

1990—2019年贡嘎山地区典型冰川表碛覆盖变化及其空间差异

廖海军^{1,2}, 刘巧¹, 钟妍^{1,2}, 鲁旭阳¹

(1. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所 山地表生过程与生态调控重点实验室, 成都 610041;

2. 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049)

摘要: 表碛覆盖型冰川是中国西部较为常见的冰川类型。表碛层存在于大气—冰川冰界面, 强烈影响大气圈与冰冻圈之间的热交换。表碛厚度的空间异质性可极大地改变冰川的消融率和物质平衡过程, 进而影响冰川径流过程和下游水资源。基于 Landsat TM/TIRS 数据, 运用能量平衡方程反演了贡嘎山地区冰川表碛厚度, 研究了贡嘎山地区冰川在 1990—2019 年间表碛覆盖范围及厚度变化情况, 同时对比了东西坡差异。结果表明: ① 贡嘎山地区冰川表碛扩张总面积达 43.824 km²。其中, 海螺沟冰川扩张 2.606 km²、磨子沟冰川 1.959 km²、燕子沟冰川 1.243 km²、大贡巴冰川 0.896 km²、小贡巴冰川 0.509 km²、南门关沟冰川 2.264 km², 年均扩张率分别为 3.2%、11.1%、1.5%、0.9%、1.0% 和 6.5%; ② 海螺沟冰川、磨子沟冰川、燕子沟冰川、大贡巴冰川、小贡巴冰川、南门关沟冰川表碛平均增厚分别为 5.2 cm、3.1 cm、3.7 cm、6.8 cm、7.3 cm 和 13.1 cm; ③ 西坡冰川表碛覆盖度高, 表碛覆盖年均扩张率低, 冰川末端退缩量小; 东坡冰川表碛覆盖年均扩张率高, 但表碛覆盖度总体低于西坡, 冰川末端退缩量大。

关键词: 海洋型冰川; 表碛覆盖型冰川; 表碛厚度; 冰川变化; 贡嘎山

DOI: 10.11821/dlxb202111004

1 引言

冰川是重要的淡水资源, 又被称为高山“固体水库”, 储存着地球约 75% 的淡水资源^[1]。在全球气候变暖的大背景下, 冰川普遍呈现后退、厚度减薄、面积减少和消融率上升等现象^[2-3]。冰川变化对下游的水资源利用、农业生产、地质灾害以及全球海平面变化具有重要影响。表碛是指存在于冰川表面的冰碛物, 覆盖在冰川消融区的部分或全部区域, 可作为先锋植物和节肢动物的栖息地^[4]。表碛覆盖型冰川广泛分布于高亚洲喜马拉雅山脉、天山、南美安第斯山脉、北美阿拉斯加、欧洲阿尔卑斯山脉南部等山地冰川作用区^[5]。据统计, 中国境内表碛覆盖型冰川共有 1723 条, 总面积达 12974.4 km²^[6]。表碛覆盖强烈影响冰川与大气间的能量交换, 从而对冰川消融产生影响。研究发现, 由于表碛物反照率较低致使冰川吸收更多太阳辐射, 表碛厚度在几厘米以内的范围会加速冰川消融^[7-8]且不同厚度下冰川消融速度有差异^[9]; 当表碛覆盖超过了一定厚度就会起到隔热效应, 例如喜马拉雅山南坡部分冰川末端因被巨厚表碛覆盖而处于停滞状态^[10-11]。因此, 冰

收稿日期: 2020-08-28; 修订日期: 2021-03-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(41871069); 四川省杰出青年科技人才项目(2021JDJQ0009, 2020JDJQ0002)

[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41871069; Sichuan Science and Technology Program, No.2021JDJQ0009, No.2020JDJQ0002]

作者简介: 廖海军(1993-), 男, 重庆彭水人, 硕士, 主要从事冰川与冰川变化研究。E-mail: liaohaijun@imde.ac.cn

通讯作者: 刘巧(1980-), 男, 湖北随州人, 博士, 研究员, 主要从事冰川学研究。E-mail: liuqiao@imde.ac.cn

川表碛厚度的精确测量或反演在冰川消融率估算、物质平衡模拟、区域水资源评估乃至冰川灾害演化研究等方面具有重要意义^[12]。

确定冰川表碛厚度有两类方式：① 传统的现场实地测量，这种方法工作量大且无法覆盖整个表碛范围，对于无法到达的冰川，获得表碛厚度值更为困难^[13]；② 利用遥感技术反演区域冰川表碛厚度^[14]。随着遥感科学的快速发展，利用遥感影像反演冰川表碛厚度已经较为成熟，但对于如何提高反演精度及结果验证仍面临较大困难。在具体应用中，地表温度—表碛厚度关系法、雷达影像反演表碛厚度、基于能量平衡和表碛热阻系数估算表碛厚度等方法运用最为广泛^[6]。Zhang 等^[15]实地测量了海螺沟冰川消融区的表碛厚度，发现表碛厚度随海拔上升而降低且与基于热红外影像提取的表碛层热阻系数相关性很强。Mihalcea 等^[16]基于地表能量平衡方程反演 Baltoro 冰川表碛厚度并估算了不同表碛厚度下的消融率，这种方法的优点在于不需要太多观测数据就能对表碛厚度分布进行制图。Mihalcea 等^[17]通过建立冰川表面温度与表碛厚度之间的关系模拟了 Miage 冰川表碛的空间分布，发现地表测量和遥感反演均能很好地估算消融区的表碛厚度。此外，也有学者利用合成孔径雷达（SAR）影像的 L 波段估算了天山托木尔峰地区冰川表碛厚度^[18]。

冰川表碛分布与冰面湖、冰崖等冰面地貌演化过程密切相关。总结国内外相关文献，利用遥感影像反演冰川表碛厚度已经相对较为成熟，但通过多时相分析表碛厚度变化研究较少。在气候变暖冰川消融加剧背景下，冰川表碛覆盖存在分布范围向上游扩张和厚度向下游区增厚的趋势。贡嘎山位于青藏高原东南缘，是典型地海洋型冰川作用区，这种趋势在贡嘎山地区表现得更为明显。目前，针对贡嘎山地区冰川表碛的研究还只停留在实地测量阶段，缺乏全面系统的时空对比研究。本文将利用 Landsat TM/TIRS 影像的热红外波段反演贡嘎山地区冰川表碛厚度，揭示其典型冰川在 1990—2019 年间表碛覆盖范围和厚度变化特征以及贡嘎山东西坡差异，并在此基础上进行分析讨论。

2 研究区概况

贡嘎山位于青藏高原东南缘，是中国重要的海洋型冰川作用区^[19]。针对贡嘎山地区冰川的研究最早起源于 20 世纪 30 年代，之后国内外学者先后多次对该区域内的冰川进行考察和监测。1990 年中苏联合贡嘎山冰川考察，为后来山地冰川研究积累了大量宝贵研究资料。中国科学院四川贡嘎山森林生态系统野外科学观测研究站于 1987 年建站，为该区域内冰川的监测与研究提供了重要平台^[20]。

贡嘎山最高峰达 7514 m，区内有现代冰川 74 条，冰川总面积 255.1 km²^[21]。基于自动气象站连续观测表明，贡嘎山东坡海螺沟冰川区附近（3000 m）年平均气温（5℃）高于西坡贡巴冰川区附近（3700 m）的贡嘎寺（3℃），对应站点东坡多年平均年降水量约为 1700 mm，然而西坡仅约 900 mm。受东亚夏季风的影响，贡嘎山东坡冰川较为发育，典型的较大型山岳冰川有海螺沟冰川、磨子沟冰川、燕子沟冰川和南门关沟冰川；西坡发育冰川数量多，但规模小，其中典型冰川有大贡巴冰川和小贡巴冰川（图 1）^[22]。以上 6 条冰川除小贡巴冰川外长度均超过了 10 km，面积占据了整个贡嘎山冰川的 47.6%，冰川消融区均有大范围表碛覆盖^[23]。Zhang 等^[15]在 2009 年夏季测量了海螺沟冰川冰舌段表碛厚度，并揭示了表碛厚度与海拔高度和热阻系数之间的关系；同时，通过对贡嘎山地区冰川的表碛层热阻系数进行反演，对比分析了大、小贡巴冰川和海螺沟冰川实测表碛厚度（点值）与热阻系数的关系并揭示了表碛覆盖的综合效应^[23]。

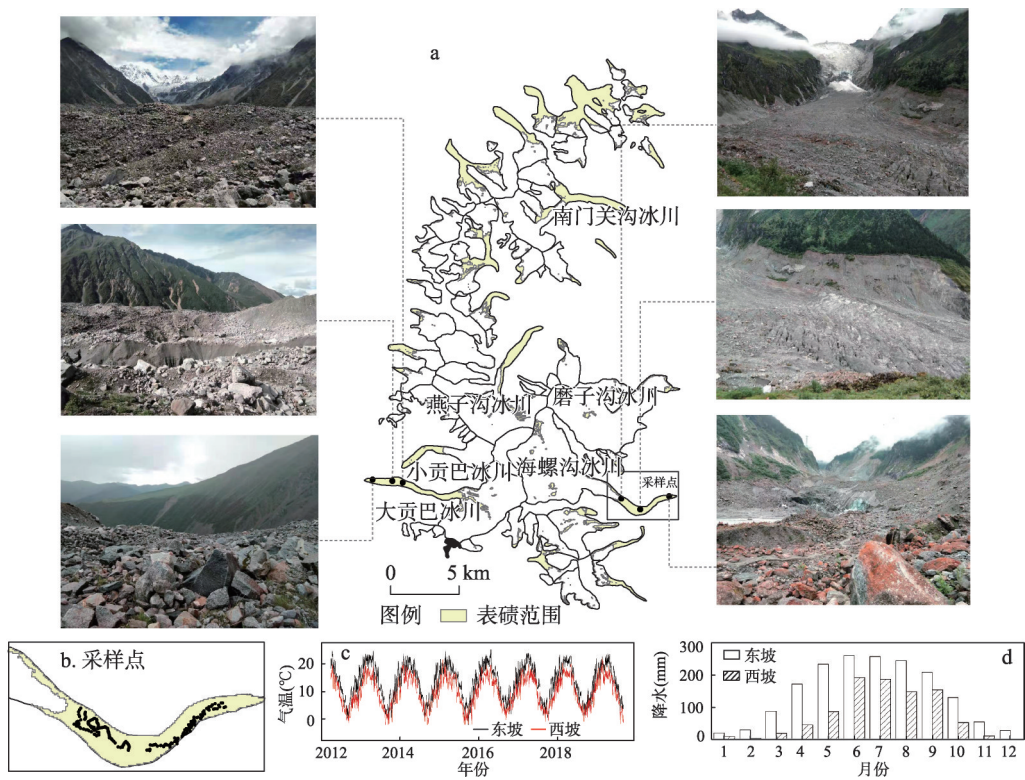


图1 研究区位置、采样点分布和气候特征

Fig. 1 Glacier outlines, in-situ debris thickness measurement points and meteorological observations of Mount Gongga

3 数据源与研究方法

3.1 数据源

本文分别选取了1990年7月8日的TM数据、1991年9月13日的TM数据和2019年8月25日的TIRS数据进行贡嘎山地区冰川表碛厚度反演(表1),其中1991年的TM数据用于对1990年反演结果的对比验证。3期遥感影像均为无新雪覆盖和云雾遮蔽的夏季影像,可以很好地研究贡嘎山地区冰川表碛厚度的时空变异。目前,该Landsat影像数据可在地理空间数据云网站(<http://www.gscloud.cn/>)免费下载。图1中的表碛覆盖范围来自Scherler等的研究^[24]。在山地冰川表碛反演的过程中,除需要影像资料外,基于自动气象站的地面观测数据也是不可或缺的反演辅助参数。使用到的地面观测数据包括3期卫星过境时的风速、风速测量高度、水汽压、气温和净辐射能量通量等,相关数据由中国科学院贡嘎山高山生态系统观测试验站(下文简称贡嘎山站: <http://ggf.cern.ac.cn/meta/>

表1 用于表碛厚度模拟的影像数据基本信息

Tab. 1 Information of Landsat TM/TIRS data used to estimate debris thickness

获取时间	卫星/传感器	行列号	分辨率(m)	季节	有无积云/新雪
1990-07-08 11:05	Landsat-5/TM	131/039	30	夏	无
1991-09-13 11:09	Landsat-5/TM	131/039	30	夏	无
2019-08-25 11:45	Landsat-8/TIRS	131/039	30	夏	无

metaData) 提供, 具体数值如表 2 所示。此外, 2019 年 8 月 8 日对海螺沟冰川冰舌区进行表碛厚度的调查采样, 为模型的验证提供实测参考资料, 采样点分布详见图 1。

表 2 卫星过境时的相关气象要素信息

Tab. 2 Ground meteorological observations at the time of satellite passes by the 3000 m Gongga Station

序号	影像获取时间 (年-月-日 时:分)	风速 (m/s)	风速测量高度 (m)	气温 (°C)	水汽压 (hPa)	太阳天顶角 (°)
1	1990-07-08 11:05	0.5	1.5	14.5	13	59.2
2	1991-09-13 11:09	1.0	1.5	11	17	51.2
3	2019-08-25 11:45	0.5	1.5	18.5	15	61.4

3.2 研究方法

3.2.1 表碛层能量平衡方程 基于物理过程的表碛层能量平衡方程是模拟表碛层厚度的重要方法之一^[25]。其基本原理为: 首先, 基于热传导理论和能量平衡原理, 对表碛层能量平衡方程进行求解, 获取表碛层传导热通量; 然后, 基于傅立叶定律, 建立表碛层传导热通量与表碛层导热系数、地表温度和表碛厚度的函数; 最后, 将以上两个方程相结合, 反向估算出表碛厚度^[6]。其表碛层能量平衡方程如下:

$$G = Rn + H + LH + \Delta D \quad (1)$$

式中: Rn 为地表净辐射通量; H 为感热通量; LH 为潜热通量 (假设表碛面是干燥的, 由于 LH 在表碛层能量组成中占比小, 在计算中可忽略不计); ΔD 为表碛层中储热变化率; G 为表碛层传导热通量, 表碛层中储热变化率与传导热通量具有很强的相关性, 函数关系为 $\Delta D = -FG$; 以上变量单位都为 $W \cdot m^{-2}$; F 为无量纲常数, $F = 0.64$ 。

基于傅立叶定律, 假设表碛层内温度剖面呈线性变化且表碛—冰川冰界面温度为 $0^\circ C$, 则表碛层传导热通量与表碛层导热系数、地表温度和表碛厚度的函数关系为:

$$G = \frac{KT_s}{d} \quad (2)$$

式中: K 为表碛层导热系数 ($0.96 W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$); T_s 为表碛层表面温度 ($^\circ C$); d 为表碛层厚度 (m)。

通过以上方程, 可推算出表碛厚度模拟的公式为:

$$d = \frac{(1+F)KT_s}{Rn+H} \quad (3)$$

3.2.2 估算冰川表面温度 针对只有一个热红外波段的数据特点和相关参数的可获取性, 本文在覃志豪等^[26]提出的单窗算法基础上进行冰川表面温度反演。其计算公式如下:

$$T_s = [a_i(1 - C_i - D_i) + (b_i(1 - C_i - D_i) + C_i + D_i)T_i - D_iT_a]/C_i \quad (4)$$

$$C_i = \tau_i \times \varepsilon_i, \quad D_i = (1 - \tau_i)[1 + (1 - \varepsilon_i)\tau_i]$$

式中: ε_i 是地表比辐射率; τ_i 是大气总透过率; a 和 b 是公式内置常数; T_i 是星辐射温度 (K); T_a 是大气有效平均温度 ($^\circ C$); $i = 6$ 表示 Landsat-5 TM Band6; $i = 10$ 表示 Landsat-8 TIRS Band10。根据以上方法, Liao 等^[27]反演了海螺沟单条冰川的冰面温度时空多年变化过程, 本文使用同样算法对 1990 年、1991 年和 2019 年 (Landsat 卫星过境时段) 整个贡嘎山地区的海洋性冰川进行了冰面温度反演。

3.2.3 估算感热通量 依据空气动力学法, 感热通量的计算公式如下:

$$H = \rho_a \frac{C_p k^2 u (T_a - T_s)}{\left(\ln \frac{z}{z_0} \right) \left(\ln \frac{z}{z_{0t}} \right)} (\Phi_m \Phi_h)^{-1} \quad (5)$$

式中: ρ_a 为空气密度 (1.26 kg m^{-3}); C_p 为空气的比热容 ($1010 \text{ J}^{-1} \text{ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$); k 为常数 0.4; u 为风速 (m s^{-1}); T_a 为空气温度 ($^{\circ}\text{C}$); T_s 为表碛表面温度 ($^{\circ}\text{C}$); z 为风速测量高度 ($z = 1.5 \text{ m}$); z_0 为空气动力学粗糙度 (m)^[28], z_{0r} 为加热标量长度 (可认为与 z_0 相等)。其中:

$$(\Phi_m \Phi_h)^{-1} = (1 - 5Ri_b)^2 \quad (6)$$

$$Ri_b = \frac{g(T_a - T_s)(z - z_0)}{(T_a + T_s + 546.4)u^2} \quad (7)$$

式中: Ri_b 为理查逊数。

3.2.4 估算净辐射通量

地表净辐射通量是地面太阳短波净辐射通量与长波净辐射通量之和^[29]。其公式如下:

$$Rn = Sn + Ln = R_s^{\downarrow} - R_s^{\uparrow} + R_L^{\downarrow} - R_L^{\uparrow} \quad (8)$$

式中: Rn 为净辐射通量; Sn 为太阳短波净辐射通量; Ln 为太阳长波净辐射通量; R_s^{\downarrow} 为向下短波辐射; R_s^{\uparrow} 为向上短波辐射; R_L^{\downarrow} 为向下长波辐射; R_L^{\uparrow} 为向上长波辐射; 单位均为 W m^{-2} 。计算公式分别如下所示^[30-31]:

$$R_s^{\downarrow} = \frac{S_0 \cos^2 Z}{1.085 \cos Z + e_a(2.7 + \cos Z) \times 10^{-3} + \beta} \quad (9)$$

$$R_s^{\uparrow} = \alpha R_s^{\downarrow} \quad (10)$$

$$R_L^{\downarrow} = \sigma \epsilon_a (T_a + 273.15)^4 \quad (11)$$

$$R_L^{\uparrow} = \sigma \epsilon_s (T_s + 273.15)^4 + (1 - \epsilon_s) R_L^{\downarrow} \quad (12)$$

式中: S_0 为太阳常数 (1367 W m^{-2}); Z 为从影像元数据中获取的太阳天顶角; e_a 为地表水汽压 (hPa); β 为校正系数 0.2^[32]; α 为地表反射率; σ 为常数 (5.67×10^{-8}); ϵ_a 是空气比辐射率; ϵ_s 是地表比辐射率。

3.3 反演结果验证

山地冰川表碛厚度呈现高度异质性。2017年 Kraaijenbrink 等^[33]在一项全球 1.5°C 升温对亚洲高山地区冰川影响的模拟研究中, 生成了亚洲高山地区冰川表碛厚度分布数据集, 分辨率达 30 m 。为了探究本次反演结果的合理性, 本文分别将2019年的反演结果和 Kraaijenbrink 等模拟的结果与地表实际测量值进行对比。需要说明的是, 本文是将表碛厚度采样点与对应模拟结果的像元值进行对比, 二者间因空间尺度不同而存在较大差异, 总体表现为大部分像元反演结果高于单点实测结果 (图2), 主要原因可能是野外实测过程中对于较厚表碛的测量点偏少导致。结果显示, Kraaijenbrink 等模拟的结果与地表实测值的最大偏差为 18 cm , 平均误差为 3.3 cm , 均方根误差为 4.6 cm 。本文2019年模拟结果与地表实测值最大偏差为 10.6 cm , 平均误差为 3.8 cm , 均方根误差为 4.2 cm (图2)。由此表明, 本文2019年模拟结果达到甚至超过了 Kraaijenbrink 等模拟结果的精度。由于1990年没有表碛厚度的实测值, 本文通过1991年的模拟结果与1990年进行对比, 以评估基于同样方法反演出表碛厚度的可能误差。结果显示, 1991年贡嘎山地区冰川表碛平均增厚约 0.7 cm , 表碛覆盖范围扩张约 2 km^2 (图3), 反演结果范围合理。

4 结果分析

通过基于热红外遥感和冰面热传导物理过程的表碛能量平衡模型反演, 分别得到了1990年7月8日和2019年8月25日贡嘎山地区冰川表碛厚度分布的两期结果 (图3)。同时, 基于波段运算法、阈值法并结合 RGB 真彩色影像进行人工修订提取了对应两期的冰

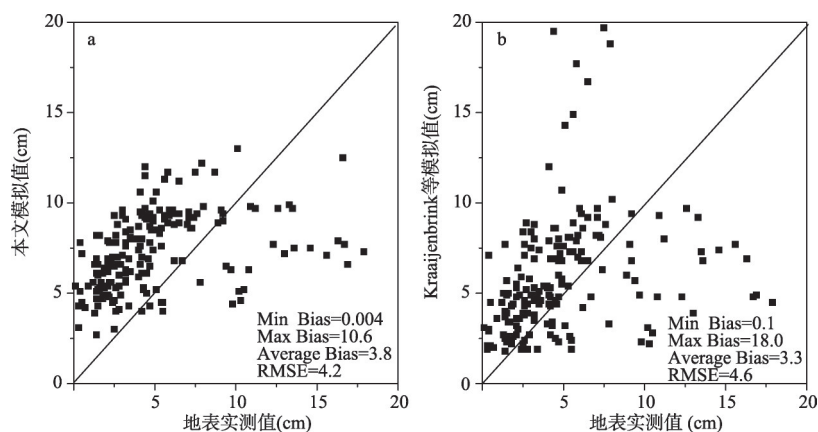


图2 本文模拟结果和Kraaijenbrink等模拟结果与实际测量表碛厚度值的对比

Fig. 2 Comparison between observed and modeled debris thickness

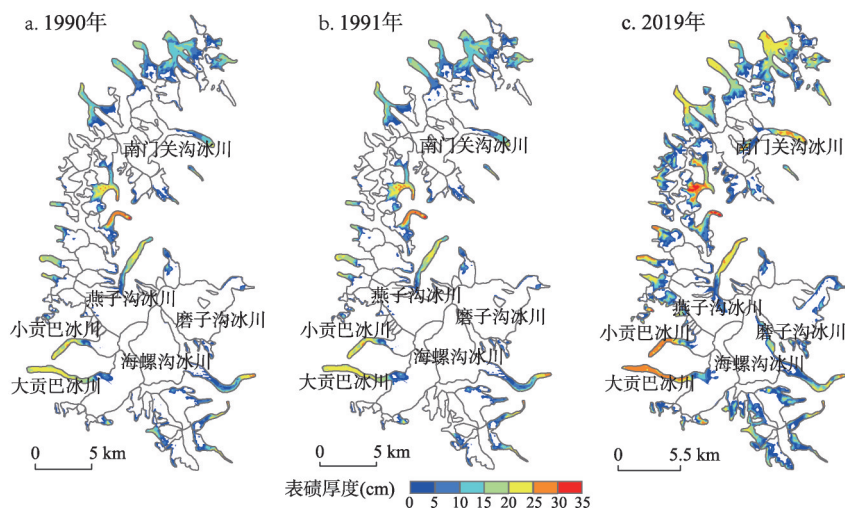


图3 1990年、1991年和2019年贡嘎山地区冰川表碛厚度反演结果

Fig. 3 Supraglacial debris thickness retrieved from Landsat thermal images acquired in 1990, 1991 and 2019

川边界。由图3可以看出, 1990—2019年贡嘎山地区冰川表碛覆盖范围和厚度均有明显变化。下文将结合遥感反演产品和遥感目视解译, 分别从表碛范围和表碛厚度两个方面分析贡嘎山典型冰川的表碛变化, 并在此基础上对比东西坡的差异。

4.1 表碛覆盖范围及其变化特征

根据热红外遥感方法反演出的表碛厚度, 可对1990年与2019年间贡嘎山地区冰川表碛覆盖范围变化开展对比研究。为了探究结果的合理性, 首先将热红外方法提取的表碛空间分布范围与利用可见光波段阈值法提取结果进行对比。基于可见光波段阈值法的原理是, 冰川在可见光和中红外波段与周围地物有较大差别, 本文选取目视条件较好的TM2/OLI3波段确定阈值为100时, 为冰川表碛覆盖区^[6]。分析表明, 通过以上两种方法提取的表碛空间分布范围具有高度的一致性(图4)。

基于1990年与2019年贡嘎山地区冰川表碛厚度反演结果, 本文将表碛覆盖范围分为3个区: 冰川末端退缩区、表碛覆盖稳定区和表碛覆盖扩张区(图5a)。在表碛覆盖范围

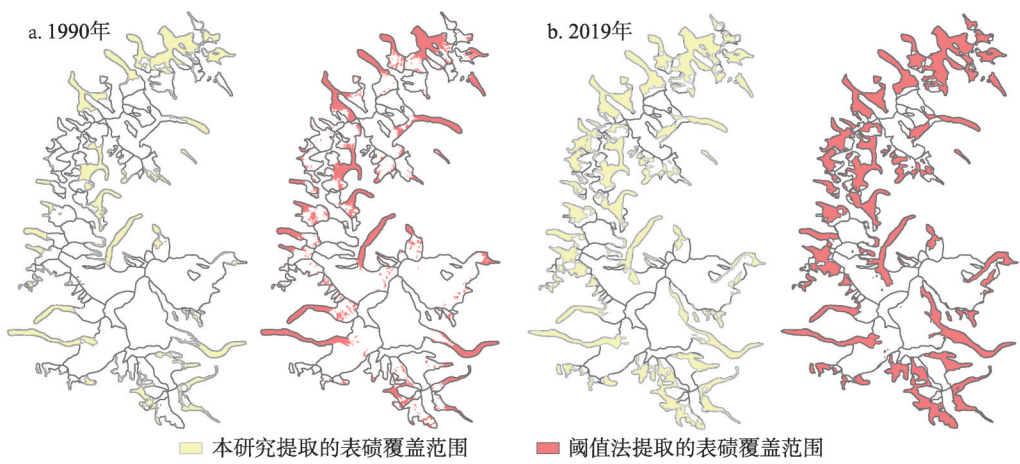


图4 1990年和2019年基于热红外遥感和可见光波段阈值法提取的贡嘎山地区冰川表碛覆盖范围对比
Fig. 4 Comparison of debris cover derived from thermal infrared band and visible band in 1990 and 2019

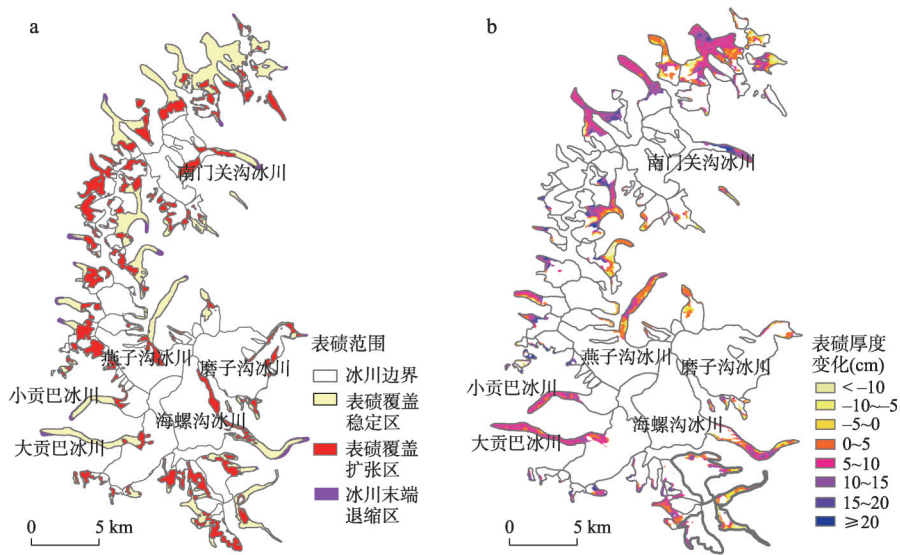


图5 1990—2019年贡嘎山地区冰川表碛覆盖范围和表碛厚度变化
Fig. 5 Changes of glacier debris coverage and debris thickness in Mount Gongga from 1990 to 2019

扩张方面，贡嘎山东西坡冰川表碛覆盖范围均呈现不同程度的扩张，其显著特征是由消融区向冰川上游方向扩张（图5a、图6）。就整个贡嘎山而言，表碛扩张总面积达43.824 km²，其中：海螺沟冰川2.606 km²，磨子沟冰川1.959 km²，燕子沟冰川1.243 km²，大贡巴冰川0.896 km²，小贡巴冰川0.509 km²，南门关沟冰川2.264 km²；年均扩张率分别为3.2%、11.1%、1.5%、0.9%、1.0%和6.5%。磨子沟冰川和南门关沟冰川表碛扩张率分别高达320.6%和188.2%；位于贡嘎山西坡的大、小贡巴冰川表碛扩张率相对较小，分别为25.8%和29%（表3）。在冰川末端退缩区方面，海螺沟冰川末端退缩337 m，磨子沟冰川退缩199 m，燕子沟冰川退缩98 m，小贡巴冰川退缩173 m，南门关沟冰川退缩281 m，大贡巴冰川则处于相对稳定状态。整个贡嘎山地区，由于冰川末端退缩而导致的表碛覆盖区面积减少合计为2.214 km²。

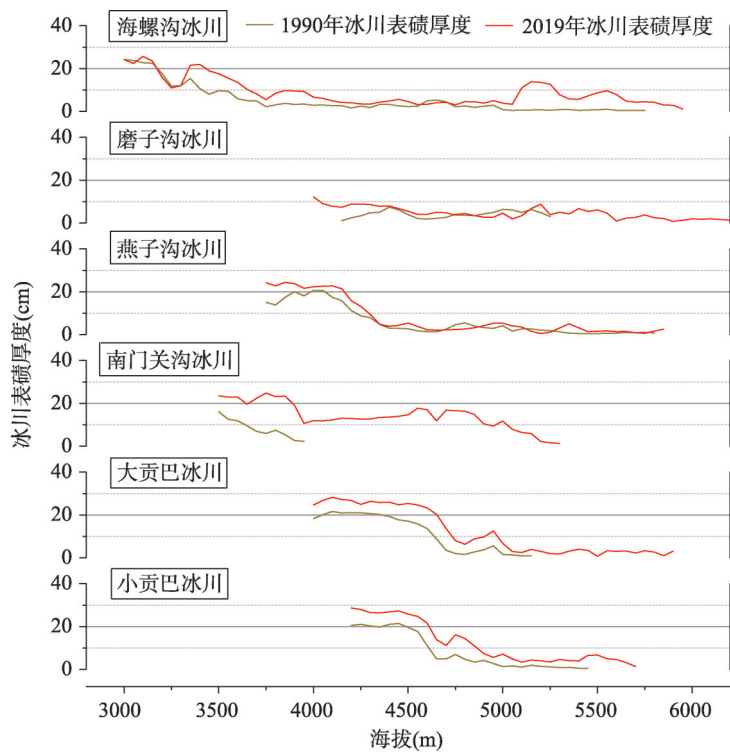


图6 1990年与2019年贡嘎山典型冰川表碛厚度随海拔高度变化情况

Fig. 6 Changes of the debris thickness across different altitudes for several typical glaciers in Mount Gongga between 1990 and 2019

表3 1990—2019年贡嘎山典型冰川表碛覆盖面积和冰川末端变化

Tab. 3 Changes of debris-covered area and terminus retreat for several typical glaciers in Mount Gongga between 1990 and 2019

序号	冰川名称	表碛扩张面积(km ²)	扩张率(%)	年均扩张率(%)	冰川末端退缩量(m)	年均退缩量(m)	位置
1	海螺沟冰川	2.606	93.1	3.2	337	12	东坡
2	磨子沟冰川	1.959	320.6	11.1	199	7	东坡
3	燕子沟冰川	1.243	44.0	1.5	98	3	东坡
4	大贡巴冰川	0.896	25.8	0.9	基本稳定	基本稳定	西坡
5	小贡巴冰川	0.509	29.0	1.0	173	6	西坡
6	南门关冰川	2.264	188.2	6.5	281	10	东坡

整体而言，由于冰川区上游表碛扩张面积远高于末端因冰川退缩而表碛区减少的面积，贡嘎山地区大部分冰川表碛覆盖度均呈现明显的上升趋势。1990年整个贡嘎山地区冰川表碛覆盖度为24.8%，到2019年上升至42.1%（图7）。1990年海螺沟冰川表碛覆盖度为13%，磨子沟冰川为2.6%，燕子沟冰川为14.2%，大贡巴冰川为18.9%，小贡巴冰川为32.3%，燕子沟冰川为9.1%；到2019年，以上典型冰川表碛覆盖面积占比分别上升至22.0%、10%、20.2%、22.9%、39.6和22.3%。由此可见，1990—2019年大、小贡巴冰川表碛覆盖度最高，磨子沟冰川表碛覆盖度则最小（图7）。

4.2 表碛厚度变化特征

在表碛覆盖稳定区范围内分析贡嘎山地区冰川表碛厚度变化特征发现，1990—2019

年贡嘎山地区冰川均有不同程度的表碛增厚,其中大、小贡巴冰川及南门关沟冰川表碛增厚最为明显(图6、表4),部分区域表碛增厚达20 cm以上,但也有部分区域出现了厚度减薄(图5b、图8)。就整个贡嘎山而言,表碛厚度减薄的面积占表碛覆盖稳定区面积的16%,表碛增厚在0~5 cm内的面积占表碛覆盖稳定区面积的25.1%,表碛增厚在5~10 cm内的面积占表碛覆盖稳定区面积的35.5%,表碛增厚在10~15 cm内的面积占表碛覆盖稳定区面积的16.6%,表碛增厚在15~20 cm内的面积占表碛覆盖稳定区面积的5.2%,表碛增厚超过20 cm的面积占比则很小,仅有1.6%(图8)。1990—2019年海螺沟冰川、磨子沟冰川、燕子沟冰川、大贡巴冰川、小贡巴冰川、南门关沟冰川表碛增厚的面积分别为2.270 km²、0.463 km²、2.241 km²、3.396 km²、1.741 km²和1.180 km²;表碛厚度减薄面积分别为0.459 km²、0.131 km²、0.376 km²、0.270 km²、0.001 km²和0.002 km²;表碛平均增厚分别达到5.2 cm、3.1 cm、3.7 cm、6.8 cm、7.3 cm和13.1 cm(表4)。

4.3 贡嘎山东西坡表碛覆盖差异

海螺沟冰川、磨子沟冰川、燕子沟冰川和南门关沟冰川位于贡嘎山东坡,大、小贡巴冰川位于贡嘎山西坡。在以上典型冰川范围内,1990—2019年贡嘎山东西坡表碛覆盖差异主要体现在4个方面:①西坡冰川表碛扩张范围年均增长率低,东坡较高(图5a、表3);②西坡冰川表碛覆盖度较东坡高(图7);③东坡冰川在冰舌中段表碛厚度增长

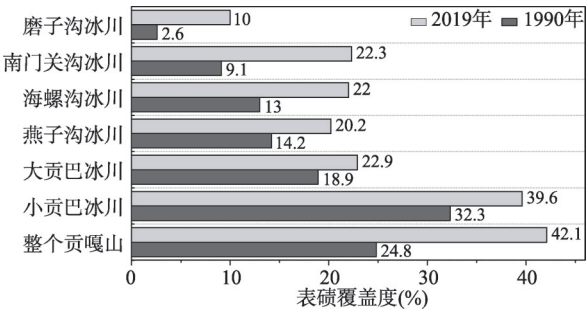


图7 1990—2019年贡嘎山典型冰川表碛覆盖度变化
Fig. 7 Changes in debris coverage across several typical glaciers in Mount Gongga from 1990 to 2019

表4 1990—2019年贡嘎山典型冰川表碛厚度变化基本情况

Tab. 4 Comparison of debris thickness changes for several typical glaciers in Mount Gongga from 1990 to 2019						
序号	冰川名称	表碛减薄面(km ²)	表碛增厚面(km ²)	表碛平均增(cm)	末端退缩面(km ²)	位置
1	海螺沟冰川	0.459	2.270	5.2	0.448	东坡
2	磨子沟冰川	0.131	0.463	3.1	0.056	东坡
3	燕子沟冰川	0.376	2.241	3.7	0.050	东坡
4	大贡巴冰川	0.270	3.396	6.8	0.161	西坡
5	小贡巴冰川	0.001	1.741	7.3	0.140	西坡
6	南门关沟冰川	0.002	1.180	13.1	0.240	东坡

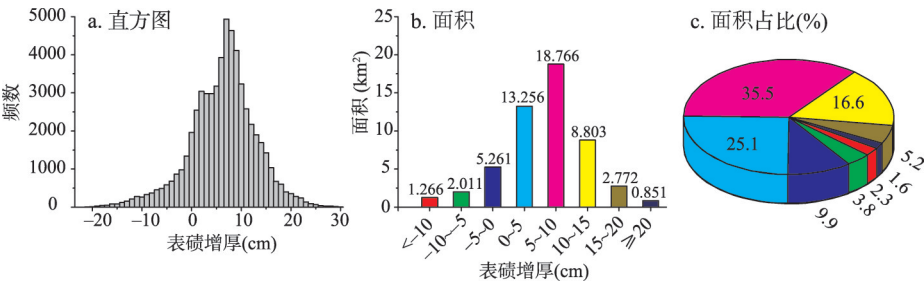


图8 1990—2019年贡嘎山地区冰川表碛增厚分布直方图及不同增长厚度的面积与占比
Fig. 8 The distribution frequency of different debris thickness changes of glaciers in Mount Gongga from 1990 to 2019

相对较大,两端小;西坡冰川在冰舌上游表碛厚度增长相对较大,中下游厚度变化较小(图5b);④西坡冰川末端退缩量相对较小,甚至呈相对稳定状态;东坡冰川末端退缩量则相对较大(表3)。

5 讨论

本文基于 Landsat TM/TIRS 影像和气象监测数据,利用能量平衡模型方法反演了贡嘎山地区的冰川表碛厚度,并在此基础上重点分析了1990—2019年间几条较大型典型表碛覆盖型冰川的表碛空间分布范围及厚度变化。反演结果略高于地表实测值(图2)主要源于:①空间尺度上的差异性,反演产品为30 m×30 m的像元值,地表实测的表碛厚度为单点值;②实际冰面表碛厚度分布呈高度异质性,在测量时受人为随机因素影响极大;③模型自身存在误差,本文是在基于表碛层内温度剖面呈线性变化且表碛层是干燥的假设基础上进行的,然而实际自然条件可能更为复杂。

物质平衡线(ELA)将冰川划分为积累区和消融区,已有研究表明,表碛覆盖使冰川消融区面积明显增大,消融区面积占比持续发生变化^[6]。1990—2019年贡嘎山地区冰川表碛覆盖范围和表碛厚度均变化明显,但致变因子不同。贡嘎山地区冰川表碛扩张范围普遍呈现消融区向上沿海拔高度向积累区蔓延,其主要影响因素有两个方面:①在全球气候变暖的大背景下,贡嘎山地区冰川普遍呈现零物质平衡线上升和消融区扩大的趋势,Liao等^[27]基于Landsat系列卫星也揭示了海螺沟冰川表面温度在1990—2019年间呈上升趋势,这一方面导致大量的融出碛在冰面富集,另一方面冰川减薄后两侧基岩裸露区扩张导致大量的冻融和风化侵蚀岩屑物增加;②黑碳、粉尘和气溶胶通过干/湿沉降富集在冰川表面,使冰川积累区污化面积进一步增大。但是,冰川表碛覆盖扩张也有少部分区域受地形因素强烈,如海螺沟冰川和磨子沟冰川北侧表碛覆盖沿崖壁呈条带状扩张(图5a)。从长时间尺度上看,黑炭与粉尘沉降成为表碛覆盖扩张尤其是冰川积累区冰面污化的主要控制因子之一。

相较于洁净冰面,表碛层的存在改变冰面能量平衡,较厚表碛产生阻热效应而抑制冰面消融^[8],使表碛覆盖型冰川对气候变化响应滞后,其冰川厚度变化往往比冰川末端进退变化更为显著。由于冰面广泛分布的薄层表碛和表碛覆盖区冰面湖/冰崖等发育是冰川消融的热点区域,在一定程度上抵消了表碛覆盖对冰面消融的抑制作用,这是近年来世界各地表碛覆盖型冰川整体物质亏损速率接近甚至高出非表碛覆盖型冰川的主要原因。已有研究表明^[23],贡嘎山地区冰川的表碛覆盖总体上促进了冰川消融,近1/10的冰川消融区因薄层表碛的存在而消融加剧,约40.8%的区域表碛抑制冰川消融;同时表碛空间分布的差异性对于贡嘎山地区冰川消融的梯度变化和空间变化有着显著影响,进而影响冰川物质平衡的变化趋势^[22]。

贡嘎山地区冰川表碛厚度变化主要是由冰川内碛出露和地形控制:①冰川向下流动过程中自身侵蚀两侧或底部的基岩和松散物质形成冰川内碛,由于冰舌的中上游表碛厚度较薄,降低冰川表面的反照率,加速冰川消融,致使更多的内碛出露于冰川表面。②冰舌海拔相对较低且两侧普遍有高大的山体或崖壁,在冰川厚度减薄过程中,可从两侧山体获得大量的物质来源^[34],Zhang等^[15]通过实地测量发现海螺沟冰川末端部分区域表碛厚度可达0.5 m以上。由于冰川表碛再分配作用,特别是冰崖和冰面湖的大量发育,使海螺沟冰川末端和燕子沟冰川冰舌中段出现了表碛厚度减薄的情况。水(降水)热(温度)条件是冰川发育及其变化的重要环境影响因子,在降水量一定的条件下,温度决定

了冰川的积累与消融。观测资料表明, 贡嘎山西坡的气温明显低于东坡, 致使西坡冰川退缩相对较慢。③ 西坡表碛厚度较大^[35], 在一定程度上起到了隔热效应, 抑制冰川消融, 冰川末端甚至呈现相对稳定状态。贡嘎山主要受西南季风和东南季风控制^[21], 中国科学院贡嘎山站(3000 m)和贡嘎寺(3700 m)两个自动气象站的同时期连续降水观测表明, 东坡年平均降水量高达1700 mm, 西坡只有900 mm, 西坡通过降水沉降在冰川表面的黑炭、粉尘和气溶胶等颗粒物较少; 加之, 受季风来源及山体阻挡影响, 随大气环流而富集在东坡的黑炭、粉尘、气溶胶等颗粒物较西坡多, 这是表碛扩张范围东坡多西坡少的主要原因。

6 结论

利用 Landsat TM/TIRS 遥感影像热红外波段反演冰川表碛厚度分布, 系统分析了贡嘎山地区 1990—2019 年间冰川表碛厚度的时空变化, 主要结论如下:

(1) 1990—2019 年贡嘎山地区冰川表碛扩张总面积达 43.824 km², 其中: 海螺沟冰川 2.606 km²、磨子沟冰川 1.959 km²、燕子沟冰川 1.243 km²、大贡巴冰川 0.896 km²、小贡巴冰川 0.509 km²、南门关沟冰川 2.264 km²; 年均扩张率分别为 3.2%、11.1%、1.5%、0.9%、1.0% 和 6.5%。整个贡嘎山地区冰川表碛覆盖度由 24.8% 上升至 42.1%, 海螺沟冰川由 13% 上升至 22%, 磨子沟冰川由 2.6% 上升至 10%, 燕子沟冰川由 14.2% 上升至 20.2%, 大贡巴冰川由 18.9% 上升至 22.9%, 小贡巴冰川由 32.3% 上升至 39.6%, 南门关沟冰川由 9.1% 上升至 22.3%。

(2) 整个贡嘎山地区, 冰川表碛厚度减薄的面积占表碛覆盖稳定区的 16%, 表碛增厚在 0~5 cm 范围内的面积占表碛覆盖稳定区的 25.1%, 5~10 cm 范围内为 25.1%, 10~15 cm 范围内为 16.6%, 15~20 cm 范围内为 5.2%, 超过 20 cm 范围为 1.6%。海螺沟冰川、磨子沟冰川、燕子沟冰川、大贡巴冰川、小贡巴冰川和南门关沟冰川表碛平均增厚分别达 5.2 cm、3.1 cm、3.7 cm、6.8 cm、7.3 cm 和 13.1 cm。

(3) 整体上, 贡嘎山西坡表碛覆盖度较东坡高, 但表碛覆盖范围年均扩张率低于东坡; 西坡冰川末端退缩量相对较小, 呈相对稳定状态, 东坡冰川末端退缩量则相对较大。表碛覆盖范围扩张的主要影响因素为融出碛在冰面富集和两侧基岩裸露区冻融和风化侵蚀岩屑物增加; 表碛厚度变化的差异主要由融出碛产生速率和地形差异等因素控制。

参考文献(References)

- [1] Deng Haijun, Chen Yaning. The glacier and snow variations and their impact on water resources in mountain regions: A case study in Tianshan Mountains of Central Asia. *Acta Geographica Sinica*, 2018, 73(7): 1309-1323. [邓海军, 陈亚宁. 中亚天山山区冰雪变化及其对区域水资源的影响. *地理学报*, 2018, 73(7): 1309-1323.]
- [2] Paul F, Kääb A, Haeberli W. Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*, 2007, 56(1/2): 111-122.
- [3] Bhambri R, Bolch T, Chaujar R K, et al. Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing. *Journal of Glaciology*, 2011, 57(203): 543-556.
- [4] Tampucci D, Azzoni R S, Boracchi P, et al. Debris-covered glaciers as habitat for plant and arthropod species: Environmental framework and colonization patterns. *Ecological Complexity*, 2017, 32: 42-52.
- [5] Nicholson L, Benn D I. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*, 2006, 52(178): 463-470.
- [6] Zhang Yong, Liu Shiyin. Research progress on debris thickness estimation and its effect on debris-covered glaciers in western China. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72(9): 1606-1620. [张勇, 刘时银. 中国冰川区表碛厚度估算及其影响研究进展. *地理学报*, 2017, 72(9): 1606-1620.]

- [7] Juen M, Mayer C, Lambrecht A, et al. Impact of varying debris cover thickness on ablation: A case study for Koxkar Glacier in the Tien Shan. *The Cryosphere*, 2014, 8(2): 377-386.
- [8] Collier E, Maussion F, Nicholson L I, et al. Impact of debris cover on glacier ablation and atmosphere-glacier feedbacks in the Karakoram. *The Cryosphere*, 2015, 9(4): 1617-1632.
- [9] Chand M B, Kayastha R B, Parajuli A, et al. Seasonal variation of ice melting on varying layers of debris of Lirung Glacier, Langtang Valley, Nepal. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 2015, 368: 21-26.
- [10] Rounce D R, McKinney D C. Debris thickness of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from satellite imagery using a nonlinear energy balance model. *The Cryosphere*, 2014, 8(4): 1317-1329.
- [11] Jiang S, Nie Y, Liu Q, et al. Glacier change, supraglacial debris expansion and glacial lake evolution in the Gyirong river basin, Central Himalayas, between 1988 and 2015. *Remote Sensing*, 2018, 10: 986. DOI: 10.3390/rs10070986.
- [12] Nicholson L, Benn D I. Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2013, 38(5): 490-501.
- [13] Patel L K, Sharma P, Thamban M, et al. Debris control on glacier thinning: A case study of the Batal glacier, Chandra basin, Western Himalaya. *Arabian Journal of Geosciences*, 2016, 9: 309. DOI: 10.1007/s12517-016-2362-5.
- [14] Schauwecker S, Rohrer M, Huggel C, et al. Remotely sensed debris thickness mapping of Bara Shigri Glacier, Indian Himalaya. *Journal of Glaciology*, 2017, 61(228): 675-688.
- [15] Zhang Y, Fujita K, Liu S Y, et al. Distribution of debris thickness and its effect on ice melt at Hailuoguo glacier, southeastern Tibetan Plateau, using in situ surveys and ASTER imagery. *Journal of Glaciology*, 2011, 57(206): 1147-1157.
- [16] Mihalcea C, Mayer C, Diolaiuti G, et al. Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 2008, 48: 49-57.
- [17] Mihalcea C, Brock B W, Diolaiuti G, et al. Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology*, 2008, 52(3): 341-354.
- [18] Huang L, Li Z, Tian B S, et al. Estimation of supraglacial debris thickness using a novel target decomposition on L-band polarimetric SAR images in the Tianshan Mountains. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, 2017, 122(4): 925-940.
- [19] Liu Q, Liu S Y, Zhang Y, et al. Recent shrinkage and hydrological response of Hailuoguo glacier, a monsoon temperate glacier on the east slope of Mount Gongga, China. *Journal of Glaciology*, 2010, 56(196): 215-224.
- [20] Wang X. Advances in observation and studies on Gongga Station of Alpine Ecosystem in recent 20 years. *Journal of Mountain Science*, 2006, 24(5): 612-619.
- [21] Su Zhen, Orlov A B. The preliminary report on the Sino-USSR joint glaciological expedition to Gongga Shan. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1991, 13(2): 181-184. [苏珍, 奥尔洛夫 A B. 中苏联合贡嘎山冰川 1990 年考察简况. 冰川冻土, 1991, 13(2): 181-184.]
- [22] Liu Qiao, Zhang Yong. Studies on the dynamics of monsoonal temperate glaciers in Mt. Gongga: A review. *Mountain Research*, 2017, 35(5): 717-726. [刘巧, 张勇. 贡嘎山海洋型冰川监测与研究: 历史、现状与展望. 山地学报, 2017, 35(5): 717-726.]
- [23] Zhang Y, Hirabayashi Y, Fujita K, et al. Heterogeneity in supraglacial debris thickness and its role in glacier mass changes of the Mount Gongga. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59(1): 170-184.
- [24] Scherler D, Wulf H, Gorelick N. Global assessment of supraglacial debris-cover extents. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(21): 11798-11805.
- [25] Foster L A, Brock B W, Cutler M E J, et al. A physically based method for estimating supraglacial debris thickness from thermal band remote-sensing data. *Journal of Glaciology*, 2012, 58(210): 677-691.
- [26] Qin Zhihao, Zhang M H, Karniel A, et al. Mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM6 data. *Acta Geographica Sinica*, 2001, 56(4): 456-466. [覃志豪, Zhang Minghua, Karniel A, 等. 用陆地卫星 TM6 数据演算地表温度的单窗算法. 地理学报, 2001, 56(4): 456-466.]
- [27] Liao H, Liu Q, Zhong Y, et al. Landsat-based estimation of the glacier surface temperature of Hailuoguo glacier, southeastern Tibetan Plateau, between 1990 and 2018. *Remote Sensing*, 2020, 12(13): 2105.
- [28] Wang Yuyu, Yao Jimin, Han Haidong, et al. Analysis of aerodynamic roughness of the debris-covered Keqicar glacier. *Plateau Meteorology*, 2014, 33(3): 762-768. [王玉玉, 姚济敏, 韩海东, 等. 科其喀尔冰川表碛区空气动力学粗糙度分析. 高原气象, 2014, 33(3): 762-768.]
- [29] Ye Jing, Liu Huizhi, Li Wanbiao, et al. Estimation of the net radiation over arid and semiarid areas only using MODIS

- data for clear sky days. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2010, 46(6): 942-950. [叶晶, 刘辉志, 李万彪, 等. 利用MODIS数据直接估算晴空区干旱与半干旱地表净辐射通量. 北京大学学报(自然科学版), 2010, 46(6): 942-950.]
- [30] Brutsaert W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 1975, 11(5): 742-744.
- [31] Ebrahimi S, Marshall S J. Parameterization of incoming longwave radiation at glacier sites in the Canadian Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2015, 120, 12536-12556.
- [32] Guo Peng, Wu Fadong. Estimating instantaneous solar radiation and daytime net radiation with Landsat8 data on clear-sky days in arid areas. *Arid Land Geography*, 2018, 41(1): 32-37. [郭鹏, 武法东. 利用Landsat8数据估算干旱区晴天太阳瞬时和日间净辐射. 干旱区地理, 2018, 41(1): 32-37.]
- [33] Kraaijenbrink P D A, Bierkens M F P, Lutz A F, et al. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees celsius on Asia's glaciers. *Nature*, 2017, 549(7671): 257-260.
- [34] Nicholson L I, McCarthy M, Pritchard H D, et al. Supraglacial debris thickness variability: Impact on ablation and relation to terrain properties. *The Cryosphere Discussions*, 2018, 12(12): 3719-3734.
- [35] Zhang Guoliang, Pan Baotian, Wang Jie, et al. Research on the glacier change in the Gongga Mountain based on remote-sensing and GPS from 1966 to 2008. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(3): 454-460. [张国梁, 潘保田, 王杰, 等. 基于遥感和GPS的贡嘎山地区1966—2008年现代冰川变化研究. 冰川冻土, 2010, 32(3): 454-460.]

Supraglacial debris-cover change and its spatial heterogeneity in the Mount Gongga, 1990-2019

LIAO Haijun^{1,2}, LIU Qiao¹, ZHONG Yan^{1,2}, LU Xuyang¹

(1. Key Laboratory of Mountain Surface Processes and Ecological Regulation, Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China; 2. College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Debris-covered glaciers are widely distributed in western China. Supraglacial debris lying at the atmosphere-glacier interface plays an important role in the air-ice energy flux and thus influences the underneath ice melt rate. Varying glacier debris thickness will have influence on the mass balance gradient of the debris-covered glacier, the development of ice cliff, ponds and drainage systems, as well as on the downstream runoff process. Using Landsat TM/TIRS images between 1990 and 2019, this study extracted the debris coverage and estimated the thickness changes of the debris-covered glaciers in the Mount Gongga by using a physically-based thermal conductivity method. We found that: (1) The debris coverage of glaciers in the study area totally expanded by 43.824 km², among which the Hailuoguo Glacier expanded 2.606 km², Moziguo Glacier 1.959 km², Yanziguo Glacier 1.243 km², Dagongba Glacier 0.896 km², Xiaogongba Glacier 0.509 km² and Nanmenguanguo Glacier 2.264 km². Annual expansion rates of their debris covered area are 3.2%, 11.1%, 1.5%, 0.9%, 1.0% and 6.5%, respectively. (2) In addition to debris cover area expansion, we found thickening debris layers, with glacier wide average debris thickness increasing by 5.2 cm, 3.1 cm, 3.7 cm, 6.8 cm, 7.3 cm and 13.1 cm for the above six mentioned glaciers, respectively. (3) Compared with glaciers on the east slope, debris-covered glaciers on the west slope of the Mount Gongga generally have higher debris cover rate but experienced lower debris cover expansion and lower terminal retreat rate during the past decades.

Keywords: temperate glacier; debris cover; debris thickness; glacier change; Mount Gongga