

Changes of the Characteristic Parameters on Glacial Surface of the Laohugou Basin in the Qilian Mountains

Sha Li¹, Li Fu², Weijun Sun², Jiong Shu¹

¹The Key Laboratory of Geographic Information Science (Ministry of Education), School of Geographic Science, East China Normal University, Shanghai

²College of Geography and Environment, Shandong Normal University, Jinan Shandong
Email: lsasyoung@126.com

Received: Apr. 3rd, 2017; accepted: Apr. 22nd, 2017; published: Apr. 26th, 2017

Abstract

Characteristic parameters of glacier near ground surface based on the glacier surface energy and material balance model have an important influence on the simulation accuracy of glacier ablation. It is significant to study the characteristic parameters of the near surface for the investigation of glacier response to climate change. The changing meteorological characteristics around the Laohugou No. 12 glaciers, as a typical example of continental glacier, have been studied based on the data of automatic meteorological station located at the 5040 m altitude of glacier accumulation area in the west section of Qilian Mountains. And then, the corresponding characteristic parameters including the roughness of momentum and heat, momentum drag coefficient, heat transfer coefficient, and sensible and latent heat flux near glacier surface layer have been analyzed. First, the results showed that the average value of aerodynamic surface roughness attained 2.4, 2.1, 0.7 and 0.6 mm respectively among June to September. The value of heat transfer additional damping (kB^{-1}) presented an obvious daily cycle with a minimum at midday. Second, under different atmospheric conditions, the results presented that the average of momentum drag coefficient and heat transfer coefficient attained 0.001, 0.0009, 0.001 and 0.001 respectively when the atmosphere stratification was stable, otherwise these two coefficients were all 0.002 in the same period. Finally, the flux analysis indicated that the sensible and latent heat flux were always positive and negative, and the average value with 10.4 and $-12.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, respectively, which could offset each other during the studied period.

Keywords

Laohugou Basin, The Glacier Accumulation Area, The Overall Aerodynamic Research Method, The Surface Characteristic Parameters

祁连山老虎沟流域冰川下垫面地表特征参数变化特征

李莎¹, 傅俐², 孙维君², 束炯¹

¹华东师范大学地理科学学院, 华东师范大学地理信息科学重点实验室(教育部), 上海

²山东师范大学地理与环境学院, 山东 济南

Email: lsasyoung@126.com

收稿日期: 2017年4月3日; 录用日期: 2017年4月22日; 发布日期: 2017年4月26日

摘要

冰川近地层地表特征参数是冰川表面能量-物质平衡模型的基础, 影响冰川消融模拟的精度, 因此开展近地层地表特征参数研究对于准确探讨冰川对气候变化的响应具有重要意义。本论文以祁连山西段典型大陆型冰川——老虎沟12号冰川为例, 分析了老虎沟流域的气象变化特征位于冰川积累区海拔5040 m自动气象站资料, 确定了消融区冰川表面地表动量和热量粗糙度, 动量拖曳系数, 热量输送系数, 感热和潜热通量输送等地表特征参数及其变化规律, 结果表明: (1) 动力学地表粗糙度6~9月月均值分别为2.4、2.1、0.7和0.6mm, 热传输附加阻尼(kB^{-1})具有明显日循环, 在正午时分出现最小; (2) 大气层结稳定状态时, 动量拖曳系数和热量输送系数6-9月月均值分别为0.001, 0.0009, 0.001和0.001, 大气层结不稳定时, 两系数都为0.0022; (3) 感热通量绝大多数时间为正值, 潜热通量绝大多数时间为负值, 两者可相互抵消, 观测期间两者的平均值分别为10.4和-12.3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

关键词

老虎沟流域, 冰川积累区, 整体空气动力学法, 地表特征参数

Copyright © 2017 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

冰川是冰冻圈的重要组成部分, 由于冰/雪面具有很高的反照率和巨大的相变潜热, 冰冻圈对气候的影响作用仅次于海洋。IPCC 第五次评估报告认为[1], 1993~2010 年间冰冻圈萎缩对海平面上升速率的贡献为 3.2 mm/a。冰川是气候变化的指示器, 冰川在全球变化中扮演着重要的角色。

世界上巨大数量的冰川是优质清洁的淡水资源, 但分布极其不平衡, 导致在各地区可利用价值的差异。冰盖全部集中在南极和格陵兰, 山岳冰川的 84%集中于亚洲高地和北美寒区。中国是中低纬带冰川最多规模最大的国家, 又是世界荒漠区和贫水国中冰川最多的国家[2]。据中国第一次冰川编目资料, 中国有冰川 46,377 条, 总面积 59,425 km^2 , 冰川储量为 5600 km^3 , 仅次于美国、俄罗斯和加拿大[3]。

全球平均地表温度和海洋温度上升、冰雪大范围消融以及海平面上升等观测事实证明了气候系统在

变暖,在全球气候变暖背景下,我国近百年来气候也呈现变暖趋势。在气候变暖的背景下,我国山地冰川还将持续萎缩后退。冰川消融产生的海洋冷水,引起了大洋环流的变化,影响海气相互作用,进而影响气候变化。因此,研究我国冰川变化不仅具有重要的科学意义,也具有非常重要的现实意义。大气和冰川表面的能量交换的时空变化在一定程度上决定着冰川的动态变化,通过冰川表面的能量平衡研究,对揭示冰川发育的水热条件以及冰川对气候变化的响应具有重要意义[4]。

冰川与大气之间的能量交换在冰冻圈与大气圈之间相互作用研究中起着重要的作用。而湍流是大气边界层中主要的运动形态,对地面与大气间的动量输送、热量输送、水汽交换以及物质的输送起着主要的作用。冰川表面的湍流交换是冰/气间能量交换的最重要的组成部分之一,而冰川表面湍流参数变化研究又是准确获得湍流交换的核心内容。因此选择具有代表性的冰川,定量分析地表特征参数的变化,对于冰川表面能量-物质平衡观测试验的开展具有重要意义。

2. 国内外研究进展

2.1. 边界层湍流理论的发展

1883年,英国科学家 Reynolds 通过实验发现流体在流动过程中存在“层流”和“湍流”两种内部结构完全不同的流态,这是人类第一次提出湍流的概念。在雷诺有关湍流试验的基础上,德国流体力学家普朗特于1904年提出了混合长理论,他把无规则的流体“湍涡”运动看成是分子热运动,模仿分子平均自由程引入了混合长的概念,形成了最基本的湍流理论基础。

20世纪30年代普朗特完善了混合长理论,他提出了一种湍流梯度输送理论,用于分析湍流交换系数并建立它和其他湍流参数的关系。Taylor (1935) [5]对均匀各向同性湍流进行了理论探讨,导出了湍流动力学特征微分方程。1938年,Karman 等人在 Taylor (1935)的工作基础上推导出著名的 Karman-Howarth 方程,成为各向同性湍流理论的基础。同一年 Taylor 又提出了湍流能谱理论。前苏联科学家 Kolmogorov (1941) [6]把量纲分析引入湍流研究中,提出了湍流相似理论,推导出著名的“2/3”定律。Monin 和 Obukhov (1954) [7]提出了莫宁-奥布霍夫(Monin-Obukhov)相似理论,建立了表面湍流通量和平均量之间的联系,这在湍流理论的发展史中具有划时代的意义。Prestiey (1959)提出了自由对流大气湍流理论。至此经典的湍流理论已基本形成。

2.2. 湍流参数研究现状

摩擦速度,稳定度参数,湍流强度,拖曳系数,粗糙度等湍流参数是计算表面通量的基础,是气候和中尺度天气模式的参数化方案所必需的参数,对这些参数的研究和确认对改进近地层的边界层参数化方案具有重要意义。

早在上世纪70年代,国外就出现较多研究通过观测试验分析各湍流参数与风速的经验关系,其中对摩擦速度和拖曳系数的研究更为多见。Smith 和 Bank (1975) [8]利用塞布尔岛一块沙咀地上的涡旋相关观测数据计算了拖曳系数 C_D ,并与前人的一些研究结果作了比较,发现 C_D 随风速线性变化,但各区域的变化斜率都有所不同。Sethu Raman 和 Raynor (1975) [9]通过位于美国纽约长岛南海岸、马萨诸塞州东南部巴泽兹湾和佛罗里达州华尔顿堡滩的三个海洋观测站观测资料,得到平均风、温廓线,并根据廓线计算了各站点的拖曳系数和摩擦速度,发现摩擦速度随风速线性增长,粗糙程度增加,斜率也相应增大,当风速为0时,摩擦速度也为0。同时还发现,拖曳系数与风速的关系并不明显,但是拖曳系数是粗糙度类别的函数,粗糙度越大,拖曳系数随风速的分布越离散。这些早期的结论奠定了以后研究的基础。八十年代以来关于这些参数与风速的关系的基本结论并没有太大变化。

国内由于湍流研究起步较晚,对各湍流参数的研究总体比较少,但也出现了一些针对某些典型下垫面的研究,并获得了不少研究成果。林忠等(2009) [10]利用我国南极考察队在中山站附近冰盖上的湍流资料,用涡动相关法计算了各湍流参数,探讨了冰盖下垫面上湍流强度、摩擦速度、拖曳系数等与风速和稳定度的关系,张强和卫国安(2004) [11]。根据甘肃敦煌野外试验的观测资料,用空气动力学方法、涡动相关法以及组合法三种不同方法计算并比较了干旱戈壁区动量输送的拖曳系数。目前国内对外对摩擦速度、拖曳系数、湍流强度等与风速的关系,已经有了比较初步的认识,但是还存在很多的不足与不确定的结果。

3. 研究区概况及资料处理方法

3.1. 研究区概况

老虎沟流域位于祁连山西端北坡,地理位置为 $39^{\circ}05'N-39^{\circ}40'N$, $96^{\circ}07'E-97^{\circ}04'E$,是祁连山冰川发育最盛的区域之一(图 1),北面是荒漠戈壁昌马乡(山间盆地),南面隔着野马河与野马山遥遥相望,东面连接托赖南山,西部已处于祁连山脉边缘,东西长约 50 km,南北最宽处达到 25 km。由于本区海拔较高,常年低温,降水较丰富,冰川特别发育,共有冰川 44 条,是祁连山西部最主要的冰川作用区[12]。

老虎沟 12 号冰川由东西两支冰川组成,汇合于海拔 4560 m 处,全长 9.85 km,面积约为 20.4 km²,占老虎沟冰川流域面积的 53.6%,冰舌末端海拔 4250 m,最高海拔 5483 m,平衡线海拔 4830 m,坡度平缓($3^{\circ}\sim 6^{\circ}$),具有稳定性冰川的特征,是老虎沟流域中最具代表性的冰川。按冰川的物理特性分类,12 号冰川属于极大陆型冰川,老虎沟是中国冰川检测研究的第一个野外观测站所在地。先后有科学家对 12 号冰川地区进行过多次较为系统的气象、水文等多学科综合考察,12 号冰川年均物质平衡为 -644 mm (检测时段:1959~76 年) [13]。平衡线高度随气候变化波动明显,冰川运动在过去 20 年来保持了常规运动形式,且运动速度有减少趋势。

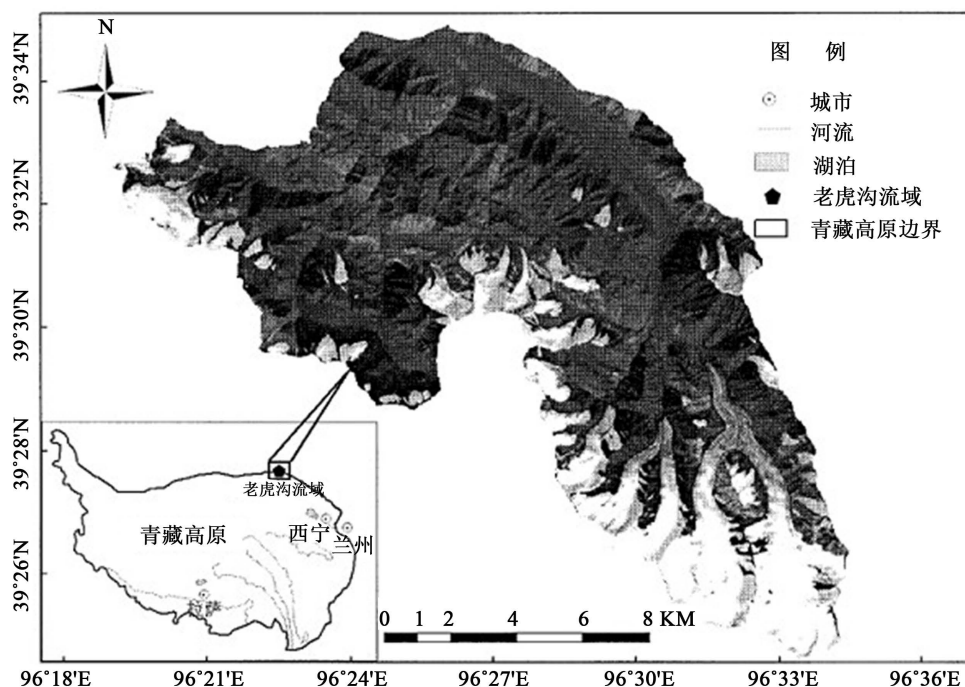


Figure 1. The studied area map

图 1. 研究区示意图

2005 年开始,对 12 号冰川进行全面观测,包括冰川物质平衡、冰川变化、冰川化学和气象水文等多方面的研究,杜文涛等[14]发现 12 号冰川在 1957~1976 年间退缩了约 100 m,1985~2005 年期间退缩了约 140 m,气温升温幅度的增大是 20 世纪 90 年代以来冰川退缩加剧的根本原因。孙维君等[15]利用 12 号冰川积累区气象观测资料,结合能量平衡模型,发现净辐射是冰川表面主要的能量来源,其次是感热通量;冰川消融耗热是主要的能量支出项,其次是潜热通量。

3.2. 观测资料处理

3.2.1. 观测资料来源

自动气象站架设在老虎沟 12 号冰川消融区(96°32.1'E, 39°28.7'N, 4550m a.s.l.),气象传感器技术参数及架设高度详见表 1。气象仪器经过中国气象局的标定和调试后,与耐低温(-55℃)数据采集器 CR1000 (Campbell, 美国)连接,每 10 s 采集一次数据,30 min 输出一次平均值。涡动相关系统采用三维超声风速风向仪(CSAT3, Campbell)和二氧化碳/水汽通量仪(LI-7500, LI),气象传感器与数据采集器 CR3000 (Campbell, 美国)相连,数据采集频率为 10 Hz。在 2011 年 6~9 月,在冰川消融区开展消融观测,气象站地方时比北京时间大约晚 1 h 34 min。

3.2.2. 资料的处理

在长时间的气象观测中,由于自动气象站所处条件恶劣,观测的气象要素有时会出现异常值或者缺失,因此,对观测的气象要素进行异常点的剔除以及插补,在处理数据的过程中发现气压异常值较多,由于气压的波动变化相对较小,采用前后时段的数据进行插补。由于冰川是一种特殊的下垫面,随着冰川消融,气象传感器距离冰川表面高度增加,随着固态降水的增多,距离冰川表面高度减小,因此有必要对气象要素修正到同一高度进行数据的分析。气压和辐射四分量随着高度变化很小,没有进行修正,气温、相对湿度和风速采用三者的廓线方程和 Delaunay 三角网剖分法进行修正[16]。

3.3. 计算方法

目前计算冰川表面感热和潜热通量的方法有梯度廓线法、涡动相关法和整体动力学法等[17]。梯度廓线法对仪器的观测误差非常敏感,计算存在着很多的不确定性,也很难获得完整的梯度观测资料,由此限制了此方法在冰川表面的应用;涡动相关法是利用超声风速仪观测风、温、湿的脉动值直接来计算地表动量、感热和潜热通量,但由于超声风速温度仪价格昂贵且观测的数据量大,虽然数据较为精确但需要经常到现场维护,且推广性差,因此在高海拔地区的应用受到了限制;本篇文章在计算冰川表面地表特征参数时主要采用的是整体空气动力学法,下面将主要介绍这种方法。

Table 1. Technical parameters and installation height of the sensors on the automatic weather station at 4550 m
表 1. 海拔 4550 m 气象传感器技术参数及架设高度

| 气象要素 | 传感器型号 | 测量范围 | 精度 | 架设高度 |
|-------------------------|------------------|-----------|---------|------------|
| 气温(℃) | Vaisala41382 | -40~+60 | ±0.2 | 2.2, 3.8 m |
| 相对湿度(%) | Vaisala41382 | 0.8~100 | ±2 | 2.2, 3.8 m |
| 气压(hPa) | PTB210 | 50~1300 | ±0.5 | 1.5m |
| 风速(m/s) | Young05103 | 0~60 | ±1 | 2.2, 3.8 m |
| 风向(°) | Young05103 | 0~355 | ±3 | 2.2, 3.8 m |
| 降水(mm) | T200B | 0~600 | ±0.1 | 1.7 m |
| 短波辐射(Wm ⁻²) | Kipp & Zonen CM3 | 0.305~2.8 | ±10%日总量 | 2 m |

以莫宁-奥布霍夫理论为基础,进行稳定度修正,这种方法适用于冰雪下垫面湍流通量的计算,而且只要求具备一层气象要素即可。冰川表面动量拖曳系数、感热和潜热通量可表示为:

$$\tau = \rho_a u_*^2 = \rho_a C_D u^2 \quad (1)$$

$$H = \rho_a C_p u_* \theta_* = \rho_a C_p C_H u (T_a - T_S) \quad (2)$$

$$LE = \rho_a L_V u_* q_* = \rho_a L_V C_E u (q - q_S) \quad (3)$$

其中, ρ_a 为当地空气密度($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$); u_* 、 θ_* 和 q_* 分别为摩擦风速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、温度尺度(k)和湿度尺度($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), C_p 为空气定压比热($1005.7 \text{ J}\cdot\text{kg}\cdot\text{k}^{-1}$); L_V 为蒸发或升华潜热(当 $T_S = 273.15 \text{ k}$ 时,冰川表面出现蒸发/凝结,为 $2.501 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{k}^{-1}$, 当 $T_S < 273.15 \text{ k}$ 时,冰川表面出现升华/凝华,为 $2.834 \text{ MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$); u 、 T_a 和 q 分别是高度 z 处的平均风速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、气温(k)和空气比湿($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$); T_S 和 q_S 分别为冰川表面的温度(k)和比湿($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$); 另外,动量拖曳系数(C_D)、热量输送系数(C_H)的表达式为:

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{om}}\right) - \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right]^2} \quad (4)$$

$$C_H = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{om}}\right) - \psi_M\left(\frac{z}{L}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_{om}}\right) - \psi_H\left(\frac{z}{L}\right) \right]} \quad (5)$$

表达式中, k 为卡曼常数(0.4); L 是莫宁-奥布霍夫长度, ψ_M 、 ψ_H 分别为稳定度 z/L 的动量和热量的通用普适函数,在中性层结下 ψ 为 0; 当大气层结稳定时,采用 Holtslag and de Bruin [18] 方案计算 ψ_M 和 ψ_H ; 当大气层结不稳定时,采用 Businger-Dyer [19] 参数化方式,取 Dyer 的普适函数。

理查逊数 Ri_b 是用来表征大气边界层的稳定性的参量,当 Ri_b 为较大负值时,表示大气处于不稳定状态; 当 Ri_b 为较大正值时,表示大气处于稳定状态; 当 Ri_b 接近于 0 时,表示大气处于中性层结状态。它的表达式为:

$$Ri_b = \frac{g \frac{(T_a - T_S)}{(z - z_{om})}}{T_a \left(\frac{u}{z - z_{om}} \right)^2} = \frac{g (T_a - T_S) (z - z_{om})}{T_a u^2} \quad (6)$$

式中, g 表示的是重力加速度 $9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$; z_{om} 和 z_{ot} 分别是地表动量和热量粗糙度。其中,动量粗糙度是采用风速的廓线方程(两层或两层以上)计算的,当大气处于近中性层结条件下, z_{om} 可表示为:

$$z_{om} = \exp\left(\frac{u_2 \ln z_1 - u_1 \ln z_2}{u_2 - u_1}\right) \quad (7)$$

式中, z_1 和 z_2 分别为 2.2 m 和 3.8 m; u_1 和 u_2 分别为其相应高度处的风速。

4.12 号冰川消融区气象特征

4.1. 气温

冰川上的气温高低变化影响冰川的物质平衡变化,尤其在夏季影响冰川的消融变化。图 2 给出了海拔 5040 m 气温日平均值变化特征,观测期间,海拔 5040 m 日平均值最高出现在 2011 年 7 月 21 日,为 4.3°C ,日平均值最低温出现在 9 月 28 日,为 -12.4°C 。

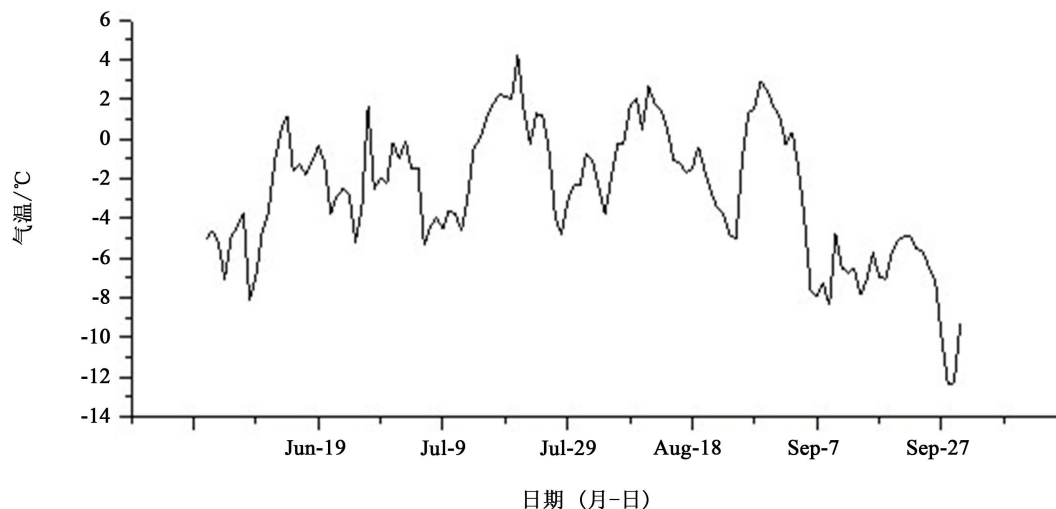


Figure 2. Variations of daily mean air temperature at altitude of 5040 m of the Laohugou
图 2. 老虎沟海拔 5040 m 气温日平均值变化

气温的月较差可以反映观测期间各月份气温的变化稳定情况, 6~9 月份的月较差分别为 9.8°C、9.7°C、7.7°C 和 13.6°C, 说明 9 月份的温差较大, 8 月的温差最小, 而数据显示, 9 月份只有两天气温位于 0°C 以上, 说明 9 月份气温偏低。

气温的正积温可以反映冰川表面的能量状况, 分析冰川表面正积温的变化可以为度日模型提供数据, 为探讨气温与冰川消融的关系提供基础。本章中的正积温为一个月内日平均气温超过 0°C 的累积值。6~9 月份的正积温分别为 3.3°C、17.3°C、20.6°C 和 1.6°C, 8 月的正积温值最高, 说明本月接收的辐射能量更高。而 8 月的气温月较差又最小, 说明 8 月份的整体气温处于平稳较高状态。

4.2. 降水和相对湿度

降水是气候变化最直接的指示器, 它是冰川发育的基础, 会影响地面的反照率, 从而影响能量收支和冰川消融。受西风带和局地环流的影响, 老虎沟的降水主要集中在夏季, 图 3 中可以看出其中观测期间最大降水量发生在 2011 年 6 月 16 日, 为 25.9 mm, 一年中, 6 月份的降水最多。降水形态受气温的影响, 关于降水中固态和液态的划分标准并不统一, 多以单一临界气温作为划分依据, 但不同地区研究者所取气温也不相同, 本文利用 -2°C 和 2°C 为临界温度, 当日平均气温低于 -2°C 时为降雪, 高于 2°C 时为降雨, 介于中间时为固液混合态[20], 海拔 5040 m 三种降水形态所占比例分别为 10%、37% 和 53%。随着海拔的升高, 气温降低, 降雨所占的比例越来越少, 降雪比重越来越大。

图 4 是老虎沟海拔 5040 m 相对湿度日平均值变化, 收到气温和降水的影响, 6~9 月的相对湿度在全年中处于高值阶段, 由图可看出, 观测期间相对湿度普遍较高, 这 4 个月的平均值为 63%。

4.3. 气压和风

祁连山近地面夏季为高压, 全年变化规律为典型的高山型气压。观测期间, 气压在 8 月最高, 图 5 显示的是 2011 年 6~9 月气压日平均值变化情况。

在高海拔山区, 受局部地形的影响, 会形成特殊的局地环流, 山谷风和冰川风, 这些都与气温在近地层的分布导致坡面和气温的热力差异有关[21]。风在局地气候变化中起着很重要的作用, 不仅可以影响云量的多少, 而且还会影响大气与地面之间湍流通量的强弱[22]。图 6 显示的是老虎沟海拔 5040 m 风速日平均值变化, 可以看出, 风速在 9 月份的值要略高于其他月份。

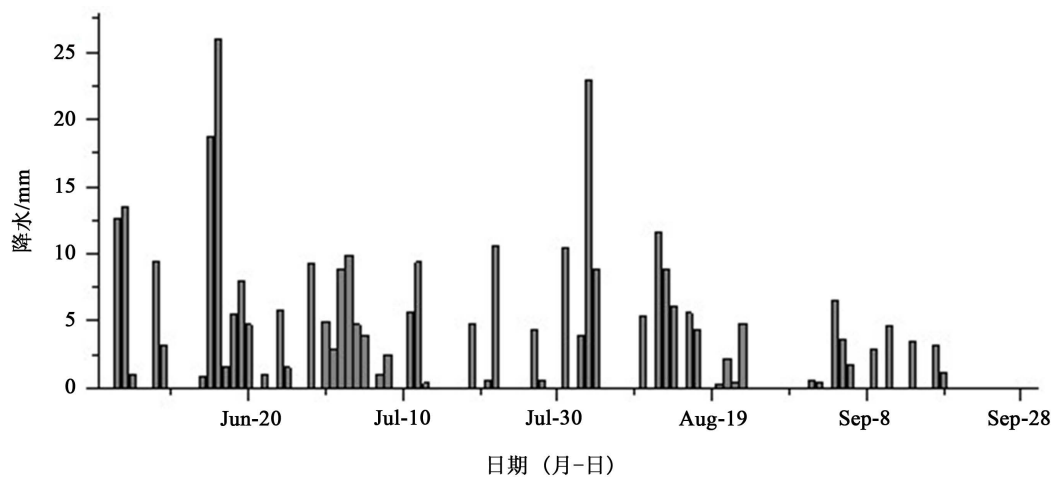


Figure 3. Daily variations of precipitation at the altitude of 5040m of the Laohugou

图3. 老虎沟海拔 5040 m 降水日总量变化

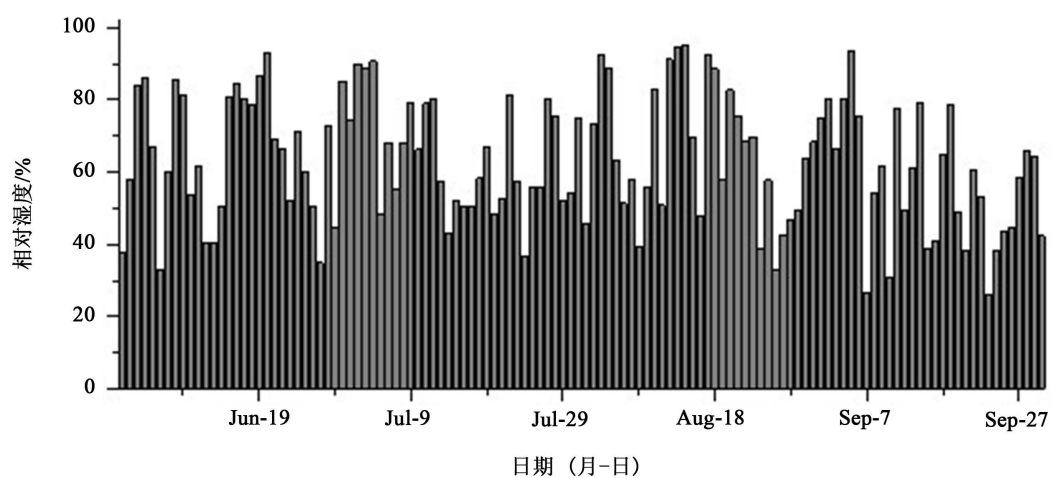


Figure 4. Variations of daily mean relative humidity

图4. 相对湿度日平均值变化

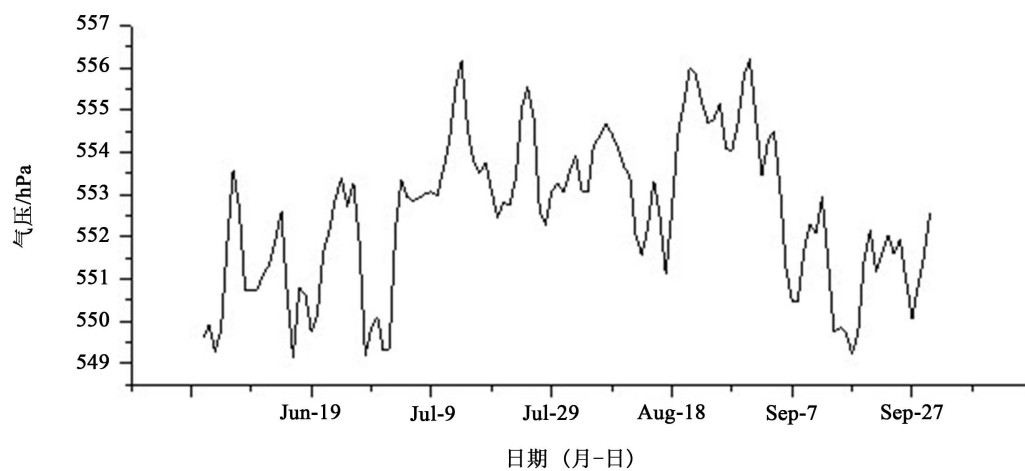


Figure 5. Variations of daily mean air pressure

图5. 气压日平均值变化

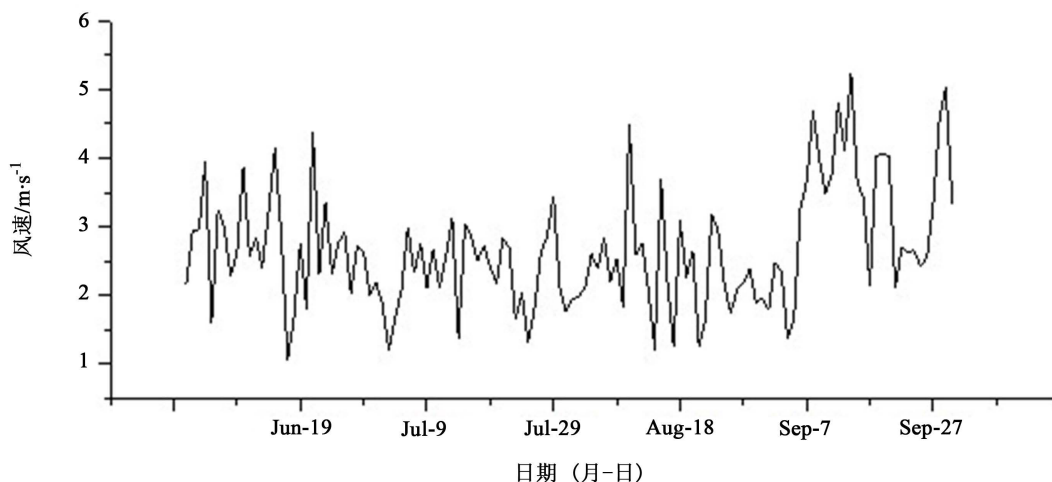


Figure 6. Variations of daily mean wind speed
图 6. 风速日平均值变化

5. 地表特征参数变化特征

5.1. 地表粗糙度和热传输附加阻尼

粗糙度是计算冰川表面湍流通量的重要因子之一，为了探讨冰川表面粗糙度随时间的变化规律，本章采用涡动相关法直接推算出动量粗糙度，图 7 显示了 12 号冰川海拔 5040 m 动量 z_{om} 和热量 z_{ot} 粗糙度日平均值变化，从图中可以看出 z_{om} 和 z_{ot} 都有明显的波动变化， z_{om} 的波动变化较大，在 6 月份多次出现明显的较高值，这可能主要是因为冰川表面粘性切变作用引起的， z_{om} 变化范围在 0.01~10 mm 之间，但大部分围绕在 1.2 mm 上下波动变化。 z_{ot} 的数值要小于 z_{om} ，但两者的大小基本上处于同一数量级， z_{ot} 在冰川消融期的 6~9 月份相对较大，6~9 月份是一年中气温最高和空气湿度最大的时期，空气分子的扩散作用最强。 z_{ot} 介于 0.49 mm 和 3.09 mm 之间变化波动，围绕着 1 mm 上下波动。

通常用热传输附加阻尼 $kB^{-1} = \ln(z_{om}/z_{ot})$ 表示 z_{om} 和 z_{ot} 之间的差异，在冰川表面不能笼统的取为常数， kB^{-1} 也具有明显的日变化，图 8 显示的是热传输附加阻尼日平均值变化，可看出， kB^{-1} 的波动变化很大，表明 z_{om} 和 z_{ot} 的差异明显。

图 9 是热传输阻尼系数 kB^{-1} 的平均日变化，在白天，日出后 kB^{-1} 不断降低，一直到正午时分 12:00 出现最小值， kB^{-1} 在低值维持一段时间直到 18:00，日落后， kB^{-1} 不断增大，到了夜晚变的相对稳定，可能主要是因为白天，气温的升高和空气湿度的增大以及大气层结处于不稳定状态， z_{ot} 明显比夜晚增大很多，使得白天 kB^{-1} 较小，到了夜晚，大气层结稳定，冰川表面动量的传输大于热量的传输。

5.2. 总体输送系数

5.2.1. 动量拖曳系数 C_D

图 10 显示的是海拔 5040 m 积累区观测期间大气层结稳定状态下 ($Ri_b > 0$) 冰川表面动量拖曳系数 C_D 的逐月状况，从图中可以看出， C_D 的值比较稳定，基本稳定在 0.0010 左右，这可能是由于积累区常年积雪覆盖，下垫面比较均一。从风速 U^2 和 U_*^2 的相互关系来看， R^2 的最低值出现在 8 月，为 0.5957，对应的 R 值为 0.77，整体来看， U^2 和 U_*^2 的相关性还是比较高的。

图 11 显示的是观测期间积累区大气层结不稳定状态下 ($Ri_b < 0$) 动量拖曳系数 C_D 的平均值，可以看出，风速 U^2 和摩擦风速 U_*^2 的相关性是很好的， R^2 的值达到 0.9925，说明在大气层结不稳定状态下 12 号冰川

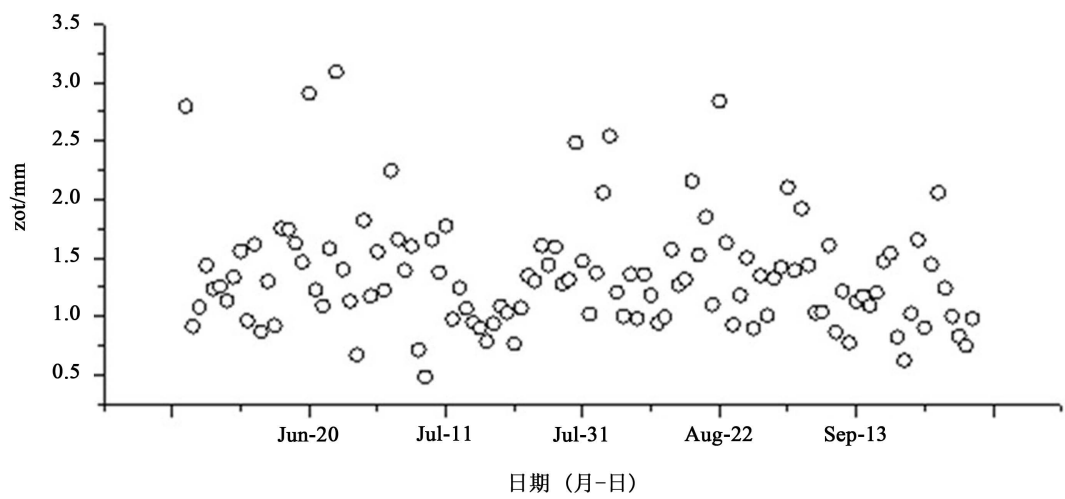
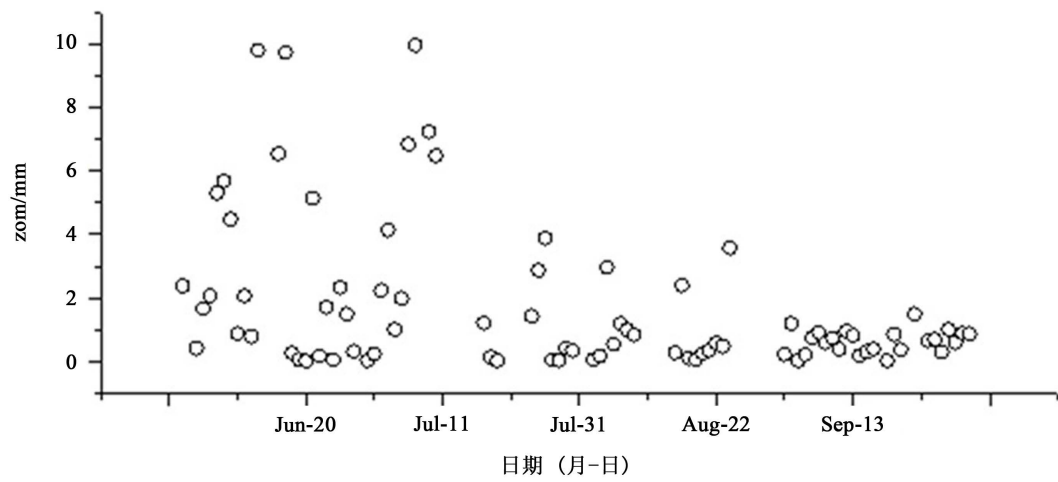


Figure 7. Variations of daily mean roughness of momentum (z_{om}) and daily mean roughness of heat (z_{ot})
图 7. 动量 (z_{om}) 和热量 (z_{ot}) 粗糙度日平均值变化

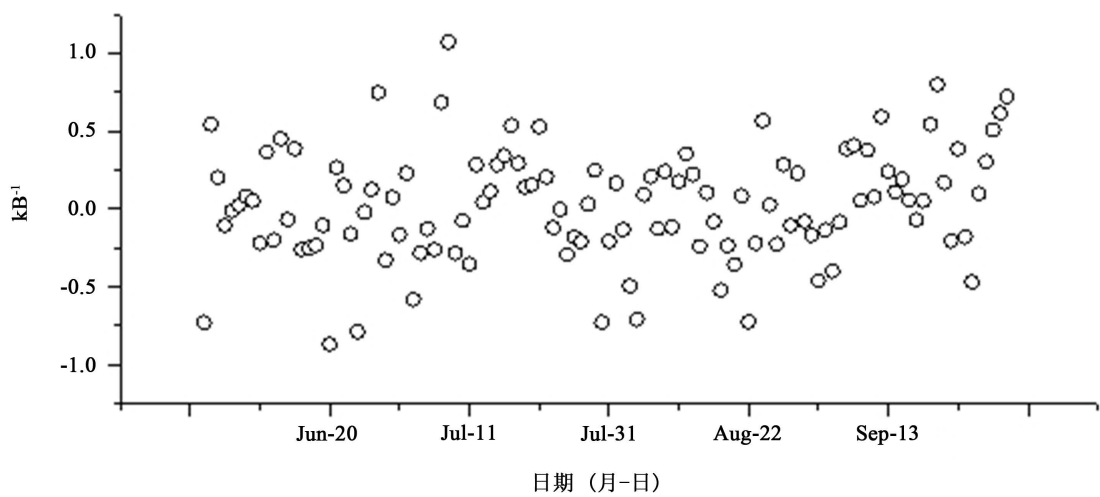


Figure 8. Variations of daily mean kB^{-1}
图 8. 热传输附加阻尼 kB^{-1} 日平均值变化

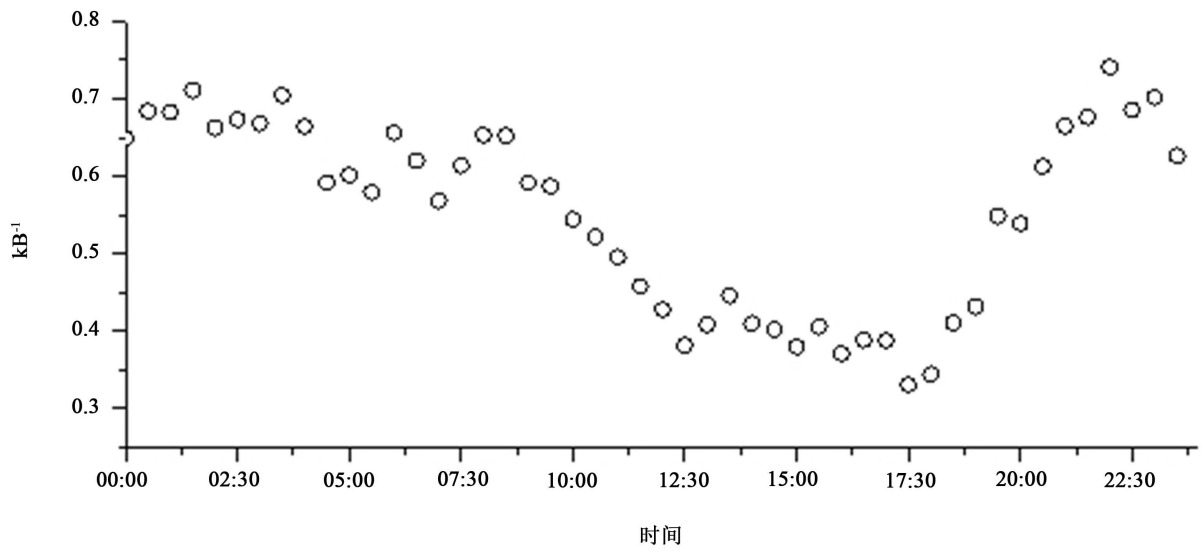


Figure 9. Mean diurnal variation of kB^{-1}
图 9. 热传输附加阻尼 kB^{-1} 平均日变化

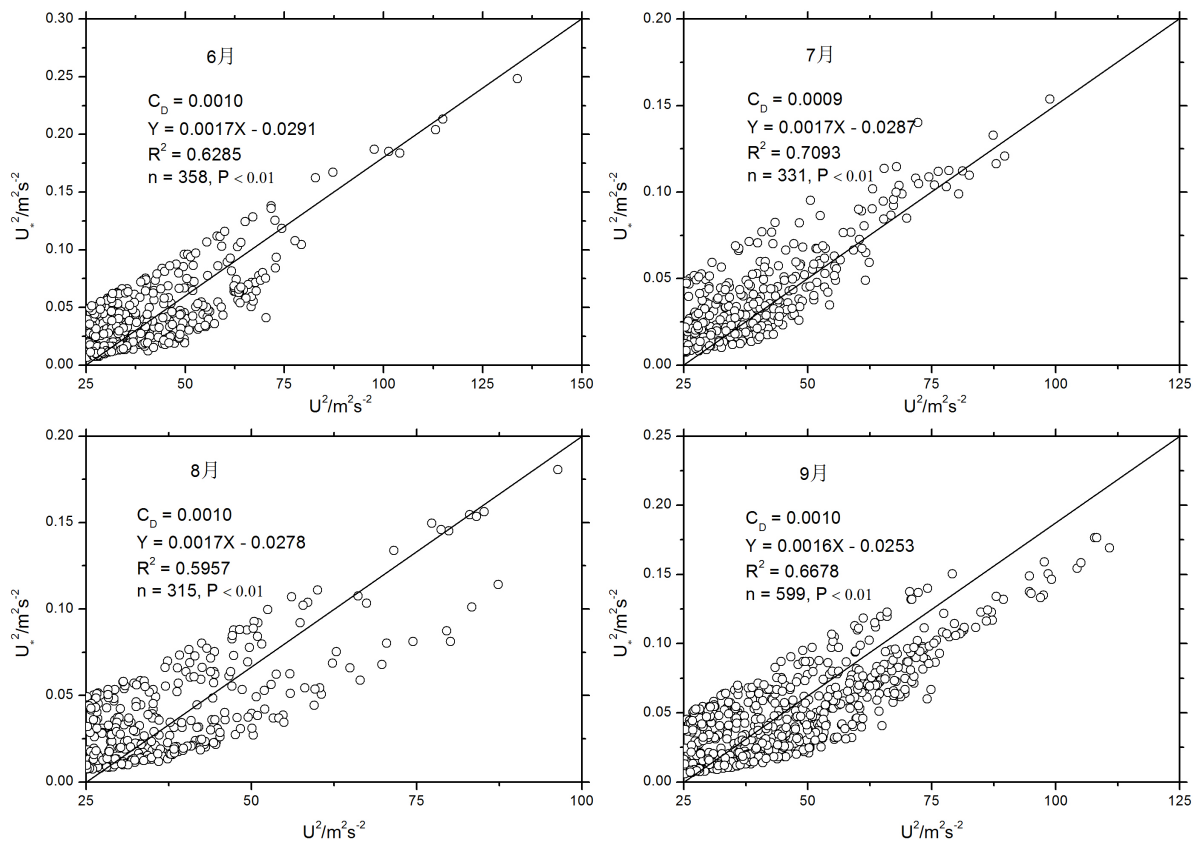


Figure 10. Monthly characteristic of C_D while the stratified atmosphere is in stability stratification ($Ri_b > 0$)
图 10. 大气层结稳定状态下($Ri_b > 0$)动量拖曳系数 C_D 逐月状况

积累区 C_D 的可信度很高。与大气层结稳定状态下的 C_D 值比较, 不稳定状态下的 C_D 值明显要大, 这说明, 在大气层结不稳定条件下, 积累区冰川表面动量通量的输送能力更强, 这符合实际情况。

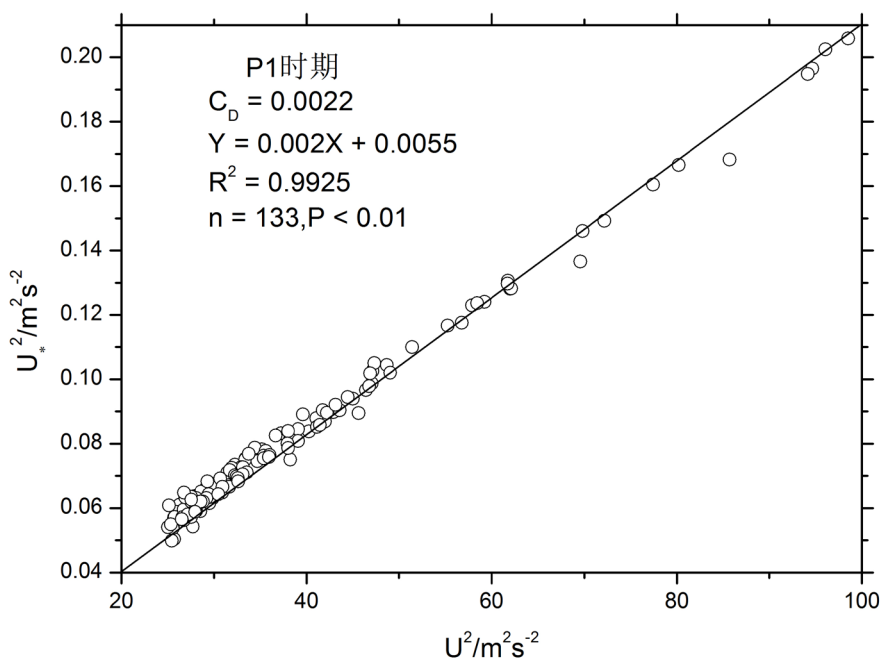


Figure 11. The average characteristic of C_D while the stratified atmosphere is in instability stratification ($Ri_b < 0$)
图 11. 大气层结不稳定状态下($Ri_b < 0$)动量拖曳系数 C_D 平均状况

5.2.2. 热量输送系数 C_H

图 12 是观测期间大气层结稳定状态下($Ri_b > 0$)冰川表面热量输送系数 C_H 的逐月状况, 图中可以看出, C_H 值表现稳定, 且数值上与 C_D 差不多。从风速和温差之间的乘积 $U(T_s - T_a)$ 与摩擦风速和温度尺度之间的乘积 $U_*\theta_*$ 的相关性来看, 在 7 月的最差, R 值为 0.63, 相关性最好值在 6 月, R 值为 0.78, 虽然与 C_D 在稳定状态下的 R 值相比较差, 但是可以看出 $U(T_s - T_a)$ 与 $U_*\theta_*$ 相关性也较好, 12 号冰川积累区冰川表面热量输送系数 C_H 也具有较高的可信度。

图 13 是观测期间大气层结不稳定状态下($Ri_b < 0$)热量输送系数的平均值, 图中看出, R^2 的值达到 0.995, 说明 $U(T_s - T_a)$ 和 $U_*\theta_*$ 的相关性非常好, C_H 在大气层结不稳定状态下具有很高的可信度。与大气层结稳定状态相比, 不稳定状态下的 C_H 值明显要大, 这也能说明积累区冰川表面感热输送强度要明显大于层结稳定时的。

5.2.3. C_D 和 C_H 平均日变化

图 14 是积累区海拔 5040 m 处动量拖曳系数 C_D 和热量输送系数 C_H 平均日变化特征, 可以看出, C_D 和 C_H 变化趋势一致, 随着 Ri_b 的降低而增大, 具有明显的日变化过程。日出后, 太阳辐射增强, 冰川表面受热升温快, 热力作用增强, 理查逊数逐渐变小, 大气层结由极稳定状态向近中性层结过渡, 导致大气与冰川之间的能量交换能力增强, C_D 和 C_H 在 13:00~16:00 期间一直维持在较高值, 随后又逐渐减小, 与白天相比, C_D 和 C_H 在夜晚波动变化平缓, 十分稳定, C_D 和 C_H 相比较, C_D 要比 C_H 值大。

5.3. 感热和潜热通量

冰川表面感热和潜热大小取决于近地面湍流的发展过程, 其强弱受气温和冰川表面温度之差、空气和冰川表面比湿之差以及风速大小的影响。

图 15 是感热、潜热通量的日平均值变化情况, 可以看出, 感热通量要明显大于潜热通量, 感热通量在 9 月的日普遍较高, 观测期间逐渐呈现上升趋势, 潜热通量虽有波动, 但总体处于平稳态势。

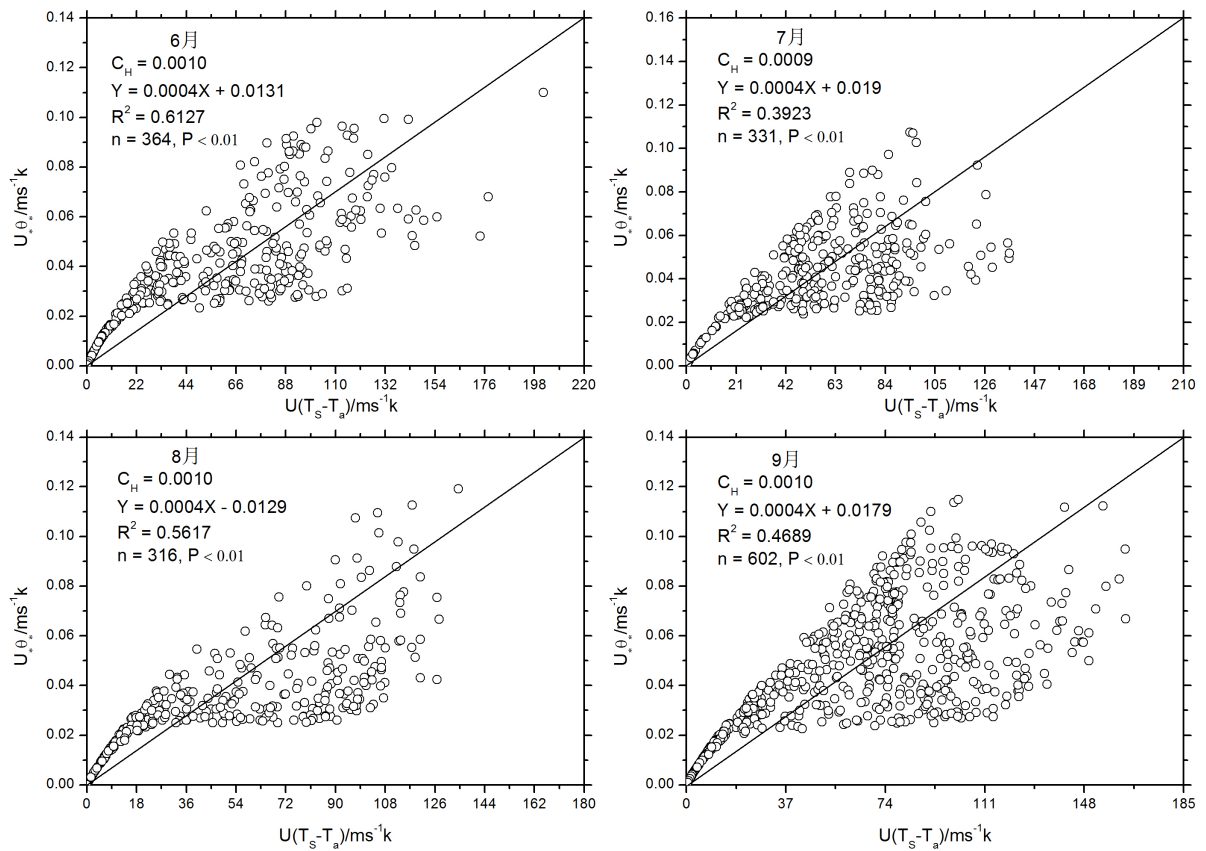


Figure 12. The monthly characteristic of C_H while the stratified atmosphere is in stability stratification ($Ri_b > 0$)
图 12. 大气层结稳定状态下($Ri_b > 0$)热量输送系数 C_H 逐月状况

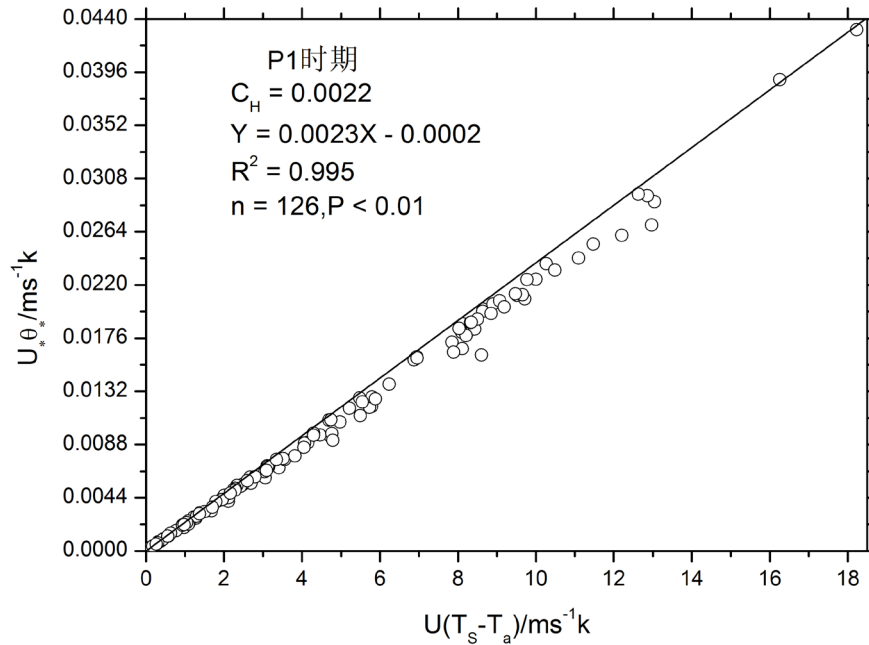


Figure 13. The average characteristic of C_H while the stratified atmosphere is in instability stratification ($Ri_b < 0$)
图 13. 大气层结不稳定状态下($Ri_b < 0$)热量输送系数 C_H 平均状况

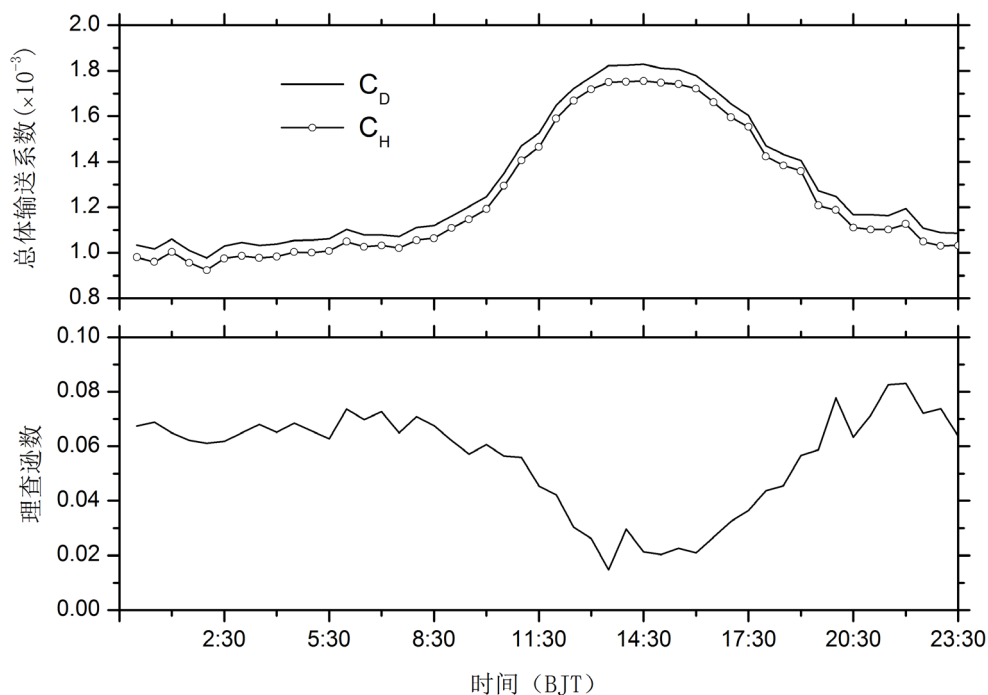


Figure 14. Mean diurnal variation of C_D and C_H

图 14. C_D 和 C_H 平均日变化特征

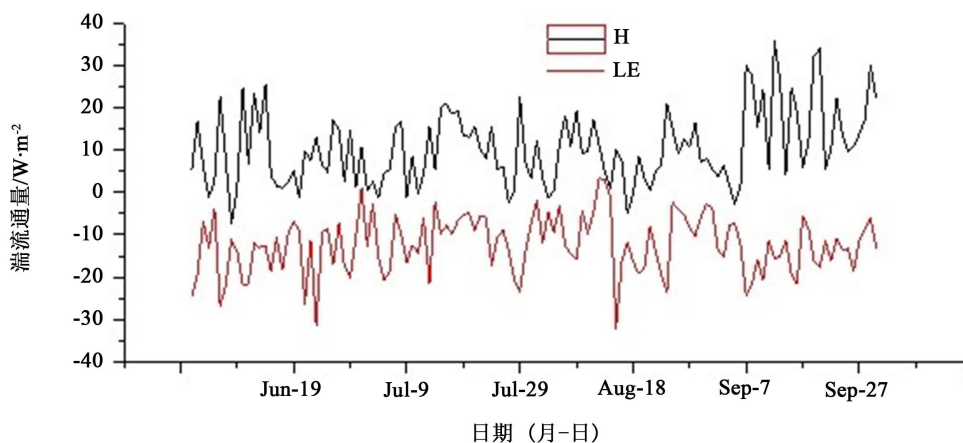


Figure 15. Variations of daily mean sensible heat flux (H) and latent heat flux (LE)

图 15. 感热(H)和潜热(LE)通量的日平均值变化

图 16 是感热和潜热通量之和的日平均值变化情况，它们的和称为湍流通量，湍流总体呈现轻微的上升趋势，基本平稳。由于 6~9 月是老虎沟冰川的湿季，感热和潜热数值大小相当，但感热是冰川表面的热量来源，潜热是热量支出，两者相互抵消，因此湍流通量在 0 刻度线附近波动。

图 16 中还可以看出，感热通量的日平均值绝大多数时候都为正值，这是由于当气温高于冰川表面温度时大气向冰川表面以干热的方式输送热量，只有在极少数时间出现了感热为负的现象；而潜热通量绝大多数时间都是负值，是由于空气比湿小于冰川表面时，冰川表面以潜热的方式向大气输送热量，只有在极短的时间内出现了潜热为正的情况，这说明，冰川表面凝华/凝结释放的热量要大于蒸发/升华消耗的热量。

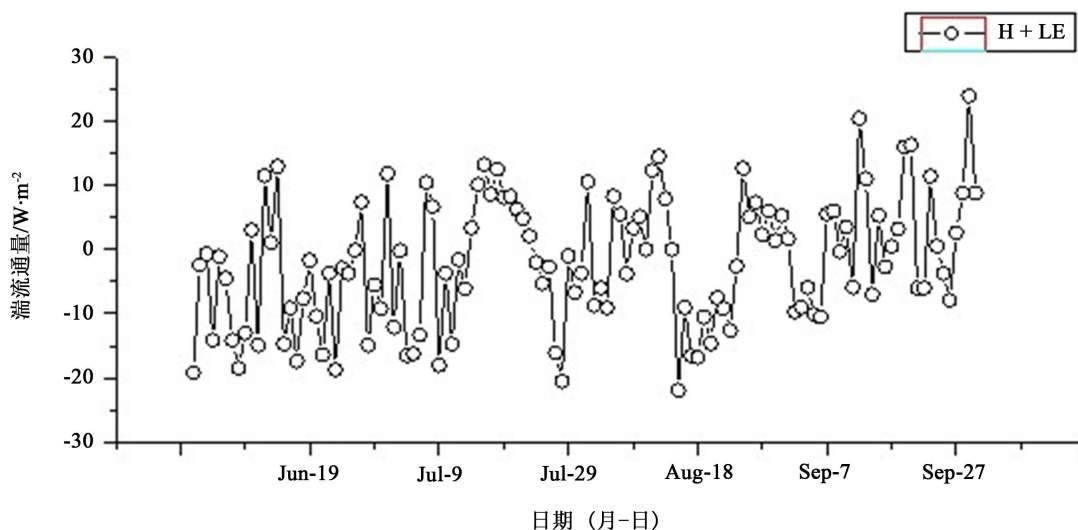


Figure 16. Variations of daily mean turbulent flux
图 16. 湍流通量日平均值变化

图 17 是空气和冰川表面温度(a)、空气和冰川表面比湿(b)、风速(c)、理查逊系数(d)、感热和潜热通量(e)以及两者之和(f)的平均日变化情况。日出后,冰川表面温度升温速率快于气温,而且两者的温差越来越小(图 17(a)),大气层结由极稳定状态逐渐变为接近中性层结(图 17(d)),尽管风速有所增大,变化了 $0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图 17(c)),但大气和冰川表面感热通量交换却不断变弱,在午后 14:00 最小,仅为 $0.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (图 17(e)),随后太阳辐射减弱,气温和冰川表面温差不断变大(图 17(a)),大气层结又由近中性层结逐渐变为极稳定状态(图 17(d)),虽然风速降低了(图 17(c)),但是气温和冰川表面温度之差对感热的影响要大于风速的,导致大气和冰川表面的感热交换又不断变强,至夜晚 0:00 以后,风速波动变化不大,大气层结稳定,感热通量也趋于稳定一直到次日日出(图 17(e))。

潜热通量的日循环过程(图 17(e))类似于感热,不同的是空气和冰川表面比湿差值控制着潜热的强弱变化(图 17(b)),在午后 14:30 达到最强,为 $-29 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,在夜晚变得非常稳定,潜热通量基本接近于 0。湍流通量(感热和潜热之和)的平均日变化也类似于感热和潜热的日循环(图 17(f)),感热和潜热相互抵消,白天时感热通量的强度要明显弱于潜热,所以两者之和受潜热通量控制,夜晚感热通量又明显强于潜热,故两者之和受控于感热通量,湍流通量在夜间和午后时分都较强,在 10:30~11:00 由正值变成负值,潜热逐渐占主导地位,在 18:00~18:30 间,湍流通量由负变成正值,感热通量开始占主导地位。

6. 主要结论

老虎沟 12 号冰川位于西北干旱高海拔地区的祁连山西段,夏季既是冰川消融期又是冰川积累期,冰川近地面各地表特征参数都具有独特的变化特征,本文利用老虎沟高山站海拔 5040 m 自动气象站观测资料,分析了老虎沟流域的气象特征;确定并分析了积累区冰川表面动量和热量粗糙度(z_{om} 和 z_{or})、动量拖曳系数 C_D 和热量输送系数 C_H 等地表特征参数及其变化规律,选用整体空气动力学法和涡动相关法计算并对比分析了感热通量 H 和潜热通量 LE 的差异,探讨了湍流通量发生变化的影响因素,最后得到以下结论:

老虎沟地区气温较低,海拔 5040 m 观测期间为夏季,气温月平均值都在 0°C 以下。12 号冰川海拔 5040 m 空气动力学粗糙度 z_{om} 月平均值介于 0.6 mm 与 2.4 mm 之间,表征粗糙度差异的热传输附加阻尼 kB^{-1} 有明显的日循环,在正午时分出现最小值。

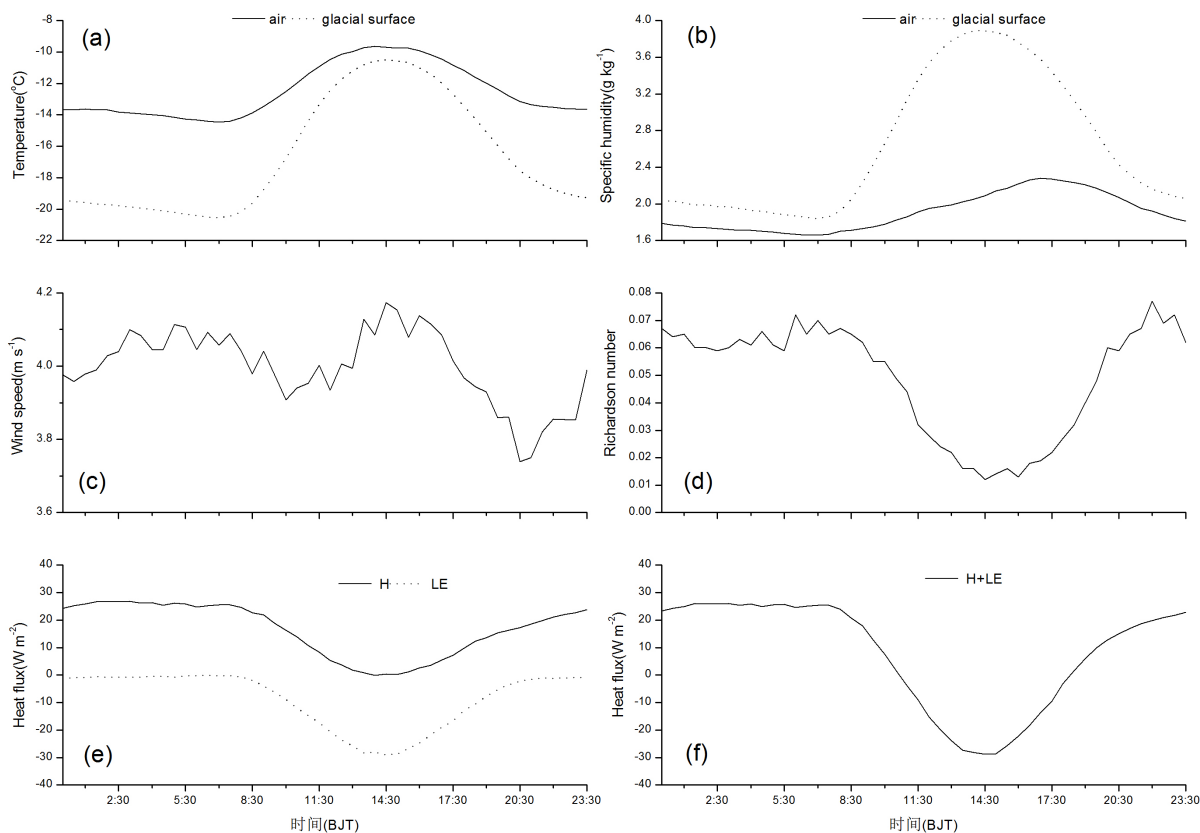


Figure 17. Mean diurnal variation of temperature (a) and specific humidity (b) of air and glacial surface, wind speed (c), Richardson number (d), sensible and latent heat flux (e) and turbulent flux (f)

图 17. 空气和冰川表面温度(a)、空气和冰川表面比湿(b)、风速(c)、理查逊系数(d)、感热和潜热通量(e)以及两者之和(f)的平均日变化

大气层结稳定时, 海拔 5040 m 处 C_D 和 C_H 月平均值均介于 0.0009~0.0010 之间, 大气层结不稳定时, 海拔 5040 m 处 C_D 和 C_H 平均值均为 0.0022, 由于观测时间较短, 数据较少, 从平均值中无法判断出明显的差异性, 但数据中可以看出 12 号冰川积累区动量拖曳系数 C_D 和热量输送系数 C_H 在大气层结不稳定时的值大于稳定时。整体空气动力学法计算的 C_D 和 C_H 与实际值(涡动相关法计算值)相比较, 虽有一定的偏差, 但总体与实际值很接近, 因此, 运用整体空气动力学法计算冰川表面湍流通量应选择合适的 C_D 和 C_H 值。

感热和潜热通量在观测期间(湿季)相差较小, 在能量收支中可以相互抵消, $H + LE$ 之和的日平均值介于 $-21.9 \sim 23.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间, H 和 LE 具有典型的日循环, 随着太阳辐射增强, 其值不断减小, 午后出现最小值, 在夜间表现稳定, 湍流通量的这种变化主要是受气温与冰川表面温差、空气与冰川表面比湿的差异、风速、大气层结状态等因素的影响。

致 谢

感谢中国科学院祁连山冰川与生态环境综合观测研究站提供气象数据, 感谢国家自然科学基金(41271055, 41401074, 41371091)、中国博士后科学基金(2014M551952)和大学生创新创业训练计划项目(201610445015)的项目和资金支持。

参考文献 (References)

- [1] IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, New York.

- [2] 王宗太. 中国冰川目录 I: 祁连山区[M]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1981.
- [3] 施雅风. 简明中国冰川编目[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005.
- [4] 施雅风. 中国冰川概论[M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [5] Taylor, G.I. (1935) Statistical Theory of Turbulence, Parts 1-4. *Proceedings of the Royal Society A*, **151**, 421-444.
- [6] Kolmogorov, A.N. (1941) The Local Structure of Turbulence in Incompressible Viscous Fluid for Very Large Reynolds Number. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **30**, 301-305.
- [7] Monin, A.S. and Obukhov, A.M. (1954) Basic Laws of Turbulent Mixing in the Surface Layer of the Atmosphere. *Trudy Geofizicheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSSR*, **24**, 163-187.
- [8] Smith, S.D. and Banke, E.G. (1975) Variation of the Sea Surface Drag Coefficient with Wind Speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 665-673.
- [9] Sethu Raman, S.S. and Raynor, G.S. (1975) Surface Drag Coefficient Dependence on the Aerodynamics Roughness of the Sea. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 4983-4988.
- [10] 林忠, 卞林根, 马永锋, 逯昌贵. 南极中山站附近冰盖近地面层湍流参数的观测研究[J]. 极地研究, 2009, 21(3): 221-233.
- [11] 张强, 卫国安. 荒漠戈壁大气总体曳力系数和输送系数观测研究[J]. 高原气象, 2004, 23(3): 305-312.
- [12] 中国科学院高山冰雪利用研究队. 祁连山现代冰川考察报告[M]. 北京: 科学出版社, 1958.
- [13] 王仲祥, 谢自楚, 伍光和. 祁连山冰川的物质平衡[C]//中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第 5 号(祁连山冰川变化及利用). 北京: 科学出版社, 1985.
- [14] 杜文涛, 秦翔, 刘宇硕, 等. 1958-2005 年祁连山老虎沟 12 号冰川变化特征研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(3): 373-379.
- [15] 孙维君. 祁连山老虎沟 12 号冰川积累区消融期能量平衡特征[M]. 兰州市: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2011.
- [16] 马永锋. 南极中山站至 Dome-A 考察断面近地层特征参数的研究[M]. 北京: 中国气象科学研究院, 2009.
- [17] Wagnon, P., Sicart, J.E., Berthier, E. and Chazarin, J.P. (2003) Winter Time High-Altitude Surface Energy Balance of a Bolivian Glacier, Illimani, 6340M above Sea Level. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4177. <https://doi.org/10.1029/2002JD002088>
- [18] Holtslag, A.A. and Mandde Bruin, H.A.R. (1988) Applied Modeling of the Night Time Surface Energy Balance Overland. *Journal of Applied Meteorology*, **27**, 689-704. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1988\)027<0689:AMOTNS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1988)027<0689:AMOTNS>2.0.CO;2)
- [19] Dyer A, J. (1974) Are View of Flux-Profiler Elation Ships. *Boundary-Layer Meteorology*, **7**, 363-372.
- [20] 叶柏生, 杨大庆, 丁永建, 等. 中国降水观测误差分析以及修正[J]. 地理学报, 2007, 61(1): 3-13.
- [21] 高登义. 珠穆朗玛峰绒布河谷的冰川风[J]. 冰川冻土, 1985, 7(3): 249-256.
- [22] Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.P., Maisincho, L. and Coudrain, A. (2004) One-Year Measurements of Surface Heat Budget on the Ablation Zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*, **2004**, D18105.

期刊投稿者将享受如下服务：

1. 投稿前咨询服务 (QQ、微信、邮箱皆可)
2. 为您匹配最合适的期刊
3. 24 小时以内解答您的所有疑问
4. 友好的在线投稿界面
5. 专业的同行评审
6. 知网检索
7. 全网络覆盖式推广您的研究

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：ag@hanspub.org