南高北低,东高西低态势。受区域地质构造和气候环境影响,该 流域气候地貌差异显著。依据海拔高低,自南至北分别为高山区、中低山区、冲 积洪积平原区、冲积细土平原区、沙丘区等地貌单元(徐东泽,2009;王林,2001)。

海拔≥3800 m 的高海拔区域常年为冰雪覆盖,冰川与稳定积雪广泛分布。受 冰川和积雪的强烈作用,角峰、刃脊、冰斗、槽谷等冰川地貌广泛发育。受高寒 气候影响,地表多为裸岩,土壤发育迟缓,鲜有植被分布。海拔介于 2700-3800 m 的山区主要受冰缘作用影响,融冻泥流、雪蚀凹地、石流、石海等冰缘地貌广泛 分布。多数区域山坡岩石裸露,山体陡峻、坡度较大。土壤发育迟缓,土层较薄, 主要为高山薄层草甸土和寒漠土。受局地气候环境与海拔影响,该区发育有蒿草、 苔草、珠芽蓼和其它杂草、禾草类等垫状植被,植株低矮,但覆盖度较高。此外 匍匐圆柏灌丛也发育于裸岩区及强石质化地带(徐东泽, 2009; 王林, 2001)。

海拔介于 1500-2700 m 的山区主要为剥蚀侵蚀地貌。受地形与局地环流影响, 该区降水量大,水系发育度高,河网密布。海拔自高向低植被景观由高山草甸带 逐步过渡至森林草原。森林树种主要以天山云杉为主,呈带状发育于阴坡与迎风 坡。阳坡及林内以草类和低矮灌木类为主,土壤为黑褐色森林土。海拔介于 1500-1100 m 的山麓地带主要为冲积洪积倾斜平原。该区为中、新生代沉积,地 表以砾石为主。暴雨与洪水多发,河沟纵横,洪积扇发育,地表坡度大,下垫面 植被覆盖度低。海拔 400-1100 m 为低山丘陵区,山前发育有黄土台地、河谷阶 地与微倾斜土质平原,多由砾石、砂、粉砂、粉土、粉质粘土组成。海拔高度介 于 250-400 m 为平原地带,河漫滩、冲沟、古河谷呈条带状发育,绿洲沿河分布; 冲积平原中部的左顿爱力生沙漠发育有北西向的新月型沙丘与沙丘链(徐东泽, 2009; 王林, 2001)。

2.3 流域气候特征

该流域深居大陆腹地,地处北温带干旱区域,大陆性气候特征显著。冬寒夏 热、春秋短促,气温日较差与年较差较大。降水量偏少,雨热集中,大陆度高。 相较于北疆其他地区,日照充足,太阳辐射与地面辐射均较强,无霜期较长(徐 东泽,2009; 王林,2001)。

表 2.1 奎屯河流域各气象-水文站点气象特征

Table 2.1 Meteorological Characteristic of meteorological and hydrological stations in the Kuytun

站 名	海拔	地理位置		观测项目	资料时段	年降水量	年均温
	(\mathbf{m})					(mm)	(°C)
待甫僧气象站	1947	84°34′	44°08′	气象	1976-1995	399.5	3.6
红山雨量站	1160	84°27′	44°10′	降水	1982-2006	263.8	-
将军庙水文站	1340	84°43′	44°05′	水文、气象	1987-2006	219.6	6.4
吉勒德水文站	920	84°25′	44°10′	水文、气象	1954-2006	260.0	6.4
喇嘛庙水文站	1540	84°59′	44°01′	水文、气象	1955-2006	252.7	5
乌苏市气象站	479	84°40′	44°26′	气象	1953-2006	168.1	7.9

River Basin

奎屯河流域已获取的观测站点资料显示(表 2.1),各站点的年均温介于 7.9~3.06℃。年内气温均呈显著的单峰性分布,最热月通常出现于 7 月,最冷月 常出现于 1 月。夏季最高,其次为秋季与春季,冬季最低。从平原地区至山区, 气温分布呈现出显著的垂直地带性。冬季的气温垂直递减率最高,其次为秋季与 春季,夏季最低。该区域地处中纬度盛行西风带内,西风携带的湿润水汽越过北 疆西部低山隘口,东移过程中遇依连哈比尔尕山阻挡,气流抬升形成降水。

山区降水主要集中于夏季,春季与秋季次之,冬季最少,仅占年降水量的 3.7%。其中年内6月降水量最多,2月降水量最少,分别占年内降水量的20.7% 与3.0%,极值比为18。平原区60.3%的降水集中于春季与夏季;其次为秋季 (21.3%),冬季降水量最少,仅占年内降水总额的12.1%。其中年内5月降水最 多,1月降水最少,分别占年内降水总额的14.2%与3.6%,极值比为3.9。从平 原地区至山区,降水量分布同样呈显著的垂直地带性。平原地区的降水量随海拔 升高逐步增多,各站点的年降水量介于168.1~399 mm。由于该流域位于干旱半 干旱地区,地表植被覆盖度较低,夏季降水较多时,暴雨易引发洪涝灾害。夏季 暴雨量偏低时,多发生于前山山麓与中低山岗(徐东泽,2009)。夏季该流域内 存在热干风现象,同时伴随有浮尘与沙尘暴等灾害性天气(徐东泽,2009;王林, 2001)。

2.4 流域水文特征

奎屯河的河源区位于依连哈比尔尕山北坡的高海拔山区,区内河道狭窄,平 均纵坡为43‰,河流弯曲系数为1.36,多年平均径流模数为10.5 m³·s⁻¹·km²,平 均径流变差系数为0.12,平均径流深为331 mm(阿依努尔·孜牙别克和高婧, 2010)。该河流补给形式多样,主要包括高海拔区域的冰川与积雪融水、中低山 区季节性积雪融水、降水与平原地区的地下水补给。

表 2.2 将军庙水文站 1965-2009 年月均径流量年内分配

Table 2.2 Annual distribution of monthly runoff for Jiangjunmiao hydrological station from 1965

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月均值 (m ³ ·s ⁻¹)	6.2	5.3	4.6	4.7	9.2	36.9	62.4	57.7	27.4	14.1	9.4	7.2
年内占比(%)	2.5	2.2	1.9	1.9	3.7	15.1	25.5	23.5	11.2	5.7	3.8	2.9

to 2009

径流年内分配不均,75.2%集中于 6-9 月,且季节分布差异显著。全年径流 总量的 64.1%集中于夏季,秋季次之,年内占比为 20.8%;春秋季径流量相近,各占年内径流总量的 8%左右。年内径流量的 84.9%分布于夏、秋两季,汛期出 现于 6-9 月。径流与降水的年内变化同步,二者的叠加使得洪水多发生于夏秋两季。年内最大径流量出现于 7 月,占全年径流总量的 25.5%;8 月略低于 7 月,年内占比为 23.5%,二者合计约占年内径流的 49.2%。7 月的径流量最大 (62.42 m³·s⁻¹),3 月的径流量最小 (4.62 m³·s⁻¹),极值比为 13.4 (表 2.2)。

此外高山区冰川与积雪融水也是奎屯河重要的径流组分。消融期内的高温天 气引发与催化了雪冰消融,加速了流域的产流与汇流过程,"削峰填谷",对年 内与年际径流起到调节作用。6月中旬-7月下旬为下游平原地区农业需水高峰期, 汛期的出现有利于缓解下游用水需求。4月至5月下游灌区进入播种期,而春季 径流偏低,春旱现象出现较为频繁(王林,2001)。

2.5 流域冰川分布特征

中国第二次冰川编目资料显示(Liu 等., 2014), 奎屯河流域共发育冰川 281 条,总面积为 147.3 km²,平均估算储量为 7.21 km³。冰川(5Y741B0015)的面 积最大,为 7.6 km²,海拔介于 3331-4481 m(图 2.2)。该流域平均冰川面积为 0.52 km²,平均冰川储量为 0.03 km³。各冰川的平均海拔介于 3264-4508 m,中值 面积高度介于 3399.2-4519.8 m,平均坡度为 8.3~58°,平均坡向为 0.3~358.3°。 该流域冰川类型多样,悬冰川数量较多,平均冰川面积小,低于天山地区的平均 冰川面积。面积<1 km²的冰川为 243 条,总面积为 49 km²,分别占流域冰川总 条数与总面积的 86%和 33%。1-7.6 km²的冰川为 38 条,总面积为 98.3 km²,分 别占流域冰川总条数与总面积的 14%和 67%。NE向冰川在流域冰川总面积中所 占的比例最大(38%),其次为 N向(25%)与 NW向(12%),E(7%)、W (3%)、S(5%)、SE(6%)与 SW(4%)向占比相对较小。可见该流域冰川 面积以≥1 km²的冰川为主,而条数以<1 km²的冰川为主,且偏北向(N、NE、 NW)发育的冰川显著多于其他朝向。



图 2.2 奎屯河流域冰川分布图

Figure 2.2 Distribution map of glacier in the Kuytun River Basin

为了进一步完善该流域冰川监测研究,1999年始中国科学院天山冰川观测试验站(以下简称,天山冰川站)选取该流域的哈希勒根 51号冰川(5Y741C0051)

为半定位监测冰川(张慧, 2015; 焦克勤 等, 2009)。该冰川(84°24′29″E, 43°42′52″N)属亚大陆型-冰斗冰川,海拔范围介于 3490-4000 m,冰川长度与面积分别为 1.23 km 与 1.18 km²。消融区朝向为 NE,积累区表面冰裂隙大量发育。
第3章 数据与方法

3.1 数据源

3.1.1 监测冰川数据

1998 年 8 月下旬天山冰川站为了进一步扩展与加强天山冰川监测与研究,经 奎屯河流域野外实地考察,选取奎屯河流域哈希勒根 51 号冰川为半定位监测冰 川,现已开展的观测项目包括冰川物质平衡、面积、末端退缩、雷达测厚等多项 观测。

3.1.1.1 冰川物质平衡观测

哈希勒根 51 号冰川物质平衡的观测采用传统的、国际通用的花杆-雪坑法。 观测人员利用便携式蒸汽钻在冰川表面共布设测杆 18-26 根(即 6 排横剖面), 每排横剖面为 3-6 根测杆,其间距在 100-200 m,平均 12-18 根/km²测杆,满足 了该冰川的物质平衡观测要求,并于 1999 年 8 月下旬进行了首次观测(图 3.1)。 此后的观测时间为每年的 8 月末或 9 月初,基本上保持在一个整年度,即为一个 物质平衡年度。在冰川消融区,测定各观测点出露于冰雪表面的测杆读数(精度 以 cm 计);并在各测杆附近开挖雪坑至冰川冰表面,测量雪-粒雪和附加冰的厚 度;描述雪-粒雪和附加冰剖面层次及其结构特征;测定不同层次的雪-粒雪和附 加冰密度。在冰川积累区,主要用开挖雪坑观测雪-粒雪和冰片剖面的方法直接 观测纯积累量。雪坑至少要挖至上一个物质平衡年末形成的污化面为界,分层测 量雪-粒雪和冰片的厚度、密度和结构特征。其观测时间与消融区的直接观测时 间相同。

由于观测人员的变动,该冰川的物质平衡观测出现了中断,现已获取7个物质平衡年的完整资料(1999/2000、2000/2001、2002/2003、2003/2004、2004/2005、2005/2006 与 2010/2011 年)。为了恢复该区域的物质平衡观测,2017 年 8 月上旬利用新型的德国 Heucke 蒸汽钻,在该冰川表面沿海拔重新布设了 16 根测杆,组成了物质平衡观测网阵。



图 3.1 哈希勒根 51 号冰川物质平衡观测网络。红色原点表示测杆位置,蓝色六边形表示自动气象站的位置,蓝色表示冰川边界。

Figure 3.1 Observation network on the Haxilegen Glacier No.51. Red dots indicate the stakes, blue hexagon shows the position of the two automatic weather stations (AWS) and blue line represents the glacier boundary.

观测雪坑的雪-粒雪和冰片剖面比在消融区的直接观测复杂,需准确识别夏末 的消融面或污化面。考虑冰川表面夏季频繁降水事件的影响,在一个年层中常出 现多个污化面,因此在冰川上部,同时采取人工污化面进行对照和修正。此外, 为满足气温指数模型的参数需求,获取夏季该冰川表面的消融量,2017年8月 于该冰川表面开展了短期、多次的重复性观测,并于冰川末端架设了自动气象站 (AWS2)。

3.1.1.2 冰川面积观测

2000年9月借助摄影测量与GPS(全球卫星定位系统,SOKKIAGSS1A型) 技术,对该冰川进行了大比例尺(1:1000)地形图测量。基于此次测量获取的地 形图,通过量算得到该冰川2000年的面积数据。2006年与2010年利用差分GPS (Unistrong E650),对该冰川末端进行重复测量,获取该冰川两期的矢量边界, 经计算后得到各年份的冰川面积数据。2017年8月下旬利用手持GPS对冰川末 端进行了定位测量,经GIS软件处理后,获取其矢量边界。此外,基于1964年 9月的航空摄影像片和1972年航空摄影测量地形图(比例尺为1:50000),经校 对和量算获取了哈希勒根 51 号冰川 1964 年的冰川面积数据。



3.1.1.3 冰川厚度观测





2010年9月为获取哈希勒根51号冰川的厚度资料,采用加拿大SSI(Sensors & Software Inc.) 公司生产的 Pusle EKKO PRO100A 增强型探地雷达对该冰川 3700 m 以下的区域进行了测量(图 3.2)。该仪器具备较好的穿透与探深能力。 观测方式采用剖面法,选用中心频率为100 MHz的天线,发射天线与接收天线 以固定的天线距(4m)沿测线同步移动,测点位于前后天线的中间位置。雷达 电磁波在冰内的平均传播速度为 0.169 m·ns⁻¹,测厚的相对误差为 1.18% (何茂 兵等,2004; 孙波等,2003)。如图 3.2 所示,冰面共布设测线 6 条 (A-F),同 时利用差分 GPS 对探地雷达的测线进行精确定位。

3.1.2 地形图与谣感影像数据

为了反映奎屯河流域 1964-2015 年的冰川面积,本研究通过 1964 年的地形图 数据与 Landsat 影像数据(2000 年与 2015 年) 对该流域的 3 期冰川边界进行了 提取。本研究选用的地形图数据(共9幅)摄于1964年,调绘于1967年,坐标

44'0'N

系为北京 54 坐标系,高程基准为 1956 黄海高程系,比例尺为 1:5 万,等高距为 20 m。Landsat 影像数据源于 USGS(U.S.Geological Survey, https://earthexplorer.usgs.gov/)数据共享平台,共4景。影像接收日期介于 6-8 月, 冰川区少云少雪,总体质量较好。遥感影像的具体信息见下表。

表 3.1 遥感影像信息

Table 3.1 Information of remote sensing image

ID	接收年份	传感器	分辨率	轨道号
LE71440302000220SGS00	2000年	ETM+	30	144/30
LE71450302000179EDC00	2000年	ETM+	30	145/30
LE71440302015197NPA00	2015 年	ETM+	30	144/30
LC81450302015196LGN00	2015年	OLI/TIRS	30	145/30

3.1.3 高程数据

本研究选用 ASTER GDEM V2版(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model Version 2,先进星载热发射和 反射辐射仪全球数字高程模型)作为高程数据源,用于提取流域内各要素(冰川、 植被、土壤、积雪等)的高程信息。该数据由日本经济产业省(Ministry of Economy, Trade and Industry, METI)和美国航天航空局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)联合研制。该数据以"先进星载热发射和反辐射计(ASTER)"为基础,经特定算法获取,是目前唯一将全球地表陆面覆盖的高分辨率 DEM 数据。ASTER GDEM 数据的空间分辨率为 30 m,采用经纬度投影, 值域范围介于-152-8806 m,数据采用 tiff 格式。ASTER GDEM V1 版数据发布后 (2009 年 6 月 29 日 V1 版发布),已在全球对地观测中应用广泛。由于 ASTER GDEM V1 版原始数据在个别区域存在异常现象,因此 ASTER GDEM V2 版采用 更为先进的算法对 GDEM V1 版进行了校正。对比结果表明,校正后数据空间分

3.1.4 气象数据

辨率的精度和高程精度均有所提高。

3.1.4.1 站点资料

由于该流域山区的气象资料较少,故选用该流域下游乌苏气象站的气象数据, 其中包括 1965-2015 年日尺度的平均气温、最高气温、最低气温、降水量与平均 风速。该站点资料源自中国气象科学数据共享服务网(http://cdc.cma.cn)。同时 选用该流域山区将军庙水文站 1965-2009 年的(月尺度与年尺度)降水资料,以 反映山区降水量变化。此外基于前人已开展的相关研究及观测(Zhang 等.,2018; 辛俊,2011;徐东泽,2009),本研究对该流域内多个水文站与气象观测站点(表 3.2)的年均温和年降水量进行了统计与整理,以获取该流域内气温与降水的时 空分布特征,为气温与降水背景场(梯度)的生成提供基础数据。

表 3.2 流域内典型水文与气象观测站点

Table 3.2 Typical meteorological and hydrological stations in the Kuytun River Basin

ID	名称	纬度	经度	高程(m)
1	乌苏市气象站	44.43°	84.67°	479
2	加勒果拉水文站	44.12°	84.70°	1050
3	吉勒德水文站	44.17°	84.42°	1050
5	红山雨量站	44.13°	84.42°	1160
6	将军庙水文站	44.02°	84.65°	1392
7	喇嘛庙水文站	44.02°	84.98°	1540
8	待甫僧水文站	44.13°	84.57°	1947
9	冰川末端气象观测点	43.74°	84.40°	3495

3.1.4.2 冰面气象资料

2004年2月18日-8月23日天山冰川站观测人员于哈希勒根51号冰川侧碛 处(3545 m)架设 Vantage Pro2自动气象站(AWS1, Automatic Weather Station 1)一台,用于冰面气象资料的采集。观测项目包括风速、风向、气温(最高气温、最低气温与均温)、降水、相对湿度等常规项目,采集时间间隔为30min。2017 年8月初至下旬为配合物质平衡观测,在哈希勒根51号冰川末端再次架设 Vantage Pro2 DAVIS自动气象站(AWS2)一台,用于记录观测时段内的气象要 素。观测内容包括气温(最高气温、最低气温与均温)、降水、气压、相对湿度 、风速与风向,采集时间为10min(表3.3)。

	X J.J Vantage P104	,日幼 (豕垍凹)(2小)目忉
--	--------------------	-----------------

测量参数	测量范围	分辨率	精度
风速	1~67 m/s	0.1 m/s	+5%
风向	0~360°	1°	+7°
空气温度	-40~+65°C	0.1°C	+0.5°C
相对湿度	1~100%	1%	+3~4%
气压	880~1080 hPa	0.1 hPa	+1.0 hPa
雨量	日/暴雨 0~9999 mm	0.2 mm	+4%
	月/年 0~19999 mm		
时钟	12 or 24 Hr 格式	1 min	+0.8 sec/month

Table 3.3 Technical indexes of Vantage Pro2 Automatic Weather Station

3.1.4.3 再分析资料

(1) 中国区域地面气象要素数据集(China Meteorological Forcing Dataset)

该数据集由青藏高原气象数据中心(http://www.tpedatabase.cn/portal/index.jsp) 提供,包括近地面气温、近地面气压、近地面空气比湿、近地面风速、地面向下 短波辐射、地面向下长波辐射与地面降水率。各气象要素的时间分辨率为3小时, 水平空间分辨率为0.1°,选用时间段为1979-2015年。该数据集以Princeton 再分 析资料、GEWEX-SRB辐射资料、GLDAS资料及TRMM降水资料为背景,融 合了中国国家气象局的常规气象观测资料。各要素数值已去除非物理范围的值, 并采用 ANU-Spline 统计插值,其精度介于卫星遥感数据和气象局观测数据之间, 总体高于国际上已有的各类栅格气象数据。

(2) CRU (Climatic Research Unit) 气象资料数据集

本研究选用 CRU 中 1965-2015 年的气温与降水资料,对天山地区气温与降水的时空变化进行了分析。该数据是由英国东英格利亚大学气候研究所提供的逐月地表气候要素数据集,空间分辨率为0.5°×0.5°,时间覆盖范围为1901年-至今。 该数据集包括气温、降水、湿度、风速等多个气象要素,其网格覆盖全球陆地范围。

3.1.5 径流数据

该流域的径流资料由将军庙水文站提供,该站为奎屯河干流上的首个水文站, 集水面积大,可较好的反映该流域山区径流变化。本研究所选用的径流数据为 1965-2009年的月径流与年径流,其中月值数据存在个别缺失(1987年7月与12 月;1988年的1-4月;1989年1-3月)。此外该水文站点还提供了1965-2009年 的年均流速、径流模数与径流深等资料。

3.1.6 植被数据

本研究选取的植被数据集为 UMD (University of Maryland) 1Km Global Land Cover,由美国马里兰大学地理系制作于 1998 年,数据源为 1981-1994 年的甚高 分辨率扫描辐射计 (Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR) 卫星 影像,目前提供 1°、8 km 和 1 km 三类不同分辨率的数据产品

(http://www.landcover.org/data/landcover/)。该数据集包含 14 个不同土地覆盖类型(水体、常绿针叶林、常绿阔叶林、落叶针叶林、落叶阔叶林、混交林、林地、森林草原、开放灌丛、封闭灌丛、草地、耕地、裸地、城市用地)(表 3.4)。

数值	类型	RGB Red	RGB Green	RGB Blue
0	水体	68	79	137
1	常绿针叶林	1	100	0
2	常绿阔叶林	1	130	0
3	落叶针叶林	151	191	71
4	落叶阔叶林	2	220	0
5	混交林	0	255	0
6	林地	146	174	47
7	灌木草地	220	206	0
8	密灌木林	255	173	0
9	疏灌木林	255	251	195
10	草地	140	72	9
11	耕地	247	165	255
12	裸地	255	199	174
13	城市与建筑用地	0	255	255

表 3.4 植被数据产品说明

Table 3.4 Product description of vegetation data

2	0
Z	У

3.1.7 土壤数据

本研究选用的土壤数据为全球土壤数据产品-光盘数据集(Global Soil Data Products CD-ROM Contents),由美国橡树岭国家实验室分布式活动档案中心

(Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, ORNL DAAC) 提供(http://dx.doi.org/10.3334/ORNLDAAC/565)。该土壤数据集涵盖全球 8000 多个土壤剖面,包括土壤性状、土壤地理分布与土壤数据系统。该数据系统由国 际地圈生物圈计划(International Geosphere-Biosphere Programme, IGBP)研发, 能够提供不同深度土壤的属性、空间分布与分辨率。此外该数据集还为相关模拟 研究的开展提供了表层土壤的碳含量、持水容量、热导率等指标。

3.2 方法

3.2.1 监测冰川厚度与储量计算

冰川积累区上部地形陡峻,观测人员无法到达,暂时无法对其进行冰川厚度 的雷达测量,因此本研究利用浅冰近似法对该区的冰川厚度进行了计算。该方法 是对斯托克斯公式的简化,假设冰川横向延伸大于垂向,垂向在应力、速度等分 量上远高于横向与纵向,因此冰川流动主要受自身重力的影响。基于以上假设, Paterson (1970)提出了半无限冰体厚度(*h*)的近似计算公式:

$$h = \tau_b / \rho g \sin \alpha \qquad \dots (3.1)$$

式中 τ_b 为底部剪应力(N); ρ 为冰川冰密度($g \cdot cm^{-3}$); g为重力加速度($m \cdot s^{-2}$); α 为冰床坡度。

假设冰体为理想塑性体,冰体屈服应力约等于底部剪应力,为100 KPa;若 冰体表面与冰床坡度相等,可由冰面平均坡度求得冰体厚度。因此冰川积累区上 部无观测区的厚度可通过该方法进行计算而获得;而下部可通过克里金插值法获 取,最终得到整支冰川的厚度分布。获取冰川的厚度资料后,本研究通过 GIS 中的 3D Analysis 模块对整支冰川的储量进行计算,公式如下:

$$V = \sum_{i=1}^{n} s_i * H_i \qquad \dots (3.2)$$

式中V为冰川储量 (m³); $s_i 与 H_i$ 为第i个像元的面积 (km²) 和厚度 (m)。

3.2.2 监测冰川物质平衡的计算

基于观测时段的测杆与雪坑观测资料,通过计算得到观测时期内各测杆处的单点物质平衡。特定时段、某点的物质平衡为雪(粒雪)平衡(*b_f*)、附加冰平衡(*b_f*)、附加冰平衡(*b_f*))的代数和,即:

$$b_{(1-2)} = b_{f(1-2)} + b_{sp(1-2)} + b_{i(1-2)} \qquad \dots \quad (3.3)$$

$$b_{f(1-2)} = \rho_{f(2)} h_{f(2)} - \rho_{f(1)} h_{(1)} \qquad \dots \quad (3.4)$$

$$b_{sp(1-2)} = \rho_{sp} \left(h_{sp(2)} - h_{sp(1)} \right) \qquad \dots \quad (3.5)$$

$$b_{g(1-2)} = \rho_i \left[m_{(1)} + h_{f(1)} + h_{sp(1)} - \left(m_2 + h_{f(2)} + h_{sp(2)} \right) \right] \qquad \dots (3.6)$$

式中:下标*i、sp*与*f*分别代表冰川冰、附加冰和雪(粒雪);1、2表示观测的顺序;密度(ρ)的单位为g·cm⁻³;测杆的读数(*m*)及厚度(*h*)的单位为cm;附加冰的平均密度(ρ_{sp})取 0.85 g·cm⁻³;冰川冰的平均密度(ρ_i)取 0.9 g·cm⁻³。基于以上各观测点的单点物质平衡(年纯积累与年纯消融量),经综合计算可获取观测时段内整个冰川的物质平衡值。

冰川学研究中,冰川物质平衡由点(观测点)推至面(整条冰川)的计算方法主要为等值线法和等高线法。考虑到哈希勒根 51 号冰川表面的测杆分布与观测情况,本研究选用等值线法进行计算。该方法将各单点的年物质平衡值绘到大比例尺冰川地形图上,然后绘制冰川物质平衡等值线图。基于该等值线图,最终计算得到整条冰川的年物质平衡(*b*,),公式如下:

$$b_n = \sum_{i=1}^n \frac{s_i b_i}{S}$$
 ... (3.7)

式中, s_i 为两相邻等值线之间的投影面积(km²); b_i 为 s_i 的平均净平衡(m w.e.); n为 s_i 的总个数;S为冰川的投影面积(km²)。

3.2.3 气温指数模型

考虑到哈希勒根 51 号冰川的观测现状与资料累积情况,本研究选用经典的 气温指数模型(Hock, 2003; Braithwaite and Zhang, 2000)对该冰川的物质平 衡进行模拟与重建。该模型由两部分组成,分别计算冰雪的消融量与积累量。冰 川消融量取决于模拟时段内的正积温,积累量由模拟时段内冰面的固态降水进行 估算。对于特定冰川而言,物质平衡为冰川消融量与积累量之和。模型中冰川消 融量(*A*)的计算公式如下:

$$A = \begin{cases} DDF_{ice/snow}T & : DDF > T_m \\ 0 & : T \le T_m \end{cases} \dots (3.8)$$

式中, *DDF* 为雪或冰的度日因子(mm·d⁻¹ °C); *T* 为冰川表面特定海拔处的气温; T_{m} 为冰体发生消融的气温阈值。

模型中冰川积累量(C)的计算方式如下:

$$C = \begin{cases} C_{prec} P & : T \le T_p \\ 0 & : T > T_p \end{cases} \qquad \dots (3.9)$$

式中P为冰面特定海拔处的固态降水量(mm); T_p 为冰面雨雪分离的气温阈值 (\mathbb{C}); C_{prec} 为降水的校正系数,用于降水量的校正与误差评估(观测点位置变 更和其他系统误差)。该模型仅以逐日的气温与降水作为气象驱动数据,并假定 冰川消融与气温存在线性关系。考虑到冰川表面的不同状态(雪与冰),分别采 用 $DDF_{ice} = DDF_{snow}$ 进行消融量的计算。模型对于冰面液态降水与再冻结未予考 虑,并假设冰川融水与液态降水会迅速从冰面流走(Machguth 等., 2012)。模 型的计算时间为9月1日至次年8月31日。以50m海拔间隔将冰川划分为不同 的海拔带,整支冰川的物质平衡(B)为:

$$B = \frac{1}{S_{total}} \sum_{i=1}^{n} s_i b_i i \qquad \dots \quad (3.10)$$

式中 S_{total} 为冰川总面积 (km²); S_i 为第i个海拔带面积 (km²); b_i 为第i个海拔带年物质平衡的模拟值 (m w.e.)。

3.2.4 气象数据处理

3.2.4.1 站点资料处理

为了满足后续模型的需要,统一该流域内各类(各水文与气象站点)气象资料的时段,本研究对该流域内已获取的气象资料进行了分类处理。该流域内各水 文-气象观测站点的年均温与降水量的统计结果显示,该流域内年均温与降水量均呈现出较好的高程效应(图 3.3)。



图 3.3 各水文-气象站点的年均温和年降水量随海拔变化

Figure 3.3 Variation of annual precipitation and temperature from each meteorological and hydrological station along with altitude

因此本研究基于乌苏气象站的气象资料,通过统计降尺度的方法对将军庙水 文站、待甫僧水文站与冰川末端的气温与降水资料进行了插补,推导公式如下:

$$P = P_1 * (\Delta h * r + 1) \qquad \dots (3.11)$$

$$T = T_1 - \Delta T \qquad \dots (3.12)$$

式中P为插补后的降水量; P_1 为基准站降水量; Δh 为高程差;r为比例系数。 T为插补后的气温, T_1 为基准站气温, ΔT 为温差。 $r 与 \Delta T$ 根据各站点已有的 气象资料进行推算。

由于平原地区的年内降水分配与山区存在差异,故采用逐月递推的方式,以 乌苏气象站为基准站,对将军庙水文站的降水资料进行了插补,年内各月降水 的比例系数r介于 0.43-2.2。后以将军庙气象资料为基准,推导得到了待甫僧水 文站的气温与降水资料。此外基于 2004 年冰川末端的自动气象资料(AWS1)

对将军庙水文站的气温资料进行校正,结果表明二者具有较好的对应关系(图 3.4)(*R*² = 0.88, *p* < 0.001),最终通过统计降尺度获取了冰川末端的气温资料 序列。此外根据该流域的降水梯度(108 mm·km⁻¹),由将军庙水文站的降水资料推导获取了冰川末端的降水资料。



图 3.4 冰川末端与将军庙气温资料比较

Figure 3.4 Comparison of temperature from Jiangjunmiao hydrological station and glacier terminus

3.2.4.2 风速数据处理

由于研究区内各站点除乌苏气象站外,其余站点均不具备长时间序列的风速 资料,故选用再分析资料-中国区域地面气象要素数据集中的风速资料。对比结 果显示,乌苏气象站与再分析资料的风速数据存在较好对应关系,相关系数达 0.76 (*p* < 0.001),表明该再分析资料能较好的反映该流域的风速变化。由于该 再分析资料仅能提供 1979-2015 年的日尺度风速资料,因此本研究以乌苏气象站 1965-1978 年的风速资料对待甫僧水文站的风速资料进行了插补。对比各站点间 1979-2015 年的风速资料,发现均存在较好的对应关系,拟合优度 *R*²均大于 0.8 (*p* < 0.001),因此将军庙水文站与冰川末端的风速资料(1965-1978年),均可 通过逐站点递推的方式,利用对应的关系式进行插补(图 3.5)。



图 3.5 气象与水文站点间的风速比较

Figure 3.5 Comparison of wind speed of different meteorolgical or hydrological stations

3.2.5 径流数据分析

3.2.5.1 小波分析

小波分析是建立在泛函分析、傅里叶分析、调和分析和数值分析基础上的信 号分析工具,多用于对信号多层次时间结构和局部特征的分析。设小波函数为φ (t) ∈L²(R),其 Fourier 变换ψ(ω)满足允许条件:

对于任意函数 $f(t) \in L^2(R)$ 的连续小波变换为:

$$W_f(a,b) = \left(f,\phi_{a,b}\right) = \left|a\right|^{-\frac{1}{2}} \int_R f(t)\phi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \qquad \dots (3.14)$$

式中; *a* 是尺度因子; *b* 是平移因子; $W_f(a,b)$ 为小波系数; Morlet 小波为常用 复式小波,其母函数为: $\phi(t) = e^{\frac{t^2}{2}} e^{j\omega_0 t}$ 。本研究通过该方法反映径流在不同时间 尺度下的周期变化。

3.2.5.2 累积距平与差积曲线

(1)累积距平法常用于判断径流的变化趋势,通过累积距平曲线还可对变化趋势进行划分。对于时间序列 x_i,其某一时刻的累积距平 S 表示为:

$$S = \sum_{i=1}^{n} \left(x_i - \overline{x} \right) \qquad \dots \quad (3.15)$$

其中 $\overline{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} x_i$,利用上式可求得 *n*个时刻的累积距平值。

(2)差积曲线,即累积距平曲线,其曲线向下时,表示径流有所减少,反之表 示径流增加,公式如下:

$$p_t = \sum_{i=0}^{t} (p_i - \overline{p})$$
 ... (3.16)

式中 $p_i \in (p_{1,p_2,p_3,...,p_n}); \overline{p}$ 为序列 $(p_{1,p_2,p_3,...,p_n})$ 的均值; *n*为序列长度; p_t 为前 *t* 项之和; i $\in (1, t), t \in (1, n)$ 。

3.2.5.3 Mann-Kendall 突变检验

Mann-Kendall 突变检验法广泛应用于水文与气候研究中,可用于检测气候或水文序列中是否存在突变,并可确定突变的时间节点。对于具有 *n* 个样本量的时间序列 *x*,构造一个秩序列:

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i$$
 (k=1,2,3,...,n) ... (3.17)

$$r_{i} = \begin{cases} +1, x_{i} > x_{j} \\ 0, x_{i} \le x_{j} \end{cases} \quad (j = 1, 2..., i) \qquad \dots (3.18)$$

秩序列 S₄是第 i 时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数。

在时间序列随机独立的假定下,定义统计量:

$$UF_{k} = \frac{\left[S_{k} - E(s_{k})\right]}{\sqrt{Var(s_{k})}} \qquad (k = 1, 2, ..., n) \qquad \dots (3.19)$$

其中 $UF_k = 0$; $E(s_k) 与 Var(s_k)$ 是累计数的 S_k 均值和方差; 在 x_1, \dots, x_n 相互独立, 且相同连续分布时,二者可由下式求得:

$$E(s_k) = \frac{n(n-1)}{4}$$
 ... (3.20)

$$Var(s_k) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \qquad \dots (3.21)$$

*UF_i*为标准正态分布,是按时间序列*x*顺序*x*₁,*x*₂,...,*x*_n获取的统计量序列; 分别按照顺序时间序列与逆序时间序列求得*UF_i*与*UB_i*两条曲线。给定显著性水 平α内,将统计量曲线和显著性水平线绘在同一图中,若出现交点,且交点在临 界线之间,则交点为突变点。

3.2.6 地形图与遥感影像处理

为便于冰川信息的提取,扫描纸质地形图,获取其高分辨率的栅格图像;后在 GIS 软件中对地形图进行空间配准与校正。为了更好的区分雪斑与冰川,采用小波融合的方式对 Landsat 影像数据进行增强处理,同时在 GIS 软件中采用目视解译的方法对冰川边界进行了勾勒。为提高识别精度,对于表碛发育的冰川区采用 DEM 叠加影像的方法,并结合冰川学知识与野外经验,完成冰川边界的识别与矢量化。然后在 GIS 软件中为边界矢量添加面积属性,经几何计算后获取冰川面积。

研究表明卫星传感器和影像配准误差是影响冰川边界提取精度的主要因素 (SilverioW 等., 2005; Hall 等., 2003),冰川面积提取误差算法如下:

$$U_A = 2\lambda \sqrt{\lambda^2 + \varepsilon^2} \qquad \dots \quad (3.22)$$

式中, U_A 为面积提取误差(km²); λ 为影像分辨率(m); ε 为配准误差(m)。 计算结果表明,单条冰川面积提取的误差为±0.0025 km²。

此外本研究选用经验公式对该流域冰川厚度与储量进行了估算(施雅风, 2005), 悬冰川选用公式(3.23), 其余类型冰川采用(3.24) 计算得到:

$$\overline{D} = 34.4A^{0.45} \qquad \dots (3.23)$$
$$\overline{D} = -11.32 + 53.21A^{0.3} \qquad \dots (3.24)$$

式中 \overline{D} 为冰川平均厚度(m); A为冰川面积(km²)。冰川储量计算公式如下:

$$V = \sum_{1}^{n} \overline{D}_{i} A_{i} / 1000 \qquad \dots (3.25)$$

式中: V 为流域冰川总储量 (km³); \overline{D}_i 为单条冰川平均厚度 (m); 4 为单条冰 川面积 (km²); n 为流域冰川总条数。

3.2.7 VIC 分布式水文模型

3.2.7.1 VIC 模型概述



图 3.6 VIC 模型结构示意图。*P* 表示降水; *E* 表示蒸发; *E*_t表示土壤水分蒸发蒸腾损失总量; *E*_c表示地表植被冠层截留的蒸发; *L* 表示潜热通量; *S* 表示感热通量; *R*_L表示长波辐射; *R*_S 表示短波辐射; *G* 表示表面热通量; *I* 表示下渗; *Q* 表示不同土壤层之间的渗透; *R* 表示径 流; *B* 表示基流; *τG* 表示地表热通量。

Figure 3.6 Schematic diagram of VIC model.

(http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/images/VIC_grid_cell_schematic.g

if)

P indicates the precipitation; E indicates evaporation; E_t indicates evapotranspiration; E_c indicates

evaporation from canopy interception of surface vegetation; L indicates latent heat fluxes; S indicates sensitive heat fluxes; R_L indicates long-wave radiation; R_S indicates short wave radiation;

G indicates land surface heat fluxes; *I* indicates infiltration; *Q* indicates permeation between different soil layer; *R* indicates runoff; *B* indicates base flow; τG indicate land surface heat fluxes.

VIC(Variable Infiltration Capacity,可变下渗能力)水文模型的全称为 Variable Infiltration Capacity Macro-scale Hydrological Model,该模型是由 Princeton 大学、California 大学 Berkely分校与 Washington 大学的学者以 Wood 等人的思想研究为基础,共同改进研制的空间分布网格化大尺度分布式水文模型(Liang 等.,1994)。 该模型是基于土壤-植被-大气系统能量与水分迁移转换物理过程的 SVAT

(Soli-Vegetation-Atmosphere Transfer)模型,综合考虑了地表与冠层辐射传输、 径流交换及土壤内部的能量与水分迁移过程,以反映对陆面/大气能量交换与土 壤中的水热迁移过程(图 3.6)。

与传统的水文模型相比,该模型具备较强的物理基础,深化了对热量过程的 描述,综合考虑了天气、土壤性质、地形与植被的相互作用。该模型包含积雪与 冻土模块,后续冰川模块的加入(赵求东,2011),适合于对我国西部寒区水文 过程的模拟研究。此外该模型的驱动数据易于获取,土壤与植被参数与其他陆面 过程模型基本一致。模型自身的网格化特性,便于与多类国内外气候模式进行耦 合及相关模型的嵌套,进而以评价气候变化对水资源及水文过程的影响。VIC 水 文模型代码开源也便于该模型的改进与发展,以满足不同研究的需求。1994 年 模型推出后,在国内外众多流域内应用广泛。

本研究选用的 VIC 模型主要包括地表模块(植被与土壤蒸散发过程);积雪模块(积雪融化、冻结、升华);可变下渗曲线与 ARNO 模型(考虑蓄满产流与超渗产流,计算基流与径流);冻土模块(土壤冻融过程对热通量和湿度的影响); 汇流模块(网格汇流算法);湖泊模块与湿地模块(计算湖泊和湿地水热平衡); 碳循环模块(计算碳循环与植被净初级生产力);冰川模块(计算冰川消融与积 累量)。

3.2.7.2 VIC 模型原理与结构

分布式 VIC 模型的关键特性表现为异质性的植被类型、可变下渗的多层土壤 与非线性基流。该模型的垂直结构类型由地表植被与 3 层土壤组成 (图 3.6)。水

平方向上,从1至N,模型中每个网格表层均可分为不同的植被类型单元格,裸 地则表示为N+1。对于每个植被类型单元格,植被特征值(如叶面积指数、反照 率、最小气孔阻力、粗糙长度、根区分布比例等)均已被指定。该模型通过 Penman-Monteith公式计算土壤蒸散量,式中土壤蒸散量、净辐射和水汽压差密 切相关。实际蒸散总量由冠层单元格的蒸发量、植被单元格的蒸腾量及裸土单元 格的蒸发量组成。在生物-大气传输的参数化方案中,冠层对降水形成截留,截 留量与流域的叶面积指数正向相关。

冠层与第一层土壤主导外流部分,代表土壤对下渗降水的直接、快速响应; 第二层与第三层反映了土壤湿度的缓慢变化,控制基流量的多少,由 Arno 模型 计算获取 (Franchini and Pacciani, 1991)。仅在上层土壤处于饱和状态下,底层 土壤才会对降水过程产生响应。受植被类型与土壤类型的影响,植被根系可分布 于土壤各层。土壤中的水汽可通过蒸散发,沿植被根系向上传递。对于各类植被 覆盖类型,其土壤特性均被认定为是同质的,但在不同时段土壤中的水量分配是 变化的。模型每个地表类型单元格的下渗、上下土层间的水量传输、地表径流与 潜流均需逐项计算,依据植被盖度汇总后可得到地-气传输的潜热通量、感热通 量、地表热通量 (感热、潜热与地热)、有效地表温度、地面径流与潜流的总额。 VIC 模型中各单元格的模拟均独立进行,不存在平行水流,但各网格的计算时间 并不一致。汇流过程中不存在回流,一旦流出网格单元,则不计入水量平衡中。 (1) 水量平衡

VIC 模型中水量平衡的计算方式:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \qquad \dots (3.26)$$

式中 $\frac{\partial S}{\partial t}$ 、*P*、*E*与*R*分别为蓄水量、降水、蒸散发与径流量。模型时步范围内 各变量的单位均为 mm。

植被覆盖区,冠层截留(降水)水量平衡的计算公式为:

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = P - E_c - P_t \qquad \dots (3.27)$$

式中 ∂W_i 为冠层的截留量(mm); E_c 为冠层的蒸发量(mm); P_t 为净降水量(mm)。

(2) 蒸散发

VIC 模型中蒸发分为三类: 冠层蒸发(E_c)、植被蒸腾(E_t)与裸地蒸发(E_1) (Liang 等., 1994)。基于以上各项的权重,单个网格单元的总蒸散发为以上三 项之和。

$$E = \sum_{n=1}^{N} C_n \cdot (E_{c,n} + E_{t,n}) + C_{N+1} \cdot E_1$$

式中 C_n 为第n个网格单元的植被覆盖度; C_{N+1} 为裸土覆盖度,且 $\sum_{n=1}^{N+1}C_n=1$ 。

1) 冠层蒸发

当冠层存在截留水,冠层蒸发处于最大值。植被网格中最大冠层蒸发量(E_c^*)的计算公式如下:

$$E_{c}^{*} = \left(\frac{W_{i}}{W_{im}}\right)^{2/3} E_{p} \frac{r_{w}}{r_{w} + r_{o}} \qquad \dots \quad (3.29)$$

... (3.28)

 W_{im} 为冠层最大截留量(mm),取叶面积指数的 0.2 倍(Dickinson 等., 1984), 指数三分之二源于 Deardorff(1978)的研究。地表蒸发阻抗(r_o)是由冠层与 上层大气湿度之间的梯度变化造成的。参照植被参数数据库,模型中各地表覆盖 类型的地表蒸发阻抗已被指定。空气动力阻抗(r_w)表征了冠层上部空气与蒸发 面之间的水热传输。 E_p 为潜在蒸发,假定冠层阻抗为零,可通过 Penman-Monteith 公式(Shuttleworth, 1993)计算:

$$\lambda_{v}E_{p} = \frac{\Delta(R_{n}-G) + \rho_{a}c_{p}(e_{s}-e_{a})/r_{a}}{\Delta + \gamma} \qquad \dots \quad (3.30)$$

 λ_{r} 为蒸发潜热(J·kg⁻¹); R_{n} 为净辐射(W·m⁻²); G为土壤热通量(W·m⁻²); ($e_{s}-e_{a}$)为空气中水汽压差(Pa); ρ_{a} 为常压下的空气密度(kg·m⁻³); c_{p} 为空 气比热(J·kg⁻¹K⁻¹); Δ 为饱和水汽压-气温关系的斜率(Pa·K⁻¹); γ 为湿度常 数(66 Pa·K⁻¹)。空气动力阻抗(r_w)采用 Monteith 和 Unsworth(1990)的算法:

$$r_w = \frac{1}{C_w u_z} z \qquad \dots \quad (3.31)$$

*u_z*为*z*层的风速(m·s⁻¹); *C_w*为水体传导系数,计算时需考虑大气稳定度,采用
 Louis (1979)提出的算法。当降雨率持续低于冠层蒸发量时,单个模拟时段内
 截留水量不足以满足大气蒸发需求,此时冠层蒸发*E_c*为:

$$E_c = f \cdot E_c^* \qquad \dots (3.32)$$

f为冠层蒸发耗尽截留水量的时步比例,由下式计算得到:

$$f = \min\left(1, \frac{W_i + P \cdot \Delta t}{E_c^* \cdot \Delta t}\right) \qquad \dots (3.33)$$

2) 植被蒸发

植被蒸腾的算法如下(Ducoudre, 1993; Blondin, 1991):

$$E_{t} = (1 - (\frac{W_{i}}{W_{im}})^{2/3}) E_{p} \frac{r_{w}}{r_{w} + r_{o} + r_{c}} \qquad \dots \quad (3.34)$$

式中 r_c 为冠层阻力($s \cdot m^{-1}$),公式如下:

$$r_c = \frac{r_{0c}g_Tg_{\nu pd}g_{PAR}g_{sm}}{LAI} \qquad \dots \qquad (3.35)$$

式中 r_{0c} 依据植被参数数据库,为最小冠层阻抗($s \cdot m^{-1}$); $g_T \times g_{vpd} \times g_{PAR} \subseteq g_{sm}$ 分别为气温因子、水汽压差因子、光和有效辐射通量因子与土壤水汽因子。

Wigmosta 等(1994) 对以上 4 个控制因子进行了详细阐述。模拟时段内冠 层蒸发仅发生于部分时段,植被蒸腾可分为两类:一类是冠层仅发生蒸腾,无蒸 发现象发生;二类是冠层的蒸腾与蒸发作用均发生。具体算法如下:

$$E_{t} = (1 - f)E_{p} \frac{r_{w}}{r_{w} + r_{o} + r_{c}} + f \cdot (1 - (\frac{W_{i}}{W_{im}})^{2/3})E_{p} \frac{r_{w}}{r_{w} + r_{o} + r_{c}} \quad \dots \quad (3.36)$$

对于特定的植被单元格,三层土壤对总蒸腾量的贡献量可通过每层土壤的根 区面积比例进行计算。

3) 裸地蒸发

裸地蒸发仅发生于顶层薄土层中。当顶层土壤处于饱和状态时,以潜在蒸发 率进行蒸发。当顶层土壤处于非饱和状态下时,其蒸发率可通过 Arno 公式

(Franchini and Pacciani, 1991)进行计算。下渗容量(*i*)采用新安江模型中提出的空间异质结构进行计算,表达式如下:

$$i = i_m [1 - (1 - A)^{1/b_i}]$$
 ... (3.37)

$$i_m = (1+b_i) \cdot \theta_S \cdot |z| \qquad \dots \quad (3.38)$$

式中 i_m 为最大下渗能力(mm); A为下渗能力小于 i_m 的土壤面积在流域总面积 中所占比例(%); b_i 为下渗形状因子; θ_s 为土壤孔隙度(%); z为顶层土壤的 厚度(m),以上各参数均属顶层土壤。因此裸地蒸发可由下式计算:

$$E_{1} = E_{p} \left(\int_{0}^{A_{s}} dA + \int_{A_{s}}^{1} \frac{i_{0}}{i_{m} [1 - (1 - A)^{1/b_{i}}]} dA \right) \qquad \dots (3.39)$$

式中A_s为饱和裸土的比例; i_o为相应各点的下渗能力。

(3) 土壤湿度与径流

VIC 模型采用可变下渗曲线对产流的空间异质性进行了论述。模型假定降水 事件发生后,上部两层土壤蓄满后,便产生了地表径流。对于基流采用 Arno 概 念化模型进行计算(Franchini and Pacciani, 1991)。Liang 等(1996)对 VIC 模 型中土壤湿度与径流的算法进行了详细说明。总径流量的算法如下:

$$Q = \sum_{n=1}^{N+1} C_n \cdot (Q_{d,n} + Q_{b,n}) \qquad \dots \quad (3.40)$$

式中Q_{d,n}与Q_{b,n}分别为第n个陆面单元格的地表径流与基流。模型中假定上部两层土壤中不存在侧向流动,因此水量转移可由一维的Richard公式进行表征:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \qquad \dots \quad (3.41)$$

式中 θ 为土壤体积含水量(%); $D(\theta)$ 为土壤水分扩散系数(mm²·d⁻¹); $K(\theta)$ 为导水率(%); z为土层厚度(m)。加入大气驱动数据后,上部两层土壤的融合湿度(Mahrt and Pan, 1984)的算法如下:

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} \cdot z_i = I - E - K(\theta) \Big|_{-Z_i} + D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{-Z_i} \qquad i = 1, 2 \qquad \dots (3.42)$$

式中I为下渗率(mm·d⁻¹); $z_1 = z_2$ 分别为第一层与第二层土壤厚度(m)。下渗速率是降水(或植被覆盖区的下渗降水)与直接径流(Q_d)的差额。对于底层土壤,其出流与下层出流均归为基流(Q_b)。

各层土壤的湿度(包括水分各层土壤间的扩散)可通过水量平衡方程进行表征:

$$\frac{\partial \theta_3}{\partial t} \cdot (z_3 - z_2) = K(\theta) \Big|_{-Z_2} + D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{-Z_2} - E - Q_b \qquad \dots \quad (3.43)$$

若地表为裸地,则无需考虑蒸散发;但如果植被根系进入了底层土壤,则需 要考虑蒸散发。由于上部土层的持水能力较低,因此模拟时段内地表径流可通过 整个上层土壤(第一层与第二层土壤)进行计算(Liang 等., 1996):

$$Q_{d} = \begin{cases} P - z_{2} \cdot (\theta_{S} - \theta_{2}) + z_{2} \cdot \theta_{S} \cdot (1 - \frac{i_{0} + P}{i_{m}})^{1 + b_{i}}, & P + i_{0} \leq i_{m} \\ P - z_{2} \cdot (\theta_{S} - \theta_{2}), & P + i_{0} \geq i_{m} \end{cases} \qquad \dots (3.44)$$

式中下渗能力相关项 $(i_0, i_m, b_i \in \theta_S)$, 上文已提及。

基流计算公式(Franchini and Pacciani, 1991)如下:

$$Q_{b} = \begin{cases} \frac{D_{s}D_{m}}{W_{s}\theta_{s}} \cdot \theta_{3}, & 0 \le \theta_{3} \le W_{s}\theta_{s} \\ \frac{D_{s}D_{m}}{W_{s}\theta_{s}} \cdot \theta_{3} + (D_{m} - \frac{D_{s}D_{m}}{W_{s}})(\frac{\theta_{3} - W_{s}\theta_{s}}{\theta_{s} - W_{s}\theta_{s}})^{2}, & \theta_{3} \ge W_{s}\theta_{s} \end{cases} \qquad \dots (3.45)$$

式中 D_m 为最大基流流速 (m³·s⁻¹); D_s 为非线性基流流速 (m³·s⁻¹); W_s 为非线性基流发生时的土壤含水量 (%)。

(4) 能量平衡

当地表平坦、同质且第 n 种植被类型无冠层的情况下, 地面与表层大气之间

能量平衡方程为:

$$R_n = H + \rho L_e E + G + \Delta H_s \qquad \dots \quad (3.46)$$

其中 R_n 为净辐射 (W·m⁻²); H 为感热 (W·m⁻²); ρ 为液态水密度 (kg·m⁻³); L_e 为汽化潜热 (J·kg⁻¹); $\rho L_e E$ 为潜热通量 (W·m⁻²); G 为地表热通量 (W·m⁻²); ΔH_s 为地表能储变化率 (W·m⁻²)。

其中,

$$\Delta H = \frac{\rho c_p (T_s^+ - T_s^-) z_a}{2\Delta t} \qquad \dots \quad (3.47)$$

$$H = \frac{\rho_a c_p}{r_h} (T_s - T_a) \qquad \dots (3.48)$$

$$G = \frac{k}{D_1} (T_s - T_1) \qquad \dots (3.49)$$

$$\frac{C_s(T^+ - T^-)}{2\Delta t}D_2 = G - \frac{k(T_1 - T_2)}{D_2} \qquad \dots \quad (3.50)$$

其中 ρ_a 为大气常压密度 (kg·m⁻³); c_p 为大气常压下比热 (J·kg⁻¹K⁻¹); $T_s^+ = T_s^-$ 为 模拟时段结束与开始时,空气层底部的表面气温; z_a 为空气层高度; r_h 为热气 流的动力学阻抗 (s·m⁻¹); T_a 为气温 (°C); k为土壤的热传导系数; C_s 为土壤 热容量 (J·°C⁻¹); D_1 为第一层土壤厚度 (m); D_2 为第二层土壤厚度 (m)。其中 净辐射为短波辐射与长波辐射的和:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + \varepsilon(R_L - \sigma T_s^4) \qquad \dots \quad (3.51)$$

α为地表反照率(%); *R_s*为向下的短波辐射(W·m⁻²); *ε*为地表辐射系数; *R_L* 为向下的长波辐射(W·m⁻²); σ为 Stefan-Boltzmann 常数(5.67×10⁻⁸ W·m⁻² K⁻⁴)。
 若地表植被存在冠层,则算法如下:

$$R_{n0} = R_s \left[(1 - \alpha_0) - \tau_0 (1 - \alpha) \right] F + (R_{Ld} + R_{Lu} - 2R_{L0}) F \qquad \dots \quad (3.52)$$

$$R_n = R_s (1 - \alpha) \Big[(1 - F) + \tau_0 F \Big] + (1 - F) R_{Ld} + F R_{L0} - R_{Lu} \quad \dots \quad (3.53)$$

 α_0 为地表冠层反照率(%); τ_0 为地表冠层的短波辐射透过率(%);F为地表

冠层覆盖率(%); R_{Ld} 、 R_{Lu} 与 R_{L0} 分别为云层向下、地表植辐层向上及冠层的 长波辐射通量(J·s⁻¹)。

(5) 冰川消融与积累

冰川与积雪是奎屯河流域径流的重要组分,因此必须考虑冰川与积雪融水对 径流贡献。为了将冰川模块耦合入 VIC 模型框架中,在该流域已有的地表类型 中加入冰川,然后基于冰面气象数据和物质平衡模型,计算冰川区的消融产流, 最后通过汇流模块,实现对冰川水文过程的模拟(图 3.7)。



图 3.7 VIC 模型中冰川模块耦合示意图(赵求东, 2011)

Figure 3.7 Sketch map of VIC model coupled with glacier module (Zhaoqiudong, 2011)

考虑到气温指数模型与能量平衡模型的优缺点,本研究选用气温指数模型对 该流域冰川的消融量进行计算。该模型结构简单(图 3.8),驱动参数易获取,且 在流域尺度上的表现要优于能量平衡模型(Hock, 2003)。

$$M = DDF \cdot PDD \qquad \dots (3.54)$$

*M*为模拟时段内冰川或冰面积雪的消融量 (mm w.e.); *DDF* 为雪或冰的度日因 子 (mm·d⁻¹°C⁻¹); *PDD*为正积温,计算公式如下:

$$PDD = \frac{365/12}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^\infty T e^{\frac{-(T-T_m)^2}{2\sigma^2}} dT \qquad \dots (3.55)$$

式中T为气温; T_m 为日均气温,并假定月内气温呈正态分布($\sigma=1$)。

单个网格单元内冰川产流量Q (mm)的计算公式如下:

$$Q = A \times [(1 - f)M + P_L] \qquad \dots (3.56)$$

式中 *A* 为网格中冰川的面积比例 (%); *f* 为再冻结比例系数 (初值取 0.1); *P*_L 为模拟时段的液态降水量 (mm)。其中,冰川冰/雪的度日因子,需根据研究区 内冰川与积雪的实地消融观测进行率定。



图 3.8 气温指数模型流程图

Figure 3.8 Flowchart of temperature index model

由于该流域冰川所处山区的地形较为复杂,因此 VIC 模型中各格网的气象要 素并不能准确反映冰面的气象要素,因此需对冰面的气象要素进行次网格化,细 化冰面的气象数据,以提高冰川消融量的计算精度。本研究利用 ASTER GDEM

(30 m×30 m)提取各格网中冰川的坡度、坡向与高程信息,后根据气温与降水的海拔梯度,获取冰面的气象数据。输入该流域的冰川矢量边界后,模型中程序单独计算冰川区的产流量。

(6) 积雪算法

VIC 模型中对于冠层与地面的积雪处理分别采用单层与双层模型,进行能量 平衡与质量平衡计算。大气层、森林冠层与雪场的能量交换,仅在表面进行。融 雪、再冻结以及雪盖的热量变化均在能量模块中进行计算;质量模块负责消融雪 水当量变化以及雪层出水量的计算。

1) 双层积雪模型

该模型将积雪分为较薄的表层积雪与较厚下层积雪,可接收固态与液态降水。 当地表单元格中,无冠层覆盖时,即为降雨深与降雪深。但当被冠层覆盖时,冠 层就会截留部分降雪或降雨,整个质量转移的过程变得复杂。受升华作用的影响, 会损失部分降雪。冠层中的固液态水分会以融雪水滴量、积雪重力下落与落地雨 的形式进入地面积雪层。

其表面能量平衡方程为:

$$\rho_{w}c_{s}\frac{dWT_{s}}{dt} = Q_{r} + Q_{s} + Q_{l} + Q_{p} + Q_{m} \qquad \dots (3.57)$$

式中 c_s 为冰体比热 (J·kg⁻¹K⁻¹); ρ_w 为水体密度 (kg·m⁻³); W为水当量 (mm); T_s 为表层气温; Q_r 为净辐射 (W·m⁻²); Q_s 为感热通量 (W·m⁻²); Q_l 为潜热通 量 (W·m⁻²); Q_p 为降雨或降雪提供给雪层能量通量 (W·m⁻²); Q_m 为液态水体再 冻结或融化时所释放的能量。Andreadis 等 (2009) 对整个过程进行深入的描述。

其中 Q_r 可由上文提及的公式(3.51)进行计算。 Q_s 、 Q_l 与 Q_p 计算公式如下:

$$Q_{s} = \frac{\rho c_{p} (T_{a} - T_{s})}{r_{as}} \qquad \dots \quad (3.58)$$

$$Q_{l} = \frac{\lambda_{i} \rho \left[\frac{0.622}{P_{a}}\right] \left[e(T_{a}) - e(T_{s})\right]}{r_{as}} \qquad \dots (3.59)$$

$$Q_P = \frac{\rho_w C_w T_a P_L + \rho_w C_s T_a P_I}{\Delta t} \qquad \dots \quad (3.60)$$

式中, r_{as} 为积雪表层与附近的参考高度间的空气动力学阻力 (m·s⁻¹); T_a 与 T_s 分 别表示空气温度和积雪温度 (℃);当积雪表层为液态水或固态雪冰时, λ_i 分别 为水体汽化热或升华热 (J); P_a 为大气压强 (Pa); $e(T_a)$ 与 $e(T_s)$ 分别为空气水汽 压和积雪表面水汽压 (hPa); C_w 为水体比热 (J·kg⁻¹K⁻¹); P_L 是液态水深 (mm); P_i 为固态水深当量 (mm)。

模拟时段内雪层中液态水的再冻结和融雪获得的总能量取决于雪层表面的 净能量交换(Q_{net}):

$$Q_{net} = (Q_r + Q_s + Q_l + Q_p)\Delta t \qquad \dots (3.61)$$

若 Q_{net} 为负,雪层内能量减少,水体发生再冻结;若 Q_{net} 为负且绝对值较大,雪

层温度降低,液态水全部冻结;反之, Q_{net} 为正,则积雪吸收热量,发生融化。

基于美国陆军工程兵团公布经验公式(US Army Crops of Engineers, 1956), 模型假定积雪反照率随时间衰减函数为:

$$a_m = 0.85 \lambda_m^{t_d^{0.46}} \qquad \dots (3.62)$$

$$a_{a} = 0.85 \lambda_{a}^{t_{d}^{0.58}} \qquad \dots \qquad (3.63)$$

式中 a_m 与 a_a 分别为积累期与消融期的反照率; t_d 为据上次降雪的时间(天); λ_a 与 λ_m 分别为 0.92 与 0.7。通过积雪表层有无液态降水来定义积累期与消融期。

地表水量守恒公式如下:

$$\Delta W_{liq} = P_L + \left[\frac{Q_l}{\rho_w \lambda_v} - \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \qquad \dots (3.64)$$
$$\Delta W_{lice} = P_I + \left[\frac{Q_l}{\rho_w \lambda_s} - \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \qquad \dots (3.65)$$

式中 λ_s 、 λ_f 与 λ_v 分别为升华潜热、汽化潜热与熔解热。 P_L 为液态降水; P_I 为 固态降水。若存在液态水,则 Q_I 与液态水发生质量转化;反之,与固态降水发 生质量转化。表层雪与下层雪仅当发生固态冰交换或融化雪水从上层进入下层时, 才会出现能量与物质交换。对于以扩散或其他传导形式在雪层之间与地表或土壤 进行的能量交换可忽略不计。当 ΔW_{ice} 大于上层最大厚度,多余部分及其吸收的 热量均分配给下层积雪;当 ΔW_{iq} 大于积雪表层的最大蓄水量,多余融水会流入 下层积雪;若下层积雪的温度低于 0°C,流入的融水会发生再冻结,同时释放能 量给下层积雪。下层积雪蓄满后,多余的液态水会作为融雪径流流入土壤中。

2) 单层冠层截雪和融雪

冠层对降雪的综合性作用过程包括森林冠层截留降雪、积雪升华、积雪重力 释放与融雪。发生降雪事件时,特定时段内冠层会截留降雪,直至超过了最大截 留存储能力,其算法如下:

$$I = FP_s \qquad \dots (3.66)$$

$$B = L_r(r_m LAI_o) \qquad \dots (3.67)$$

$$\begin{cases} L_r = 0.001 & T_a \le -5^{\circ} C \\ L_r = 0.004 & T_a > -5^{\circ} C \end{cases} \qquad \dots (3.68)$$

式中I为特定时段内的截留雪量的水当量(mm);F为冠层积雪的截留率; P_s 为降雪量(mm);B为最大截雪储存能力(mm); L_r 为叶面积比率,是气温的分段函数(公式 3.67); r_m 为观测最大截留能力(mm); LAI_s 为单侧叶面积指数。积雪消融量直接通过修正后的能量平衡方程计算得到,通过冠层截雪的能量平衡方程迭代计算求取 T_s :

$$T_{a} = \min(T_{a}, 0)$$
 ... (3.69)

新截留的降水量可通过对应截留雪层的蓄水能力进行计算。未被截留的过量 降雨直接变为穿透降水。冠层截留积雪层中既包括冰体,也包含液态降水。获取 截雪层温度与气温后,融雪量可由固液态水的质量平衡方程求得:

$$\Delta W_{ice} = I - M + \left[\frac{Q_e}{\rho_w \lambda_s} - \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_w}\right] \qquad \dots (3.70)$$

$$\Delta W_{liq} = P_r + \left[\frac{Q_e}{\rho_w \lambda_v} + \frac{Q_m}{\rho_w \lambda f}\right] \qquad \dots (3.71)$$

式中M为冠层释放的积雪量(部分为融化积雪,在重力作用下下落)。

融雪水量超过了截雪层的最大蓄水能力,多余水量滴落地面后,形成融雪水 滴量。观测表明,截雪层积雪下落量与融雪水滴量的比值约为 0.4(Storck 等., 2002)。过量积雪会引发冠层截雪的释放,截雪释放量与融雪水滴量(*D_r*)呈线 性关系:

$$\begin{cases} M = 0, & W_{ice} \le n \\ M = 0.4D_r, & W_{ice} > n \end{cases} \qquad \dots (3.72)$$

式中 n 为残留的截雪量。无冠层截留的降雨与降雪,会与冠层释放的积雪与融雪 水滴量共同落入地面。

(7) 冻土算法

模型中冻土的计算, 需在土壤参数文件中定义土壤中计算能量的层数、厚度、 底界深度及温度。土壤各层的温度采用 Hermite 插值法进行计算(图 3.9), 各层

的热通量计算方程为:

$$C_{s}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(k\frac{\partial T}{\partial Z}\right) + \rho_{i}Lf\left(\frac{\partial \theta_{i}}{\partial t}\right) \qquad \dots \quad (3.73)$$

$$C_{s}\frac{T_{i-}^{t}T_{i}^{t-1}}{d_{t}} = \left(\frac{k_{i+1}^{t} - k_{i-1}^{t}}{\alpha}\right)\left(\frac{T_{i+1}^{t} - T_{i-1}^{t}}{\alpha}\right) + k_{i}^{t}\left[\frac{2T_{i+1}^{t} + 2T_{i-1}^{t} - 4T_{i}^{t} - 2\lambda f(z)'}{\beta}\right] +$$

$$\rho_{i}Lf\frac{(\theta_{i})_{i}^{t} - (\theta_{i})_{i}^{t-1}}{dt} \qquad (3.74)$$

式中 C_s 为土壤的体积热容量 (J·m⁻³K⁻¹); ρ 为冰体密度 (m³·kg⁻¹); T_i^t 为第 *i* 层土壤在时间 *t* 处的温度; *Lf* 为溶解潜热 (J·kg⁻¹); θ_i 为土壤中第 *i* 层的冰体含 量 (m³·m⁻³); *t* 与 *t*-1 为特定时段内相邻时刻; *i* 为模拟步长; *z* 为从地表至地下 的深度。

其中,

$$\alpha = (\Delta z_1 + \Delta z_2) \qquad \dots (3.75)$$

$$\beta = \Delta z_1^2 + \Delta z_2^2 \qquad \dots (3.76)$$

$$\lambda = (\Delta z_1 - \Delta z_2) \qquad \dots (3.77)$$

$$f'(z) = (T_{i-1}^t - T_{i+1}^t) / \alpha \qquad \dots (3.78)$$

k为土壤热传导系数 (W·m⁻¹ k⁻¹), 计算公式如下:

$$k = (k_{sat} - k_{dry})k_e + k_{dry}$$
 ... (3.79)

式中 k_{sat} 与 k_{dy} 分别为饱和土壤与干土壤的热导率($\mathbf{W}\cdot\mathbf{m}^{-1}\mathbf{K}^{-1}$); k_e 为克斯滕数, 用以衡量土壤导热率。

$$k_{sat} = \begin{cases} 0.5^{n} (7.7^{q} 2^{1-q})^{(1-n)} \\ 2.2^{n} (7.7^{q} 2^{1-q})^{1-n} 0.269^{w_{u}} \end{cases} \dots (3.80)$$

$$k_{dry} = \frac{0.17\gamma_d + 64.7}{2700 - 0.94\gamma_d} \qquad \dots (3.81)$$

$$k_e = \begin{cases} \log S_\tau + 1 \\ S_\tau \end{cases} \qquad \dots \quad (3.82)$$

式中n为孔隙度(%);q为石英含量(%),取值为土壤中含沙量(%); W_u 为土壤 中最大未冻结水体积含量($m^3 \cdot m^{-3}$); γ_d 为土壤块体密度($kg \cdot m^{-3}$); S_r 为土壤饱 和湿度的小数表示。 W_i的算法为:

$$W_i = W_i^c \left[\left(\frac{1}{g\psi_e} \right) \left(\frac{L_f T}{T + 273.16} \right) \right]^{-B_p} \qquad \dots \quad (3.83)$$

式中 W_i^c 为第i层土壤的最大水量(mm); W_i 为第*i*层的液态含水量(mm);g为 重力加速度(m·s⁻²); ψ_e 为潜在进气值(m); B_p 为土壤孔径形状系数。

当土壤表面为雪层覆盖时,模型假设雪盖内部的温度是线性的,其能量平衡 公式为:

$$k_{snow} \frac{dt_{snow}}{dz_{snow}} = G = -k \frac{dt}{dz} \Big|_{z} = 0 \qquad \dots (3.84)$$

... (3.85)

式中 dz_{snow} 为雪层厚度 (m); dt_{snow} 为雪面-地面的温差 (°C); k_{snow} 为雪层的热传 导系数 (W·m⁻¹K⁻¹)。



图 3.9 冻土能量平衡与温度分布示意图

Figure 3.9 Distribution map of energy balance and temperature in the frost soil.

(http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/images/VIC

frozen soil schematic.gif)

(8) 产汇流过程

VIC 模型采用 Lohmann 等(1998)提出的汇流程序进行汇流计算,该程序 独立于流域陆面过程模拟而单独运行。该程序选用 D8 算法判别网格内的水流流 向,该算法认为目标网格与相邻 8 个网格中落差最大的网格点之间的连线方向为流向。模型假设该方向为流向,进而产流汇入河道,抵达流域出口。网格内汇流 采用单位线法,河道汇流采用线性圣维南方程。



图 3.10 VIC 模型汇流过程示意图

Figure 3.10 Schematic diagram of confluence process in the VIC model

(http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Model Description

VIC_Routing_Fig.html)

裸地区由于第一层土壤土层较薄,蓄水能力低,将其与第二层合并,形成直 接外流量。在植被区,降雨量为从植被降落至地面的雨量;蒸发量为先前计算的 蒸发与蒸腾的总和。网格内的总蒸发量与外流量的计算公式如下:

$$E = \sum_{n=1}^{N} C_{\nu}[n] \cdot (E_{C}[n] + E_{t}[n]) + C_{\nu}[n+1]E_{1} \qquad \dots \quad (3.86)$$

$$Q = \sum_{n=1}^{N+1} C_V[n] (Q_d[n] + Q_b[n]) \qquad \dots (3.87)$$

 $C_{v}[n]$ 为第 n 类地表类型的面积比例; E_{l} 为裸地蒸发量; $Q_{d}[n]$ 为直接外流量; $Q_{b}[n]$ 为基流流量; $E_{C}[n]$ 为第 n 类植被类型的蒸发量; $E_{l}[n]$ 为第 n 类植被类型的蒸腾量。

模型中的汇流原理如图 3.10 所示,各网格点的产流(地表径流与基流)沿流 域河道系统向出水口汇集。模型中假设汇流过程呈线性且不随时间变化,且与流 量进行卷积的冲击响应函数为正。模型计算过程中,将径流分为快速流和慢速流, 公式如下:

$$\frac{dQ(t)}{dt} = -k.Q^{s}(t) + b.Q^{F}(t) \qquad \dots (3.88)$$

$$Q(t) = Q^{F}(t) + Q^{s}(t)$$
 ... (3.89)

式中Q(t)为t时刻的总流量; $Q^{s}(t)$ 为慢流成分; $Q^{F}(t)$ 为快流成分; k = b分别为常数。

其中,

$$Q^{s}(t) = \frac{\exp(-k \cdot \Delta t)}{1 + b \cdot \Delta t} Q^{s}(t - \Delta t) - \frac{b \cdot \Delta t}{1 + b \cdot \Delta t} Q(t) \qquad \dots (3.90)$$

$$Q^{F}(t) = \int_{0}^{t_{\text{max}}} UH^{F}(\tau) P^{\text{eff}}(t-\tau) d\tau \qquad \dots (3.91)$$

式中 P^{eff} 为有效降水(部分降水形成径流); UH^F 为脉冲函数; t_{max} 为快流过程衰减耗时。

(9) VIC 模型的输入文件

VIC 模型的输入文件包括植被文件、气象驱动数据、土壤文件、植被库文件 与全局控制文件。

3.2.7.3 植被数据

为满足模型要求,借助 GIS 软件对 UMD 1Km Global Land cover 数据集进行 重采样,分辨率与选用的 ASTER GDEM 一致。由于该数据集中不包含冰川类型, 因此耦合加入冰川信息;最后利用流域边界,提取流域内的植被类型数据(图 3.11)。流域内各种植被类型中疏灌木林占比最大(33%),其次为草地(20%)、 灌木草地(16%)与裸地(14%);林地(7%)、冰川(5%)、密灌木林(3%)、 耕地(0.9%)与常绿针叶林(0.1%)相对偏低。通过植被参数库文件,获取各 类植被类型的相关参数,其中包括叶面积指数、结构阻抗、零平面位移、最小气 孔阻抗、反照率、粗糙度等参数。该植被参数文件来源于 Global Land Cover Characteristics Database。



图 3.11 奎屯河流域植被分类图



模型运行时,还需对逐个网格内的植被参数文件进行单独准备,以描述网格内的各种类型植被的分布情况。各网格内的参数文件包括各类植被在网格面积中所占的比例、年内各月份的叶面积比例、各层土壤中的根区深度(0.1 m、0.5 m 与 1 m)以及根区深度在每层土壤中所占的比例。

3.2.7.4 土壤数据

VIC 模型通过土壤参数文件描述土壤网格的空间差异性。本研究利用数据自 身携带的程序(SoilData),采用解缠法(Boot-Straping)将该土壤数据分布为参 数网格数据。在 SoilData 软件输入经纬度,确定研究区的地理空间范围,提取模 型网格中三层土壤的 Sand(沙土)、Clay(黏土)与 Bulk Density(土壤容重), 然后依据三层土壤中的 Sand 与 Clay 比例确定土壤类型(参照美国农业部地质分 类),并参考 Cosby.1984.csv(Cosby 等., 1984)文件,查询获取部分参数(饱 和土壤水势 W_S 、饱和土壤水力传导度 K_S 、土壤容重、土壤体积含水量 θ_S 与用于 描述非饱和流的指数参数 b)。

模型中一部分参数(三层土壤厚度、*D_s、D_M和 W_s*)的具体取值需根据模拟 径流量与实测径流量的拟合情况进行确定;初步预设顶层、中层和下层土壤深分 别为 0.1 m、0.2 m 和 1.2 m; *b* 预设为 0.2; 基流参数 *D_s、D_M和 W_s*分别预设为 0.2、10 和 0.8。

土壤参数文件中逐个网格中的年降水量均通过该流域的降水梯度(108 mm·km⁻¹)插值获取。模型中地温由地表温度与下界之间进行插值获取。假定地 温小于 0°C时土壤发生冻结,并通过最大未冻结水体含量计算土壤湿度。模型运 行时,逐行读取网格中的土壤信息,后根据网格编号,读取植被数据库中的相应 植被参数。此外,在 GIS 软件中利用 ASTER GDEM 通过 Zone Mean 功能求得土 壤参数文件中逐个网格的平均高程。

3.2.7.5 气象驱动数据

本研究中 VIC 模型的气象驱动数据分别为日降水量、日最高气温、日最低 气温、日均气温与日均风速。由于流域地处山区,缺乏长时间序列的辐射与相对 湿度观测,辐射模型采用 MTCLIM(山地微气候模型, Mountain Microclimate Simulation Model)模型。MTCLIM 模型基于日最高气温与最低气温的正弦加权 平均计算日均温,公式如下:

$$T_{avg} = TEMCF(T_{max} - T_{min}) + T_{mean} \qquad \dots \qquad (3.92)$$

式中, T_{avg} 为正弦加权平均气温; T_{max} 为日最高气温; T_{min} 为日最低气温; T_{mean} 为最高温与最低温度的平均值; *TEMCF* 为日均气温的调和系数。

该模型中晴空下透射率 $T_{r_{max}}$ 的计算公式如下:

$$T_{t^{\circ}\max} = \left[\frac{\sum_{s=sr}^{ss} R_{pol^{\circ}s^{\circ}} T_{0^{\circ}nadir.dry}}^{(p_Z/p_0)m_{\theta}}}{\sum_{s=sr}^{ss} R_{pol^{\circ}s}}\right] + \alpha e \qquad \dots \quad (3.93)$$

 $R_{pot^{s_{o}}}$ 为s时角下的瞬间天文辐射; sr为日出时刻; ss为日落时刻; $T_{0^{o}nadir^{o}dry}$ 为晴空下海平面上干燥空气最低点的透射率; P_{z} 为海拔z处的大气压 (Pa); P_{0} 为海平面上的汽压; m_{0} 为大气光学质量; e为水汽压; α 为水汽压对透射率的影响

系数 (Pa⁻¹)。

该模型采用日温较差与透射率的关系表征云量对透射率的影响,计算公式如下:

$$T_{f^{\circ}\max} = 1 - 0.9 \exp(-B\Delta T^{c})$$
 ... (3.94)

$$B = b_0 + b_1^{\circ} \exp(-b_2^{\circ} \Delta T) \qquad \dots (3.95)$$

 $T_{f^{\circ}\max}$ 为云量对晴空透射率的影响; ΔT 为最高温与最低温的差额; $\overline{\Delta T}$ 为月均温 较差,其余项为需率定参数。因此研究点的漫射辐射与直射辐射分别为:

$$R_1 = R_{pot^\circ f} \circ T_{t^\circ \max} \circ T_{df} \qquad \dots \quad (3.96)$$

$$R_2 = R_{pot^\circ sl} \circ T_{t^\circ \max} \circ (1 - T_{df}) \qquad \dots \quad (3.97)$$

式中 $R_{pot^{\circ}f}$ 与 $R_{pot^{\circ}sl}$ 分别为水平面和斜坡上的天文辐射; T_{df} 为漫射率。

由于流域山区地形起伏大,需考虑降水空间差异的复杂性。基于流域内的水 文-气象站点的气象资料,统计该流域内各站点(图3.12)的多年平均气温与降 水量,分析了气温与降水的空间分布特征。结果显示,该流域内气温与降水呈良 好线性关系,如图3.3。因此本研究选用反距离权重-梯度法,仅考虑高程对气温 的影响,将各站点1965-2015年的(乌苏气象站、将军庙水文站、待甫僧水文站 与冰川末端)气温资料插值到模型的各模拟网格上。根据该流域降水的空间分布 特征,生成逐月的降水背景场,然后将站点的比值,插值到逐个网格上(以反距 离-权重法),最后将降水背景场乘以该比值,计算得到各网格1965-2015年的日 降水量。在此过程中流域内的气温梯度取0.72℃·km⁻¹(刘潮海和丁良福,1988), 通过插值后获取了各网格的气温资料。



图 3.12 奎屯河流域气象与水文站点位置

Figure 3.12 Location of meteorological and hydrological stations in the Kuytun River Basin

3.2.7.6 冰川与积雪数据

冰川参数文件包括各期冰川矢量边界、高程、坡向、坡度及逐个网格中的冰 川面积比。其次考虑到冰川区的复杂地形,对冰川区的气象要素进行次网格化, 获取冰面气象驱动文件。此外为了充分考虑积雪消融与积累的空间差异性,在模 型中设置积雪的高程带数,并耦合高程信息,生成积雪参数文件,用于模型运算。

3.2.7.7 汇流文件

VIC模型的产流模拟最终需通过汇流模型将逐个网格的产流汇集到流域出口, 以获取总流量。汇流模型文件包含通量、流向、流速、扩散系数、Mask、有效 面积比与总体控制文件以及水文站点位置文件。流向文件中包含流域内逐个网格 中的水流流向与水流的聚集点,以(1~8)数字表示具体流向。有效面积比文件 为各网格的流域面积在该网格中的面积占比。流速以及扩散系数按缺省值确定, 扩散系数取 1500 m²·s⁻¹,流速取 2 m·s⁻¹。水文站点位置文件用以表示水文站点在 流域网格中的具体位置(数值表示为 9);汇流模型中以水文站点的位置为出口, 进行汇流。汇流模型的输出文件包括冰川区和非冰川区的年、月与日径流量。
3.2.7.8 全局控制文件

全局控制文件用以设定模型运行的时间步长、模拟时段的起止日期、驱动文件(土壤、植被、积雪、气象资料与冰川)与输出文件的路径及是否将冰川、积 雪和冻土加入模型运算。该文件对模型整体运行起到了引导及设定作用,可根据 实际需求进行调整。

3.2.7.9 精度评价指标

本研究选用纳什效率系数与相关系数 2 个指标对模型的模拟效率进行评价。

(1) Nash-Sutcliffe 效率系数(NSE)。本研究选用 NSE 用于验证模型的模拟结果,该值越接近1,表明模拟结果接近于实测值。

$$NSE = \frac{\sum (Q_M - \overline{Q_O})^2 - \sum (Q_M - Q_O)^2}{\sum (Q_M - \overline{Q_O})^2} \qquad \dots (3.98)$$

(2)相关系数。相关系数(r)可用以评价实测值与模拟值之间的吻合度。 r 越接近于 1,表明实测值与模拟值的吻合度越高。

$$r = \frac{\sum (Q_o - \overline{Q_o})(Q_M - \overline{Q_M})}{\sqrt{\sum (Q_o - \overline{Q_o})^2 \sum (Q_M - \overline{Q_M})^2}} \qquad \dots (3.99)$$

第4章 结果与讨论

4.1 哈希勒根 51 号冰川面积与储量变化

表 4.1 1964-2017 年哈希勒根 51 号冰川面积变化

Table 4.1 Area change of Haxilegen Glacier No.51 from 1964 to 2017

观测时间	面积(km ²)	面积变化量(km ²)	年均面积变化率(%·a ⁻¹)
1964.09	1.579	-	-
2000.09	1.397	-0.182	-0.31%
2006.09	1.345	-0.052	-0.62%
2010.09	1.32	-0.025	-0.46%
2017.08	1.225	-0.095	-1.01%

1964-2017 年哈希勒根 51 号冰川面积共减少了 0.35 km², 面积变化率为-22% (表 4.1)。1964-2000 年冰川面积减少约 0.18 km², 年均减少 0.005 km²; 2000-2006 年冰川面积减少约 0.05 km², 年均减少 0.009 km²; 2006-2010 年冰川面积减少约 0.025 km², 年均减少 0.006 km²; 2010-2017 年冰川面积减少量为 0.095 km², 年均减少 0.014 km²。年均面积变化率方面, 2000 年后升高的态势较为显著。研究 时段内该冰川面积变化总体上存在明显的阶段性, 且 2000 年后冰川面积的缩减 速率明显加快。



图 4.1 哈希勒根 51 号冰川厚度(A1-A2 测线)与冰川厚度分布图

Figure 4.1 Distribution map of depth for Haxilegen Glacier No.51, including the result of A1-A2 survey profile.

哈希勒根 51 号冰川厚度资料显示,该冰川 2010 年的平均厚度为 39 m,储量为 0.04 km³。该冰川最大厚度为 73 m,出现于冰川中部,符合冰斗冰川厚度分 布的一般规律。基于已有厚度与储量资料,若面积指数取 1.375(Bahr 等.,1997),则该冰川的 *V*(体积)-*A*(面积)具有以下关系式:

$$V = 0.027 A^{1.375} \qquad \dots (4.1)$$

基于上式对该冰川(1964、2000、2006、2010与2017年)的储量进行了计算。结果显示,1964-2017年该冰川储量亏损约0.015km³,年均亏损率为0.0003km³, 亏损率为29%。1964-2000年冰川储量减少约0.008km³,年均亏损率为0.42%; 2000-2006年冰川储量减少约0.002km³,年均亏损率为0.73%;2006-2010年冰 川储量减少约0.001km³,年均亏损率为0.51%;2010-2017年冰川储量减少约 0.004km³,年均亏损率为1.22%。54年间该冰川储量变化率高于面积变化率, 表明冰川储量对气候变化较为敏感,且该冰川以"退缩减薄"的方式响应区域气 候变化。

4.2 哈希勒根 51 号冰川物质平衡变化

4.2.1 单点物质平衡与年物质平衡



图 4.2 哈希勒根 51 号冰川 7 个物质平衡年的单点物质平衡随海拔变化

Figure 4.2 Single point mass balance as a function of altitude for seven hydrological years derived

from the field survey

如图 4.2 所示, 7 个物质平衡年内的单点物质平衡随海拔升高而不断增大, 表现出较好的高程效应。单点物质平衡介于-3.5~1.17 m w.e.,最大值与最小值均 出现于 2002/03。观测年份内单点物质平衡的垂直梯度(3495-3740 m)介于 0.84~1.44 m w.e.(100 m)⁻¹,其最大值与最小值分别出现在 2004/05 与 2010/2011 年。基于物质平衡等值线图(图 4.3),本研究采用等值线法计算得到 7 个物质平 衡年的年平衡(表 4.2)。该冰川的年平衡介于-0.68~0.21 m w.e.,最小值出现在 2010/2011 年,平衡线高度为 3710 m;最大值出现在 2002/2003 年,平衡线高度 为 3580 m。

表 4.2 哈希勒根 51 号冰川年物质平衡与平衡线高度

Table 4.2 Annual mass balance and equilibrium line altitude for Haxilegen Glacier No.51

年份	物质平衡(mw.e.a ⁻¹)	平衡线高度(m)
1999/2000	-0.29 ± 0.20	3635
2000/2001	-0.47 ± 0.20	3692
2001/2002	-0.33 ±0.20	3647
2002/2003	0.21 ± 0.20	3580
2004/2005	-0.29 ± 0.20	3628
2005/2006	-0.46 ± 0.20	3675
2010/2011	-0.68 ± 0.20	3710



图 4.3 哈希勒根 51 号冰川年物质平衡等值线图。灰色表示积累区,白色表示消融区。 Figure 4.3 Annual mass balance maps determined by the glaciological method. Shading indicates accumulation zone and white indicates the ablation zone.

4.2.2 物质平衡的模拟与重建

4.2.2.1 参数率定与模型校正

为便于该冰川物质平衡资料的分析与研究,本研究以冰川末端的气象资料集作为气象驱动数据,选用气温指数模型对哈希勒根 51 号冰川 1965-2015 年的物

质平衡序列进行了重建。该模型所需参数相对较少,各项参数取值如表4.3所示。

表 4.3 物质平衡模型的参数

Table 4.3 Model parameters used for mass balance modelling

消融模型参数	数值	单位
冰川冰度日因子	7.5	mm·d ⁻¹ ℃
积雪度日因子	4.3	mm [·] d ⁻¹ °C
雨雪分离的气温阈值	1	°C
冰川消融的临界温度	0	°C
气温递减率	0.72	$^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$

根据哈希勒根 51 号冰川(3495-3756 m) 2017 年 8 月的冰面消融观测,并结 合同期的冰川末端的气象观测资料(AWS2),经线性回归计算后得到了该冰川 的冰川冰度日因子(7.5 mm·d⁻¹℃)(图 4.4)。由于观测时段内,并未出现显著的 降水事件,因此缺乏大量的积雪消融观测资料用以计算冰面积雪的度日因子。但 相较于冰川冰的度日因子,积雪度日因子相对趋于稳定。据中国西部已有的积雪 消融观测资料,冰川冰的度日因子与积雪度日因子的比值约为 0.58(张勇 等, 2006b),由此计算可得本研究中积雪的度日因子(4.3 mm·d⁻¹℃)。根据前人研究 (Lejeune 等., 2007; Braithwaite 等., 2003; Johannesson 等., 1995),雨雪分 离的气温阈值取 1℃,冰川冰消融温度取 0℃。气温垂直递减率同样取 0.72 ℃ (100 m)⁻¹。模型的模拟过程中,基于实测冰川边界与夏季的低云量遥感影像对 冰川边界进行了更新(2000-2015 年)。由于 2000 年前,该流域所处区域缺乏大 量可用影像资料,且该时段冰川面积变化率较低(年均变化量仅为 0.005 km²), 因此暂不对冰川边界进行更新。



图 4.4 冰川消融量与正积温的关系及冰川表面雪深分布图(2017年5月,采用反距离插值

Figure 4.4 Measured ablation for ice surfaces as function of positive degree-day sum and snow depth distribution (using Inverse Distance Weighting interpolation) in May, 2017.

由于山区地形复杂,降水易受到本地地形的影响,因此会产生较大的空间差 异性(Immerzeel 等., 2012)。此外冰川表面的积雪空间分布易受到风吹雪与雪 崩的影响(Radić 等., 2017; Huss 等., 2008)。因此,在降水的计算过程中, 加入校正系数*C_{pre}*,用以修正冰川表面的降水量。模型运行过程中,依据已有冰 面雪深观测资料,调整*C_{pre}*使得各海拔带的实测值与模拟值的均方根误差(*RMSE*) 最小。



图 4.5 哈希勒根 51 号冰川实测与模拟物质平衡值比较



法)

参数率定的结果显示(图 4.5),实测值与模拟值总体呈较好的对应关系,均 方根误差(*RSME*)与拟合优度(*R*²)分别为0.38 m w.e.和0.88,表明该模型可 较好反映该冰川物质平衡的变化。7个物质平衡年内各海拔带的实测值与模拟值 的均方根误差介于0.02~0.38 m w.e.a⁻¹。其中2005/2006年的均方根误差最大, 2001/2002年的均方根误差最小,模拟效果最佳(图 4.6)。



图 4.6 各海拔带内实测物质平衡值(红色五边形)与模拟物质平衡值(蓝色圆形)的比较。 逐年的均方根误差(*RSME*)也已给出。



4.2.2.2 年物质平衡与季节物质平衡重建

基于气温指数模型,本研究重建了哈希勒根 51 号冰川 1965-2015 年的年物质 平衡与季节物质平衡(图 4.7 与图 4.8)。结果表明,1965-2015 年该冰川的年均 物质平衡为-0.27 m w.e.,总体上以负平衡年为主,共出现 36 个负平衡年与 15 个 正平衡年,累计物质平衡达-13.81 m w.e.。年平衡的最大值出现于 1988 年,为 0.61 m w.e.;最小值出现于 1974 年,为-1.26 m w.e.。

1964-1973 年该冰川的物质平衡正负值交替出现,积累量与消融量大体持平, 但 1974-1983 年出现了 10 年连续的负平衡。该时段气象资料的分析发现, 1974-1983 年为阶段性升温期,且降水量也相对偏少。可见特定时段内的雨热组 合导致该冰川出现了连续强消融现象。1984-1995 年该冰川大体上处于平稳状态, 尽管负平衡年份较多,但幅度较低; 1995 年后仅出现了 6 个正平衡年,其余年 份均为负平衡,整体上表现出明显的负平衡态势。



图 4.7 1965-2015 年哈希勒根 51 号冰川实测年物质平衡与模拟年物质平衡比较

Figure 4.7 Comparison of modelled annual mass balances with measured annual mass balances of



Haxilegen Glacier No.51 from 1965 to 2015

Figure 4.8 modelled seasonal (summer and winter) mass balances of Haxilegen Glacier No.51

from 1965 to 2015

图 4.8 1965-2015 年哈希勒根 51 号冰川的冬平衡与夏平衡

季节物质平衡的重建利于对该冰川物质平衡过程的理解与分析。1965-2015 年哈希勒根 51 号冰川的冬平衡均为正值,相较于夏平衡,其年际波动较小。51 年间累计冬平衡为 24.36 m w.e.,总体上呈增多态势。其中最大值为 1.19 m w.e., 出现于 2010 年;最小值为 0.22 m w.e.,出现于 1965 年。除 1993 年外,51 年间 该冰川的夏平衡均为负值,平均值为 0.48 m w.e.,累计值为-38.17 m w.e.。其中 最大值为 0.19 m w.e.,出现于 1993 年;最小值为-1.74 m w.e.,出现于 1974 年。 冰川末端的气象资料分析表明,1993 年的气温相对偏低,而降水显著偏多。由 于该冰川为典型的夏季积累冰川,雨热同期,积累期与消融期均集中于夏季。频 繁的降水事件在一定程度上会导致冰面反照率升高,进而减弱冰面消融,同时加 强了冰面物质积累。

4.2.2.3 误差评估

冰川物质平衡计算的误差主要取决于自身的计算方法,其中包括单点物质平 衡观测误差、积累区观测误差以及插值过程中产生的误差。Kenzhebaev等(2017) 开展的误差评估研究表明,使用等值线法的平均误差为±0.2 m w.e.a⁻¹。为了进一 步量化模型的误差,本研究通过参数敏感性分析对模型的精度进行了评估(Azam 等.,2014)。该方法通过在特定范围内调整模型各参数(*DDF_{ice}, DDF_{snow}, C_{pre}* 与*TLR*)的数值,并基于调整后的参数,重新运行模型进行计算。基于 Taylor (1997)的研究,*DDF_{ice}与 DDF_{snow}*分别在各自的误差范围内进行了调整(±0.14 mm·d⁻¹ ℃与±0.18 mm·d⁻¹ ℃)。*C_{pre}与 TLR*分别在±25%和±20%的范围内进行调 整。对比各组参数获取的模型结果,将结果的最大偏差作为模型的误差,为±0.22 m w.e.。

考虑到 *DDF_{ice}*为非实测参数,因此再次对其在±1 mm·d⁻¹ ℃内重新进行了调整。此外,由于模型自身假设冰面高程为常态,未考虑冰面高程变化带来的影响。因此本研究根据实测最大雪深与单点最大消融量对冰面高程进行了调整。结果显示,以上两者标准偏差均较小,远低于±0.22 m w.e.a⁻¹。

4.2.2.4 冰川物质平衡的敏感性分析

为了进一步分析哈希勒根 51 号冰川物质平衡与气候变化之间的相互作用。 本研究通过调整气温(±1℃)与降水(±10%),分析了该冰川物质平衡对气候 变化的敏感性。物质平衡对气温(*dMB/dT*)与降水(*dMB/dP*)的敏感性计算如

下:

$$\frac{dMB}{dT} \approx \frac{MB(+1^{\circ}C) - MB(-1^{\circ}C)}{2} \approx MB(+1^{\circ}C) - MB(0^{\circ}C) \qquad \dots \quad (4.2)$$

$$\frac{dMB}{dP} \approx \frac{MB(P+10\%) - MB(P-10\%)}{2} \approx MB(P+10\%) - MB(P) \quad \dots \quad (4.3)$$

计算结果表明,该冰川物质平衡对气温变化(±1°C)的敏感性为-0.54 m w.e.a⁻¹°C⁻¹,与 Rasmussen(2013)通过 NCEP/NCAR 再分析资料获取的结果一 致。该冰川物质平衡对降水变化(±10%)的敏感性为 0.09 m w.e.a⁻¹。本研究通 过降水量的不断调整,发现降水量增加 60%带来的积累量,可抵消气温升高 1°C 带来的消融量。该结果高于(Braithwaite 等., 2007; Braithwaite 等., 2002)的 研究结果,即 30~40%的降水增加可抵消气温升高 1°C带来的消融量。换而言之, 在气候变暖的背景下,该冰川若要达到平衡状态所需的降水量明显偏多。本研究 还对该冰川冬平衡与夏平衡的敏感性进行了分析,结果显示夏平衡对气温(±1°C) 与降水(±10%)的敏感性分别为-0.52 m w.e.a⁻¹°C⁻¹和 0.04 m w.e.a⁻¹。冬平衡对 气温(±1°C)与降水(±10%)的敏感性分别为-0.02 m w.e.a⁻¹°C⁻¹和 0.05 m w.e.a⁻¹。 总体来看,消融期内气温与年内降水是影响该冰川物质平衡变化的主要因素。

4.2.2.5 天山地区物质平衡资料的比较

为了进一步分析哈希勒根 51 号冰川物质平衡的变化特征,本研究选用天山 范围内乌源 1 号冰川与图尤克苏冰川的物质平衡资料进行比较分析。二者的物质 平衡监测时间序列较长,且观测较为完善。年物质平衡资料的比较显示,51 年 间 3 条冰川均表现出较强的负平衡态势,总体上物质平衡均以负值为主。其中以 乌源 1 号冰川的下降趋势最为显著,其次为图尤克苏冰川,哈希勒根 51 号冰川 最为平缓(图 4.9)。乌源 1 号冰川、图尤克苏冰川与哈希勒根 51 号冰川的年均 物质平衡分别为-0.27、-0.35 与-0.46 m w.e.。其中哈希勒根 51 号冰川的累计物质 平衡最大(-13.81 m w.e.),正平衡年份出现的次数最多;其次为乌源 1 号冰川 (-17.89 m w.e.)与图尤克苏冰川(-23.64 m w.e.)。



图 4.9 乌源 1 号冰川、图尤克苏冰川与哈希勒根 51 号冰川的年物质平衡比较(乌源 1 号冰 川与图尤克苏冰川的物质平衡数据均由 WGMS 网站提供)

Figure 4.9 Comparison of annual mass balance for Urumqi Glaicer No.1, TS.Tuyuksu Glacier and Haxilegen Glacier No.51. Mass balance data source: WGMS 2017 for Urumqi Glacier No.1 and

TS.Tuyuksu Glacier.



图 4.10 乌源 1 号冰川、图尤克苏冰川与哈希勒根 51 号冰川累计物质平衡比较

Figure 4.10 Comparison of cumulative mass balance for Urumqi Glaicer No.1, TS.Tuyuksu

Glacier and Haxilegen Glacier No.51

3 条冰川累计物质平衡曲线的对比结果显示,哈希勒根 51 号冰川物质平衡变 化存在明显的阶段性,明显有别于其它两条冰川。1965-1973 年为该冰川的相对 平稳期;1974-1983 年表现出显著的下降态势,为强消融期;1984-2015 年下降 态势有所放缓,但总体上仍呈现出较为平稳的下降趋势。图尤克苏冰川累计物质 平衡的变化总体上较为规律,仅在1965-1972 年出现较短的平稳状态;1973 年后 均表现为显著的下降趋势。乌源 1 号冰川累计物质平衡的变化可分为 3 个时段, 1960-1984 年波动较小,下降趋势较为平缓;1985-1996 年呈加速亏损态势; 1997-2015 年表现出更为显著的下降趋势,冰川消融明显加剧(图 4.10)。

各冰川物质平衡的变化过程因区域气候条件及冰川自身朝向、规模、形状和 高程分布而异(Dyurgerov等., 1994)。如图 4.11 所示,研究时段内 3 条冰川所 处区域的气温与降水变化存在不同幅度的差异。哈希勒根 51 号冰川与乌源 1 号 冰川的气温增长率高于图尤克苏冰川所处区域,同期降水增长率也远高于图尤克 苏冰川。哈希勒根 51 号冰川与乌源 1 号冰川的距离较近(约为 200 km),但是 1984 年后前者的消融幅度明显偏低。因此本研究选用大西沟气象站的气象资料 (该站距乌源 1 号冰川仅 3 km)与哈希勒根 51 号冰川的冰面气象资料进行了对 比,发现 1984-2015 年二者气温均呈上升趋势,但大西沟气象站的气温倾向率 (0.52°C·10a⁻¹)明显高于哈希勒根 51 号冰川(0.32°C·10a⁻¹);而同期二者的降 水也均呈小幅上升趋势,且大西沟气象站的倾向率(33.8 mm·10a⁻¹)稍高于哈希 勒根 51 号冰川(25.6 mm·10a⁻¹)。可见区域间的气候变化差异(变化量与时序波 动)是造成两条冰川物质平衡变化差异的主要原因。此外哈希勒根 51 号冰川属 冰斗冰川,积累区较宽,利于冰面积累的形成。小规模的冰斗冰川可凭借地形, 通过雪崩与风吹雪增加积累,并减缓消融(Hoffman 等.,2007;Kuhn 等.,1995)。



图 4.11 天山地区 1965-2015 年气温与降水空间变化图(黑色原点表示冰川,自左向右依次 图尤克苏冰川、哈希勒根 51 号冰川与乌源1号冰川)

Figure 4.11 Spatial variation of temperature and precipitation in the Tianshan Mountains 1965-2015 (black dot indicates the location of TS.Tuyuksu Glacier, Urumqi Glacier No.1 and Haxilegen Glacier No.51 from left to right)

4.3 流域冰川面积与储量变化

1964-2015 年奎屯河流域冰川总面积由 200.5 km² 减至 135.1 km²,减少了约 65.4 km²,面积退缩率为 32.6%;冰川条数由 293 条减至 262 条,减少了 31 条; 平均冰川面积由 0.68 km²减小为 0.49 km²,减小了 0.19 km²。其中 1964-2000 年 该流域冰川面积减少了约 44.5 km²,年均退缩率为 0.62%; 2000-2015 年该流域 冰川面积减少了约 20.9 km²,年均退缩率为 0.89% (图 4.12)。



图 4.12 1964-2015 年流域冰川面积与储量变化

Figure 4.12 Variation of glacier area and volume from 1964 to 2015

1964-2015 年奎屯河流域冰川总储量共减少了约 4.39 km³,年均亏损约 0.086 km³,亏损比例达 39.8%。1964-2000 年该流域冰川储量亏损了约 2.85 km³,年均 亏损率为 0.72%;2000-2015 年该流域冰川储量亏损了约 1.54 km³,年均亏损率 为 1.3%。总体来看,51 年间该流域冰川面积与储量总体上呈减小与亏损态势,且 2000 年后冰川退缩明显加快,与监测冰川的变化态势一致。

4.4 流域径流变化

4.4.1 年径流与月径流变化

如图 4.13 所示, 1965-2009 年该流域的年径流量总体呈上升趋势,上升倾向 率为 0.11×10⁸ m³·10a⁻¹。45 年间年均径流量为 6.49×10⁸ m³,最大值出现于 1987 年(8.45×10⁸ m³),最小值出现于 2009 年,为 4.43×10⁸ m³。年径流量的差积曲 线可更为直观的反映径流量的时序变化特征,向上时表示径流量增加,向下时表 示径流量减少。该流域年径流量的差积曲线表明其变化总体可分两个时段: 1965-1993 年年径流量总体呈下降趋势,但在不同的时间尺度上存在短期波动; 1994-2009 年年径流量明显增多,上升趋势显著,且差积曲线的波动幅度相对较 小。两时段年均径流量的对比显示,1994-2009 年该流域的年均径流量为 6.85×10⁸ m³,比 1965-1993 年的年均径流量增多约 0.57×10⁸ m³ (图 4.14)。



图 4.13 将军庙水文站年径流量及差积曲线变化

Figure 4.13 Variation of annual runoff and accumulated diffference curve in Jiangjunmiao

40 0.5 时间尺度(年) 50 50 0 -0.5 10 -1 1985 1989 年份 1981 2005 1965 1969 1973 1977 1993 1997 2001 2009 1.5 1 淡 小 淡 2.5 0 20 25 时间尺度(年) 5 10 15 30 35 40 45

hydrological station

图 4.14 将军庙水文站年径流的小波分析

Figure 4.14 Wavelet analysis of annual runoff in the Jiangjunmiao hydrological station

年径流量的小波分析显示,45年间年径流存在明显的周期性变化,具体表现为短、中与长期的丰-枯震荡变化。小波方差曲线显示,该流域的年径流大体上存在4-8年的周期性丰-枯震荡(短期);其次还表现为10-16年(中期)与25-45年(长期)的周期性丰-枯变化。在0.05的显著检验水平之下,Mann-Kendall突变检验的结果显示,45年间年径流未发生突变。



图 4.15 1965-2009 年将军庙水文站逐月流量变化

Figure 4.15 Variation of monthly runoff for Jiangjunmiao hydrological station from 1965 to 2009

该流域径流量的年内集中度较高,各月流量的多寡与变化特征存在不同幅度 差异(图 4.15)。1965-2009年各月的平均流量介于 4.62~62.42 m³·s⁻¹,最大值出 现于 7月;其次为 8月(57.69 m³·s⁻¹)、6月(36.94 m³·s⁻¹)与 9月(27.39 m³·s⁻¹), 其余各月流量均低于 10 m³·s⁻¹。其中 3月(4.62 m³·s⁻¹)与 4月(4.72 m³·s⁻¹)的 平均流量明显偏低。

1965-2009 年各月流量的变化分析显示,仅 10 月、11 月与 12 月的流量表现 出小幅下降趋势,倾向率分别为-0.02 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹、-0.09 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹与-0.01 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹,其余各月的流量总体上均表现为不同幅度的上升趋势。其中以 4 月流量的变化幅度最小,基本上处于稳定状态。1 月、2 月与 3 月的流量上升 幅度也较小,倾向率介于 0.05~0.07 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹。5-9 月的流量变化相对较为 显著,上升趋势较为显著。其中以 6 月升幅最大,上升倾向率为 1.27 m³·s⁻¹·(10a) ⁻¹;其次为 7 月与 8 月,上升的倾向率为 1.03 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹与 0.96 m³·s⁻¹·(10a) ⁻¹;9 月与 5 月增幅相对偏低,上升的倾向率为 0.76 m³·s⁻¹·(10a)⁻¹与 0.26 m³·s⁻¹·(10a)

4.4.2 径流模数与径流深变化

径流深是特定时段内分布于流域面积上的水深(mm),是表征流域地表水资源的生产能力重要指标。而径流模数是指单位流域面积上单位时间内产生的径流量,其消除了流域面积大小的影响,便于不同流域之间的比较与分析,也能较好的表征区域自然地理条件与径流特征关系。1965-2009年该流域的径流模数总体呈现为上升态势,其值介于 7.2~13.78 m³·s⁻¹·km²,多年平均值为 10.58 m³·s⁻¹·km²,最大值与最小值分别出现于 1987年与 2009年。同期该流域的径流深也呈现出上升态势,倾向率为 5.8 mm·10a⁻¹。45年间该流域的径流深介于 227.66~434.24 mm,最小值与最大值分别出现于 2009年与 1987年,平均值为 333.92 mm(图 4.16)。



图 4.16 将军庙水文站 1965-2009 年的径流深与径流模数



1965 to 2009

4.5 流域径流过程模拟及结果分析

4.5.1 VIC 模型参数率定

水文模型模拟效率不仅取决于对模型中各个物理过程的精细化描述与计算, 还取决于模型各参数的选择。参数率定是水文模型的重要组成部分,是水文模型 是否构建合理的关键,直接决定了模型的拟合精度(陈亮,2010)。参数最优化 选择包含参数调试、参数估计与参数优化,最终可实现模型模拟效果的最优化, 即实测值与模拟值的误差较小。

本研究选用的 VIC 模型中参数可分为两类,一类参数具有明确的物理意义,可基于已有的观测数据直接获取或计算得到,且在模型运行时段内恒为常数。此 类参数主要为气象参数、植被参数、土壤参数与水文参数等。另一类参数无或物 理意义暂不明确,则需通过现有的观测资料进行率定。此类参数均在土壤参数文 件中进行标定,分别为基流非线性增长系数(C)、3 层土壤厚度(表层 d₁、中层 d₂与底层 d₃)、最大基流流速(D_{max})、非线性基流流速(D_s)、土壤可变下渗曲 线(b)与非线性基流发生时土壤含水量与最大含水量的比值(W_s)。其中参照前 人的研究(陈思, 2018; 高明杰, 2012; 赵求东, 2011; 刘兆飞和徐宗学, 2010;

张续军,2006; 苏凤阁和谢正辉,2003), *C*与*d*₁的取值分别为2与0.1。其余6 个参数需根据该流域的实测流量过程与模拟流量过程进行率定。各参数的特性与 取值范围如下:

(1)土壤可变下渗曲线(b)。该参数决定了可变下渗曲线的形状,决定了 土壤下渗能力,直接影响产流量的多少。该参数与年内各月干燥度变差系数和土 壤饱和含水量正向相关,取值范围常为 0-0.4。高值产生较低的下渗率,进而产 流量增多;反之,下渗量增多,产流量减少。

(2)中层与底层土壤厚度(d2与d3)。两层土壤厚度的调整直接影响土壤的 其他参数(土壤临界含水量、最大含水量及凋萎点土壤含水量等)。d2与年内月 干燥度变差系数及年均气温呈负相关。d2偏大,土壤含水量增多,进而会减少季 节性洪峰流量;d3与年内各月的水面蒸发变差系数和年均气温呈负相关。d3的取 值直接影响枯水期径流(基流)量。d2与d3的取值范围常为0.1-1.5,西北地区 取值均偏高(王宁,2014)。

(3)最大基流流速(*D_{max}*)与非线性基流流速(*D_s*)。该参数受流域内网格 平均坡度与土壤水力传导度的影响,与凋萎含水量比例及年均降水量呈正向相关, 取值范围常为0-30,西北地区的取值偏低(王宁,2014);*D_s*为基流发生非线性 增长时在 *D_{max}*中所占的比例,与年内月降水变差系数正向相关,与年内干燥度 负向相关。该参数直接影响土壤在低含水量情况下的出流量,取值范围常为0-1, 西北地区取值偏高(王宁,2014)。率参过程中,可通过 *D_{max}*与 *D_s*对径流与流 量过程线进行匹配。

(4)非线性基流发生时土壤含水量与最大含水量的比值(*W_s*)。该参数与年 内月降水变差系数呈负相关。该参数的取值越大,表明基流发生非线性增长时, 土壤含水量越大;反之,土壤含水量偏低,取值范围常为0-1,西北地区取值偏 高(王宁,2014)。率参过程中,可通过*W_s*对流量过程曲线进行匹配。*W_s*取值 偏高时,洪峰出现时间将推迟。

(5)本研究采用奎屯河流域的月径流观测数据对模型的各参数进行率定。 其中 1965-1970 年为预热期, 1971-1985 年为率定期,并选用 1986-2000 年的实 测径流数据对模拟结果进行验证。由于该模型的参数较多,为了最大限度的减少 调参次数,保证模型参数的最优化。本研究选用均匀设计法对参数的率定区间进

行重构,以寻找各参数的潜在最优组合(朱悦璐和畅建霞,2015)。然后对上述 各参数进行微调,直至 NSE 达到理想值。模拟过程中,可通过调整 D_s 、 D_{max} 与 第三层土壤厚度,降低冬季径流与其模拟值之间差异;利用 W_s 调整径流的退水 过程;调整 d_2 使得多年平均径流量与其模拟值接近;调整 b 使得径流量较多各 月的模拟值与实测值接近。最终各参数的取值分别为:b=0.4, $D_{max} = 6$, $D_s=0.8$, $W_s=0.8$;三层土壤厚度 $d_1 = 0.1$, $d_2 = 0.4$, $d_3 = 1.5$ m。冰川冰与积雪的度日因 子参照哈希勒根 51 号冰川的观测及计算结果,分别取 7.5 与 4.3 mm·d⁻¹°C。

4.5.2 径流模拟结果分析

基于率定后的参数,VIC 模型的模拟结果如图 4.17 所示。1965-2009 年实测 流量与模拟流量的比较结果显示,VIC 模型对奎屯河流域径流的模拟效果较好, 基本上反映了模拟时段内各月径流的变化趋势。除个别年份外,模拟与实测值总 体上也较为吻合(图 4.18)。精度评估方面,率定期内该模型的纳什效率系数(*NSE*) 为 0.71,相关系数(*r*)为 0.85。总体来看,个别年份(1971 与 1979-1982 年) 对月径流的峰值模拟存在低估(图 4.17)。验证期内该模型的纳什效率系数(*NSE*) 为 0.75,相关系数(*r*)为 0.87,表明该模型可较好的模拟该流域的水文过程与 径流量变化。





Figure 4.17 Simulation results of runoff through VIC model in the Kuytun River Basin from 1965

to 2009



图 4.18 奎屯河流域模拟径流与实测径流的比较

Figure 4.18 Comparison between modelled and measured runoff in the Kuytun River Basin

该模型对于个别年份径流峰值的模拟仍存在不足,分析认为其误差源包括:

(1)该流域山区地形复杂,气象与水文站点的数量偏少,且空间分布不均 匀,对流域气候的代表性可能存在一定的不足。此外,受复杂地形的影响,通过 站点插值获取的降水与气温资料,与流域的实际情况可能存在偏差,进而使得模 型对径流过程的模拟产生了误差。

(2)率参过程中需对模型各参数的物理意义有深入理解。而实际处理过程 中受主观因素的影响,可能会为模型的模拟结果引入少许误差。

(3) VIC 模型作为大尺度分布式水文模型,物理基础较强,其结构复杂, 参数众多,因此在径流过程的模拟中,对个别参数或过程的算法进行了简化与概括,进而使得模型对各物理过程的模拟也存在一定的不确定性。

4.5.3 径流分割

为了进一步分析该流域径流的组成及变化特征,本研究对该流域径流的组成 成分进行了分割,具体分为冰川径流、融雪径流、降雨地表径流及地下径流 4 类。此处需指出,融雪径流是指融雪产生的地表径流部分,不考虑下渗到土壤中 的融水(赵求东,2011)。而冰川径流主要是指冰川区冰雪消融产生的径流量。 结果如下表所示,地下径流对径流量的贡献最大,其次为融雪径流与冰川径流, 降雨地表径流最低(表 4.4)。据《中国冰川水资源》中计算结果显示,该流域冰 川融水所占比例约为 23.7%(杨针娘,1991)¹⁴³,略高于本研究的计算结果。

表 4.4 1965-2009 年奎屯河流域径流组成比例

Table 4.4 Proportion of runoff components in the Kuytun River Basin from 1965 to 2009

组分	年均径流量(10 ⁸ m ³)	比例(%)
冰川融水	1.28	20
融雪径流	1.67	26
地下径流	2.78	42
降雨地表径流	0.78	12







如图 4.19 所示, 1965-2009 年该流域的冰川径流量总体呈上升趋势,上升倾 向率约为 0.05×10⁸ m³·10a⁻¹。45 年间年均径流量为 1.28×10⁸ m³,最大值出现于 2008 年(1.27×10⁸ m³),最小值出现于 1993 年,为 0.78×10⁸ m³。冰川径流的差 积曲线表明其变化总体可分 4 个时段: 1965-1973 年该径流表现出显著的下降趋 势; 1974-1982 年该径流转为相对平缓的上升趋势; 1983-1995 年该径流再次进 入下降阶段,但趋势相对平缓; 1996-2009 年该径流明显增多,上升趋势显著,

82

表明该时段冰川消融明显加剧,产流增多。总体上,冰川径流与气温的相关性高 于降水,表明气温对其年际变化的影响较大。





Figure 4.20 Variation of modelled snow runoff from 1965 to 2009

如图 4.20 所示, 1965-2009 年该流域的融雪径流总体呈上升趋势,上升倾向 率约为 0.12×10⁸ m³·10a⁻¹。45 年间年均径流量为 1.63×10⁸ m³,最大值出现于 1999 年(3.78×10⁸ m³),最小值出现于 1965 年,为 0.5×10⁸ m³。融雪径流的差积曲线 表明其变化总体上可分为 3 个时段: 1965-1972 年该径流呈现出小幅上升趋势, 但在 1966-1969 年存在较大波动; 1973-1981 年该径流转为显著、平稳的下降态 势; 1982-2009 年该径流总体表现出显著的上升趋势,但期间存在显著的年际波 动,以 1985-1991 年最为显著。总体上,融雪径流与气温保持了较高的相关度, 表明其变化主要受研究时段内气温的影响。但其年际波动态势异于冰川径流,主 要是由于融雪径流多发生于春末,而冰川径流集中于夏季。



图 4.21 1965-2009 年模拟地下径流变化



如图 4.21 所示, 1965-2009 年该流域的地下径流总体呈上升态势,上升倾向 率约为 0.17×10⁸ m³·10a⁻¹。45 年间年均径流量为 2.7×10⁸ m³,最大值出现于 1999 年 (4.62×10⁸ m³),最小值出现于 1981 年,为 1.14×10⁸ m³。地下径流的差积曲线 表明其变化总体可分 3 个时段: 1965-1973 年该径流总体呈上升趋势,其中 1965-1968 年存在显著波动;1974-1981 年该径流转为急剧的下降态势;1982-2009 年该径流总体上再次呈现出上升趋势,但于 1983-1991 年出现了较大的短期波动。 总体上,地下径流与降水的相关性明显高于气温,可见其年际变化主要受降水影 响。



图 4.22 1965-2009 年模拟地表降水径流变化

Figure 4.22 Variation of surface precipitation runoff from 1965 to 2009

如图 4.22 所示, 1965-2009 年该流域的地表降水径流总体呈上升趋势,上升 倾向率约为 0.08×10⁸ m³·10a⁻¹。45 年间年均径流量为 0.77×10⁸ m³,最大值出现于 1974 年,最小值出现于 1972 年。地表降水径流的差积曲线表明其变化总体可分 4 个时段: 1965-1972 年该径流呈显著的下降趋势; 1973-1975 年该径流出现急剧 上升,后于 1976-1992 年出现下降态势; 1993-2009 年该径流表现出平稳的上升 趋势,且在 1998-2003 年出现小幅波动。

4.6 气候变化对径流过程的影响

4.6.1 流域气候变化

本研究选用将军庙水文站的气温与降水资料反映该流域气候变化。结果表明, 1965-2015 年该流域年均气温总体呈上升趋势,且增温显著,倾向率为 0.38°C·10a⁻¹(图 4.23)。51 年间四季气温变化均表现出上升趋势,其中冬季增温 最显著(0.42°C·10a⁻¹),其次是春季(0.31°C·10a⁻¹)与秋季(0.36°C·10a⁻¹),夏 季(0.17°C·10a⁻¹)最低。Mann-Kendall突变性检验结果表明,在0.05显著性检 验水平之下,气温突变点出现于1988年,1988年之后增温趋势更为显著。年内 各月的气温变化也均表现出上升态势,其中以2月气温的倾向率最高,为 0.87°C·10a⁻¹;其次为11月(0.73°C·10a⁻¹)、3月(0.55°C·10a⁻¹)与4月(0.47°C·10a⁻¹), 1月、5-9月的倾向率相对较低,均小于0.25°C·10a⁻¹。



图 4.23 1965-2015 年将军庙水文站气温与降水变化

Figure 4.23 Variation of temperature and precipitation (1965-2015) from Jiangjunmiao

station



图 4.24 1965-2015 年将军庙水文站气温与降水 Mann-Kendall 突变检验

Figure 4.24 Mann-Kendall mutation test for the temperature and precipitation of Jiangjunmiao

station from 1965 to 2015

将军庙水文站的降水资料显示(图 4.24),1965-2015年该流域降水整体呈上 升趋势,多年平均降水量为 218 mm。季节方面,四季降水量均呈增多态势,其 中以春季与秋季最为显著,倾向率分别为 1.36 mm·10a⁻¹与 1.14 mm·10a⁻¹;冬季 (0.53 mm·10a⁻¹)与夏季相对偏低(0.27 mm·10a⁻¹)。夏季降水量最多,约占年 降水量的 55%;其次是春季与秋季,分别占年降水量的 27%和 13%;冬季最少, 仅占年降水量的 5%。月尺度上,仅有 6 月的降水表现出小幅的下降趋势,倾向 率为(-2.4 mm·10a⁻¹),其余各月均表现出上升趋势。其中以 8 月降水的增幅最 为显著,倾向率为 2.6 mm·10a⁻¹;其次为 4 月(1.8 mm·10a⁻¹)、5 月(1.7 mm·10a⁻¹)、 9 月(1.5 mm·10a⁻¹)与 10 月(1.1 mm·10a⁻¹)。其余各月降水的倾向率均低于 1 mm·10a⁻¹。Mann-Kendall 突变性检验结果表明,在 0.05 显著性检验水平之下, 多年降水未出现有效突变点。

4.6.2 不同气候情景下径流模拟分析

西北地区气候变化(尤其是气温与降水)对区域水文水资源影响显著。该区 雪/冰融水是重要径流补给源,受气候变化的影响,雪/冰加速消融直接对该区的 水文过程产生显著影响。此外区域气温上升会导致蒸发量增大,土壤蓄水能力降 低,进而引发植被退化,径流量减少(高明杰,2012)。降水是径流形成基础与 首要环节,是流域径流的重要来源,直接影响流域的水量和水文过程。为了进一 步分析该流域气候变化对水文过程的影响,本研究采用 VIC 模型与气候情景相 结合的方式对其影响进行评估。本研究基于奎屯河流域1965-2015年的气象资料, 设计了4 类气候情景(表 4.5),分别为在现有气温基础上+1℃与-1℃,和在现有 降水基础上+10%与-10%。

表 4.5 不同气候情景下的年均径流量变化

气候情	青景	平均径流量(m ³ ·s ⁻¹)	径流变化(m ³ ·s ⁻¹)	径流变化率(%)
Т	Р	20.46	-	-
T+1°C	Р	20.53	0.07	0.3%
T- 1°C	Р	18.03	-2.43	-11.9%
Т	P+10%	22.31	1.85	9%
Т	P-10%	18.57	-1.89	-9.2%

Table 4.5 Variation of mean annual flow in different climate scenarios



图 4.25 不同气候情景下的年均流量变化



如表 4.5 与图 4.25 所示,该流域气候变化对年均径流的影响均较为显著。年 均径流并未随着气温的上升而表现出显著的变化态势,总体上较为复杂,且降温 对径流的影响远大于升温。但年均径流对降水的响应较为直观,表现出明显的增 减。分析发现,径流产生的基础是降水,因此其对降水的响应是直接而快速的。 通常情况下,径流会随降水的增多而增大;降水减少或无降水事件发生时,径流 也会迅速降低或消失。而气温对径流的影响是间接的,且不能直接作用于径流本 身。通常情况下,气温会通过影响冰/雪消融和下垫面蒸发间接影响径流变化。 气温不变的情况下,径流会随着降水的增多(减少)而增大(降低),具体比例 为降水增加或减少 10%,径流增加或减少约 9%。

降水维持现状的情况下,气温升高1℃并未引发径流的显著变化,反之其对 径流的影响较为微弱。此类情况可能是由于气温升高导致流域内蒸发增强,其带 来的径流损失量与同时增多的冰川融水相互弥补,使得径流未出现显著的变化。 降水维持现状的情况下,气温降低1℃时,流域内蒸发减弱,冰雪消融量减少, 导致径流降低。可见降水量是影响该流域径流变化的重要因素。

表 4.6 不问气候情景卜的冰川游	流重变化	
-------------------	------	--

气候情	景	平均径流量(m ³ ·s ⁻¹)	径流变化(m ³ ·s ⁻¹)	径流变化率(%)
Т	Р	4.07	-	-
T+1°C	Р	6.17	2.09	10.2%
T-1°C	Р	2.44	-1.64	-8.0%
Т	P+10%	3.99	-0.08	-0.4%
Т	P-10%	4.15	0.08	0.4%

 Table 4.6 Variation of glacial flow in different climate scenarios





Figure 4.26 variation of glacial flow in different climate scenarios

此外由于冰川径流是该流域径流的重要组成部分,本研究再次对4类气候情 景下冰川径流的变化进行了分析。结果如图4.26与表4.6所示,气温变化(±1℃) 对冰川径流影响程度远高于降水(±10%)。在降水保持不变的情况下,气温升 高或降低1℃,冰川径流的增减幅度介于8-10%。气温不变的情景下,降水增多 在一定程度上会减缓冰川消融,进而减弱冰川产流。由于该区域冰川属夏季积累 型冰川,积累期与消融期均集中于夏季,且冰川表面降水多为固态降水。频繁降 水事件的发生会使得冰面被固态降水(雪等)覆盖,进而使得冰面反照率增大, 用于消融的能量减少。但气温保持不变,降水增加或减少10%,其对冰川径流的 影响较小。与流域径流相比,冰川径流对气温变化(±1℃)的敏感性明显偏大, 远高于降水。从各气候情景来看,该流域径流与气候变化之间存在较好的响应关 系,其中降水对径流的变化影响较为显著,而冰川径流对气温变化较为敏感。

4.7 讨论

1965-2015 年奎屯河流域年均气温表现出显著的上升态势,并于 1988 年出现 突变。年内各月的气温也均表现出升温趋势。同期年降水量总体上也表现出增多 的趋势。除 6 月外,其余各月降水量均呈不同幅度的增多态势。总体上来看,51 年间该流域的气候变化具有"暖湿化"的趋势。

该流域内雪冰资源丰富,发育冰川281条,冰川面积约占流域面积的8%。 冰川对气候变化极为敏感,其消融取决于气温的升降,积累取决于降水量的增减, 二者的水热组合共同决定了冰川的发育与演化(Marzeion 等., 2014)。冰川的年 内积累与降水量正向相关,而与消融期内的正积温呈负向相关,正积温的高低是 影响冰川消融的主要因素(李忠勤,2011)⁹。因此在"暖湿化"的气候背景下, 1964-2015年该流域的冰川面积与储量表现出减少与亏损态势,且2000年后消融 明显增强。该流域开展的冰川观测资料显示,1964-2017年哈希勒根51号冰川也 表现出"退缩减薄"的态势,且2000年后退缩速率明显加快。该冰川的物质平 衡资料显示,1995年后该冰川的物质平衡表现出明显的负平衡态势。

1965-2009 年该流域的年径流总体呈上升态势,且 1994 年后增加明显,上升 趋势显著。年内各月仅 10 月、11 月与 12 月的径流量表现出下降趋势,其余各 月径流量均呈不同幅度的上升态势。同期该流域的径流深与径流模数也均表现出 上升趋势。VIC 模型的模拟结果显示,1965-2009 年该流域的冰川径流总体上呈 增多态势,且 1996 年后表现出显著的上升趋势。积雪径流、地下径流与地表降 水径流也均表现出上升趋势。

不同气候情景下,该流域的径流变化对气温变化(±1℃)的响应较为复杂, 但对降水变化(±10%)的响应较为直接。降水量的变化直接影响径流的增减, 因此降水是影响该流域径流变化的重要因素。相同的气候情景下,冰川径流对于 气温变化(±1℃)极为敏感,远高于对降水变化(±10%)影响。哈希勒根51 号冰川物质平衡的敏感性分析也表明,物质平衡对气温的敏感性远高于降水。而 该流域降水现有的增幅远不能弥补气温上升带来的消融。总体来看,"暖湿化"

的气候背景下,该流域的冰川表现出加速消融的态势,使得冰川径流增多。受气 温与降水的共同作用,该流域径流总体上也表现出上升趋势,其余各组分(融雪 径流、降水地表径流、地下径流)也均表现出不同幅度的增加。

第5章 结论与展望

5.1 结论

本研究旨在对气候变化背景下天山奎屯河流域的冰川与径流变化进行分析。 基于哈希勒根 51 号冰川的面积、厚度与物质平衡观测资料,本研究对 1964-2017 年该冰川的面积与储量变化进行了分析。同时利用气象资料与气温指数模型,对 哈希勒根 51 号冰川的物质平衡进行了模拟与重建。为了进一步分析该流域的冰 川变化,本研究还通过地形图与遥感影像资料提取了该流域的冰川面积与储量, 并对其变化进行了分析。同时本研究对该流域的气候与径流变化进行了分析,后 基于气象、土壤、植被、冰川与水文资料,利用耦合入冰川模块的分布式水文模 型对该流域的径流变化过程进行了模拟。本研究主要结论如下:

(1) 1964-2017 年哈希勒根 51 号冰川面积共减少了 0.35 km²,面积变化率 为-22%;同期该冰川储量亏损约 0.015 km³,亏损率为 29%。观测时段内哈希勒 根 51 号冰川的单点物质平衡介于-3.5~1.17 m w.e.,年物质平衡介于-0.68~0.21 m w.e.。1965-2015 年该冰川的重建年物质平衡总体上以负平衡为主,累计物质平 衡为-13.81 m w.e.,且 1995 年后表现出明显的负平衡态势。同期该冰川的重建冬 平衡均为正值,年际波动较小,总体呈上升态势,51 年间的累计冬平衡为 24.36 m w.e.;该冰川的重建夏平衡仅于 1993 年出现正值,其余年份均为负值,51 年 间的累计夏平衡为-38.17 m w.e.,总体呈下降态势。该冰川物质平衡对气温变化 (±1℃)的敏感性为-0.54 m w.e.a⁻¹℃⁻¹,对降水变化(±10%)的敏感性为 0.09 m w.e.a⁻¹。消融期内气温与年降水量是影响该冰川物质平衡变化的主要因素。受 区域气候差异及冰川朝向、规模与高程分布等因素的影响,1965-2015 年哈希勒 根 51 号冰川的累计物质平衡及其下降速率均低于乌源1号冰川与图尤克苏冰川。

(2) 1964-2015 年该流域冰川面积减少了约 65.4 km²,储量亏损约 4.39 km³, 面积退缩率与储量亏损率分别为 32.6%与 39.8%。1965-2009 年奎屯河流域的年 径流总体呈上升趋势,且 1994 年后表现出显著的增多态势。小波分析的结果显 示,该流域的年径流存在 4-8 年、10-16 年与 25-45 年三个时段的周期变化。 1965-2009 年仅 10-12 月流量表现出小幅的下降趋势,4 月流量基本处于稳定状 态;5-9 月流量的上升趋势均较为明显。45 年间 5-9 月流量增大对年均流量增多

的贡献最大。同时段该流域的径流模数与径流深总体上也均表现出上升趋势。

(3)参数率定与模型验证的结果显示,该模型对奎屯河流域径流的模拟效 果较好,率定期的纳什效率系数(*NSE*)与相关系数(*r*)分别为0.75与0.87。 模拟与实测月径流的变化趋势较为一致。径流分割的结果表明,该流域径流中冰 川融水径流、融雪径流、地下径流与地表降水径流所占的比重分别为20%、26%、 42%与12%。1965-2009年冰川径流、融雪径流、地下径流与地表降水径流总体 上均呈上升趋势。融雪径流与地下径流均在1982年后出现显著的上升态势,而 地表降水径流的增多态势出现于1993年后。冰川径流于1996年后出现明显的上 升趋势,与哈希勒根51号冰川年物质平衡的变化态势相反。

(4)4类气候情景下,该流域的年均流量对气温变化(±1℃)的响应总体 较为复杂,但对降水变化(±10%)的响应较为直观,表明降水是影响该流域径 流变化的重要因素。相同的气候情景下,气温变化(±1℃)对冰川径流的影响 程度远高于降水(±10%)。1965-2015年该流域的气候变化表现出"暖湿化"的 趋势,年均气温与年降水量也均表现出上升趋势。冰川物质平衡的敏感性分析表 明,该流域降水增加为冰川带来的物质收入不足以弥补气温上升产生的物质支出, 是该流域冰川加速消融的主要原因。因此在气候变暖的背景下,加强该流域冰川 及水文过程的监测与模拟,对于下游地区水资源的合理规划与利用具有重要科学 意义。

5.2 **展望与不足**

本研究基于该流域已有的冰川观测资料,对哈希勒根 51 号冰川的面积与体积变化进行了分析,同利用气温指数模型对该冰川的物质平衡序列进行了重建,使其成为了整个天山范围内第三条具有较长序列物质平衡资料的监测冰川。另一方面,本研究对该流域的水文与气候变化进行了分析,并利用 VIC 分布式水文模型对水文过程进行了模拟,结果表明该模型基本上可较好的模拟该流域的径流变化过程。但总结与反思之下,发现本研究仍有诸多不足与待改进之处:

(1)气温指数模型作为一类经验型模型,其对冰面复杂的能量变化过程进行了大量简化,假定消融率和温度线性相关,缺乏对冰雪表面消融过程的精确描述与深入考量,因此冰川物质平衡模拟的精度仍有待提升。另一方面,冰川区现
已开展的气象观测总体上时段均较短,在一定程度上也对模型的模拟精度产生了 影响。此外,在冰川消融模拟过程中尚缺乏对冰川形态(面积与表面高程)变化 的动态模拟。下一步的工作中应加强对冰川区的气象观测,尤其是冰面能量观测, 选用改进型气温指数模型或能量平衡模型,以提高对冰川物质平衡的模拟精度。 同时,引入冰川动力学模型与大气模式,模拟冰川形态的动态变化,用以评估未 来气候情景下的冰川变化。

(2) VIC 模型中土壤湿度的分层仅有三层,难以实现对各层水热变化过程 的精确模拟。而目前该流域尚缺乏相关的土壤观测,通过参数率定,虽能提高模 型的模拟精度,但仍缺乏对其内在物理过程深入理解,直接影响对土壤中能量与 水分变化的模拟,尤其是对基流变化的模拟。此外该流域气象站点偏少,且空间 分布不均,尤其是高海拔山区的气象站点明显偏少。受地形、环流与下垫面等因 素的影响,山区降水的空间变化较大,插值结果与实际情况可能存在一定的偏差。 再者,山区的陆面过程较为复杂,影响因素较多,本研究未考虑地表植被动态变 化带来的影响。因此未来需在该流域内开展相关的土壤观测与实验,以弥补本研 究存在的不足;同时借助遥感技术与地面观测,加强该流域地表植被的时空变化 监测。此外逐步完善该流域的水文-气象观测网络,提高模型所需驱动数据的精 度。

参考文献

- 阿依努尔·孜牙别克,高婧. 气候变化对天山北坡奎屯河高山区地表径流的影响[J]. 冰川冻 土, 2010, 32(06): 1186-1193.
- 白重瑗, 大畑哲夫. 天山乌鲁木齐河源冰川与空冰斗辐射气候的计算结果[J]. 冰川冻土, 1989, 11(04): 336-349.
- 陈记祖,秦翔,吴锦奎,等. 祁连山老虎沟 12 号冰川表面能量和物质平衡模拟[J]. 冰川冻土, 2014, 36(01): 38-47.
- 陈亮. 基于区域气候模式和 VIC 模型的黑河流域陆气相互作用研究[D]. 甘肃. 兰州大学, 2011.
- 陈隆勋, 邵永宁, 王清芳. 近 40 年我国气候变化初步分析[J]. 应用气象, 1991, 2(02): 164-174.
- 陈思. VIC 大尺度陆面水文模型在无定河流域的应用研究[D]. 北京. 中国地质大学(北京), 2018.
- 陈心池, 张利平, 陈少丹, 等. SRM 融雪径流模型在奎屯河流域洪水预报的应用[J]. 南水北 调与水利科技, 2018, 16(01): 50-56.
- 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[J]. 地理学报, 2009, 64(11): 1331-1341.
- 邓铭江,李湘权,郑永良,等. 奎屯河流域"金三角"地区工业及城镇化发展未来的水资源
 配置分析[J]. 干旱区地理, 2012, 35(04): 527-536.
- 丁一汇,任国玉,赵宗慈,等.中国气候变化的检测与预估[J].沙漠与绿洲气象,2007,1(01): 1-10.
- 杜建括,何元庆,李双,等. 横断山区典型海洋型冰川物质平衡研究[J]. 地理学报, 2015, 70(09): 1415-1422.
- 方潇雨, 李忠勤, Bernd Wuennemann, 等. 冰川物质平衡模式及其对比研究-以祁连山黑河流域十一冰川研究为例[J]. 冰川冻土, 2015, 37(02): 336-350.
- 冯建英, 李栋梁. 甘肃省河西内陆河流量长期变化特征[J]. 气候与环境研究, 2001, 6(04): 478-484.
- 甘新远. 奎屯河流域气温对降水、冰川及径流的影响[J]. 内蒙古水利, 2013, 5: 37-38.

甘新远. 新疆奎屯河洪水特征和最大值研究[J]. 水利科技与经济, 2014, 20(01): 56-57+60.

- 高明杰. 疏勒河上游流域山区水文过程分析及模拟研究[D]. 甘肃. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2012.
- 高文强,马孝义,张建兴,等. 奎屯河出山口站径流变化趋势及其影响因子分析[J]. 干旱区资源与环境,2009,23(12):139-144.

高文强. 新疆奎屯河流域径流变化规律及预测模型研究[D]. 陕西. 西北农林科技大学, 2009. 郭生练, 熊立花, 杨井, 等. 基于 DEM 的分布式流域水文物理模型[J]. 武汉水利电力大学学

报,2000,33(06):1-5.

- 何茂兵, 孙波, 杨亚新, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川探地雷达测厚及其数据分析[J]. 东 华理工大学学报(自然科学版), 2004, 27(03): 235-239.
- 胡汝骥,姜逢清,王亚俊.新疆雪冰水资源的环境评估[J]. 干旱区研究, 2003, 20(03): 187-191.
- 黄平,赵吉国. 流域分布型水文数学模型的研究及应用前景展望[J]. 水文, 1997, 5: 6-11.
- 季劲钧, 刘青, 李银鹏. 半干旱地区地表水平衡的特征和模拟[J]. 地理学报, 2004, 59(06): 964-971.
- 蒋熹, 王宁练, 贺建桥, 等. 祁连山七一冰川反照率的参数化研究[J]. 冰川冻土, 2011, 33(01): 30-37.
- 焦克勤, 井哲帆, 成鹏, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川变化监测结果分析[J]. 干旱区地理, 2009, 32(05): 733-738.
- 井立军,高婧,井立红,等. 奎屯河流域气候变化与径流量的关系[J]. 沙漠与绿洲气象, 2008, 2(06):41-45.
- 井哲帆,叶柏生, 焦克勤, 等. 天山奎屯河哈希勒根 51 号冰川表面运动特征分析[J]. 冰川冻 土, 2002, 5 (24): 563-566.
- 康尔泗,程国栋,董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源及出山径流[M]. 北京:科学出版社, 2002.
- 康尔泗. 天山冰川消融参数化能量平衡模型[J]. 地理学报, 1994, 49(05): 467-476.

康尔泗. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M]. 北京: 科学出版社, 2002.

蓝永超, 丁永建, 沈永平, 等. 河西内陆河流域出山径流对气候转型的响应[J]. 冰川冻土,

2003, 25(02): 188-192.

李宝富, 陈亚宁, 陈忠升, 等. 西北干旱区山区融雪期气候变化对径流量的影响[J]. 地理学

报, 2012, 67(11): 1461-1470.

- 李栋梁, 刘洪兰. 黑河流量对祁连山气候年代际变化的响应[J]. 中国沙漠, 2004, 24(04): 385-390.
- 李开明,李忠勤,高闻宇,等.近期新疆东天山冰川退缩及其对水资源影响[J].科学通报, 2011,56(32):2708-2716.
- 李兰, 郭生练, 李志永, 等.流域水文数学物理耦合模型[A].见:朱尔明编,中国水利学会优秀 论文集[C]. 北京:中国三峡出版社, 1999.
- 李珊珊, 张明军, 李忠勤, 等. 1960-2009 年中国天山现代冰川末端变化特征[J]. 干旱区研究, 2013, 30(02): 378-384.
- 李旭亮,李忠勤,王文彬,等. 1959-2009 年乌鲁木齐河源 1 号冰川零平衡线高度变化研究[J]. 干旱区资源与环境, 2013, 27(02): 83-88.
- 李治国,姚檀栋,田立德.国内外冰川变化对水资源影响研究进展[J].自然资源学报,2008, 23(01):1-8.
- 李治国. 近 50 年气候变化背景下青藏高原冰川和湖泊变化[J]. 自然资源学报, 2012, 27(08): 1431-1443.
- 李忠勤, 李开明, 王林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(01): 96-106.
- 李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 冰川消融对气候变化的响应-以乌鲁木齐河源1号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2007, 3(29): 333-342.
- 李忠勤. 山地冰川物质平衡动力过程模拟[M]. 北京: 科学出版社, 2018.
- 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川近期研究与应用[M]. 北京: 气象出版社, 2011.
- 梁鹏斌,李忠勤,张慧,等. 1984-2016 年全球参照冰川物质平衡时空变化特征[J].冰川冻土, 2018, 40(03): 415-425.
- 刘潮海,丁良福.中国天山冰川区气温和降水的初步估算[J].冰川冻土,1988,10(02): 151-159.
- 刘潮海, 施雅风, 王宗太, 等. 中国冰川资源及其分布特征-中国冰川目录编制完成[J]. 冰川 冻土, 2000, 22(02): 106-112.
- 刘潮海,谢自楚,王纯足.天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡过程研究[J].冰川冻土,1997, 1(19):19-26.

刘时银, 丁永建, 李晶, 等. 中国西部冰川对近期气候变暖的响应[J]. 第四纪研究, 2006, 5

99

(26): 762-771.

- 刘时银, 张勇, 刘巧, 等. 气候变化影响与风险-气候变化对冰川影响与风险研究[M]. 北京: 科学出版社, 2017.
- 刘兆飞, 徐宗学. 基于 VIC-3L 的塔里木河流域源流区水文要素特征分析[J]. 北京师范大学 学报(自然科学版), 2010, 46(03): 350-357.
- 牟建新,李忠勤,张慧,等.中国西部大陆性冰川与海洋性冰川物质平衡变化及其对气候响应-以乌源1号冰川和帕隆94号冰川为例[J].干旱区地理,2019,42(01):20-28.
- 母敏霞,王文科,杜东,等.新疆奎屯河流域地下水资源开发引起的生态环境问题及对策[J]. 干旱区资源与环境,2007b,12(21):15-20.
- 母敏霞, 王文科, 杜东, 等. 新疆奎屯河流域平原区生态需水研究[J]. 干旱区资源与环境, 2008, 3(22): 96-102.
- 母敏霞, 王文科, 杜东. 新疆天山北麓奎屯河流域径流变化特征研究[J]. 干旱区资源与环境, 2007a, 3(21): 50-54.
- 蒲健辰,姚檀栋,王宁练,等.近百年来青藏高原冰川的进退变化[J]. 冰川冻土,2004,5(26): 517-522.
- 秦大河,效存德,丁永建,等.国际冰冻圈研究动态和我国冰冻圈研究的现状及展望[J].应 用气象学报,2006,17(06):649-656.
- 秦大河, 姚檀栋, 丁永建, 等. 冰冻圈科学辞典[M]. 北京: 中国气象出版社, 2014.
- 秦大河. 未来 50-100 年全球气候继续变暖[J]. 决策与信息, 2004, 12: 4-5.
- 邵义. 新疆奎屯河流域水文水资源及水环境研究[J]. 能源与节能, 2018, 2: 77-78.
- 沈晓东, 王腊春. 基于栅格数据的流域降雨径流模型[J]. 地理学报, 1995, 18(03): 264-271.
- 沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川积雪对气候变化的响应(II): 灾害效应[J]. 冰川冻土, 2013, 35(06): 1355-1370.
- 施雅风,刘时银.中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估[J]. 科学通报, 2000, 45(04): 434-438.
- 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号影响和前景初步探讨[J]. 冰川 冻土, 2002, 24(03): 219-226.

施雅风, 沈永平. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估[M]. 北京: 气象出版社, 2003. 宋连春, 张存杰. 20世纪西北地区降水量变化特征[J]. 冰川冻土, 2003, 25(02): 143-148. 苏凤阁, 谢正辉. 气候变化对中国径流影响评估模型研究[J]. 自然科学进展, 2003, 13(05): 502-507.

- 孙波,何茂兵,张鹏,等.天山1号冰川厚度和冰下地形探测与冰储量分析[J].极地研究, 2003,15(01):35-44.
- 王建, 沈永平, 鲁安新, 等. 气候变化对中国西北地区山区融雪径流的影响[J]. 冰川冻土, 2001, 3(01): 28-33.
- 王林. 天山奎屯河流域近 40 年来冰川特征研究[D]. 甘肃. 中国科学院寒区旱区环境与工程 研究所, 2001.
- 王宁. 基于 VIC 模型和 SDSM 的气候变化下西北旱区的径流响应模拟[D]. 陕西. 西北农林 科技大学, 2014.
- 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[J]. 地理学报, 2011, 66(01): 38-46.
- 王盛, 蒲健辰, 王宁练. 祁连山七一冰川物质平衡及其对气候变化的敏感性研究[J]. 冰川冻 土, 2011, 33(06): 1214-1221.
- 王欣,谢自楚,冯清华,等. 长江源区冰川对气候变化的响应[J]. 冰川冻土,2005,4(27): 498-502.
- 魏俊锋. 基于多源遥感数字高程模型的中国西部冰川冰量变化研究[D]. 甘肃. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 2015.
- 吴倩如, 康世昌, 高坛光, 等. 青藏高原纳木错流域扎当冰川度日因子特征及其应用[J]. 冰川冻土, 2010, 32(05): 891-897.
- 夏军, 王纲胜, 吕爱锋, 等. 分布式时变增益流域水循环模拟[J]. 地理学报, 2003, 58(05): 789-796.
- 谢金南,罗哲贤,李栋梁,等.中国西北地区气候变化与预测研究[M].北京:气象出版社, 2000.
- 谢自楚, 刘潮海. 冰川学导论[M]. 上海: 科学普及出版社, 2010.
- 谢自楚,周宰根,李巧媛,等.高亚洲冰川系统物质平衡特征及其对全球变化响应研究进展与展望[J].地球科学进展,2009,24(10):1065-1072.
- 辛俊. 影响新疆奎屯河流域水资源变化的因素及对策[J]. 水利科技与经济, 2011, 17(11): 61-63.
- 徐东泽. 新疆天山北坡奎屯河流域枯水径流特征分析与枯水径流预测[D]. 新疆. 新疆师范 大学, 2009.

101

- 许君利, 张世强, 上官冬辉. 30 年来长江源区冰川变化遥感监测[J]. 干旱区研究, 2013, 30(05): 919-926.
- 杨惠安,李忠勤,叶佰生,等. 过去 44 年乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡结果及其过程研究 [J]. 干旱区地理, 2005, 1(28): 76-80.
- 杨建平, 丁永建, 刘时银, 等. 长江黄河源区冰川变化及其对河川径流的影响[J]. 自然资源 学报, 2003, 5(18): 595-602+645.
- 杨针娘,曾群柱. 冰川水文学[M]. 重庆: 重庆出版社, 2001.
- 杨针娘. 中国冰川水资源[M]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991.
- 姚檀栋,刘时银,蒲建辰,等. 高亚洲冰川近期退缩及其对西北水资源的影响[J]. 中国科学 (D), 2004, 34(06): 535-543.
- 姚晓军,刘时银,郭万钦,等.近 50 年来中国阿尔泰山冰川变化—基于中国第二次冰川编目 成果[J].自然资源学报,2012,27(10):1734-1745.
- 叶万花, 王飞腾, 李忠勤, 等. 高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布特征研究[J]. 冰川 冻土, 2016, 38(06): 1459-1469.
- 张国飞,李忠勤,王文彬,等.天山乌鲁木齐河源1号冰川1959-2009年物质平衡变化过程及 特征研究[J].冰川冻土,2012,34(06):1301-1309.
- 张国帅. 青藏高原纳木错流域扎当冰川能量物质平衡和冰川径流过程研究[M]. 北京: 中国 科学院青藏高原研究所, 2013.
- 张慧. 基于 RS 与 GIS 的天山奎屯河流域冰川变化研究[D]. 甘肃. 西北师范大学, 2015.
- 张杰, 李栋梁. 祁连山及黑河流域降雨量的分布特征分析[J]. 高原气象, 2004, 23(01): 81-88.
- 张明军, 王圣杰, 李忠勤, 等. 近 50 年气候变化背景下中国冰川面积状况分析[J]. 地理学报,

2011, 66(09): 1155-1165.

- 张小咏, 刘耕年, 鞠远江, 等. 冰川径流模型研究进展[J]. 水土保持研究, 2005, 12(04): 58-62.
- 张续军. VIC 模型在中国湿润地区的应用研究[D]. 江苏. 河海大学, 2006.
- 张勇, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究[J]. 冰川冻土, 2006a, 4(28): 477-484.
- 张勇, 刘时银, 丁永建. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J]. 地理学报, 2006b, 1(61): 89-98.
- 张震,刘时银,魏俊锋,等. 1974-2012 年珠穆朗玛峰地区冰川物质平衡遥感监测研究[J]. 遥 102

感技术与应用, 2018, 33(04): 731-740.

- 赵琳林,孙美平,孙皓,等.天山北坡奎屯河流域径流模拟及对气候变化的敏感性分析[J]. 山地学报,2018,36(05):722-730.
- 赵求东. 寒区流域陆面水文过程模拟研究[D]. 甘肃. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究 所, 2011.
- 周广鹏,姚檀栋,康世昌,等.青藏高原中部扎当冰川物质平衡研究[J]. 冰川冻土,2007, 3(29):360-365.
- 周静. 天山北麓"奎-独-乌"地区协同发展机制研究[D]. 陕西. 西北大学, 2009.
- 朱马别克·努尔合买提. 气候变化对奎屯河流域水资源变化的影响分析[J]. 内蒙古水利, 2014, 1:16-17.
- 朱悦璐, 畅建霞. 基于均匀设计法的 VIC 模型参数率定[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2015, 43(12): 217-224.
- Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. An Introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique European, "SHE". 2. Structure of a physically -based distributed modeling system[J]. Journal of Hydrology, 1986, 87(1-2): 61-77.
- Ahlman, H W. Le niveau deglaciation comme function de l'accumulation d'humidite sous forme solide[J]. Geografiska Annaler, 1924, 9: 167-172.
- Andreadis K M, Storck P, Lettenmaier D P. Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments[J]. Water Resources Research, 2009, 45(05): 483-487.
- Arnell N W. A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain[J]. Journal of Hydrology, 1999, 217(03): 314-335.
- Arnold J G, Williams J R, Maidment D R. Continuous-time water and sediment-routing model for large basins[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1995, 121(02): 171-183.
- Ayenew T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands[J]. Journal of Hydrology (Amsterdam), 2003, 279(1-4): 0-93.
- Azam M F, Wagnon P, Vincent C, et al. Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969[J]. Annals of Glaciology, 2014, 55(66): 69-80.
- Bahr D B, Meier M F, Peckham S D. The physical basis of glacier volume-area scaling[J]. Journal

of Geophysical Research Atmospheres, 1997, 102(B9): 20355-20362.

- Barandun M, Huss M, Berthier E, et al. Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from modeling constrained with repeated snow line observations[J]. The Cryosphere, 2018, 12(06): 1-31.
- Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions[J]. Nature (London), 2005, 438(7066): 303-309.
- Bathurst J C, Wicks J M, O'Connell P E. The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modeling system[M] // Singh V P, ed. Computer Models of Watershed Hydrology. Colo, Littleton: Water Resource Publication, 1995.
- Beven K J, Kirkby M J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology[J]. International Association of Scientific Hydrology Bulletin, 1979, 24(01): 43-69.
- Bishop M, Olsenholler J, Shroder J, et al. Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS): Remote Sensing and GIS Investigations of the Earth's Cryosphere[J]. Geocarto International, 2004, 19(02): 28.
- Blondin C. Parameterization of land-surface processes in numerical weather prediction, in Land Surface Evaporation: Measurements and Parameterization[M]. New York, Springer-Verlag, 1991.
- Bolch T, Menounos B, Wheate R. Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005[J]. Remote Sensing of Environment, 2010, 114(01): 127-137.
- Bolch T. Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data[J]. Global & Planetary Change, 2007, 56(01): 1-12.
- Braithwaite R J, Olesen O Î. A Simple Energy-Balance Model to Calculate Ice Ablation at the Margin of the Greenland Ice Sheet[J]. Journal of Glaciology, 1990, 36(123): 222-228.
- Braithwaite R J, Raper S C B. Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46: 297-302.
- Braithwaite R J, Zhang Y. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model[J]. Journal of Glaciology, 2000, 46(152): 7-14.
- Braithwaite R J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by 104

energy-balance modeling[J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(137): 153-160.

- Braithwaite R J. Temperature sensitivity of the mass balance of mountain glaciers and ice caps as a climatological characteristic[J]. Zeitschrift Fur Gletscherkunde Und Glazialgeologie, 2003, 38(01): 35-61.
- Braun L N, Renner C B. Application of a conceptual runoff model in different physiographic regions of Switzerland[J]. Hydrological Sciences Journal, 1992, 37(03): 217-231.
- Brun F, Berthier E, Wagnon P, et al. A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016[J]. Nature Geoscience, 2017, 10: 668-674.
- Cao M S. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains[J]. Journal of Glaciology, 1998, 44(147): 352-358.
- Che Y J, Zhang M J, Li Z Q, et al. Glacier mass-balance and length variation observed in China during the periods 1959-2015 and 1930-2014[J]. Quaternary International, 2017, 454: 68-84.
- Chen R S, Lu S H, Kang E S, et al. A distributed water-heat coupled model for mountainous watershed of an inland river basin of Northwest China (I) model structure and equations[J]. Environmental Geology (Berlin), 2008, 53(06): 1299-1309.
- Cherkauer K A, Bowling L C, Lettenmaier D P. Variable infiltration capacity cold land process model updates[J]. Global & Planetary Change, 2003, 38(01): 151-159.
- Cogley G. No ice lost in the Karakoram[J]. Nature Geoscience, 2012, 5: 305-306.
- Cosby B J, Hornberger G M, Clapp R B, et al. A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils[J].Water Resources Research, 1984, 20(06): 682-690.
- Cuffey K M, Paterson W S B. The Physics of Glaciers[M]. 4th ed. Amsterdam, etc., Academic Press, 2010.
- Cullen N J, Sirguey P, Morlg T, et al. A century of ice retreat on Kilimanjaro: the mapping reloaded[J]. The Cryosphere, 2013, 7(02): 419-431.
- Davies B J, Glasser N F. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age(~AD 1870)to 2011[J]. Journal of Glaciology, 2012, 58(212): 1063-1084(22).
- Deardorff J W. Efficient prediction of ground surface-temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation[J]. Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres, 1978, 83(NC4): 1889-1903.

DeCoursey D G. ARS small watershed model[J]. Am. Soc. Agric. Eng. Paper, 1982, 2094.

- Dehecq A, Goumelen N, Gardner A S, et al. Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia[J]. Nature Geoscience, 2019, 12(01): 22-27.
- Dickinson R E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, in Climate Processes and Climate Sensitivity[M]. Geophys. Monogc Ser.,vol.29, AGU, Washington, D.C., 1984.
- Dickinson R E, A Henderson Sellers, P J Kennedy, et al. Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR community climate model[M]. Colorado, NCAR Boulder, 1986.
- Ding B H, Yang K, Yang W, et al. Development of a Water and Enthalpy Budget-based Glacier mass balance Model (WEB-GM) and its preliminary validation[J]. Water Resources Research, 2017, 53(04): 3146-3178.
- Ducoudre N I. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model[J]. Journal of Climate, 1993, 6(02): 248-273.
- Dyurgerov M B, MEIER M F. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea level changes[J]. Arctic and Alpine Research, 2007, 29 (04): 392-402.
- Dyurgerov M B, Mikhalenko V N, Kunakhovitch M G, et al. On the cause of glacier mass balance variations in the Tian Shan Mountains[J]. Geojournal, 1994, 33(2/3): 311-317.
- Dyurgerov MB. Reanalysis of glacier changes: from the IGY to the IPY, 1960-2008[J]. Data of Glaciological Studies, 2010, 108: 1-116.
- Dyurgerov MB. Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis: INSTAAR/OP55[R]. Boulder, Colorado, USA: Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, 2002.
- Finsterwalder S, Schunk H. Der Suldenferner[J].Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, 1887, 18: 72-89.
- Fontaine T A, Cruickshank T S, Arnold J G. Development of snowfall-snow melt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT)[J]. Journal of Hydrology, 2002, 262(1-4): 209-223.

Forel F A. Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire[A]. Archives des 106

Sciences Physiques et Naturelles XXXIV, 1895, 209-229.

- Franchini M, M Pacciani. Comparative-analysis of several conceptual rainfall runoff models[J]. Journal of Hydrology, 1991, 122(1-4): 161-219.
- Freeze R A, Harlan R L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model[J]. Journal of Hydrology, 1969, 9(03): 237-258.
- Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y, et al. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing[J]. Journal of Glaciology, 2012a, 58(208): 419-422.
- Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y, et al. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century[J]. Nature Geoscience, 2012b, 5(05): 322-325.
- Gjermundsen E F, Mathieu R, Kääb A, et al. Assessment of multispectral glacier mapping methods and derivation of glacier area changes, 1978-2002, in the central Southern Alps, New Zealand, from ASTER satellite data, field survey and existing inventory data[J]. Journal of Glaciology, 2011, 57(204): 667-683.
- Global Soil Data Task. Global Soil Data Products CD-ROM (IGBP-DIS). CD-ROM. International Geosphere-Biosphere Programme, Data and Information System, Potsdam, Germany[DS]. Available from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A, 2000. http://www.daac.ornl.gov.
- Haeberli W. Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring[J]. Studies and reports in hydrology, 1998, 56: 35-51.
- Hall D K, Bayr K J, SchfNer W, et al. Consideration of the errors inherent in mapping historical glacier positions in Austria from the ground and space (1893-2001)[J]. Remote Sensing of Environment, 2003, 86(04): 566-577.
- Hansen M, R DeFries, J RG Townshend, et al. UMD Global Land Cover Classification, 1 Kilometer, 1.0[DS]. Department of Geography, University of Maryland, College Park, Maryland, 1998.
- Hewlett J D, Hibbert A R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas[Al. Sopper and Lull(Eds)], Forest Hydrology[M]. Oxford:Pergamon Press, 1967.
- Hock R. Glacier melt: a review of processes and their modelling[J]. Progress in Physical

Geography, 2005, 29(03): 362-391.

- Hock R. Temperature Index Melt Modelling in Mountain Areas[J]. Journal of Hydrology, 2003, 282(01): 104-115.
- Hoffman M J, Fountain A G, Achuff J M. 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46(01): 349-354.
- Huber W C, R E Dickinson. Storm Water Management Model Version 4, User's Manual[M]. Athens, Environmental Protection Agency, 1988.
- Huss M, Bauder A, Funk M, et al. Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865[J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113(F1): F01015.
- Huss M, Hock R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss[J]. Nature Climate Change, 2018, 8(2AB): 135-140.
- Immerzeel W W, Pellicciotti F, Shrestha A B. Glaciers as a Proxy to Quantify the Spatial Distribution of Precipitation in the Hunza Basin[J]. Mountain Research and Development, 2012, 32(01): 30-38.
- Jansson P, Hock R, Schneider T. The Concept of Glacier Storage: A Review[J]. Journal of Hydrology, 2003, 282(01): 116-129.
- Johannesson T, Sigurdsson O, Laumann T, et al. Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland[J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(138): 345-358.
- Kenzhebaev R, Barandun M, Kronenberg M, et al. Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016[J]. Cold Regions Science and Technology, 2017, 135: 76-89.
- Khodakov V G. On the dependence of total ablation over the glacier surface on the air temperature[J]. Meteorol. i Gidrol, 1965, 7: 48-50.
- Klein A G, Kincaid J L. Retreat of glacier on Puncak Jaya, Irian Jaya, determinated from 2000 and 2002 IKONOS satellite image[J]. Journal of Glaciology, 2006, 52(176): 65-80.
- Kotlyakov V M, Krenke, A N. Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods, Hydrological Aspects of Alpine and High mountain Areas[C]. IAHS Publication, 1982, 138: 31-42.

- Krenke A N, Khodakov V G. On the relationship between the surface melting of glaciers with air temperature[J]. Materialy Glyatsiologicheskikh issledovaniy, Khronika, Obsuzhdeniya, 1966, 12: 153-164.
- Kronenberg M, Barandun M, Hoelzle M, et al. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014[J]. Annals of Glaciology, 2016, 57(71): 92-102.
- Kuhn M. The mass balance of very small glaciers[J]. Z.Gletscherkd. Glazialgeol, 1995, 31: 171-179.
- Lambrecht A, Kuhn M. Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46(01): 177-184.
- Lejeune Y, Bouilloud L, ETCHEVERS P, et al. Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia: Processes and Modeling[J]. Journal of Hydrometeorology, 2007, 8(04): 922-937.
- Li S, Yao T, Yang W, et al. Glacier energy and mass balance in the inland Tibetan Plateau: Seasonal and interannual variability in relation to atmospheric changes[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018, 123(12): 6390-6409.
- Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F. A simple hydrologically based model of land Surface water and energy fluxes for general circulation models[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(07): 14415-14428.
- Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification[J]. Global & Planetary Change, 1996, 13(1-4): 0-206.
- Liu Q, Liu S. Response of glacier mass balance to climate change in the Tianshan Mountains during the second half of the twentieth century[J]. Climate Dynamics, 2016, 46(1-2): 303-316.
- Liu S, Guo W, Xu J, et al. The Second Glacier Inventory Dataset of China (Version 1.0)[DS]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Science Data Center, 2014.
- Lohmann D, Raschke E, Nijssen B, et al. Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model[J]. International Association of Scientific Hydrology. Bulletin, 1998, 43(01): 11.
- Louis J F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1979, 17(02): 187-202.

- Machguth H, Haeberli W, Paul F. Mass-balance parameters derived from a synthetic network of mass-balance glaciers[J]. Journal of Glaciology, 2012, 58(211): 965-979.
- Mahrt L, Pan H. A two-layer model of soil hydrology[J]. Boundary-Layer Meteorology, 1984, 29(01): 1-20.
- Male D H, Granger R J. Snow surface energy exchange[J]. Water Resources Research, 1981, 17(03): 609-627.
- Mark B G, Seltzer G O. Tropical glacier melt water contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru[J]. Journal of Glaciology, 2003, 49(165): 271-281(11).
- Marzeion B, Cogley J G, Richter K, et al. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes[J]. Science, 2014, 345(6199): 919-21.
- Monteith J L, M H Unsworth. Principles of Environmental Physics[M]. 2nd ed. New York, Routledge, Chapman & Hall, 1990.
- Morris E M. Forecasting flood flows in grassy and forested basins using a deterministic distributed mathematical model[A]. Hydrological Forecasting[C]. IAHS Publication 129, 1980.
- Narama C, Kaab A, Duishonakunov M, et al. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona(~1970), Landsat(~2000), and ALOS(~2007) satellite data[J]. Global & Planetary Change, 2010, 71(01): 42-54.
- Nuth C, Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change[J]. The Cryosphere, 2011, 5(01): 271-290.
- Oerlemans J. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway[J]. Journal of Glaciology, 1993, 39(133): 63-68.
- Paul F, Andreassen L M. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM⁺ data: challenges and change assessment[J]. Journal of Glaciology, 2009, 55 (192): 607-618.
- Paterson W S B. The Sliding Velocity of Athabasca Glacier, Canada[J]. Journal of Glaciology, 1970, 9(55): 55-63.
- Pellicciotti F, Brock B, Strasser U, et al. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland[J]. Journal of Glaciology, 2005, 51(175): 573-587.

- Radić V, Bliss A, Beedlow A C, et al. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models[J]. Climate Dynamics, 2014, 42(1-2): 37-58.
- Raper S C B, Braithwaite R J. The potential for sea level rise: new estimates from glacier and ice cap area and volume distributions[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32(05): L05502.
- Rasmussen L A. Meteorological controls on glacier mass balance in High Asia[J]. Annals of Glaciology, 2013, 54(63): 352-359.
- Shuttleworth W J. Evaporation[J]. Handbook of Hydrology, 1993, 41(01): 505-572.
- SilverioW, Jaquet J M. Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery [J]. Remote Sensing of Environment, 2005, 95(03): 342-350.
- Slater G, Walker G. Studies on the Rhone Glacier, 1927 the relationship between the average air temperature and the rate of melting of the surface of the glacier[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1929, 55(232): 385-393.
- Sopjhoeleou M A, Koelliker J K, Govindaraju R S, et al. Integrated numerical modeling for basin-wide water management: the case of the Rattlesnake Creek basin in south-central Kansas[J]. Journal of Hydrology, 1999, 21(04): 179-196.
- Storck P, Lettenmaier D P, Bolton S M. Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States[J]. Water Resources Research, 2002, 38(11): 5-1-5-16.
- Sun W, Qin X, Wang Y, et al. The response of surface mass and energy balance of a continental glacier to climate variability, western Qilian Mountains, China[J]. Climate Dynamics, 2017, 50(07): 3557-3570.
- Taylor JR. An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements[M]. 2nd ed. California: University Science Books, 1997.
- Thornton P E, Hasenauer H, White M A. Simultaneous estimation of daily solar radiation and humidity from observed temperature and precipitation: an application over complex terrain in Austria[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2000, 104(04): 0-271.
- US Army Crops of Engineers. Snow hydrology: summary report of the snow investigations[R]. Washington, DC: US Department of Commerce Office of Technical Services, 1956.

Veressy R A, Hatton T, J,O'shaughnessy P, et al. Predicting water yield from a mountain ash

forest catchment using a terrain analysis based catchment model[J]. Journal of Hydrology. 1993, 150(02): 665-700.

- Wang P, Li Z, Li H, et al. Analyses of recent observations of Urumqi Glacier No.1, Chinese Tianshan Mountains[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(08): 720.
- Wigmosta M S, Vail L W, Lettenmaier D P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain[J]. Water Resources Research, 1994, 30(06): 1665-1679.
- Yang W, Guo X, Yao T, et al. Summertime surface energy budget and ablation modeling in the ablation zone of a maritime Tibetan glacier[J]. Journal of Geophysical Research, 2011, 116(D14116).
- Ye B S, Yang D Q, Jiao K Q, et al. The Urumqi River source Urumqi Glacier No. 1, Tianshan, China: Changes over the past 45 years[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32: L21504.
- Yi L, Yiqing Z, Lin S. Quantifying future changes in glacier melt and river runoff in the headwaters of the Urumqi River, China[J]. Environmental Earth Sciences, 2016, 75(9): 770.
- Zemp M, Nussbaumer S, Gärtner-roer I, et al. Global Glacier Change Bulletin No.2 (2014-2015)[M]. Zurich: World Glacier Monitoring Service, 2017.
- Zemp M, Thibert E, HUSS M, et al. Reanalysing glacier mass balance measurement series[J]. The Cryosphere, 2013, 7(04): 1227-1245.
- Zhang H, Li Z Q, Zhou P, et al. Mass-balance observations and reconstruction for Haxilegen Glacier No.51, eastern Tien Shan, from 1999 to 2015[J]. Journal of Glaciology, 2018, 64(247): 689-699.
- Zhang Yong, Yukiko Hirabayashi, Liu Qiao, et al. Glacier runoff and its impact in a highly glacierized catchment in the southeastern Tibetan Plateau: past and future trends[J]. Journal of Glaciology, 2015, 61(228): 713-730.
- Zhao QD, Ye DS, Ding YJ, et al. Coupling a glacier melt model to the Variable Infiltration Capacity model for hydrological modeling in north-western China[J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 68(01): 87-10

致 谢

时光匆匆,岁月如流,四年的博士学习转瞬即逝,回首在西北院的时光,至 今仍历历在目。值此论文完成之际,特向学习生活中给予我帮助和指导的老师、 同学、朋友和亲人致以我最真诚的感谢!是你们在我困惑迷茫时,给予我正确的 前进方向,是你们的支持和鼓舞,让我有了坚持不懈的动力,让我可以保持一份 积极地态度对待每一天,不断进步与成长!

回首这三年的求学生涯,首先感谢我的导师李忠勤研究员以及其领导下的天 山冰川实验站为我提供了学习与开拓视野的良好平台。李老师渊博的专业知识、 严谨的治学态度、务实且精益求精的工作作风,是我今后学习的楷模与榜样。丰 富的野外经历加深了我对冰川学的理解和认知,也使我学到了诸多为人处世的道 理。在此特别感谢李老师提供的优秀平台及在学术上的悉心指导,在以后的工作 与学习中将再接再厉,在团队建设与发展贡献自己的微薄力量。

其次要感谢中国科学院西北生态环境资源研究院和冰冻圈科学国家重点实 验室对我的指导和培养。感谢任贾文研究员、康世昌研究员、何元庆研究员、秦 翔研究员、杨梅学研究员、赵林研究员等在论文开题与中期过程中等给予指导与 帮助。

同时,非常感谢中国科学院天山冰川观测试验站全体人员的帮助和支持,包 括王飞腾、王璞玉、李慧林、李开明、王林、王文彬、周平、金爽、孙美萍、李 旭亮、折远洋、张晓雨、李姗姗、赵爱芳、岳晓英、怀保娟、张昕、车彦军、骆 书飞、张国飞等各位师兄师姐,以及徐春海、宋梦媛、陈丽萍、蒙彦聪、羊旻、 郑存英、叶万花、牟建新、梁鹏斌、王芳龙、刘峰、王盼盼、陈桃桃、刘爽爽、 贾玉峰、李宏亮与哈琳等各位师弟师妹们在平时学习生活和野外观测中给予的支 持和欢乐。感谢周平、金爽、徐春海、陈务华、牟建新、梁鹏斌、陈虎、刘峰、 王芳龙等在野外冰川监测中所给予的关怀与帮助。感谢陈洪模、马成立、马应辉 及陈建安等诸位师傅们在天山站及野外考察中给予的帮助,感谢王丽红、林茂伟 与吴蓉在平时事务中给予的理解与支持。特别感谢西北师范大学张明军与王圣杰 老师在论文审阅中给予的莫大支持。特别感谢师弟晋子振与赵求东老师在水文模 型方面提供的帮助与指导。特别感谢陪伴我一起走过博士阶段的舍友:朱小凡博

113

士,感谢你在平时生活中与学习中提供的理解与帮助。因为有各位的无私帮助, 我才能顺利完成论文的写作,在此致以衷心的感谢!

同时,特别感谢研究生处的蔡英老师、刘蔚老师、刘晓东老师、陈辉老师、 陈茹老师与邓娇婧等老师在学习和生活上给予的关心和帮助。

最后,感谢我的父母和亲人,没有您们作为强大的后盾,就没有现在的我, 是您们的理解与支持给予了我学习和生活上的动力与信心,我将时刻怀着感恩之 心报答您们。总之,感谢所有在西北院学习生活中给予过我帮助的每个人,祝你 们一生幸福快乐,事业有成!

张慧

2019年5月

于中国科学院西北生态环境资源研究院

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历:

2008年9月——2012年7月,在赤峰学院资源与环境学院获得学士学位。

2012 年 9 月——2015 年 7 月,在西北师范大学 地理与环境科学学院 获得硕士学位。

2015年9月——2019年7月,在中国科学院西北生态环境资源研究院攻读博士学位。

获奖情况:

2018年第九届"天山杯"学术报告优秀奖

2019年第十届"天山杯"学术报告优秀奖

已发表(或正式接受)的学术论文:

- Zhang H, Li Z, Zhou P, et al. Mass-balance observations and reconstruction for Haxilegen Glacier No.51, eastern Tien Shan, from 1999 to 2015[J]. Journal of Glaciology, 2018, 64(247): 689-699.
- Wang P, Li Z, Li H, Wang W, Wu L, & Zhang H, et al. (2016). Recent evolution in extent, thickness, and velocity of haxilegen glacier no. 51, kuytun river basin, eastern tianshan mountains[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 48(02), 241-252.
- 3. 张慧, 李忠勤, 牟建新, 等.近 50 年新疆天山奎屯河流域冰川变化及其对水资 源的影响[J]. 地理科学, 2017, 37(11): 1771-1777.
- 4. 梁鹏斌,李忠勤, 张慧,等.1984-2016 年全球参照冰川物质平衡时空变化特征
 [J]. 冰川冻土, 2018, 40(03): 415-425.
- 5. 牟建新, 李忠勤, **张慧**, 等.全球冰川面积现状及近期变化-基于 2017 年发布的 第 6 版 Randolph 冰川编目[J]. 冰川冻土, 2018, 40(02): 238-248.
- 6. 邢武成,李忠勤, 张慧,等.1959 年来中国天山冰川资源时空变化[J]. 地理学报, 2017, 72(09): 1594-1605.

- 7. 牟建新,李忠勤,张慧,等.中国西部大陆性冰川与海洋性冰川物质平衡变化及 其对气候响应-以乌源 1 号冰川和帕隆 94 号冰川为例[J].干旱区地理,2019, 42(01): 20-28.
- 8. 陈丽萍, 李忠勤, **张慧**, 等.2001-2014 年新疆阿尔泰地区积雪时空分布特征研究[J].干旱区资源与环境, 2017, 31(03):152-157.

参加的研究项目:

- (1) 国家自然科学基金黑河重大研究计划培育项目 (91025012)
- (2) 国家自然科学基金委员会创新研究群体科学基金 (41721091)
- (3) 冰川动力学机理过程与模拟 (22Y422I04)
- (4) 山地冰川加速消融的记录和模拟研究 (41371028)
- (5) 新疆天山关键地区冰川变化模拟预测 (41471058)
- (6) 国家自然科学基金 (1141001040; 41101066; 41301069)
- (7) 国家自然科学基金创新研究群体项目 (41121001)
- (8) 国家重点实验室自主项目 (SKLCS-ZZ-2012-01-01)