

文章编号: 1000-0240(2001)02-0185-04

沉积后过程对冰川渗浸带雪坑化学剖面的影响

侯书贵

(中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境开放研究实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 通过乌鲁木齐河源1号冰川西支典型渗浸带内同一位置先后获取的一个3.0 m和一个2.3 m雪坑化学剖面的比较, 发现沉积后过程不仅能够改变雪层的原始峰谷位置, 且能导致不同种类化学记录间的位相差异. 在利用高消融地区冰芯记录进行古气候和古环境恢复时, 有必要排除沉积后作用对雪层原始化学记录的干扰作用.

关键词: 乌鲁木齐河源1号冰川; 渗浸带; 雪坑化学剖面; 沉积后变化

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

1 概述

近期研究表明, 若干冰芯记录不同程度地受到融水渗浸等沉积后作用的干扰^[1-5], 甚至迄今研究最为成功的格陵兰GISP2冰芯, 融化事件也相当普遍^[6]. 冰芯研究的进一步深化要求对冰芯记录形成过程及相关内容进行详尽研究, 并经过对冰芯资料的去伪存真、去粗存精的筛选和研究过程, 最大限度地获取气候和环境变化的信息.

1996年6月4日和17日我们先后在乌鲁木齐河源1号冰川西支海拔4 230 m处, 挖取了一个3.0 m雪坑(记为“A”)和一个2.3 m雪坑(记为“B”), 并全部以0.1 m间隔进行了采样. 样品采集、处理和分析过程可参见文献^[1-3]. 该雪坑位于较典型冰川渗浸带内, 野外观测表明, 上部雪层较湿, 但未见明显的融水. 其层位结构的主要特征是在各种变质程度的粒雪内夹有渗浸冰片或冰透镜体, 雪坑“A”底部仍为较疏松的粗粒雪. 事实上, 王晓军等^[7]通过钻孔观测表明, 此处26 m深度仍存在粒雪层. 本文拟通过对上述雪坑化学层位剖面的比较, 探讨沉积后过程对冰川渗浸带雪层化学记录的影响作用.

2 结果

雪坑“A”和“B”的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 Cl^- 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 的层位剖面如图1所示, 其反映出以下几个特点: 1)两雪坑的 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面特征非常接近, 虚线②和⑤所标示的 $\delta^{18}\text{O}$ 波谷有很好的对应关系; 2)雪坑“A”中虚线①和②所指示的 Cl^- 和 SO_4^{2-} 峰值在雪坑B中基本消失; 3)虚线③和④所指示的离子浓度峰值在雪坑“A”和“B”中变化不大; 4)雪坑“A”中虚线⑤指示的离子浓度峰值在雪坑“B”中下移了0.1~0.2 m, 而且雪坑“B”中 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 和 Cl^- 的该峰值浓度分别为雪坑“A”相应位置处浓度值的2.2、2.0和1.5倍; 5)雪坑“A”中虚线⑥所示位置没有明显的浓度峰, 但雪坑“B”中则不然, 尤其 Cl^- 和 SO_4^{2-} 分别为雪坑“B”中的最大浓度值, 而且雪坑“B”中虚线⑥所示 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 和 Cl^- 的峰值浓度分别为雪坑“A”相应位置处浓度值的3.9、13.3和2.6倍.

3 讨论与结论

与离子浓度剖面相比, 雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 的剖面较稳定(图1). 表1汇总了雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 和离子浓度的基

收稿日期: 2000-09-15; 修订日期: 2001-02-28

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-10-02); 中国科学院资源环境领域知识创新工程重大方向项目(KZCX2-301; KZCX2-108); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(CACX210506; CACX210046); 国家自然科学基金项目(49901004; 49871022)资助

作者简介: 侯书贵(1970—), 男, 安徽涡阳人, 副研究员, 1997年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位, 现主要从事冰川化学研究. E-mail: shugui@ns.lzb.ac.cn

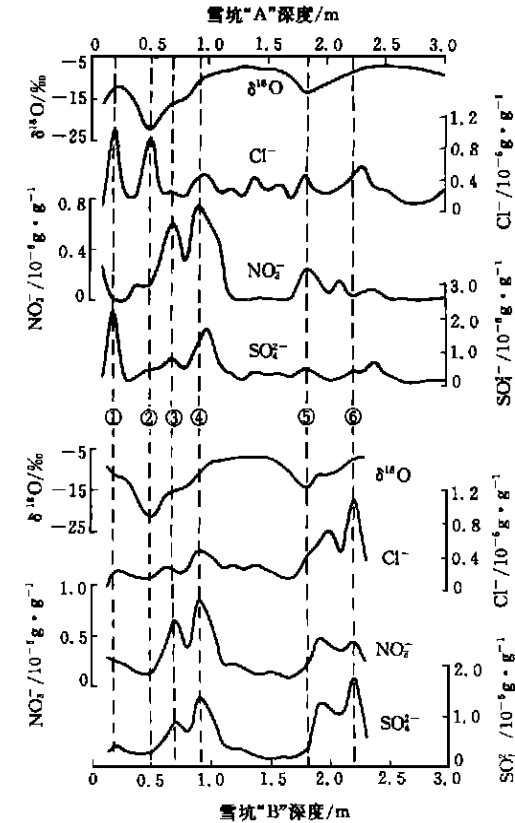


图 1 乌鲁木齐河源 1 号冰川西支海拔 4 230 m 处雪坑“ A”和“ B”的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 Cl^- 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 的层位剖面 (图中虚线代表两雪坑若干特征层位的对比, 并分别以①~⑥标示)

Fig. 1 The $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} profiles of Snow Pit A (June 4) and Snow Pit B (June 17)

本特征值, 同时为与雪坑“B”进行比较时更具说服力, 我们在表 1 中也给出了雪坑“ A”上部 2.3 m (相应雪坑“ B”最大深度, 记为雪坑“ A—2.3 m”)的特征值, 不难看出 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值和取值范围均没有太大的变化. 事实上, Raben *et al.*^[8] 在高纬地区也观测到冰川雪层中的 $\delta^{18}\text{O}$ 较离子浓度剖面更为稳定. 不过 $\delta^{18}\text{O}$ 的这种稳定性也是相对的, 当冰川消融比较强烈时, 雪层中 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面的原始状况仍然难以保持^[9], 尤其是波动幅度将大为减小^[1, 9].

雪坑“ A”和“ B”中 Cl^- 的浓度变化不大, 但 NO_3^- 和 SO_4^{2-} 浓度均有所增加 (表 1). 研究表明本区积雪中 NO_3^- 的浓度增加可通过以下多种途径实现: 工业活动、生物体燃烧或土壤中氮肥分解等所产生的酸性物质被雪晶所吸附^[10], 或硝酸盐成分与粉尘物质伴生通过干沉降方式沉积至雪面^[2]; 而 SO_4^{2-} 的浓度增加除上述原因外, 在融水参与下还可通过以下反应实现: 4FeS_2 (黄铁矿) + 15O_2 + $8\text{H}_2\text{O}$ = $2\text{Fe}_2\text{O}_3$ + $8\text{H}_2\text{SO}_4$ (见文献 [11]); 或: 4FeS_2 (黄铁矿) + 16CaCO_3 + 15O_2 + $14\text{H}_2\text{O}$ = 16Ca^{2+} + 16HCO_3^- + 8SO_4^{2-} + $4\text{Fe}(\text{OH})_3$ (见文献 [12]). 另外雪坑“ A”和“ B”各离子浓度间的相关系数如表 2 所示, 可见雪坑“ B”离子之间的相关程度明显增强. 因此积雪中离子浓度的峰谷位置以及各种离子间的相关性除与降水沉积时的气候和环境状况有关外, 沉积后过程也有相当大的影响. 在利用冰芯记录进行古环境恢复时, 有必要弄清有关记录在多大程度上反映了降雪沉积时大气环境状况, 抑或仅仅是由于沉积后所发生的变化引起的.

比较图 1 中雪坑“ A”和“ B”的 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 和 Cl^- 的浓度剖面, 可见不同离子在融水渗浸过程中被迁移的程度存在一定的差异, 即某些离子相对于其它离子具有淋溶择优性 (preferential elution). 根据图 1 中虚线⑤和⑥位置处离子深度浓度增加的倍数, 似乎 SO_4^{2-} 和 NO_3^- 较之 Cl^- 更易于被下渗融水所迁移^[5, 13]. 当然, 迁移过程除与离子本身性质有关外, 还受诸如气温、雪层温度、雪层结构、物质平衡过程等外界因素的制约^[14].

研究表明, 希夏邦马峰达索普冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 高值与离子浓度高值相对应, 并认为这为冰芯年层划分提供了可靠证据^[15]. 虽然 $\delta^{18}\text{O}$ 和离子浓度的这种对应关系同样存在于珠穆朗玛峰远东绒布冰川冰芯中, 但其之间一般存在位相差异^[16]. 同样, 姚檀栋等^[17] 也注意到敦德冰帽冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值与微粒含量峰值 (或电导率峰值) 之间一般也具有位相差异, 并认为原因在于“在敦德冰帽, $\delta^{18}\text{O}$ 高值期一般在冬季, 而微粒含量高值期主要出现于春夏”. 根据后继研究结果, 敦德冰帽的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受气温的控制, 其高值期一般应在夏季^[18], 因此, 敦德冰帽冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值与微粒含量峰值 (或电导率峰值) 之间按理应基本为同位相的. 根据我们现在的理解, 似乎两者之间的位相差异应为沉积后过程造成的, 即由于雪层中 $\delta^{18}\text{O}$ 和离子的稳定性差异, 从而导致 $\delta^{18}\text{O}$ 和离子浓度的峰谷位置在沉积后发生改变 (如图 1 虚线⑤所示).

由于冰川渗浸带内渗浸冰层的快速形成及其不渗透性, 可有效遏止冰川表面融水的下渗, 保护下伏雪冰内的化学记录不被后期的融水作用所平滑, 则冰芯中较长时间尺度的气候、环境变化趋势仍能保持, 但冰芯记录的分辨率将有不同程度的下降. 强调这一点, 是因为在相当多冰芯研究地区 (如青

由于冰川渗浸带内渗浸冰层的快速形成及其不渗透性, 可有效遏止冰川表面融水的下渗, 保护下伏雪冰内的化学记录不被后期的融水作用所平滑, 则冰芯中较长时间尺度的气候、环境变化趋势仍能保持, 但冰芯记录的分辨率将有不同程度的下降. 强调这一点, 是因为在相当多冰芯研究地区 (如青

表 1 雪坑 δD 和离子浓度的基本特征值

Table 1 Characteristic δD and anion values of the snow pits

	平均值和标准差			范 围		
	雪坑“A”	雪坑“A-2.3 m”	雪坑“B”	雪坑“A”	雪坑“A-2.3 m”	雪坑“B”
δD/ ‰	-11.01±3.83	-11.91±3.93	-11.15±3.82	-22.12~-7.23	-22.12~-7.37	-21.27~-7.18
SO ₄ ²⁻ /(μg·g ⁻¹)	0.52±0.48	0.59±0.51	0.62±0.45	0.10~2.30	0.19~2.30	0.18~1.77
NO ₃ ⁻ /(μg·g ⁻¹)	0.15±0.21	0.19±0.23	0.30±0.20	0~0.75	0~0.75	0.08~0.85
Cl ⁻ /(μg·g ⁻¹)	0.33±0.22	0.37±0.24	0.35±0.23	0.09~1.08	0.10~1.08	0.06~1.11

表 2 雪坑离子浓度之间的相关系数

Table 2 The correlation coefficients among the anions of the snow pits

	SO ₄ ²⁻			Cl ⁻		
	雪坑“A”	雪坑“A-2.3m”	雪坑“B”	雪坑“A”	雪坑“A-2.3m”	雪坑“B”
NO ₃ ⁻	0.48	0.42	0.81 *	0.05	-0.09	0.45
Cl ⁻	0.67 *	0.63 *	0.84 *			

注: *, 9.9%置信度条件下显著相关。

藏高原的部分地区, 南美安第斯山和加拿大高北极地区等), 很难找到理想的保持原始雪层记录的干雪带(如南、北极内陆冰盖和希夏邦马峰达索普冰川等), 而对于沉积后过程的本质和变化规律的研究, 将有助于根据实际情况选择合适的研究地点, 并经过对资料的去伪存真的筛选和研究过程, 最大限度地获取气候和环境变化的信息. 总之, 从冰芯研究的根本目标来看, 积雪的沉积后过程研究须模型化, 综合考虑各种影响因素, 建立科学的数学模型, 才能提高冰芯古气候环境记录研究的精确性和可靠性, 显然我们还有许多工作要做。

参考文献 (References):

[1] Hou Shugui, Qin Dahe, Mayewski P A, *et al.* Climatological significance of δD from precipitation to ice cores — A case study at the head of Ütümqi River, Tien Shan, China [J]. *Journal of Glaciology*, 1999, **45**(151): 517—523.

[2] Hou Shugui, Qin Dahe, Ren Jiawen. Different post-depositional processes of NO₃⁻ in snow layers in East Antarctica and on the northern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Annals of Glaciology*, 1999, **29**: 73—76.

[3] Hou Shugui, Qin Dahe, Ren Jiawen, *et al.* The present environmental processes of ice core pH and conductivity records: A case study at the headwaters of the Ütümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, **21**(4): 371—379.

[4] He Yuanqing, Yao Tandong, Yang Meixue, *et al.* Contemporary significance of snow and ice indicated by the record in a shallow ice core from a temperate glacier in Southwestern Monsoon region [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, **22**(3): 235—242. [何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙山温冰川浅冰芯记录现代指示意义 [J]. *冰川冻土*, 2000, **22**(3): 235—242.]

[5] He Yuanqing, Yao Tandong, Theakstone W H. Climatic and environmental records from temperate alpine glacier [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, **21**(3): 257—263. [何元庆, 姚檀栋, Theakstone W H. 山地温冰川气候环境记录的研究 [J]. *冰川冻土*, 1999, **21**(3): 257—263.]

[6] Alley R B, Anandakrishnan S. Variations in melt-layer frequency in the GISP2 ice core: Implications for Holocene summer temperatures in central Greenland [J]. *Annals of Glaciology*, 1995, **21**: 64—70.

[7] Wang Xiaojun, Wang Zhongxiang, Wang Chunzu. Characteristics of accumulation, ablation and ice formation process at the No. 1 Glacier at the head of Ütümqi River [C]. *Annual Report of Tianshan Glaciological Station, CAS* [R]. 1986, **5**: 1—8. [王晓军, 王仲祥, 王纯足. 乌鲁木齐河源 1 号冰川的积消特征及成冰过程 [C]. *天山冰川观测试验站年报* [R]. 1986, **5**: 1—8.]

[8] Raben P, Theakstone W H. Changes of ionic and Oxygen isotopic composition of the snowpack at the Glacier Austre Okstindbreen, Norway, 1995 [J]. *Nordic Hydrology*, 1998, **29**(1): 1—20.

[9] Hou Shugui, Qin Dahe, Li Zhongqin, *et al.* Present environmental processes of ice core δD records of the No. 1 Glacier at the head of Ütümqi River, Xinjiang, China [J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 1998, **27**(2): 108—116. [侯书贵, 秦大河, 李忠勤, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 δD 的现代环境过程分析 [J]. *地球化学*, 1998, **27**(2): 108—116.]

[10] Sun Junying, Qin Dahe, Mayewski P A, *et al.* Soluble species in aerosol and snow and their relationship at Glacier No. 1, Tien Shan, China [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, **103** (D21): 28 021—28 028.

[11] Williams M W, Yang D, Liu F, *et al.* Controls on the major ion chemistry of the Ütümqi River, Tien Shan, People's Republic of China [J]. *Journal of Hydrology*, 1995, **172**: 209—229.

[12] Hasnain S I, Thayyen R J. Controls on the major-ion chemistry of the Dokriani Glacier meltwater, Ganga basin, Garhwal Himalaya, India [J]. *Journal of Glaciology*, 1999, **45**(149): 87—92.

[13] Hou Shugui. Preliminary results on the ion elution experiments of the winter snowpacks at the headwaters of Ütümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, **22**(4): 362—365. [侯书贵,

- 乌鲁木齐河源冬季积雪淋溶作用的实验结果[J]. 冰川冻土, 2000, 22(4): 362—365.]
- [14] Hou Shugui, Qin Dabe. Preliminary study on the ion elution of snow-packs over Qinghai—Xizang Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(Suppl.): 75—82. [侯书贵, 秦大河. 青藏高原冰川淋溶作用的初步研究[J]. 冰川冻土, 1996, 18(增刊): 75—82.]
- [15] Huang Guilan, Yao Tandong, Pu Jianchen, *et al.* Environmental information recorded in shallow ice core of Dasuopu Glacier in the Qinghai—Tibetan Plateau [J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(22): 1 935—1 936.
- [16] Hou Shugui, Qin Dabe, Wake C P, *et al.* Climatological significance of ice core net—accumulation record at Mt. Qomolangma (Everest) [J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(3): 259—264.
- [17] Yao Tandong, Xie Zichu, Wu Xiaoling, *et al.* Climatic record of the Little Ice Age from Dunde Ice Cap [J]. Science in China (Series B), 1990, (11): 1 196—1 201. [姚檀栋, 谢自楚, 武筱, 等. 敦德冰帽中的小冰期气候记录[J]. 中国科学(B辑), 1990 (11): 1 196—1 201.]
- [18] Yao Tandong, Thompson L G, Mosley—Thompson E *et al.* Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in north Tibet ice cores [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(D23): 29 531—29 537.

The Effect of Post—depositional Process on the Chemical Profiles of Snow Pits in the Percolation Zone

HOU Shu-gui

(Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

Abstract: On June 4 and 17, 1996, two snow pits, 3 m and 2.3 m in depth, were dug at the same spot (4 230 m a. s. l.) in the west branch of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Üümqi River. Both of the snow pits were sampled at an exact 10 cm interval, and all the samples were analyzed for major anions (SO_4^{2-} , NO_3^- and Cl^-) and oxygen isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$). The effect of the post—depositional process on the snow chemical records was discussed through comparison of the $\delta^{18}\text{O}$ and ionic profiles of the two snow pits.

The original ionic peaks of the 3—m snow pits can change in different way (i. e., increasing or decreasing in ion concentrations with depth, or even fading away), depending on the stratigraphic features of the snow/firn (e. g., location and thickness of the ice layers). The increase in NO_3^- can be attributed by anthropogenetic emission, biomass burning, and soil emission resulted from the use of nitrogen fertilizers, and the increase in SO_4^{2-} is suggested due to the chemical reactions of pyrite and carbonate in presence of meltwater. To the contrary, main reason for the modification of the ion pro—

files is the elution, which leaches most of the ions from the uppermost part of the snow/firn to the bottom, or even moving away with runoff.

Change of the $\delta^{18}\text{O}$ profiles as meltwater percolating through the snow/firn is less significant as compared with that of ionic profiles, and preferential elution was observed among the major anions, consequently, causing a phasic discrepancy in the

isotopic and ionic profiles. In addition, the correlation coefficients among the anions of the snow/firn may increase owing to the post—depositional process. Therefore, the ice core records and the relationship among them are not only affected by the climatic and environmental conditions during precipitation, but also affected by the post—depositional process. Before one use the ice cores, especially those extracted from nonideal environments, for paleo—climate reconstruction, it is necessary to distinguish how much the records can reflect the original climatic and environmental conditions during precipitation, and which records are just the modified results of the post—depositional process.

Key words: Glacier No. 1 at the headwaters of the Üümqi River; snowpit; major anions; $\delta^{18}\text{O}$; post—depositional process