

分类号_____

密级_____

UDC_____

编号_____

中国科学院研究生院 硕士学位论文

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

尤晓妮

指导教师 李忠勤 研究员

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

申请学位级别 硕士 学科专业名称 自然地理学

论文提交日期 2006 年 4 月 论文答辩日期 2006 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 中国科学院研究生院

答辩委员会主席_____

**Study on Time Scale of Snow – Ice Transformation and Seasonal
Evolution of Insoluble Microparticles Stratigraphy at Glacier No. 1
Percolation Zone, Eastern Tianshan, China**

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

For the Degree of
Master of Science

Presented by
You Xiaoni

Accepted on the recommendation of
Prof. Li Zhongqin supervisor

Tianshan Glacier station

April, 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

尤晓妮

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测试验站, 兰州 730000)

摘要

成冰年限的研究是冰川物理学研究的基本内容之一, 同时对于目前冰芯记录的形成恢复研究意义重大。了解某一冰川的成冰机理是使得进一步的化学及其他相关研究得以进行的基础。成冰年限因气候环境和成冰类型的不同有着很大的差异, 即使在同一条冰川上, 也会因为海拔高度的不同而显不同。因此, 对所有冰川而言在探讨成冰年限的一般机理方面缺少确定性。然而, 对于山岳冰川来讲, 除了少数冰川属于渗浸—重结晶成冰作用外, 多数冰川则以渗浸—冻结的形式成冰。这一成冰过程最大特点便是融水参与。也使得大部分处于中、高纬度的山岳冰川其成冰年限有了共性。本文即通过对天山乌鲁木齐河源区 1 号冰川粒雪盆处进行定点观测, 并采用竹板作为跟踪雪层变化的媒介, 对该区的成冰年限进行了较为崭新的分析探讨, 得出以下结论:

夏季, 新雪转化为细粒雪约需要 7 天, 细粒雪转化为粗粒雪约 20 天~3 个月; 同样的转化在冬季分别需要约 2.5 和 2~4.5 个月。这种转化的季节差异完全是由于粒雪特征和降雪季节不同引起的。粗粒雪转化成粒雪冰的时间大约 40 个月。这一过程由于历时较长, 跨越了季节变化。由此得到该处新雪演化为粒雪冰历时约 41~47 个月。竹板作为雪层的指代, 在雪坑中的位置变化基本代表了雪层的变化, 基于对竹板移动速度的研究发现 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。

物理过程和化学过程从来就不是相互独立的研究方向, 化学物质和不溶微粒在冰雪中的迁移主要受到后沉积过程的影响。有三种方式: 一是在融水的作用下发生迁移; 二是蒸发和升华; 三是附着在粒雪之上, 以挤压和重结晶方式随着粒雪的转化而被保存至粒雪冰层。基于前述的成冰机理, 对雪坑中不溶微粒的季节演化进行了分析, 探讨以不溶微粒聚集较多的污化层和其他微粒峰值是如何在雪

层中演化并被保存下来的。雪冰中不溶微粒主要来自大气粉尘的沉降。大气粉尘在全球变化中具有十分重要的作用，包括对太阳辐射的散射和反射、对深海铁肥料的供给和对大气降水过程的影响。而冰芯中的微粒记录是反映大气粉尘变化的良好指标。通过对雪坑中不溶微粒的后沉积演化和表层雪中不溶微粒的季节变化，本文初步得出了以下结论：

污化层是粗颗粒（直径大于 $10\mu\text{m}$ ）聚集的区域。基于此对该粒径微粒的浓度峰值进行跟踪，发现不溶微粒在雪层中的演变与物理成冰过程息息相关。除了风吹雪，蒸发，升华外，融水在颗粒物的迁移和演化中扮演着主要角色。每年夏末有一个污化层被粒雪冰包裹，一个新的污化层出现。通过对表层雪中粗颗粒和微粒总含量的季节变化进行讨论，得到表层雪粗颗粒浓度在一年中有两个峰值，分别出现在 12-3 月，6-9 月，而总微粒浓度只有一个峰值区，出现在 4-8 月。对比同期气象资料发现，其受降水和局地风影响显著。

关键词：1 号冰川，成冰年限，不溶微粒

**Study on Time Scale of Snow – Ice Transformation and Seasonal
Evolution of Insoluble Microparticles Stratigraphy at Glacier No. 1
Percolation Zone, Eastern Tianshan, China**

You Xiaoni (glacier chemistry)

Directed by Li Zhongqin

(Tianshan Glacier Station, Cold and Arid Environmental and Engineering Research Institute,
Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract

The time scale of snow-ice transformation is basic study of the glacier physics, it plays an important role to reconstruct ice core record. Further researches on chemistry and others relevant subjects largely depend on understanding of ice formation process. Transformation time of snow turn to ice is difficult to get due to its variability with environment, climate and ice formation type. Fresh Snow transforms to glacier ice through cold or warm type ice formation process. In China, the transformation on most glaciers takes place under a warm type ice formation process. However, the time scale of the transformation from snow to ice is poorly documented in literatures. The main reason for it is of lack of long-term field observation data. In this paper, an explicit transformation age from snow to granular ice at accumulation zone (4130m) of Glacier No.1 is given out based on our 24 months' continuous snow pits profile observation and the study by employing snow layer tracing method. Our study demonstrates that, in summer, the time for snow developing to fine firn is about 7 days, and the time for fine firn turning to coarse firn is about 20 days~3 months. The same transformation process takes about 2.5 months and 2~4.5 months respectively in winters. Thus, the snow to ice transformation age at this site is about 41~47 months in total. In addition, this paper also discussed the seasonal variability of snow layer's movement, the relationship between movement velocity with snow pit depth and density, and as well as the magnitude of ice formation volume in summer, etc. It concludes that the late summer (August-September) is a main time period for ice

formation, and melting water greatly impacts on the snow to ice transformation process.

Physical and chemical study is correlative in glaciology. Chemical elements and insoluble microparticles move down through snow layer with three styles: the first, they were eluted by melt water. The second, they disappeared or moved through sublimation and evaporation. The last, they moved down with the snow layer through impact of snow pack. Based on the results of process and time scale of ice formation, we explored the seasonal evolution of insoluble microparticles in snow pit. The insoluble microparticles are mainly from the wet or dry deposition of dust. The atmospheric dust is one of the most important factors in the global climate changes. Its effects include the scatter and reflect of solar insolation, the supply to the Iron fertilizer to ocean, and its restrain to rain. The microparticles record in ice cores is an excellent proxy for atmosphere dust. So, the processes involved in the evolution of vertical profiles of microparticle concentrations, as well as their seasonal variation in surface snow, was studied by weekly sampling a snow pit from September 2003 to September 2004 on Glacier No.1 in the eastern Tianshan. The development of the microparticle stratigraphy in the snow pit are closely related to the physical development of the snow-firn pack. The sampling site is located at 4130 m asl in the percolation zone of the glacier, and in addition to the effects of sublimation and wind erosion, melting plays a crucial role in both the physical and chemical evolution processes. During the winter season, insoluble aerosol concentrations in the surface layers are altered slightly by sublimation and wind erosion, and the concentrations are further modified as the wet season begins in late April. In contrast, insoluble aerosol stratigraphy in the deeper layers remains relatively unchanged through the winter. In early summer, as melting occurs in the upper part of the snow-firn pack, meltwater carries microparticles and chemical species to different depths in the underlying snow-firn layers, such that at the end of the ablation season, all of the surface elements might be leached out from the upper layers.

Key words: Glacier No.1, Ice formation age, insoluble microparticles

目 录

中文摘要.....	I
英文摘要.....	III
第一章 引言.....	1
1.1 冰芯记录与现代过程研究.....	1
1.2 PGPI 项目介绍和已取得的成果.....	4
1.3 物理剖面和成冰过程研究进展.....	6
1.4 雪冰不溶微粒相关研究.....	9
1.5 本论文的研究目的和意义.....	11
第二章 研究区概况	13
2.1 乌鲁木齐河源区的自然环境特征	13
2.2 1号冰川基本特征	16
2.3 采样点的选取.....	17
第三章 乌鲁木齐河源 1 号冰川暖型成冰的年限问题	18
3.1 简介.....	18
3.2 野外观测.....	18
3.3 研究方法.....	20
3.4 雪—粒雪—冰演化时间研究.....	20
3.4.1 新雪到细粒雪的演化时间.....	21
3.4.2 细粒雪到粗粒雪的演化时间.....	22
3.4.3 粗粒雪到粒雪冰的演化时间.....	23
3.4.5 讨论.....	25
3.5 雪层密实成冰速度及其影响因素.....	25
3.5.1 密实成冰速度的季节变化.....	26
3.5.2 速度随深度变化.....	27
3.5.3 融水对成冰速度的影响.....	28
3.6 夏季成冰量.....	29
第四章 乌鲁木齐河源 1 号冰川不溶微粒剖面特征的季节演化.....	31
4.1 野外取样.....	31

4.2 实验方法.....	31
4.2.1 不溶微粒分析仪器的选取.....	31
4.2.2 Accusizer 780A 光学粒径分析仪及不溶微粒的分析过程.....	32
4.2.3 测量结果的误差来源.....	34
4.3 1 号冰川不溶微粒表层雪的季节变化.....	36
4.4 不溶微粒在雪层中的演化.....	38
第五章 结 论.....	42
参考文献.....	44
致 谢.....	52
个人简历.....	53
发表论文.....	53

第一章 引言

1.1 冰芯记录与现代过程研究

冰雪圈（冰冻圈）是以固体形式存在于地表面的水，包括海冰、河冰、湖冰、积雪、山地冰川、冰盖和冻土（包括多年冻土）等组成的特殊圈层，它和大气圈、水圈、岩石圈、生物圈一起组成地壳表层的五大圈层共同对气候作用，构成全球变化的复杂系统。目前地球表面的 11% 为冰川和永久性积雪所覆盖，多年冻土占全球陆地面积的近四分之一。以冰川、冻土、积雪为主的冰冻圈是古气候与古环境的重要信息库，它是气候变化的产物，对气候变化有最敏感的反应和强烈的反馈作用。冰冻圈对寒区水资源状况、甚至海平面变化也具有重要影响。冰川被称为固体水库，和积雪融水共同成为寒区径流的主要来源之一。根据已出版的《中国冰川目录》11 卷 21 册的冰川数量的最终统计，中国共发育冰川 46298 条，面积 59406km²，冰储量 5590km³，其中总面积分别占全球冰川（冰盖）总面积（约 16346000km²）的 0.4%，世界山地冰川（410700km²）的 14.5% 和亚洲山地冰川面积（124900km²）的 47.6%。

冰川是寒冷地区多年降雪积累、经过变质作用形成、在重力作用下有一定运动的自然冰体。冰川以冰为主体，还包括一定数量的空气、液体物质、岩屑和人类活动释放的微量物质。冰川主要分布在南极、北极地区和中低纬度的高山，按冰川形态和运动特性可将冰川分为大陆冰盖和山岳冰川，其中山岳冰川按其发育的水热条件和物理性质又可分为大陆型冰川、亚大陆型冰川和海洋型冰川或者称为冷冰川、冷温复合冰川和温冰川。

冰川是气候的产物，也是很好的气候指示器。而冰川对气候又具有强烈的反馈作用，二者关系较为密切。降水、气温及其组合是影响冰川发育的主要气候因子，降水决定冰川积累，气温决定消融，因此降水的多寡及其年内分配和年际变化影响冰川的补给和活动性，而气温的高低影响成冰作用和冰川融水，和降水共同决定冰川的性质和发育演化。

根据 IPCC 报告，20 世纪全球地表平均气温升高了 0.6 °C。由此造成包括冰川在内的冰冻圈变化十分明显：北半球中高纬地区河湖每年的结冰期减少了约

2个星期，山岳冰川广泛消退。60年代以来，雪盖面积大约减少了10%。50年代以来，北半球春夏海冰面积减少约10-15%。在最近的几十年，北极夏末至秋初的海冰厚度可能减少了约40%。在目前所有IPCC场景预测模式下，未来的气温还会持续上升，上述变化还会加剧。并对人类生存环境，持续发展产生更加深刻的影响。

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，在经历一系列的后沉积过程(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。

对冰芯记录解释的一个基本假定之一就是后沉降变化过程对冰芯记录的影响可以忽略不计。这在两极地区对取自冷渗浸—重结晶带的冰芯来讲是可行的。在这种条件下，降雪主要通过物理密实化过程来实现成冰，成冰深度可以达到70—90 m。在这一转化过程中，大气与雪层间的物质交换是沉积过程的主要表现形式。融水仅可以在粒雪内形成一些小的冰片，其作用可以忽略。然而，对于山岳冰川来讲，情况则大不相同，除了少数冰川属于渗浸—重结晶成冰作用外，多数冰川则以渗浸—冻结的形式成冰。这一成冰过程最大的特点便是融水参与。其基本过程是冰川在夏季消融季节表面会形成微融水，这些融水向下渗浸，遇冷在粒雪层内形成冰片，冰层，或达到粒雪底部与粗粒雪胶结形成粒雪冰。在形成粒雪冰以后，粒雪与大气隔绝，被封闭起来，记录得以保存。粒雪冰在进一步的冰川动力变质作用下转换为冰川冰。

气溶胶物质在沉积之后会发生两方面的变化，一是一些易于挥发类物质如 NH_4 与大气相互交换作用；二是大多数比较稳定物质如 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和不溶微粒在雪—粒雪—冰川冰演化过程中，尤其是融水参与下发生的变化。对后者而言，融水对粒雪层内化学成分的影响是巨大的，一方面可以对雪层内不溶性物质进行搬运，更主要的是对可溶性成分有着很大的影响。融水对可溶性成分具有淋溶作用，这些可溶性成分会随着融水的迁移进行再分布。根据研究，雪层中30%的消融便会造成90%的可溶性离子丧失；另一方面，在粒雪消融形成融水，融水冻结

成冰的相变过程中，其所包含的同位素也会发生重新分馏，而造成同位素成分的改变。当融水过多，在冰面上形成微弱径流，其裹挟的化学成分也随之而流失，这便会对冰芯记录造成很大影响，使得冰芯记录有很大不确定性。

无融水损失的渗浸—冻结成冰作用对冰芯记录的保护无疑是起到正面作用的。融水不断下渗，经历了一些阻挡最终在粒雪冰冰面上冻结成为粒雪冰，其携带的化学成分随之也被保存。这一过程中，如果气温很冷，融水冻结深度浅，便会对其下部粒雪层起到保护作用；如果气温高，较高的冰温和大量融水会破坏粒雪层中的冰片、渗浸冰层，在较深的地方，通常是粗粒雪层底部形成粒雪冰。然而，这一过程在时间上是有序的，尽管融水的参与扰动了雪层中本生的时间序列，但形成的粒雪冰却会按照时间顺序将其携带的化学物质记录在粒雪冰里。

在上述过程中，有些基本问题仍然不清楚：一是在这一成冰过程中，各种化学元素的化学变化，二是同位素在两次相变过程中如何分馏变化，对其量值的影响程度。三是粒雪层中的特征层位，主要是冰片、粉尘层（污化层）与化学成分具有怎样的相关关系。

根据 IPCC 和 WGM S 报告，全球山岳冰川在过去 20 年里平均退缩 10% 以上，上个世纪末这种退缩有加速趋势。冰芯记录解释遇到的问题成为极普遍而又亟待解决的问题。

根据已有的分析，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。利用天山1号冰川试验点来进行上述过程研究,一方面可以了解后沉积过程及其一般机理以及对冰芯记录形成的影响,为解释中低纬度山岳冰川冰芯记录提供依据;另一方面作为亚洲中部粉尘发源地,雪冰中的不溶微粒和化学记录为填补本区大气化学循环资料的空白,和理解粉尘源区的变化与大气粉尘的传输都具有重要意义。

很明显,探究不溶微粒和化学离子在雪层中的演化,以及冰芯记录的形成和保存,第一步也是最基本的步骤,是要了解雪层内部的物理演化机制。雪—粒雪—冰的转化无疑对包含于其中的各种可溶和不溶成分的迁移和演变起到了至关重要的作用。一方面,各种离子和不溶微粒存于雪冰之中,以雪冰为载体,二者有机结合,不可分割;另一方面,在中低纬度山岳冰川较为普遍的暖型成冰模式下,融水是关键而重要的成冰因素。它不仅加速粒雪到冰的演化,还对不溶微粒进行搬运,对可溶成分进行淋洗。从而造成化学离子迁移与雪层成冰过程的不同步,以及不同化学离子的演化差异。

1.2 PGPI 项目介绍和已取得的成果

山地冰芯中的化学记录是恢复古环境和古气候的极有价值的信息(Thompson et al., 1995, 1998; Ginot, 2001)。它不仅记录了大气化学的组成和沉积过程,而且对发生在雪层中的后沉积过程亦有所反映。为搞清乌鲁木齐河源1号冰川积累区雪层演化成冰过程和气溶胶成分在有融水参与的后沉积过程中是如何演变的。2002年7月起中国科学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)。观测场成功地选择在1号冰川东支4130米处的渗浸带内。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($\delta^{18}\text{O}$)、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。王飞腾等基于 2002 年 7 月至 2004 年 11 月的连续物理剖面资料得出: 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。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, 雪层上部最容易形成冰片, 到了夏初, 冰片在雪层大量形成。到夏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。粒雪组成方面, 粗粒雪在夏季所占的比例最大, 冬季次之, 春季最小。新雪的情况则与粗粒雪相反, 即春季最大, 夏季最少。其它要素(冰透镜体、冰片、深霜等)在夏季所占的比例最高, 秋春季次之, 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(王飞腾, 2006)。李向应等的研究发现, 随着乌鲁木齐河源区气温升高, 1 号冰川的成冰带谱和雪层剖面特征具有由冷向暖的转化趋势。具体表现在: 雪层剖面厚度随海拔升高逐渐增大, 靠近冰川顶部又明显减小; 细粒和粗粒雪层厚度的变化规律同于雪层剖面, 不同的是粗粒雪层厚度的增大趋势大于细粒雪层; 雪层剖面中的污化层数目随海拔升高而增多, 深度增大, 但靠近高海拔区域污化层数目和深度明显减少和减弱。在高海拔区域, 雪层剖面主要由风板—新雪—细粒雪—中粒雪—粗粒雪组成; 在低海拔区域和西支顶部, 主要由新雪(风板)—细粒雪—粗粒雪组成; 在冰舌末端和东支顶部区域, 主要由风板—中粒雪—粗粒雪组成。雪层剖面组成以粒雪(细粒雪和粗粒雪)为主, 粗粒雪在雪层中所占比例随着海拔升高而增大; 深霜、冰片和冰透镜体较以前大为减少, 只有在部分渗浸带区域的雪层中有发育; 雪层中的渗浸冻结作用较以前增强, 污化层数目减少, 颜色变深, 强度更高。并对成冰带谱划分如下: 消融带(东支在海拔 4066m 以下和顶部的局部区域, 西支在海拔 4089m 以下); 渗浸—冻结带(东支在海拔 4066m—4098m 和渗浸带上限至顶部的局部消融区下限之间, 西支在海拔 4089m—4136m 和顶部的局部区域); 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 至顶部的局部渗浸—冻结区下限之间)。值得关注的是东支顶部的局部区域现已转化为具有强烈消融特征的局部消融区(李向应, 2006)。李忠勤等对粉尘和各种化学离子在表层雪中的分布研究结果显示: 在亚洲粉尘事件和降水的综合影响下, 较高的离子浓度出现在春、夏季。

对各种元素进行相关分析和因子分析,可按其来源划分为短距离、长距离、人为污染来源三类。而 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 则属于三者兼有。各种离子的淋溶顺序为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{NH}_4^+$, 并得出当日平均气温达到 -3.6°C 时, 淋溶开始发生; 当温度上升至 0.3°C , 当年沉降的所有离子将被淋溶而消失 (Li Zhongqin, 2006)。王飞腾 (Wang Feiteng, 2006) 和赵忠平 (Zhao Zhongping, 2006) 分别对表层雪中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 NO_3^- 浓度进行了季节分析, 并对其在雪坑中的后沉积演化进行了探讨。

本文作为 PGPI 的一部分, 着眼于雪—粒雪—粒雪冰的演化历时和不溶微粒在雪层中的演变特征。

1.3 物理剖面和成冰过程研究进展

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)。

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。

根据 IPCC 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 (Oerlemans, J, 1998; Meier, M. F., 1984)。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 (施雅风, 2002)。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 (李忠勤, 2003), 气温升高给中纬度山地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。以 1 号冰川为例,上世纪 60 年代发现的冷渗浸带消失 (王晓军, 1988), 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 (李忠勤, 2005)。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,而对演化过程的研究有限。

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 (施雅风, 1988): 即以极地为代表的冷型成冰作用和以大多数中低纬度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 (秦大河, 1987; 谢自楚, 1984) 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 (施雅风, 1988; 黄茂桓, 1988; 姚檀栋, 1998; 徐伯青, 1999; 谢自楚, 1982a, 1984, 1965, 1975; 王晓军, 1996)。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 号冰川雪层剖面演变特征及成冰作用进行了研究 (谢自楚, 1965), 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 (王晓军, 1980-1981; 王晓军, 1996; 刘潮海, 1997)。

成冰年限是指降雪演化成冰川冰这一过程所需的时间,是冰川物理学研究的基本内容之一,同时对于目前冰芯记录的形成恢复研究意义重大。其亦因成冰作用类型的不同而不同。除了达索普(姚檀栋,1998;徐柏青,1999)等少数冰川外,中国山地冰川多以暖型成冰为主。Robert L. Hawley 曾利用垂直挤压速率和密度得出雪层的垂直速度,以此计算出南极 Taylor Dome 冰川稳定状态下的深度—时间范围(Robert L. Hawley, 2002)。

我国对成冰年限的研究始于1962年,谢自楚等利用雪层剖面 and 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)。

1.4 雪冰不溶微粒相关研究

大气中的粉尘不仅是气候变化的反映,而且自身在全球气候中也具有重要的作用。目前最好的粉尘纪录为冰芯中的微粒和化学(可溶离子)成分,冰芯纪录在反映大气粉尘变化方面具有独特的优势。首先,冰芯直接纪录了粉尘源区的气候和环境变化历史。其次,冰川在不同地区其分布高度存在差异,能够反映中、高空大气粉尘的变化差异。特别是那些超过6000m的极高海拔地区的冰川(冰芯)已经处于对流层顶部,能够更加敏感地纪录大气成分的变化,幅度很小的变化也可以详细地记录在冰芯之中。最后,自然沉积中,冰芯纪录最独特最明显的

优势就是其高分辨率,尤其是近千年甚至近万年以来的气候纪录可以达到年分辨率的精度。

通过对冰芯中不溶微粒的研究,可以高分辨率地恢复 $10^2 \sim 10^5$ 年来的大气粉尘纪录。在过去的几年中,许多学者已经在全球不同的区域进行了相关研究 (Thompson L, G., 1989; Marry Davies, 2003; Wake C.P.,1994; Petit J. R., 1990; Petit J. R., 1990; Fiacco R.J.,1993)。Dome C, Byrd, Century Camp 冰芯纪录表明,微粒平均浓度在末次冰期与全新世的比值为 6, 3, 12 倍 (Thompson, L.G, 1981)。南极 Dome C、Byrd、Camp Century 冰芯中纬度 (Y) 与微粒浓度 (X) 可归结为拟合公式 $Y=-a \times \log X+b$, 并且具有较高的相关系数 (Thompson, L.G, 1981)。但二者的变化在相位上并不完全一致。对比两极和中低纬度山地冰芯中的粉尘纪录,可以发现山地冰芯要高于两极,北半球冰芯中的粉尘含量要高于南半球。因为全球主要的粉尘源区集中在北半球中高纬度地区 (Propero,J.M.,2002),而南半球的粉尘源区无论是在面积上还是在粉尘供给上都远远弱于北半球。在 Vostok 冰芯中,微粒的质量浓度在末次冰期中 (75~11ka) 平均只有 0.45ppm,而末次间冰期时 (130~76ka) 平均只有 0.09ppm (Petit, J.R., 1999),青藏高原上的敦德冰芯,仅粒径超过 $2\mu\text{m}$ 的粗微粒数量含量就高达 $10^5 \sim 10^6/\text{ml}$ (Thompson, 1989),

中纬度山地冰川因为靠近沙尘源区成为揭示沙尘暴源区变化,沙尘传输路径以及气候演化的有效手段,并越来越多地受到关注 (Ing, G.K.T., 1969; Jackson, M.L.,1973; John T. Merrill,1989;)。有结果表明,中纬度地区 (25° to 40°N) 是受沙尘暴影响最为严重的区域 (Uematsu, M.,1983; Prospero. J. M.,1989;),特别是春季尤为突出 (Gao. Y, 1992)。我国对降雪和冰芯中的不溶微粒有过一定的研究,包括青藏高原冰芯和南极冰雪样品,都取得了相当的成果。祁连山的敦德冰芯很好的解释了沙尘暴的历史纪录和演变规律,可以与历史文献纪录进行对比研究 (姚檀栋, 1995; 刘纯平, 1999); 得出,微粒含量高时,气候多为冷干,微粒含量低时气候多为暖湿,微粒变化异常于这一规律时,多为沙尘暴发生之时。而且,微粒含量和微粒粒径变化反映了沙尘暴的强度和波动历史,沙尘暴频率高时,微粒含量高,微粒粒径大;反之,微粒含量低,微粒粒径小 (刘纯平, 1999)。此外,气—雪界面不溶微粒的研究作为探求粉尘沉积特征的一个重要方面,亦在不同区域开展 (Davidson, C.I.,1993; Dibb, J.E.,1993; Hamilton, W. L..1969)。而

对于不溶微粒在后沉积过程中的演化和纪录的保存，文献中少有报道。

1.5 本论文的研究目的和意义

作为乌鲁木齐河源 1 号冰川现代过程研究的一部分，本文基于竹板在雪坑中的位置变化，结合同期的物理剖面特征观察记录，对 1 号冰川成冰过程进行了研究，重点对雪—粒雪—粒雪冰的演化历时进行了探讨。并描述了采样点表层雪中不溶微粒的分布特征，以及不溶微粒的后沉积演化。以期揭示乌鲁木齐河源区 1 号冰川的成冰历时和不溶微粒分布特征。

成冰年限作为冰川物理学研究的基础，对于更进一步理解成冰机制，和恢复冰芯记录意义重大。本文通过在雪坑中插置竹板，将雪层的迁移和变质过程可视化。利用竹板追踪雪层的成冰过程，可以对新雪到细粒雪，细粒雪到粗粒雪，粗粒雪到粒雪冰每一个阶段的成冰历时进行直观观测，并得到一个客观的结果。从而对成冰过程有了更翔实的理解。而竹板在雪层中的移动速度基本代表其所在雪层的移动速度，以这种假设为前提，就可以得到雪层成冰速率的季节变化。乌鲁木齐河源 1 号冰川地处中纬度山地，是典型的山岳冰川，有着代表大多数山岳冰川的暖型成冰特征。融水参与是其主要的成冰方式。因此，对该区成冰历时进行详细的研究不仅有助于理解该区成冰过程和雪冰演化时间，更重要的是形成了对于以融水参与为主的冰川其成冰过程的某些一般机理。

成冰过程的理解是对化学物质和不溶微粒过程研究的基础。

冰芯中不溶微粒是大气粉尘的良好指标。粉尘的沉积通量代表的是源区的干旱程度，而粉尘颗粒的大小则被认为是风力的反映，这不论是在冰芯中还是在深海的风尘沉积中都是如此假设的 (Zielinski et al, 1997; Rea et al, 1998)。粒径可以用平均数量直径和平均质量 (体积) 直径来表示。前者指数量上的加权平均，后者则是质量 (体积) 的加权平均。相对而言，平均数量直径的变化反映的主要是细颗粒的数量，而平均质量直径反映了粗颗粒的变化。在全球变化研究中，与欧美大陆和极地相比，人们对中亚包括天山地区大气环境的了解甚少。然而，中亚地区是沙尘的主要源区之一，是“亚洲粉尘”的发源地，在北半球粉尘源区的变化和传输以及大气化学循环中起着重要作用。在这一地区开展的研究一直受到国际社会的重视。利用天山得天独厚的冰川雪野，通过高海拔雪坑样品的长期、系

统的采集，研究这一地区表层雪中不溶微粒的季节变化，和后沉积演化，具有鲜明的区域特征，亦十分迫切，同时为这一地区冰芯记录的解释和冰芯定年提供依据。

第二章 研究区概况

2.1 乌鲁木齐河源区的自然环境特征

乌鲁木齐河源区位于北半球中纬度欧亚大陆腹地，青藏高原北侧。周围高山环绕，天山横跨新疆中部，形成了著名的两大盆地：北疆的准格尔盆地和南疆的塔里木盆地。盆地内除极少数绿洲外，绝大部分为沙漠占据（图 2.1）。

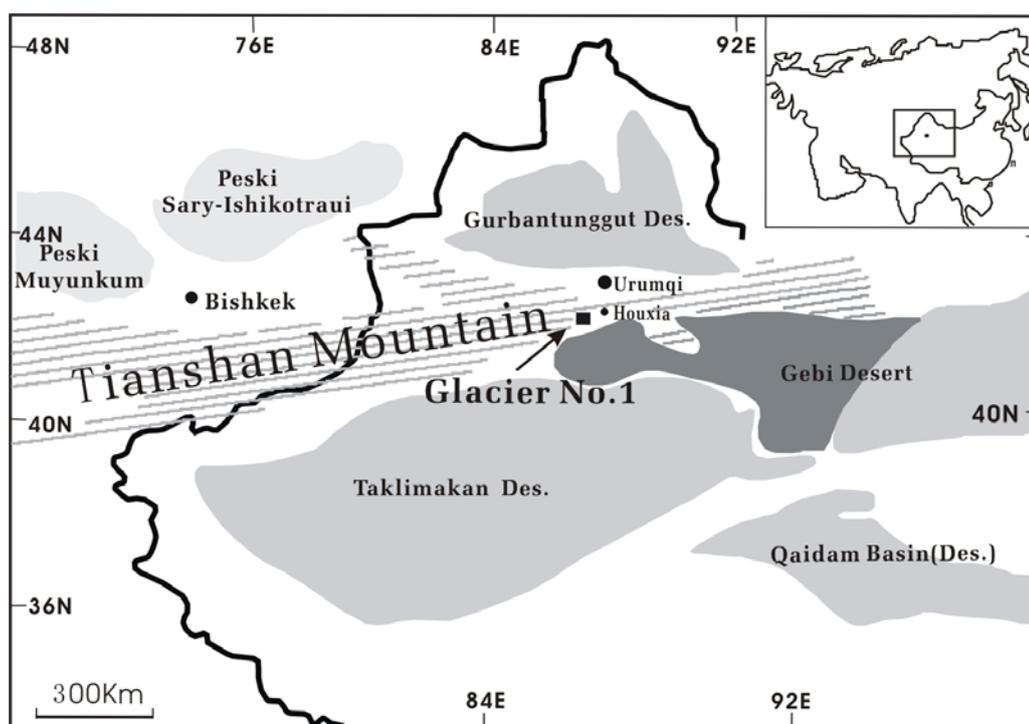


图 2.1 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川地区所处的周边地理环境示意图

Fig. 2.1 The geographic environment of Glacier No.1 in Urumqi riverhead

1 号冰川所处的东天山地区四周为广袤的沙漠和戈壁。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；东临位属东新疆和西甘肃的沙地，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邻。流域内山势高，坡降陡，植被覆盖面积积极小，垂直地带性明显。3600m 以上为高山寒冻带，广有冰川分布，以下依次为亚高山带、中山和低山丘陵带。代表性植物为雪岭云杉针叶林和草原植物（张寅生，1994）。

大面积的沙漠和戈壁环境、极低的植被覆盖率以及复杂的低层大气环流为 1 号冰川及其周边地区沙尘暴的产生提供了有利条件，从而使沙尘暴成为该地区的一大环境特点之一，历史上多有记载。强沙尘暴主要发生在每年的 3-5 月份。尤其是 4 月份（李江风，1991，P：180-189）。最新统计分析表明，地域上沙尘暴的高发地区是南疆的和田、新疆东部、甘肃的河西走廊和宁夏的黄河灌区等地。新疆地区的低层大气环流以及河西走廊和新疆东部地区特有的“东灌天气”（李江风，1991，p: 189）为沙尘暴所扬起的尘埃物质向周边大气环境的扩散提供了条件。

由于天山位于欧亚大陆腹地，南有青藏高原，西有帕米尔高原，北有阿尔泰山，东有准格尔界山，这种复杂的横亘地形，对环流具有一定的特殊性。其高空受北半球西风带控制。大致在 4000 米以下，由于受青藏高原和帕米尔高原的影响，西风气流在接近高原时会被高原分成南北两支。而影响天山地区的主要是北支气流。冬季（1 月），在 1500m 高度上，北支气流由于地形影响，在天山南北产生两支反气旋性的环流，成为该地区冬季主要天气气候形成的一个环流特征。造成北疆干冷的偏东风和罗布泊地区及南疆的干燥天气。春季（4 月），西风带的位置明显北移，势力锐减。在中亚天山之西，由于天山山体的作用，两支西南气流平行进入我国天山南北地区。北支气流在天山东部尾闾和天山南麓的一支气流相遇，加强了这支气流的反气旋作用，由此天山东部尾闾地区干旱化。致使南疆春季在昆仑山，阿尔金山一带，降水很少，多强浮沉天气（图 2.2）。夏季（7 月），由于天山地区地处中国西北内陆地区和青藏高原的阻隔，在中国大部分地区盛行的东南季风和西南季风难以影响该区域，天山地区仍以西北气流为主。当西北气流东南下时，在 75°E 为天山北麓所阻，转向东行，至天山中部由乌鲁木齐谷地西南下，形成一支反气旋式的气流，造成高温干旱的天气气候。但这支气流由西北带来冷湿空气，受天山之阻，产生抬升降水，在天山北麓和天山山区形成较大的雨区，成为影响乌鲁木齐河源区的主要环流形式（胡汝骥，2004）。秋季（10 月），一支西北气流在蒙古人民共和国萨彦岭地区分支成反气旋型从蒙古高原进入天山北部地区，形成该地区的东北风。翻越帕米尔高原进入南疆地区的西北气流分别沿天山南麓和昆仑山北麓形成天山南部地区的反气旋气流和气旋型气流（李江风，1991）。

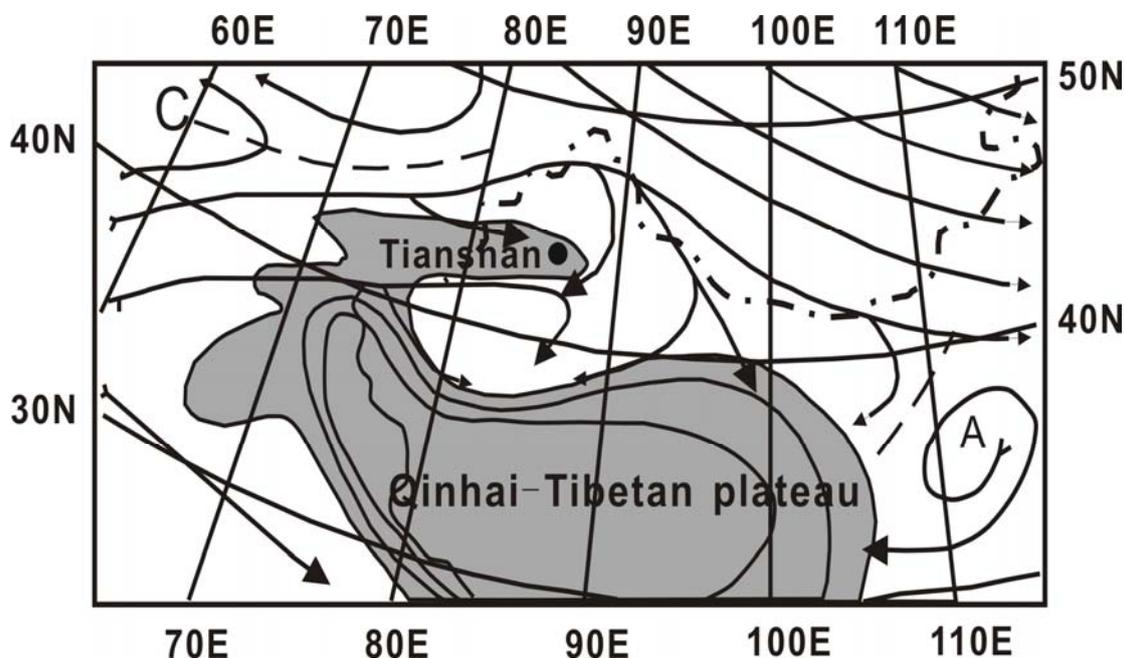


图 2.2 1960-1969 年春季 1500 米高度的平均流场。图中黑色圆点表示 1 号冰川的位置，A 表示反气旋，C 表示气旋。

Fig.2.2 The air current at 1500m height in spring of 1960-1969

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。

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 公里，西距大西洋为 6900 公里，北距北冰洋为 3400 公里，南至印度洋约 2500 公里。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 公里，但为海拔高度超过 4.5 公里的青藏高原所阻，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

公里以上, 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汽来源 (李江风, 1991, p: 97-98)。

2.2 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, 距乌市 100km。由东, 西两支组成, 面积 1.79 km²。绕其分布的是大量裸露的岩石和山体以及冰碛沉积。对这些冰碛物进行分析发现: 角闪石和绿帘石是主要的重金属成分, 而石英, 碱性长石和斜长石是主要轻金属组成, 这些物质富集有大量的钠, 钙, 镁, 铁等元素 (骆鸿珍, 1983)。

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 105 公里处。顺乌鲁木齐河谷而下约 50 公里的后峡镇自 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。

2.3 采样点的选取

在全球变化研究中，中亚地区作为沙尘气溶胶的主要源区之一，是“亚洲粉尘”的发源地，在北半球大气化学循环中起着重要的作用。在这一地区开展的研究一直受到国际社会的重视。利用天山得天独厚的冰川雪野，通过高海拔（4000m 左右）大气气溶胶样品和雪坑样品的长期、系统的采集和典型冰川冰芯的钻取，研究这一地区对流层中、上部长距离输送的气溶胶本底状况和变化历史，揭示大气物质从大气到粒雪再到冰层的沉积和后沉积特征，解释冰芯记录，探讨不溶微粒的季节分布和北半球的大气化学循环，具有鲜明的区域特点，亦十分迫切。而本项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一半干旱区高寒环境，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（赵中平，2005）。

本项研究中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）。该处雪层剖面，年内与年际变化较小，内部的组成要素完整。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°C （焦克勤，2004；杨大庆，1988）。

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特征和降雪密实成冰过程。样品采集包括大气气溶胶和用于不溶微粒、同位素、化学离子、痕量金属、炭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。

第三章 乌鲁木齐河源 1 号冰川暖型成冰的年限问题

3.1 简介

本项研究所挖雪坑位于渗浸带内（海拔 4130m），完整的雪层组成自上而下依次为：表层新雪，细粒雪，粗粒雪，粒雪冰，冰川冰。新雪降落到冰川表面，在重力和表面微融水的作用下朝着自由能减小的方向密实化。融水在这一过程中起到了重要作用。一方面融水的参与加速了上述过程，另一方面融水再冻结产生的相变潜热加剧了对雪层的改造。当融水下渗到粗粒雪下部，对该层粒雪进行改造并与之胶结形成粒雪冰，粒雪冰的平均密度约 0.8g/cm^3 ，微白色，冰体中充满大量圆形细密气泡（С·В· КАЛСНИ., 1982; С·В· КАЛСНИ., 1965）。粒雪成冰后继续压缩气泡内的气体使得冰密度进一步上升，并在拉伸、挤压作用下逐步具备动力变质的特征，形成冰川冰，密度约 0.9g/cm^3 。当雪—粒雪层吸收的热量增加，产生的融水下渗到冰川冰面，一部分依附其上形成附加冰，一部分沿冰面流失。

本文所指的成冰年限是新雪转化为粒雪冰（而非冰川冰）的时间范围。

本项研究基于对多种方法的比较分析，确定利用竹板对雪层质点进行跟踪，首次比较准确的揭示了 1 号冰川成冰年限问题。雪层层位跟踪法可以对雪层准确定位，并通过速度计算将成冰过程定量化，使得成冰年限的研究更具有准确性。本章重点对成冰年限、雪层密实成冰速度及其影响因素、夏季成冰量等问题进行专题讨论。

3.2 野外观测

野外观测包括雪冰物理特征和降雪密实成冰过程观测。

（1）物理剖面观测。为了在长期的观测中使用统一的采样观测记录，我们制定了相应的操作规范。参照国内外常见的雪冰分类标准（С·В· КАЛСНИ., 1982, 1965; Paterson., 1987）和实际可操作性，对雪的类型按变质程度分为新雪、细粒雪（ $<1\text{mm}$ ）、中粒雪（ $1\sim 2\text{mm}$ ）与粗粒雪（ $2\sim 4\text{mm}$ ）四种，确定雪层下部的冰面为粒雪冰（即渗浸冻结冰）面。规定了如何记录雪层剖面的特征层位，包括污化层、深霜层、冰片等。观测期间将选定雪坑（ S_1 ）挖开，首先用直尺测量出雪坑

总厚度，并以 10cm 为间距等距离的插入竹签（用于化学和不溶微粒取样）。再按照上述规定，对雪层剖面进行划分并记录。观测结束后，将雪坑填埋，直至下次观测前再挖开。并在原有观测剖面的基础上向南（剖面朝北）推进 5cm，以保证剖面干净，没有受到太阳辐射和风吹雪的影响。

（2）降雪密实成冰过程观测。对密实成冰过程的观测，通过竹板在雪坑中的位置变化来实现（图 3.1）。将竹板等距离（10cm）水平插至选定的雪坑（为了防止对雪坑 S_1 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_2 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 $L_1, L_2, L_3 \dots$ ，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_2 大约 4 米处选择了另一雪坑 S_3 ，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。





图 3.1 雪坑竹板图

Fig.3.1 Bamboo stakes in snowpack

3.3 研究方法

利用竹板研究成冰过程,依据的原理是:当某一根竹板的初始位置是新降雪,经过时间 $T_{\text{新} \rightarrow \text{冰}}$ 之后被粒雪冰包裹,时间 $T_{\text{新} \rightarrow \text{冰}}$ 即为新雪演化为粒雪冰的时间。基于现有 24 个月的观测资料,新雪 \rightarrow 细粒雪、细粒雪 \rightarrow 粗粒雪的转化时间 $T_{\text{新} \rightarrow \text{细}}$ 、 $T_{\text{细} \rightarrow \text{粗}}$ 可结合剖面观测得到,而粗粒雪 \rightarrow 粒雪冰的转化时间 $T_{\text{粗} \rightarrow \text{冰}}$ 尚不能直接获得。我们利用相同雪层深度代表相似变质程度的原理及粗粒雪层的稳定性,对竹板变化进行叠加累计。具体方法是:选取位于粗粒雪最上层的竹板,记录其下移时间 ΔT_1 ,依据该竹板变化后的位置找到与之具有相同深度的竹板,并记录其下移时间 ΔT_2 。依此类推,直到有一根竹板位于粒雪冰。其间每根竹板变化的时间依次记做 ΔT_1 、 ΔT_2 、 $\Delta T_3 \cdots \Delta T_n$ 。对其求和即可得到粗粒雪成冰的时间:

$$T_{\text{粗} \rightarrow \text{冰}} = \Delta T_1 + \Delta T_2 + \Delta T_3 + \cdots + \Delta T_n \quad \textcircled{1}$$

由此得到新雪转化为粒雪冰的时间：

$$T_{\text{新} \rightarrow \text{冰}} = T_{\text{新} \rightarrow \text{细}} + T_{\text{细} \rightarrow \text{粗}} + T_{\text{粗} \rightarrow \text{冰}} \quad (2)$$

3.4 雪—粒雪—冰演化时间研究

3.4.1 新雪到细粒雪的演化时间

新雪密实化程度低，转化为细粒雪的时间序列短，在现有竹板变化资料的基础上结合雪层剖面记录即得到演化时间。图 3.2 显示了新雪到细粒雪的变化情况，黑色加粗直线表示竹板。由图 3.2 (a) 可得，竹板 L18 在 03 年 12 月 5 日位于新雪层，04 年 1 月 31 日位于风板，到 04 年 2 月 28 日即位于细粒雪，说明竹板 L18 所在雪层到此已经完成了新雪到细粒雪的演变。图 3.2 (b) 给出了夏季的变化情况。具体的转化时间见表 3.1。

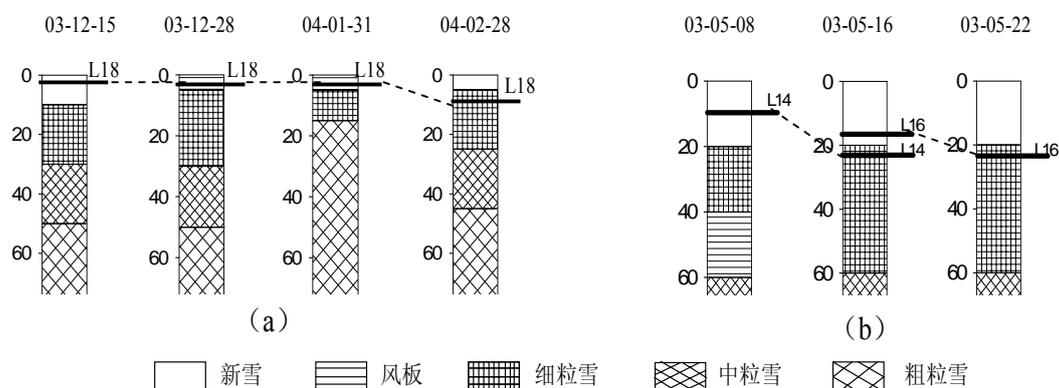


图 3.2 新雪到细粒雪演化示意图

Fig. 3.2 Sketch map of evolutionary process from snow to fine firn

表 3.1 新雪到细粒雪的转化时间

Table 3.1 Evolutional time from snow to fine firn

	新雪	细粒雪	$T_{\text{新} \rightarrow \text{细}}$
L16	03 年 5 月 16 日	03 年 5 月 22 日	约 6 天
L18	03 年 12 月 5 日	04 年 2 月 28 日	约 2.5 个月
L23	04 年 3 月 27 日	04 年 5 月 7 日	约 1.5 个月
L14	03 年 5 月 8 日	03 年 5 月 16 日	约 8 天

由表 3.1 得出, 新雪转化为细粒雪的时间 $T_{\text{新} \rightarrow \text{细}}$ 约 1 周~2.5 个月, 有明显的季节差异, 夏、冬所需时间比约 1: 11。这是因为夏季气温较高, 雪层因接收来自大气中的热量而迅速升温, 产生的表面融水垂直下渗, 使得粒雪化过程加剧。冬季整个雪层处于稳定的负温状态, 主要依靠雪层自身的压力作用, 以重结晶的方式成冰, 成冰时间较长; 其次, 新雪密度较小, 空隙度大, 其垂直压应力大于水分量, 因此在重力作用下易发生沉陷。据谢自楚的研究, 沉陷的结果可使粒雪的密度增加到 550 (或 580) $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右 (施雅风, 2000)。而夏季融水的出现使晶粒被水膜包裹, 增加晶粒活动的自由度, 促发雪的沉陷 (谢自楚, 1965)。

3.4.2 细粒雪到粗粒雪的演化时间

本阶段的演化依然可以通过雪层剖面记录得到。如图 3.3 所示: 03 年 9 月 13 日竹板 L15 处于较新的细粒雪层, 10 月 31 日该层细粒雪已转化为中粒雪, 04 年 1 月 31 日观测发现被粗粒雪包裹 (图 3.3(a)), 其间经历了大约 4.5 个月。图 3.3 (b) 所示的转化发生在春季。表 3.2 给出了不同竹板细粒雪到粗粒雪的演化时间。

分析表明: 细粒雪转化为粗粒雪的时间 $T_{\text{细} \rightarrow \text{粗}}$ 约为 20 天~4.5 个月。该阶段的季节差异也很大, 夏、冬转化时间比约 1: 7。然而较之新雪转化为细粒雪, 差异有所减小。这是由于比起新雪, 细粒雪孔隙度减小、密度增加, 粒雪层在重力作用下的垂直向下运动受到制约。此外由于上覆新雪, 夏季融水的作用程度也相对减弱。

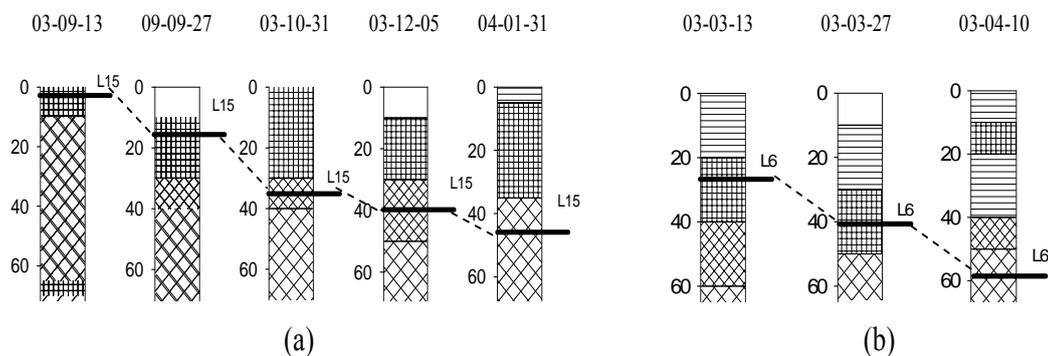


图 3.3 细粒雪到粗粒雪演化示意图

Fig. 3.3 Sketch map of evolutionary process from fine firm to coarse firm

表 3.2 细粒雪到粗粒雪的转化时间

Table 3.2 Evolutional time from fine firm to coarse

	细粒雪	粗粒雪	$T_{\text{细} \rightarrow \text{粗}}$
L4	03 年 2 月 13 日	03 年 3 月 20 日	约 1 个月零 1 周
L6	03 年 3 月 13 日	03 年 4 月 10 日	约 1 个月
L15	03 年 9 月 13 日	04 年 1 月 31 日	约 4.5 个月
L14	03 年 5 月 16 日	03 年 6 月 6 日	约 20 天

3.4.3 粗粒雪到粒雪冰的演化时间

粗粒雪在晶粒性质上（硬度，密度，粒径等）与新雪和细粒雪有着较大差异，其密实化程度高，转化时间序列长，雪层相对稳定。粗粒雪层中竹板的位置，基本反映了该雪层的变质程度。本阶段，我们根据前述原理，利用竹板叠加累计的方法计算转化时间。即将具有相同位置的竹板依次替换叠加，累计其变化时间。具体方法如下：

根据竹板资料，首先对竹板 L14 进行跟踪观测。L14 的初始位置位于最新形成的粗粒雪中，距冰面 149cm，经过约 11 个月的连续变化 2004 年 8 月 18 日到达距冰面 98cm 处。在 03 年 9 月 13 日的资料中找到具有相似雪层位置的竹板 L9（距冰面 99cm）。根据前述原理，此时的 L9 与 04 年 8 月 18 日的 L14 具有相近的变质程度。对 L9 跟踪观测得到其末端位置（04 年 8 月 18 日位置，下同）距冰面 55cm，历经约 11 个月。同理找到具有近似位置的竹板 L5（2003 年 9 月 21 日距冰面 55cm），经过约 11 个月得到其末端位置距冰面 20cm，具有相似高度的竹板为 L1（距冰面的初始距离为 18cm）。继续跟踪 L1，经过约 6.5 个月，于 2004 年 4 月 24 日发现其被粒雪冰包裹，表明该层粗粒雪已经完成了到粒雪冰的改造。 ΔT_1 、 ΔT_2 、 ΔT_3 、 ΔT_4 分别表示每根竹板的演化时间（如图 3.4 所示），利用①式即可得到粗粒雪成冰的时间 $T_{粗 \rightarrow 冰}$ 约为 40 个月。用同样方法依次叠加竹板 L15—L11—L7—L3，得到上述过程历时仍为 40 个月。

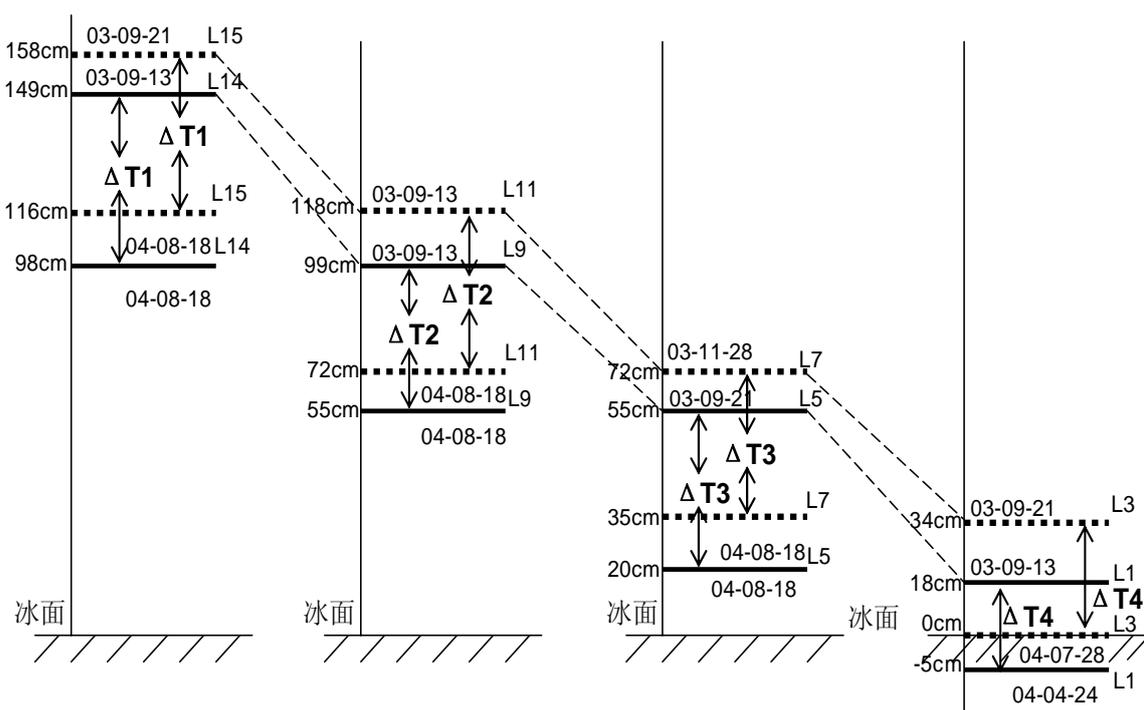


图 3.4 竹板累计叠加示意图

Fig. 3.4 Sketch map of bamboo stake's variation

粗粒雪转化为粒雪冰的时间是跨越季节的，其转化阶段主要发生在夏季消融

期。早期研究通过在典型剖面撒人工污化模拟融水的下渗过程, 得出融水影响的深度可达 20m (施雅风, 2000), 因此融水依然是粗粒成冰的主要因素。夏季消融强烈, 融水在密度较大、温度较低的粗粒雪层受阻发生冻结并释放潜热, 释放的潜热又成为加热该冰层的主要热力来源 (Richard Kattelmann, 1999)。冬季低温期, 由于粗粒雪所处层位靠下, 上覆新雪及细粒雪的压力作用较大, 以冷型变质为主。

3.4.4 讨论

基于上述各阶段的转化时间, 利用②式即可得到 1 号冰川 4130m 处成冰年限 $T_{\text{新} \rightarrow \text{冰}}$ 为 41~47 个月。浮动范围由新雪转化为粗粒雪的季节差异引起。而粗粒雪演化为粒雪冰的时间则跨越了季节, 在整个成冰历时中占到 85%~97%。这与本项研究中用污化层定年得到的结果 (3~4 年) 十分吻合 (王飞腾, 2006)。此外, 与谢自楚所指的成冰时间 (3~5 年) 亦相似 (谢自楚, 1965)。表 3.3 列出了雪—粒雪—粒雪冰各阶段的转化时间。

表 3.3 雪—粒雪—粒雪冰演化时间

Table 3.3 Evolution time of snow—firn—granular ice

	夏半年 (5~9 月)	冬半年 (10~4 月)
新降雪→细粒雪 $T_{\text{新} \rightarrow \text{细}}$	约 1 周	约 2.5 个月
细粒雪→粗粒雪 $T_{\text{细} \rightarrow \text{粗}}$	约 20 天~3 个月	约 2~4.5 个月
新降雪→粗粒雪 $T_{\text{新} \rightarrow \text{粗}}$	约 1~5 个月	——
粗粒雪→粒雪冰 $T_{\text{粗} \rightarrow \text{冰}}$		约 40 个月
新降雪→粒雪冰 $T_{\text{新} \rightarrow \text{冰}}$		约 41~47 个月

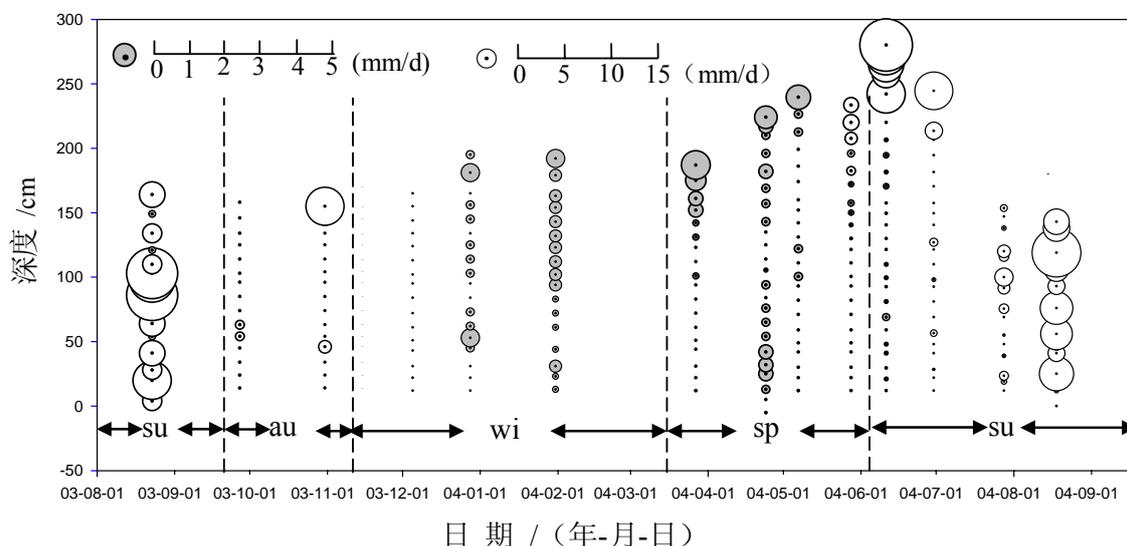
3.5 雪层密实成冰速度及其影响因素

为使本研究适用于更大范围并对不同季节成冰特点进行具体分析, 以下我们对密实成冰速度进行讨论。由于竹板位置始终代表其所在雪层, 竹板下移速度即

雪层密实化快慢的表征。

3.5.1 密实成冰速度的季节变化

竹板在雪坑中的移动是一个由时间、深度和速度构成的三维轨迹。将竹板到冰面的距离与观测时间间隔做一个简单的速度运算，得出竹板下移的速度值并加上深度维和时间维便得到一幅竹板移动的三维图（见图 3.5）。根据本项研究对成冰期的划分（王飞腾，2006），将图所示的时段划分为冬季稳定期 wi（11 月中旬～次年 3 月下旬）、春季波动期 sp（4 月初～5 月底）、夏季剧变期 su（6 月初～9 月底）、秋季波动期 au（10 月初～11 月中旬），如虚线所示。



(图中 0 刻度即指冰面。圆圈大小表示速度，单位 mm/d，表示每天下移的毫米数。为了便于分析，图中灰色填充的部分放大为原值的 4 倍。左上方图例显示了圆的直径与速度的比例关系。虚线之间的区域代表不同的成冰期)

图 3.5 竹板下移速度—深度—时间图

Fig.3.5 Bamboo stake's movement velocity vs depth and date

依据上图，我们对不同成冰期内雪层密实成冰特点进行如下总结：

①冬季稳定期。由图可得，这段时期竹板下移速度极为缓慢，有时连续几次观测到冰面距离均没有变化。速度随深度变化趋势不明显。原因是冬季风力较大，降雪少，表面或形成密度较大的风板，或细粒直接出露表层。冬季粒雪成冰速度

有以下特点：雪层处于稳定状态，成冰速度缓慢。成冰作用以冷型为主；随深度增加，不同性质粒雪成冰速度没有明显变化。

②春季波动期。如图，在雪坑上部接近表面位置竹板下移速度出现明显的峰值，且随深度增加，速度递减显著。这是由于本时期内雪坑表面温度昼夜变化剧烈，融化再冻结作用频繁。且由于降水较多，密度较低的新雪开始在表面积累。这段时期成冰特征是：雪层密实成冰速度开始增大，有随深度递减的趋势；融水作用使得局部雪层成冰加速。

③夏季剧变期。6、7 月份，表层竹板下移剧烈，但仍可以看到随深度递减的规律。到了 8、9 月，竹板出现剧烈波动。03 年 8 月 23 和 04 年 8 月 18 的两次观测中发现，随着到冰面距离增加，竹板下移速度起初增大，接着开始变小，继而又增大，两种趋势交替进行，表现出无规律性。速度极大值不是出现在表层新雪而以中部或中上部居多。这种现象与该时段内融水强烈渗浸有关。本期温度较高，消融量大，融水可以渗透几个年层的粒雪。由此得出：夏季，雪层在雪坑中的位置变化剧烈，成冰速度快。以融水的渗浸冻结成冰为主；夏季初期成冰速度随深度减缓的趋势到末期变得无规律；8、9 月是主要成冰期。

④秋季波动期。是夏季成冰期向冬季过渡的时期。竹板下移速度转入低值，随深度的衰减趋势又开始明显起来。少量的降雪使得雪层表面竹板下移速度出现极大值。本阶段雪层密实成冰速度减小，开始趋于稳定。

3.5.2 速度随深度变化

研究中，我们利用叠加的方法得到一套完整的新雪转化为粒雪冰的竹板速度图，基本反映了竹板下移速度随深度变化的趋势。将其与不同粒雪平均密度变化进行比较分析，发现二者具有相反的变化趋势（见图 3.6）。

如图所示，实线代表竹板下移速度随深度的变化，虚线表示不同雪层（新雪，细粒雪，粗粒雪）的平均密度。总的说来，随竹板到冰面距离的减小，其下移速度呈波动状减小。密度则出现增大的趋势。由此可见，雪层的密度是影响竹板移动速度的一个重要原因。这是由于成冰过程其实就是雪密度不断趋于冰密度的过程（Cai Baolin, 1988）。

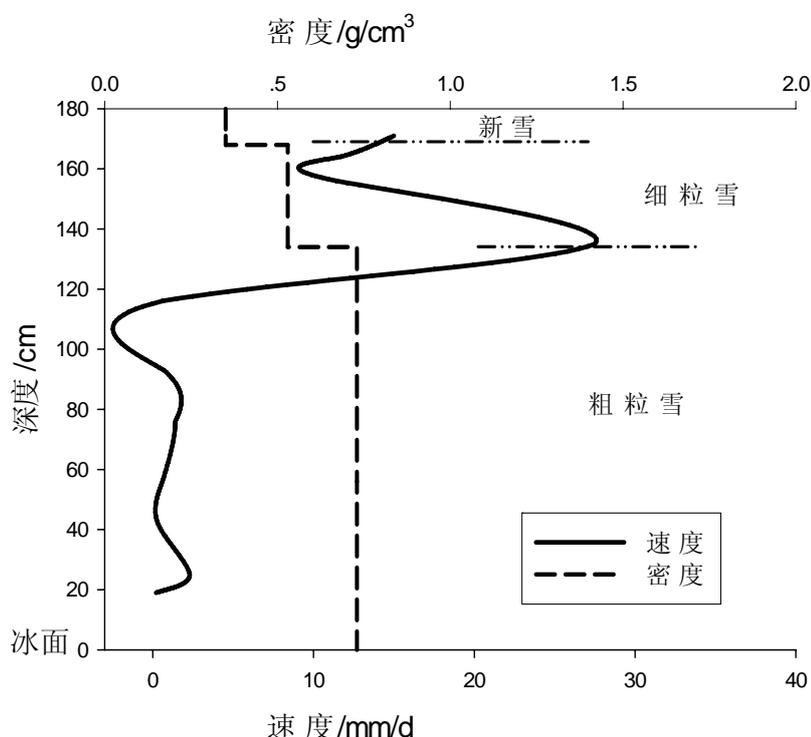


图 3.6 竹板下移速度及密度随深度变化曲线

Fig.3.6 The movement velocity of bamboo stake vs density and depth profiles

对速度—深度曲线分析发现，在新雪中速度随深度增加而减小。到细粒雪上部出现一个急剧的速度回升。结合剖面分析发现该处是一个类似深霜的松散层，孔隙度大、硬度低，一般位于粗粒雪上部。认为其形成是由于深霜在融水作用下体积减小，空隙增大所致。当细粒雪与粗粒雪发生临界变化时，速度开始急剧回落。竹板在粗粒雪中的变化相对平稳，这也是本研究利用竹板叠加的方法探讨粗粒成冰的重要依据。分析表明，雪层密实成冰速度在新雪和细粒雪阶段比较快、波动大，粗粒雪中则较为平缓，细粒雪与粗粒雪边界层的转化是重要转折。

3.5.3 融水对成冰速度的影响

详细分析表明，融水是影响 1 号冰川成冰年限的重要原因，表现在三个方面：

首先，融水是雪层逐渐下移的原因之一。对于以暖型成冰作用为主的 1 号冰

川来说,融水一方面通过加速雪的密实化过程使得雪层下移,另一方面由于造成物质损失而使雪层向下运动。融水主要以两种方式在某层位消失:一是下渗。融水下渗是雪层中物质重新分配的重要方式,对冰川内补给量的影响巨大(张金华,1984)。二是冰面径流。当融水下渗至冰面一部分冻结成冰,而另一部分以冰面径流的形式消失。不同的是,冰面径流造成了冰川物质的直接损失,而融水渗浸冻结只是物质的再分配。

其次,融水通过密度影响成冰速度。融水的渗浸再冻结对粒雪形态、密度、硬度等物理特性的改造是显著的。姚檀栋等对祁连山冰帽顶部的冰芯进行研究得出:融水是导致粒雪层密度加大的重要原因(姚檀栋,1992)。对 1 号冰川而言,融水造成雪层密度的增加主要表现在两个方面:一是融水对晶粒的包裹导致粒雪在沉陷过程中变紧密,从而使容重增加,孔隙率减少(谢自楚,1965)。二是融水通过下渗再冻结作用填充于孔隙,使得发生冻结的层位(冰片层)密度值明显较大。有研究表明,融水区内的晶粒密实化所能得到的最大密度,要比干雪带内的高(秦大河,1987)。

最后,融水造成雪层成冰速度的季节变化。由于融水出现主要以温度较高的夏季为主,使得粒雪的密实化速度具有显著的季节变化。

在观测中我们发现,竹板除了按照理想状态向下移动外,还有间或的上移。该现象多发生在雪坑中部,以变化较剧烈的夏季出现相对频繁。对此认为可能由于:冰川运动产生拉伸和挤压作用(W. S. B. Paterson., 1987),从而造成竹板上、下移动;而雪层因重力作用向下运动、填充,亦有可能引起竹板上浮。同时,野外观测时人为导致的参照系误差也是在所难免的。此外,2003年5月16日的一次观测资料中发现,竹板 L5、L6、L7 发生了重叠。这是由竹板间物质的流失引起。

3.6 夏季成冰量

本区的夏季成冰量由融水下渗冻结形成,主要取决于冰川活动层中冰的冷储量、夏季降雪量、冰川表面热量平衡、融水渗浸特点及冰面排水条件等(谢自楚,1984),具有较大的年际变化和季节变化。本文根据进入冰层的竹板距粒雪冰面的距离变化即可直接得到夏季成冰量。它包括融水下渗到粒雪冰面遇冷冻结形成的冰,亦包括粒雪冰自身融化再冻结形成的冰,而雪层上部或中部形成的渗浸

冰片不在本研究的范畴。对已进入冰层的竹板 L1 进行跟踪观测发现 04 年 5 月 28 日距冰面 10cm，7 月 28 日增至 12cm，表明在 6、7 两月约有 2cm 粗粒雪成冰；9 月底 L1 距冰面 22cm，表明 8、9 月约有 10cm 粗粒雪成冰（见图 3.7）。由此得到，1 号冰川夏季（6~9 月）成冰量约为 12cm，8、9 月为主要成冰期，占到夏季成冰量的 83%。这与根据雪层下移速度的变化特征得出的结果十分吻合。由于竹板进入冰层后，相对下移速度非常缓慢，L1 在冰层中的下移可以忽略。

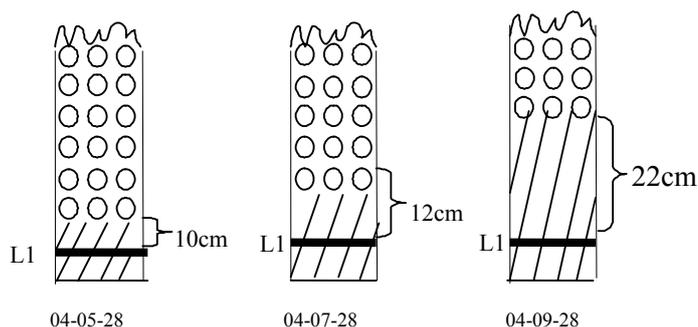


图 3.7 夏季成冰量示意图

Fig.3.7 Sketch map of ice formation volume in summer

第四章 乌鲁木齐河源 1 号冰川不溶微粒剖面特征的季节演化

4.1 野外取样

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。洗干净的器具晾干后用干净的塑料袋密封，使用时再取出。实验室用水均使用电阻率大于 18.0MQ.cm 的去离子水。

雪坑样品的采集在剖面雪坑 S_1 进行。取样过程中，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。采样者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。取样前，需用经过预处理的刮刀将取样剖面纵深 10cm 的雪层除去，以保证所取雪样没有受到太阳辐射、地面风及人为污染的影响。雪坑样品的采集利用干净的聚乙烯样品瓶自上而下按照竹签标志的间距、以 10cm 的间隔、垂直插入壁面直接灌取。在较为粗硬的粗粒雪层和粒雪冰层则用刮刀刮取。新雪和保存较好表层雪（没有受到诸如蒸发、融化等后沉积过程影响的雪）的采集主要用来分析采样点附近不溶微粒在降水及干沉降中的季节变化。因此在冬季，由于降水稀少，我们仅对表层 3cm 雪样进行采集；采样前如果发生降水，则小心取表层 1cm 的新雪。夏季因降水丰富，根据采样间隔期降水量的大小和表层雪的物理特性对表层 3—5cm 新雪进行采集。取样时，利用刮刀小心收集至取样瓶。采样结束后，将雪坑重新填埋，以避免雪坑取样面受到太阳辐射、地面风及人为污染的影响，直至下次取样前再次挖开，取样间隔期为 1 周。

样品采集完毕之后被密封在聚乙烯样品瓶中，并在冷冻状态下运至兰州天山站冰雪化学实验室进行分析。自 2003 年 9 月至 2004 年 9 月，共有 54 个表层雪样品，1011 个雪坑样品被收集分析。

4.2 实验方法

4.2.1 不溶微粒分析仪器的选取

在实验室分析雪冰样品中的不溶微粒含量，需要考虑到其同粒度分析仪检测

对象中的其他样品的不同，其特殊性表现在：一、由于受采样地点、环境及储存运输等条件的限制，取样体积很有限，而且需要分析的项目多，往往用于微粒检测的样品仅有几十毫升。二、冰川雪冰样品比起乳剂、颜料等样品要“洁净”得多，其颗粒物浓度相对较低。三、比起工业生产出的油漆、药剂、染料等，冰川雪冰样品中的颗粒是自然形成，不是均质的，而是大小分布不均。粒径分布范围较宽，粒径从纳米级至肉眼所见的几百微米都有覆盖，绝大多数颗粒集中在 $20\ \mu\text{m}$ 以下，偶有几十、上百微米的少量颗粒出现。

现代粒度测量技术中，较先进的、应用较多的粒度分析仪器，根据其工作原理分电阻法、光阻法和激光散射法，其中尤以激光粒度仪和颗粒计数器为代表。几类仪器原理特性不同，都有独到的功能特点。而雪冰样品由于上述特点的存在，在冰川研究领域普遍使用 Coulter Counter 颗粒计数器来分析样品微粒。其原理也叫做电子感应带 (electrical sensing zone) 方法，是美国和国际上用于颗粒粒径测量的标准之一。具体地讲：悬浮液流过一个分隔两个电极的小圆柱状开口（小孔, orifice 或 aperture），尽管电极之间的电流强度很小（通常只有 1mA ），限制分隔电极的电阻在小孔内产生相当明显的电流密度。当一个微粒通过小孔时，它将改变导电液体的体积，并立即增加了小孔的抗阻。通过电流放大器将电流波动转化成与之成比例的，可供检测的电压脉冲。Coulter 原理规定，这一电压脉冲的幅度与导致其产生的微粒的体积直接成比例（Beckman Coulter Multisizer 3 Manual, 2000）。利用已知粒径的标准颗粒来进行对比和校正，就可以得到微粒的体积。其特点是分辨率很高、重复性较好、测量速度快、操作自动完成、动态范围较激光粒度仪小（邬光剑，2004）。

然而，专配的电解液增加实验成本；实验准备不太简便；小孔易被堵住等方面又凸显了 Coulter Counter 颗粒计数器的一些不足，因此，本项研究中不溶性成分的分析采用了 AccuSizer 780A 光学粒径检测仪。它是由专业粒径检测仪设计制造商之一的美国 PSS (Particle Sizing Systems) 公司出产的新一代微粒粒径分析仪—AccuSizer 780A。此款仪器之所以适合于冰川雪冰样品的颗粒测试，是由其区别于其它类型仪器的结构特点和特殊性能决定。

4.2.2 Accusizer 780A 光学粒径分析仪及不溶微粒的分析过程

AccuSizer 780A 微粒粒径检测仪采用的是单粒子光学传感 (SPOS—Single

Particle Optical Sensing) 技术 (AccuSizer AD User Manual, 2003)。其原理是: 含有颗粒的悬浮液被充分稀释 (避免粒子集中呈一致的流动通路) 后, 粒子流通过一个平板状的、由大功率红色激光二极管发光所产生的波长 $630\ \mu\text{m}$ 的均匀亮度的一个“成像带”, 每个颗粒通过这个光亮的区域, 会引起此感应带通路上一个可检测到的脉冲, 该值取决于粒子的平均粒径和被测的物理原理—光散射 (LS) 和光消减 (LE) 的关系 (如图 4.1)。在传感器中, 设计了脉冲高度随粒子直径增加而单调地增加的光亮/检测系统。通过比较检测的脉冲高度和由一组均质的已知粒径的标准粒子获得的一条标准校正曲线, 建立粒子在一个时间段的粒度分布。

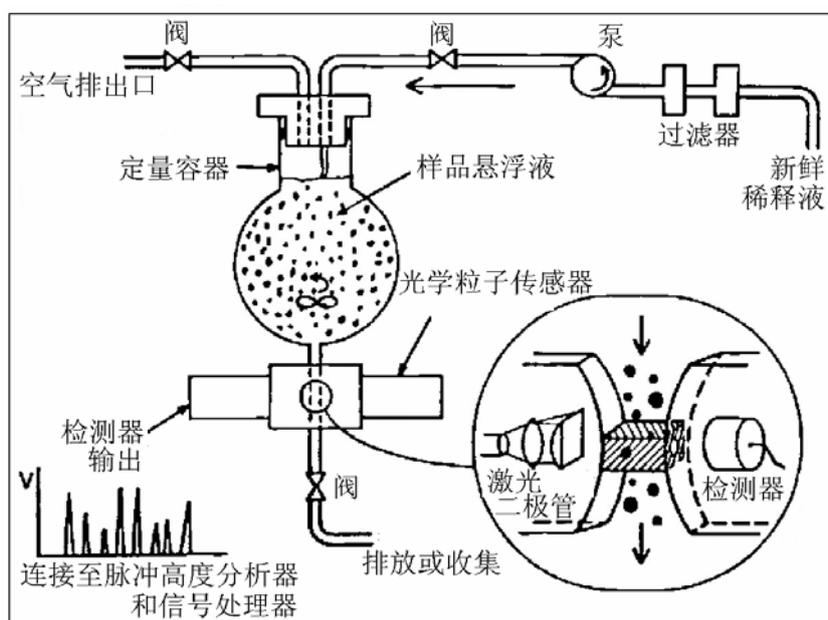


图 4.1 AccuSizer 780A 光学粒径检测仪结构图 (美国 PSS 公司资料)

Fig.4.1 Structure picture of AccuSizer 780A (data from PSS company)

将几滴浓的样品悬浮液注进自动稀释器的混合室, 其中充满着由一个可变速的精密齿轮泵引入的一定量过滤了的稀释剂 (最典型的用纯水), 在计算机控制下样品粒子在混合室中被搅拌器充分搅拌后随流体以一定的流速流出混合室, 进入光学传感器, 脉冲高度分析 (PHA) / 计算器监控自动稀释期间的光学感应器的脉冲速率, 当粒子浓度降低到传感器的极限, PHA 就开始收集数据。

雪样自野外采集、运输至室内全过程中均采取了严格防止污染和低温保存的措施。样品从冰柜中取出, 在洁净等级为 100 级的超净工作台和恒定室温下自然

融化，保持样品中颗粒均匀分散状态。设置操作参数并直接取样进行分析。在本项研究中，设置参数如表 4.1:

表 4.1 实验条件设置(朱宇曼, 2006)

Table 4.1 Parameter of experiment (Zhu Yuman, 2006)

传感器文件	保持稀释液体积	液体流速	稀释极限	测量时间	通道数	取样量
光散射范围	30ml	60ml/min	≤8000 个/ml	60Sec	128 个	1ml

分析过程：前提条件保证仪器分析和手动操作在超净工作台中进行。首先将仪器进水管洗净后插入干净的储水桶中，储水桶注入足够的新鲜去离子水，封闭好容器口，以防污染物进入。然后利用仪器软件，反复进行管路和系统冲洗，直至洗到 50 个/ml 以下即为干净（此指标是仪器设计规定）。将完全融化的样品摇动均匀，用移液器从中准确吸取 1ml 混合均匀的样品，注入仪器进样口，操作软件开始自动搅拌、稀释及分析。在首次分析及更换稀释液后，先测定稀释液的颗粒背景，作为背景值从样品结果中扣除（朱宇曼, 2006）。

4.2.3 测量结果的误差来源

雪冰样品直接在密闭的采样容器中融化成为水，即可注入该仪器测量，不需经过其他的前处理过程，避免了样品的二次污染。能造成样品污染或者引起测量误差及给测量结果带来不确定性的因素有稀释液（即超纯水）、取样定量、取样部位、实验环境、人为造成以及样品停放时间等（朱宇曼, 2006）。本实验中，从融化、取样、注样到分析整个过程都在洁净等级设计标准为 100 级的超净工作台内完成，以尽可能减小实验环境和人为污染造成的系统误差。

稀释液即超纯水为现制、新鲜的去离子水（电阻率 $>18\text{M}\Omega \cdot \text{cm}$, 25°C ）。经过多次反复测量，得到这种超纯水中微粒的背景值平均为 430 个/ml，粒径范围集中在 $10\ \mu\text{m}$ 内。这一背景低于被分析的山地冰川雪样的最低浓度 200 倍以上，造成的误差可以忽略，在样品分析结果中将被扣除。

取样时定量的准确与否和取样的部位也会造成误差。实验中用 Eppendorf（1000~5000 μl ）的移液器定在 1000 μl 位置来吸取样品。经测定，移液器 1ml

定量误差为 0.49%，此误差相对于天山冰川雪冰样的微粒浓度在 10^5 数量级及其以上来说，完全可以忽略不计（朱宇曼，2006）。样品在实验室中自然溶化的过程中，由于微粒的自重等影响，其在溶液中的分散程度是不同的。因此取样部位的差异会直接影响被测部分的真实性和代表性。经多次实验发现，若取样的移液器从容器中部和底部取样，测量结果比微粒充分分散完全均匀后所测结果偏高几倍甚至几十倍。移液管从容器上部和接近瓶壁处取样又会使测量结果偏低。实际操作中我们采取：先摇晃样品容器，使融化过程中沉降在底部的较大颗粒和悬浮在上面的小颗粒混合均匀，并均匀分散在样液中，然后在临近底部、溶液的 1/3 处，半径 1/2 处吸样品，（中心及下部会因晃动产生涡流而聚集大部分较大微粒），才能保证取样基本真实，测量精度在 5% 以内（朱宇曼，2006）。

由于雪冰样品中某些 Ca 盐和 Mg 盐型微粒（如硫酸盐、碳酸盐等），本是不易溶解在融化的水中，若融化停放时间过长，可能会发生少量分解；同时地，水中可溶性离子又有结合成不溶性盐而沉淀下来的机会；而随着停放时间的延长，水中分散的微粒可能会发生聚集或重新结团变成大颗粒。因此样品在自然状态下停放的时间成为影响分析结果的原因。朱宇曼曾对五个不同样品，延长停放时间后测量与刚融化时测量结果变化情况比较进行比较（表 4.2），发现：

表 4.2 延长停放时间后测量与刚融化时测量结果变化情况比较

Table 4.2 The variational percentage of number concentration, average size and relative surface area in different overtime after melting

融化停放时间	数量浓度变化	平均粒径变化	相对表面积变化
4 小时	+ (0.81%~3.60%)	- (1.32%~5.08%)	0.5~15 μm 间稍有升高 15~70 μm 间稍有下降
16 小时	- (4.22%~11.89%) ^a + (15.58%~19.28%) ^b	+ (4.18%~9.30%)	0.5~20 μm 间降低 20~100 μm 间升高
24 小时	- (13.20%~21.33%) ^a + (17.23%~38.23%) ^b	+ (1.25%~9.02%)	0.5~10 μm 间稍有下降 10~50 μm 间稍有升高

注：表中“+”表示增加，“-”表示减少，a 表示部分样品数量浓度减少，b 表示部分样品数量浓度增大

（朱宇曼，2006）

样品融化 4 小时的时候是微粒的继续溶解过程,较大颗粒溶解或分散成小颗粒,小颗粒增多,使微粒总数增加,平均粒径降低。样品继续停放 12 小时,这期间某些样品中的微粒发生聚集或结团,而另一部分样品由于可溶性颗粒较多,会在停放期间溶解或分散,增加小颗粒浓度。分散和聚集在停放过程中是两个可逆的、同时存在的动态过程。停放时间再延长 8 小时后样品微粒的溶解和聚集趋于平衡,小颗粒与大颗粒间的变化接近稳定。此时样品中微粒状况已完全不是原有真实情况的反映。在本实验中,雪冰样品融化时间不超过 4 小时,在 3 小时内测量偏差小于 4.3%。

4.4 1 号冰川不溶微粒表层雪的季节变化

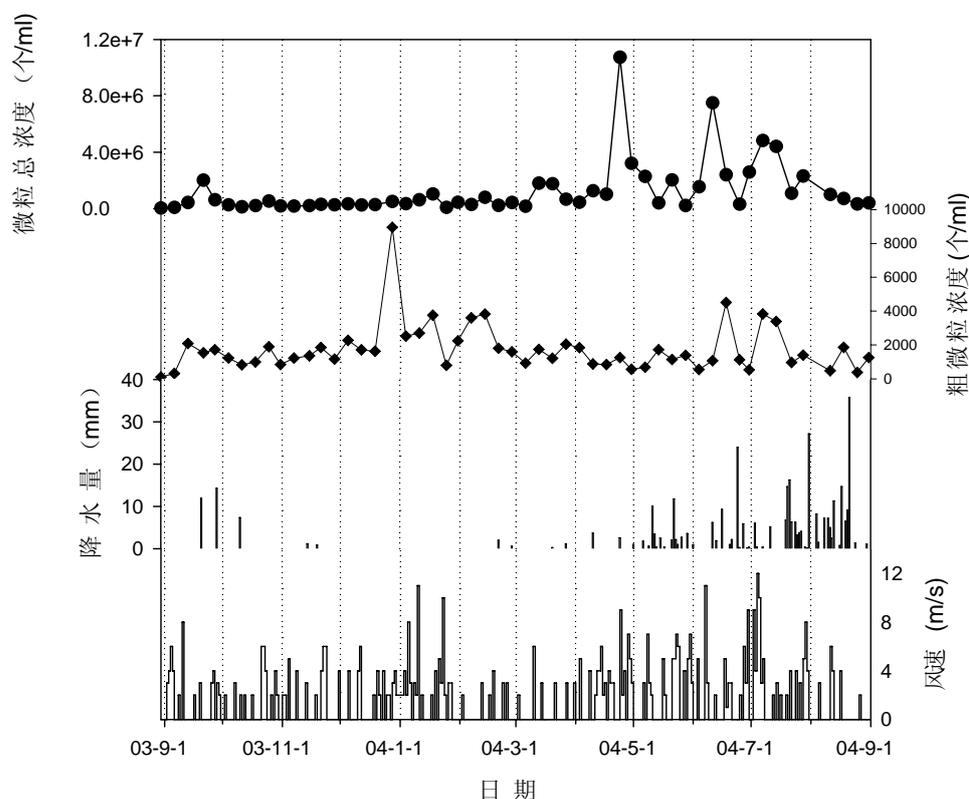


图 4.2 表层雪中粗颗粒、微粒总浓度的季节变化及同期局地盛行风风速和降水变化 (气象资料来自大西沟气象站)

Fig.4.2 Seasonal changes in large particle and total particle concentrations in surface snow and daily variability of precipitation and the prevailing wind speed versus time from September 2003 to September 2004 recorded at the Daxigou Meteorological Station.

大气粉尘通过干、湿沉积从空气里清除。因此,降水和风成为影响该地区表

层雪中不溶微粒含量的主要因素。本研究中表层雪包括新降雪和风吹雪。近地面风主要通过两种方式影响表层雪中不溶微粒的含量。一方面对近地面空气进行淋洗和清除,增加表层雪不溶微粒浓度;另一方面通过改变表层雪的初始位置对其进行再分配,改变不溶微粒的含量。本文基于不同粒径颗粒代表的不同意义,对粗颗粒和总微粒浓度在表层雪中的季节变化,及气候影响因子进行了分析。

图 4.2 显示了不溶微粒在表层雪中的浓度变化和同期降水及局地风速变化信息。表层雪中总微粒浓度曲线在 4 到 8 月有明显的波动,并出现最大值,同期正是降水的多发季节。9 月到次年 3 月则较为稳定且浓度值很小。粗颗粒的浓度分布呈现出明显的双峰结构。两个峰值分别出现在冬季(11~3 月)和夏季(6~9 月)。而春季和秋季的微粒浓度相对较低。同期的气象资料来自距离 1 号冰川 3 公里的大西沟气象站,海拔 3539m。图中盛行局地风风速值是东北风与西北风叠加所得,可以发现:风速的峰值区与粗微粒浓度峰值有较好的对应。这是由于粗微粒在大气中停留时间短,很难发生长距离传输,因此常被认为是局地环流的产物。

作为一年中主要的谷风,东北风主要盛行于夏季,而西北风是乌鲁木齐河源区主要的盛行山风,冬季发生较为频繁。当东北风盛行时,携带山谷里大量的岩石碎屑和裸露的冰碛物,短暂的停留后落至 1 号冰川表面,从而增加表层雪中不溶微粒的含量。冬季西北风盛行时,由于降水稀少,加之经过夏季的强烈消融使得地表覆盖减少,岩石大量裸露,增加了颗粒物的来源,造成粗颗粒的冬季浓度峰值。此外,东北风在爬越河谷时,由于锋生作用和巨大的山体阻挡,形成局地降水(李江风., 1991)。这种来自局地环流的水汽和大气环流从远处输送的水汽成为乌鲁木齐河源区降水的主要水汽来源,有利于大气粉尘的湿沉降(图 4.2)。

由于细颗粒占据了总微粒数量浓度的 80%以上,因此微粒总浓度更多程度上是细颗粒的反映。这种细颗粒极易被气流搬运作长距离传输。沙尘的移动与冷锋和低压的形成及活动有关(Ing, G. K. T., 1969)。春季,在西风上升气流的作用下,在广袤的沙源地形成大量沙尘并穿过天山地区逐渐向东运移。与此同时,亦有大量水汽在西风影响下向东移动(Schulz, O. and C. de Jong., 2004)。结果使得天山东段进入一年中降水最多的季节。这种大量沙尘来源和降水几乎同期的特点,使得大气粉尘较多的以湿沉降的方式降落至冰川表面。进入夏季,虽

然粉尘来源有所减少,然而由于最大降水量的存在,依然有大量不溶微粒在冰川表面沉降。从 11 月至来年 2 月,降水量非常少,大气中的微粒主要依靠近地面的空气湍流、雾沉降及自身的重力降至冰川表面。

4.5 不溶微粒在雪层中的演化

利用污化层进行冰芯定年是常用的定年方法之一 (Thompson. L. G, 1975)。然而,冰芯中的微粒记录不仅受到沉积过程的影响,还与融水参与的后沉积过程密切相关。因此,了解不溶微粒在雪—粒雪层中的演化规律,是进行冰芯定年的前提和依据。

本文依据粒径的大小,将粒径 $>10\mu\text{m}$ 和 $<1\mu\text{m}$ 的不溶微粒分别称之为粗颗粒和细颗粒。图 4.3 为不溶微粒在雪—粒雪层中的浓度及平均粒径的分布。不难发现,雪层剖面中的可见污化层与粗颗粒浓度峰值有很好的对应。总微粒浓度在雪坑底部的污化层中出现峰值,在最上部的污化层中没有明显反映。占总浓度 80% 以上的细颗粒浓度峰值与污化层并没有很好的对应关系,甚至还存在污化层处细微粒减少的现象,说明细微粒在后沉积过程中较为敏感,容易受到溶水的携带和淋溶作用而流失。加权平均粒径和粗颗粒数量百分比亦是污化层的良好指标,其分布曲线与粗颗粒浓度分布曲线极为相似。因此在分析中也可利用这两个参数表征污化层。粗颗粒体积百分比反映了粗颗粒在总微粒中所占的体积分数,它是粗颗粒平均粒径和数量的表征。其分布与前述参数差异很大,但是仍然在污化层处有突出的显示。基于粗颗粒对污化层的很好对应,我们利用 54 组剖面及粗颗粒浓度资料,通过跟踪典型的浓度峰值,得出 03 年 9 月到 04 年 9 月整年度的污化层演化过程 (图 4.3)。

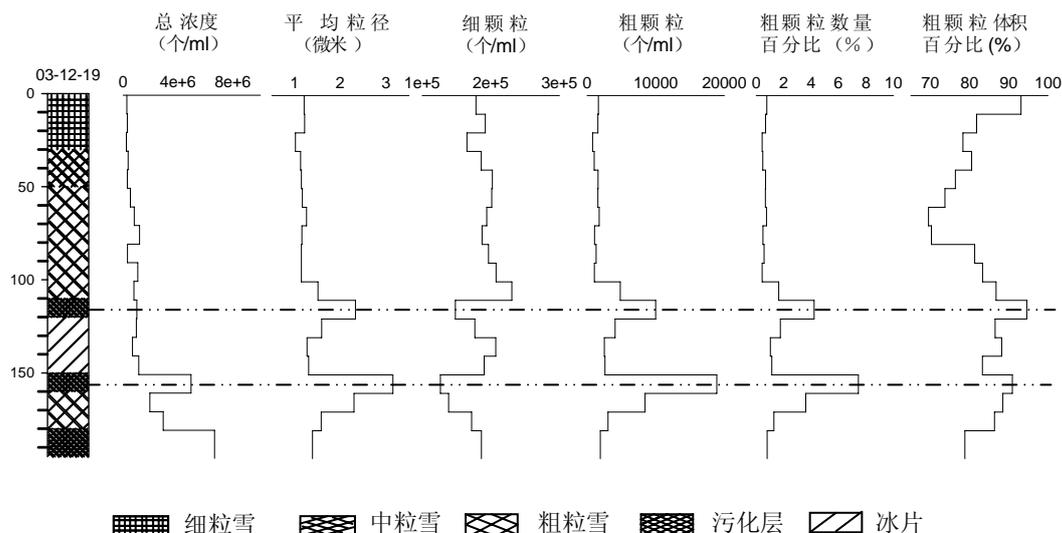


图 4.3 微粒浓度、加权平均粒径、粗颗粒所占数量及浓度百分比在雪层中的分布。

Fig.4.3 Depth distribution of microparticles in snow-firn pack. Dashed lines are used to emphasize the relationship between dust layers and peaks.

浓度峰值 P1 表征距冰面最近的污化层。2003 年 8 月 30 日 P1 距离粒雪冰面 58cm，在少量溶水及雪层压力作用下缓慢下移（即距离粒雪冰面的距离缩短），历经约一年的时间在 2004 年 8 月 31 日前后被粒雪冰所包裹。由图可知，由于 P1 所处深度较大，位于较为粗硬的粗粒雪层，融水作用强度小，故而下移速度缓慢。P2 作为自粒雪冰面起第二个污化层的表征在 2003 年夏末变得尤为显著（基于 02 年 9 月至 03 年 8 月的资料。因 02 年消融强烈，代表较为极端的环境，不在本文的讨论范围之内）。冬，春，秋季，P2 主要受密实化作用、升华及风吹雪的影响（Ginot, P., 2001; Stichler, W., 2001; Schulz, O. and C. de Jong, 2004），下移缓慢。进入夏季，随着温度和降水的增加，P2 活动性增强，表现在下移速度加大。除了 P2 外，自 03 年夏末至 04 年春季，在冰川表面由于降水，风吹雪以及表面溶水的作用产生一些较小的微粒浓度峰值。这些峰值在溶水及压力作用下以相对较快的速度下移，并与 P2 合并(图 4.5)。此外，在 2004 年春季，

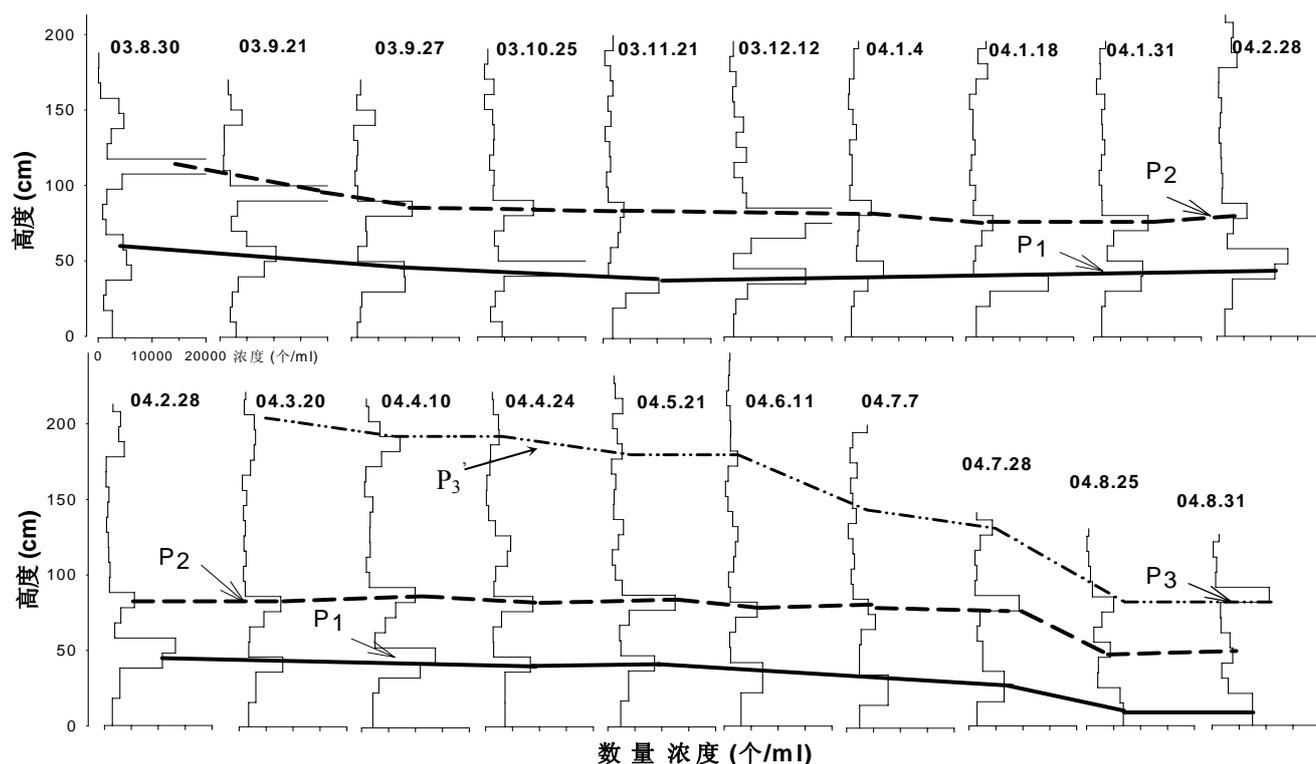


图 4.4 粗微粒在雪—粒雪层中的演化示意图。P₁、P₂ 和 P₃ 代表 3 个典型的浓度峰值（即污化层）。

Fig.4.4 The evolution process of large particles in snowpack. A complete year-round concentration data of large particles (from 30th August 2003 to 31st August 2004) are exhibited here. P₁, P₂ and P₃ indicate three typical dust-rich layers.

频繁的沙尘事件使得雪层表面形成了一层弱污化层，即图 4.4 中的 P₃'，该污化层一方面作为一个良好的载体接受来自其上部的不溶微粒，一方面又像一个保护层，有效阻止不溶微粒穿越。7 月底到 8 月底（图中阴影部分所示）是峰值下移最为剧烈的时期，P₁、P₂、P₃' 均有大幅度的下移。确切的说这种下移是由粒雪冰面的升高引起的。夏末溶水大量出现并逐渐下移至粗粒雪层，当遇到较为坚硬的不透水层即发生再冻结并释放大量潜热，这些热量成为加热底部雪层的重要热源，从而引起进一步的融化和冻结。结果导致粒雪冰面升高。与此同时，雪坑上部粒雪完全消融，雪层厚度从 200cm 锐减至 126cm，大量不溶微粒在 P₃' 富集并最终形成强污化层(用峰值 P₃ 表示)。图 4.5 展示了更多峰值在雪层中的演化。

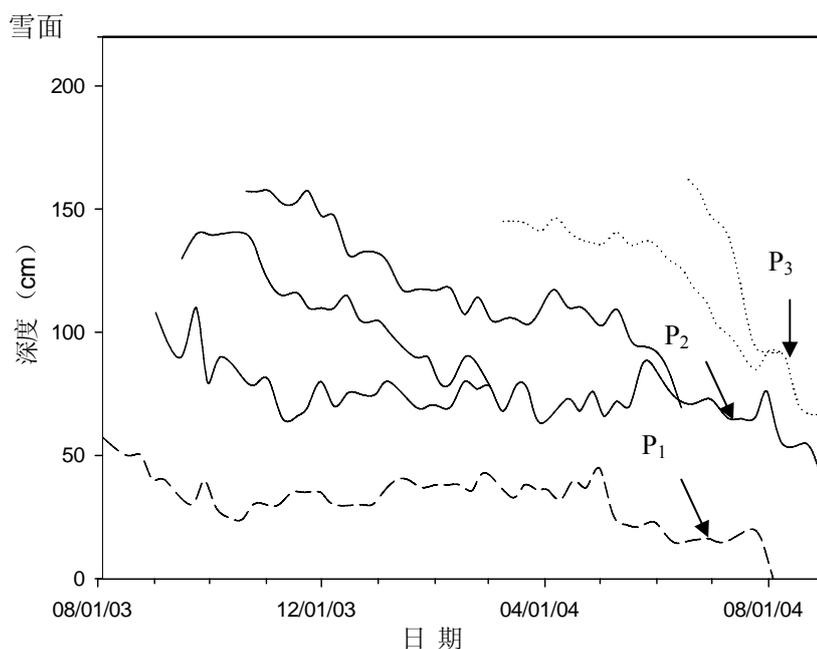


图 4.5 粗微粒在雪—粒雪层中的演化过程。

Fig.4.5 Evolutional graph of large particles with main peaks. More detailed information on incorporation of peaks is lay out. Small fluctuation is probably from man-made error. P_1 , P_2 and P_3 indicate three typical microparticles peak.

综上所述，大气粉尘一旦降落至冰川表面，在气温等条件满足的情况下，就会在融水参与的后沉积作用下向下迁移，并在特殊层位聚集形成小的峰值。由于融水对微粒的携带、雪层的融化消失以及不同的雪层下移速度使得部分峰值发生合并和重叠，并逐渐下移，在夏末呈现明显的带状分布，我们称这层含有丰富微粒信息的层位为污化层。污化层在雪—粒雪层压力以及融水的作用下继续以较慢的速度向下迁移，并不断接受来自其上部的微粒，直到春季其上部因频繁的沙尘事件形成新的、较具规模的峰值。第三年夏末被粒雪冰包裹，与此同时，一个新的污化层开始在雪层上部显著。总的来讲，每年有一个污化层形成，一个被粒雪冰包裹。这些微粒浓度峰值的演化可以通过跟踪污化层处的竹板位置变化得到验证（尤晓妮，2005）。

第五章 结论

基于两年的竹板连续观测资料, 利用雪层层位跟踪法对以暖型成冰作用为主的乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区(海拔 4130m) 的成冰年限问题进行了专题研究, 并对取自同一观测场的表层雪和雪坑样品进行不溶微粒季节演化的分析研究, 得出以下结论:

新降雪转换为粒雪冰的时间。研究表明, 1 号冰川新雪演化成粗粒雪的时间因季节不同而有很大差异。夏季, 新雪转化为细粒雪仅需要 1 周的时间, 细粒雪转化为粗粒雪约 20 天~3 个月。冬季, 上述过程分别需要约 2.5 个月和 2~4.5 个月。粗粒雪演化成粒雪冰大约需要 40 个月, 在整个成冰过程中占到 85%~97%。由此得到 1 号冰川新雪转化为粒雪冰历时约 41~47 个月。

雪层层位下移速度特征。分析得到, 雪层层位下移速度具有明显的季节和深度变化。夏季 8、9 月, 下移迅速, 纵向变化紊乱, 是主要的成冰期; 冬季则较为稳定, 几乎不成冰。随深度增加, 雪层下移速度有减小趋势, 与密度呈相反变化。初步认为融水是影响成冰时间的重要原因。而竹板到粒雪冰面的距离变化显示夏季(6~9 月) 约有 12cm 粗粒雪成冰。

污化层是粗微粒聚集的层位。冬季, 不溶微粒在雪层中较为稳定, 其浓度变化主要受到雪层上部升华, 干沉积和雪层自身的密实化影响。夏季, 整个雪坑在融水的作用下经历了最大的后沉积改造。但是雪层底部仍然保存了大气粉尘的基本信息。每年夏末有一个污化层进入冰层, 并在上部出现一个新的污化层, 这种演化模式为利用污化层进行冰芯定年、利用微粒含量恢复历史气候提供了证据。不溶微粒的季节分布受到大气环流以及局部小环流的影响, 包含有丰富的气候信息。总颗粒浓度高值伴随着当地雨期出现在 4-8 月, 粗颗粒则因盛行东北风和西北风的影响而有两个峰值, 分别在 11~2 月、7~9 月。

总体上看, 成冰年限是一个诸多要素综合作用的结果, 包括温度, 海拔高度及融水对粒雪的改造等。本文仅对 1 号冰川 4130m 处的成冰年限进行了分析讨论。事实上, 雪层下移速度 V 是一个关于雪层密度 P , 温度 T 及融水 M 的函数 $V=f(P, T, M)$ 。进一步的研究可将这些参数定量化, 建立 4 者的函数关系, 便可利

用公式 $dT=dh/v$ (其中 h 为雪层厚度, T 为成冰年限) 计算出不同地区, 不同海拔高度的冰川成冰年限。进一步的研究正在开展, 我们已在不同高度利用此方法进行成冰历时的观测, 并进行密度和温度的连续记录, 融水在成冰过程中的作用研究也在试验当中, 相信这项研究将具有更大推广意义。

由于对不溶微粒的研究, 本文仅限于对其后沉积过程的初步探讨, 而后沉积过程是一个十分复杂的过程。要探讨不溶微粒在雪层中的演化, 首先要了解融水在其迁移过程的影响。包括微粒在晶格中的存在状态和在融水中的迁移方式, 以及以冰面径流流失的微粒数量。此外由于本文的探讨限于对雪坑中不溶微粒的演化, 而进入粒雪冰的不溶微粒又是如何演变并被保存至冰川冰的, 却是一个仍未涉及的区域。因此, 通过钻取浅冰芯或雪芯的方式取得粒雪冰以下的不溶微粒分布特征成为研究完整的不溶微粒演化过程以及粒雪—冰界面转化的必要方面。

参考文献 (Reference)

1. AccuSizer AD User Manual:3-7. Release Date:02/03, PSS Company in America.
2. Agassiz, L.: Études sur les glaciers, Jent & Gassmann, Soleure. 1840.
3. 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.
4. 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.
5. 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.pp. 20–26.
6. Boyne, H.S. and Ellerbruch, D.A. Active microwave water equivalence, NASA Goddard Space Flight Center Report, CP-2153, Greenbelt, Maryland. 1980.
7. 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, pp. 19–30.
8. С•В• КАЛСНИ, 1982, ОЧЕРКИ ГЛЯЦИИ.
9. С•В• КАЛСНИ, 1965, ОБЩАЯ ГЛЯЦИОГИЯ.
10. 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.
11. Coaz, J.: *Die Lawinen der Schweizeralpen*, J. Dalp'sche Buch- und Kunsthandlung (R. Schmid) Bern. 1881.
12. Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D., and Morris, E.: *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. 1990.
13. Colbeck, S.C. The layered character of snow covers, *Reviews of Geophysics* 29, 1991, 81–96.

14. 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*. 1993a, 27A, 2709–2722.
15. 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.
16. Ellerbruch, D.A., Little, W.E., Boyne, H.S., and Bachman, D.D.: Microwave characteristics of snow, in 45th Annual Western Snow Conference, pp. 68–74. 1977.
17. 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.
18. Gao, Y, Arimoto, R, M. Y. Zhou, et al. Relationships between the dust concentrations over Eastern Asia and the remote North Pacific..*Journal of Geophysical Research*, 1992, 97, D9, 9867-9872.
19. 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.
20. Ginot, P. 2001. Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers, Ph.D. dissertation, University of Bern.
21. Hamilton, W. L.. Microparticles deposition on polar ice sheets. Ohio State University. Institute of Polar Studies, 1969, Report No.29.
22. Heim, A.: *Handbuch der Gletscherkunde*, Bibliothek Geographischer Handbücher, J. Engelhorn, Stuttgart. 1885.
23. Ing, G.K.T. A dust storm over central China. *Weather*, 1969, 27: 136-145.
24. 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.
25. 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.
26. Jordan, R.: A one-dimensional temperature model for a snow cover, CRREL Special Report, 1991, No. 91–16, Hanover, NH, USA, 49 pp.
27. Johnson, J.B. and Schneebeli, M.: Characterizing the microstructural and micromechanical properties of snow, *Cold Region Sci. Tech.* 30 (1–3), 1999,91–100.
28. Li, Z.; Edwards, R.; Mosley-Thompson, E. et al. 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. *Annals of glaciology*, 43, 2006. (accepted).
29. Liu.B.Y.H.,D.Y.H.Pui,and K.L.Rubow. Characteristics 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.
 30. Marry Davies. In: Paleoclimate records from Tibetan Plateau ice cores. Reports on doctor research work. 2003.
 31. Meier, M.F. Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 1984, 226, 1418-21.
 32. Oerlemans.J, Anderson.B, Hubbard.A, et al. Modeling the response of glaciers to climate warming . *Climate Dynamics*, 1998, 4: 267-274.
 33. Paulcke, W.:. *Lawinengefahr – ihre Entstehung und Vermeidung*, J. Lindauersche Universitätsbuchhandlung (Schöpping), München. 1926.
 34. Petit J. R. Mounier L., Jouzel J., et al. Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 1990, 343: 56-58.
 35. 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.
 36. Prospero. J. M., M. Uematsu, and D. L. Savoie. Marine aerosol transport to the Pacific Ocean. *Chemical Oceanography*. 1989, 10:188-218.
 37. 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):4-1~4-30.
 38. 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.
 39. Richard Kattelman, Jeff Dozier. Observations of snowpack ripening in the Sierra Nevada, California, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 45 (151): 409~416.
 40. Robert L.Hawley, Edwin D.Waddington. Dating firn cores by vertical strain measurements . *Journal of Glaciology*, 2002, 48 (162): 401~406.
 41. Scheuchzer, J.J.: *Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweizerlands*, Zürich. 1706.
 42. Schneebeli, M.: Three-dimensional snow: How snow really looks like, in *Int. Snow Science*

- Workshop, Big Sky, Montana, USA, 2000, pp. 407–408.
43. 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.
 44. Schweizer, J. and Lütschg, M.: Characteristics of human-triggered avalanches, *Cold Region Sci. Tech.* 2001, 33, 147–162.
 45. Selley, R.C.: *Applied Sedimentology*, Academic Press, 1988, London.
 46. Shultz, E.F. and Albert, M.R.: An automated procedure for plotting snow stratigraphy, in 55th Eastern Snow Conference, Jackson, New Hampshire, 1998, pp. 147–151.
 47. Shumskiy P A, *Principles of structural glaciology*. Dover, New York. 1964.
 48. 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.
 49. 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.
 50. Thompson L. G., microparticles, ice sheets and climate. Ohio State University. Institute of Polar Studies, 1977a, Report 64, 1pp.
 51. 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.
 52. Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Microparticle concentration variations linked with climatic change: evidence from polar ice cores. *Science*, 1981, 212:812-816.
 53. 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.
 54. 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.
 55. Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., et al. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*. 1998, 282:1858-1864.

56. 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.
57. USDA: Soil Survey Manual, US Department of Agriculture, Soil Survey Division Staff, Washington. 1993.
58. W.S.B.Paterson. *The Physics of Glaciers*. Beijing: Science Press, 1987, 8.
59. Wake C.P., Mayewski P.A., Li, Z., et al. Modern eolian dust deposition in central Asia. *Tellus*, 1994, 46B:220-223.
60. Xu Jianqing, size detection with AccuSizer TM data form PSS company in America. 1999.
61. 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.
62. 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.
63. 胡汝骥, 中国环境科学出版社, 2004, 70-74.
64. 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.
65. 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁等. 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*, 2004, 26 (3): 253-259.
66. 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.
67. 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.
68. 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.
69. 李江风. 新疆气候. 气象出版社: 1991, 5-73, 54-59.
70. 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.
71. 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
72. 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.
73. 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.

74. 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.
75. 刘纯平, 姚檀栋, Thompson L.G等, 敦德冰芯中微粒含量与沙尘暴及气候的关系. 冰川冻土, 1999, 21 (1): 9-14.
76. 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.
77. 秦大河, 任贾文. 南极冰川学. 北京: 科学出版社, 2001: 61-78.
78. 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.
79. 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.
80. 施雅风主编. 2000. 中国冰川与环境. 北京: 科学出版, 54-73.
81. 王德辉, 张怀远, 天山乌鲁木齐河谷气候特征, 冰川冻土, 1985, 7(3): 239-248.
82. 王飞腾, 李忠勤, 尤晓妮. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究. 冰川冻土, 2006, 28 (1), 45-53.
83. 王晓军, 王仲祥, 谢自楚. 从乌鲁木齐河源 1 号冰川二十八年来变化看天山地区近期气候变化趋势. 科学通报, 1988, 9: 693-696.
84. 王晓军, 张金华. 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面和积累量的观测. 天山川观测实验站年报, 1981, 11-15
85. 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.
86. 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.
87. 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
88. 郭光剑, 2004, 慕士塔格和古里亚冰芯中微粒记录研究, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所博士后论文报告.
89. 郭光剑, 姚檀栋, 冰芯中不溶微粒的研究进展. 冰川冻土, 2005.
90. 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, 1966-1968: 1975: 8-13.
91. 谢自楚, 黄茂桓. 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, 北京: 科学出版社, 1965: 1-14.
92. 谢自楚. 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: 科学出版社, 1982a. 45-59.
93. 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.
94. 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, 1984. 5: 27-40.
95. 徐伯青, 姚檀栋, 达索普冰川海拔 7100m 处气泡封闭过程研究. 冰川冻土, 1999. 21 (2): 120-124.
96. 杨大庆, 姜彤, 张寅生等. 1988, 天山乌鲁木齐河源降水观测误差分析及其修正. 冰川冻土, 10 (4): 384-399.
97. 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
98. 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.
99. 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰帽冷渗浸带雪密实化过程研究. 第四届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.
100. 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.
101. 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.
102. 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——以乌鲁木齐河源1号冰川为例. 冰川冻土, 2005, 27 (6): 853-860.
103. 袁方策, 毛德华. 新疆地貌. 1994, 北京: 气象出版社.
104. 朱宇漫, 李忠勤, 尤晓妮, 利用光学粒径检测仪测定雪冰样品中的微粒, 现代科学仪器, 2006, 已接受.
105. 张寅生, 康尔泗, 刘朝海, 1994, 天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析, 冰川冻土, 16 (4): 333-341.
106. 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, 天山冰川观测实验站年报, 1984, 19-27
107. 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.
108. 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.

致 谢

衷心感谢导师李忠勤研究员对我的悉心教诲和关怀。李忠勤老师开拓创新的科学精神、严谨踏实的治学态度、勤奋刻苦的工作作风和诲人不倦的师表风范是我学习的楷模。在三年的硕士学习期间，不论是研究方向的选择和野外工作，还是室内分析以及论文的撰写，李老师都给予了严格的要求和悉心的指导。

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。是在全体观测和研究人员集体努力下完成的。没有观测人员长期全年度、一周一次高频率地在冰川积累区的辛勤观测，也不会有本研究所需要的第一手观测资料。谨此对参加本项研究的每一个观测人员包括武鲁喜、李志斌和试验人员朱宇曼、包秋香以及项目组人员杨惠安，李向应，王飞腾，李传金，李慧琳，张坤等表示衷心感谢。

特别感谢叶佰生研究员，韩添丁副研究员，焦克勤副研究员，井哲帆副研究员，以及任贾文研究员，刘时银研究员，王宁练研究员，王正文老师等对我工作的支持和关心。感谢李馨、苏延桂、丑雅玲、孙洋、李晶、李明启、王国亚、赵中平、赵拥华等同学对我的关怀和帮助。

同时感谢教育处的段争虎老师，张明娟老师，程金山老师和陈辉老师无私热忱的帮助。

最后，感谢我的家人和朋友一直以来默默地鼓励和支持。

尤晓妮

2006年4月

个人简历

尤晓妮，女，汉族，1980年生，甘肃陇南人。1999年9月——2003年7月，就读于西北师范大学地理科学专业，获得理学学士学位。2003年9月——2004年6月，中国科学院研究生院进行硕士学位英语和专业基础知识的学习。2004年7月——2006年6月，中国科学院寒区旱区环境与工程研究所，从事冰川化学方面研究。在此期间多次到天山冰川观测站进行野外实践和采样工作，并参与了2005年9月的国际冰川学会议。

硕士期间发表论文

尤晓妮，李忠勤，王飞腾. 2005. 利用雪层层位跟踪法研究暖型成冰作用的年限问题-以乌鲁木齐河源1号冰川为例. 冰川冻土, 27(6), 853-860.

尤晓妮，李忠勤，朱宇曼等. 乌鲁木齐河源1号冰川不溶微粒的季节演化. 送审稿.

李向应，李忠勤，尤晓妮等. 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.

王飞腾，李忠勤，尤晓妮等. 2006. 天山乌鲁木齐河源1号冰川积累区表面雪层演化成冰过程的观测研究. 28(1), 45-53.

朱宇曼，李忠勤，尤晓妮，2006. 利用光学粒径检测仪测定雪冰样品中的微粒，现代科学仪器，已接收.

Wang, F.; Li, Z.; You, X. et al. 2006. Seasonal evolution of aerosol stratigraphy in Glacier No. 1 percolation zone, eastern Tianshan, China. Annals of glaciology, 43, (accepted).