



海螺沟冰川冰蚀基岩面矿物变形与冰下过程

刘耕年, 陈艺鑫*, 张跃, 傅海荣

北京大学城市与环境学院, 北京 100871

* 联系人 E-mail: chenyixin@pku.edu.cn

收稿 2008-11-20, 接受 2009-03-13

国家自然科学基金(批准号: 40571014)和国家重点基础研究发展计划(批准号: 2005CB422001)资助项目

摘要 海螺沟冰川地处温暖湿润的海洋环境, 冰川运动速度较快, 冰川底部接近压融点, 存在丰富的冰川融水. 冰川底部有丰富的碎屑, 为冰川磨蚀提供了有效“研磨工具”. 偏光显微镜下观察冰蚀基岩面矿物变形破裂特点, 揭示长石、石英、角闪石和黑云母不同程度存在变形、破裂和化学蚀变. 受矿物晶格特性制约, 黑云母发生弯曲变形较普遍, 弯曲方向多与冰川流向一致, 少量角闪石也出现弯曲变形; 石英和长石多见高角度张性破裂和低角度压剪破裂, 个别矿物被完全压碎(糜棱岩化), 显示出其刚性特点. 冰川底部的磨蚀、拔蚀、冰下流水作用和冰下溶蚀作用在微观尺度上都得到证实. 矿物的变形、破碎是冰川底部侵蚀的基本机制, 海螺沟冰川单次磨蚀厚度在30~90 μm , 统计平均50 μm , 主要产生粉砂粒级碎屑. 基岩表面矿物变形破碎程度向下迅速降低. 推算本地的冰川侵蚀速率约2.2~11.4 mm/a, 与其他海洋性山岳冰川侵蚀速率较一致, 小于阿拉斯加大规模山麓冰川的侵蚀速率(10~30 mm/a), 大于大陆性冰川的侵蚀速率(0.1~1.0 mm/a). 冰川类型、冰川规模是影响侵蚀速率大小的主要因素.

关键词

海洋性气候
海螺沟冰川
冰下过程
矿物变形
冰川侵蚀

冰岩界面的形迹, 如冰蚀擦痕、裂隙和沉淀物等, 能提供冰川运动特性的直接证据, 对于研究现代冰川和古冰川冰下物理化学过程, 冰床基岩岩性的影响, 不同类型冰川的侵蚀和沉积的差异性, 以及如气候等外界因素的变化在冰川中的响应都有重要意义^[1]. 对冰岩界面过程的深入研究自20世纪60年代兴起, 如冰底水膜理论的提出和冰川滑动学说的创立^[2]; 冰下碳酸钙沉淀的发现^[3], 以及冰下硅质沉淀的发现等^[4]. 到20世纪70年代, 研究者们发现冰川底部沉积物和基岩面的许多特征为研究冰岩界面的物理、化学过程提供了新的途径, 于是冰-岩界面过程研究越来越引起国内外同行的重视^[5]. 直到现在, 冰下过程研究仍然是国际地貌第四纪学者十分关注的研究内容^[6,7]. 但是研究冰下侵蚀过程需要面对十分复杂的影响因素, 克服巨大的困难, 它涉及到对冰和

岩石的基本特性的认知. 探讨冰川侵蚀机制涉及到冰川动力学、热力学、物理-化学影响、冰下水文学等, 以及岩石学、矿物学等. 由于影响冰川侵蚀过程机制的因素较复杂, 且研究程度有限, 目前为止, 对冰川底部过程进行仪器观测困难重重, 实际资料也较少. 冰川侵蚀形态(地貌)的大小差别巨大, 小的在微米尺度, 大的有数百千米, 有些是单一因素所致, 大多系复合过程形成, 这些都使得冰下侵蚀过程研究进展缓慢.

国内关于冰下的变形研究业主要基于大陆性冰川的冰下沉积物变形, 还很少有探讨关于微观的冰床基岩矿物变形的论文^[8-11]. 对于底部温度高、冰川规模大、流动速度较快的海洋性冰川的相关研究也尚缺. 贡嘎山海螺沟冰川是我国典型的海洋性冰川, 近几十年来一直处于退缩状态^[12], 出露大量新鲜的冰

引用格式: 刘耕年, 陈艺鑫, 张跃, 等. 海螺沟冰川冰蚀基岩面矿物变形与冰下过程. 科学通报, 2009, 54: 3771~3777

Liu G N, Chen Y X, Zhang Y, et al. Mineral deformation and subglacial processes on ice-bedrock interface of Hailuoguo Glacier. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3318-3325, doi: 10.1007/s11434-009-0289-x

蚀基岩面,为研究冰下过程提供了很好的素材.本文通过对海螺沟暴露的冰蚀基岩面观察分析,从微观尺度探讨冰岩界面的物理、化学作用,以期对海洋性冰川的冰下环境和过程有新的认识.

1 研究区地理概况及采样介绍

贡嘎山位于四川盆地与青藏高原的过渡带,地处亚热带,主要受西南季风、东南季风和高空西风带的影响,干湿季分明,降水丰沛.海螺沟冰川位于贡嘎山主峰(7514 m)东坡,长约 13 km,面积约为 25 km².海螺沟冰川 4900 m 以上为粒雪盆,4900~3800 m 段为巨型冰川瀑布,3800 m 以下为冰舌.冰川末端位于海拔 2980 m,深入森林区达 5.3 km.山区海拔 3000 m 处平均年降水量为 1980 mm,据推算,冰川累积区(4900 m 以上)的年降水量可达 3000 mm 左右;海拔 3000 m 处的年平均气温为 4.3℃,正温期长,负温期气候温和,冰川温度较高^[13,14].冰川运动速度快,在海拔 3594.4 m 处主流线上平均运动速度达 171.35 m/a^[15].可见海螺沟冰川规模大,补给丰富,运动速度快,温度高,消融强烈,具有典型的海洋性特征.冰川底部温度高,常年处于压力融点,滑动与磨蚀作用强烈,形成并遗留下大量巨型流线型冰蚀基岩形迹.海螺沟冰川海拔 3200 m 附近的冰川谷两岸发育有巨大的冰蚀基岩谷壁.其中左岸磨光壁长 350 m,高 80~150 m,表面布满擦痕、刻槽、凿口、节理,流线型的冰蚀面十分壮观.

采样点位于冰川槽谷北侧底部新近暴露的冰川擦面,地理坐标为 29°34'01"N, 101°58'45"E,海拔高度 3161~3235 m.基岩岩性为闪长岩,根据冰川流向及基岩顶面定向采集 5 块岩石标本.样品由北京大学地球与空间科学学院磨片室做平行于冰川主流向和垂直冰川主流向的薄片共计 15 片,薄片上标记冰川流向和上下.在北京大学地空学院偏光显微镜实验室对样品进行偏光显微镜观察.

2 矿物变形特点

经偏光显微镜鉴定,样品岩性为黑云母石英闪长岩.显微镜下观察到长石、石英、角闪石和黑云母不同程度存在变形、破裂、错断和边缘化学蚀变,部分矿物发生波状消光现象.所观测分析的样品出现黑云母晶体弯曲的现象较多,少量角闪石也出现弯曲变形,石英和长石以破裂和错断破坏为主.

2.1 黑云母的变形特征

黑云母变形类型主要有塑性弯曲、折断、裂纹、顺层滑动和波状消光(图 1 (a)~(f)).晶体弯曲大多与冰川主流向一致,在冰川的挤压剪切下向下游方向塑性弯曲,同时晶面顺层滑移.也有弯曲方向垂直于冰川流动方向,指向冰川底床(图 1 (e)),这一现象指示垂直向下的分压力起到有效的磨蚀作用.

波状消光(图 1 (c), (d))说明黑云母晶体在冰川巨大的剪切应力作用下已经受到破坏,母晶被分离成许多亚晶粒.图 1 (d)中波状消光区为一扇形区,黑云母晶体在剪切应力作用下晶面顺层滑移,在剪切应力的拉张应力分量方向被分解成无数亚晶粒.拉张应力作用达到晶体临界点,则会发生晶体的拉裂,拉裂后的晶体继续顺层滑移,留下拉张距离为 14~16 μm 的裂隙.

黑云母发育一组极完全解理,滑移面即其解理面.在持续的剪切应力下,晶体首先塑性弯曲,然后局部折断,产生扭折带(图 1 (a), (b)).折断带出现晶面破损,在偏光显微镜下可观察到波状消光的现象.产生扭折有两种情形:一种为上述滑面滑动后的继续挤压达到应变疲劳点出现;另一种则在扭折带出现滑移,而其他部位不出现滑移(图 2)^[16].

2.2 石英的变形特征

石英颗粒的变形主要表现为脆性变形,形成裂纹、碎化、波状消光(图 1 (a), (e)).石英矿物颗粒常见属张性的高角度压性破裂,裂隙有较大的张开;低角度破裂属剪性,裂隙紧闭(图 1 (a)).部分石英颗粒压碎成细颗粒,碎颗粒的边缘略有圆化,存在波状消光(图 1 (e)).

徐和聆等人^[17]曾对唐古拉山中酸性火山角砾岩上羊背石表层石英变形进行过分析报道.所用标本带有冰川擦面,研究发现表层石英颗粒出现变形纹、波状消光带和光性二轴化等塑变现象.擦面深度 0~1 cm 为强烈变形层,有 83.0%的石英出现变形纹或强烈波状消光,擦面深度 1~2 cm 为中等变形层,只有 58.4%的轻微波状消光,擦面深度 3~5 cm 及以下为弱变形带,反映石英颗粒的变形程度自擦面向下,在数厘米的范围锐减.研究还发现,石英颗粒变形纹与石英 C 轴和受力方向有关,大多数变形纹出现在其极点与石英 C 轴夹角 20°~40°,其中 20°~25°出现 21%的峰值.岩石力学破碎实验和理论计算显示,受力的基岩

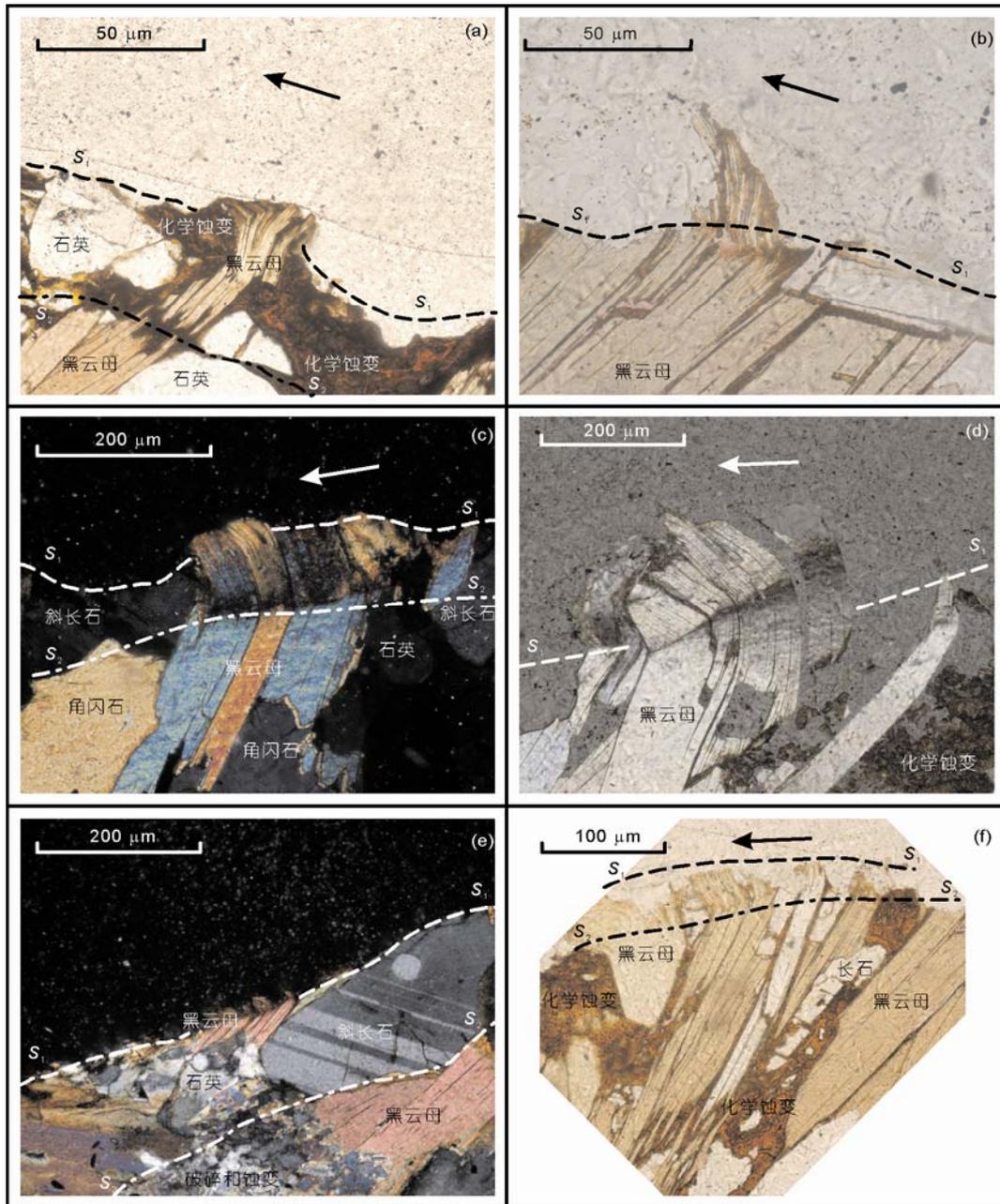


图 1 显微镜下矿物变形特征

(a), (b), (c), (f) 单偏光, (d), (e) 正交偏光. (e) 切片与冰川流向垂直, 其余与冰川流向平行, 如箭头所示

面表层最大压应力与前进方向的夹角 65° (相当于与水平面夹角 50°), 向下 3~5 cm, 夹角为 $80^\circ\sim 90^\circ$, 是形成高角度张性破裂裂隙的主导因素.

2.3 长石和角闪石的变形特征

长石(斜长石)的变形有破裂、折断、平行裂纹、波状消光等(图 1 (c), (e), (f)). 斜长石矿物亦表现脆性破碎为主, 高角度的压张性破裂, 裂隙有较大的张开;

低角度的剪性破裂, 裂隙紧闭(图 1 (e)), 部分颗粒边缘压碎和平行裂纹较明显, 黑云母之间的斜长石有压碎、折断现象(图 1 (f)).

角闪石主要出现节理张开的压张性破裂和节理紧闭的共轭剪性破裂(图 1 (c)).

2.4 长石和黑云母的化学蚀变

冰岩界面处的化学风化作用是存在的^[18]. 长石

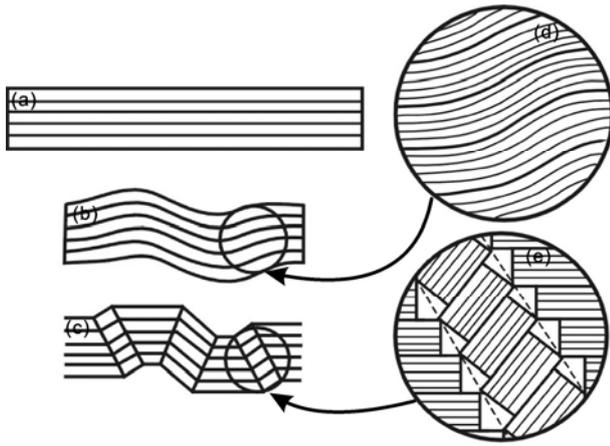


图2 一个滑移系的矿物发生弹性弯曲与扭折的过程^[6]

(a) 变形前的矿物; (b) 因受顺层滑移面挤压而成弹性弯曲, 同时有层间滑移, 但未发生扭折; (d) 是其局部放大; (c) 由于局部失去弹性而产生扭折, 各水平面内层间没有滑移, 各个倾斜段的两个侧壁平行, 侧壁两侧的标志线通常不对称, 所以侧壁可能是破损的连接面; (e) 是其细部, 虚线处指示规则的裂缝

和黑云母边缘出现化学蚀变(图 1 (a), (f)), 呈环带状风化晕圈, 围绕长石晶体为中心黏土矿物出现的环带状韵律层, 形成伊利石、蒙脱石和少量高岭石。

3 冰川-基岩界面侵蚀机制

3.1 冰岩界面侵蚀方式

自 20 世纪 60 年代, 冰川物理学家(地球物理学家)开始根据物理机制, 通过观测和模拟试验, 定量化地解释冰川侵蚀形态^[19~23]。经典的冰川侵蚀方式有磨蚀(abrasion), 拔蚀(quarrying/plucking), 冰下流水作用(subglacial water action)和冰下溶蚀作用(subglacial dissolution)。

根据观测到的矿物变形特征, 磨蚀主要起压碎作用, 使黑云母产生塑性弯曲和折断, 石英产生压性张破裂、剪切破裂和碎化, 斜长石和角闪石也产生压性破裂、错断。磨蚀作用产生的两组颗粒, 较粗粒级直径 10~40 μm , 较细粒级 3~5 μm 。也就是说, 磨蚀作用产生大量的细砂和粉砂, 成为冰川沉积细粒组分的主要贡献者。细砂和粉砂易被冰川融水携带, 以悬移质流失。至于磨蚀作用能否产生粗砂砾石粒级的碎屑, 没有找到证据。拔蚀作用对黑云母的弯曲和折断有贡献(图 1 (a), (d)), 压碎松散的颗粒冻结在冰川中被带走。图 1 (a), (b)空缺部分, 应是拔蚀作用遗迹。

由于贡嘎山海螺沟冰川底部有丰富的冰下融水,

冰下流水作用对磨蚀作用产生的细颗粒起到搬运作用, 当然, 长时间搬运会使颗粒产生磨圆、分选。对海螺沟冰川沉积中石英砂扫描电子显微镜分析发现次棱角-次圆颗粒(图 3 (a))、水下机械撞击 v 形坑等(图 3 (a), (b))可以证明这一点。冰下溶蚀作用使硅酸盐矿物产生蚀变, 形成黏土矿物(图 1 (f)), 部分成分以溶解质的方式随冰川融水带走。另外, 石英砂表面的溶蚀坑(图 3 (c))、硅质沉淀(图 3 (d))等化学作用形态也支持冰岩界面存在活跃的溶蚀作用。

所有的样品显示存在 1~2 个与基岩面平行的层状侵蚀破碎带, 图 1 中表以 S_1 和 S_2 。第一个破碎带 S_1 位于基岩表面, 厚度约为 30~90 μm 。这个带中黑云母出现弯曲、折断、波状消光, 石英、长石等则已经被剥离, 图中显示空缺。黑云母变形, 残留, 其他矿物被剥蚀, 是其特点。第二个破碎带 S_2 位于 S_1 之下, 其厚度 30~230 μm , 黑云母出现折断、顺层滑动, 石英和长石等出现破裂、碎化, 所有矿物均未被剥离。基岩面 0.3 mm 以下矿物破碎程度迅速下降。这种带状破碎特征反映冰川底部基岩的层状侵蚀机制, 图 1 (a)中黑云母晶体产生的塑性变形表现为上下两个扭折带, 说明 S_1 的完成和 S_2 的开始。如果把 S_1 作为第一次侵蚀的完成, 那么 S_2 的形成就是第二次侵蚀的开始。每次侵蚀剥蚀的厚度在 30~90 μm , 统计平均侵蚀厚度 50 μm 。一旦第一个破碎带的碎屑被带走, 第二个破碎带就会经受第一个破碎带的过程, 侵蚀便不断进行下去。

3.2 冰川压力和运动速度

即使在南极地区, 冰川最厚度也很少超过 5000 m, 冰川施加在基岩底床上的正交压力(静压力)可达 45 MPa, 而一般结晶岩的抗压强度是 140~226 MPa, 远大于冰川的静压力^[24]。因此, 单靠冰川静压力不可能使岩石破碎, 也就不会产生侵蚀作用。研究表明, 冰川的机械侵蚀与冰川的动压力和其携带的基岩碎屑密切相关。

冰川压力的贡献: 冰川底部的静压力(P)主要与冰川的厚度和密度有关:

$$P = \delta z, \quad (1)$$

式中 δ 为冰的密度, z 为冰的厚度。实际观测发现, 运动冰川内部任一点所受的压力要比静压力大, 如俄罗斯学者对某冰川观测发现, 冰川深度 90 m 处受到的压力是 13~14 kg/cm^2 , 而静压力仅为 9~10 kg/cm^2 , 实际压力比静压力高出 40%~44%^[25]。正交压力下岩

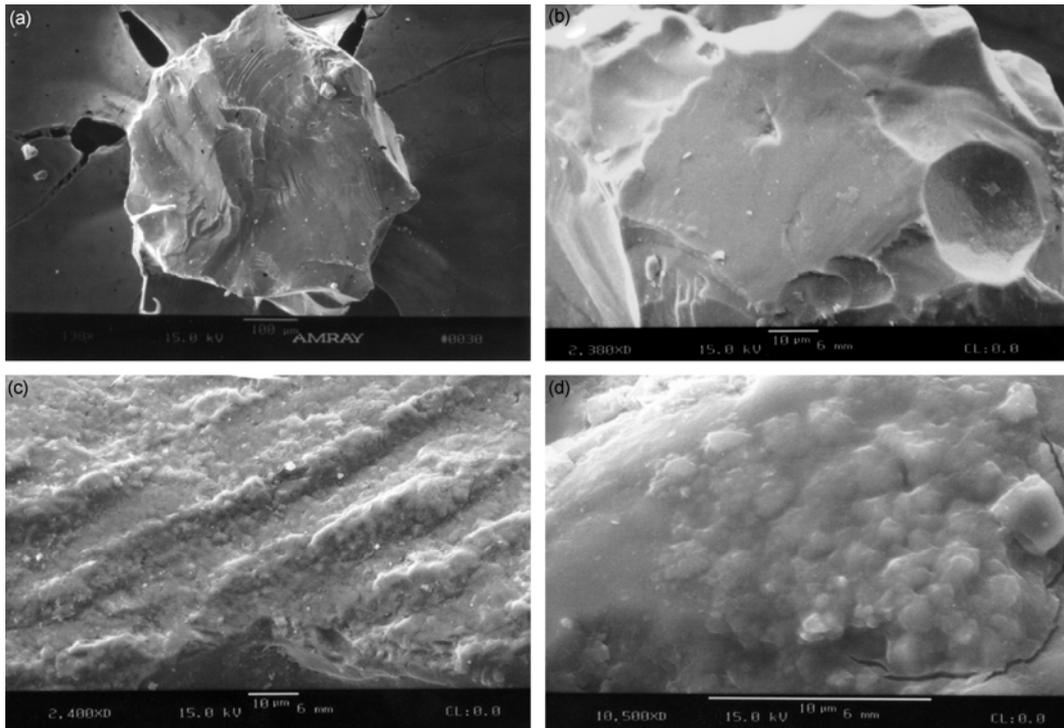


图3 海螺沟冰川沉积石英砂 SEM 形态特征

石表面产生平行于主压力的一组张性破裂(破裂面与基岩面大角度相交 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$), 在张性裂隙的两侧产生两组剪切破裂, 剪切裂隙与承压基岩面 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 相交, 平均 30° 。

海螺沟冰川冰舌部位的冰川厚度为 $30\sim 50\text{ m}$ ^[13,15], 根据冰碛垄和冰川谷地貌特征推测, 用于分析的样品的变形特征形成时, 采样点的冰川厚度为 $120\sim 140\text{ m}$ ^[26], 则冰川施加在基岩底床的静压力约 $11\sim 13\text{ kg/cm}^2$, 远远地小于当地基岩闪长岩的抗压强度 $1400\sim 2260\text{ kg/cm}^2$ ^[24]。因此, 前面讨论的矿物破碎不可能由冰川静压力引起。

冰川运动速度的贡献: 冰川运动速度与冰川规模大小、气候类型、地形以及所处部位有关。一般来说, 大规模的海洋性温冰川运动速度较快, 可达每年数百至上千米, 冰川底部的运动速度也较快, 可以达到表面速度的 $60\%\sim 95\%$ 。因此, 冰川侵蚀能力较强。大陆性冷冰川运动速度较慢, 且底部速度大多仅有表面速度的 50% 以下, 冰川侵蚀能力相对弱^[27]。典型的海洋性温冰川底部速度与表面速度比可达 0.9 ^[23]。

海螺沟冰川是典型的海洋性冰川, 规模大, 运动速度快, 对冰床基岩压力大, 冰底温度接近压力融点, 有融水的作用。据观测, 海螺沟海拔 3594.4 m 处主流

线上平均运动速度达 171.35 m/a , 本文采样点冰面运动速度达 120 m/a ^[15], 以冰川底部速度为表面速度的 0.9 倍计^[23], 冰川底部运动速度可达 108 m/a 。根据野外观测, 冰川底部碎屑大小混杂, 大的直径超过 1 m , 多数直径在 $0.2\sim 0.3\text{ m}$ 之间, 碎屑多在底部 $1\sim 2\text{ m}$ 搬运, 被搬运的岩屑在上覆冰川压力下, 运动中对基岩底床进行磨蚀。冰川底部富碎屑层中碎屑占 $40\%\sim 70\%$ ^[23], 根据冰川底部运动速度 108 m/a , 可得单位面积的碎屑流量为 $43\sim 76\text{ m}^3/\text{a}$ 。据野外观测, 每通过 1 m^3 的碎屑会对基岩底床产生 $1\sim 3$ 个以上磨蚀频率, 因此, 平均每年的磨蚀频率为 $43\sim 228$ 个。

3.3 侵蚀速率问题

根据野外考察测量和前人研究资料, 末次冰期以来, 海螺沟冰川槽谷下游段至少下切 $60\sim 120\text{ m}$, 其侧碛堤年代 $197\sim 244\text{ ka BP}$ ^[26], 推算其平均下切速度 $2.5\sim 6.1\text{ mm/a}$ 。国外资料显示, 直接观测或通过冰水搬运物质推算的冰川侵蚀速度变化较大^[23]。阿拉斯加的冰川侵蚀速率较大, Icy Bay 地区的冰川在强烈退缩期, 其剥蚀速率较大, 达到约 $(28\pm 5)\text{ mm/a}$, 但长期平均剥蚀速率为 $(9\pm 2)\text{ mm/a}$ ^[28]; 阿拉斯加沿海岸冰川的平均剥蚀速率为 10 mm/a 或更高^[29]。欧洲阿尔

卑斯山区冰川的侵蚀速度中等, 介于 1.0~6.5 mm/a, 平均 1.0~2.0 mm/a^[23]. 北欧冰川侵蚀速度较低, 据推算, 斯堪的纳维亚冰盖区的冰川剥蚀率仅 0.1~0.01 mm/a^[30], 也有资料显示北欧的冰川剥蚀率略高, 为 0.1~5.5 mm/a, 平均 0.2~0.3 mm/a^[23].

层状侵蚀破碎带反映冰川底部基岩的层状侵蚀机制. 由前面分析推测, 海螺沟冰川每次层状磨蚀的厚度为 30~90 μm , 统计平均 50 μm ; 按冰川基岩底床每年被层状磨蚀的频率为 43~228 次, 则基岩侵蚀率为 2.2~11.4 mm/a. 与其他地区各类型冰川侵蚀速率比较, 海螺沟冰川属于高侵蚀速率类型.

各地冰川剥蚀速率反映海洋性温冰川规模大、厚度大、运动速度快、底部滑动强, 所以侵蚀能力强; 而大陆性冷冰川, 运动速度慢、底部滑动弱, 侵蚀能力也弱. 海洋性气候区的大规模温性山麓冰川侵蚀能力最强, 侵蚀速率在 10 mm/a 或更高; 海洋性气候区的山岳冰川侵蚀能力中等, 侵蚀速率在 1~10 mm/a; 大陆性气候区的冷性冰川侵蚀能力较弱, 侵蚀速率在 1 mm/a 以下.

3.4 岩性和矿物影响问题

除了冰川厚度、底部运动速度、冰川底部碎屑含量和大小等因素以外, 被磨蚀的基岩性质以及矿物类型对磨蚀机制的影响也很重要. 冰川的静-动压力、温度、溶液的存在, 降低了岩石的强度, 增强了岩石的塑性, 使岩石软化、易于变形; 在应力的作用下, 溶液有利于促使矿物的溶解^[16]. 矿物本身的力学性质相对稳定, 石英、长石、黑云母的晶格结构及其差异决定了他们受力破碎的特点和差别. 石英和长石为架状结构, 离子键性强, 质点排列与结合方式不允许有大距离的偏移, 受到超过晶格所能承受的压力极限时, 晶格会发生错断, 产生脆性变形. 云母类矿物为层状晶体结构, 八面体配位的阳离子层夹在两个相同(Si, Al)四面体单层之间, 能在挤压剪切应力下产生顺层滑移, 因此黑云母晶体在冰川作用下发生塑性变形.

3.5 复冰作用的影响

复冰作用可对基岩的形变产生两个方面的贡献. 复冰作用中的反复融化-冻结-融化过程会造成基岩强度的显著降低, 使其更易被侵蚀^[27,31,32]. 海螺沟冰川规模大、运动速度快、冰川底部温度接近压力融点,

冻融过程极为频繁, 这些都加强了冰川的侵蚀作用. 另外, 复冰作用的冻结过程也扮演了拔蚀破碎矿物颗粒的角色, 促进了冰川对基岩的侵蚀.

4 讨论和结论

海螺沟冰川侵蚀的有利条件有: (1) 地处温暖湿润的海洋环境, 冰川运动速度较快, 特别是冰川底部强烈滑动, 有利于冰川底部侵蚀; (2) 冰川底部接近压融点, 存在丰富冰川融水, 为冰川滑动和侵蚀提供了有利条件; (3) 冰川底部有丰富的碎屑, 为冰川磨蚀提供了“研磨工具”; (4) 复冰作用促进了岩石的强度损伤, 并发挥了拔蚀的功效.

被侵蚀的基岩中的主要矿物斜长石、角闪石、石英和黑云母, 由于其矿物性质及差异, 表现出不同的变形、破碎特点. 偏光显微镜下观察到长石、石英、角闪石和黑云母不同程度存在变形、破裂、错断和边缘化学蚀变, 部分矿物发生波状消光现象. 黑云母发生弯曲变形较普遍, 晶体弯曲大多与冰川流向一致, 系黑云母在冰川定向压力下发生晶面顺层滑移所致, 反映出黑云母在冰岩界面高压-融水参与条件下具有一定的塑性. 少量角闪石也出现弯曲变形. 石英和长石多见高角度张性破裂和低角度压剪破裂, 个别矿物被完全压碎(糜棱岩化), 显示出其刚性特点.

冰川底部基岩面上存在着磨蚀、拔蚀、冰下流水作用和冰下溶蚀作用在微观尺度上得到证实. 通过观察分析, 进一步认识到矿物的变形、破碎是冰川底部侵蚀的第一步, 一部分碎屑被“研磨工具”直接铲(磨)走了, 另有部分被“拔蚀”, 或被冰下流水带走. 就本地言, 每次磨蚀的厚度在 30~90 μm , 统计平均 50 μm , 主要产生粉砂粒级碎屑, 此为所谓的第一磨蚀破碎带. 在基岩表面下 30~230 μm 为矿物强烈变形的第二破碎带, 300 μm 以下, 矿物变形破碎程度迅速降低.

据分析, 基岩底床的侵蚀速率约 2.2~11.4 mm/a. 此估算值与其他海洋性冰川区平均侵蚀速率相一致, 小于阿拉斯加大规模山麓冰川的侵蚀速率, 10~30 mm/a, 大于大陆性冰川的侵蚀速率, 0.1~1.0 mm/a. 因此, 冰川类型、冰川规模决定冰川侵蚀速率的大小. 在中国, 青藏高原东南的冰川侵蚀速率最大, 天山和阿尔泰山次之, 青藏高原内部及北部的昆仑山、祁连山最小.

致谢 野外工作得到中国科学院成都山地灾害与环境研究所、贡嘎山生态站大力协助。参加野外工作的有刘巧、魏遐、张小咏。论文得到崔之久教授指导，在此一并致谢。

参考文献

- 1 Hart J, Rose J. Approaches to the study of glacier bed deformation. *Quat Int*, 2001, 86: 45—58[[doi](#)]
- 2 Weertman J. The theory of glacier sliding. *J Glaciol*, 1964, 5: 287—303
- 3 Ford D C, Fuller P G, Drake J. Calcite precipitates at the soles of temperate glaciers. *Nature*, 1970, 226: 441—442[[doi](#)]
- 4 Hallet B. Subglacial silica deposits. *Nature*, 1975, 254: 682—683[[doi](#)]
- 5 Boulton G S. Geophysic—a paradigm shift in glaciology. *Nature*, 1986, 322: 18[[doi](#)]
- 6 Kjær K H, Larsen E, van der Meer J, et al. Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: A new mechanism for rapid flowing ice. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 2704—2712[[doi](#)]
- 7 Delmas M, Calvet M, Gunnell Y. Variability of Quaternary glacial erosion rates—A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quat Sci Rev*, 2009, [doi]
- 8 黄茂桓, 王仲祥. 冰川非均匀变形研究—人工冰洞研究之三. *冰川冻土*, 1986, 8: 327—331
- 9 黄茂桓, 周韬, 井晓平, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川 2 号冰洞的冰川学研究. *冰川冻土*, 1999, 21: 25—31
- 10 崔之久, 易朝路. 天山和阿尔泰山冰碛物显微结构特征. *应用基础与工程科学学报*, 1994, 2: 313—319
- 11 刘耕年, 裴志永, 陈艺鑫. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川冰蚀基岩面微形态研究. *冰川冻土*, 2006, 28: 348—354
- 12 李宗省, 何元庆, 贾文雄, 等. 近年来中国典型季风海洋性冰川区气候、冰川、径流的变化. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2008, 44(增刊): 1—5
- 13 苏珍, 梁大兰, 洪明. 贡嘎山海洋性冰川发育条件及分布特征. *冰川冻土*, 1993, 15: 551—558
- 14 曹真堂. 贡嘎山地区的冰川水文特征. *冰川冻土*, 1995, 17: 51—59
- 15 苏珍, 宋国平, 曹真堂. 贡嘎山海螺沟冰川的海洋性特征. *冰川冻土*, 1996, 18(增刊): 51—59
- 16 刘瑞珣. 显微构造地质学. 北京: 北京大学出版社, 1988. 67—71
- 17 徐和聆, 张荣格. 唐古拉山羊背石表层石英变形纹的初步研究. 见: 地质矿产部青藏高原地质文集编委会, 主编. 青藏高原地质文集 4. 北京: 地质出版社, 1982. 110—120
- 18 刘耕年, 张跃, 傅海荣, 等. 贡嘎山海螺沟冰川沉积特征与冰下过程研究. *冰川冻土*, 2009, 31: 68—74
- 19 Crary A P. Mechanism for fiord formation indicated by studies of an ice-covered inlet. *Geol Soc Am*, 1966, 77: 911—930[[doi](#)]
- 20 Boulton G S. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates D R, ed. *Glacial Geomorphology. Proceedings of the Fifth Annual Geomorphology Symposia*, Binghampton. London: Allen & Unwin, 1974. 41—87
- 21 Hallet B. A theoretical model of glacial abrasion. *J Glaciol*, 1979, 23: 39—50
- 22 Hallet, B. Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. *Ann Glaciol*, 1981, 2: 23—28
- 23 Drewry D. *Glacial Geologic Processes*. London: Edward Arnold, 1986. 275
- 24 Goodman R E. *Introduction to Rock Mechanics*. New York: Wiley & Sons, 1980
- 25 卡列斯尼克. 丁亚梅, 译. 普通冰川学. 兰州: 中国科学院地理研究所冰川冻土研究室, 1965. 357
- 26 郑本兴. 贡嘎山东麓第四纪冰川作用与磨西台地成因探讨. *冰川冻土*, 2001, 23: 283—291
- 27 Paterson W S B. *The Physics of Glaciers*. 3rd ed. Oxford: Butterworth/Heinemann, 1994
- 28 Koppes M, Hallet B. Erosion rates during rapid deglaciation in Icy Bay, Alaska. *J Geophys Res*, 2006, 111: F02023, [doi]
- 29 Alley R B, Lawson D E, Larson G J, et al. Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. *Nature*, 2003, 424: 758—760[[doi](#)]
- 30 Stroeven A P, Fabel D, Harbor J, et al. Quantifying the erosional impact of the Fennoscandian ice sheet in the Torneträsk-Narvik corridor, northern Sweden, based on cosmogenic radionuclide data. *Geogr Ann*, 2002, 84A: 275—287[[doi](#)]
- 31 张继周, 缪林昌, 杨振峰. 冻融条件下岩石损伤劣化机制和力学特性研究. *岩石力学与工程学报*, 2008, 27: 1688—1694
- 32 吴刚, 何国梁, 张磊, 等. 大理岩循环冻融试验研究. *岩石力学与工程学报*, 2006, 25(增 1): 2930—2938