

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2019.1002

LI Hongliang, WANG Puyu, LI Zhongqin, et al. Study on the energy-mass balance simulation of the east branch of the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(1):24-35. [李宏亮, 王璞玉, 李忠勤, 等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川东支能量-物质平衡模拟研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(1):24-35.]

天山乌鲁木齐河源1号冰川东支 能量-物质平衡模拟研究

李宏亮^{1,2}, 王璞玉^{1,2}, 李忠勤^{1,3}, 金 爽¹, 徐春海¹,
梁鹏斌³, 岳晓英¹, 羊 旻¹

(1. 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;
2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 西北师范大学 地理与环境科学学院, 甘肃 兰州 730070)

摘 要: 基于天山乌鲁木齐河源1号冰川东支海拔4 025 m处自动气象站的观测数据和同期物质平衡花杆观测数据, 采用COSIMA模型, 对该冰川东支2018年消融期单点能量-物质平衡进行了模拟。结果显示: 物质平衡模拟值为 $(-0.67 \pm 0.03) \text{ m w. e.}$, 与实测值有非常好的一致性, 相关系数达0.96。造成冰川消融的能量来源于净短波辐射(84%)、感热通量(16%); 冰川能量支出为净长波辐射(55%)、冰川消融耗热(32%)、潜热交换(7%)及地热通量(6%)。受能量收支影响, 模拟物质平衡主要取决于表面消融和固态降水。与我国其他区域大陆型冰川研究结果比较发现, 乌鲁木齐河源1号冰川物质损失较为显著, 能量通量主要取决于海拔以及气候条件, 再冻结和固态降水显著小于羌塘1号冰川和扎当冰川, 推测与单条冰川所处的大气环流有关。

关键词: 乌鲁木齐河源1号冰川; 消融期; 能量平衡; 物质平衡; 模拟

中图分类号: P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)01-0024-12

0 引言

冰川(包括冰盖)作为冰冻圈要素之一, 因其对气候的高度敏感性和重要的反馈作用而倍受关注。随着气候变暖, 冰川变化对海平面、淡水资源、生态、环境、气候等产生了深刻的影响。根据IPCC第五次评估报告, 末次盛冰期以来, 全球海平面平均上升了120 m, 目前全球山地冰川对海平面上升的贡献为 $(0.76 \pm 0.37) \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$, 是仅次于海洋热膨胀的海平面上升第二大贡献者^[1]。近50年来, 我国天山山脉冰川面积缩小了18%^[2], 冰川的退缩对区域生态环境、绿洲经济发展、工农业生产以及居民用水等造成至关重要的影响^[3-4]。

冰川物质平衡是表征冰川积累和消融量值的

重要冰川学参数之一, 主要受控于能量收支状况, 对气候变化有敏感的响应。物质平衡及其动态变化是引起冰川规模和径流变化的物质基础, 是连接冰川与气候、冰川与水资源的重要纽带^[5]。传统的物质平衡监测主要利用花杆/雪坑法, 但受限于高海拔、陡峭地势, 耗时费力。近年来利用不同时期数字高程模型(DEM)差值来计算物质平衡, 使得评估大尺度、长时间序列的冰川物质平衡成为可能^[6], 但在认识冰川变化的物理机制及对气候变化响应过程和机理方面存在一定的限制。

目前, 国内外冰川学聚焦于冰川物质平衡模拟。模型模拟主要有两种方法。一种是采用半经验的方法, 建立冰川物质平衡和气象指标的关系, 如线性回归模型^[7]、度日因子模型^[8]等。Rasmussen

收稿日期: 2019-01-08; 修订日期: 2019-05-30

基金项目: 国家自然科学基金项目(41771077); 国家自然科学基金国际(地区)合作研究项目(41761134093); 中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA20020102)资助

作者简介: 李宏亮, 硕士研究生, 主要从事冰川能量-物质平衡模拟研究. E-mail: lhl_0922@yeah.net

通信作者: 王璞玉, 研究员, 主要从事冰川变化及其机理研究. E-mail: wangpuyu@lzb.ac.cn

等^[7]利用线性回归模型在斯瓦尔巴群岛的模拟结果指出,该模型对冬季平衡的模拟效果良好,同时该模型操作简单能够重建物质平衡,已经在挪威、冰岛和瑞典等地得到了应用。Huintjes 等^[9]利用修正的度日因子模型在乌鲁木齐河源 1 号冰川东支计算了物质平衡,发现在引入潜在太阳短波辐射修正模型后,模拟的物质平衡和消融速率有了显著的改善,但该方法只涉及表面物质平衡的计算,在气候条件复杂的大区域中是不适用的^[10]。另一种方法是基于能量平衡描述冰川物理过程的物质平衡模型,如分布式能量-物质平衡模型^[11]和表层能量-物质平衡模型 (SEMB)^[12]。Hock 等^[11]通过改进反照率参数化方案以及辐射分量计算方法,考虑地形因素如坡度、坡向等,建立的分布式能量-物质平衡模型能够对小时尺度的冰雪消融进行准确模拟。与度日因子模型相比,该方法则更为细致地体现了物质平衡的计算。此外, Yang 等^[13]、Li 等^[14]、Zhu 等^[15]利用表层能量-物质平衡模型在藏东南地区进行了系统的模拟研究,关注云量和反照率对物质平衡的影响,同时结合区域大气环流如南亚季风,探讨其与物质平衡的关系,进一步在区域尺度上分析了能量-物质平衡的差异性,从而揭示冰川对区域气候的响应过程。这些模型仅考虑了冰川表面的能量平衡分布,而由德国柏林洪堡大学研制开发的 COSIMA 模型,则充分考虑了大气、冰川表面以及表面以下 10 m 内雪层的物质和能量交换过程,通过建立物质平衡与气象要素(如气温、降水、辐射等)变化之间的关系,实现对整条冰川规模、小时尺度的冰川物质平衡模拟计算。目前该模型已经在青藏高原扎当冰川^[16]和普若岗日冰帽^[17]等地进行了能量-物质平衡模拟应用,取得了很好的模拟效果。

鉴于此,基于乌鲁木齐河源 1 号冰川东支 2018 年消融期冰面气象站和物质平衡花杆观测数据,利用 COSIMA 模型,开展了冰川能量-物质平衡模拟研究,以期模拟预估由冰川变化引发的水资源与水循环、生态环境等变化,同时揭示冰川消融机理,为研发延缓冰川消融、保护冰川的措施提供科学依据。

1 研究区概况

乌鲁木齐河源 1 号冰川(43°06' N、86°49' E)位于我国天山中部喀拉乌成山脉主脉北坡乌鲁木齐河源上游(图 1),属冰斗山谷冰川,由于冰川消融,

于 1993 年分离为东、西两支。2015 年 1 号冰川总面积为 1.558 km²,其中东支面积为 1.058 km²,海拔介于 3 743~4 267 m^[18]。受夏季气温升高、反照率下降、辐射增强及冰川温度升高影响,近 50 年来 1 号冰川在面积、末端位置及冰川温度等方面发生了显著变化,其中末端位置和面积变化率分别为 4.2 m·a⁻¹、0.006 km²·a⁻¹^[19-20]。该区域主要受对流层上部西风急流、西伯利亚反气旋环流和西风环流气旋扰动三大动力要素控制^[2]。大西沟气象站(海拔 3 593 m)观测数据和物质平衡观测数据显示,1959—2017 年乌鲁木齐河源 1 号冰川年均气温为 -4.6℃,年均降水量为 460 mm。5—8 月是主要的消融期,降水主要来源于西风携带的水汽,其中 5—8 月降水占年降水量的 78%,降水类型主要为固态降水,如雪、雹及雨夹雪^[21]。

2 数据与方法

2.1 气象数据

利用冰面自动气象站 AWS1 获取消融期(2018 年 4 月 29 日 14:00 至 9 月 1 日 10:00,北京时间)小时尺度气象数据(图 1)。该气象站架设于海拔 4 025 m 处,接近东支主流线,地势相对平坦(坡度 < 2°)。观测的气象要素包括气温、相对湿度、气压、风速、降水量、入射和出射的长短波辐射等,数据集存储在 Campbell CR1000 中,每十分钟记录一个气象要素。具体气象站传感器类型和指标见表 1。

然而,在复杂冰面气象环境的影响下,AWS1 在观测期间出现了 48 h 的数据缺失,因此,为了填补这一数据空白来获得连续的气象数据集,本文利用 AWS2 和 AWS3 相应时间段内的数据来进行补充,具体方法见 2.3 节。AWS2 是安装在海拔 3 882 m 花杆 D2 处距离冰面高度 2 m 的便携式气象仪。AWS3 位于海拔 3 835 m 冰川监测塔处,距离 1 号冰川末端约 100 m,该气象站具备同时段 30 min 尺度的入射及出射长短波辐射、气温、相对湿度、风速及降水量的观测记录。考虑到辐射传感器顶部会因频繁的降雪而形成积雪和霜,从而影响短波辐射的观测,因此,本文利用 van den Broeke 等^[22]的方法对短波辐射进行修正,该方法则可以使净短波辐射的计算精度提高至小时尺度。基于临界气温的参数化方法来判断降水的状态,COSIMA 中采用双临界气温指数法进行固液态降水分离:当气温高于 5℃时为降雨,低于 1℃时为降雪,气温介于两临界气温之间

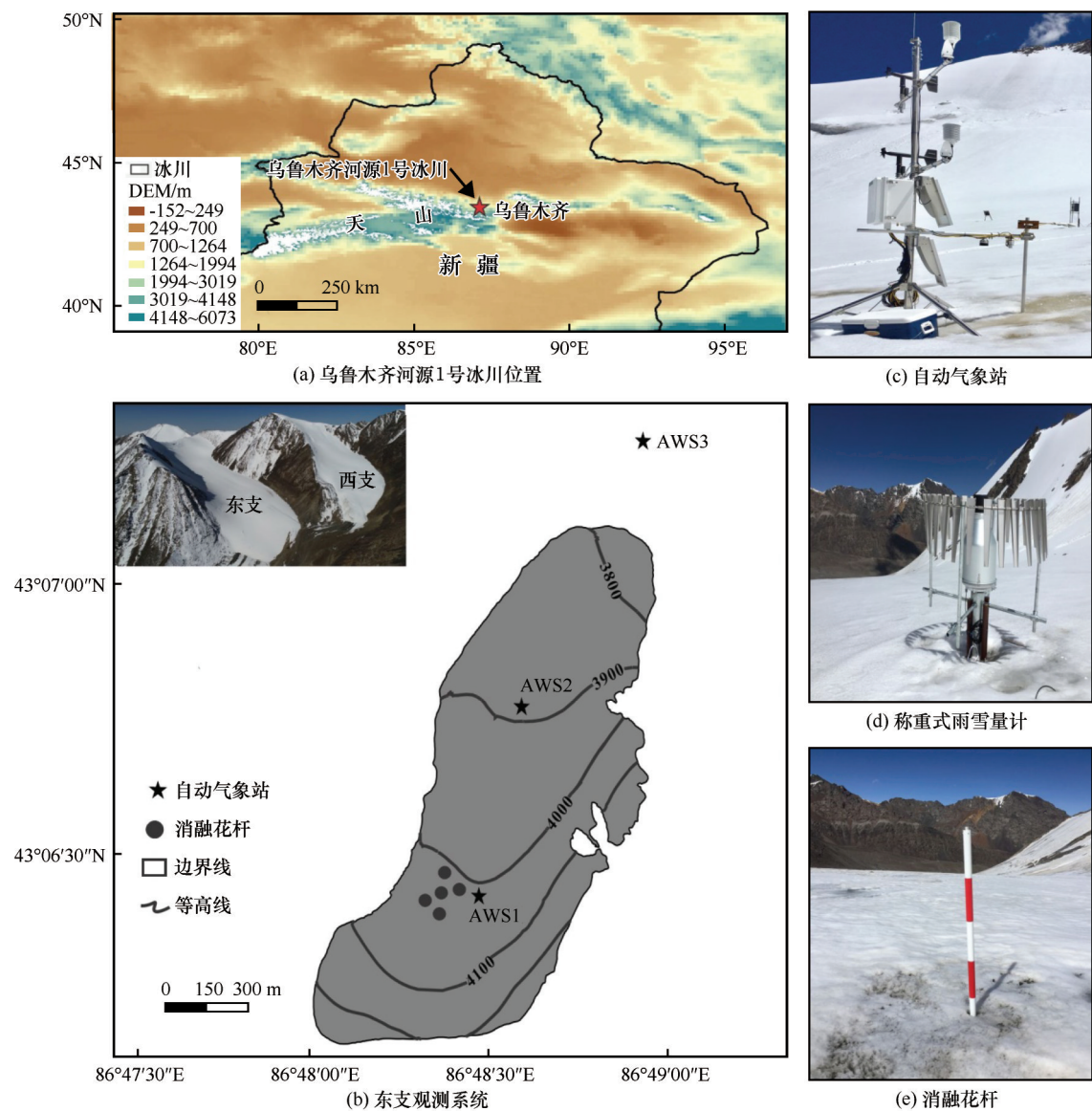


图1 乌鲁木齐河源1号冰川观测示意图

Fig. 1 The map showing the location of the Urumqi Glacier No. 1 (a) and the observation system on the east branch (b), together with the photos of automatic weather station (AWS) (c), weighing precipitation/snow gauge (d) and ablation stake (e)

表1 自动气象站传感器信息					
Table 1 Sensor information of the AWSs used in this study					
气象站点	传感器型号	生产国/生产商	测量项目及单位	精度	架设高度
AWS1,AWS2,AWS3	HC2-S3	瑞士/Rotronic	气温/℃	±0.1℃(23℃)	2 m
			相对湿度/%	±0.8%(23℃)	2 m
AWS1,AWS3	Young 05103	美国/RM Young	风速/(m·s ⁻¹)	±0.3 m·s ⁻¹	2 m
AWS1,AWS3	Geonor T-200B	挪威/Geonor	降水/mm	±0.1 mm(−40~60℃)	1.7 m
AWS1,AWS3	PTB110	美国/Campbell	气压/hPa	±0.3 hPa(20℃)	2 m
AWS1,AWS3	CNR4	荷兰/Kipp&Zonen	短波和长波辐射/(W·m ⁻²)	±10%(−40~80℃,0%~100%RH)	1.5 m

则按线性插值计算^[23]。考虑到风速对固态降水的影响,采用T-200B原始降水数据的修正方法^[24],即

$$CE = \exp(-0.2U_a) \tag{1}$$

式中:CE为捕捉率(%); U_a 为风速(m·s⁻¹)。一般认为液态降水的捕捉率为90%,进行液态降水的修正。

2.2 冰川物质平衡数据

为了进行冰川物质平衡的验证,在 AWS1 同海拔附近布设了 5 个花杆点(图 1)。2018 年消融期,每隔半个月进行了详细的观测,选取消融期的 7 次,分别是 6 月 20 日、7 月 20 日、8 月 1 日、8 月 10 日、8 月 14 日、8 月 18 日以及 9 月 1 日。具体每根花杆物质平衡观测内容包括:花杆至冰川表面的垂直高度、附加冰的厚度、粒雪层的厚度和密度及雪坑剖面结构。此外,密度测量必须要求雪坑垂直高度大于 5 cm,否则冰雪密度采用野外观测经验值,冰和雪的密度分别取值为 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $300 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。单点物质平衡计算公式为

$$b_n = b_s + b_{ice} + b_{si} \quad (2)$$

式中: b_s 、 b_{ice} 、 b_{si} 分别为雪、冰川冰以及附加冰的物质平衡,具体参见文献[25]。由此获得 5 根花杆的单点物质平衡值,取其平均值作为冰川物质平衡的验证数据。

然而,在野外观测过程中,由于气候和人为等因素会造成物质平衡的观测存在误差,如观测人员花杆读数、雪/粒雪密度的测量及假设、花杆的倾倒及下沉、雪/粒雪层的误判、附加冰难以辨别以及重复测量等^[26-27]。综上所述,据 Thibert 等^[26]提出的单点物质平衡误差计算方法,该方法综合考虑了单点物质平衡测量时因雪/粒雪层误判以及重复测量造成的误差,最终确定冰川物质平衡计算结果误差为 $\pm 0.16 \text{ m w. e.}$ 。

2.3 COSIMA 模型

基于 COSIMA (COupled Snowpack and Ice surface energy and MAass balance model) 开展 1 号冰川的单点物质平衡模拟,该模型是由表面能量平衡模型和表层下雪冰模型耦合形成的。其中,表面能量平衡模型主要基于如下能量平衡等式。

$$F = SW_{in}(1 - \alpha) + LW_{in} + LW_{out} + Q_{sens} + Q_{lat} + Q_G \quad (3)$$

式中: SW_{in} 、 LW_{in} 、 LW_{out} 、 Q_{sens} 、 Q_{lat} 、 Q_G 、 α 分别为入射短波辐射、入射与出射长波辐射、感热与潜热通量、地热通量以及反照率。需要说明的是,只有当冰川表面温度达到消融点时消融才会发生,此时 F 的数值就是各能量项的代数和,规定方向指向冰川表面的能量通量为正值。

COSIMA 中利用块体空气动力学方法计算湍流热通量^[28],则冰川表面感热通量和潜热通量可表示为

$$Q_{sens} = \rho_{air} \cdot \frac{K^2}{\left[\ln \left(h_z / z_o \right) \right]^2} \cdot u \cdot (T_{air} - T_s) \quad (4)$$

$$Q_{lat} = \rho_{air} \cdot L_{E/S} \cdot \frac{K^2}{\left[\ln \left(h_z / z_o \right) \right]^2} \cdot u \cdot (q_{air} - q_s) \quad (5)$$

$$\rho_{air} = (p \cdot 100) / \left\{ 287.058 \cdot \left[T_{air} (1 + q_{air} \cdot 0.608) \right] \right\} \quad (6)$$

$$q_{air/s} = \left\{ RH_{air/s} \cdot 0.622 \left[E/s (p - E/s) \right] \right\} / 100 \quad (7)$$

式中: ρ_{air} 为空气密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$); K 为卡尔曼常数 (0.4); h_z 为仪器架设高度,本文为 2 m; z_o 为表面粗糙长度,新雪、粒雪和冰的粗糙长度分别为 0.24 mm、4 mm 及 1.7 mm^[29-31]; u 为风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); T_{air} 、 T_s 分别为 2 m 处和冰川表面气温 ($^{\circ}\text{C}$); L_E 为蒸发潜热 ($2.514 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); L_s 为升华潜热 ($2.849 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); q_{air} 与 q_s 分别为 2 m 处和冰川表面比湿 ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$); $RH_{air/s}$ 为 2 m 处和冰川表面相对湿度 (%),其中冰川表面的相对湿度假设为 100%; p 为气压 (hPa); E 和 E_s 分别为 2 m 处和冰川表面饱和水汽压 (hPa)。

针对湍流通量计算的不确定性, COSIMA 利用 Braithwaite^[32] 描述方法对湍流通量进行稳定性修正,如下所示。

$$Q_{sens/lat} = Q'_{sens/lat} \quad (Ri \leq 0.01) \quad (8)$$

$$Q_{sens/lat} = Q'_{sens/lat} \cdot (1 - 5Ri)^2 \quad (0.01 < Ri \leq 0.2) \quad (9)$$

$$Q_{sens/lat} = 0 \quad (Ri > 0.2) \quad (10)$$

$$Ri = \left[g \cdot T_{air(c)} \cdot h_z \right] / \left(T_{air} \cdot u^2 \right) \quad (11)$$

式中: $Q_{sens/lat}$ 和 $Q'_{sens/lat}$ 分别为稳定性修正后和修正前的感热和潜热通量; Ri 为总体理查逊数; g 为重力加速度 ($9.81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$); $T_{air(c)}$ 、 T_{air} 分别为摄氏度气温 ($^{\circ}\text{C}$) 和开尔文气温 (K)。

COSIMA 模型表层下雪冰模型部分是将冰面以下 10 m 范围内的距离以 0.2 m 等分,由于每一层的水热组成存在差异,从而使得每一层的物理性质(冰温、密度以及液体水含量)不尽相同^[16]。基于野外实测数据,初始雪深设置为 0.32 m。初始温度剖面利用 1 号冰川实测的表面温度和冰川底部温度 (-5.2°C) 通过线性插值获得。初始的雪坑密度剖面也是基于 1 号冰川密度经验值以插值的方式得到,其中表层雪和粒雪密度分别采用经验值 $280 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 $265 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; 雪坑以下冰川冰的密度采用经验值 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

采用 COSIMA 模型进行 1 号冰川物质平衡模拟研究具有如下两方面优势:第一,在各能量通量作用下,物质平衡以物质流的形式发生变化, COSIMA 模型可以将各物质流作用下导致的逐小时物质平衡变化进行区分,实现物质平衡精细化研究;第二,与以往只考虑表层物质平衡相比, COSIMA 模型可以较为系统的呈现物质平衡在表层下的变化过程,

比如融水渗浸、再冻结以及密实化过程^[16],使得物质平衡的计算更为全面、合理。

下面详细介绍模型中需要的数据,输入数据包括入射短波辐射、云因子、气温(2 m)、降水量、风速(2 m)、相对湿度(2 m)及气压。并且在复杂冰面气象环境的影响下,AWS1在8月20日12:00至8月22日12:00内的数据缺失,为了获得连续的气象数据集,本文利用AWS2及AWS3相应时间段内的各气象要素来进行补充。

(1) 入射短波辐射

COSIMA模型中入射短波辐射由CNR4传感器直接测得。虽然受大气透明度及复杂地形的影响,入射短波辐射在空间上呈现差异性^[11,33],但是,入射短波辐射在较小海拔间仍具有强相关性,因此,尝试建立了AWS1与AWS3入射短波辐射的拟合关系,两者拟合相关系数达0.95,使用AWS3的入射短波值来代替缺失时段。

(2) 云因子

云对辐射的吸收和反射程度不同,其中10%~20%辐射量被云吸收,同时36%~80%的辐射量被云反射^[34],所以考虑云对短波辐射的影响是十分必要的。由于缺乏云量数据的直接观测,选择利用式(12)计算得到云因子,其中 SW_{TOA} 为大气顶层太阳辐照度,取其常数为 $1\,368\,W\cdot m^{-2}$ ^[35]。

$$N = 1.3 - 1.4 \cdot (SW_{in}/SW_{TOA}) \quad (12)$$

(3) 气温和降水量

气温和降水量作为气候变化最为直接的参数,其变化程度深刻影响着大气与冰川区之间的能量交换,进而影响冰川区物质的积累和消融。由于存在缺失数据,因此,利用AWS1、AWS2和AWS3的气温和降水数据,考虑海拔梯度 $-1.1\,^{\circ}C\cdot(100m)^{-1}$ 、 $1.6\,mm\cdot(100m)^{-1}$,填补AWS1气温和降水量空白值。

(4) 风速、相对湿度及气压

近地面湍流交换受大气和冰川表面湿度差及风速等因素的影响^[36],利用Hock等^[11]、Braithwaite等^[37]的方法插补AWS1风速,其理论依据是假设整个冰川面上风速相同的情况下建立气象站点之间的关系,其中,Hock等^[11]通过比较Storglaciären冰川上分布在不同海拔的风速,发现各气象站间散点分布明显,风速的高低与各站点所处位置有关,因此,无法得出一个一般性的方案来定量分析风速在冰川面上的空间变化。所以,在考虑地形对风速的影响下,建立布设在冰舌和平衡线处风速的正相关关

系,获得了良好的分布式模拟结果,因此,利用6月24日至8月20日AWS1和AWS3风速,其相关系数为0.41,虽然两站点风速相关性较低,但也可用于插补AWS1站点缺失值。相对湿度的插补同样依据Hock等^[11]描述的方法,研究指出相对湿度在气象站点间的变化相对较小,所以,可以假设两站点间相对湿度是相同的,基于这一假设可利用气象站点相对湿度拓展为整个冰川面上的相对湿度。并且实际情况中AWS1与AWS2站点之间距离较近,因此,可利用AWS2同时段相对湿度获得AWS1连续数据序列。为了精确地获得气压与高度的对应关系,利用等温大气压高方程插补缺失的气压值,式中是把大气当成干空气处理的,并且实际大气并非等温大气,重力加速度也随纬度和高度而有变化,但在大气底层(<100 km)重力加速度随高度的变化不大,通过计算标准大气中气压与高度的对应值,发现气压仍是满足随高度按指数递减的规律,且等温大气与实际大气非常接近^[38]。

$$P_{AWS1} = P_{AWS3} / \exp\left\{(H_{AWS1} - H_{AWS3}) / [8000(1 + \alpha t)]\right\} \quad (13)$$

式中: P_{AWS1} 、 P_{AWS3} 分别为AWS1和AWS3处气压值; t 为气层间平均气温; H_{AWS1} 、 H_{AWS3} 为AWS1和AWS3处海拔,分别为4 025 m和3 835 m; α 为常数,约为0.036。

2.4 误差评估

根据Huintjes等^[16]研究,COSIMA模拟物质平衡的日误差(U_{day})评估采用如下方法。

$$U_{day} = \left(\frac{1}{6}\right) (X_{j,max} - X_{j,min}) / n_j \quad (14)$$

式中: $X_{j,max}$ 、 $X_{j,min}$ 分别为利用6次测量间隔获得的降水梯度运行COSIMA得到的物质平衡最大值和最小值; n_j 为测量间隔 j 的天数。利用降水梯度 $[(1.6 \pm 0.3)\,mm\cdot(100m)^{-1}]$ 分别运行COSIMA,其中, $1.6\,mm\cdot(100m)^{-1}$ 作为参照降水梯度。综合评估表明,消融期冰川物质平衡的日误差为 $\pm 0.03\,m\,w.e.$ 。

3 结果与分析

3.1 消融期冰面气象状况

自动气象站观测结果显示,2018年消融期,1号冰川冰面气温波动存在显著的差异性。消融期初(4月29日至6月8日),气温波动幅度剧烈,日均值为 $-3.2\,^{\circ}C$;6月9日至8月28日,气温大于 $0\,^{\circ}C$;消融期末(8月19日至9月1日)气温持续递减[图2(a)]。整个消融期相对湿度均值约为69%,其变化态势与气温较为类似[图2(b)],其中,5月相对湿度低,且

低于均值的比重为 91%。整个消融期, 风速在 $0.6 \sim 5.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 内波动变化, 均值为 $2.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [图 2(c)], 以 6 月 27 日为分界, 4 月 29 日至 6 月 27 日风速相对较高,

之后变化小。气压在消融期内的变化相对稳定, 均值为 625 hPa [图 2(d)]。消融期降水量为 692.2 mm , 主要降水集中在 6—8 月 [图 2(e)]。

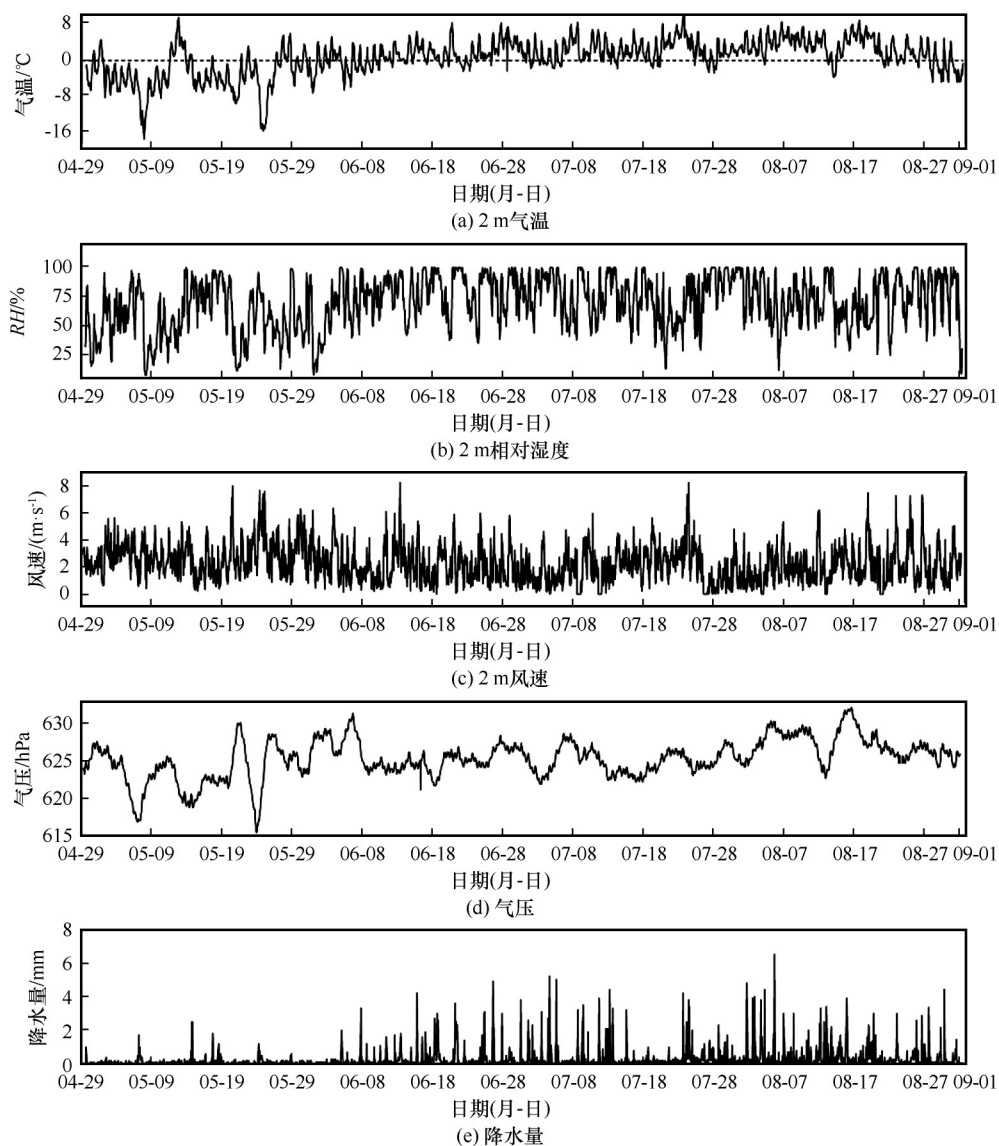


图 2 2018 年消融期气象状况日均值

Fig. 2 Daily mean values of meteorological condition during the ablation season in 2018: air temperature (a), relative humidity (b), wind speed (c), air pressure (d), precipitation (e)

3.2 COSIMA 模型验证

利用消融期物质平衡模拟结果对比实测的物质平衡, 从散点图结果可以看出 [图 3(a)], 模拟的物质平衡值与实测的物质平衡值有非常好的一致性, 相关系数达 0.96, 离散程度 (RMSE) 为 $\pm 0.22 \text{ m w. e.}$ 。4 月 29 日至 8 月 17 日物质平衡先缓慢减小, 然后受强烈消融影响快速减小, 8 月 17 日后物质平衡变化逐渐减小。与实测值相比, 7 月 20 日与 8 月 1 日两次模拟物质平衡被低估, 小于实测物质平衡,

可能源于模型计算的湍流通量被低估, 导致冰川消融减少 [图 3(b)]。尽管如此, 整体来看模拟结果能很好的呈现消融期 1 号冰川的物质平衡变化, 为进一步模拟其能量通量及物质平衡的变化特征提供了有效支撑。

3.3 能量通量特征

消融期各能量项月尺度能量组成如表 2 所示。消融期冰川表面能量收入项中净短波辐射、感热通量所占比重的均值为 84%、16%, 所以, 净短波辐射

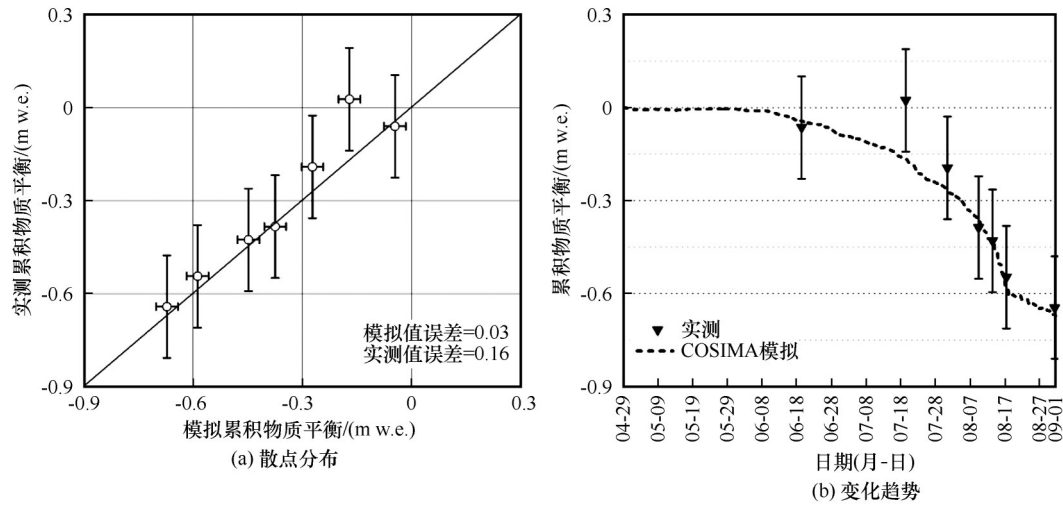


图3 模拟与实测累积物质平衡

Fig. 3 Modelled and observed accumulative mass balances: scatter plot (a), change trend (b)

表2 消融期乌鲁木齐河源1号冰川东支AWS1处月尺度能量组成变化及占比

Table 2 Monthly variation and contributions of energy components at the AWS1 site on the east branch of the Urumqi Glacier No. 1 during the ablation season

月份	收入项/(W·m ⁻²)			支出项/(W·m ⁻²)				
	净短波辐射	感热通量	入射长波辐射	净长波辐射	潜热通量	消融能量	地热通量	出射长波辐射
5	42.50	13.72	219.15	-50.14	-11.75	-1.44	-11.39	-269.30
6	30.48	9.17	269.75	-18.98	-2.73	-16.02	-1.15	-288.80
7	47.80	8.73	264.49	-25.33	-2.77	-26.18	-2.53	-289.80
8	108.43	11.93	222.49	-62.76	-0.67	-49.56	-4.35	-285.20
平均值	57.30	10.89	242.83	-39.30	-4.48	-23.30	-4.85	-283.30
占比	84%	16%		55%	7%	32%	6%	

是冰川表面主要的能量来源,其次是感热通量。净短波辐射(SW_{net})在月尺度上表现出先减小后增加的趋势,6月和8月分别出现最小值($+30.48\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)和最大值($+108.43\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),影响因素除太阳倾斜角外,实测入射短波辐射在8月显著增加是其主要原因,而6月出现最小值主要是源于频繁的降雪事件使得冰川表面的反照率增加,冰川表面接收的太阳辐射减小。在扎当冰川上的研究也得到了类似的结果^[39],说明消融期冰川表面接收的太阳辐射受表面反照率反馈机制的调控。感热通量在消融期内始终是正值($+10.89\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),表明冰川上空2 m处气温高于冰川表面温度,大气向冰川表面传输能量^[39]。而净长波辐射、潜热通量、用于冰雪消融的能量及地热通量作为能量支出项所占比重依次为55%、7%、32%及6%,可以看出,能量的支出项主要是净长波辐射和用于冰雪消融的能量。消融期,净长波辐射月均值为 $-39.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,6—7月相对

湿度较高($RH=69\%$),并且气温和模拟冰川表面温度等于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,导致净长波辐射(LW_{net})在6—7月相对较高且存在少数正值(图4)。观测期间,气温较高,空气水汽压小于冰川表面水汽压,使得多数潜热通量在消融期内是负值,表明冰川表面以升华和蒸发为主,同时向大气输出热量^[23],潜热通量从负值转变为正值的天数中,地气温差和风速较小(图2),不利于湍流的发展,此时大气向冰川表面传输能量,水汽便会发生凝结或凝华^[40]。地热通量(Q_g)是透射短波辐射(Q_{ps})和热传导通量(Q_c)的和,均值为 $-4.85\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,此外,受模型中冰川最底部冰温为常数的影响,极有可能高估了地热通量。当冰温达到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,透射短波辐射将会用于冰下消融。此外,消融期由升华或蒸发消耗的能量比例 $\left[\frac{|Q_{lat}|}{(Q_{sens}+|Q_{lat}|)}\right]$ 在46%(5月)至5%(8月)之间,均值为30%。

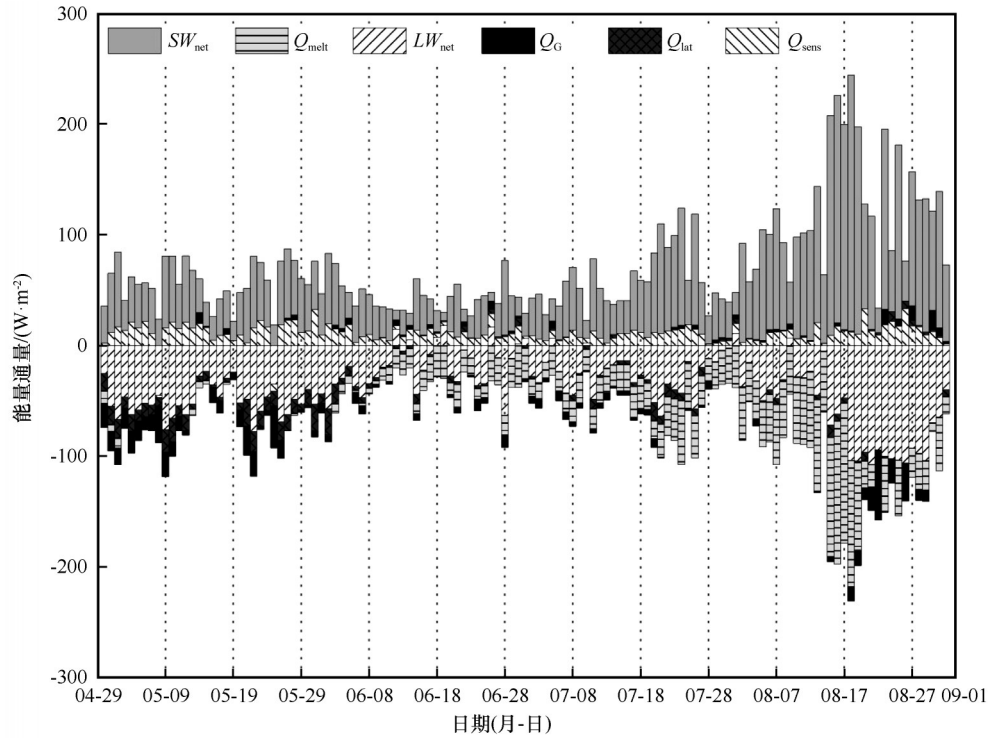


图4 消融期乌鲁木齐河源1号冰川东支日均能量组成状况

Fig. 4 Daily energy components on the east branch of the Urumqi Glacier No. 1 during the ablation season

1号冰川是典型的大陆型冰川,为了进一步研究该冰川能量通量的变化特征,将其与我国其他大陆型冰川已有研究开展对比分析(表3)。虽然不同研究所涉及的年份的气象状况各异、研究时段和模拟方法存在差异,但仍然能够从整体上揭示大陆型冰川能量通量的变化特征。与1号冰川早期能量平衡研究相似^[41-42],造成冰川消融的能量主要来源于净短波辐射,消融冰面由于其逆温层结,感热通量占比次之;冰川能量支出主要为净长波辐射、冰川

消融耗热。由于消融冰面的蒸发受制于表面水汽压,使得冰面蒸发受到一定的抑制作用,潜热通量负值较大。与1号冰川早期能量平衡参数化方案相比,COSIMA更具系统性,且考虑冰面以下10 m范围内的渗浸短波辐射和热传导通量,更为细致地反映能量物质平衡过程机理。同一冰川不同海拔位置,海拔越高,净辐射越小^[41-46],净辐射值也存在明显的年际变化,同时,不同时期各能量通量的差异涉及冰面气象状况、参数化方案及研究时段等因

表3 乌鲁木齐河源1号冰川与其他大陆型冰川能量组成对比

Table 3 Comparison of energy components of the Urumqi Glacier No. 1 with other continental glaciers

冰川名称	纬度/N	经度/E	海拔/m	月份	净辐射 $I/(W \cdot m^{-2})$	感热通量 $I/(W \cdot m^{-2})$	潜热通量 $I/(W \cdot m^{-2})$	地热通量 $I/(W \cdot m^{-2})$	消融能量 $I/(W \cdot m^{-2})$	文献来源
乌鲁木齐河源1号冰川	43.1°	86.8°	4 025	5—8	17.2	10.9	-4.5	-4.9	-23.3	本文
乌鲁木齐河源1号冰川	43.1°	86.8°	3 910	6—8 (1986—1987年)	73.0	13.0	-5.0		-81.0	[41]
乌鲁木齐河源1号冰川	43.1°	86.8°	3 910	7—8 (1986年)	54.5	11.6	-4.0		-62.1	[42]
科契卡尔巴西冰川	42.0°	80.0°	4 200	6—9	63.3	14.4	-23.0		-54.0	[43]
科契卡尔巴西冰川	42.0°	80.0°	3 300	6	97.7	8.6	-53.4			[44]
老虎沟12号冰川	39.4°	96.4°	5 040	6—9	27.3	10.3	-11.9	-7.6	-18.2	[45]
老虎沟12号冰川	39.4°	96.4°	4 550	6—9	80.8	5.7	-5.8		-80.8	[46]
扎当冰川	30.4°	90.6°	5 655	5—9	39.0	8.0	-11.0	-11.0	-25.0	[47]
七一冰川	39.5°	97.7°	4 473	7—10	63.3	14.2	-6.1	-15.5	-55.8	[48]

素。此外,李晶等^[43]指出表碛表面净辐射小于雪面净辐射,说明冰川下垫面差异对净辐射的影响也是不容忽视的。利用扎当冰川与其他区域冰川做比较,发现净辐射是扎当冰川最大的能量收入项($+39 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),占总的能量收入项的82%,同时考虑到扎当冰川的研究点海拔显著高于其他冰川,所以,不能将扎当冰川与其余冰川进行对比,但是净辐射在不同类型冰川上的比重差异是明显的^[47]。相似海拔下冰川所处气象状况可直接影响湍流通量的大小,其中七一冰川($+14.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)及科契卡尔巴西冰川($+14.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)的感热通量大于乌鲁木齐河源1号冰川($+10.89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)及老虎沟12号冰川($+5.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),表明气温越高,风速越大,感热通量越大^[43,46,48],而潜热通量的低值说明潜热交换剧烈消耗的能量多,与其余冰川相比,消融期科契卡尔巴西冰川潜热交换剧烈($-23 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$),说明科契卡尔巴西冰川表面饱和水汽压和空气水汽压差异明显,水汽压梯度最大,蒸发最为强烈^[43]。消融能量也具有随海拔增加而减小的特征,但只涉及乌鲁木齐河源1号冰川以及老虎沟12号冰川。此外,基于扎当冰川和帕隆4号冰川及其他区域典型监测冰川能量通量的对比结果表明单条冰川所处气候环境对消融能量的影响的确存在,但难以量化,而要准确衡量对消融能量的影响程度还有赖于从控制研究时段和采用相同模型等两方面进行着手研究^[47]。

表4 乌鲁木齐河源1号冰川累积物质平衡组成及与其他大陆型冰川对比

Table 4 Accumulative mass balance components of the Urumqi Glacier No. 1 and comparison with other continental glaciers

冰川名称	纬度/N	经度/E	月份	累积物质平衡 $I(\text{m w. e.})$	固态降水 $I(\text{m w. e.})$	再冻结 $I(\text{m w. e.})$	凝结 $I(\text{m w. e.})$	表面消融 $I(\text{m w. e.})$	冰下消融 $I(\text{m w. e.})$	升华及蒸发 $I(\text{m w. e.})$	文献来源
乌鲁木齐河源1号冰川	43.1°	86.8°	5—8	-0.671	0.196	0.007	0.005	-0.742	-0.114	-0.022	本文
羌塘1号冰川	33.0°	88.7°	5—9	-0.176	0.380	0.135		-0.532		-0.071	[14]
扎当冰川	30.4°	91.0°	5—9	-0.431	0.424	0.104		-0.867		-0.092	[39]

为进一步研究乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡组成,将其与其他区域监测的大陆型冰川进行比较。结果表明,与羌塘1号冰川、扎当冰川相比,乌鲁木齐河源1号冰川物质损失明显(表4)。夏季积累型冰川深受降水的季节变化及固态降水比重的影响^[51],而乌鲁木齐河源1号冰川固态降水显著小于其余两者,主要原因是羌塘1号冰川和扎当冰川分别在消融期深受西风和印度季风的影响,使得固态降水量增加。另一方面,尽管表面消融和升华/蒸发作用差异很小,但乌鲁木齐河源1号冰川再冻结作用显著小于其余两者。已知再冻结作用主要发

3.4 物质平衡特征

冰川物质平衡是冰川积累和消融的代数和,取决于降水、消融、升华、蒸发以及再冻结过程。1号冰川累积物质平衡及其组成显示(表4),模拟的消融期累积物质平衡为 -0.671 m w. e. ,其中,表面消融是最主要的物质损失项(-0.742 m w. e.),其次是冰下消融(-0.114 m w. e.),升华/蒸发也会引起物质损失,但值相对较小(-0.022 m w. e.)。固态降水是主要的物质收入项(0.196 m w. e.),再冻结带来的物质收入仅为 0.007 m w. e. 。总的来说,几乎全部表层和表层下的消融量都随着冰川径流而损失掉。由于地表水汽压小于空气水汽压,加之风速较小,产生了 0.005 m w. e. 水汽凝结量。Weidemann等^[49]指出积雪场的能量收支会受到风吹雪的影响,COSIMA模型中缺少风吹雪的参数化方案,因此会导致上述升华作用被高估,但消融期1号冰川消融强烈,冰川表面积雪性状态会因气温和融水等因素发现改变,因此,只有当风速较大且频繁有降雪发生时升华作用则被认为高估。此外,Oerlemans等^[50]在西格林兰冰盖及瑞士的冰川上的研究指出冰川重力流在消融冰川中非常常见,能够增强湍流交换,而在应用COSIMA模型时忽略了冰川重力流,因此可能会造成表面消融量的低估。虽然会存在上述问题,但总体来看,消融期1号冰川物质平衡的变化主要取决于表面消融和固态降水。

生在消融期^[40],取决于冰/积雪温度及其物理性质^[52],并且冰/积雪温度越高,再冻结过程越弱^[16],所以,从定性的角度上可以得出乌鲁木齐河源1号冰川的冰/积雪温度高于其余两者,而再冻结过程的物理机制还有待进一步实测验证。

4 结论与展望

针对乌鲁木齐河源1号冰川东支,以气象数据驱动COSIMA模型,结合冰川物质平衡观测数据,实现了该冰川2018年消融期单点能量-物质平衡模拟。得到如下结论:

(1)物质平衡模拟值为 $(-0.67 \pm 0.03) \text{ m w. e.}$, 模拟与实测物质平衡较为一致, 相关系数达 0.96, 因此, COSIMA 应用在乌鲁木齐河源 1 号冰川上能够较为准确地计算单点能量-物质变化。

(2)净短波辐射是主要的能量来源(84%), 其次为感热通量(16%)。净长波辐射是主要的能量支出项(55%), 其次分别是冰川消融耗热(32%)、潜热消耗(7%)及地热通量(6%)。受能量收支的影响, 模拟的冰川物质平衡主要取决于表面消融和固态降水量, 同时在模型自身局限性的影响下, 模拟升华和表面消融量存在不可避免的误差。

(3)与其他大陆型冰川已有研究结果对比发现, 不同海拔以及气候条件下能量通量的差异明显, 同时, 物质平衡对比结果表明乌鲁木齐河源 1 号冰川固态降水量和再冻结显著小于羌塘 1 号冰川和扎当冰川, 推测与单条冰川所处大气环流密切相关。

鉴于此, 为了更为深入地研究 1 号冰川能量-物质平衡特征及其对气候变化的响应, 深刻认识气候机制作用下的冰川变化过程及机理, 下一步将开展单点到分布式的能量-物质平衡模拟研究。第一, 完善观测数据。需要在 1 号冰川消融区补充气象和四分量辐射数据的观测仪器, 以便获得更高精度的分布式输入数据。第二, 完善观测技术。除常规观测数据外, 国际上对于冰川能量-物质平衡的模拟验证通常将遥感影像和延迟摄影技术结合, 提取不同时间同一时刻雪线的瞬时变化, 来获得研究期观测及模拟雪线的时空变化, 借以验证模型模拟效果, 从而有助于提高模型模拟精度。第三, 修正输入数据以驱动模型, 获得模拟结果。基于 1 号冰川 DEM 数据提取掩膜, 利用 WRF 模式修正气象要素以获得不同海拔上气象要素梯度变化, 通过双曲正切函数计算固态降水量比重, 最后结合入射短波辐射数据驱动二维模型, 获得 1 号冰川分布式能量-物质平衡模拟结果。

致谢: 感谢西北师范大学沈思民硕士研究生在野外观测和论文撰写过程中的大力帮助。

参考文献(References):

- [1] IPCC. Climate change 2013: the physical science basis: contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. New York: Cambridge University Press, 2013.
- [2] 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.
- [3] Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, et al. Analysis of the relation between glacier volume change and area change in the Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(1): 9-15. [王璞玉, 李忠勤, 李慧林, 等. 天山冰储量变化和面积变化关系分析研究 [J]. *冰川冻土*, 2017, 39(1): 9-15.]
- [4] Ye Wanhua, Wang Feiteng, Li Zhongqin, et al. Temporal and spatial distributions of the equilibrium line altitudes of the monitoring glaciers in High Asia [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(6): 1459-1469. [叶万花, 王飞腾, 李忠勤, 等. 高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布特征 [J]. *冰川冻土*, 2016, 38(6): 1459-1469.]
- [5] Liu Chaohai, Xie Zichu, Wang Chunzu. A research on the mass balance processes of Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1997, 19(1): 17-24. [刘潮海, 谢自楚, 王纯足. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究 [J]. *冰川冻土*, 1997, 19(1): 17-24.]
- [6] Neckel N, Kropáček J, Bolch T, et al. Glacier mass changes on the Tibetan Plateau 2003-2009 derived from ICESat laser altimetry measurements [J/OL]. *Environmental Research Letters*, 2014, 9(1) [2019-04-30]. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/1/014009>.
- [7] Rasmussen L A, Kohler J. Mass balance of three Svalbard glaciers reconstructed back to 1948 [J]. *Polar Research*, 2010, 26(2): 168-174.
- [8] Hock R. Temperature index melt modeling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 282(1): 104-115.
- [9] Huintjes E, Li Huilin, Sauter T, et al. Degree-day modelling of the surface mass balance of Urumqi Glacier No. 1, Tian Shan, China [J]. *The Cryosphere*, 2010, 4: 207-232.
- [10] Gabbi J, Carenzo M, Pellicciotti F, et al. A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response [J]. *Journal of Glaciology*, 2014, 60: 1140-1154.
- [11] Hock R, Holmgren B. A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden [J]. *Journal of Glaciology*, 2005, 51(172): 25-36.
- [12] Plach A, Nisancioglu K H, Le Clec'h S, et al. Eemian Greenland surface mass balance strongly sensitive to SMB model choice [J]. *Climate of the Past*, 2018, 14(10): 1463-1485.
- [13] Yang Wei, Yao Tandong, Guo Xiaofeng, et al. Mass balance of a maritime glacier on the southeast Tibetan Plateau and its climatic sensitivity [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(17): 9579-9594.
- [14] Li Shenghai, Yao Tandong, Yang Wei, et al. Glacier energy and mass balance in the inland Tibetan Plateau: seasonal and interannual variability in relation to atmospheric changes [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123: 6390-6409.
- [15] Zhu Meilin, Yao Tandong, Yang Wei, et al. Differences in mass balance behavior for three glaciers from different climatic regions on the Tibetan Plateau [J]. *Climate Dynamics*, 2017, 50(9/10): 3457-3484.
- [16] Huintjes E, Sauter T, Schröter B, et al. Evaluation of a coupled snow and energy balance model for Zhadang Glacier, Tibetan Plateau, using glaciological measurements and time-lapse photography [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2015, 47(3): 573-590.

- [17] Huintjes E, Neckel N, Hochschild V, et al. Surface energy and mass balance at Purogangri ice cap, central Tibetan Plateau, 2001-2011 [J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(230): 1048-1061.
- [18] Xu Chunhai, Li Zhongqin, Wang Feiteng, et al. Using an ultra-long-range terrestrial laser scanner to monitor the net mass balance of Urumqi Glacier No. 1, eastern Tien Shan, China, at the monthly scale [J]. *Journal of Glaciology*, 2017, 63(241): 792-802.
- [19] Li Zhongqin, Shen Yongping, Wang Feiteng, et al. Response of glacier melting to climate change: take Urumqi Glacier No. 1 as an example [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(3): 333-342. [李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 冰川消融对气候变化的响应: 以乌鲁木齐河源1号冰川为例[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(3): 333-342.]
- [20] Wang Puyu, Li Zhongqin, Li Huilin, et al. Analyses of recent observations of Urumqi Glacier No. 1, Chinese Tianshan Mountains [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(8): 1-11.
- [21] Yue Xiaoying, Zhao Jun, Li Zhongqin, et al. Spatial and temporal variations of the surface albedo and other factors influencing Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China [J]. *Journal of Glaciology*, 2017, 63(241): 899-911.
- [22] van den Broeke M, van As D, Reijmer C, et al. Assessing and improving the quality of unattended radiation observations in Antarctica [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2004, 21(9): 1417-1431.
- [23] Mölg T, Maussion F, Yang Wei, et al. The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier [J]. *The Cryosphere*, 2012, 6: 1445-1461.
- [24] He Xiaobo, Ye Baisheng, Ding Yongjian. Bias correction for precipitation measurement in Tanggula Mountain, Tibetan Plateau [J]. *Advances in Water Science*, 2009, 20(3): 403-408. [何晓波, 叶柏生, 丁永建. 青藏高原唐古拉山区降水观测误差修正分析[J]. *水科学进展*, 2009, 20(3): 403-408.]
- [25] 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.
- [26] Thibert E, Vincent C, Blanc R, et al. Instruments and methods glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps [J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(186): 522-532.
- [27] Zemp M, Jansson P, Holmlund P, et al. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99): Part 2: comparison of glaciological and volumetric mass balances [J]. *The Cryosphere*, 2010, 20(4): 345-357.
- [28] Oerlemans J. *Glaciers and climate change* [M]. Lisse, the Netherlands: Swets and Zeitlinger, 2001: 148.
- [29] Brock B W, Willis I C, Martin M J. Measurement and parameterization of aerodynamic roughness length variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland [J]. *Journal of Glaciology*, 2006, 52: 281-297.
- [30] Cullen N J, Mölg T, Kaser G, et al. Energy-balance model validation on the top of Kilimanjaro, Tanzania, using eddy covariance data [J]. *Annals of Glaciology*, 2007, 46: 227-233.
- [31] Gromke C, Manes C, Walter B, et al. Aerodynamic roughness length of fresh snow [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 2011, 141: 21-34.
- [32] Braithwaite R J. Aerodynamic stability and turbulent sensible heat flux over a melting ice surface, the Greenland Ice Sheet [J]. *Journal of Glaciology*, 1995, 41: 562-571.
- [33] Xin Huijuan, He Yuanqing, Niu Hewen, et al. Near-surface meteorological characteristics on the Baishui Glacier No. 1, Mt. Yulong [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(4): 676-684. [辛惠娟, 何元庆, 牛贺文, 等. 玉龙雪山白水1号冰川近地层气象要素变化特征[J]. *冰川冻土*, 2018, 40(4): 676-684.]
- [34] Cess R D, Zhang M H, Minnis P, et al. Absorption of solar radiation by clouds: observations versus models [J]. *Science*, 1995, 267(5197): 496-499.
- [35] Favier V, Wagnon P, Chazarin J P, et al. One year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes [J/OL]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109 (D18) [2019-04-30]. <https://doi.org/10.1029/2003JD004359>.
- [36] 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.]
- [37] Braithwaite R J, Zhang Yu. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model [J]. *Journal of Glaciology*, 2000, 46 (152): 7-14.
- [38] Zhou Shuzhen, Zhang Ruyi, Zhang Chao. *Meteorology and climatology* [M]. Beijing: Higher Education Press, 1997: 84-86. [周淑贞, 张如一, 张超. *气象学与气候学* [M]. 北京: 高等教育出版社, 1997: 84-86.]
- [39] Zhang Guoshuai, Kang Shichang, Fujita K. Energy and mass balance of Zhadang Glacier surface, central Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(213): 137-148.
- [40] Fang Xiaoyu, Li Zhongqin, Wuennemann B, et al. Physical energy-balance and statistical glacier melting models comparison and testing for Shiyi Glacier, Heihe River basin, Qilian Mountains, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(2): 336-350. [方潇雨, 李忠勤, Wuennemann B, 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.]
- [41] Kang Ersi. A parameterized energy balance model of glacier melting on the Tianshan Mountains [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1994, 49(5): 467-476. [康尔泗. 天山冰川消融参数化能量平衡模型[J]. *地理学报*, 1994, 49(5): 467-476.]
- [42] Kang Ersi, Yang Daqing, Zhang Yinsheng. An experiment study of the water and heat balance in the source area of the Urumqi River in the Tian Shan Mountains [J]. *Annals of Glaciology*, 1992, 16: 55-66.
- [43] Li Jing, Liu Shiyin, Zhang Yong. Snow surface energy balance over the ablation period on the Keqicar Baxi Glacier in the Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, 29(3): 366-374. [李晶, 刘时银, 张勇. 天山南坡科克喀尔巴西冰川消融期雪面能量平衡研究[J]. *冰川冻土*, 2007, 29(3): 366-374.]
- [44] Han Haidong, Ding Yongjian, Liu Shiyin. Estimation and analysis of heat balance parameters in the ablation season of debris-covered Kerkqar Glacier, Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, 27(1): 88-94. [韩海东, 丁永建, 刘时银. 科奇喀尔冰川夏季表碛区热量平衡参数的估算分析[J]. *冰川冻土*, 2005, 27(1): 88-94.]
- [45] Sun Weijun, Qin Xiang, Ren Jiawen, et al. The surface energy budget in the accumulation zone of the Laohugou Glacier

- No. 12 in the western Qilian Mountains, China, in summer 2009 [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2012, 44 (3): 296-305.
- [46] Sun Weijun, Qin Xiang, Wang Yetang, et al. The response of surface mass and energy balance of a continental glacier to climate variability, western Qilian Mountains, China [J]. *Climate Dynamics*, 2018, 50(9/10): 3557-3570.
- [47] Zhu Meilin, Yao Tandong, Yang Wei, et al. Energy- and mass-balance comparison between Zhadang and Parlun No. 4 Glaciers on the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology*, 2015, 61(227): 595-607.
- [48] Jiang Xi, Wang Ninglian, He Jianqiao, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55 (20): 2079-2087. [蒋熹, 王宁练, 贺建桥, 等. 山地冰川表面分布式能量-物质平衡模型及其应用[J]. *科学通报*, 2010, 55(18): 1757-1765.]
- [49] Weidemann S S, Sauter T, Malz P, et al. Glacier mass changes of lake-terminating Grey and Tyndall Glaciers at the Southern Patagonia Icefield derived from geodetic observations and energy and mass balance modeling [J]. *Frontiers of Earth Science*, 2018, 6(81): 1-16.
- [50] Oerlemans J, Grisogono B. Glacier winds and parametrizations of the related surface heat fluxes [J]. *Tellus*, 2002, 54 (5): 440-452.
- [51] Kang Shichang, Chen Feng, Gao Tanguang, et al. Early onset of rainy season suppresses glacier melt: a case study on Zhadang Glacier, Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology*, 2009, 55(192): 755-758.
- [52] Illangasekare T H, Rodney J W J, Meier M F, et al. Modeling of meltwater infiltration in subfreezing snow [J]. *Water Resources Research*, 1990, 26(5): 1001-1012.

Study on the energy-mass balance simulation of the east branch of the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains

LI Hongliang^{1,2}, WANG Puyu^{1,2}, LI Zhongqin^{1,3}, JIN Shuang¹, XU Chunhai¹,
LIANG Pengbin³, YUE Xiaoying¹, YANG Min¹

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science / Tianshan Glaciological Station, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
3. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: Glacier ablation can be described using energy-mass balance models. This paper conducts an energy budget experiment to quantify energy components in the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains. Based on the automatic weather station (4 025 m a. s. l.) observation data and mass balance field survey data by five individual ablation stakes on the east branch of the glacier, the single-point energy-mass balance was simulated by “COupled Snowpack and Ice surface energy and MAss balance model” (COSIMA) during the ablation season in 2018. Results showed that the modelled accumulative mass balance was (-0.67 ± 0.03) m w. e. during the study period, which agreed well with the in-situ observation. The correlation coefficient between both reached to 0.96. The main energy component causing the glacier ablation were net shortwave radiation (84%) and sensible heat flux (16%). The main energy expenditure were the net longwave radiation (55%), the heat flux for snow/ice ablation (32%), latent heat flux (7%) and ground heat flux (6%). Affected by energy budget, modelled accumulative mass balance mainly depended on surface melt and snowfall. Comparing with the other continental glaciers in China, it is found that mass loss of the Urumqi Glacier No. 1 was more significant and that energy fluxes mainly depends on altitude and climatic conditions. In addition, the refreezing and snowfall on the Urumqi Glacier No. 1 were significantly less than that on the Qiangtang No. 1 Glacier and Zhadang Glacier, probably due to the atmospheric circulation over the single glacier. These findings will enhance our understanding of the mechanisms of glacier changes.

Key words: Urumqi Glacier No. 1; ablation season; energy balance; mass balance; simulation

(责任编辑: 王宁练; 编辑: 武俊杰)