

文章编号:1000-0240(2006)01-0037-08

近期乌鲁木齐河源1号冰川成冰带 及雪层剖面特征研究

李向应, 李忠勤, 尤晓妮, 王飞腾, 李传金, 朱宇曼

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测试验站, 冰芯与寒区环境重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 天山乌鲁木齐河源1号冰川的成冰带20世纪60年代初, 自下而上划分为4个成冰带; 1988年, 由于气候变暖, 冰川上部的冷渗浸-重结晶带消失, 被渗浸带所取代。对近期1号冰川的成冰带进行了划分, 并通过大量雪坑资料, 研究论述了目前1号冰川雪层剖面的层位特征。研究发现, 由于气候变暖, 剖面特征和成冰带谱有由“冷”向“暖”的转化趋势。同时还发现, 1号冰川东支顶部发生了强烈的消融现象, 该处已由渗浸带转化为具有强烈消融特征的局部消融区。

关键词: 1号冰川; 成冰带; 雪层剖面; 雪坑

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

1 引言

冰川成冰带特征和雪层剖面特征反映了冰川的基本特性, 是冰川学研究的基本内容之一。冰川的形成是通过不同的成冰过程将雪转变成冰而实现的, 前人对此作了许多研究^[1-2]。1955年, 舒姆斯基首次提出冰川成冰带的概念, 根据成冰作用的不同划分出7种成冰带^[3]: 重结晶带、再冻结-重结晶带、冷渗浸-重结晶带、暖渗浸-重结晶带、渗浸带、渗浸-冻结带和消融带。随后, Paterson^[4]又将其归纳为5个成冰带^[4], 即: 干雪带、渗浸带、湿雪带、附加冰带和消融带。在我国, 有关成冰带的研究前人已经做了很多工作, 主要集中在祁连山^[5]、天山^[6]、阿尔泰山、西昆仑山、喜马拉雅山、藏东南地区和横断山区等^[7-9]的冰川上。其中, 对天山乌鲁木齐河源1号冰川(以下简称1号冰川)成冰带的研究是开展最早且最为详细的冰川之一, 初始于1965年。谢自楚等^[3]根据雪-粒雪层的构造特征, 将1号冰川自下而上划分为4个成冰带^[3]: 消融带、渗浸-冻结带、渗浸带和冷渗浸-重结晶带。1988年, 王晓军等^[10]通过对冷渗浸带雪层剖面特

征的研究发现, 由于气候变暖, 冰川上部的冷渗浸-重结晶带消失, 被渗浸带所取代。因而在1989年, 刘潮海等^[11]根据冰雪积累量随高度变化的特征将1号冰川自下而上重新划分为3个成冰带: 消融带(依据有无附加冰的形成再分为消融下带和消融上带)、渗浸-冻结带和渗浸带。此外, 王晓军、刘潮海等人对1号冰川不同区域的雪层剖面特征也进行了研究^[10-11], 其不同成冰带内雪层剖面的主要特征为消融带的雪层剖面中没有多年积雪, 消融下带有冰川冰出露, 消融上带存在附加冰, 且皆为季节性的; 渗浸-冻结带的成冰作用完全为融水的渗浸和冻结所控制, 附加冰大量发育; 渗浸带内长期存在粒雪, 雪-粒雪层较厚, 粒雪层内含有大量渗浸冰片和冰透镜体。

自20世纪90年代中期以来, 乌鲁木齐河源区气温升高给1号冰川带来有观测记录以来最深刻的变化^[12]。1958—2003年的45 a间, 1号冰川的年物质平衡量平均为 -222.0 mm (约 $-40.8 \times 10^4 \text{ m}^3$), 累积物质平衡量达到 $-9\,991.5 \text{ mm}$, 亦即这期间冰川减薄了11 m多, 累积亏损量达 $1\,838 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。1号冰川面积在1962—2004年的42 a间减少0.242

收稿日期: 2005-07-21; 修订日期: 2005-11-25

基金项目: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所引进国外杰出人才基金项目(CACX2003101); 国家自然科学基金项目(40371028; 40571033; J0130084; 40121101; 40301009; 90102005)资助

作者简介: 李向应(1978—), 男, 陕西蒲城人, 2003年毕业于兰州大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士研究生, 主要从事冰川水文化学与环境研究。E-mail: shaanxilxy@163.com

km², 占冰川总面积的 12.4%, 并呈加速减小趋势. 1962—2004 年, 1 号冰川东支末端共退缩 175.2 m, 西支共退缩 197.6 m, 冰川表面运动速度减缓. 1986 年以来, 冰川年均径流深较之以前翻了近一番. 在这种情形下, 1 号冰川的成冰带和雪层剖面特征发生了怎样的变化是众所关心的问题. 本研究根据近期取得的 1 号冰川东、西支共 32 个雪坑的雪层剖面资料, 并结合近年来天山冰川观测试验站的观测资料对近期 1 号冰川的成冰带和雪层剖面特征进行了专门研究.

2 研究方法和资料

为研究成冰带和雪层剖面特征, 于 2004 年 8~11 月间, 分别自东、西支末端沿 1 号冰川主流线方向直至顶部总共挖取雪坑 32 个. 在挖取过程中, 对每个雪坑的雪层剖面特征进行详细观测和记录, 并统一整理, 将各个雪坑的雪层剖面绘成柱状剖面图进行对比分析研究. 此外按海拔高度对雪坑进行统一编号: 东支为 E₁, E₂, ..., E₂₀; 西支为 W₁, W₂, ..., W₁₂. 雪坑所在的位置、海拔、坡度及雪坑编号详见图 1 和表 1 (其中雪坑编号、海拔及挖取雪坑的时间在柱状剖面图顶部已注明). 另外, 根据雪层剖面的层位特征和附加冰出现的区域范围, 并参考多年零平衡线平均海拔高度对成冰带进行划分. 需要说明的是: 首先, 为满足计算机绘图软件的要求, 在绘图过程中使用另一套雪层剖面图例; 其次, 本文中的表层雪厚度指风板、风吹雪和新雪的厚度; 雪坑深度或雪层剖面厚度在消融带、渗浸-冻结带和渗浸带分别指表层雪面距冰川冰面、附加冰面和粒雪冰面的距离.

3 结果与讨论

3.1 雪层剖面的总体变化特征

图 2 表示雪坑深度自冰舌末端至冰川顶部随海

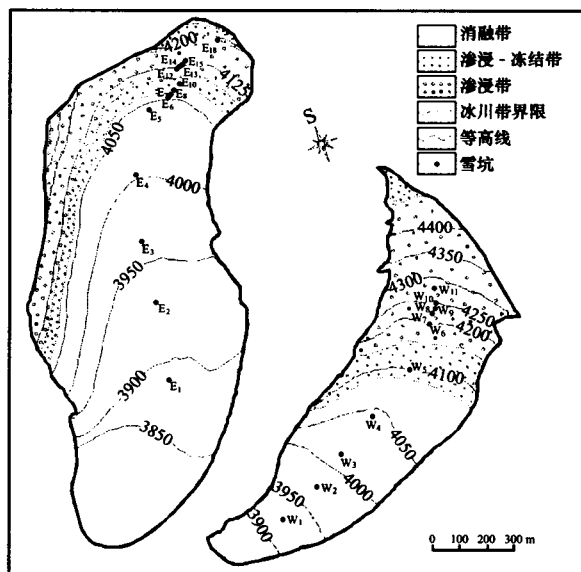


图 1 1 号冰川雪坑位置及成冰带分布

Fig. 1 Positions of snow pits and ice formation zones on the Glacier No. 1

拔的变化. 雪层剖面厚度的变化受气温和降水的共同作用, 即厚度与气温呈反相关, 与降水呈正相关^[13], 另外与雪坑所在位置的地形也有关系. 由图 2 看出, 1 号冰川东支的雪层剖面厚度自冰舌末端至海拔 4 060 m 处逐渐增大, 随之减小, 后又增大直至海拔 4 080 m 处; 在海拔 4 080~4 116 m 雪层剖面厚度有较小的减小趋势, 然后迅速增大直至粒雪盆厚壁处(海拔 4 125 m 左右)达到最大, 后又快速减小至顶部达到最小. 西支自冰舌末端至海拔 4 200 m 处呈缓慢的增大趋势, 从海拔 4 200 m 开始厚度快速增大至粒雪盆厚壁处(海拔 4 276 m 左右)达到最大, 后又快速减小至顶部达到最小. 结合雪层剖面变化特征发现, 细粒雪层和粗粒雪层厚度的变化规律同于雪层剖面厚度的变化, 不同的是粗粒雪层厚度随海拔的增大趋势大于细粒雪层.

污化面按其形成季节的不同分为冬春季污化和夏季污化^[14]. 冬春季污化是由于冬季降雪很少, 同

表 1 雪坑编号

Table 1 Serial number of the snow pits

		雪 坑 编 号															
		E ₁	E ₂	E ₃	E ₄	E ₅	E ₆	E ₇	E ₈	E ₁₀	E ₁₂	E ₁₃	E ₁₄	E ₁₅	E ₁₈	E ₁₉	E ₂₀
东支	海拔/m	3 890	3 923	3 965	4 004	4 043	4 055	4 060	4 065	4 080	4 116	4 126	4 130	4 134	4 187	4 224	4 225
	坡度/(°)	5	12.5	12	11	17	—	18	16	11	28	25	26	30	—	0	0
		W ₁	W ₂	W ₃	W ₄	W ₅	W ₆	W ₇	W ₈	W ₉	W ₁₀	W ₁₁	W ₁₂				
西支	海拔/m	3 926	3 976	4 013	4 045	4 085	4 200	4 224	4 232	4 246	4 250	4 276	4 484				
	坡度/(°)	—	—	—	—	—	—	31	32	30	30	32	0				

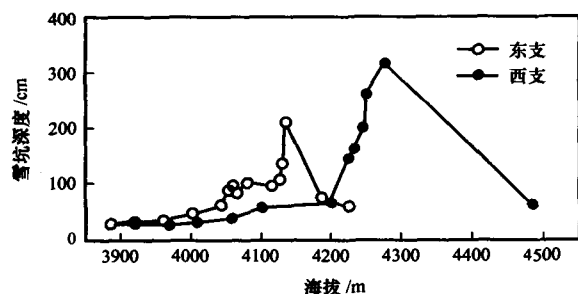


图 2 雪坑深度随海拔的变化

Fig. 2 Depths of the snow pits changing with altitude

一冰雪面长期暴露于大气中, 经风力搬运来自于远处的沙尘和周围山体表面的风化碎屑物质迁移、沉降于冰雪表面而形成, 颜色呈淡黄色, 一般被春季降雪覆盖。夏季污化一般形成于夏末, 融水在渗浸过程中携带雪层剖面中不同层位的污化物迁移、滞留于某一层位而形成, 颜色为黄色, 一般被秋季降雪覆盖。如图 3, 1 号冰川雪层剖面中的污化层数目随海拔升高明显增多, 污化层深度显著增大。东、西支分别大致在海拔 4 050 m 和 4 200 m 以下, 雪层剖面中只有一个污化层, 颜色较浅, 污化层的最大深度在 50 cm 左右。东支在海拔 4 050~4 150 m, 西支在海拔 4 210~4 260 m, 污化层数目较多, 东支最多有 4 个, 西支最多有 5 个; 东、西支污化层的最大深度分别为 160 cm 和 210 cm。东、西支分别自海拔 4 150 m, 4 270 m 至顶部, 雪坑中的污化层的数目减少为一个, 且污化的深度变浅。

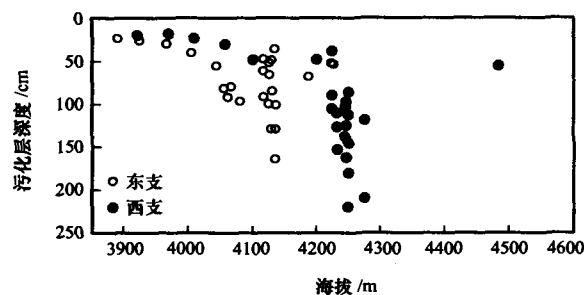


图 3 雪层剖面中的污化层深度随海拔的变化

Fig. 3 Depths of dust layers changing with altitude

雪层剖面的层位特征反映了冰川不同海拔区域积累、消融程度的差异和成冰作用的不同。在海拔较低处和西支顶部区域(图 4, 图 5 和图 6, 东支在 3 923~4 080 m, 西支在 3 976~4 200 m 和 4 484 m 左右), 雪层剖面较为简单, 主要由新雪(风板)-细粒雪-粗粒雪组成; 在高海拔区域(图 7 和图 8, 东支在 4 116~4 134 m, 西支在 4 224~4 276 m), 雪层剖面主要由风板-新雪-细粒雪-中粒雪-粗粒雪组

成; 在冰舌末端和东支顶部区域(如图 4 和图 5, 东支在 3 890 m 以下和 4 224 m 左右, 西支在 3 926 m 以下), 层位剖面最简单, 主要由风板-中粒雪-粗粒雪组成。

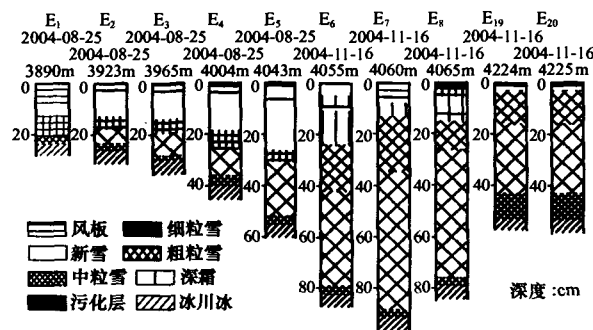


图 4 1 号冰川东支消融带的雪坑层位剖面

Fig. 4 Stratigraphy profiles of snow pits in the ablation zone on the east branch of the Glacier No. 1

目前 1 号冰川顶部的冰雪特征较为显著(图 4 中 E_{19} 和 E_{20})^[15], 东支为: 1) 雪层厚度较小(约 40 cm), 局部区域的冰川冰面直接外露; 2) 层位剖面简单, 以中粒雪和粗粒雪为主, 无新雪和细粒雪层(如雪坑 E_{19} , 海拔 4 224 m; 雪坑 E_{20} , 海拔 4 225 m); 3) 雪层剖面中只有一个污化层, 位于冰川冰面上部, 颜色很深, 为强污化。这与冰川消融的加剧和气温持续升高, 造成冰川冷储减少有很大关系。气候持续转暖, 加之东支顶部冰川朝南, 不远处存在裸露岩石, 大量接受太阳辐射, 造成冰雪消融强度增大, 消融量剧烈增加。在西支(如图 6 中的雪坑 W_{12}): 1) 雪坑深度较小(约 55 cm), 较之东支稍大; 剖面特征比东支复杂, 有新雪和细粒雪发育; 2) 雪层剖面中仅有一个污化层, 位于附加冰面上部, 强度弱, 颜色很浅, 需仔细辨认才能识别。这表明西支顶部冰雪的消融强度远小于东支顶部。

3.2 各成冰带的范围

根据野外观测, 1 号冰川东、西支挖取的雪坑中附加冰出现的范围可知, 1 号冰川东、西支消融带和渗浸-结带的界限分别在海拔 4 066 m 和 4 089 m 处, 这与近 10 a 来零平衡线的平均值 4 084 m 相差不大^[16-17]。野外观测发现雪坑 E_{10} (海拔 4 080 m) 下部有明显的附加冰存在, 附加冰上部有一层颜色较深的污化面; 同时在雪坑 E_{12} (海拔 4 116 m) 中发现, 雪坑下部的冰层性质发生了明显变化, 附加冰上部出现一层 2~3 cm 厚的粒雪冰; 由此可以确定东支粒雪线的高度应在雪坑 E_{10} (海拔 4 080 m) 与 E_{12} (海拔 4 116 m) 之间, 取其平均值

为 4 098 m, 同理可确定西支的粒雪线在海拔 4 136 m 处。由此可以确定, 1 号冰川东、西支渗浸-冻结带和渗浸带的界限分别在海拔 4 098 m 和 4 136 m 处。

根据上述成冰带的划分结果, 可将 1 号冰川自下而上划分成 3 个成冰带: 1) 消融带(东支在海拔 4 066 m 以下和顶部的局部区域, 西支在海拔 4 089 m 以下); 2) 渗浸-冻结带(东支在海拔 4 066 ~ 4 098 m 和渗浸带上限至顶部的局部消融区下限之间, 西支在海拔 4 089 ~ 4 136 m 和顶部的局部区域); 3) 渗浸带(东支在海拔 4 098 m 至粒雪盆上部的渗浸-冻结带下限之间; 西支在海拔 4 136 m 至顶部的局部渗浸-冻结区下限之间)。各成冰带的具体范围及分布状况见图 1。

3.3 各成冰带的基本特征

(1) 消融带。根据上述成冰带的区域范围划分结果: 雪坑 E_1 (海拔 3 890 m) ~ E_8 (海拔 4 065 m), E_{19} (海拔 4 224 m) ~ E_{20} (海拔 4 225 m) 和 W_1 (海拔 3 926 m) ~ W_5 (海拔 4 085 m) 位于消融带。消融带内年物质平衡为负, 降水不能长时间保存。夏季消融强烈时期, 冰川吸收的热量可融化掉全部粒雪和部分冰川冰, 东支顶部和西支冰舌末端表现最为明显。融水沿冰川表面向地势低处汇集成河, 在下部形成较大的水道, 表面形成一道道小水沟。污化物随融水的流动在冰川表面形成球形颗粒物, 一部分随融水的流失而进入河道。

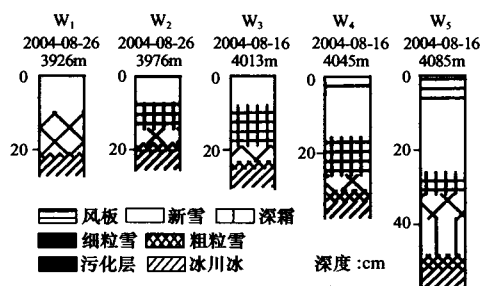


图 5 1 号冰川西支消融带的雪坑层位剖面

Fig. 5 Stratigraphy profiles of snow pits in the ablation zone on the west branch of the Glacier No. 1

消融带的表层雪厚度和雪层剖面厚度均较小, 其最大厚度东支分别为 26.5 cm 和 88.5 cm (如图 4, 雪坑 E_5 , E_7), 西支分别为 26 cm 和 48.5 cm (如图 5, 雪坑 W_5)。平均厚度东支分别为 11 cm 和 49 cm, 西支分别为 13.5 cm 和 28.2 cm。它们的厚度随海拔升高缓慢的增大。这是由于消融带海拔低, 坡度小, 地势平坦, 接受日照时间长和单位面积的

辐射量多的缘故。在消融带中、下部, 雪层剖面特征非常单一。具体表现为有的雪层剖面中无细粒雪层而有粗粒雪层(图 5 雪坑 W_1 , 海拔 3 926 m), 有的雪层剖面中无粗粒雪层但有细粒雪层(如图 4, 雪坑 E_1 , 海拔 3 890 m)。这是由于在较高的温度条件下, 细粒雪和粗粒雪没有充足的时间变质转化便消融流失。在消融带上部, 细粒雪层下部为粗粒雪层, 粗粒雪层的厚度随海拔的升高明显增加, 而细粒雪层厚度变化不大, 且细粒雪层和粗粒雪层距表层雪面的距离均逐渐增大。其原因为: 在相当的气候条件下粗粒雪层比细粒雪层的深度相对较大, 保存的时间比细粒雪较长。消融带的雪层剖面中只有一个污化层(如图 4, 图 5), 位于冰川冰面上, 颜色很深, 为强污化, 有的污化物已经进入冰内。污化层深度较小, 但相对其它雪坑而言, 雪坑 E_{19} 和 E_{20} 的污化层深度较大, 分别为 57 cm 和 58 cm。这是大量冰雪融水携带不同层位的污化物渗浸、迁移的结果, 一部分污化物随融水流失, 一部分在气温较低时重新冻结而进入冰川冰内。

(2) 渗浸-冻结带(附加冰带)。雪坑 E_{10} (海拔 4 080 m), E_{18} (海拔 4 187 m) 和 W_{12} (海拔 4 484 m) 位于渗浸-冻结带。此带内年物质平衡为正, 雪层中有较多的附加冰发育。在夏末消融强烈时期大量附加冰消融并出露, 大部分融水沿附加冰面流失, 少部分形成渗浸冰片和冰透镜体。成冰作用完全被融水的渗浸和冻结控制, 成冰速度快, 时间短, 成冰量大(以夏季为主)。另外, 在粒雪盆上部靠近冰川顶部出现了大范围的渗浸-冻结带, 这是由于靠近冰川顶部区域的海拔较高, 日照强烈, 风力较大的缘故。渗浸-冻结带的雪层厚度较薄(约 60 cm), 附加冰面有较强的污化层。如图 6 雪坑 E_{18} (海拔 4 187 m)。

渗浸-冻结带的雪层剖面, 细粒雪层和粗粒雪层厚度都介于其它两成冰带之间, 如雪坑 E_{10} (海拔 4 080 m) 分别为 102 cm, 23 cm 和 49 cm。这是由于此带的海拔高度, 消融强度和物质积累量均介于其它两成冰带之间, 且此带的渗浸冻结作用较强, 大部分融水参与了粒雪的改造, 在冰面形成附加冰, 少部分融水沿冰面形成径流而损失。雪层剖面中只有一个污化层(如图 6), 位于附加冰面, 颜色较深, 强度较大。污化层深度介于其它两成冰带之间。其原因同于在消融带的形成原因。

(3) 渗浸带(湿雪带)。雪坑 E_{12} (海拔 4 116 m) ~ E_{15} (海拔 4 134 m), W_6 (海拔 4 200 m) ~ W_{11} (海拔

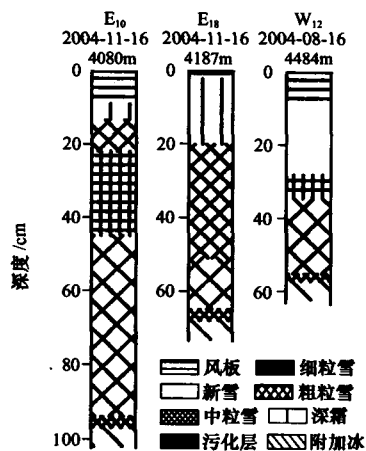


图 6 1 号冰川渗浸-冻结带的雪坑层位剖面

Fig. 6 Stratigraphy profiles of snow pits in the superimposed-ice zone of the Glacier No. 1

4 276 m)位于渗浸带。渗浸带内年物质平衡为正,雪-粒雪层较厚,雪层下部含有较多渗浸冰片和冰透镜体。雪层内温度较低,除在夏季温度可至 0°C 以上外,其它季节全在 0°C 或 0°C 以下。成冰作用以暖型为主,但在冬季冷型占优势,不过成冰量很少。夏季融水不能全部冻结在本带内,少部分融水沿粒雪冰面流失。

与其它两成冰带相比,渗浸带的表层雪厚度和雪层剖面的最大厚度东支分别为 21 cm 和 206 cm,西支分别为 28 cm 和 312 cm;其平均厚度东支分别为 17 m 和 117 cm,西支分别为 16 cm 和 166 cm。此外,表层雪和雪层剖面厚度随海拔的升高显著增大。这是由于渗浸带海拔高,消融强度弱,积累量大的缘故。另外由于地形的原因,风吹雪的影响也可能使表层雪和雪层剖面的厚度增大。此带的细粒雪层和粗粒雪层厚度最大,且细粒雪层远小于粗粒雪层厚度。细粒雪层的最大厚度东、西支分别为 28 cm 和 76 cm(图 7 雪坑 E_{13} , 海拔 4 126 m;图 8 雪坑 W_{11} , 海拔 4 276 m);粗粒雪层的最大厚度东、西支分别为 155 cm 和 208 cm(图 7 雪坑 E_{15} , 海拔 4 134 m;图 8 雪坑 W_{11} , 海拔 4 276 m)。这是由于此带位于粒雪盆后壁的凹陷地带,温度低(年平均气温在 0°C 以下);在气候变化正常的年份(2002 年例外)季节降水可长时间保存,不易发生消融变质作用。此外,雪-冰转化时间较长,粗粒雪转化为冰较细粒雪转化为粗粒雪的时间更长。研究发现^[13, 18],细粒雪转化为粗粒雪的时间夏季一般为 20 d 至 3 个月,冬季一般为 4.5 个月;粗粒雪转化为冰一般为 3 年零 4 个月。

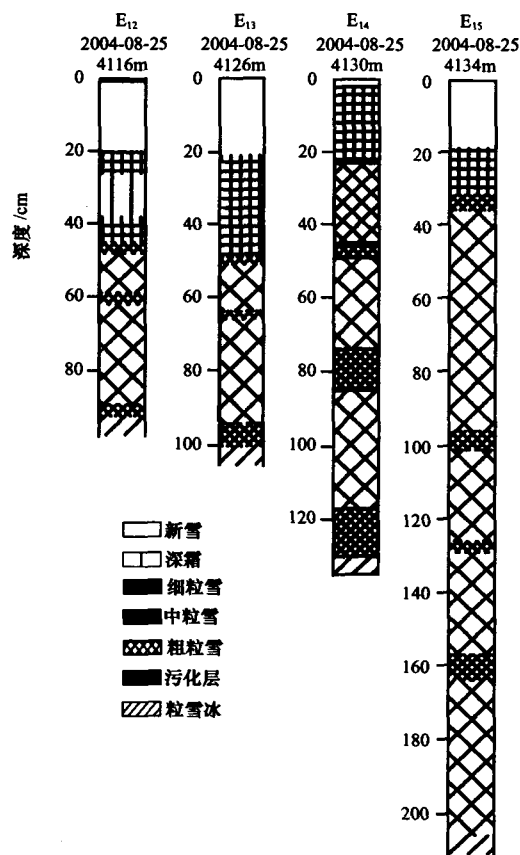


图 7 1 号冰川东支渗浸带的雪坑层位剖面

Fig. 7 Stratigraphy profiles of snow pits in the percolation zone at the east branch of the Glacier No. 1

相对消融带和渗浸-冻结带而言,渗浸带雪层剖面中污化层的数目最多,深度最大。如图 7、图 8,东、西支雪层剖面中的污化层数目最多分别为 4 层和 5 层,最大深度分别为 157 cm 和 220 cm。污化层距粒雪冰面的距离随海拔的升高逐渐减小,污化层距粒雪冰面越近强度越大,颜色也越深。这是由于渗浸带内融水的渗浸冻结作用很弱,污化层虽发生迁移但很难叠加,随着季节性降水的积累保存于不同层位。另外,渗浸带的物质积累量随着海拔的升高不断增大,雪层厚度逐渐增加,密实化作用渐次增强,从而导致污化层间的粒雪更加密实和粒雪中孔隙体积减小,粒雪层的厚度减薄,污化层与粒雪冰面的距离逐渐缩小。

3.4 不同时期雪层剖面特征和成冰带谱的比较

20 世纪 80 年代中期以来,西部开始出现明显的气候转型现象^[19]。乌鲁木齐河源区气温升高,1 号冰川强烈消融,逐年退缩,成冰带谱和雪层剖面特征发生了显著变化。主要表现在:雪层剖面厚度变薄,层位变得简单(图 9)。1965 年和 1989 年渗浸

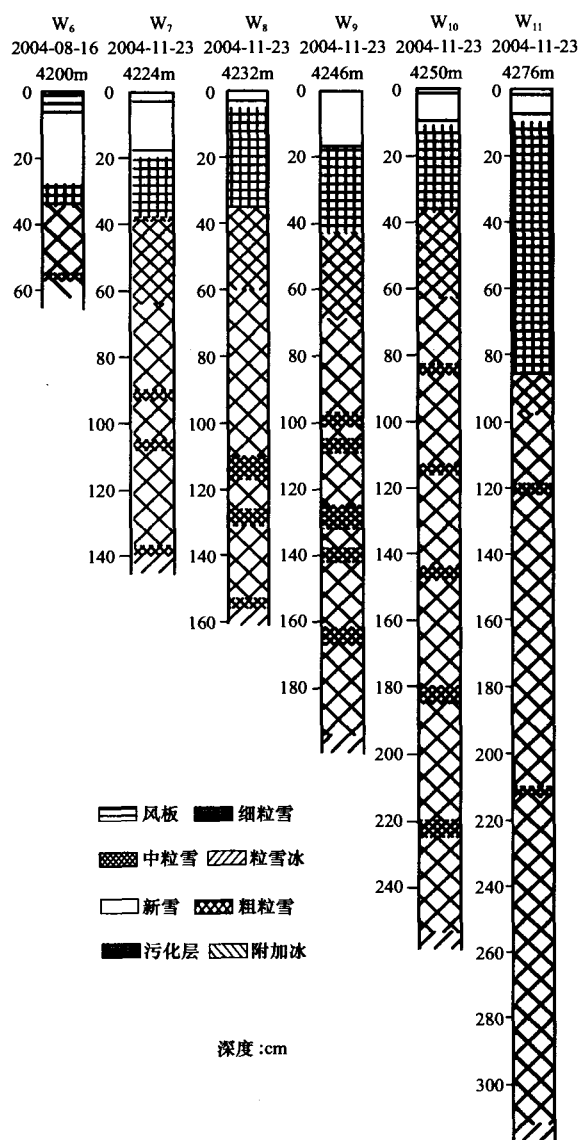


图 8 1 号冰川西支渗浸带的雪坑层位剖面

Fig. 8 Stratigraphy profiles of snow pits in the percolation zone at the west branch of the Glacier No. 1

-冻结带雪层中大量发育的渗浸冰片、冰透镜体、深霜现已大大减少,代之以细粒雪和粗粒雪为主,并间或有少量的冰片和深霜。层位剖面间的界限变得模糊,不易分辨,但细粒雪和粗粒雪层的界限较为清楚。这主要是由于随着气温升高冰川消融加剧,雪线上升,不同海拔区域的消融量增大,积累量减少。而且渗浸冻结作用的增强对雪层受融水改造的影响增大,雪层中的渗浸冰片、冰透镜体不能长期保存而消融流失。1号冰川的成冰带与1965年和1989年相比除具备以前成冰带的基本特征外,又出现了一些新的特点。尤其在东支顶部偏西北方向约有5 m厚的冰川冰出露,消融强烈,类似于西

支冰舌末端裸露的冰川冰壁,而且在出露的冰川冰南面有冰川融水聚集形成的面积约30 m²的水域,水面已结冰,冰层很厚,人可在上面行走。这说明1989年存在于东支顶部的渗浸-冻结带,现局部已转化为具有强烈消融特征的局部消融区。这些现象表明目前1号冰川的雪层剖面特征和成冰带谱具有由冷向暖的转化趋势。另外,根据李忠勤等^[12]和李传金等^[20]的研究发现,1996年以来1号冰川的消融区有扩大趋势,本世纪初成冰带之间的界限明显上移,2004年8月的观测资料发现冰舌末端已达海拔4 074 m,较1962年(海拔4 000 m)升高了74 m,渗浸带上限位置达到海拔4 093 m,达到各研究时期的最高,且各成冰带面积显著减小。

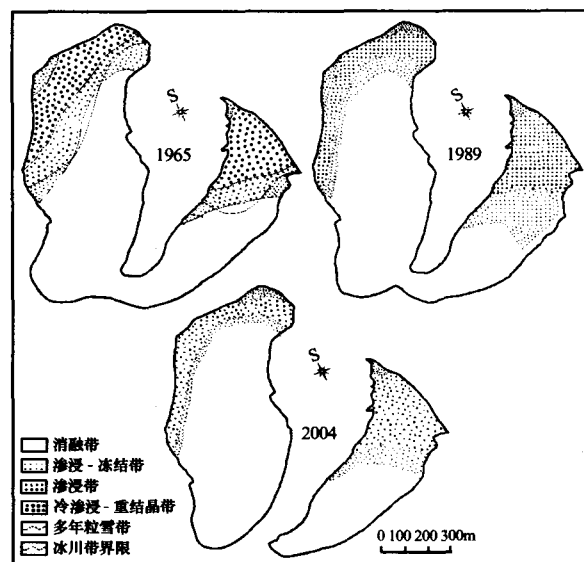


图 9 1 号冰川不同时期的成冰带图

Fig. 9 Ice formation zones of the Glacier No. 1 in different periods

4 结论

近期研究发现,随着乌鲁木齐河源区气温升高,1号冰川的成冰带谱和雪层剖面特征具有由冷向暖的转化趋势。主要表现为:

(1) 雪层剖面厚度随海拔升高逐渐增大,靠近冰川顶部又明显减小;细粒和粗粒雪层厚度的变化规律同于雪层剖面,不同的是粗粒雪层厚度的增大趋势大于细粒雪层;雪层剖面中的污化层数目随海拔升高而增多,深度增大,但靠近高海拔区域污化层数目和深度明显减少和减弱。

(2) 在高海拔区域,雪层剖面主要由风板-新雪-细粒雪-中粒雪-粗粒雪组成;在低海拔区域和西支顶部,主要由新雪(风板)-细粒雪-粗粒雪组

成; 在冰舌末端和东支顶部区域, 主要由风板-中粒雪-粗粒雪组成。雪层剖面组成以粒雪(细粒雪和粗粒雪)为主, 粗粒雪在雪层中所占比例随着海拔升高而增大; 深霜、冰片和冰透镜体较以前大为减少, 只有在部分渗浸带区域的雪层中有发育; 雪层中的渗浸冻结作用较以前增强, 污化层数目减少, 颜色变深, 强度更高。

(3) 目前 1 号冰川的成冰带谱为: 消融带(东支在海拔 4 066 m 以下和顶部的局部区域, 西支在海拔 4 089 m 以下); 渗浸-冻结带(东支在海拔 4 066 ~ 4 098 m 和渗浸带上限至顶部的局部消融区下限之间, 西支在海拔 4 089 ~ 4 136 m 和顶部的局部区域); 渗浸带(东支在海拔 4 098 m 至粒雪盆上部的渗浸-冻结带下限之间; 西支在海拔 4 136 m 至顶部的局部渗浸-冻结区下限之间)。值得关注的是东支顶部的局部区域现已转化为具有强烈消融特征的局部消融区。

致谢: 本研究是天山冰川观测试验站开展的雪冰现代过程研究项目的一部分, 是在全体观测和研究人员的集体努力下完成的。在此对参加本项研究的每一位观测人员以及项目组人员焦克勤、杨惠安、韩添丁、赵中平、李慧林、张坤、钱军、张明军等表示衷心感谢。

参考文献 (References):

- [1] Yao Tandong, Pu Jianchen, Wang Ninglian, *et al.* A new type of ice formation zone found in the Himalayas [J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(5): 467-473. [姚檀栋, 蒲健辰, 王宁练, 等. 中国境内又一种新成冰作用的发现[J]. 科学通报, 1998, 43(1): 94-97.]
- [2] Kalesnik C U. An Introduction to Glaciology [M]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, CAS, 1982: 13-17, 28-40. [卡列斯尼克 C B. 冰川学概论 [M]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1982: 13-17, 28-40.]
- [3] Xie Zichu, Huang Maohuan, Mi Aili, *et al.* An evolution of the snow-firn layer and ice formation in the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River, Tianshan [C]// Studies of Glaciology and Hydrology in the Ürümqi River, Tianshan Mountains. Beijing: Science Press, 1965: 1-14. [谢自楚, 黄茂桓, 米艾里, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川雪-粒雪层的演变及成冰作用 [C]// 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究. 北京: 科学出版社, 1965: 1-14.]
- [4] Paterson W S B. The Physics of Glaciers [M]. New York: Perman, 1981: 3-12.
- [5] Xie Zichu, Wang Lilun, Wu Guanghe, *et al.* Ice formation process in glacier of Qilian mountains [C]// Memoris of lanzhou Institute of glaciology and Geocrology, Chinaese Academy of Sciences. Beijing: Science Press, 1984: 27-40. [谢自楚, 王立伦, 伍光和, 等. 祁连山冰川的成冰作用 [C]// 中国科学院兰州冰川冻土所集刊. 北京: 科学出版社, 1984: 27-40.]
- [6] Liu Chaohai, Xie Zichu. Ice formation in Tianshan Glaciers [M]. Beijing: Science Press, 1996: 96-115. [刘潮海, 谢自楚. 天山冰川作用 [M]. 北京: 科学出版社, 1996: 96-115.]
- [7] Xie Zichu, Wang Zongtai. Ice formation process in northern Everest area [C]// Investigation reports in Everest area. Beijing: Science Press, 1975: 8-13. [谢自楚, 王宗太. 珠穆朗玛峰地区北坡成冰作用 [C]// 珠穆朗玛峰地区科学考察报告 (1966-1968). 北京: 科学出版社, 1975: 8-13.]
- [8] Xie Zichu. Snow pack and ice formation process in northern slope of Mount Xixabangma [C]// Investigation reports in Xixabangma area. Beijing: Science Press, 1982: 45-59. [谢自楚. 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用 [C]// 希夏邦马峰地区科学考察报告. 北京: 科学出版社, 1982: 45-59.]
- [9] Shi Yafeng, Yao Tandong, Huang Maohuang, *et al.* An Introduction to the Glaciers in China [M]. Beijing: Science Press, 1988: 55-65. [施雅风, 姚檀栋, 黄茂桓, 等. 中国冰川概论 [M]. 北京: 科学出版社, 1988: 55-65.]
- [10] Wang Xiaojun, Wang Zhongxiang, Xie Zichu. A Change trend of recent climatic on the Tianshan regions from the change of the past 28 years of the glacier No. 1 at the Ürümqi River headwater, Tianshan, Chinese [J]. Chinese Science Bulletin, 1988, (9): 693-696. [王晓军, 王仲祥, 谢自楚. 从乌鲁木齐河源 1 号冰川二十八年来变化看天山地区近期气候变化趋势 [J]. 科学通报, 1988, (9): 693-696.]
- [11] Liu Chaohai, Дюпреов М В. Study on processes of mass balance of Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan [J]. Annual Report on the Work at Tianshan Glaciological Station, 1989, 8: 1-23. [刘潮海, 久尔盖洛夫. 乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡过程研究 [J]. 天山冰川站年报, 1989, 8: 1-23.]
- [12] Li Zhongqin, Han Tianding, Jing Zhefan, *et al.* A summary of 40-year observed variation facts of climate and Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan, China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2003, 25(2): 117-123. [李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40 a 观测事实 [J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117-123.]
- [13] Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni, *et al.* Studying on ice formation process of surface snow layer in accumulation area of Glacier No. 1 at the ürümqi River head, Tianshan Mts. [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(1): 45-53. [王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究 [J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 45-53.]
- [14] Yang Daqing, Jiang Tong, Zhang Yinsheng, *et al.* Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the heat of the Ürümqi River, Tianshan [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 10(4): 384-399. [杨大庆, 姜彤, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修正 [J]. 冰川冻土, 1988, 10(4): 384-399.]
- [15] Li Zhongqin. A glacier melt water pool was discovered at summit of east branch of Glacier No. 1 at Ürümqi River head, Tianshan Mts., Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(1): 150-152. [李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖 [J]. 冰川冻土, 2005, 27

- (1): 150—152.]
- [16] Yang Huian, Li Zhongqin, Jiao Keqin. Mass balance of Glacier No. 1 at headwaters of Ürümqi River in 1999—2002 [J]. Annual Report on the Work at Tianshan Glaciological Station, 1999—2002, **16**: 9—103. [杨惠安, 李忠勤, 焦克勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 2000—2002 年物质平衡[J]. 天山冰川站年报, 1999—2002, **16**: 93—103.]
- [17] Yang Huian, Li Zhongqin, Ye Baisheng, *et al.* Study on mass balance and process of Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River in the past 44 years [J]. Arid and Geography, 2005, **28**(1): 76—80. [杨惠安, 李忠勤, 叶柏生, 等. 过去 44 年乌鲁木齐河源一号冰川物质平衡结果及其过程研究[J]. 干旱区地理, 2005, **28**(1): 76—80.]
- [18] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Feiteng, *et al.* Study on time scale of snow-ice transformation through snow Layer tracing method—take Glacier No. 1 at the headwaters of ürümqi River as an example [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, **27**(6): 853—860. [尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾, 等. 利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限问题——以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2005, **27**(6): 853—860.]
- [19] Shi Yafeng, Shen Yongping, Hu Ruji. Preliminary study on signal, impact and foreground of climate shift from warm-dry to warm-humid in the Northwest China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, **24**(3): 220—226. [施雅风, 沈永平, 胡汝驥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土, 2002, **24**(3): 220—226.]
- [20] Li Chuanjin, Li Zhongqin, Wang Feiteng, *et al.* A contrast of the ice forming time, zones and the stratigraphic profiles of snow pits in different time of Glacier No. 1 at the headwater of the Ürümqi River, Tianshan [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, **28**: in press. [李传金, 李忠勤, 王飞腾, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川不同时期雪层剖面及成冰带对比研究[J]. 冰川冻土, 2006, **28**: 待刊.]

Study of the Ice Formation Zones and Stratigraphy Profiles of Snow Pits on the Glacier No. 1 at the Headwaters of Ürümqi River

LI Xiang-ying, LI Zhong-qin, YOU Xiao-ni, WANG Fei-teng, LI Chuan-jin, ZHU Yu-man
(Tianshan Glaciological Station, Key Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI,
CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: Characteristics of ice formation zones on a glacier and stratigraphy profiles of snow pits that relate the basic features of a glacier are the basic objects of glaciology. The study of ice formation zones on the Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River in the Tianshan Mountains began at the beginning of the 1960s, when Xie Zichu and Huang Maohuan and others divided the glacier into four ice formation zones. In 1988, Wang Xiaojun and others found that cold-percolation-recrystallization zone on the glacier disappeared and was replaced by percolation zone. Therefore, in 1989, Liu Chaohai and others divided the glacier into three ice formation zones. The glacier has changed a lot

since the 1990s, because of temperature increase, resulting in shift of ice formation zones and stratigraphy profiles of snow pits. This is a key issue that attracts more attention. In this paper new division of ice formation zones and physical properties of stratigraphy profiles is presented by study of a series of snow pits on the glacier. It is found that characteristics of stratigraphy profiles and ice formation zones on the glacier have a transformation trend from cold to warm. In addition, a strong ablation phenomenon has been found in the top of east branch, showing the percolation zone locally transform into ablation area.

Key words: Glacier No. 1; ice formation zones; stratigraphy profiles; snow pits