

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0150

YU Fengchen, WANG Puyu, LIU Lin, et al. Study on the spatial and temporal variations of the surface albedo on Muz Taw Glacier, Sawir Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(6):1717-1729. [余凤臣, 王璞玉, 刘琳, 等. 萨吾尔山木斯岛冰川反照率时空变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2022, 44(6):1717-1729.]

萨吾尔山木斯岛冰川反照率时空变化特征研究

余凤臣¹, 王璞玉^{1,2,3}, 刘琳¹, 李宏亮^{2,3}, 张正勇¹, 王统霞¹,
何捷^{2,3}, 高煜¹, 张明羽¹

(1. 石河子大学理学院, 新疆石河子 832003; 2. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室/
天山冰川观测试验站, 甘肃兰州 730000; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 冰川反照率时空变化特征研究对于评估冰川能量物质平衡及认识冰川消融过程至关重要。本文基于高空间分辨率的 Landsat OLI 影像和高时间分辨率的 MOD10A1 产品, 并结合冰面反照率实测数据, 开展了 2011—2021 年北疆萨吾尔山木斯岛冰川表面反照率的时空变化特征及其对冰川物质平衡影响的研究。结果表明: Landsat 反演反照率和 MOD10A1 反照率与同期内冰面实测反照率的相关性分别为 0.95 和 0.62, 均显示木斯岛冰川表面反照率存在显著的时空变化特征; 在空间尺度上, 冰面反照率沿主流线整体随海拔升高呈增加趋势。但由于局部地形差异, 反照率在海拔 3 600 m 以下区域随海拔升高出现下降趋势; 在同一海拔处, 反照率沿冰川两侧边缘向中部递增。2011—2021 年, 冰川年均反照率微弱增加, 消融期内(5—8 月)平均反照率与全年平均反照率的变化速率分别为 0.0024 a^{-1} 和 0.0017 a^{-1} ; 逐月反照率具有显著的季节变化特征, 6—8 月冰面反照率较低(0.330), 12 月—次年 2 月冰面反照率较高(0.586); 消融期内冰川消融区反照率下降幅度大于积累区。研究进一步表明, 夏季(6—8 月)平均反照率与冰川物质平衡存在显著的正相关($R=0.84, P<0.01$), 气温、固态降水、云量、太阳入射角、吸光性杂质等是影响冰川反照率变化的重要因素。该研究将对冰川消融过程和机理、能量物质平衡模拟等工作提供重要的基础支撑。

关键词: 木斯岛冰川; 冰川反照率; 时空变化; MOD10A1; Landsat OLI

中图分类号: P343.6; P237 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2022)06-1717-13

0 引言

冰川作为冰冻圈的重要组成要素, 不仅是重要的固体水资源, 也是敏感的气候变化指示器^[1-3]。冰川消融热量主要由太阳短波辐射和大气感热通量提供, 山地冰川表面所吸收的太阳辐射占能量收入的 80% 以上^[4-7]。反照率是指冰川表面反射太阳总辐射与接收太阳总辐射的比率, 即反射辐射通量与入射辐射通量的比值, 是控制冰川和大气能量交换的关键参数。冰川表面具有较高的反照率, 反照率的波动直接影响冰川表面能量收支状况, 进而影响冰川的物质亏损和积累^[8-9]。20 世纪 90 年代以来, 亚洲高山区山地冰川处于强烈的物质亏损状态, 直

接影响区域水文水资源与可持续发展^[10-13]。反照率的降低对山地冰川消融的贡献量可达 20% 以上, 是加速山地冰川退缩减薄的关键驱动因素之一^[14-16]。因此, 在全球变暖的背景下, 开展冰川反照率的相关研究, 不仅具有重要的科学意义, 而且对水资源评估、气候变化监测、生态环境保护和社会经济可持续发展规划等方面具有重要的实际应用价值。

冰川反照率的传统观测方式一般有两种。一是野外现场直接观测, 如采用便携式地物光谱仪直接观测地物的反射光谱; 二是利用辐射传感器同时观测地表接收的向下太阳入射辐射和向上半球反射辐射, 通过二者的通量之比获得地表反照

收稿日期: 2022-06-21; 修订日期: 2022-09-26

基金项目: 中国科学院青年创新促进会(Y2021110); 国家自然科学基金项目(41771077); 石河子大学高层次人才科研启动项目(校 20200075)资助

作者简介: 余凤臣, 硕士研究生, 主要从事冰川反照率及物质平衡模拟研究. E-mail: yufengchen678@163.com

通信作者: 王璞玉, 研究员, 主要从事冰川变化研究. E-mail: wangpuyu@lzb.ac.cn; 刘琳, 教授, 主要从事 GIS 应用与资源环境遥感研究. E-mail: liulin779@163.com

率。但由于冰川区气候环境复杂多变、野外现场观测耗时费力,故可开展野外现场观测的冰川数量十分有限。近年来,随着遥感技术的不断发展成熟,基于多波段遥感影像反演地表反照率的方法已经被广泛应用在反照率相关研究中,尤其是在开展大范围、长时间尺度方面的冰川反照率研究具有显著优势^[17-20]。然而,由于受冰雪颗粒粒径、粗糙度、吸光性杂质含量和太阳入射角等因素的影响,冰川反照率存在显著的时空差异。因此,将遥感定量反演与野外现场观测的方法相结合,可以大幅度提高冰川反照率数据获取精度,具有广阔的研究应用空间。

鉴于此,本文选择北疆地区萨吾尔山木斯岛冰川为研究对象,利用高空间分辨率的 Landsat OLI 影像和高时间分辨率的 MOD10A1 逐日反照率产品,并结合野外实测反照率数据,开展冰川反照率时空变化特征研究,评估冰川反照率对物质平衡的影响,并进一步探讨冰川反照率的可能影响因素,以期构建冰川反照率参数化方案和模拟预估冰川

未来变化等研究奠定基础。

1 研究区概况

萨吾尔山位于天山和阿尔泰山中部过渡地段,横跨中国和哈萨克斯坦,北临额尔齐斯河谷,南入和布克赛尔盆地,是中国新疆内陆水系和北冰洋的分水岭^[21]。第一次中国冰川编目显示,萨吾尔山冰川总数共计 21 条,面积为 16.84 km²^[22]。1977—2017 年,萨吾尔山冰川面积减少 10.51 km²^[23]。

木斯岛冰川(47°04' N, 85°34' E)位于萨吾尔山北坡,中国与哈萨克斯坦界河乌勒昆乌拉斯图河源区,距离新疆阿勒泰地区吉木乃县 60 km,是吉木乃县重要的地表水源地(图 1)。1977—2013 年,该冰川面积由 3.97 km² 减少为 3.15 km²,面积缩小率为 21%,冰川末端年均退缩率约 7.3 m·a⁻¹^[24]。受冬季盛行的西风带与亚洲反气旋及极地气团相互作用^[25],1961—2016 年,该区域年均气温和降水量分别为 4.27 °C 和 212 mm,以 0.4 °C·(10a)⁻¹ 和 12 mm·(10a)⁻¹ 的速率波动上升^[26]。

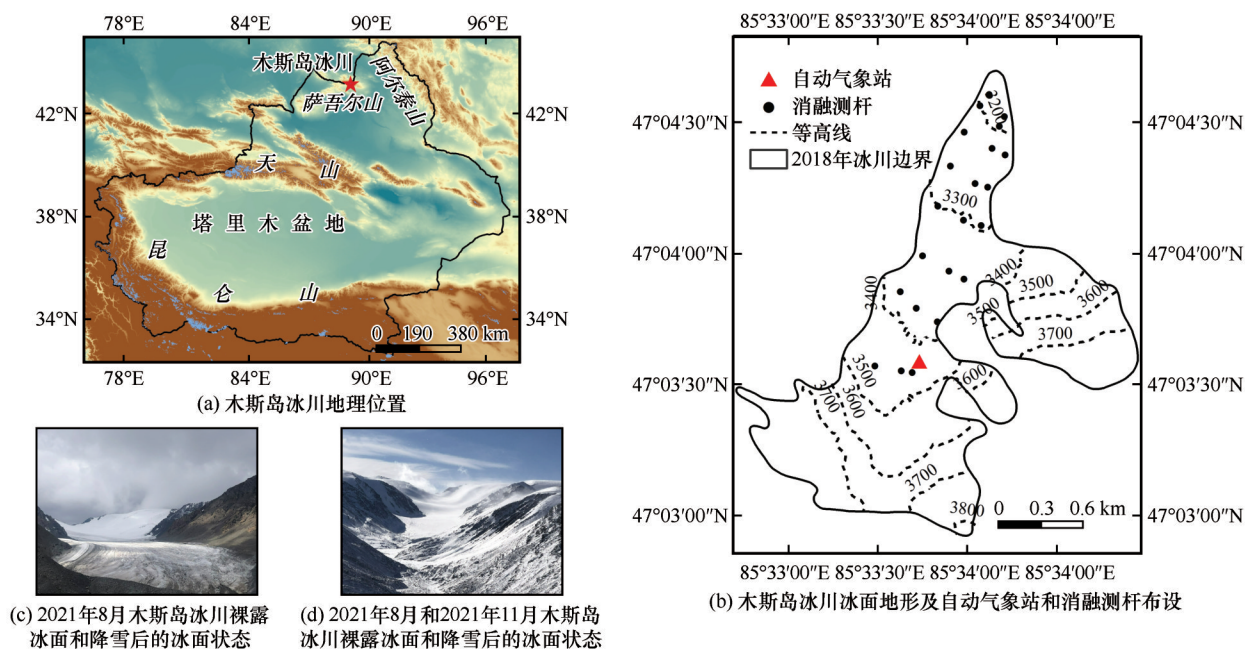


图1 研究区概况

Fig. 1 Overview of the study area: location map of Muz Taw Glacier (a); topography of glacier surface and location distribution of Automatic Weather Station (AWS) and ablation stakes (b); (c) and (d) represent the bare ice surface and the after-snow appearance on Muz Taw Glacier in August and November 2021

2 数据和方法

2.1 数据

2.1.1 Landsat OLI 数据

本研究选取 2018—2020 年云量和积雪覆盖较

少且拍摄质量较好的 6 景 Landsat OLI 影像作为反照率空间变化特征研究的主要数据源,开展木斯岛冰川表面反照率反演,分析冰川反照率的空间变化特征。Landsat 卫星是美国航空航天局(NASA)和美国地质调查局(USGS)共同管理的陆地卫星系

统。2013 年发射的 Landsat 8 卫星携有 OLI 陆地成像仪和 TIRS 热红外传感器,OLI 陆地成像仪包括 9 个波段,TIRS 热红外传感器包括 2 个单独的热红外波段。相比较之前的 Landsat 系列卫星传感器,OLI 具有更高的信噪比和辐射分辨率,增加了影像的灰度量化级,在可见光——近红外波段具有较高的空间分辨率(30 m),可以用于反映单条冰川表面反照率的空间变化。本研究选取的 Landsat OLI 影像来自美国地质调查局影像数据库中心(USGS,<https://earthexplorer.usgs.gov/>),具体信息如表 1 所示。其中,为了详细分析消融期内冰川反照率的变化,重点选择处于同一年份消融期内的 2 景 Landsat OLI 影像(2018 年 6 月 5 日和 2018 年 7 月 7 日)开展相关研究。

表 1 用于冰川反照率反演的 Landsat 数据信息
Table 1 Landsat data for retrieving the glacier surface albedo

获取时间	轨道号	传感器	空间分辨率	太阳方位角	太阳高度角
2018-06-05	145/27	OLI	30 m	144.02°	61.29°
2018-07-07	145/27	OLI	30 m	141.35°	60.70°
2019-08-27	145/27	OLI	30 m	151.55°	49.65°
2019-10-14	145/27	OLI	30 m	162.98°	33.08°
2020-05-09	145/27	OLI	30 m	148.97°	56.88°
2020-09-14	145/27	OLI	30 m	156.68°	43.49°

2.1.2 MOD10A1反照率产品

本研究选取 2011—2021 年的 MOD10A1 反照率产品作为反照率时间变化特征研究的主要数据源,产品编码为 h23v04。MOD10A1 反照率产品是美国航空航天局(NASA)陆地产品组研发的逐日积雪数据产品,目前可在美国冰雪数据中心(NSIDC,<http://nsidc.org/>)免费获取。MOD10A1 产品数据地理坐标系统为 WGS-84 坐标,空间分辨率为 500 m,以 HDF-EOS2 格式提供,范围覆盖全球,以等面积正弦投影为参考。该类型产品具有较高的时间分辨率(逐日),可以有效开展木斯岛冰川反照率的时间变化特征研究。该数据由积雪分类、积雪反照率、积雪覆盖比和质量评估组成,积雪反照率已经进行了辐射定标、去云处理、大气校正和各向异性散射校正。

2.1.3 数字高程模型

为了对 Landsat OLI 影像进行地形校正并分析木斯岛冰川反照率空间分布规律,选取由美国国家航空航天局(NASA)和日本经济产业省(METI)于

2019 年 8 月 5 日发布的 ASTER GDEM V3 版本的数字高程模型(DEM)数据。参考椭球体为 WGS84 坐标系,水平分辨率为 30 m,垂直分辨率为 1 m,识别最小水体面积为 0.2 km²,数据格式为 Geo TIFF (signed 16 bits),来源于地理空间数据云(<https://www.gscloud.cn/>)。

2.1.4 实测反照率

为了评估 MOD10A1 反照率和 Landsat OLI 影像反演反照率的准确性,在木斯岛冰川物质平衡线附近地势相对平坦(坡度<2°)的表面上架设冰面自动气象站[47°03′36″N,85°33′43″E,海拔 3 430 m,图 1(b)]。该气象站辐射传感器型号为 CNR4,架设高度为 1.5 m,间隔 30 min 自动获取一次冰面反照率数据,在 0.3~2.8 μm 波长内的反照率误差小于 1%。基于 Landsat OLI 影像和 MOD10A1 产品数据选取时间,采用 2018 年 8 月至 2021 年 8 月期间的冰面实测反照率数据进行精度验证。

2.1.5 冰川物质平衡观测

本研究采用花杆/雪坑法获取了 2017—2020 年木斯岛冰川逐年单点物质平衡数据,目的是分析冰川反照率与物质平衡的关系。野外观测期间,在木斯岛冰川布设了 22 个测杆[图 1(b)]。观测内容包括雪深、密度、测杆顶部距离冰面的垂直高度以及附加冰的厚度。

2.1.6 气象数据

ERA5 是 ECMWF 对全球气候的第五代大气再分析产品,空间分辨率为 0.1°。相比较 ERA-Interim 再分析产品,ERA5 具有更高的时空分辨率。选取 2011—2021 年逐月气温、固态降水及 2021 年 5—8 月小时尺度的云量因子数据,用于分析反照率变化的影响因素,选取 5—8 月的云量因子数据是为了避免降雪事件的干扰。数据来源于欧洲气象中心(<http://apps.ecmwf.int/datasets/>)。

2.2 处理方法

2.2.1 Landsat 遥感反演

基于 Landsat OLI 影像反演冰面反照率,主要包括辐射定标、地形校正、大气校正和窄—宽波段转换四个步骤:

(1)辐射定标。传感器在获取地物辐射信息时会因传感器自身特性、大气作用、地物光照和地形等影响导致遥感传感器的探测值与地物实际的光谱辐射值产生差异,为了修正或消除辐射误差获取冰川表面真实反射的太阳辐射亮度值,需要通过辐

射定标的方式将原始的DN值转换为具有实际物理意义的大气顶部辐射亮度值 L_{λ} ,辐射定标公式为:

$$L_{\lambda}=K \cdot D N_{\lambda}+C$$

(1)

$$K=\frac{L_{\max }-L_{\min }}{255}$$

(2)

$$C=L_{\min }$$

(3)

式中: K 、 C 分别为各波段的辐射亮度值 L_{λ} 与记录值 $D N_{\lambda}$ 之间的校正增益值和偏移量; L_{\max} 、 L_{\min} 分别为辐射亮度值的动态变化范围中的最大值和最小值。

(2)地形校正。在复杂的地形条件下卫星影像受传感器方位、太阳高度、太阳方位及地形自身的遮蔽作用等因素的影响导致阳坡的辐射亮度值较高,阴坡的辐射亮度值较低。地形校正是指通过各种模型变换,将所有像元的辐射亮度变换到某一参考平面(通常取水平面),从而减少或消除由于地形起伏等因素引起的影像辐亮度值的变化,更好地反映地物的光谱特征并提高冰川表面反照率反演精度。本研采用改进后C校正模型结合研究区域数字高程模型(DEM)进行地形校正^[27]。

(3)大气校正。电磁波在穿过大气层时会受到气体分子和气溶胶粒子的吸收和散射作用致使能量衰减和光谱分布发生变化从而造成遥感反射率的反演误差。大气校正能消除大气散射、吸收和反射对地物反射造成的影响,恢复地物波谱信息并获取地物真实的反射率信息。目前应用广泛的大气辐射传输模型有30多种,其中MORTTRAN模型、6S模型、LOWTRAN模型、ATREM模型的应用最为广泛。但这类大气辐射校正模型均建立在特定的理想条件下,应根据研究区域的实际情况选择适用的大气校正模型。因此,本研究采用FLAASH模型进行大气校正,FLAASH模型具有以下优点:①支持的传感器种类多、算法精度高;②通过图像像素光谱上的特征来估计大气的属性,不依赖遥感成像时间同步测量的大气参数数据;③可以有效地去除水蒸气、气溶胶散射效应和邻近效应;④可对人为抑制而导致波谱噪声进行光谱光滑处理。在进行FLAASH大气校正时需要根据特定的遥感影像头文件输入校正参数,具体参数设置见表2。

表2 FLAASH大气校正输入参数(以2018-07-07数据为例)

Table 2 Parameters required input into FLAASH for atmospheric correction (Taken 2018-07-07 as an example)

影像中心点	传感器类型	飞行日期	高程	分辨率	大气模式	气溶胶模式
85.49516944 47.50129722	OLI	2018-07-07 05:07:41	3 500 m	30 m	Mid-Latitude summer	Rural
能见度	气溶胶高度	CO ₂ 混合比	Modtran 分辨率	散射模型	DISORT 流数	
40 km	1.25 km	390	15 cm ⁻¹	Scale DISCORT	8	

(4)窄—宽波段转换。地面宽波段反照率是十分重要的物理参数之一,对于地表能量收支平衡、全球变化、农作物生长监测、气候预测及地物遥感反演等众多领域的研究和应用具有重要意义。遥感卫星测量的是窄波段不连续的反照率,必须将各个窄波段的光谱反照率转化为宽波段反照率。反照率窄—宽波段转换通过辐射传输模拟,建立遥感观测的窄波段反照率与科学需要的宽波段反照率之间的数学关系,是利用遥感技术反演冰面宽波段反照率过程中的关键步骤。本研究基于Liang等^[28]、Duguay等^[29]、Knap等^[30]、Gratton等^[31]和Greuell等^[32]提出的不同波段转换方程反演木斯岛冰川反照率并与实测值比较,最终采用精度最高的转换公式进行反照率反演。反演结果与祁连山七一冰川具有较高的相似性^[33],Duguay等^[29]提出的模型中波段转换方程适用性较高,具体线性转换公式

如下所示:

$$B=0.526 \times b_3+0.314 \times b_5+0.112 \times b_6$$

(4)

式中: B 为Landsat OLI影像反照率反演值; b_3 为绿波段反照率; b_5 为近红外波段反照率; b_6 为热红外波段反照率。

2.2.2 MOD10A1反照率产品处理

基于投影变换工具(MRT)将原始影像转换为UTM投影、WGS-84坐标系和Geo TIFF格式,并采用最邻近法设置像元大小为500 m。结合木斯岛冰川矢量边界统计覆盖于研究区内的有效像元值。MOD10A1反照率产品中提取的有效积雪反照率像元值应介于0~100,大于100则表示其他地物(表3)。

2.2.3 冰川边界和主流线确定

提取冰川边界的常用方法有雪盖指数、比值阈值、监督分类、非监督分类和人工目视解译等^[34]。

表3 MOD10A1反照率产品数据中像元值的含义

Table 3 The meaning of pixel value in MOD10A1 albedo product data

像元值	地物属性	像元值	地物属性
0~100	积雪反照率	150/151	云层
101	不确定地物类型	250	数值缺失
111	夜间	251	自身阴影
125	陆地	252	陆地界限不匹配
137	内陆水域	253	BRDF故障
139	海洋	254	数据不匹配

由于本研究对象单一且面积较小,基于第二次中国冰川编目数据,采用人工目视解译提取木斯岛冰川边界。冰川主流线可作为代表来讨论冰川反照率随海拔的变化规律。采用地形数据计算曲率,通过所有等高线上曲率最大点的连线确定木斯岛冰川主流线。

2.2.4 太阳入射角计算

太阳入射角是影响冰川反照率变化的重要因素之一^[35],各像元的太阳入射角计算公式如下:

$$\cos\alpha=\cos\theta\times\cos S_z+\sin\theta\times\sin S_z\times\cos(S_A-K)$$
 (5)

式中:α为太阳入射角度;θ为坡度;S_z为太阳天顶角;S_A为太阳方位角;K为坡向。

3 结果分析

3.1 冰川反照率精度评估

为了评估 Landsat OLI 影像反演结果和 MOD10A1 反照率产品在木斯岛冰川开展反照率时空变化研究的适应性,本研究利用 6 景 Landsat OLI 影像反照率反演结果(2018 年 6 月 5 日,2018 年 7 月 7 日,2019 年 8 月 27 日,2019 年 10 月 14 日,2020 年 5 月 9 日,2020 年 9 月 14 日)与同期 MOD10A1 逐日反照率产品进行线性拟合(图 2)。MOD10A1 反照率产品与 Landsat OLI 影像在时间和空间分辨率上差异较大。因此,为减少卫星获取数据时在时空尺度上的误差。本研究以 Landsat 卫星 16 天运行周期为基准,对同期内的 MOD10A1 反照率产品进行像元统计。同时对 Landsat 反演反照率结果建立 17×17 像元平均滑动窗口,利用最邻近插值法对其进行重采样至 500 m,并与 MOD10A1 反照率产品进行空间配准。结果显示,二者反照率结果随时间变化的趋势较为一致,均方根误差(RMSE)和相关系数(R)分别为 0.15 和 0.93(P<0.01)。

通过 4 期 Landsat OLI 影像反照率反演结果(2019 年 8 月 27 日、2019 年 10 月 14 日、2020 年 5 月 9

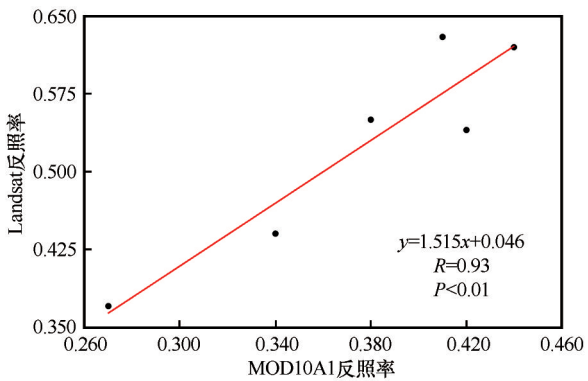


图2 Landsat反照率与MOD10A1反照率对比
Fig. 2 The scatter relationship between the albedo derived from Landsat image and MOD10A1 albedo product

日和 2020 年 9 月 14 日)和 2011—2021 年的 MOD10A1 逐日反照率产品,分别对比同期内木斯岛冰面气象站的实测反照率(图 3)进一步说明遥感反演反照率的有效性。Landsat 反演反照率值与实测反照率值的绝对误差介于 0.01~0.07,平均绝对误差(MAE)=0.03,RMSE=0.038,R=0.95(P<0.05)[图 3(a)],进行精度验证的各项评价指标结果均满足研究要求。MOD10A1 产品反照率值与实测反照率值的绝对误差介于-0.11~0.26,MAE=0.1,RMSE=0.15,R=0.62(P<0.01)[图 3(b)]。MOD10A1 积雪反照率为短波波段反照率,积雪覆盖的地表在可见光波段的反射率较高,在短波红外波的反射率相对较低。因此,相较于实测反照率 MOD10A1 积雪反照率值较低,但反照率随时间变化趋势与实测一致。这与前人在黑河流域典型冰川的研究结果^[36]相似,其绝对误差介于-0.26~0.08,MAE=-0.09,RMSE=0.15,R=0.68。

由此可见,Landsat OLI 影像反照率反演结果和 MOD10A1 反照率产品具有较高的相关性和匹配度,两种遥感产品的反照率变化趋势较为一致,且在精度上能够满足木斯岛冰川反照率时空变化特征的研究需求。因此,两种数据源可以配合使用综合开展相关研究,其中 Landsat OLI 影像具有较高的空间分辨率,可用于冰川反照率空间尺度上的研究,MOD10A1 反照率产品具有较高的时间分辨率,可用于冰川反照率时间尺度上的研究。

3.2 冰川反照率空间变化

以 30 m 高程间隔分区统计 6 景 Landsat OLI 影像反演冰川主流线反照率以表征其空间分布特征(图 4)。不同时期内的主流线反照率均呈现随海拔增加而先升高后降低的空间分布规律。在 3 100~

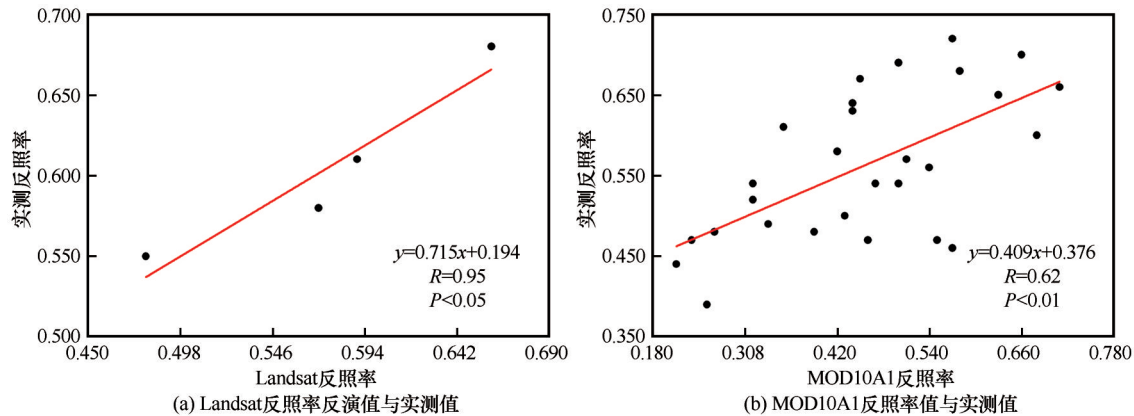


图3 Landsat 反照率与MOD10A1 反照率反演精度评估

Fig. 3 Accuracy evaluation of the albedo derived from Landsat image and MOD10A1 product

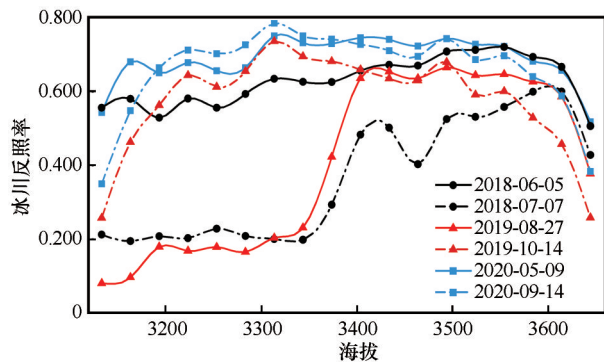


图4 不同时期内的冰川主流线反照率随海拔变化

Fig. 4 The albedo of the main flowline varies with altitudes during the different periods

3 400 m 海拔范围内, 木斯岛冰川反照率随海拔升高而增加, 其空间差异较大, 该海拔区域内的反照率明显低于其他海拔区域。3 340~3 400 m 海拔区域内的主流线反照率有明显的上升陡坡 (0.231~0.639), 在消融期内尤其显著。3 400~3 500 m 海拔附近的反照率变化态势不稳定, 但 3 500~3 600 m 海拔区域内反照率波动变化却相对恒定, 且各高程分区内的反照率差异较小。3 400~3 500 m 海拔高度上下区域反照率的显著差异也指示了雪线的位置分布。已有研究显示, 反映冰川上年物质积累和消融相等处的物质平衡线高度和雪线高度具有较强的相关性, 在 99% 的置信水平下相关系数可达 0.80 以上^[37]。由此可知, 物质平衡线以下区域随海拔增加反照率上升趋势显著, 平衡线以上区域反照率随海拔波动变化较小。在海拔 3 400 m 以下, 2018 年 7 月 7 日和 2019 年 8 月 27 日的主流线反照率显著低于其他时期, 是由于夏季气温升高, 冰川消融区消融增强导致反照率快速降低。3 600~3 800 m 海拔范围内, 不同时期内反照率均随海拔增加而明显降

低, 反照率总体标准偏差增大 (0.03~0.06), 表明冰川表面成分发生变化, 这可能是由于冰川顶部山体裸岩增加导致。此外, 该海拔区域地形起伏度较大 (图 1), 山体陡峭, 积雪难以停驻及由坡度和坡向引起的太阳入射角的变化可能也是导致该区域反照率显著下降的因素。相同海拔高度, 同一时期内冰川反照率呈沿两侧边缘处向中部逐渐增大的趋势, 这是由于岩石和碎屑等风化产物多富集在冰川边缘处, 而冰川中部反照率高主要是冰川表面有大量积雪覆盖, 岩屑和粉尘等分布较少导致。

3.3 冰川反照率时间变化

3.3.1 冰川反照率年际变化

采用 MOD10A1 反照率逐日产品数据, 分析研究区全年平均反照率和消融期 (5—8 月) 内平均反照率的年际变化趋势 (图 5), 以表征木斯岛冰川反照率长时间尺度上的变化特征。2011—2021 年, 木斯岛冰川全年平均反照率与消融期内平均反照率

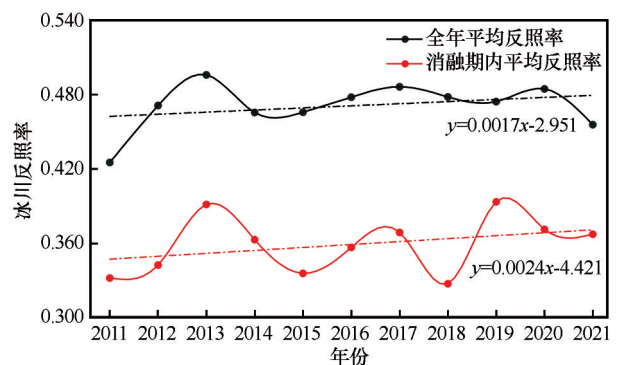


图5 2011—2021 年木斯岛冰川全年及消融期内平均反照率年际变化

Fig. 5 Inter-annual variation of average albedos during the whole year and ablation period during 2011 to 2021 on Muz Taw Glacier

总体变化趋势相似,均呈微弱上升态势。消融期内平均反照率值显著低于全年平均反照率值,且相较于全年平均反照率的变化,消融期内年均反照率变化趋势更为显著。全年平均反照率变化速率为 0.0017 a^{-1} ,消融期内平均反照率变化速率为 0.0024 a^{-1} ,气温和固态降水导致这种年际变化趋势的可能性较大^[17,20,38]。消融期内平均反照率于2018年达到最低值(0.327),2019年达到最高值(0.393),反照率增加约20%,这可能与2019年消融期内的固态降水增加有关。

3.3.2 冰川反照率月变化

木斯岛冰川反照率月变化趋势十分明显,整体呈先降低后升高的变化趋势(图6)。反照率极低值出现在8月(0.277),次之7月(0.301),极高值出现在1月(0.597),次之12月(0.584),存在显著的季节变化特征。反照率的月变化趋势主要与气温、固态降水、冰面污化物及冰川的消融和积累有关^[18,36]。以3—5月为春季,6—8月为夏季,9—11月为秋季,12月—次年2月为冬季,冰川反照率在冬季值最大(0.586),夏季值最小(0.330)。6—8月反照率下降速率最快(-0.067),而9—11月反照率上升速率最快(0.075),表明夏季和秋季反照率的变化在全年逐月变化中最为显著。气温和固态降水可能是引起反照率月变化趋势显著的主要原因,在文中4.2.1部分进行了详细讨论。

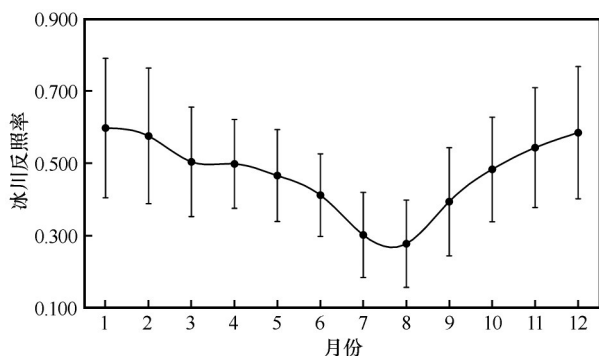


图6 2011—2021年木斯岛冰川反照率月平均变化

Fig. 6 Multi-year monthly average change in the albedos on Muz Taw Glacier during 2011 to 2021

3.3.3 消融期内冰川反照率变化

选取2018年消融期成像的两景Landsat OLI影像进一步分析消融期内反照率的时空变化特征(图7)。基于木斯岛冰川主流线上的反照率变化可知雪线分布于海拔3400~3500 m,将海拔3400~3500 m以上的区域划分为积累区,海拔3400~

3500 m以下的区域划分为消融区,从冰川积累区、冰川消融区和冰川区整体三个方面分析消融期内的反照率变化。

冰川积累区在消融期早期[6月5日,图7(a)]表现为反照率多高于0.550,反照率可达0.750以上的区域面积占积累区总面积的10%,仅有边缘极少数区域(不到1%)反照率低于0.15,均值为0.649;至消融期中后期[7月7日,图7(b)],冰川积累区反照率介于0.350~0.750的区域面积占积累区总面积的80%,均值为0.512,相较于消融期早期冰川积累区反照率下降21%。冰川消融区在消融期早期表现为反照率介于0.221~0.707,均值为0.596;至消融期中后期,反照率低于0.350的区域面积占冰川消融区总面积的72%,均值仅为0.287,相较于消融期早期冰川消融区反照率下降52%。冰川区整体在消融期早期表现为冰川表面反照率偏高,反照率空间差异较小,与冰川表面被积雪覆盖有关。反照率介于0.071~0.913,均值可达0.629;至消融期中后期,随着气温升高,冰川消融加剧,裸冰面积逐渐增大,导致反照率显著降低且空间差异增大。反照率介于0.046~0.767,均值仅为0.433,相较于消融期早期冰川区整体反照率下降31%。一方面,冰川消融区表面组成以裸冰为主,受温度和吸光性杂质等因素的影响较大^[19]。另一方面,冰川积累区受到积雪的覆盖,且随着海拔的升高,冰川消融速率逐渐减弱。因此,相较于冰川积累区,消融区的反照率变化率更大,同时也表明冰川消融区反照率的降低是导致冰川整体反照率下降的主要原因。

4 讨论

4.1 冰川反照率与物质平衡的关系

反照率通过控制着冰川表面与大气层之间的能量交换过程影响冰面能量收支状况,是影响冰川能量-物质平衡和冰川消融的关键因素,通过建立冰川反照率与物质平衡的线性关系可进一步表征冰川物质的变化。本研究利用2017—2020年实测物质平衡数据,建立冰川年物质平衡和年均反照率的线性关系,结果表明物质平衡与年均反照率间存在正相关关系($R=0.83, P<0.01$),即年均反照率越高,冰川物质损失越少。同时将木斯岛冰川按照100 m的高程间隔分区,分别统计出2017—2020年3100~3200 m、3200~3300 m和3300~3400 m高程内的实测物质平衡,与同一时期内相同高程分区

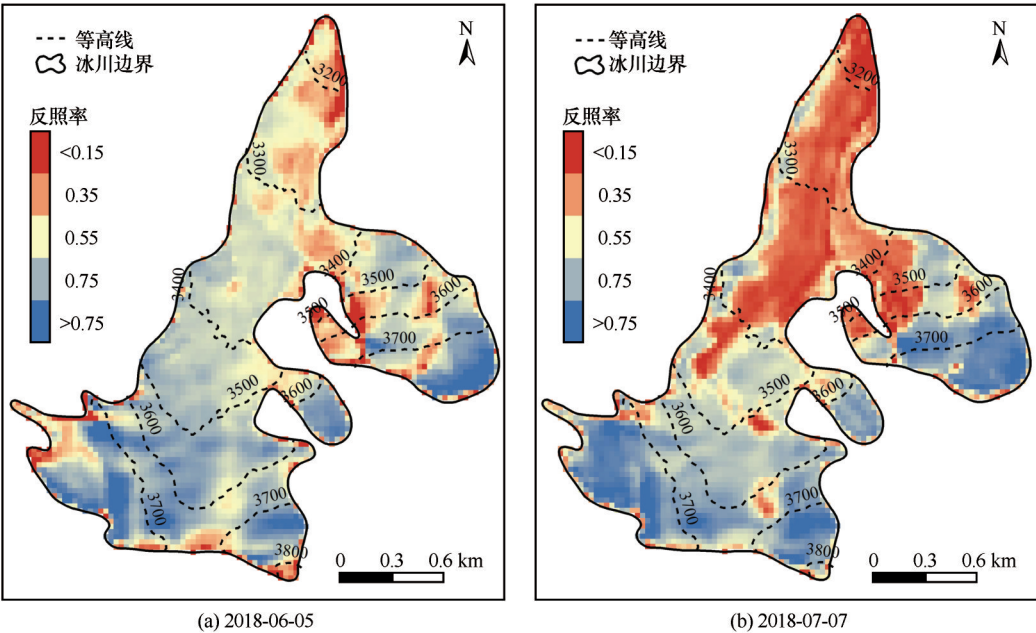


图7 木斯岛冰川消融期内表面反照率分布
Fig. 7 Spatial distribution of albedo derived from Landsat image on Muz Taw Glacier

表面的夏季(6—8月)平均反照率进行线性拟合(图8)。夏季平均反照率与物质平衡间也存在显著相关性($R=0.84, P<0.01$),两者间的线性关系表明在此期间反照率降低0.005可导致冰川物质损失增加100 mm w. e.,这与现有研究结果一致^[39-41]。木斯岛冰川3 100~3 400 m高程内的夏季平均反照率为0.230,年物质平衡为-1 399 mm w. e.。Zhang等^[14]基于已有观测资料和研究结果^[42-44],开展了反照率和物质平衡关系的综合研究。其结果显示,2001—2018年,天山乌鲁木齐1号冰川反照率降低0.006可导致冰川物质损失增加100 mm w. e.。相同时期内,祁连山老虎沟12号冰川反照率降低0.03可导致物质损失增加100 mm w. e.。2001—2010年,地

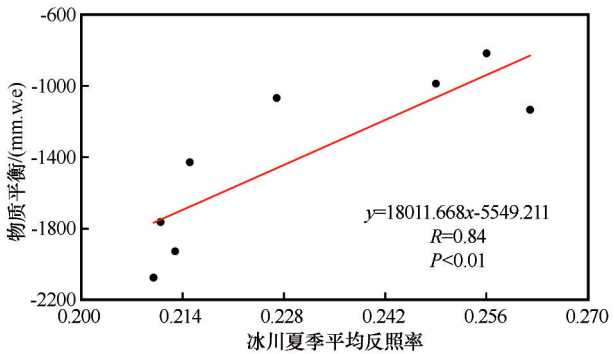


图8 2017—2020年木斯岛冰川夏季平均反照率与物质平衡的关系
Fig. 8 The relationship between summer average albedos and mass balance on Muz Taw Glacier during 2017 to 2020

处青藏高原腹地的唐古拉山小冬克玛底冰川,反照率降低0.02可导致物质损失增加100 mm w. e.。整体来看,冰川反照率与物质平衡在中国西部不同山系间均呈现显著线性关系,除气温和降水外,冰川反照率的变化也是影响冰川消融的重要因素。

4.2 影响冰川反照率的因素

4.2.1 气温和固态降水对冰川反照率的影响

通过对2011—2021年木斯岛冰川反照率、气温及固态降水的逐月变化态势进行综合分析(图9),反照率和气温呈明显的负相关($R=-0.82, P<0.01$),反照率和固态降水呈正相关($R=0.47, P<0.01$)。气温升高不仅会加速冰川消融,使消融区面积扩大,积累区面积缩小,而且会加快冰川积累区雪的变质老化作用,使粒雪直径增大,进而导致冰川整体反照率下降。气温和反照率间较高的相关系数表明气温可能是影响反照率变化的主要因素,但固态降水可以显著改变反照率随气温变化的趋势,这种变化在春季尤其明显。例如,2014年3—4月,气温虽升高4℃,但由于固态降水增加1.34 mm,导致4月反照率相较于3月增加0.038。2016年3—4月,气温虽升高5℃,但由于固态降水增加0.69 mm,导致4月反照率相较于3月增加0.043,固态降水打破了反照率随气温升高而下降的变化趋势。气温和固态降水对反照率的影响也体现在其他山地冰川^[19]。2016年5—8月,乌鲁木齐1号冰川反照率整体变化趋势表现为随气温升高而持续降低,但因6月23日

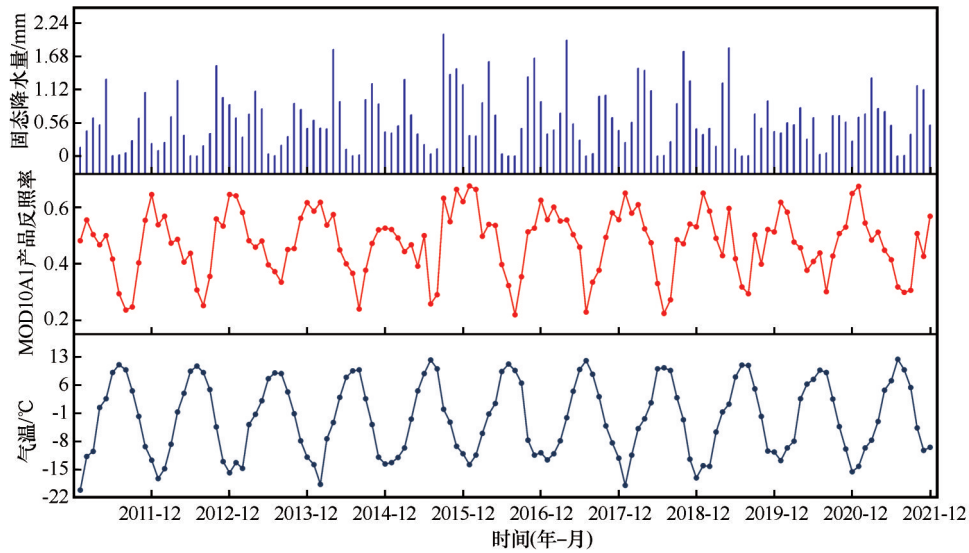


图9 2011—2021年固态降水、MOD10A1产品反照率值和气温的逐月变化

Fig. 9 Monthly variation of solid precipitation, albedo derived from MOD10A1 product and air temperature during 2011 to 2021

和7月7日固态降水量增加41.40 mm和27.30 mm, 导致短时间内反照率分别升高为0.700和0.530。

整体来看,2011—2021年内夏季较高的气温和相对较低的固态降水量引起木斯岛冰川消融加剧,黑碳和粉尘等吸光性杂质在冰川表面富集,导致夏季反照率达到最低值。秋冬季节气温逐渐降低,但固态降水量显著增加,较为洁净的新雪表面导致冰面反照率呈现升高态势。春季虽然固态降水量仍然相对较高,但随着气温持续升高,冰川反照率出现了下降趋势。由此看来,虽然在短时间内反照率会因固态降水的增加而升高,但长时间序列下气温才是影响冰川反照率变化的主要因素。

4.2.2 云量和太阳入射角对冰川反照率的影响

云量和太阳入射角均通过影响冰川表面辐射收支进而影响冰川反照率^[45-46]。参考Broeke等^[47]将云量因子小于0.3划分为晴天,大于0.7划分为阴天。2021年消融期内晴天的平均反照率为0.334,阴天的平均反照率为0.390,阴天的反照率明显高于晴天,表明云量可影响反照率的变化。云层能较强地吸收近红外波段辐射,随着云量的增多,冰川表面接收的可见光波段辐射增加,冰川表面在可见光波段的反照率最高,故反照率随之增加^[36]。此外,云层的遮蔽将太阳的直接辐射转换为散射辐射,其导致光谱性质的差异直接影响反照率的变化^[48]。

在同一时期内的相同海拔高度上,不同地点的反照率仍然存在一定差异(图7),这可能是坡度、坡向等引起的太阳入射角的差异或冰面物理性质不

同导致。本研究利用研究区DEM数据获取2018年6月5日成像的Landsat OLI影像像元不同太阳入射角下的反照率,以说明太阳入射角对冰川反照率变化的影响。结果表明随着太阳入射角度增大冰川反照率呈升高趋势(图10)。太阳入射角控制冰川表面的太阳辐射能量收支,太阳入射角增大,则太阳高度角减小,光线通过大气层的距离增长,光子散射概率增大。因此,冰川表面接收的辐射能量减少,反射到宇宙空间的辐射能量增加,冰川表面反照率随之增大。

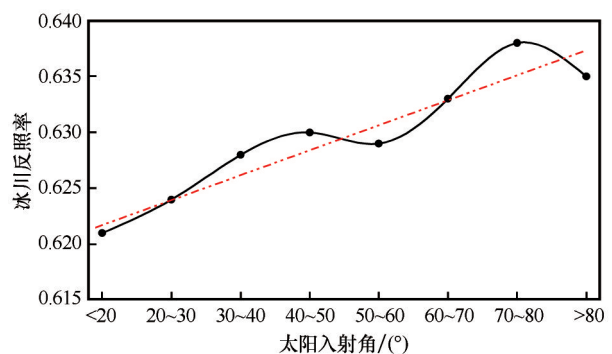


图10 冰川反照率随太阳入射角的变化

Fig. 10 Albedo variation with solar incident angles

4.2.3 吸光性杂质对冰川反照率的影响

冰川表面累积的黑碳和粉尘等吸光性杂质强烈吸收太阳辐射,是导致反照率降低的重要因素之一^[49]。就反照率与吸光性杂质的关系看,不同区域的冰川反照率随吸光性杂质的变化趋势一致,即反照率因冰川表面吸光性杂质的富集而显著降低。

反照率降低趋势与黑碳、粉尘等微粒的数量和直径有关,覆盖在冰川表面的黑碳和粉尘显著影响反照率的反馈机制,进一步加剧冰川的消融。黑碳和粉尘对萨吾尔山木斯岛冰川反照率降低的贡献量可达30%^[50]。天山乌鲁木齐河源1号冰川在不同浓度的吸光性杂质富集下导致冰面反照率降低19%~37%,且反照率降低值随吸光性杂质浓度增加而升高^[19];青藏高原东南部地区因吸光性杂质的存在对反照率降低的贡献量介于0~59%,对冰川物质亏损的贡献量介于12%~22%^[14,51]。黑碳和粉尘等吸光性杂质虽在不同区域对降低反照率和加速冰川消融有着不同贡献,但是其影响却不可忽视。研究反照率与吸光性杂质间的关系,对于揭示冰川反照率对冰川消融的反馈机制有着重要的参考意义。

5 结论

基于 Landsat OLI 影像、MOD10A1 反照率产品和冰面实测反照率数据,研究了萨吾尔山木斯岛冰川反照率的时空变化特征,并探讨了反照率与物质平衡的关系及影响反照率的因素。得出以下结论:

(1)Landsat OLI 反演反照率和 MOD10A1 反照率具有较高的相关性(RMSE=0.15, $R=0.93$, $P<0.01$),且均与实测反照率有较好的一致性(Landsat: RMSE=0.038, $R=0.95$, $P<0.05$; MOD10A1: RMSE=0.15, $R=0.63$, $P<0.01$)。

(2)木斯岛冰川反照率具有显著的时空变化特征。空间变化方面,冰面反照率在海拔3 600 m以下区域随海拔升高呈增加趋势。但由于局部地形差异,反照率在海拔3 600 m以上区域随海拔升高出现下降趋势。同一海拔高度,反照率从冰川边缘向中部递增。2011—2021年,全年与消融期内平均反照率分别以 0.0017 a^{-1} 和 0.0024 a^{-1} 的速率增加。逐月反照率具有显著的季节变化特征,即夏季反照率最小,冬季反照率最大。消融期内冰川消融区反照率下降幅度高于积累区。

(3)2017—2020年,木斯岛冰川夏季平均反照率与年物质平衡间呈显著正相关($R=0.84$, $P<0.01$),表明反照率降低可导致冰川物质损失增加。反照率受气温、固态降水、云量、太阳入射角、吸光性杂质等因素的影响。研究时段内,气温与反照率呈显著负相关性($R=-0.82$, $P<0.01$),固态降水与反照率呈正相关性($R=0.47$, $P<0.01$),长时间序列下气温是导致反照率变化的主要因素。

在全球变暖的背景下,冰川普遍呈退缩减薄趋势,开展冰川反照率研究,对冰川消融过程和机理、能量物质平衡模拟工作等具有非常重要的作用,未来有广阔的研究空间。一方面,需要完善反照率现场观测和遥感反演技术的综合应用;另一方面,需要重点关注冰川表面反照率参数化和冰川能量物质平衡的模拟,通过建立冰川消融模型,深入讨论反照率对冰川物质积累和亏损的贡献。

参考文献(References):

- [1] Qin Dahe, Ding Yongjian, Xiao Cunde, et al. Cryospheric science: research framework and disciplinary system[J]. National Science Review, 2018, 5(2): 255-268.
- [2] Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, et al. Characteristics of a partially debris-covered glacier and its response to atmospheric warming in Mt. Tomor, Tien Shan, China [J]. Global and Planetary Change, 2017, 159: 11-24.
- [3] Li Zhongqin, Li Kaiming, Wang Lin. Study on recent glacier changes and their impact on water resources in Xinjiang, North Western China [J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(1): 96-106. [李忠勤, 李开明, 王林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.]
- [4] Yang Wei, Guo Xiaofeng, Yao Tandong, et al. Summertime surface energy budget and ablation modeling in the ablation zone of a maritime Tibetan glacier [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2011, 116(D14): D14116.
- [5] Wang Puyu, Li Zhongqin, Christoph Schneider, et al. A test study of an energy and mass balance model application to a site on Urumqi Glacier No. 1, Chinese Tian Shan [J]. Water, 2020, 12(10): 2865.
- [6] Zhu Meilin, Yao Tandong, Yang Wei, et al. Energy-and mass-balance comparison between Zhadang and Parlung No. 4 glaciers on the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology, 2015, 61(227): 595-607.
- [7] Sun Weijun, Qin Xiang, Ren Jiawen, et al. Surface energy balance in the accumulation zone of the Laohugou Glacier No. 12 in the Qilian Mountains during ablation period [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(1): 38-46. [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.]
- [8] Dowson A J, Sirguey P, Cullen N J. Variability in glacier albedo and links to annual mass balance for the gardens of Eden and Allah, Southern Alps, New Zealand [J]. The Cryosphere, 2020, 14(10): 3425-3448.
- [9] Dickinson R E. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance [J]. Advances in Geophysics, 1983, 25(12): 305-353.
- [10] Li Yaojun, Ding Yongjian, Shanguan Donghui, et al. Climate-driven acceleration of glacier mass loss on global and regional scales during 1961—2016 [J]. Science China Earth Sciences, 2021, 51(3): 453-464. [李耀军, 丁永建, 上官冬辉, 等. 1961—2016年全球变暖背景下冰川物质亏损加速度研究[J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(3): 453-464.]
- [11] Farinotti D, Longuevergne L, Moholdt G, et al. Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years [J]. Nature Geoscience, 2015, 8(9): 716-722.
- [12] Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Hongliang, et al. Glaciers in Xinjiang, China: past changes and current status [J]. Water,

- 2020, 12(9): 2367.
- [13] Zhang Zhengyong, He Xinlin, Liu Lin, et al. Ecological service functions and value estimation of glaciers in the Tianshan Mountains, China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2018, 73(5): 856-867. [张正勇, 何新林, 刘琳, 等. 中国天山冰川生态服务功能及价值评估[J]. *地理学报*, 2018, 73(5): 856-867.]
 - [14] Zhang Yulan, Gao Tanguang, Kang Shichang, et al. Albedo reduction as an important driver for glacier melting in Tibetan Plateau and its surrounding areas [J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 220: 103735.
 - [15] Brun F, Berthier E, Wagnon P, et al. A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016 [J]. *Nature geoscience*, 2017, 10(9): 668-673.
 - [16] Tedesco M, Fettweis X, Van D B M R, et al. The role of albedo and accumulation in the 2010 melting record in Greenland [J]. *Environmental Research Letters*, 2011, 6(1): 014005.
 - [17] Marshall S J, Miller K. Seasonal and interannual variability of melt-eason albedo at Haig Glacier, Canadian Rocky Mountains [J]. *The Cryosphere*, 2020, 14(10): 3249-3267.
 - [18] Mortimer C A, Sharp M. Spatiotemporal variability of Canadian High Arctic glacier surface albedo from MODIS data, 2001 - 2016 [J]. *The Cryosphere*, 2018, 12(2): 701-720.
 - [19] Yue Xiaoying, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. The characteristics of surface albedo on the Urumqi Glacier No. 1 during the ablation season in eastern Tien Shan [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2021, 43(5): 1412-1423. [岳晓英, 李忠勤, 王飞腾, 等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川消融期反照率特征[J]. *冰川冻土*, 2021, 43(5): 1412-1423.]
 - [20] Xu Tianli, Wu Guangjian, Zhang Xuelei, et al. Albedo on glaciers in the Tibetan Plateau based on MODIS data: spatiotemporal distribution and variation [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(5): 875-883. [徐田利, 邬光剑, 张学磊, 等. 基于MODIS数据的青藏高原冰川反照率时空分布及变化研究[J]. *冰川冻土*, 2018, 40(5): 875-883.]
 - [21] Wang Zongtai. New statistical figures and distribution feature of glaciers on the various mountains in China [J]. *Arid Land Geography*, 1988, 11(3): 11-17. [王宗太. 中国各山脉的冰川最新统计及其分布特征[J]. *干旱区地理*, 1988, 11(3): 11-17.]
 - [22] Shi Yafeng, Liu Chaohai, Wang Zongtai, et al. Concise China glacier inventory [M]. Shanghai: Shanghai Science Popularization Press, 2005: 101-105. [施雅风, 刘潮海, 王宗太, 等. 简明中国冰川编目[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005: 101-105.]
 - [23] Wang Yanqiang, Zhao Jun, Li Zhongqin, et al. Glacier changes in the Sawuer Mountain during 1977—2017 and their response to climate change [J]. *Journal of Natural Resource*, 2019, 34(4): 802-814. [王炎强, 赵军, 李忠勤, 等. 1977—2017年萨吾尔山冰川变化及其对气候变化的响应[J]. *自然资源学报*, 2019, 34(4): 802-814.]
 - [24] 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 Sciences*, 2015, 74(3): 1-10.
 - [25] Panagiotopoulos F, Shahgedanova M, Hannachi A, et al. Observed trends and teleconnections of the Siberian high: a recently declining center of action [J]. *Journal of climate*, 2005, 18(9): 1411-1422.
 - [26] Xu Chunhai, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. Spatio-temporal changes of mass balance in the ablation area of the Muz Taw Glacier, Sawir Mountains, from multi-temporal terrestrial geodetic surveys [J]. *Remote Sensing*, 2021, 13(8): 1465.
 - [27] Huang Wei, Zhang Liangpei, Li Pingxiang. An improved topographic correction approach for satellite image [J]. *Journal of Image and Graphics*, 2005(9): 1124-1128. [黄微, 张良培, 李平湘. 一种改进的卫星影像地形校正算法[J]. *中国图象图形学报*, 2005(9): 1124-1128.]
 - [28] Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: algorithms [J]. *Remote sensing of environment*, 2001, 76(2): 213-238.
 - [29] Duguay C R, Ledrew E F. Estimating surface reflectance and albedo over rugged terrain from Landsat-5 Thematic Mapper [J]. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1992, 58(5): 551-558.
 - [30] Knap W H, Reijmer C H, Oerlemans J. Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1999, 20(10): 2091-2110.
 - [31] Gratton D J, Howarth P J, Marceau D J. Using Landsat-5 thematic mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 43(3): 315-331.
 - [32] 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(1): 48-63.
 - [33] Mao Ruijuan, Jang Xi, Guo Zhongming, et al. Study of the inversion precision of albedo on the Qiyi Glacier in the Qilian Mountain based on TM/ETM+ image [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(2): 301-309. [毛瑞娟, 蒋熹, 郭忠明, 等. 基于TM/ETM+影像反演祁连山七一冰川反照率精度比较研究[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(2): 301-309.]
 - [34] Qin Dahe, Zhou Botao, Xiao Cunde. Progress in studies of cryospheric changes and their impacts on climate of China [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2014, 72(5): 869-879. [秦大河, 周波涛, 效存德. 冰冻圈变化及其对中国气候的影响[J]. *气象学报*, 2014, 72(5): 869-879.]
 - [35] Gardner A S, Sharp M J. A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2010, 115: F01009.
 - [36] Wang Junyao, Huai Baojuan, Wang Yetang, et al. Spatiotemporal variation of albedo of four representative glaciers in the Heihe River Basin based on multi-source data [J]. *Arid Zone Research*, 2020, 37(6): 1396-1405. [王俊瑶, 怀保娟, 王叶堂, 等. 基于MOD10A1的祁连山黑河流域典型冰川反照率时空变化研究[J]. *干旱区研究*, 2020, 37(6): 1396-1405.]
 - [37] Yue Xiaoying, Li Zhongqin, Zhao Jun, et al. Changes in the end-of-summer snow line altitude of summer-accumulation-type glaciers in the Eastern Tien Shan Mountains from 1994 to 2016 [J]. *Remote Sensing*, 2021, 13(6): 1080.
 - [38] Wang Jie, Ye Baisheng, Cui Yuhuan, et al. Spatial and temporal variations of albedo on nine glaciers in western China from 2000 to 2011 [J]. *Hydrological Processes*, 2014, 28(9): 3454-3465.
 - [39] Jiang Xi, Wang Ninglian, He Jianqiao, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(20): 2079-2087.
 - [40] Wu Xuejiao, Wang Ninglian, Lu Anxin, et al. Variations in albedo on Dongkemadi glacier in Tanggula Range on the Tibetan Plateau during 2002—2012 and its linkage with mass balance

- [J]. Arctic Antarctic and Alpine Research, 2015, 47 (2) : 281-292.
- [41] Dumont M, Gardelle J, Sirguey P, et al. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data [J]. The Cryosphere, 2012, 6(6): 1527-1539.
- [42] Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, et al. Comparison of glaciological and geodetic mass balance at Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, Central Asia [J]. Global and Planetary Change, 2014, 114: 14-22.
- [43] Liu Yushuo, Qin Xiang, Chen Jizu, et al. Variations of Laohugou Glacier No. 12 in the western Qilian Mountains, China, from 1957 to 2015 [J]. Journal of Mountain Science, 2018, 15 (1): 25-32.
- [44] Yao Tandong, Thompson L, Yang Wei, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings [J]. Nature Climate Change, 2012, 2 (9) : 663-667.
- [45] Kylling A, Dahlback A, Mayer B. The effect of clouds and surface albedo on UV irradiances at a high latitude site [J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(9): 1411-1414.
- [46] Chen Jizu, Qin Xiang, Kang Shichang, et al. Effects of clouds on surface melting of Laohugou glacier No. 12, western Qilian Mountains, China [J]. Journal of Glaciology, 2018, 64(243): 1-11.
- [47] Michiel V D B, Carleen R, Dirk V A, et al. Daily cycle of the surface energy balance in Antarctica and the influence of clouds [J]. International Journal of Climatology, 2006, 26 (12) : 1587-1605.
- [48] Jiang Xi. Progress in the research of snow and ice albedo [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28 (5) : 728-738. [蒋熹. 冰雪反照率研究进展 [J]. 冰川冻土, 2006, 28 (5): 728-738.]
- [49] Thind P S, Chandel K K, Sharma S K, et al. Light-absorbing impurities in snow of the Indian Western Himalayas: impact on snow albedo, radiative forcing, and enhanced melting. [J]. Environmental Science and Pollution Research international, 2019, 26(8): 7566-7578.
- [50] Zhang Yulan, Gao Tanguang, Kang Shichang, et al. Effects of black carbon and mineral dust on glacial melting on the Muz Taw glacier, Central Asia [J]. Science of the Total Environment, 2020, 740(10): 140056.
- [51] Li Xiaofei, Kang Shichang, He Xiaobo, et al. Light-absorbing impurities accelerate glacier melt in the Central Tibetan Plateau [J]. Science of the Total Environment, 2017, 587: 482-490.

Study on the spatial and temporal variations of the surface albedo on Muz Taw Glacier, Sawir Mountains

YU Fengchen¹, WANG Puyu^{1,2,3}, LIU Lin¹, LI Hongliang^{2,3}, ZHANG Zhengyong¹,
WANG Tongxia¹, HE Jie^{2,3}, GAO Yu¹, ZHANG Mingyu¹

(1. School of Science, Shihezi University, Shihezi 832003, Xinjiang, China; 2. State Key Laboratory of Cryospheric Science /
Tianshan Glaciological Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences,
Lanzhou 730000, China; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Glacier surface albedo impacts the energy budget on the glacier surface, the variability of which strongly affects glacier melting and mass balance. Therefore, it is crucial to investigate the spatial and temporal variations of glacier surface albedo. Taking this into account, the spatial and temporal variations of albedo and the relationship between glacier surface albedo and mass balance were investigated using Landsat images, MODIS daily albedo products and the in situ measured albedo from Automated Weather Station installed on Muz Taw Glacier, Sawir Mountains during 2011 to 2021. The results indicated that the surface albedo derived from Landsat and MOD10A1 were consistent with the measured albedo for the same period with the coefficient of determination reaching to 0.95 ($P < 0.05$) and 0.62 ($P < 0.01$), respectively. The significant spatial and temporal characteristics of albedo on Muz Taw Glacier were existed. On the spatial scale, the surface albedo increased with the altitude rising along the glacier central flowline. However, the albedo decreased with the altitude rising at an altitude of more than 3 600 m a. s. l. due to the topographic differences. At the same altitude, the albedo gradually increased from the glacier boundary to the middle part. During 2011 to 2021, the average surface albedo increased at the lower rate of 0.0024 a^{-1} in the ablation period from May to August, and the annual average increase rate was 0.0017 a^{-1} in the same period. The monthly average albedo changed obviously in the different seasons. It was lower from June to August with an average value of 0.330 and higher from December to February in the next year with an average value of 0.586. The albedo in the ablation zone decreased faster than that in the accumulation zone during the ablation period. The study further confirmed that there was a significant positive correlation between the average surface albedo in summer from June to August and the annual glacier mass balance with the coefficient of determination reaching to 0.84 ($P < 0.01$). Air temperature, solid precipitation, cloud amount, solar incident angle and light absorbing impurities were important factors affecting the albedo variation. This study will provide basic support for studying glacier ablation process and mechanism glacier energy and mass balance simulation, etc.

Key words: Muz Taw Glacier; glacier surface albedo; spatial and temporal variation; MOD10A1; Landsat OLI

(责任编辑: 张玉兰)