

引用格式: Wang Zhenfeng, Jiang Zongli, Liu Shiyin, *et al.* Characteristics and Control Mechanism of Mushketov Glacier Surging, Central Tianshan[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2022, 37(6): 1302-1310. [王振峰, 蒋宗立, 刘时银, 等. 中天山穆什科托夫冰川跃动特征及控制机理分析[J]. 遥感技术与应用, 2022, 37(6): 1302-1310.]

DOI: 10.11873/j.issn.1004-0323.2022.6.1302

中天山穆什科托夫冰川跃动特征及控制机理分析

王振峰^{1,2}, 蒋宗立², 刘时银³, 祝传广², 吴坤鹏³, 张震⁴, 龙四春²

(1. 湖南科技大学 测绘遥感信息工程湖南省重点实验室, 湖南 湘潭 411201;

2. 湖南科技大学 地球科学与空间信息工程学院, 湖南 湘潭 411201;

3. 云南大学 国际河流与生态安全研究院, 云南 昆明 650500;

4. 安徽理工大学 空间信息与测绘工程学院, 安徽 淮南 232001)

摘要:天山地区孕育着大量的跃动型冰川, 目前该地区冰川跃动过程及跃动控制机制尚不明确。利用 Landsat、Sentinel-1A、TerraSAR-X/TanDEM-X 等多源遥感数据获得了中天山穆什科托夫冰川跃动前后的表面特征、流速和高程变化。结果表明: ①该冰川主干表面流速从2017年夏末开始增加, 在冬季流速达到最大峰值, 约为 4.4 m d^{-1} , 2018年夏末急剧减小; ②2000—2012年冰川积蓄区平均增厚 $9.23 \pm 4.62 \text{ m}$, 跃动前锋形成, 而冰舌部分是以减薄为主; 2012—2014年冰舌部分持续减薄, 中上游仍以积累为主, 增厚约 $1.23 \pm 0.91 \text{ m}$; 2014—2018年冰川积蓄区出现明显减薄, 最大减薄 $42.6 \pm 1.82 \text{ m}$, 接收区高程显著增加, 最高隆起 $75.6 \pm 1.82 \text{ m}$ 。根据冰川表面流速及高程变化特征, 确认2017—2018年为该冰川跃动活跃期; 结合冰川流动定律, 认为穆什科托夫冰川跃动主要受冰下水文控制。根据现有的资料及数据, 推断该冰川跃动间隔约为60 a。

关键词:冰川跃动; 中天山; 冰川流速; 高程变化

中图分类号: TP79 **文献标志码:** A **文章编号:** 1004-0323(2022)06-1302-09

1 引言

跃动型冰川在活跃期的流速可达常态时的10—100倍, 缓慢的跃动可持续数年, 而快速的跃动其前锋在几小时、几天或几周内可推进数千米^[1]。冰川跃动是冰川准周期性的运动, 它会阻塞河流形成冰湖, 导致溃决洪水, 给下游生命财产安全带来巨大的威胁^[2]。近些年国内外有不少冰川跃动致灾的报道, 其中位于波密的米堆冰川在1988年突然跃动引发泥石流, 导致川藏公路中断长达半年之久^[3]; 2002年高加索冰川跃动引发的泥石流导致村庄被冲毁、数百人死亡^[4]; 2016年7月阿鲁错冰崩/跃动事件造成牧民和牲畜死亡^[5]; 2019年洪扎河冰川跃

动形成阻塞湖, 危及中巴喀喇昆仑公路的运营^[6]。气候异常变化背景下, 识别潜在跃动冰川、了解跃动特征及确定跃动周期可为跃动灾害监测提供参考。

跃动型冰川主要集中在世界上的特定冰川区^[7], 如阿拉斯加及加拿大育空地区^[8]、斯瓦尔巴德群岛^[9]、天山^[10]、帕米尔^[11]、喀喇昆仑地区^[12]。亚洲高山区(HMA), 特别是喀喇昆仑山和帕米尔高原, 这些地区的跃动发生率可达到该地区全部冰川数量的10%以上^[13]。近些年, 在全球变暖的背景下, 孕育大量跃动冰川的喀喇昆仑山脉和帕米尔高原的冰川出现“喀喇昆仑异常”现象, 这些地区也成为众多学者关注的焦点^[14]。同处于亚洲高山区的天山

收稿日期: 2021-10-21; 修订日期: 2021-11-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(42071085、41877283、41471067), 湖南省自然科学基金项目(2019JJ50190)。

作者简介: 王振峰(1999—), 男, 河南滑县人, 硕士研究生, 主要从事冰川跃动遥感监测研究。E-mail: 1783792308@qq.com

通讯作者: 蒋宗立(1975—), 男, 湖南泸溪人, 博士, 副教授, 主要从事冰川变化遥感研究。E-mail: jiangzongli@hnust.edu.cn

也孕育着数十条跃动型冰川,但天山地区详细的冰川跃动过程观测及跃动控制机制研究仍然缺乏。Zhou等^[15]利用 Landsat TM/ETM+/OLI 影像对天山地区 1990—2019 年的跃动型冰川进行识别,发现 34 条冰川的末端和 14 条冰川的支流发生过前进,并认为天山地区的冰川可能受热力和水文控制的综合影响。Haeusler 等^[16]利用 Landsat 影像对北伊利切克冰川跃动过程的运动速度及末端位置的变化进行分析,认为其跃动主要受水文机制的控制。以上研究均通过光学遥感影像对跃动冰川进行监测,而光学遥感影像易受云雾的影响,且观测时间间隔较长,从而很难监测到详细的完整跃动过程。合成孔径雷达(SAR)独特的成像方式使其不受天气的影响,可以不分昼夜的获取影像,成为监测冰川跃动的重要手段,Zhu 等^[17]利用 2015—2019 年 12 d 和 24 d 的 Sentinel-1 数据对公格尔地区 10 个冰川的跃动过程进行研究;Zhang 等^[18]利用 Sentinel-1A 获取了克亚吉尔(Kyagar)冰川及冰坝湖的动态特征信息,证明了基于 InSAR 技术可以有效的评估山地冰川系统的动力学。

冰川跃动是冰川不稳定性的表现,目前普遍认为冰川跃动主要有两种触发机制,一种是由冰下水文控制^[19]。这类跃动主要受冰下排水系统的排水效率所控制,且这类冰川主要分布在阿拉斯加地区,如杂色(Variegated)冰川,喀喇昆仑地区也有受冰下水文控制的跃动,如希斯帕(Hispar)冰川、克亚吉尔冰川;另一种是由热控制^[20]。这种模型认为冰川积蓄区物质的积累致使底部应力不断增加,而冰的蠕变速率也随之增加,产生的热量导致融水增加,水流润滑增加底部运动速度,进而触发跃动,这类冰川主要分布在斯瓦尔巴德群岛。Benn 等^[21]基于冰川物质和焓值提出焓平衡理论用来解释冰川跃动的行为,并利用集总单元模型说明焓平衡理论,这一模型通过参数化的形式将冰下水文过程和热力过程进行了有效的结合,揭示了跃动行为与气候、冰床特性和冰川几何结构的特定组合之间的关联。

至今天山地区仍缺乏详细的冰川跃动过程描述及跃动机制研究,鉴于此,本文主要利用 TerraSAR-X/TanDEM-X 和 Sentinel-1A 等雷达遥感数据对穆什科托夫冰川的表面高程以及时序流速变化进行监测,并收集跃动期间的 Landsat 卫星数据监测其表面特征变化,并结合冰川流动定律,探讨穆什科托夫冰川跃动的控制机理。

2 研究区概况

天山是亚洲最大的山脉系统之一。东西横跨中国、吉尔吉斯斯坦、乌兹别克斯坦和哈萨克斯坦四国,从乌兹别克斯坦和吉尔吉斯斯坦西南部向东北偏东延伸约 2 500 km,其中最东部位位于中国新疆地区。天山中部的托木尔峰—汗腾格里地区凭借充沛的降雨及独特的地形地貌,发育了大量的山地冰川。穆什科托夫冰川位于汗腾格里峰的北麓,其中心位置为 42°18' N, 79°56' E(图 1)。穆什科托夫冰川主体呈自东向西的流向,是具有多条分支的山谷冰川系统,末端至冰川中部分布着 7 条自南向北注入主干的分支。该冰川受亚洲大陆性气候影响,1 月份气温最低,3 月份开始逐渐开始升温,在 7 月份达到峰值,9 月底开始大幅回落。

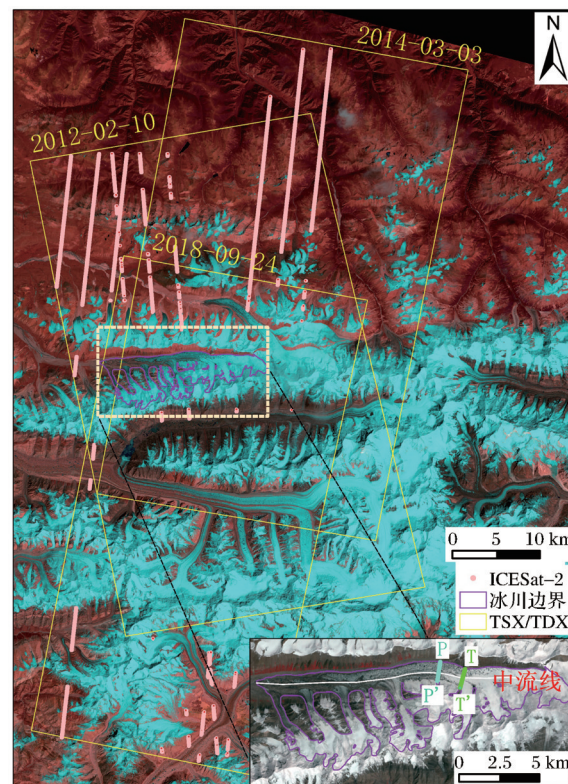


图1 研究区位置及遥感数据分布

Fig.1 Study area and distribution of remote sensing data

3 数据与方法

3.1 数据源

Sentinel-1A 是由欧洲空间局(ESA)研发的一颗全天候、全方位的对地观测雷达卫星。本文主要利用 Sentinel-1A 提取冰川表面流速。

TerraSAR-X/TanDEM-X 是由德国宇航局分别于 2007 年 10 月和 2010 年 10 月发射,这两颗 SAR

卫星可以组成单轨双天线双星分布式系统,可以获得‘一发双收’的数据;ALOS PRISM 立体相对提取的 AWD 30DEM 是质量较高的全球覆盖 DEM 之一。SRTM 是由美国宇航局在 2000 年发射的“奋进”号航天飞机上所搭载的对地观测雷达系统,该系统获得全球大部分地区的 DEM 数据。研究利用 TSX/TDX DEM 数据和 SRTM DEM 数据获取穆什科托夫冰川高程变化。

Landsat 系列卫星是由美国国家航空航天局 (NASA) 所发射的光学遥感卫星, Landsat 影像主要用于监测冰川末端的变化情况。

ICESat-2 是由 NASA 于 2018 年发射的新一代激光测高卫星, 主要应用于测量地球冰的变化, 监控气候变化造成的影响。本文利用 ICESat-2 的激光测高数据对 TSX/TDX DEM 进行精度评估。本研究中使用数据见表 1。

表 1 使用的数据

数据	日期	分辨率/m	用途
Landsat/OLI	2015/08/14、2016/09/01	30	冰川表面变化分析
	2017/07/02、2017/09/20		
	2018/07/31、2019/08/25		
Sentinel-1A	2015/12/09—2020/01/06	5×20	冰川流速和流向监测
TSX/TDX	2012/02/10、2014/03/03 2018/09/24	1.4×2.2	冰川高程变化监测
SRTM	2000-02	30	
AWD30	2009—2011	30	辅助生成 DEM
ICESat-2	2019/03/19、2019/03/21	-	DEM 精度评估

3.2 冰川表面流速与高程提取

3.2.1 冰川表面流速提取

由于冰川在跃动时期流速较快,且影像之间的时间间隔较长,容易导致两幅 SAR 影像之间失相干,进而导致干涉测量无法达到预期的目的。采用偏移量追踪的方法可以有效的避免这个问题,故这种方法常用于冰川流速的监测^[22]。而偏移量追踪法又分为两种,一种是相干性追踪,另一种是强度追踪。前者也需要研究区具有良好的相干性,后者只需要研究区域具有一定的纹理特征即可^[23]。为了克服研究区影像失相干特点,选用强度追踪法。采用瑞士 GAMMA 合成孔径雷达软件中的 Offset Tracking 模块提取偏移量,然后使用 ArcGIS 进行冰川流速和流向的计算。

干涉宽幅 (IW) 模式下的 Sentinel-1A 数据分

辨率为 5 m×20 m, 由于影像分辨率低导致的误差是不可避免的。在数据处理的过程中也会产生误差,主要包括影像配准、地理编码和偏移量转换等误差。为了量化这些误差,通常假定非冰川区在短时间内没有位移,故非冰川区域的偏移量计算结果中的包括上述所有误差。对本数据集的非冰川区域的偏移量进行统计,图 2 则为得到采样总体误差的直方图。

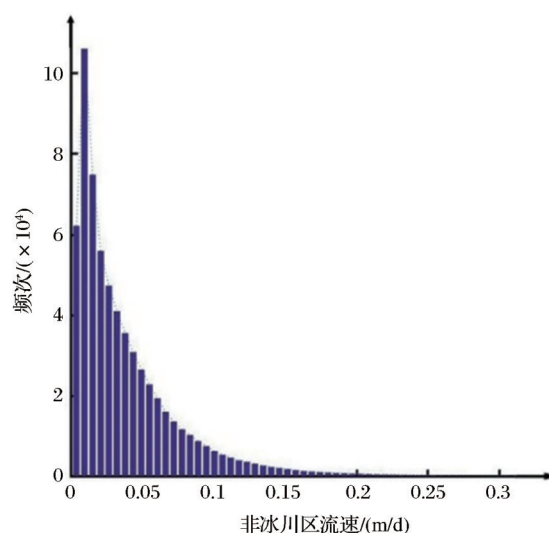


图 2 非冰川区流速分布

Fig.2 Histogram of velocities in no-glacier region

3.2.2 冰川表面高程提取

研究主要使用 SRTM DEM 和 TerraSAR-X/TanDEM-X (2012、2014 和 2018 年) 用来计算穆什科托夫冰川表面高程变化,使用 GAMMA 软件对获取的 TSX/TDX 数据进行差分干涉处理,因 SRTM 1 弧秒 DEM 在托木尔峰地区存在大量空洞,选择 AWD DEM 作为参考 DEM,去除 AWD DEM 模拟的地形相位和基线不准确导致的趋势误差,得到优化的高程差,最后将优化的高程差加在配准的 AWD DEM 上,便可获得 2012、2014 和 2018 年的 TSX/TDX DEM。

对研究区的冰川而言,由于冰雪消融和降雪积累等作用的影响,对冰川表面高程精度直接评定较为困难。由于非冰川区的地形比较稳定,高程几乎不存在变化,因此本研究假设冰川表面高程变化精度与非冰川区域一致,利用 2019 年分布在非冰川区的 2 373 个 ICESat-2 点对 TSX/TDX 生成的 DEM 结果进行精度评估,并对其进行绝对相位偏移校正,ICESat-2/ATLAS 空间分布情况见图 1。根据误差传播定律,可以通过非冰区高程差的均方根误

差或标准差对高程变化结果的不确定性进行初步估计^[24]。本文冰川高程变化的结果的不确定性(σ)使用非冰川区高程变化差值的MED和SD表示,即:

$$\sigma = \sqrt{\text{MED}^2 + \text{SD}^2} \quad (1)$$

其中:MED为非冰川区高程平均值;SD为非冰川

区的标准偏差。经过计算得到2000—2012、2012—2014年和2014—2018年表面高程变化的总体误差分别为 $\sigma = 4.62 \text{ m}$ 、 $\sigma = 0.91 \text{ m}$ 和 $\sigma = 1.82 \text{ m}$,图3为2000—2012年、2012—2014年和2014—2018年的非冰川区高程变化直方图,可以观察到图中结果均呈正态分布。

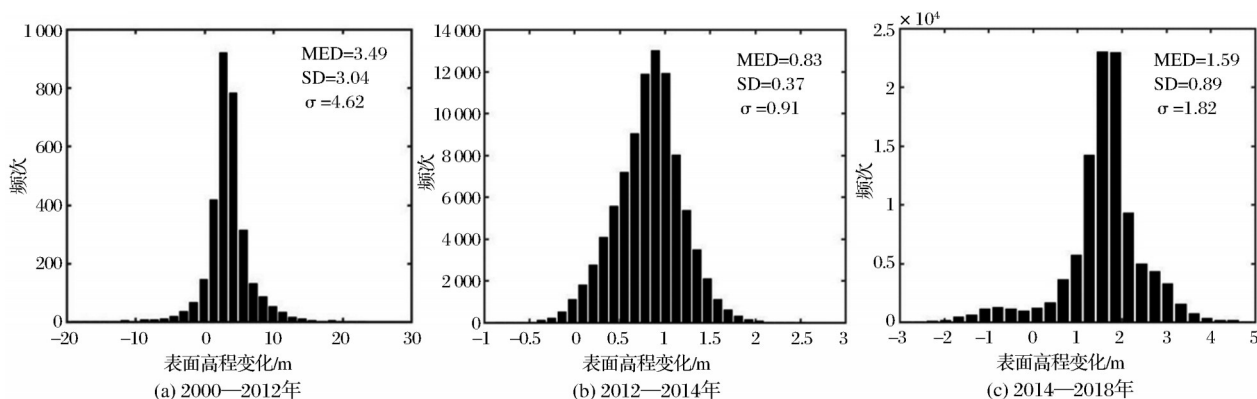


图3 非冰川区高程变化

Fig.3 Elevation change in non-glacier area

4 结果与分析

4.1 表面流速变化

研究获取了穆什科托夫冰川2015年12月至2020年1月的日均表面流速,沿冰川主流线提取日均流速数据从而得到速度剖面图(图4)。前人的研究表明,山地冰川流速通常小于 0.5 m d^{-1} ^[25]。穆什

科托夫冰川流速数据结果显示,在2015年12月至2017年5月之间该冰川的流速值均符合正常的山地冰川流速;从2017年6月中旬之后,冰川中上游开始逐渐加速;2017年7月初时的平均流速增加到 0.5 m d^{-1} ,开始呈现出跃动趋势;在2017年11月至2018年2月的流速达到最高值,跃动区域的平均流

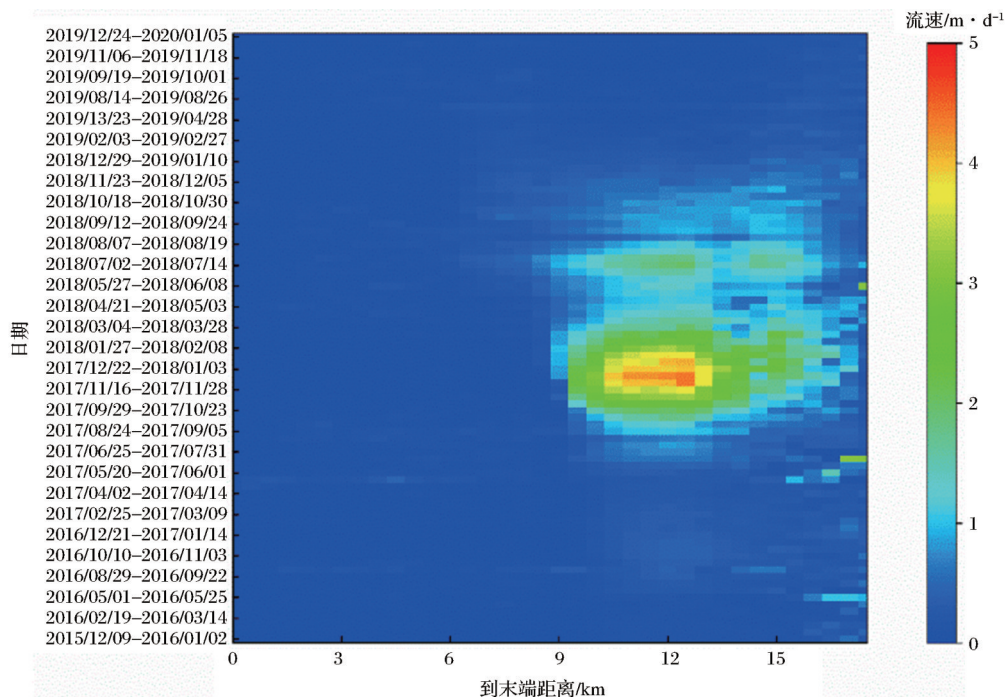


图4 冰川沿主流线流速变化

Fig.4 Variation of daily average velocity along the mainstream of Mushketov Glacier

速为 2.42 m d^{-1} , 其最大值达到了 4.4 m d^{-1} ; 至2018年4月流速呈小幅下降的趋势, 此时平均流速为 1.33 m d^{-1} , 2018年5月后冰流速又呈现上升趋势, 最高流速增加到 1.3 m d^{-1} , 到2018年8月运动速度

快速下降, 平均流速为 0.6 m d^{-1} , 随后进入平静期。此外, 根据横剖面冰流速分布(图5)可以发现, 冰川底部在跃动期间发生了滑动, 而不是缓慢的冰变形。

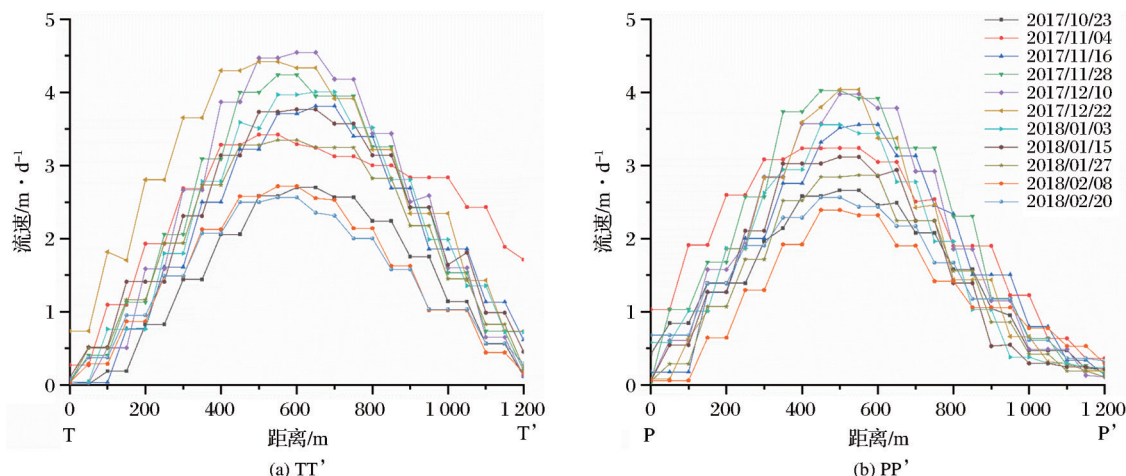


图5 横剖面(TT', PP')表面流速变化(横剖面位置见图1)

Fig.5 Surface velocities along the transverse profile TT' and PP'

4.2 表面高程变化

为了定量分析冰川跃动前后表面高程的变化, 选择3对覆盖该冰川的TSX/TDX数据(2012/02/10、2014/03/03和2018/09/24)提取的DEM对冰川跃动前后的高程变化进行分析。将SRTM-C DEM和TSX/TDX DEM进行配准后, 使用大地测量法计算获得2000—2012年、2012—2014年和2014—2018年冰川高程变化, 并沿主流线分别提取2000—2012年、2012—2014年和2014—2018年的高程变化(图6)。由于SRTM C波段雷达波对冰和雪的穿透比X波段(TSX/TDX DEM)深约 $2 \text{ m}^{[26]}$, 故在计算高程变化时需要进行穿透修正。获取的2014、2018年TSX/TDX数据季节不同, 需要考虑季节效应对高程变化的影响^[27]。研究在进行高程变化计算时对穿透和季节效应的影响进行了修正, 并对叠掩和阴影区域进行剔除。

结果表明, 在2000—2012年冰川表面高程变化差异明显, 冰舌末端以消融为主, 最大减薄可达 $44.3 \pm 4.62 \text{ m}$, 冰川主干中上游有明显的隆起, 隆起平均增厚约 $9.23 \pm 4.62 \text{ m}$ 。2012—2014年冰舌继续减薄, 主干中上游仍以积累为主, 平均增厚约 $1.23 \pm 0.91 \text{ m}$ 。在2014—2018年间, 积蓄区的冰面高程明显降低, 平均减薄 $32 \pm 1.82 \text{ m}$, 减薄最大的区域可达 $42.6 \pm 1.82 \text{ m}$, 接收区表面高程显著增加, 最大可达 $75.6 \text{ m} \pm 1.82 \text{ m}$, 平均增厚约 $52.6 \pm 1.82 \text{ m}$ 。对比

2012—2014年和2014—2018年高程变化图, 可以明显看到冰川物质向下游迁移。

5 讨论

穆什科托夫冰川在2017—2018年发生跃动, 对比该冰川跃动前后的Landsat OLI影像, 发现在跃动期间冰川末端并未发生前进, 但该冰川其中一个分支的末端在冰川跃动期间明显前进(图7)。研究获取了2017-10-23的冰川流向数据(图8), 从图中可知本次跃动主要是由冰川主干的运动所导致。根据跃动后的Landsat OLI影像可以观察到分支末端仍然保持完整, 并未因主干运动而发生断裂, 且从图6(c)可以发现该分支在跃动期间也发生了冰川物质的迁移, 很可能该分支也在跃动。

冰川表面速度主要由冰川冰变形和基底滑动组成^[28-29]。冰川内部的变形 U_d 对冰川表面流速的贡献可以使用表面坡度 α 和冰厚 H 估计^[30]。如下:

$$U_d = \frac{2A}{n+1} (f\rho g \sin \alpha)^n H^{n+1} \quad (2)$$

其中: A 为蠕变参数, 它取决于晶体结构、温度、含水量等因素, 保守估计 $A = 2.4 \times 10^{-24} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$, 比例因子 f 为0.8, 冰密度 ρ 为 0.9 g cm^{-3} , 重力加速度 $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$, 格伦指数 $n=3$ 。基于Farinotti等^[31]对亚洲高山区冰川的冰厚估计, 结合SRTM DEM得到穆什科托夫冰川冰厚随高程变化分布图(图9), 跃动前穆什科托夫冰川积累区的冰层厚度为 232 m , 利

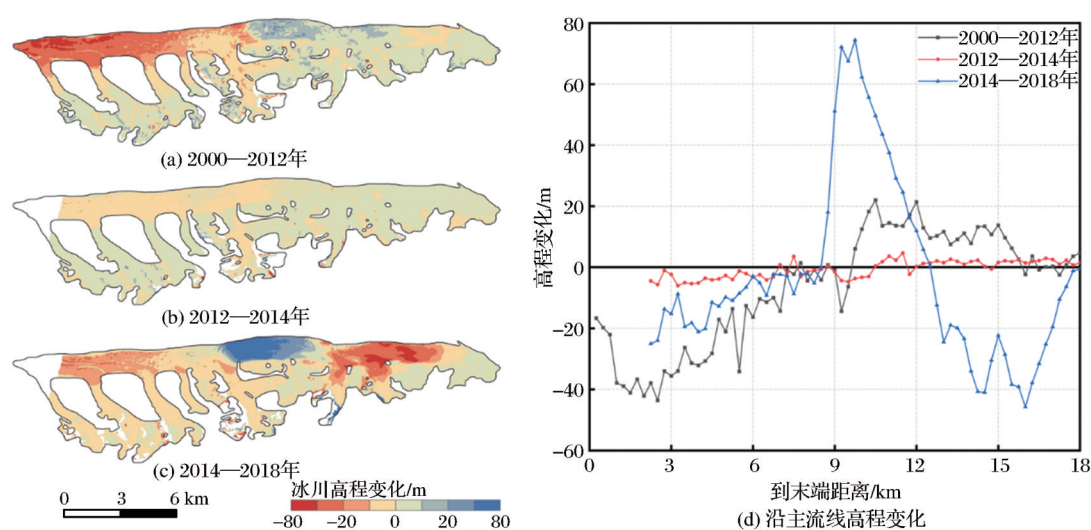


图6 穆什科托夫冰川表面高程变化

Fig.6 Glacier surface elevation changes of Mushketov Glacier

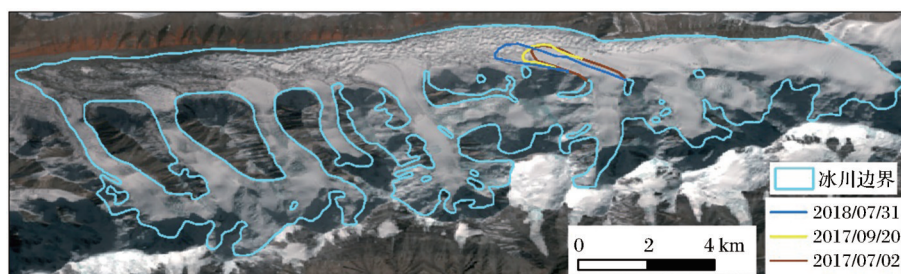


图7 穆什科托夫冰川分支末端变化

Fig.7 Terminal changes of Mushketov Glacier tributary

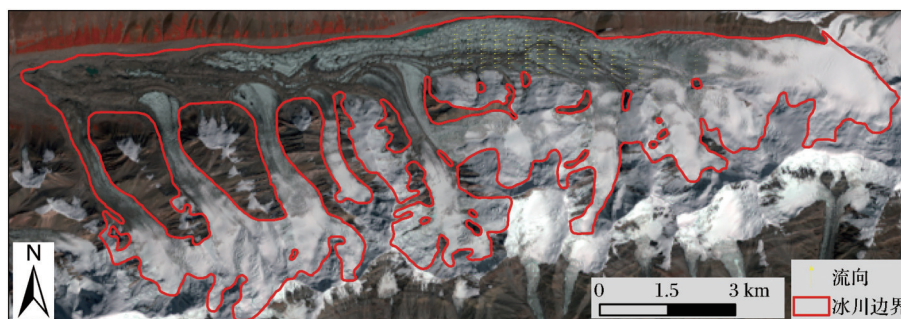


图8 穆什科托夫冰川跃动区段流向

Fig.8 Flow direction of Mushketov Glacier in surge section

用 SRTM DEM 计算得 2000 年冰川积累区坡度为 4.2° , 这时冰川冰变形速率约为 0.04 m d^{-1} 。在 2012 年, 地表坡度增加到 4.9° , 冰层厚度增加到 243 m, 此时的冰川冰变形速率为 0.08 m d^{-1} 。2014 年的冰层厚度增加到 244 m, 地表坡度增加到 5° , 此时冰变形的速率为 0.09 m d^{-1} 。而 2015 年所观察到的冰流速约为 0.18 m d^{-1} , 为了维持这样的变形速率, 冰厚需要增加 50 m 或者坡度增加 1.6° , 在短时间内是极不可能的。因此我们推断在跃动之前基底运动就对冰流速产生了作用, 这表明冰川底部已经是融化状

态或具备很高的静水压力。

2017 年 11 月冰川运动速度达到 3 m d^{-1} , 此时的冰川处于快速运动期, 可能由于冰下排水通道的完全关闭, 导致冰下压力较大, 冰川底部快速滑动, 摩擦加热产生的融水促进冰下水压的提高^[32], 使得穆什科托夫冰川在冬季持续加速。最终冰川在 2018 年夏末急剧减速, 可能是由于排水系统的演化已经适应基础水流量, 致使冰下水压显著降低, 跃动迅速终止。穆什科托夫冰川流速在 2017 年夏末开始持续增加, 并于冬季达到最高值, 最终在 2018 年夏

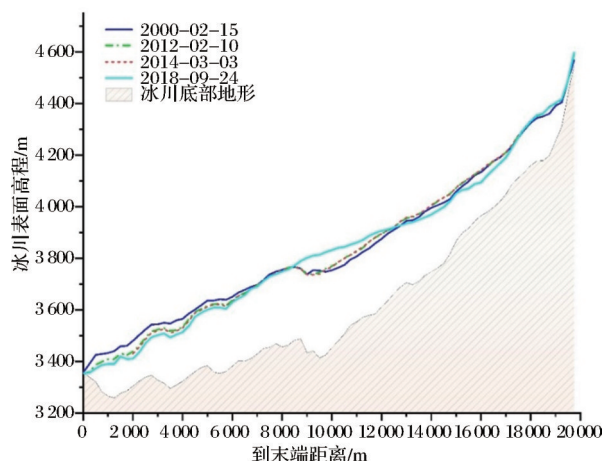


图9 沿主流线冰川厚度分布及变化

Fig.9 distribution and variation of glacier thickness along central flow line

末急剧减速,穆什科托夫冰川表面流速的演化方式与Kamb等^[19]提出的水文机制相符,且冰下排水系统的状态在跃动中占主导地位。

本次跃动表面高程增高最大处位于距冰川末端10 km的底部地形凹槽位置(图9),而且跃动前此处的冰川表面也具有凹陷,结合冰川流速(图5)和末端(图7)的变化可知,此次冰川跃动到凹陷区便停止跃动,为凹陷区带来大量的冰川物质,使得该区域的表面高程显著增加。由此认为,冰川表面的凹陷和底部地形可能会影响冰川跃动的范围。

与天山中部的其他跃动冰川对比发现,穆什科托夫冰川与相邻的北伊利切克冰川的跃动特征较为类似。北伊利切克冰川于1996年夏末开始运动,在秋冬季冰川表面运动速度达到峰值,约 50 m d^{-1} ,最终于1997年夏季停止运动,在运动过程中其末端向前推进约3.7 km,根据该冰川跃动特征可以将其归为阿拉斯加型冰川^[19]。穆什科托夫冰川在2017年夏末开始加速,于冬季表面流速达到顶峰,且在2018年夏末突然下降,跃动也被认为是与冰下水文变化有关。虽然两者均可归类于阿拉斯加型,但穆什科托夫冰川在跃动期间的表面运动速度却与北伊利切克冰川相差较大,且前者的末端在跃动期间并未前进。近些年喀喇昆仑地区也有类似的报道,Round等^[33]利用多源遥感数据对克亚吉尔(Kyagar)冰川跃动的详细过程进行监测,发现克亚吉尔冰川跃动始于2014年融化季节,其冰川表面流速在跃动期内以一种符合水文控制的方式演变,特别是2015年冰下排水通道突然打开导致冰下水压急剧降低,从而导致冰舌的突然减速;东喀喇昆仑的希斯帕

(Hispar)冰川于2014年秋季开始运动,在2015年5/6月表面速度达到 14 m d^{-1} ,到夏季最大速度大幅下降,并于冬季再次上升,最后跃动在2016年6月突然结束,其跃动被认为是受冰下水文条件控制^[34]。喀喇昆仑地区的冰川跃动一般是由积蓄区缓慢加速形成跃动前锋,逐渐向下游推进,在主流线速度剖面图上一般呈阶梯状,而穆什科托夫冰却是从中部开始快速运动,逐渐向上下游发展。

冰川跃动具有周期性,根据冰川运动状态可以将跃动周期划分为跃动期和平静期^[35]。一个完整的跃动周期通常是几年到几十年,甚至更长。根据穆什科托夫冰川表面高程和流速变化状况,本研究发现穆什科托夫冰川是一条典型的跃动冰川,冰川主干于2017—2018年发生跃动。根据前人的研究^[15]可知,穆什科托夫冰川的末端曾在1956—1957年向下游推进4—5 km。结合现有的数据和资料,推断穆什科托夫冰川跃动间隔约为60 a。

6 结 论

研究基于多源遥感数据对天山中部的穆什科托夫冰川的跃动过程进行了详细分析,结果表明:穆什科托夫冰川在2017—2018年发生跃动,该冰川跃动始于2017年夏末,并在冬季冰川表面流速达到峰值,约为 4.4 m d^{-1} ,在2018年4月表面流速有小幅下降,且在2018年5月开始增加,最后在2018年夏末跃动突然结束。与喀喇昆仑、帕米尔冰川跃动特征比较,穆什科托夫冰川流速变化具有独特的特征,不是从积蓄区缓慢加速形成跃动前锋,而是从冰川中部开始快速运动。2000—2012年冰川末端以消融为主,冰川中上游有明显隆起,平均增厚约 $9.23 \pm 4.62 \text{ m}$,形成跃动前锋;2012—2014年冰舌部分持续减薄,中上游仍以积累为主,增厚约 $1.23 \pm 0.91 \text{ m}$;2014—2018年间冰川发生跃动,冰川物质从积蓄区快速向接收区迁移,故导致冰川积蓄区高程平均降低 $32 \pm 1.82 \text{ m}$,最大减薄 $42.6 \pm 1.82 \text{ m}$,接收区的高程平均增加了 $52.6 \pm 1.82 \text{ m}$,最高隆起 $75.6 \pm 1.82 \text{ m}$ 。

根据穆什科托夫冰川在跃动前后表面高程和流速的变化,并结合冰川流动定律进行分析,认为本次跃动并不是缓慢的冰川冰变形,而是在跃动期间发生了快速滑动,并认为本次跃动受水文机制影响的可能性较大,且冰下排水系统的状态在跃动中占主导地位。根据现有的文献资料及数据,认为该

冰川的跃动间隔约为 60 a。

参考文献 (References):

- [1] Sevestre H, Benn D I, Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: Implications for a unifying model of surging[J]. Journal of Glaciology, 2015, 61 (228): 646-662. DOI: 10.3189/2015JOG14J136.
- [2] Yan J, Lv M, Ruan Z, *et al.* Evolution of Surge-Type Glaciers in the Yangtze River Headwater using multi-source remote sensing data[J]. Remote Sensing, 2019, 11(24): 2991. DOI: 10.3390/rs11242991.
- [3] Li Deji, You Yong. Bursting of the Midui Moraine Lake in Bomi, Xizang[J]. Journal of Mountain Science, 1992(4):219-224. [李德基, 游勇. 西藏波密堆冰湖溃决浅议[J]. 山地研究, 1992(4):219-224.]
- [4] Kotlyakov V M, Rototaeva O V, Nosenko G A. The september 2002 kolka glacier catastrophe in North Ossetia, Russian federation: Evidence and analysis[J]. Mountain Research and Development, 2004, 24: 78-83. DOI: 10.1659/0276-4741 (2004)024[0078:TSKGC1]2.0.CO;2.
- [5] Zhang Zhen, Liu Shiyin, Wei Junfeng, *et al.* Monitoring recent surging of the Karayaylak Glacier in Pamir by remote sensing [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(1): 11-20. [张震, 刘时银, 魏俊峰, 等. 新疆帕米尔跃动冰川遥感监测研究[J]. 冰川冻土, 2016, 38(1): 11-20.]
- [6] Kääb A, Leinss S, Gilbert A, *et al.* Massive collapse of two glaciers in Western Tibet in 2016 after surge-like instability [J]. Nature Geoscience, 2018, 11(2): 114-120. DOI:10.1038/s41561-017-0039-7.
- [7] Bhambri R, Watson C S, Hewitt K, *et al.* The hazardous 2017-2019 surge and river damming by Shipare Glacier, Karakoram [J]. Scientific Reports, 2020, 10(4685). DOI: 10.1038/s41598-020-61277-8.
- [8] Wendt A, Mayer C, Lambrecht A, *et al.* A glacier surge of Bivachny glacier, Pamir mountains, observed by a time series of high-resolution digital elevation models and glacier velocities[J]. Remote Sensing, 2017, 9040388. DOI:10.3390/rs9040388.
- [9] Meier M F, Post A. What are glacier surges? [J]. Canadian Journal of Remote Sensing, 1969, 6(4):807-817. DOI:10.1139/e69-081.
- [10] Jiskoot H, Murray T, Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard[J]. Journal of Glaciology, 2000, 46(154):412-422. DOI:10.3189/172756500781833115.
- [11] Pieczonka T, Bolch T. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between 1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery [J]. Global & Planetary Change, 2015, 128: 1-13. DOI: 10.1016/j. gloplacha. 2014. 11.014.
- [12] Kotlyakov V M, Chernova L P, Khromova T Y, *et al.* Glacier surges and glacial disasters [J]. Doklady Earth Sciences, 2017, 472(1): 57-61. DOI: 10.1134/S1028334X17010056.
- [13] Quincey D J, Glasser N F, Cook S J, *et al.* Heterogeneity in Karakoram glacier surges[J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2015, 120 (7) : 1288-1300. DOI: 10.1002/2015JF003515.
- [14] Barrand N E, Murray T. Multivariate controls on the incidence of glacier surging in the Karakoram Himalaya [J]. Arctic Antarctic & Alpine Research, 2006, 38(4): 489-498. DOI: 10.1657/1523-0430(2006)38[489:MCOTIO]2.0.CO;2.
- [15] Zhou S, Yao X, Zhang D, *et al.* Remote sensing monitoring of advancing and surging glaciers in the Tien Shan, 1990 - 2019 [J]. Remote Sensing, 2021, 13(10):1973. DOI: 10.3390/rs13101973.
- [16] Haeusler H, Ng F, Kopecký A, *et al.* Remote-sensing-based analysis of the 1996 surge of Northern Inylchek Glacier, central Tien Shan, Kyrgyzstan [J]. Geomorphology, 2016, 273: 292-307. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.08.021.
- [17] Zhu Q, Ke C, Li H. Monitoring glacier surges in the Kongur Tagh area of the Tibetan Plateau using Sentinel-1 SAR data [J]. Geomorphology, 2021, 390: 107869. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107869.
- [18] Zhang M, Chen F, Tian B, *et al.* Characterization of kyagar glacier and lake outburst floods in 2018 based on time-series sentinel-1A data [J]. Water, 2020, 12(1):184. DOI: 10.3390/w12010184.
- [19] Kamb B, Raymond C F, Harrison W D, *et al.* Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of variegated Glacier, Alaska [J]. Science, 1985, 227(4686): 469-479. DOI: 10.1126/science.227.4686.469.
- [20] Murray T, Strozzi T, Luckman A, *et al.* Is there a single surge mechanism? Contrasts in dynamics between glacier surges in Svalbard and other regions [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B5): 2237. DOI: 10.1029/2002JB001906.
- [21] Benn D I, Fowler A C, Hewitt I, *et al.* A general theory of glacier surges [J]. Journal of Glaciology, 2019, 65 (253) : 701-716. DOI: 10.1017/jog.2019.62.
- [22] Strozzi T, Luckman A, Murray T, *et al.* Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2002, 40 (11): 2384-2391. DOI: 10.1109/TGRS.2002.805079.
- [23] Strozzi T, Kouraev A, Wiesmann A, *et al.* Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data [J]. Remote Sensing of Environment, 2008, 112 (3) : 636-645. DOI: 10.1016/j.rse.2007.06.007.
- [24] Bolch T, Pieczonka T, Benn D I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery [J]. Cryosphere, 2011, 5(2): 349-358. DOI: 10.5194/tc-5-349-2011.
- [25] Pritchard H, Murray T, Strozzi T, *et al.* Surge-related topographic change of the glacier Sortebrae, East Greenland, derived from synthetic aperture radar interferometry [J]. Journal of Glaciology, 2003, 49 (166) : 381-390. DOI: 10.3189/172756503781830593.
- [26] Li Z, Li J, Ding X, *et al.* Anomalous glacier changes in the Southeast of Tuomuer-Khan Tengri Mountain Ranges, Central Tianshan [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2018, 123: 6840-6863. DOI: 10.1029/2017JD

- 028150.
- [27] Gardelle J, Berthier E, Arnaud Y, *et al.* Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011 [J]. *The Cryosphere*, 2013, 7 (4) : 1263–1286. DOI: 10.5194/tc-7-1263-2013.
- [28] Dehecq A, Gourmelen N, Gardner A S, *et al.* Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in High Mountain Asia[J].*Nature Geoscience*, 2019, 12: 22–27. DOI: 10.1038/S41561-018-0271-9.
- [29] Cuffey K M, Paterson W, *The physics of glaciers* (4th Ed.) [M]. USA: Academic Press, 2010.
- [30] Jiang Z, Wu K, Liu S, *et al.* Surging dynamics of South Rimo Glacier, Eastern Karakoram[J].*Environmental Research Letters*, 2021, 16: 114044. DOI: 10.1088/1748-9326/ac3175.
- [31] Farinotti D, Huss M, Fürst J, *et al.* A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on earth[J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12: 168–173. DOI: 0.1038/s41561-019-0300-3.
- [32] Dunse T, Schellenberger T, Hagen J O, *et al.* Glacier-surge mechanisms promoted by a hydro-thermodynamic feedback to summer melt [J]. *The Cryosphere*, 2015, 9 (1) : 197–215. DOI: 10.5194/tc-9-197-2015.
- [33] Round V, Leinss S, Huss M, *et al.* Surge dynamics and lake outbursts of Kyagar Glacier, Karakoram[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(2) : 723–739. DOI: 10.5194/tc-11-723-2017.
- [34] Paul F, Strozzi T, Schellenberger T, *et al.* The 2015 surge of hispar glacier in the Karakoram[J]. *Remote Sensing*, 2017, 9(9) : 888. DOI: 10.3390/rs9090888.
- [35] Xie Zichu, Liu Chaohai. *Introduction to glaciology* [M]. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2010: 270–283. [谢自楚, 刘潮海. *冰川学导论* [M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2010: 270–283.]

Characteristics and Control Mechanism of Mushketov Glacier Surging, Central Tianshan

Wang Zhenfeng^{1,2}, Jiang Zongli², Liu Shiyin³, Zhu Chuanguang²,
Wu Kunpeng³, Zhang Zhen⁴, Long Sichun²

(1. *Hunan Provincial Key Laboratory of Geo-Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, China;*

2. *School of Earth Sciences and Spatial Information Engineering, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, China;*

3. *Institute of International Rivers and Eco-Security, Yunnan University, Kunming 650500, China;*

4. *School of Geomatics, Anhui University of Science and Technology, Huainan 232001, China)*

Abstract: The Tian Shan region hosts a large number of surge-type glacier, Detailed surge process and control mechanism analysis are still unclear for surge glaciers in Tian Shan. In this paper, the surface velocity and digital elevation models of the Mushketov Glacier in the central Tian Shan are obtained by feature-tracking of Sentinel-1A SAR data and differential Interferometry of TerraSAR-X/TanDEM-X, respectively. Geodetic method was employed to calculate the glacier surface elevation change. The results show that the surface velocity of the main stream of the glacier has increased significantly since the end of summer in 2017, reached its peak in winter, up to 4.4 m d^{-1} and decreased sharply at the end of summer in 2018. The middle and upper reaches of glacier from 2000 to 2012 are accumulated, with an average thickening of $9.23 \pm 4.62 \text{ m}$, and the ice tongue thinned dramatically; From 2012 to 2014, the ice tongue continued to thin, the average thickness of reservoir area increased by $1.23 \pm 0.91 \text{ m}$; From 2014 to 2018, the glacier reservoir area was significantly thinned, with the maximum decrease of $42.6 \pm 1.82 \text{ m}$, the elevation of the receiving area increased significantly, and the highest uplift was $75.6 \pm 1.82 \text{ m}$. According to the change of elevation and the characteristics of flow velocity and analysis of glacier surge mechanism using glacier flow law, we concluded that the Mushkotov Glacier surged from 2017 to 2018, and the surge is mainly controlled by hydrological conditions. Combined with the available history data, it is inferred that the glacial surge interval is about 60 years.

Key words: Glacier surge; Central Tianshan; Surface velocity; Surface elevation change