分类号	密级
UDC	编号

# 中国科学院研究生院 博士学位论文

# <u>天山乌鲁木齐河源1号冰川PGPI雪层剖面特征及</u> <u>演化研究</u>

## <u>王飞腾</u>

 指导教师
 李忠勤研究员,理学博士,博士生导师

 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

 申请学位级别
 理学博士

 学科专业名称
 自然地理学

 论文提交日期
 2009年4月
 论文答辩日期

 2009年5月
 培养单位
 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

 学位授予单位
 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

答辩委员会主席\_\_\_\_\_

# The characteristic of stratigraphy and elution processes of snow packs at PGPI site on Urumqi Glacier No.1, TianShan Mountains

A dissertation submitted to Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute (CAREERI) Chinese Academy of Sciences (CAS)

> For the Degree of Doctor of Philosophy

> > Presented by

Wang Feiteng

Accepted on the recommendation of

Prof. Li Zhongqin, supervisor

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute

Chinese Academy of Sciences

April, 2009

## 原创性声明

本人声明所呈交的学位论文,是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学 位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等,均已明确注明出 处。除文中已经注明引用的内容外,不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写 过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体,均已在文中以明 确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。 研究生签名:\_\_\_\_\_

日期:\_\_\_\_\_

## 关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品,知识产权归属中国科 学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程 研究所有关保存、使用学位论文的规定,同意我所保存或向国家有关部门及机构 送交论文的纸质版和电子版,允许论文被查阅和借阅;本人授权中国科学院寒区 旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行 检索,可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论 文或与该论文直接相关的学术论文或成果时,第一署名单位仍然为中国科学院寒 区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名:\_\_\_\_\_

日期:\_\_\_\_\_ 日期:\_\_\_\_\_

导师签名:\_\_\_\_\_

中文摘	要i	
英文摘要iii		
第一章	绪论1	
第一节	PGPI项目介绍和己取得的成果1	
第二节	选题依据及研究意义	
第三节	国内外研究进展4	
第二章	研究区概况12	
第一节	天山地区概况12	
第二节	乌鲁木齐河源流域的自然环境特征14	
第三节	乌鲁木齐河源1号冰川基本特征16	
第三章	野外样品采集及实验分析18	
第一节	野外样品采集18	
第二节	物理剖面观测内容及方法19	
第三节	雪冰化学样品采集方法25	
第四章	雪层剖面物理特征及演化	
第一节	近期雪层剖面物理特征研究33	
第二节	不同时期雪层剖面特征对比研究45	
第五章	雪层剖面化学特征及演化55	
第一节	表层雪中离子的变化规律及淋溶作用55	
第二节	沉积后过程对雪层离子的影响-以Mg <sup>2+</sup> 和Ca <sup>2+</sup> 为例65	
第三节	深霜的形成过程及其对氧稳定同位素的影响	

目 录

第六章	结论与展望	79
第一节	本文的主要结论	79
第二节	展望	80
参考文	献	83
附	录	
致	谢	

### 摘要

冰芯研究是全球变化研究的重要内容之一。冰芯因其分辨率高、信息量大、 保真性强、时间序列长和洁净度高而成为研究地球系统中生物、化学和物理过程 的最好媒体,在恢复古气候与环境变化、监测现代气候与环境变化等方面具有不 可替代的作用。

冰川表面雪层演化成冰过程是冰川学重要的基础研究内容之一。由于这一过 程的时间周期较长,需要长期的野外观测,因此前人的研究多侧重于雪层特征方 面,对过程的研究则很有限。本文根据天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区海拔每 周1次的多年连续雪层剖面观测,分析研究了雪层厚度、雪层中的污化层、冰片 和各种粒雪随时间的演变过程,并对雪层年限与年成冰量等基本问题进行了专门 讨论。通过对20世纪60年代、80年代和本世纪初1号冰川雪层剖面、成冰带 和成冰年限的对比分析发现;自20世纪60年代以来,雪层厚度及其内部组成要 素都发生了显著的变化。雪层厚度明显减薄,粗粒雪所占比重不断减小,冰片及 污化层数量急剧下降。成冰带的类型及分布发生了明显变化,冷气候条件下的冷 渗浸带消失,被渗浸带所替代;东支顶部的变化尤为显著,2004年夏季发现消 融冰面湖,说明冰川上部已具有消融带特征。

大气中的化学物质在形成冰芯记录之前这一阶段十分活跃,经历了气一雪、 粒雪一冰两个界面的转化及在雪层中的变化。然而,在多数山地冰川中,冰芯记 录不仅受到沉积时的大气环境影响,沉积到冰面之上,还受到沉积后过程作用的 影响,如淋溶作用、蒸发、升华及风吹雪引起的物质再分配等因素。本文首先通 过表层雪中化学离子浓度的季节变化研究离子的沉积过程。利用相关及因子分析 探讨了各种离子的可能来源,并将1号冰川的离子来源进行分类。通过比较夏季 雪坑内部离子浓度的变化幅度,确定了离子的淋溶顺序。量化研究了淋溶的驱动 机制,分析得到淋溶强度与大气温度成良好的正相关关系。其次,以Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和微粒为例,研究天山乌鲁木齐河源1号冰川化学离子和微粒的沉积过程及沉积 后过程。在冬季,影响Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>和微粒沉积后因素主要是雪层的压实,升华 及干沉降作用。夏季,雪层经历了以融水产生的淋溶作用为主的沉积后过程的影 响,但是沉积后过程对雪层下部的影响较小,其主要信息依然被保留。最后,物

i

理过程和化学过程从来就不是相互独立的研究方向,以雪层中深霜的形成过程及 其对氧同位素的影响为例,探讨了物理过程与化学过程之间的联系。

这些研究,对于搞清化学物质在暖型成冰作用条件下的沉积后过程,对理解 和破译大多数山岳冰川冰芯记录具有十分重要的意义。

关键词:1号冰川 雪层演变 过程研究 淋溶过程 深霜

#### Abstract

Ice core study is one of the important part s in the global change studies. Due to it s high resolution, more information, high quality, long time series and purity, ice core is the best media to study the biology, chemistry and physics processes in the global system. Ice core chemistry records contain climatic and environmental information over a wide range of time-scales.

Physical process of snow to ice transformation is one of important research contents in Glaciology. However, most previous studies on Glacier No.1 focused mainly on properties of the snow profiles, rather than the process due to lack of long-term field observation archive. In this study, particular effort was contributed to those visible layers on snow-firn stratigraphy, such as different sized firn, dust layers ice layers, etc., by tracing their evolution process over time. Data from more than 120 snow pits was used to investigate temporal changes in the snow stratigraphy between 1961 and 2005. During the last 45 years, features of snow pack stratigraphy, including depth, structure, and composition were found to be significantly altered by climate warming. The recrystallization- infiltration zone observed in the 1960s turned into infiltration zone in the 1980s, and a small meltwater pool emerged at the upper end of the east branch in 2000s, indicating melting occurring at both ends of the glacier.

The records preserved in glaciers, however, are not only determined by the atmospheric concentration of the physical and chemical species and the processes involved in their deposition, but also by post-depositional processes such as melting, percolation, sublimation, wind filtration through firn (which involves mass loss, addition and/or exchange) and diffusion. The seasonal variability of the ionic concentrations in surface snow samples and ion elution behavior in the snow-firn pack were assessed from surface samples collected year-round and 1,011 samples collected from a snowpit at weekly intervals from September 2003 through September 2004. From this investigation we conclude that the major ions in Glacier No. 1 snow can be categorized into three groups based on their seasonal behavior and characteristic relationships that were explored using correlation and factor analysis. The elution

sequence, was determined by comparing the temporal trends in their concentration ratio relative to  $Mg^{2^+}$ . Quantitative analysis of the relationship between in- situ air temperature and total ionic concentration in snow-firn pack at the study site revealed that elution is initiated when the diurnal mean temperature reaches about -3.6 °C. When the temperature rises above 0.3 °C, all the new, year-round ionic inputs are leached from the snow. The processes involved in the evolution of vertical profiles of  $Mg^{2^+}$ ,  $Ca^{2^+}$  and microparticle concentrations, as well as their seasonal variation in surface snow, was also studied. During the summer, the snow in the pit experienced the maximum post-depositional alteration through the percolation of the meltwater; however, alteration deeper in the snow pit was very slight and the general information was still preserved. Physical and chemical study is correlative in glaciology. Long term data were used to determine the development of depth hoar and its relation to stable oxygen isotopic content in snow-firn stratigraphy on UG1 in the eastern Tianshan.

Few relevant studies have been done in central Asia because the study greatly relies on long-term observation and regular sample collection. We ascertain that this study would be strongly helpful for our interpretation of ice core record recovered from this region as well. Major conclusions are drawn as the following.

**Key words:** Glacier No.1; snow to ice; transformation process; elution process; depth hoar

## 第一章 绪 论

## 第一节 PGPI 项目介绍和已取得的成果

冰川区生物地球化学循环和雪冰物理化学过程是国际全球变化关注的热点 之一。雪/冰芯记录的恢复解释也基于这一方面的研究。这一研究需要依靠野外 站的长期观测。中国科学院天山冰川观测试验站(简称天山冰川站或天山站)自 1996年起就开始了全面、系统的雪冰化学观测,开展了气溶胶、降水同位素、降 水化学等方面的研究。先后建立了以冰川站、气象站和水文站为依托的乌河流域 降水样品采集网络和天山乌鲁木齐河源1号冰川(简称乌源1号冰川或1号冰川)、 空冰斗气溶胶样品采集站,在1号冰川钻取了多支冰芯。2002年7月与美国科学家 合作,在1号冰川4130 m积累区建立了雪冰物理化学过程观测取样场,简称为 PGPI(the Program for Glacier Processes Investigation)。进行不间断的雪冰物理、 化学和微生物观测及样品采样。与此同时,相应的观测研究在其它定位观测点也 迅速开展起来,包括2005年在庙尔沟冰帽钻取2支60 m透底冰芯,2006年在奎屯 河哈希勒根48号冰川钻取数支浅冰芯等。

2003年建立了天山冰川站雪冰化学分析室,目前已配置了两台离子色谱仪、 微粒粒径分析仪、含水率计、超纯水机和各种雪冰物理、化学分析仪器,基本满 足PGPI样品分析的需求。由于搭建了良好的观测研究平台,吸引了许多国内外 相关知名学者前来开展合作研究,包括美国俄亥俄州立大学、内华达州沙漠研究 所(DRI)和日本Chiba大学的研究人员。在野外取样过程中,为了防止污染和 使得连续研究具有可比性和完整性,我们制定了严格的采样规范。采样包括气溶 胶、表层雪、雪坑样品。所有的样品均在冷冻状态下运至兰州天山站冰雪化学实 验室进行分析。同时,野外物理连续观测包括对雪层剖面的观测、密实成冰过程 观测、融水试验以及雪层密度和温度的测量。大部分样品用于对主要离子和不溶 微粒的分析。部分样品用于稳定氧同位素比率(δ<sup>18</sup>O)、重金属、炭黑 (OC 和BC) 的分析。还有一部分样品在冷冻状态下完整保存以备他用(Li Zhongqin, 2006)。

基于现有的物理化学资料,PGPI已经取得了一定的研究成果。尤晓妮等在1 号冰川积累区海拔4130 m处的观测试验场连续多年的研究(PGPI)表明,该处

新雪演化成冰的时间约41~47个月。8-9月为主要成冰期,不同层位雪层的密实 成冰速率因粒雪性质和密度的不同而有很大差别,融水是影响成冰时间及成冰量 的重要因素。分类研究了各种离子来源,确立了各种离子的淋溶顺序(Li Zhonggin, 2006)。由于受亚洲粉尘影响,冰川中Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>浓度远高于其它地区,在气溶 胶中和表层雪中表现出相似性,是很好的粉尘指示物(张坤等,2008)。表层雪 与气溶胶中的NO,在长时间尺度上表现出相关性,气溶胶中的NO,会受到污染事 件的影响(Zhao Zhongping et al, 2006)。研究发现,1号冰川中的重金属量值远 高于其它冰川,主要是由于受中亚粉尘的影响。金属元素在雪层中易受淋溶作用 的影响(Li Zhongqin et al,2007)。NH4<sup>+</sup>在气溶胶和表层雪中随时间的变化非常相 似,都有春、夏及秋季较高,而冬季偏低等特征,大气温度与湿度的升高可能加 剧NH4<sup>+</sup>在气与雪之间的交换,导致其变化趋于同步。干季(秋季和冬季)中两 种介质的NH4<sup>+</sup>相关性相对较差(Li Huilin et al,2008)。天山地区气候明显分为干、 湿两季。研究表明,在干季(11月-4月)有少量降水的情况下,表层雪与下层雪 中的离子浓度变化趋势较一致,主要反映降水中的化学规律,在无降水的情况下, 表层雪主要受风吹雪、蒸发等沉积后作用的影响,离子浓度会增高。在湿季(5 月-10月)早期,表层雪和下层雪的离子浓度基本反映大气降水的规律,但在消 融期间(7-8月),尽管降水很大,二者的离子浓度都很小,主要是由于融水的淋 溶造成的(Li Zhongqin et al, 2008)。

PGPI同时展了不同化学成分,如SO4<sup>2-</sup>、粉尘、pH和电导率等专门研究(Li Xiangying *et al*,2007;尤晓妮等,2006;张宁宁等,2009);乌河流域不同海拔降 水化学特征研究(Zhao Zhongping *et al*,2008);东天山不同地区雪冰pH值、电导 率及大气粉尘特征对比研究(李向应等,2007;董志文等,2008,2009);对雪冰 化学成分分析实验方法也有专门论述(赵中平等,2004;朱宇曼等,2006;李月 芳等,2007)。

本文作为PGPI的一部分,主要从雪层剖面特征及演化研究方面展开研究, 这些研究结果对于理解雪层的物理特征、成冰过程、各种大气化学成分进入雪层 后的演变过程等方面具有重要意义,这些研究结果对更好解释冰芯记录具有一定 推动作用。

## 第二节 选题依据及研究意义

冰芯记录主要是指大气中的不溶微粒和化学物质(气溶胶)在大气环流和 降水等因素的作用下以干、湿沉降的方式降落至冰川上,在经历一系列的沉积 后过程 (post-depositional processes) 而最终保存在冰川冰中形成具有一定规 律、与当时气候条件和环境密切相关的资料记录。大气粉尘和化学物质在形成 冰芯记录之前是很活跃的,其变化很可能决定了冰芯记录的分辨率。一旦进入 冰川内成为冰芯记录以后,就会趋于稳定而被保存。

化学物质在形成冰芯记录之前这一阶段十分活跃,经历了气—雪、粒雪— 冰两个界面的转化及在雪层中的变化,而这些变化很可能就决定了冰芯记录的 分辨率。一旦这些化学物质进入冰川内成为冰芯记录以后,就会趋于稳定而被 很好地保存。对冰芯记录解释的一个基本假定之一就是沉降后变化过程对冰芯 记录的影响可以忽略不计。对于取自极地冰盖和少数山岳冰川冷型成冰带的冰 芯而言,吹雪、升华与凝华等沉积后过程是其主要的影响因素。这些过程会造 成雪层化学组成在空间分布上的改变,某些成分从雪层中的逸出、与大气的交 换和二次沉积等等,从而影响到冰芯记录的形成;对于大多数山岳冰川而言, 除了少数也属于冷型成冰作用外(姚檀栋,1998),多数冰川以暖型成冰作用(渗 浸或渗浸—冻结成冰作用)为主。暖型成冰作用的最大特点是有融水的参与。 在此情形下,冰川在夏季消融季节表面形成一定的融水,融水不断向下渗浸, 调冷在粒雪层内形成冰片,冰层,最终达到粒雪层底部形成粒雪冰,从而空隙 被封闭,化学记录被保存。粒雪冰在冰川动力变质作用下进一步转变为冰川冰, 记录也随之成为冰芯记录。这一成冰过程中,融水对粒雪层内化学成分的重分 布作用是巨大的。一方面,融水可以对雪层内的不溶性物质进行搬运,对可溶 性成分进行淋溶:另一方面,在雪面消融成融水,融水冻结成冰的两次相变中, 其所包含的稳定同位素(氡、氧同位素)会发生重新分馏。根据研究,雪层 20-30% 的 消 融 便 会 造 成 其 中 50-80% 的 可 溶 离 子 的 损 失 (Brimblecombe, P, 1985, 1987, 1988; Johannessen, M, 1978), 而同位素的重新分馏

作用则可以使"重"的部分在雪层中富集,如果融水过多,在冰面上形成径流, 则其裹携的化学成分便随之流失,对冰芯记录造成更大的影响。因此,对冰芯

记录,尤其是山岳冰芯记录的破译,沉积后过程的研究,是必不可少的。

自2002年7月以来,天山冰川站对天山乌鲁木齐河源1号冰川的雪冰物理、 化学过程进行了深入的观测研究。根据已有的分析,1 号冰川积累区具有典型 的暖型成冰作用特征,1 号冰川积累区大气中的主要化学成分与降雪和冰川表 面雪层中的主要成分有较好的对应和相关。但沉积后的化学成分在跟随粒雪成 冰作用的改造过程中发生了显著变化。研究表明,这一地点的粒雪成冰主要发 生在夏季,冰川微融水下渗可以穿透上部数个年层的粒雪而在雪层底部冻结成 为粒雪冰。密实化过程中,粒雪通过由新雪—细粒雪—中粒雪—粗粒雪的转化 而成为粒雪冰。这种转化过程在夏季 7-8 月份以有融水参与的暖型成冰为主, 十分剧烈和迅速;其它季节则以冰川压力下的冷型成冰为主,演变过程较为缓 慢。在这种有代表性的成冰模式下,雪层内主要的化学物质是如何迁移并形成 冰芯记录的: 化学成分在这种暖渗浸成冰作用过程中, 是如何跟随融水一起下 渗,并随之冻结而成为冰芯化学记录的;各种成分,尤其是可溶与不可溶成分 在融水参与下有何异同: 在有很少一部分融水流失的情况下, 化学成分的损失 有多大; 粒雪—粒雪冰的界面上, 化学成分是如何转换的、同位素是否有重分 馏作用,如果答案是肯定的,对同位素值的影响程度有多大,这些都是亟待解 决的问题。

上述几个关键问题的解决,将有助于彻底搞清化学物质在暖型成冰作用条件下的沉积后过程,搞清沉积后过程在冰芯记录形成中的作用,以便在冰芯记录恢复中加入沉积后过程的影响,提高冰川记录恢复的正确性。因此,这项研究,对大多数山岳冰川冰芯记录的理解和破译具有十分重要的参考、帮助作用,甚至是必要的。另外,这一研究结果,将揭示出乌鲁木齐河源区冰川、冰川融水和大气化学循环当中的许多谜团和规律,对区域乃至整个亚洲中部地球化学循环的认识理解具有重要意义。

## 第三节 国内外研究进展

雪层剖面特征及演化现代过程研究可追溯到本世纪五、六十年代,早期现 代过程研究多限于对冰雪水体物理、化学方面的测定分析,旨在对不同水体水

质的比较评价,虽然早期的冰雪化学已经开始尝试对古气候环境恢复方面的研究,但终因受到分析条件的限制而发展缓慢。进入 20 世纪 80 年代中期以来,随着全球变化研究的发展,本项工作越来越受到冰雪界的重视,日趋成为雪冰研究的热点和前沿领域。

目前国际上有许多正在开展或即将开展的以雪冰现代过程为主的研究项目。北极地区,除了由美国和欧洲各自在格陵兰开展的深冰钻探计划(GISP II 和 GRIP)之外,一个由美国航天宇航局(NASA)支持的格陵兰冰盖积累率研究计划也在实施过程中。这项由美国俄亥俄州立大学伯德极地研究中心联合亚历桑那大学进行的研究,通过对围绕格陵兰钻取的数百支 10-20m 雪芯和数支 150-200m 冰芯的粉尘微粒、氧同位素及化学成分分析,旨在精确确定格陵兰冰盖净积累率及其空间分布状况,同时为卫星数据的解释提供地面验证资料。对于南极冰盖而言,综合性的冰雪化学研究要数由国际南极科学委员会(SCAR)制定的国际横穿南极科学考察计划(ITASE)。这项由多个 SCAR 成员国参与,涉及南极大部分地区的计划,旨在建立现代大气环境与冰盖浅雪层(50m)记录之间的联系,重点研究 200 年以来的自然环境变化和人为污染的影响。与极地相比,中纬度地区的雪冰现代过程研究起步较晚,但发展迅速。20 世纪 90 年代以来,美国新罕什尔大学地球、海洋与空间研究所气候变化研究室在亚洲中部开展了一系列冰雪化学合作研究。如,冰芯中的亚洲季风记录,气溶胶的气-雪交换过程,中亚冰川化学调查等。

我国在雪层剖面特征及演化过程方面也做了不少工作。比如 20 世纪 60 年 代初期,谢自楚等开展了我国现代冰川的成冰过程研究。80 年代以来,秦大河 等对南极冰盖现代降水中物理、化学过程的研究,开始了我国在此领域内比较 系统的研究工作。章新平等也在青藏高原开展了类似的研究。90 年代以来,我 国的冰雪化学研究注入新的内容,并与全球变化研究相接轨。天山冰川站自1996 年起就开始了全面、系统的雪冰化学观测,开展了气溶胶、降水同位素、降水 化学等方面的研究。先后建立了以冰川站、气象站和水文站为依托的乌河流域 降水样品采集网络和1号冰川、空冰斗气溶胶样品采集站,在1号冰川钻取了 多支冰芯。2002 年 7 月与美国科学家合作,在1号冰川 4130 m 积累区建立了 雪冰物理化学过程观测取样场 (PGPI SITE),进行不间断的雪冰物理、化学和

微生物观测及样品采样。与此同时,相应的观测研究在其它定位观测点也迅速 开展起来,包括 2005 年在庙尔沟冰帽钻取 2 支 60 m 透底冰芯,2006 年在奎屯 河哈希勒根 48 号冰川钻取数支浅冰芯等。

#### 1 雪冰物理过程方面的研究进展

大气中的各种成分,沉降到冰川表面之后,经历了粒雪化过程和成冰过程, 即新雪-老雪-细粒雪-中粒雪-粗粒雪-粒雪冰-冰川冰的过程。粒雪化过程分为冷 型和暖型两种作用。前者是在较低负温条件下进行的变质作用,后者是在温度 接近或等于零度并有融水参与条件下进行的变质作用。已有的研究表明,1 号 冰川的粒雪化过程夏季以暖型变质作用为主,冬季以冷型变质作用为主。夏季, 雪面融水下渗穿透了上部数个年层的粒雪而在雪层底部冻结成为粒雪冰,这种 渗浸成冰作用发生在夏季 7-8 月份,十分剧烈和迅速,其它季节则以冷型密实 成冰为主,转化十分缓慢。利用竹板跟踪法,我们得到观测区新雪—细粒雪— 粗粒雪—粒雪冰转化过程所需的时间合计为 3-4 年(尤晓妮,2005),因初始条件 而异。在此期间,雪层内的化学过程十分活跃,对冰芯记录的形成起着决定的 作用。研究雪转变成冰的过程不仅是认识冰川基本物理特征的重要内容,而且 可以揭示冰川区气候变化的某些特征。雪转变成冰的过程主要是物理过程,但 伴随着物质的迁移和转化,某些化学和生物等过程也相应发生。因此,通过研 究雪转变成冰的过程,可了解大气环境纪录在雪层内的存储和演化过程,为合 理解释冰芯环境气候纪录奠定基础。

雪转成冰的过程的研究,其内容和方法非常广泛。就其内容而言,从宏观 上肉眼可见地层学特征到微观上晶体组构和雪、杂质的化学成分及其变化都属 于研究范围。从研究方法类别来看,既有传统的现场雪层剖面观测,又有物理 和化学实验分析。

自冰川表面向下对冰川进行连续观察,就会看到雪的物理特征随深度显示 层状有序的变化,如同地质学上沉积岩地层学剖面一样。由于气象条件具有季 节变化和年周期循环的特点,因此雪层剖面也呈现与此相对应的变化和循环。 据此,我们可自上而下对雪层划分年层,进而获得每层雪沉积时的气候环境状 况、沉积后的变质过程等信息。即雪层地层学研究(Shumskiy PA,1964;任贾文, 秦大河,2001)。

雪层的地层特征虽然不同于沉积学(Selley, 1988)和土壤学(USDA, 1993) 那样成为一个独立的学科,然而却是冰雪研究的基础。在探求自然雪坑的物理 属性、演变过程和动力特性中起到了非常重要的作用。雪层特征的描述广泛用 于雪崩警告,雪冰水文和雪层研究。传统的雪层剖面研究主要是对雪层的宏观 可见物理特征进行观测和分析,其内容有雪的种类和类型(如新雪、老雪、风 吹雪、湿雪、粒雪等)、溶化事件及特征(溶水渗浸冰、再冻结冰、冰片或层的 分布等)、雪的晶粒尺寸、每个层位的颜色、硬度、密度等。雪层剖面观测通常 通过挖雪坑对坑壁进行现场观测和钻取雪芯进行剖面观测来实现。而雪层数字 模型模拟(Bartelt and Lehning, 2002; Brun *et al.*, 1989;Jordan, 1991)和采样及观 测手段的高分辨率(Schneebeli, 2002)发展无疑为雪层的地层学研究注入了活 力。雪层特征的研究方法大致可以分为5类:

描述法,是较为基础的一类口头描述的研究方法。光学方法是一种通过对 雪层进行数字光学记录和类比的方法,其中又包括染色、摄影、雷达等多种手 段和途径。形态学方法主要针对雪晶体的大小和形状进行描述;机械方法则瞄 准了整个雪层的机械特性;组织结构法则是综合形态学和机械特征两方面对雪 层加以解释的(Schneebeli, 2002; Shultz *et al.*, 1998; Schweizer *et al.*, 2001;)。

文献中有关雪坑和雪崩现象的第一次报道出现在 18 世纪初期的瑞士 (Scheuchzer 1706)。之后的 1840 年, Agassiz 对雪层特征进行了详细描述 (Agassiz,1840)。Coaz 首次承认雪层地层学特征与雪崩的形成关系密切(Coaz, 1881)。Heim 用物理方法解释了雪层层状特征的形成原因和变质作用,并对新 雪转化成冰川冰的过程中光学和硬度特性的变化进行了探讨(Heim, 1885)。 Welzenbach 使用染料跟踪将雪层可视化,并对溶水在不同层位的传输进行了研 究(Welzenbach, 1930)。Paulcke 用冰川学方法对雪进行了分类。他按照雪坑 中不同层的相异性和同层位的相近性对雪坑进行划分(Paulcke 1926, 1938)。 Ellerbruch, Little *et al.* (1977)和 Boyne and Ellerbruch (1979, 1980)建立了电磁 波散射特性和雪坑物理特性之间的关系。较新的季节雪国际分类主要是针对雪 层中新雪的物理特征变化。测量参数主要包括平均粒径,粒径分布,雪晶体形 态特征,雪的体积结构和密度(Colbeck *et al.*, 1990)。Johnson and Schneebeli (1999)发展了一套渗浸理论用于对雪冰中微结构和微动力参数的恢复和获得。

九十年代至今,一些新的技术手段运用于雪层结构的探讨,包括雷达、X 射线和三维重建。利用近红外摄影可将粒雪特性量化,空间可变性的研究和系统调查成为适用的研究方法。

我国对成冰年限的研究始于 1962 年,谢自楚等利用雪层剖面和年层特征 得出1号冰川新雪转化为粒雪冰需要3~5年(谢自楚,1965)。此后谢自楚对珠 穆朗玛峰北坡、祁连山地区以相同的方法进行层位定年,分别得出两年、两年 以上的成冰时间(谢自楚,1982a,1975,1984)。王晓军等人对1号冰川进行了多 次观测(王晓军,1981,1984,1996)。根据冰板和污化面推测1号冰川成冰历 时不少于10年,不同之处在于王晓军是通过冰芯资料对冰川冰定年(王晓军, 1996)。1994年,李忠勤等对古里雅冰帽 6400m 高度的积累区进行了雪冰转化 机制研究,认为该处夏季融水渗浸冻结速度快,在当年的雪层内即可冻结成为 粒雪冰(李忠勤,1994)。

事实上,成冰年限除了受成冰作用影响外,与海拔等诸多因素有关。同一 条冰川,成冰年限因海拔高度的不同有很大差异。如在消融区,附加冰的形成 和破坏在一个夏季就可以完成(刘潮海,1997)。这主要是因为不同的海拔高度 其剖面厚度,水热条件及下伏冰的特性不同。本论文所指的冰为粒雪冰,成冰 年限即新雪转化为粒雪冰的时间(王晓军,1996)。

#### 2 雪冰化学过程方面研究进展

目前国内外雪冰化学研究从内容上主要集中在三个方面:

(1) 雪冰化学空间分布、成因及其环境指示意义;

在我国,章申等最早对珠穆朗玛峰绒布冰川和希夏邦马峰野博康加勒冰川 进行了雪冰化学的研究。之后,王平等在阿尔泰山友谊峰地区的哈拉斯冰川、 天山托木尔峰西琼台兰冰川,骆鸿珍在乌鲁木齐河源1号冰川,王平在哈密八 大石冰川、祁连山敦德冰川和冷龙岭冰川、横断山脉的贡嘎山冰川和玉龙山冰 川,张文敬等在喜马拉雅山脉南迦巴瓦峰地区的则隆弄等冰川进行了研究。Yao Tandong 等(1999)根据乌鲁木齐河流域典型地区降水资料,研究了从下游乌 鲁木齐站、中游跃进桥站和源头大西沟降水中稳定同位素与温度的关系,揭示 了内陆河流域系统降水中稳定同位素的变化规律。 (2) 不同物质的传输、雪沉降过程;

冰雪记录连续、完整地记录了过去大气中各种气溶胶的组成和演变,具有 丰富的信息。在冰川区进行大气气溶胶的观测分析,不仅可以了解该区的大气 环境状况,为模拟气溶胶的空间分布和考察气溶胶的辐射强迫提供基础数据, 而且可与冰雪记录结合起来,研究气溶胶的本底现状与变化历史,自然和人为 气溶胶对大气环境的影响以及这些影响的变化。对于冰雪化学记录的解释是基 于大气化学组分的变化与冰雪中化学成分的变化密切相关这一假设 (Woff.E.W., 1996)为较好的解释冰雪记录中大气化学组分的变化,首先要揭示 气、雪、冰之间的转换机制(Dibb.J.E., and J.L.Jaffrezo., 1997) 1989 年在格 陵兰实施的Dye 3 冰芯计划和在Summit开展的气体和气溶胶采样计划,已经开始 对这些问题进行研究(Dibb.J.E.,andJ.L.Jaffrezo., 1997; Dibb.J.E.,J.L.Jaffrezo,and M.Legrand., 1992; Davidson, C.I., et al., 1993)。Arun B等人于 1994 年对喜马拉 雅山Hidden峡谷季风季节的气溶胶、表层雪进行了采集和分析(Arun B. Shrestha., et al., 1997)。Wake et al. (1992) 和 Williams et al. (1992)也曾对1号冰川冰雪的 化学组成进行过短期研究(Wake,C.P., et al., 1992; Williams,M.W., et al., 1992) 2006 年Kaplan Yalcin等人对加拿大King Col (4135 m)地区的表层雪和气溶胶进 行了采集分析(Kaplan Yalcin et al., 2006)。

自 1989 年起,我所与美国新布什尔大学地球、海洋空间研究所合作,开辟 了青藏高原雪冰化学研究项目,通过对高原冰川上的雪、冰及气溶胶样品的系 统采集与分析测定,研究探讨青藏高原水圈、大气圈中化学成分含量的空间变 化特征,以及该地区气溶胶成分的来源、传输沉积等过程的机制;对青藏高原 现代大气环境作出综合性的分析和评价。野外期间,在希夏邦玛峰北坡抗物热 冰川、格拉丹东和煤矿冰川 3 条冰川上建立了气溶胶样品采集装置。近几年我 国在南、北极、青藏高原以及天山东部等冰川区均进行了大气气溶胶的本底监 测和研究。尼泊尔近年来在大气气溶胶和降水的浓度与组成的季节变化以及炭 质气溶胶方面取得重要进展(Shrestha *et al.*, 1997, 2000)。2007 年明镜等人对 东绒布冰川的气雪关系进行了研究(Jing Ming *et al.*, 2007)。

中科院天山冰川站 1996 年后组织了系统的雪冰化学观测与研究工作。Sun Junying等(1998)为研究大气气溶胶和表层雪中的可溶性离子之间的相互关系

和变化特征。1996年5月19日至6月29日间,在天山乌鲁木齐河源1号冰川 海拔 4030 米处采集了 20 个气溶胶样品和 114 个表层雪样品。研究发现,发现 气溶胶和表层雪中阳离子的含量总是高于阴离子,表明1号冰川大气是呈碱性 的。在气溶胶和表层雪中,Ca<sup>2+</sup>在阳离子中占绝对比重,SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>则在阴离 子中占绝对比重。在气溶胶中Ca<sup>2+</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>与NH<sub>4</sub><sup>+</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2</sup>的比率呈现出很好的负相 关关系(R=0.96),在表层雪中,这种关系不明显,这进一步表明表层雪中沉 积后作用对NH4<sup>+</sup>的影响是很大的。另外,气溶胶和表层雪中的NH4<sup>+</sup>和NO3离 子对应关系较差,这表明NH4<sup>+</sup>和NO3离子在表层雪中可能受到沉积后作用的影 响。在清除率方面,1号冰川气溶胶中Na<sup>+</sup>,K<sup>+</sup>,Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>清除比率较高,较 容易被降水清除。所以在降水丰富的时期,大气中这4种离子浓度较低,而表 层雪中的浓度较高。而SO4<sup>2</sup>的清除率比较低,可能是SO4<sup>2</sup>颗粒比较细小的原因。 采样期间,可溶性离子在气溶胶和表层雪中呈现出相同的变化趋势。通过相关 分析发现,气溶胶和表层雪中的Ca<sup>2+</sup>,Na<sup>+</sup>,Cl<sup>-</sup>,K<sup>+</sup>,Mg<sup>2+</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>相关系数分别为 0.91, 0.95, 0.91, 0.79, 0.76 和 0.63。这表明表层雪中的大多数离子, 特别是 Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>和Cl<sup>-</sup>可以反映大气中的信息。这一发现表明,尽管表层雪离子在一 定程度上受到沉积后作用的影响,但仍可能提供一些有用的大气环境信息。

(3) 雪层沉积后过程研究

雪冰中的化学物质来源于大气气溶胶的干湿沉降。沉降到雪冰中的化学物 质在扩散、消融、蒸发、渗浸等作用的影响下不断改变着自身的性质,从而改 变了雪层及冰芯中的记录信息,这一过程称为沉降后过程。

国际上有关沉积后过程方面的研究已有 30 年以上的历史,主要集中在两极冰盖上,重点在无融水条件下雪层内部化学成分的变化和与大气圈的交换方面;例如,上世纪 90 年代以来,Mayewski、Legrand、Harder、Kreutz等人对南极地区冰芯中易挥发的物质如硝酸盐、硫酸盐及氯化物进行了深入的研究。 Reging Rothlisberger等人对南极和格陵兰地区雪层及冰芯中的NO<sub>3</sub> 的后沉降过程进行了研究,认为影响雪层上部NO<sub>3</sub> 后沉降过程的因素主要是光解作用与HNO3 的释放。Dibb,J.E.、Waddington, E.D., Anjn Eichler等人对影响后沉降过程的因素进行了相关研究。其中,Anjn Eichle通过在阿尔卑斯山Grenzgletscher上部地区钻取冰芯,系统研究了融水作用对化学元素后沉降过程的影响,并对 离子的淋溶程度作了排序。Delmas和Wolff分别以冰芯中酸与碳酸盐的反应及过 氧化氢与碱性物质的反应为例,探讨了冰芯中不同元素间的反应对冰芯记录的 影响。而最近10年,针对山岳冰川的研究十分活跃,研究区域由原来的欧洲阿 尔卑斯山扩大到南美的许多冰川上,内容也由沉积后过程本身发展到沉积后过 程与冰芯记录的定量关系上,并逐渐成为国际冰芯研究中的重点及前缘之一。

我国雪层沉积后过程研究在天山乌鲁木齐河源1号冰川开展的较早。侯书贵 等对以淋溶作用为主的沉积后过程展开了研究。发现在淋溶过程中,融水不仅能 够改变雪层中离子原始峰谷的位置(Hou Shugui,2002),而且大部分离子成分会 随融水进入冰川径流,只要少量离子最终保存在冰川冰中。在淋溶的过程中,各 离子不仅存在淋溶择优性,而且在不同阶段被淋滤的程度也不同,产生淋溶作用 的根本原因在于积雪内不同离子成分的存在位置有所差异。通过对雪层中 $\delta^{18}O$ 、 pH 值和电导率进一步分析,发现δ<sup>18</sup>O由于受到融水淋溶作用的影响,其冰芯中 的 $\delta^{18}$ O 记录与气温之间的相关程度明显低于降水样品 $\delta^{18}$ O 的相应值, 但冰芯 δ<sup>18</sup>O 记录仍与夏半年平均气温之间具有一定程度的相关性(Hou Shugui,1999; 侯 书贵, 1998; 侯书贵, 1999b), pH 值和电导率经历过淋溶作用后, 尽管在量值 上有较大的变化,但两者之间基本保持正相关关系,仍可以根据冰芯记录合理地 反演沉积时的大气环境状况。此外,通过对乌河流域的降水样品分析,发现降水 中阳离子成分以Ca<sup>2+</sup>为主,阴离子成分以SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>为主,这些成分主要来源于区域性 粉尘物质、局地来源物质、人类活动产生的酸性成分以及周围盐湖来源物质等(侯 书贵,2001b)。这些研究对中、低纬度地区利用山地冰川冰芯记录恢复古气候、 古环境信息具有重要参考意义。

沉积后过程研究依赖于长期定位观测,难以靠短期野外考察的方式进行,是 传统冰川学研究中较为薄弱的方向,尽管这方面的研究在我国开展已有十多年, 但长期连续的观测研究仍然十分有限。我国的冰川大都分布在中低纬度以暖型成 冰作用为主,沉积后过程对冰芯记录形成的作用十分强烈,因此,随着我国冰芯 研究的不断扩大和深入,更凸现出沉积后过程研究的急迫性和重要性。

# 第二章 研究区概况

## 第一节 天山地区概况

#### 1 天山地区概况

天山山系位于 40°~45°N、67°~95°E,横亘于亚洲东部,西起咸海之滨的 图兰平原,东至中蒙边境的戈壁,是亚洲中部最大的山系,东西长度达 2500 km。 天山山系是一个完整的自然地理体系,从它的演变历史、现代自然资源、生态 系统和环境以及它与人类生产生活的关系看,具有十分有规律的地域性变化过 程,因此从总体上对其进行国际性的联合研究具有重要意义。

我国境内的天山横亘新疆维吾尔自治区全境,西起中国与吉尔吉斯斯坦边 界,东至哈密市以东的星星峡戈壁,东西绵延 1700km,占天山山系总长度的 2/3 以上。山势雄伟壮观,山地的平均海拔高度 4000m,将新疆分成南北两半, 高出北面的准噶尔盆地约 3000m,南面的塔里木盆地 3500m。天山山地有许多 座 6000m 以上的山峰,最高峰托木尔峰分布在我国新疆境内的温宿县。我国天 山的范围与中亚天山一样,有着不同的圈定。地质界从地质构造的角度,把我 国天山山地主体与前山带划归不同的构造单元。但是,我们将现代天山看作为 荒漠地面上的一个山地自然地理综合体,包括山地,山间盆地以及山前倾斜平 原。

天山山体是由 20 多条山脉间夹着的许多菱形山间盆地、谷地组成,地处西 风气候带。由于巨大的高度、有利的地理位置以及独特的山地走势,山区降水 量丰富、冰川发育,成为准噶尔盆地与塔里木盆地北缘众多河流、湖泊的发源 地。据不完全的水文统计,中国天山山地年径流量为 474×10<sup>8</sup>m<sup>3</sup>,约占新疆年 径流总量的 54%。天山山体由山地、山间盆地和谷地以及山前平原组成,面积 约 5.7×10<sup>5</sup>km<sup>2</sup>,占新疆面积(1.65×10<sup>6</sup>km<sup>2</sup>)的 34.5%以上。山地有丰富矿藏, 独特的自然景观。为此,认识和研究天山,进而做到利用和保护天山自然环境 和自然资源,具有重要的现实意义和科学价值。长期以来,天山成为国内外科 学界瞩目的山地(胡汝骥, 2004)。

#### 2 天山山区的基本气候特征

整个天山山地的气候特征是大陆性强、干燥度高、垂直气候分带明显。天山山地气候的大陆性和干燥性在各个气象要素上表现得分外强烈。其主要特征为:夏季炎热,冬季气温较同纬度地区明显偏低,水分热量分布差别明显,气温的年较差大,云量少,空气干燥。天山总体海拔高,山体强烈切割,地表结构复杂,形成气候垂直分带。

**大气环流:**天山山系大气环流是欧亚大气环流的一部分。天山山系位于欧 亚大陆腹地,南有青藏高原和帕米尔、北有阿尔泰山脉。这种复杂的地理分布, 使其大气环流具有一定的特征(李江风等,1991)。例如,冬季西风急流特别强, 具有分支现象: 夏季, 青藏高原副热带高压系统极为发达, 使其北部的纬向环 流环流增强。副热带峰区位于 40°N 附近,形成天山山地夏季的雨区。在对流层 (3000~12000 m)的中部和上部西来气流占优势。山脉把西来气流分成两个流 向,向北和向南绕过山脉,北面的经向气流和西北面侵入的冷空气被天山山脉 阻截在 4000 m 高空层以下。冬季(1月),在 500hPa 等压面高度上,在欧亚大 陆上空,为两槽一脊形,一为东亚温度槽,一为欧洲温度槽,中间为新疆脊, 这个槽的形成,使极地冷空气顺脊南下。反映在底层,便是蒙古高压和冷锋活 动,增强极地偏北气流南下,东亚大槽得以加强,则造成南北疆的暖冬,即乌 鲁木齐河流域也成为暖冬。 近20年多年来,其环流形式则以这种类型为主,形 成新疆暖冬,特别是北疆更加显著。1998年10月下旬入冬以来,以这种类环 流性为主,致使东北地区比乌鲁木齐偏低较多,一般低于约3~5℃。若这个脊 西移时,欧洲高压明显增强,由极地沿脊南下冷空气进入新疆,则形成新疆冬 季。春季,500hPa平均温度场上,新疆西部浅高压脊西退,新疆处于脊前槽后。 一支由伊朗经中亚北上的西南气流通过高压脊后进入新疆境内; 而另一支西北 气流从新地岛南下进入北疆地区,这两支气流在北疆会合,形成春季不稳定天 气。由新地岛爆发的冷空气和伊朗地区来的西南暖空气的相遇,它们所在的位 置和强弱,都给新疆气候带来不同的特色。夏季,槽脊位置发生很大变化,亚 洲东岸已没有大槽,新疆脊再次退至 50°E 以西,在新疆西部境内已有浅槽出现。 在 40-50°N 之间 90℃ 附近有一个浅脊出现, 原在 30°N 高压脊西退至伊朗高原, 在地中海地区,全年之内均为一槽区,夏季来临,该槽十分活跃,由于这个槽 的加强,则可形成里海长脊,而使影响系统不断地进入新疆,造成新疆夏季云

雨天气。南亚高压震荡,对乌鲁木齐河流域天气系统也带来不同影响。当强大的南亚高压控制高原时,这时新疆为高温少雨天气,呈干旱少云,高温晴朗天 气;在高原地区为低槽时,70°E以西,100°E以东为强大高压控制,这时新疆 为阴雨低温天气,常伴有大量降水;当南亚高压为平直状态,新疆则不会出现 强烈的天气。秋季,500hPa平均温压场上,温度、高度梯度加大。当中亚、西 伯利亚、新疆脊三脊连成一体时,并有欧洲槽和乌拉尔槽组合,则形成新疆全 疆秋高气爽天气(李江风等,2006)。

**气温和降水**:在天山同海拔高度上的年平均气温,具有从北向南、从西向 东逐渐降低的趋势。同时,也有从山地边缘向内陆降低的趋势。海拔 2000m 以 上地带气温逐渐量与海拔高度呈直线关系,海拔高度每升高 1000m,气温降低 7℃。天山地区最冷月普遍出现在1月份,山地的大部分地区平均气温低于-10℃, 高山带低于-15℃,内天山的山间盆地和冰川带,月平均气温低于-20℃。天山 山地的水汽主要来自三个方向:一是西风气流,携带大西洋水汽由西向东输入, 由此,天山西部降水明显多于东部。二是来自北冰洋的水汽。三是伊朗和阿富 汗爆发气旋的北上。降水量的分布随海拔高度的升高而增加。以天山北坡为例, 山前半荒漠草原带降水量为 200~300 mm,中山草原带是 300~450 mm,中山 森林带 450~600 mm,高山草甸草原 500~700 mm,现代冰川区及附近为 700~ 800 mm。按温度可将天山地区分成三个液、固态降水区。第一个降水区是山地 的山前地带,这里年平均降水量的 85% 以液态形式出现;第二个区是中山带, 液态和固态降水分别占 70~75%和 30~25%。第三个降水区是高山带,主要为 固态降水。

## 第二节 乌鲁木齐河源流域的自然环境特征

乌鲁木齐河流域位于北半球中纬度欧亚大陆腹地,青藏高原北侧,属于典型的大陆型气候。发源于天山喀拉乌成山北坡,天格尔II峰,流向北东北,出山口后,至乌拉泊折向正北,穿过乌鲁木齐市区,至米泉县梧桐窝之北蔡家湖处逐渐消失,总长214.3 km,出山口以上河长62.6 km。出山口后,河水被引入灌渠。流域面积4684 km<sup>2</sup>,其中山区(西白杨沟口以上)流域面积1070 km<sup>2</sup>,流域平均海拔3000 多米,英雄桥以上流域面积924 km<sup>2</sup>,平均海拔2083 m,跃

进桥以上流域面积 310 km,平均海拔 3483 m。流域内山势高、坡度陡、垂直地 带性明显,3600 m以上为高山寒冻带,冰川分布广泛,以下依次为亚高山带、 中山和低山丘陵带,代表性植物群落为雪岭云杉针叶林和草原植被。

乌鲁木齐河流域山区的地理特点使其具有独特的气候特征: 气温年变幅 小,降水年内分配极不均匀。每年 11 月至来年 3 月在海拔 1000-2400m 处形成 逆温层。大致在海拔 1900m 和 3500m 左右有两个较大降水带(张寅生, 1994)。 天山地区主要水汽来源有两个方面: 一是西风气流携带大西洋水汽由西而东输 入。二是来自北冰洋的水汽,由准格尔西部山地缺口进入天山。



图 2.1 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川地区所处的周边地理环境示意图 Fig. 2.1 The geographic environment of Glacier No.1 in Urumqi riverhead

乌鲁木齐河源区位于距海遥远的中国西北地区。东距太平洋约 3500 km, 西距大西洋为 6900 km,北距北冰洋为 3400 km,南至印度洋约 2500 km。构成 中国东部主要降水的太平洋的湿润气流向西北驱进时,受东部阶梯状山岭的阻 挡,到达新疆上空时,空气中的水分已丧失殆尽,难以产生降水。只有在有较 强东风气流时,才可以进入南疆塔里木盆地,驱进南疆降水天气;南亚印度洋 西南气流,水汽含量极为丰富,水汽高度可达 3.5 km,但为海拔高度超过 4.5 km 的青藏高原所阻,只有很少一部分可顺着横断山脉沿着青藏高原东侧,按气旋 式进入新疆南部,对南疆的降水有一定的贡献;新疆北部为阿尔泰山,海拔 3-4 km以上,北方气流经过西伯利亚和蒙古翻越阿尔泰山后,有下沉作用,不能形 成较大降水。产生新疆降水的主要水汽来源是大西洋的水汽。它由高空盛行的 西风气流携带,经北疆西部的河谷和山口等谷地进入新疆,构成了新疆降水的 主要水气来源(李江风, 1991)。

## 第三节 乌鲁木齐河源1号冰川基本特征

1号冰川(43°06′N,86°49′E)位于我国天山中部喀拉乌成山脉主脉北坡乌鲁木齐河(大西沟)河源上游,距乌鲁木齐市120 km。由东,西两支组成,面积1.79 km<sup>2</sup>。

1 号冰川是夏季补给型冰川,5~9 月是其主要的降水发生期,集中了全年 90%的降水。其它月份的降水量很少,仅占全年总降水量的12%左右(王德辉, 1985;杨大庆,1992;张寅生,1994)。不仅如此,5-9 月份也是全年降水频次 最高的时期(杨大庆等,1992)。降水的主要形式是湿雪、雹和霰。而此段时间 亦是冰川的强烈消融期,这种积累与消融同期的特点,形成1号冰川极具特色 的物理及化学演化特征。1号冰川地区的降水不仅具有季节性,而且具有明显 的海拔高度分带性(康兴成等,2000;王新齐等,1992;杨大庆等,1992)。随 着海拔高度的升高,降水量有明显的增大。其中最大降水带在1号冰川上(杨 大庆,1992)。还有另外一个较大降水带,分布在1800-2200米的树林地带。杨 大庆等(1988)对乌鲁木齐河源降水观测系统误差修正后计算的该地区降水梯 度为22毫米/100米。由此计算出的1号冰川东支海拔4050米处(粒雪盆)的 多年平均降水量约为645.8mm水当量(杨大庆等,1998)。1959-2003年间冰 川零平衡线波动在海拔4055m处。

1号冰川所处的周边地理环境很大程度上限制了该地区的人类活动。工业 生产主要集中于规模较大的城市中。而冰川周围百公里范围内规模较大的城市 非常有限。乌鲁木齐市位于1号冰川东北方向直线距离约105km处。顺乌鲁木 齐河谷而下约50km的后峡镇自1958年以来先后建有钢铁厂和水泥厂等。这些 近距离城镇的工业生产和居民生活所排放的大气污染物在适宜的条件下可被地

方性的环流系统和谷风携带到1号冰川。

1号冰川是乌鲁木齐河的源头,所处的东天山地区四周为广袤的沙漠和戈壁(图 2.1)。南面是位于塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠和柴达木盆地沙漠;东临新疆和甘肃的沙地,以及内蒙古戈壁高原;北面与位于准葛尔盆地的古尔班通古特沙漠呼应,西与巴基斯坦的木云库姆沙漠相临。(张寅生,1994)。

1 号冰川周围的岩体矿物基本上是由 40 余种轻重矿物、岩屑组成。在重组 分中,辉石类、闪石类、帘石类为数最多。辉石类中包括普通辉石、易变辉石、 透辉石、紫苏辉石、顽辉石、斜顽辉石、古铜辉石等,其中以普通辉石为主。 天山 1 号冰川中化学元素的来源有三个方面:一是当地风化的岩石,二是大气 降水,三是风吹而来。冰川周围的岩石,经长期的风化、淋溶、吹蚀,某些矿 物释放后,被风带到冰川表面;冰川运动时,对冰川底部的研磨、刨蚀,也会 使冰床底部的岩石中元素释放出来,从而影响冰川水体中粒子的组成和含量。

## 第三章 野外样品采集及实验分析

## 第一节 野外样品采集

本研究选定的乌鲁木齐河源 1 号冰川具备良好的区域代表性。该地区地处 中亚弱季风气候条件下的干旱—半干旱区高寒环境,降水受东南季风和西风带 的共同制约,气候环境的任何变化,都会由于水汽来源的变化而在雪冰记录中 得到明显的反映甚至放大。

所选的观测取样定位场位于1号冰川东支海拔4130m处的粒雪盆后壁,处 在冰川渗浸冻结带与渗浸带之间,坡向朝北(见图 3.1)。该位置属于日照时间 最短的区域,特别是冬季,完全无日照,而且风大寒冷,与高纬度极地的气候 条件相似(谢自楚,1975)。该处雪坑,年物质平衡为正,雪—粒雪层较厚,雪



图 3.1 天山乌源 1 号冰川雪坑观测场位置

Fig.3.1 Location of the study area

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℃以上外,其它季节全在0℃或0℃以下。成冰作用以暖型为主,成冰速度快,时

间短,成冰量大;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。根据大西沟气象资料并进行降水量和 温度的修订,得到该处多年平均降水量为 663.4mm,多年平均温度为-10.4℃ (焦克勤,2004;杨大庆,1988)。

观测雪坑取样频率为每周一次,取样严格按照相关规范进行。连续观测取样 工作已于 2002 年 9 月 14 日开始,频率为 1 周 1 次(夏季更加密集),全年度取 样。野外观测包括雪冰物理和化学两方面。样品采集包括大气气溶胶和用于同位 素、化学离子、痕量金属、碳黑等分析的雪冰样品。自 2003 年开始还增加了研 究区和天山南北坡降水、雪冰融水及河水样品的采集,用于水化学的空间变化, 人为活动对水质的影响等研究。

## 第二节 物理剖面观测内容及方法

冰川的物质来源是大气固态降水——雪。降落在冰川表面的雪,需经历一 系列演化后才转变成冰川冰。不同地区的冰川,因所处气候条件不同,雪转变 成冰的过程也有所不同。即使同一条冰川的不同部位,温度和降水的差异以及 地形的变化也会导致雪的变质过程出现显著差异。于是,研究雪转变成冰的过 程不仅是认识冰川基本物理特征的重要内容,而且可以揭示冰川区气候变化的 某些特征。雪转变成冰的过程主要是物理过程,但伴随着物质的迁移和转化, 某些化学和生物等过程也相应发生。因此,通过研究雪转变成冰的过程,可了 解大气环境纪录在雪层内的存储和演化过程,为合理解释冰芯环境气候纪录奠 定基础。

雪转成冰的过程的研究,其内容和方法非常广泛。就其内容而言,从宏观 上肉眼可见地层学特征到微观上晶体组构和雪、杂质的化学成分及其变化都属 于研究范围。从研究方法类别来看,既有传统的现场雪层剖面观测,又有物理 和化学实验分析。自冰川表面向下对冰川进行连续观察,就会看到雪的物理特 征随深度显示层状有序的变化,如同地质学上沉积岩地层学剖面一样。由于气 象条件具有季节变化和年周期循环的特点,因此雪层剖面也呈现与此相对应的 变化和循环。据此,我们可自上而下对雪层划分年层,进而获得每层雪沉积时 的气候环境状况、沉积后的变质过程等信息。即雪层地层学研究(Shumskiy P A,1964;任贾文,秦大河,2001)。

图 3.2 为典型的雪层剖面示意图。物理剖面的观测方法根据不同内容可以 分为定量测量和定性描述两种。其中,定量测量的内容包括:雪层剖面厚度、 雪层的密度、雪层温度及含水率等。定性描述的内容包括:雪的类型描述和各 种特征层位(如轻污化层、重污化层、冰片及深霜等)的辨别等。下面对观测 的内容作具体论述。



图 3.2 典型雪层剖面主要组成

Fig.3.2 The composition of stratigraphic profiles of the snow pits at observation site

### 1 雪层剖面厚度测量

雪层剖面厚度是最能直观的反应雪层的水、热状况,主要受气温和降

水量的影响。测量雪层厚度时,先挖开一个雪层剖面,下部挖至密度很大的附加冰或渗浸冻结冰,然后自上而下用常规卷尺进直接测量,图 3.3 为现场测量雪坑厚度情景。

本文所观测雪坑的厚度,一般夏季末期最薄(约 1.5m),春末夏初最 厚(约 3m),冬季由于降水比较稀少雪层厚度比较稳定。夏初时,由于大 气气温已超过 0℃,表层雪上部开始融化,导致雪层厚度减薄。夏季消融 强烈时,雪层上部消融十分明显。夏末秋初,上部产生的融水,可能影响 到整个雪层。上部产生的融水,一部分会产生径流向下流走,另一部分在 下渗的过程中碰到密度较厚的地方,遇冷冻结,形成附加冰。



图 3.3 雪层剖面厚度测量

Fig.3.3 The snowpack depth measurement at the PGPI site

#### 2 雪层密度测量

密度是雪层最基本、最易测量的物理特性。密度测量采用固定正方形容器 取样。取样时,容器插入雪层,这取决于是研究积雪积分特性还是层状特性。 根据雪样重量及相应体积确定密度,单位为g/cm<sup>3</sup>或kg/m<sup>3</sup>。积雪密度取决于雪 层年龄及在雪面以下的深度。高密度雪与变质作用及上覆雪层重量有关。

#### 3 雪层温度测量

挖雪坑的同时,在阴面坑壁上及时观测雪温,避免雪层温度状况因雪坑开 挖而改变。测量近表面雪层温度时,应将温度表感应部分遮住太阳光,以防太 阳辐射的影响。插入雪中的温度表达到平衡状态后再读数。在冰壳或硬雪测温 时,应利用冰镐为温度表钻个导孔(图 3.4)。



图 3.4 测量雪层温度情景

Fig.3.4 Snow temperature measurement at the PGPI site

#### 4 雪层含水率的测量

用含水率计(Di2electric Moisture Meter,奥地利 Innsbruck 大学制)测。它用水占雪样总重量的百分比表示。其计算公式如下:

$$W = \frac{100}{M_2} [ M_2 - \frac{1}{80} [ (T_1 - T_2) M_1 - T_2 M_2 ] ]$$

式中:W为自由水含量(%);T1为温水温度(℃);T2为雪样融化后整 个水体温度(℃);M1为温水质量(g);M2为雪样质量(g)。 其次,也可定性地划分积雪干湿程度。干:温度低于 0℃,干雪结构在挤 压时破坏,轻轻压在一起时,积雪颗粒并不相互粘连;微湿:雪温 0℃。甚至 用手持放大镜亦看不见雪中的自由水,但是轻轻挤压雪粒就粘结在一起,形成 雪球;湿:雪温 0℃。可以根据相邻雪粒之间自由水的弯月面判断水的存在。 但是,用中等力气捏时,压不出水;很湿:雪温 0℃。用中等力捏时可以产生 自由水。但雪中仍然含有相当数量的空气;雪粥:雪温 0℃。雪被水饱和,空 气含量较少。

#### 5 雪层中粒雪的描述

刚降下的雪,不论其晶体形态如何统称新雪,后者又按是否含有水分分为 干雪、潮雪和湿雪。受风力作用而发生机械磨损及粘合的雪称为风吹雪,经过 初步演化的雪可称幼雪,进一步演化,则称老雪,完全失去晶体形态,大体成 球状的就称粒雪。如雪层内出现较大温度梯度,则老雪又演变成粗大的具有棱 柱的晶体,称为深霜。如雪粒之间紧密粘合或膠结时,称为密雪。在雪层中经 辐射、风及融化作用而形成透镜状的夹层,可称辐射壳、风板及冰片。

粒雪 (firn) 一般是指经过一个夏季的融化仍基本保存下来没有封闭成冰的 圆粒状雪。但从结构冰学的角度,将所有基本失去骸晶形态、变圆、变粗的雪 称为粒雪,而不论其是否经过融化。为避免混淆,本书将后者称为粒状雪。按 粒径的大小可分:很细雪 : <0.5.mm;细雪: 0.5 – 1mm;中雪: 1-2mm;粗雪: 2-4mm;很粗雪: >4mm。当雪粒之间被紧密膠结时称为密雪。在雪的演变过 程中密度一般随着上覆压力的增大而不断增大。融化作用则使密度急剧增大, 统称雪的密实化 (densification)。不同的雪型,密度不同,据野外观察经验其 密度 (单位为g/cm<sup>3</sup>)如下:新干雪: 0.05—0.07g/cm<sup>3</sup>;潮雪和湿雪: 0.1-0.2g/cm<sup>3</sup>; 细雪: 0.2-0.3g/cm<sup>3</sup>;老雪: 0.3-0.4g/cm<sup>3</sup>;深霜: 0.2-0.4g/cm<sup>3</sup>;密雪: 0.4-0.83g/cm<sup>3</sup>; 冰川冰: 0.83-0.910 g/cm<sup>3</sup>。

#### 6 雪层中特征层位的描述

雪层中的特征层位包括冰片、污化层、深霜等。 冰片(ice layer)是由表层积雪融水垂直下渗到一定深度时受阻而沿水平方

向缓慢流动遇冷冻结而形成的,冰片能在一定程度上,反映雪层的水热状况, 例如,通过格陵兰冰盖和欧洲阿尔卑斯山冰川冰芯中的冰片研究,重建了这些 地区数十至数百年来的消融记录,发现了温度升高的直接证据。

在许多山岳冰川中,污化层(dust layer)是颇为显著的标志,利用污化层 进行年代确定是雪层乃至冰芯常用的定年方法之一。因此对污化层的形成及演 化规律的研究具有重要的实际意义。

深霜(depth hoar)是一种棱柱体、棱椎体或中空六角形杯状的晶体,平均 晶粒尺寸 2-5mm不等。但是,有些深霜晶体可能要大得多。深霜层孔隙很多, 密度很低(100-300kg/m<sup>3</sup>)。深霜由于升华作用而形成,并且只有在未冻结的雪 中才能发育,一般出秋季开始形成,春末夏初被融水改造消失。

#### 7 降雪成冰时间观测

对成冰时间的观测,通过竹板在雪坑中的位置变化来实现(图 3.5)。将竹板等距离(10cm)水平插至选定的雪坑(为了防止对雪坑S<sub>1</sub>造成污染,同时避免小环境造成的观测差异,使得剖面化学变化过程研究与竹板变化研究具有一致性,密实化观测在距离物理剖面 5 米处的另一雪坑S<sub>2</sub>中进行)中。定期对竹板到冰面的距离进行跟踪观测,从 2002 年 12 月至 2004 年 9 月,已有两年的竹



图 3.5 雪坑中插置竹板研究成冰时间

Fig.3.5 Bamboo stake in snowpack

板变化资料。将竹板按照插入雪坑的先后次序进行标号,依次为L1,L2,L3 ..., 并相间涂上红,蓝两色,以易于辨认。当有新雪覆盖或者竹板下移,在雪坑上 部继续以 10cm的起始间距插入竹板。随着雪层厚度的增加,竹板数量也不断增加,最多的时候达到 27 根。夏季消融强烈,部分竹板因出露表层,或与下方竹板发生重叠而被撤去。夏季雪层变化剧烈,观测为一周一次;冬季较稳定,观测间隔期是 2—3 周。除此而外,在 2004 年 9 月,我们在距离雪坑S<sub>2</sub>大约 4 米处选择了另一雪坑S<sub>3</sub>,用更为轻便且热传导性能较好的铝板代替竹板进行密实化观测,从而对利用竹板进行成本过程观测加以佐证,目前已有 1 年的资料累积,涵盖了 04 年 12 月到 05 年 12 月的铝板变化情况。为防止剖面因太阳照射而融化,观测结束后迅速将雪坑填平。

## 第三节 雪冰化学样品采集方法

化学样品采集过程是一个复杂的过程,一般来说,包括采集样品的选择、 采样前的预处理、采样方法,样品的储存及运输、实验分析等步骤(图 3.6)。





Fig.3.6 The process of the snow samples collection and chemical analysis

1化学样品采集内容

化学过程主要研究降雪化学组成、主要离子的来源、沉积之后的次生变化过程、大气气溶胶干沉降及变化过程等。因此,采集的化学样品包括:降水/降雪样品、大气气溶胶和用于同位素、化学离子、痕量金属、碳黑等分析的雪冰样品。 自 2003 年开始还增加了研究区和天山南北坡雪冰融水及河水样品的采集,用于水化学的空间变化,人为活动对水质的影响等研究。

取样频率为每周一次,取样严格按照相关规范进行。连续观测取样工作已于 2002年9月14日开始,频率为1周1次(夏季更加密集),全年度取样。野外观 测包括雪冰物理和化学两方面。

#### 2 样品的前处理

所有的样品瓶、取样工具、处理设备、工作服以及可能接触到样品的东西 均用去离子水清洗干净。清洗过程包括三步,首先冲洗三遍,之后在去离子水 中完全浸泡 1-6 个月,期间要经常更换去离子水,最后在使用前再清洗三遍。 洗完的器具要用离子色谱检查是否清洗干净。洗干净的器具凉干后用干净的塑 料袋密封,使用时再取出。实验用水均使用电阻率大于 18.0MQ.cm 的去离子水。

化学成分样品的采集包括冰芯、雪坑、大气降水样品以及河(湖)水样品 的采集。根据样品(雪、粒雪和冰)的密度,分别采用不同的采样技术和样品 制备方法以防止污染。在野外取样和处理样品过程中,操作者应穿上特制的工 作服,戴上面具和聚乙烯手套,以最小程度地减少污染。样品需在-20℃的冷 库中处理,在实验分析前使其保持冷冻状态。雪坑样品用特制的取样工具来采 集的。采样者应尽可能保证所挖雪坑干净。雪冰样品要直接由采样器中滑出。 采样有两种方式:(1)用干净的工具从雪坑壁上采集雪块,并将其置于洁净的聚 乙烯塑料袋中;(2)直接将洁净的样品容器垂直插入雪坑壁。冰芯样品要用经过 去除油脂和灰尘的锯子按一定的间隔进行分割,通常去除最外面的部分。

由于冰雪样品都是在偏远地区采集的,从野外带回到实验室需要一定的时间,这就涉及到在这个过程中如何保存和处理样品。推荐的保存方法均希望能做到:1尽可能的减少污染;2减缓生物作用;3减缓各种化学物质的水解及氧化还原作用;4减少组分的挥发。目前认为,冷藏使温度接近冰点或比冰点更低是运输过程中最好的保存技术。

#### 3样品的采集方法及过程
本研究中所使用的数据资料主要为表层雪样品和雪坑样品,因此,下面对 这两种样品的采集做重点介绍,其它样品的采集再此不作一一介绍了。

#### 3.1 表层雪样品的采集

表层雪样品取自雪坑顶部表层 5cm处(包括新雪和沉积后作用过的雪)。采 样时为了尽量减少人为污染,操作者应穿上特制的工作服,戴上面具和聚乙烯手 套,用洁净的样品瓶直接对雪坑壁顶部表层雪进行采集。样品瓶装入洁净的塑料 袋内运抵中国科学院寒区旱区环境与工程研究所后于-15°C低温保存,分析前取 出样品,带自然融化后分析。

## 3.2 雪坑样品的采集

为减少污染,采样时应迎风操作,附近有人为的活动(如观光、旅游等)时 不能取样。在取样和分析过程中,操作人员应穿上特制的工作服,戴上面具和一 次性塑料手套。所有的样品瓶、取样工具以及可能接触到样品的东西均用去离子 水清洗干净。为避免玷污,所有的采样工具均装入清洁的塑料袋中,用时再取出。 在降雨/雪和浓雾天气下,一般不采集样品。

# 4 样品储存及运输

由于冰雪样品都是在偏远地区采集的,从野外带回到实验室需要一定的时间,这就涉及到在这个过程中如何保存和处理样品。推荐的保存方法均希望能做到:

1) 尽可能的减少污染;

2) 减缓生物作用;

3)减缓各种化学物质的水解及氧化还原作用;

4) 减少组分的挥发。

目前认为,冷藏使温度接近冰点或比冰点更低是运输过程中最好的保存技术。

# 5 样品实验分析

## 5.1 实验室结构条件

雪冰实验要求在洁净度为 100 级的环境中进行,要保持如此高的洁净度,目前通常采用初、中、高效空气过滤器对进入实验室的空气进行逐级过滤。实验室

的设备,如试验台、门窗、座椅、管道等最好采用聚乙烯制品。一些必要的金属 制品可采用贴膜的方法避免金属外露。天花板、地面、墙壁采用防静电塑料板装 修。另外,为了避免试验人员自身的影响,在进入实验室之前一般必须经过严格 的防污处理,并穿戴好洁净服装及手套。

化学净化间的空气洁净指标为 1000 级(空气中直径>0.5μm的尘埃个数不超 过 35000 个/m<sup>3</sup>,表 4.1)。室内的管道、水池和桌椅等均同样采用PVC塑料制作, 墙壁和天花板采用PVC板和平板玻璃装修。外界空气经过预过滤,通过镶嵌在房 间顶部的 1000 级空气层流罩进入化学净化间。

化学净化间内设若干 100 级的工作区。一套 100 级全塑直流超净工作台,用 于洗涤试剂瓶、样品瓶等实验用具;一套 100 级全塑平流超净工作台,用于样品 的移取、酸化等工作;两套 100 级全塑直流超净试剂纯化柜,用于制备超纯的硝 酸和盐酸等化学试剂。

表 4.1 洁净房间空气粒径>0.5µm 的尘埃平均含量

			仪器间			
	室内	100 级	100 级	室内	100 级	100 级
	(100级)	工作台	试剂柜	(2000 级)	工作台	层流罩
标准含量(个/m <sup>3</sup> )	35000	3500	3500	70000	3500	3500
实际含量(个/m <sup>3</sup> )	6000	≤1000	2500	18000	1000	1000

Table4.1The average concentration of dust particle size> 0.5µm in the clean room air.

#### 5.2 实验试剂和器具的洁净处理

由于雪冰中化学元素的含量很低,因此在实验过程中使用超纯试剂及超纯 水以防止人为污染的影响是十分必要的。超纯试剂主要包括超纯硝酸、超纯盐 酸。超纯水是通过 Milli-Q Element 超纯水制备系统获得,其痕量金属元素的含 量很低,可以满足实验要求。超纯硝酸为 Merck 公司生产的两种硝酸,一种是 Merck "Ultrapur"浓硝酸(60%)用于实验器皿的第二次、第三次酸洗,标准溶 液的配制和样品的酸化。第二种是 Merck "Suprapur"浓硝酸(65%)用于塑料器 皿的第一次酸洗。两种浓硝酸在痕量金属元素的含量方面差异较大(表 4.2)。

野外采集样品的工具和室内分析器皿均采用特氟隆制作,样品瓶为高密度

聚乙烯 (HDPE) 广口瓶。对所使用的塑料器具通过三次酸洗进行洁净处理。首 先用蒸馏水洗去器皿表面可能存在的大颗粒污染物,晾干后再用氯仿冲洗,去 除器皿表面可能存在的有机污染物。经过粗洗的器具用超纯水(Mili—Q Element 系统制备)冲洗干净后,直接浸入 25%的硝酸溶液中(65% Merck "Suprapur" HNO3 的稀释液) 在恒温水浴器中(水温 50℃)进行第一次酸洗。两周后取出 用超纯水冲洗干净,再浸入 0.1%的硝酸溶液中(60% Merck "Suprapur" HNO3 的稀释液),室温条件下进行第二次酸洗。两周后取出超纯水冲洗干净,再用 0.1%的硝酸溶液(60% Merck "Suprapur" HNO3 的稀释液)浸泡,进行第三次 酸洗。两周后取出用超纯水冲洗干净,晾干后用双层塑料袋(LDPE)密封保存, 直到使用时打开。除第一次酸洗是在非净化房间的通风橱内密封完成外,其他 操作均在化学间 100 级超净工作台内完成。取样结束和样品分析完毕,工具及 样品瓶依然要经过三次酸洗过程,但总的洗涤时间可以控制在 24 小时之内。

#### 5.3 样品瓶的空白检验

为检测酸洗洁净处理的效果,我们选择其中 30ml 的样品瓶进行空白测定。 实验步骤与处理其他样品相同,每个样品瓶注入 20ml 超纯水,按 1:200 加入 60%的 Merck Ultrapur HNO3 进行酸化,冷冻直至分析。采用与雪样相同的处理 方法获得样品同步的室内测试过程空白分别是(ng/g): Pb,0.02; Cd,0.01; Zn,0.06; Al,0.04; Fe,0.14。

#### 5.4 样品测试过程

5.4.1 常规化学离子分析测试过程

本文以 Dionex-320 离子色谱仪为例介绍可溶性成分的分析方法。

1) 仪器和试剂

Dionex-320 离子色谱仪,配有电导检测器和PeakNet5.11 色谱工作站。超声波 清洗器,用于样品溶解、流动相脱气和玻璃器皿清洗。各种标准溶液均购自国家 标准物质研究中心。分别配制成阴、阳离子混合标准储备液。分析时实行五点校 正,即稀释成五个标准溶液,使被测离子的浓度范围在其线性范围之内。标准储 备液一周换一次,五个标准使用液则是现配现用。NaOH淋洗液首先由经超声真 空脱气的去离子水配制成 50%NaOH储备液,使用时再用吸液管从储备液中取其 中间部分来作稀释,由此可减小空气中CO<sub>2</sub>的影响。所有的标准溶液和储备液均 置于4℃恒温保存。

2) 色谱条件

阳离子: Dionex IonPac CS12A(4×250mm)分离柱, CG12A(4×50mm)保护柱; CAES 阳离子抑制器,抑制电流 65mA;15mmol/L MSA 淋洗液,流速为 1.0ml/min; 淋洗瓶内压力用氮气维持在 3psi; 进样量为 200μL; 电导检测; 以峰面积定量; 室温条件下操作。

阴离子: AS11-HC (4×250mm)分离柱, AG11-HC(4×50mm)保护柱; ASRS-4mm 抑制器,抑制电流 52mA; 15mmol/L NaOH 淋洗液,流速为 1.40ml/min; 柱温为 30℃时操作。

3) 分析过程

待仪器平衡后,首先注入去离子水,以检查背景或程序上的空白值。正常情况下去离子水不会产生任何峰。每次进样前,均要打入 2ml 去离子水进行管路的冲洗,以确保前一次注入的样品不会滞留在管路中。

5.4.2 同位素样品实验分析

同位素的分析有中子活化分析法、电感耦合等离子体-质谱法等。稳定同位 素比质谱仪可进行多种测试分析,例如气体样品中的C、N、H、O、S稳定同位 素比率等。本文以MAT-252 气体稳定同位素比质谱仪测定水样中的δ<sup>18</sup>O为例, 介绍实验室内标定标准水的方法,以及标准水的长期维护和测量水中 δ<sup>18</sup>O应注 意的事项。

**实验室内测量δ<sup>18</sup>O的标准水的标定:**用MAT-252 气体质谱仪测量水中氧同 位素,其产生的误差有两类,一类是系统误差,另一类是偶然误差。系统误差 主要是由仪器的测量精度决定的,就MAT-252 气体质谱仪本身来说,其测量 的精度是很高的。因此主要考虑其偶然误差。MAT-252 气体质谱仪产生偶然 误差的原因主要包括以下方面:水样瓶的密封性,H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>平衡时间的长短, 冷阱内的温度控制和升华的水汽的压力,质谱仪内部真空度高低的变化等。降 低偶然误差的重要一步是使用标准水来控制质谱仪的测量结果。由于习惯上测 量的水中稳定同位素含量的最终结果只是一个相对比率,而且测量稳定同位素 的质谱仪的类型也各不相同,因此,测量所用的标准水的准确性对测量结果的 影响是不容忽视的。目前所报道的氢和氧稳定同位素的测量结果都是以Vienna 实验室的SMOW作为参考来进行比较的。但是在实际操作过程中还不能都用 VSMOW作为标准水来进行水中稳定同位素的测量。因此每个实验室必须建立 自己的标准水系统。而实验室标准水必须直接或间接地从属于VSMOW系统。 从而使测量的水中稳定同位素的结果,不管是用何种质谱仪测量的,也不管是 何时何地测量的,都可以拿来进行比较。

**MAT-252 测量结果的稳定性测试。**实验室标定标准水时要求质谱仪工作 状态良好,测量的结果十分稳定。如果质谱仪本身不太稳定,测量结果的波动 范围超过了测量的精度要求,就无法进行下一步的工作。质谱仪的稳定性可以 用以下的方法来测定。首先将同一水样放在 24 个试验瓶中,在用真空法抽去试 验瓶中的空气及水中杂质后,向试验瓶内充入高纯CO<sub>2</sub>气体。此后,样品需在 一定温度的水浴中均衡振荡三小时,以使样品水和高纯CO<sub>2</sub>气体达到充分平衡。 由于是在相同的条件下进行平行的测量,测得的δ<sup>18</sup>O的结果应该大致一致。判 断是否一致的标准取决于所要求的目标精度。我们测量的水中δ<sup>18</sup>O的要求精度 小于 0.01‰,在测量MAT-252 气体质谱仪的稳定性时,要求测得的 24 个水 样的δ<sup>18</sup>O测量结果的偏差小于 0.05‰。然后再进入下一步。

测量结果的记忆力效应因子的测定。由于 MAT-252 质谱仪在工作中是连 续测定的,一个样品的测量多少会受到上一个样品测量结果的影响。这种影响 称为记忆力效应。记忆力效应的大小是和相邻两个样品的稳定同位素比率的差 值成正比的。差值越大,记忆力效应的作用也越明显,而当相邻两个样品的稳 定同位素比率相同时,记忆力效应为零。计算记忆力效应的表达式可以表示如 下:

# $K = (\delta_{\text{g}} - \delta_{\text{M}})/\delta_{\text{g}}$

其中K为记忆力效应因子,δ<sub>%</sub>为两个连续测量水样中δ<sup>18</sup>O的实际差值,δ<sub>%</sub>为测得的两个连续测量水样中δ<sup>18</sup>O的差值。实际操作中,要经过数次测量才能确定记忆力效应因子。记忆力效应因子的值一般都很小,我们测得的记忆力效应因子K的值为 0.005。

校正系数 PE2 的测定。由于受各种偶然误差的影响,即使是同一个水样, 在不同次测量过程中其最后输出的结果也不一定完全相同。因此计算机最后的 输出结果必须经过校正后才是样品的最后结果。

PE2 的测定要用δ<sup>18</sup>O为已知的标准水。首先在同一批水样中测量两种已知标 准水的氧同位素比率,对最后输出结果进行记忆力效应校正,然后比较两种样 品的实际δ<sup>18</sup>O和测得的δ<sup>18</sup>O值。校正系数PE2 为两种水样中δ<sup>18</sup>O的实测值之差和 测量值之差的比,可以用以下的公式计算出:

 $PE2=(\delta_1-\delta_2)_{\text{s}}/~(\delta_1-\delta_2)_{\text{s}}$ 

实际上, PE2 也要经过数次测量后取其平均值,而且在测定时往往用两种 以上标准水样,然后计算δ<sup>18</sup>O的实测值和测量值之间对比的斜率。而PE2 的值 随时间会发生变化,因此在经过一段时间后必须重测,才能保证测得的水样中 δ<sup>18</sup>O一直保持准确可靠。

# 第四章 雪层剖面物理特征及演化

# 第一节 近期雪层剖面物理特征研究

1 简介

根据 IPCC 报告和世界冰川监测服务处(WGMS)报告,较小的山岳冰川 对气候变化的响应极其敏感。近年来,随着全球气候的变化,我国西部自上个 世纪 80 年代中期以来出现了强烈的气候由暖干向暖湿转型的信号。就1号冰川 所处的乌鲁木齐河河源区而言,90 年代中期以来气候变化最为明显,气温升高 给1号冰川带来了有观测记录以来最深刻的变化,这些变化不仅反映在冰川面 积、厚度及末端上,也反映在冰川表面雪层特征及成冰带的变化上。如上世纪 60 年代发现的冷渗浸带消失,各成冰带谱的上限出现上移,雪层结构趋于简单, 各层之间的界限变得模糊,东支顶部出现小冰面湖等现象。在这种情况下,有 必要对1号冰川的雪冰演化过程进行深入的研究。

冰川表面雪层演化成冰过程决定了冰川本身的许多特性,是冰川学重要的基础研究内容之一。然而,这一过程时间周期较长(3-5年),需要长期的野外观测,因此前人的研究多侧重于不同时段雪层特征方面,对演化过程的研究有限。 2002年7月起天山冰川观测试验站开展了冰雪物理、化学现代过程方面的研究, 简称为 PGPI(the Program for Glacier Processes Investigation),为搞清1号冰川 积累区雪层演化成冰过程创造了良好的机会。截止 2004年11月,PGPI项目共 取得111个连续的雪坑剖面资料。本文系雪层剖面各组成要素的演变过程及季 节变化特征的研究论述。

冰川表面雪层演化成冰过程因成冰作用类型不同而不同。成冰作用的类型 主要有两种:即以极地为代表的冷型成冰作用和以大多数山地冰川为代表的暖 型成冰作用。冷型成冰过程是指无融水参与、以重结晶方式成冰的过程。秦大 河等曾对南极地区雪层密实化过程进行了研究,并将其划分为暖型、冷型及交 替型三种类型。暖型成冰过程指有融水参与、以渗浸冻结等方式成冰的过程。 我国大多数冰川的成冰作用以暖型为主。前人对此作了大量工作,主要集中在 阿尔泰山、西昆仑山、喜马拉雅山、天山等地的冰川上。其中,对1号冰川成 冰作用的研究较为具体。上世纪 60 年代初谢自楚、黄茂桓首先对1号冰川雪层

演变特征及成冰作用进行了研究,80年代王晓军、张金华、刘潮海也针对1号 冰川积累区雪层剖面的一些特征进行了分析总结。这些研究在雪层剖面特征、 成冰年限、成冰带划分等方面取得了大量成果。遗憾的是,由于观测时间有限 (最长的为1年),而且资料不连续,缺乏冬季观测资料,因而对雪层演化成冰 这一重要的过程未能进行系统的分析论述。

#### 2 研究概述

#### 2.1 雪坑位置

研究雪层剖面变化特征及演变过程的基础是在野外开展对雪层内各组成 要素演变过程的长期、连续的观测。同时根据需要,对雪层温度、密度及物质 平衡等各种参数进行测定。

PGPI确定的定点观测雪坑位于1号冰川东支海拔4130m处的粒雪盆后壁。 处在冰川渗浸冻结带内,坡向朝北,该位置属于日照时间最短的区域。特别是 冬季,完全无直接的日照,而且风大寒冷,与高纬度极地的气候条件相似。该 处雪层剖面,年内与年际变化较小,内部的组成要素完整,是良好的过程研究 位置。根据大西沟气象资料并进行降水量和温度的修订,得到该处多年平均降 水量为663.4mm,多年平均温度为-10.4℃。

#### 2.2 观测与记录

对参照面的选取亦进行了分析。在测量冰片的变化时,选取雪坑底部的冰 面作为参照面,因为相对于雪面而言,冰面的变化较小。同样,在研究污化层 的变化时,我们仍以该冰面作为参照面,对污化层进行编号,从冰面开始依次 为W<sub>1</sub>、W<sub>2</sub>、W<sub>3</sub>...。在确定成冰量时,则选择了粗粒雪中最下部的污化面作为 参照面,通过观测污化层与冰面之间粒雪的厚度变化来研究成冰量。在主观测 雪坑附近,挖取了另一个雪坑,插置竹板,通过观察竹板的位置变化来揭示成 冰过程的演变规律。

#### 2.3 资料序列

对雪坑剖面进行观测的时间间隔为一周,全年度观测。自2002年7月—2004年11月共获取了28个月共111个雪坑剖面的观测记录资料。

# 3 观测结果与讨论

观测结果表明,雪层剖面的季节变化十分明显。为探讨雪层在不同时间段 的演变规律,我们根据如下指标将其分为四个时期,表 4.1。

# 表 4.1 雪层演化过程中不同特征时段的划分指标

	冬季稳定期	春季波动期	夏季剧变期	秋季波动期
	(WI)	(SP)	(SU)	(AU)
	11月中旬-3	4月初—5月	6月初—9月	10月初—11
	月底	底	底	月中旬
温度特征	<-10℃	-10°C~0°C	>0℃	-10°C~0°C
雪层剖面变化	稳定	波动	剧烈	波动
程度				
融水渗浸程度	融水极少,只	上部产生融水	雪层中融水较	上部产生融水
	能在雪层中形		多	
	成薄冰片			

Table 4.1 The Index for different stages in snow to ice transformation process

以下我们对这四个时期的粒雪组成、冰片、污化层及雪层厚度等要素分别 进行讨论,探索其变化规律。

#### 3.1 雪层厚度变化

图 4.1 给出了观测雪坑 2002 年 9 月—2004 年 11 月的厚度与相应时段大西 沟气象站的气温、降水变化情况。从中看出,从冬季稳定期到秋季波动期的一 个完整演变过程中,雪层厚度是一个由稳定到逐渐升高,然后剧烈消融减薄,最 后又开始回升的过程。

冬季稳定期的主要特征是雪层厚度相对稳定。原因是这段时间内降水量很少,温度较低,蒸发作用也很弱。然而年际间的厚度变化可能是很大的。 2002-2003 年度的雪层厚度平均为 100cm, 2003—2004 年度为 195cm,相差较大,其原因主要有 2 点: 1)雪层厚度基数值不同。2002 年是一个罕见的高温年,雪层大量消融,9 月初时雪坑厚度仅为 40cm 左右,2003 年气温正常,9 月初的雪层厚度在 180cm 左右。2)降水量不同。2003—2004 年度该时期降水 量比 2002—2003 年度要大一些,前者为 15.3mm,后者为 10.3mm。此外,在 观测取样时为消除上次挖雪坑造成的局部小环境影响,会将雪坑壁挖进 20—30cm,这样也会对雪层厚度测量造成一定误差。

进入春季波动期后雪层厚度开始出现明显波动,但总的趋势是不断增加, 到春末夏初,雪层厚度达到最大。原因主要有2点:1)此期间降水比冬季稳定 期明显增加,同时温度出现波动,而且是在0℃上下波动,造成消融程度不同。 2)风吹雪造成的物质再分配对雪层厚度的影响。

到了夏季剧变期,降水开始增大,此期间集中了全年降水量的近70%,是 冰川得到补给最多的时期。但同期温度很高,消融量超过积累量,融水下渗有 时可以穿过几个年层,甚至达到冰川冰表面。这种作用最直接的结果是雪层厚 度减薄。从图中看出,6 月初的雪层厚度最大(2003 年为 210cm, 2004 年为 260cm),之后雪层开始剧烈消融,到 2003 年 7 月初达到最薄(120cm),之后开 始上升。2004 年的最小值出现在 8 月 5 号(130cm)。

秋季波动期,降水量明显减小,气温相对于夏季剧变期已明显下降,同时 也存在着波动,这也是秋季雪层厚度波动的主要原因。

从上面的分析看出,雪层厚度的变化总体上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。夏季剧变期,随着气温的持续升高, 尽管处于大降水量背景下也难阻挡雪层的强烈消融。这一现象说明,夏季剧变 期时,气温是影响雪层厚度变化的主要因子。一年之中,雪层最大厚度一般出 现在5月底6月初,最小厚度一般出现在7、8月份。



Fig.4.1 The variation of snowpit profile depth, temperature and precipitation at Daxigou Meteorological station from September 2002 to November 2004.

#### 3.2 粒雪的演化过程

#### 3.2.1 粒雪化过程

完整的雪层剖面是由新雪、细粒雪、中粒雪、粗粒雪、污化层、冰片及冰 透镜体等要素组成,其中粒雪是最主要的要素。

新雪降落在雪层表面,其形态不断的变化。首先表现在雪花六角表面上的 微细构造(小沟、凹槽)消失,接着尖头部枝状缩短,孔隙减小,密度增大, 随着时间的推移,逐渐演变成细粒雪.在融水和上部雪层的压力下,粒径进一步 增大,密度增加,逐步向中粒雪和粗粒雪转化。最后,全部积雪层演变成粒径 不同但层次分明的粒雪层剖面。粒雪化过程分为冷型和暖型两种作用。前者是 在较低负温条件下进行的变质作用,后者是在温度接近或等于零度并有融水参 与条件下进行的变质作用。已有的研究表明,1 号冰川的粒雪化过程夏季以暖 型变质作用为主,冬季以冷型变质作用为主。

在粒雪化过程研究中,我们利用竹板的层位跟踪功能,得到了图 4.2 所示的粒雪演变过程图。该图显示了粒雪密实化过程,黑色加粗直线在剖面中的位置表示竹板所代表的雪层层位。以L<sub>1</sub>为例,竹板L<sub>1</sub>在 03 年 9 月 13 日位于上部的细粒雪层,03 年 10 月 31 日位于中粒雪层,到 04 年 1 月 31 日即位于粗粒雪层,说明竹板L<sub>1</sub>所在雪层到此已经完成了细粒雪到粗粒雪的演变,之后竹板L1 处的粗粒雪继续向粒雪冰演化,04 年 4 月 24 日、7 月 28 日竹板L<sub>1</sub>分别到达距冰面 135cm、75cm处。

#### 表 4.2 冬季雪层温度变化情况 (℃)

		2003-0	2003-02-13	2003-02-20	2003-02-27	2003-03-06
		2-06				
0cm	最高	-13.0	-12.5	-15.0	-10.4	-12.4
	最低	-29.5	-28.5	-25.5	-13.8	-31.3
40cm	最高	-12.5	-11.0	-14.0	-14.1	-12.0
	最低	-17.0	-16.5	-22.3	-15.4	-15.4

Table 4.2 Snow temperature variation in 2003 winter (°C)

从季节上说,夏季剧变期有融水参与,粒雪化过程以暖型为主,粒雪转化 时间短,各层位下降的速率较快,尤其是雪层的上部。 冬季稳定期温度较低,以2003年2月6号—3月6号这段时间为例(表4.2), 在雪层 0cm 及 40cm 处气温,最高温均低于−10℃,因此粒雪化过程以冷型为 主,粒雪转化过程慢,各层位下降速率慢。

春秋季波动期冷型变质作用与暖型变质作用相互交替,粒雪转化时间及各 层位下降速率介于二者之间。粒雪化类型的不同,造成粒雪转化时间具有明显 的季节差异。研究发现(尤晓妮等,2005):夏季剧变期时新雪转化为细粒雪的 时间大约为1周,细粒雪到粗粒雪的时间为2个月,冬季稳定期时从新雪到细 粒雪的转化时间大致为2个月,从细粒雪到粗粒雪大致为3~4个月。



□ 新雪 ■ 风板 ∞ 中 粒雪 ■ 知 粒雪 ∞ 和 粒雪 ∞ 7 化 层 图 4.2 观测点雪坑剖面演变过程

Fig.4.2 Evolution of stratigraphic profiles of the snow pits at observation site

3.2.2 粒雪组成的变化

过程研究中,我们十分感兴趣的是在粒雪化过程中,当雪层厚度发生变化时,粒雪组成是怎样变化的。下面我们定量讨论这一问题。图 4.3 给出了不同季节雪层各要素比例。从中看出,夏季剧变期粗粒雪所占的比例最大(70%),秋季波动期和冬季稳定期次之(65%,60%),春季波动期最小(55%)。新雪的

情况则与粗粒雪相反,即春季波动期最大(9%),夏季最少(3%)。其它要素(冰透镜体、冰片、深霜等)在夏季剧变期所占的比例最高(15%),秋春季波动期次之(12%,7%),冬季最小(3%)。其中,从春季波动期到夏季剧变期间,由于温度快速升高,雪层强烈消融,所以各要素发生的变化最大。表 4.3 给出了2003和2004年雪层厚度从最厚减到最薄这一过程中各要素的变化情况。从中看出,这两年雪层减薄幅度分别为90cm和132cm,其中新雪、细粒雪和中粒雪减少的程度最大(2003年共减少了75cm,2004年为83cm),而粗粒雪变化的程度相对较小(2003年为15cm,2004年为33cm),这一现象也表明,夏季消融主要发生在雪层上部的新雪、细粒雪中,而粗粒雪消融的比例较小。



图 4.3 不同时期雪层中各要素的比例

Fig.4.3 The proportion of component at snow profile in different seasons

表 4 3	雪坊剖面厚度与雪坊内各组成成分厚度的关系	(cm)
7X 4.J	<b>当</b> 切前 面 序 反 <b>可</b> 当	(CIII)

时间	雪层厚度	新雪	细粒雪	中粒雪	粗粒雪	其它要素
2003-05-16	210	20	40	40	105	5
2003-06-26	120	0	5	20	90	5
2004-06-04	262	0	45	40	160	17
2004-08-05	130	2	0	0	127	1

Table 4.3 The composition of snowpit with time (cm)

#### 3.3 冰片变化

冰片是由表层积雪融水垂直下渗到一定深度时受阻而沿水平方向缓慢流动 遇冷冻结而形成的。在温度正常的年份,雪层中保存有不同时期形成的冰片。 2002年是一个罕见的高温年,雪层消融十分强烈,因此上部的冰片几乎全部被 消融掉。图 4.4显示出 2003年9月13日—2004年10月底这段时间内冰片的变 化情况。从中看出,从冬季稳定期到秋季波动期的演变过程中,冰片的数量先 增加又急剧减少,其形成和分布具有明显规律性。



图 4.4 2003—2004 年观测雪坑内的冰片变化情况 (0cm 处为粒雪冰面) Fig. 4.4 The variation of ice layer at observation site from September 2003 to October 2004

冬季稳定期的冰片相对稳定,主要集中在雪层下部的粗粒雪中。春季波动 期最显著特点是雪层上部出现了许多冰片,下部冰片的变化比较稳定。上部冰 片的出现是由这段时间的气温特点决定的,从图 4.5 中看出, 2004 年春季气温的 日较差大,且温度变化的范围在零摄氏度上下,这样便造成雪层表面白天有部 分融化,夜晚这些融水被冻结成冰,由此形成冰片。下部冰片较稳定的原因主 要有 2 点: 1)春季雪层表面的温度不是很高,融水的影响程度仅限于表层,很 难影响到下部的冰片。2)上部新形成的冰片, 密度较高、硬度较大, 在雪层中 相当于一个特殊的"隔板",在一定程度上阻碍了上部热量、水分及其它物质向 下部传输,保护了下部的冰片。进入6、7月份,温度开始升高,形成于春季的 冰片随着雪层的消融,部分被消融掉,余下的则向下迁移。与此同时,由于融 水下渗程度的增加,不断遇冷冻结,所以在雪层上部形成了更多的渗浸冰片。 进入8、9月份后,持续的高温造成雪层剧烈消融,存在于上部的冰片几乎全部 被消融掉,下部冰片的位置也明显下移。夏季剧变期末保存下来的冰片到秋季 波动期能否存在,主要取决于期间的温度状况,2004年这些冰片保存较好,2003 年则被大量消融。所以每年保存下来的冰片数量是不确定的。因此,在此若利 用冰片对雪层及冰芯进行定年,缺乏科学性。

#### 3.4 污化层变化

3.4.1 污化层的形成

在许多山岳冰川中,污化层是颇为显著的标志,利用污化层进行年代确定是雪 层乃至冰芯常用的定年方法之一。因此对污化层的形成及演化规律的研究具有 重要的实际意义。前人按污化层形成季节将其分为冬春季污化和夏季污化。冬 春季污化是由于冬季降雪很少,冰雪面长期暴露于空气中,在风力作用下,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,尤其是春季的沙尘天 气将亚洲中部干旱-半干旱粉尘输送到冰川上来。夏季污化是融水搬运污化物聚 集于下



图 4.5 2004 年春季温度变化情况

Fig .4.5 Variation of temperature in spring 2004

部某一层位形成的,特别是在各特征层的交界面,例如细粒雪和粗粒雪之间。 研究发现,冬春季污化层由于污化程度很弱,有时并不能用肉眼观测到,如果 有也会在春末甚至夏初的时候在雪层中有显现。2003年该污化层被观测到的时 间为4月初,2004年为6月初,明显受到融水的加强。夏季污化层的形成时间 一般为7、8月份,污化程度重,颜色深。

3.4.2 污化层变化的影响因素

图 4.6 给出了 2002 年 9 月—2004 年 11 月的污化层变化情况。从中看出, 污化层具有明显的季节变化特征。冬季稳定期污化层在位置和强度上相对稳定, 春季波动期,随着气温的波动污化层也相应出现波动,夏季剧变期是一年中污 化层变化最剧烈的时期,所有污化层急剧下移,既有新污化层形成,也有老污 化层消失。秋季波动期污化层继续下移后又趋于稳定。影响污化层变化的因素 很复杂,涉及到气温、降水、大气环流、冰川运动、太阳辐射及雪层自身压力 等,在不同时段内各影响因素所起的作用不同。冬季稳定期,整个雪层相对稳 定,影响污化层变化的因素主要是雪层自身的压力及冰川的运动。春季波动期, 影响污化层的因素主要有2点,1)大气环流的强弱。它决定着污化层的物质来 源。2)气温的高低。夏季剧变期时,气温是影响污化层变化的最主要因素。高 温产生的大量融水,不仅造成了污化层的剧烈下移,同时也增加了下部污化层 的强度。在气温极高的年份,甚至会造成多条污化层的叠加,2002年该现象最 为显著。秋季波动期,气温仍是影响污化层变化的主要因素。

3.4.3 污化层的演变过程

2002 年是一个罕见的高温年,雪层大幅度消融,最薄时仅为 30-40cm。 雪层处于积累的最初阶段,这为我们研究污化层的演变提供了很好的机会。

如图 4.6 所示,2002 年 9 月中旬时,雪层中只有一个污化层W<sub>1</sub>,该污化层 是雪层强烈消融的产物,可能是 2002 年或 2001 年的多个污化层经消融后叠加 形成的。9 月份后,雪层仍有部分消融,物质经融水搬运后在 10 月底形成一个 新的污化层W<sub>2</sub>,进入冬季稳定期后,整个雪层处于稳定的负温状态下,W<sub>1</sub>与 W<sub>2</sub>稳定。2003 年 4 月时,冬春季污化W<sub>3</sub>在雪层中已明显的表现出来。6 月份后 雪层开始大量消融,新形成的污化层W<sub>3</sub>与下部污化层W<sub>2</sub>叠加在一起,并呈逐渐 下移,8 月中旬 2003 年的夏季污化层W<sub>4</sub>也已形成。9 月中旬后,雪层中的污化 层稳定在 3 条,即W<sub>1</sub>、W<sub>2,3</sub>、W<sub>4</sub>。此时观测雪坑的位置稍作调整,返回到 02 年 9 月 14 日时的最初位置,因此这三个污化层在雪层中的位置也相应的发生了 变化。自 2003 年 10 月到 2004 年 4 月这段时间,这三个污化层十分稳定。04 年冬春季污化因污化程度较弱,4、5 月份时在雪层中未被观测到,到6 月中旬 该污化层W<sub>5</sub>才在雪层中显现,显然经过了夏季剧变期融水作用的改造,之后 W<sub>5</sub>与其它污化层一样在融水的作用下急剧下移,8 月初夏季污化层W<sub>6</sub>形成,此 后雪层急剧消融,8 月底污化层W<sub>5</sub>叠加到W<sub>6</sub>之上。10 月中旬后,雪层中的污化 稳定在四个,即W<sub>1</sub>、W<sub>2,3</sub>、W<sub>4</sub>、W<sub>5,6</sub>。

3.4.4 污化层定年的基础

理想状态下,每年冬春季和夏季会有新污化层形成。经过夏季的强烈消融 后,冬春季污化层一般会与下部的污化层相叠加,所以每年最终保存下来的污 化层只有一个,即一个污化层代表一个年层。这种情况下,可以利用污化层对 雪层乃至冰芯进行定年。

从现有的污化层资料看出,02 年雪层强烈消融,污化层正常的演变规律明显被打乱,夏末时雪层中只存在一个冰面污化W1。03、04 年污化层遵循正常的演变规律,这两年最终保存下来的污化层分别为W4与W5,6。结合 02—04 年的污化层资料,可以对当前的雪层年限进行确定。在 2004 年 11 月初时,雪层中共有四个污化层(W1、W2,3、W4、W5,6),根据W1的形成时间为 2002 年或2001 年,由此可以确定出雪层年限为 3~4 年。另外,通过竹板的方法(尤晓妮,2004),得到同期的雪层年限为 41~47 个月(3 年半~4 年),这与利用污化层定年的结果基本吻合,由此可以确定1 号冰川积累区当前的雪层年限为 3~4 年。





Fig.4.6 Evolution of dust layer from September 2002 to November 2004

从上面的分析中看出,污化层的形成和演变受多种因素的影响,其中气温 的影响最大,因夏季(6-8月)是一年中雪层消融最强烈的时期,故夏季平均气 温在一定程度上能反映雪层消融的程度。从大西沟气象站 1959年以来的气温资 料看,2002年的夏季平均气温(5.8℃)为近 45年来的最高值,2003 与 2004 年的夏季平均气温(分别为 4.4℃, 5.0℃)属于正常波动范围。所以在气温极高的年份(如 2002 年),污化层的数量和分布会受到强烈的干扰。

因此利用污化层对雪层及冰芯定年的方法具有一定的误差。若能解决气温 —污化层变化模式,将会使该方法更具有科学性,这一模式的解决有待于进一 步的观测研究。

# 4 对成冰量问题的讨论

夏季剧变期是1号冰川成冰的主要时期。成冰量的大小主要取决于两个因素:一是融水的渗浸程度,二是雪层的温度状况。由于这两个因素存在年际变化,所以成冰量也具有年际变化。下渗到雪层中的融水,大部分参与了对粒雪的改造,并冻结成冰,少部分沿冰面流失。

本项研究中,通过观测雪层下部粗粒雪的变化情况讨论夏季剧变期的成冰 量问题。以 2004 年为例。选取污化层W<sub>3</sub>作为参照面,从雪层剖面的柱状图中 看出,2004 年 6 月 4 日时,W<sub>3</sub>下部的粗粒雪厚度为 27.0cm,6 月 25 日、7 月 28 日、8 月 31 日分别为 24.0cm、16.0cm、12.0cm。进入到 9 月份后W<sub>3</sub>下部的 粗粒雪厚度稳定在 7.0cm左右,即整个夏季剧变期W<sub>3</sub>下部的粗粒雪共减少了 20.0cm,减少的这部分粗粒雪很可能绝大部分转变成粒雪冰。由于成冰量是一 个诸多要素综合作用的结果,涉及到温度、冰川冷储及融水对粒雪的改造等因 素。更准确的结果有待于进一步研究。

夏季剧变期形成后的粒雪冰经过一系列的动力变质作用,最后会转变成冰 川冰,据王晓军等人的研究此过程大约需要 40—50 年的时间。

5 结论

本项研究基于28个月的连续观测资料,对乌鲁木齐河源1号冰川积累区(海拔4130m)处的表面雪层演化成冰过程进行了专题研究,得出以下结论:

(1) 雪层厚度的变化总体上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。雪层最大厚度一般出现在5月底6月初,最小厚度一般出现在7、8月。

(2)冰片是融水渗浸冻结的产物。春季波动期,雪层上部最容易形成冰片, 到了夏季剧变期初,冰片在雪层大量形成。到夏季剧变期末时上部的冰片大多

被融化掉,保存在下部的冰片相对稳定,这种状态一直持续到冬季。

(3) 粒雪组成反映了粒雪化过程进行的情况,粗粒雪在夏季剧变期所占的 比例最大,冬季稳定期次之,春季波动期最小。新雪的情况则与粗粒雪相反, 即春季波动期最大,夏季最少。其它要素(冰透镜体、冰片、深霜等)在夏季 剧变期所占的比例最高,秋春季波动期次之,冬季最小。夏季雪层消融十分强 烈,消融主要发生在雪层上部的新雪、细粒雪中,而粗粒雪消融的比例较小。

(4)污化层是雪层中颇为显著的标志层位,受气温的影响最显著。在一般 年份,一年中最终只有一个污化层形成。在温度异常高的年份,污化层在雪层 中的演变规律将会被打乱。

# 第二节 不同时期雪层剖面特征对比研究

1 引言

雪层剖面的研究始于18世纪。20世纪50年代起,在两极冰盖和中低纬度山地 冰川研究中,雪层剖面特征、成冰带一直是雪冰物理研究的重要内容之一。1955 年舒姆斯基首次提出成冰带的概念,根据成冰作用的不同划分出7种成冰带: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。20世纪60年代,前苏联冰川学家Shumskii 对冰川及雪层的物 理性质进行了大量的研究,尤其对冰结构及成冰带特征进行了深入研究。1961 年Benson等通过研究发现,在格陵兰和南极的部分地区可以观测到全序列成冰带. 在中国,由于冰川主要分布在纬度较低的高海拔地区,冰川雪层剖面与成冰带较 极地冰川有较大差异,我国科学家对此进行过详细研究。1962年,谢自楚等对野 博康加勒(达索普)冰川进行雪层剖面、成冰过程及特点研究发现,希夏邦马峰 北坡成冰带自下而上依次为冻结带、渗浸冻结带、渗浸带和冷渗浸重结晶带在 海洋性冰川发育的横断山区,1982年冯兆东等通过对小贡巴冰川北侧冰斗冰川研 究指出,该处成冰带结构较为简单,自上而下依次为:渗浸带、渗浸-冻结带和 消融带。1996年姚檀栋等对希夏邦马峰达索普冰川海拔7000m大平台雪层剖面及 冰晶结构进行研究时发现,该处成冰过程为重结晶作用.重结晶带的发现说明中 国境内也存在着较完整的成冰带谱。上述研究,对于雪层内部各种组成要素的研 究较少,也没有涉及到雪层剖面随时间演变问题。

在天山地区,1号冰川作为我国最早进行系统观测、研究的冰川,雪层剖面 特征、成冰作用和成冰带变化等一直是冰川学研究的重点。谢自楚(1962)、王 晓军(1981)和刘潮海(1989)等在不同时期均曾对此进行过系统研究,但时间 序列均较短。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 来了自有观测记录以来最为深刻的变化。在过去的几十年里,全球气温和冰川的 性质均发生了显著的变化,就1号冰川所处的乌鲁木齐河河源区而言,90年代中 期以来气候变化最为明显。近年对1号冰川的研究主要集中在冰川物质平衡,冰 川径流,冰川面积及冰川末端变化方面,而对雪层剖面特征变化的研究没有涉及。 谢自楚,张金华,王晓军等在1961-1962年和1980-1983年曾对1号冰川积累区雪 层剖面进行过观测研究。本文根据这3次观测资料,初步探讨近45年来1号冰川雪 层剖面物理特征对气候变暖的响应。

#### 2 结果和讨论

#### 2.1 雪层剖面厚度及各成分变化

山地冰川的雪层剖面能够反映雪坑的成冰过程和消融状况,如果这些特征发 生改变表明是气候变化对雪坑的影响结果。冰川表面的粒雪特征及冰川成冰带对 气候变化的响应十分敏感。而这种变化反过来可以对冰川的消融起到强烈的加速 作用。

图4.7为3个不同时期典型的雪坑剖面。这3个雪坑位于1号冰川的东支海拔4068-4150m之间。完整的雪层剖面一般包括新雪、细粒雪、中粒雪、粗粒雪、污化层、冰片和附加冰。从图4.7可见,与20世纪60和80年代相比,目前的雪层剖面结构已发生了明显变化。比如,雪层剖面的厚度1962年为405cm,1980年时厚度减薄至240cm,至2003年仅为180cm,期间厚度共减薄了235cm;另外,雪层内的冰片数量也逐渐减少,1962年雪层内有10条冰片,2003年仅有2条冰片,虽然条数减少,但厚度却明显增加;此外,污化层迁移叠加作用也出现增强趋势。

为了定量说明雪坑组成特征在过去45年间发生的变化,我们在不同时期共选择了120个雪坑剖面,其中1961-1962年间26个、1981-1983年间34个、2002-2005年间有60个(表4.4)。图4.8显示了不同时期雪坑组成成分的比率情况。其中,20世纪60年代雪层剖面中粗粒雪、中粒雪、细粒雪、新雪及其它成分所占的比率分别为40%,25%,22%,6%及7%。至80年代初,粗粒雪和中粒雪在雪层中所占的



比例已达55% 和 22%, 而细粒雪的比率从25%下降到12%。到2002-2005年时,

图4.7 不同时期的典型雪层剖面特征

Fig.4.7 Typical stratigraphic profiles of eastern branch snow-firn pack for the

#### different time periods.

粗粒雪比重进一步增加,达65%,同时细粒雪的比例从12%降到7%。可见,在这 45年里粒雪组成生了显著变化,雪坑中粗粒雪的含量从20世纪60年代至今增加了 25%,细粒雪的含量减少了18%。粗粒雪增加表明雪层受融水作用加强,粒雪 化过程加快。

# 表4.4 1号冰川雪坑具体信息

Table4.4	Data Series	for snow-firn	pack on (	Glacier N	<b>IO</b> .	1
----------	-------------	---------------	-----------	-----------	-------------	---

时段	位置	雪坑数	海拔	雪层平	冰片平	污化层	平均密	资料来
		量	高度	均厚度	均条数	平均条	度(kg	源
			(m	(cm w		数	$m^{-3}$ )	
			asl)	eq)				
1961-1	西支	20	4100	133.2	7	5.2	0.54	天山冰
962	东支	6	4095	144.0	9.0	4.5	0.53	川站年
1980-1	西支	28	4068	102.0	3.6	4.6	0.58	报

983	东支	6	4075	128.4	3.0	3.8	0.60	
2002-2	西支	6	4150	72.0	2.0	2.5	0.65	本研究
005	东支	54	4130	92.4	2.9	3.3	0.68	

从图4.7与4.8可见,过去45年间雪层剖面结构已发生了明显变化,表现在雪层 厚度减薄,结构变简单,各种粒雪层的边界变模糊。



图4.8 雪层剖面中的粒雪组成变化

Fig. 4.8 Stratigraphic composition of snow profiles for different time periods.

# 2.2 冰片、污化层的变化

污化层和冰片等特征层位一般形成于一年中的某个特定的季节(比如春季和 夏季),因此如果能够分辨出雪层中这些特征层位,就可以对雪层剖面进行定年。 王飞腾等(2006)发现每年春夏季节会形成污化层,但由于夏季的融水淋溶作用 造成污化层合并,所以一年内多数情况下只有一条比较显著的污化层形成。因此, 可以根据污化层形成规律这一特征为依据来确定雪层的具体年代。冰片的形成证 明有融水现象的存在,通过观测,发现1号冰川的冰片一般形成于春季和夏季。 春季,白天雪层表面的温度一般超过0℃,导致雪层有部分产生消融,而夜间温 度温度低于0℃于是就会冻结形成冰片。夏季,雪层表面的融水在下渗的过程中 遇到阻碍层(如粗粒雪、污化层和老冰片等)后会冻结,也会形成冰片。

从这3个时期120个雪层剖面反映的规律来看,目前成冰过程明显加快,雪层

密度增大表明融水向雪层下渗的量不断增加。例如,20世纪60年代,1号冰川西 支雪层中的污化层数平均为5.2个,表明在粒雪冰之上,雪层包含5年的物质,至 80年代初期和2002-2005年污化层平均个数为4.6个和2.5个;同期1号冰川东支雪 层中的污化层条数从4.5条减少到3.3条。污化层条数的减少表明雪层包含物质的 年份也在减少,即雪层中的成冰过程时间不断缩短。

在过去45年间,与污化层减少相对应的是我们发现冰片数量也不断减少。如 20世纪60年代初期,西支雪层中平均含有7条冰片,但是到80年代初和2002-2005 年冰片的数量分别减少到3.6和2条。同期在东支的雪层中,冰片的数量从最初的 9条减少到目前的2.9条。冰片数量的减少,表明由于融水的下渗,造成下部小冰 片的消失及合并。

污化层和冰片的变化相对应的是, 雪层的密度在过去45年间也发生了相应的 变化。 西支雪坑平均密度增加了20%, 即1961-1962年密度为0.54 kg m<sup>-3</sup>, 1980-1983期间增加至0.58 kg m<sup>-3</sup>, 2002-2005年达到0.65 kg m<sup>-3</sup>; 同期, 东支雪坑 平均密度从0.53 kg m<sup>-3</sup>增加到0.68 kg m<sup>-3</sup>, 期间增加了28%。

#### 2.3 不同时期雪层消融速率

雪层剖面特征在一定程度上反映某一地区气候状况,其消融程度受气温的影响更为直接。为研究1号冰川雪层剖面的变化,我们选取了4个观测雪坑(表4.5), 分析了消融速率、厚度、结构等要素在过去40年的变化情况。

## 表4.5 1号冰川雪坑的信息

Table4.5 Long- term stratigraphic observation sites on Glacier No.1

	时间	海拔高度 (m asl)	平衡线高度(masl)
西支	1962	4100m	4075m
	1980	4068m	4038m
东支	1980	4075m	4038m
	2004	4130m	4074m

表4.6为不同时期的雪层厚度和平均消融速率情况。从中可见,雪层的消融 速率不断增加,1962-1980年间西支雪层的消融速率增加了~26%,即从0.34 cm W eq day <sup>-1</sup>,增加到0.43 cm W eq day <sup>-1</sup>; 1980-2004年间东支的消融速率增加了 ~75%,从0.28 cm W eq day <sup>-1</sup>,增加到0.49 cm W eq day <sup>-1</sup>。

#### 表4.6 雪层厚度和消融速率在 1962 - 2004间的变化情况

		时间	雪层平均	5月1日雪	8月31日雪	消融量	消融速
位置		厚度	层厚度	层厚度	(cm	率	
		(cm W eq)	(cm W eq)	(cm W eq)	Weq)	(cm W	
							eq day <sup>-1</sup> )
西支	1962	132.8	165.6	123.6	42.0	0.34	
	四又	1980	103.2	136.7	84.1	52.6	0.43
	* +	1980	135.2	150.0	116.0	34.0	0.28
	尔又	2004	95.9	130.0	70.0	60	0.49

Table 4.6 Changes in snow depth and ablation rate from 1962 to 2004

图4.9给出了1号冰川西支雪坑在消融季节(5-9月)厚度的变化情况。1962 年5月-9月间,雪层厚度变化范围在94-138cm(水当量),平均为厚度为111cm。 消融期初(5月1号)的雪层厚度为138cm,消融期末(8月30日)厚度为100cm,平均 消融速率为0.31cm/day。1980年同期雪层剖面平均厚度为85cm。与1962年相比, 雪层厚度减小了26cm(30.6%)。1980年消融期初(5月20号)的雪层厚度为112cm,消 融期末(9月10日)厚度为70cm,平均消融速率为0.35cm/day。1980年的消融速 率比1962年增加了12.9%。

自20世纪80年以来,中国西部出现了强烈的气候由暖干向暖湿转型的信号。 就1号冰川所处的乌鲁木齐河河源区而言,90年代中期以来气候变化最为明显。 气温升高对雪层剖面消融的影响更为显著。图4.10给出了东支雪坑的厚度变化情况。从中看出,2004年5-9月间雪层厚度总体上比1980年较薄,前者平均厚度为 77cm,后者为107cm。就消融速率而言,2004年消融期开始的厚度为123cm(5月 14日),消融期末(9月8号)厚度为63cm,平均消融速率为0.53cm/day。1980年消 融期起始厚度分别为136cm,89cm,消融速率为0.44cm/day。2004年雪层消融速 率比1980年增加了20%。2004年的消融速率比1980年增加了20%。从图4.10看出, 在7月20日前,1980年与2004年雪层的消融情况基本相同(前者斜率的绝对值为0.26,后者为0.27),但在7月20日-8月31日这段时间,2004年雪层厚度变化的斜率绝对值从0.27增加到1.25,远大于1980年雪层剖面的斜率,说明2004年的雪层在此期间的消融大大增加了,这与雪面反射率降低的研究结论相吻合。



图4.91号冰川西支雪坑在消融季节(5-9月)厚度的变化情况

Fig.4.9 The temporal development of the snow-firn pack during the melt season (May 1 to August 31) at different times at west branch of Glacier No.1.

综上所述,1962年至今,1号冰川雪层的平均厚度不断减薄,其雪层的消融 速率呈现出递增趋势。

#### 2.4 成冰带的变化

雪层剖面性质的变化,不仅反映在粒雪厚度及组成上,而且反映在成冰带的 变化上。

冰川成冰带谱是根据冰川融水在积雪层中渗浸程度,即融水参与的程度与由 此引起的积雪晶体的变化情况划分。20世纪60年代,1号冰川成冰带谱最复杂, 自下而上依次为冷渗浸重结晶带、渗浸带、渗浸冻结带和消融带,在东支顶部东 侧和西支顶部较高海拔处又分布有渗浸冻结带。粒雪盆后壁广泛发育着冷渗浸重 结晶带,其特点是融水不能完全渗入年积累层而是粒雪得以保存。80年代,据刘 潮海、王晓军等人的研究,冷渗浸重结晶带雪层剖面中融水大量下渗,粒雪在融 水作用下发生再冻结,原来粒雪层已经为密实冻结粒雪和渗浸冰所取代。其他成 冰带谱海拔位置较60年代也均有所上升。本世纪初,通过沿1号冰川东、西支主 流线所挖的一系列雪坑雪层剖面及下伏冰层特点的研究可知,1号冰川东、西支 渗浸-冻结带和渗浸带的界限分别在海拔4098m和4136m。因此,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4066m以下和项部局部区域, 西支在海拔4089m以下);2)渗浸-冻结带(东支在海拔4066—4098m和渗浸带 上限至项部的局部消融区下限之间,西支在海拔4089~4136m和项部的局部区 域);3)渗浸带(东支在海拔4098m至粒雪盆上部的渗浸-冻结带下限之间,西 支在海拔4136m至项部的局部渗浸-冻结区下限之间)。



图4.101号冰川东支雪坑在消融季节(5-9月)厚度的变化情况

Fig.4.10 The temporal development of the snow-firn pack during the melt season (May 1 to August 31) at different times at east branch of Glacier No.1.

东支顶部在各研究时期的变化情况最为典型:此处的海拔(约4300m)较高,

太阳辐射强烈,雪层剖面特征变化很大。20世纪60年代,此处雪层剖面具有明显的冷渗浸重结晶带的特点。80年代初,此处的雪层融水作用增强,冷渗浸重结晶带特征消失.需要说明的是,由于顶部雪层的研究资料较少,上述结论主要是基于前几次研究所绘冰川图的判读.2004年11月16日,本研究组登上东支峰顶冰川的源头区,发现该处的雪层厚度仅为40cm左右,雪层下部存在一强污化层,颜色较深.在顶端西北方向,呈现一个长约15m,高约4m,面朝南的裸露冰壁,类似于西支下部冰舌末端出露的冰川冰,冰壁下为一约30m2的封闭水域,由于是冬季,水面已结冰。这一切说明东支的顶部成冰带类型较60年代发生了更大的变化,局部已具备了消融区的特征。

#### 2.5 气候变化和雪层剖面的关系

较小的冰川对气候变化的响应时间较短,且易于观测研究,因此在全球性或 区域性气候变化的国际计划中把冰川列为监测气候变化的重要对象。高山地区气 温及降水量的变化,直接影响着冰川表面物质收支的增减和雪线的升降,从而影 响冰川雪层剖面及成冰带的特点和分布。根据大西沟气象站的资料显示,1号冰 川附近的平均气温在过去45年间增加了 0.8 ℃ (置信度95%)。特别是1997年 以后,气温明显增加,例如,1958-1996年间夏季平均气温变化范围在3.0-4.6 ℃, 然而,1997年以后气温的变化范围在4.4 - 5.8 ℃,可见气温升高了近1 ℃。同时, 通过大西沟气象资料,1号冰川地区的降水也明显增加。观测数据显示,过去45 年间年降水量增加了85mm(1.9 mm/a),即增加了20.8%。研究表明,过去45年间, 气温的增加对冰川的消融的影响程度要强于降水量的增加效果。

气温的升高给1号冰川带来深刻的变化,1958~2003年45年间,1号冰川年平 均物质平衡量为-222.0mm,累积物质平衡量达到-9991.5mm,亦即这期间冰川厚 度减薄了11m多,累计亏损量达1838×104m<sup>3</sup>。1号冰川面积在1962~2000年的38 年间减少了0.22km2,为11%,并呈加速减小趋势。1962年至今,1号冰川东支末 端共退缩175.2m,西支共退缩197.6m,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。气温持续升高,冰川冷储减少造成了冰川消融 的加剧。当冰川温度达到某一临界值,若气温再升高很小的数值,冰川便产生强 烈消融。随着1号冰川区年平均气温的持续升高,1号冰川消融不断加剧,雪层中 融水作用明显增强。通过所挖的一系列雪坑研究发现,消融期雪层表层融水向内 部入渗,改变了下伏雪层的状态。雪层界限受到融水强烈扰动变得模糊,各种粒 雪晶粒迅速增大,逐渐演变成粗粒雪和密粒雪,晶粒间空隙变小,密度增大,剖 面结构变得简单。由于融水的润滑,沉陷作用增强,相似厚度的雪层剖面中粒雪 转化时间减少,雪层厚度随之减小.各种特征层也在融水的作用下快速的被改造。

# 3 结论

本节分析了天山乌鲁木齐河源1号冰川雪层剖面特征在过去45年间对气候的 响应。通过对20世纪60年代、80年代和本世纪初1号冰川雪层剖面、成冰带和成 冰年限的对比分析发现;自20世纪60年代以来,雪层厚度及其内部组成要素都发 生了显著的变化。雪层厚度明显减薄,粗粒雪所占比重不断减小,冰片及污化层 数量急剧下降。成冰带的类型及分布发生了明显变化,冷气候条件下的冷渗浸带 消失,被渗浸带所替代;东支顶部的变化尤为显著,2004年夏季发现消融冰面湖, 说明冰川上部已具有消融带特征。气候变化是1号冰川发生变化的主要原因,尤 其20世纪90年代中期以来,气温的升高对雪层剖面的影响更为显著,高温导致的 强烈雪层融水使雪层发生了一系列显著变化。雪层的消融速率呈明显加剧趋势, 1962-1980年间1号冰川西支增加了~26%,1980-2004年间东支消融速率增加了 ~75%。

# 第五章 雪层剖面化学特征及演化

# 第一节 表层雪中离子的变化规律及淋溶作用

### 1 摘要

降水是大气作用过程的产物,非工业区和远离人类活动地区大气降水的化学 性质对于理解大气中化学物质的转化、输送和机制都是十分重要的。降雪是大气降 水的重要形式之一,降雪的一个显著特征就是它可以在冰川上按时间顺序积累下来, 与此同时反映过去气候和环境特征的化学物质也会随着降雪和成冰过程按相同的 时间顺序记录在由此而形成的雪层和冰层中。然而,雪在粒雪化和成冰过程中会 发生一系列的物理和化学作用过程(包括夏季融水的淋溶作用,冬季雪的密实化、 风吹雪和升华作用等),导致冰川雪层内化学成分的原始记录发生改变。所以,为 了正确解释保存在冰川中的古气候环境信息,除了需要研究雪在粒雪化和成冰过程 中化学成分的地球化学行为,还需要研究表层雪的化学特征即化学成分的原始记录 状况。

表层雪是联系大气成分与冰芯记录的重要纽带,是研究成冰作用过程中化学组成变化的起点。本文主要根据2003年9月至2009年9月一个完整周年的资料,分析表层雪中各种离子的季节变化及可能性来源。

# 2表层雪中主要离子的季节变化

#### 2.1 表层雪主要离子的季节变化

图 5.1 为表层雪中主要可溶性离子和不溶微粒的季节变化情况。45 个雪坑 的离子平衡△C值为 36.1 µeq. L<sup>-1</sup>,占所有阴离子总和的 60%。基于所有样品的 线形回归方程表明Ca<sup>2+</sup>与△C的线形关系非常好,R<sup>2</sup>=0.97 (N=45, p < 0.01), 表明△C主要为碳酸盐和重碳酸盐。表层雪中各种元素的季节变化反映大气沉 降的季节变化。图 5.1 可见,Cl<sup>-</sup>,Na<sup>+</sup>,K<sup>+</sup>,SO4<sup>2-</sup>,和Ca<sup>2+</sup>呈现出类似的季节变化 规律,因此将其归为 1 组,称为组 1。组 5.1 中的元素在 2003 年 9 月至 2004 年 3 月间浓度较低,4 月之后直到夏季浓度较高。此外,组 1 中的元素几个较 高的浓度峰值与降水对应的比较好,期间,离子浓度的基线呈增加趋势,表明



图 5.1 表层雪中主要离子及微粒的变化情况及采样期间降水和风速情况

Fig.5.1 Temporal variations of major ions and dust in surface snow, compared with contemporaneous precipitation and wind speed in this area.

这部分增量是来源于降水时间而不是来自于大气中的干沉降。样品中微粒中,粒径 小于1.5 μm的占主导地位。从表5.1可见,微粒和Mg<sup>2+</sup>浓度的相关系数为R=0.74 (N=45, p < 0.01),7月底前,微粒和组1的元素呈现相同的变化趋势。然而,8月份 期间,Mg<sup>2+</sup>有几个比较显著的高值,然而微粒和组1中的其它元素却没有峰值出现。 NO<sub>3</sub><sup>-</sup>,NH<sub>4</sub><sup>+</sup>和HCOO<sup>-</sup>与其它元素的相关系数都很差,因此将其划分为组3。具体来 说,2004年2-3月和6-8月期间,NO<sub>3</sub><sup>-</sup>浓度峰值比较明显,而对NH<sub>4</sub><sup>+</sup>离子浓度来说, 2003年9-11月和2004年4-6月份峰值比较明显。2003年冬季至2004年夏初,组3的浓 度基线呈下降趋势。期间,HCOO<sup>-</sup>和NH<sub>4</sub><sup>+</sup>趋势一致,但是2004年3月中旬至6月 中旬,HCOO<sup>-</sup>呈现显著的增加趋势。此外,2003年12月HCOO<sup>-</sup>出现一个极高值, 与期间增加的风速相吻合。

表层雪中各种离子和微粒的季节变化与研究区气候和局地环境特征密切 相关。例如,每年春季3月底至4月初,冷空气的到来经常会导致沙尘暴的产 生。沙尘暴过后,接着就是夏季的雨季(5-9月),其间的降水量占到全年降水 量的90%,其它季节,降水稀少,气候干燥。春季的沙尘暴和夏季的降水都能 导致陆地上的物质进入到冰川表面,离子的浓度变化上可以明显地反映出这些 特征,特别是组1和组2的元素,如春季的浓度高值和风速的对应关系较好。 这表明,元素的增加原因在于强风把局地的粉尘吹到冰川的缘故。春季,组1 和组2的元素,大多数峰值位置都比较吻合,表明这2组元素经历了相同的传 输和沉降过程。然而,各元素浓度的变化幅度不同,特别是2004年7月的雨 季期间。8月份,由于离子浓度的峰值和大的降水事件吻合较好,因此,它们 可能是来自于降水的湿沉降且随远距离气团而来。雪层中Mg<sup>2+</sup>和粉尘的峰值 变化特征也支持这一结论。

在组 3 元素中,NO<sub>3</sub> 的浓度变化特征与组 1 和组 2 的元素明显不同,表明 有多种且沉降机理复杂。NH4<sup>+</sup> 和 HCOO 的峰值与组 1 中的K<sup>+</sup>变化特征略有相 似,但 2 者浓度变化幅度明显不同。

#### 2.2 不同元素可能性来源

利用相关系数和主成分分析的方法,进一步研究了雪坑中不同化学离子之间的相互关系。表1为表层雪中不同离子相关关系,其中相关性较高(R≥0.7,

2-tailed, p=0.01, N=45)的为黑色加粗字体。为了研究其可能性来源,我们又利用主成分分析的方法进一步进行分析(表 5.2)。

# 表 5.1 表层雪中不同离子相关系数

Table5. The correlation matrix for the elements in surface snow

元素	$NH_4^+$	Dust	NO <sub>3</sub> -	Cľ	<i>SO</i> <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	$Mg^{2+}$	$Ca^{2+}$	Na <sup>+</sup>	$K^+$	HCOO <sup>-</sup>
$\mathrm{NH_4}^+$										
Dust	0.36									
NO <sub>3</sub> -	0.53	0.33	_							
Cl	0.70*	0.62	0.47	—						
SO4 <sup>2-</sup>	0.67	0.56	0.62	0.78						
$Mg^{2+}$	0.32	0.74	0.23	0.55	0.36					
Ca <sup>2+</sup>	0.54	0.85	0.30	0.85	0.65	0.65				
Na <sup>+</sup>	0.65	0.63	0.32	0.97	0.72	0.58	0.89			
$K^+$	0.45	0.49	0.33	0.76	0.48	0.58	0.67	0.76	—	
HCOO <sup>-</sup>	0.55	0.38	0.45	0.50	0.67	0.20	0.40	0.41	0.36	_

\*黑体表示相关性较高(R≥0.7) at the 0.01 level (2-tailed).

# 表 5.2 表层雪中各元素主成分分析

Table 5.2 Factor loading matrix for the elements in surface snow

Elements Communality Factor loadings

		Factor 1	Factor 2	Factor 3
$\mathrm{NH_4}^+$	0.740	0.557	0.665	0.033
Dust	0.902	0.278	0.266	0.868
NO <sub>3</sub> -	0.775	-0.014	0.849	0.231
Cl	0.941	0.806	0.411	0.351
SO4 <sup>2-</sup>	0.828	0.463	0.742	0.250
$Mg^{2+}$	0.825	0.314	0.041	0.852
Ca <sup>2+</sup>	0.892	0.668	0.241	0.623
Na <sup>+</sup>	0.962	0.865	0.268	0.376
$K^+$	0.711	0.753	0.155	0.346
HCOO <sup>-</sup>	0.668	0.306	0.757	0.034
Fraction of variance (%)		32.06	26.68	23.70

主成分分析表明,组1中除SO4<sup>2-</sup>外,Cl,Ca<sup>2+</sup>,Na<sup>+</sup>和 K<sup>+</sup>在第一主成分中所 占贡献率较高,因此,第一主成分可能反映的是局地源的物质。春季风力较强 时,亚洲沙尘暴会携带这些局地源的物质沉降到冰川表面。前人的研究也表明, 冰川周围裸漏的岩石是组1物质的主要来源。

第二主成分中,NH4<sup>+</sup>,NO3<sup>-</sup>,SO4<sup>2-</sup>和 HCOO<sup>-</sup>贡献率较高。从表1可见除SO4<sup>2-</sup> 之外,组3中其它几种元素的相关性较好。第二主成分可以解释为人类污染源, 如石油燃料的排放、有机质的燃烧、牲畜的活动及化学肥料的使用等。矿物微 粒一般是这些污染物的载体。1号冰川距有200万人口的乌鲁木齐市仅有 105km,且距离乌鲁木齐河谷的后峡县仅50km,同时乌-库公路距冰川仅有3km。 因此,可以推测上述这些条件可能是影响冰川的主要污染源。首先乌鲁木齐市 的空气污染物随着大气环流从低海拔处吹到乌鲁木齐河谷,经过后峡的钢厂、 焦化厂时又会增加许多污染物,这些污染物在河谷内以山谷风的形式不断将这 些污染物沉降到冰川表面。

第三主成分中Mg<sup>2+</sup>和微粒所占的贡献率较高,它们之间的相关性也很高,达 到R=0.74 (2-tailed, p=0.01, N=45)。第三主成分可以解释为远距离源,主要来自于 湿沉降。气团经过沙漠及盐湖地区时,下垫面的性质会影响到物质的来源。

明显可见,与其它元素相比Ca<sup>2+</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的来源比较广泛,因此很难将它们 划归为某个特定的组。Ca<sup>2+</sup>除在第一主成分中所占贡献率较高,在第三主成分中 的贡献率也很高(0.623),表明Ca<sup>2+</sup>除局地源之外,运地源也是主要的来源。天 山周围被大范围的戈壁和沙漠所包围,其中的含钙石灰岩为Ca<sup>2+</sup>提供了充足的来 源。SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>离子除了来自人类污染源外,还来自于很多陆源,如岩石的黄铁矿、 盐湖的蒸发等。根据以前对冰芯中SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>离子的研究,发现周围的矿物是主要来 源,人类污染也同样是重要来源。

#### 3 淋溶过程

对于多数中低纬度山地冰川来说,成冰过程经历了融水渗浸和冻结的过程。 具体来说,雪层上部产生的融水在向下渗浸的过程中会遇冷冻结。随着融水的 下渗,融水产生的淋溶作用会造成化学离子产生再分配作用。如果雪层下部的 温度很低,化学离子便会和融水一起被保存在渗浸冰内。在无淋溶作用时,沉 积到冰川上的各种物质,其信息可以很好的保存下来,但是,一旦发生强烈的 淋溶作用,融水便会对冰芯记录产生很大的破坏作用。由于淋溶作用,雪层中 原始的离子信息被改变。前期的研究表明,淋溶作用会造成雪层内化学离子浓 度的均一化,从而影响到冰芯记录的分辨率,因此造成山地冰芯记录定年不准 确。

图 5.2 为消融期间,融水产生的淋溶作用对雪坑中SO4<sup>2</sup>离子浓度的影响过程。由于淋溶过程是影响雪层及冰芯记录的主要因素,因此PGPI研究重点探讨这一过程。



图 5.2 夏季消融期间淋溶作用对雪坑中SO42-离子的影响过程

Fig. 5.2 Profiles illustrate the temporal variation of  $SO_4^{2-}$  concentrations in the snow-firn pack at the PGPI site and confirm that they are severely modified by snowmelt during the ablation season.

# 3.1 淋溶顺序

许多野外及实验室的研究结果发现, 雪层中的化学离子存在淋溶差异, 淋溶顺序可以通过对比不同离子浓度变化的比率来进行确定。图 5.3 以Mg<sup>2+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>为例研究这些元素在雪层中的浓度变化过程, 雪坑选自消融最严重的时



图 5.3 消融期间Mg<sup>2+</sup>, NO3<sup>-</sup>和 SO4<sup>2-</sup>的浓度变化情况



期 2004 年 4 月 24 至 2004 年 6 月 25 日之间。在夏季消融期,所有的离子浓度 均达到最低值,8 月底之后浓度变化比较稳定。从图 5.3 可见,与其它离子相比, Mg<sup>2+</sup>浓度在消融期间变化较小,相对比较稳定,表明淋溶作用对其影响较小, 因此,我们选择Mg<sup>2+</sup>作为参照离子,其它离子与它的浓度变化作比较,依次来 确定不同离子的淋溶顺序。



图 5.4 Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>及NO<sub>3</sub><sup>-</sup>离子与Mg<sup>2+</sup>比率随时间变化趋势

Fig5.4 Temporal variations of the ratios of  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $NH_4^+$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{-2-}$ , and  $NO_3^-$  relative to  $Mg^{2+}$  are shown along with their linear trend.
图 5.4 为Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, NH4<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO4<sup>2-</sup>及 NO3<sup>-</sup>离子与Mg<sup>2+</sup>比率随时间变化 趋势。比值的斜率反映了淋溶过程中各种离子与Mg<sup>2+</sup>的浓度变化对比情况。因 此,通过比较这些直线的斜率变化可以得到如下淋溶顺序: SO4<sup>2-</sup> > Ca<sup>2+</sup> > Na<sup>+</sup> > NO3<sup>-</sup> > Cl<sup>-</sup> > K<sup>+</sup> > Mg<sup>2+</sup> > NH4<sup>+</sup>, 这一结果与早期的研究比较吻合。离子的淋溶 顺序取决于离子自身的特征,如雪层中最初的含量,雪变质过程中的粒径组合 位置,离子之间的相互作用及可溶性等。如其它类似研究,NH4<sup>+</sup>比较稳定,在 淋溶过程中浓度变化最小,因此它处于淋溶顺序的最末位。这一现象可能反映 了NH4<sup>+</sup>可能和冰晶结合在一起,因此不容易被淋溶。Mg<sup>2+</sup>的浓度变化也很少。 根据本次研究所选择的54 个雪坑资料发现Mg<sup>2+</sup>附着在微粒表面,即微粒对Mg<sup>2+</sup> 有一定的捕捉能力,因此与其它阳离子相比,Mg<sup>2+</sup>浓度比较稳定,不容易受到 融水的淋溶。若更好的理解淋溶作用对离子的影响程度,需要进一步进行分析。

#### 3.2 淋溶过程和气温的关系

在许多情况下,温度可以作为表示淋溶过程的一个指示剂。若能确定空气 温度与淋溶过程的定量关系,以此作为一种评估淋溶强度的手段,将会对评估 某一地区冰芯质量的应用方面具有重要意义。

雪层所有离子的总和 (TIC) 变化可以反映整个雪层的淋溶情况。根据每周 一次的雪坑化学资料,对其进行加权计算就可得到TIC值。TIC低表示雪坑中的 化学离子受到的淋溶强度大,越高表明受到的淋溶小。图 5.5 为消融期间雪层 离子总浓度 (TIC) 与雪层表面温度的变化情况。可见,2003 年消融期末 (8 月中旬),TIC值为 985 ng g<sup>-1</sup>。2003 年冬季,TIC值开始逐渐增加,2004 年春季 期间,快速升高,至5 月初时达到最高值,此时浓度为 5,883 ng g<sup>-1</sup>。5 月初, 当雪层中上部的大气平均温度达到-3.6 ℃ (T<sub>1</sub>)时,雪层浓度开始逐渐降低。随 着温度进一步升高,TIC值不断降低,7 月初当大气平均温度达到 0.3 ℃(T<sub>2</sub>)时, 雪层上部产生大量融水,造成的大多数离子受到不同程度的淋溶,此时,TIC 达到最低值,此时的浓度甚至低于去年的秋季浓度,表明自去年秋季以来雪层



图 5.5 消融期间雪层离子总浓度(TIC)与雪层表面温度的变化情况

Fig 5.5 Comparison of the total ionic concentrations (TIC) in snow-firn pack and in-situ diurnal mean temperature.

由此可见, T<sub>1</sub>和T<sub>2</sub>对PGPI观测点而言是 2个重要的温度参数,即一旦雪 层上部的气温达到-3.6℃,雪层开始淋溶;当温度达到 0.3℃时,一年新积累的 物质可能被融水全部淋溶掉。从图 5.6 可见,TIC和温度在消融期间呈现出明显 的负相关关系(R<sup>2</sup>=0.36, N=19, P<0.01)。



图 5.6 消融期间雪层离子总浓度(TIC)与雪层表面温度的线性关系

Fig.5.6 The relationship between total ionic concentrations (TIC) in the snow-firn pack and diurnal mean temperature during the ablation period.

#### 4 结论

本文根据,表层雪中各种离子的变化特征,利用相关及因子分析,探讨了 各种离子的可能来源,并将1号冰川的离子来源分为3类,分别是局地源、人 类污染源和远地源,但对于Ca<sup>2+</sup>和SO4<sup>2-</sup>而言可能有多种来源。通过比较夏季雪 坑内部离子浓度的变化幅度,以Mg<sup>2+</sup>离子的浓度变化为参照,确定了离子的淋 溶顺序,依次为SO4<sup>2-</sup>>Ca<sup>2+</sup>>Na<sup>+</sup>>NO3<sup>-</sup>>Cl<sup>-</sup>>K<sup>+</sup>>Mg<sup>2+</sup>>NH4<sup>+</sup>。量化研究了 淋溶的驱动机制,分析得到淋溶强度与大气温度成良好的正相关关系。发现当 大气温度上升到-3.6℃时淋溶开始明显加强,而当温度达到0.3℃时雪坑中当年 沉降的离子几乎都被融水带走,但多数离子仍在雪层中留下微弱可辩的季节信 息。

### 第二节 沉积后过程对雪层离子的影响—以Mg<sup>2+</sup>和Ca<sup>2+</sup>为例

#### 1 简介

冰芯记录包含长时间序列的气候和环境信息,在恢复古气候与环境变化、 监测现代气候与环境变化等方面具有不可替代的作用。大气中的化学物质在形 成冰芯记录之前这一阶段十分活跃,经历了气—雪、粒雪—冰两个界面的转化 及在雪层中的变化,在多数山地冰川中,沉积后过程对冰芯记录的影响不容忽 视,如淋溶作用、蒸发、升华及风吹雪引起的物质再分配等因素。

为了更好的理解和研究沉积过程,特别是沉积后过程对雪冰记录的影响程度,天山冰川观测站于 2002 年起开展了雪冰过程研究项目 (PGPI)。本文利用 其中一年完整的观测资料 (2003.9-2004.9),对Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>和粉尘在大气气溶胶 和雪层中的变化规律进行探讨。

#### 2 观测资料与方法

雪坑剖面自上而下一般包括新雪、细粒雪、中粒雪、粗粒雪。上部新雪和 细粒雪物质一般为最新物质,下部的粗粒雪为近 3-4 年的物质。雪坑底部的冰 称为渗浸冻结冰(infiltration-congelation ice)或附加冰(superimposed-ice),特征 是内部具有 1-5mm 气泡半透明的冰。

观测雪坑的厚度,一般夏季末期最薄(约1.5m),春末夏初最厚(约3m) 冬季由于降水比较稀少雪层厚度比较稳定。夏初时,由于大气气温已超过0℃, 表层雪上部开始融化,导致雪层厚度减薄。夏季消融强烈时,雪层上部消融十 分明显。夏末秋初,上部产生的融水,可能影响到整个雪层。上部产生的融水, 一部分会产生径流向下流走,另一部分在下渗的过程中碰到密度较厚的地方, 遇冷冻结,形成附加冰。



图 5.7 典型雪坑物理剖面及Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和大粒径微粒的浓度情况

Fig.5.7 The relationship between the snow stratigraphy and the Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, and large particle concentration profiles in the snow pit on selected sampling days.

#### 3 结果与讨论

#### 3.1 沉积后作用对Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>影响

大气气溶胶中的可溶离子和不可溶微粒,沉降到雪层之后受到沉积后作用 影响程度不同。雪层中的 Ca<sup>2+</sup> 和Mg<sup>2+</sup> 与粉尘的对应关系非常好(图 5.7),表 明

这些离子附着在粉尘颗粒上,淋溶作用并没有将其冲刷掉。利用相关系数进 一步分析表明, Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>与大粒径粉尘(直径大于10µm)相关非常好, 对于 Mg<sup>2+</sup>相关系数r为0.74, Ca<sup>2+</sup>r为0.85。表层雪中Mg<sup>2+</sup>和Ca<sup>2+</sup>浓度变化规律略有 不同,可能因为二者在大气气溶胶中的来源有所差异所致。一旦沉降到雪层后, 这两种元素都会受到上部融水产生的淋溶作用影响。



图5.8 采样期间雪坑中Mg<sup>2+</sup>随时间的变化情况,P1,P2 和 P3表示Mg<sup>2+</sup>的峰值,

#### 0 cm处为雪坑下部的附加冰

Fig.5.8 The evolution process of vertical profiles of Mg<sup>2+</sup> in snow pits from13th September 2003 to 8th September 2004. P1, P2 and P3 indicate Mg<sup>2+</sup> concentration peaks.

图 5.8 为 2003 年 9 月至 2004 年 9 月间Mg<sup>2+</sup>在雪层中的演变过程 (Ca<sup>2+</sup>和微粒

的演变过程与Mg<sup>2+</sup>类似)。在 2003 年 9 月中期, 雪层中有 3 个Mg<sup>2+</sup>峰值, P1、P2 和P3 分别位于附加冰面上 89、62 和 34 cm处, 至 2003 年 11 月中旬时, 这 3 个峰的位置分别下降到 80、55 和 16 cm处, 主要由于雪层的密实化过程。2003 年 11 月中旬至 2004 年 4 月底, 雪层的上部出现很多小的峰值, 这是由于期间一些少的降水, 低温和弱蒸发的结果, 影响这一阶段的沉积后作用主要是升华和干沉 降作用。 4 月至 5 月底,随着温度不断增加, 雪层上部产生的融水在下渗的过程中, 削弱了雪层上部小的峰值。 同时, 期间降水也比较频繁, 造成雪层上部 10-30cm处不断出现新的峰值。夏季 (6-8 月),随着融水的不断下渗,包括Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>离子在内大多数离子受到不同程度的淋溶。

在此期间,雪层上部受到沉积后作用的严重影响。随着温度的不断升高, 上部产生的大量融水开始向下渗进,不断淋溶Mg<sup>2+</sup>的峰值,导致其浓度减少, 位置下移。当融水到达雪层粗粒雪下部的附加冰时,遇冷冻结,这样物质就会 在此聚集。强烈的消融现象也造成了雪层上部峰值P3 与表层小峰值的合并。8 月末,雪层最低部的P1 峰值被保存在附加冰内,最终形成冰芯记录。至 2004 年9月底,雪层中只剩下2个峰值P2 与P3。上述可见,尽管Mg<sup>2+</sup>遭受了以淋溶 作用为主的沉积后过程的影响,但峰值最基本的信息仍然能够被保存在雪层中。

#### 3.2 表层雪中Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>和微粒的变化特征

大气中的化学离子和微粒通过干湿沉降的方式不断进入到雪层表面。对于 1 号冰川来说,降水和风向是影响这些物质沉降的主要因素。一旦这些物质沉 降到雪层表面,它们可能会经历以融水淋溶作用为主的沉积后作用的影响。

表层雪样品采集于雪层上部 1-5cm之间,图 5.9 为Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、微粒、气温、 降水及风向的变化情况。可见,2003 年 10 月至 2004 年 3 月底,Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>和 微粒的浓度都很低。4-6 月开始有所增加。但 6 月份以后,这 3 种物质呈现出不 同的特征: Ca<sup>2+</sup>浓度迅速降低,Mg<sup>2+</sup>浓度没有减少,且有一定程度的增加,微 粒浓度在 8 月前和降水的对应关系较好。位于 1 号冰川 3km外的大西沟气象数 据表明,气温、风向及降水直接影响表层雪中这些物质的季节变化。图 5.9 可 见,这些物质在表层雪中的峰值与风速和降水联系密切。5-6 月,表层雪中Ca<sup>2+</sup> 和Mg<sup>2+</sup>的几个高值,可能是周围的沙尘吹到冰川上造成的,因此这一期间风向 是影响浓度变化的主要因素。7-8 月份,Mg<sup>2+</sup>浓度的峰值与降水对应比较好,

这表明Mg<sup>2+</sup>可能是随空气气团从远距离传输而来。冬季,这3种物质的浓度都 很低,这与低温和稳定的气流相关,这一现象与阿尔卑斯山观测到的结果比较 一致。



图 5.9 表层雪中Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和微粒的浓度变化及采样期间气温、降水和主导风向随时间的变化情况

Fig.5.9 Seasonal changes in calcium, magnesium and insoluble particle concentrations in surface snow and daily variability of temperature, precipitation and the prevailing wind speed versus time from September 2003 to September 2004 recorded at the Daxigou Meteorological Station.

## 3.3 Ca<sup>2+</sup> 和 Mg<sup>2+</sup> 可能来源

物质来源受多种因素共同影响,本文从表层雪的变化规律及大气环流的特征方面,来探讨Ca<sup>2+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>可能来源。根据表层雪不同离子间的矩阵分析发现,Ca<sup>2+</sup>与电导率和pH值的相关性达到 0.97 和 0.77 (2-tailed, p=0.01, N=45)。 这表明大气中的粉尘组成主要来源于含钙元素丰富的矿物,这些矿物来自周围 山地的岩石及附近的沙漠。Mg<sup>2+</sup>和粉尘的相关系数R=0.74 (2-tailed, p=0.01, N=45),表明Mg<sup>2+</sup>主要来自于远源,可能与降水事件密切相关。从图 5.10 可见, 影响该区的气流主要是盛行西风带,尤其是当环北极气团增强时,西风带更是 占主导地位。因此,气团方向是自西向东,在气团流经沙漠下界面时,包含Mg<sup>2+</sup> 和 Ca<sup>2+</sup>的微粒被强气流一并携带走。这表明长距离传输的气团可能也是雪层 Ca<sup>2+</sup> 的部分来源。



图 5.10 天山山区春季海拔 1500m 处大气环流形式及其地形分布,黑点为取样点位置,A为反气旋,C为气旋

Fig.5.10 Mean air mass trajectory at 1500 m above the Tianshan Mountains and surrounding areas during the spring season from 1960–1969 (modified from Li ,1991). The location of the study site is indicated by the black circle. "A" indicate anticyclone, "C" indicate cyclone, the dashed line is national boundaries.

#### 4 结论

本文选择长时间的雪坑资料,以Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和微粒为例,研究天山乌鲁木 齐河源1号冰川化学离子和微粒的沉积过程及沉积后过程。在冬季,影响Mg<sup>2+</sup>、 Ca<sup>2+</sup> 和微粒沉积后因素主要是雪层的压实,升华及干沉降作用。夏季,雪层经 历了以融水产生的淋溶作用为主的沉积后过程的影响,但是沉积后过程对雪层 下部的影响较小,其主要信息依然被保留。

表层雪中的Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>离子浓度呈现出有规律的升降变化。11 月到次年 4 月二者的浓度相对比较低。5 月份,浓度增加很快,比冬季的浓度升高了数倍, 并在 6 月达到最高值,之后浓度开始迅速下降,直到 8 月底。秋季,这两种离 子的浓度相对比较稳定。Ca<sup>2+</sup>离子主要来源于冰川周围的岩石,其次来源于远 源,而Mg<sup>2+</sup>主要来自于远源。

### 第三节 深霜的形成过程及其对氧稳定同位素的影响

#### 1引言

深霜(depth hoar)是一种棱柱体、棱椎体或中空六角形杯状的晶体,平均 晶粒尺寸 2-5mm不等。但是,有些深霜晶体可能要大得多。深霜层孔隙很多, 密度很低(100-300kg/m<sup>3</sup>)。深霜由于升华作用而形成,并且只有在未冻结的雪 中才能发育。当雪处于致密得多的物质,例如冰上面时,条件似乎特别有利。 必须有强垂直温度梯度,才能产生强水汽压力梯度。这样的条件通常出现在秋 季,这时表面正迅速冷却,而下伏雪层仍然比较温暖。下部雪层产生蒸发,水 汽上升,至寒冷的上部雪层,特别是在比较难渗透的地方,使凝结而成深霜晶 体。有些水汽也可以从雪面逸出。雪堆中空气的对流加速了深霜的形成。深霜 晶体的生长表示系统的内能增加,这是由温度梯度补给的。在极地冰川中,每 年秋季均发育一层通常仅数十毫米厚的深霜。这层深霜,在竖坑壁上很容易辨 认,它为测量雪的年积累量提供了标志。在草原上,则是冬春季节在地-雪界面 处形成深霜。在阿拉斯加中部,Trabant 和 Benson(1972)发现,几乎整个积 雪场(0.5-0.7m厚)都发育成深霜。这个地区的温度和温度梯度均高于极地区, 适合于深霜形成的条件持续整个冬季。深霜层对山地地区尤有利害关系,因可 成为雪崩的断裂面和滑动面。

深霜在世界山岳冰川及极地冰川广泛发育,是雪层主要组成部分。在深霜 形成过程中,由于水汽的迁移造成内部物质和能量发生转变,由此会对δ<sup>18</sup>O 产 生一定影响。目前雪冰中δ<sup>18</sup>O的研究主要从融水、蒸发、风吹雪等因素上进行 研究,对深霜因素的研究几乎没有涉及。2002 年 7 月起中科院天山冰川观测试 验站开展了冰雪物理、化学现代过程方面的研究,简称为PGPI (the Program for Glacier Processes Investigation),为研究深霜的形成过程及对氧同位素的影响创 造了良好的机会。

#### 2 影响雪冰同位素数据的干扰因素

在冰雪同位素分析中,主要有以下五个方面因素干扰着过去气候变化信息

的提取。

(1) 降水的区域不均衡性:由于降雪或降水的区域分布是不均匀的,局地区域内一次降水在有的地点可能达几十毫米而有的地点可能只有几毫米甚至没有,这就造成相邻冰芯的同位素记录相关性较差(Fisher, et al.,1985; Benoist, et al., 1982; Peel, 1992)。但这种干扰可以通过附近多支冰芯的比较和用较长时间尺度的滑动平均法消除从而提取出有用的气候环境信息(Johnsen et al.,1997; Jouzel et al.,1997)。

(2) 逆温层的影响:因为冰川的高反射率,一般冰雪区地表以上 1km 内会形成逆温层,从而使地表温度和降水云层温度之间的关系变得复杂。通常情况下,降水的同位素比值所反映的温度更接近降水云层温度,而雾凇沉积的同位素反映的温度则更接近于逆温层以下的地表温度,这就对冰雪沉积同位素记录形成不稳定的干扰。目前对这种干扰的排除主要通过和冰芯的钻孔温度记录比较来解决,因为钻孔温度记录被认为是地表温度的反映(Johnsen *et al.*,1997; Jouzel *et al.*,1997)。

(3) 年际降水分布的不均衡性:由于划分年层的标志层并不一定出现在每年 的同一时期,比如在南极有的年份冰盖同位素峰值可以出现在 11 月份而有的 年份出现在 2 月份,这就使得用δ值划分的年层对应的时间不尽一致,产生了 年层的界线干扰,它一般可以通过与附近站点资料的比较和进行多年平均等方 法消除。在年积累率高的地区,3-5年沉积记录的平均处理,就可使这种干扰 的程度减少到 0.2℃以内(Jouzel *et al.*, 1997)。

(4) 冰川流动作用的影响:冰川内部流动作用对同位素记录的影响,随着深 冰芯研究的深入,也变得越来越重要了。由于冰川活动使其内部的冰层发生形 变或叠置,从而使冰芯剖面变得更为复杂(Alley and Anandakrishnan, 1995; Grootes and Stuiver,1997; Petit *et al.*,1999) 。对格陵兰GISP2 和GRIP 冰芯记录 的比较发现(Taylor *et al.*, 1993), GISP2 在 2200m 深处出现波状扰动,在 2678m 深处出现了 8°的倾斜层,GRIP 在 2847m深处出现倒转折叠层,因此造成这两 支冰芯的δ<sup>18</sup>O 记录在 2200m 以下差别很大。在东南极Law Dome 顶上的DSS 冰芯底部接近基岩的δ<sup>18</sup>O 值也由于冰流作用而无法确定其为末次间冰期时的 记录还是更老年代的记录(Morgan *et al.*,1997)。

(5) 雪层中同位素的再迁移过程:积雪沉降后一般要经过粒雪化过程和成 冰过程,在此过程中积雪中的同位素会通过粒雪空隙间及积雪和空气间的再蒸 发冻结作用而迁移,平滑了原始的分布。在这过程中如果积雪向空气蒸发掉的 水汽比较多,那么表面积雪的同位素值将会因为分馏作用而增加(Shuman et al., 1995; Waddington and Morse, 1994)。通常水汽向大气丢失的量是很少的,而冰 雪内部的平滑化在积雪上层的表现却十分明显(Grootes and Stuiver, 1997)。对格 陵兰GISP2 点附近几个样点 1989-1991 年间的同位素数据分析,发现在粒雪表 层以下 2m 内 $\delta^{18}$ O 值平滑得相当快,例如,1990 年表面 $\delta^{18}$ O 值变化幅度达 28. 5‰,但在离表面 2m 处便减少了一半(Grootes and Stuiver, 1997)。温性冰川中 夏季表层融化浸渗作用也能造成同位素记录的迁移,挪威Aust re Okstind2breen 冰川 1990 年 7 月海拔 1000m 处 1. 89m 的雪层仅 10 天时间减少了 0. 83m, 其δ18O值的变化幅度也从 5.05 ‰减少到了 2.12‰ (He Yuanging et al., 2001)。 另外,温性冰川夏季融化发生的时期和程度可能导致不同的迁移结果,夏季积 累为主的少量融化可能产生年层中较薄的δ高值(即夏季峰值变窄),夏初融化可 能使积雪层中的 $\delta$ 值偏低,而夏末融化则可能使积雪层的 $\delta$ 值偏高(Koerner et al.,1973; Koerner,1997) 。

#### 3 研究方法与资料

PGPI确定的定点观测雪坑位于1号冰川东支海拔4130m处的粒雪盆后壁。 处在冰川渗浸冻结带内,坡向朝北,该位置属于日照时间最短的区域。特别是 冬季,完全无直接的日照,而且风大寒冷,与高纬度极地的气候条件相似。该 处雪层剖面,年内与年际变化较小,内部的组成要素完整,是良好的过程研究 位置。根据大西沟气象资料并进行降水量和温度的修订,得到该处多年平均降 水量为663.4mm,多年平均温度为-10.4℃。

对雪坑剖面进行观测的时间间隔为一周,全年度观测。自2002年7月—2004年11月共获取了28个月共111个雪坑剖面的观测记录资料。

样品的测试是在中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室Delta-Plus气体质谱仪上进行的.氧稳定同位素的比率用相对于Vienna"标准平均海洋水"(VSMOW)的千分差来表示,测得的δ<sup>18</sup>O的精度在±0.2‰之内.

#### 4 观测结果与讨论

#### 4.1 深霜的发育过程

深霜是由于升华作用而形成,并且只有在未固结的雪中才能发育。当雪处 于致密物质(冰或粗粒雪)上时更容易发育。1 号冰川雪层中的深霜一般发育 在粗粒雪上面。温度梯度是深霜形成的前提条件,其大小主要由雪层厚度、空 气温度及雪层自身温度决定。



图 5.11 2004-2006年雪层剖面厚度和深霜变化情况, 阴影为深霜在雪层中位置

Fig.5.11 The development of snow-firn pack and depth hoar from August 2004 to August 2006.

图 5.11 显示了 2004-2006 年雪层剖面厚度和深霜变化情况。从中看出,深 霜位于雪层的中上部。根据厚度特点将其演变过程划分为 3 个阶段: 形成期(阶 段 I, 10 月中旬-1 月底),成熟期(阶段 II, 2-3 月)及消亡期(阶段 III, 4-6 月)。图 5.122 为 2005-2006 年空气温度、温度梯度(ΔT)及深霜厚度变化图。 Δt=(T<sub>i</sub>-T<sub>s</sub>)/H, 其中T<sub>i</sub> 为雪层下部雪冰界面的温度, T<sub>s</sub>为雪层表面的温度, H 为雪层厚度。

在阶段 I 间, 雪层厚度从 198 cm增加到 251 cm。此时, 空气温度迅速冷却, 从-5℃快速降低到-21℃, 而下伏雪层仍然比较温暖, 10 月中旬雪层温度梯度达 到最大 13℃ m<sup>-1</sup>。下部雪层产生蒸发,水汽上升至寒冷的上部雪层,特别是在 比较难渗透的地方,便凝结成深霜晶体,此时,深霜厚度较薄仅为 10 cm。此 后,深霜继续发育,到1 月底时厚度增加到 64 cm,占雪层厚度的 25%。此阶 段,深霜厚度与雪层厚度的呈现很好的正相关关系(图 5.13),回归方程可表示为y=0.6263+205.57,相关系数r=0.64,在 0.01的置信区间上显著。表明雪层厚度的增加与深霜厚度的增加是一致的。

阶段 II, 空气温度缓慢上升, 期间降水较少, 雪层厚度比较稳定, 雪层中的温度梯度略有降低, 此时, 深霜厚度比较稳定, 平均厚度为 60 cm。



图 5.12 2005-2006 年空气温度、温度梯度及深霜厚度变化图

Fig.5.12 Seasonal changes in depth hoar thickness, mean air temperature and the temperature gradient in the snow-firn pack from August 2005 to June 2006 (dates are mm/dd/yy).

阶段III,空气温度和雪层温度开始明显升高,温度梯度急剧下降,深霜基本停止发育。此阶段 ΔT 与深霜厚度呈明显的负相关关系:ΔT 越大,深霜厚度 越小。4 月到 6 月,随着气温升高,升华作用的减弱以及融水下渗,深霜层逐 渐被该造成粗粒雪。



图 5.13 阶段 I 期间深霜厚度与雪层厚度的相关性

Fig.5.13 The relationship between snow-firn pack and depth hoar thickness during the period I.



图 5.14 阶段Ⅲ期间深霜厚度与温度梯度的关系

Fig.5.14 The relationship between temperature gradient and depth hoar thickness during the period

III.

#### 5.2 深霜对氧同位素的影响

为研究深霜形成对氧同位素的影响,我们选择了3个典型的氧同位素雪层剖

面(图5.15)。其中2004年9月8日的雪层剖面未形成深霜层,其它2个雪层剖面

(2004年11月2日,2005年1月25日)形成了典型的深霜层。从图5.15及表5.3可见, 在深霜形成过程中存在明显的同位素分馏现象。 深霜层底部的δ<sup>18</sup>O 值明显升 高,2004年9月8日至11月2日间,底部15cm的δ<sup>18</sup>O 平均值增加了19.1%,2004年 11月2日至2005年1月25日增加了7.9%。但是,深霜层上部的δ<sup>18</sup>O 值显著减少。 2004年9月8日至11月2日间,上部10cm的δ<sup>18</sup>O 平均值减少了22.1%,2004年11月 2日至2005年1月25日减少了12%。



图 5.15 不同时期δ<sup>18</sup>O剖面对比

Fig.5.15 The  $\delta^{18}$ O profiles of the snow-firn pack at different times (dates are mm/dd/yy).

### 表5.3 深霜层δ<sup>18</sup>O值在不同时期的变化情况

Table 5.3  $\delta^{18}$ O values at the lower and upper boundaries of the depth hoar at different times

Depth	09/08/04	11/02/04	01/25/05
33-43cm	-6.8	-8.3	-9.3
78-93 cm	-9.4	-7.6	-7.0

#### 5.3 同位素分馏作用

在深霜形成过程中,由于水汽发生迁移,导致氧同位素产生分馏作用。分子量小的水分子(H<sub>2</sub><sup>16</sup>O)的饱和水汽压要稍高于HDO和H<sub>2</sub><sup>18</sup>O,因此,H<sub>2</sub><sup>16</sup>O分子率先逃逸,从而增加了重分子的含量。

在深霜层底部,由于分馏作用,分子量较轻的H<sub>2</sub><sup>16</sup>O元素向上蒸发,导致底部 雪层H<sub>2</sub><sup>18</sup>O的相对含量增加。在深霜层上部,由于下部分子量较轻的H<sub>2</sub><sup>16</sup>O元素迁 移到此处,所以导致δ比值降低。

#### 6 结论

本文根据天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区海拔 4130 m 处 2 年每周 1 次的连续雪层剖面观测资料,分析研究了雪层中深霜的形成过程及其对氧同 位素的影响。

观测结果表明, 深霜的形成时间为每年的 10 月中旬到次年 6 月初。当雪 层中的温度梯度达到 13.0 °C m<sup>-1</sup>时深霜开始发育, 到次年 3 月底, 深霜所占 的比例可达雪层厚度的 25%。4 月到 6 月, 随着气温升高, 升华作用的减弱 以及融水下渗, 深霜层逐渐被该造成粗粒雪。在深霜的形成过程中, 伴随着 氧同位素的分馏。深霜层下部 15cm, 由于升化作用造成分子量小的水分子 逃逸, 从而增加了δ<sup>18</sup>O的含量。深霜层上部 10cm, 由于分子量小的水分子 在该处凝结,造成δ<sup>18</sup>O含量相对降低。

# 第六章 结论与展望

# 第一节 本文的主要结论

本文根据天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区海拔 4130 m 处连续 5 年 (2002-2006 年)高密度的观测资料,对冰川降雪成冰的物理化学过程进行了研 究。主要研究内容包括近期雪层剖面物理特征研究,不同时期雪层剖面特征对 比研究,表层雪中各种离子特征及可能来源,典型离子在雪层中的变化特征, 沉积后过程对雪层离子浓度的影响,并以深霜的形成过程及对氧稳定同位素影 响为例,研究了物理过程与化学过程的相互联系。这些研究,对于搞清化学物 质在暖型成冰作用条件下的沉积后过程,对理解和破译大多数山岳冰川冰芯记 录具有十分重要的意义。通过研究得出如下结论:

(1) 雪层厚度的变化总体上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。雪层最大厚度一般出现在 5 月底 6 月初,最小厚度一 般出现在 7、8 月。冰片是融水渗浸冻结的产物。春季波动期,雪层上部最容易 形成冰片,到了夏季剧变期初,冰片在雪层大量形成。到夏季剧变期末时上部 的冰片大多被融化掉,保存在下部的冰片相对稳定,这种状态一直持续到冬季。 粒雪组成反映了粒雪化过程进行的情况,粗粒雪在夏季剧变期所占的比例最大, 冬季稳定期次之,春季波动期最小。新雪的情况则与粗粒雪相反,即春季波动 期最大,夏季最少。其它要素(冰透镜体、冰片、深霜等)在夏季剧变期所占 的比例最高,秋春季波动期次之,冬季最小。夏季雪层消融十分强烈,消融主 要发生在雪层上部的新雪、细粒雪中,而粗粒雪消融的比例较小。污化层是雪 层中颇为显著的标志层位,受气温的影响最显著.在一般年份,一年中最终只 有一个污化层形成。在温度异常高的年份,污化层在雪层中的演变规律将会被 打乱。

(2)通过对 20 世纪 60 年代、80 年代和本世纪初 1 号冰川雪层剖面、成 冰带和成冰年限的对比分析发现;自 20 世纪 60 年代以来,雪层厚度及其内部 组成要素都发生了显著的变化。雪层厚度明显减薄,粗粒雪所占比重不断减小, 冰片及污化层数量急剧下降。成冰带的类型及分布发生了明显变化,冷气候条 件下的冷渗浸带消失,被渗浸带所替代;东支顶部的变化尤为显著,2004 年夏

季发现消融冰面湖,说明冰川上部已具有消融带特征。

(3)利用相关及因子分析探讨了各种离子的可能来源,并将1号冰川的离子来源进行分类。分析表明亚洲粉尘是春夏季表层雪中离子浓度总体升高的主要原因。通过比较夏季雪坑内部离子浓度的变化幅度,确定了离子的淋溶顺序。量化研究了淋溶的驱动机制,分析得到淋溶强度与大气温度成良好的正相关关系。发现当大气温度上升到-3.6℃时淋溶开始明显加强,而当温度达到 0.3℃时雪坑中当年沉降的离子几乎都被融水带走,但多数离子仍在雪层中留下微弱可辩的季节信息。

(4) 以Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和微粒为例,研究天山乌鲁木齐河源 1 号冰川化学离 子和微粒的沉积过程及沉积后过程。在冬季,影响Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup> 和微粒沉积后因 素主要是雪层的压实,升华及干沉降作用。夏季,雪层经历了以融水产生的淋 溶作用为主的沉积后过程的影响,但是沉积后过程对雪层下部的影响较小,其 主要信息依然被保留。表层雪中的Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>离子浓度呈现出有规律的升降变 化。11 月到次年 4 月二者的浓度相对比较低。5 月份,浓度增加很快,比冬季 的浓度升高了数倍,并在 6 月达到最高值,之后浓度开始迅速下降,直到 8 月 底。秋季,这两种离子的浓度相对比较稳定。Ca<sup>2+</sup>离子主要来源于冰川周围的 岩石,其次来源于远源,而Mg<sup>2+</sup>主要来自于远源。

(5)分析研究了雪层中深霜的形成过程及其对氧同位素的影响。结果表明, 10月中旬当雪层中的温度梯度达到 13.0℃ m<sup>-1</sup>时深霜开始发育。到次年 3 月底, 深霜所占的比例可达雪层厚度的 25%。4 月到 6 月,随着气温升高,升华作用 的减弱以及融水下渗,深霜层逐渐被该造成粗粒雪。在深霜的形成过程中,伴 随着氧同位素的分馏。深霜层下部 15cm,由于升化作用造成分子量小的水分子 逃逸,从而增加了δ<sup>18</sup>O的含量。深霜层上部 10cm,由于分子量小的水分子在该 处凝结,造成δ<sup>18</sup>O含量相对降低。

# 第二节 展 望

下一步工作计划针对下述几个问题进行深入研究,这些研究对弄清雪层剖 面物理化学演化过程及沉积后过程对冰芯记录影响的主要机理,构建具有普遍 意义的影响评估模型,实现研究成果由点到面的运用具有重要意义。

#### 1 融水对各种冰芯记录的影响机理

观测表明,融水作用对冰芯记录的影响十分强烈。而这种影响对于不同的 记录呈现出较大的差异。我们发现,在融水丰富的情况下,粒雪晶体之间的离 子会被完全淋溶掉,其携带的环境信息也随之丧失,尽管此时的雪层仍保持一 定的离子浓度值,但反映的只是与环境信息无关的镶嵌于雪晶体晶格之间离子 的含量。而同一淋溶过程对于易挥发性成分的影响大相径庭,由于和大气之间 的交换作用,这类物质在被封闭成为冰芯记录以前,总能保持与大气含量间的 动态平衡而受淋溶影响不大。另一发现是,雪层中的氧同位素比率δ<sup>18</sup>O(冰芯 的气温代用指标)会在沉积后过程中大幅度的变化,我们曾观测到极端强烈的 消融使得雪层δ<sup>18</sup>O值由-28 上升至-15,完全破坏了其温度指示效应。而进一步 的研究表明,淋溶作用对δ<sup>18</sup>O值的影响并不明显,影响明显的是消融和冻结过 程,会使雪层氧同位素发生分馏而富集。

上述现象与研究表明,融水对各种冰芯记录的影响机理有很大差异,只有 对各种机理开展专门而深入的研究,才能搞清融水对不同冰芯记录的影响程度, 为建立融水影响的评估模型奠定基础。

#### 2 吹雪、升华与凝华对冰芯记录的影响

吹雪无疑会造成冰芯记录的空间差异,从而影响到冰芯记录的准确性和代 表性。观测研究发现,尽管吹雪对冰芯记录的影响十分明显,但在方式和幅度 方面的变化不大,主要受某些气象条件(包括风的强度、方向及季节分布等) 和地形条件的控制,因此可以尝试建立以气象要素和地形参数等为变量的吹雪 影响评估模型。

升华与凝华对雪层化学浓度有明显的再分配作用,一般会造成雪层上部许 多化学成分的聚集。其机理十分复杂。然而,研究发现升华、凝华过程与冰川 的水、热条件关系密切,如能搞清其间的定量关系,便可在更大范围进行推广, 实现其对冰芯记录影响的定量或半定量评估。

#### 3 沉积后过程对冰芯记录影响的评估模型

以各种沉积后过程对冰芯记录的影响机理为基础,建立具有普遍意义的影 响评估模型,为山岳冰芯记录的质量、分辨率等评估提供科学依据。这一研究 的关键是建立沉积后过程与易于观测的气象、冰川等参数之间的定量关系。例 如,在淋溶影响的研究中,我们发现雪层中的化学离子总量与日均气温之间有 良好的定量关系,在气温达到-3.6°C时,雪层中出现淋溶作用,当温度升至0.3 °C时,所有上一年新沉积的化学离子均会被淋溶殆尽,这一规律的发现,为下 一步建立评估模型奠定了基础。

以上研究问题的提出是我们长期观测研究的凝练和深入,亦是研究沉积后 过程的目的所在。这些问题的解决,不仅有助于揭示沉积后过程对冰芯记录的 影响,提高冰芯记录恢复的准确性,而且能为已有冰芯的质量及分辨率评估、 未来冰芯钻取地点的选择提供科学依据。

# 参考文献(Reference)

- Aizen, V.B., E. M. Aizen, V.N. Nesterov and D.J. Sexton. A study of glacial runoff in central Tianshan during 1989-1990. J. Glacier. Geocryol., 1993, 15 (3): 442-459.
- 2. Akitaya, E. Studies on depth hoar. Low Temp. Sci., Ser. A, 1974, 26: 1-67.
- Alley, R.B. and C.R. Bentley. Ice-core analysis on the Siple Coast of West Antarctica. Ann. Glaciol., 1988, 11:1-7.
- Alley R., Anandakrishnan S. Variations in melt-layer frequency in the GISP2 ice core: Implications for Holocene summer temperature in central Greenland, Ann. Glaciol., 1995, 21: 64-70.
- Armstrong, R. L. An analysis of compressive strain in adjacent temperature-gradient and equi-temperature layers in a natural snow cover. J. Glaciol., 1980, 26(94): 283-289.
- Arnaud, L., V. Lipenkov, J.M. Barnola, M. Gay and P. Duval. Modelling of the densification of polar firn: characterization of the snow-firn transition. Ann. Glaciol., 1998, 26: 39-44.
- Bales, R.C., R.E. Davies and D.A. Stanley. Ion elution through shallow homogeneous snow. Water Resour. Res., 1989, 25:1869-1877.
- Bartelt, P. and Lehning, M.. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning:Part I: numerical model, Cold Region Sci. Tech. 2002, 35: 123-145.
- Benoist, J. P., Jouzel, J., Lorius, C. *et al*. Isotope climatic record over the last
  2.5 ka from Dome C., Antarctica, ice cores. A nn. Glaciol., 1982, 3:17-21.
- Boyne, H.S. and Ellerbruch, D.A., Microwave measurements of snow stratigraphy and water equivalence, in B.A. Shafer, Brown, A. J., Davis, R. T., Meiman, J. R. (eds.), Western Snow. Conference, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, Sparks, Nevada, 1979: 20-26.
- 11. Brimblecombe, P., M. Tranter, P.W. Abrahams, I. Blackwood, T.D. Davies and

C.E. Vincent. Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small, remote, high-altitude Scottish catchment. Ann. Glaciol., 1985, 7:141-147.

- Brimblecombe, P., S.L. Clegg, T.D. Davies, D. Shooter and M. Tranter. Servation of the preferential loss of major ions from melting snow and laboratory ice. Water Res., 1987, 21: 1279-1286.
- Brown, R.L. and Birkeland, K.W. A comparison of the digital resistograph with the ram penetrometer, in Int. Snow Science Workshop, Bigfork, Montana, USA, 1990: 19-30.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coléou. 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. J. Glaciol., 35(121): 333-342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul and G. Brunot. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. J. Glaciol., 38(128):13-22.
- Cai Baolin, Xie Zizhu, Huang Maohuan. Mathematical models for the temperature and water-heat transfer in the percolation zone of a glacier. Cold Regions Science and Technology, 1988, 12(1):39-47.
- Charles, C., Rind, D., Jouzel, J.*et al.* Glacial interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate, Science, 1994, 263: 508-511.
- Ciais, P., White, J.W.C., Jouzel, J. *et al.* The origin of present2day Antarctic precipitation from surface snow deuterium excess data. J. Geophys. Res., 1995, 100: 18917-18927.
- Colbeck, S. C. An overview of seasonal snow metamorphism. Rev. Geophys., 1982, 20(1): 45-61.
- Colbeck, S., E. Akitaya, R. Armstrong, H. Gubler, J. Lafeuille, K. Lied, D. McClung and E. Morris. 1990. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground, International Commission of Snow and Ice of International

Association of Scientific Hydrology, Working group on Snow Classification.

- Colbeck, S.C. The layered character of snow covers, Reviews of Geophysics 29, 1991: 81–96.
- 22. Craig, H. Isotope variations in meteoric waters. Science, 1961, 133: 1702-1703.
- 23. Cuffey, K.M., Clow, G.D., Alley, R.B. *et al.* Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. Science, 1995, 270: 455-458.
- 24. Dansgaard, W. Stable isotope in precipitation. Tellus, 1964, 16: 436-468.
- Davidson, C.I., Jaffrezo, J.L., Mosher, *et al.* Chemical constituents in the air and snow at Dye 3, Greenland—I. Seasonal variations. Atmospheric Environment. 1993, 27A: 2709-2722.
- Delmas, K.J.1993. A natural artefact in greenland ice core CO<sub>2</sub> measurements. Tellus 45B: 391-396.
- 27. Dibb, J.E. Overview of field data on the deposition of aerosol-associated species to the surface snow of polar glaciers, particularly recent work in Greenland. In Wolff, E.W. and R.C. Bales, eds. Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. Berlin, Springer-Verlag, 1996: 249-274. (NATO ASI Series I: Global Environmental Change 43.)
- Dibb, J.E., Jaffrezo, J.L. Beryllium-7 and lead-210 in aerosol and snow in the Dye 3 gas, aerosol and snow sampling program. Atmospheric Environment, 1993, 27A: 2751–2760.
- Dregne, H.E. Surface material of desert environments. In McGinnies, W.G., B.J. Bram and P. Paylore (eds.) Deserts of the World. University of Arizona Press. 1986: 287-377.
- Dyurgerov, M.B. and M.F. Meier. Twentieth century climate change: Evidence from small glacier. Proc. Natl. Acad. Sci., 2000, 97:1406-1411.
- Eichler, A., M. Schwikowski and H. W. Gaggeler. Meltwater-induced relocation of chemical species in Alpine firn. Tell., 2001, 53(B):192-203.
- 32. Ellerbruch, D.A., Little, W.E., Boyne, H.S., and Bachman, D.D.:, Microwave characteristics of snow, in 45th Annual Western Snow Conference, 1997: 68-74.

- Fiacco R.J., Palais J.M., Germani M.S., *et al.* Characteristics and possible source of a 1479 A.D. volcanic ash layer in a Greenland ice core. Quat. Res. 1993, 39: 267-273.
- Fily, M., C. Leroux, J. Lenoble and C. Sergent. Terrestrial snow studies from remote sensing in the Solar spectrum and the thermal infrared. In Schmitt, B., C.D. Bergh and M. Festou, eds. Solar system ices. Dordrecht, etc., Kluwer Academic Publishers, 1998: 421-441. (Astrophysics and Space Science Library 227.)
- Friedman, I., G. Benson and J. Gleason. Isotopic changes during snow metamorphism. In Taylor, H.P., Jr, J.R. O'Neill and I.R. Kaplan, eds. Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein. Washington, DC, Geochemical Society, 1991: 211–221.
- Gao, Y., R. Arimoto, R.A. Duce, D.S. Lee and M.Y. Zhou. Relationships between the dust concentrations over eastern Asia and the remote north Pacific. J. Geophys. Res., 1992, 97 (D9):9867-9872.
- Ginot, P. 2001. Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers, Ph.D. dissertation, University of Bern.
- Ginot, P., C. Kull, M. Schwikowski, U. Schotterer and H.W. Gaggeler. Effects of postdepositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). J. Geophys. Res., 2001, 106(23):32375-32386.
- Grenfell, T.C., S.G. Warren and P.C. Mullen. Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and nearinfrared wavelengths. J. Geophys. Res., 1994, 99(D9), 18: 669-684.
- H.A. Raymond, S-M Yi and N. Moumen. Quantifying the dry deposition of reactive nitrogen and sulfur containing species in remote areas using a surrogate surface analysis approach. Atmos. Env., 2004, 38: 2687–2697.
- Hamilton, W. L.. Microparticles deposition on polar ice sheets. Ohio State University. Institute of Polar Studies, 1969, Report No.29.

- Han, T., Y. Ding, B. Ye, S. Liu and K. Jiao. Characteristics of mass balance of Glacier No.1 at the Headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains. Ann. Glaciol., 2006, 43: 323-328.
- Harder, S., Warren S.G. and Charlson R.J. Sulphate in air and snow at the South Pole:implications for transport and deposition at sites with low accumulation. J.Geophys.Res.,2000, 105(D18):22, 825-22, 832.
- Heim, A.: Handbuch der Gletscherkunde, Bibliothek Geographischer Handbücher, J. Engelhorn, Stuttgart. 1885.
- 45. Hewitt, A.D., J.H. Cragin and S.C. Colbeck. 1991. Effects of crystal metamorphosis on the elution of chemical species from snow. In: Proceedings of the 48th Annual Eastern Snow Conference. Guelph, Ontario, 2-10 June.
- 46. Hobbs, P.V. 1974. Ice Physics. Oxford University Press.
- 47. Hou Shugui, Qin Dahe, Paul A. Mayewski, Yang Qinzhao, Ren Jiawen, Li Zhongqin, Xiao Cunde. Climatological significance of δ<sup>18</sup>O in precipitation and ice core: A case study at the head of the Urumqi River, Tien Shan, China. Journal of Glaciology, 1999, 45(151): 517-523.
- Hou Shugui, Qin Dahe. The effect of postdepositional process on the chemical profiles of snow pits in the percolation zone. Cold regions Science and technology, 2002, 34: 111-116.
- Hou, S., D. Qin and J. Ren. Different post-deposition processes of NO<sub>3</sub><sup>-</sup> in snow layers in East Antarctica and on the northern Qinghai-Tibetan Plateau. Ann. Glaciol., 1996, 29: 73-76.
- Iizuka Y., M. Igarashi, K. Kamiyama, H. Motoyama and O. Watanabe. Ratios of Mg<sup>2+</sup>/Na<sup>+</sup> in snowpack and an ice core at Austfonna ice cap, Svalbard, as an indicator of seasonal melting. J.Glaciol., 2002, 48(162): 452-460.
- 51. Ing, G.K.T. A dust storm over central China. Weather, 1969, 27:136-145.
- Jackson, M.L., D.A.Gillette, E.F. Danielsen, I.H. Blifford, *et al.* Global dustfall during the quaternary as related to environments. Soil Sci., 1973, 116:135-145.
- 53. Jiang, F., C. Zhu, W. Wei and A. Osamu. Some results of snow chemical surveys in the Kunnes River valley, East Tienshan mountains, China. Atmos. Env., 2002,

36: 4941-4949.

- 54. Jing, Z., K. Jiao, T. Yao, N. Wang and Z. Li. Mass balance and recession of Glacier No.1 at the Headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains, China over the last 45 years. Ann. Glaciol., 2006, 43: 214-217.
- 55. Johannessen, M. and A. Henriksen. Chemistry of snow meltwater: Changes in concentration during melting. Water Resour. Res., 1978, 4: 615-619.
- John T. Merrill, Mitsuo Uematsu. Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the North Pacific. Journal of Geophysical Research, 1989, 94, D6: 8584-8598.
- 57. Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard,W., *et al.* Theδ<sup>18</sup>O record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. Journal of Geophys. Res., 1997, 102: 26397-26410.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W., White, J. The origin of Arctic precipitation under glacial and interglacial conditions. Tellus Ser. B, 1989, 41: 452-468.
- Johnson, J.B. and Schneebeli, M.: Characterizing the microstructural and micromechanical properties of snow, Cold Region Sci. Tech. 30 (1–3), 1999: 91–100.
- Jordan, R.: A one-dimensional temperature model for a snow cover, CRREL Special Report, 1991, No. 91–16, Hanover, NH, USA, 49.
- Jouzel, J. 1986. Handbook of environmental isotope geochemistry, Ed. by Fritz,
  P. and Fontes, J.Ch.
- Jouzel, J., Merlivat, L. Deuterium and oxygen 18 in precipitation : Modeling of the isotopic effects during snow formation. J. Geophys. Res., 1984, 89: 11749-11757.
- Kreutz, K.J., Mayewski, P.A., Whitlow, S.I.a nd Twickler, M.S. 1998. Limited migration of soluble ionic species in a Siple Dome, Antarctica, ice core. Ann. Glacial, 27: 371-377.
- Kuhn, M., U. Nickus and H. Schellander. Seasonal variation of ion concentration in a high alpine snow pack. Atmos. Env., 1998, 32: 4041-4051.

- Lee, X., D. Qin, G. Jiang, K. Duan and H. Zhou. Atmospheric pollution of a remote area of Tianshan Mountain: Ice core record. J. Geophys. Res., 2003, 108(D14):4406-4416.
- Li Huilin, Li Zhongqin, Wang Wenbin, Wang Feiteng. Deposition characteristic of the NH<sub>4</sub><sup>+</sup> on Urumqi glacier No.1, eastern Tien shan, China. Annals of glaciology, 2008, 49:161-165.
- 67. Li Zhongqin, Lu Gongxuan, Liu Baozhong and Fu Hongxiang. Ice core dust particulate by XPS-SEM/ED AX--Impact of dust particulate on SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> and NO<sub>3</sub><sup>-</sup> record in ice cores. Chin. Sci. Bull., 1999, 44(15):1424-1427.
- 68. Li Zhongqin, Wenbin Wang, Feiteng Wang, Huilin Li. Characteristics of ionic concentration and δ<sup>18</sup>O and their variability in dry season and wet season snow on Urumqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan, China.Annals of glaciology, 2008, 49: 217-223.
- Li, Z., R. Edwards, E. Mosley-Thompson, F. Wang, Z. Dong, X. You, H. Lin, C. Li and Y. Zhu. Seasonal variabilities of ionic concentrations in surface snow and elution process in snow-firn packs at PGPI site on Glacier No.1, in eastern Tianshan, China. Ann. Glaciol., 2006, 43:250-256.
- Liu.B.Y.H.,D.Y.H.Pui,and K.L.Rubow. Characterstics of air sampling filter media. In aerosols in the mining and industrial work environments. Vol.3,Instrumentation (ed. By Marple V.A. and Liu B.Y.U.), Ann Arbor Science, 1984, MI: 989-1037.
- 71. Ma, W. L. and R. Hu. Relationship between the development of depth hoar and avalanche in the Tian Shan mountains, China. J. Glaciol., 1990, 36(122): 37–40.
- 72. Mark, A., Curran, J., Anne, S., Palmer, Tas D.Van Ommen, *et al.* Annals of Glaciology, 2002, 35: 333-339.
- Marry Davies. In: Paleoclimate records from Tibetan Plateau ice cores. Reports on doctor research work. 2003.
- 74. Marshall, S. and R.J. Oglesby. 1994. An improved snow hydrology for GCMs.

Part 1: Snow cover fraction, albedo, grain size, and age. Climate Dyn., 10(1-2): 21-37.

- 75. Maupetit, F., D. Wagenbach, K. Geis, M. Schwikowsky, U. Baltensperger, H.W. Gäggeler, A. Novo, G.C. Rossi, U. Nickus, M. Kuhn, V. Trockner, G. Bendetta, W. Winiwarter and H. Puxbaum. 1993. Chemical composition of Alpine glacier snow during 1991SNOSP campaign: An overview of its spatial variability. Proceedings EUROTRAC Symposium, 1992, 757.
- Maupetit, F., D. Wagenbach, P. Weddeling and R. Delmas. Seasonal fluxes of major ions to a high altitude cold alpine glacier. Atmos. Env., 1995, 29: 1-9.
- Mayewski, P.A. and M.Legrand. Recent increase in nitrate concentration of Antarctic snow. Nature, 1990, 346(6281):258-260.
- Meier, M.F. Contribution of small glaciers to global sea level. Science, 1984, 226:1418-21.
- Neftel, A., A. Sigg and F. Zurcher. 1987. Acid deposition in a snow field at 2500 m a.s.l. in Switzerland. In: Angletti, G. and G. Restelli, eds. Physico-Chemical Behaviour of Atmospheric Pollutants, Air Pollution Research 2, 500-510, Reidel, Dordrecht.
- Nozomu Takeuchi, Li Zhongqin. Characteristics of surface dust on Urumqi glacier No.1 in the Tien Shan Mountains, China. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2008, 40(4): 744-750.
- Oerlemans.J, Anderson.B, Hubbard.A, *et al.* Modeling the response of glaciers to climate warming. Climate Dynamics, 1998, 4: 267-274.
- Paterson. W. S. B. 1994. The physics of glaciers, 3rd edition. Oxford, Pergamon Press.
- Paulcke, W.:, Lawinengefahr ihre Entstehung und Vermeidung, J. Lindauersche Universitätsbuchhandlung (Schöpping), München. 1926.
- Petit J. R. Mounier L., Jouzel J., *et al.* Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. Nature, 1990, 343: 56-58.
- 85. Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., etal. Climate and atmospheric history of the past

420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 1999, 399: 429-436.

- Pohjola, V.A., J.C. Moore, E. Isaksson, T. Jauhiainen, R.S.W. van de Wal, T. Maetma, H.A.J. Meijer and R. Vaikmae. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard. J. Geophys. Res., 2002,107 (D4): 0-10.
- Prospero. J. M., M. Uematsu, and D. L. Savoie. Marine aerosol transport to the Pacific Ocean. Chemical Oceanography. 1989, 10:188-218.
- Prospero.J.M.,Ginoux, P.,Torres, O.,etal. Environmental charatierization of global sources of atmospheric soli dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS)absorbing aerosol product. Reviews of Geophysics, 2002, 40 (1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Psenner, R. and U. Nickus. Snow chemistry of a glacier in the Central Eastern Alps (Hintereisferner, Tyrol, Austria). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 1986, 22:1-18.
- Qin Dahe, Petit, J.R., Jouzel, J. *et al.* Distribution of isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans2Antarctic Expedition, J. Glaciol., 1994, 40:107-118.
- Rea, D.K., Snoecks, H., Joseph, L.H., Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying. Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. Paleoceanography, 1998, 13 (3): 215-224.
- Richard Kattelmann, Jeff Dozier. Observations of snowpack ripening in the Sierra Nevada, California, U.S.A. Journal of Glaciology, 1999, 45 (151): 409-416.
- 93. Robert L.Hawley, Edwin D.Waddington. Dating firn cores by vertical strain measurements. Journal of Glaciology, 2002, 48 (162): 401-406.
- Schneebeli, M.: Three-dimensional snow: How snow really looks like, in Int. Snow Science Workshop, Big Sky, Montana, USA, 2000: 407-408.
- 95. Schotterer, U., W. Stichler and P. Ginot. The influence of post-depositional effects on ice core studies: examples from the Alps, Andes, and Altai. In L. De Wayne Cecil, J. R. Green and L. G. Thompson,eds. Earth Paleoenvironments:

Records preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers. Dordrecht, etc., Kluwer, 2004: 39-60.

- Schulz, O. and C. de Jong. Snowmelt and sublimation: field experiments and modeling in the High Atlas Mountains of Morocco. Hydrol. Earth Syst. Sc., 2004, 8(6):1076-1089.
- Schweizer, J. and Lütschg, M.: Characteristics of human-triggered avalanches, Cold Region Sci. Tech. 2001, 33:147-162.
- 98. Selley, R.C.: Applied Sedimentology, Academic Press, 1988, London.
- Shultz, E.F. and Albert, M.R.: An automated procedure for plotting snow stratigraphy, in 55th Eastern Snow Conference, Jackson, New Hampshire, 1998:147-151.
- 100. Shuman, C.A., Alley, R.B., Anandakrishnan, S. *et al.* Temperature and accumulation at the Greenland summit, Comparison of high-resolution isotope profiles and passive microwave brPeelightness temperature trend. J. Geophys. Res., 1995, 100:9165-9177.
- 101. Shumskii, P. A. 1964. Principles of structural glaciology. Translated from the Russian by David Kraus. New York, Dover Publications.
- 102. Sommerfield, R. A., C. Judy and I. Friedman. Isotopic changes during the formation of depth hoar in experimental snowpacks. In Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein, Taylor HP, Kaplan JR (eds). The Geochemical Society: San Antonio, 1991:205-210.
- 103. Stichler, W., U. Schotterer, K. Frohlich, P. Ginot, C. Kull, H. Gaggeler and B. Pouyaud. Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical Andes. J. Geophys. Res., 2001, 106 (19): 22613-22620.
- 104. Steig, E.J., Grootes, P.M. and Stuiver, M. Seasonal precipitation timing and ice core records, Science, 1994, 266:1885 -1886.
- 105. Stuiver, M., Grootes, P.M. and Brazunias, T.F. The GISP2  $\delta^{18}$ O climate record of the past 16500 years and the role of the Sun , ocean and volcano , Quat. Res., 1995, 44: 341 354.

- 106. Sturm, M. and C.S. Benson. Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. J. Glaciol., 1997, 43(143): 42-59.
- 107. Thompson L, G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., *et al.* Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. Science, 1989, 246: 474-477.
- 108. Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, P. Lin, V. Mikhalenko, and J. Dai. A 1,000-year climatic ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. Ann. Glaciol., 1995, 21:175-181.
- 109. Thompson, L.G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, T. A. Sowers, K. A. Henderson, V. S. Zagorodnov, P. Lin, V. N. Mikhalenko, R. K. Campen, J. F. Bolzan, J. Cole-Dai and B. Francou. 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, Sci., 1998, 282:1858-1864.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores. Science, 1981, 212: 812-816.
- 111. Thompson. L. G, Wayne L. Climatological implications of microparticle concentrations in the ice core from "Byrd" station, Western Antarctica. Journal of Glaciology, 1975, 14 (72): 433-444.
- 112. Tranter, M., S. Tsiouris, T.D. Davies and H.G. Jones. 1992. A laboratory investigation of the leaching of solute from snowpack by rainfall. Hydrol. Process., 6: 169-178.
- Uematsu, M., R.A. Duce, J. M. Prospero, *et al.* Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research, 1983, 88:5343-5352.
- 114. USDA: Soil Survey Manual, US Department of Agriculture, Soil Survey Division Staff, Washington. 1993.
- 115. Van De Wal, R.S.W., J. Oerlemans and J.C. Van Der Hage. A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps. J. Glaciol., 1992, 38(130):319-324.
- 116. Waddington, E.D., J. Cunningham and S. L. Harder. The effects of snow

ventilation on chemical concentrations. In Wolff, E.W. and R.C. Bales, eds. Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. Berlin, Springer-Verlag, 1996, 405-451. (NATO ASI Series I: Global Environmental Change 43.)

- 117. Wake C.P., Mayewski P.A., Li, Z., *et al.* Modern eolian dust deposition in central Asia. Tellus, 1994, 46B:220-223.
- 118. Wake C.P., P.A. Mayewski, Z. Li, J. Han and D. Qin. Modern eolian dust deposition in central Asia. Tell., 1994, 46(B): 220-233.
- 119. Wake, C.P., P. A. Mayewski, P. Wang, Q. Yang, J. Hang and Z. Xie. Anthropogenic sulfate and Asian dust signals in snow from Tien Shan, northwest China. Ann. Glaciol., 1992, 16:45-52.
- 120. Wang Feiteng, Li Zhongqin, R. Edwards, Li Huilin. Long term changes in the Snow-Firn pack Stratigraphy on Glacier No. 1, Eastern Tianshan Mountains. Annals of glaciology, 2007, 46:331-334.
- 121. Wang Feiteng, Li Zhongqin, You Xiaoni *et al.* Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Urumqi Glacier No. 1 percolation zone, eastern Tien shan, China. Annals of glaciology, 2006, 43:245-249.
- 122. Wang Feiteng, Li Zhongqin,Li Huilin, Zhang Mingjun, Wang Wenbin, Wang Lin. Development of depth hoar and its effect on stable isotopic content in snow-firn stratigraphy on Urumqi glacier No.1, eastern Tien shan ,China. Annals of glaciology, 2008, 49:135-138.
- 123. Wang Ping. Application of isotope geochemistry in the research of mountain glaciers in China. Symposium on snow and ice chemistry and the atmosphere, Canada, 1984:37-38.
- 124. White, D.E., White, J.W.C., Steig, E.J. *et al.* Reconstructing annual and seasonal responses from volcanic events since A.D. 1270 as recorded in the deuterium signal from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. Journal of Geophysical Research, 1997, 102:19683-19694.

- 125. Williams, M.W., K.A. Tonnessen, J.M. Melac and D. Yang. Sources and spatial variation of the chemical composition of snow in the Tianshan, China. Ann. Glaciol., 1992, 16:25-32.
- 126. Winiwarter, W., H. Puxbaum, W. Schöner, R. Böhm, R.Werner, W. Vitovec and A. Kasper. Concentration of ionic compounds in the wintertime deposition: Results and trends from the Austrian Alps over 11 years (1983-1993). Atmos. Env., 1998, 32:4031-4040.
- 127. Wolff, E.W. Location, movement and reactions of impurities in solid ice. In Wolff, E.W. and R.C. Bales, eds. Chemical exchange between the atmosphere and polar snow. Berlin, Springer-Verlag, 1996: 541-560. (NATO ASI Series I: Global Environmental Change 43.)
- 128. Xu Jianqing. Size detection with AccuSizer TM data form PSS company in America. 1999.
- 129. Yang, H., Z. Li, B. Ye, K. Jiao, Z. Jing and Z. Zhao. 2005. Study on mass balance and process of Glacier No.1 at the headwaters of the Urumqi River in the past 44 years. Arid land Geography, 28(1):76-80.
- 130. Ye, B., D. Yang, K. Jiao, T. Han, Z. Jing, H. Yang and Z. Li. The Urumqi River source Glacier No. 1, Tianshan, China: changes over the past 45 years. Geophys. Res. Lett., 2005, 32, doi:10.1029/2005GL024178.
- 131. Yosida, Z., H. Oura, D. Kuroiwa, T. Huzioka and K. Kojima. Physical studies on deposited snow. I. Thermal properties. Contrib. Inst. Low Temp. Sci., Ser. A, 1955, 7:19–74.
- 132. Zhongping Zhao, LIde Tian, Emily Fisher, Zhongqin Li, Keqin Jiao. Study of chemical composition of precipitation an alpine site and a rural site in the Urumqi River Valley, eastern Tianshan, China. Atmospheric Environment, 2008, 42(39): 8934-8942.
- 133. Zielinski,G.A., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., *et al.*, Volcanic aerosol records and tephrochronology of the Summit, Greenland, ice cores. Journal of Geophysical Research, 1997, 102 (C12): 26625-26640.

134. C•B•卡列斯尼克,冰川学概论,中国科学院兰州冰川冻土研究所.1982.

135. C•B•卡列斯尼克,普通冰川学,中国科学院地理研究所冰川冻土研究室.1965.136. W.S.B.佩特森. 冰川物理学.科学出版社.1987. 8.

- 137. 侯书贵, 秦大河, 皇翠兰. 积雪淋溶作用对冰川雪层内主要阴、阳离子记录 的影响. 地理科学, 1999,19(6): 536-542.
- 138. 侯书贵,秦大河,李忠勤等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯δ<sup>18</sup>O记录的现代环 境过程分析. 地球化学,1998, 27(2):108-116.
- 139. 侯书贵, 秦大河, 任贾文. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川 pH 和电导率记录的 现代环境过程. 冰川冻土, 1999, 21(3): 225-232.
- 140. 侯书贵,秦大河,任贾文. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯δ<sup>18</sup>O记录气候环境意
  义的再探讨. 地球化学,1999, 28(5): 438-442.
- 141. 侯书贵. 沉积后过程对冰川渗浸带雪坑化学剖面的影响. 冰川冻土, 2001a, 23(2): 185-188.
- 142. 侯书贵. 乌鲁木齐河源冬季积雪淋溶作用的实验结果.冰川冻土,2000,22(4):62-365.
- 143. 侯书贵. 乌鲁木齐河源区大气降水的化学特征. 冰川冻土, 2001, 23(1):80-84.
- 144. 胡汝骥. 中国环境科学出版社, 2004: 70-74.
- 145. 黄茂桓, 施雅风. 三十年来我国冰川基本性质研究的进展. 冰川冻土, 1988, 10 (3): 228-237.
- 146. 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁,等. 2004. 42 a 来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及 趋势预测.冰川冻土,26(3): 253-259.
- 147. 康兴成, 沃罗申娜, 谢自楚. 天山山区的气候. 见天山冰川作用。北京: 科学出版社, 2000.
- 148. 李传金, 2007.天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积雪内痕量金属元素的季节变化 及其环境意义, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
- 149. 李传金, 李忠勤, 王飞腾, 尤晓妮. 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. 冰川冻土, 2007, 29(2):169-175.
- 150. 李江风. 新疆气候.气象出版社: 1991: 5-73.

- 151. 李向应, 李忠勤, 尤晓妮, 王飞腾,等. 2006. 近期乌鲁木齐河源 1 号冰川成 冰带及雪层剖面特征研究. 冰川冻土, 28(1):36-44.
- 152. 李向应, 李忠勤, 尤晓妮等.近期乌鲁木齐河源 1 号冰川成冰带及雪层剖面 特征研究. 冰川冻土,28(1), 2006:36-44.
- 153.李月芳,姚檀栋,李真,李忠勤,刘亚平,段建平.高分辨电感耦合等离子体质谱仪测定中亚山地冰川雪冰中超痕量元素.分析化学,2007,35(1):37-42.
- 154. 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 40a 观测事实. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117-123.
- 155. 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40a 观测 事实. 冰川冻土, 2003, 25 (2): 117-123.
- 156. 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 2007. 冰川消融对气候变化的响应——以乌鲁 木齐河源 1 号冰川为例. 冰川冻土, 29(3): 333-342.
- 157. 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 2007. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融对气候 变化的响应. 气候变化研究进展, 3(3): 132-137.
- 158. 李忠勤,姚檀栋,皇翠兰.青藏高原古里雅冰帽中的现代环境记录.科学通报,1994,40 (10): 874-875.
- 159. 李忠勤. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支顶部出现冰面湖. 冰川冻土, 2005, 27(1):150-152.
- 160. 刘潮海,谢自楚,王纯足.天山乌鲁木齐河源1号冰川物质平衡研究.冰川冻
  土,1997,19(1):17-24.
- 161. 刘纯平,姚檀栋,谢树成. 祁连山敦德冰芯微粒变化特征和大气环境记录. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(3):105-113.
- 162. 骆鸿珍. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的水化学特征. 冰川冻土, 1983, 5 (2):55-64.
- 163. 秦大河,任贾文. 南极冰川学. 北京: 科学出版社, 2001: 61-78.
- 164.秦大河. 南极冰盖表面层内雪的密度化过程. 冰川冻土, 1987, 9(3):193-204.
- 165. 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉.中国冰川概论. 北京: 科学出版社, 1988: 55-65.

- 166. 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景 初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24(3): 220-226.
- 167. 施雅风主编. 2000.中国冰川与环境. 北京: 科学出版社, 54-73.
- 168. 王德辉, 张怌远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征. 冰川冻土, 1985, 7(3): 239-248.
- 169. 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.
- 170. 王林, 李忠勤, 王飞腾. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯剖面物理特征及其形成机理研究. 冰川冻土, 2009, 31(1): 11-18.
- 171. 王晓军 王仲祥 王纯足. 乌鲁木齐 1 号冰川的积消特征及成冰过程. 冰川冻 土, 1996, 18(4): 337-346.
- 172. 王晓军, 韩健康, 谢自楚, 等.乌鲁木齐河源1号冰川积累区透底冰芯底层及 冰结构分析. 冰川冻土, 1996,18 (4): 337-346.
- 173. 王晓军, 王仲祥, 谢自楚。从乌鲁木齐河源 1 号冰川二十八年来的变化看天山地区近期气候变化趋势. 科学通报,1988, 9: 693-696.
- 174. 王晓军, 伍光和, 王新中, 等.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累消融观测. 天山冰 川观测试验站年报, 1984, 3: 1-15.
- 175. 谢自楚, 1982. 希夏邦马峰北坡的积雪和成冰作用. 希夏邦马峰地区科学考察 报告. 北京:科学出版, 45-59.
- 176. 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. 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究, 科学出版社,1965:1-14.
- 177. 谢自楚, 王宗太. 珠穆朗玛峰地区北坡成冰作用. 珠穆朗玛峰地区科学考察 报告, 1975: 8-13.
- 178. 谢自楚, 伍光和, 王立伦, 等. 祁连山冰川的成冰作用. 中国科学院兰州冰 川冻土所集刊. 北京: 科学出版社, 1985, 5: 27-40.
- 179.谢自楚. 南极洲洛多姆冰帽学的地层学及成冰作用研究. 冰川冻土, 1984, 6(1):1-21.
- 180. 徐伯青, 姚檀栋,1999. 达索普冰川海拔 7100m 处气泡封闭过程研究. 冰川冻 土, 21(2):120-124.
- 181.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. 冰川冻土,1988,10(4):384-399.
- 182.杨大庆,施雅风,康尔泗.天山乌鲁木齐河源流域将降水观测系统误差分析 和修正.见:乌鲁木齐河山区水资源形成和估算.北京:科学出版 社.1992:14-40.
- 183. 姚檀栋, T hompson L G.敦德冰帽冷渗浸带雪密实化过程研究. 第四界全国 冰川冻土学术会议论文集(冰川学). 北京科学出版社, 1992:34-40.
- 184. 姚檀栋, 薄健辰, 王宁练, 等.中国境内又一种新成冰作用的发现.科学通报, 1998, 43 (1): 94-97.
- 185. 姚檀栋, 焦克勤, 皇翠兰, 李月芳, Thompson LG. 冰芯所记录的环境变化及 空间耦合特征, 第四纪研究, 1995,(1): 230-231.
- 186. 尤晓妮, 2006, 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪—粒雪—冰演化时间及雪层内不溶微粒的演化过程,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
- 187. 尤晓妮, 李忠勤, 王飞腾. 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. 冰川冻土, 2005, 27(6):853-860.
- 188. 尤晓妮,李忠勤,王飞腾. 乌鲁木齐河源 1 号冰川不溶微粒的季节变化特征. 地球科学进展,2006,21(11):1164-1170.
- 189. 袁方策,毛德华. 新疆地貌. 1994,北京: 气象出版社.
- 190. 张金华, 王新中.乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面资料说明, 天山川 观测实验站年报, 1984:19-27.
- 191. 张坤, 2008, 乌鲁木齐河源 1 号冰川地区大气气溶胶与表层雪中可溶性离子 及其关系研究,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
- 192. 张坤,李忠勤,王飞腾,李传金.天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区气溶胶和表层雪中可溶性矿物粉尘的变化特征及其相互关系.冰川冻土,2008, 30(1):113-118.
- 193. 张宁宁, 李忠勤, 何元庆, 王飞腾. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区气溶胶和 表层雪中SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的季节变化及成因分析. 冰川冻土, 2009, 31(1): 62-67.

- 194.章申,于维新.珠穆朗玛峰地区冰化学特征,珠穆朗玛峰地区科学考察报告,1966-1968(自然地理),科学出版社,1975:102-123.
- 195.章申.珠穆朗玛峰高海拔地区冰、雪中的微量元素.地理学报,1979, 33(1):12-17.
- 196.章申,吴紫旺.希夏邦马峰地区自然水(冰雪融水)的水化学特征,希夏邦马峰地区科学考察报告,中国希夏邦马峰登山队科学考察队,科学出版社, 1982:92-97.
- 197. 王平, 刘智. 阿尔泰山友谊峰地区冰、雪及其受冰川融水补给径流中的微量 元素含量. 环境科学, 1982, 3(3):33-35.
- 198. 王平. 阿尔泰山友谊峰哈拉斯冰川雪冰痕量元素含量. 冰川冻土, 1980, 2(增刊):77-79.
- 199. 骆鸿珍. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的水化学特征. 冰川冻土, 1983, 5(2):55-63.
- 200. 张文敬, 王平. 南迦巴瓦峰地区冰川冰、雪、水的地球化学特征. 山地研究,1984,3(3):155-164.
- 201. 张小伟, 康建成, 周尚哲. 极地冰雪氢氧同位素指标及其指示意义. 极地研究, 2002, 14(1): 73-80.
- 202. 张寅生, 康尔泗, 刘朝海.天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析. 冰川冻 土,1994, 16(4): 333-341.
- 203. 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,现代科学仪器,2004,5: 46-49.
- 204. 赵中平,2005,天山乌鲁木齐河源区1号冰川大气气溶胶及表层学化学的分析 与研究,中国科学院寒区旱区环境与工程研究所硕士学位论文.
- 205. 朱宇漫, 李忠勤, 尤晓妮. AccuSizer 780A 光学粒径检测仪在冰川微粒研究 中的应用. 现代科学仪器, 2006, 3:81-84.

## 附 录

- 个人简历:
- 姓名: 王飞腾 性别: 男 出生年月: 1980 年 5 月
- 民族:汉 籍贯:山东省枣庄市

#### 主要学历和经历:

2002 年 9 月-2004 年 7 月: 烟台师范学院地理科学专业, 获理学学士学位

2004 年 9 月至今:中国科学院寒区旱区环境与工程研究所攻读自然地理专业博士 学位(硕博连读)

2005年4月:中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,助理工程师

#### 主要野外考察情况:

- 1. 2004年9月,天山哈密庙尔沟冰帽考察
- 2. 2005年8月,天山哈密庙尔沟冰帽考察
- 3. 2006年9-10月,天山奎屯哈希勒根48号和51号冰川考察
- 4. 2006年8月,天山哈密庙尔沟冰帽考察
- 5. 2007年8-9月,天山托木尔峰区库兹巴依冰川考察
- 6. 2008年7-9月,天山托木尔峰区青冰滩72号冰川考察
- 7. 每年 5-6 个月,天山乌鲁木齐河源 1 号冰川考察

#### 获奖情况:

- 1. 2006 年获得中国科学院 BHP Billiton 奖学金
- 2. 2007年再次获得中国科学院 BHP Billiton 奖学金
- 3. 获得冰冻圈科学国家重点实验室 2007 年学术年会研究生学术报告二等奖
- 获得中国科学院天山冰川观测试验站 2004-2006 年度"野外工作突出贡献 者"
- 5. 2008 年第三次获得中国科学院 BHP Billiton 奖学金

101

- 6. 2007-2008 年度中国科学院"三好学生"
- 7. 2008年中国科学院院长奖学金优秀奖

#### 参加课题情况:

- 山岳冰川后沉积过程对冰芯记录影响的机理及评估研究,国家自然科学基金,课题编号:40701034,项目主持人
- 冰川加速消融机理研究—以天山乌鲁木齐河源1号冰川为例,中国科学院 研究生科学与社会实践资助专项,项目主持人
- 天山乌鲁木齐河源1号冰川变化预测和加速消融机理的研究及应用,国家 自然科学重点基金,课题编号:40631001,科研骨干
- 冰芯记录形成过程中的几个基本问题研究,国家自然科学基金,课题编号: 40571033,科研骨干
- 天山乌鲁木齐河源1号冰川与奎屯河哈希勒根51号冰川冰雪过程观测与研究,国家自然科学基金面上项目,课题编号40371028,科研骨干
- 新疆水资源的形成、转化与调控研究,中科院方向性项目,课题编号: KZCX2-YW-127,科研骨干

# 攻读博士学位期间发表的学术论文

- <u>Wang Feiteng</u>, Li Zhongqin,Li Huilin, Zhang Mingjun, Wang Wenbin, Wang Lin. 2008.Development of depth hoar and its effect on stable isotopic content in snow-firn stratigraphy on Urumqi glacier No.1, eastern Tien shan ,China. Annals of glaciology, 49:135-138.
- <u>Wang Feiteng</u>, Li Zhongqin. A study on the processes of snow metamorphism in the percolation zone of the Glacier No.1 at Urumqi River, Eastern Tianshan, China. Arctic, Antarctic, and Alpine research., Revision Submitted to Journal.
- <u>Wang Feiteng</u>, Li Zhongqin, R. Edwards, Li Huilin. 2007. Long term changes in the Snow-Firn pack Stratigraphy on Glacier No. 1, Eastern Tianshan Mountains. Annals of glaciology, 46,331-334.
- <u>Wang Feiteng</u>, Li Zhongqin, You Xiaoni *et al.* 2006. Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Urumqi Glacier No. 1 percolation zone, eastern Tien shan, China. Annals of glaciology, 43, 245-249.
- Li Zhongqin, Wang Wenbin, Chen Yaning, <u>Wang Feiteng</u>, Li Huilin, 2009. Observed changes in stream flow at the headwaters of Urumqi River, eastern Tianshan, central Asia, Hydrological Processes, (in press)
- Li Zhongqin, Wenbin Wang, <u>Feiteng Wang</u>, Huilin Li. 2008.Characteristics of ionic concentration and δ<sup>18</sup>O and their variability in dry season and wet season snow on Urumqi Glacier No. 1 in eastern Tianshan, China.Annals of glaciology, 49: 217-223.
- Li Huilin, Li Zhongqin, Wang Wenbin, <u>Wang Feiteng</u>.2008. Deposition characteristic of the NH<sub>4</sub><sup>+</sup> on Urumqi glacier No.1, eastern Tien shan, China. Annals of glaciology, 49:161-165.
- Li Zhongqin, Li Chuanjin, Li Yuefang, <u>Wang Feiteng</u>. 2007. Preliminary results from measurements of selected trace metals in the snow-firn pack on Urumqi glacier No.1, eastern Tien Shan, China. Journal of Glaciology, 53(182), 368-373.

- Li Zhongqin, Ross Edwards, E. Mosley-Thompson, <u>Wang Feiteng</u>, *et al.* 2006. Seasonal variability of ionic concentrations in surface snow and elution processes in snow-firn packs at PGPI site on Urumqi Glacier No.1, eastern Tien Shan, China. Annals of glaciology, 43, 250-256.
- Zhao Zhongping; Li Zhongqin, Ross Edwards, <u>Wang Feiteng</u>, *et al.* 2006.
   Atmosphere-to-snow-to-firn transfer of NO3- on Urumqi Glacier No. 1, eastern Tien Shan, China. Annals of glaciology, 43, 239-244.
- 11. <u>王飞腾</u>,李忠勤,尤晓妮,等. 2006. 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, 28(1), 45-53.
- 12. 董志文, 李忠勤, <u>王飞腾</u>, 张明军. 天山东部冰芯pH值和电导率的大气环境 空间差异. 地理学报, 2009, 64(1): 107-116.
- 13. 王林, 李忠勤, <u>王飞腾</u>. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯剖面物理特征及其形成机理研究. 冰川冻土,2009,31(1): 11-18.
- 14. 张宁宁,李忠勤,何元庆,<u>王飞腾</u>. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区气溶胶和
   表层雪中SO<sub>4</sub><sup>2</sup>的季节变化及成因分析. 冰川冻土,2009,31(1): 62-67.
- 15. 董志文,李忠勤, <u>王飞腾</u>,张明军.天山乌鲁木齐河源冰川积雪内不溶粉尘特
  征:沙尘与非沙尘活动季节的比较.环境科学,2009,6,已录用.
- 16. 董志文,李忠勤, <u>王飞腾</u>,张明军. 天山东部冰川积雪中大气粉尘的沉积特
  征. 地理学报, 2008, 63(5): 544-552.
- 17. 林娟, 张新芳, 安黎哲, 姚檀栋, 李忠勤, <u>王飞腾</u>, 徐世健. 天山冰芯细菌多 样性研究. 冰川冻土, 2008, 30(6): 1033-1040.
- 18. 张坤,李忠勤,<u>王飞腾</u>,李传金.天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区气溶胶 和表层雪中可溶性矿物粉尘的变化特征及其相互关系.冰川冻土,2008, 30(1):113-118.
- 19. 李忠勤, <u>王飞腾</u>, 朱国才,等. 天山庙尔沟平顶冰川的基本特征和过去 24 a间 的厚度变化. 冰川冻土,2007,29(1),61-65.
- 20. 李忠勤, 沈永平, 王飞腾,等. 2007. 冰川消融对气候变化的响应——以乌鲁

木齐河源1号冰川为例. 冰川冻土,29(3),333-342.

- 李忠勤, 沈永平, <u>王飞腾</u>,等. 2007. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融对气候 变化的响应. 气候变化研究进展, 3(3), 132-137.
- 22. 李传金, 李忠勤, 李月芳, <u>王飞腾</u>. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积雪内痕量 金属元素的季节变化及其环境意义. 中国科学(D),2007.37(5),676-681.
- 23. 李传金, 李忠勤, <u>王飞腾</u>, 尤晓妮. 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. 冰川冻土,2007,29(2), 169-175.
- 24. 李慧林, 李忠勤, 沈永平, <u>王飞腾</u>, 王文彬. 冰川动力学模式及其对中国冰川 变化预测的适应性. 冰川冻土,2007,29(2), 201-208.
- 25. 丁文慈, 李心清, 李忠勤, <u>王飞腾</u>. 乌鲁木齐河源1号冰川表层雪的化学特征 —以低分子有机酸和无机阴离子为例. 冰川冻土,2007,29(5), 704-709.
- 26. 尤晓妮, 李忠勤, <u>王飞腾</u>. 乌鲁木齐河源1 号冰川不溶微粒的季节变化特征.
   地球科学进展, 2006, 21(11), 1164-1170.
- 27. 李向应, 李忠勤, 尤晓妮, <u>王飞腾</u>,等. 2006. 近期乌鲁木齐河源1号冰川成冰 带及雪层剖面特征研究。冰川冻土, 28(1), 36-44.
- 28. 尤晓妮, 李忠勤, <u>王飞腾</u>. 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. 冰川冻土,2005,27(6),853-860.

### 致 谢

经过五年的努力,终于盼来了提交论文、准备答辩的日子。在这令人难忘的 时刻,我最要感谢的是我的导师李忠勤研究员。师从导师五年整,感激的话太多 太多。导师渊博的知识、开阔的视野、严谨的治学态度、敏锐的洞察力、正直的 人格品质和崇高的敬业精神,无不激励着我奋发向上、积极进取。五年来,导师 言传身教,以其对科学事业的执著追求和忘我的工作作风给了我深刻的影响,不 仅使我对所从事的事业充满了热爱,而且还使我明白了很多做人的道理。李老师 一方面教给我科学研究的方法,另一方面也为我创造各种机会,锻炼和提高我的 综合能力,用心良苦!本论文的选题、设计和实施过程中倾注了李老师大量的汗 水和心血,论文写作过程中李老师提出了许多宝贵的意见和建议,并对论文进行 了认真仔细的检查和修改。在此谨向导师李忠勤研究员致以衷心的感谢和敬意!

在我攻读博士期间,研究所和冰冻圈与环境联合重点实验室的老师们对我的 学习给予了极大的指导和帮助。感谢任贾文研究员、何元庆研究员、效存德研究 员、王宁练研究员、侯书贵研究员、刘时银研究员、叶柏生研究员、陈拓研究员、 杨梅学研究员、鲁安新研究员、段克勤研究员、高前兆研究员、冯起研究员、张 景光研究员、张耀南研究员、沈永平研究员、王正文老师、蒲健辰副研究员、秦 翔副研究员、李真副研究员、李月芳副研究员、井哲帆副研究员、邬光剑副研究 员、韩添丁副研究员、郭治龙副研究员、刘晓宏副研究员、孙维贞副研究员、朱 国才高级工程师、杨慧安工程师、王士猛工程师等在平时对我工作的支持和无私 帮助。感谢实验室王文华副主任、秘书刘景寿老师在学习和生活上给予方便和帮 助。同时感谢朱宇漫、包秋芳老师在实验分析方面给予的支持。

感谢同学、同事和朋友:张宁宁博士、张坤博士、明镜博士、谢爱红博士、 李传金博士、张新芳博士、武小波博士、李全莲博士、徐建中博士、王叶堂博 士、刘伟刚博士、张勇博士、丁明虎博士、贾文雄博士、李向应博士、陈生云 博士后、杜文涛硕士、孙维君硕士、李宗省硕士,在平时学习和生活上给予热 情、无私的帮助和鼓励,使我非常愉快的度过了这段学习历程,让我一生难忘。

在此也要感谢几年来朝夕相处的同门兄弟姐妹:王文彬博士、李慧林博士、 赵淑慧博士、李开明博士、张晓宇博士、吴利华博士、孙美平博士、尤晓妮硕

106

士、王林硕士、董志文硕士、周在明硕士、王璞玉硕士、周平硕士、金爽硕士、 曹敏硕士、王鹏硕士、高文华硕士、高闻字硕士、李云硕士、王立伟硕士。感 谢他们在工作、学习、生活上给予的关心和帮助。

感谢国内外的一些专家和学者们,感谢他们对我科研工作的大力支持:西 北师范大学张明军教授、中国科学院新疆生态与地理研究所陈亚宁研究员和刘 文江博士,中国科学院青藏高原研究所周石硚副研究员、Dr. Ross Edwards、Prof. Lonnie G. Thompson、Prof. Ellen Mosley-Thompson、Dr. Nozomu Takeuchi、Dr. Morgan Vin、Pro. Martin Sharp 等无私的帮助。

感谢研究生处蔡英老师、张明娟老师、陈辉老师和刘晓东老师多年来在学 习和生活上给予的关心和帮助,也要感谢冰川冻土编辑部的梁红老师、祝国存 老师。

本项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。 感谢长期坚持在观测第一线的人员:武录喜、陈洪模、马启兵、马应辉、张恩 泽、杨进禄等。

最后,在此感谢养育我的父母和支持我的家人,感谢他们在我求学生涯中付出的艰辛劳动,感谢他们默默为我奉献的一切,使我的学习能够顺利完成。特别要感谢我的妻子——王林,感谢她默默的支持我,鼓励我,使我能够有足够的时间和精力投入到学习和工作之中。

王飞腾 2009年4月

107