

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2016.0034

You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Lixia. An investigation of the relationship between meteorological elements and the variation of ion concentration in snowpack: as an example of Ürümqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(2): 312–322. [尤晓妮, 李忠勤, 王莉霞. 气象要素影响下雪冰离子淋溶过程研究: 以乌鲁木齐河源1号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2016, 38(2): 312–322.]

气象要素影响下雪冰离子淋溶过程研究 ——以乌鲁木齐河源1号冰川为例

尤晓妮^{1,2}, 李忠勤¹, 王莉霞²

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 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. 天水师范学院 资源与环境工程学院, 甘肃 天水 741000)

摘 要: 为了更好地理解化学离子在雪坑中的迁移和保存, 进一步解释冰芯记录, 基于乌鲁木齐河源1号冰川海拔4 130 m处的雪冰化学资料, 研究了气温和降水与离子淋溶过程的关系. 结果表明: 气温与离子浓度呈负相关关系, 夏季的雪坑离子浓度波动剧烈, 冬季的雪坑离子浓度相对稳定. 离子浓度随正积温的升高呈指数衰减趋势, 当正积温至0℃以上时, 离子浓度急剧降低; 当正积温升至60℃左右时, 离子浓度呈缓慢降低. 不同离子的淋溶过程对正积温的响应有所不同, 随着正积温的增加, SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 的衰减趋势非常显著, 而 Mg^{2+} 和 K^+ 则呈现无规律性的变化. 淋溶因子指出, 融水渗滤作用导致雪坑中大部分离子被淋溶; 不同离子的淋溶因子也有明显差异, Mg^{2+} 淋溶因子最小(0.43), SO_4^{2-} 淋溶因子最大(0.84), 说明 Mg^{2+} 最为稳定, 而 SO_4^{2-} 最易淋溶. 降水对雪坑离子浓度的影响较为微弱, 主要通过增加表层雪离子浓度而提升整个雪坑的离子浓度.

关键词: 乌鲁木齐河源1号冰川; 淋溶; 离子浓度; 正积温; 降水

中图分类号: P343.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2016) 02-0312-11

0 引言

冰芯是古气候和古环境记录重建的有效手段之一^[1-2], 多取自格陵兰冰盖或南极大陆等冰川融水非常少或几乎没有的地区. 在这些地区, 环境信息通过干湿沉降较好的保存在雪冰中, 成为恢复古气候和古环境的重要依据. 为了探究全球气候的历史变化规律, 需要在更广泛的区域内钻取冰芯^[3-7], 比如低纬度山地地区, 而这些区域的夏季消融极可能对冰芯记录产生影响. 当夏季温度高于阈值时, 冰川上层粒雪开始消融, 融水携带各种离子与底部粒雪发生混合, 导致冰芯记录的原始信息被干扰^[8]. Koerner^[9]的研究表明, 如果一年当中较大比率的雪层被融化, 就会导致雪冰中离子信息的季节变化完全消失. 因此, 为了更好的解释冰芯记录,

对冰芯记录中的信息进行有效评估, 有必要对淋溶作用影响下的离子浓度变化进行分析.

冰川融水会导致雪冰中可溶和不可溶成分迁移. 特别是以冰川融水补给为主的河流和湖泊, 雪层消融带来的各种化学离子会对其产生较大影响. 因此, 较多研究关注雪冰化学的季节变化及其与融水径流之间的关系^[10-13], 并通过模拟雪层中化学离子的迁移过程, 确定离子在雪冰中的传输轨迹^[14-16]. 气温是影响淋溶最为关键的参数, 有研究表明, 新疆地区气温和同时期降水与积雪变化关系密切, 春季迅速升温过程及一定的累积积雪深度可能令融雪型洪水爆发^[17]. 因此, 建立气温与消融过程的关系, 可以预测雪冰融水径流的变化趋势^[18-19]. 温度因子模型常用于消融量的定量分析^[20-21], 研究表明气温与消融量之间有较高的相

收稿日期: 2016-01-07; 修订日期: 2016-03-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(41261017)资助

作者简介: 尤晓妮(1980-), 女, 讲师, 2006年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获硕士学位, 现为在读博士研究生, 主要从事气候变化与冰川研究. E-mail: yxn_818@yeah.net.

关性. Braithwaite等^[22]研究发现, 冰川年消融量和正积温之间的相关系数可达0.96. 同样, 气温还能很好的演绎能量平衡模型^[23], 这与气温和影响能量平衡的几个主要成分均有较好的相关性有关^[24-27]. 然而, 受限于长时间序列雪坑离子浓度数据的获取, 直接建立气温与离子浓度关系的研究仍相对较少. 因气温参数的易获取性及其对淋溶过程的重要影响, 本文基于乌鲁木齐河源1号冰川2003年2月至2007年10月的连续取样分析, 建立了气温、降水与雪层中离子迁移过程的关系, 研究雪冰化学成分的损失和保存过程, 可为冰芯中化学离子记录的修正、气候信息重建、乃至雪冰现代过程的模拟提供参考依据, 从而科学地认识冰芯记录的环境信息.

1 研究区概况与样品采集

乌鲁木齐河源1号冰川(43°06' N, 86°49' E)属双支冰斗-山谷冰川, 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, 距乌鲁木齐市120 km. 由东、西两支组成, 面积1.79 km². 1号冰川是夏季补给型冰川, 夏季降水量大. 早春到夏末(5-9月)是其主要的降水发生期, 集中了全年90%左右的降水^[28-29], 同期亦是1号冰川温度最高的时期. 研究期间, 夏季(6-8月)日平均气温为0.4℃, 最高温平均可达4.6℃. 因此, 夏季亦是1号冰川消融期. 1号冰川中化学元素的来源有两个方面, 一是来自当地岩石的风化作用, 即以局地来源为主; 另一个是由大气环流长距离输送所致, 并通过干湿沉降的方式降落至冰川表面.

本项研究中观测取样定位场位于1号冰川东支海拔4130 m处的粒雪盆后壁, 处在冰川渗浸冻结带内, 坡向朝北. 该位置日照时间短, 特别是冬季, 完全无日照, 且风大寒冷^[30]. 2003年2月至2007年10月, 共开挖了203个雪层剖面, 采集分析了4541个雪坑样品. 所有样品均取自同一雪坑. 取样前, 用经过预处理的刮刀将取样剖面纵深10 cm的雪层除去, 以保证所取雪样没有受到太阳辐射、地面风及人为污染的影响. 雪坑样品的采集利用干净的聚乙烯样品瓶自上而下以10 cm的间隔、垂直插入壁面直接获取. 在较为粗硬的粗粒雪层和粒雪冰层则用刮刀刮取. 为避免污染, 采样结束后将雪坑重新填埋, 直至下次取样前再次挖开^[31].

取样过程中, 操作人员均穿戴洁净的口罩、帽子、外套和聚乙烯手套, 以防止对样品的污染. 将采集好的样品密封保存在聚乙烯样品瓶中, 并在冷冻状态下运输至中科院冰冻圈科学国家重点实验室进行测试分析. 样品分析在100级超净工作台进行, 应用Dionex DX-320离子色谱仪(CS12A分离柱)测量主要可溶性离子浓度, 检测限为0.8 ng·g⁻¹^[32].

2 气温与雪坑离子浓度的关系

2.1 日平均气温与离子浓度

气温对淋溶过程有良好的指示作用, 如果可以建立淋溶过程与气温之间的相关关系, 结合气温资料就可以更好的对淋溶过程进行评价. 雪坑中离子浓度的变化取决于离子的保存和损失过程. 当雪坑中离子浓度减小, 说明雪层中保存的离子载量小于损失的离子载量, 暗示离子正处于淋溶时期. 当雪坑中离子浓度增大, 说明雪层中保存的离子载量大于损失的离子载量, 暗示离子处于积累时期. 图1为2003-2006年不同离子的浓度、离子总浓度与同期日平均气温的关系. 可以看出, 雪坑中的离子浓度呈波动性变化, 且与日平均气温具有一定的负相关关系. 日平均气温较高时期, 离子浓度相对较低且波动剧烈, 气温较低时期, 离子浓度较高且变化相对平缓. 以2005年离子总浓度为例, 2005年1-6月, 离子浓度相对稳定, 波动范围为2093~3016 μg·L⁻¹, 期间对应的日平均气温为-13.0℃, 最高和最低气温分别为0℃和-26.2℃. 随着气温升高, 离子浓度急剧减小, 至2005年8月中旬达到最低值985.4 μg·L⁻¹, 期间对应的日平均气温为0.3℃, 最高和最低气温分别为6.1℃和-5.9℃. 进入9月, 气温下降, 离子浓度回升, 10月初达到2363.2 μg·L⁻¹并趋于稳定(大约在2000 μg·L⁻¹波动). 相似的变化在2004和2006年也均有体现.

不同离子的浓度变化及与日平均气温的关系表现出一定的差异性. Na⁺, K⁺和Mg²⁺离子波动的年周期性并不十分显著, 与气温的负相关关系也不明显. 考虑与其浓度值普遍较低有关, 特别是Mg²⁺离子, 自2004年以来, 并未出现较大的变化. 而SO₄²⁻、NO₃⁻、Na⁺、Cl⁻、NH₄⁺和Ca²⁺的年周期性波动与离子总浓度相近, 高温段和离子浓度的低值段对应较好.

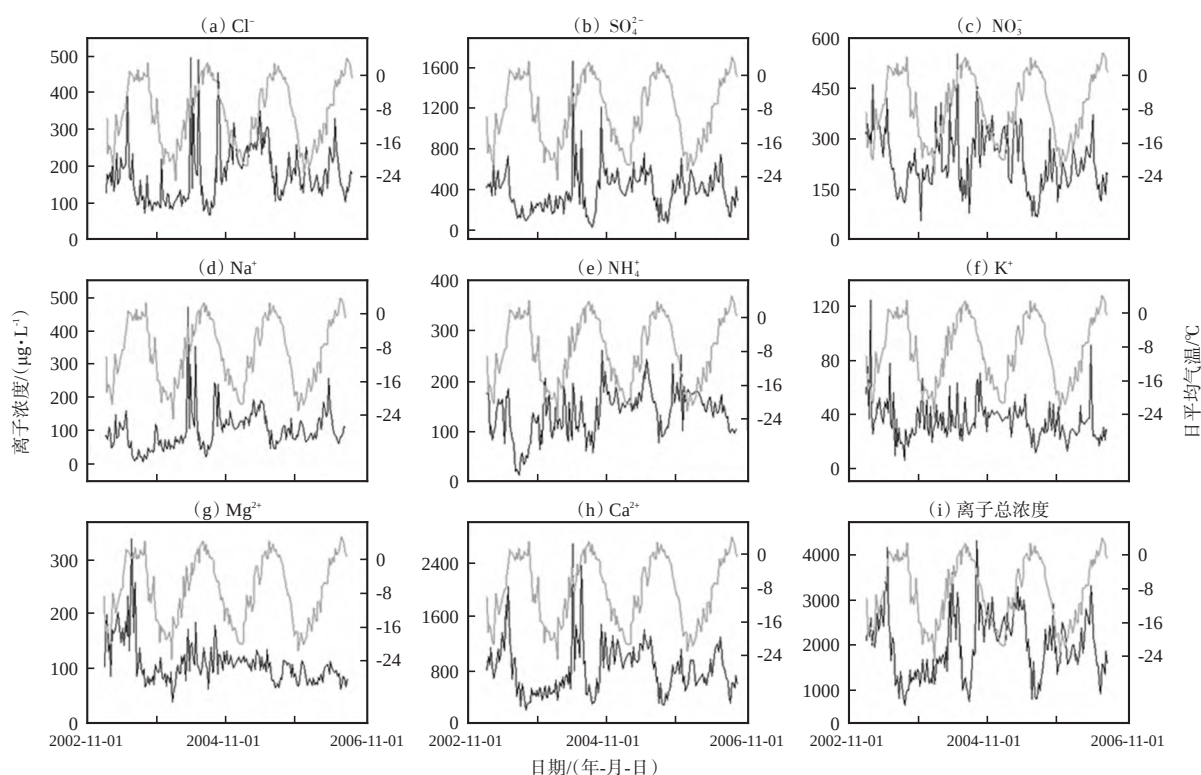


图1 雪坑离子浓度(黑线)与日平均气温(灰线)的变化。

Fig. 1 Comparison of the ionic concentrations in snowpack and in situ diurnal mean temperature

雪坑中离子浓度的变化主要受两个过程影响：一是以降水(湿沉降)和干沉降过程为主的沉积过程，二是以风吹雪、升华和淋溶过程为主的沉积后过程。冬季(12年-翌年2月)，乌鲁木齐河源1号冰川流域降水稀少、气温较低，雪坑中的离子浓度主要受吹雪、升华、干沉降等影响而发生改变，这一过程导致的离子浓度变化相对较小；春季至夏初(3-6月)，气温开始回升、降水有所增加，雪坑中的离子浓度微弱上升，这可能与沙尘活动、冷锋和低压的形成及活动有关。春季，在西风上升气流的作用下，来自沙源地的大量沙尘穿过天山并逐渐向东传输。同时，大量水气在西风影响下向东移动，使得天山东段进入一年中降水较多的季节^[33]。直至初夏，雪坑离子总浓度达到最大值。7月，气温迅速升高，雪坑出现消融现象，大量离子随融水流失、离子浓度急剧减小。进入9月，气温开始下降，淋溶过程减弱，离子浓度值有所回升。

2.2 积温与离子浓度

日平均气温是一日内气温的平均描述，而淋溶过程主要发生在高于0℃的气温条件下。因此，为了得到更适合表征离子浓度变化特征的气象要素，本文进一步分析了采样期间周积温、周正积

温与雪坑离子浓度的关系，并对照雪层厚度进行对比研究(图2)。雪层厚度的变化亦受制于气温的高低，在一定程度上可以反映消融量的大小^[34]。因离子总浓度可代表大部分离子的变化特征，这里用离子总浓度进行说明。

图2为2003年9月至2006年9月雪坑中的离子总浓度与积温、正积温及雪层厚度的变化关系。由图可见，雪层厚度的年际变化，与雪坑离子浓度的年波动相似，春季和夏季分别是雪深最大和最小的季节。然而雪深的最小值与离子浓度的最低值并没有很好的对应，二者没有十分显著的相关性，其相关系数 R^2 仅为0.10。正积温对离子浓度的影响十分显著，当正积温持续出现非零值时，雪坑离子浓度即出现较大波动并迅速减至最小值。其后，尽管正积温依然在大于零的范围内变化，雪坑离子浓度却开始逐渐回升。积温对离子浓度的影响类同于正积温。积温的负值区对应于离子浓度的相对稳定区，积温的正值区则对应于离子浓度的快速减少区。非消融季节积温对离子浓度的影响是不存在的，表现在积温的波动变化并未引起离子浓度相应的改变。

基于离子浓度的变化特征，本文将雪坑离子浓度开始急剧减少至最小值的时期(6月初至8月

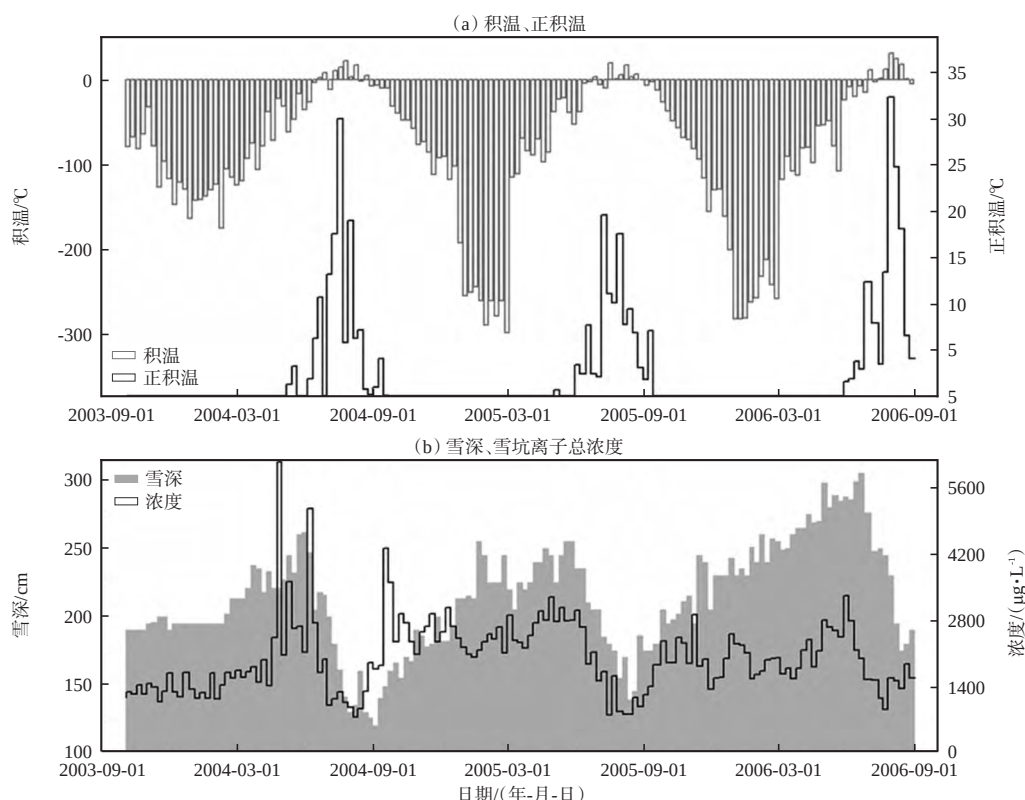


图2 雪坑离子总浓度与积温、正积温及雪层厚度的变化(其中,图(b)底部灰色面积图为雪深,折线图为雪坑离子总浓度,图(a)中部折线图为正积温,上部柱状图表示积温)

Fig. 2 Comparison of the total ionic concentrations in snowpack, accumulated temperature, positive accumulated temperature and snow depth

底)定义为强烈淋溶期.该时期离子浓度变化可看做淋溶程度的指标,浓度越小说明越多的离子被融水淋溶.值得一提的是,淋溶过程可能在强烈淋溶期之前已经发生,因并未显著影响整个雪坑离子浓度的总量,本文不做重点讨论.一般来讲,在消融初期,少量融水携带化学离子向雪层下部迁移^[35].与此同时,整个雪层温度较低,融水可能受到密度较大的雪层阻挡而再次冻结^[36-37],这样的迁移过程对整个雪坑来说,没有离子的损耗.随着温度进一步升高,融水达到一定程度时,雪坑离子随着冰面径流流失,雪层中的离子浓度急剧减少.以2004年为例,强烈淋溶期初始(6月),雪坑离子总浓度为最大值($3844.3 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$),日平均气温、积温和正积温分别是 -0.5°C 、 -3.2°C 和 1.9°C .随着温度持续上升,淋溶过程加剧,雪坑离子浓度在8月下旬降至最低值($940.1 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$),相应的日平均气温、积温和正积温分别升高至 -0.2°C 、 -1.4°C 和 6.3°C .与此同时,雪层厚度也由247 cm减小至最小值(135 cm).

不同年份离子浓度变化及其对应的气温参数是不同的(表1).2004-2006年强烈淋溶开始于6

月上、中旬,结束于8月中、下旬.雪坑离子浓度的变化值近似,分别为 $2904.2 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$ 、 $2318 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$ 和 $2397.6 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$.然而,相应的气温值略有不同,强烈淋溶期开始时日平均气温分别为 -0.5°C 、 -0.6°C 和 -1.2°C ,积温分别为 -3.2°C 、 -4.2°C 和 -8.5°C ,正积温分别为 1.9°C 、 3.4°C 和 1.6°C .由此可见,不同年份强烈淋溶发生和结束的时间及气温并不完全相同.可能的原因是,本研究的采样间隔为一周,雪坑离子浓度变化应为一周内气温变化的结果,故与逐日气温的对应关系并不理想.另外,除了气温这一主要因素外,不同时期的雪层厚度、冰川冷储、降水和风速风向等气象要素都可能不同程度的引起雪坑离子浓度的改变.

为了对淋溶过程进行定量化,本文尝试建立强烈淋溶期气温和离子浓度之间的拟合关系.研究发现,正积温与离子浓度具有较好的相关性.图3为2003-2007年强烈淋溶期的雪坑离子总浓度与同期正积温变化的拟合曲线,表现为指数函数的关系,拟合公式如下:

$$y = y_0 + Ae^{-x/c} \quad (1)$$

表 1 2004 – 2006 年强烈淋溶期离子浓度的最大和最小值及其对应的气温和雪深
Table 1 The maximum and minimum of total ionic concentration with corresponding air temperature and snow depth

	日期	总浓度 ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$)	日均温 / $^{\circ}\text{C}$	积温 / $^{\circ}\text{C}$	正积温 / $^{\circ}\text{C}$	雪深 /cm
最大值	2004-06-11	3 844.3	- 0.5	- 3.2	1.9	247
	2005-06-06	3 303.4	- 0.6	- 4.2	3.4	235
	2006-06-03	3 322.3	- 1.2	- 8.5	1.6	288
最小值	2004-08-11	940.1	- 0.2	- 1.4	6.3	135
	2005-08-09	985.4	0.6	3.3	7.8	170
	2006-08-31	924.7	- 0.6	- 4.6	4.1	190

式中： y_0 为拟合曲线的偏移值； A 为曲线振幅； c 为衰减指数。拟合函数各项参数的大小可以用于表示淋溶过程和淋溶特征： A 取决于强烈淋溶发生时雪坑离子的浓度初始值； c 表示正积温影响下离子的淋溶强度。不同年份拟合曲线的参数见表 2，其中， R^2 表示曲线拟合度。

很明显，雪坑离子总浓度随正积温的增大表现出指数衰减的规律。这一衰减过程大致可以分为两个阶段：第一阶段，当正积温达到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上时雪坑离子浓度开始急剧减少。相关研究也表明，雪坑中大部分离子是被早期融水淋溶而流失的^[11]。这一阶段表现出的离子淋溶特点是淋溶速度快、离子损失量大；第二阶段，随着气温的进一步升高，当正积温达到 $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右时，雪坑离子浓度的减小趋势逐渐变缓，表现在淋溶曲线呈现出近似水平的变化，并在强烈消融期末达到最小值，暗示强淋溶过程结束。

不同年份，雪坑离子浓度随正积温的变化呈现出差异性，这可能与当年的温度变化特征、雪层化学组成和冻融过程有关^[11, 37]。2003 – 2007 年强烈淋溶期初始，雪坑离子总浓度值分别为 $2\ 894\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $3\ 844\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $3\ 303\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $3\ 322\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $7\ 200\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ；强烈淋溶期末，离子浓度值降至最低分别为 $886\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $940\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $985\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $925\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $787\ \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ，对应的正积温分别为 $63.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $123.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $104.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $60.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $108\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。当离子浓度达到最低值时，对应的正积温并非当年的最高值，如 2003 年和 2006 年。这说明在强淋溶后期，气温的升高并未导致雪坑融水进一步增加，更加证明了离子淋溶主要发生在雪层

中。当离子浓度达到最低值时，对应的正积温并非当年的最高值，如 2003 年和 2006 年。这说明在强淋溶后期，气温的升高并未导致雪坑融水进一步增加，更加证明了离子淋溶主要发生在雪层

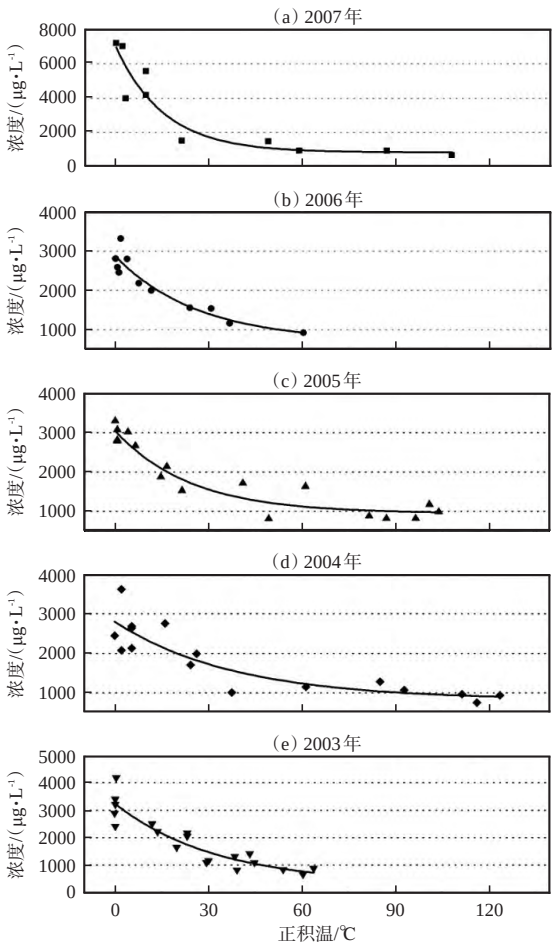


图 3 2003 – 2007 年强烈淋溶期正积温与雪坑离子浓度的关系

Fig. 3 The relationship between positive accumulated temperature and total ion concentration in snowpack during strong ablation periods from 2003 to 2007

表 2 2003 – 2007 年拟合曲线参数
Table 2 Function parameters values of fitting curve

年份	参数			R^2
	y_0	A	c	
2003	317	2937	32	0.83
2004	823	1978	39	0.74
2005	947	2101	24	0.91
2006	703	2160	27	0.86
2007	843	6186	15	0.84

融水产生的初期. 研究推测, 雪坑离子的损失量不可能无限增加, 而是存在一个本底值. 对于1号冰川来说, 这个本底值大约在 $800 \mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$ 左右. 加之8月底9月初, 尽管正积温持续增加, 但气温趋于降低且伴随有频繁的降水, 这对离子浓度起到了一定的补偿作用. 2007年较为特殊, 雪层离子总浓度达到5 a来的极大值, 经过夏季淋溶后变为5 a来的最小值. 而当年的正积温并非5 a来最高值. 事实上, 雪坑融水的产生与和能量平衡有关的各个要素有关, 而这些要素又随着雪坑条件而发生变化, 比如, 坡度, 白昼时长, 温度, 太阳辐射和云量等^[38]. 雪坑离子浓度除了受正积温大小的影响, 还与正积温的持续时间, 淋溶期的冻融作用等因素有关. 其作用机理有待进一步的深入分析.

2.3 离子淋溶过程差异

图4为2003年雪坑中主要离子(Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} 和 NO_3^-)浓度与正积温的关系. 由图可知, 尽管离子总浓度在强烈消融期表现出明显的淋溶作用, 但不同离子之间的差异性比较显著. 从拟合度来说(R^2), SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , NH_4^+ 和 Ca^{2+} 的拟合度较好, 分别为0.91, 0.96, 0.85, 0.82, 0.78和0.89. 上述离子均经历了强烈淋溶期初期的急剧淋溶和后期的缓慢淋溶两个阶段, 暗示这几种离子的淋溶过程是相似的. 而 K^+ 和 Mg^{2+} 的拟合度相对较低, 分别为0.41和0.24. 就衰减指数(c)来说, Cl^- , Na^+ , NH_4^+ 和 SO_4^{2-} 有相似的c值, 分别为12.7, 12.7, 12.1和13.1; 差异较大的为 K^+ 和 Mg^{2+} , 分别为

49.9和-28.1. 从正积温影响下的淋溶曲线来看, K^+ 离子浓度随着温度的升高呈近乎直线的衰退, 且浓度变化相对均一. Mg^{2+} 离子浓度的减少过程与其他离子不同, 表现出先慢后快的特点.

研究表明, 在融水或物理形变影响下的离子能被多大程度保存在冰晶中, 取决于该离子的可溶性、离子存于冰晶中的位置等要素^[39]. 很明显, SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 Cl^- 、 NH_4^+ 和 Ca^{2+} 等离子是较容易被淋溶的. 当正积温达到 0°C 以上时, 大量离子被融水带走, 表现为淋溶曲线上第一次和第二次采样间隔期的离子浓度急剧减少. K^+ 和 Mg^{2+} 离子与其他离子的差异性在其他研究中亦有体现^[40]. 这与离子在雪坑中较为稳定、可迁移性较小有关. 另外, 钾离子在雪层中的低含量亦是其变化较小的原因.

3 雪坑离子的损失率

笔者引入“淋溶因子”(e)的概念, 用以表达经过一个消融期后, 雪坑中离子的损失率. 计算公式如下:

$$e = 1 - \exp(\overline{\ln C_t} - \overline{\ln C_s}) \quad (2)$$

式中: C_s 为强烈淋溶初期的离子浓度值; C_t 为强烈淋溶末期离子浓度值. 计算结果见表2.

淋溶因子有助于对离子的损失情况进行定量分析. 显然, 乌鲁木齐河源1号冰川的融水渗浸作用导致雪坑中大部分离子被淋溶. 在观测期内, 平均淋溶因子为0.79, 其中, 淋溶因子最大值和最小值分别出现在2007年(0.90)和2006(0.67)年.

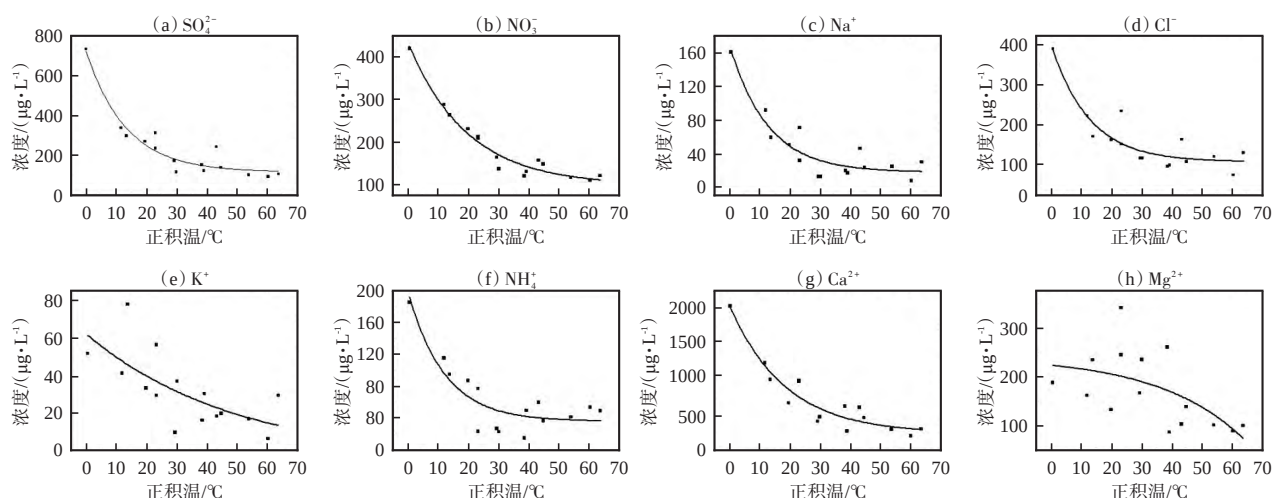


图4 正积温影响下的不同离子的淋溶过程

Fig. 4 The relationship between positive accumulated temperature and each ion species concentration in snowpack during strong ablation period in 2003. Straight lines are exponential fitting curve

表 2 不同年份总离子及不同离子的平均淋溶因子

Table 2 Elution Factor for ion concentration from 2003 to 2007					
年份	2003	2004	2005	2006	2007
e	0.84	0.79	0.75	0.67	0.90
离子	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Na^+	K^+
e	0.60	0.84	0.76	0.70	0.61
离子	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+		
e	0.74	0.43	0.56		

不同离子的淋溶因子也有明显差异， Mg^{2+} 的淋溶因子最小(0.43)， SO_4^{2-} 的淋溶因子最大(0.84)。这说明 Mg^{2+} 离子在融水作用下最为稳定，而 SO_4^{2-} 离子最容易被淋溶。有研究对乌鲁木齐河源1号冰川融水径流化学特征进行分析，得到1号冰川融水逐日径流中阳离子以 Ca^{2+} 为主，阴离子以 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 为主^[41]，这与淋溶因子反映的结果是相同的。

不同年份淋溶因子存在差异，可能有3个原因：首先，离子淋溶过程与当年的温度值及其变化特征有关。由离子浓度随正积温增大的指数衰减规律可以看出，温度变化是导致离子淋溶最关键的因素；其次，淋溶作用发生前大气中各化学成分的干湿沉降决定了雪坑中的离子载荷，作为雪坑中化学离子的基数，其对淋溶率也存在一定程度的影响；再者，对乌鲁木齐河源而言，每年的8-10月既是消融期又是降水频发期，参与淋溶过程的除了雪坑中的化学离子还有同期降水中的化学成分。因此，降水的强度和频次也会对淋溶因子产生影响。已有研究表明^[33, 39]，离子渗浸过程还与消融率，冻融作用，粒雪化过程等要素有关。

4 降水与离子浓度

除了气温，降水亦是影响雪坑离子浓度的气象参数。降水作为大气中化学成分最为重要的一种清除方式，是雪坑化学离子的主要来源。由上述研究可知，在强烈淋溶期，降水实际上并未增加雪坑中离子的含量，这与气温高值引起的离子流失有关。因天山地区降水集中出现在春末至夏季，其中，7月在全年所占比例最大^[42]，使得一年中由降水带来的大部分化学离子被融水淋溶。为了探究降水对雪坑离子浓度的影响，本文对2005年3月至2006年3月间8种主要离子的浓度值和同期降水量做了相关散布，如图5所示。

线性回归分析仅包括非强烈淋溶期的离子浓度数据和对应的降水量数据。由图5可得，非强烈淋溶期，雪坑离子浓度随降水量的增加表现出一定的增大趋势，说明降水量可对雪坑离子浓度产生一定影响。然而这种影响十分微弱，且在不同离子间存在较大差异。其中， SO_4^{2-} 和 NO_3^- 相关系数最低，分别仅为0.05和0.10。 Mg^{2+} 的相关系数最高，可达0.43。一般来说，降水携带大气中的化学成分降至雪层表面，未受淋溶的表层雪应在一定程度上反应雪坑离子的来源。然而，降水并非表层雪的唯一来源，冬季的吹雪亦在不同程度上影响表层雪浓度，加之蒸发、升华和密实化等其他沉积后过程，使得雪坑离子浓度与同期降水的相关性并不显著。考虑到气温和降水变化的季节性，我们进一步分析了2005年3月至2006年3月雪坑和表层雪离子浓度的变化特征，计算二者的比率 r (r 即表层雪和雪坑离子浓度的比值)，并与同期降水量进行对比(图6)。根据比率的变化，可将本年度划分为4个时期，分别用T1、T2、T3和T4表示。

T1时段内(3月初至6月中旬)，雪坑离子浓度逐渐上升至最大值，平均浓度为 $2\,759.1\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。表层雪离子浓度亦为最大值并出现剧烈波动，平均浓度为 $3\,788.8\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ ，二者比率在1上下大幅波动。同期降水量为108.7 mm，约占年降水量的20%。这段时间内降水事件可能导致表层雪离子浓度升高，进而使得雪坑离子浓度呈逐渐升高的态势。T2时段内(6月中旬至9月初)，雪坑离子浓度快速减至最低值，平均浓度为 $1\,305.5\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。表层雪离子浓度变化较小且浓度较低，平均浓度为 $824.6\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。该时段集中了全年60%左右的降水。尽管降水量大，降水频次高，但表层雪离子浓度并未出现明显波动。原因是同期亦为强烈淋溶期，表层雪和雪坑中的离子均有明显淋溶现象。二者比率变化($r<1$)可看出，该时段表层雪离子浓度始终小于雪坑，暗示其淋溶程度亦强于雪坑。这是由于表层雪受到太阳辐射的直接作用，产生较高的热量平衡，导致淋溶强度较大。尽管T2是降水频发期，离子浓度依然减至最低值，说明夏季降水中的大气化学信息并未保存至粒雪冰中。T3时段内(9月初至12月上旬)，雪坑和表层雪的离子浓度均有不同程度回升，平均浓度分别为 $1\,990.6\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $1\,919.9\,\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$ 。同期降水量为99.1 mm，约

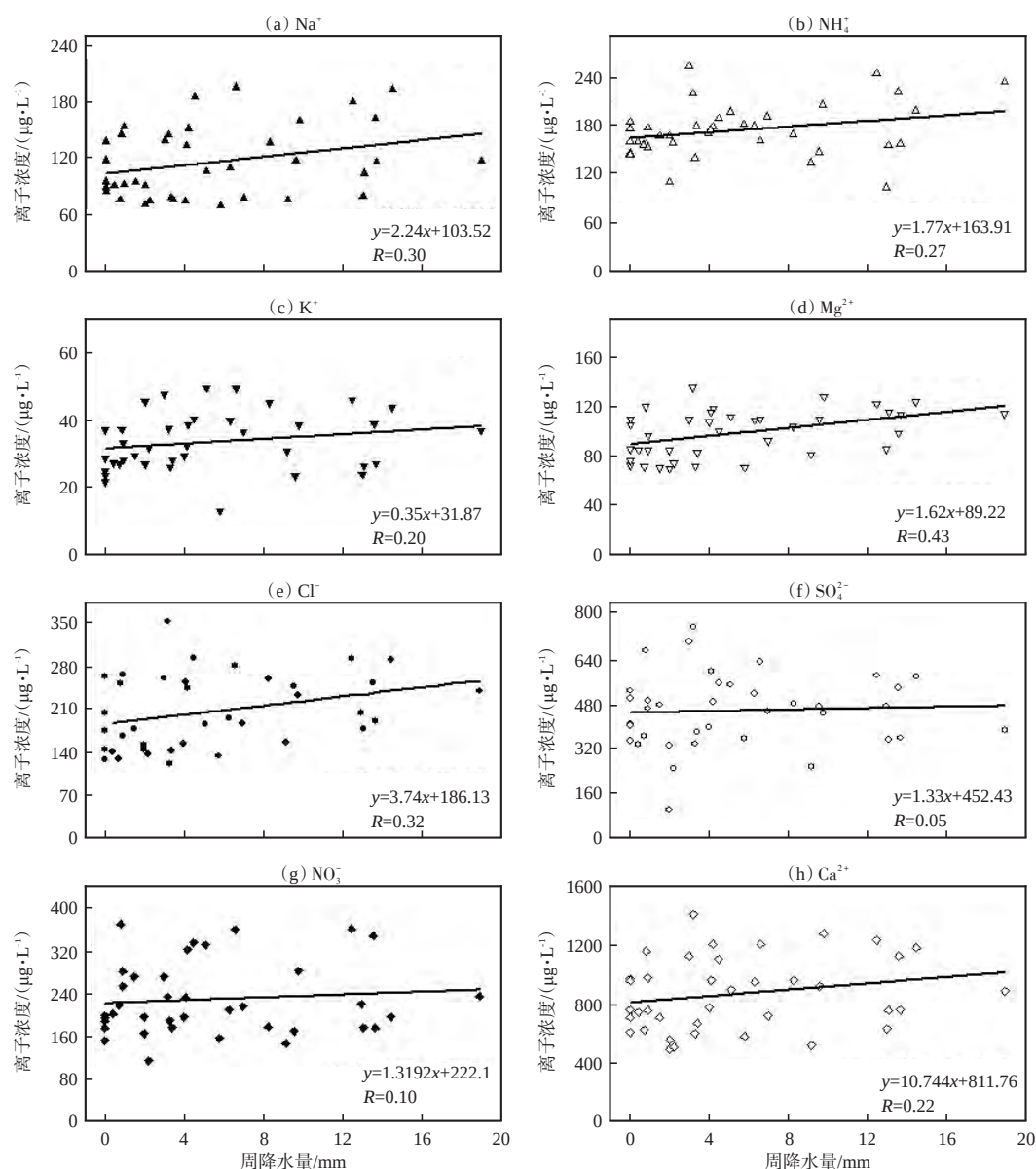


图5 2005年3月至2006年3月离子浓度与同期降水量的关系

Fig. 5 The comparison between ionic concentration and precipitation from March 2005 to March 2006

占年降水量的18%,说明该时段的降水再次对二者离子浓度的增加产生作用. T4时段(2005年12月上旬至2006年3月初),表层雪和雪坑离子浓度略微减小,且 r 值始终小于1. 同期降水量为15.7 mm,约占年降水量的2%左右. 由于降水稀少,温度亦达到一年中的最低值,雪坑和表层雪离子浓度变化均相对稳定.

综上所述,降水对雪坑离子浓度的影响主要在春季到夏季初期(3月初至6月中旬)以及秋季到冬季初期(9月初至12月上旬),通过增加表层雪离子浓度值使得整个雪坑的离子浓度有所增加. 而降水量最大的夏季(6月中旬至9月初),降水事件对雪坑离子浓度并不能起到主导作用.

5 结论

基于2003年2月至2007年10月乌鲁木齐河源1号冰川东支海拔4 130 m处连续的雪坑样品资料,分析了雪坑离子浓度变化及其与气温和降水的关系,结论如下:

(1) 雪坑离子浓度的变化与日平均气温呈一定的反相关关系. 夏季,日平均气温升高,离子浓度降低;而在气温较低且降水稀少的冬季,雪坑中的离子浓度受气温影响较小.

(2) 强烈淋溶期(6月初至8月底)雪坑中的离子浓度随正积温的升高呈指数衰减. 衰减过程可分为快速衰减和缓慢衰减两个阶段:当正积温达到

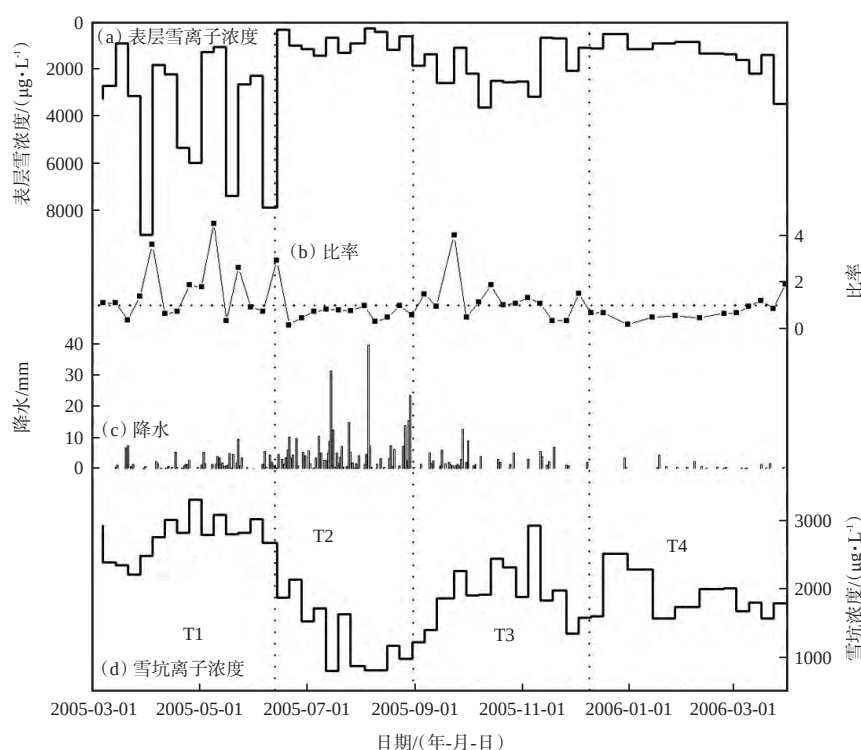


图6 表层雪和雪坑离子浓度及其比值(r)与同期降水的关系

Fig. 6 The relationship between the ionic concentration in snowpack and surface snow and their comparison with precipitation

0℃以上时雪坑离子浓度急剧减少,离子淋溶速度快、损失量大;当正积温达到60℃左右时,雪坑离子浓度的减小趋势逐渐变缓,离子淋溶速度慢、损失量小。

(3) 不同离子对正积温变化的响应具有差异性。 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Na^+ 、 Cl^- 、 NH_4^+ 和 Ca^{2+} 随正积温增加呈现出的衰减态势与指数函数拟合较好,拟合度分别为0.91、0.96、0.85、0.82、0.78和0.89; Mg^{2+} 和 K^+ 在正积温影响下并未有明显的规律性变化。

(4) 淋溶因子显示雪层中最容易淋溶的离子为 SO_4^{2-} (淋溶因子为0.84), Mg^{2+} 最为稳定(淋溶因子为0.43)。

(5) 强烈淋溶期,降水量对雪坑离子浓度的影响并不明显。非强烈淋溶期,降水量与雪坑离子浓度呈微弱的正相关关系,降水主要通过增加表层雪中的离子浓度使得整个雪坑离子浓度有所增加。

参考文献(References):

[1] Thompson L G, Davis M E, Mosley-Thompson E, *et al.* A 25000-year tropical climate history from Bolivian Ice Cores[J]. Science, 1998, 282: 1858 – 1864.

[2] De Ji, Yao Tandong, Yao Ping, *et al.* Characteristics of climate change in warm and cold periods revealed from ice cores and meteorological records during the past 100 years on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(6): 1382 – 1390. [德吉, 姚檀栋, 姚平, 等. 冰芯和气象记录揭示的青藏高原百年来典型冷暖时段气候变化特征[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1382 – 1390.]

[3] Duan Keqin, Hong Jianchang. 400 year variation of NO_3^- concentration recorded in the Dasuopu ice core, Himalayas[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2010, 27(6): 853 – 860. [段克勤, 洪健昌. 喜马拉雅山达索普冰芯近400a来 NO_3^- 浓度的变化[J]. 冰川冻土, 2010, 32(2): 231 – 234.]

[4] Kaufmann P, Fundel F, Fischer H, *et al.* Ammonium and non-sea salt sulfate in the EPICA ice cores as indicator of biological activity in the Southern Ocean[J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29(1 – 21): 313 – 323.

[5] Laluraj C M, Thamban M, Naik S S, *et al.* Nitrate records of a shallow ice core from East Antarctica: atmospheric processes preservation and climatic implications[J]. The Holocene, 2011, 21(2): 351 – 356.

[6] Isaksson E, Pohjola V, Jauhiainen T. A new ice-core record from Lomonosovfonna, Svalbard: Viewing the 1920 – 97 data in relation to present climate and environmental conditions[J]. Journal of Glaciology, 2001, 47(157): 335 – 345.

[7] Kotlyakov V M, Arkhipov S M, Henderson K A. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimate records[J]. Quaternary Environments of the Eurasian North, 2004, 23(11 – 13): 1371 – 1390.

- [8] Vandewal R S W, Mulvaney R, Isaksson E. Reconstruction of the historical temperature trend from measurements in a medium length borehole on the Lomonosovfonna Plateau, Svalbard[J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 35: 371 – 378.
- [9] Koerner R M. Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in Areas of high melt[J]. *Journal of Glaciology*, 1997, 43(143): 90 – 97.
- [10] Yin Guan, Ni Shijun, Fan Xiao, *et al.* Isotopic effect and the deuterium excess parameter evolution in ice and snow melting process: a case study of isotopes in the water body of Daocheng, Sichuan Province [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2004, 25(2): 157 – 160. [尹观, 倪师军, 范晓, 等. 冰雪消融的同位素效应及氘过量参数演化——以四川稻城水体同位素为例[J]. *地球学报*, 2004, 5(2): 157 – 160.]
- [11] Johannessen M, Henriksen A. Chemistry of snowmelt water: changes in concentration during melting [J]. *Water Resource Research*, 1978, 14: 615 – 619.
- [12] Davies T D, Bribblecombe P, Tranter M. The removal of soluble ions from melting snowpacks [J]. *Seasonal Snow covers: Physics, Chemistry, Hydrology*, 1987, 211: 337 – 392.
- [13] Robert H, Bales R C. Modeling ionic solute transport in melting snow [J]. *Water Resources Research*, 1998, 34 (7) : 1727 – 1736.
- [14] Jeonghoon L, Xiahong F, Eric S P. Modeling of solute transport in snow using conservative tracers and artificial rain-on-snow experiments [J]. *Water Resources Research*, 2008, 44 (2): W02411.
- [15] Torsten M, Frank W. Modeling the elution of organic chemicals from a melting homogeneous snow pack [J]. *Water Research*, 2011, 45: 3627 – 3637.
- [16] Wang Shengjie, Zhang Mingjun, Wang Feiteng, *et al.* Observed nitrogen containing ion transportation at the firm-ice interface of the Ürümqi Glacier No. 1 in Tianshan Mountains[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 2011, 32(6): 699 – 706. [王圣杰, 张明军, 王飞腾, 等. 乌鲁木齐河源1号冰川雪-冰界面含氮离子迁移研究[J]. *地球学报*, 2011, 32(6): 699 – 706.]
- [17] Chen Chunyan, Li Yi, Li Qihang. Snow cover depth in Ürümqi region, Xinjiang: evolution and response to climate change[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37 (3): 587 – 594. [陈春艳, 李毅, 李奇航. 新疆乌鲁木齐地区积雪深度演变规律及对气候变化的响应[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(3): 587 – 594.]
- [18] Yukiyoshi I, Manabu N, Shuichi H. Influence of rain, air temperature, and snow cover on subsequent spring-snowmelt infiltration into thin frozen soil layer in Northern Japan[J]. *Journal of Hydrology*, 2011, 401: 165 – 176.
- [19] Woods R A. Analytical model of seasonal climate impacts on snow hydrology: continuous snowpacks[J]. *Advances in Water Resources*, 2009, 32: 1465 – 1481.
- [20] Franz K J, Hogue T S, Sorooshian S. Operational snow modeling: addressing the challenges of an energy balance model for national weather service forecasts [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 360(1 – 4): 48 – 66.
- [21] Georg J, Moore R D, Russell S. Distributed temperature-index snowmelt modelling for forested catchments[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 420 – 421: 87 – 101.
- [22] Braithwaite R J, Olesen O B. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland [C]//*Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology*, Dordrecht, 1989: 219 – 233.
- [23] World Meteorological Organization. Intercomparison of Models for Snowmelt Runoff[R]. WMO, 1986: 646.
- [24] Ambach W. Interpretation of the positive-degree-days factor by heat balance characteristics, West Greenland[J]. *Nord Hydrology*, 1988, 19: 217 – 224.
- [25] Sato A, Takahash S, Naruse R, *et al.* Ablation and heat balance of the Yukikabe snow patch in the Daisetsu mountains[J]. *Annals of Glaciology*, 1984, 5: 122 – 126.
- [26] Lang H, Braun L. On the information content of air temperature in the context of snow melt estimation [C]// *Hydrology of Mountainous Areas, Proceedings of the Strbske Pleso Symposium*, IAHS Publ. 1990: 347 – 354.
- [27] Braithwaite R J, Olesen O B. Response of the energy balance on the margin of the Greenland ice sheet to temperature changes [J]. *Journal of Glaciology*, 1990, 36 (123): 217 – 221.
- [28] Wang Dehui, Zhang Peiyuan. On the valley climate of Ürümqi River in the Tianshan Mountain [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1985, 7(3): 239 – 248. [王德辉, 张怀远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征. *冰川冻土*, 1985, 7(3): 239 – 248.]
- [29] Yang Daqing, Jiang Tong, Zhang Yinsheng, *et al.* Analysis and correction of errors in precipitation measurement at the head of Urumqi 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.]
- [30] Xie Zichu, Huang Maohuan. A evolution of the snow-firm layer and ice formation in the Glacier No. 1 at the headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains [C]// *A Studies of Glaciology and Hydrology in the Ürümqi River, Tianshan Mountains*. Beijing: Science Press, 1965: 1 – 14. [谢自楚, 黄茂恒. 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.]
- [31] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Feiteng. Study on time scale of snow-ice transformation through snow layer tracing method: Take the 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. 2005. 利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限: 以乌鲁木齐河源1号冰川为例[J]. *冰川冻土*, 27(6): 853 – 860.]
- [32] Zhao Zhongping, Li Zhongqin. Determination of soluble ions in atmospheric aerosol by ion chromatography [J]. *Modern Scientific Instruments*, 2004, (5): 46 – 49. [赵中平, 李忠勤.

- 离子色谱法测定大气气溶胶中的可溶性离子[J]. 现代科学仪器, 2004, (5): 46 – 49.]
- [33] Li Zhongqin, Ross E, Mosley-Thompson E. Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snow-firn packs at the PGPI Site on Urumqi glacier No. 1, Eastern Tien Shan, China [J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 43: 250 – 256.
- [34] Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni, *et al.* Observation and study of the snow to ice transformation in the accumulation zone of Glacier No. 1 at the headwaters of Urumqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(1): 45 – 53. [王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮, 等. 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. 冰川冻土, 2006, 28(1): 45 – 53.]
- [35] Suzuki K. Chemical changes of snow cover by melting [J]. *Japanese Journal of Limnology*, 1982, 43: 102 – 112.
- [36] Zhang Ningning, He Yuanqing, Pang Hongxi, *et al.* Preliminary study of transformation of snow to ice and ion elution during ablation period at a typical temperate glacier region [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(3): 505 – 513. [张宁宁, 何元庆, 庞洪喜, 等. 典型海洋型冰川区消融期雪坑层位演变及离子沉积后过程初探[J]. 冰川冻土, 2010, 32(3): 505 – 513.]
- [37] Bales R C, Sommerfeld R A, Kebler D G. Ionic tracer movement through a Wyoming Snowpack [J]. *Atmospheric Environment*, 1990, 24A (11): 2749 – 2758.
- [38] Hock R. Temperature index melt modeling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 282: 104 – 115.
- [39] Moore J C, Grinsted A, Kekonen T. Separation of melting and environmental signals in an ice core with seasonal melt [J]. *Geophysical Research Letter*, 2005, 32(10): L10501.
- [40] You Xiaoni, Li Zhongqin, Wang Lixia. The transport of chemical components in homogeneous snowpacks on Ürümqi Glacier No. 1, eastern Tianshan Mountains, Central Asia [J]. *Journal of Arid Land*, 2015, 7(5): 612 – 622.
- [41] Feng Fang, Feng Qi, Liu Xiande, *et al.* A study of hydrochemical characteristics of meltwater runoff of the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(1): 184 – 191. [冯芳, 冯起, 刘贤德, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川融水径流水化学特征研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 184 – 191.]
- [42] Jiang Yuanan, Liu Jiang, Shao Weilin, *et al.* Climatic characteristics and historical evolution of precipitation in different time scales in Xinjiang from 1961 to 2013 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(6): 1363 – 1375. [江远安, 刘精, 邵伟玲, 等. 1961 – 2013 年新疆不同时间尺度降水量的气候特征及其历史演变规律[J]. 冰川冻土, 2014, 36(6): 1363 – 1375.]

An investigation of the relationship between meteorological elements and the variation of ion concentration in snowpack: as an example of Ürümqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan

YOU Xiaoni^{1,2}, LI Zhongqin¹, WANG Lixia²

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences / Tianshan Glaciological Station, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. College of Resources and Environmental Engineering, Tianshui Normal University, Tianshui 741000, China)

Abstract: We examine the impact of air temperature and precipitation on the chemical ionic concentration from successive snowpacks on Ürümqi Glacier No.1 in eastern Tianshan, central Asia. Data suggest that the arrival of high temperatures has more impact on ionic concentration in snowpack. Therefore, we establish the correlation between positive accumulated temperatures and ionic concentration. The results indicate that ion concentrations are exponential decline along with positive accumulated temperature in strong elution periods. During this process, ionic concentration reduced sharply at first, then, generally decreased as temperature rising proceeds until it dropped to the minimum. Elution Factor shows most of ions were leached out from snowpack after summer melting at Ürümqi Glacier No.1. The continuous precipitation could increase the ions concentrations in snowpack through enhancing them in surface snow. However, the relationship is weak.

Key words: Ürümqi Glacier No.1; elution process; ion concentration; positive accumulated temperature; precipitation