

密级：



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

博士学位论文

黑河流域十一冰川暖季能量-物质平衡观测与模拟研究

作者姓名： 怀保娟

指导教师： 李忠勤 研究员

中国科学院大学寒区旱区环境与工程研究所

学位类别： 理学博士

学科专业： 自然地理学

培养单位： 中国科学院大学寒区旱区环境与工程研究所

2016 年 5 月

A study of obserbation and surface energy-mass balance
model of Shiyi glacier at Heihe River basin, Qilian
Mountains ,during the summer period

By

BaojuanHuai

A Dissertation Submitted to

University of Chinese Academy of Sciences

In partial fulfillment of the requirement

For the degree of

Doctor of Physical Geography

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research

Institute, Chinese Academy of Scienses, Lanzhou 73000, China

May, 2016

原创性声明

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

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名:

日期:

关于学位论文使用授权的说明

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

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名:

日期:

导师签名:

日期:

摘要

本研究利用十一冰川 2013 年野外考察数据、冰川末端自动气象站能量场数据并结合 HAR 气象数据, 建立基于能量平衡原理并考虑各能量项的十一冰川暖季单点能量-物质平衡模型, 分析得到冰川表面单点的能量平衡各分量组份特征, 并由此计算单点处的暖季物质平衡值。在单点能量-物质平衡模式基础上, 建立考虑辐射与温度的十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模式, 探讨十一冰川暖季物质平衡特征, 进而探索黑河上游冰川的融水径流特征。单点模式驱动输入数据主要是气温、气压、相对湿度、风速、云量、降水、向下的短波数据、冰川表面温度、初始雪深; 模拟的时间段为 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日, 取得了较好的效果, 进而将简化的分布式能量平衡模型推广应用至十一冰川。总体来看, 本论文主要内容及结论主要包括以下几个方面:

(1) **十一冰川暖季消融区单点能量-物质平衡特征。**通过对十一冰川 2013 年暖季东支 2#花杆点能量-物质平衡的模拟, 得到如下结论: ① 消融期间, 模拟的十一冰川 2#花杆观测点处逐日物质平衡变化范围为 $-11.97 \sim -73.67 \text{ mm}$ 。② 从能量收支的角度来看, 十一冰川暖季主要的能量收入项是净辐射项, 分别占 6、7、8 月份能量收入的 89.6%、85%、77.44%; 其次的能量收入项为感热通量; 能量支出项主要是冰川的消融耗热, 分别占 6、7、8 月份能量支出的 81.79%、78.86%、77.48%; 其次的能量支出项为潜热通量。③ 从物质平衡分量来看, 根据 2#花杆点观测处能量-物质平衡模拟计算结果, 2013 年 6 至 8 月十一冰川 2#花杆点观测处物质平衡量分别为 -944.3 mm 、 -1402.17 mm 、 -1407.8 mm 。十一冰川 7、8 月份出现强烈消融, 有较高负平衡; 而冰川表面的蒸发(升华)在 6、7、8 月份相差不大。④ 由实测与模拟的散点图分析, 单点能量-物质平衡模式能够较好的模拟出十一冰川暖季冰川的消融情况。

(2) **十一冰川暖季简化分布式能量-物质平衡模拟的净平衡特征。**由建立的简化分布式能量-物质平衡模式对十一冰川进行暖季的模拟结果分析, 得到如下结论: ① 2013 年十一冰川暖季物质平衡呈强烈的亏损状态, 相比 6 月份, 十一冰川 7、8 月份的消融状态更为强烈。7、8 月份各个高度带上的物质平衡值比 6 月份要高出 2~7 倍。② 6、7、8 月份 4300~4400 m 内都显示强烈的消融, 分别为 -635.46 mm 、 -1475 mm 和 -1711.73 mm ; 与此相对应的 4700 ~ 4800 m 内消融有明显减小的趋势, 分别为 -56.31 mm 、 -305.91 mm 和 -594.51 mm 。4600 ~4700

m、4700~4800 m 两个高程带内负物质平衡的绝对量有急剧减小的趋势，但物质平衡量都为负值。4600 m 以下，各个月份都表现出较高的负物质平衡量。③ 从模拟的分布图上看，十一冰川物质平衡梯度明显；东、西支冰川消融差异较大，且各个月份的消融最高值都出现在东支末端；东支瞬时平衡线已超越冰川顶部，积累区的负物质平衡同样表现地非常明显。④ 冰川海拔分布情况来看，东支海拔相对较低，东西支冰川末端海拔高差约为 110 m。同时认为冰川形态、海拔分布以及冰面反照率之间的差异是决定东西两支冰川消融快慢的主要因素。

(3) 冰面反照率参数优化方案。综合前人的反照率研究方案，构建了适用于黑河流域的反照率参数化方案。模拟结果发现十一冰川在2#花杆观测点暖季冰雪面反照率的逐日变化明显，反照率值在0.1-0.4之间波动，阴雨天气里与天气相对晴好状况下，反照率波动幅度较大。由给出的反照率参数化方案得到十一冰川暖季积雪的反照率在0.56左右，而裸冰的反照率在0.28左右。

(4) 与野外实测物质平衡资料的对比验证发现，模型的模拟结果较好。第一，模式未考虑内补给部分，也就是融水再冻结部分。第二，湍流通量的参数化过程中，空气动力学方法对于地表粗糙度和总体输送系数的取值较难，造成感热和潜热通量的计算存在误差。第三，对于冰川来说，逐日的时间分辨率较为粗糙，雪冰表面的能量收支变化在一天内幅度较大，应提高模拟的时间分辨率。

关键词：单点能量-物质平衡模式；简化分布式能量-物质平衡模式；模型参数化；反照率优化；十一冰川；黑河流域

Abstract

Based on in-situ mass balance measurements of Shiyi glacier and meteorological input from automatic weather station (AWS) located at its terminus and High Asia Reanalysis data (HAR) in 2013, a point summertime energy-mass balance model was developed in this paper at the basis of energy balance principle, and each component was considered. Summertime mass balance at 2# point was calculated in accordance with characteristics of each component, which were acquired through analysis. In order to study the change characteristics of summertime mass balance of Shiyi glacier and further explore the variation of melt-water runoff in the upper reaches of Heihe River Basin, based on the former grid-based mass balance model, a simplified distributed energy-mass balance model was built, which depends on temperature and short-wave radiation. Energy-mass balance model was forced by temperature, pressure, relative humidity, wind speed, cloudiness, precipitation, downward short-wave radiation, temperature on glacier surface, initial snow depth; time period of simulation was from June 1 to August 31, and the results agreed well, thus distributed energy-mass balance model was applied to the Shiyi glacier. Generally, the main results and conclusions are as follows:

(1) Characteristics of point summer time energy-mass balance in the ablation area of Shiyi glacier. ① Simulation results of summer time energy-mass balance of Shiyi glacier showed that daily point energy-mass balance of stake 2# varied from -11.97 mm to -73.67 mm during the ablation period. ② From the energy budget perspective, most of the energy income is supplied by net radiation, accounted 89.6%, 85% and 77.44% respectively of the energy income in June, July and August, followed by the sensible heat flux. Most of the energy outcome was used for ice/snow melt heat, and the ratio of total energy output was 81.79%, 78.86%, and 77.48% respectively in June, July and August, next came latent heat flux. ③ Simulation results of stake 2# indicated that water equivalent from ablation was 1091.15 mm, 1535.17 mm and 1474.87 mm; 28.3 mm, 29.7 mm and 30.85 mm from evaporation or sublimation; corresponding mass balance was -944.3 mm, -1402.17 mm, -1407.8 mm in June, July and August of 2013. Intensified ablation of Shiyi glacier occurred in July

and August with high negative mass balance, while surface evaporation (sublimation) differed little in June, July and August. ④ From the measured and simulated scatter plot analysis, single point energy - mass balance model can better simulate the warm season glaciers melting.

(2) Characteristics of net mass balance simulated by simplified distributed energy-mass balance model in Shiyi glacier. Results simulated by simplified distributed energy-mass balance model were analyzed and several conclusions were drawn: ① summer time mass balance of Shiyi glacier in 2013 was in strong loss, and ablation in August and July was more intensive than that in June. Absolute amount of negative mass balance presented downtrend sharply in June, July and August, distributed at the altitude of 4600~4700 m and 4700~ 4800 m, but their mass balances still were negative. There was a relative high negative mass balance below 4600 m in every month. ② Distribution map of the simulated results indicated that the gradient of mass balance in Shiyi glacier was obvious, ablation in the East and West branch differed greatly, and maximum of each month occurred at the terminus of East branch. Transient equilibrium line of the East branch has exceeded the altitude of summit, and mass loss was also significant in the accumulation area. ③ Elevation difference between the West and East branch was about 110 m, the latter was relative low. And we hold that their ablation difference was mainly controlled by the difference in glacier morphology, elevation distribution and surface albedo.

(3) Ice surface albedo parameter optimization. In view of the previous albedo research programs, we built suitable albedo parameterization programme for Heihe River Basin. Simulation results showed that daily surface albedo apparent at stake 2# fluctuate between 0.1 and 0.4 in warm season, and rainy weather relatively have higher fluctuation than sunny weather conditions. Obtained by the albedo parameterization schemes given, the snow albedo is about 0.56, and bare ice albedo is about 0.28 in warm season of Shiyi glacier.

(4) Compared with the field measured mass balance data, the simulation results of the model is good. First, the model is not consider the supply section, which is part of the melt water refreezing. Second, for the parameterization of turbulent fluxes, the

aerodynamic surface roughness values and methods for bulk transfer coefficient is more difficult, resulting in sensible and latent heat flux calculation error. Third, for the glacier, the daily time resolution is rough, changes in snow and ice surface energy budget in a day within a large margin, the simulation should improvedtime resolution.

Keywords: single-point energy-mass balance model; simplify distributed energy-mass balance model; model parameterization; albedo optimization; Shiyi glacier; Heihe River Basin

目录

摘要.....	I
目录.....	VII
图目录	X
表目录	XII
第一章 绪论	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.1.1 黑河流域冰川变化背景.....	1
1.1.2 冰川物质平衡概述.....	3
1.1.3 研究意义.....	5
1.2 国内外研究进展.....	6
1.2.1 冰川物质平衡研究进展.....	6
1.2.2 冰川消融模型研究进展.....	7
1.2.3 黑河流域冰川物质平衡研究存在问题.....	9
1.3 研究内容、方法与技术路线.....	10
1.3.1 研究任务和内容.....	10
1.3.2 研究方法与技术路线.....	10
1.3.3 论文章节安排.....	11
第二章 研究区概况及观测项目	13
2.1 黑河流域概况.....	13
2.2 十一冰川概况.....	14
2.3 野外数据观测.....	15
2.3.1 气象观测.....	15
2.3.2 物质平衡观测.....	17
2.3.3 反照率数据观测.....	18
2.4 高亚洲再分析数据(HAR).....	19
2.5 其它遥感驱动数据.....	20
2.6 十一冰川区气象特征.....	21
2.7 小结.....	22
第三章 冰川能量-物质平衡模型.....	23
3.1 能量-物质平衡模型机理与结构	23
3.2 能量-物质平衡方程	24
3.2.1 辐射平衡.....	24
3.2.2 冰川表面湍流过程.....	25
3.2.3 冰下热传导过程.....	26
3.2.4 降水携带热量.....	26

3.2.5 再冻结过程.....	27
3.2.6 雨雪分离方案.....	27
3.3 小结.....	28
第四章 十一冰川反照率参数化优化方案.....	29
4.1 雪冰反照率概述.....	29
4.2 十一冰川反照率参数化方案.....	29
4.2.1 基础反照率计算方案.....	29
4.2.2 修正方案.....	30
4.2.3 集成遥感数据驱动的反照率反演方案.....	31
4.3 十一冰川反照率时空变化特征.....	33
4.3.1 十一冰川反照率空间分布特征.....	33
4.3.2 十一冰川反照率的时间变化特征.....	35
4.4 讨论.....	37
4.5 小结.....	37
第五章 十一冰川单点暖季能量-物质平衡消融模拟	39
5.1 十一冰川暖季消融耗热与物质平衡模拟.....	39
5.1.1 2#点辐射平衡.....	40
5.1.2 湍流交换过程.....	43
5.1.3 降水携带热量.....	44
5.1.4 单点消融模拟结果.....	44
5.2 十一冰川暖季能量-物质平衡特征	45
5.2.1 能量平衡特征.....	45
5.2.2 物质平衡特征.....	46
5.3 十一冰川暖季单点实测物质平衡过程研究.....	47
5.3.1 雪坑-花杆法单点物质平衡计算.....	47
5.3.2 十一冰川 2#点实测物质平衡结果分析.....	47
5.4 模拟精度分析.....	48
5.5 小结.....	49
第六章 十一冰川简化分布式能量-物质平衡模拟尝试	51
6.1 引言.....	51
6.2 简化分布式能量-物质平衡模拟方案.....	51
6.2.1 简化分布式能量-物质平衡模式介绍.....	51
6.2.2 十一冰川入射短波计算方案.....	52
6.2.3 初始雪深数据处理.....	53
6.3 十一冰川暖季输出结果.....	54
6.4 讨论.....	57
6.4.1 十一冰川暖季实测净物质平衡过程研究.....	57
6.4.2 分布式模拟精度分析.....	60
6.5 小结.....	60
第七章 结论与展望	63

7.1 主要结论.....	63
7.2 创新之处.....	64
7.3 存在问题与展望.....	64
7.3.1 存在问题.....	65
7.3.2 展望.....	65
参考文献	67
致谢.....	79
个人简历	81

图目录

图 1.1 黑河流域冰川面积与条数变化.....	2
图 1.2 黑河流域冰川条数海拔区间上的变化.....	2
图 1.3 物质平衡年内过程及相关概念(夏季积累型冰川之负平衡年示意图-引自冰冻圈科学词典).....	4
图 1.4 研究技术路线图.....	11
图 2.1 祁连山黑河流域概况图.....	13
图 2.2 黑河流域近 50 年气温与降水的变化.....	14
图 2.3 祁连山黑河葫芦沟流域冰川概况图.....	15
图 2.4 葫芦沟流域十一冰川概况图.....	15
图 2.5 2013 年十一冰川末端自动气象站架设现场.....	16
图 2.6 十一冰川物质平衡观测雪坑-花杆网络.....	18
图 2.7 十一冰川物质平衡作业观测现场.....	18
图 2.8 HandHeld™ 2 便携式光谱仪.....	19
图 2.9 高亚洲再分析数据.....	20
图 2.10 十一冰川末端自动气象站气温梯度.....	21
图 2.11 十一冰川末端自动气象站降水梯度.....	22
图 3.1 冰川表面能量-物质平衡过程.....	23
图 4.1 基于遥感数据的反照率反演流程.....	31
图 4.2 十一冰川遥感瞬时反照率反演值与逐日反照率拟合.....	33
图 4.3 十一冰川暖季实测反照率分析(分为消融区未消融状态下的裸冰、积累区未消融状态下的积雪、消融区消融状态下的裸冰、积累区消融状态下的积雪).....	35
图 4.4 十一冰川暖季实测反照率空间差异性.....	35
图 4.5 暖季十一冰川 2#花杆观测点反照率日变化曲线.....	36
图 4.6 暖季十一冰川雪冰消融表面((a)西支消融区、(b)东支消融区、(c)西支积累区、(d)西支积累区降雪后).....	37
图 4.7 十一冰川污化物影响下的冰川表面净辐射吸收曲线.....	37
图 5.1 十一冰川能量-物质平衡驱动数据.....	39
图 5.2 十一冰川 2#点处净短波辐射与降水的变化情况.....	41
图 5.3 十一冰川 2#点处长波辐射的变化情况.....	42
图 5.4 十一冰川 2#点处净辐射变化情况.....	43
图 5.5 十一冰川 2#点处感热潜热变化情况.....	43
图 5.6 十一冰川 2#点处暖季蒸发/升华变化过程.....	44
图 5.7 十一冰川 2#点处暖季降水携带的热通量变化.....	44
图 5.8 十一冰川 2#点处暖季物质平衡过程.....	45
图 5.9 十一冰川 2#点处能量通量特征.....	46
图 5.10 十一冰川 2#点处实测的逐日物质平衡.....	48
图 5.11 十一冰川 2#测点暖季实测物质平衡与模拟物质平衡对比.....	49

图 6.1 简化分布式模型示意图.....	52
图 6.2 十一冰川分布式冰川格网.....	52
图 6.3 十一冰川分布式物质平衡模拟结果.....	54
图 6.4 十一冰川分布式物质平衡模拟结果.....	55
图 6.5 十一冰川夏季影像图.....	56
图 6.6 十一冰川暖季逐日反照率模拟情况.....	57
图 6.7 十一冰川暖季逐日物质平衡空间分布特征.....	59
图 6.8 十一冰川分布式物质平衡模拟结果图.....	59
图 6.9 十一冰川分布式模拟精度分析.....	60

表目录

表 1.1 典型山地冰川退缩情况.....	3
表 1.2 物质平衡模型.....	7
表 2.1 黑河流域标准气象站信息.....	16
表 2.2 十一冰川末端 MetPak 一体式气象传感器信息.....	17
表 2.3 HandHeld™ 2 光谱仪性能规格	19
表 2.4 十一冰川模拟应用的 HAR 数据项	20
表 2.5 黑河流域遥感影像信息.....	21
表 5.1 2013 年暖季十一冰川暖季辐射平衡特征（各月总和）	45
表 5.2 2013 年暖季十一冰川表面物质平衡模拟结果.....	46
表 6.1 十一冰川暖季分布式模拟率定参数.....	54
表 6.2 2013 年暖季十一冰川各高程带物质平衡特征.....	55

第一章 绪论

1.1 研究背景及意义

1.1.1 黑河流域冰川变化背景

山地冰川在我国中低纬度最为发育，是西北干旱区重要的水资源，也是我国大江大河的源头^[1-4]，因而冰川水资源在内陆河水资源构成与变化中作用不容忽视，并对中国西部的社会经济发展有决定性作用^[5]。据统计，西北干旱区面积约为全国总面积的 1/4，地表水资源仅占全国的 3.3%。冰川融水是西北地区河流的重要补给来源^[5-7]。

20 世纪以来，全球变暖引起的冰川加速退缩，使冰川在局地水资源中的角色日益重要，而冰川研究也已经成为全球广泛关注的问题^[8-15]。IPCC 第五次工作报告中指出，过去 20 年，格陵兰冰盖以及南极冰盖的冰量持续损失，全球范围内的冰川几乎都在持续退缩，北极海冰以及北半球春季积雪范围在继续缩小^[16]。与 1986-2005 年相比，2081-2100 年间全球平均海平面上升区间可能为：0.26-0.55 米（RCP2.6 情景），0.32-0.63 米（RCP4.5 情景），0.33-0.63 米（RCP6.0 情景），0.45-0.82 米（RCP8.5 情景）（中等信度）。冰川的加速消融，对全球水循环影响深刻^[10]。对于 20 世纪的海平面上升，学者们认为山岳冰川融水径流的贡献可达 20% ~ 50%^[10, 17-18]。在中国的西北干旱区，冰川的加速退缩更为显著，表现为冰川末端退缩，海拔升高，对应雪线也升高，面积大幅减小，冰川融水径流大幅增加，许多小冰川接近消亡^[19-25]。

黑河流域是我国西北干旱区的第二大内陆河流域，近30年来，黑河流域建立了较为完善的流域观测系统，已成为我国重要的内陆河研究基地。由于其景观类型完整，流域规模适中，社会生态环境问题典型，成为研究寒区、旱区水文与水资源等方面的热点地区，是内陆河研究的代表性流域^[26]。黑河流域祁连山区发育的冰川年融水量2.98亿m³，占河流径流量的8%，是流域水资源的重要组成部分^[1, 27]。

利用遥感影像对黑河流域（1078条）内967条冰川的分析^[28]，发现：20世纪60年代黑河流域内的967条冰川到2010年左右，退缩为800条冰川，条数退缩率为17.27%，退缩数量明显；冰川面积由361.69 km²退缩为231.17 km²，共退缩130.51 km²，面积退缩率为36.08%，平均每条冰川面积退缩0.14 km²。

对黑河流域的冰川规模进行分类分析（图 1.1），发现：面积<0.1km²的冰川面积与条数退缩率分别为 10.01%、42.44%；0.1~0.2 km²为 32.09%、31.47%；0.2~0.3 km²为 37.32%、39.01%；0.3~0.4 km²为 30.16%、28.89%；0.4~0.5 km²为 48.68%、48.48%；0.5~1 km²为 45.63%、46.09%；1~2 km²为 28.61%、28.30%；

2~5 km² 为 34.94%、38.89%；>5 km² 为 100%、100%。分析可知，面积>0.1 km² 冰川面积与条数的显著退缩使得<0.1km² 的冰川面积与条数呈增加趋势。

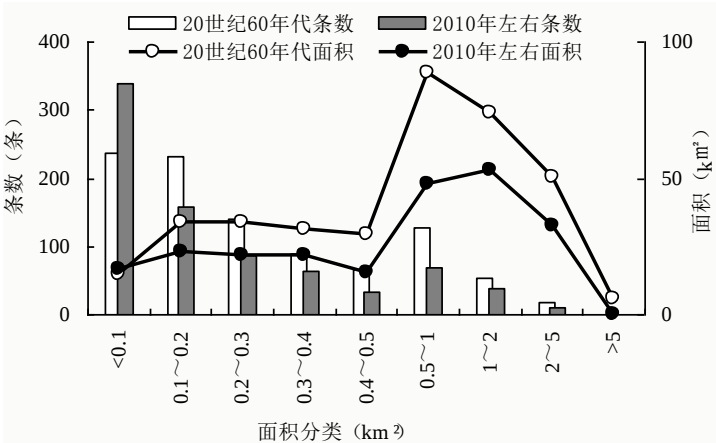


图 1.1 黑河流域冰川面积与条数变化

Fig 1.1 Change of area and number of Heihe River Basin

利用 SRTM-DEM 数据，根据冰川的末端海拔，以 100m 为海拔梯度，对两期冰川数据进行统计分析^[28]：黑河流域冰川末端主要分布在 4300~4400 m、4400~4500 m 和 4500~4600 m 海拔区间内，数量分别占 20%、24.5%和 19.38%，共占了 63.88%。从变化趋势看，4100~4200 m、4200~4300 m、4300~4400 m、4400~4500 m 四个海拔区间内冰川条数呈减少趋势，减少率分别为：85.25%、56.59%、27.93%、7.55%，以 4100~4200 m、4200~4300 m 海拔区间内冰川条数退缩最明显。4100~4500 m 海拔区间内冰川条数的高退缩率直接导致 4500~4800 m 海拔区间内冰川数量有增加趋势，4500~4600 m、4600~4700 m、4700~4800 m 区间内冰川条数的增加率分别为：11.51%、55.38%、18.60%。这些事实充分说明，随着全球气温的普遍升高，黑河流域的冰川雪线上升，末端海拔不断增高。

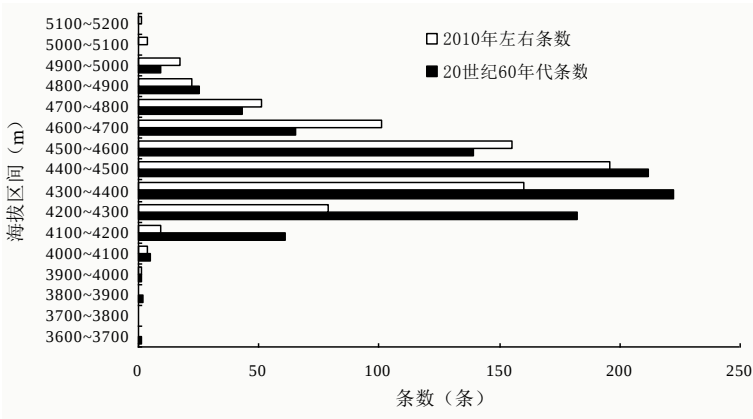


图 1.2 黑河流域冰川条数海拔区间上的变化

Fig1.2 Change of terminal elevation of HeiheRiver Basin

对中国西部典型山区及流域的冰川变化情况与黑河流域进行对比分析（表

1.1)。在考虑研究时段的情况下,结合学者们对祁连山冷龙岭^[29]、疏勒南山^[30]、祁连山野牛沟^[31]的冰川变化研究进行统计分析,发现与西部其他山地冰川相比,黑河冰川退缩率明显较高。张华伟等人研究得到 1972-2007 年间祁连山冷龙岭的冰川退缩速率为 0.67%/a; 阳勇等人研究得到 1956-2003 年间祁连山野牛沟流域的冰川退缩速率为 0.54%/a; 而黑河流域 20 世纪 60 年代到 2010 年左右黑河流域 967 条冰川的退缩速率为 0.60%/a。相对于天山^[32] (0.22%/a)、阿尼玛卿山^[33] (0.49%/a)、格拉丹东^[34] (0.05%/a)、纳木那尼峰^[35] (0.26%/a) 等地黑河流域冰川变化幅度较中国西部其他典型区域冰川变化幅度呈明显大的趋势。

表 1.1 典型山地冰川退缩情况

Tab 1.1 Shrinkage of the typical mountain glacier

研究区域	面积变化 km ²	面积变化率 %	退缩速率 %/a	研究时段	来源
祁连山冷龙岭	-24.29	-23.57	-0.67	1972-2007	张华伟 ^[29]
疏勒南山	-55.00	-12.80	-0.36	1970-2006	张华伟 ^[30]
祁连山野牛沟	-16.22	-25.71	-0.54	1956-2003	阳勇 ^[31]
祁连山西段	-124.2	-10.3	-0.29	1956-1990	刘时银 ^[36]
黑河	-32.41	-29.6	---	1950s/1970s-2003	王璞玉 ^[37]
天山	---	-11.5	-0.22	1960-2010	王圣杰 ^[32]
乌鲁木齐河流域	-6.65	-13.8	-0.45	1962-1992	陈建明 ^[38]
开都河流域	-38.5	-11.6	-0.31	1963-2000	刘时银 ^[20]
盖孜河流域	-188.1	-10	-0.26	1960-1999	刘时银 ^[20]
阿尼玛卿山	-21.7	-17.0	-0.49	1966-2000	刘时银 ^[33]
格拉丹东	-14.91	-1.7	-0.05	1969-2000	鲁安新 ^[34]
纳木那尼峰	-7.12	-8.44	-0.26	1976-2003	叶庆华 ^[35]
朋曲流域	-131.24	-8.98	-0.30	1970s-2000	晋锐 ^[39]
珠峰保护区	-501.91	-15.63	-0.52	1976-2006	聂勇 ^[19]
黑河流域	-130.51	-36.08	-0.60	1960s -2010	怀保娟 ^[28]

综上所述,20世纪60年代黑河流域内的967条冰川到2010年左右,退缩为800条冰川,退缩数量明显;冰川面积由361.69 km²退缩为231.17 km²,共退缩130.51 km²,面积退缩比率为36.08%,平均每条冰川面积退缩0.14 km²。过去50余年,黑河流域冰川剧烈消融引发的水资源、水循环和生态环境等方面的问题日益加剧,成为国内学者研究的焦点^[40-49]。在黑河流域的冰川研究中,物质平衡是认识黑河流域冰川的发育、变化及物理特征的基本课题之一,尤其在冰川随气候变化而进退的一系列事件中,冰川的物质平衡形成了这种变化中的一个重要环节。冰川物质平衡的研究结果可以直接确定和阐明冰川目前所处的状态,了解黑河流域冰川发展变化的趋势,为区域气候和黑河河流径流量的变化趋势提供资料。

1.1.2 冰川物质平衡概述

单位时间内冰川上以固态降水形式为主的物质收入（积累）和以冰川消融为主的物质支出（消融）的代数和，称为物质平衡^[2,50]。积累指的是冰川上收入的固态水分，包括冰川表面的降雪、再冻结的雨、凝华、吹雪和雪崩等^[50]。消融指冰川固态水的所有支出部分，包括雪冰融化形成的径流、升华、蒸发、流失于冰川之外的吹雪及雪崩等^[2,50]。对大陆型冰川而言，部分融水下渗后重新再粒雪、冰面或裂隙中冻结，这部分融水不造成冰川的物质支出，称为内补给^[50]。

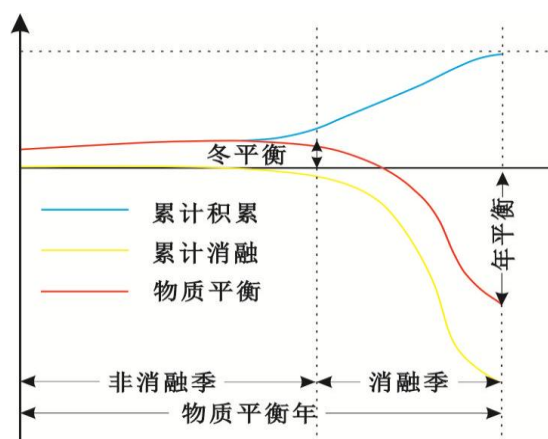


图 1.3 物质平衡年内过程及相关概念(夏季积累型冰川之负平衡年示意图-引自冰冻圈科学词典)

Fig 1.3 Mass balance process during the year and related concepts (summer accumulation glacier type -from Cryosphere Science Dictionary)

物质平衡研究冰川的物质变化及这些变化的时空分布。由于冰川上的液态降水及其产生的径流量难于测定，因而物质平衡一般反映冰川上固态水的收支平衡状态。物质平衡也与冰川表面的热量平衡，冰体内的水文状态，成冰作用，冰川活动层的温度状况，以及冰川运动速度等密切相关^[51-53]。冰川物质平衡的观测研究是监测冰川变化的重要内容，也是冰川学研究中不可缺少的重要组成部分^[54-55]。冰川物质平衡特征及时空变化规律与气候变化特征密切相关，而物质平衡又直接影响冰川的物理特征以及冰川规模的变化。因此，物质平衡参数是冰川与气候及水文之间相互作用的关键纽带^[56-58]。

冰川物质平衡观测难度大，计算经验性强，需要长期实践摸索^[59-61]，对气候变化有极为敏感的反应。冰川物质平衡及其动态变化是引起冰川变化和径流变化的基础^[62]。冰川区的能量状况对于物质平衡有决定作用，可以从能量平衡的角度出发，建立能量平衡方程，来计算冰川的物质平衡。可以通过不同的能量参数对物质平衡（包括统计学模式^[63-64]、度日模型^[65-69]、平衡线模式^[70-71]、模仿模式^[72]、最大熵模式^[73-75]以及能量平衡模型^[76-79]等）进行模拟重建。从物理意义上说，模式的核心是建立冰川物质平衡因子与气象要素之间的关系。

1.1.3 研究意义

祁连山黑河流域是学者们研究气候变化对水文、水资源管理的重点区域^[42]。冰川的快速变化是该区水资源变化的重要起因之一^[28]。黑河流域地处西北内陆干旱区，缺水与生态问题交织在一起，是制约社会经济发展的瓶颈^[28]。在祁连山各流域水资源构成中，冰川、季节性积雪和冻土水资源占据较大比例，其中冰川以对气候变化的高敏感性、河川径流的调节功能和山区气候的反馈机制，成为上游水循环中最活跃的部分^[80]。冰川退缩之快，是已有模型未曾预测到的，引起了民众和政府的普遍关注和忧虑^[42]。

冰川融水径流的定量描述对解决黑河上游水资源变化的问题至关重要，已有学者对黑河祁连山发育的冰川融水做过粗略计算，得到黑河流域祁连山区发育的冰川年融水量 2.98 亿 m^3 ，占河流径流量的 8%^[26]。但近年来，在气候变化的背景下，黑河流域由于都是小冰川，暖季冰川融水径流有急剧改变，亟待系统详细的定量计算与评估，使得对黑河流域上游冰川的融水径流有新的认识。

目前黑河流域的绝大多数冰川没有物质平衡观测资料，且少数有实测物质平衡数据的冰川都存在观测资料不连续以及高海拔地区缺乏数据的问题^[81-83]。黑河流域的冰川物质平衡监测主要利用冰川表面花杆雪坑测量来获取，同时在人力难以到达的地区一般利用气象要素等资料估算。本研究拟采用能量-物质平衡模式，开展黑河流域十一冰川的物质平衡模拟研究，从而评估黑河流域十一冰川消融对河川径流的贡献量。

能量平衡模型的机理主要是根据融雪融冰的物理过程，根据气象因素，通过净辐射项、湍流交换项、降水携带热量以及冰下热传导能量通量来模拟计算冰川消融率^[84-85]。对冰川的消融进行模拟具有重要的实际和科学意义，如水资源的管理、雪崩预警、冰川动力学、冰川水文学、冰川水化学以及冰川对于气候变化的反应。

总结来看，冰川是黑河流域上游重要的地表水资源，上游冰川的快速变化对黑河流域的水文、水资源已经造成了深刻影响，亟待开展定量化的研究。对位于黑河上游的十一冰川，中国科学院祁连山黑河上游观测研究站已经建立了完整的冰川、水文、气象观测网络，有详尽的气象数据积累。此外，中科院天山冰川观测站在该冰川的物质平衡以及气象能量场数据的观测也为本论文的开展提供了丰富的数据基础。本研究的主要目标是建立基于能量平衡原理的物理模型，从而模拟黑河流域十一冰川暖季的消融状况。本工作的开展具有如下几方面的意义：

(1) 冰川能量-物质平衡模型是国际上冰川研究的重点和前言内容之一。对于黑河流域冰川研究的核心科学问题是弄清变化的规律,建立适用于黑河流域的冰川能量-物质平衡消融模式,是研究黑河上游冰川变化引发生态和环境等链式变化的基础,亦是黑河上游冰川研究的重点和前沿之一。

(2) 从简单的半物理机制的度日因子模型到物理过程描述详细的能量-物质平衡模型的应用是冰川消融模式发展的趋势^[86-87],亦是黑河流域冰川消融模式发展的趋势。

(3) 此外,近年来冰川表面能量物质平衡研究,已不再局限于单点上的能量-物质平衡模拟,随着计算机性能的提高,根据实测气象资料、DEM 数据驱动高时空分辨率的分布式能量-物质平衡模型并提高其模拟精度成为冰川物质平衡计算研究的发展趋势^[88-90]。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 冰川物质平衡研究进展

国际上冰川物质平衡的研究最早在瑞士阿尔卑斯山的 Rhone Glacier 进行了物质平衡观测^[91],Forel 在 1894 年提出了在山地冰川和亚极地冰川进行冰川物质平衡观测的概念和具体的方法^[92],而系统的冰川物质平衡研究方法在 20 世纪 40 年代刚刚起步^[93]。二战以后,由于地球物理年的推动,冰川物质平衡监测得以迅速发展,许多国家相继选择有一定代表性的冰川开展系统的连续的物质平衡观测研究。其中北欧及阿尔卑斯山国家最早,接着是北美和前苏联。Meier 认为冰川的物质平衡是把冰川和气候之间的关系紧密连接起来的重要因子^[94],并在“Science”发表了全球水冰体物质平衡对海平面变化的第一次评估^[95]。而之后学者们的评估结果再次证明全球冰川物质平衡呈急剧加速态势^[96]。

国外现今最长的物质平衡观测是瑞典的 Storglaciaren 冰川^[97-99]。世界冰川监测服务处(World Glacier Monitoring Service (简称 WGMS)),负责主持并持续收集正在进行中的冰川变化报告^[100]。冰川物质平衡报告与冰川面积、厚度、运动速度等均被冰川波动常设服务处(PSFG (Permanent Service on Fluctuations of Glaciers))和现在的世界冰川监测服务处收入《冰川波动》(Fluctuations of Glaciers)系列专刊,1959-1965 年是该系列专刊的第一卷,以及 1988 年创刊《冰川物质平衡通报》(Glacier Mass Balance Bulletin)。

在中国具备物质平衡观测的冰川中,时间系列最长的是乌鲁木齐河源 1 号冰川,始于 1960 年并一直延续至今^[101];中国科学院兰州冻土研究所从 1989 年开

始对唐古拉山的小冬克玛底冰川进行系统监测^[58]。祁连山的冰川物质平衡的研究成果认为，祁连山的冰川积累与消融均集中于夏季，并首次提出暖季补给型冰川的概念及与其有关的特征^[102]，这对祁连山冰川的深入认识有重要意义。在 20 世纪 80 年代对中国冰川进行详细总结时，学者们提出了暖季补给型冰川物质平衡不同于西方采用的研究方法^[103]，对于冰川物质平衡的研究又进了重要一步。进入 90 年代，学者们又相继提出零平衡线处的物质平衡等于整个冰川平均物质平衡的规律及其应用方法^[104]。自此，由于各方面的支持、交通的便利和技术手段的不断发展，我国冰川物质平衡的研究进入了一个快速发展的阶段，在高海拔地区开展物质平衡观测的冰川数目也不断增加，对冰川物质平衡的研究也取得了较多的成果。

总结祁连山地区的物质平衡研究，沈永平^[105]等采用统计学的方法对祁连山北坡冰川物质平衡进行研究得出，近 40 年来，黑河流域的冰川物质平衡多年平均介于 -40 ~ +40 mm 间；蒲健辰^[106]等对祁连山七一冰川的物质平衡研究发现，从 20 世纪 20 年代的正平衡到 80 年代的接近零平衡到现状年的较大负平衡，说明祁连山冰川近些年冰川基本上都在处于不断的退缩中。

1.2.2 冰川消融模型研究进展

按照模型的计算方法（表 1.2），目前物质平衡模型主要包括两种类型^[107]，即详细描述冰川表面物理过程的能量平衡模型和基于冰川消融与气温之间线性关系统计的参数模型（度日因子模型）。能量平衡法具有明晰的物理意义，主要是基于融雪的物理过程，通过各能量项的模拟来计算消融率。度日因子法主要是建立物质平衡与气温指标的关系，适合大时空分辨率的分析。

表 1.2 物质平衡模型

Tab 1.2 Mass balance model			
模型名称	主题方程	特点	出处
度日模型	$B=c-f+r$	经验模型	Finsterwalder ^[108]
能量平衡模型	$Q_m=S+L+Q_h+Q_l+Q_g+Q_p$	物理模型	Hock ^[107]
简化能量平衡模型	$Q_m=S_{in}(1-a)+f(T)$	物理模型	Oerlemans ^[109]

（1）度日模型

温度指数模型（度日模型）的建立是基于消融率和温度线性相关的假设，温度指数作为衡量冰雪表面能量收支状况的指标，是一种半经验模型。该模型由 Finsterwalder 和 Schunk 在阿尔卑斯冰川研究中首次提出^[108]，被称为“度日因子”。随后被应用于阿尔卑斯山、北欧、天山等地区的冰川对气候变化响应、冰川物质平衡模拟、冰雪融水径流模拟等研究中^[110-114]。对多数冰川来说，净辐射和感热通量

是冰雪消融的主要能量来源，这两个能量通量受气温的影响显著。度日模型作为一种半经验模型，通过度日因子将冰川消融与正积温联系起来，极大地简化了冰川表面复杂的能量过程。已有研究表明^[112-113]，冰川消融量与气温尤其是冰雪表面正积温之间有密切的关系，相关系数达 0.7 以上。模型基本公式如下^[113]：

$$m = DDF \cdot P I \quad (1-1)$$

(1-1) 式中， m 是某段时间内的物质平衡 (mm w.e.)， PDD 为某时段的正积温($^{\circ}\text{C}$)； DDF 为冰川或积雪的度日因子($\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{d}$)。

度日模型的估算方法简单，气温是模型输入的主要要素。但该模型不能描述冰雪消融的物理过程，模拟结果随着时间分辨率的提高而降低，对冰雪表面消融状况的空间变异也无法精确描述。为解决这些问题，提高度日模型的模拟精度，诸多研究在传统度日因子-物质平衡模型中融入了其它的变量因子来修正度日因子^[115]，如太阳辐射、风速和水气压等，更好地表述了其它气象要素对物质平衡的影响，用以提高模型的时空分辨率和模拟能力。最新的研究动态是将遥感反演数据同化到冰川消融模型中，这对那些因无法接近而缺乏详细地面观测资料的冰川流域具有非常大的现实意义^[116]。

(2) 能量-物质平衡模型

当表面气温为 0°C 时，假定表层大气界面中任何多余的能量均会使冰体产生瞬时消融。能量平衡模型及其要素可表达如下^[107]：

$$Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R + Q_M = 0 \quad (1-2)$$

(1-2) 式中， Q_N 是净辐射， Q_H 是感热通量， Q_L 是潜热通量， Q_G 是地表热通量，热量的垂直柱状变化从地表至其深处，其中垂直方向的热传输是可以忽略的。 Q_R 是由降雨提供的感热通量， Q_M 是消融所消耗的能量。正如冰川学通常所定义的那样，正值表示表面能量的收入，负值表示表面能量的支出。消融率， M 由可获取的能量计算得到^[107]：

$$M = \frac{Q_M}{\rho_w L_f} \quad (1-3)$$

(1-3) 式中， ρ_w 表示水密度， L_f 表示潜在热融。能量平衡模型分为两类：单点研究与分布式模型。前者评估某一位置处的能量收支，通常是气象站点。后者包含一定面积的收支估算，通常在一个方形的格网上。

国际上最早在 20 世纪 30 年代开展能量-物质平衡的研究，Hock^[107]等人系统

全面的回顾了雪冰的消融模式,比较详尽的研究了气候、地形的变化与雪面能量交换; Ahlmann^[117]等人从实测的冰川消融量和气象资料分析得到了第一个计算冰川消融量的公式,系统阐述了冰川消融与气象要素之间的关系; Sverdrup^[118-119]等人第一次将梯度通量的方法应用于冰川能量物质平衡的研究中,并取得了较好的效果; Male^[120]等人详细描述了能量平衡模型中的冰雪表面辐射和湍流热交换的过程; Lang 介绍了冰川消融与径流的过程^[121-122]; Male 和 Granger 对积雪表面的辐射与湍流热进行了详尽的概述^[123]; Male 对积雪消融及水文过程进行了总结^[124]。

中国在冰川能量-物质平衡模型领域的研究最早是施雅风在巴托拉冰川进行的辐射及热量平衡的研究,首次探讨了冰/雪表面能量平衡的特征^[125]; 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川自 1962 年以来,包括 1983 年夏季中、日在乌鲁木齐河源 1 号冰川区进行辐射、热量平衡合作研究,康尔泗在天山乌鲁木齐河源 1 号冰川计算了冰川观测点的消融量^[126]; 白重瑗从坡度、坡向和周围山体等地形因子对辐射量出发,对乌鲁木齐河源冰川与空冰斗辐射平衡进行了比较计算^[127]; 此后,蒋熹在七一冰川^[128]、孙维君在老虎沟 12 号冰川^[129]、张国帅在扎当冰川^[130]以及杨威在帕隆藏布 94 号冰川^[131]都对冰川的能量-物质平衡有较为系统的研究,取得了丰富的研究成果。

1.2.3 黑河流域冰川物质平衡研究存在问题

黑河流域是我国西北干旱地区第二大内陆河,是我国内陆河流域的典型代表^[43]。学者们对黑河流域水文过程的研究,揭示了祁连山高寒区是黑河流域水资源形成的主要区域^[42]。此外,学者们对黑河流域冰冻圈水文预测方法做了大量改进,并构建了适用于黑河流域小的大陆型冰川水文动力学的物理模型^[48]。尽管人们对祁连山黑河流域水资源变化及其对生态环境的影响非常关注,但对黑河上游冰川的研究仍十分有限,主要存在的问题包括以下几个方面:

(1) 流域内冰川的实测物质平衡数据缺乏,且未见近期冰川变化和小冰川的物质平衡资料;

(2) 流域小于 1km^2 的冰川约占整个区域条数的 92%,由于以小冰川为主,加之广泛应用的中分辨率的遥感数据很难得到该流域的冰川消融数据;

(3) 缺乏小冰川的表面能量-物质平衡模拟研究,对该区域冰川的能量过程认识也是有限的;

(4) 对流域冰川融水径流的定量化研究较少。

1.3 研究内容、方法与技术路线

1.3.1 研究任务和内容

本工作的主要目的是研究祁连山黑河上游十一冰川暖季能量-物质平衡过程，对冰雪消融进行模拟，对大陆型冰川消融的机理、发展过程做深入探讨。建立基于能量平衡原理并考虑各能量项的暖季单点能量-物质平衡模型，分析得到冰川表面单点的各分量特征，并计算单点处的暖季物质平衡值。在单点能量-物质平衡模式基础上，建立考虑辐射与温度的十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模式，探讨十一冰川暖季物质平衡特征。本工作围绕该任务制定的研究内容包括：

（1）通过黑河流域定点监测冰川十一冰川自动气象站数据，结合 HAR 气象数据，对冰川区气象特征作综合分析，得到冰川区的气温海拔高度结构、降水海拔高度结构等。

（2）优化冰雪表面反照率参数化研究方案。在反照率参数化方案的实施过程中，考虑新降雪方案、积雪老化方案以及裸冰方案，在基础反照率计算的基础上加入了云量与太阳高度角的修正方案，全面考虑雪冰表面反照率的动态变化过程。

（3）建立十一冰川基于能量平衡原理的单点能量-物质平衡模型，分析得到的冰川表面单点的能量平衡各分量以及物质平衡分量组份特征，它是分布式能量-物质平衡模型的认识基础，也可作为分布式能量-物质平衡模型模拟结果的检验。

（4）在单点能量-物质平衡基础上，建立十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模型，结合实测的物质平衡数据验证模拟结果。对连续 4 年暖季的实测物质平衡数据进行分析，利用实测冰川物质平衡进行率定，探讨模型的适用性。

1.3.2 研究方法与技术路线

本研究方案的制定以揭示十一冰川消融的机理为目标，通过建立表面能量-物质平衡模型对其进行冰川表面能量物质平衡过程的分析，进而得到冰川区产流特征，以关键参数的观测研究为核心。技术路线的设计基于单点与分布式相结合的整体思路，解决由单点尺度向单条冰川尺度过渡的两个核心问题：气象数据的降尺度问题、反照率的精确参数化问题（图 1-4）。

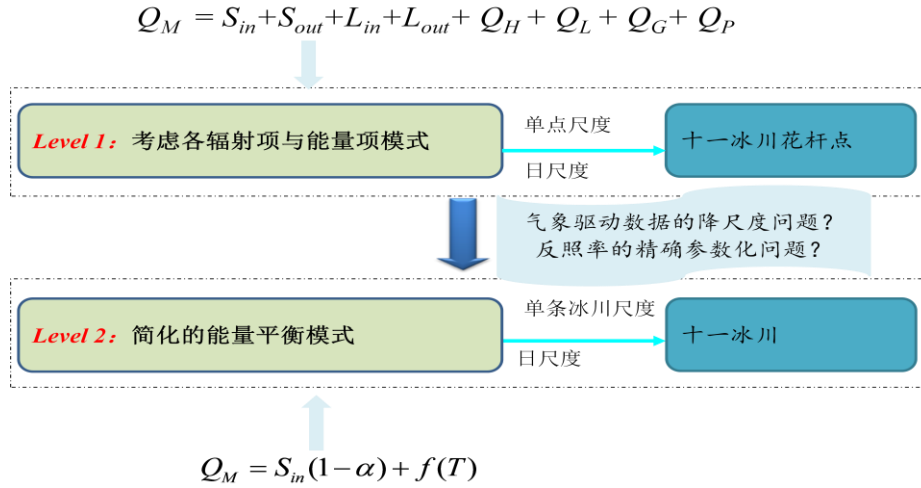


图 1.4 研究技术路线图

Fig 1.4 The analysis flow chart

1.3.3 论文章节安排

本工作针对祁连山黑河上游十一冰川的物质平衡研究，从能量角度出发，进行了单点上的能量-物质平衡模拟，并在单点基础上扩展到十一冰川，进行了简化的分布式能量-物质平衡模拟。本项目研究团队于 2010 年对十一冰川开展了连续系统的监测。过去 5 年，作者系统参与了十一冰川的物质平衡观测研究，做了大量创新性研究工作。

本论文共分为七章。第一章阐述了物质平衡模式研究的背景、意义以及该方面研究的国内外现状，重在论述从能量角度研究冰川消融模式的意义。

第二章论述了研究区的概况，气象特征以及研究区的各种野外观测项目，介绍发展能量-物质平衡模式的数据基础。

第三章介绍了冰川表面能量-物质平衡模型的模型结构、基本原理以及相关参数的参数化过程。

第四章建立了十一冰川雪冰表面反照率的参数化优化方案，包括了雪冰反照率的参数化方案以及集成了遥感数据的反照率反演方法介绍。

第五章对十一冰川单点的能量-物质平衡过程进行了模拟，分析了十一冰川的辐射平衡以及能量平衡特征，并利用实测物质平衡数据探讨了模型的精度。

第六章在单点能量-物质平衡模拟的基础上，对十一冰川进行了简化的分布式能量-物质平衡模拟，并输出了十一冰川的物质平衡模拟结果。

第七章是本文的主要结论、研究中的创新点与论文特色以及存在问题与对未来的展望。

第二章 研究区概况及观测项目

2.1 黑河流域概况

黑河流域（38°N~42°N，98°E~101°30'E）东至石羊河水系西大河的源头（图2.1），西以黑山与疏勒河水系为界，上游流域东西几乎横跨整个河西走廊。发源于祁连山区南部，从发源地到居延海全长821 km，出山口莺落峡以上为上游，流域集水面积10009 km²，平均海拔高度3738 m。中国科学院兰州冰川冻土研究所1981年完成了《中国冰川目录- I 祁连山区》的编纂^[132]。编目中黑河流域共有冰川1078条，总面积420.55 km²，平均面积0.39 km²，冰储量13.67 km³，平均粒雪线4410-4850 m。黑河流域祁连山区发育的冰川年融水量2.98亿m³，占河流径流量的8%，是流域水资源的重要组成部分^[133]。

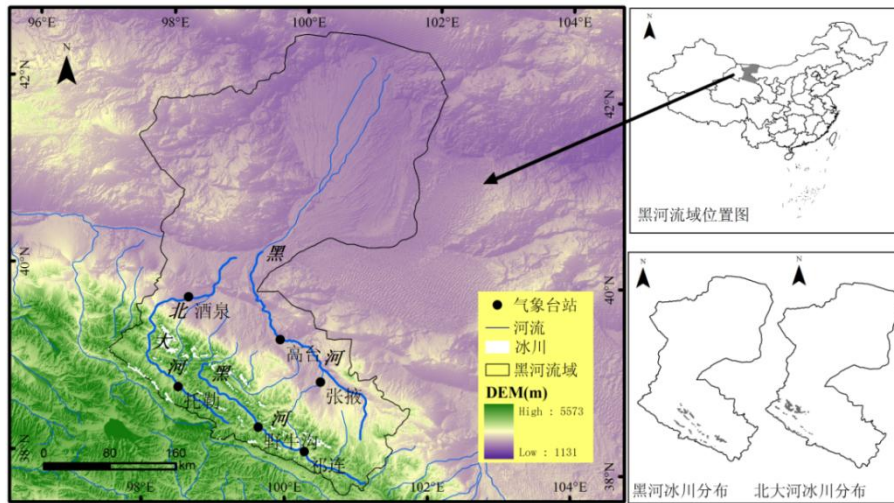


图 2.1 祁连山黑河流域概况图

Fig 2.1 The overview of Heihe River in Qilian Mountains

根据托勒、野牛沟、祁连、张掖、高台、酒泉6个气象站资料1960~2010年的数据分析（图2.2）：从各站年均气温年际变化看，6个气象站气温均呈上升趋势。托勒、野牛沟、张掖、祁连站气象台站增温幅度均超过0.30℃/10a，酒泉、高台的增温幅度均超过0.20℃/10a，均高于全球平均升温率（0.148℃/10a），各气象台站1990年以后升温趋势普遍明显。与气温变化趋势类似，各气象台站年降水量略呈上升趋势：托勒、野牛沟增加量大于13.0 mm/10a，而酒泉、张掖、高台、祁连站的平均增加量均大于2.0 mm/10a。根据康尔泗^[134]对高亚洲地区的冰川平衡线（ELA）与夏季气温关系分析，夏季平均气温升高1℃，冰川平衡线升高可达100~160 m的高差，如保持平衡线不变，需要固态降水增加幅度在40%以上，甚至需增加约1倍。显然，在这种组合气候背景下，虽然降水量有所增加，但冰川

对气温的敏感性大,随着该区域气温升高,冰川融水量持续增加,降水增加对冰川的补给无法弥补冰川消融所带来的物质损失,导致黑河流域冰川普遍萎缩。

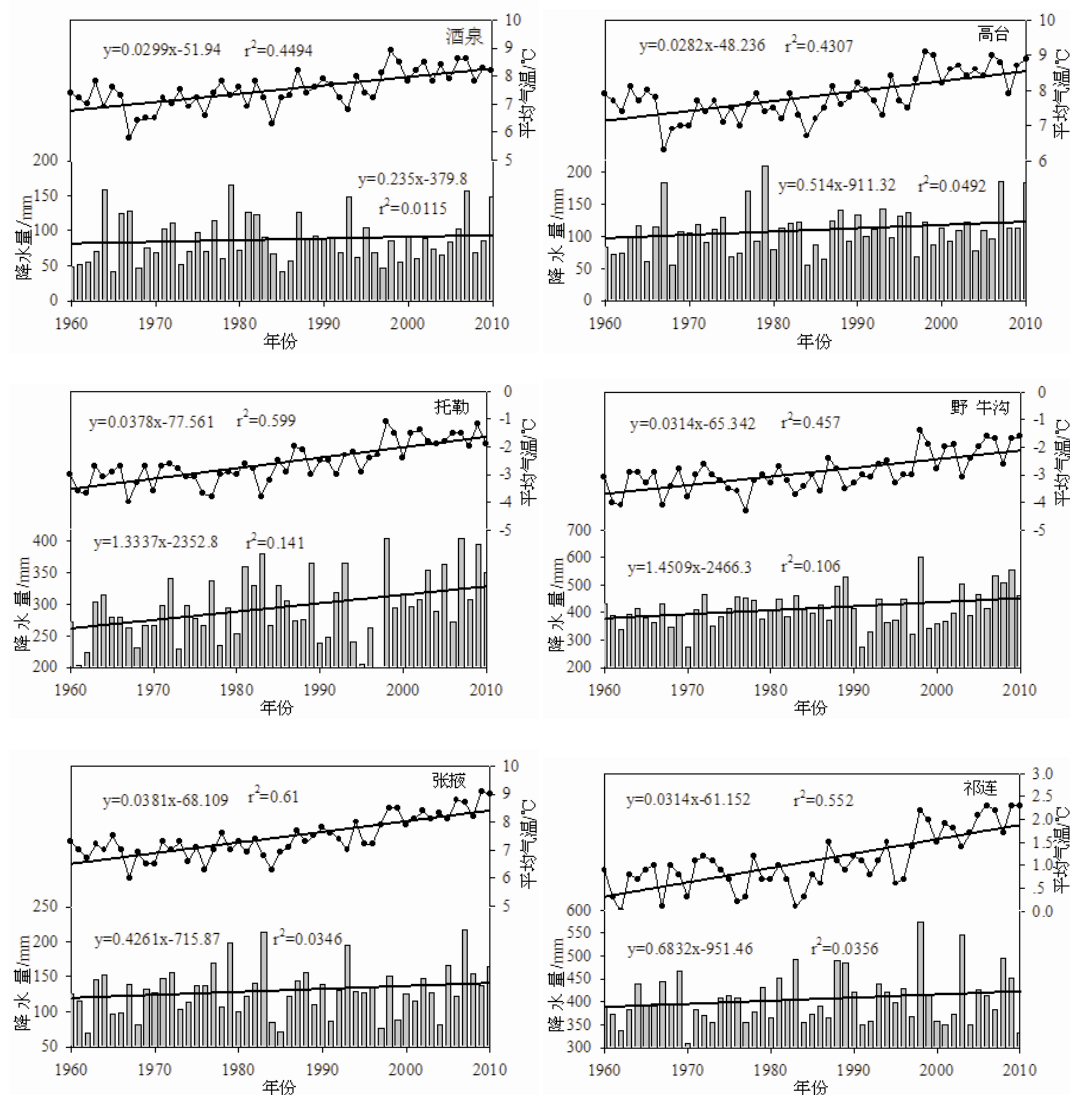


图 2.2 黑河流域近 50 年气温与降水的变化

Fig 2.2 Changes in temperatures and precipitation in Heihe River Basin of nearly 50 years

2.2 十一冰川概况

祁连山葫芦沟小流域位于黑河上游(图2.3),因该流域形态呈葫芦状,故称之为葫芦沟流域。该流域受大陆性气候影响显著,气温低,降水丰富,昼夜温差大。根据中国第一次冰川编目数据,该流域共有5条冰川,平均冰川粒雪线高度为4440 m,冰储量为0.03 km³。2010年10月,中国科学院天山冰川观测试验站联合黑河上游生态-水文试验研究站科研人员对该流域开展了冰川野外考察,选定十一冰川为长期监测冰川,目前为止,已连续开展野外观测工作有五年时间。

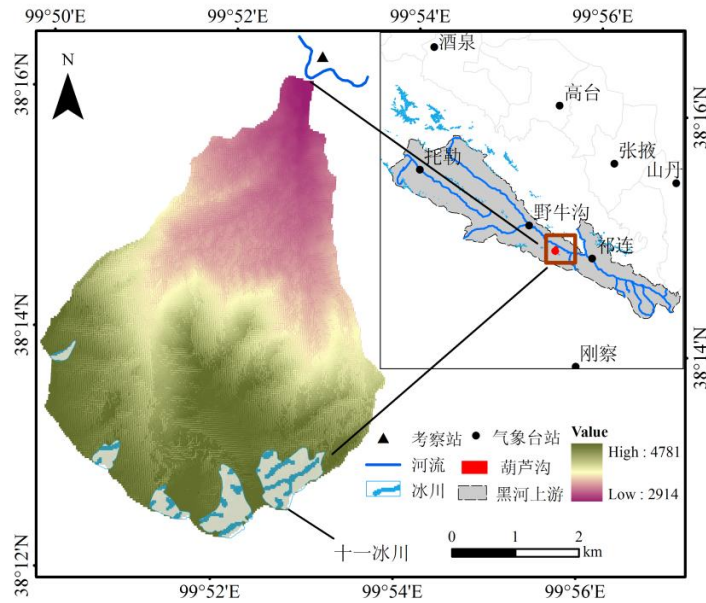


图 2.3 祁连山黑河葫芦沟流域冰川概况图

Fig 2.3 The overview of glaciers in Hulugou river basin in Qilian Mountain

十一冰川 (99.88 °E, 38.21 °N) 是祁连山黑河葫芦沟流域中最大的一条冰川，由一个悬冰川和一个山谷冰川组成 (图 2.4)。十一冰川厚度为 70 m，2013 年面积为 0.54 km²，平均海拔 4563 m，平均坡度为 25.6°，坡向为 7.1°。近年来由于十一冰川消融严重，该冰川已分离成两条相对独立的冰川。



图 2.4 葫芦沟流域十一冰川概况图

Fig 2.4 The overview of Shiyi glacier

2.3 野外数据观测

2.3.1 气象观测

模型所用的气象数据来自祁连山黑河上游站的 Vantage Pro2 Plus 无线自动气象站 (38.221 °N, 99.889 °E; 海拔 4164 m) 以及十一冰川末端 MetPak 一体

式自动气象站（38.218 °N，99.878 °E；海拔 4452 m）的观测数据。黑河上游站属综合环境观测系统中的冰川末端寒漠带综合观测（传感器信息见表 2.1），观测要素包括气温（两层），风速、风向、相对湿度、气压、太阳辐射、降水量等气象要素，基本数据的观测误差在 5%之内。

表 2.1 黑河流域标准气象站信息

Tab 2.1 The standard weather station information of Heihe River Basin

观测指标	传感器类型	精度
风速	Windsonic	$\pm 0.01\text{m/s}$
风向	Windsonic	$\pm 3^\circ$
相对湿度	MODEL 43502	$\pm 1\%$
气温	MODEL 43502	$\pm 0.05^\circ\text{C}$
大气压力	PTB210	$\pm 0.5\text{hPa}$
辐射	CNR1	$\pm 1\%$
降水	TRwS 500	$\pm 0.1\%$

十一冰川末端气象站（AWS）安装在十一冰川附近基岩上（图 2.5），是 MetPak 一体式气象站（传感器信息见表 2.2），主要观测要素包括气温，风速、风向、相对湿度、气压、太阳辐射、降水量等气象要素（气象站传感器信息见表 2.2）。



图 2.5 2013 年十一冰川末端自动气象站架设现场

Fig 2.5 The AWS in glacier terminus of Shiyi glacier

该 MetPak 一体式自动气象站融合了 T200b 雨雪采集器(Geonor 公司生产，容量 600 mm，灵敏度 0.05 mm)，温度和湿度传感器于一体。

表 2.2 十一冰川末端 MetPak 一体式气象传感器信息

Tab 2.2 The MetPak AWS sensor information of Shiyi glacier

观测指标	精度	分辨率
风速	$\pm 2\%$ (12m/s 时)	0.01m/s
风向	$\pm 3^\circ$ (12m/s 时)	1°
相对湿度	$\pm 0.8\%$ (23℃ 时)	0.1% RH
气温	$\pm 0.1^\circ\text{C}$	0.1°C
大气压力	$\pm 0.5\text{hPa}$	0.1hPa
降水	2%	0.2mm

此外, 暖季在物质平衡观测的同时, 观测人员同时采用冰面便携移动式气象观测仪器进行了花杆点处的微气象观测。具体观测项目为花杆观测点处采用 Kestrel 4500 数字式风速仪测量气温 ($-29 \sim 70^\circ\text{C}$), 风向 ($0 \sim 360^\circ$, $\pm 5^\circ$)、相对湿度 ($5\% \sim 95\%$, $\pm 3\%$)、气压 ($750 \sim 1100 \text{ hp/MB}$, $\pm 1.5 \text{ hp/MB}$ 、风速 ($0.4 \sim 60 \text{ m/s}$, $\pm 0.1 \text{ m/s}$) 等要素。

2.3.2 物质平衡观测

十一冰川的物质平衡观测始于 2010 年, 由中科院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川站按照国际冰川监测服务中心 (WGMS) 的观测规范, 主要以花杆法和雪坑法相结合的方法进行 (图 2.6)。观测花杆分布在东西支上, 除去较难到达的地区, 对整条冰川有较好覆盖。根据研究需要, 在十一冰川东西支冰舌段以及粒雪盆处花杆布设密度较大, 花杆的横剖面测杆间距为 100 m 左右, 纵剖面高程差大概为 50 m 左右, 2013 年共布设 16 根花杆, 成网状分布, 对于东支末端, 花杆布置较为密集, 海拔 4650 m 以上采用挖雪坑的方法。暖季十一冰川的物质平衡观测一般每天观测一次 (持续观测 20-30 天左右), 观测内容包括测高高度、雪层深度、雪密度、附加冰厚度。遇恶劣天气, 可能观测不连续, 但多数情况下有暖季连续的逐日物质平衡数据。

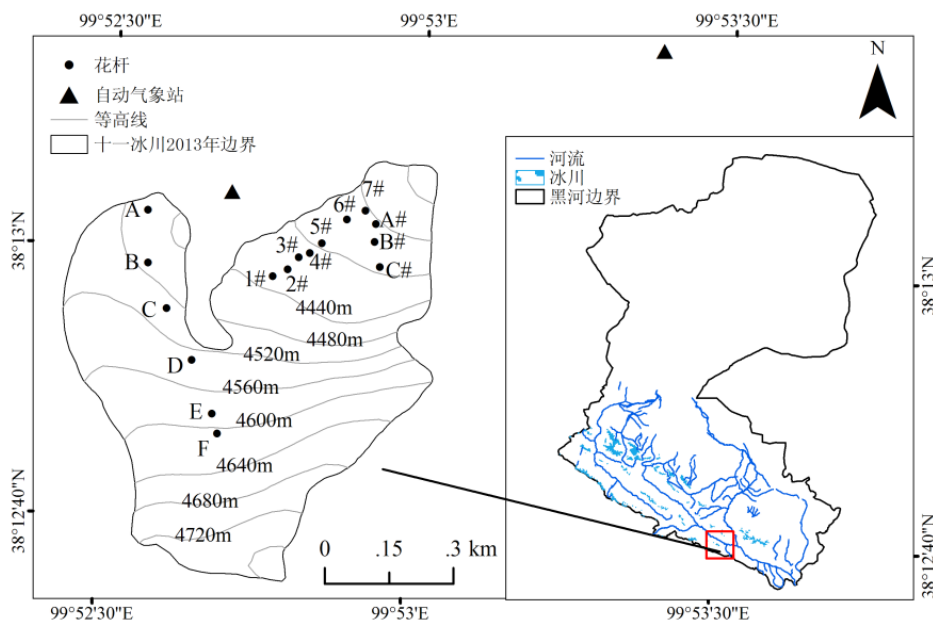


图 2.6 十一冰川物质平衡观测雪坑-花杆网络

Fig 2.6 The mass balance observations snow stake network

由于十一冰川观测期间消融非常强烈,同时暖季也是十一冰川降水集中的时期。每次观测时,要测量花杆顶部到积雪表面(或冰面)的高度,如果冰川表面存在较厚的积雪,需在花杆的附近挖取雪坑,同时对雪坑的层位(包括新雪、粒雪、污化层和附加冰等)进行观测(图 2.7 是十一冰川物质平衡人员观测现场),观测内容包括测量每层的厚度和每层的平均密度(通过手持水平秤测量)。



图 2.7 十一冰川物质平衡作业观测现场

Fig 2.7 The mass balance work site at Shiyi glacier

2.3.3 反照率数据观测

反照率数据采用自动气象站与ASD的光谱仪数据进行联合测量。HandHeld™

2是一种便携的分光辐射谱仪，具有快速、精确、无破坏和非接触测量的优点（图2.8）。



图 2.8 HandHeld™ 2 便携式光谱仪

Fig 2.8 HandHeld™ 2 portable spectrometer

HandHeld™ 2使用了一个独特的光谱仪器，波长范围为325-1075 nm，使用了高灵敏度的检测器阵列，DriftLock™暗电流补偿，二级滤光器。内置快门，HandHeld™ 2能够精确、快速的获得反射率、辐射亮度和辐射照度数据。控制面板安装在可倾斜的LCD显示屏上，它综合了计算机功能、大容量内置存储器和激光瞄准器，并能够与GPS兼容，建立了一个自足的测量系统。该仪器的性能规格如表2.3。采样时，积累区与消融区分别选点，进行重复采样，上山、下山过程中均采集数据。

表 2.3 HandHeld™ 2 光谱仪性能规格

Tab 2.3 HandHeld™ 2 portable spectrometer Specifications

性能	规格
波长范围	325-1075nm
波长精度	$\pm 1\text{nm}$
光谱分辨率	$< 3\text{nm}@700\text{nm}$
等效噪声辐射	$5 \times 10^{-9} \text{w/cm}^2/\text{nm/sr}/@700\text{nm}$
采样时间间隔	最小 8.5ms
视场角	25°
采样间隔	325-1075nm 波长范围内，1.5nm
光谱文件大小	约 30KB
存储空间	大于 2000 个光谱文件

2.4 高亚洲再分析数据（HAR）

亚洲山区重分析数据 (High Asia Reanalysis, HAR)是通过对于数值天气预报模式 WRF 的动力降尺度方法获得的栅格数据^[135-136]。在亚洲山区分辨率为 30 km, 青藏高原地区降尺度到分辨率为 10 km (图 2.9)。该数据由柏林科技大学提供, 能够较好地模拟青藏高原地区的各气象变量^[137-140]。

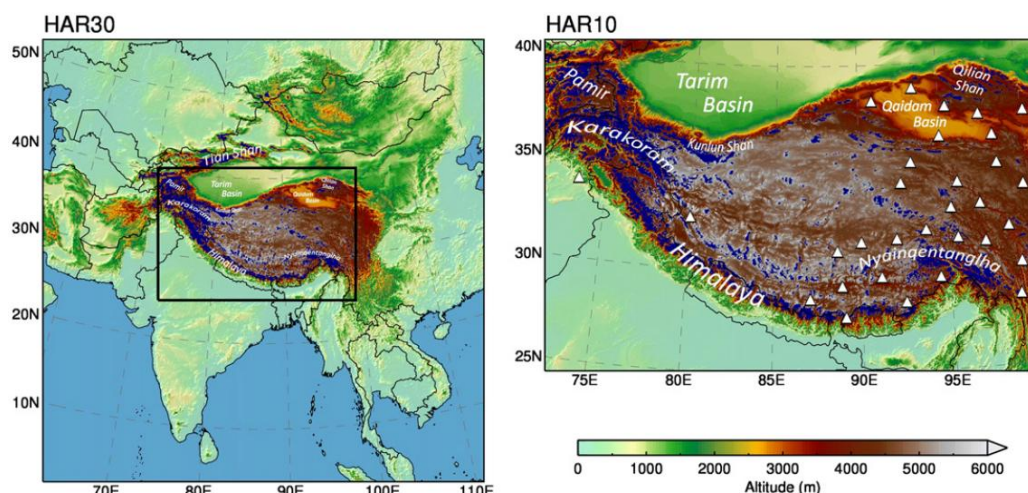


图 2.9 高亚洲再分析数据
Fig 2.9 High Asia Reanalysis data

本文通过利用消融季 HAR 再分析数据与黑河流域标准气象站数据做对比, 发现 HAR 数据在祁连山的降尺度精度较高, 因此选取 HAR 再分析数据作为分布式模式的输入驱动数据。本研究运用的亚洲山区再分析数据的变量包括: 云量、风速、雪深以及地表温度数据, 数据的说明列表如下 (表 2.4):

表 2.4 十一冰川模拟应用的 HAR 数据项
Tab 2.4 The HAR data information used in Shiyi glacier

数据名称	数据说明	单位	类型
Scl	Total column clouds	--	2d
Tsk	Surface skin temperature	k	2d
Snowh	Physical snow depth	m	2d
Ws10	10 m wind speed	m/s	2d

2.5 其它遥感驱动数据

(1) DEM 数据

数字高程模型数据选取美国航天局 (NASA) 与日本经济产业省 (METI) 共同推出的地球电子地形数据先进星载热发射和反射辐射仪全球数字高程模型 (ASTER GDEM), 该数据覆盖范围为 83°N ~ 83°S 之间的所有陆地区域, 能够达到地球陆地表面的 99%。该 DEM 数据空间分辨率为 30 m, 在某些地区标称垂直精度为 20 m, 水平精度 30 m, 本研究应用第二版的 GDEM 数据作为模型驱动。

(2) Landsat 遥感影像数据

Landsat TM/ETM+/OLI 影像数据来自 USGS (U.S. Geological Survey, <http://www.usgs.gov>) 的数据平台 (表 2.5)。2007-6-1、2009-9-28、2011-8-9、2010-8-5 的影像用以提取黑河流域近期冰川面积；2013-6-3、2013-6-27、2013-7-21、2013-8-30 的影像用以十一冰川反照率的反演。

表 2.5 黑河流域遥感影像信息

Tab 2.5 The remote sensing image information used in Heihe River Basin

影像	接收日期	传感器	分辨率	轨道号
L5135033_03320070601	2007-6-1	TM	28.5	135/033
L5133034_03420090928	2009-9-28	TM	28.5	133/034
L71133033_03320110809	2011-8-9	ETM+	28.5/15	133/033
L5134033_03320100805	2010-8-5	TM	28.5	134/033
LC81330332013154LGN00	2013-6-3	OLI	28.5/15	133/033
LE71330332013178PFS00	2013-6-27	ETM+	28.5/15	133/033
LC81330332013202LGN00	2013-7-21	OLI	28.5/15	133/033
LE71330332013242SG100	2013-8-30	ETM+	28.5/15	133/033

2.6 十一冰川区气象特征

冰川区的气候变化情况对物质平衡有直接影响^[2]。由于冰川波动对气候变化的敏感反应，因此，探讨冰川区局地 and 区域气候的水热条件对现代冰川的发育、规模及分布特征具有重要的研究意义^[1]。本部分对十一冰川末端 4452 m 以及黑河上游 4164 m 架设的两台自动气象站的观测数据进行分析，了解该区的气象特征情况。

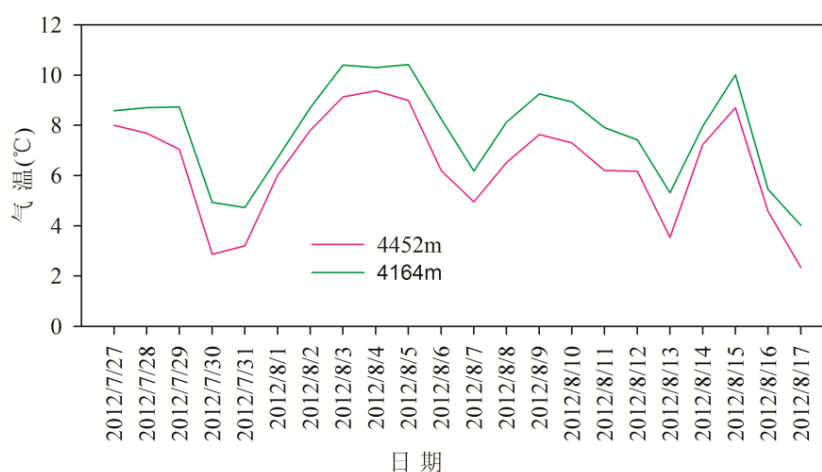


图 2.10 十一冰川末端自动气象站气温梯度

Fig 2.10 AWS temperature gradient at the Shiyi glacier terminus

气温的垂直递减率是衡量气温随海拔分布的一个重要指标。由图 2.10 给出

的两个自动气象站的数据分析来看，暖季十一冰川末端的气温梯度约为 $0.56^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ，也表现出气温随海拔升高而降低的趋势。

大陆型冰川暖季的降水情况直接影响冰川表面的物质平衡，同时冰川表面降水直接改变冰川表面的反照率，可以间接影响冰川表面的能量收支平衡。十一冰川末端的两个自动气象站的降水数据显示（图 2.11），降水的峰值都出现在 8 月份。对于降水的海拔梯度，十一冰川末端降水随着海拔高度呈增加趋势。

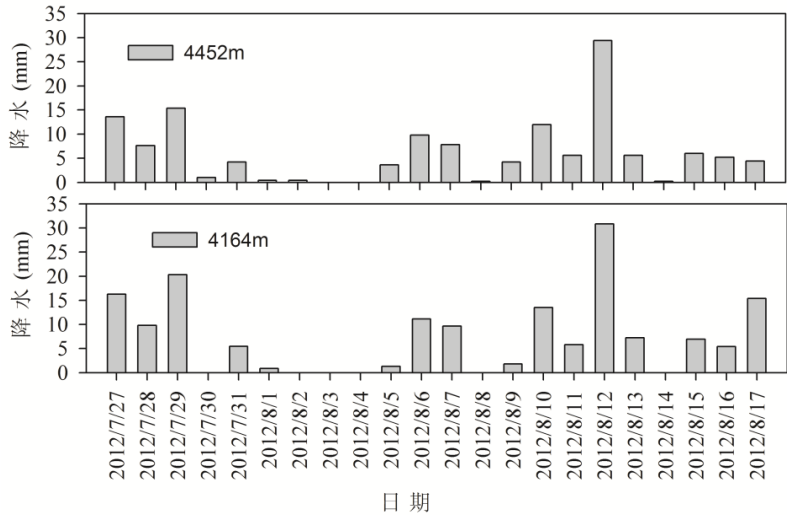


图 2.11 十一冰川末端自动气象站降水梯度

Fig 2.11 AWS precipitation gradient at the Shiyi glacier terminus

2.7 小结

本章详细介绍了十一冰川的地理位置，野外观测资料的来源以及处理，并阐述了遥感数据的详细信息。为十一冰川暖季物质平衡的计算分析以及能量-物质平衡的模拟提供了基础数据。

第三章 冰川能量-物质平衡模型

3.1 能量-物质平衡模型机理与结构

根据冰川物质平衡的概念，冰川的物质平衡是在某时间段内冰川上积累量和消融量的总和^[2,141]：

$$m = a + c + f \quad (3-1)$$

(3-1) 式中 a 为冰川的消融量 (mm.w.e.)， c 是冰川的累积量 (mm.w.e.)， f 是冰川的融水再冻结部分 (mm.w.e.)，是消融产生的融水再次在冰川雪层中的冻结量，又称为冰川的“内补给”，这三部分便构成了冰川的物质平衡。

对于冰川的积累部分 c (mm.w.e.) 主要是指冰川上收入的固态水体，主要包括了冰川表面的固态降水，冰川表面的大气水分的凝华，凝结，再冻结的雨^[2]。对于冰川的消融部分 a (mm.w.e.) 过程较为复杂，主要是指冰川上固态水的所有支出部分，包括消融期雪冰由于太阳辐射及湍流交换过程获取的热通量融化形成的径流，以及冰川表面的蒸发和升华造成的物质损失这两部分。消融期，当积雪全部消融，下伏冰层才开始消融，但由于十一冰川是典型的夏季积累型冰川^[142-143]，暖季即是冰川的强消融期也是强降水期，因此，新降水过后，冰川表面的积雪迅速改变冰川表面的反照率，直接导致冰川表面辐射收支的变化，因而消融过程十分复杂。对于再冻结过程，在十一冰川这种典型的冷型冰川上，部分融水下渗后重新再粒雪、冰面或裂隙中冻结，这部分融水不造成冰川物质的支出。

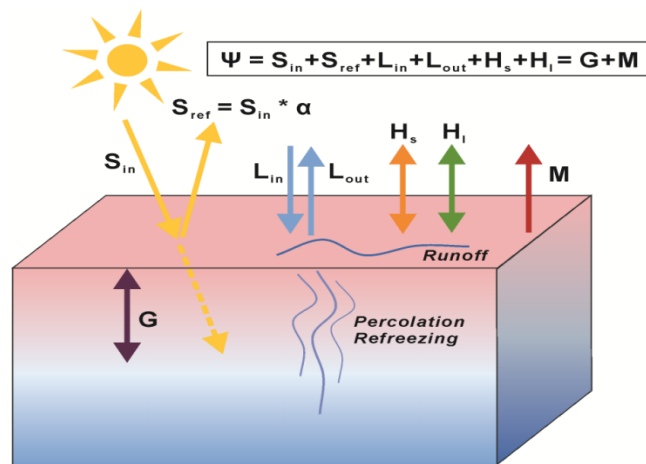


图 3.1 冰川表面能量-物质平衡过程

Fig 3.1 Glacier surface energy and mass balance process

当表面气温为 0°C 时，假定表层大气界面中任何多余的能量均会使冰体产生瞬时消融。因此可以从表面能量的角度来解释冰川物质平衡的过程（图 3.1），

其要素表达如下^[144-146]:

$$Mass = \int \left(\frac{Q_M}{L_m} (1-f) + \frac{Q_L}{L} + P_{snow} \right) dt \quad (3-2)$$

其中, (3-2) 式中 $Mass$ 为冰川的物质平衡(mm w.e.); Q_L 为雪冰升华/蒸发耗热, L 为相应的升华或蒸发潜热 ($L_s=2.84 \times 10^6$ J/kg 以及 $L_e=2.5 \times 10^6$ J/kg); L_m 为融冰融雪潜热; 融雪潜热为 $L_{snow}=c \cdot \rho_{snow} \cdot L_{ice}$; P_{snow} 为降雪; Q_M 为冰川消融耗热, 可由冰川表面的热量平衡方程来计算:

$$Q_M = S_{in} + S_{out} + L_{in} + L_{out} + Q_H + Q_L + Q_G + Q_P \quad (3-3)$$

(3-3) 式中 S_{in} 以及 S_{out} 分别为向下的短波辐射以及向上的反射短波辐射; L_{in} 与 L_{out} 分别为大气的长波辐射以及冰川表面的长波辐射; Q_H 与 Q_L 分别表示大气与冰面之间湍流交换过程中的感热与潜热; Q_G 为冰川表面向下的热传输能量; Q_P 为冰川上降水带来的热量。当获得能量时表征为正, 失去能量时表征为负, 式中的能量单位是 W/m^2 。

在本研究中对净短波辐射的处理是采用接收的向下的短波辐射能量以及参数化冰川表面的反照率数据来得到净短波辐射, 即采用如下公式:

$$Q_M = S_{in} \cdot (1-\alpha) + L_{in} + L_{out} + Q_H + Q_L + Q_G + Q_P \quad (3-4)$$

(3-4) 式中 S_{in} 为向下的短波辐射, α 为冰面表面反照率。当消融耗热为负时不发生融冰及融雪的过程, 但当能量累积直至为正值时发生消融过程。

3.2 能量-物质平衡方程

3.2.1 辐射平衡

(1) 短波辐射

冰川表面的能量平衡中, 短波辐射是冰川消融的重要能量来源。入射到冰川上的短波辐射能量中的一部分被冰川表面反射, 冰川表面实际吸收的辐射能量为入射与反射之和, 冰川表面自身的热辐射忽略不计。因此冰川表面反照率的变化对净短波辐射的影响较大, 较小的反照率值的波动会引起上行短波辐射的较大变化。因此, 在本研究对短波辐射的处理中, 下行的短波辐射数据根据自动气象站的实测资料, 上行的短波辐射数据则根据冰川表面的反照率数据获得。冰川表面反照率的参数化方案将在第四章详细介绍。

(2) 长波辐射

冰川表面在接收太阳的短波辐射的同时,也会向外发射长波辐射能量(L_{out}),而大气的长波辐射能量(L_{in})也会对冰川表面的热通量有贡献。于是,净长波辐射 R_L 等于大气的长波辐射(向下)和冰川表面的长波辐射(向上)之和。对于长波辐射的参数化,根据斯蒂芬-波尔兹曼定律(假设地表为黑体,符合任一物体辐射能量的大小是物体表面温度的函数。)因此,向下的大气的长波辐射表示为:

$$R_{in} \downarrow = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (3-5)$$

$$\varepsilon_a = (1+nC)\varepsilon_0 \quad (3-6)$$

$$\varepsilon_0 = 8.733 \times 10^{-3} T^{0.788} \quad (3-7)$$

其中, $R_{in} \downarrow$ 为大气发射的总能量; ε_a 有云天气的大气有效发射率; ε_0 为无云天气下的大气有效发射率; T 为参考高度(2m)的空气温度(K), n 是基于云类型的常数, C 是云量, σ 为斯特藩-波尔兹曼常数。上行的长波辐射包括冰川表面发射的长波辐射与反射的大气的长波辐射之和:

$$R_L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T'^4 + (1-\varepsilon_s) R_{in} \downarrow \quad (3-8)$$

其中, ε_s 为地表有效发射率, T' 为冰川表面辐射温度(K)。

3.2.2 冰川表面湍流过程

冰川上的湍流交换是冰川表面与大气之间的水汽和热量的交换过程,是水平衡和能量平衡的重要组成部分。湍流过程中主要包括了感热通量和潜热通量的变化。目前,对于湍流过程的观测,并没有十分可靠的方法。计算冰川表面感热和潜热通量的方法国内外广泛应用的主要有涡动相关法^[147-148]和整体空气动力学法^[149-150]等。涡动相关法是由澳大利亚气象学家 Swinbank^[151] (1951) 提出,主要是利用超声三维风温仪直接观测的风、温、湿的脉动资料来计算湍流过程中的感热潜热通量。随着观测技术和仪器精度的提高以及传感器计算技术的发展,涡动相关法已成为地气间动量、热量、水汽、二氧化碳等通量观测的主要手段^[81]。整体空气动力学法是基于 Monin-Obukhov 原理,采用稳定度修正的块体空气动力学算法计算感热与潜热通量,该方法是适合应用在冰雪下垫面的湍流过程中。空气动力学原理是根据湍流过程与温度、风速和湿度间的关系来计算近地层感热与潜热通量。本研究中,由于缺少涡动仪器,采用整体空气动力学方法估算感热通量和潜热通量:

$$Q_H = \rho C_p (T_c - T_a) / r_{ac} \quad (3-9)$$

(3-9) 式中, Q_H 为感热通量, ρ 为当地空气密度 (kg/m^3); C_p 为空气定压比热 ($\text{J/kg} \cdot ^\circ\text{C}$); ρC_p 为空气的体积热容量 ($\text{J/m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$); T_c 为冰川表面温度 ($^\circ\text{C}$), T_a 为参考高度的空气温度 ($^\circ\text{C}$), r_{ac} 是下垫面与参考高度之间的空气动力学阻抗 (s/m)。其中, 空气动力学阻抗由湍流模式给出。它随风速、粗糙度和大气层结构等因素的变化而变化, 在中性条件下, 可表达为:

$$r_a = \left\{ \ln \left[(z-d)/z_0 \right]^2 / (k^2 u) \right\} \quad (3-10)$$

$$r_{ac} = r_a \left[1 - n(z-d)g(T_c - T_a)/(T_0 u^2) \right] \quad (3-11)$$

其中: r_a 为中性条件下的空气动力学阻力 (s/m); z 为冰川表面以上的参考高度 (m); d 为零平面位移高度 (m), k 为卡曼常数 (0.4), u 为风速 (m/s), z_0 为决定冰面表面湍流交换强度的表面粗糙度长度 (m)。 (3-11) 式是 Hatfield^[152] 等提出的空气动力学阻力的稳定度订正方法, 在不稳定性条件下的 r_{ac} 的表达方式。 n 为常数; g 为转换系数, 即重力加速度; $T_0 = (T_c + T_a)/2$ 。

对于冰川来说, 潜热通量指冰川表面吸收辐射能与蒸发耗热的热交换, 将雪冰面看做饱和面, 所以下垫面水汽压就是冰川表面温度下的饱和水汽压。通过以下公式参数化:

$$e_0 = 611.2 * e^{17.269T/(T-35.85)} \quad (3-12)$$

$$e_{T_c} = e_{0T_c} \quad (3-13)$$

$$e_{T_a} = e_{0T_a} * RH \quad (3-14)$$

$$Q_L = - \frac{0.622 * h_v}{R_d * T * r_{ac}} * (e_{T_c} - e_{T_a}) \quad (3-15)$$

其中, h_v 为升华潜热 ($2.834 \times 10^6 \text{J/kg}$), R_d 是干空气常数 287J/kg/K 。饱和水汽压是温度的函数, 根据泰登公式得到^[153]。

3.2.3 冰下热传导过程

对于十一冰川 (大陆型冰川), 冰川的地热可以忽略, 在本研究中, 主要考虑的是暖季的冰川能量-物质平衡作用过程, 因此冰下的热传导过程在计算过程中给予忽略。

3.2.4 降水携带热量

液态降水会带来一定的热通量，利用下式进行计算^[154]：

$$Q_R = \rho_w r C_{pw} (T_r - T_s) \quad (3-16)$$

式中， ρ_w 是水密度 10^3 kg m^{-3} ； C_{pw} 是水的比热取常数 $4.2 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ； r 是降雨速率 m d^{-1} ； T_r 是降雨温度，假定为空气温度 T_{2m} ； T_s 为冰面温度。

3.2.5 再冻结过程

冰川是由积雪变质形成的，这种变质作用表现在冰川的不同地带呈现不同的物理过程。冰川的积累区自上而下可划分为干雪带，渗浸带，湿雪带，附加冰带^[2]。在干雪带全年气温均在 0°C 以下，无消融现象发生，成冰作用是在雪层之间的重力挤压下完成的，形成重结晶冰。每年的最暖月，渗浸带的雪层表层会发生一些融化现象，而少量消融水由于低温的影响通过再冻结过程形成冰层或者冰透镜体，但绝大部分还是通过重结晶作用形成冰带的。在湿雪带，其积雪在夏季会全部升温到 0°C ，当融化相对较弱时，融水未渗透整个积雪层；当消融较强时，融水会填充粒雪空隙，特别是在夏季消融初期和消融末期，雪层上层消融水下渗过程中遇到下层温度低的干雪或者温度较低冰面时，含有毛细管水的雪层都会发生再冻结过程，形成附加冰带^[2]。因此，针对三种不同物理过程的再冻结方式，再冻结量 f 可表示为：

$$f_s = \frac{\rho_s c_i}{l_f} \int_{\text{surface}}^{\text{interface}} \Delta T_i dz \quad (3-17)$$

$$f_i = \min \left\{ \frac{\rho_i c_i}{l_f} \int_{\text{interface}}^z \Delta T_i dz, f_{\text{retain}} \right\} \quad (3-18)$$

$$f_{is} = \frac{\rho_i c_i}{l_f} \int_{\text{interface}}^z \Delta T_i dz \quad (3-19)$$

式中， surface 为雪/气界面， interface 为雪/冰界面， z 为冰层厚度。

3.2.6 雨雪分离方案

降水是陆地表面物质与能量循环的重要过程。对于冰川表面，一般情况下，下雪时，冰川表面的反照率会迅速增大，从而迅速改变冰川表面的能量平衡过程；而降雨时，冰面反照率会迅速降低，对冰川表面的能量平衡过程也有极大改变。因而，降水类型的划分对冰川表面能量-物质平衡的模拟尤为重要。山区降水通常包含有液态降水（降雨）和固态降水（降雪，雨夹雪以及冰雹等）。通常学者

们根据气温阈值来判断雨雪的比例^[155]，部分研究利用日均温、日最高温度、日最低温度^[156]、湿球温度^[157]等，来判断降水的固液类型。Yamazaki（2001）在西伯利亚的研究中指出，温度相同的条件下，降水中降雨比例会随着大气湿度的增加而增大，该研究还同时建立了雨雪比例与湿球温度相关关系。本研究即采用Yamazaki（2001）^[154]的方案，引入湿球温度来判别降水的固液态类型：

$$a = 0.5 \exp(-2.2(T_w - 1.1)^{1.3}) \quad (T_w < 1.1^\circ\text{C}) \quad (3-20)$$

$$a = 1 - 0.5 \exp(-2.2(1.1 - T_w)^{1.3}) \quad (T_w > 1.1^\circ\text{C}) \quad (3-21)$$

$$P_s = P_p * P_a \quad (3-22)$$

$$P_r = P_p * (1 - P_a) \quad (3-23)$$

$$TW = \frac{(B \times T + e - 6.086)}{(0.476 + B)} \quad (3-24)$$

其中， P_p 为降水量， P_s 为降雪量， P_r 为降雨量， $B=0.0006336*p$ ， T 为气温， e 为水汽压， p 为气压， T_w 为湿球温度。

3.3 小结

本章介绍了能量-物质平衡模式的原理、结构、数据驱动以及参数化方案，以期从能量的角度建立消融模型来模拟暖季大陆型冰川的消融状况。关键过程的参数化方案是能量-物质平衡方程模拟的难点。冰川表面反照率的精确参数化方案以及对湍流过程的把握是本研究的重点。

第四章 十一冰川反照率参数化优化方案

4.1 雪冰反照率概述

反照率(Albedo)是指在某一表面上总的反射辐射通量与入射辐射通量之比,表征了地球表面对太阳辐射的反射能力^[158],通常定义为光谱范围介于0.35-0.72 μm 的平均反射率。在局地乃至全球气候的陆面过程影响来看,地表反照率是对陆面辐射能收支影响最大的参数^[159]。对于冰川来说,其消融能量主要太阳短波辐射,其表面吸收的太阳短波辐射约占到80%甚至更多^[160]。反照率作为影响辐射收支最为敏感的要素,其波动变化将直接影响冰川物质平衡的变化。

已有研究表明,冰川相对其它下垫面来说,对太阳辐射具有较高的反射能力,且异质性较大,新雪和重度污化的冰的反照率差距可达0.7~0.8^[161]。由于降雪会造成冰面反照率突然上升,因此夏季降雪事件会显著减少冰面消融与径流。冰面反照率的时间变化相对较小^[162-163],但冰川冰在小范围内的反照率变化会造成较大的空间消融差异^[164]。在不同的冰川、时间与空间上,反照率的差异较大,而反照率的高低控制着大范围内融水产出的时空分布,因此反照率是进行冰川消融模拟的一个关键参数^[165]。

4.2 十一冰川反照率参数化方案

常用的雪冰反照率参数化模型分为两种^[128]:一是根据雪冰的光学性质、米氏散射理论对辐射传输方程进行求解,模拟雪冰面反照率。此种方法考虑反照率的成因机制,输入变量要求较多,主要用于冰雪反照率的理论研究。二是根据实测反照率时间序列,通过统计回归的手段拟合出实际雪冰表面反照率关于气象要素(气温、降水)、雪深、雪龄、理想冰和雪反照率等参数的经验公式,该方法考虑较少的物理机制,以气象要素为替代指标,在冰雪消融模拟中得到广泛的应用。

由于第一种基于物理基础的冰雪表面反照率模型较为复杂,涉及变量较多且不易获取,因此现在的能量平衡模型中多采用经验公式来估算冰雪面反照率^[161]。而反照率的经验公式,主要是用统计方法拟合实际冰雪面反照率关于雪深、雪及水的密度、理想冰和雪及水面反照率的关系^[166-167]。本部分主要是改进Oerlemans^[167](1998)的反照率参数化方案,使其适用于黑河上游的冰川,并利用遥感数据得到十一冰川分布式反照率的参数,得到遥感数据驱动的反照率参数化模型。

4.2.1 基础反照率计算方案

本研究在反照率参数化方案的实施过程中,考虑根据实测反照率的时间序列,通过统计回归方法拟合实际雪冰表面反照率关于气象要素(气温、降水)、雪深、雪龄以及理想冰和雪反照率等参数的经验公式的思路,参考Oerlemans and Knap^[167]根据瑞士Morteratschgletscher冰川消融区上自动气象站提供的整个物质平衡年(1995-1996)的实测气象资料,提出的冰川上积雪反照率与雪龄的参数化公式。Oerlemans 的方案中集成了新雪反照率计算、积雪老化方案。

对于某一时刻有新的降雪过程,需要考虑新雪对于表面反照率的影响。对于无新雪降落时刻,需要考虑积雪老化对表面反照率的影响。采用如下公式:

$$\alpha_s = \alpha_{firn} + (\alpha_{f_{rs}} - \alpha_{firn}) \exp\left(\frac{s-i}{t^*}\right) \quad (4-1)$$

其中, α_{firn} 、 $\alpha_{f_{rs}}$ 分别为十一冰川区粒雪、新雪的日均反照率的特征值, Oerlemans在瑞士Morteratschgletscher 冰川对粗粒雪以及新雪的取值分别为0.53、0.9, 本研究根据十一冰川光谱仪实测新雪以及粒雪的数据进行取值, 时间分辨率为天; t^* 表示从新雪反照率下降后接近与粗粒雪反照率所需要时间的特征值, 本研究中取值为21.9天; s 是指上次降雪的年积日, i 为实际当天的年积日。

该方案中对于雪龄的引入,一方面反映十一冰川积雪颗粒随时间逐渐增大的情况,另一方面反映在积雪中的杂质含量随时间逐渐聚集的情况,因而可作为替代变量进行反照率参数化模拟。

当积雪深度 d 逐渐减薄接近0时,利用式4-2进行从积雪反照率向裸冰反照率的平滑过渡模拟:

$$\alpha = \alpha_s + \alpha_i - \alpha_s \exp\left(-\frac{d}{d^*}\right) \quad (4-2)$$

(4-2)中, α_i 为裸冰反照率的特征值, Oerlemans在瑞士Morteratschgletscher冰川上取裸冰的值为0.34; d 为雪深; d^* 为雪深的特征值,为3.2cm。

4.2.2 修正方案

已有研究表明^[168-170],雪冰表面反照率在一天中受太阳高度角、消融作用、污化物以及云量等的影响。Takeuchi对阿拉斯加山Gulkana冰川的研究表明冰川表面在可见光近红外波谱反射率的变化不仅与其物理性质有关,还与冰雪中的粉尘、生物成分有关^[171]。Holmgren等人认为,从无云到有云条件下积雪的反照率会增加3~15%^[172]。Jonsell^[173]指出短期内的云量波动会使积雪反照率的变化大于0.1。因此在修正方案中需要考虑云量的变化对反照率的影响,主要采用Pezold的方案

[174]：。

$$\delta\alpha_c = 0.00449 + 0.097 * C^3 \quad (4-3)$$

式中，C为云量，来自HAR的sclD数据， $\delta\alpha_c$ 是根据云量参数的修正量。

对于太阳高度角的影响，Hubley^[168]等人认为在晴空天气下随着太阳高度角的升高而减小，尤其在太阳高度角较低时更明显；Roger^[175]等人在研究中发现，如果有低云存在且太阳高度角大于40°，雪冰表面反照率不随太阳高度角的变化而变化。对于太阳高度角的修正方案，采用Roger的方案^[175]：

$$\delta\alpha_u = -0.019 + 0.24e^{\frac{\beta}{15.5}} \quad (4-4)$$

式中， β 为太阳高度角， $\delta\alpha_u$ 是根据太阳高度角参数的修正量。

因此，总的反照率参数化方案在基础反照率计算的基础上，综合考虑云量因子与太阳高度角的影响：

$$\alpha' = \alpha + \delta\alpha_c \% + \delta\alpha_u \% \quad (4-5)$$

式中， α' 是修正后的反照率， α 是基础反照率， $\delta\alpha_c\%$ 是根据云量参数的修正量， $\delta\alpha_u\%$ 是根据太阳高度角参数的修正量。

4.2.3 集成遥感数据驱动的反照率反演方案

Landsat卫星可以提供整条冰川的影像资料，在可见光-近红外波段是30 m的空间分辨率，可利用可见光波段来进行反照率的反演，能够表现积累区与消融区的空间变化，并为分布式冰川能量平衡模型提供网格化的反照率参数，具体的基于遥感数据的反照率反演流程见图4.1。

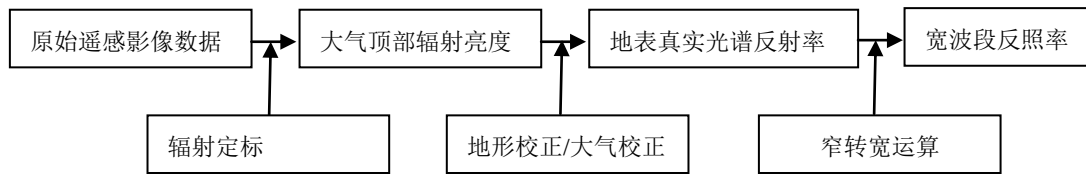


图 4.1 基于遥感数据的反照率反演流程

Fig 4.1 The albedo inversion calculation process based on remote sensing data

本部分以十一冰川的Landsat TM/ETM+/OLI影像为数据源，通过定量计算对冰川表面反照率进行反演，主要步骤包括以下几个方面：

(1) 辐射定标。主要是将原始影像的DN值转换为辐射亮度值，定标公式为：

$$L = \frac{DN_i - B_i}{G_i} \quad (4-6)$$

$$L' = \frac{(DN_i - DN_{\min})(L_{\max} - L_{\min})}{DN_{\max} - DN_{\min}} + L_{\min} \quad (4-7)$$

(4-6) 针对Landsat TM, (4-7) 针对Landsat ETM+, i 为某个波段, L 为辐射率, DN 为影像数字值, B 传感器偏差, G 为传感器增益。 $L_{\min}$, $L_{\max}$ 为波段的最小及最大光谱辐射率; $DN_{\max}$ 为影像的最大数字值, $DN_{\min}$ 为影像的最小数字值。

(2) 地形校正。受到复杂地形遮蔽作用的影响, 冰雪地物在影像中的辐射亮度发生明显变化。在反照率的定量计算中, 进行地形校正是为了减小由地形起伏而造成的地物亮度的变化, 以提高地表反射率的反演精度。

$$L_n = L * \frac{\cos(\theta_{sz}) + c}{\cos(i) + c} \quad (4-8)$$

(4-8) 式中, θ_{sz} 为太阳天顶角, i 为局地太阳入射角。

(3) 大气校正。电磁波在穿过大气层时会受到大气衰减的影响, 传感器接收到的电磁波信号包括了大气的干扰信息, 对遥感反演精度有着负面影响。大气校正是获得地表真实反射率必不可少的一步, 目的是消除水汽、气溶胶等大气成分对辐射信号的吸收和散射等作用的影响, 将大气层顶部的辐射量转化为反映地物真实信息的地表反射率。本部分根据ENVI5.0下的FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes) 大气校正工具, 有效地去除水蒸气/气溶胶散射效应。FLAASH采用了MODTRAN4+辐射传输模型, 算法精度较高。

(4) 窄波段转宽波段计算。由于卫星测量的是在窄波段的不连续波长区域, 所以需要将各个窄波段的光谱反照率转化为宽带反照率^[176-178]。假设地表为朗伯体, 各向反射同性, 星下点方向的反射率就等于光谱反照率。采用Knap^[179]等人根据瑞士Morterschgletscher冰川的实测光谱数据建立窄-宽波段转化公式, 利用TM2、TM4这两个波段的光谱反照率进行转换:

$$\alpha = 0.726 * \alpha_2 - 0.322 * \alpha_2^2 - 0.051 * \alpha_4 + 0.581 * \alpha_4^2 \quad (4-9)$$

由于积雪在可见光波段有很高的光谱反射率, 因而它在TM2波段内积雪区的像元值经常达到饱和, 即影像像元值达到最大, 随着光谱反射率的增大不再增加。故当影像中的第二波段达到饱和时, 用第四波段的光谱反照率进行转换:

$$\alpha' = 0.782 * \alpha_4 + 0.148 * \alpha_4^2 \quad (4-10)$$

其中, α 为反照率, α_2 与 α_4 分别为TM2、TM4这两个波段的光谱反照率。

对十一冰川的Landsat TM/ETM+/OLI影像进行反照率参数反演, 反演结果则代表了十一冰川在成像时刻的表面反照率, 并根据光谱仪的实测反照率资料对影像反演结果进行精度验证。

蒋熹^[128]认为太阳辐射表所测定的反照率有效范围为 $10 \times 10\text{m}$ 左右, 与Landsat TM/ETM+的像元尺度($30 \times 30\text{ m}$)相差不大, 因而在这部分的验证工作中忽略了反照率在空间尺度上的变化。本研究认为通过提取光谱仪位置所在像元的反照率的有效范围与太阳辐射表相差不大, 因此本研究也忽略反照率在空间尺度上的变化。考虑到冰川表面反照率在时间上的一致性, 本文将反照率遥感反演值与成像时刻的光谱仪的实测反照率数据进行比对分析。由校正后的影像数据根据反演的2#点处的逐日反照率数据线性修正到十一冰川单条冰川上。

根据参数化的日反照率数据与其对应日期的Landsat 影像反演出的瞬时反照率数据进行线性回归分析。从图4.2的线性拟合情况来看, 其相关系数为0.73。

$$y = 0.964 * x + 0.1057 \quad (4-11)$$

由此拟合公式来计算十一冰川单条冰川的日反照率值。

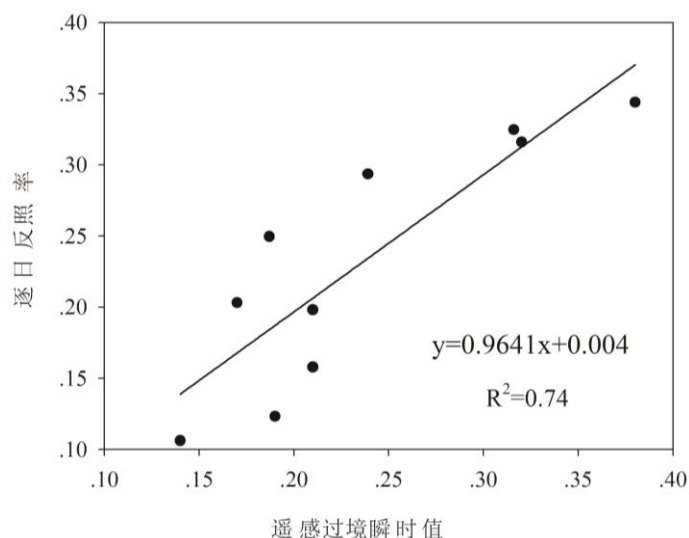


图 4.2 十一冰川遥感瞬时反照率反演值与逐日反照率拟合

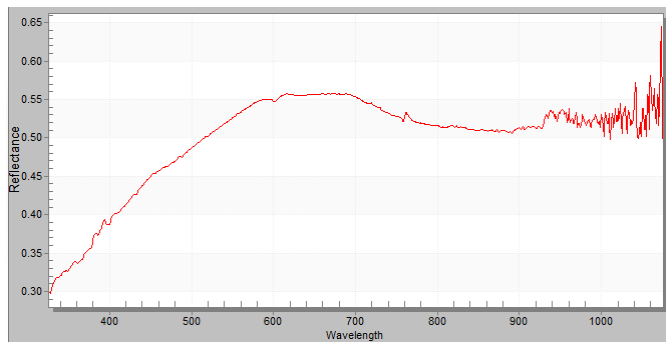
Fig 4.2 The remote sensing instantaneous albedo value and daily albedo of Shiyi glacier

4.3 十一冰川反照率时空变化特征

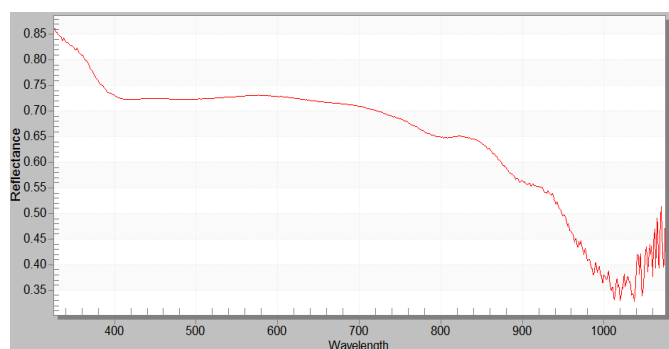
4.3.1 十一冰川反照率空间分布特征

对十一冰川利用ASD的光谱仪数据在消融季8月17日到8月22日进行雪冰反照率数据采集。由图5.1光谱仪实测反照率分析, 在无云状态下十一冰川积累区

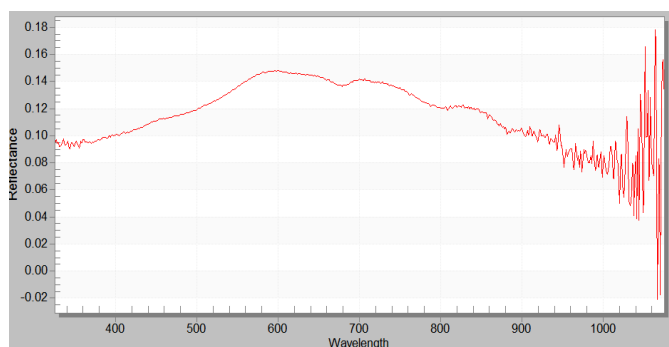
与消融区反照率有明显的差别；且消融状态下雨未消融状态下反照率也有明显的差别。低海拔地带为冰川消融区，其表面类型以裸冰、附加冰和冰碛物为主，且受冰川融水中粉尘、杂质的沉积作用的影响，反照率较低，最低值一般出现在冰川末端；随着海拔高度的升高，气温不断降低，消融强度逐渐减弱；在高海拔的积累区，冰川表面覆盖类型以积雪为主，反照率也随之增大。



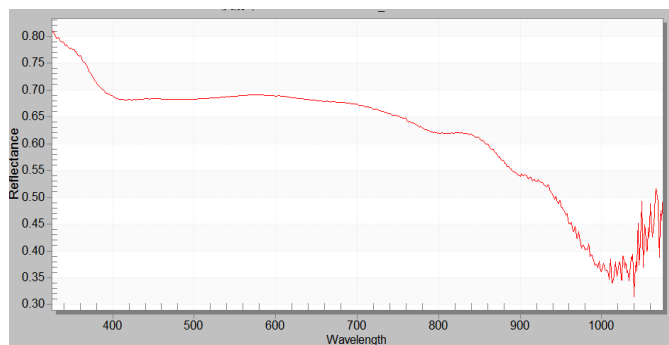
(a) 消融区未消融状态下裸冰实测反照率 (10:15)



(b) 积累区未消融状态下积雪实测反照率 (10:25)



(c) 消融区消融状态下裸冰实测反照率 (13:00)



(d) 积累区消融状态下积雪实测反照率 (14:00)

图 4.3 十一冰川暖季实测反照率分析 (分为消融区未消融状态下的裸冰、积累区未消融状态下的积雪、消融区消融状态下的裸冰、积累区消融状态下的积雪)

Fig 4.3 The actual measurement albedo analysis results at 2# point in warm season of Shiyi glacier (including the non melting ice in the ablation zone, the non melting snow in the accumulation zone, the melting ice in the ablation zone, the melting snow in the accumulation zone)

对实测的光谱仪数据进行分析, 根据积累区与消融区的实测点位上的光谱仪曲线求取光谱范围在 $0.35\text{-}0.72\ \mu\text{m}$ 的平均反射率, 比较十一冰川暖季消融区与积累区的反照率的差异性 (选取的西支上的C点和E点)。由图4.4发现, 十一冰川西支积累区与消融区反照率差别较大, C点消融区逐日反照率数值介于 $0.25 \sim 0.55$ 之间, E点逐日反照率数值介于 $0.65 \sim 0.85$ 之间, 从二者的波动曲线上可以看出, 冰川表面的反照率不仅受降水事件的影响, 还有地形 (坡度、坡向)、消融程度、冰面污化物、天气状况等等的影响。积累区消融区日变化不均一, 且气温高时反照率的差值普遍较小。

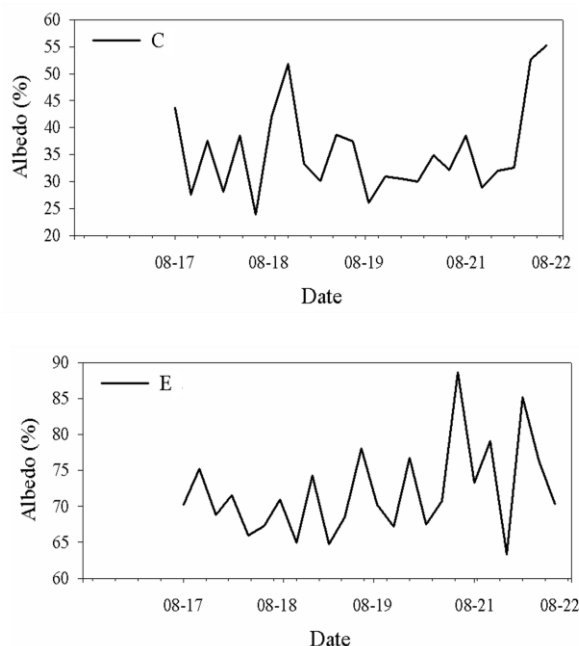


图 4.4 十一冰川暖季实测反照率空间差异性

Fig 4.4 The measured albedo spatial differences in warm season of Shiyi glacier

4.3.2 十一冰川反照率的时间变化特征

在十一冰川快速退缩减薄的情况下, 消融区占到的比例越来越大, 甚至在暖季东支已经没有积累区, 冰川反照率整体呈现减小的趋势, 这对十一冰川的消融形成了正反馈的作用, 进一步加剧消融。由给出的反照率参数化方案得到十一冰川暖季积雪的反照率在 0.56 左右, 而裸冰的反照率在 0.28 左右 (图4.5)。

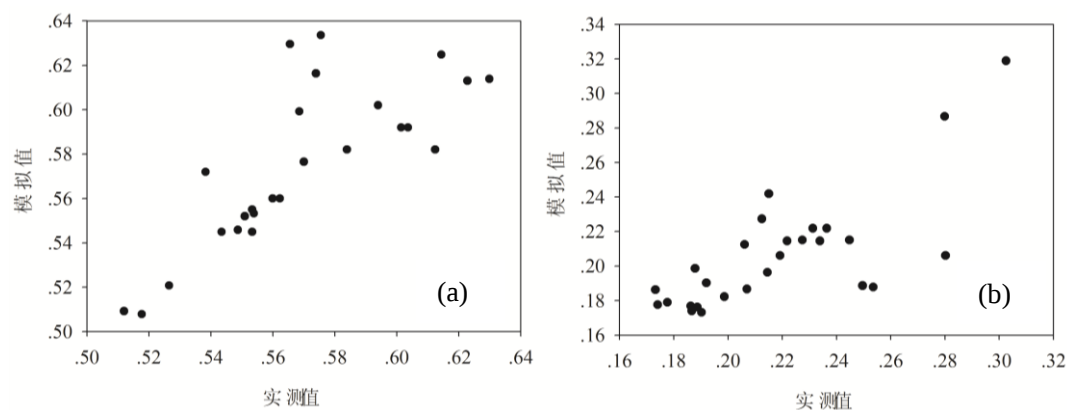


图 4.5 十一冰川暖季模拟的积雪与冰川反照率情况 ((a) 积雪, (b) 裸冰)

Fig 4.5 The simulated glacier ice and snow albedo in warm season of Shiyi glacier ((a) snow, (b) bare-ice)

由给出的参数化方案得到的2#花杆观测点处的反照率日变化曲线可以看出（图4.6），十一冰川暖季冰面反照率的逐日变化明显，反照率值在0.1-0.4之间波动，阴雨天气里与天气相对晴好状况下，反照率波动幅度较大。2#花杆观测点处的反照率日值在0.25左右浮动，这与2#点处的表面覆盖情况有较大关系。

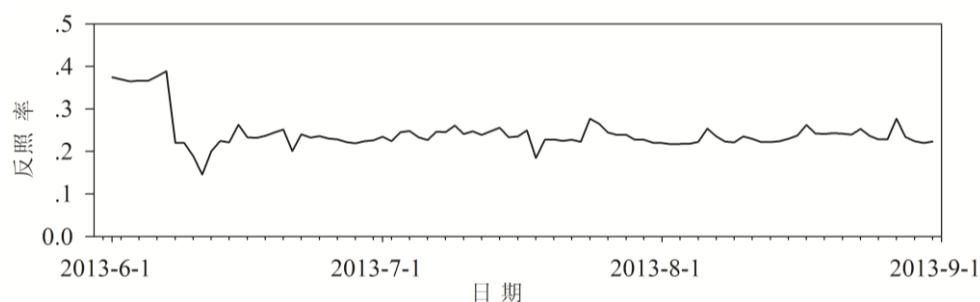
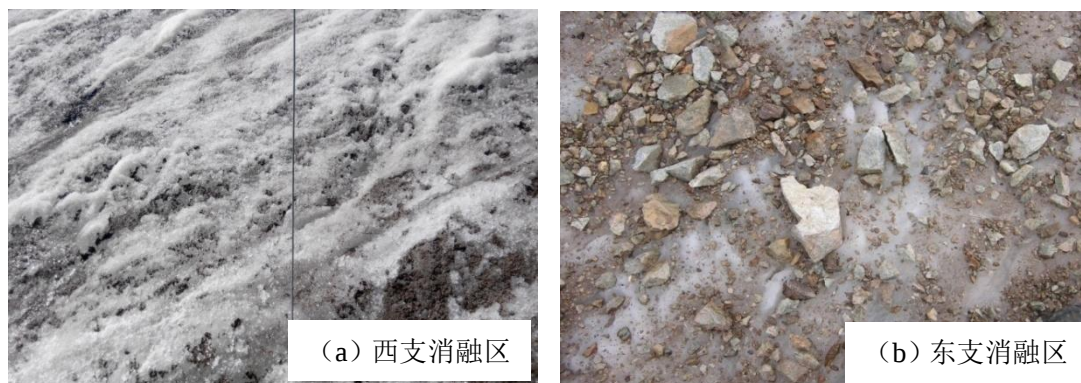


图 4.6 暖季十一冰川 2#花杆观测点反照率日变化曲线

Fig 4.6 The simulated albedo diurnal variation curve in warm season at 2# point of Shiyi glacier

图4.7给出了十一冰川反照率观测处的实际下垫面情况，对于消融区，不管是东支还是西支冰川，随着雪冰的消融，下垫面的裸岩与尘土碎屑都裸露出，使得反照率极大降低。对于西支的积累区，随着裸冰的消融，冰川表面会有纹理与消融裂隙产生，而降雪时间发生后，反照率又会发生极大改变。



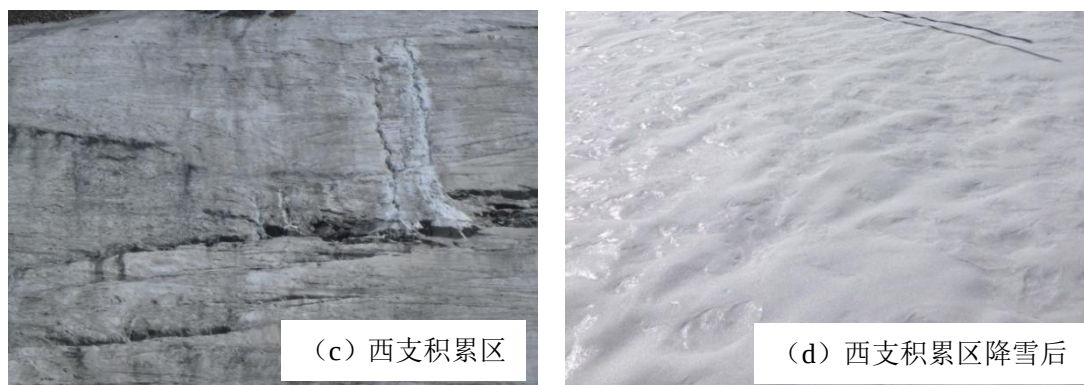


图 4.7 暖季十一冰川雪冰消融表面 ((a) 西支消融区、(b) 东支消融区、(c) 西支积累区、(d) 西支积累区降雪后)

Fig 4.7 The melt ice and snow at the surface in warm season of Shiyi glacier ((a) the ablation zone of west branch, (b) the ablation zone of east branch, (c) the accumulation zone of west branch, (d) after the snowfall the accumulation zone of west branch,)

4.4 讨论

利用十一冰川含污化物冰层的逐日反照率曲线以及纯冰的反照率曲线,从消融期吸收的净短波辐射看(图4.8),含污化物冰层平均吸收的净短波为 178.9 w/m^2 ,温度相同情况下纯冰平均吸收的净短波辐射为 118.2 w/m^2 ,污化物吸收的净短波比纯冰高出34%。由此可见,反照率对冰川吸收辐射能量影响较大,进而对冰川的消融影响也意义重大。

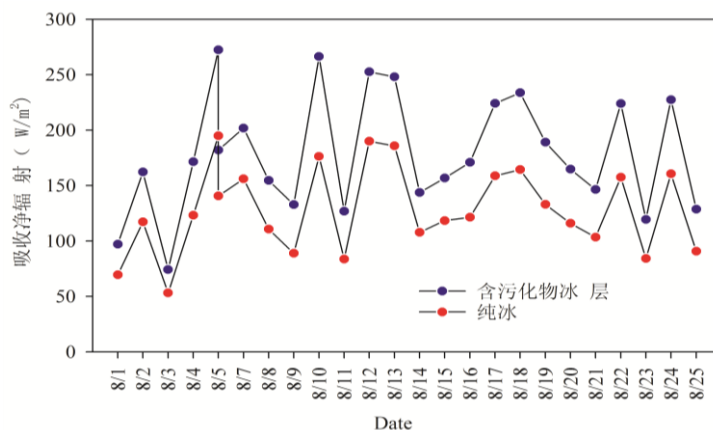


图 4.8 十一冰川污化物影响下的冰川表面净辐射吸收曲线

Fig 4.8 The net radiation absorption curve after the glacier surface dirt affection of Shiyi galcier

4.5 小结

(1) 本章在反照率参数化方案的实施过程中,考虑了新降雪方案、积雪老化方案以及裸冰方案,并在基础反照率计算的基础上加入了云量与太阳高度角的修正方案,全面考虑了雪冰表面反照率的动态变化过程。与实际观测的雪冰表面

反照率对比分析发现,本文提出的反照率参数化方案能准确的模拟雪冰表面的反照率。

(2) 反照率作为冰川表面辐射通量收支影响最大的参数,其变化将直接造成冰川物质平衡的大幅波动。十一冰川暖季冰面反照率的逐日变化明显,2#花杆观测点处反照率值在0.1-0.4之间波动,阴雨天气里与天气相对晴好状况下,反照率波动幅度较大。由给出的反照率参数化方案得到十一冰川暖季积雪的反照率在0.56左右,而裸冰的反照率在0.28左右。

(3) 含污化物冰层平均吸收的净短波为 178.9w/m^2 ,温度相同情况下纯冰平均吸收的净短波辐射为 118.2w/m^2 ,污化物吸收的净短波比纯冰高出34%。由此可见,反照率对冰川吸收辐射能量影响较大,进而对冰川的消融影响也意义重大。

第五章 十一冰川单点暖季能量-物质平衡消融模拟

5.1 十一冰川暖季消融耗热与物质平衡模拟

十一冰川夏季消融期约为 3~4 个月，而年降水量的 80%也集中在暖期，因此十一冰川物质平衡过程主要发生在暖季。本章主要利用末端 MetPak 一体式气象自动气象站的能量平衡观测试验数据结合黑河站 3 号站以及 HAR 数据对十一冰川单点暖季的消融情况进行模拟。模式驱动输入数据主要是气温、气压、相对湿度、风速、云量、降水、向下的短波数据、冰川表面温度、初始雪深数据。模拟的时间段为 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日，模拟的验证数据为十一冰川实测 2013 年 8 月 12 日至 2013 年 8 月 30 的逐日物质平衡数据。

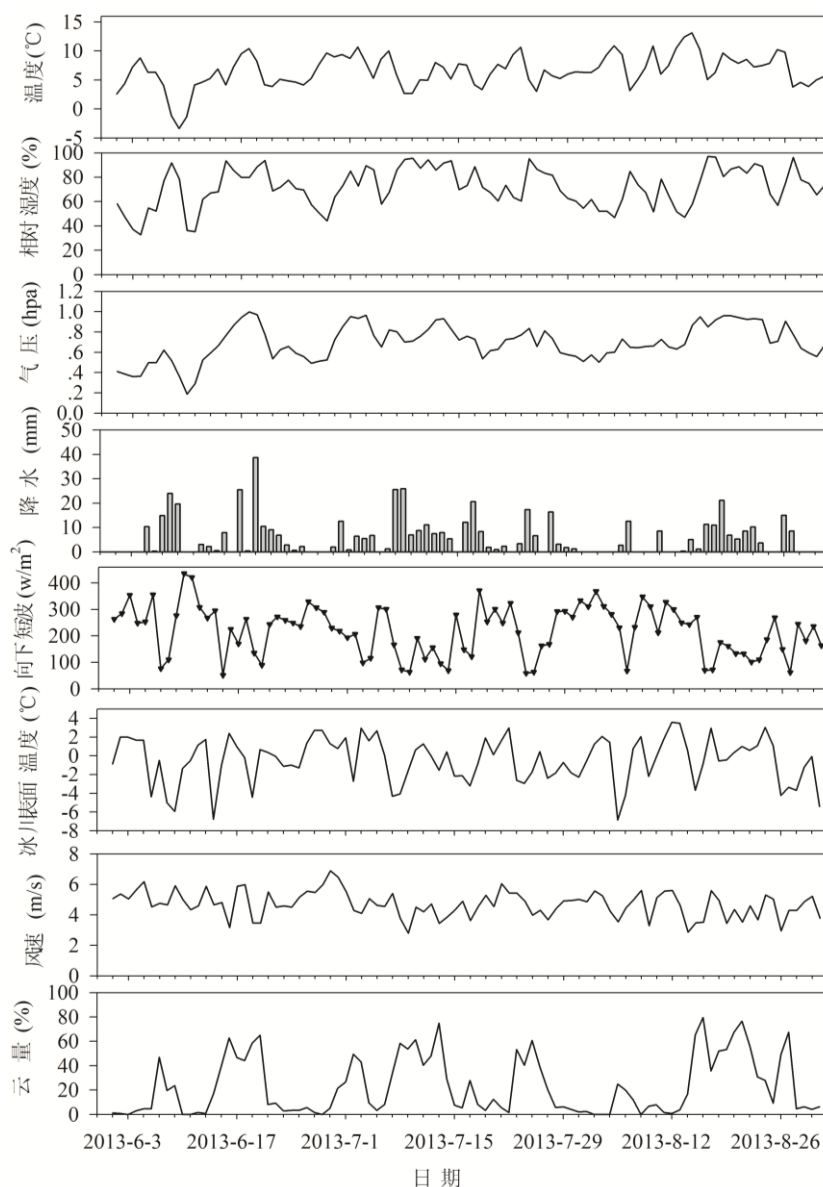


图 5.1 十一冰川能量-物质平衡驱动数据

Fig 5.1 Energy - mass balance data driven at 2# point of Shiyi glacier

需要说明的是, 由于暖季十一冰川末端消融太强烈, 架设到冰面上的自动气象站容易倒伏, 因此十一冰川末端架设的 MetPak 一体式气象自动气象站并没有在冰面上, 选取与冰川上 2#花杆点处海拔以及地势一致的裸岩处架设自动气象站。因此, 自动气象站的能量平衡观测试验数据 (包括气温、降水、向下的短波辐射、相对湿度、气压) 可以直接作为 2#花杆点处的气象驱动数据。利用自动气象站处的气象驱动数据对 2#点处的暖季物质平衡进行模拟, 并根据 2#点处的实测物质平衡数据进行模型的验证。此外, 由于自动气象站缺乏风速数据, 风速数据驱动项是根据 HAR 数据与黑河站 3 号站 Vantage Pro2 Plus 无线自动气象站数据进行线性拟合得到。根据 HAR 数据与黑河站 3 号站的风速拟合方程:

$$v_3 = 0.892 * v_{har} \quad (5-1)$$

其中, v_3 和 v_{har} 分别为黑河站 3 号站以及 HAR 栅格数据插值结果的 10 m 风速值。根据 (5-1) 式的拟合方程, 获取 2#花杆观测点处的 10 m 风速数据:

$$v = 0.892 * v_{har} \quad (5-2)$$

其中, v 和 v_{har} 为 2#花杆观测点处以及 HAR 栅格数据插值结果的 10 m 风速值。

由于黑河 3 号站也缺乏云量数据, 所以图 5.1 中的日均云量数据以及冰川表面温度数据直接在 HAR 栅格数据上插值获得。此外, 初始雪深数据是冰川上花杆观测点处的实测雪深数据, 采用第四章反照率的参数化方案获取 2#花杆点观测处的雪冰日分辨率的反照率数据。

5.1.1 2#点辐射平衡

(1) 短波辐射

短波辐射的收支对冰川的消融有重要影响, 它与大气及冰川表面状况都有关系。降水、气温以及云量的变化等气象因素对冰川反照率变化有较大的影响。由向下的短波辐射数据及反照率参数化方案 (第四章) 得到的十一冰川暖季的净短波辐射情况, 并结合十一冰川末端的自动气象站降水数据分析, 发现黑河上游十一冰川太阳辐射较丰富。输出的 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日时间段内的净短波辐射时间序列图 (图 5.2), 发现十一冰川短波辐射在暖季日变化较大, 与降水数据结合分析后发现十一冰川净短波辐射和降水有相反的变化趋势。净短波辐射值较高时, 一般无降水事件; 而有较高的降水时, 净短波辐射值一般较低。2011 年 6 月 19 日, 出现了十一冰川最高的日降水量, 为 38.73 mm, 对应的净短

波辐射为 82.28 w/m^2 ；而十一冰川净短波辐射值较高的一般出现在 6 月份，对应的降水数据多数为 0 mm 。分析认为，降水的过程会改变十一冰川的冰面物理性质，使冰川表面反照率出现较大的改变，直接改变冰川表面短波辐射的吸收情况。

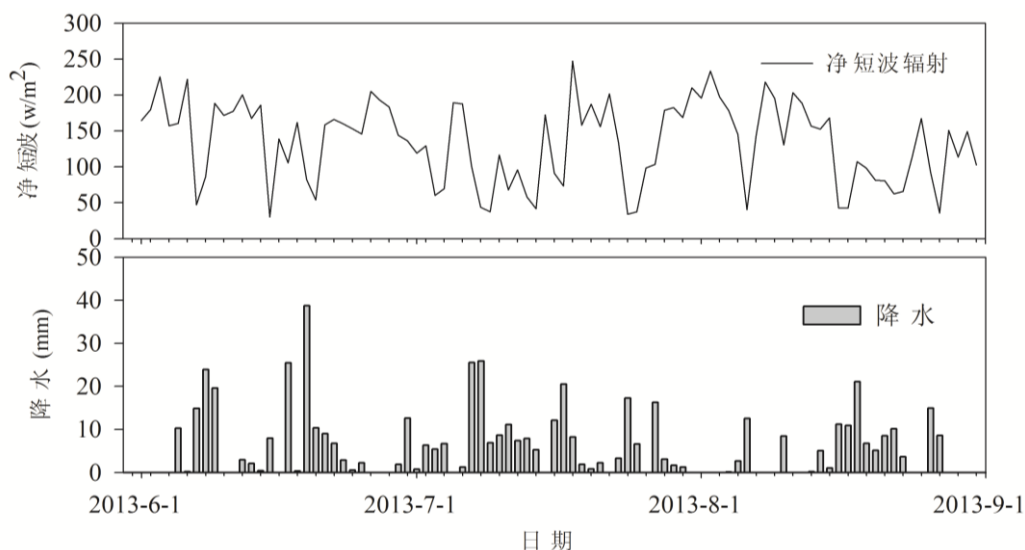


图 5.2 十一冰川 2#点处净短波辐射与降水的变化情况

Fig 5.2 The net shortwave radiation and precipitation at 2# point of Shiyi glacier

总体上看，十一冰川 2#花杆观测点处暖季净短波辐射数据日变化波动幅度较大，净短波辐射在 $30.22 \sim 247.5 \text{ w/m}^2$ 之间，6 月的平均日净短波辐射为 151.7 w/m^2 ；7 月的平均日净短波辐射为 121 w/m^2 ；8 月的平均日净短波辐射为 130.78 w/m^2 ；暖季平均日净短波辐射为 134.31 w/m^2 。

(2) 长波辐射

模式中长波辐射主要包括大气的下行长波辐射和冰川表面自身发射的上行长波辐射，而长波辐射受气象和环境影响较大。采用第二章中的波尔兹曼公式的模拟结果可以看出（图 5.3），十一冰川暖季的下行长波辐射与上行长波辐射波动较大，净长波辐射基本为负值，表明十一冰川表面向外发射的长波辐射要远远大于大气的下行长波辐射值。

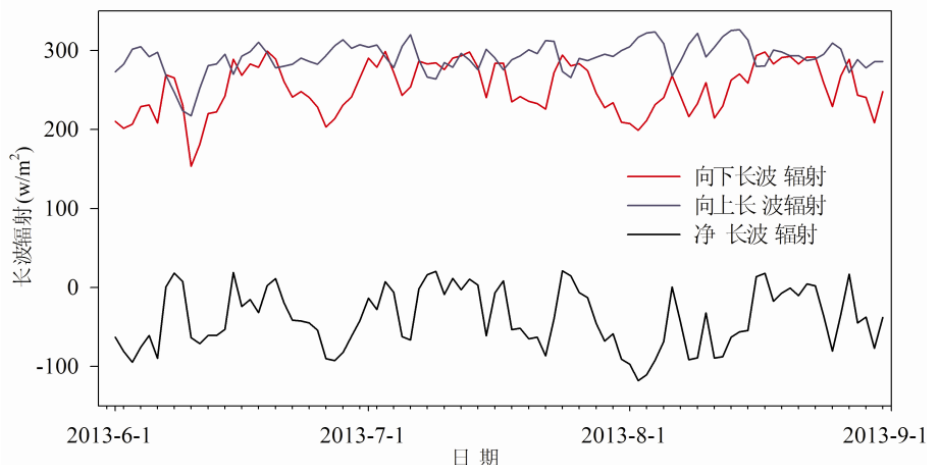


图 5.3 十一冰川 2#点处长波辐射的变化情况

Fig 5.3 The longwave radiation at 2# point of Shiyi glacier

由图 5.3 计算得出的十一冰川的长波辐射变化时间序列图,发现十一冰川 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日向下长波辐射在 $240\sim 299\text{ w/m}^2$ 范围内波动,向上长波辐射在 $217\sim 326\text{ w/m}^2$ 范围内波动,而净长波辐射在 $-118.1\sim 20.84\text{ w/m}^2$ 范围内。分析发现大气长波辐射的波动范围较小,而冰面长波辐射波动范围较大。模拟计算出的十一冰川暖季 6 月份日均向下长波辐射值为 238.31 w/m^2 ,7 月份为 265.27 w/m^2 ,8 月份为 253.22 w/m^2 ,整个暖季日均向下长波辐射值为 252.42 w/m^2 。6 月份日均向上长波辐射值为 283.6 w/m^2 ,7 月份为 290.69 w/m^2 ,8 月份为 299.15 w/m^2 ,整个暖季日均向上长波辐射值为 291.23 w/m^2 。也就是说,暖季十一冰川冰面的有效长波辐射远远大于大气的有效长波辐射。6 月份日均净长波辐射值为 -45.29 w/m^2 ,7 月份为 -25.42 w/m^2 ,8 月份为 -45.94 w/m^2 ,整个暖季日均净长波辐射值为 -38.81 w/m^2 。

(3) 净辐射

图 5.4 显示的是十一冰川暖季的净辐射收支状况,净辐射的平衡值受入射的太阳辐射、冰面反照率以及冰面有效长波辐射的综合影响,有明显的日变化特征。2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日时间段内,十一冰川日净辐射波峰与波谷互相交替,在 $41.2\sim 195.7\text{ w/m}^2$ 范围内,净短波辐射的最高值出现在 2013 年 6 月 9 号。

总体上说,十一冰川 2#花杆观测点处的辐射收支状况基本能表征十一冰川消融区的辐射收支。

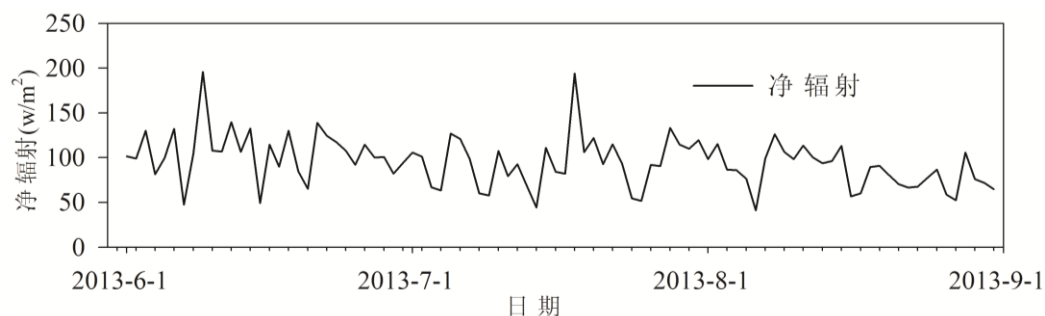


图 5.4 十一冰川 2#点处净辐射变化情况

Fig 5.4 The net radiation at 2# point of Shiyi glacier

5.1.2 湍流交换过程

图 5.5 是对十一冰川 2#花杆观测点处的湍流交换过程的模拟结果, 通常来说, 潜热通量表征 2#花杆观测点处的蒸发升华情况, 感热通量体现近地面大气和冰川表面的大气湍流形式的热交换情况。从模拟结果来看, 十一冰川的感热与潜热的日序列值呈明显的相同变化趋势, 较高的感热通量值也对应较高的潜热通量值, 但潜热通量基本为负值。2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日期间, 十一冰川感热通量变化范围为 $-10.6 \sim 51.88 \text{ w/m}^2$, 日均感热通量值为 18.32 w/m^2 ; 对应时间内潜热通量变化范围为 $-39.2 \sim -8.7 \text{ w/m}^2$, 日均潜热通量值为 -23.95 w/m^2 。

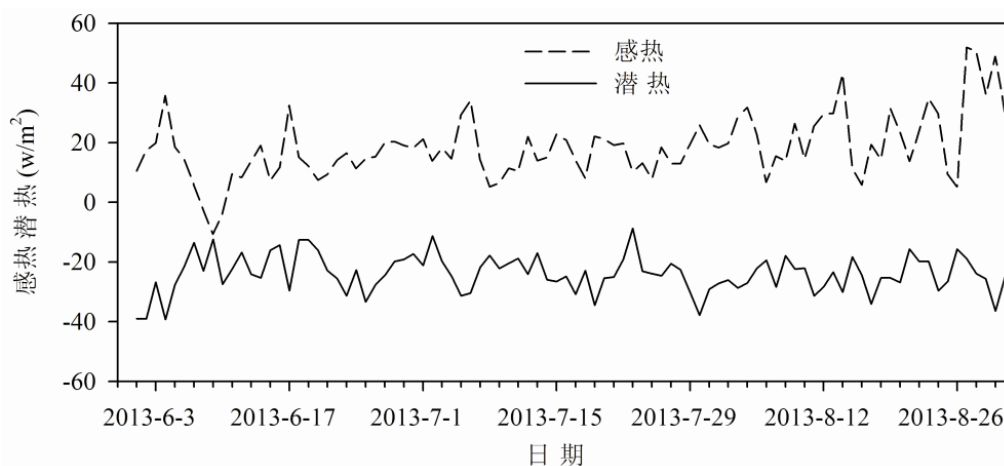


图 5.5 十一冰川 2#点处感热潜热变化情况

Fig 5.5 The latent heat and sensible heat at 2# point of Shiyi glacier

感热通量与潜热通量二者的收入与支出抵消后, 在能量平衡中占较小的比重。对十一冰川暖季的感热与潜热通量进行深入分析 (图 5.5), 潜热通量暖季内基本为负值, 未有正值出现, 表明 2#花杆观测点处以蒸发/升华为主, 向大气输送热量通量。而对应的显热通量基本为正值, 表征大气向冰川输送能量, 因为大气温度高于冰川表面温度, 从而形成逆温层。

由潜热通量计算的蒸发/升华日变化曲线数据（图 5.6）分析，2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日期间，十一冰川的蒸发/升华量与融冰量相比，总体来说值较小，平均值不到 1 mm w.e.。整个模拟时间段内，十一冰川蒸发/升华总量为 88.8 mm w.e.，蒸发/升华量日最高值出现在 6 月 2 号，为 1.57 mm w.e.。

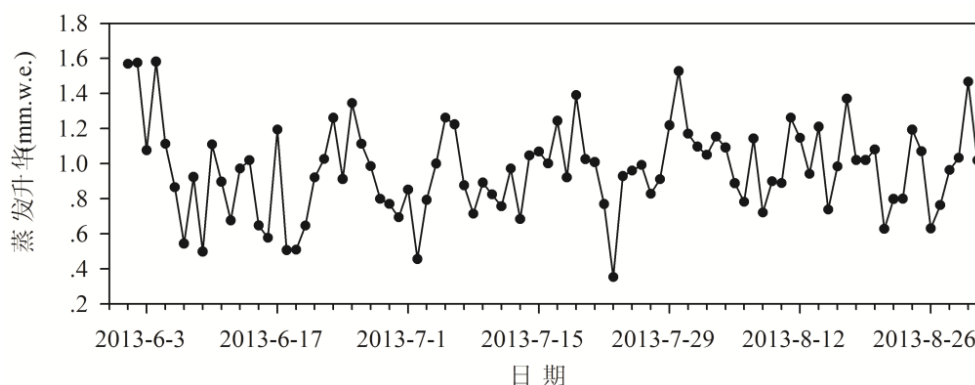


图 5.6 十一冰川 2#点处暖季蒸发/升华变化过程

Fig 5.6 The evaporation and sublimation process at 2# point of Shiyi glacier

5.1.3 降水携带热量

图5.7是对十一冰川降水携带热量的模拟结果，从模拟结果来看，2013年6月1日至2013年8月31日期间，由降水携带的热通量的范围为0~37.52 w/m²，最高值可达37.5 w/m²。

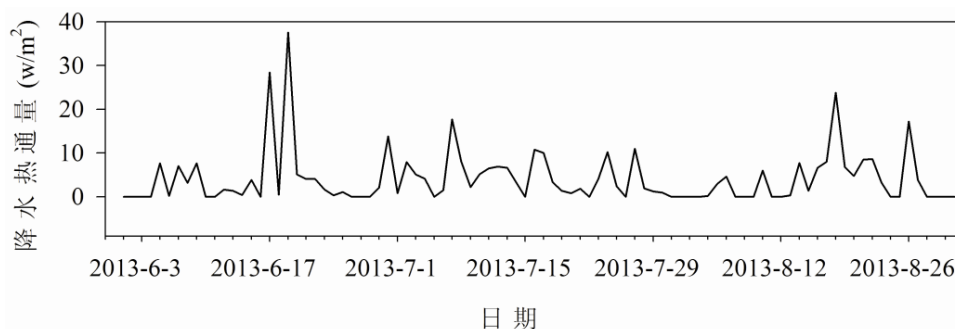


图 5.7 十一冰川 2#点处暖季降水携带的热通量变化

Fig 5.7 The precipitation heat flux at 2# point of Shiyi glacier

事实上，降水对十一冰川物质平衡的影响是非常复杂的。首先，一般对暖季的大陆型冰川来说，液态降水不会增加冰川的物质积累（由于来不及冻结就已经由径流流失）；其次，液态降水使冰面温度升高，同时也降低冰川表面的反照率，由此会引起一系列的反馈作用。因此，在全球变暖的大背景下，黑河流域十一冰川的液态降水的增加对冰川的物质积累是不利的。

5.1.4 单点消融模拟结果

由计算出的各能量分量，得到十一冰川暖季逐日的物质平衡变化曲线（图 5.8），发现能量-物质平衡模式可以较好地模拟十一冰川暖季的物质平衡变化。消融期，十一冰川逐日物质平衡变化范围为-11.97 mm ~ -73.67mm，物质平衡最大值出现在 2013 年 7 月 18 日。暖季物质平衡的波动趋势显示，十一冰川在七、八月份有强烈的消融。

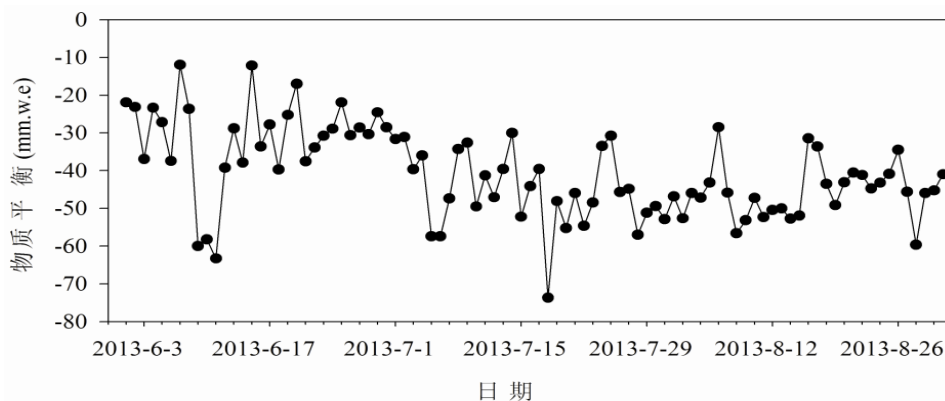


图 5.8 十一冰川 2#点处暖季物质平衡过程

Fig 5.8 The mass balance process of the warm season at 2# point of Shiyi glacier

5.2 十一冰川暖季能量-物质平衡特征

5.2.1 能量平衡特征

对十一冰川 6、7、8 月份消融期的辐射平衡特征进行分析，辐射收入项为入射短波辐射项以及大气长波辐射，支出项为短波辐射项以及冰面长波有效辐射。净短波辐射 6 月份为 4551.6 w/m^2 ，7 月份为 3751.08 w/m^2 ，8 月份为 4054.2 w/m^2 ，6 月份出现了净短波辐射的最高值，8 月份为次高值。从净辐射来看，6 月份的净辐射值最大，远高于 7、8 月份。而冰面辐射值比之 7、8 月份来说，6 月份的的值较低。

表 5.1 2013 年暖季十一冰川暖季辐射平衡特征（各月总和）

Tab 5.1 The radiation glacier balance characteristics of Shiyi glacier (the sum of each month)

辐射项	2013 年 6 月 (w/m^2)	2013 年 7 月 (w/m^2)	2013 年 8 月 (w/m^2)
净短波辐射	4551.6	3751.08	4054.2
大气长波辐射	7149.4	8223.5	7849.7
冰面长波辐射	8507.9	9011.5	9273.8
长波有效辐射	1358.6	788	1424.13
净辐射	3192.9	2963.07	2630.05

从能量收支的角度来看，十一冰川暖季主要的能量收入项是净辐射项，分别

占 6、7、8 月份能量收入的 89.6%、85%、77.44%；其次的能量收入项为感热通量。十一冰川的能量支出项主要是冰川的消融耗热，分别占 6、7、8 月份能量支出的 81.79%、78.86%、77.48%；其次的能量支出项为潜热通量。十一冰川的感热通量 7、8 月较高，潜热通量也对应着较高的值。

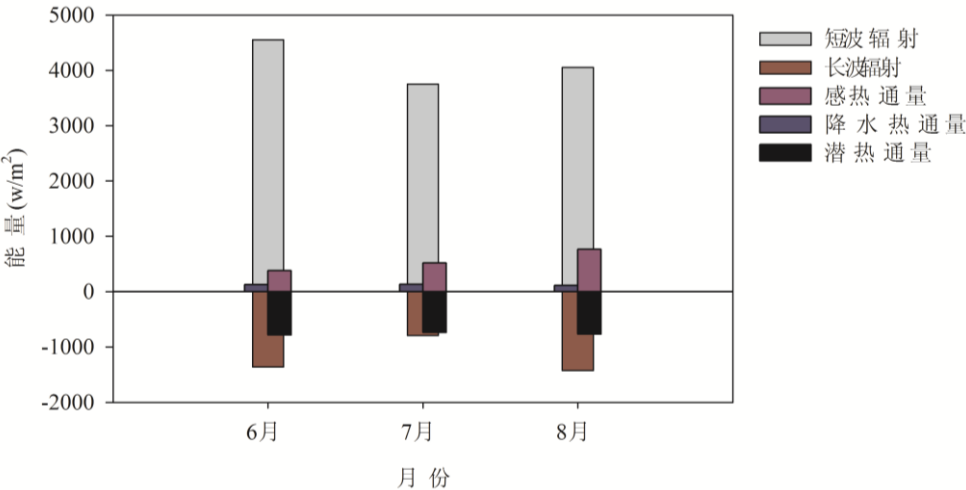


图 5.9 十一冰川 2#点处能量通量特征

Fig 5.9 The energy balance characteristics of the warm season at 2# point of Shiyi glacier

5.2.2 物质平衡特征

从十一冰川表面的物质平衡分量来看（表 5.2），暖季消融强烈。根据 2#花杆点观测处能量-物质平衡模拟计算结果，2013 年 6 至 8 月十一冰川 2#花杆点观测处消融水量分别为 1091.15 mm、1535.17 mm、1474.87 mm；与其相对应月份的蒸发/升华量分别为 28.3 mm、29.7 mm、30.85 mm；降水量分别为 193 mm、214.6 mm、131.3 mm；进而得到的十一冰川 2#花杆点处的物质平衡量分别为 -944.3 mm、-1402.17 mm、-1407.8 mm。对应 6、7、8 月份的平均气温分别为 5.5℃、6.5℃、7.8℃，虽然十一冰川净辐射在 6 月份达到最大值，但综合各能量项来看，7、8 月份的消融耗热要高。因此，十一冰川在 7、8 月份出现强烈消融，有极大的负平衡。而冰川表面的蒸发（升华）在 6、7、8 月份相差不大。

表 5.2 2013 年暖季十一冰川表面物质平衡模拟结果
Tab 5.2 The simulated glacier mass balance of the warm season of Shiyi glacier

物质平衡分量	2013 年 6 月 (mm)	2013 年 7 月 (mm)	2013 年 8 月 (mm)
降水量	193	214.6	131.3
降雨	17.85	51.73	33.38
降雪	175.15	162.87	97.92
消融水量	1091.15	1535.17	1474.87

蒸发/升华	28.3	29.7	30.85
物质平衡量	-944.3	-1402.17	-1407.8

虽然十一冰川表面在整个暖季的降水量达到了 539.23 mm，且液态降水占少部分(102.96 mm)，但仍无法弥补暖季冰川强烈消融(消融量达到了 4101.19 mm)，造成的巨大物质亏损，这也是造成近年来十一冰川强烈消融的原因。

5.3 十一冰川暖季单点实测物质平衡过程研究

雪坑-花杆观测法是计算物质平衡的传统方法^[2]，也是 WGMS 推荐的定量计算冰川物质平衡的直接有效方法。对黑河流域上游十一冰川定点、连续的暖季物质平衡观测，对于理解暖季十一冰川的物质平衡过程以及对冰川消融的模拟分析与验证具有重要意义。本部分对十一冰川暖季实测的物质平衡数据时间分别为 2011 年 7 月 14 日至 7 月 27 日、2012 年 7 月 26 日至 8 月 18 日、2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日、2014 年 7 月 24 日至 8 月 20 日进行分析。由于冰川上天气恶劣，物质平衡观测难度大，因此每年十一冰川暖季的为期 20 天左右的物质平衡观测并不是连续的。但利用这些宝贵的实测花杆的数据，对十一冰川整个暖季消融的模拟验证是极其重要的。

5.3.1 雪坑-花杆法单点物质平衡计算

获取十一冰川各花杆点上的实测物质平衡数据后，可计算出各单点花杆的净平衡值。单点花杆的净平衡由积雪、附加冰、冰川冰三部分组成。净平衡表示为各分量的代数和，公式为：

$$b_n = b_i + b_s + b_{si} \quad (5-3)$$

$$b_i = \rho_i \left[(h_1 + h_3 + h_{s1}) - (h_2 + h_4 + h_{s2}) \right] \quad (5-4)$$

$$b_s = \rho_{s2} h_{s2} - \rho_{s1} h_{s1} \quad (5-5)$$

$$b_{si} = \rho_{si} (h_{si2} - h_{si1}) \quad (5-6)$$

式中， h_{s1} 与 h_{s2} 分别为观测两次的积雪厚度(cm)； h_{si1} 与 h_{si2} 分别为观测两次的附加冰的厚度(cm)； h_1 与 h_2 分别为观测两次的测杆读数(cm)； ρ_{s1} 与 ρ_{s2} 分别为两次实测的积雪密度(g/cm³)； ρ_{si} 为实测的附加冰平均密度(g/cm³)； ρ_i 为冰川冰的实测密度(g/cm³)。

5.3.2 十一冰川 2#点实测物质平衡结果分析

对 2#花杆点处的积雪、附加冰、冰川冰进行计算，得到 2#花杆观测点处的

逐日净物质平衡。由 2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日 2#点花杆处的净物质平衡数据进行分析（图 5.10）： 2#点花杆处暖季平均每天消融 4-7 cm 左右，逐日物质平衡波动范围较大。

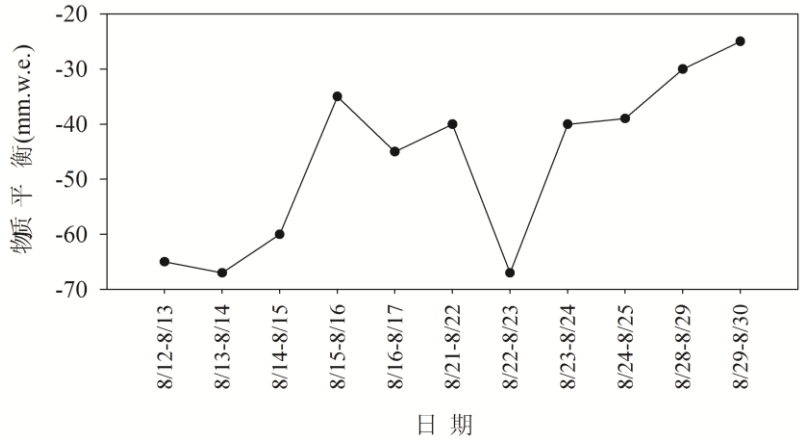


图 5.10 十一冰川 2#点处实测的逐日物质平衡

Fig 5.10 The measured daily mass balance of the warm season at 2# point of Shiyi glacier

由于 2#花杆点处于东支末端，受地形以及太阳辐射影响，具有较高的物质平衡值。此外，可以看出从 8 月 23 号开始，2#花杆点处的物质平衡开始有减小的趋势，这与 8 月底十一冰川气温开始逐渐降低以及太阳短波入射逐渐减小的趋势有一致性。

5.4 模拟精度分析

本部分对十一冰川暖季的消融情况进行模拟，模拟的时间段为 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日。根据 2013 年野外考察队观测的 8 月 12 日至 8 月 30 日的实测逐日物质平衡数据进行模拟的验证（图 5.11）。由实测与模拟的散点图看出，总体来说，能量-物质平衡模式能够较好的模拟出十一冰川暖季冰川的消融情况。

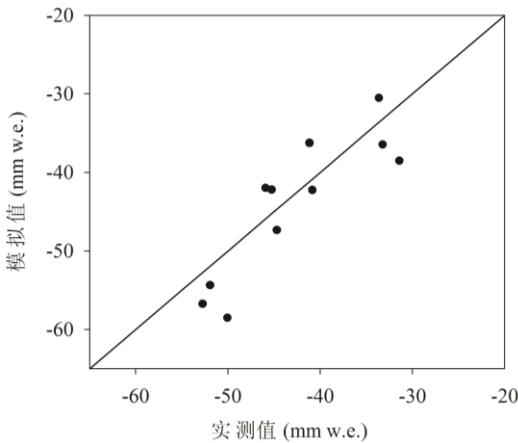


图 5.11 十一冰川 2#测点暖季实测物质平衡与模拟物质平衡对比

Fig 5.11 The measured mass balance and simulation mass balance at 2# point of the warm season of Shiyi glacier

本部分的模拟误差可能来自以下方面：第一，模式未考虑内补给部分，也就是融水再冻结部分。第二，湍流通量的参数化过程中，空气动力学方法对于地表粗糙度和总体输送系数的取值较难，造成感热和潜热通量的计算存在误差。第三，对于冰川来说，逐日的时间分辨率较为粗糙，雪冰表面的能量收支变化在一天内幅度较大，应提高模拟的时间分辨率。

5.5 小结

(1) 通过对十一冰川暖季能量-物质平衡的模拟，本研究认为能量-物质平衡模式能较好的模拟暖季十一冰川表面的能量收支状况，进而模拟十一冰川物质平衡变化。消融期间，模拟的十一冰川 2#花杆观测点处逐日物质平衡变化范围为-11.97~-73.67mm。

(2) 从能量收支的角度来看，十一冰川暖季主要的能量收入项是净辐射项，分别占 6、7、8 月份能量收入的 89.6%、85%、77.44%；其次的能量收入项为感热通量；能量支出项主要是冰川的消融耗热，分别占 6、7、8 月份能量支出的 81.79%、78.86%、77.48%；其次的能量支出项为潜热通量。

(3) 从物质平衡分量来看，根据 2#花杆点观测处能量-物质平衡模拟计算结果，2013 年 6 至 8 月十一冰川 2#花杆点观测处消融水量分别为 1091.15 mm、1535.17 mm、1474.87 mm；蒸发/升华量分别为 28.3 mm、29.7 mm、30.85 mm；得到的物质平衡量分别为-944.3 mm、-1402.17 mm、-1407.8 mm。十一冰川 7、8 月份出现强烈消融，有极大的负平衡；而冰川表面的蒸发（升华）在 6、7、8 月份相差不大。

(4) 由实测与模拟的散点图看出，总体来说，能量-物质平衡模式能够较好的模拟出十一冰川暖季冰川的消融情况。

第六章 十一冰川简化分布式能量-物质平衡模拟尝试

6.1 引言

随着计算机技术, 遥感数据以及地理信息系统技术的发展, 对分布式冰川消融模拟的需要日益增加, 发展和应用分布式能量-物质平衡模拟已成为了迫切需要, 这也是从物理机理上研究冰川对气候变化的响应和冰川水文过程的需求。十一冰川在点尺度上的能量-物质平衡模拟的许多工作完成后, 越来越多的需求致力于使用分布式模型进行面尺度的消融模拟。本部分拟在研究十一冰川的单条冰川能量-物质平衡模拟, 在单点能量-物质平衡模式基础上, 建立十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模式, 分析十一冰川暖季物质平衡特征, 以期对暖季十一冰川的融水径流有新的认识。

考虑各项能量项的能量-物质平衡模式在单点上具有良好的适用性, 但由于能量-物质平衡模式参数的复杂性, 将其应用在单条冰川以及大尺度区域具有一定的困难性。利用传统的度日因子模型, 由于度日因子对地形、坡向、坡度引起的差异无法合理解释, 所以结果具有较大的不确定性。Kustas^[175]等人曾对融入太阳辐射因子后经过改进的度日因子模型的模拟计算精度进行分析, 发现融入太阳辐射因子后的模型比传统度日因子模型的模拟精度高, 模拟结果十分接近能量-物质平衡模拟结果。Pellicciotti^[79]等人则进一步改进了融入太阳辐射因子的模型形式。

6.2 简化分布式能量-物质平衡模拟方案

6.2.1 简化分布式能量-物质平衡模式介绍

本部分根据 Pellicciotti^[79]改进的融入太阳辐射因子的模型, 将各个能量项的能量平衡模型简化为考虑辐射和温度的模型。在简化的能量平衡过程中对消融耗热的处理采用如下公式, 即将长波辐射、湍流过程以及热传导作用和降水带来的热量综合为温度的综合因子:

$$m = \begin{cases} A * S_{in} * (1 - \alpha) + DDF * T \\ 0 \end{cases} \quad (6-1)$$

其中, S_{in} 是入射的太阳短波辐射(w/m^2), α 为雪冰表面反照率; A 和 DDF 均为经验参数, 单位分别为($\text{mm}/(\text{ }^\circ\text{C h})$)和($\text{m}^2 \text{ mm}/(\text{w h})$); 阈值为 0°C 。

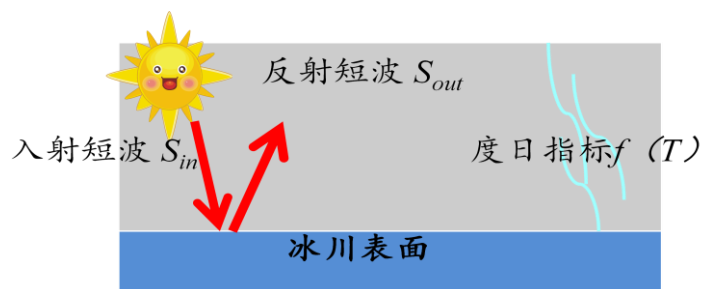


图 6.1 简化分布式模型示意图

Fig 6.1 Simplified distributed schematic model

十一冰川简化分布式能量-物质平衡模型的输入数据主要包括：（1）十一冰川数字高程模型数据（DEM）；（2）根据 DEM 计算的入射短波辐射数据；（3）由第四章参数化计算得到的十一冰川逐日反照率数据；（4）十一冰川上积雪深度的初始分布数据；（5）初始气象驱动数据。图 6.2 为十一冰川分布式冰川 $30 * 30$ m 格网，与重采样后的十一冰川 DEM（由 SRTM 重采样为 $30*30$ m）相重合。本部分利用简化的分布式能量-物质平衡模式根据输入数据对十一冰川暖季的消融情况进行模拟。模拟的时间段为 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日；模拟的验证数据为十一冰川实测 2013 年 8 月 12 日至 2013 年 8 月 30 的逐日物质平衡数据，由单点上的逐日物质平衡数据通过等高线法结合等值线法得到十一冰川单条冰川的净平衡数据，并对简化分布式模拟结果做验证。



图 6.2 十一冰川分布式冰川格网

Fig 6.2 Distributed grid model of Shiyi glacier

6.2.2 十一冰川入射短波计算方案

对于地形复杂的山区来说，单一气象台站的入射辐射数据并不能满足插值算法的需要，并且严重制约分布式模型在冰川区的应用。因此，本部分采用其参数化计算入射短波辐射是必要的。对于入射到冰川表面的太阳短波辐射主要包括太阳的直接短波辐射、天空的散射辐射以及复杂地形下的反射辐射^[172]。地表接

收的天空散射辐射，随坡面在水平面以上半球空间天空视角的变化而不同；周围起伏坡面也反射太阳直接辐射和天空散射而产生附加辐射效应。在实际起伏地形情况下，投射到坡面上的太阳辐射除了受到天文、地理因子和大气状况等的影响外，还受到坡面的坡度、坡向以及地形起伏所造成的相互遮蔽的影响，使得实际地面太阳短波辐射收支的计算变得复杂^[172]。

对于短波入射方案的计算采用 Kumar^[181]等人的思路，将冰川表面的短波总辐射分为太阳直接辐射、地形反射辐射与天空散射辐射三部分，从而计算十一冰川总入射短波辐射。基于此，十一冰川地表总入射太阳短波辐射 S_{in} 用下式表示：

$$S_{in} = I_p + I_d + I_r \quad (6-2)$$

式中： I_p 是地表太阳直接辐射； I_d 是天空散射辐射； I_r 是与周围地形邻近效应相应的附加反射辐射。具体的计算流程如下：

$$I_p = I_s \cos i \quad (6-3)$$

$$I_s = I_o \tau_b \quad (6-4)$$

$$I_o = S_o (1 + 0.0344 \cos(360^\circ N / 365)) \quad (6-5)$$

$$\tau_b = 0.56(e^{-0.65M} + e^{-0.095M}) \quad (6-6)$$

$$M = [1229 + (614 \sin \alpha)^2]^{1/2} - 614 \sin \alpha \quad (6-7)$$

式中： I_p 为太阳的直接辐射， N 为总共的日照时数， S_o 为太阳常数， τ_b 为大气透射率， α 为太阳高度角。

$$I_d = I_o \tau_d \cos^2 \beta / 2 \sin \alpha \quad (6-8)$$

$$\tau_d = 0.271 - 0.294 \tau_b \quad (6-9)$$

式中： I_d 为太阳的散射辐射， β 是表面倾斜角度。

$$I_r = r I_o \tau_r \sin^2 \beta / 2 \sin \alpha \quad (6-10)$$

$$\tau_r = 0.271 + 0.706 \tau_b \quad (6-11)$$

式中： I_r 为与周围地形邻近效应相应的附加反射辐射， r 是地表的反射系数。

6.2.3 初始雪深数据处理

初始雪深数据根据 HAR 数据与花杆观测点处的实测数据（2013 年 8 月 12 日-8 月 30 日）进行线性拟合得到，然后根据 DEM 数据，线性插值到整个冰川

区域不同栅格点上。

气温通过气温垂直递减率根据 DEM 线性插值到冰川上每个栅格点上。由第三章的观测结果, 气温垂直递减率取 $-0.56^{\circ}\text{C}/(100\text{m})$ 。另外, 由于十一冰川高度梯度差较小, 从冰川末端到冰川顶部高程差约为 400 多米, 所以未进行降水量的高度梯度矫正。

最终, 率定得到的十一冰川暖季简化分布式能量物质平衡模式的参数为如下表 6.1, 其中, 温度递减率以及降水梯度根据十一冰川末端气象站以及黑河流域 3 号站的实测数据给出, 雪、冰度日因子以及辐射因子则根据 2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日的实测数据率定得出。

表 6.1 十一冰川暖季分布式模拟率定参数

Tab 6.1 The calibration parameters of distributed simulation of Shiyi glacier

参数	率定值
温度递减率	$-0.56^{\circ}\text{C} (100\text{m})^{-1}$
降水梯度	$0\% (100\text{m})^{-1}$
冰度日因子	$5.6 (\text{mm K}^{-1}\text{d}^{-1})$
雪度日因子	$4.8 (\text{mm K}^{-1}\text{d}^{-1})$
辐射参数	$5.3 (-)$

6.3 十一冰川暖季输出结果

图 6.3 为简化分布式能量-物质平衡模式模拟出的十一冰川 2013 年暖季 6 月、7 月、8 月的结果图。对十一冰川分 5 个高程带进行输出, 分别分析 4300~4400m、4400~4500m、4500~4600m、4600~4700m、4700~4800m 带内的逐日平均物质平衡结果。从 2013 年 6、7、8 月份的十一冰川各海拔带平均物质平衡来看, 十一冰川暖季物质平衡随海拔变化波动较大, 物质平衡随海拔高度的变化有明显的海拔结构特征, 随着海拔的升高, 冰川消融减弱、降雪量增多, 冰川的物质平衡随海拔增高而向负的趋势变小。

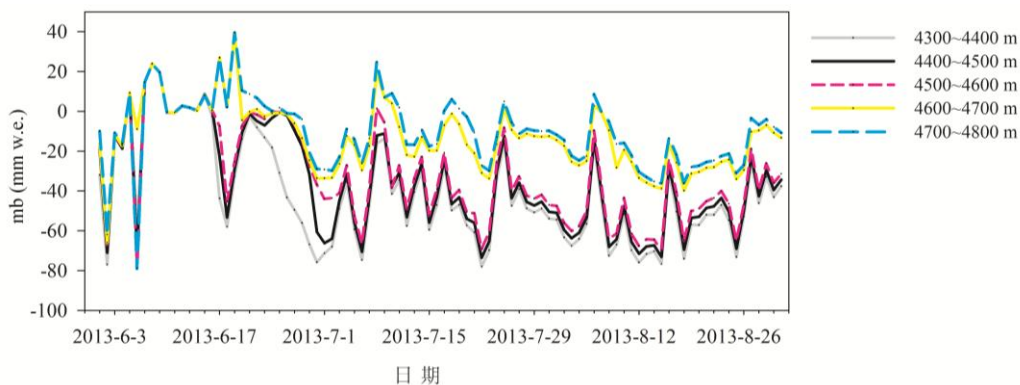


图 6.3 十一冰川分布式物质平衡模拟结果

Fig 6.3 The mass balance distributed simulation results of Shiyi glacier

十一冰川 6、7、8 月份 4300~4400 m、4400~4500 m、4500~4600 m、4600~4700 m、4700~4800 m 高程带内物质平衡模拟统计结果如表 6.2，由于十一冰川地形的因素，物质平衡随海拔高度的变化并非呈直线变化，在同一海拔高度带，不同月份物质平衡也表现出极大的差异性。在 6、7、8 各个月份，4600~4700 m、4700~4800 m 两个高程带内负物质平衡的绝对量有急剧减小的趋势，但物质平衡量都为负值。4600 m 以下，各个月份都表现出较高的负物质平衡量。虽然模拟出的十一冰川西支暖季瞬时平衡线高度还在 4600~4800 m 内，但是东支的瞬时平衡线高度已经超越了冰川顶部，且在高度带内十一冰川的负平衡远远大于西支的正平衡，因此暖季在各个高度带内并未出现正平衡。

表 6.2 2013 年暖季十一冰川各高程带物质平衡特征

Tab 6.2 The mass balance simulation results of Shiyi glacier in warm season

高程带	6 月 (mm)	7 月 (mm)	8 月 (mm)
4300~4400 m	-635.46	-1475	-1711.73
4400~4500 m	-365.15	-1356.78	-1592.26
4500~4600 m	-289.88	-1198.52	-1483.39
4600~4700 m	-58.93	-448.62	-700.75
4700~4800 m	-56.31	-305.91	-594.51

总体看来，2013 年十一冰川暖季物质平衡呈强烈的亏损状态，在 6、7、8 月份 4300~4400 m 内都显示强烈的消融，分别为 -635.46 mm、-1475 mm 和 -1711.73 mm；与此相对应的 4700~4800 m 内消融有明显减小的趋势，分别为 -56.31 mm、-305.91 mm 和 -594.51 mm。相比 6 月份，十一冰川 7、8 月份的消融状态更为强烈，7、8 月份各个高度带上的物质平衡值比 6 月份要高出 2~7 倍。通过简化分布式能量-物质平衡模式对十一冰川单条冰川的模拟结果良好，分布式结果表现出了物质平衡随海拔高度的变化趋势。另外，暖季期间十一冰川的瞬时平衡线高度有一定幅度的上升，并最终超越冰川顶部。

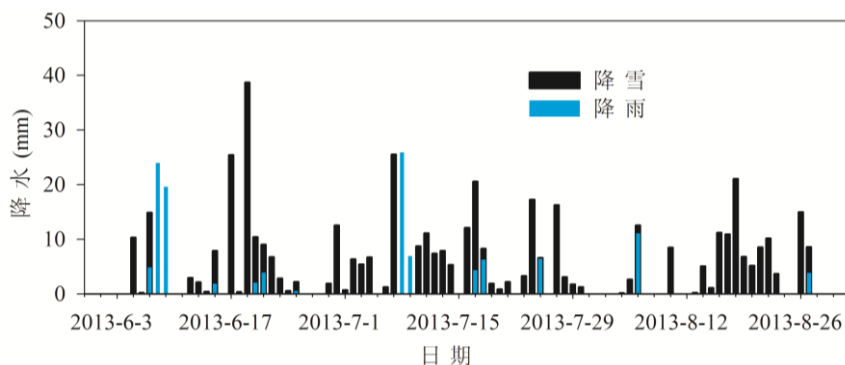


图 6.4 十一冰川分布式物质平衡模拟雨雪分离结果

Fig 6.4 The mass balance distributed simulation results for isolating snow and rain of Shiyi glacier

图 6.4 给出了十一冰川雨雪分离的结果，暖季十一冰川主要是降雪，降雨较少。而十一冰川降水主要发生在夏季，2013 年由得到的暖季雨雪分离结果分析，暖季降水中降雪的比例达到 79.22%。由于冰川表面的强烈消融，几乎所有的下渗水（降雨和消融水）都以融水径流的形式流出。

十一冰川的消融集中在整个东支冰川及西支冰川的消融区。探究东支的消融明显强于西支的原因，本研究认为从冰川海拔分布情况来看，东支海拔相对较低，东西支冰川末端海拔高差约为 110 m。此外受冰川消融影响，每天高温时段东支时有体积大小不等的岩块、岩屑及土体从坡上滚落。因而冰面多为冰尘、岩屑等物质覆盖，污化度相对较高，加之冰面径流显著发育，表面破碎度较高，使得冰面反射率降低，吸收的太阳短波辐射的能力增强，加速了冰川消融速率。而同期西支表面相对较为清洁，污化度较低。因此，认为冰川形态、海拔分布以及冰面反照率之间的差异是决定东西两支冰川消融快慢的主要因素。

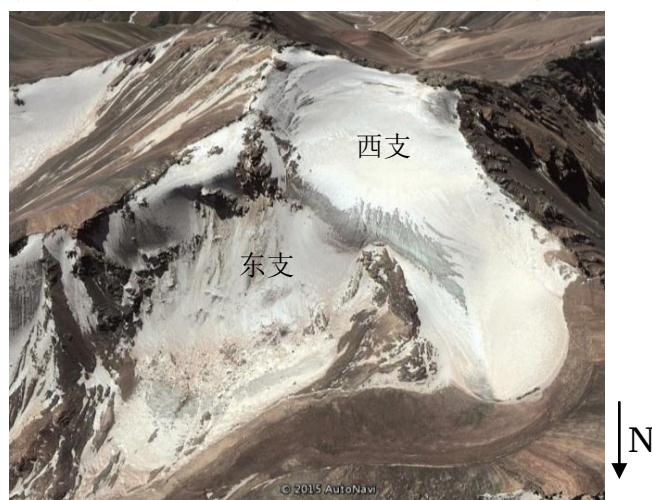


图 6.5 十一冰川夏季影像图

Fig 6.5 Summer time glacier image of Shiyi glacier

从图 6.5 十一冰川夏季影像图看，从西支的海拔以及地形上看，西支受遮蔽的原因，接收太阳辐射较少，相比东支，西支末端海拔较高。从夏季消融情况下的冰川表面看，西支的冰体较为洁净，而东支的冰雪表面洁净度较低，根据第四章的纯冰和表面有污化物的冰体的吸收的净辐射的曲线看，东支雪冰表面比西支接收更多的短波辐射。十一冰川雪线以上积累区的差异在暖季也表现的较为明显，7、8 月份在冰川的强烈消融下，瞬时平衡线已超越冰川顶部，积累区的负物质平衡同样表现地非常明显。

已有的研究表明^[182-184]，入射短波辐射和海拔的升高有正相关的关系，海拔

升高入射短波有增加的趋势,那么短波辐射随海拔的变化带来的物质平衡变化应该是随海拔升高物质平衡亏损的绝对量会增加,但事实上,十一冰川上模拟得出的结果并非如此。根据参数化的日反照率数据与其对应日期的 Landsat 影像反演出的瞬时反照率数据进行线性回归分析。图 6.6 为 2013 年十一冰川经拟合后逐日的反照率分布图,由图可见,十一冰川暖季反照率随海拔高度的变化显著,同时也反映出反照率较低的区域冰川消融较高,反照率较高的区域冰川相应较低。因此,本研究认为在简化分布式能量-物质平衡模式中影响十一冰川物质平衡随海拔分布的主要因素应该是冰川表面的反照率。

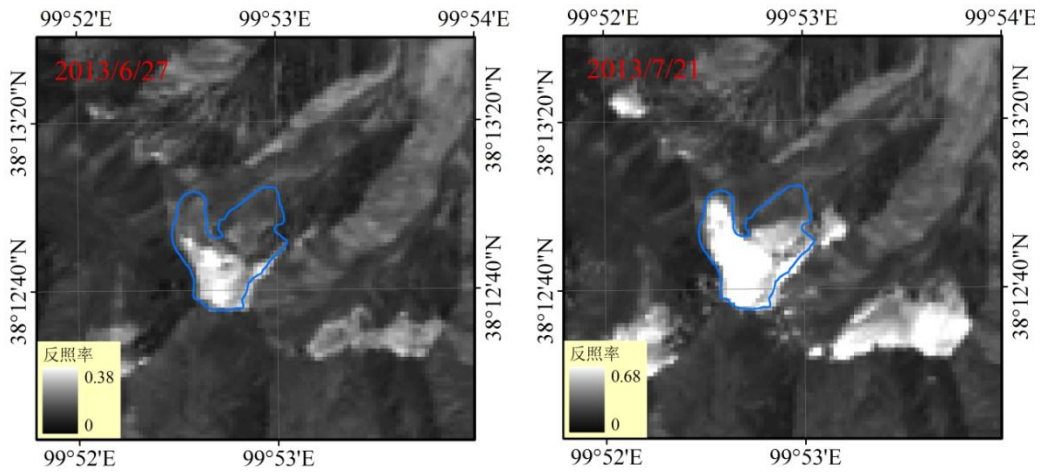


图 6.6 十一冰川暖季逐日反照率模拟情况

Fig 6.6 The simulated daily albedo in warm season of Shiyi glacier

6.4 讨论

6.4.1 十一冰川暖季实测净物质平衡过程研究

将各测点的净物质平衡展绘在地形图上,通过等值线法或等高线法就可以计算出该冰川在一定时段的物质平衡。

等高线法按照一定的海拔间隔,通过十一冰川的数字高程模型提取等高线,以各海拔高度带为区间,通过各区间内单点净物质平衡值求取各海拔带内的平均净平衡。根据相邻等高线之间的投影面积与相应区间的平均净平衡量相乘加和得到整条冰川的物质平衡。主要是基于物质净平衡与等高线间的关系。计算如下:

$$B_n = \sum_{i=1}^n s_i' b_i' / S \quad (6-12)$$

式中 s_i' , b_i' 分别为两相邻等高线间的投影面积与平均净平衡, S 为冰川的总面积, n 为等高线间面积数目。

等值线法基于单个花杆点的净物质平衡值,通过插值等方法在大比例尺冰川地形图上绘制出冰川的净物质平衡等值线,以相邻两等高线之间的投影面积乘以相应区间的平均净平衡量以面积加权法计算整个冰川的平均物质平衡量。将花杆雪坑单点观测得到的年净平衡值 b_i 绘在大比例尺地形图上,得到整个冰川年净物质平衡等值线图。计算如下:

$$B_n = (\sum_{i=1}^n s_i b_i) / S \quad (6-13)$$

(6-13) 式中 b_i 为 s_i 的平均净平衡, s_i 为两相邻等值线的投影面积, n 为 s_i 总数, S 为冰川总面积。十一冰川单条冰川的净物质平衡采用等高线法与等值线法相结合的方式来计算,用以模拟验证分布式模式得到的单条冰川的消融结果。

为深入探讨暖季十一冰川的物质平衡积消规律,分别根据 2011 年 7 月 14 日至 7 月 27 日、2012 年 7 月 26 日至 8 月 18 日、2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日、2014 年 7 月 24 日至 8 月 20 日的雪坑-花杆观测数据逐日物质平衡资料运用等高线与等值线结合的方法得到十一冰川暖季的单条冰川逐日净物质平衡结果。如图 6.7 所示,十一冰川暖季的逐日物质平衡分布具有明显的规律性:物质平衡随海拔分布的规律性显著;东西支冰川消融的最大值均出现在末端;总体来看,东支的消融明显强于西支。

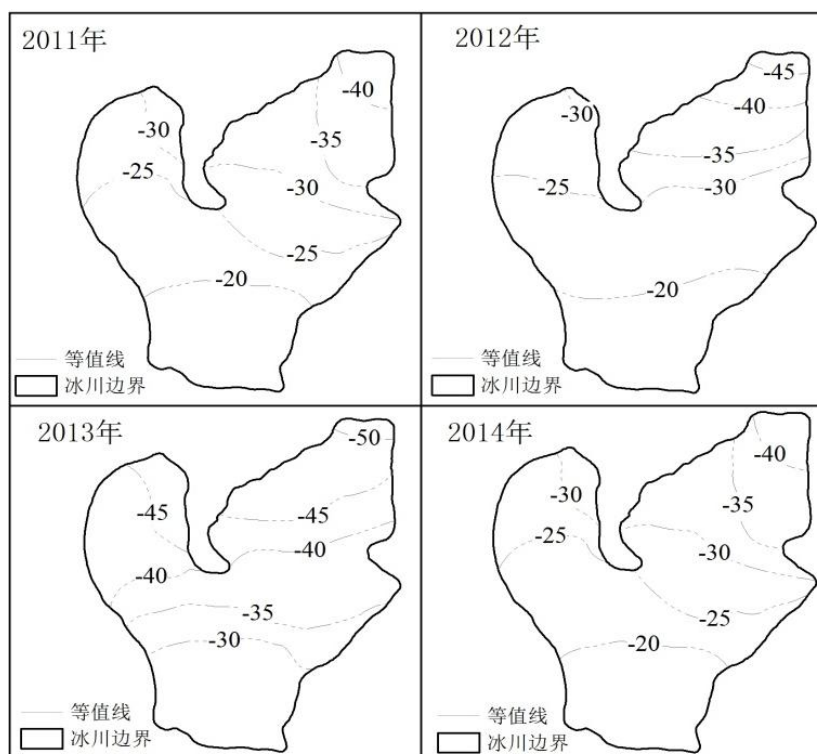


图 6.7 十一冰川暖季逐日物质平衡空间分布特征 (mm.w.e)

Fig 6.7 The measured mass balance spatial distribution of the warm season of Shiyi glacier

对连续 4 年的十一冰川暖季单条冰川净物质平衡逐日数据进行分析, 在 7-8 月间, 十一冰川逐日平均净物质平衡波动较大。2011 年暖季十一冰川逐日平均物质平衡为 -41.15 mm.w.e; 2012 年暖季十一冰川逐日平均物质平衡为 -38.9 mm.w.e; 2013 年暖季十一冰川逐日平均物质平衡为 -42.22 mm.w.e; 2014 年暖季十一冰川逐日平均物质平衡为 -21.3 mm.w.e。

由实测的 2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日的十一冰川 17 根花杆的逐日物质平衡数据采用等值线法插值得到的结果序列图来看 (图 6.8), 2013 年 8 月 21 日至 8 月 22 日十一冰川物质平衡变化范围为 -6.5 mm ~ -86 mm; 8 月 22 日至 8 月 23 日十一冰川物质平衡变化范围为 -27 mm ~ -99.3 mm。从实测的插值结果看出, 东、西支冰川消融差异较大, 东支明显有较强烈的消融, 无论是从数值上还是空间分布上, 都与简化分布式能量-物质平衡模拟结果较为符合。

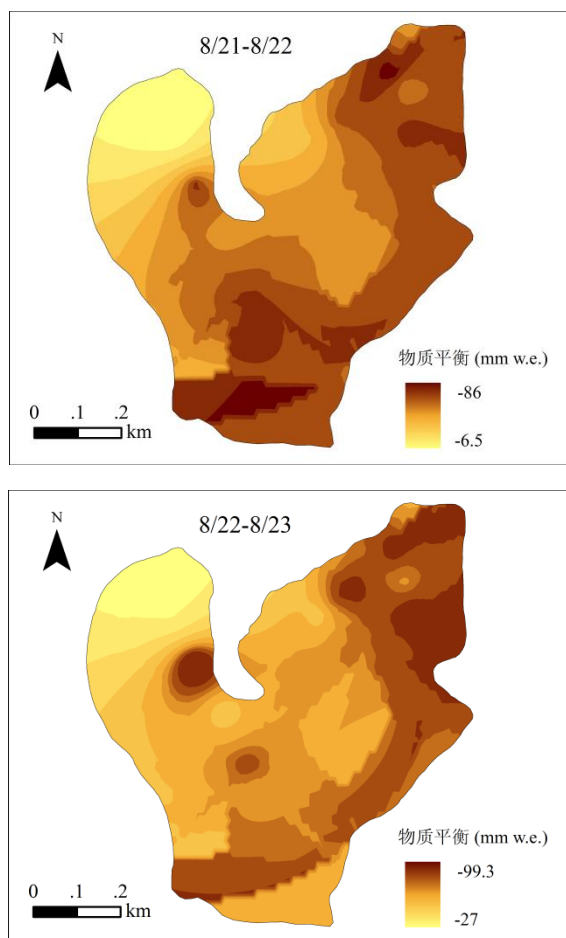


图 6.8 十一冰川分布式物质平衡模拟结果图

Fig 6.8 The mass balance distributed simulation results of Shiyi glacier

6.4.2 分布式模拟精度分析

十一冰川在消融区西侧物质平衡比东侧低的分布形式,模拟结果与实测结果刚好吻合,说明本模型模拟的物质平衡空间分布形式是符合实际情况的。从模拟精度来看(图 6.9),简化的分布式能量物质平衡模拟结果是比较精确的。

本部分是对十一冰川简化的分布式能量物质平衡模型模拟的尝试。分析对十一冰川的模拟误差可能来自以下几个方面:第一,对反照率数据的处理存在一些问题。第二,分布式的模拟因为涉及到在不同格网的参数化问题,梯度的选取可能存在不确定性问题。

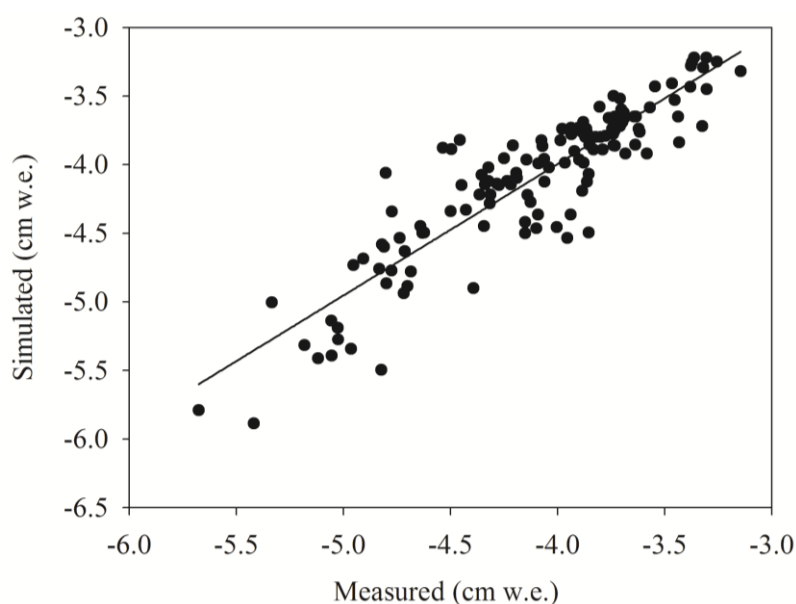


图 6.9 十一冰川分布式模拟精度分析

Fig 6.9 The distributed simulation accuracy analysis of Shiyi glacier

6.5 小结

(1) 从简化分布式能量-物质平衡模拟结果来看,2013 年十一冰川暖季物质平衡呈强烈的亏损状态,相比 6 月份,十一冰川 7、8 月份的消融状态更为强烈。在 6、7、8 各个月份,4600~4700 m、4700~4800 m 两个高程带内负物质平衡的绝对量有急剧减小的趋势,但物质平衡量都为负值。4600 m 以下,各个月份都表现出较高的负物质平衡量。十一冰川物质平衡梯度明显;东、西支冰川消融差异较大,且各个月份的消融最高值都出现在东支末端;瞬时平衡线以上积累区的差异在暖季也表现的较为明显,十一冰川东支暖季瞬时平衡线已超越冰川顶部,积累区的负物质平衡同样表现地非常明显。

(2) 本部分是对十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模拟的尝试, 对于反照率数据的处理也存在一些问题。此外, 简化的分布式模拟因为涉及到在不同格网的参数化问题, 梯度的选取可能存在不确定性问题。

(3) 本研究认为从冰川海拔分布情况来看, 东支海拔相对较低, 东西支冰川末端海拔高差约为 110 m。同时认为冰川形态、海拔分布以及冰面反照率之间的差异是决定东西两支冰川消融快慢的主要因素。

第七章 结论与展望

7.1 主要结论

本研究利用十一冰川 2013 年野外考察数据、冰川末端自动气象站能量场数据并结合 HAR 气象数据, 建立基于能量平衡原理并考虑各能量项的十一冰川暖季单点能量-物质平衡模型, 分析得到冰川表面单点的能量平衡各分量组份特征, 并由此计算单点处的暖季物质平衡值。在单点能量-物质平衡模式基础上, 建立考虑辐射与温度的十一冰川简化的分布式能量-物质平衡模式, 探讨十一冰川暖季物质平衡特征, 进而探究黑河上游冰川的融水径流特征。单点模式驱动输入数据主要是气温、气压、相对湿度、风速、云量、降水、向下的短波数据、冰川表面温度、初始雪深; 模拟的时间段为 2013 年 6 月 1 日至 2013 年 8 月 31 日, 取得了较好的效果, 进而将简化的分布式能量物质平衡模型推广应用至十一冰川。总体来看, 本研究主要得到了以下结论:

(1) 通过对十一冰川暖季能量-物质平衡的模拟, 本研究认为能量-物质平衡模式能较好的模拟暖季十一冰川表面的能量收支状况, 进而模拟十一冰川物质平衡变化。消融期间, 模拟的十一冰川 2#花杆观测点处逐日物质平衡变化范围为-11.97~-73.67 mm。

(2) 从能量收支的角度来看, 十一冰川暖季主要的能量收入项是净辐射项, 分别占 6、7、8 月份能量收入的 89.6%、85%、77.44%; 其次的能量收入项为感热通量; 能量支出项主要是冰川的消融耗热, 分别占 6、7、8 月份能量支出的 81.79%、78.86%、77.48%; 其次的能量支出项为潜热通量。

(3) 从物质平衡分量来看, 根据 2#花杆点观测处能量-物质平衡模拟计算结果, 2013 年 6 至 8 月十一冰川 2#花杆点观测处消融水量分别为 1091.15 mm、1535.17 mm、1474.87 mm; 蒸发/升华量分别为 28.3 mm、29.7 mm、30.85 mm; 得到的物质平衡量分别为-944.3 mm、-1402.17 mm、-1407.8 mm。十一冰川 7、8 月份出现强烈消融, 有极大的负平衡; 而冰川表面的蒸发(升华)在 6、7、8 月份相差不大。

(4) 冰面反照率作为冰川辐射能量收支影响最大的参数, 其微小变化将直接导致冰川物质平衡急剧亏损或盈余。因此, 中国西部冰川整体退缩趋势可能与反照率的变化有着直接的联系。十一冰川暖季冰面反照率的逐日变化明显, 反照率值在 0.25-0.6 之间波动, 阴雨天气里与天气相对晴好状况下, 反照率波动幅度较大。

(5) 从简化分布式能量-物质平衡模式模拟的十一冰川结果来看, 2013 年十一冰川暖季物质平衡呈强烈的亏损状态, 相比 6 月份, 十一冰川 7、8 月份的消融状态更为强烈。在 6、7、8 各个月份, 4600 ~ 4700 m、4700 ~ 4800 m 两个高程带内负物质平衡的绝对量有急剧减小的趋势, 但物质平衡量都为负值。4600 m 以下, 各个月份都表现出较高的负物质平衡量。十一冰川物质平衡梯度明显; 东、西支冰川消融差异较大, 且各个月份的消融最高值都出现在东支末端; 瞬时平衡线以上积累区的差异在暖季也表现的较为明显, 十一冰川东支暖季瞬时平衡线已超越冰川顶部, 积累区的负物质平衡同样表现地非常明显。

7.2 创新之处

本文从表面能量角度出发详细分析了黑河流域十一冰川暖季的消融过程, 并进而对十一冰川消融分行了系统分析, 主要的创新点概括如下:

(1) 将遥感反演数据同化到消融模型中

遥感数据驱动的改进的冰川消融模型应用于无实测资料流域的冰川的限制, 本研究认识到能量-物质模型在向无实测资料流域应用时, 是将遥感数据驱动的能量-物质平衡模式冰川消融模型应用于无实测资料流域冰川的前提。

(2) 充分考虑到中国“夏季积累”型冰川物质平衡特征

在我国夏季补给型的大陆性冰川上, 由于冬季积累速率小, 春季融水很快渗透到雪层底部, 秋季的薄粒雪层亦很快冻结, 致使春、秋成冰期十分短促。十一冰川夏季消融期约为 3~4 个月, 而年降水量的 80%集中在暖期, 因此冰川物质平衡过程主要发生在暖季; 在漫长冬季除了冰层中冷储的积累之外, 冰川上的物质循环过程十分微弱。本研究对十一冰川暖季的消融模式研究, 考虑了中国“夏季积累”型冰川的物质平衡特征, 对该类型的冰川物质平衡模式研究提供了参考。

(3) 连续暖季物质平衡过程分析

本文对十一冰川连续观测的暖季物质平衡进行分析, 时间分别为 2011 年 7 月 14 日至 7 月 27 日、2012 年 7 月 26 日至 8 月 18 日、2013 年 8 月 12 日至 8 月 30 日、2014 年 7 月 24 日至 8 月 20 日。对十一冰川定点、连续和长期的暖季物质平衡观测研究, 对于理解暖季十一冰川的物质平衡过程以及对冰川消融的模拟分析与验证具有重要意义。

7.3 存在问题与展望

7.3.1 存在问题

在十一冰川物质平衡的模拟过程中，还存在一定的问题和不足。

(1) 多数情况下，能量-物质平衡模拟的数值比实测物质平衡要高，究其原因，认为在模型的计算中并未考虑融水再冻结这部分（也就是内补给的部分），冰川表面融水通过粒雪层渗浸再冻结作用会再次补给冰川，但由于资料的局限，对冰川内部融水的迁移过程并未考虑。此外，对湍流过程中感热潜热通量的计算处理也有误差，空气动力学方法中经验系数的选取造成了一些不确定性。

(2) 对十一冰川简化的分布式模拟过程中，单点逐日反照率参数化的模拟结果与遥感瞬时结果的尺度转化的处理有待改善。

(3) 对十一冰川的模拟中，也忽略了风吹雪的模拟。

7.3.2 展望

(1) 在未来的模式机制中，尝试加入对冰川再冻结部分以及风吹雪部分的模拟。

(2) 本研究只是将简化的分布式能量-物质平衡模式应用到十一冰川单条冰川之上，今后的方向应通过在十一冰川上的参数获取，扩展应用到整个黑河流域上，用以评估全流域的消融状况。

(3) 本研究为涉及预测部分，今后预测未来十一冰川乃至整个黑河流域的冰川融水径流变化也是未来努力的方向。

参考文献

1. 杨针娘.中国冰川水资源[M].兰州:甘肃科学技术出版社,1991:72.
2. 谢自楚,刘潮海.冰川学导论[M].上海:上海科学普及出版社,2010: 425.
3. 康尔泗等主中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M].科学出版社,14-54
4. 康尔泗, 杨针娘, 赖祖铭, 等. 2000. 冰雪融水径流和山区河流//中国冰川与环境.北京: 科学出版社. 190- 233.
5. 刘潮海, 谢自楚, 刘时银, 等. 2002. 西北干旱区冰川水资源及其变化.//康尔泗, 主编.中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流. 北京: 科学出版社: 14-54.
6. 施雅风. 2005. 简明中国冰川目录. 上海:上海科学普及出版社. 17-188.
7. 谢自楚, 王欣, 康尔泗, 等. 2006. 中国冰川径流的评估及其未来50a变化趋势预测. 冰川冻土, 28(4): 457-466.
8. 施雅风, 刘时银. 2000. 中国冰川对21世纪全球变暖响应的预估. 科学通报, 45(4): 434-438.
9. 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(3): 219-226.
10. 李忠勤, 李开明, 王林. 2010. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究. 第四纪研究, 30(1): 96-106.
11. Berthier Y Arnaud D Baratoux C and Vincent F 2004 . Recent rapid thinning of the ‘Merde’ glacier derived from satellite optical images; Geophys. Res. Lett. 31
12. Bishop M P 2004 Global land ice measurements from space (GLIMS): Remote sensing and GIS investigations of the Earth’s Cryosphere; Geocarto. Int. 19(2) 57-84.
13. Raper S C B and Braithwaite R J. 2005. The potential for sea level rise: new estimates from glacier and ice cap area and volume distribution. Geophysical Research Letters, 32 L05502, doi: 1029/ 2004GL021981.
14. Ye B S, Yang D Q, Jiao K Q. 2005. The Urumqi River source Urumqi Glacier No. 1, Tianshan, China: Changes over the past 45 years. Geophysical Research Letters, 32, L21504, doi: 10. 1029/ 2005GL024178.
15. Dyurgerov M B and Meier M F. 2007. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea level changes. Arctic and Alpine Research, 29 (4): 392-402.
16. Vaughan D G, Comiso J C, Allison I, et al. Observations: cryosphere[M/OL]//IPCC. Climate change 2013: the physical science basis. Cambridge: Cambridge University Press.

17. Raper S C B and Braithwaite R J. 2005. The potential for sea level rise: new estimates from glacier and ice cap area and volume distribution. *Geophysical Research Letters*, 32 L05502, doi: 1029/ 2004GL021981.
18. Kuhn M. 2003. Possible future contributions to sea level change from small glaciers// Warrick, R A, Barrow, E H, Wigley, T M. *Climate and Sea Level Change, Observations, Projections, and Implications*. Cambridge: Cambridge University Press: 134-143.
19. 聂勇,张镔锂,刘林山,等.近30年珠穆朗玛峰自然保护区冰川变化的遥感监测[J].*地理学报*, 2010, 65(1): 13-28.
20. 刘时银, 丁永建, 张勇等, 2006. 塔里木河流域冰川变化及其对水资源影响. *地理学报*, 61(5):482-490.
21. 蒲健辰, 姚嬿栋, 王宁练等, 2004. 近百年来青藏高原冰川的进退变化, *冰川冻土*, 26(5):517-522.
22. 上官冬辉,刘时银,丁永建, 2004. 王龙喀什河源32年来冰川变化遥感监测[J]. *地理学报*, 59(6):855-862.
- 23.上官冬辉,刘时银,丁永建等, 2004. 中国喀昆仑山慕塔格尔山典型冰川变化监测结果[J]. *冰川冻土*,26(3):374-375
24. 李忠勤,韩添丁,井哲帆,等.乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40a观测事实[J].*冰川冻土*,2003,25(2): 117-123.
25. Shangguan, D., Liu, S., Ding, Y., 2009. Glacier changes during the last forty years in the Tarim Interior River basin, northwest China, *Progress in Natural Science*, 19, 727-732, doi: 10.1016/j.pnsc. 2008.11.002
26. 宁宝英,何元庆,和献中,等.黑河流域水资源研究进展[J].*中国沙漠*,2008,28(6):1180-1185.
27. Feng Qi, Cheng Guodong, Endo Kunihiko. Towards sustainable development of the environmentally degraded Heihe River Basin, China. *Hydrological Science Journal Des Sciences Hydrologiques*[J], 2002,46 (5): 647 -658.
28. 怀保娟,李忠勤,孙美平,周平,肖燕.近50年黑河流域的冰川变化遥感分析[J].*地理学报*,2014, 69(3): 365-377.
29. 张华伟,鲁安新,王丽红,等.基于遥感的祁连山东部冷龙岭冰川变化研究[J].*遥感技术与应用*, 2010, 25(5) :682-686.
30. 张华伟,鲁安新,王丽红,等.祁连山疏勒南山地区冰川变化的遥感研究[J].*冰川冻土*,2011,33(1) : 8-13.

31. 阳勇,陈仁升,吉喜斌.近几十年来黑河野牛沟流域的冰川变化[J].冰川冻土,2007,29(1):100-106.
32. 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(1):38-46.
33. 刘时银,鲁安新,丁永建,等.黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化[J],冰川冻土,2002,24(6):701-707.
34. 鲁安新,姚檀栋,刘时银等.青藏高原各拉丹冬地区冰川变化的遥感监测[J].冰川冻土,2002,24(5):559-562.
35. 叶庆华,陈锋,姚檀栋.近30年来喜马拉雅山脉西段纳木那尼峰地区冰川变化的遥感监测研究[J].遥感学报,2007,11(4):511-520.
36. 刘时银,沈永平,孙文新等.祁连山西段小冰期以来的冰川变化研究[J].冰川冻土,2002,24(3):227-233.
37. 王璞玉,李忠勤,高闻宇,等.气候变化背景下近50年来黑河流域冰川资源变化特征分析[J],资源科学,2011,33(3):399-407.
38. 陈建明,潮海,金明燮.重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测中的应用[J].冰川冻土,1996,18(4):331-336.
39. 晋锐,车涛,李新,等.基于遥感和GIS的西藏朋曲流域冰川变化研究[J],冰川冻土,2004,26(3):261-268.
40. 高前兆,李福兴.黑河流域水资源合理开发利用[M].兰州:甘肃科学技术出版社,1991:1-228.
41. 肖洪浪,程国栋.黑河流域水问题与水管理的初步研究[J].中国沙漠,2006,26(1):1-5.
42. 程国栋.黑河流域可持续发展的生态经济学研究[J].冰川冻土,2002,24(4):335-343.
43. 王根绪,程国栋.近50年来黑河流域水文及生态环境变化[J].中国沙漠,1998,18(3):233-238.
44. 蓝永超,康尔泗,张济世,等.黑河流域水资源开发利用现状及存在问题分析[J].干旱区资源与环境,2003,17(6):34-39.
45. 陈仁升,康尔泗,张济世.基于小波变换和GRNN神经网络的黑河出山径流模型[J].中国沙漠,2001,21(增刊):12-16.
46. 高前兆,仵彦卿,刘发民,等.黑河流域水资源的统一管理与承载能力的提高[J].中国沙漠,2004,24(2):156-161.
47. 徐中民.黑河流域水资源管理方式的初步探讨[J].地域研究与开发,2000,19(1):17-20.

48. 蓝永超, 丁永建, 康尔泗, 等.黑河流域水资源动态变化及其趋势的灰色马尔科夫链预测[J].中国沙漠, 2003, 23(4):435 -400 .
49. 张勃,张凯,郝建秀.分水后黑河中游地区土地利用结构优化研究[J].水土保持学报, 2004 , 18(2):88 -92 .
50. 秦大河, 姚檀栋,丁永建,等. 冰冻圈科学词典[M]. 气象出版社,1-157.
51. W.S.B.佩特森著.张祥松,丁亚梅译,1987.冰川物理学.科学出版社.1-480.
52. Oerlemans J. 1998. Modeling the response of glaciers to climate warming. *Climate dynamics*, 14(4): 267-274.
53. 李忠勤,沈永平,王飞腾,等. 2007. 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.冰川冻土, 29(3), 333-342.
54. 丁永建,谢自楚.1991.冰川物质平衡的一种简单数学表述.冰川冻土.13(3):213-218.
55. 刘时银,谢自楚,刘潮海,2000.冰川物质平衡与冰川波动.见:施雅风主编:中国冰川与环境-现在,过去和未来.科学出版社.101-131.
56. Ageta Y. and Kodota T.,1992.Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau:a case study of air temperature increase for three glaciers *Annals of Glaciology*.16:89-94.
57. Andreassen, L. M., 1999: Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps: a case study of Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway, for the period 1940-1997. *Geogr. Ann.*, 81 (4): 467-476.
58. 蒲建辰,姚檀栋,2002.现代冰川物质平衡和冰川变化.见:青藏高原中部冰冻圈特征.地质出版社. 207-233.
59. Fountain, A.G. and A. Vecchia. 1999. How many stakes are required to measure the mass balance of a glacier? *Geogr. Ann.*, 81A(4), 563-573.
60. Fountain, A.G., R.M. Krimmel and D.C. Trabant. 1997. A strategy for monitoring glaciers. *U.S. Geol. Surv. Circ.*1132.
61. Trabant,D.C. andR. S.March.1999.Mass-balance measurements in Alaska and suggestions for simplified observations programs. *Geogr. Ann.*,81A(4),777-789.
62. 康尔泗.高亚洲冰冻圈能量平衡特征和物质平衡变化计算研究[J].冰川冻土,1996,18(增刊):12-22.
63. Lliboutry, 1974, Multivariate statistical analysis of glacier annual balance, *J. Glaciology*. 13:371-392.

64. Chen J. and Funk M.,1990.Mass balance of Rhoneglectcher during 1882/83-1986/87. J. Glaciology, 36(123): 199-209.
65. Finsterwalder S.,Schunk H.,Der Suldenferner.Zeischrift des Deutschen and Oesterreichischen Alpenvereins, 1887,18:72-89.
66. Braithwaite R.J.,1985.Calculation of degree-days for glacier-climate research zeitschrift für Gletscherkunde and Glazialgeologie 20(1984):1-8.
67. Braithwaite, R.J. and Y. Zhang. 1999. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. Geogr. Ann., 81A (4), 489-496.
68. Ageta Y. and Kodota T.,1992.Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau:a case study of air temperature increase for three glaciers Annals of Glaciology.16:89-94.
69. 张勇,刘时银,丁永建等,2006.天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究.冰川冻土.28(4):477-484.
70. Braithwaite Roger J.Canthe mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude 1984. Journal of Glaciology Vol.30.No.108:364-368. WGMS. Glacier mass balance bulletin No.1-No.7 1991-2003.
71. Müller F., and others,1977.Temporary Technical Sectariat for World Glacier Inventory,International Commission on Snow and Ice.Instructions for compilation and assemblage of data for a world glacier inventory,by F. Müller,T.Coflisch and G. Müller. Zurich, Dept.of Geography,Swiss Federal Institute of Technology (ETH).
72. Dyurgerov M.B.,1986.Calculation of mass balance of Glacier Systems MTT57:8-15.
73. 沈永平,谢自楚,丁良福等.1997.六月冰川物质平衡的计算方法及其应用.冰川冻土. 19(4):302-307.
74. 马力.1994.多年平均降水量的面积分布公式.见:第一届全国寒区环境与工程青年学术讨论会议论文集.兰州大学出版社.34-39.
75. 张学文,杨秀松.1991.从熵原理得出的暴雨面积和雨量的关系.高原大气. 10:225-232.
76. Braithwaite, R.J. and O.B. Olesen. 1990. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet. J. Glaciol., 36(123), 222-228.
77. Brock, B.W. and N.S. Arnold. 2000. A spreadsheet-based point surface energy balance model for glacier and snowmelt studies. Earth Surf. Proc. Land.,25(6), 649-658.
78. Cazorzi, F. and G. Dalla Fontana. 1996. Snowmelt modeling by combining air temperature and

- a distributed radiation index. *J. Hydrol.*, 181 (1-4), 169-187.
79. Pellicciotti F, Helbing J, Rivera A, Favier V, Corripio J, Araos J, Sicart JE, Carenzo M. 2008. A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Hydrological Processes* 22:3980-3997.versity Press.
 80. 王宗太.中国冰川目录(I)祁连山区)[M].兰州:中国科学院兰州冰川冻土研究所,1981: 58-61.
 81. 孙维君,秦翔,任贾文,等.祁连山老虎沟12号冰川积累区消融期能量平衡特征[J]. 冰川冻土, 2011,33(1): 38-46.
 82. 蒋熹,王宁练,杨胜朋等.祁连山七一冰川暖季能量平衡及小气候特征分析[J]. 冰川冻土,2010,32(4): 686-695.
 83. 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(2): 336 -350.
 84. Arnold, N.S., I.C. Willis, M.J. Sharp, K.S. Richards and W.J. Lawson.1996.A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *J. Glaciol.*, 42(140), 77-89.
 85. Brock, B.W., I.C. Willis, M.J. Sharp and N.S. Arnold. 2000b. Modeling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Ann. Glaciol.*, 31, 53-62.
 86. Arnold, N.S., Willis, I.C., Sharp, M.J., Richards,K.S. and Lawson, W.J. 1996: A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 42, 77-89.
 87. Danny Marks, James Domingo, Dave Susong, et al. A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological processes*. 1999, 13: 1953 -195.
 88. Ohta, T. 1994: A distributed snowmelt prediction model in mountain areas based on an energy balance method. *Annals of Glaciology* 19, 107-13.
 89. Hock, R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.*, 45(149), 101-111.
 90. Brock, B.W. 1997. Seasonal and spatial variations in the surface energy balance of valley glaciers. (PhD thesis, University of Cambridge.

91. Slater, G and 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. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1929,55(232):385-393.
92. Forel, F.-A. 1895. Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire. Archives des Sciences physiques et naturelles, Genève, t. XXXIV, 209-229.
93. Ahlmann H. Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen expedition 1934, part 5: The Fourteenth of July Glacier. Geografiska Annaler, 1935, 17, 167-218.
94. Meier M.F., and Tangborn W.V. Net budget and flow of South Cascade Glacier, Washington. Journal of Glaciology, 1965. vol.5, Issue 41, pp.547-566
95. Meier M.F., 1984. Contribution of small glaciers to global sea level "Science Vol.226 No.4681:1418-1421.
96. Dyurgerov M. B., Meier M. F. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2000, 97(4): 1406-1411.
97. Holmlund, Mass balance of Storglaciaren during 20th Century, Geogr. Ann., 69, 439-447, 1987.
98. Holmlund, Maps of Storglaciaren and their use in glacier monitoring studies, Geogr. Ann., 78A(2-3), 1996,193-196.
99. Holmlund, P., Jansson, P., and Pettersson, R.: A re-analysis of the 58 year mass balance record of Storglaciaren, Sweden, Ann. Glaciol., 42, 389-394, 2005.
100. Glacier Mass Balance Bulletin (No.1-No.7)by World Glacier Monitoring Service (WGMS). 1991-2003.
101. 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆等, 2003.乌鲁木齐河源区气候变化和1号冰川40a观测事实. 冰川冻土.252:117-123.
102. 谢自楚,1980.冰川物质平衡及其与冰川特征的关系.冰川冻土.2(4):1-10.
103. 谢自楚,张金华,1988.第五章:中国冰川的物质平衡.见:施雅风主编:中国冰川概论.科学出版社.
104. 谢自楚,丁良福,刘潮海,刘时银,1996.冰川零平衡线处的物质平衡及其应用.冰川冻土.18(1):1-9.
105. 沈永平,刘时银,甄丽丽,王根绪,刘光琇.祁连山北坡流域冰川物质平衡波动及其对河西水资源的影响. 冰川冻土, 2001, 23(3): 244-250.
106. 蒲健辰,姚檀栋,段克勤,等.祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果. 冰川冻土,

- 2005,27(2): 199- 204.
107. Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Prog Phys Geog*, 29(3): 362-391.
108. Finsterwalder, S. and Schunk, H. 1887: Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins* 18, 72-89.
109. Oerlemans, J. 1992: Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: application of an energybalance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. *Journal of Glaciology* 38, 223-32.
110. Braithwaite, R. and Olesen, O., 1990. A simple energy-balance model to calculate ice ablation at the margin of the Greenland ice-sheet. *J Glaciol*, 36(123): 222-228.
111. Braithwaite, R. and Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *J Glaciol*, 46(152): 7-14.
112. Braithwaite, R.J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *J. Glaciol.*, 41(137), 153-160.
113. Hock, R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *J. Hydrol.*, 282 (1-4), 104-115.
114. 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.地理学报,2006,61(1),89-98.
115. Pellicciotti F, Brock B, Strasser U, Burlando P, Funk M, Corripio J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51(175):573-587.
116. 吴玉伟. 集成遥感数据的冰川消融模型研究兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2015
117. Ahlmann, H.W. 1935: Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen expedition 1934, Part 5: The Fourteenth of July Glacier. *Geografiska Annaler* 17, 167-218.
118. Sverdrup, H.U. 1935: Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen Expedition in 1934. Part IV. The ablation on Isachsen's plateau and on the Fourteenth of July Glacier in relation to radiation and meteorological conditions. *Geografiska Annaler* 17, 145-66.
119. Sverdrup, H.U. 1936: The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. *Geofysiske Publikasjoner* 11, 5-69.
120. Male, D.H. and Granger, R.J. 1981: Snow surface and energy exchange. *Water Resources*

- Research 17, 609-27.
121. Lang, H. 1981: Is evaporation an important component in high alpine hydrology? *Nordic Hydrology* 12, 217-24.
 122. Lang, H. 1986: Forecasting meltwater runoff from snowcovered areas and from glacier basins. In Kraijenhoff, D.A. and Moll, J.R., editor, *River flow modelling and forecasting*, Dordrecht: D. Reidel, 99-127.
 123. Male, D.H. and Granger, R.J. 1981: Snow surface and energy exchange. *Water Resources Research* 17,609-27.
 124. Male, D.H. 1980: The seasonal snow cover. In Colbeck, S., editor, *Dynamics of snow and ice masses*, New York: Academic Press, 305-91.
 125. 施雅风. 喀喇昆仑山巴托拉冰川考察与研究[M].中国科学院兰州冰川冻土与研究所, 科学出版社
 126. 康尔泗, Atsumu Ohmura. 天山冰川作用流域能-水-质平衡和水文流量模型研究. 科学通报, 1993, 38 (10).
 127. 白重瑗, 大畑哲夫. 天山乌鲁木齐河源1 号冰川夏季消融期内反射率的变化. 冰川冻土, 1989, 11(4) , 311-324.
 128. 蒋熹. 祁连山七一冰川暖季能量-物质平衡观测与模拟研究.兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,2008.
 129. 孙维君. 祁连山老虎沟12 号冰川能量-物质平衡模拟研究.兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2012
 130. 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. 北京: 中国科学院青藏高原研究所,2013
 131. Wei Yang, Xiaofeng Guo, Tandong Yao, et al. Summertime surface energy budget and ablation modeling in the ablation zone of a maritime Tibetan glacier[J]. *Journal of geophysical research*, vol,116,D14116,doi:10.1029/2010JD015183,2011
 132. 王宗太.中国冰川目录(I)祁连山区[M].兰州:中国科学院兰州冰川冻土研究所,1981: 58-61.
 133. 康尔泗,程国栋,董增川.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.
 134. 康尔泗.高亚洲冰冻圈能量平衡特征和物质平衡变化计算研究[J].冰川冻土,1996,18(增刊):12-22.

135. Maussion, F., D. Scherer, T. Molg, E. Collier, J. Curio, and R. Finkelburg (2014): Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. *J. Climate*, 27, 1910-1927, doi:10.1175/JCLI-D-13-00282.1, 2014
136. Maussion, F., Scherer, D., Finkelburg, R., Richters, J., Yang, W., and Yao, T. (2011): WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China - an assessment using remote sensing and ground observations, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1795-1817, doi:10.5194/hess-15-1795-2011, 2011.
137. Molg, T., Maussion, F. and Scherer, D. (2014): Mid-latitude westerlies as a driver of glacier variability in monsoonal High Asia, *Nature Climate Change*, 4, 68-73, doi:10.1038/nclimate2055, 2014.
138. Kropacek, J., Maussion, F., Chen, F., Hoerz, S., and Hochschild, V. (2013): Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data, *The Cryosphere*, 7, 287-301, doi:10.5194/tc-7-287-2013, 2013.
139. Molg, T., Maussion, F., Yang, W., and Scherer, D. (2012): The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier, *The Cryosphere*, 6, 1445-1461, doi:10.5194/tc-6-1445-2012, 2012.
140. Dietze, E., Maussion, F., Ahlborn, M., Diekmann, B., Hartmann, K., Henkel, K., Kasper, T., Lockot, G., Opitz, S. and Haberzettl, T. (2014): Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain-size end members in lake sediments, *Clim. Past*, 10(1), 91-106, doi:10.5194/cp-10-91-2014, 2014.
141. 谢自楚,张金华,1988.第五章:中国冰川的物质平衡.见:施雅风主编:中国冰川概论.科学出版社.
142. Ageta Y.,1983.Characteristics of mass balance of the summer-accumulation type glacier in the Nepal Himalaya.*Seppyo* 45:81-105
143. Ageta Y. and Higuchi K.,1984.Estimation of mass balance components of a summer-accumulation type glacier in Nepal, Himalaya. *Geographiska annular* V.66 A.No.3: 249 -255.
144. Hock, R. 1998: Modelling of glacier melt and discharge. *Zürcher Geographische Schriften* 70, Department of Geography, ETH Zürich, 140.
- 1999: A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45, 101-11.

145. Hock, R. and Holmgren, B. 1996: Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciaen, Sweden. *Geografiska Annaler* 78A, 121-31.
146. Hock, R. and Noetzli, C. 1997: Areal melt and discharge modelling of Storglaciaen, Sweden. *Annals of Glaciology* 24, 211-17.
147. Forrer J. and Rotach M. On the turbulence structure in the stable boundary layer over the Greenland ice sheet. *Boundary-Layer Meteorology*, 1997, 85,111-36.
148. Munro, D.S. 1989: Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: comparison with eddy correlation. *Journal of Glaciology*, 35, 343-48.
149. Oke T. R. *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, 435 pp., New York: Routledge, 1987.
150. Wagnon P., Sicart J. E., Berthier E., et al. Winter time high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(D6): 4177, doi: 10.1029/2002JD002088.
151. Swinbank W C. 1951: The measurement of vertical transfers of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteor.*, 8: 135-145.
152. Halfield J.L. et al., 1983. Estimation of Evaporation at one Time of Day using Remotely sensed Surface Temperature, *Agric Water Mgt*,7:341-350.
153. Teten O.Über einige meteorologische Begriffe[J]. *Zeitschrift für Geophysik*, 1930, 6: 297-309.
154. Obleitner F. The Energy Budget of Snow and Ice at Breidamerkurjökull, Vatnajökull, Iceland [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, 97(3): 385-410.
155. Fujita K. and Ageta Y. Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(153),244-252 (doi: 10.3189/ 172756500781832945).
156. 康尔泗, Ohmura A. 天山冰川作用流域能水平衡和水文流量模拟研究. *科学通报*, 1993, 38(10): 925-929.
157. Yamazaki T. A one-dimensional land surface model adaptable to intensely cold regions and its applications in Siberia. *Japan Meteorology Society*, 2001, 79(6), 1107-1118.
158. Wang, Z. and Zeng, X., 2010. Evaluation of Snow Albedo in Land Models for Weather and Climate Studies. *J Appl Meteorol Clim*, 49(3): 363-380.
159. 王介民, 高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题. *遥感技术与应用*, 2004, 19 (5), 295- 300.

160. Oerlemans, J. and Knap, W., 1998. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *J Glaciol*, 44(147): 231-238.
161. Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Prog Phys Geog*, 29(3): 362-391.
162. Cutler, P. and Munro, D.S. 1996: Visible and nearinfrared reflectivity during the ablation period on Peyto Glacier, Alberta, Canada. *Journal of Glaciology* 42, 333-40.
163. Brock, B., Willis, I.C. and Sharp, M.J. 2000a: Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacierd'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 155, 675-88.
164. Konzelmann, T. and Braithwaite, R.J. 1995: Variations of ablation, albedo and energy balance at the margin of the Greenland ice sheet, Kronprins Christian Land, eastern north Greenland. *Journal of Glaciology* 41, 174-82.
165. Warren, S.G. 1982: Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, 67-89.
166. Zuo, Z. and Oerlemans, J. 1996: Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet: calculations for the Sondre Stromfjord transect. *Journal of Glaciology* 42, 305-33.
167. Oerlemans, J. and Knap, W., 1998. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *J Glaciol*, 44(147): 231-238.
168. Hubley R C. 1955. Measurements of diurnal variations in snow albedo on Lemon Creek Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology*, 2(18): 560 - 563.
169. Choudhury B. 1981. A note on the solar elevation dependence of clear sky snow albedo. *Cold Regions Science and Technology*, 5: 173 - 176.
170. Dumont M, Sirguey P, Arnaud Y, et al. 2011. Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. *The Cryosphere Discuss*, 5: 271-305.
171. Takeuchi, N. 2009. Temporal and spatial variations in spectral reflectance and characteristics of surface dust on Gulkana Glacier, Alaska Range. *Journal of Glaciology*, 55(192):701-709.
172. Holmgren, B. 1971: Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer. Arctic Institute of North America Devon Island Expedition 1961-1963. Uppsala: Meteorologiska Institutionen, Uppsala Universitet. Meddelande 107 Part A-E.
173. Jonsell, U., Hock, R. and Holmgren, B. 2003: Spatial and temporal variations in albedo on stoglacien. *Journal of Glaciology* 49, 59-68.

174. Petzold, D., 1977. An estimation technique for snow surface albedo. *Climatol. Bull. McGill Univ.* 21: 1-11.
175. Rogers, C., Lawrence, G., and Hamblin, P.F., 1995. Observations and Numerical-Simulation of a Shallow Ice-Covered Midlatitude Lake. *Limnol Oceanogr*, 40(2): 374-385.
176. Greuell W., Reijmer C.H., Oerlemans J. Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow based on aircraft and near-surface measurements[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 82, 48-63
177. Liang S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms[J]. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.
178. Liang S, Stroeve J, Box J E. 2005. Mapping daily snow/ice shortwave broadband albedo from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): The improved direct retrieval algorithm and validation with Greenland in situ measurement. *Journal of Geophysical Research*, 110, D10109. doi:10.1029/2004JD005493
179. Knap W H, Brock B W, Oerlemans J, et al. 1999. Comparison of Landsat-TM derived and ground -based albedo of Haut Glacier d'Arolla. *International Journal of Remote Sensing*, 20(17): 3293 -3310.
180. Kustas, WP, Rango A. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resour. Res*, 1994,30(5): 1515-1527.
181. Kumar, L., Skidmore, A. K., and Knowles, E.: Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment, *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, 11(5), 475–497, 1997.
182. Dubayah, R., 1992, Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data. *Water Resources Research*, 28, 2469- 2484.
183. Duguay, C. R., 1993, Radiation modelling in mountainous terrain: review and status. *Mountain Research and Development*, 13, 39- 357.
184. Nunez, M., 1980, The calculation of solar and net radiation in mountainous terrain. *Journal of Biogeography*, 7, 173-186.

致谢

岁月如梭，时光荏苒，三年的博士学习转瞬即逝，这一切即将随着毕业论文的完成而画上句号，三年的学习让我感触颇多，个人的态度决定一切，而细节则决定成败，追求卓越，努力完善自我，保持一份持久的激情，使我对明天有更多的期待。

回首三年的求学生涯，首先感谢我的导师李忠勤教授以及天山站提供给我的广阔天地，三年来李老师的细心培养，李老师的博学、敬业、严谨、时时刻刻鞭策着我、指引着我。导师渊博的知识、严谨的治学态度、实事求是的处世作风、着眼大局的沉稳性格、温文尔雅的大儒气质深深地影响着我，更是我终生奋斗和学习的目标。

感谢中国科学院寒区旱区环境与工程研究所和冰冻圈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、效存德研究员、陈拓研究员、杨梅学研究员、宜树华研究员给予的指导和帮助。感谢刘潮海研究员给予诸多的指导与建议，感谢水土室冯起研究员、生态室赵学勇研究员、西北师范大学张明军教授、兰州大学夏敦胜教授等在开题与中期对论文的诸多建议。感谢实验室秘书刘景寿在学习和生活上的支持。

感谢西北师范大学的张明军教授、姚晓军副教授、孙美平副教授、王圣杰讲师、德国亚琛大学 Dr. Eva 在学习上给予的指导和建议。

三年的学习和野外工作中，也得到了天山站全体人员的支持和帮助，在冰川上度过的每一个日夜中，没有他们的帮助我是不可能如此顺利的完成工作。在此也要衷心感谢朝夕相处的每一位工作人员以及兄弟姐妹在平时的学习和生活上给予的无私帮助和鼓励，包括王飞腾、王文彬、周平、金爽、李慧林、李开明、张晓宇、王璞玉、王林、王立伟、张慧、宋梦媛、张鹏、陈物华、陈丽萍、何海迪等师兄、师姐、师弟、师妹们表示衷心感谢。

特别感谢王圣杰博士、王小燕博士、辛慧娟博士、王林博士、张慧博士、叶万华硕士、徐春海硕士、刘铸硕士等在课题开展和论文写作过程中的鼎力相助，没有你们的帮助，就没有我今天的顺利答辩。

特别感谢研究生处的蔡英老师、刘蔚老师、陈辉老师、刘晓东老师多年来在学习和生活上给予的关心和帮助。

感谢好友的一直陪伴、鼓励，每次失败、彷徨时的无奈都由你们来化解！

感谢舍友张晓、侍瑞，和你们一起度过了很多美好的时光！

感谢养育我的父母及亲人，父亲每次激励的话语，母亲每次包容的微笑都是我前进的动力。你们无私的关心、理解和支持给予了我学习上的动力和精神上的慰藉，在此我取得的每一份成绩都有你们的付出！

回首过去，我要感谢在我生命中出现的每一个人，他们让我认识到生命的含义能够明确今后的发展方向，他们对我的帮助是一笔无价的财富。

怀保娟

2016年2月于兰州

个人简历

1. 个人简历

怀保娟(1988-), 女, 山东济南人, 博士研究生, 主要从事冰川能量-物质平衡模式研究

2006年9月~2010年6月聊城大学地图学与地理信息系统理学学士

2010年9月~2013年6月西北师范大学地图学与地理信息系统理学硕士

2013年9月~2016年6月中科院寒旱所自然地理学理学博士

2. 参与课题情况

- 1、不同性质/规模典型冰川对气候变化的响应机理研究, 国家重点基础研究发展计划(973计划第一课题, 项目批准号: 2007CB411501)
- 2、天山乌鲁木齐河源1号冰川变化预测和加速消融机理的研究及应用(国家自然科学基金重点基金, 项目批准号: 40631001)
- 3、基于冰川动力学理论的冰川预测模型建立及其在典型流域中的运用(冰冻圈科学国家重点实验室自主课题, 项目批准号: 0714A51001)
- 4、国家自然科学基金黑河重大研究计划培育项目(项目批准号: 91025012)
- 5、新疆天山冰川对气候变化响应的机理与模拟预测(中国科学院重要方向性项目, 项目编号: KZCX2-EW-311)
- 6、冰冻圈变化及其影响研究, 国家重大科学研究计划(超级973计划第一课题, 项目批准号: 2013CBA01801)
- 7、国家自然科学基金委基础科学人才培养基金冰川学冻土学特殊学科点(项目批准号: J1210003/J0109)
- 8、中国科学院环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室创新群体科学基金(项目批准号: Y211661001)

3. 攻读博士学位期间所获奖励

- 1、2013年“天山杯”学术论坛, 获最佳创新奖
- 2、2014年“天山杯”学术论坛, 获博士组一等奖
- 3、2014-2015中国科学院大学“三好学生”称号
- 4、2015年度研究生国家奖学金

4. 攻读博士学位期间参加的学术会议

- 1、2011 年新疆乌鲁木齐“Symposium on Science and Monitoring of Glaciers”国际会议
- 2、2011 年新疆喀纳斯“The Forum for Glacier, Snow, Ecological Environment and Sustainable Development of Kanas National Nature Reserve”国际会议
- 3、2012 年 8 月参加了天山冰川站和国际山地综合发展中心(ICIMOD)主办的“冰川物质平衡讲习班”，就一号冰川物质平衡观测方法、研究结果等问题开展了室内和冰川现场学习
- 4、2013 年北京“International Symposium on Changes in Glaciers and Ice Sheets: observations, modelling and environmental interactions”国际会议做 poster 报告
- 5、2014 年加德满都“Second International Conference on Cryosphere of the Hindu Kush Himalaya: State of the Knowledge and the Hindu Kush Himalayan Cryosphere Data Sharing Policy Workshop”国际会议做 oral 报告
- 6、2014 年北京第一届“中国大地测量和地球物理学学术大会” 做 oral 报告
- 7、2015 年上海中国极地科学学术年会做 poster 报告

攻读博士学位期间发表的学术论文

- 1、**Huai Baojuan**, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. Glacier volume estimation from Ice-Thickness data, applied to the Muz Taw Glacier, Sawir Mountains, China [J]. Environmental earth science, 2015, 74:1861-1870. DOI: 10.1007/s12665-015-4435-2
- 2、**Huai Baojuan**, Li Zhongqin, Sun Meiping, et al. Change in glacier area and thickness in the TomurPeak, western Chinese Tien Shan over the past four decades [J]. Journal of Earth System Science, 2015, 124(2):353-363. DOI: 10.1007/s12040-015-0541-5.
- 3、**HUAI Baojuan**, LI Zhongqin, WANG Shengjie, et al. RS analysis of glaciers change in the HeiheRiver Basin, Northwest China, during the recent decades [J]. Journal of Geographical Sciences, 2014, 24 (6):993-1008. DOI: 10.1007/s11442-014-1133-z.
- 4、**Huai Baojuan**, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Glacier shrinkage in the Chinese Tien Shan Mountains, during 1959/72-2010/12. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, accept
- 5、**Huai Baojuan**, Li Zhongqin, Wang Wenbin, et al. Glacier changes and its effect on water resources in Urumqi River Basin, Tienshan Mountains, China, during the recent decades . Cold Regions Science and Technology, accept
- 6、**怀保娟**, 李忠勤, 孙美平等。近 50 年黑河流域的冰川变化遥感分析[J].地理学报, 2014, 69(3): 365-377.
- 7、**怀保娟**, 李忠勤, 王飞腾等。萨吾尔山木斯岛冰川厚度特征及冰储量估算[J].地球科学 2016,41(5):757-764.
- 8、**怀保娟**, 李忠勤, 孙美平等。近 40a 来天山台兰河流域冰川资源变化分析[J], 地理科学,2014, 34 (2): 229-236.
- 9、**怀保娟**, 李忠勤, 王飞腾等。1959-2013 年中国境内萨吾尔山冰川变化特征[J], 冰川冻土, 2015,37(5):1141-1149.