

分类号 _____

密级 _____

UDC _____

编号 _____

中国科学院

硕士学位论文

南极洲伊丽莎白公主地区 250 多年来气候环境记录研究

张明军

指导教师: 李忠勤 研究员 博士

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

申请学位级别 理学硕士 学科专业名称 自然地理学

论文提交日期 2000 年 6 月 10 日 论文答辩日期 2000 年 7 月 日

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 Research on 250-year Environmental and Climatic
Record from Princess Elizabeth Land, Antarctica**

A dissertation submitted to
Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute
(CAREERI)

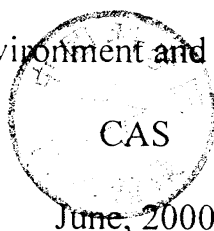
Chinese Academy of Sciences (CAS)

For the degree of
Master of Sciences

Presented by
Zhang Mingjun

Accepted on the recommendation of
Professor Li Zhongqin

Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute



目 录

致谢	
中文摘要.....	I
英文摘要.....	IV
1 绪论.....	1
1.1 问题的提出和本研究的意义.....	1
1.2 南极冰盖冰川化学和冰芯记录的气候环境及物质平衡研究进展.....	5
1.3 样品的采集和分析.....	16
2 南极洲伊丽莎白公主地区气候特征分析及两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究.....	21
2.1 南极洲伊丽莎白公主地区气候特征分析.....	21
2.2 南极洲伊丽莎白公主地区两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究.....	23
3 南极洲伊丽莎白公主地区 50 米雪芯气候环境记录研究.....	28
3.1 雪芯定年.....	28
3.2 密度测试过程.....	30
3.3 近 50 年来 Lambert 冰川流域气候变化特征.....	34
3.4 南极洲伊丽莎白公主地区 250 多年来气候特征分析.....	37
3.5 南极洲伊丽莎白公主地区 250 多年来火山活动记录研究.....	42
4 南极洲伊丽莎白公主地区主要离子的来源、传输路径和沉积方式研究.....	51
4.1 南极冰盖几种主要离子传输路径初探.....	51
4.2 南极洲伊丽莎白公主地区主要离子沉积方式及 nssSO_4^{2-} 气候效应研究.....	55
5 结语.....	61
个人简历.....	63
发表的学术论文.....	64

致 谢

“宝剑锋从磨砺出，梅花香自苦寒来”。经过一千多个日夜的艰苦努力，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。师从导师三年整，感激的话儿说不尽。导师以他高尚的品德、宽广的胸怀、渊博的知识、创新的精神，不但教会了我如何做学问，更教会了我怎样做人。“滴水之恩，涌泉相报”，导师的恩情，没齿难忘，将伴我终生，激励我永远前进。

在几年的学习和生活中，得到叶佰生研究员、任贾文研究员、焦克勤副研究员、效存德副研究员、孙俊英副研究员以及杨惠安、韩添丁、刘宗香、井小平、刘保中等天山站全体同仁的大力支持和帮助，在此深表谢意！

非常感谢澳大利亚李军博士和上海中国极地所康建成研究员提供了中国首次南极内陆冰盖考察的宝贵资料！

特别感谢皇翠兰、王晓香和孙维贞等老师对室内工作的大力支持！

教育处的王正文老师和张明娟老师在学习和生活上给予了无微不至的关怀和帮助，在此向两位老师的辛勤劳动表示感谢！

我的父母亲及远在济南的四叔父、四婶以他们的爱心，在几年来的生活和学习上，默默的支持着我，使我解除了许多后顾之忧，顺利完成了这篇毕业论文。些许成绩，无以回报他们的厚爱，只有百尺竿头，更进一步。

.....

南极洲伊丽莎白公主地区 250 多年来气候环境记录研究

中文摘要

南极洲伊丽莎白公主地区位于南极大陆东部 ($66-75^{\circ}\text{S}$, $70-90^{\circ}\text{E}$ 之间), 这一地区自然环境恶劣, 是南极冰盖研究的空白区。1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察的线路即在这一区域内, 该考察是 1991 年由 SCAR (国际南极研究科学委员会) 协调的 ITASE (国际横穿南极科学考察) 计划的重要组成部分, 因此, 本次考察获得的资料是完善南极气候资料的关键资料, 同时也为研究南极冰盖气候特征及其对全球变化的影响提供了新的依据。考察期间, 导师李忠勤研究员在中山站至 Dome A 方向近 300 公里的断面上挖了七十余个雪坑, 每个雪坑深 50-60 厘米 (根据本地区的积累率资料, 50-60 厘米厚的雪层代表 1 到 2 年的积雪), 每隔 10 厘米取一个样, 共计 300 余个样品。并分别在 LT921 ($71^{\circ} 10.750' \text{S}$, $77^{\circ} 21.198' \text{E}$) 处和 LGB65 ($71^{\circ} 50.735' \text{S}$, $77^{\circ} 55.319' \text{E}$) 处挖了两个深 2.5m 和 3.5m 的雪坑, 还在 LGB65 处钻取了一支 50m 长的雪芯。所有样品在室内进行了主要阴、阳离子和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析测试, 本文基于上述资料, 对南极洲伊丽莎白公主地区冰川化学、各种离子来源、传输路径和沉积方式以及本地区 250 年来的气候环境变化等问题做了初步研究, 主要结论如下:

1. 南极洲伊丽莎白公主地区从中山站至 Dome A 方向近 300 公里范围内气温和降水都呈现从沿海向内陆递减的趋势, 气温从沿海向内陆持续递减, 降水在递减的总趋势下表现出地段性。本地区的气温变化主要受控于地形的变化, 降水主要以由动力抬升形成的地形雨为主。

2. 南极洲伊丽莎白公主地区, 海盐离子比陆盐离子更易表现出年层效应。尽管在浅表层雪坑内, $\delta^{18}\text{O}$ 和 Cl^- , NO_3^- , Na^+ 一样表现出良好的年层效应, 但随着深度的增加, $\delta^{18}\text{O}$ 在本地区的年层效应在 3m 左右 (约 10 年) 消失, 而 Cl^- , NO_3^- 和 Na^+ 在我们研究的 50m 雪芯范围内 (约 250 年) 都表现出清晰的季节变化层。

3. 通过对南极洲伊利莎白公主地区两个雪坑 nssSO_4^{2-} 浓度值的分析, 我们在雪层中检测到发生于 1991 年 6 月的 Pinatubo 火山爆发和 1991 年 8 月的 Cerro Hudson 火山爆发的痕迹。同时 50 米雪芯 nssSO_4^{2-} 浓度值的分析结果表明此雪芯记录了过去 250 年来的 16 次火山活动, 尽管个别年份的火山活动会因种种原因损失部分环境信息, 然而对大多数火山活动而言, 由于火山活动使雪芯中的高 nssSO_4^{2-} 浓度值持续 2-3 年。同时, 结合前人的工作, 我们进一步提出, 对于中小尺度的火山活动, 可能在积累率低的地区更易检测到, 而要通过火山活动信号在冰芯中出现的时间与火山活动的时间差判断火山与冰芯钻取地点的距离, 还必须进一步提高冰芯的定年精度。

4. 通过对南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯的精细定年, 恢复了本地区 250 年来的积累率, 并根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化特征分析了本地区 250 年来的气温变化特征。结果表明, 二百五十年来, 伊利莎白公主地区的积累率和气温都呈现增加趋势, 同时又表现出很强的阶段性, 大致可以 1860 年为界分为两段, 1860 年以前气温和积累率都呈现明显增加趋势, 而 1860 年以后气温明显降低, 积累率变化不明显。无论是 1745-1860 年, 还是 1860-1996 年, 积累率的变化幅度都比较小, 而对气温来说, 降温过程的变化幅度明显大于升温过程中的变化幅度。同时, 在这一大阶段下, $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率可以约每 50 年为周期划分出若干小阶段, 每一小阶段又有不同的水热组合状况, 总体说来, 基本上都表现出气温升高降水增加, 气温降低降水减少的特点。从 250 年的时间尺度考察近半个世纪以来气温和降水的结果表明虽然目前两者都呈现上升的趋势, 但都不是历史上的最高值, 即由于人类活动引起的气候效应在本地区反映不明显。与别人的研究结果对比表明, 本地区无论在几十年尺度上, 还是在百年尺度上, 气候变化趋势都比较复杂。

5. 南极冰盖中海盐离子 (主要指 Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , ssSO_4^{2-}) 通过近距离低空传输到南极冰盖, 而 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 很可能是通过远距离高空传输到极地冰雪中, 具体过程为: nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 在对流层顶部平流层底部呈带状输送到极地上空, 然后辐射下沉, 再辐散到其它地区。

6. 南极洲伊利莎白公主地区主要离子的浓度不存在稀释现象, 即离子浓度并不受积累率的影响。本地区各主要离子干、湿沉积所占比重的计算结果表明, 南极洲伊利莎白公主地区离子沉积方式以湿沉积为主, 且海盐离子 (Cl^- , Na^+ 和

Mg²⁺) 湿沉积比重大于 Ca²⁺, NO₃⁻ 和 SO₄²⁻。另外, nssSO₄²⁻ 与 δ¹⁸O 关系的研究结果表明火山爆发的中、短期气候效应在本地区反应不明显。

The Research on 250-year Environmental and Climatic Record from Princess Elizabeth Land, Antarctica

ABSTRACT

Princess Elizabeth Land locates in the east Antarctica (between 66-75° S and 70-90° E). Because of hard conditions, this region is not familiar for studying Antarctic ice sheet. The route of the 1996/97 Chinese Antarctic Inland Traverse Expedition lies in the region. The expedition is an important step of Chinese ITASE (The International Trans-Antarctic Scientific Expedition) which is coordinated by SCAR (The Scientific Committee on Antarctic Research). Therefore, the data obtained from the expedition is important for improving the climatic data of Antarctica; it can also provide foundation for studying the climatic features of Antarctica and the influence of Antarctica on world change. During the expedition, Prof. Li Zhongqin excavated more than 70 snow pits from Zhongshan Station to Dome A. The depths of snow pits vary from 50cm to 60cm which may represent 1 or 2 year snow accumulation. There were more than 300 samples that were collected at an interval of 10 cm from the snow pits. At the same time, two snow pits (2.5m and 3.5m)m were excavated at LT921 (71° 10.750' S, 77° 21.198' E) and LGB65 (71° 50.735' S, 77° 55.319' E), respectively. In addition, one 50-m firn core was drilled at LGB65. Samples from two snow pits and the firn core were collected in a span of 3cm. Based on the measurement of the $\delta^{18}\text{O}$ and major ion concentrations, the following conclusions can be achieved:

1. In Princess Elizabeth Land, Antarctica, the temperature and precipitation decrease with the distance from Zhongshan Station to Dome A direction, but the temperature decreases continuously while the precipitation decreases continually. The major factor affecting the temperature change is topography and topography precipitation is the most important form of precipitation.

2. The sea-salt ions are more appropriate to reveal the seasonal variations of climate than non-sea-salt ions in Princess Elizabeth Land, East Antarctica. $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , Na^+ and NO_3^- show fairly good seasonal variations in shallow snow pits, but with increasing depth, the seasonal variations of $\delta^{18}\text{O}$ are gradually smoothed at about 3 meters (correspond to about 10 years' mass accumulation) while the variations of Cl^- , Na^+ and NO_3^- are fairly good to represent the seasonal variations in the whole profile of the 50-meter (correspond to about 250 years' mass accumulation) firn core.

3. Elevated sulfate (SO_4^{2-}) concentrations found in the profiles of the two snow pits for the period, 1992-1995 may be due to the June 1991 Pinatubo (Philippines) volcanic eruption and August 1991 Cerro Hudson eruption. At the same time, the traces of the 16 volcanic events in the past 250 years were detected from the elevated sulfate concentrations in the profiles of 50-m firn core. Though the high sulfate concentration of a few volcanic events can not continue even one year due to losing environmental information, it can continue 2-3 years in respect to most of the events. In addition, we put out that the middle and small scale of volcanic events maybe found in the low accumulation rate region easily. But want to judge the distance from the site where the ice core was drilled to the site where the volcanic erupted, the precision of ice core dating should be improved.

4. Based on the $\delta^{18}\text{O}$ and accumulation rate recovered from the 50-m firn core. The features of the climate change in the past 250 years in the region have first been obtained. In the past 250 years, the whole climate trend in the region is the warming temperature and the increasing accumulation rate, at the same time, it shows many different phases. First, it can be divided by the year of 1860, the temperature and accumulation rate trends before 1860 are increasing while the temperature trend decreases obviously and the trend of accumulation rate is not clear after 1860. Either from 1745 to 1860, or from 1860 to 1996, the variation range of accumulation rate is very small comparing to that of the temperature. Then, it can be subdivided into small phases at an interval of 50 years, there are different water and heat combinations in the small phases. Generally speaking, the climate trend of each small phase is increasing

temperature and precipitation in contrast to decreasing temperature and precipitation. Though the temperature and precipitation are increasing in the past 50 years, they are not the highest temperature and precipitation in the past 250 years which represents that the climate effects caused by human are not obvious in the region. Compared with the results of others, either in the time scale of decade years, or in the time scale of hundred years, the climatic trend in the region is very complicated.

5. The sea-salt ions in Antarctica ice, especially Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} and ssSO_4^{2-} , are transmitted to the ice sheet by short distance and low level transmission, on the contrary, hssSO_4^{2-} and NO_3^- are transmitted to the ice sheet by long distance and high level transmission. The procedure of nssSO_4^{2-} and NO_3^- transmission is nssSO_4^{2-} and NO_3^- are transmitted to the ice sheet at the level between the top of troposphere and the bottom of stratosphere, then nssSO_4^{2-} and NO_3^- transmitted to the ice sheet surface and spread to other regions.

6. The concentrations of major ions in the atmosphere in the region is big enough to guarantee the concentrations of the ions do not vary with snow accumulation rate, that is to say, the concentrations of major chemical species are independent of snow accumulation rate. The results of analyzing the depositional styles of major chemical species suggest that wet deposition dominate the major ions flux. In addition, there is no apparent correlation between nssSO_4^{2-} fluctuations and isotope profile. This would indicate the climatic effect of volcanism is not evident in the region.

第一章 绪 论

第一节 问题的提出和本研究的意义

人类从诞生的那一天起,就在不断的改变着自己的生存环境。然而自工业革命以后,人类活动产生的影响已经波及到整个地球。毫无疑问,人类活动已经影响到全球大气的化学组成,进而影响到全球的气候。例如,研究表明大气中温室气体的浓度自工业革命以来明显上升,目前已经达到过去几十万年以来的最高水平(Etheridge, 1992, 1996; Machida, 1995; Lorius et al., 1985; Barnola et al., 1987; Jouzel et al., 1987; Chappellaz et al., 1990)。因此,探讨古气候、古环境进而预测未来的气候和环境变化对人类的生存有着重大的意义。

由于冰芯在恢复古气候、古环境时的诸多特点(分辨率高、信息量大、保真度高等)使其成为探讨古气候环境变化的重要介质。

在探讨气候环境的变化历史时,最为困难的问题是探讨工业革命以来气候环境的变化,因为这一时期气候环境的变化已经在自然变化的基础上叠加了由于人类活动引起的变化。如何区分自然变化和人类活动引起的变化是科学家们面临的难题。为此,1991年9月18-21日,在德国布莱梅召开的南极科学大会上接受了由国际著名冰川学家 P. Mayewski 教授牵头的国际横穿南极科学考察计划(ITASE),其主要目标是组织从事南极冰盖研究的有关国家,通过遍布在南极冰盖的几条横穿剖面的科学考察(图 1-1),钻取多支浅冰芯以探讨 200 多年来整个南极洲范围内气候环境的变迁历史。这里之所以选择 200 年,主要是探讨工业革命以来气候环境的变化。此外,考虑 200 年也是小冰期的结束。

以我国南极中山站至 Dome A 为轴线的南极大扇形区是南极冰盖研究的薄弱区,南极内陆最高点 Dome A 被称为除南地极、南磁极、南磁轴极以外的南极第四极—“到达困难级”。以 Dome A 为中心的南极冰盖内陆高原区以往被称为“不可接近地区”,那里是地球上自然环境最严酷的区域,是南极研究的空白区。因此从中山站到 Dome A 并延伸到南极点的冰川学—地学大断面的考察研究是填补这一空白区的关键剖面。在这个剖面附近的考察站除中山站外还有前苏联的和平

站和澳大利亚的戴维斯站。这个剖面的考察研究最早由苏联人承担，前苏联解体后和平站关闭，无力开展此项研究，国际上希望中国和澳大利亚能够继续担负起这个剖面的研究工作，但澳大利亚正着手南极最大外流冰川 Lambert 冰川 2500 米等高线的研究和 Low-Dome 深冰芯的钻取研究，无暇顾及。国际南极研究的有关国家都把希望寄托于中国。如果中国不能承担的话，中国在国际南极研究有关大计划的区域划分上将没有以自己为主的区域。经过中国南极研究学术委员会的调论证，中国正式在 1991 年 9 月 9-13 日的国际南极第六届地学大会（东京）上提出开展我国南极中山站至 Dome A 地学大断面研究计划。

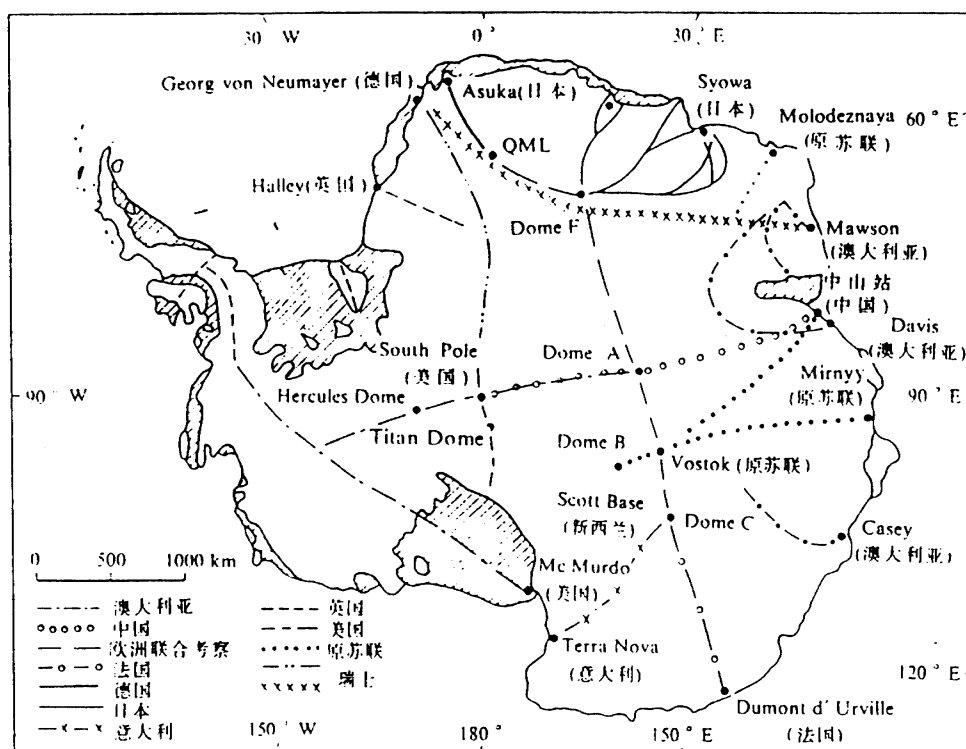


图 1-1: ITASE 计划拟议覆盖的考察路线图（据秦大河，1995）

从图 1-2 和图 1-3 中可以看出，无论是冰芯钻取情况还是冰盖表面采样情况，在中国承担的断面上都是空白。为此，从 1996/1997 年中国第 13 次南极考察起，中国南极考察队成功的组织实施了三次南极冰盖内陆考察，分别在 LGB65、DT085、DT263、DT401 钻取了五支冰芯，其中在距中山站直线距离约 280 公里的 LGB65 处钻取了两支 50 米冰芯，在距中山站直线距离约 460 公里处的 DT085 处钻取了一支 50 米冰芯，分别在距中山站直线距离约 800 公里和 1076 公里的 DT263 和 DT401 处钻取了 100 米和 82 米的冰芯各一支(图 1-4)，此外还采集了大量的表面雪样，填补了这一地区冰川学研究的空白。

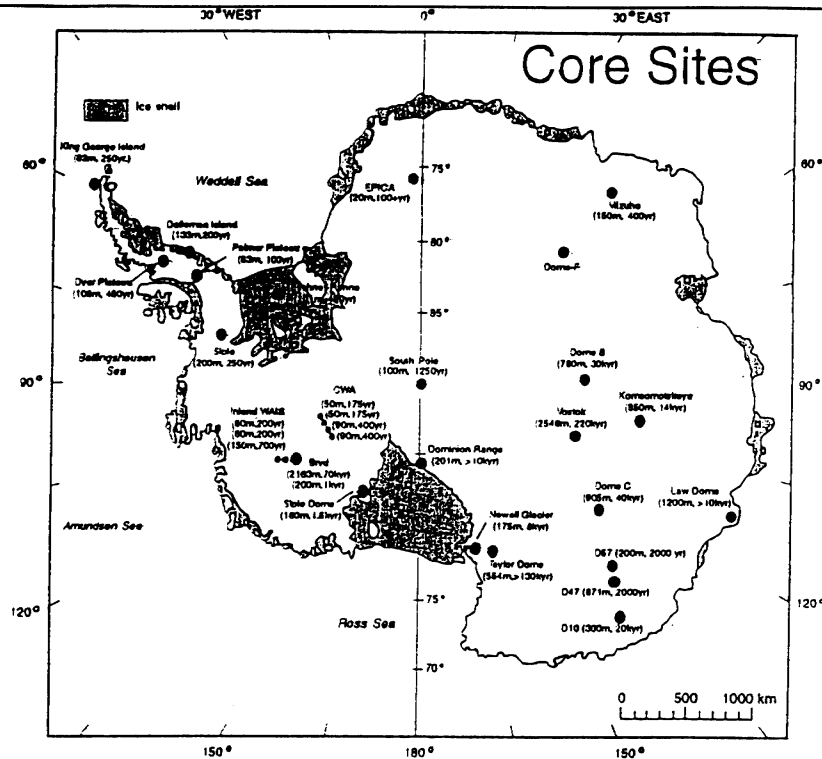


图 1-2: 目前国际上南极冰盖冰芯钻取点分布图 (据美国 ITASE 计划, 1996)

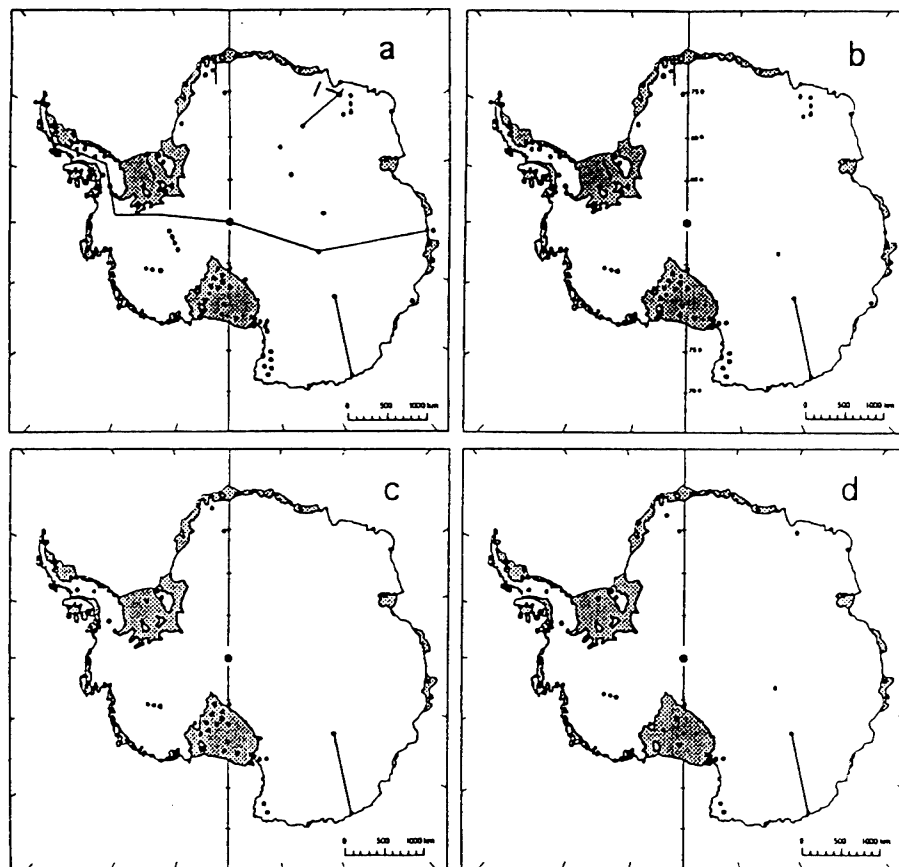


图 1-3: 目前国际上南极冰盖表面采样情况图

- a. 所有的表面雪样采样点 b. 一年以上的表面雪样采样点
c. 1970-75 年间表面雪样采样点 d. 1980-85 年间表面雪样采样点 (据美国 ITASE 计划, 1996)

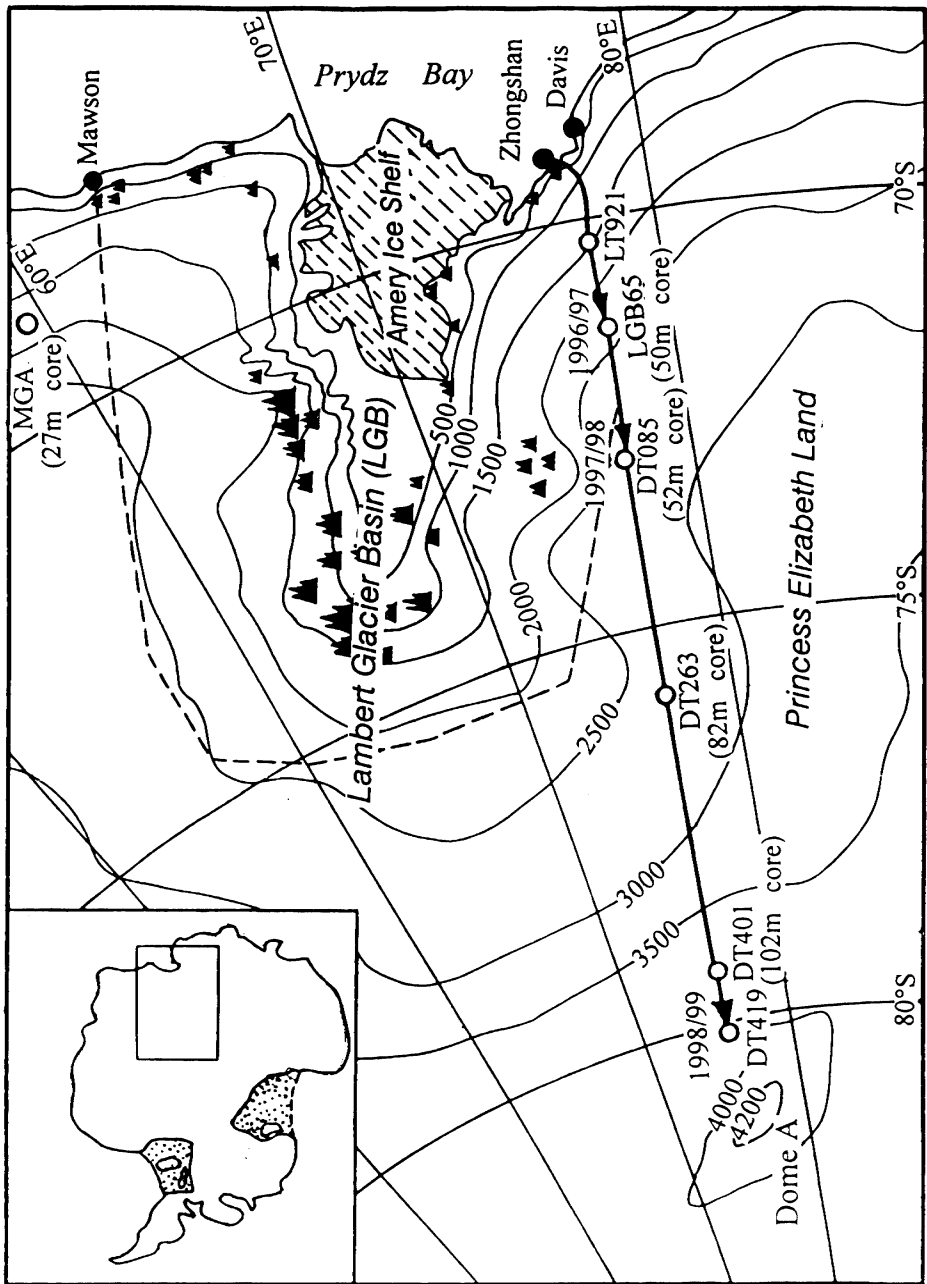


图 1-4：中国三次南极内陆冰盖考察冰芯钻取地点示意图

本论文主要对 1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察获得的资料及其初步研究成果进行总结。

第二节 南极冰盖冰川化学和冰芯记录的气候环境及物质平衡研究进展

自 Bader (1958) 于 1954 年首次提出在极地冰川冰中钻取连续冰芯以进行科学研究后, 南极地区的冰川化学和冰芯研究此起彼伏、高潮迭起、成果纷纷。本文将对南极冰盖冰川化学和冰芯气候环境记录研究做一归纳总结, 同时, 也将介绍南极冰盖物质平衡的最新研究进展。

一 冰川化学研究进展

南极冰盖中蕴藏着丰富的全球变化的信息, 主要包括稳定同位素比率、各种阴阳离子、生物有机酸(甲酸、乙酸、MSA、DMS 等)、温室气体(CO_2 、 CH_4 、 N_2O)、微粒、放射性物质(^{14}C 、 ^{10}Be 、 ^{36}Cl 、 ^{81}Kr)、宇宙尘埃、火山灰和超痕量重金属元素等(图 1-5)。鉴于资料, 这里只对氧稳定同位素和各种离子的研究进展做一回顾。

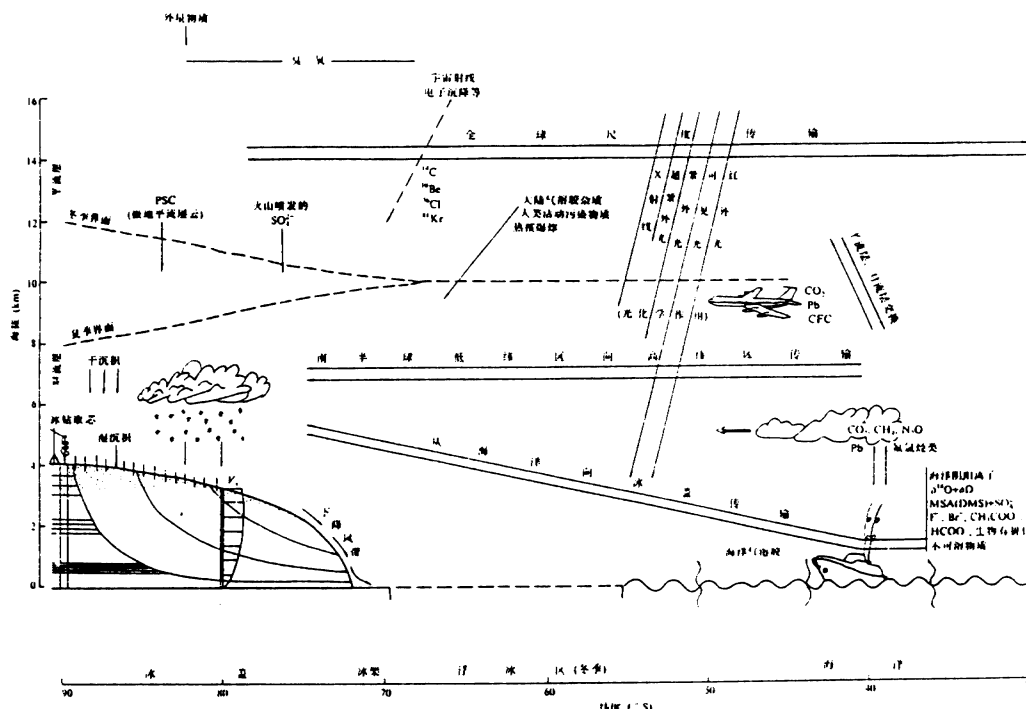


图 1-5: 南极冰盖中的气候环境信息 (据秦大河, 1995)

1 $\delta^{18}\text{O}$ 研究进展

大量的分析研究结果表明, 极地雪冰中的氧(和氢)同位素的组成主要取决于温度, 更确切的说, 与云团形成降水时的凝结温度有关(Dansgaard, 1964; Koerner et al., 1979; Robin, 1977, 1983)。虽然不可能确切的知道降水凝结时的温度, 但是却很容易得到降水地点处的年平均温度。据此, Dansgaard(1964)总结了降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和各样点处年平均温度之间的线性关系, 这一关系的发现与相关性的建立, 是利用雪冰中稳定同位素建立过去几十万年以来温度变化的依据。Lorius 和 Merlivat (1977) 则根据东南极冰盖海岸迪·迪维尔站到 Dome C 沿线站点的资料, 建立了 $\delta^{18}\text{O}$ 与平均温度 θ ($^{\circ}\text{C}$) 之间的经验公式:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})=0.755\theta(^{\circ}\text{C})-7.6$$

Qin Dahe et al., (1994) 根据横穿南极冰盖表面雪样的分析结果, 系统研究了稳定同位素比率 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 与年平均温度的关系, 过量氘(ex D) 的降水源区示踪性, 以及它们的地域差异。以 $\delta^{18}\text{O}$ 为例, 沿横穿南极冰盖路线在 Patrot Hills-Vostok 站段内为:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})=0.77\theta(^{\circ}\text{C})-13.4$$

而在 Komsomolskaya-Mirnyy 站段内为:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})=0.90\theta(^{\circ}\text{C})-3.4$$

与前人工作相比, 这一关系的建立对研究南极冰盖不同地区 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的关系具有重要意义。

2 离子种类、来源及平衡研究

根据目前的大气化学知识, 可以在极地雪冰中检测到图 1-6 所示的各种离子。这些离子或者象海盐和粉尘直接进入大气圈(原生气溶胶), 或者卷入硫、氮、氯、碳等循环在大气中氧化生成(次生气溶胶)。从图 1-6 中可以看出, Al 是典型的陆盐离子, 而 Na 是典型的海盐离子。其它离子的来源一般都比较复杂, 大多不止一种来源。如硫酸根离子即可来源于海洋, 又可来源于大陆, 同时即可是原生来源, 又可是次生来源。因此, 要探讨雪冰中检测到的各种离子的来源, 必须对雪冰中各种离子的关系即离子平衡做一分析。

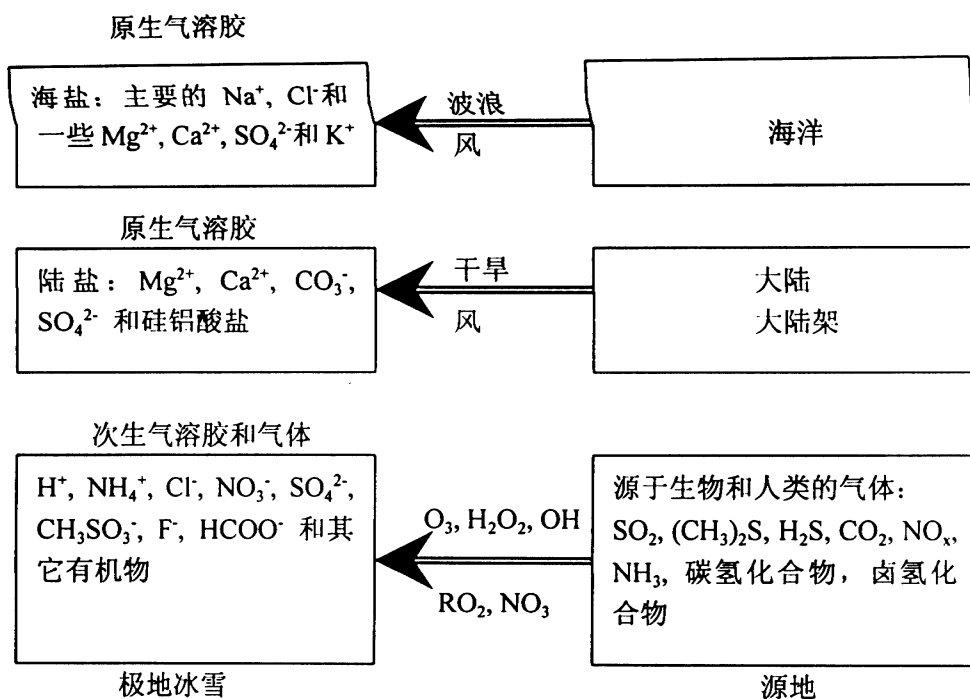


图 1-6: 极地雪冰中检测到的各种离子及其源地 (据 Legrand and Mayewski, 1997)

南极沿海和内陆地区的离子平衡研究结果表明, 南极雪冰中阴阳离子的不平衡量 (表示为 ΔC) 小于离子总量 (表示为 Σ) 的 5%:

$$\Delta C = [\text{Na}^+] + [\text{NH}_4^+] + [\text{K}^+] + [\text{H}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] - [\text{F}^-] - [\text{Cl}^-] - [\text{NO}_3^-] - [\text{SO}_4^{2-}] - [\text{CH}_3\text{SO}_3^-] - [\text{HCOO}^-] - [\text{CH}_3\text{COO}^-] \quad (1)$$

$$\Sigma = [\text{Na}^+] + [\text{NH}_4^+] + [\text{K}^+] + [\text{H}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{F}^-] + [\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{CH}_3\text{SO}_3^-] + [\text{HCOO}^-] + [\text{CH}_3\text{COO}^-] \quad (2)$$

Na^+ , H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 是现代和过去冷气候条件下沉积在南极雪冰中的主要离子 (Legrand, 1987; Mulvaney and Peel, 1988)。 NH_4^+ 和 K^+ 对整个离子总量 ($5 < \Sigma < 30 \mu \text{eqL}^{-1}$) 的贡献量很小 (小于 $0.2 \mu \text{eqL}^{-1}$) , CH_3SO_3^- 的贡献量为 $0.2 \mu \text{eqL}^{-1}$ (Legrand et al., 1992; Mulvaney et al., 1992), 而 F^- , HCOO^- 和 CH_3COO^- 在整个离子总量中不占重要位置 (Legrand and Saigne, 1988)。因此南极雪冰中离子平衡方程可以表述为:

$$[\text{Na}^+] + [\text{H}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] = [\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-] + [\text{SO}_4^{2-}] \quad (3)$$

表 1-1: 方程(4)在不同时间段和地点处的简化形式和各种可溶性离子与不溶性杂质

在不同时间段和地点处占南极雪冰中杂质总量的百分比

	Coastal Areas (Present Climate)	Central Area (Present Climate)	Central Area (Glacial Age)
Equation (4)	$[H^+] = [NO_3^-] + [SO_4^{2-}]^*$	$[H^+] = [Cl]^{*+} + [NO_3^-] + [SO_4^{2-}]^*$	$[H^+] + [Ca^{2+}]^{*+} + [Mg^{2+}]^* = [NO_3^-] + [SO_4^{2-}]^*$
Sea salt, %	85	36	54
HCl, %	...	22	...
HNO ₃ , %	5	6	2
H ₂ SO ₄ , %	10	36	16
Terrestrial salts, %	...	...	26
Insoluble species, %	2	6	62

可溶性离子 (sea salt, HCl, HNO₃, H₂SO₄ 和 Terrestrial salts) 为离子浓度百分比, 不可溶性杂质为质量百分比, ...表示百分比小于 1%。(据 Legrand, 1987)

在沿岸地区, 由于海盐离子 (Na⁺, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺) 和一部分 SO₄²⁻ 占了离子总量的主体部分 (约 80%) (表 1-1), 而在内陆, 随着海盐离子的减少, 其它离子逐渐占了离子总量的主体部分, 用 Na⁺ 的含量和海水中各种离子与 Na⁺ 的比率 (Holland, 1978) 从方程(3)中扣除海盐离子的贡献量就可得到非海盐离子的平衡方程:

$$[H^+] + [Ca^{2+}]^{*+} + [Mg^{2+}]^* = [Cl]^{*+} + [NO_3^-] + [SO_4^{2-}]^* \quad (4)$$

其中 [X]^{*} = “excess X”, 代表了非海盐的 X。

在现代气候环境下沉积到南极冰盖的积雪, 由于陆源物质传输很弱, Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 浓度很低 (Legrand et al., 1988), [Cl]^{*} 可能为正、负、或零, 因此方程(4)可简化为:

$$[H^+] = [NO_3^-] + [SO_4^{2-}]^* \quad (5)$$

在海岸地区, [Cl]^{*} 接近于零, 表示除了海盐物质外, 雪冰中包含 HNO₃ 和 H₂SO₄。而在内陆地区, 由于 [Cl]^{*} 不等于零, 因此雪冰中除了海盐和上述的两种酸外, 还有 Na₂SO₄ 或 HCl (Legrand and Delmas, 1988)。

在末次冰期, 由于陆地面积扩大, 经向环流加强等原因, [Ca²⁺]^{*} 和 [Mg²⁺]^{*} 占有很大比重, 而 [Cl]^{*} 接近于零 (Legrand et al., 1988), 在这样的气候环境条件下, 南极雪冰中主要杂质为 HNO₃, H₂SO₄, 海盐和陆源的盐类物质。

总之，正如表 1-1 所总结的那样，在现代气候条件下，可溶性离子占了南极雪冰中杂质含量的主体部分，且海盐离子含量从沿海向内陆递减，而无机酸（ HCl ， HNO_3 ， H_2SO_4 ）含量递增。在末次冰盛期，南极雪冰中的不溶性杂质约占雪冰中杂质含量的 50%，而在现代气候条件下含量不显著的陆盐物质在末次冰盛期约占整个离子总量的 25%。

3 主要化学离子空间分布特征

Mulvaney 等人(1994)根据南极冰盖现有的资料，对南极冰盖中主要离子（ Na^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 和 NO_3^- ）空间分布特征做了概括性研究。结果表明，尽管 NO_3^- 的浓度与海拔高度和积累率有一定的关系，但在整个冰盖上的分布仍趋一致； Cl^- 浓度值随离岸距离的增大而减小，如果高程变化不大，其衰减趋势缓慢； ssSO_4^{2-} 的浓度变化趋势类似于 Cl^- 。南极冰盖中主要化学离子的空间分布特征最具代表性的资料当属秦大河 1990 年横穿南极获得的雪冰样品资料，研究表明非海盐离子（ MSA 、 Ca^{2+} 和 nssSO_4^{2-} ）通量在内陆腹地分布均匀，但海盐离子却呈“西高、东低”、即“西南极洲高、东南极洲低”的态势，说明了冰盖不同地区降水气团的来源不同，这与过量氙（ exD ）的分析结果一致；而 NO_3^- 的空间分布特征表明其来源与高层大气中的电离层作用有密切关系（秦大河, 1997）。

4 主要化学离子时间分布特征

由于受源地、传输路径、沉积方式等的影响，南极雪冰中的很多化学离子都不同程度呈现一些季节性变化，表现出较强的年层效应，以下对各种离子的季节变化及其原因做一简述（图 1-7），而对各种离子长时间尺度的变化特征在下面要讨论的冰芯记录中做一介绍。

1) 海盐离子：很多研究发现，南极冰盖中的海盐离子（主要指 Cl^- 和 Na^+ ）在冬季出现最大值，呈现明显的季节变化（图 1-7）。其主要原因是：冬季，亚南极地区海洋上空的气旋南侵，频频进入南极冰盖内陆，同时，也将各种海盐性离子一道送入雪冰内，因此，冰盖浅层雪内海盐性离子的浓度在冬季雪内可出现高峰值，夏季出现较低值，即在南极冰盖浅层雪冰内形成较清晰的季节旋回，从而使海盐性离子成为划分年层的依据（Herron, 1982; Legrand and Delmas, 1984）。

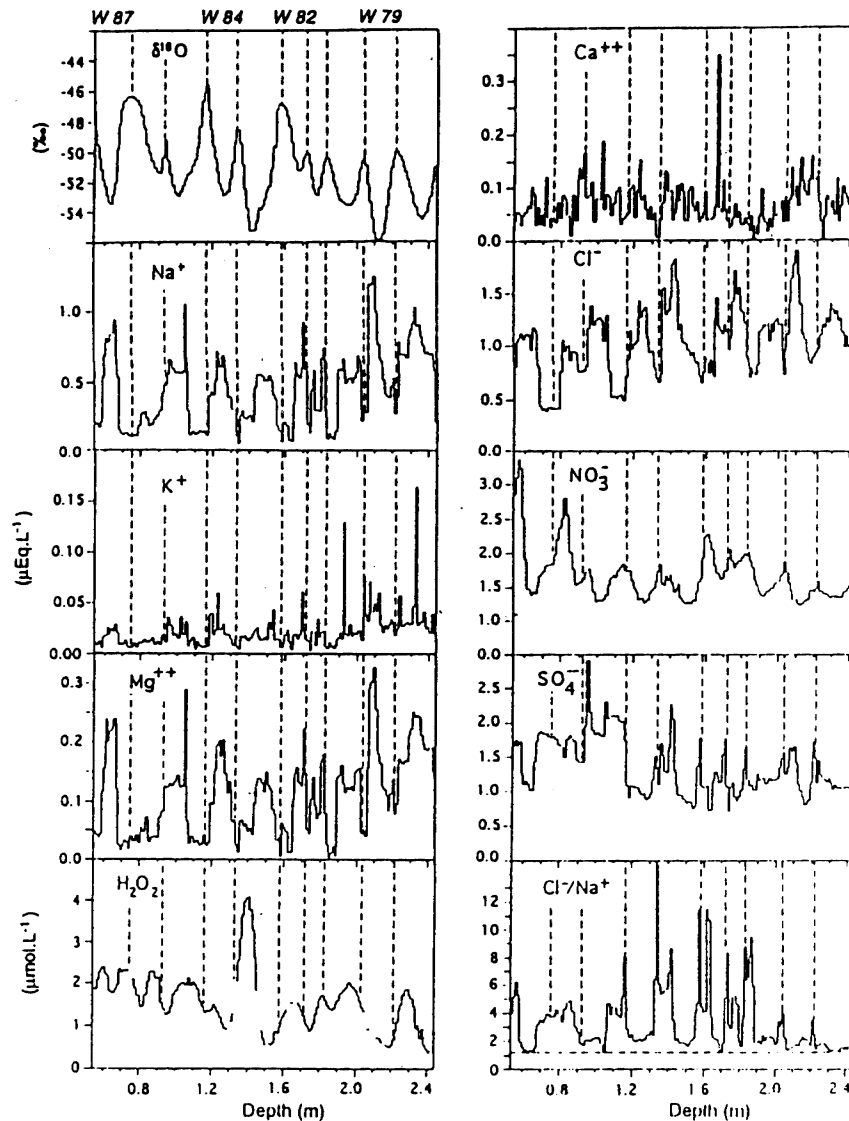


图 1-7: 南极点一雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$ 、 H_2O_2 和各种离子的季节变化, 图中的虚垂线表示夏季 (据 Whitlow et al., 1992)

2) SO_4^{2-} 和 NO_3^- : SO_4^{2-} 一般都是在夏季出现最大值, 冬季出现最小值。这是由于非海盐硫酸根离子 (nssSO_4^{2-}) 占硫酸根离子的主体部分, 而 nssSO_4^{2-} 主要来源于海洋生物, 因此在夏季海洋生物活动最为强盛时, SO_4^{2-} 出现最大值 (Mulvaney et al., 1992)。虽然很多研究发现 NO_3^- 的浓度在春末夏初出现最大值 (Mulvaney and Volf, 1993; Whitlow et al., 1992), 然而目前对这一现象的解释还不能令人满意。

3) Ca^{2+} : 钙离子在格陵蓝冰盖的雪冰中表现出良好的季节变化, 但在南极雪冰中却没有表现出季节变化现象 (图 1-7), 其原因是格陵蓝冰盖的 Ca^{2+} 主要来源于大陆粉尘, 因此, 春季出现最大值, 而南极冰盖中 Ca^{2+} 既有海洋来源, 又有大陆

来源，海洋来源的冬季出现最大值，大陆来源的夏季出现最大值，这样 Ca^{2+} 就很难表现出季节变化现象 (Steffensen, 1988; Whitlow et al., 1992)。

二 冰芯记录的气候环境研究进展

冰芯与气候和环境变化关系的研究是通过从冰川（包括冰盖和冰帽及其它类型的冰川）中钻去冰样，检测过去气候与环境变化、检测现代气候与环境变化、预测未来气候与环境变化的一个多学科交叉性前沿研究领域。通过对冰芯中气候与环境信息的研究，可揭示近代至现代、远至过去几十万年的气候环境特征，同时也可通过与现代气象记录的结合，提高预报未来气候变化的能力（姚檀栋等，1997）。冰芯不仅记录着自然变化的信息，而且记录着过去人类活动对于气候环境的影响。因此，冰芯在过去全球变化研究中具有重要的地位。与其它方法相比，冰芯不仅保真性强（低温环境）、包含的信息量大，而且分辨率高、时间尺度长（见表 1-2），因而在过去全球变化研究中，冰芯研究是一个极为重要的领域（姚檀栋等，1997）。

表 1-2: 通过各种手段可提取的气候环境信息

信息来源	时间精度	时间范围 / a	可提取的参数 ^{a)}
树木年轮	A/季节	10^4	THCBVMS
湖泊沉积	A	10^4 - 10^6	TBM
极地冰芯	A	10^5	THCBVMS
中纬度冰芯	A/季节	10^5	THCBVMS
珊瑚	A	10^5	TCL
黄土	100a	10^6	HCBM
深海沉积	100a	10^7	TCBM
孢粉	10-100a	10^8	THB
古土壤	100a	10^7	THCV
沉积岩	A	10^8	HCVML
历史记录	A/h	10^3	THBVMS

a) T—温度，H —温度或降水，C—大气化学成分或土壤的化学成分，B—生物圈的各种信息，V—火山活动，M—地磁场，S—宇宙事件，L—海平面

冰芯研究最早可追溯到 50 年代 (Bader, 1958)，冰川学家在格陵兰冰盖钻取了 300-400m 冰芯，其主要目的是研究雪冰物理特征 (Langway, 1967)。60 年代在格陵兰和南极冰盖钻取的深孔冰芯稳定同位素比率和微粒含量等分析，揭开了冰芯气候环境记录研究的序幕 (Dansgaard et al., 1971; Johnsen et al., 1972; Gow et

al., 1971)。70 年代和 80 年代, 南极冰盖冰芯研究引人注目, 用三大冰芯 (Vostok, Dome C, Byrd Station) 的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料恢复四万年以来的气温取得了非常好的效果 (图 1-8)

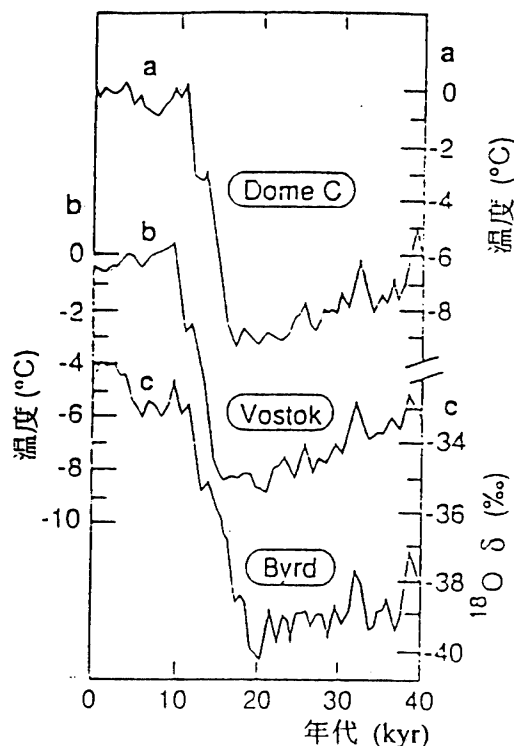


图 1-8: 南极洲三大冰芯 40,000 年以来 $\delta^{18}\text{O}$ 变化图 (据 Delmas, 1992)

其中东南极高原 Vostok 站 2100m 冰芯重建过去的气候环境记录最为突出, 采用稳定同位素比率重建的 16 万年以来气温变化曲线表明 (Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1987; Angelis et al., 1987) 末次间冰期最盛期 (130ka B.P.) 时的气温略高于现代, 末次冰期冰盛期 (25ka-18ka B.P.) 要比现代低 6°C ; 温室气体 CO_2 和 CH_4 的变化趋势与气温有较好的一致性, 冰期大气中 CO_2 和 CH_4 浓度分别是间冰期的 30% 和 50% (Barnola et al., 1987; Chappellaz et al., 1990)。

Vostok 冰芯还分析了 ^{10}Be 、 nssSO_4^{2-} 、MSA 和其它主要阴、阳离子, 认为冰期时无论海洋源还是陆地源杂质, 其浓度均明显高于间冰期, 其原因是冰期时荒漠和大陆架面积扩大, 经向环流增强以及冰盖物质积累量减小所致, 而 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 浓度与冷、暖变化无明显对应关系, 说明火山爆发与大尺度气候之间的关系不明显 (Legrand et al., 1988)。90 年代以来, Vostok 站冰芯钻取 1995 年底已达 3310m, 时间尺度为 40 万年, 并发现了四个冰期和间冰期旋回 (Petit et al., 1997)。1998 年 1 月, Vostok 冰芯钻到 3623m, 距冰下的 Vostok 湖面仅 120m, 恢复了过去 42

万年以来的气温变化曲线（图 1-9），发现四个冰期—间冰期的变化情况很相似，且温室气体 CO_2 和 CH_4 的浓度变化与气温变化非常一致，目前大气中这两种温室气体的浓度达到 42 万年的最高水平（Petit et al., 1999）。

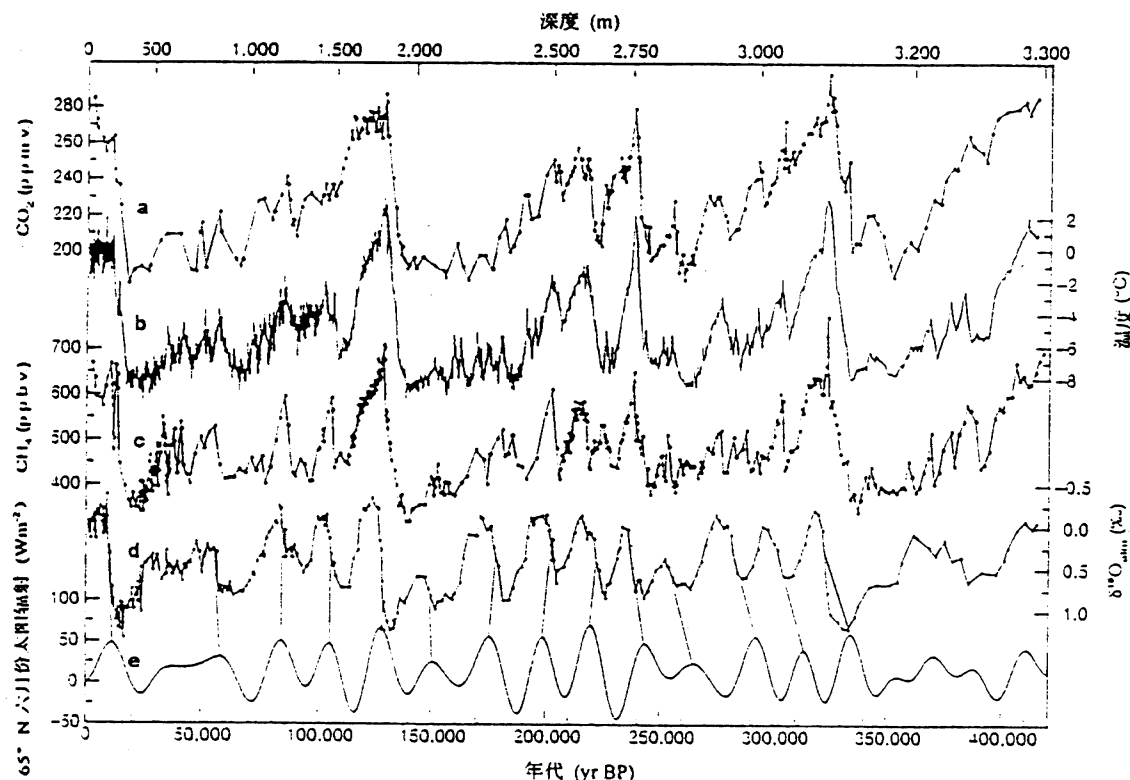


图 1-9: Vostok 冰芯 42 万年气候环境记录（温度值是与现代年平均气温-56℃的差值）
（据 Petit et al, 1999）

三 南极冰盖物质平衡研究进展

南极大陆面积为 $1400 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，冰盖和冰架面积占了总面积的 97.6%，是全球现代冰川总面积的 86%。南极冰盖的平均厚度为 2450m，冰储量达 $2937.8 \times 10^4 \text{ km}^3$ ，占地球表面淡水资源的 85% (Drewry, et al., 1982)。冰川学家估计，倘若某种原因导致南极冰盖全部融化，全球海平面将上升 60m 以上(Weller, 1993)。因此，研究南极冰盖物质平衡具有重大而现实的意义。

对九十年代以前的南极冰盖物质平衡，Giovinetto 等人（1985; 1987; 1989）已做了非常详细的总结，并给出了南极冰盖净积累量等值线图（图 1-10）和南极冰盖物质平衡积累速率及近期变化趋势图（图 1-11）。

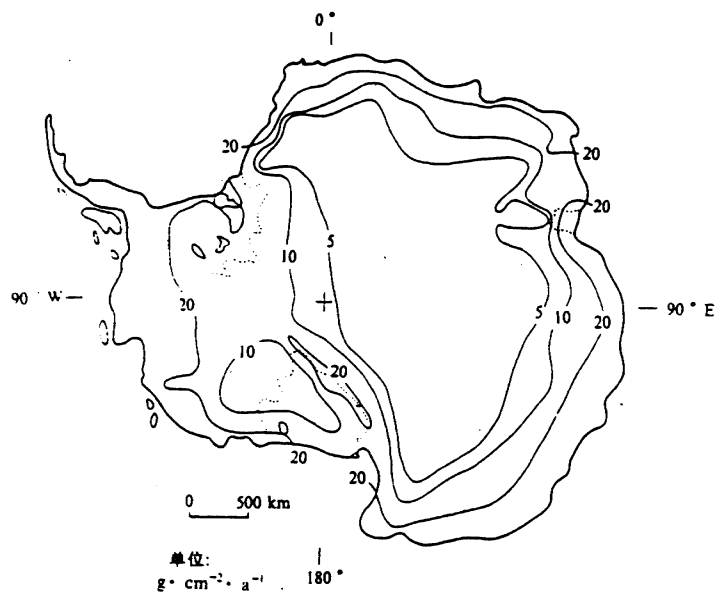


图 1-10: 南极冰盖净积累量等值线图 (据 Giovinetto and Bentley, 1985)

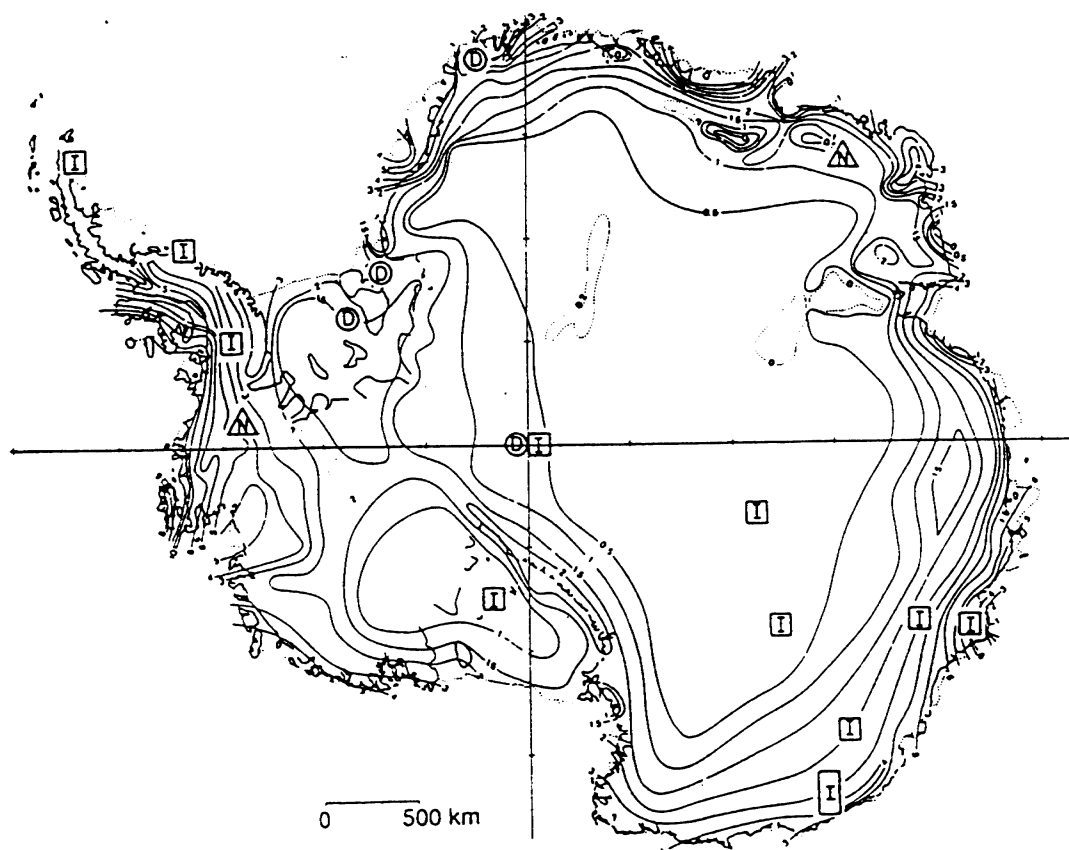


图 1-11: 南极冰盖物质平衡积累速率及近期变化趋势图
 图中等值线值为 $100\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, I 表示近期物质平衡速率在逐渐增加,
 D 表示减小, N 表示无明显变化 (据 Giovinetto and Bentley, 1985)

尽管近几十年来对南极冰盖的物质平衡做了大量研究, 至今仍不能确定冰盖物质平衡值为正(物质输入大于物质输出)、为负(物质输出大于物质输入)、还是变化甚微。最新的研究结果仍处于相互矛盾之中, 通过对大陆冰盖观测得出的冰川学结论表明, 南极冰盖在缓慢的增大(Bentley et al., 1991); 海洋学证据则证明冰盖在退缩(Jacobs et al., 1992a; Jacobs et al., 1992b); 而卫星观测资料表明, 南极冰盖物质平衡值的年际变化很小(Wingham, 1998)。

Bentley 和 Giovinetto (1991) 分析了已获得的冰盖上所有积累量(物质输入)和冰盖边缘冰架崩解的冰(物质输出), 分析的资料包括了物质积累量非常低的内陆高原广袤地区, 但对一些冰盖边缘海岸带高积累区的物质平衡量, 因知之甚少, 且同内陆低积累区相比, 近岸带积累的物质似乎不可能很快从冰盖排出, 最后得出南极冰盖的物质净积累约为 200Gt/a, 相当于海平面每年下降 0.5mm。海洋学研究得出与上述相反的结果, Jacobs 等(1992a; 1992b)通过测量东南极冰盖 Wilkes Land 北缘冰架毗邻的南大洋温度、盐度、洋流及同位素比率等, 计算了冰架底部的消融速率, 估算了冰架的崩解量, 最后推算出整个冰盖每年的总物质输出为 500Gt。而 Wingham(1998) 根据卫星资料研究南极冰盖物质平衡后, 认为冰盖物质平衡的年际变化甚微。

四 结语与展望

从以上对南极雪冰化学和冰芯气候环境记录研究的回顾中可以看出, 尽管目前在南极雪冰化学和冰芯气候环境记录研究方面取得了丰硕的成果, 但这些成果大多以定性解释为主, 冰芯研究的最终目标是了解气候环境的变化历史, 预测其未来, 要达到这一目的, 必须对冰芯记录作出定量解释, 从而建立可靠的模型以利于预测未来。但由于对冰芯中检测到的各种离子的来源、传输路径、沉积和沉积后过程等缺乏了解, 目前对冰芯记录的定量解释还很困难。因此, 南极雪冰化学和冰芯记录今后的发展方向应该是: 探明各种离子的来源并使各种来源所占的比重定量化; 搞清各种离子及其不同来源的传输路径; 结合大气化学深入研究各种离子的沉积和沉积后过程。其目的是: 使冰芯记录的解释定量化, 从而更好的预测未来气候和环境的变化。

同时, 要想搞清南极冰盖物质平衡, 还需进一步的调查研究工作。一种办法

是采用新技术, 精确确定物质平衡各分量值, 特别是冰架崩解及底部消融量, 获得较为详细的物质积累和消融资料, 进而确定物质平衡 (秦大河等, 1997)。由于南极洲面积辽阔, 自然地理条件复杂多样, 各地的气温和降水差别很大, 再加上目前对冰盖消融的各个分量知之甚少, 因此依靠有限的积累和消融资料评价南极冰盖物质平衡还是很困难的。我们认为, 要对整个南极冰盖的物质平衡进行评价, 还须应用航测、卫测、雷达等各种现代化手段进行长期监测。

第三节 样品的采集和分析

1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察期间, 导师李忠勤研究员在中山站至 Dome A 方向的近 300 公里的断面上挖了七十余个雪坑, 每个雪坑深 50-60 厘米 (根据本地区的积累率资料, 50-60 厘米厚的雪层代表 1 到 2 年的积雪), 每隔 10 厘米取一个样, 共计 300 余个样品。并分别在 LT921 ($71^{\circ} 10.750' S, 77^{\circ} 21.198' E$) 处和 LGB65 ($71^{\circ} 50.735' S, 77^{\circ} 55.319' E$) 处挖了两个深 2.5m 和 3.5m 的雪坑 (图 1-12), 并在 LGB65 处钻取了一支 50m 长的雪芯 (称之为雪芯, 是因为其密度尚未达到冰川冰的密度)。雪坑从上至下每 3cm 连续取样, 样品封装在美国产洁净的聚四氯乙烯广口瓶中, 采样过程严格遵守防污染措施 (如穿洁净服、戴洁净的口罩手套等)。

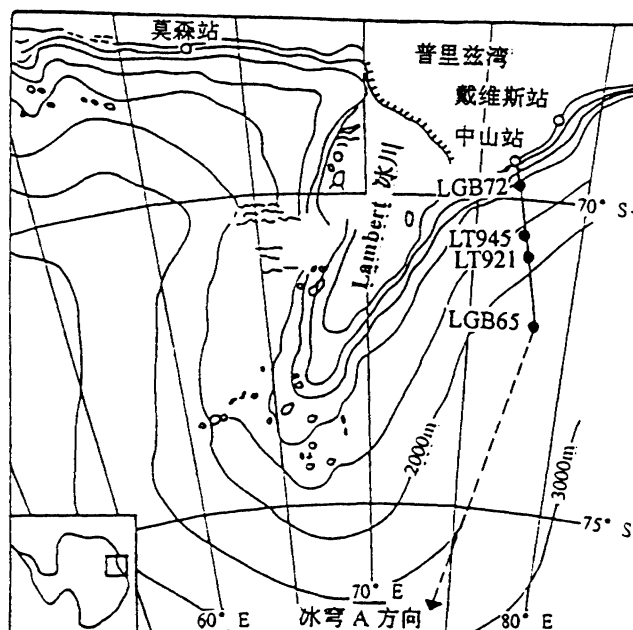


图 1-12: 中国首次南极内陆冰盖考察路线图

所有样品在低温冷冻状态下运回到中国科学院寒区旱区环境与工程研究所低温室冷存 (-15°C)，直到分析前方开启。雪芯在寒区旱区环境与工程研究所低温室每 3cm 分样。

主要阴、阳离子和 $\delta^{18}\text{O}$ 的测试均在中国科学院兰州冰川冻土研究所冰芯与寒区环境开放实验室完成。所有样品测试前置于超净实验室使其自然融化，分析测试过程始终在超净环境下操作，测试过程中所用试验器皿的清洗以及标样的制备均采用去离子水 (大于 $18.3\text{M}\Omega$)。

主要阳离子 Na^{+} 和 Ca^{2+} 的分析采用 Dionex300 离子色谱仪测试，最低检测限小于 1ppb，阴离子 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^{-} 的测试由 DX-100 离子色谱仪测定，最低检测限小于 1ppb， $\delta^{18}\text{O}$ 的测定在 MAT-252 气体质谱仪上进行，测得的雪坑中氧稳定同位素含量为与“标准平均大洋水 (SMOW)”的千分差，其精度在 $\pm 0.5\%$ 之内。

参 考 文 献

- 秦大河. 南极冰盖表层内的物理过程和现代气候及环境记录. 北京: 科学出版社, 1995
- 秦大河, 康世昌. 现代冰川过程与全球环境气候演变. 地学前缘, 1997, 4(1): 85-94
- 姚檀栋, 王宁练. 冰芯研究的过去、现在和未来. 科学通报, 1997, 42(3): 225-230
- Angelis M de, Barkov N I and Petrov V N. Aerosol concentrations over last climate cycle (160kyr) from an Artarctic ice core. *Nature*, 1987, 325: 318-321
- Bader H. United States Polar ice and snow studies in the International Geophysical Year. *Geophys Monong*, 1958, 2: 177-181
- Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S et al. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 1987, 329: 408-414
- Bentley C R and Giovinetto M B. Mass balance of Antarctic and sea level change. *Proceedings International Conference on the Role of the Polar Region in Global Change*, 1991, 481-488
- Chappellaz J, Barnola J M, Raynaud D et al. Ice-core record of atmospheric methane over the past 160, 000 years. *Nature*, 1990, 345: 127-131
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436-468
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B et al. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In Turekian K K (ed.), *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale University Press, New Haven, U. S. A., 1971, 37-56
- Delmas R J. Environmental information from ice cores. *Rev. Geophys.* 1992, 30 (1): 1-21
- Drewry D J, Jordanand S R and Jankowski E. Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Ann. Glaciol.*, 1982, 3: 83-91
- Etheridge D M, Pearman G I, Fraser P J. Change in tropospheric methane between 1841 and 1978 from a high accumulation rate Antarctic ice core. *Tellus*, 1992, 44(B): 282-294
- Etheridge D M, Steele L P, Langenfelds R L et al. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1,000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101: 4115-4128
- Giovinetto M B and Bentley C R. Surface balance in ice drainage systems of Antarctic. *Antarctic Journal of the United States*, 1985, 20(4): 6-13
- Giovinetto M B and Bull C. Summary and analyses of surface mass balance compilation for Antarctica, 1960-1985. *Byrd Polar Research Center Report 1*, 1987
- Giovinetto M B, Bentley C R and Bull C. Choosing between some incompatible regional surface-mass-balance data sets in Antarctic. *Antarctic Journal of the United States*, 1989, 24(1): 7-13
- Gow A J and Williamson T. Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications. *Earth Planet Science Letter*, 1971, 13: 210-218
- Herron M. Impurities sources of F⁻, Cl⁻, NO₃⁻ and SO₄²⁻ in Greenland and Antarctic precipitation. *J. Geophys. Res.*, 1982, 87: 3052-3060
- Holland H D. *The Chemistry of the Atmosphere and Oceans*, chap. 5, Wiley-Interscience, New York, 1978
- Jacobs S S and Hellmer H H. About the annual budget of the Antarctic ice sheet (abstract). *Eos*,

Trans. AGU, 1992a, 73: 203

Jacobs S S, Hellmer H H, Doake C S W et al. Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctic. *J. Glaciol.*, 1992b, 38: 375-387

Johnsen S J, Dansgaard W, Clausen H B et al. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 1972, 235: 429-434

Jouzel J, Lorius C, Petit J R et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160, 000 years). *Nature*, 1987, 329: 403-407

Koerner R M and Russell R D. $\delta^{18}\text{O}$ variations in snow on Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1979, 16: 1419-1427

Langway C C Jr. Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. CRREL Research Report 77, 1967

Legrand M and Delmas R J. The ionic balance of Antarctic snow: A 10 year detailed record. *Atmos. Environ.*, 1984, 18: 1867-1874

Legrand M. Chemistry of Antarctic snow and ice. *J. Phys.*, 1987, 48: 77-86

Legrand M and Feniet-Saigne C. Formate, acetate and methanesulfonate in Antarctic ice: Some geochemical implications. *Atmos. Environ.*, 1988, 22: 1011-1017

Legrand M and Delmas R J. Formation of HCl in the Antarctic atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 1988, 93: 7153-7168

Legrand M, Lorius C, Barkov N I. Vostok (Antarctica) ice core: atmospheric chemistry change over the last climatic cycle (160, 000 years). *Atmos. Environ.*, 1988, 22 (2): 317-331

Legrand M, Feniet-Saigne C, Saltzman E S et al. Special and temporal variations methanesulfonic acid and non sea salt sulphate in Antarctic ice. *J. Atmos. Chem.*, 1992, 14: 245-260

Legrand M and Mayewski P. Glaciochemistry of polar ice cores: a review. *Reviews of Geophysics*, 1997, 35(3): 219-243

Lorius C, Jouzel J, Ritz C et al. A 150, 000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 316: 591-595

Lorius C and Merlivat L. Distribution of mean stable isotope values in East Antarctica: observed changes with depth in the coast area. *IAHS Publ*, 1977, 118: 127-137

Machida T, Nakazawa T, Fujii Y et al. Increase in atmospheric nitrous oxide concentrations during the last 250 years. *Reophys. Res. Lett.*, 1995, 22: 2921-2924

Mulvaney R and Peel D A. Anions and cations in ice cores from Dolleman Island and the Palmer Land plateau, Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.*, 1988, 10: 121-125

Mulvaney R, Pasteur E C, Peel D A. The ratio of MSA to non sea salt sulphate in Antarctic Peninsula ice cores. *Tellus*, 1992, 44: 295-303

Mulvaney R and Wolff E W. Evidence for winter/spring denitrification of stratosphere in the nitrate record of Antarctic firn cores. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98: 5213-5220

Mulvaney R and Wolff E W. Spatial variability of the major chemistry of the Antarctic ice sheet. *Ann. Glaciol.*, 1994, 20: 440-447

Petit J R, Basile I, Leruyet A et al. Four climate cycle in Vostok ice Core. *Nature*, 1997, 387: 359-360

Petit J R, Jouzel J, Raynaud D et al. Climate and atmospheric history of the past 420, 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429-436

Qin Dahe, Petit J R, Houzel J et al. Distribution of stable isotope in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctic Expedition. *J. Glaciol.*, 1994, 40(134): 107-118

- Robin G de Q. Ice cores climate change, Philosophical Transactions of Royal Society of London, 1977, 280: 143-168
- Robin G de Q (ed). The climatic record in Polar Ice Sheets, Cambridge University Press, New York, 1983
- Steffensen J P. Analysis of the seasonal variation in dust, Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} in two central Greenland firn cores. Ann. Glaciol., 1988, 10: 171-177
- US ITASE, U. S. ITASE: Science and Implementation Plan for a U. S. Contribution to the International Trans Antarctic Scientific Expedition: 200 Years of Past Antarctic Climate and Environmental Change, University of New Hampshire, Durham, New Hampshire, 1996
- Weller G E (ed). The role of the Antarctic in Global Change: An International Plan for a Regional Research Programme, Cambridge: SCAR, 1993, 28
- Whitlow S, Mayewski P and Dibb J E. A comparison of major chemical species seasonal concentration at the South Pole and Summit, Greenland. Atmos. Environ., 1992, 26A(11): 2045-2054
- Wingham D J, Ridout A J, Scharroo R et al. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. Science, 1998, 282: 456-458

第二章 南极洲伊丽莎白公主地区气候特征分析及 两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究

第一节 南极洲伊丽莎白公主地区气候特征分析

极地冰盖中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 为重建极地地区的气候变化提供了有力的工具 (Qin Dahe et al., 1994)。大量的分析研究结果表明, 在极区沉积的冰雪中, 氧和氢同位素的组成主要取决于温度 (Dansgaard, 1964; Dansgarrrd et al., 1973; Lorius et al., 1979, 1985; Jouzel et al., 1987)。因此, 在研究极地地区气候特征时, 可以用 $\delta^{18}\text{O}$ 作为气温变化的代用指标。同时, 由于极地地区气温大部分在 0°C 以下, 因此用积累率表示降水也是可靠的。下面, 本节将以本次考察近 300 公里断面上获得的七十多个雪坑三百多个样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的资料对南极洲伊丽莎白公主地区的气候特征进行一些讨论。

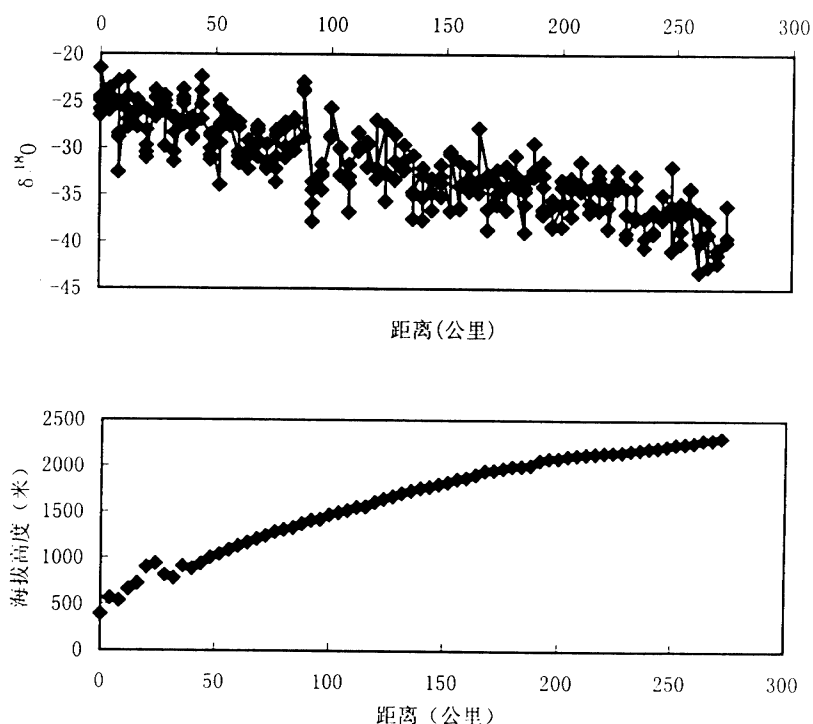


图 2-1: 中国首次南极内陆冰盖考察近 300 公里断面上 $\delta^{18}\text{O}$ 和地形变化图

从图 2-1 和图 2-2 中可以看出, 伊丽莎白公主地区的气温和降水都表现出从沿海向内陆递减的趋势, 在这一总变化趋势下, 两者的变化又表现出一些差异,

具体体现为：气温从沿海至内陆的变化很均匀，即气温向内陆方向持续下降，与此相反的是降水的变化却表现出很强的地段性，大致可以 LT945（即考察途中 145 公里处，图 1-12）分为两段，从沿海至 LT945 段内，积累率逐渐增大，而从 LT945 至考察终点，积累率却逐渐减小。

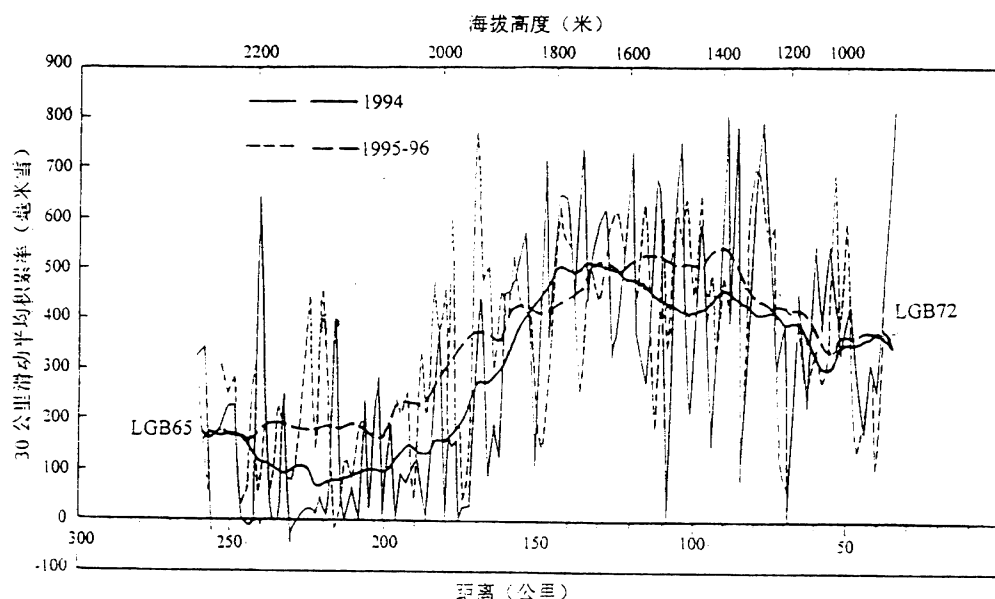


图 2-2：中国首次南极内陆冰盖考察 LGB72 至 LGB65 处积累率变化图

一般说来，南极冰盖表层雪内的 $\delta^{18}\text{O}$ 随着冰盖表面年平均温度的降低而降低，影响冰盖表面年平均温度的因素主要有纬度和海拔高度。在我们研究的区域内，纬度的变化幅度很小，从最北的 $69^\circ 30.589'$ 到最南的 $70^\circ 50.735'$ ，变化仅为 $1^\circ 20.146'$ ，然而，海拔高度却从最低的 386 米升到最高的 2307 米，变化幅度高达 1921 米。从图 2-1 中可以看出，本地区 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围很大，若以每个雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值来看， $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围从 24‰到 39‰，变化幅度高达 15‰。因此，伊利莎白公主地区从沿海至内陆近 300 公里范围内气温的递减可能主要受控于海拔高度的变化。为了证明这一点，可以做个简单的计算，我们以 Dansgarrrd 等人总结的整个东南极冰盖 $\delta^{18}\text{O}$ -温度梯度 $0.99\text{‰}/^\circ\text{C}$ 计算的话 (Dansgarrrd et al., 1973)，本地区气温变化的幅度高达 15°C ，显然，假如只考虑纬度效应，在 $1^\circ 20.146'$ 的纬度变化范围内，气温不可能产生如此大的变化。如果以整个对流层气温直减率的平均值 $0.65^\circ\text{C}/100$ 米计算的话，本地区由于海拔高度的变化引起的温度变化的幅度约为 12.5°C ，纬度和其它因素引起的温度变化范围只有 2.5°C 。由此可以看出，伊利莎白公主地区从沿海至内陆近 300 公里范

围内气温的递减确实主要受控于海拔高度的变化。

如前所述,本地区降水的变化趋势也是从沿海向内陆递减,从这一点我们可以看出,本地区的水汽主要来源于东边的海洋,同时,从降水的地段性可以看出,本地区降水的类型主要是水汽受动力抬升形成的地形雨,具体分析如下,在沿海至 LT945 地段内,海拔高度从开始的 386 米上升到 1800 米左右,水汽在入侵和爬升过程中,当气温降到凝结温度以下,水汽即凝结形成大量降水,从图 2-2 中我们可以看出,事实上水汽在 1400 米左右(即考察途中 105 公里处)即大量凝结形成降水,到 1800 米处达到最大值,形成考察途中 90 公里至 145 公里地段内的高积累区。而在海拔高度 1800 米以上,由于在前一阶段大量降水,水汽猛减,因此,这一地区的降水量迅速减少并趋于平稳。

通过以上对 1996/1997 中国首次南极内陆冰盖考察地区——南极洲伊丽莎白公主地区近 300 公里断面上七十余个雪坑 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率资料的分析,我们可以得出以下两点结论:

- 1) 南极洲伊丽莎白公主地区近 300 公里范围内气温和降水都呈现从沿海向内陆递减的趋势,气温从沿海向内陆持续递减,降水在递减的总趋势下表现出地段性。
- 2) 本地区的气温变化主要受控于地形的变化,降水主要以由动力抬升形成的地形雨为主。

第二节 南极洲伊丽莎白公主地区两雪坑内环境气候 时间序列记录初步研究

浅层雪坑内的主要阴、阳离子含量的分析研究,可获得现代环境气候条件下高分辨率、短时间序列环境气候变化的精细记录。从理论上讲,如果在一个物质平衡年的雪层中采样数不少于 5 个,则可获得以季节为周期的时间序列变化的记录。这种分辨率,加上 90 年代条件下高精度、高灵敏度的测试仪器,使浅层雪坑内的记录研究对全球变化研究的贡献在各类沉积物中独占鳌头,使冰川化学在环境气候研究中的若干方面保持了独特的优势。但也存在不少问题,例如,南极冰盖浅层雪坑内时间序列的确定,即年层划分问题,长期以来一直是困扰冰川学

家的难题, 又如, 主要阴、阳离子沉积到雪层后变化过程, 即现代环境过程的研究也是一个薄弱环节。只有较好地解决这些难题, 雪坑乃至冰芯内的记录之真实性、可靠性才能得到保证, 冰川化学在全球变化研究中的地位才能巩固, 其研究也就更有意义 (秦大河 1995)。

近年来, 南极冰盖业已完成的雪坑雪层内高分辨率冰川化学分析的地点逐渐增多 (如著名的南极点、Dome C、Vostok 等地点), 但与面积广大, 自然地理条件复杂的南极洲相比而言, 这方面的资料还是太少。下面, 本文将以中国首次南极内陆冰盖考察的地区——南极洲伊丽莎白公主地区两个雪坑内的冰川化学资料进行讨论。

一 结果

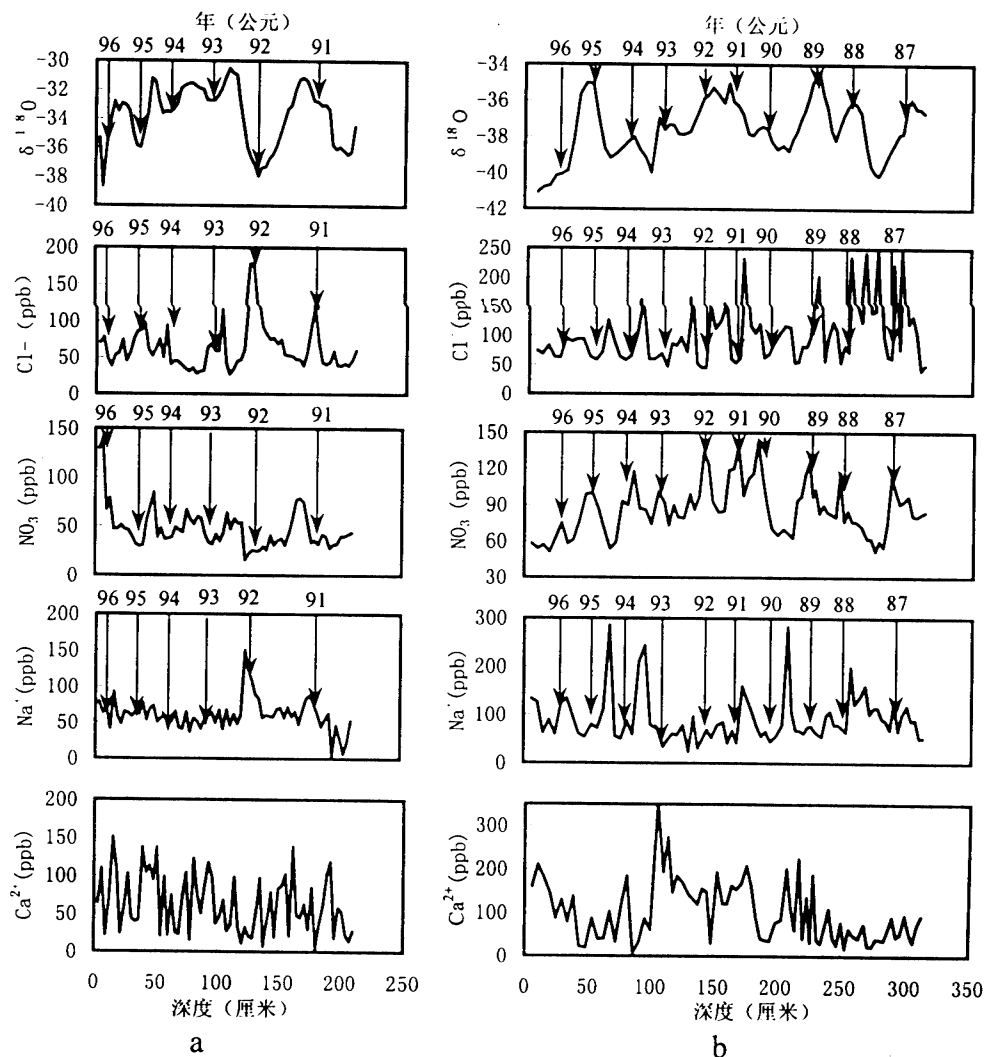


图 2-3: a 1991-1996 年 LT921 处雪坑中 $\delta^{18}O$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ , 和 Ca^{2+} 浓度剖面的对比
b 1987-1996 年 LGB65 处雪坑中 $\delta^{18}O$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ , 和 Ca^{2+} 浓度剖面的对比

从图 2-3 中可以看出：在两个雪坑中， NO_3^- 的浓度变化基本上与 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化同相，而 Cl^- 和 Na^+ 的浓度变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化异相，但两者的变化和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化一样，都形成明显的季节变化层，可见，以稳定同位素比率为基础建立时间序列后， Cl^- 、 Na^+ 和 NO_3^- 的时间序列与稳定同位素比率的时间序列具有可比性，因此，当稳定同位素资料不全或缺乏时， Cl^- 、 Na^+ 和 NO_3^- 可以成为研究者在冰盖内划分年层、建立时间序列的重要依据之一。然而，两个雪坑中的 Ca^{2+} 浓度变化基本上都看不出季节变化层。

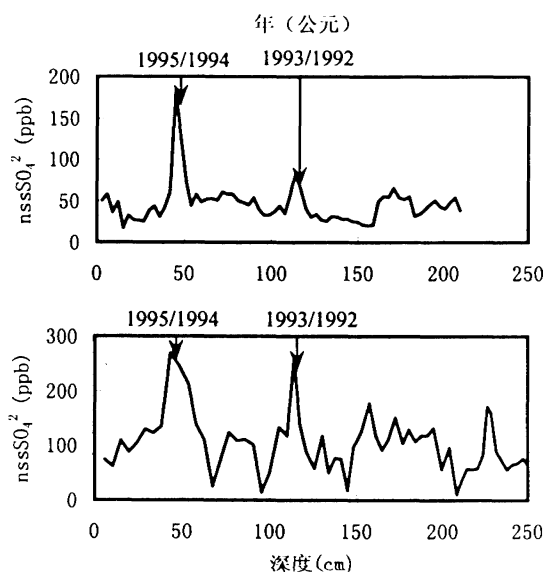


图 2-4: LT921 处和 LGB65 处两雪坑中 nssSO_4^{2-} 浓度剖面的对比

从图 2-4 中可以看出：两个雪坑在 1995/1994 和 1993/1992 年期间 nssSO_4^{2-} 都显示出峰值，即两个雪坑中 nssSO_4^{2-} 的变化基本上同相。

二 分析和讨论

从图 2-3 揭示的规律中，我们可以得出这样的印象：在南极洲伊利莎白公主地区的海盐性离子和陆盐性离子中，海盐性离子更易揭示出气候的季节变化，其原因是伊利莎白公主地区位于南极洲东海岸，冬季，亚南极地区海洋上空的气旋南侵，频频进入南极冰盖内陆，同时，也将各种海盐性离子一道送入雪冰内，因此，冰盖浅层雪内海盐性离子的浓度在冬季雪内可出现峰值，夏季出现较低值，即在南极冰盖浅层雪冰内形成较清晰的季节旋回，从而使海盐性离子成为划分年

层的依据。同时,在本研究中我们还意外的发现, NO_3^- 浓度的变化与 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化表现出良好的正相关性。文献表明,有学者业已发现雪冰中的 NO_3^- 浓度的最大值在夏季,有时也在春季(Minikin et al., 1994; Mulvaney, 1993; Whitlow et al., 1992; Steffensen, 1988; Neubauer, 1988; Mayewski et al., 1987, 1990; Legrand, 1986; Davis et al., 1995)。但对 NO_3^- 随季节变化的原因至今尚无完满的解释,主要是 NO_3^- 有多种来源,那一种来源最为重要很难确定,不过,目前的研究结果告诉我们,在伊丽莎白公主地区 NO_3^- 的多种来源中,能反映季节变化的来源可能占主导地位。

另外,正如图 2-4 所示的那样,在两个雪坑的冰川化学分析中, nssSO_4^{2-} 在 1995/1994 和 1993/1992 都表现出了很高的浓度值,其原因可能是火山爆发在南极雪冰中的表现 Dai-Cole Jihong (1997) 已通过对南极点的两个雪坑的样品的 nssSO_4^{2-} 的分析,检测到分别于 1991 年 6 月和 1991 年 8 月爆发的 Pinatubo 火山和 Cerro Hudson 火山,其 nssSO_4^{2-} 的位相和图 3 中的位相很相似,因此我们认为,南极洲伊丽莎白公主地区 1995/1994 和 1993/1992 年期间的高 nssSO_4^{2-} 值也可能是前述两次火山的爆发在本区的表现。

三 结语

通过对南极洲伊丽莎白公主地区两个雪坑冰川化学资料的分析,我们不但在雪层中检测到发生于 1991 年 6 月的 Pinatubo 火山爆发和 1991 年 8 月的 Cerro Hudson 火山爆发的痕迹(nssSO_4^{2-} 的高峰值),而且通过对比阴阳离子浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化规律,我们得出这样的结论:在南极洲伊丽莎白公主地区,海盐性离子比陆盐性离子更易揭示年层的季节变化,同时, NO_3^- 也表现出清晰的季节旋回。

参 考 文 献

秦大河. 南极冰盖表层内的物理过程和现代气候及环境记录. 北京: 科学出版社, 1995

Dai J C, Mosley-Thompson E and Thompson L G. Quantifying the Pinatubo volcanic signal in South Pole snow. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(21): 2679-2682

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436-468

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B et al. Stable isotope glaciology. *Meddelelserom Groenland.*, 1973, 197(2): 1-53

Davis M E, Thompson L G et al. Recent ice-core climate records from the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 225-230

Jouzel J, Lorius C, Petit J R et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycles (160000 years). *Nature*, 1987, 329: 403-408

Legrand M and Delmas R J. Relative contribution of tropospheric and stratospheric sources to nitrate in Antarctic snow. *Tellus*, 1986, 38B: 236-249

Lorius C, Merlivat L, Jouzel J et al. A 30000-year isotope climate record from Antarctic ice. *Nature*, 1979, 316: 591-596

Lorius C, Jouzel J, Ritz C et al. A 150000-year climate record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 280: 644-648

Mayewski P A, Spencer M J, Lyins W B et al. Seasonal and spatial trends in south Greenland snow chemistry. *Atmospheric Environment*, 1987, 21: 863-869

Mayewski P A, Spencer M J, Twickler M S et al. A glaciochemical survey of the Summit region, Greenland. *Annals of Glaciology*, 1990, 14: 186-190

Minikin A, Wagenbach D, Graf W et al. Spatial and seasonal variations of the snow chemistry at the central Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1994, 21: 283-290

Mulvaney R and Wolff E W. Evidence for winter/spring denitrification of stratosphere in the nitrate record of Antarctic firn cores. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98: 5213-5220

Neubauer J and Heumann K G. Nitrate trace determinations in snow and firn core samples of ice shelves at the Weddel Sea, Antarctica. *Atmospheric Environment*, 1988, 22: 537-545

Qin Dehe, Petit J R, Jouzel J et al. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *Journal of Glaciology*, 1994, 40(134): 107-118

Steffensen J P. Analysis of the seasonal variation in dust, Cl^- , NO_3^- and SO_4^{2-} in two central Greenland firn cores. *Annals of Glaciology*, 1988, 10, 171-177

Whitlow S, Mayewski P A and Dibb J E. A comparison of major chemical species seasonal concentration at the South Pole and Summit, Greenland. *Atmospheric Environment*, 1992, 26A(11): 2045-2054

第三章 南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯

气候环境记录研究

第一节 雪芯定年

在南极冰芯研究中,冰芯时间序列的确立一直是重点和难点内容。降雪资料的匮乏、雪冰和其内部所包含的各种化学成分沉积后的次生变化,都会影响到冰芯定年的准确性。显然,搞清冰芯中用于定年的各种参数的特征及相互关系,是正确定年,从而确保冰芯记录精度和可靠性的前提和基础。本节将以中国首次南极内陆冰盖考察获得的南极洲伊利莎白公主地区雪坑及 50m 雪芯的冰化学分析资料对上述问题进行探讨。

一 本地区各主要离子与 $\delta^{18}\text{O}$ 的年层效应

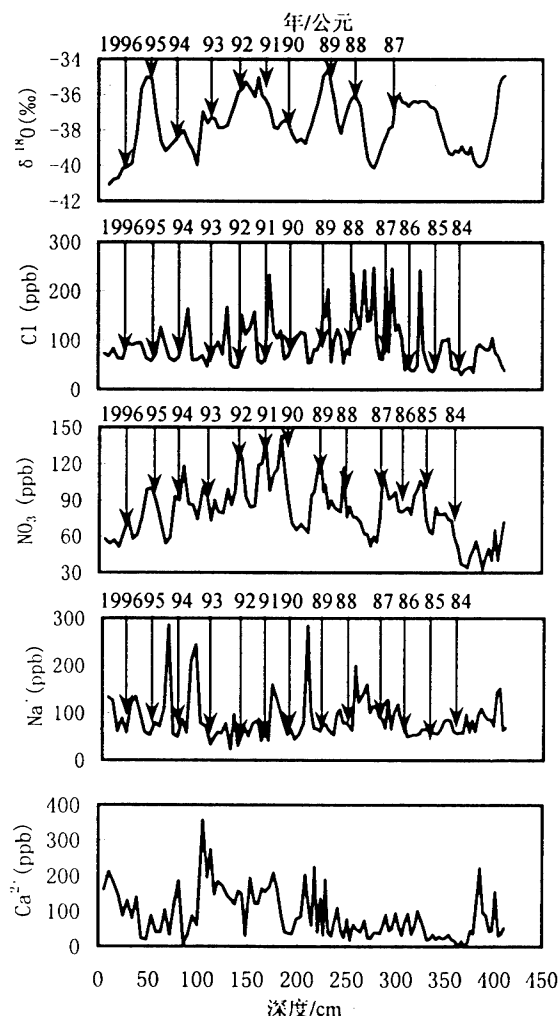


图 3-1 LGB65 雪坑中 $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ 和 Ca^{2+} 浓度剖面的对比

为了研究本地区各种离子的年层效应,尤其是 $\delta^{18}\text{O}$ 的年层效应,我们利用 LGB65 雪芯将 LGB65 雪坑的资料进行了续接、延伸。从图 3-1 中可以看出,在本地区, $\delta^{18}\text{O}$ 只在冰盖表层深约 3m 范围内(约 10 年)具有良好的年层效应,在 3m 以下逐渐被平滑,而各主要离子一直表现出良好的年层效应。为了进一步研究 $\delta^{18}\text{O}$ 和各种离子年层效应随深度的变化,本文将用 50m 雪芯 24-26m 和 36-38m 的冰川化学资料和表层雪坑资料做以比较,从图 3-2 中可以看出:随着深度的增加, $\delta^{18}\text{O}$ 的年层效应彻底被平滑掉, Cl^- , Na^+ 和 NO_3^- 却仍然表现出良好的年层效应, Ca^{2+} 的变化还是无明显规律。

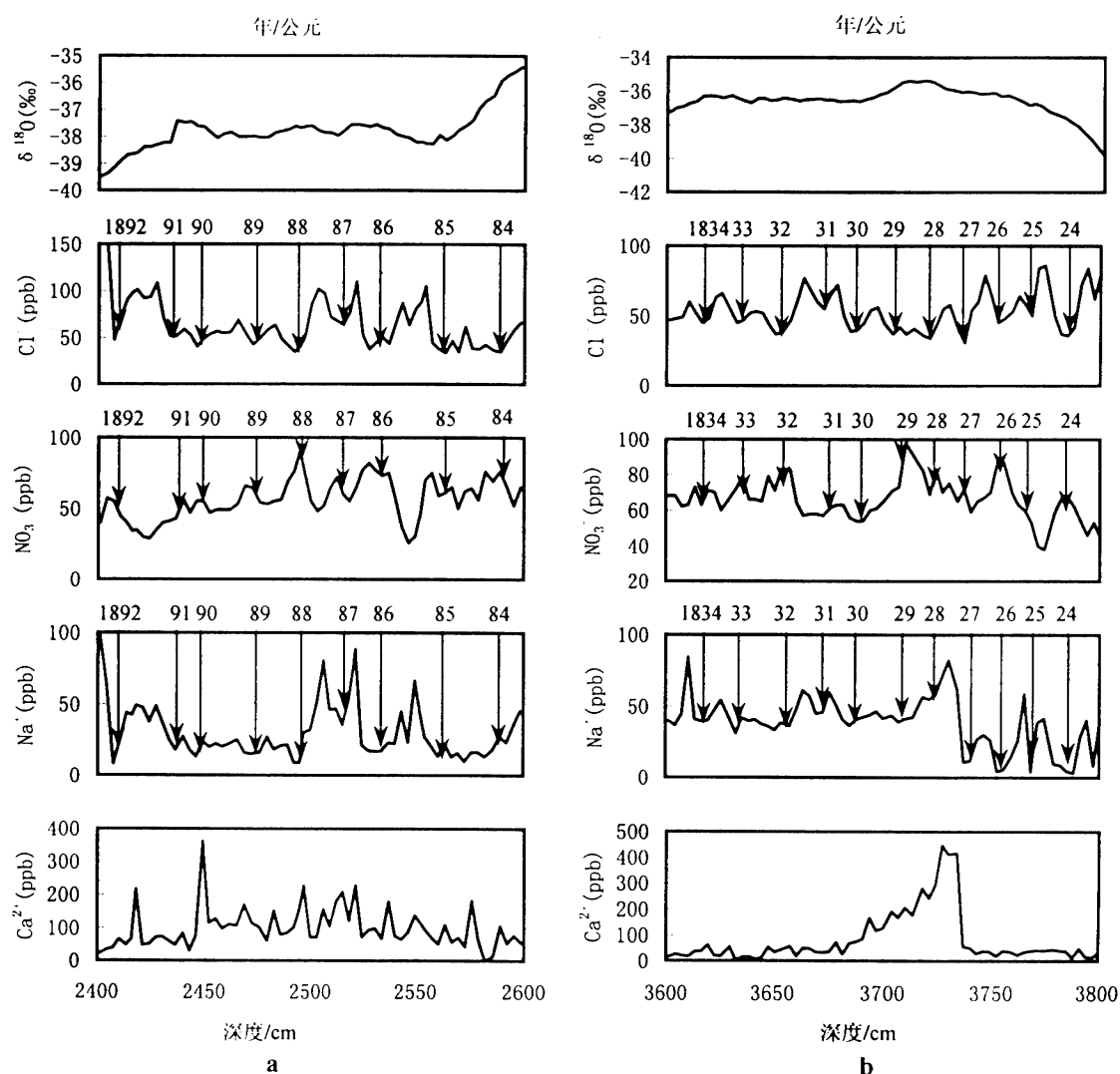


图 3-2: a 24-26m 处雪芯中 $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ 和 Ca^{2+} 浓度剖面的对比
b 36-38m 处雪芯中 $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ 和 Ca^{2+} 浓度剖面的对比

综观图 3-1 和图 3-2, 我们可以看出, 随着深度的增加, $\delta^{18}\text{O}$ 的年层效应由于在粒雪化过程中水汽的扩散作用逐渐被平滑, 在本地区只在深约 3m 以内 (约 10 年) 的范围具有年层效应, 而对 Cl^- , Na^+ 和 NO_3^- 来说, 虽然在个别深度也发生平滑现象, 但总体说来, 在我们研究的 50m 雪芯范围内 (约 250 年) 都表现出良好的年层效应。近年来各种离子沉积后的现代环境过程研究表明, 东南极洲粒雪表层及雪芯内的 Cl^- , Na^+ 和 NO_3^- 都存在缓慢逸失和相对移动现象 (Mayewski and Legrand, 1990; Legrand et al., 1996; Wolff 1996), 然而各种离子的迁移要通过水分的迁移, 在我们采样地点, 代表年均温变化的雪层 10m 深处的温度很低 (约 -33.1°C), 因此各种离子的逸失和移动非常缓慢, 从而使我们可以利用具有年层效应的海盐离子 (Cl^- 和 Na^+) 和 NO_3^- 在本地区冰盖内划分年层。如前所述, 由于上述离子在冰雪中存在缓慢逸失和相对移动现象, 因此各种离子的年层效应必将随深度的增大逐渐被平滑, 对于探讨本地区各种离子年层效应消失的深度, 还需要进一步的研究工作。

二 雪芯定年

本雪芯定年采用 $\delta^{18}\text{O}$ (只对雪芯上部 3 米有定年作用, 以下被平滑)、 NO_3^- 和海盐离子相结合的办法, 火山资料对比结果表明 (张明军等, 2000), 在本地区用 $\delta^{18}\text{O}$ 、 NO_3^- 和海盐离子相结合的办法对 50 米雪芯定年具有较高的精度 (由于个别地方出现离子浓度平滑现象, 因此估计绝对误差小于等于 3 年)。按照上述方法, 50 米雪芯定年结果为 251 年, 即从 1745-1996 年。

第二节 密度测试过程

雪冰密度是单位体积雪冰的重量 (g/ml), 其与雪冰深度 (cm) 的乘积为雪冰压 (单位面积上雪冰的重量, g/cm^2)。雪冰密度这一基本物理参量对雪冰物理研究、恢复某一地区的积累率具有重要意义。目前较常用的测量雪冰密度的方法有称重和融化雪水量测体积 (Goodison et al., 1981; 中央气象局, 1979) 两种。但以上两种方法存在测试过程用冰量多的缺陷, 对冰样比较宝贵的南极冰芯的密度测

试不适用，为此，我们尝试了一种新的测试密度的方法——排酒精法，用这种方法测试密度精度较高，且用冰量大为减少，特别适合南极冰芯密度的测试，下面做简要介绍。

一 方法简介

本次测试过程中用到的冰样来自 50 米雪芯的样品。由于本次获得的样品要测多项参数，样品每 3cm 截分后，还须分成 5 等份，再加上本次采样用的 PICO 钻直径仅为 6cm，因防污染需要除去雪芯的外围部分，每份样量就很少了，如果再将样品切成标准型用来测量密度，显然样量就不够了，为此，我们采用以下方法测试密度。

1 选样

从上面的 5 份样品中取出一份（每份 1655 个样），从中选出 50 多个样品（一般每 1 米选一个样），根据密度测试结果在密度变化比较大的地方再选出几个样品加密测试，这样就可以得到整个雪芯的密度变化曲线，同时，由于从 1655 个样品中仅取出 50 多个样品，显然，剩余的样品还可作为一份样品用来测定冰芯参数。

2 测试试剂和仪器

试剂：无水乙醇 500ml

仪器：电子称 精度 0.01g；烧杯：100ml 和 50ml 的一个；钢锯；镊子；特制移液杯

3 测试过程

整个测试过程在低温室进行，测试前一天将无水乙醇（酒精）拿到低温室，使其温度降低到低温室温度。在每一个样品测试前，用钢锯将其分为两份，这样每个样品可以测试两次，便于对照。测试前在特制移液杯和大烧杯中倒入冷冻的酒精，特制移液杯一定要放平且其中的酒精要倒到让它从移液嘴中流出为止。称出 50ml 烧杯的重量，再称出每份样品的重量，将样品用镊子轻轻夹住放入大烧杯中浸泡 1 分钟，然后迅速夹出投入特制移液杯中，特制移液杯的移液嘴下用小烧杯接溢出的酒精（图 3-3）。等酒精不在溢出时，称小烧杯和溢出酒精的重量，这个重量减去前面称的小烧杯的重量就是酒精的重量，除以酒精的密度即为排出酒精

的体积，也就是冰样的体积，结合前面称出的冰样重量，就可以得到冰样的密度。

上述测试过程简单的说就是排液法，相对一般的排液法而言，有两点须注意：

1. 选用合适的液体，如本文中的酒精和煤油都可以，主要避免液体在低温条件下冻结，且必须将选用的液体提前冷冻，以免样品放入液体后融化。
2. 因冰样尤其是粒雪样有空隙，因此在排液前必须先在液体中浸泡，然后排液。

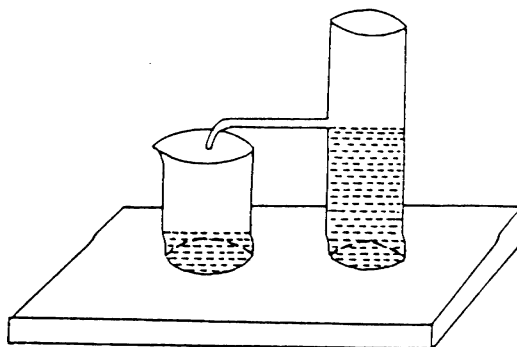


图 3-3: 测试 50 米雪芯密度过程图

二 结果

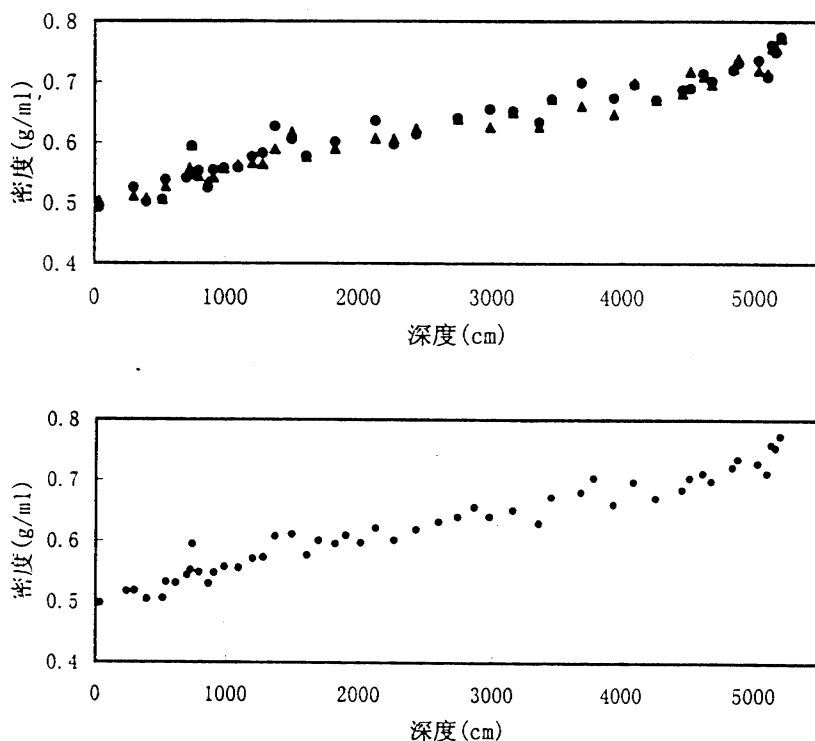


图 3-4: 上图，南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯两次密度测试结果对比

▲表示第一次测试结果 ●表示第二次测试结果

下图，南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯密度测试结果

如前所述, 每个样品分成两份测试两次, 从图 3-4 的上图中可以看出, 两次测试结果非常接近, 两者误差小于等于 0.03g/ml , 伊利莎白公主地区年平均积累率为 20cm 左右, 将两次测试的误差转换成积累率误差小于等于 $6\text{kg/m}^2 \cdot \text{a}$, 这个值相对于本地区 250 年来平均积累率 $127\text{kg/m}^2 \cdot \text{a}$ 来说, 误差是很小的(小于 5%), 说明这种测试方法稳定性好, 能够满足恢复积累率的需要。因此, 我们在恢复本地区积累率时, 密度采用两次测试结果的均值(图 3-4 下图)。同时, 我们将测试结果与效存德博士参加的中国第二次南极内陆冰盖考察获得的 50m 雪芯(DT085)的密度测试结果进行对比(图 3-5), DT085 雪芯的密度按照常规的称重法测试, 可以看出, 两者的测试结果非常接近, 第二次考察获得的雪芯的密度略大于第一次考察获得的雪芯(LGB65)的密度, 这是因为 DT085 雪芯的钻取地点更接近于内陆。另外, 测试结果与李军博士的称重法测试结果基本吻合(李军测量本地区表层 2m 内粒雪密度在 $0.46\text{--}0.48\text{g/m}$ 之间, 我们的测试结果 0.49g/m), 进一步证明测试结果可以信赖。

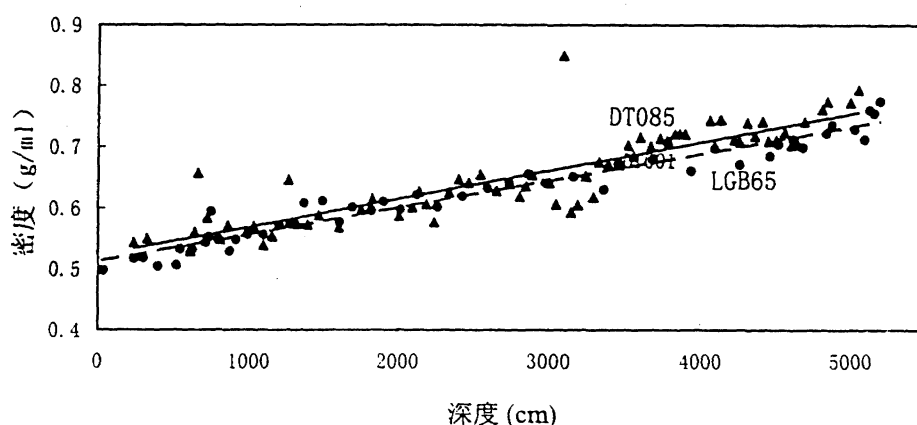


图 3-5: LGB65 雪芯和 DT085 雪芯密度测试结果对比

●表示 LGB65 雪芯测试结果 ▲表示 DT085 雪芯测试结果

三 结语

通过以上对南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯密度测试方法的介绍及结果的分析, 我们认为, 这种测试方法具有较高的精度, 能够满足恢复积累率的需要, 是一种比较好的测试雪冰密度的方法。

第三节 近 50 年来 Lambert 冰川流域气候变化特征

许多研究证实, 南极洲不仅在全球变化中具有重要作用, 而且也对全球变化十分敏感。因此, 搞清楚南极洲气候变化特征对全球变化研究具有深远意义。为此, 本节将以中国首次南极内陆冰盖考察获得的东南极洲 Lambert 冰川流域东侧 50 米雪芯 (LGB65 雪芯) 顶部 13 米的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料的分析 and 积累率的恢复, 对本地区半个多世纪以来的气候变化特征做以阐述, 并与 Lambert 冰川流域西侧雪芯资料做一比较, 探讨整个 Lambert 冰川流域半个多世纪以来的气候变化特征。

对气候特征的分析将从积累率和气温两方面进行:

积累率是根据雪芯的密度剖面及下述公式:

$$b(t)=h(t) \cdot D(t)$$

式中: $b(t)$ 是以水当量表示的物质积累速率 [$\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$]; $h(t)$ 是雪芯的年层厚度 (m); $D(t)$ 是该年层的平均密度, 是实测样品结果。由于雪芯较浅, 恢复积累率时不考虑长时间蠕变的影响。采样地点代表年均温变化的雪层 10m 深处的温度很低 (约 -33.1°C), 因此, 本地区的积累率可以代表降水量, 同时据我们的研究和前人的工作, 本地区 $\delta^{18}\text{O}$ 的值可以代表气温的变化

一 结果

图 3-6 左上图为 Lambert 冰川流域东侧 LGB65 雪芯 1940—1996 年氧同位素和积累率变化曲线。若以 $\delta^{18}\text{O}$ 表示温度, 积累率代表降水, 从图 3-6 中可以看出, 从 1940—1996 年的半个多世纪中, 本地区气候变化的特征为气温升高、降水增加。左下图为 Lambert 冰川流域东侧 Davis 站记录的五十年代以来的气温变化情况, 可以看出, 同 LGB65 雪芯 $\delta^{18}\text{O}$ 揭示的规律一样, 也表现出升温趋势。为了研究整个 Lambert 冰川流域半个多世纪以来的气候变化情况, 我们将研究结果同任贾文 1992-1993 年参加 Lambert 冰川流域西侧考察时钻取的 MGA 雪芯的研究结果进行对比 (任贾文, 1995a; 任贾文, 1995b; 任贾文, 1996)。图 3-6 右上图表示 Lambert 冰川流域西侧 MGA 雪芯 1940—1996 年氧同位素和积累率变化曲线, 右下图为 Lambert 冰川流域西侧 Mawson 站记录的五十年代 (下转 36 页)

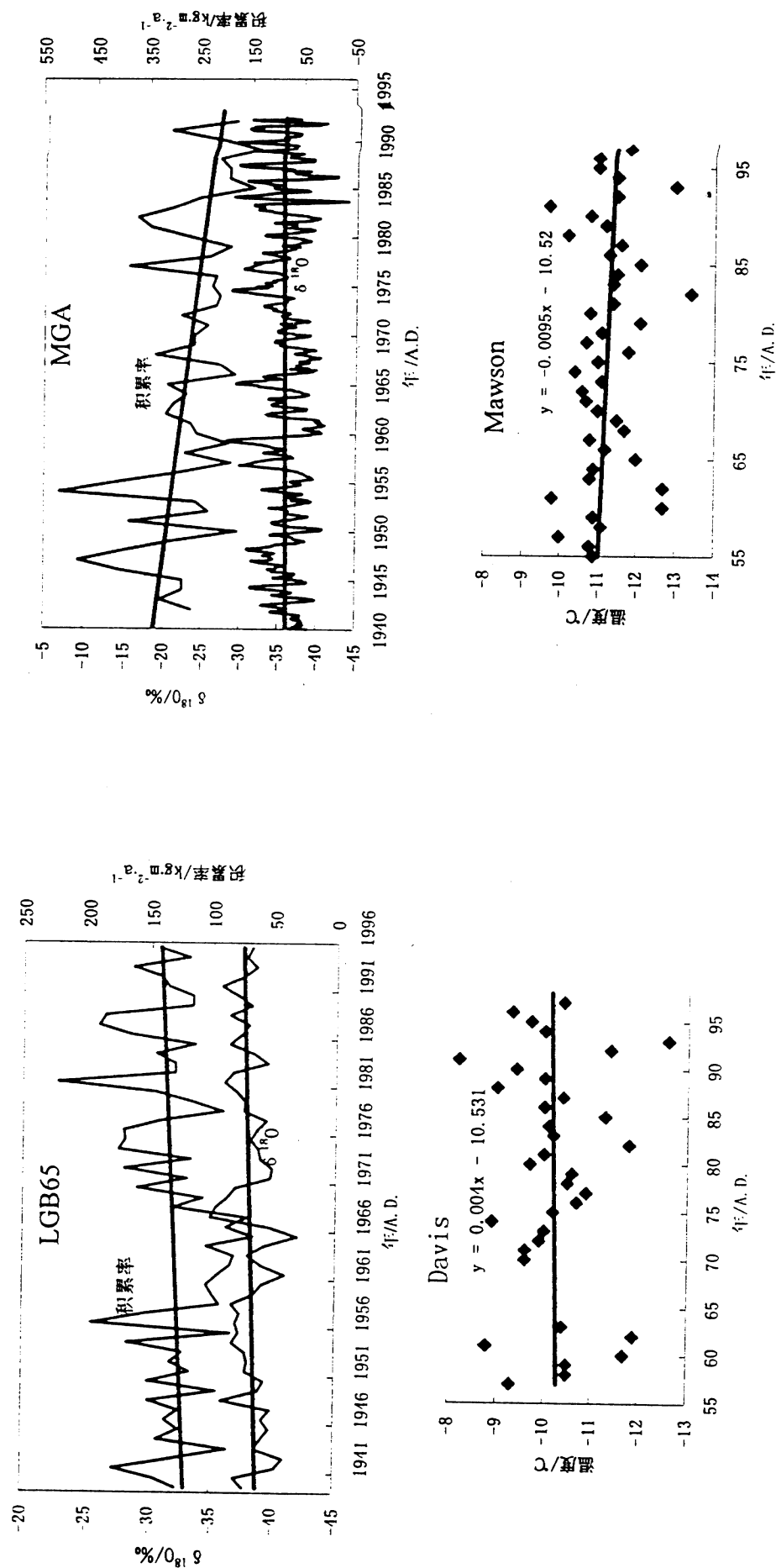


图 3-6: 左图上为 LGB65 雪芯 1940—1996 年 $\delta^{18}O$ 和积累率变化曲线, 下为 Davis 站记录的五十年代以来的气温变化图; 右图上为 MGA 雪芯 1940—1996 年 $\delta^{18}O$ 和积累率变化曲线, 下为 Mawson 站记录的五十年代以来的气温变化图。

以来的气温变化情况,从图中可以看出,Lambert 冰川流域西侧本世纪四十年代以来,降水明显减少,气温变化趋势不明显,Mawson 站记录的气温略有下降趋势。

关于近几十年全球变暖的总趋势目前已被广泛肯定,南极地区冰芯研究所揭示的变暖和积累率增大也多有报道(Pourchet et al., 1983; Peel et al., 1988; 秦大河等, 1989; Jacka, 1990; Jones, 1990; Morgan et al., 1991; Goodwin, 1991; Mosdey-Thompson et al., 1995)。但是,某些区域温度降低和积累率减少的研究结果也时有所闻(Doak, 1982; Kameda et al., 1990; Bindshadler et al., 1993)。这说明某些局部区域的气候变化大尺度平均状况确实是有差异的。Lambert 冰川流域东西两侧气温和降水存在明显的不一致性,说明该区域半个多世纪以来气候变化情况相当复杂。值得一提的是,尽管 Lambert 冰川流域东西两侧气温和降水自本世纪四十年代以来变化的总趋势不一致,但也存在某些相似性,如本世纪六十年代低温低降水时期都很明显,八十年代都表现出升温的迹象(图 3-6)。

二 氧稳定同位素比率与温度的关系

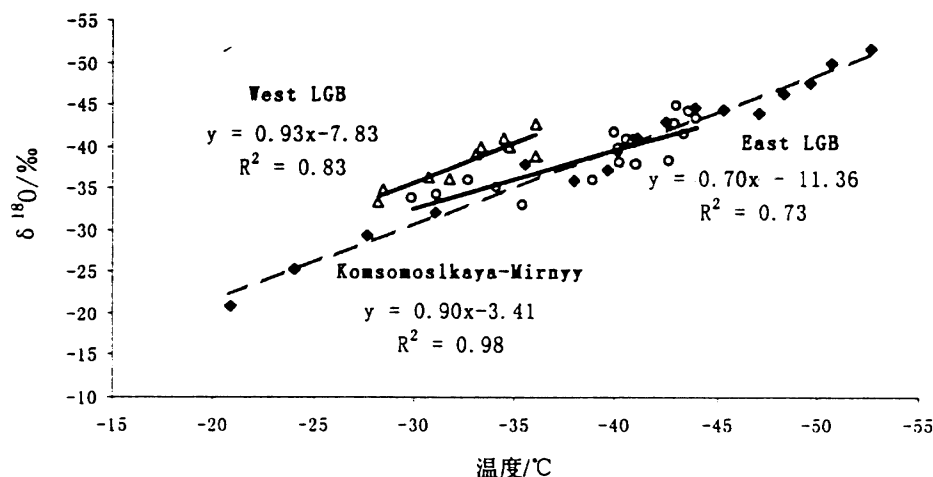


图 3-7: Lambert 冰川流域东西两侧表面 2m 雪层平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与年平均温度的相关关系

图 3-7 所示为表面 2m 雪层平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与年平均温度的相关关系,这里使用的年平均温度均为冰盖 10m 深处测得的温度。关于南极地区稳定同位素比率与年平均温度的关系已有许多研究报道,Dansgaard et al. (1973), Robin (1983) 等对早期的测试分析结果曾做过总结。这些研究显示,不同区域 $\delta^{18}\text{O}$ 值与温度线性关系

中的常数有一定差异, 所以研究各个区域 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系对深冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面的解释至关重要。特比特别是 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度的变化率 (又简称 δ —温度梯度) 决定着温度变化幅度的确定, 意义更为明显。从图 3-7 中可以看出, Lambert 冰川流域东西两侧 δ —温度梯度具有明显的差异。近年来, Qin Dahe et al. (1994) 对“横穿南极”雪样的分析结果展示了首次穿越东南极高原的大断面上 δ —温度梯度在不同区段有所不同, 图 3-7 中绘出了“横穿南极”路线上东段 Komsomoskaya 到 Mirnyy 的 δ —温度梯度, 可以看出, 这一 δ —温度梯度值与 Lambert 冰川流域西侧的 δ —温度梯度比较接近, 而与 Lambert 冰川流域东侧的 δ —温度梯度相差较大。进一步说明对东南极地区仍有必要进一步详细调查 δ 值与温度关系的区域特征。

三 结语

通过对东南极洲 Lambert 冰川流域东侧雪芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率资料与西侧雪芯资料的对比, 揭示了 Lambert 冰川流域东侧半个多世纪以来气温升高、降水增加的气候变化特征。与此形成明显对照的是 Lambert 冰川流域西侧半个多世纪以来气温变化趋势不明显, 降水明显减少, 说明整个 Lambert 冰川流域半个多世纪以来气候变化有明显的区域差异性。Lambert 冰川流域东西两侧稳定同位素比率和温度的关系的研究表明, 两者之间同样存在明显的差异。

第四节 南极洲伊利莎白公主地区 250 多年来气候特征分析

一 结果

从图 3-8 中可见, 二百五十年来, 虽然南极洲伊利莎白公主地区的 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率都呈现增加的趋势, 但增加的幅度并不明显。从图 3-9 和图 3-10 中可以进一步看出, 250 年来的 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率大致可以 1860 年为界分为两段: 1745-1860 年期间 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率都呈现明显增加趋势, 而 1860-1996 年期间 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率却以下降趋势为主。

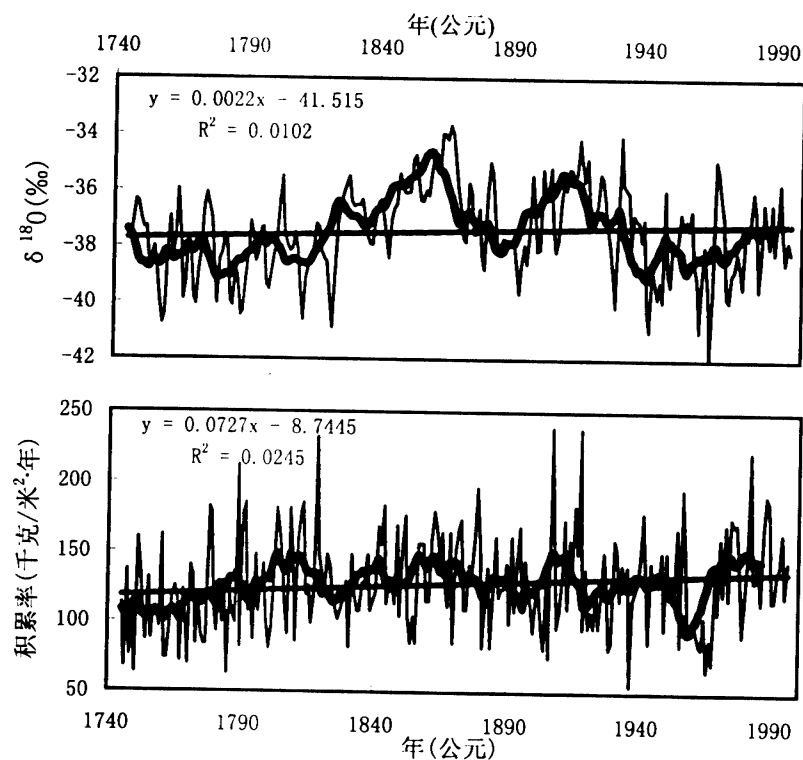


图 3-8: 南极洲伊丽莎白公主地区 1745-1996 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率变化曲线图
图中的直线为一元线性回归曲线, 左上角公式为回归公式

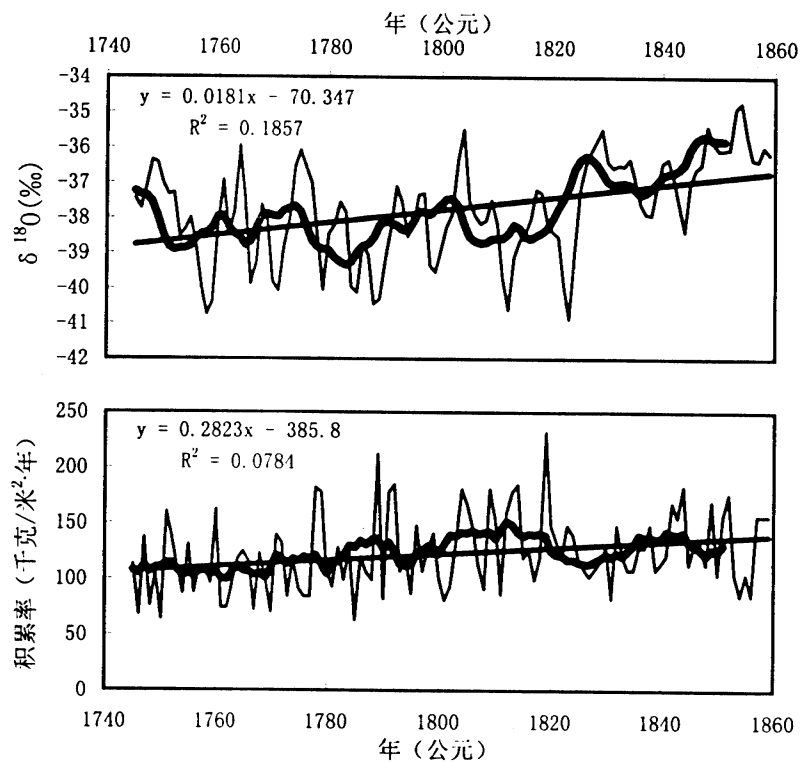


图 3-9: 南极洲伊丽莎白公主地区 1745-1860 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率变化曲线图
图中的直线为一元线性回归曲线, 左上角公式为回归公式

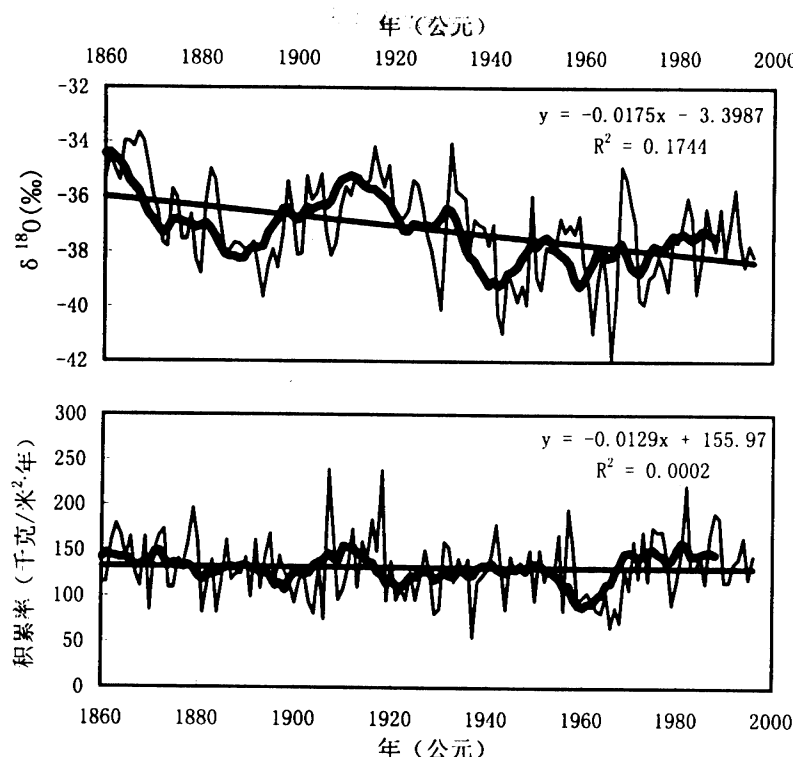


图 3-10: 南极洲伊利莎白公主地区 1860-1996 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率变化曲线图

图中的直线为一元线性回归曲线，右上角公式为回归公式

二 分析与讨论

近几十年来，全球性升温已成为共识，无论是南极和北极的冰芯，还是青藏高原的冰芯，都揭示出近半个世纪以来的升温迹象（Raper et al., 1983; 秦大河等, 1989; 姚檀栋等, 1994）。同时，南极冰盖很多地区的冰芯研究结果都反映出同时期积累率增加的趋势（Morgan et al., 1991）。我们对南极洲伊利莎白公主地区半个世纪以来的气候变化研究结果表明，本地区半个世纪以来的气温和降水都呈现明显增加趋势。然而，如果我们从 1860-1996 年这样一个时间尺度上来考察伊利莎白公主地区气温和积累率的变化，发现气温明显降低，积累率降低趋势不明显。因此在分析某一地区气候特征时，一定要搞清楚气候变化的背景。事实上，从图 3-8 中可以看出，尽管近半个世纪以来的气温呈现增加趋势，但目前的气温远没有达到 250 年来气温的最高值（最高值出现在 1860 年左右）。因此本地区半个世纪以来的升温可能反映了温度的自然变化，由于人类活动引起的升温并没有表现出来。又如尽管 1860-1996 年的 $\delta^{18}\text{O}$ 值急剧下降，积累率变化不明显，但从 250 年的尺度来看，两者都表现出逐渐增加的趋势。1860 年以来积累率变化不明显的

规律在 Dronning Maud Land 地区也被发现 (图 3-11)。但 Dronning Maud Land 地区同时期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值却表现出上升的趋势 (图 3-11), 与我们的研究结果截然相反。在全球一百多年来气温总趋势呈现明显增加的趋势的背景下 (图 3-12), 南极洲伊丽莎白公主地区 1860 年来气温却明显下降, 使我们认识到, 本地区无论在几十年尺度上, 还是在百年尺度上, 气候变化趋势比较复杂, 需进一步研究本地区区域气候的代表性。

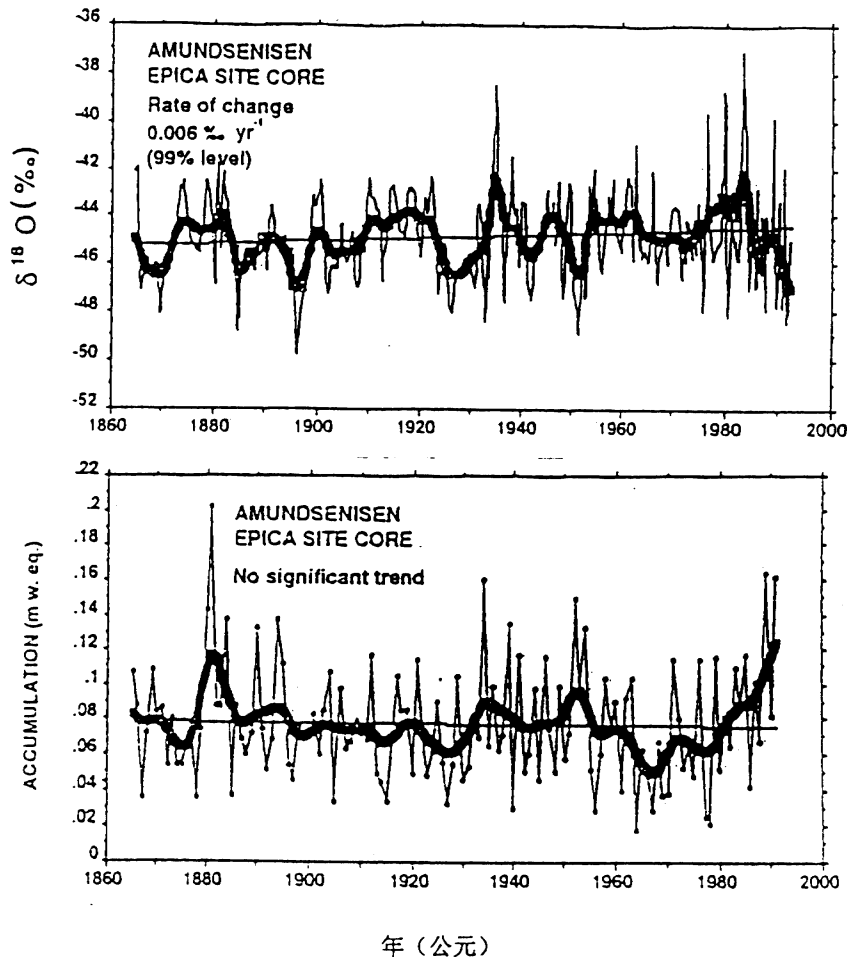


图 3-11: 南极洲 Dronning Maud Land 地区 1865-1991 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率变化曲线图
(据 Isaksson et al., 1996)

从图 3-8、图 3-9 和图 3-10 中可以看出, 无论从多长时间尺度来考察, $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的变化基本上呈正相关关系, 即气温升高降水增加, 气温降低降水减少。表 3-1 列出了每 50 年和全部 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的平均值, 从图 3-8 和表中可以看出, 这种划分基本上表示出了二者变化的阶段性。1745-1790 年的 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率都是

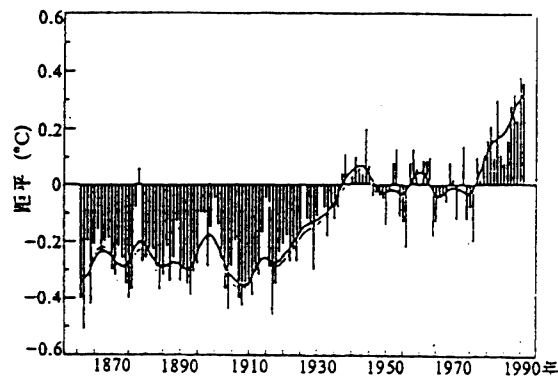


图 3-12: 1860 年以来全球地面平均气温变化 (据 IPCC, 1992)

250 年来的最低值, 属于明显的干冷期, 1791-1840 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的平均值表现出温暖湿润的特征, 接下来的两个 50 年都表现出高温特点, 尤其是 1841-1890 年 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率都是 250 年来的最高值, 属于典型的湿热期, 而 1891-1940 年的积累率相对气温来说偏低, 维持在 250 年来的平均值水平上, 最为特殊的是本世纪四十年代以来, $\delta^{18}\text{O}$ 低于 250 年来的平均值, 而积累率却高于 250 年来的平均值, 即气温和降水表现出异向性, 可以划分为冷湿期。

表 3-1: 不同时期 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的平均值

年份	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	积累率 ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{a}$)
1941-1996	-38.14	132
1891-1940	-36.69	127
1841-1890	-36.25	136
1791-1840	-37.77	130
1745-1790	-39.16	112
1745-1996	-37.44	127

为了进一步分析伊利莎白公主地区 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的变化情况, 我们计算了本地区 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率的标准差 (表 3-2)。

表 3-2: 伊利莎白公主地区 $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率不同时期的标准差

年份	$\delta^{18}\text{O}$ 的相对标准差 (%)	积累率的相对标准差 (%)
1860-1996	4.49	26.63
1745-1860	3.79	26.55
1745-1996	4.19	26.60

从表 3-2 中可以看出,无论是 1745-1860 年,还是 1860-1996 年,积累率的变化幅度都比较小,而 $\delta^{18}\text{O}$ 在 1860-1996 年的变化幅度明显大于 1745-1860 年的变化幅度,即降温过程的变化幅度大于升温过程中的变化幅度。

三 结语

通过对南极洲伊丽莎白公主地区 50 米雪芯的精细定年,恢复了本地区 250 年来的积累率,并根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化特征分析了本地区 250 年来的气温变化特征。结果表明,二百五十年来,伊丽莎白公主地区的积累率和气温都呈现增加趋势,同时又表现出很强的阶段性,大致可以 1860 年为界分为两段,1860 年以前气温和积累率都呈现明显增加趋势,而 1860 年以后气温明显降低,积累率变化不明显。无论是 1745-1860 年,还是 1860-1996 年,积累率的变化幅度都比较小,而对气温来说,降温过程的变化幅度明显大于升温过程中的变化幅度。同时,再这一大阶段下, $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率可以约每 50 年为周期划分出若干小阶段,每一小阶段又有不同的水热组合状况,总体说来,基本上都表现出气温升高降水增加,气温降低降水减少的特点。从 250 年的时间尺度考察近半个世纪以来气温和降水的结果表明虽然目前两者都呈现上升的趋势,但都不是历史上的最高值,即由于人类活动引起的气候效应在本地区反映不明显。

第五节 南极洲伊丽莎白公主地区 250 年来火山活动记录研究

火山爆发常常将大量的灰尘颗粒和气体物质输送到大气中(经常输送到平流层中),灰尘颗粒几周以后就可以重新沉积到地球表面,作为火山爆发的主要气体物质——二氧化硫(SO_2),则在大气中被氧化成硫酸和水($\text{H}_2\text{SO}_4/\text{H}_2\text{O}$)的气溶胶颗粒,这些气溶胶颗粒可以在平流层中悬浮 2-3 年(Cadle, et al., 1976)且通过大气环流常常散布到全球各地。

由于大量的散布在大气中的硫酸和水的气溶胶颗粒可以改变大气的辐射平衡,因此,火山活动长期以来一直被认为是影响十年到千年尺度上气候变化的三大因素之一(其它两个因素是太阳活动和海/气系统的相互作用)(Dai-Cole Jihong

et al., 1997)。火山活动的短期气候效应已被充分证实 (Rampino and Self, 1982; Robock, 1991)。例如, Pinatubo 火山爆发以后, 曾在全球范围内的对流层和地球表面观测到温度下降了 $0.2-0.7^{\circ}\text{C}$ (McCormick et al., 1995; Robock and Mao, 1995), 与此同时观测到平流层的温度明显上升 (Randel et al., 1995)。一般说来, 火山爆发以后的温度效应要持续几年 (Robock, 1991; Robock and Mao, 1995)。因此, 建立全球火山活动的时间序列对于研究气候变化具有非常重要的意义。

目前用于建立火山活动的时间序列的指标都不同程度的存在一些缺陷, 例如 Lamb (Lamb, 1970) 基于火山爆发后对大气的观测提出的灰尘指标 (DVI) 明显的带有很强的主观性, 而 Newhall and Self (Newhall and Self, 1982) 从能量角度提出的火山爆发指标 (VEI) 虽然较 (DVI) 客观一些, 然而火山爆发以后对气候有主要影响的物质是硫酸和水的气溶胶颗粒, 而 DVI 却更多的表示了火山爆发时固体物质和灰尘的喷发量, 因此, 在研究火山活动的气候效应时, DVI 的代表性不是很好 (Legrand and Delmas, 1987)。再者, 用以上指标建立火山活动的时间序列时最大的不足之处是资料不完整, 尤其是两百年以前的资料非常缺乏, 影响了研究的精度。

两极地区冰芯的研究为建立火山活动的时间序列提供了强有力的工具。其基本原理是基于发现极地冰芯中硫酸根离子浓度 (SO_4^{2-}) 与大气中硫酸的气溶胶颗粒明显相关 (Wagenbach et al., 1988), 如前所述, 火山爆发可以使大气中硫酸的气溶胶颗粒在几年之内成倍增加, 因此, 冰芯中附加于硫酸根离子浓度本底值之上的硫酸根峰值就可能代表了火山活动。近年来用冰芯建立火山活动的时间序列取得了可喜的成绩, 以南极冰芯研究为例, Delmas et al. (1992) 通过对南极点几支冰芯的固体电导率和硫酸根的测定, 建立了过去 1000 年以来火山活动的时间序列。Moore et al. (1991) 建立了东南极洲 770 年以来火山活动的时间序列。Langway et al. (1994, 1995) 利用从 Byrd 站获得的冰芯恢复了西南极洲 1300 年以来的火山记录。Dai-Cole Jihong et al. (1997) 通过对南极半岛的两根冰芯的详细研究得到了该地区 500 多年来的火山记录。在前人取得的成果的基础上, 我们用中国第十三次南极考察队钻取的 50 米雪芯 (称之为雪芯, 是因为其密度尚未达到冰川冰的密度) 恢复伊丽莎白公主地区 250 年来火山活动的意义在于: (1) 本地区是南极冰盖研究的空白地区, 当然也是火山记录研究的空白区。(2) 本雪芯利用氧同位素

和各种离子综合定年,使得定年精度比较高(绝对误差小于等于 3 年),而上述的火山研究除 Dai-Cole Jihong 外,定年大多采用数学模型,大大影响了精度。(3)结合前人的工作,将对火山活动在南极洲不同地区的反映做一比较,从而为利用极地冰芯研究火山活动时指标的选取提供依据。

一 资料的处理和结果

一般说来,冰芯中的硫酸根离子常可分为海盐性硫酸根离子($ssSO_4^{2-}$)和非海盐性硫酸根离子($nssSO_4^{2-}$), $ssSO_4^{2-}$ 代表的是满足海洋离子平衡的硫酸根离子, $nssSO_4^{2-}$ 则代表的是 H_2SO_4 (秦大河, 1995),如前所述,火山喷发的大量的二氧化硫在大气中常被氧化成硫酸的气溶胶颗粒,因此,为了使硫酸根离子更能准确的反映火山活动的信号,根据海洋中硫酸根离子和钠离子浓度的比值将雪芯中的硫酸根离子分为 $nssSO_4^{2-}$ 和 $ssSO_4^{2-}$ 两部分,用 $nssSO_4^{2-}$ 资料恢复 250 年来火山活动的时间序列。

用 $nssSO_4^{2-}$ 资料建立 250 年来火山活动的时间序列,尤其是检测那些中小尺度的火山活动时,主要取决于怎样估算非海盐性硫酸根离子浓度的本底值及其变化范围,本研究中,我们对此问题的解决采用以下办法:先从 $nssSO_4^{2-}$ 资料中选出那些有确切记录的火山活动(如 Pinatubo, Agung, Tarawera, Krakatoa, Tambora 等)年份的 $nssSO_4^{2-}$ 的值(一般根据 $nssSO_4^{2-}$ 浓度的变化幅度,对每次火山活动

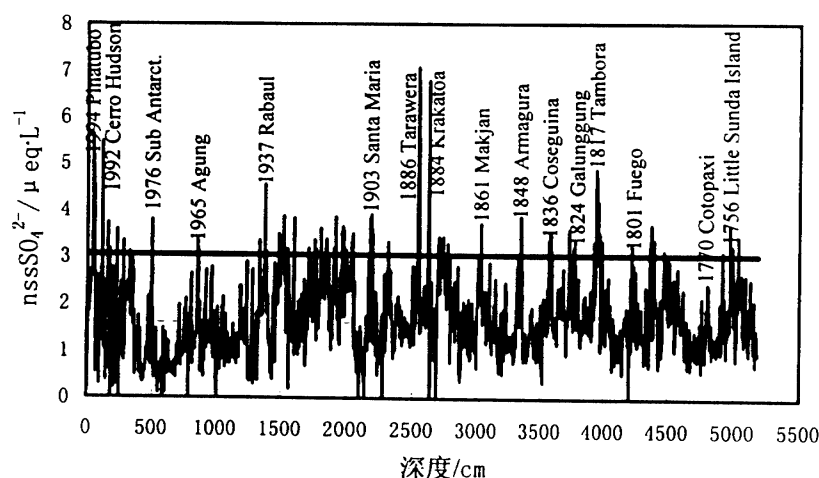


图 3-13: 南极洲伊利莎白公主地区 250 年来 $nssSO_4^{2-}$ 浓度变化记录的火山活动情况
图中下方的虚横线为本地区 $nssSO_4^{2-}$ 浓度的本底值, 上方的实横线为本底值加二倍的标准方差

取出 2-3 年的 $nssSO_4^{2-}$ 值), 然后计算所剩 $nssSO_4^{2-}$ 资料的均值和标准方差,

均值即为非海盐性硫酸根离子浓度的本底值，标准方差为非海盐性硫酸根离子浓度的变化范围，定义 nssSO_4^{2-} 浓度的值高于本底值的 2 倍标准方差时为火山爆发年份（图 3-13）。

从图 3-13 中可以看出，本地区 250 年来非海盐性硫酸根离子浓度的变化记录的火山活动多达 16 次。图 3-13 中标注的时间为在雪芯中检测到 nssSO_4^{2-} 浓度最大值的时间，火山爆发时间见表 3-3。尽管 Dai-Cole Jihong et al.(1997)用非海盐性硫酸根离子的通量指标在南极半岛恢复火山活动的时间序列取的了良好的效果，但从我们下面的讨论中可以看出，在本地区用浓度指标要比通量效果明显。

表 3-3: 伊丽莎白公主地区 LGB65 处雪芯检测到的火山爆发事件

火山名称	爆发时间	在雪芯中检测的时间	火山名称	爆发时间	在雪芯中检测的时间
Pinatubo	1991	1994	Makjan	1860	1861
Cerro Hudson	1991	1992	Armagura	1846	1848
Sub Antarct.	1975	1976	Coseguina	1835	1836
Agung	1963	1965	Gaiunggung	1822	1824
Rabaul	1936	1937	Tambora	1815	1817
Santa Maria	1902	1903	Fuego	1799	1801
Tarawera	1886	1886	Cotopaxi	1768	1770
Krakatoa	1883	1884	Little Sunda Island	1752	1756

二 分析和讨论

对于以上发现的 16 次火山活动都能从文献中找到其他人发现的证据及其论述（Dai-Cole Jihong et al., 1997; Legrand and Delmas, 1987; Moore et al., 1991; Delmas et al., 1992）。因此本文将不在这里逐个分析和讨论每个火山活动，只是结合前人的工作对以下问题进行一些讨论：

首先对用冰芯建立火山活动的时间序列时指标的选取做一探讨，一般说来，从极地冰芯中检测火山活动有四种方法：1) 测量固体电导率 (SEC 或 ECM) 2) 测量冰样溶化后的液体电导率 (LC) 3) 测定酸度 ($[\text{H}^+]$) 4) 测定硫酸根离子的含量 ($[\text{SO}_4^{2-}]$) (Legrand and Delmas, 1987)。限于资料，本文这里只对用 SO_4^{2-} 检测火山活动时进行一些讨论。Dai-Cole Jihong et al.(1997)在利用南极半岛的两根冰芯研究火山活动后认为，在南极半岛研究火山活动时用 nssSO_4^{2-} 的通量指标（等于浓度乘以积累率）比用浓度效果好，然而，在我们的研究过程中发现，在伊丽莎白公主地区研究火山活动时选用浓度指标比通量好。我们认为造成这两者的差别在

于两地的积累率差别很大, Dai-Cole Jihong et al.(1997)钻取冰芯地点的积累率在 450-550mm w.e.之间, 而 LGB65 处的积累率仅在 120-150mm.w.e.之间, 如果在高积累区选用 nssSO_4^{2-} 的浓度指标, 由于积累率高, nssSO_4^{2-} 在沉降过程中必将被稀释, 浓度降低, 此时对一些中小尺度的火山活动就很难检测出来, 然而由于积累率高的地区降水的年际变化比较均匀, 因此, 在积累率高的地区, 通量指标比浓度指标更易检测出一些中小尺度的火山活动。相反在低积累区, 由于 SO_4^{2-} 浓度本身高, 所以用浓度指标即可检测出一些中小尺度的火山事件, 同时由于积累率低, 降水的变率大, 若用通量指标, 反而倒不易检测出一些中小尺度的火山活动。从我们的研究结果来看, 用浓度指标, 可检测出上述 16 次火山爆发事件, 若用通量指标, 则只能检测出几次大的火山事件 (如 Tambora, Tarawera, Krakatora, Pinatubo 等)。另外, 从我们研究浓度和通量的本底值变化范围来看, 若对 nssSO_4^{2-} 的通量采用与计算浓度本底值相同的计算方法, 我们发现, 浓度本底值的相对标准差只有 30%, 而通量本底值的相对标准差却达 40% 以上, 这也从另外一方面说明在低积累区检测火山活动时, 用浓度指标比用通量指标质量高。同时也说明在不同地区用 SO_4^{2-} 浓度的变化来建立火山活动的时间序列时, 火山活动在低积累区更易被检测出来。

从图 3-13 中可以看出, 雪芯中几乎所有检测到的火山爆发年份的 nssSO_4^{2-} 浓度值都高于本底值加两倍的标准方差, 只有 1768 年 Cotopaxi 火山爆发后雪芯中的 nssSO_4^{2-} 浓度值低于本底值加两倍的标准方差, 我们只所以仍将 1770 年判为 1768 年的火山年, 其原因有二: 1) 1768 年 Cotopaxi 火山活动已经在其它冰芯资料中被发现 (Legrand and Delmas, 1987; Moore et al., 1991) 2) 从图 3-13 中看出, 1770 年左右 nssSO_4^{2-} 浓度的本底值很低, 在这样一个低本底值的基础上, 1769-1770 年 nssSO_4^{2-} 浓度值相对来说比较高, 因此, 我们认为可以将 1770 年的高 nssSO_4^{2-} 值判为 1768 年火山活动的结果。另外。从图 3-13 中可以看出, 15 米到 20 米之间 nssSO_4^{2-} 浓度值很高, 基本上都高出本底值加两倍的标准方差, 但由于此段没有高出本底值的突出年份, 因此被认为是本底的变化。综上我们认为, 在用 nssSO_4^{2-} 检测火山活动时, 一方面要制定客观标准, 另一方面也要根据各段情况具体分析。

如前所述, 由火山喷发的 SO_2 形成的硫酸气溶胶颗粒可以在大气中悬浮 2-3 年, 所以冰芯中 nssSO_4^{2-} 浓度的峰值也应该持续 2-3 年, 从图 3-13 中可以看出,

虽然大部分峰值持续了 2-3 年（平均 2.5 年），但有些峰值持续不到两年（如 1976 年的峰值）。我们认为这可能是雪芯中环境信息缺失的缘故（一方面可能是在分样过程中损失部分信息，另一方面有可能是伊利莎白公主地区积累率低，再加上下降风的影响，使冰芯中本身就缺失信息。）。

一般说来，从火山活动的信号在冰芯中出现的时间与火山爆发的时间差可以判断火山与冰芯地点的距离。若以南极冰芯来说，冰芯中的信号滞后火山爆发的时间小于等于 1 年，则认为火山发生在中、高纬度，相反，如果滞后的时间比较长，则火山可能发生在低纬度地区。从图 3-13 中也可以反映出这一点，如 Pinatubo 火山和 Cerro Hudson 火山活动发生在同一年（1991），由于 Pinatubo 火山位于低纬度地区（菲律宾），Cerro Hudson 位于中高纬度地区（智利），从图 3-13 中可以明显看出，Pinatubo 火山爆发在雪芯中的反映明显滞后于 Cerro Hudson 火山。但从另一方面来讲，由于受冰芯定年精度的影响，要对冰芯中所有的火山进行判断从而确定火山的分布地点，结果却不尽令人满意，如图中 1756 年的 Little Sunda Island 火山信号滞后于爆发时间长达 4 年，1886 年 Tarawera 火山信号在雪芯中出现的时间与爆发时间发生在同一年，这些显然都是受到雪芯定年精度的影响。因此，如果要想做到这一点，必须提高冰芯的定年精度。

三 结语

通过以上对南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯 nssSO_4^{2-} 浓度值的分析，我们检测出此雪芯记录了过去 250 年来的 16 次火山活动，尽管个别年份的火山活动会因种种原因损失部分环境信息，然而对大多数火山活动而言，由于火山活动使雪芯中的高 nssSO_4^{2-} 浓度值持续 2-3 年。同时，结合前人的工作，我们进一步提出，对于中小尺度的火山活动，可能在积累率低的地区更易检测到，而要通过火山活动信号在冰芯中出现的时间与火山活动的时间差判断火山与冰芯地点的距离，还必须进一步提高冰芯的定年精度。

参 考 文 献

- 中央气象局. 地面气象观测规范, 气象出版社, 1979, 68-70
- 任贾文. 东南极 Lambert 冰川流域路线考察. 冰川冻土, 1995a, 17 (4): 303-307
- 任贾文, 秦大河. 东南极 Lambert 冰川流域西部地区的雪层剖面和积累速率变化特征. 冰川冻土, 1995b, 17 (3): 274-282
- 任贾文, 秦大河, Allison. 东南极冰盖 Lambert 冰川流域表面雪层内稳定同位素比率和近几十年来气候变化特征. 冰芯与寒区环境实验室年报, 1996, 2: 60-69
- 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区 250 年来火山活动记录研究. 自然科学进展, 2000, 印刷中
- 秦大河, 王文梯. 东南极洲 Wilkes Land 地区冰盖浅表层内的历史气候记录. 中国科学 (B 辑), 1989, 19 (6): 659-664
- 秦大河. 南极冰盖表层内的物理过程和现代气候及环境记录. 北京: 科学出版社, 1995
- 姚檀栋, 杨志红, 刘景寿. 冰芯记录所揭示的青藏高原升温. 科学通报, 1994, 39 (5): 438-441
- Bindschadler R, Vornberger P L, Shabtaie S. The detailed net mass balance of the ice plain on Ice Stream B, Antarctica: a geographic information system approach. Journal of Glaciology, 1993, 39 (133): 471-482
- Cadle R D, Kiang C S and Louis J F. The global scale dispersion of the eruption clouds from major volcanic eruptions. J. Geophys. Res., 1976, 81: 3125-3132
- Dai J C, Mosley-Thompson E and Thompson L G. Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores. J. Geophys. Res., 1997, 102: 16761-16771
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B et al. Stable isotope glaciology. Meddelelserom Groenland., 1973, 197(2): 1-53
- Delmas R J, Kirchner S, Palais J M et al. 1000 years of explosive volcanism recorded at the South Pole. Tellus, 1992, 44B: 335-350
- Doak C M. State of balance of the ice sheet in the Antarctic Peninsula. Annals of Glaciology, 1982, 3: 77-82
- Goodison B E et al. Handbook of snow, Pergamon Press Canada Ltd., 1981, 220-232.
- Goodwin I D. Snow accumulation variability from seasonal surface observations and firn-core stratigraphy, eastern Wilkes Land, Antarctica. Journal of Glaciology, 1991, 37 (127): 383-387
- IPCC, Climate Change, The IPCC Scientific Assessment, edited by Houghton J T, Tenkins G J and Ephraums J J. Cambridge University Press, 1992, 365
- Isaksson E, Karlen W, Gundestrup N et al. A century of accumulation and temperature changes in Dronning Maud Land, Antarctica. J. Geophys. Res., 1996, 101(D3): 7085-7094
- Jacka T H. Antarctic and Southern Ocean sea-ice and climate trends. Annals of Glaciology, 1990, 14: 127-130
- Jones P D. Antarctic temperature over the present century-a study of the early expedition record. Journal of Climate, 1990, 3 (11): 1193-1203
- Kameda T, Nakawo M, Mae S et al. Thinning of the ice sheet estimated from total gas content of ice cores in Mizubo Plateau, East Antarctica. Annals of Glaciology, 1990, 14: 131-135

- Lamb H H. Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1970, 266: 425-533
- Langway C C, Osada Jr K, Clausen H B et al. New chemical stratigraphy over the last millennium for Byrd Station, Antarctica. *Tellus*, 1994, 46B: 40-51
- Langway C C, Osada Jr K, Clausen H B et al. A 10-century comparison of prominent volcanic events in ice cores. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100: 16241-16247
- McCormick M P, Thomason L W, Trepte C R. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. *Nature*, 1995, 373: 399-403
- Legrand M and Delmas R J. A 220-year continuous record of volcanic H_2SO_4 in the Antarctic ice sheet. *Nature*, 1987, 327: 672-676
- Legrand M, Leopold A, Domine F. Acidic gases (HCl , HF , HNO_3 , HCOOH and CH_3COOH): a review of ice core data and some preliminary discussions on their air-snow relationships. IN: *Chemical Exchange between the Atmosphere and Polar Snow* (ED. Wolff E W and Bales R C), 1996, NATO ASI Series I 43: 19-43
- Mayewski P A and Legrand M. Recent increase in nitrate concentration of Antarctic snow. *Nature*, 1990, 346: 258-260
- Moore J C, Narita H and Maeno N. A continuous 770-year record of volcanic activity from East Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96: 17353-17359
- Morgan V I, Goodwin I D, Etheridge D M et al. Evidence from Antarctic ice cores for recent increases in snow accumulation. *Nature*, 1991, 354: 58-60
- Mosley-Thompson E, Thompson L G, Paskievitch J F et al. Recent increase in South Pole snow accumulation. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 131-138
- Newhall C G and Self S. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism, *J. geophys. Res.* 87: 1231-1238, 1982
- Peel D A, Mulvaney R. Air temperature and snow accumulation in the Antarctic peninsula during the past 50 years. *Annals of Glaciology*, 1988, 11: 207
- Pourchet M, Pinglot F, Lorius C. Some meteorological applications of radioactive fallout measurement in Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research*, 1983, 88 (C10): 6013-6020
- Qin Dahe, Petit J R, Jouzel J et al. Distribution of stable isotopes in surface snow along the route of the 1990 International Trans-Antarctica Expedition. *Journal of Glaciology*, 1994, 40(134): 107-118
- Rampino M R and Self S. Historical eruptions of Tambora (1815), Krakatau (1883), and Agung (1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. *Quat. Res.*, 1982, 18: 127-143
- Randel W J, Wu F and Russell III J M et al. Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100:16753-16764
- Raper S C B, Wigley T M L, Jones P D et al. Recent temperature change in the Arctic and Antarctic. *Nature*, 1983, 306,:458-459
- Robock A. The volcanic contribution to climate change of the past 100 years, in *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, edited by Schlesinger M E, 1991, pp. 429-444, Elsevier, New York
- Robin G de Q (ed). *The climatic record in polar ice sheets*, 1983. Cambridge University Press, Cambridge, England
- Robock A and Mao J. The volcanic signal in surface temperature observations. *J. Clim.*, 1995, 8: 1086-1103
- Wagenbach D, Gorlach U, Moser K et al. Coastal Antarctic aerosol: The seasonal pattern of its

chemical composition and radionuclide content. *Tellus*, 1988, 40B: 426-436

Wolff E W. Location, movement and reactions of impurities in solid ice. IN: *Chemical Exchange between the Atmosphere and Polar Snow* (ED. Wolff E W and Bales R C), 1996, NATO ASI Series I 43: 541-560

第四章 南极洲伊丽莎白公主地区主要离子的来源、 传输路径和沉积方式研究

南极冰芯为研究古气候和大气环境的变化历史提供了非常丰富的信息(Delmas, 1992)。近年来,从南极冰芯中提取古气候、古环境信息方面取得了可喜的成绩,如最为引人注目的 Vostok 站冰芯的研究成果(Lorius et al., 1985; Jouzel et al., 1987; Angelis et al., 1987; Barnola et al., 1987; Chappellaz et al., 1990; Legrand et al., 1988; Petit et al., 1997)。尽管如此,由于对冰芯中检测到的离子浓度与大气中相应离子浓度的联系和各种离子的沉积过程等缺乏了解,目前对冰芯中检测到的各种参数的定量解释还很困难。冰芯研究的最终目标是了解气候环境的变化历史,预测其未来,要达到这一目的,必须对冰芯记录作出定量解释,从而建立可靠的模型以利于预测未来。为此,本文将通过 1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察获得的南极洲伊丽莎白公主地区 50 米雪芯样品主要阴、阳离子浓度、通量与积累率关系的研究,对上述问题进行初步探讨。

第一节 南极冰盖几种主要离子传输路径初探

一 离子种类及资料来源

南极冰盖中的离子可分为以下几类: 1) 海盐离子(包括 Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} 等)。2) 陆盐离子(包括 Ca^{2+} , Al^{3+} 等)。3) SO_4^{2-} 主要分为海盐来源(ssSO_4^{2-})和非海盐来源(nssSO_4^{2-})。4) 来源比较复杂的 NO_3^- (Mulvaney et al., 1994)。本文讨论中用到的资料主要来源于: 1) 1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察期间采集的样品的分析资料。2) 秦大河 1990 年国际横穿南极考察获得样品的资料(样品的采集分析过程参见秦大河, 1995; 秦大河等, 1991; 秦大河等, 1992)。

二 各种离子的传输路径

1. 海盐离子的传输路径

很多研究表明（秦大河，1995），南极冰盖中的海盐离子主要来源于周边亚南极地区的海洋，同时，也有研究证实（Van Loon, 1966），海盐离子主要通过亚南极地区海洋上空的气旋南侵进入到南极冰盖中。相对于下面要讨论的 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 的传输路径而言，我们认为海盐离子主要通过近距离低空传输到南极冰盖。当然，这其中包括海盐来源的 SO_4^{2-} （ ssSO_4^{2-} ）。

2. nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 的传输路径

极地冰盖中的陆盐离子主要包括 Ca^{2+} 和 Al^{3+} ，由于 Al^{3+} 的资料比较少，而南极冰盖中 Ca^{2+} 包括大陆来源和海洋来源两部分，大陆来源又可分为中、低纬度来源的 Ca^{2+} 和南极洲本身裸露地区来源的 Ca^{2+} ，由于其来源于中、低、高三个纬度的大陆和海洋，传输路径比较复杂，因此这里对 Ca^{2+} 和 Al^{3+} 的传输路径不做讨论。 nssSO_4^{2-} 主要来源于中低纬度海洋生物的释放和火山喷发（秦大河，1995）。虽然 NO_3^- 的来源比较复杂，但近年来的研究结果表明（Legrand and Delmas, 1986）：南极冰盖中的 NO_3^- 主要来源于中低纬度地区的闪电和极地高空中的各种大气过程。总结 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 来源的特点，一个是距离远，另一个是来源于高空。

通过研究，我们认为， nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 很可能是通过远距离高空传输到极地冰雪中，具体过程为： nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 在对流层顶部平流层底部呈带状输送到极地上空，然后辐射下沉，再辐散到其它地区，其理由如下：

1) 从上述离子的时空分布特征分析：

秦大河 1990 年横穿南极获得的样品资料对研究南极雪冰中主要离子空间分布特征颇具代表性。从图 4-1 中可以看出，海盐离子的浓度和通量都呈自东向西递减的趋势，秦大河已充分论证横穿路线区域的海盐离子主要来源于 Ross 海~Bellingshausen 海~Weddell 海一线的周边海洋地区（秦大河，1995）。这一观点充分支持我们提出的海盐离子通过近距离低空传输到南极冰盖的观点。同时，从图 4-1 中我们发现，横穿路线上 SO_4^{2-} ， nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 浓度和通量的空间分布特征与海盐离子截然不同（由于南极冰盖的 SO_4^{2-} 中， nssSO_4^{2-} 占主体部分，因此， SO_4^{2-} 和 nssSO_4^{2-} 的变化特征相似，而 ssSO_4^{2-} 来源于海盐，其空间分布特征与海盐离子相似），即不象海盐离子呈现自东向西递减的趋势，而是在南纬 80° 左右出现最大值，然后向两侧递减，这一分布特征支持我们提出的 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 很可能是通过远距离高空传输到极地冰雪中的观点，具体过程为： nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 在对流

层顶部平流层底部呈带状输送到极地上空，然后辐射下沉，再辐散到其它地区。

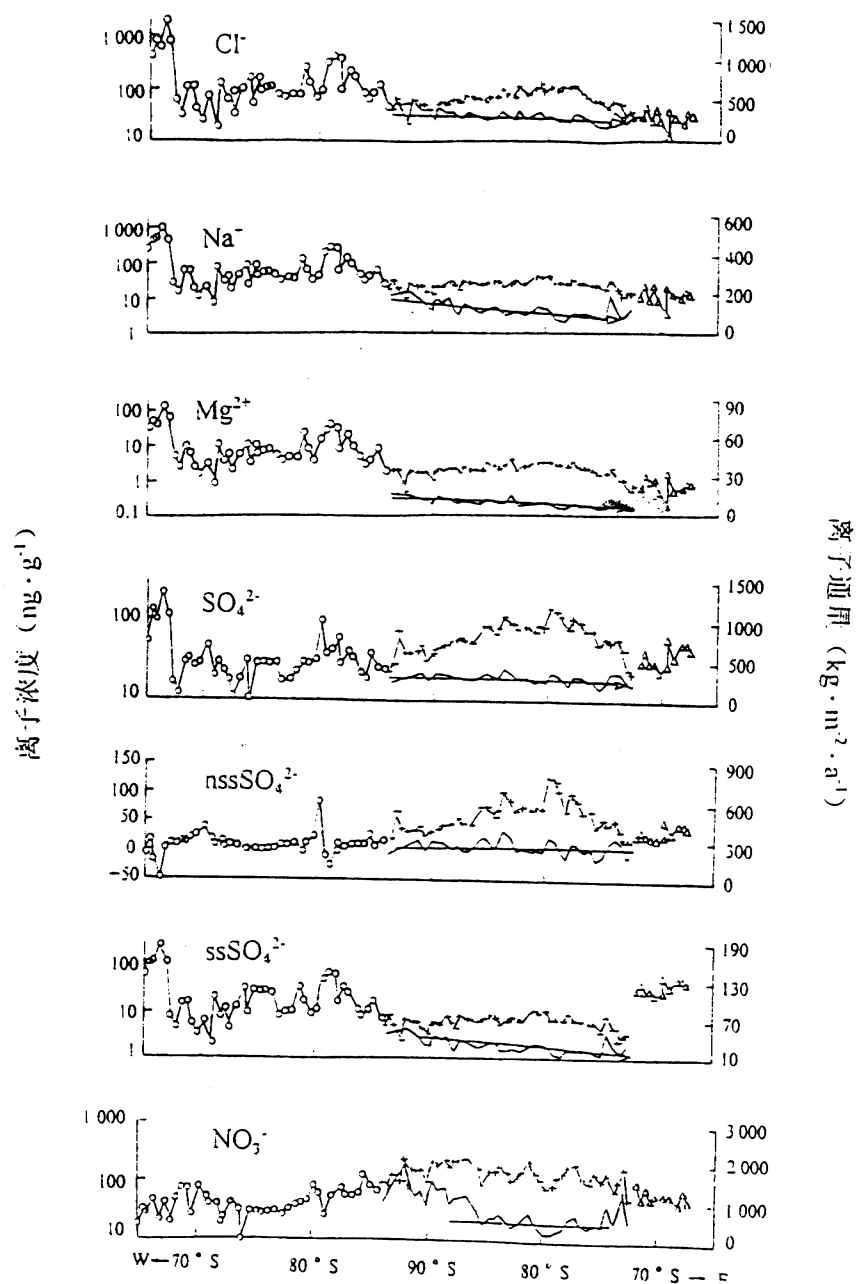


图 4-1: 横贯南极洲 25cm 表层雪中的 Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , nssSO_4^{2-} , ssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 离子浓度分布特征

图中○为冬季降雪(为主), +为多年积雪(1~4 年), △为夏季降雪(为主)。左侧竖轴浓度(均取自然对数), 右侧为通量($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$), 并仅用于多年积雪段。水平轴以各站点纬度值计, W 代表南极点到起点方向的地段, E 为到终点方向的地段。图中中段下方的曲线为离子通量的变化情况, 带箭头的直线指示了各通量沿横穿路线自西向东递减的情况(据秦大河, 1995, 略做修改)。

如果这一观点正确的话, 对同一次火山活动事件, 在定年及其准确和精细的

条件下, 南极冰盖不同地区检测到火山活动信号的时间应该存在一个时间差, 具体应该是, 南纬 80° 左右地区最先检测到, 周边地区检测到的时间晚一些。为了证实这一点, 我们研究了中国首次南极内陆冰盖考察获得的两个雪坑样品的 nssSO_4^{2-} 资料, 发现两个雪坑都明显记录了 1991 年 6 月爆发的 Pinatubo 火山和 1991 年 8 月爆发的 Cerro Hudson 火山 (张明军等, 1999a), 在这两个雪坑中发现上述两次火山爆发信号的时间分别是 1995/1994 和 1994/1993, 而 Dai-Cole Jihong 在南极点两个雪坑中发现上述两次火山爆发的时间分别为 1994/1993 和 1993/1992 (Dai et al., 1997), 两者之间存在明显的时间差, 由于这两次火山爆发在 90 年代, 因此定年上不会存在问题, 只能认为是对上述观点的例证。同时, 很多研究也证实, 南极冰盖中的火山信号在低积累区反映明显 (Legrand and Delmas, 1987), Jihong Cole-Dai 解释为高积累区的 nssSO_4^{2-} 被稀释 (Dai et al., 1997), 然而我们对伊丽莎白公主地区几种主要离子浓度、通量与积累率关系的研究表明, 本地区离子浓度不存在稀释现象 (张明军等, 1999b)。Mulvaney 通过对南极洲现有 Cl^- , Na^+ , 和 ssSO_4^{2-} 资料的研究, 也证实上述离子浓度并不随积累率的减小而增大 (Mulvaney and Wolff, 1994)。从我们的研究中可以看出, 这种现象解释为与火山来源的 SO_4^{2-} 传输路径有关似乎更为合理, 具体为: 火山来源的 SO_4^{2-} 被从低纬地区高空输送到极地上空, 然后辐射下沉, 再辐散到其它地区, 又由于南极洲积累率的分布呈现四周高, 中间低的态势, 这样一来, 南极冰盖中的火山信号在低积累区反映明显的道理就不难理解了。

为了进一步说明上述观点, 下面我们将从原理方面做一探讨。首先来分析 nssSO_4^{2-} , 如前所述, nssSO_4^{2-} 主要来源于中低纬度海洋生物的释放和火山喷发, 由于中、低纬度对流活动强烈, 海洋生物来源的 SO_4^{2-} 释放到大气后, 被强烈的对流活动输送到高空。研究证实, 火山爆发常常将大量的灰尘颗粒和气体物质输送到大气中 (经常输送到平流层中) (Dai et al., 1997), 因此, 无论是海洋生物来源的 SO_4^{2-} 还是火山来源的 SO_4^{2-} 都被输送到高空 (对流层顶部平流层底部), 依照三圈环流模式输送到南极冰盖上空, 然后辐射下沉, 再辐散到其它地区。对 NO_3^- 而言, 由于其主要来源于高空, 因此传输路径也是按三圈环流模式进行, 类似于 nssSO_4^{2-} 的传输路径。如果这一分析正确的话, 从图 4-1 中可以看出, 当中、低纬度气团输送到南极上空时, 并非在南极点附近下沉, 而是在南纬 80° 左右的地区

下沉。

综上所述，南极冰盖中的海盐离子 (Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , ssSO_4^{2-}) 主要通过气旋等小尺度天气系统传输到极地冰盖 (近距离低空传输)，而 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 通过三圈环流这种大尺度的天气系统输送到南极冰雪中 (远距离高空输送)。

三 结语

通过对南极冰盖中几种主要离子时空分布特征的分析，结合前人的工作，得出以下结论，海盐离子 (主要指 Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , ssSO_4^{2-}) 通过近距离低空传输到南极冰盖，而 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 很可能是通过远距离高空传输到极地冰雪中，具体过程为： nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 在对流层顶部平流层底部呈带状输送到极地上空，然后辐射下沉，再辐散到其它地区。

第二节 南极洲伊利莎白公主地区主要离子沉积方式 及 nssSO_4^{2-} 气候效应研究

一 各主要离子浓度、通量与积累率的关系

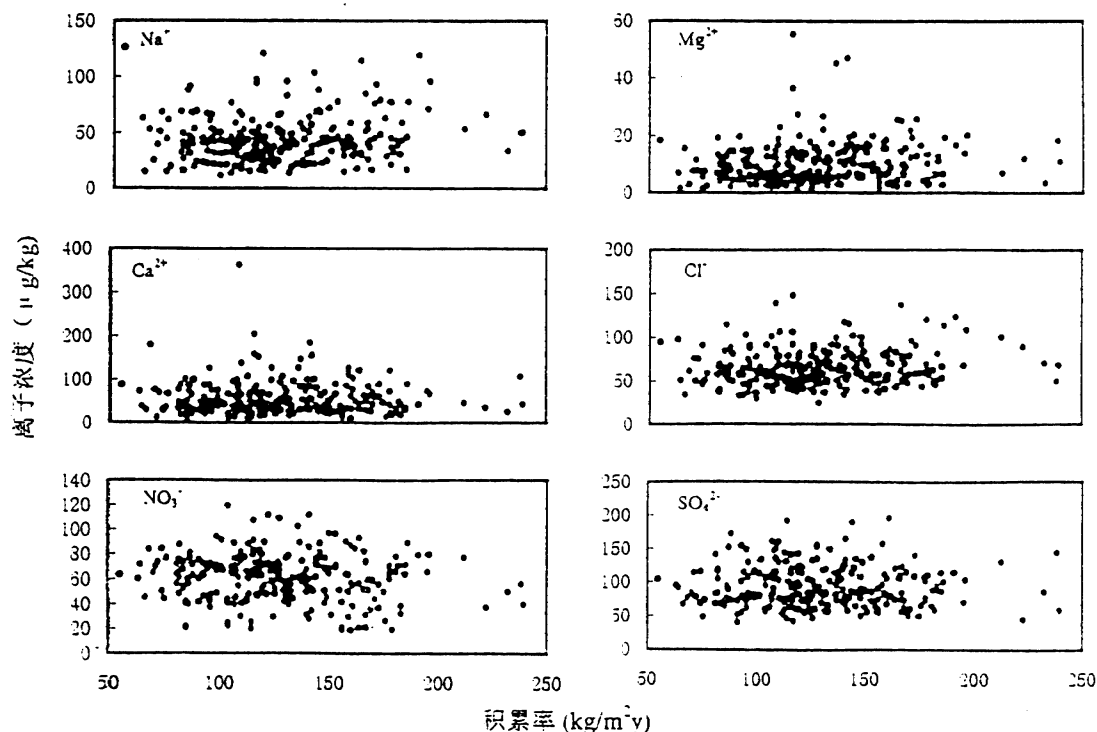


图 4-2: 50 米雪芯 Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 浓度与积累率的关系

从图 4-2 中可以看出：50 米雪芯中六种主要离子的浓度与积累率之间没有关系，相反，图 4-3 中的六种离子的通量基本上都与积累率呈正相关关系，左上角的回归公式在信度 α 为 0.001 时，都通过相关系数的显著性检验。

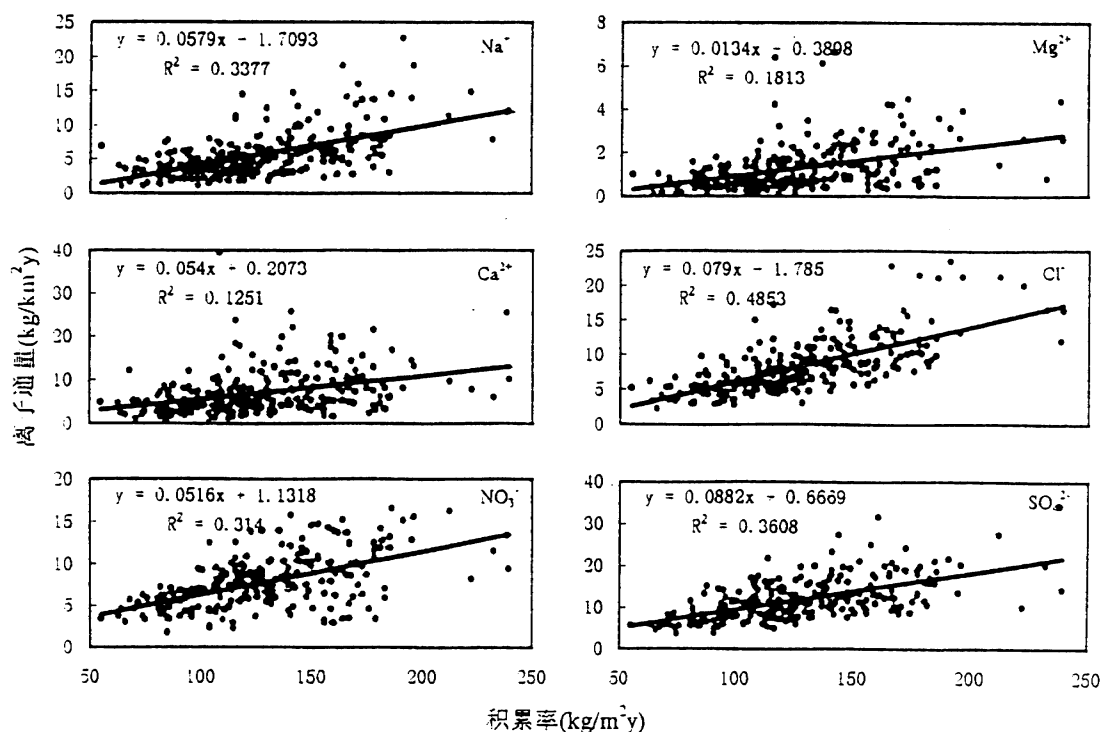


图 4-3: 50 米雪芯 Na⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, NO₃⁻ 和 SO₄²⁻ 通量与积累率的关系
图中的直线为一元线性回归曲线，左上角公式为回归公式
通量指离子浓度与积累率的乘积

二 分析和讨论

从图 4-2 揭示的现象中可以看出：两百五十年来，南极洲伊利莎白公主地区的离子浓度既不随积累率的增大而增大，也不随积累率的减小而减小。本地区 250 年来积累率的变化幅度是很大的，最小值为 55 千克 / 米² · 年，最大值 239 千克 / 米² · 年。在如此巨大的变化幅度条件下，离子浓度并不随积累率的变化而变化，说明南极洲伊利莎白公主地区各主要离子浓度不存在稀释现象，即离子浓度并不受积累率的影响。结合图 4-3，我们进一步提出，本地区大气中的离子浓度足够大，可以满足大气降水对各种离子的吸附能力，也就是说，相对于降水而言，大气中的离子是降水中离子无穷无尽的离子库，因此，本地区雪冰中的各种离子浓度可能反应了降水对大气中各种离子的吸附能力和各种离子的传输路径、沉积方式等。为此，本文将对上述各种离子的沉积方式做一探讨。一般说来，冰

雪中的离子沉积方式主要分为干沉积和湿沉积两种, 图 4-3 中回归曲线的斜率就表示了各种离子的干沉积量 (Dai et al., 1995), 从各回归公式中可以看出, 海盐离子 Cl^- , Na^+ 和 Mg^{2+} 干沉积量都为负值, 表示上述离子以湿沉积为主, 事实上从海盐离子的来源 (伴随海洋水汽沉积到南极冰雪中) 我们不难理解这一点。对 Ca^{2+} , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 而言, 其干沉积分量都为正值, 说明干沉积在这三种离子沉积量中占一定比重, 若以三种离子的平均沉积通量来计算, Ca^{2+} , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 干沉积量占沉积总量的百分比分别为: 3%, 15% 和 6%。由于取样地点位于距海岸近 300 公里处, Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 有一部分来源于海洋, 因此, 这两种离子的干沉积百分比低于 NO_3^- 。由此可以看出, 本地区各主要离子的沉积方式以湿沉积为主, 且海盐来源的离子比其它来源的离子干沉积量占沉积总量的百分比小。

三 nssSO_4^{2-} 气候效应研究

火山活动的短期气候效应已被充分证实 (Rampino and Self, 1982; Robock, 1991)。例如, Pinatubo 火山爆发以后, 曾在全球范围内的对流层和地球表面观测到温度下降了 $0.2-0.7^\circ\text{C}$ (McCormick et al., 1995; Robock and Mao, 1995), 与此同时观测到平流层的温度明显上升 (Randel et al., 1995)。本次考察获得的 50 米雪芯记录了过去 250 多年来 16 次火山爆发事件, 两个雪坑也已记录了 1991 年爆发的 Pinatubo 火山和 Cerro Hudson 火山。既然火山活动的短期气候效应已被充分证实, 冰雪中反应火山活动指标的 nssSO_4^{2-} 应与反应气温指标的 $\delta^{18}\text{O}$ 有某些联系。为此, 我们对 50 米雪芯和两个雪坑的 nssSO_4^{2-} 和 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系做了分析 (图 4-4)。

从图 4-4 中可以看出, 无论是在 10 年的时间尺度范围内, 还是在 250 年的时间尺度范围内, nssSO_4^{2-} 与 $\delta^{18}\text{O}$ 并未出现我们所预料的关系 (负相关关系)。究其原因, 我们认为: 虽然已证实火山活动的短期气候效应, 但这种气候变化的幅度很小 ($0.2-0.7^\circ\text{C}$), 在气候正常变化幅度范围内。再者, 温度是影响 $\delta^{18}\text{O}$ 值的主要因素, 但其它因素 (如降水) 对它也有影响。因此, $\delta^{18}\text{O}$ 未能反映出由于火山活动引起的降温就不足为奇了。

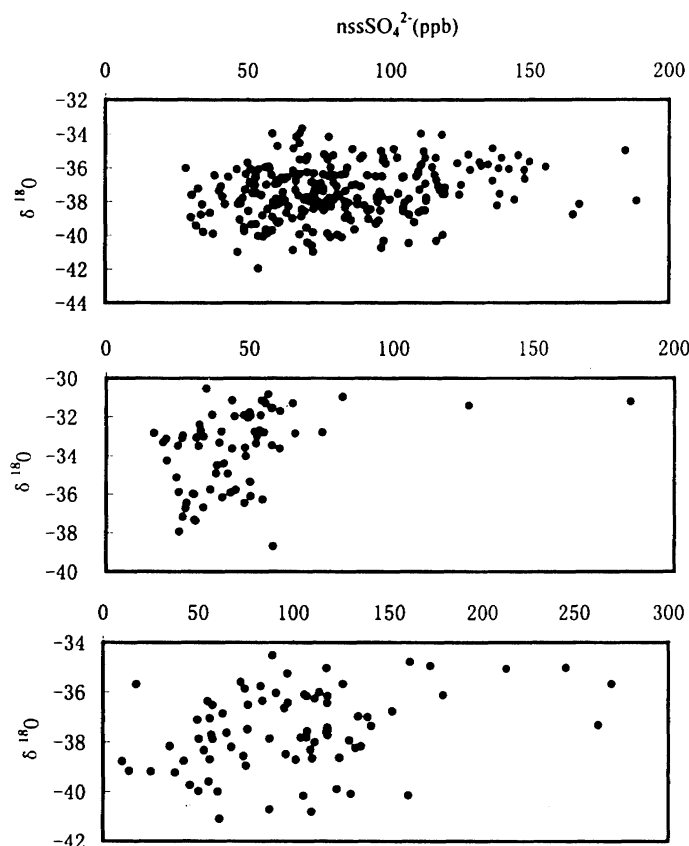


图 4-4: 50 米雪芯和两个雪坑的 nssSO_4^{2-} 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系图
上图: 50 米雪芯 中图: LT921 雪坑 下图: LGB65 雪坑

四 结语

通过对南极洲伊利莎白公主地区 50 米雪芯主要阴、阳离子的浓度、通量与积累率关系的研究, 揭示了以下规律:

- 1) 南极洲伊利莎白公主地区主要离子的浓度不存在稀释现象, 即离子浓度并不受积累率的影响。
- 2) 本地区各主要离子干、湿沉积所占比重的计算结果表明, 南极洲伊利莎白公主地区离子沉积方式以湿沉积为主, 且海盐离子 (Cl^- , Na^+ 和 Mg^{2+}) 湿沉积比重大于 Ca^{2+} , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 。

另外, nssSO_4^{2-} 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系的研究结果表明火山爆发的中、短期气候效应在本地区反应不明显

参 考 文 献

- 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究. 极地研究, 1999a, 11 (1): 19-24
- 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区主要离子沉积方式及 nssSO_4^{2-} 气候效应研究. 极地研究, 1999b, 11 (3): 161-168
- 秦大河. 南极冰盖表层内的物理过程和现代气候及环境记录. 北京: 科学出版社, 1995
- 秦大河, 任贾文. 6000km 横贯南极洲雪层剖面与表面特征的初步研究. 中国科学 (B 辑), 1991, 21(9): 963-969
- 秦大河, 任贾文, 王文梯 等. 横贯南极洲表层 25cm 雪层内 δD 的分布规律. 中国科学 (B 辑), 1992, 22 (7): 768-776
- Angelis M de, Barkov N I and Petrov V N. Aerosol concentrations over last climate cycle (160kyr) from an Antarctic ice core. Nature, 1987, 325: 318-321
- Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S et al. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . Nature, 1987, 329: 408-414
- Chappellaz J, Barnola J M, Raynaud D et al. Ice-core record of atmospheric methane over the past 160, 000 years. Nature, 1990, 345: 127-131
- Dai J, Mosley-Thompson E and Thompson L G. Annually resolved southern hemisphere volcanic history from two Antarctic ice cores. J. Geophys. Res., 1997, 102: 16761-16771
- Dai J, Thompson L G, Mosley-Thompson E. A 485 year record of atmospheric chloride, nitrate and sulfate: Results of chemical analysis of ice cores from Dyer Plateau, Antarctic Peninsula. Ann. Glaciol., 1995, 21: 182-188
- Delmas R J. Environmental information from ice cores. Rev. Geophys., 1992, 30 B: 1-21
- Jouzel J, Lorius C, Petit J R et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160, 000 years). Nature, 1987, 329: 403-407
- Legrand M R and Delmas R J. Relative contributions of tropospheric and stratospheric sources to nitrate in Antarctic snow [J]. Tellus, 1986, 38B: 236-249.
- Legrand M R and Delmas R J. A 220-year continuous record of volcanic H_2SO_4 in the Antarctic ice sheet. Nature, 1987, 327: 672-676
- Legrand M R, Lorius C, Barkov N I. Vostok (Antarctica) ice core: atmospheric chemistry change over the last climatic cycle (160, 000 years). Atmospheric Environment, 1988, 22 (2): 317-331
- Lorius C, Jouzel J, Ritz C et al. A 150, 000-year climatic record from Antarctic ice. Nature, 1985, 316: 591-595
- McCormick M P, Thomason L W, Trepte C R. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption. Nature, 1995, 373: 399-403
- Mulvaney R and Wolf E W. Spatial variability of the major chemistry of the Antarctic ice sheet. Annals of Glaciology, 1994, 20: 440-447
- Petit J R, Basile I, Leruyet A et al. Four climate cycle in Vostok ice Core. Nature, 1997, 387: 359-360
- Rampino M R and Self S. Historical eruptions of Tambora(1815), Krakatau(1883), and Agung(1963), their stratospheric aerosols and climatic impact. Quat. Res., 1982, 18: 127-143

- Randel W J, Wu F, Russell III J M et al. Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo. *J. Geophys. Res.*, 1995, 100: 16753-16764
- Robock A. The volcanic contribution to climate change of the past 100 years. In *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*. Edited by Schlesinger M E, 1991, pp. 429-444, Elsevier, New York
- Robock A and Mao J. The volcanic signal in surface temperature observations. *J. Clim.*, 1995, 8: 1086-1103
- Van Loon H. The half yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *J. Atmos. Sci.*, 1966, 24: 472-486

第五章 结 语

通过以上对 1996/1997 年中国首次南极内陆冰盖考察地区——南极洲伊丽莎白公主地区近 300 公里断面上七十余个雪坑和 50m 雪芯 $\delta^{18}\text{O}$ 和各种离子以及积累率资料的分析, 可以得出以下结论:

1、南极洲伊丽莎白公主地区从中山站至 Dome A 方向近 300 公里范围内气温和降水都呈现从沿海向内陆递减的趋势, 气温从沿海向内陆持续递减, 降水在递减的总趋势下表现出地段性。本地区的气温变化主要受控于地形的变化, 降水主要以由动力抬升形成的地形雨为主。

2、南极洲伊丽莎白公主地区, 海盐离子比陆盐离子更易表现出年层效应。尽管在浅表层雪坑内, $\delta^{18}\text{O}$ 和 Cl^- , NO_3^- , Na^+ 一样表现出良好的年层效应, 但随着深度的增加, $\delta^{18}\text{O}$ 在本地区的年层效应在 3m 左右 (约 10 年) 消失, 而 Cl^- , NO_3^- 和 Na^+ 在我们研究的 50m 雪芯范围内 (约 250 年) 都表现出清晰的季节变化层。

3、通过对南极洲伊丽莎白公主地区两个雪坑 nssSO_4^{2-} 浓度值的分析, 我们在雪层中检测到发生于 1991 年 6 月的 Pinatubo 火山爆发和 1991 年 8 月的 Cerro Hudson 火山爆发的痕迹。同时 50 米雪芯 nssSO_4^{2-} 浓度值的分析结果表明此雪芯记录了过去 250 年来的 16 次火山活动, 尽管个别年份的火山活动会因种种原因损失部分环境信息, 然而对大多数火山活动而言, 由于火山活动使雪芯中的高 nssSO_4^{2-} 浓度值持续 2-3 年。同时, 结合前人的工作, 我们进一步提出, 对于中小尺度的火山活动, 可能在积累率低的地区更易检测到, 而要通过火山活动信号在冰芯中出现的时间与火山活动的时间差判断火山与冰芯钻取地点的距离, 还必须进一步提高冰芯的定年精度。

4、通过对南极洲伊丽莎白公主地区 50 米雪芯的精细定年, 恢复了本地区 250

年来的积累率,并根据 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化特征分析了本地区 250 年来的气温变化特征。结果表明,二百五十年来,伊丽莎白公主地区的积累率和气温都呈现增加趋势,同时又表现出很强的阶段性,大致可以 1860 年为界分为两段,1860 年以前气温和积累率都呈现明显增加趋势,而 1860 年以后气温明显降低,积累率变化不明显。无论是 1745-1860 年,还是 1860-1996 年,积累率的变化幅度都比较小,而对气温来说,降温过程的变化幅度明显大于升温过程中的变化幅度。同时,在这一大阶段下, $\delta^{18}\text{O}$ 和积累率可以约每 50 年为周期划分出若干小阶段,每一小阶段又有不同的水热组合状况,总体说来,基本上都表现出气温升高降水增加,气温降低降水减少的特点。从 250 年的时间尺度考察近半个世纪以来气温和降水的结果表明虽然目前两者都呈现上升的趋势,但都不是历史上的最高值,即由于人类活动引起的气候效应在本地区反映不明显。与别人的研究结果对比表明,本地区无论在几十年尺度上,还是在百年尺度上,气候变化趋势都比较复杂,

5、南极冰盖中海盐离子(主要指 Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , ssSO_4^{2-})通过近距离低空传输到南极冰盖,而 nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 很可能是通过远距离高空传输到极地冰雪中,具体过程为: nssSO_4^{2-} 和 NO_3^- 在对流层顶部平流层底部呈带状输送到极地上空,然后辐射下沉,再辐散到其它地区。

6、南极洲伊丽莎白公主地区主要离子的浓度不存在稀释现象,即离子浓度并不受积累率的影响。本地区各主要离子干、湿沉积所占比重的计算结果表明,南极洲伊丽莎白公主地区离子沉积方式以湿沉积为主,且海盐离子(Cl^- , Na^+ 和 Mg^{2+})湿沉积比重大于 Ca^{2+} , NO_3^- 和 SO_4^{2-} 。另外, nssSO_4^{2-} 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系的研究结果表明火山爆发的中、短期气候效应在本地区反应不明显。

发表的学术论文

1. 已有以下论文获得发表或被接受:

- (1) 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊利莎白公主地区两雪坑内环境气候时间序列记录初步研究. 极地研究, 11 (1): 19-24, 1999
- (2) Zhang Mingjun (张明军), Li Zhongqin (李忠勤), Qin Dahe (秦大河), et al. The primary research on the environmental climatic records of the two snow pits recovered from Princess Elizabeth Land, Antarctica. Chinese Journal of Polar Science, 10 (1): 61-66, 1999
- (3) 李忠勤, 张明军, 秦大河等. 南极洲伊利莎白公主地区冰雪中 $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ 和 Ca^{2+} 年层效应初探. 科学通报, 44 (19): 2114-2118, 1999
- (4) Li Zhongqin, Zhang Mingjun, Qin Dahe et al. Primary research on the seasonal variations of $\delta^{18}\text{O}$, Cl^- , NO_3^- , Na^+ and Ca^{2+} in the snow and firn recovered from Princess Elizabeth Land, Antarctica. Chinese Science Bulletin, 44 (24): 2270-2274, 1999
- (5) Li Zhongqin, Ye Baisheng, Zhang Mingjun. Ten years of progress in the Tianshan Glaciological Station. Journal of Glaciology and Geocryology, 21(4): 326-335, 1999
- (6) 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊利莎白公主地区主要离子沉积方式及 nssSO_4^{2-} 气候效应研究. 极地研究, 11 (3): 161-168, 1999
- (7) 张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊利莎白公主地区气候特征分析. 地理研究, 19 (1): 60-64, 2000
- (8) 张明军, 李忠勤, 慕富强等. 试论城市地域形态对城市公交方式的影响. 经济地理, 18(5): 128-130, 1998
- (9) 张明军. 对甘肃省城市化道路问题的思考. 西北人口, 98 年第 3 期: 46-48, 1998
- (10) Zhang Mingjun, Li Zhongqin, Qin Dahe et al. The study on the depositional style of major ions and the climatic effect of nssSO_4^{2-} in Princess Elizabeth Land, Antarctica. Chinese Journal of Polar Science, In press

(11)张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区 250 年来火山活动记录研究 自然科学进展, 已寄修改稿

2. 已经投出的文章:

张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极冰盖几种主要离子传输路径初探. 地理研究

张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区 50 米雪芯密度试. 极地研究

3. 拟投的文章(初稿都已完成):

张明军, 李忠勤, 秦大河等. 南极冰盖冰川化学和冰芯记录的气候环境及物质平衡研究进展. 地球科学进展

张明军, 李忠勤, 秦大河等. 东南极洲 Lambert 冰川流域半个多世纪以气候变化特征. 冰川冻土

李忠勤, 张明军, 秦大河等. 南极洲伊丽莎白公主地区二百五十年来积累率和气温变化研究. 科学通报