

摘要

全球变化研究关系到人类未来的生存与发展,东亚地区是全球变化研究的重要区域,也是全球最典型的季风区。神农架位于长江中下游、秦岭——淮河线南侧、湿润区与半湿润区过渡地带,处于东亚冬夏季风环流强烈碰撞的区域。大九湖盆地位于神农架西端,是一个高山盆地,保存较厚的自然状态下的泥炭。植被基本上处于自然状态,受人类影响较小,是研究鄂西地区环境演变的理想工作区。因此笔者选择神农架大九湖盆地,作为第四纪西南季风与气候变迁研究的理想地点,进行了孢粉研究,以期通过孢粉分析恢复研究区第四纪的古植被与古气候,并系统地研究西南季风的形成与演化,为全面认识亚洲季风环境的气候环境效应提供新的证据。

本文通过使用定性与定量相结合的方法对大九湖盆地长522cm岩芯中的孢粉进行了研究,虽然大九湖盆地的化石孢粉包含了周围山地垂直带谱的混合信息,但钻孔孢粉组合仍能较清楚地揭示大九湖盆地周围山地垂直带谱的变化,进而能推测研究区古气候的演变历史。

末次冰期神农架大九湖盆地及其周边地区的植被演替与气候变迁经历了以下三个阶段:末次冰期冰阶期间大九湖地区应为温带落叶阔叶林景观,气候偏冷,气温比现今至少低2-3℃;末次冰期间冰阶期间大九湖地区由湖相向沼泽化发展,盆地中草本植物增多,云冷杉林向高海拔退却,气候较为凉湿,气温比现今低1-2℃;末次冰期冰阶期间大九湖地区为温带针阔混交林景观,气候偏冷,气温比现今至少低4℃。

本文在探讨末次冰期大九湖盆地的气候变化原因时,主要是通过与代表全球气候变化的深海记录和其它陆相气候记录进行对比来推测。大九湖 B 孔剖面记录的环境信息总体响应了北半球太阳辐射的变化和东亚季风的变迁。由于所处的地理位置,决定了大九湖泥炭剖面反映的气候和环境变化既受东亚季风控制,又受包括太平洋季风和印度洋在内的东亚季风制约。

关键词: 大九湖 孢粉 末次冰期 植被 气候变化

Abstract

The environment today is evolved from Quaternary environment, and the future environment develops under the influence of natural and human factors. Researching the law of past climate evolution, investigating the coupling relationship between past human activities and environmental changes, is the international research hotspot today. Shennongjia Area, located in the middle and lower reaches of the Yangtze River, the south of the Qinling-Huaihe, humid and semi-humid transition zone, is strongly collision region of East Asian winter and summer monsoon circulation. Regional annual precipitation is basically controlled by the summer monsoon circulation. Dajiuhe Basin, located in the western of Shennongjia Area, surrounded by hills, is a mountain basin, accumulated sequential swamps. The natural state of the thick peat is the ideal working area of researching the evolution of the climate environment. Thus we choose the Dajiuhe basin as the ideal location of researching southwest monsoon and climate change in the Quaternary. We did pollen studies, with the hope of restoring Quaternary vegetation and ancient climate of the study area, and investigate the southwest monsoon's formation and evolution in order to provide new evidence for comprehensively understanding the Asian monsoon climate effects of the environment.

Based on pollen records of the long 522cm core in the Dajiuhe Basin by the combination one of qualitative and quantitative means, we found that fossil pollen in the Dajiuhe Basin is comprised of mixed messages of vertical vegetational zone spectrum in high mountains around the studied area, but the pollen assemblage of B core can still distinctly disclose changes of vertical vegetation zone spectrum in mountains around Dajiuhe Basin. So palaeoclimatic evolutive history in the studied area can be speculated by the pollen assemblage.

Since the last glaciation, the vegetation evolvement and climate change in Dajiuhe area go through the following three stages: Stage of the last glaciation riser, during the stage, there were temperate deciduous broad-leaved forest, the climate then was partial wet and cold, and temperature was about 2-3℃ lower than current; Stage of the last glaciation interriser, during the stage, the Dajiuhe area began to develop swamp in the basin with the herb Plant increasing, but the surrounding mountain

forest is still developed. *Abies/Picea* forest retreated to the high altitude, the climate was cool and wet then, and the temperature was 1-2 °C lower than current. During the last maximum glacial, the vegetation is temperate mixed broadleaf-conifer forest landscape, the climate was cold and wet, and temperature was 4 °C lower than current.

We speculate the causation of climate change since the last glacial in Dajiuhu basin, by comparing with the record of in the deep ocean and other continental records of global climate change. Climate information records of B section in Dajiuhu basin is respond to the solar radiation changes in the northern hemisphere and the changes of the East Asian Monsoon. Because of the location, the climate and environmental change reflected by Dajiuhu peat section are controlled not only by the East Asian monsoon, but also the East Asian monsoon including the Pacific and the Indian Ocean monsoon.

Key words: Dajiuhu Basin Pollen analysis Last Glaciation vegetation Climate

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 郝瑞辉
日 期： 2008.5.28.

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京师范大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 郝瑞辉
日 期： 2008.5.28.

第一章 绪论

1.1 选题依据与意义

现代环境是由第四纪环境演变而来,未来环境将是现代环境在自然因素与人为因素影响下的发展。研究过去气候演变的规律,探讨过去人类活动与环境演变的耦合关系已成目前国际研究的热点。

全球变化科学(Global Change Science)是20世纪80年代开始发展起来的一个新兴科学领域。它的科学目标是描述和理解人类赖以生存的地球环境系统的运转机制、它的变化规律以及人类活动对地球环境的影响,从而提高对未来环境变化及其对人类社会影响影响的预测和评估能力。

中国科学家提出东亚季风系统和季风区域的概念,并利用黄土—古土壤序列、第三纪风尘堆积、湖泊、海洋、岩溶记录、冰芯及历史记录等,建立了季风区域环境演化序列,在国际全球变化研究领域具有重要学术地位。

东亚季风是亚洲季风循环系统的子系统。季风受北部高纬地区环境事件、赤道地区海洋以及南半球的影响并受其反馈。在北半球冬季,高纬地区(西伯利亚高压)的冷空气沿着青藏高原东缘南下,形成强大的冷干的冬季风。这种冬季风可以扩展到华南的热带地区,穿过赤道影响到南半球的夏季风。夏季降水是由夏半年向北移动的暖湿空气和北方的冷空气相互作用,沿着季风边缘形成的。东亚季风区是全球最典型的季风区。东亚季风通过蒙古高压和冷空气活动、穿越赤道的气流以及西风带,分别与极地高纬地区、低纬地区和南半球以及西太平洋地区的气候建立联系,因此东亚季风是联系陆地(包括海洋)、海洋、大气的纽带,是建立海—陆—气—冰相互作用的重要载体(An, 2000)。在东亚季风区寻求高分辨率的地质记录,无疑对揭示南北半球气候演化的耦合机制起着重要的作用。Wang 等(2001)通过对该研究汤山葫芦洞的研究,获得了末次冰期高分辨率的气候记录。Yuan 等(2004)通过对贵州董哥洞石笋和葫芦洞石笋对比拼接建立了过去160ka以来亚洲夏季风降水变化特征。

神农架位于长江中下游、秦岭——淮河线南侧、湿润区与半湿润区过渡地带,为东亚冬季季风环流强烈碰撞的区域。区域全年降水基本受夏季风环流控制,是研究东亚季风区的一个理想工作区。近期,该地区洞穴沉积物石笋的研究已取得突破性的进展(姜修洋等, 2005; 陈仕涛等, 2006; 童凯等, 2007; 赵侃等, 2008)。大九湖盆地位于神农架西端,群山环抱,是一个高山盆地,盆地内目前堆积有成层的中位和高位沼泽,保存较厚的自然状态下的泥炭,这在中国东部地区是不多见的。大九湖盆地远离城市,位于神农架自然保护区内,植被基本上处于自然状态,受人类影响较小,是研究鄂西地区气候学环境演变的理想工作区。为了探讨东亚季风区晚更新世以来高分辨率的环境演变,尤其是寻找冰期、间冰期大的气候稳定带

中的突变事件。我们于 2005 年 4 月份在大九湖施钻, 取得了非常好的岩芯。为研究末次冰期的环境与植被变化提供了良好的信息载体。

1.2 国内外研究现状

1.2.1 国外研究进展

晚更新世包括一个完整的冰期/间冰期旋回, 为研究地球表面几个圈层的相互变化规律以及预测未来气候变化的提供了条件和依据, 因此对于全球气候变化研究而言, 晚更新世气候变化研究是古气候研究的一个关键时段, 国外第四纪学者对晚更新以来全球及区域性环境演变研究投入了大量的工作, 取得了很多重要成果。首先, 来自 GRIP 冰芯中的气候记录证明在末次间冰期内存在较强的气候不稳定事件(Taylor K C, 1993; Dansgaard W, 1993), 也就是末次间冰期曾被一些短期的冷事件打断。随后, 人们开始在全球更大的范围内寻找证据, Cortège(1994)等认为在 MIS 5e 中期, 即 125~122ka BP 期间北大西洋亚极地区域的海水表层水温降低了 2℃。此外, 欧洲湖泊的孢粉记录也显示末次间冰期时的气候出现较大的不稳定事件(Thouveny N, 1996; Field M, 1994)。格陵兰的 GISP2 和 GRIP 冰芯还揭示了末次冰期发生的气候突变事件和短期的冷暖交替过程, 在这些波动中最为强烈的是 Dansgaard-Oeschger (Dansgaard W, 1993) 暖事件和 Heinrich (Bond G, Broecker W, 1993) 冷事件。在北半球中低纬度区域, 北大西洋 (Chapman M R, 1998)、地中海 (Cacho I, 1999) 和西北太平洋 (Tada R, 1999) 的海洋记录与欧洲 (Thouveny N, 1994) 和北美 (Benson L W, 1998) 的孢粉记录及中国的黄土记录 (Porter S C, An Z S, 1995) 都显示有 Heinrich 和 Dansgaard-Oeschger 事件的响应, 欧洲中部地区的德国西南部 Furamoos 的高分辨率的孢粉记录反映出了末次间冰期中的 DOIS1、DOIS11 一直到 DOIS24 共 15 个 Dansgaard-Oeschger 暖事件(Ulrich C. Muller, 2003)。在末次冰期向全新世的转暖过程中, 出现了一个快速的冷事件, 这就是最初发现于北大西洋及其相邻区域 Younger Dryas 事件, 后来全球很多地方都发现此次事件的记录。

末次冰期气候变化的一个显著特征是一系列百年-千年尺度的快速气候变化事件。即 Heinrich(H)事件以及Dansgaard-Oeschger(D-O)循环(刘嘉麒等, 2001)。H事件和D-O循环首先在北大西洋沉积物以及格陵兰冰芯中被发现 (Dansgaard W. et al., 1993; Heinrich H., 1988; Bond G. et al., 1993), 这些显著的气候冷暖波动事件随后在亚洲(覃嘉铭等, 2001; 汪永进等, 2000; Wang Y. J. et al., 2001; Yuan D X. et al., 2004)、欧洲 (Spotl C. et al., 2002; Genty D. et al., 2003)、南美洲 (Cruz F W. et al., 2005) 以及印度洋 (Schubert C J. et al., 1998; Burns S J. et al., 2004) 等地被相继发现。各记录的气候事件在时间上有一定的差异, 探明同一气候事件在全球各地记录中的先后次序非常重要, 因为这可能说明了全球各地气候

变化的相互联系。

概括和总结国外在这方面工作的特点如下：(1) 十分注重年代测定和提高演变序列的时间分辨率。(2) 加强了新技术和新方法的应用；(3) 重视跨学科的综合性研究；(4) 随着资料的积累，已经开始由单点研究发展到区域的或全球的空间复原；(5) 模式模拟研究及对过去环境演变机制的探讨受到重视。

1.2.2 国内研究进展

末次冰期包括深海氧同位素 4、3、2 阶段，其中 2 阶段为末次冰期的冰盛期，记录了末次冰期的最冷时段，3 阶段是末次冰期弱暖期，4 阶段为末次冰期早冰阶。冰芯记录中全球进入末次冰期的时间几乎与 SPECMAP 时间表相同，大约在 74ka BP,这一过程以突然降温的气候事件为标志，历时 3ka 左右，气温降低了 5~12℃（王有清，姚檀栋，2002）。末次冰期内发生了一系列全球或区域性的气候突变事件和短期的冷暖交替过程，在这些波动中最为强烈的是 Dansgaard-Oeschger 暖事件和 Heinrich 冷事件以及末次冰消期的 Younger Dryas 事件。

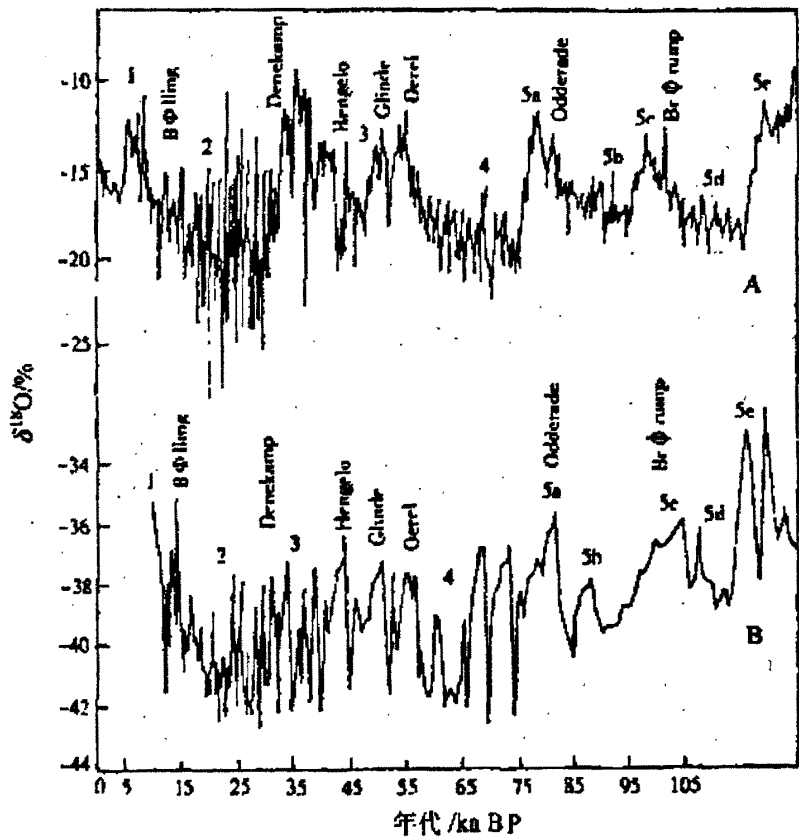


图 1.1 古里雅冰心 $\delta^{18}O$ (A) 与格陵兰 GRIP 冰心 $\delta^{18}O$ (B) 的比较 (据姚檀栋，1999)

从图 1.1 可以看出, 125-75ka B P 为末次间冰期, 但是在这个间冰期内气候变化也是很激烈的, 3 个暖峰 5a、5c 及 5e $\delta^{18}\text{O}$ 值分别高出现代值 1.7‰、0.5‰及 3.2‰, 换算为气温即比现代高 3.0℃、0.9℃及 5℃, 而 5b 及 5d 两个冷阶段分别比 5c 及 5e 降温 3℃及 4℃, 从 5a 到 4 阶段的变化是突然的, $\delta^{18}\text{O}$ 下降 7.5‰, 约相当温度下降 12℃。4 阶段(75-58ka R P) 与 2 阶段(32-16ka B P)均为冷阶段, 长度也接近, 但 2 阶段温度更低一些, 末次冰盛期(LGM) 就出现在这个阶段。国际上目前一般取日历年 22ka B P 为 LGM, 但古里雅可能在 23-30ka B P 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 比现代低 6‰, 折合气温约低 9-10℃; 第 3 阶段为间冰阶(58-32ka R B P)。在深海同位素及南极冰心记录中均为末次冰期中的一个弱暖期, 温度虽高于 2、4 两个阶段, 但低于全新世暖期及末次间冰期。而古里雅冰心中 3 阶段的温暖已经达到了间冰期程度。16ka B P 以后温度逐步回升, 气温上升 6℃。4ka 之内气温上升 6℃, 达到 $1.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{ka}^{-1}$; 但是随后出现了新仙女木事件, 气温下降的幅度更大(姚檀栋, 1999)。

在神农架地区, 通过对几个洞穴石笋的研究, 基本上建立了晚更新世以来的 $\delta^{18}\text{O}$ 气候变化曲线(姜修洋等, 2005, 2006; 陈仕涛等, 2006; 董进国等, 2006; 邱庆伦等, 2006; 童凯等, 2007; 赵侃等, 2008), 为中国东部亚热带季风区晚更新世以来的古环境变迁、气候事件及气候变化的成因, 做了比较完整与精确的论述, 为完善中国季风区晚更新世以来的气候变化史, 做出了重要的贡献。但一个地区的气候与环境变化应开展多项综合性指标的研究, 然后进行相互验证和对比。石笋的研究是较为精细化的描述, 但孢粉分析是常用的有效的气候代用指标, 大九湖盆地湖沼相地层的沉积物中富含孢粉, 通过孢粉序列与植被重建, 与石笋研究结论对比, 得到末次冰期的气候变化更加可信。

国内的第四纪研究者早就注意到大九湖的研究价值, 自上世纪 80-90 年代, 孢粉工作者对大九湖地区的泥炭开展了一系列的孢粉研究, 工作内容包括:

(1) 大九湖现代花粉雨研究: 李文漪、刘会平等(1992)曾对大九湖地区现有的植被类型中, 建群种和有生态意义的乔木种类花粉与植物花粉沉积规律进行了研究。为大九湖地区未来的孢粉分析研究, 奠定了良好的基础。

(2) 在大九湖及其附近, 晚更新世末期以来的古植被和古环境研究, 中国学者已进行了一些初步探索: 周明明、李文漪等(1992)曾在大九湖泥炭层取过深为 360cm、380cm、300cm 的三个钻孔, 利用主因子分析对样品花粉进行分带和解释, 主要反演了全新世(约 10kyr B.P.) 以来的古植被和古环境。刘会平(2001)、张华(2002)等随后再次对大九湖展开孢粉研究, 列出了 12.5 ka B.P. 以来大九湖地区的气温和降水的变化曲线。何报寅等(2003)研究了神农架大九湖沼泽泥炭柱状样, 分辨率为 25 a 的约 2 600 a 来的气候变化记录。朱诚等(2006)研究了神农架大九湖 15.8ka B. P. 以来的孢粉记录和环境演变。

(3) Yan Zhao 等(2007)分析了大九湖地区 120cm 深的泥炭剖面, 通过研究植物化石的变化, 反映了大约 3600 年以来的环境变化。

另外有其他学者也对大九湖地区开展了零星的研究, 大九湖盆地沉积物的研究已引起国

内很多研究者的关注,从目前研究来看,主要存在以下不足:大九湖地区的研究,除了石笋外,孢粉及其他指标分析仅局限于全新世和冰消期;更老时段的内容极少涉及,早于15.8kaB.P.的孢粉分析工作几乎没有开展。这对于大九湖地区研究价值以及探讨晚更新世以来的环境演变,缺乏可靠的证据;随着 ^{14}C 测年技术的改进,上世纪的研究工作,年代可能存在一些问题。

1.3 选题构想

1.3.1 研究目标和研究内容

1 研究目标

(1) 在系列、可信的年代学数据支持下,高分辨率取样,做出大九湖及神农架地区植被演变序列,推测气候演变史,利用现今植被的生态指标,将今论古,推断出研究时段的温度、降水量等重要的气候指标;根据植被类型的变化寻找气候事件;并与其他气候指标进行区域性对比,尽可能得出在神农架地区的植被和气候变化规律。

(2) 可围绕不同的研究重点,展开不同时段的研究,重点探讨稳定气候带中的重要气候事件、及推测各气候事件发生时温度降水量的变化幅度及持续时间。

(3) 与这一地区其他的研究方法得出的气候代用指标进行对比,得出可信的植被与气候演变记录,对引起气候变化的成因展开讨论,论证神农架地区是东亚季风气候研究的一个重要样点。

2 研究内容

根据前人的研究和钻孔岩性初步判断,选择大九湖 B 孔 2.54~7.76m, 1-2cm 间距取样(沉积速率为 50-90yr/cm), 高分辨率地展开孢粉分析, 因该孔沉积物主要是湖相和沼泽相连续堆积, 富含孢粉, 可以得到连续的孢粉序列和气候演变曲线。

通过 AMS ^{14}C 测年建立神农架大九湖地区可信的年代序列, 来恢复大九湖地区末次冰期的古植被, 与全球和区域气候环境的综合对比分析, 揭示神农架大九湖地区所反映的古环境, 及其对全球变化和东亚季风转型的响应。

1.3.2 研究方法及实验方案

1 研究方法与手段

(1) 常规孢粉分析方法: 包括实验室前期处理、镜下孢粉鉴定、统计和孢粉图式的绘制, 来恢复大九湖地区末次冰期的古环境与古植被;

(2) 对孢粉数据进行 DCA (降维对应分析), BIOME (生物群区化定量分析) 分析, 尝试用数据分析的方法对常规孢粉分析法进行补充与完善;

(3) 提取孢粉浓缩物, 用于 AMS¹⁴C 测年, 建立大九湖 B 孔沉积物的年代框架。

2 实验方案及技术路线

(1) 采样: 野外实地考察后, 选择合适的采样点, 获取连续的岩芯柱; 取回岩芯柱后, 室内采集样品, 所研究的岩芯共长 512cm(254-776cm), 分析样品 246 块, 采集间距 1-2cm, 关键层位采样密集 (1cm), 通过实验室样品处理 (氢氟酸分析法), 而后用 8 μ m 的筛子过滤, 富集孢粉于试管中, 镜下鉴定孢粉属种。

(2) 测年: 根据深度、岩性判断, 选择 10 个 AMS¹⁴C 测年样品, 经过精确的 ¹⁴C 孢粉浓缩物提取后, 送往美国加利福尼亚大学地球系统科学实验室测出数据, 再用 CALIB4.3 软件得出的校正年龄。

(3) 数据分析: 数据经过计算机处理后, 做出大九湖孢粉样品的百分比、浓度图示; 然后采用生物群区化方法 (BIOME 方法), 建立晚更新世以来的植被演替序列, 并综合百分比与浓度图示所表现出的植被变化, 恢复大九湖地区晚更新世以来的植被演替和环境变化。

(4) 综合对比分析: 根据以前学者对末次冰期的高分辨率研究成果和国内外的多种环境指标记录对比研究, 综合提取神农架大九湖地区末次冰期的地层记录对全球变化和东亚季风变化的响应。

第二章 研究区域概况及研究历史

2.1 区域地理概况

2.1.1 地理位置

神农架林区位于中国东部的鄂西山地，地处我国地势第二阶梯向第三阶梯的过渡地区，位于青藏高原的东面，邻近于我国黄土高原的南缘。地理位置在 $31^{\circ}15'\sim 31^{\circ}57'N$ ， $109^{\circ}56'\sim 110^{\circ}58'E$ 之间。冬季从西伯利亚高压吹来的冷空气影响，夏季接受来自于副热带高压气压带的暖湿气流。

大九湖盆地（图 2.1）位于神农架林区西北部，是湖北、重庆、陕西三省市交界的中心要道，东南与下谷土家族自治乡毗邻；西南与重庆巫山，巫溪县相连；北与竹山县红坪乡接壤，其地理坐标为 $31^{\circ}34'\sim 31^{\circ}33'N$ 、 $109^{\circ}56'\sim 110^{\circ}11'E$ 。行政区划上属于湖北省神农架林区大九湖乡。九湖乡总面积约为 51km^2 ，大九湖盆地底部（湿地）平坦，据近期实地调查，湿地内已有 50% 左右的面积被人为开发做农田用，但近期当地政府提出“退耕还湿”，部分被占用的湿地正在自然恢复。其余部分基本上处于自然状态，未受到人类的干扰。

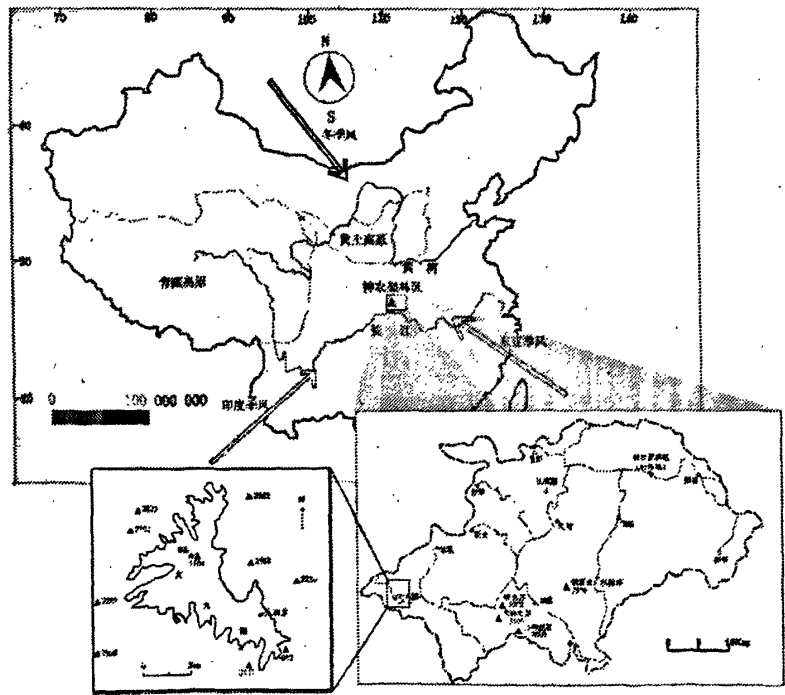


图 2.1 大九湖及钻孔地理位置图

2.1.2 地质地貌

神农架林区地质构造属扬子准地台上扬子台坪区,地跨大巴山——大洪山台缘褶皱带与鄂中褶皱区两个三级构造单元。位于我国新华夏体系第三隆起的中段,是以前震旦纪浅变质岩系为主的结晶岩所组成的亚高山,以山高、坡陡、谷深为特征。

地貌特征上,神农架林区属大巴山中山与低山,由大巴山脉东延的余脉组成中高山地貌,山脉走向与区域地质构造方向线一致,呈近东西方向延伸,区内总的地势西南高东北部低,由南向北逐渐降低。区内山峰多在海拔 1500m 以上,最高峰神农顶,海拔 3105.4m。区内海拔最低点 420m,相对高差为 2685.4m。神农架林区山地,在新构造运动时期,处于湖北省上升中心,因而遭受侵蚀、剥蚀的影响较强,山体顶部地形平缓,比较开阔,形成高山台地,随着海拔高度的降低,形成“V”型深切河谷,山体坡度一般在 30°~50°,系典型的峡谷地貌,坡麓与阶地发育。(朱兆泉等,1999)

大九湖位于我国地势第二级阶梯的东部边缘,由大巴山东延的余脉组成亚高山盆地地貌,盆地底部海拔 1700~1770m,周围群山环绕,盆地外围为海拔 2200~2400m 的陡峭中山,山顶高出盆地底部约 500~800m。最高峰霸王寨海拔 2625.4m,最低点漆树垭海拔约 1500m。盆地面积约 16km²,其中沼泽占盆地面积的 47.4%,为 7.8 km²,呈东北-西南方向延长的狭长型,盆地最大宽度可达 8km 以上,最窄处仅 2km 左右,盆地内目前堆积有成层的低位和高位沼泽,保存有自然状态下的泥炭层。

盆地周边山体岩性为白云岩、白云质灰岩等碳酸盐岩组成,加上神农架地区雨水充沛,植被发育良好,山峦起伏多变,中间地势平坦,成为沼泽植被和自然泥炭沼泽湿地。

2.1.3 气候特征

神农架位居长江中游,属于东亚季风区的亚热带地区,地形颇为复杂,北有秦岭山脉屏障,南有巴山山脉相隔,西高东低的阶梯状地势,既有利于东南季风的深入,又可削弱北来的冷空气侵入。

神农架自然保护区山体高大,相对高差大,气温垂直分带明显,由于地理位置跨度大,气温的变化也反映在水平分布上。随着海拔的变化气温、降水也发生变化,海拔越高、气温越低,降水越多。不同海拔高度的年均温、一月均温、七月均温、年降水量的变化都有很大的差别(表 2.1)。

神农架无霜期因海拔不同相差很大,随着海拔的升高,无霜期迅速变短。低山平坝、河谷海拔 800m 以下地区,无霜期一般为 230~240 天;海拔 800~1200m 地区为 200~230 天;海拔 1200m 以上的地方不足 200 天,如大九湖只有 154 天。

表 2.1 不同海拔高度的气温和降水多年观测值

(据《神农架志》和《神农架自然保护区科学考察集》整理)

观测站	海拔 (m)	年均温 (℃)	七月均温 (℃)	一月均温 (℃)	年降水量 (mm)
阳日湾	460	14.5	26	1.6	1300
松柏镇	930	12.1	23	0.7	1400
大九湖	1700	7.4	17.2	-4.3	1560
长岩屋	2300	4.8	---	-5	---

神农架的降水非常丰富, 平均年降水量大致在 800-2 500mm, 多年平均降水量为 1584.5mm。降水的地域分布和季节分配大致趋势是由南向北减少, 又山下向山上增多。神农架保护区以大神农架为中心, 岭背向四方作星状放射。南临长江西陵峡、西毗秦岭, 北依汉水, 是长江及其最大支流汉水在上游的分水岭, 孕育了南河、香溪河、沿渡河三大水系。

大九湖地区日照时间短, 气温较低, 气候的基本特点可概括为: 气候温凉, 年均 7.4℃, 无霜期短, 只有 144 天, 积温少, 年降水 1560mm, 降水丰富且分布均匀, 相对湿度 80%。冬长夏短, 春秋相连的独特气候条件造就了大九湖独特的亚高山湿地资源, 是湖北省境内海拔最高的亚高山湿地。

大九湖属渚河水系, 该地雨量充沛, 主体部分大、小九湖盆地总汇水面积 57km², 大九湖内有黑水河和九灯河两条溪流, 均汇入落水孔, 小九湖内有铜洞沟溪流, 流入洛阳河, 经房县九道梁汇入渚河, 渚河水经黄龙滩水库注入汉江。

2.1.4 植被类型与土壤

1 神农架植物区系的地理成分

神农架处于我国北亚热带, 是南部亚热带与北部暖温带的过渡地带, 又是从我国东部低山丘陵向西部高原山地的过渡区域。地理位置决定了具有复杂多变的气候条件, 植物丰富多彩, 既有热带、亚热带成分, 又含温带、暖温带成分。据中国科学院武汉植物研究所 (1980) 调查统计, 植物区系主要成分如下:

(1) 西南-大巴山脉成分: 神农架属于大巴山系, 使大巴山脉的东缘, 因此其植物成分与大巴山脉和川东地区最为密切, 包含有较多的云贵高原、四川盆地尤其川东的类群。一些较大的科属中的种或相近种以及许多特有种属是共有的。例如楠木 (*Phoebe* spp.)、杜仲 (*Eucommia ulmoides*)、领春木 (*Euptelea pleiosperma*)、连香树 (*Cercidiphyllum japonicum*)、

华西枫杨 (*Pterocarya insignis*)、米心水青冈 (*Fagus engleriana*)、峨眉蔷薇 (*Rosa omeiensis*)、铁坚杉 (*Keteleeria davidiana*)、巴山冷杉 (*Abies fargesii*)、巴山松 (*Pinus henryi*) 等。

(2) 西北-秦岭山脉成分：秦岭南坡为我国北亚热带的北缘，而秦岭武当山脉与神农架山脉相连，鄂北武当山乃秦岭山脉的余脉。因此，神农架的植被组分在一定程度上受西北-秦岭山脉成分的影响，其代表植物有华山松 (*Pinus armandii*)、白皮松 (*Pinus bungeana*)、秦岭冷杉 (*Abies chensiensis*)、黄连木 (*Pistacia chinensis*)、红桦 (*Betula albo-sinensis*)、山杨 (*Populus davidiana*)、太白槭 (*Acer givaldii*) 等。

(3) 华中区系成分：神农架山脉东连我国低山丘陵，南临长江三峡，具有华中气候特征，因此植物成分与华中区系密切相关。其代表植物有：马尾松 (*Pinus massoniana*)、穗花杉 (*Amentotaxus argotaenia*)、青檀 (*Pteroceltis tatarinowii*)、鹅掌楸 (*Liriodendron chinense*)、腊梅 (*Chimonanthus praecox*)、八角枫 (*Alangium spp.*)、中华猕猴桃 (*Actinidia chinensis*) 等。

(4) 神农架特征植物：由于神农架山大地阔，峰高谷深，地形复杂，气候多变，高山地带雨量充沛，经常云雾缭绕，湿度较大，这种特殊性必然反映到植物区系上，孕育和滋长着鄂西山地或神农架地区特征种类，代表植物有：湖北鼠李 (*Rhamnus hupehensis*)、湖北无尾果 (*Coluria henryi*)、湖北羊蹄甲 (*Bauhinia hupehana*) 等。

上述四种植物区系成分，均在神农架林区汇合，它们的主要见群种场组成大面积的纯林或组成针阔混交林，成为鄂西神农架山脉的主要森林资源。

2 神农架自然植被垂直分布规律

神农架山脉是我国东南部低山丘陵到西部高山以及青藏高原的一级中间阶梯，具有明显的植被垂直分布，其垂直带谱的结构，大体上与大巴山北坡和秦岭南坡植被的垂直带谱相似，海拔由地到高分带如下：

(1) 常绿落叶、阔叶混交林带

本带分布在神农架山脉南北坡、海拔 400 (南坡为 200m) ~1800m 的地带，根据现状植被，本带可划分为 3 个亚地带：农垦地亚带、含有常绿阔叶林的落叶阔叶林亚带、含有常绿阔叶树种的落叶阔叶林亚带。

(2) 温性针叶林、落叶阔叶林带

本带分布在神农架山脉南北坡、海拔 1800 ~ 2600 m 的中山上部的广阔地带，根据植被类型的不同和气候带的差异，本带又可划分为两个亚带：华山松、落叶阔叶林亚带、巴山冷杉、落叶阔叶林亚带。

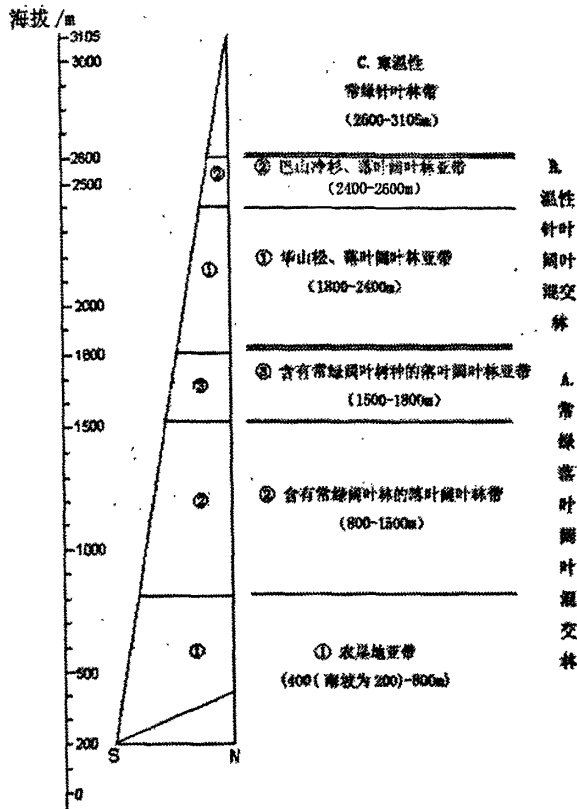


图 2.2 鄂西神农架自然植被垂直分布示意图 (据班继德, 1980)

(3) 寒温性常绿针叶林带

本带多布在神农架山脉南北坡、海拔 2600~3105m 的亚高山地带, 以巴山冷杉组成原始森林。巴山冷杉平均树龄在 100 年以上, 高度仅达 10~13m 左右, 呈现出亚高山原始森林的景观。林下灌木层以箭竹或常绿杜鹃 (*Rhododendron spp.*) 占优势, 林内阴暗, 光照微弱, 草本植物分布较少。

3 土壤

神农架保护区土壤复杂, 参照中国土壤分类暂行草案和全国土壤普查技术规程规定, 以土壤形成过程中的理化性质, 保护区的土壤大致分为 5 大类: 山地黄棕壤、山地棕壤、山地暗棕壤、棕色针叶林土、山地草甸土

土壤垂直分布:

- (1) 山地黄棕壤 海拔 600~1 500m, 植被为北亚热带含有常绿阔叶树的落叶阔叶林带。
- (2) 山地棕壤 海拔 1 500~2 200m, 植被为暖温带针叶落叶阔叶林带。
- (3) 山地暗棕壤 海拔 2 200~2 900m, 植被为温带暗针叶落叶阔叶混交林。

(4) 棕色针叶林土 海拔 2 900m 以上, 植被为寒温带针叶林及灌丛群落。

(5) 山地草甸土 海拔 1 700m 以上, 盆地和平缓地区植被为草丛或草甸沼泽植被。

4 大九湖盆地的植被类型

大九湖盆地周围山地植被主要属于神农架温性针叶林、落叶阔叶林带, 植被类型主要有茅栗、亮叶桦、毛栎、漆树、米心水青冈、巴山松、巴山冷杉及山地草甸。面向盆地的山坡主要是落叶阔叶林带, 其中以山毛榉科为优势, 林下成片箭竹及大量蕨类植物 (1990, 刘光琇)。

2007 年 8 月, 我们经过现场调查发现大九湖盆地内主要有种子植物 25 科 43 属 50 种, 其中主要是草本植物, 但也分布着少量的灌木。分布常见的草本种类有红穗苔草 (*Carex argyi*)、单穗苔草 (*Carex capillacea*)、灯心草 (*Juncus effusus*)、地榆 (*Sanguisorba officinalis*)、毛叶藜芦 (*Veratrum grandiflorum*)、乳浆大戟 (*Euphorbia esula*)、空心柴胡 (*Bupleurum longicaule* var *franchetii*)、血见愁老鹳草 (*Geranium henryi*)、耳翼蟹甲草 (*Cacalia otopteryx*)、东方草莓 (*Fragaria orientalis*)、拂子茅 (*Calamagrostis epigejos*) 等, 另外还有蕨类、紫萁。灌木主要有锐齿槲栎 (*Quercus aliena* var *acuteserrata*)、川榛 (*Corylus heterophylla* var *sutchuenensis*)、光叶陇东海棠 (*Malus kansuensis*)、华中山楂 (*Crataegus wilsonii*) 等。

沼泽自然植被类型为主要有红穗苔草+小灯心草群落 (Form. *Carex argyi*+*Juncus bufonius*)、单穗苔草+红穗苔草群落 (Form. *Carex capillacea*+*Carex argyi*)、地榆+红穗苔草群落 (Form. *Sanguisorba officinalis*+*Carex argyi*)、单穗苔草+小灯心草群落 (Form. *Carex capillacea*+*Juncus bufonius*)、耳翼蟹甲草+地榆群落 (Form. *Cacalia otopteryx*+*Sanguisorba officinalis*)、红穗苔草+拂子茅群落 (Form. *Carex argyi*+*Calamagrostis epigejos*) 等 (见样方调查表)。群落结构被分为两层, 草本层和苔藓地被层。草本层的高度为 30—80cm, 盖度约 80.0%, 以红穗苔草、单穗苔草、地榆、灯心草、乳浆大戟、空心柴胡、血见愁老鹳草、耳翼蟹甲草、拂子茅等。

泥炭藓盖度为 100%, 生于红穗苔草的基部, 连片生长, 并形成低矮的藓丘, 高度为 10~20cm。还间有生长密集平均长达 25cm 的大金发藓 (*Polytrichum commune*) 丛形成少量的藓丘, 高度为 20~30cm, 由于大金发藓的个体年久枯黄至褐色, 整个藓丘呈黄褐色或黑褐色, 色彩鲜明。伴生的苔藓植物有沼泽皱缩藓 (*Aulacomnium palustre*)、东亚万年藓 (*Polytrichum commune*)、呈斑块状分布, 较少。

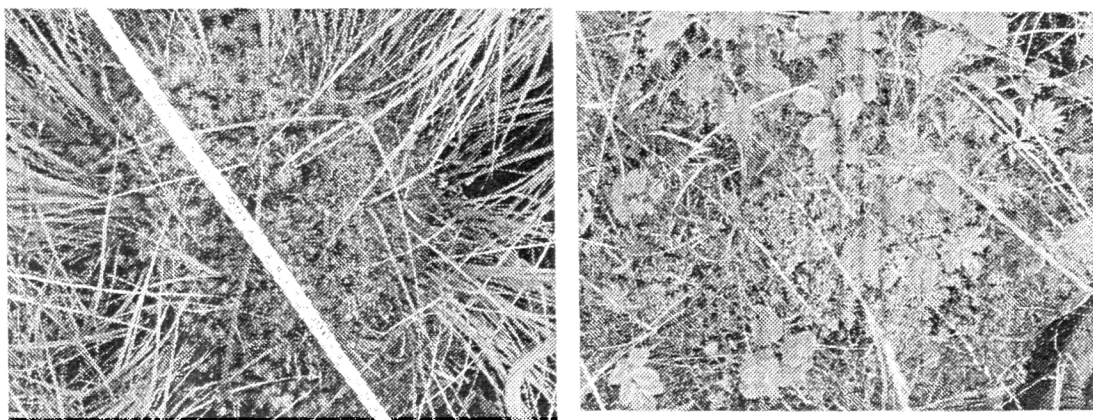


图 2.3 大九湖盆地中的泥炭藓（2006 年 7 月摄于神农架大九湖）

2.2 学者对大九湖的孢粉分析结果

2.2.1 周明明、李文漪的结果

周明明、李文漪等（1993）在大九湖盆地中沼泽泥炭沉积的孢粉分析中（图 2.4），采样深度达到 4 米，年代跨度整个全新世，并将全新世温暖期的时间划定在 8500-3800aBP 间，其根据是：此时多种亚热带针叶和阔叶树，如铁杉、铁坚杉、水青冈、栎、青钱柳、栲、山核桃等明显处于峰值。说明神农架山区温暖期的植被比现代丰富的多。其中喜欢的高大乔木铁坚杉，目前在神农架生长海拔 600-1400m 的中低山区，阳光充足之地，具有一定的环境知识意义。大九湖温暖期的中期，约相当于 6500-4500aBP 间出现的铁坚杉的峰值，说明当时的气温比现代至少要高出 2℃，据此，神农架山区全新世温暖期的时间约在 8500-3800aBP，其中 6500-4500aBP 为最温暖阶段。

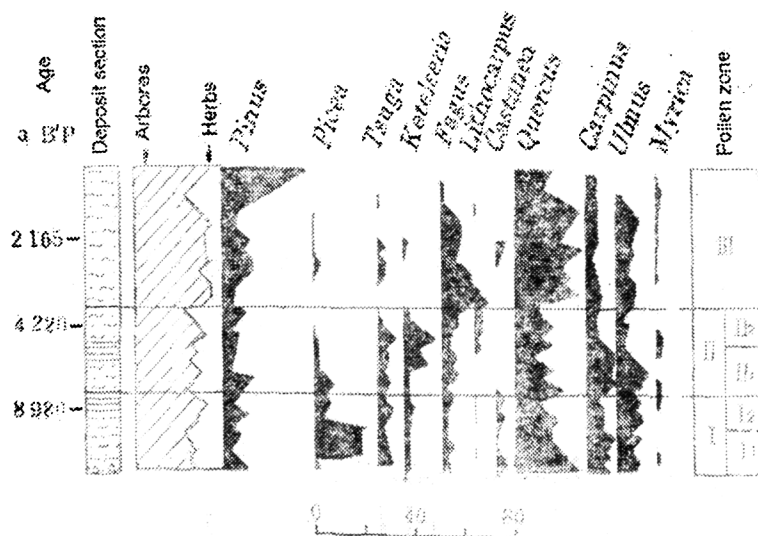


图 2.4 神农架大九湖全新世花粉汇集量图（据周明明，李文漪等，1993）

2.2.2 刘会平、张华等的结果

在神农架海拔 1 700m 的大九湖盆地 12.5ka BP 以来的晚第四纪中，高密度地取得 3 个钻孔的孢粉样品，建立起晚第四纪高分辨率孢粉组合序列，划分出 15 个综合孢粉带，代表 15 个不同时代类型的古植物群落（图 2.5）。从寒温带针叶林到北亚热带常绿阔叶与落叶阔叶混交林等多个植被型都有出现。植被带的垂直高度随气候变化上下移动，最冷时(12 500-10 700 a BP)下移 900-1 100 m，最暖时(5 200-6 450 a BP)上移 500-700 m。孢粉植物群所反映的古气候变化具有明显的阶段性。12 500-7 400 a BP 气候相对冷干，但温度和降水回升很快，最冷时年平均温度和降水比今低 6.1℃和 195 mm；7 400-3 300 a BP 气候最为暖湿，但仍有波动，最暖时年平均温度和降水比今高 3.9℃和 195 mm；3 300 a BP 以后气候小幅度波动，冷暖干湿多次交替。

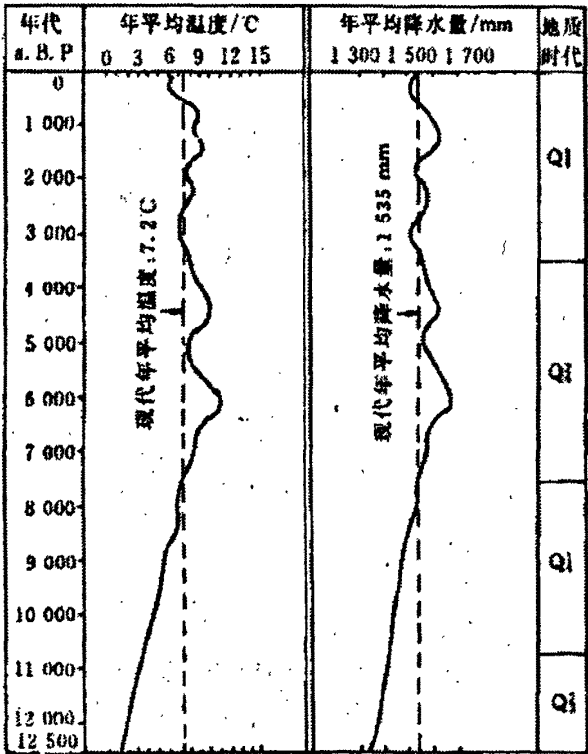


图 2.5 大九湖盆地 12 500 a BP 以来的气候变迁（据张华等，2002）

2.2.3 何报寅的多指标分析结果

何报寅等研究了神农架大九湖沼泽泥炭柱状样，分辨率为 25 a 的约 2 600 a 来的气候变化记录。对样品进行的环境磁学参数测量、X 射线荧光元素分析(XRF)以及孢粉鉴定和统计

建模的结果表明,大九湖气温的变化曲线与竺可桢中国东部的物候温度曲线以及格陵兰氧同位素变化曲线大体一致,与青藏高原东部希门错湖泊沉积物温度代用指标的变化曲线也十分相似。特别是 550-1300AD 的相对温暖期,与竺可桢首次提出来的中国东部隋唐温暖期约 600-1000AD 和欧洲的中世纪暖期(930-1240AD)在时间跨度上大致对应。可划分为 4 个阶段:(1)600BC-550AD,气候相对冷湿;(2)550-1300AD,气候相对凉、干;(3)1300-1900AD,气候又转变为冷湿,其中最冷期 1400-1900AD 可与欧洲的小冰期对应;(4)1900AD 至今。

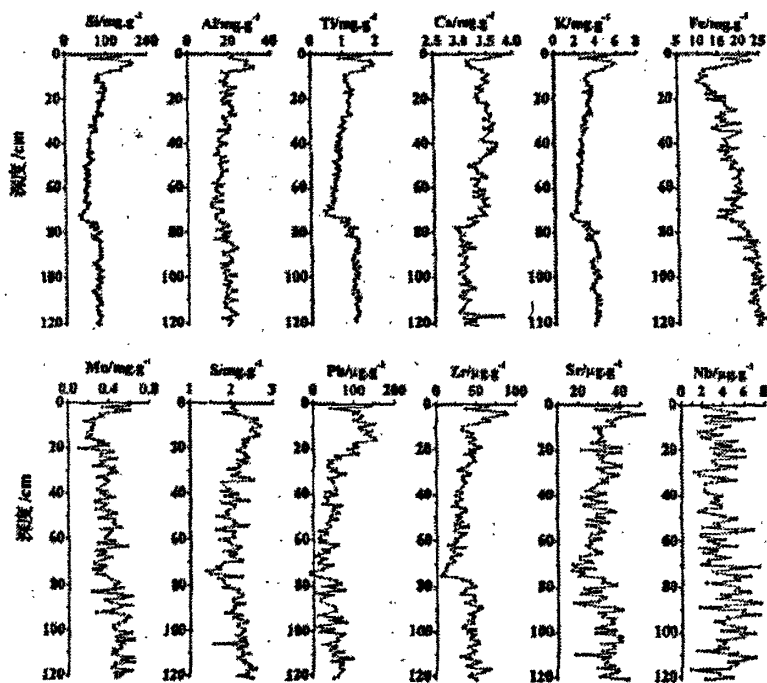


图 2.6 大九湖 DJH3 孔元素 XFR 分析结果 (据何报寅, 2003)

2.2.4 朱诚等的孢粉分析结果

朱诚等 (2006) 研究了神农架大九湖 15.8kaB. P. 以来的孢粉记录和环境演变, 根据对大九湖 297cm 厚的泥炭地层 10 个 AMS ^{14}C 年龄的测定以及 148 块孢粉样品的分析, 发现每块样品的孢粉(浓度)含量都很高, 植物种类繁多, 分属于 137(科)属, 可划分为 6 个孢粉组合带, 推断出大九湖地区的植被类型演替大体为: 含少量常绿树种的针阔叶混交林——含常绿阔叶树种的落叶阔叶林——常绿落叶阔叶林——含常绿阔叶树种的落叶阔叶林——含少量常绿树种的针阔叶混交林。反映了大九湖地区晚冰期至今的环境变化。

第三章 孢粉分析工作方法 with 年代

随着过去全球变化研究的深入,科学家采用不同手段获取高分辨率古环境演变信息,孢粉分析作为古植被直接代用指标和古气候间接代用指标日益受到重视。第四纪孢粉学(亦称花粉分析),是从陆地沉积物中的孢子和花粉的研究开始的。1916年, Van Post(Van Post,1967)根据北欧泥炭中的孢粉推论全新世气候变暖的历史可以说是这个学科的开端。植物产生的孢粉仅有极少一部分能完成其最终的繁殖功能,而绝大多数的孢粉随介质被迁移到一定的地点沉积,有相当一部分保存为化石,第四纪孢粉分析就是研究和统计形成在不同地质时期沉积物中的木本和草本植物的花粉以及蕨类植物的孢子,用以恢复过去沉积时期的古植被及古环境。由于植物对气候与环境的变化比较敏感,所以埋藏在地层中的化石孢粉毫无疑问地成为记录过去古气候变化的良好的信息载体,近一个世纪以来,直至目前,孢粉分析仍是第四纪古气候、古环境的研究中一个非常重要的实验方法。

3.1 孢粉分析工作方法

3.1.1 野外考察与样品采集

经过详尽的野外实地考察后,选择合适的采样点,2005年4月15日~17日在大九湖盆地打了三口钻,分别获取连续 A1 孔、A2 孔和 B 孔岩芯柱样。并最终选用岩芯最长、最完整的 B 孔作为孢粉分析孔(图 3.1),其余两孔作为对照备用。取回岩芯柱后,室内采集样品,所研究的岩芯共长 512cm(254-776cm),分析样品 246 块,采集间距 1-2cm,关键层位采样间距为 1cm。

采样点用 GPS 定位, B 孔坐标为 N 31°29'28.428", E 109°59'39.84", 海拔 1765m。

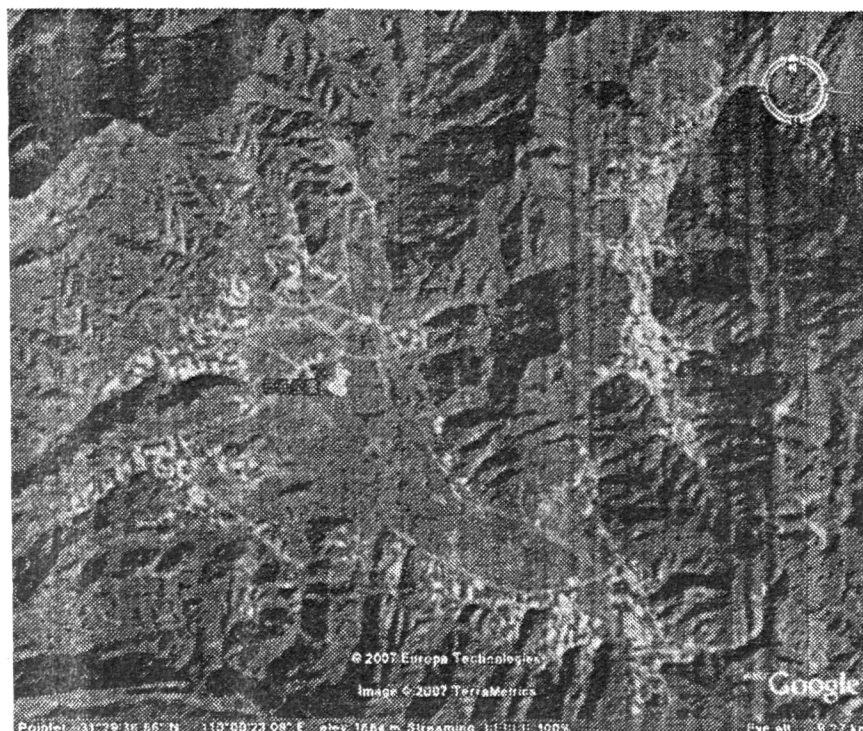


图 3.1 大九湖盆地 B 孔位置图 (图像采自于 Google Earth)

如图 3.2, 根据沉积物特征, 大九湖 B 孔剖面 (254-776cm) 自上而下分为 6 层:

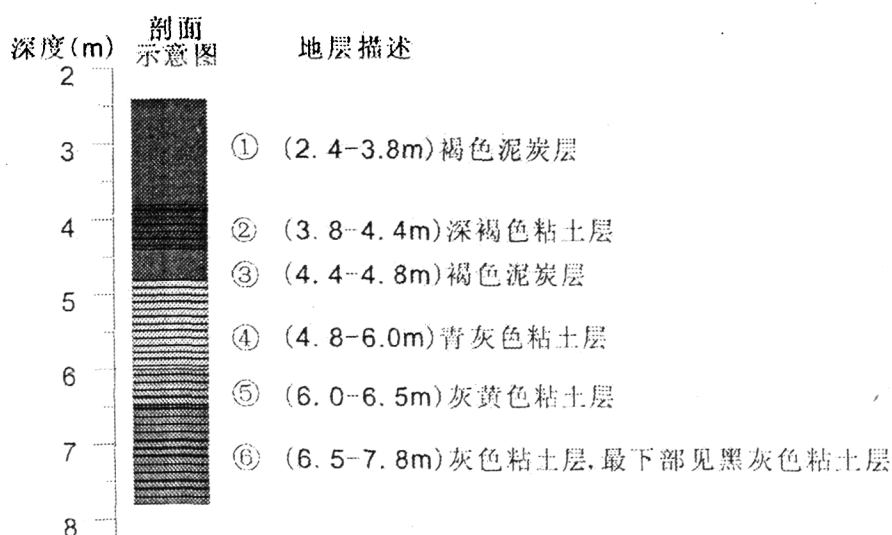


图 3.2 大九湖剖面岩性特征

具体描述如下:

- ① 2.4-3.8m, 褐色泥炭, 颜色上部深下部浅, 下部 (3.3-3.8m) 含淤泥夹层
- ② 3.8-4.4m, 青灰色粘土层
- ③ 4.4-4.8m, 褐色泥炭
- ④ 4.8-6.0m, 青灰色粘土层, 4.7-4.8m、4.9-5.0、5.6-5.8m、5.9-6.1 夹有砾石层
- ⑤ 6.0-6.5m, 6.1-6.4m, 淤泥泥炭交互层, 6.4-6.6m 富含有机质
- ⑥ 6.5-7.8m, 6.6m 以下含有植物残体, 最下部见黑灰色

3.1.2 实验室工作方法

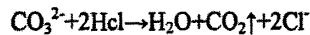
实验室分析是孢粉学研究方法中一个不可缺少、带有关键性的步骤。其最终目的是通过各种物理的、化学的方法,使孢粉从样品中分离出来,并使之集中,以便观察、鉴定和统计。为了实现孢粉粒脱离地层样品,需要进行较复杂的分析过程。孢粉的实验室处理过程实际上是孢粉从泥炭中分离、富集过程。我们所采用的孢粉富集法有两种,一种是重液悬浮法、一种是 HF 处理法。

1 重液悬浮法

重液悬浮法是我们实验室常用的一种方法,实验过程如下:

(1) 试酸:将一定体积的泥炭样(约 1-2ml)置于标有样品号的干净烧杯里,各自滴入几滴稀盐酸,将放气泡的样品另外摆放,准备下一步处理。

(2) 除 CO_3^{2-} :将上一步骤中冒气泡的样品加入适量浓盐酸(样品量的 2-3 倍),放置一段时间(至少两个半小时),以使样品中的 CO_3^{2-} 与盐酸反应完全。化学反应方程式为



然后进行水洗,每隔四小时换一次水,直至中性为止。

(3) 煮碱:将所有样品加入一片石松标样药片(18583 粒/片),吸取所有样品的中上层的悬清液,加入 3-4 倍 10% 的 Na_2CO_3 溶液,在沸水中煮 15-20 分钟,加满水静置 12 小时后,不断地进行换水,间隔为 4 小时,直至悬液不再浑浊,PH 值为中性为止。

(4) 过滤:使用 100 μm 的筛子过滤,除去较大的植物碎片,静置至澄清。

(5) 小心的吸取上层悬清液,对洁净的离心管进行编号,号码与烧杯上的样号保持一致,把沉淀物倒入 50ml 并与烧杯有相应编号的离心杯中进行离心,以加快沉淀。

(6) 花粉颗粒的比重在 1-2g/ml 之间,在离心除水后的离心杯中加入比重为 2.0 的重液进行浮选,在离心机转速大于 2000 转/分的情况下离心 20 分钟,把浮选后的溶液倒入原来相应编号的洁净烧杯中,重复浮选 2 次。

(7) 在烧杯中加入浓度为 5-10% 的乙酸,使烧杯中液体的体积为加乙酸前样液体积的 3-4 倍左右,除去溶液中悬浮的络合物,同时使得溶液比重下降,花粉花粉得以沉积。搅匀后静置 12 小时以上。

(8) 孢粉的离心收集:细心地用小吸管吸去烧杯上层的溶液至剩约 1/3 烧杯量为底液,把底液分多次倒入相应编号的、容量为 10ml 的小离心管中进行离心,倒掉上层澄清液,直至烧杯中的液体全部离心完。

(9) 将小离心管中的沉积物加入清水,搅拌并离心,重复 1-2 次。

(10) 制片、镜检。

2 HF 处理法

过筛/HF 处理法是我们试验室最新采用的一种方法,这种方法周期较短,人为投入较少,因此有一定的优势:

(1) 取样:

从野外采回岩芯柱,编号放入冰柜储藏。采样时将岩芯柱拿出静至一天,而后根据实验内容确定采样间隔,一般为 1cm 或 2cm。采样时要注意样柱的上下标志。←所指的方向是上部。同时要准备好编好号码的大、小离心管。

(2) 处理样品:

①在每个样品中加入一粒石松孢子(18583 粒/片);

②将大离心管中的样品先加 10%的稀盐酸(大约为样品的 2-3 倍),静至 12 小时;加水搅拌、离心,换水至中性(大约换水四遍)。后不需要再加水。这是为了将样品中的碳酸钙质去除。

③加 5%的 NaOH,水浴 10 分钟,后水洗至中性。

④离心后烘干加 HF,静至大约 12 小时(HCL 和 HF 的量大约为样品的 2-3 倍);主要是为了去除硅酸,石英等杂质。HF 可以溶解二氧化硅,同时又不破坏花粉和孢子的外壁。

⑤水浴 20 分钟左右;(必须开通风厨)这样可以使得样品充分与 HF 反应,再加入 10%的 HCL,煮沸 10 分钟。

⑥换水至中型,大约每四小时换一次水,再换水前期严格遵守;最后要离心将样品换水至中性;

⑦过大筛:如果样品残渣太多,则需要再过滤一次,先要给大烧杯编号,再用 100 目(150 μ m)筛过滤,过筛要注意水要急,使样品中的孢粉可以充分到达大烧杯中,后静置 4 小时以上;

⑧过小筛:将大烧杯中的多余水倒掉,剩下的样品用 8 μ m 的筛子过筛,大约每个样品 1 分钟左右;

⑨将过筛后的样品置于相应编号的小离心管中,并离心使样品沉淀,将上层液体倒掉。

(3) 镜下观察:

观察之前要加入甘油润滑稀释;制片观察。

3.1.3 孢粉鉴定与数据处理

1 孢粉鉴定

孢粉鉴定,首先确认各孢粉的大小、基本形态和构造,如圆形、椭圆形、三角圆形等外

部轮廓,以及单沟、三沟、单孔、三孔、单射线、三射线,萌发器的数量、特征等等。根据这些外部特征,先确定是孢子还是花粉,然后根据这些构造和纹饰判定是哪个科属所特有的,最后定出属于哪个科或哪个属。在鉴定孢粉时,要注意那些形态完整、又具有生态意义且对气候和环境变化反映敏感的科属的孢粉。

孢粉的鉴定工作是在 Leitz Dialux 20 型光学显微镜下进行的。将小试管中滴入少量 50% 的甘油溶液,搅拌后小心的滴一滴在长条形洁净玻璃片上,用 $20 \times 20 \text{mm}^2$ 的盖玻片覆盖在镜下鉴定,记录不同种类花粉的数目,每个样品鉴定 >350 粒,保证了花粉统计的可靠性。绝对花粉量是通过外加花粉法得到的:在鉴定出的孢粉中统计石松的数量 N_E 与外加石松总数量 E 的比,等于鉴定出的原样品中的某一类花粉粒数 N_P 与原样品中同意种类总共的花粉粒数 P 之比。花粉绝对浓度 S (既单位体积或单位重量样品中花粉的数量)与外加石松浓度 W 之比,等于 P 与 E 之比,公式如下:

$$\frac{N_P}{N_E} = \frac{P}{E} = \frac{S}{W} \Rightarrow S = \frac{N_P}{N_E} \times W$$

外加石松浓度指单位体积样品中花粉的数量,这样的话花粉的浓度可以通过 excel 得出。

花粉的沉积速率及单位时间内单位面积上沉积的花粉数量,可以通过花粉浓度 S 和沉积速率 C (单位时间内的沉积厚度)得出,具体计算公式如下:

$$F = S \times C$$

花粉的沉积速率用以计算各花粉类型绝对流入量速率,可以较为客观的反映花粉的绝对含量,因此大大弥补了百分含量反应植被方面的局限性。

孢粉的统计和鉴定是同步进行的,每鉴定一个孢粉属种,都要随即记入孢粉统计表内。每块样品统计一般要求至少 150 粒。根据统计可以计算出每块样品中不同属种孢粉的相对含量即百分含量,公式如下:

$$P_{ij} = \frac{N_{ij}}{\sum_{k=1}^n N_{ik}}$$

其中: P_{ij} ——样品 i 中第 j 种植物花粉所占百分比

N_{ij} ——统计到的第 i 号样品第 j 种花粉之总数

n ——样品 i 中统计到的孢粉科属的个数

绝对花粉含量的计算一般采用体积方法、称重量方法和外加标志花粉方法来求得,本文中孢粉的绝对含量是根据体积方法计算出来的。其计算公式如下:

$$X = A \times C \times 1000 \div B \div D$$

其中: X ——孢粉浓度 (粒/立方厘米);

A ——统计的孢粉粒数;

B ——制片时从离心管中所取的样品体积;

C ——离心管中的样品体积;

D——分析所用样品的体积。

根据以上公式可以计算出各类型孢粉浓度数据并绘制孢粉浓度图。

2 孢粉数据处理

所有孢粉的原始数据都应用计算机进行处理。首先将统计好的孢粉数录入到 Excel 表中,然后在 Excel 软件中计算出每个样品中不同属种的孢粉所占的百分比和体积浓度,再将此数据转到 Tilia 软件中绘制孢粉图式。

3.1.4 降维对应分析(DCA 分析)

大九湖B孔岩芯共采孢粉样品246个,孢粉组合中属种数目繁多(105个孢粉属种),从孢粉组合图式上直接判读的环境特征带有一定的主观性和经验性,而且这种直接判读的方法也无法提取出对孢粉组合影响大的环境因素之间的关系信息。因此本文对大九湖B孔岩芯的孢粉记录进行降维对应分析(Detrended correspondence analysis, DCA)。DCA分析是通过拟合属种与主要坐标轴的函数关系,得出属种和样品在坐标轴上的排列规律,依此揭示坐标轴所代表的潜在环境梯度,但对环境变量轴的解释必须依赖于已有的属种生态学的知识加以判识(Ter Braak, 1987)。

DCA分析是Hill和Cauch于1980年改进对应分析(correspondence analysis, CA),也称相互平均法(reciprocal averaging, RA)的缺陷而开发出的一种排序方法(Hill et al., 1980; Jongman et al., 1995)。DCA改正了CA的2个缺陷,即“弓形效应”(arch effect)与排序轴端相对于轴中央的压缩使得排序结果更加真实。

DCA的优点还包括:它的排序轴代表 β 多样性的变化,以及它可以同时对行和列进行排序,生成双序图(biplot),因此,它便成为非限定排序(unconstrained ordination)的一种最佳也是最流行的方法(Jongman et al., 1995; Mcgariegal et al., 2000)。

3.1.5 生物群区化方法

“生物群区化”(Biomization)方法,亦即利用古生态学记录模拟重建生物群区的方法论,是以现代生态学原理为基础的植物功能型作为桥梁,将植物花粉类型划分为一个或多个植物功能型,利用植物功能型组合成生物群区类型,以此实现利用古生态数据模拟重建陆地生物群区的全球综合(Prentice et al., 1998a, b; Prentice et al., 2000; 倪健, 2000)。

下面简单介绍“生物群区化”方法的具体步骤:

(1) 植物花粉类型划分为植物功能型

所谓植物功能型 (plant functional types, 即PFTs) (Prentice et al., 1996) 是从出现在花粉组合的植物中, 根据它们具有的植物生活型, 所选择的能代表植被在地理和生态方面的植物类型。这种选择主要依据了植物的生长形态 (例如: 乔木、灌木)、植物叶的形态 (例如: 阔叶、针叶)、物候 (例如: 常绿、落叶) 以及对气候的适应性等方面的植物生态特征。在众多的气候参数中, 判别世界植物分布的最主要气候特征是植物能够承受的最低气温 (Woodward, 1987; Prentice et al., 1992)。因此, 花粉植被化模拟采用了最冷月平均温度作为选择植物功能型的主要气候幅指标 (Prentice et al., 1992; Prentice et al., 1996)。

植物功能型概念的运用成功解决了古生态记录分类的问题, 首先它削减了花粉类型的数量, 其次它是以生态学的, 而不是系统发育的角度来相互比较地对待不同地区的植物。植物功能型必须建立在已有的生态学观测特征之上, 但到目前为止还没有一个被普遍接受的PFTs分类。

(2) 以植物功能型定义生物群区 (植被型)

生物群区 (BIOME) 是生态系统单元中的最高层次, 具有一定气候代表性的生态系统类型的区域, 现已广泛应用于生物多样性和全球生态学的研究中。生物群区是由不同植物功能型组合构成, 例如, 北方针叶林是以北方针叶树与不耐阴的北方夏绿乔木占优势; 稀树草原则是夏绿乔木与热带多年生禾草的混合体。在这个组合过程中, 一种花粉可以参与多种植物功能型; 一种植物功能型可以组成不同的生物群区。生物群区的最终确定则根据模糊归类选择 (Prentice et al., 1996)。生物群区不仅包括植物区系, 也包括动物区系在内, 但全球古植被制图计划所研究的对象未涉及到动物和微生物, 这里所用到的“生物群区”是专指植物群区的, 即植被型。

(3) 以花粉类型定义生物群区

通过上述两个步骤, 可建立包含0和1的两个矩阵: 一个“花粉类型×植物功能型”矩阵和一个“植物功能型×生物群区”矩阵。前者1表示花粉类型属于该植物功能型, 后者1表示该植物功能型为组成该生物群区的PFTs之一。通过合并这两个矩阵的信息, 可产生一个“花粉类型×生物群区”矩阵, 其中1表示该花粉类型可存在于该生物群区类型中。

(4) 计算近似得分

当确定了“花粉类型×生物群区”矩阵后, 可以计算花粉类型组合与给定生物群区之间的近似得分 (affinity score), 以反映出所有的信息总和, 支持花粉类型组合到该生物群区的归并。计算每个花粉样品的各个不同生物群区的公式如下:

$$A_{ik} = \sum_j j \cdot \delta_{ij} \sqrt{\max[0, (P_{jk} - \theta_j)]}$$

式中 A_{ik} 是花粉样品 k 中生物群区 i 的得分; $\sum_j$ 是对所有的花粉类型求和; δ_{ij} 是在“花粉类型×生物群区”矩阵中花粉类型 j 对应的生物群区 i 的判断值 (存在赋值1, 不存在赋值0); P_{jk} 是花粉样品 k 中花粉类型 j 的百分比; θ_j 是花粉百分比的阈值 (本文选择0.5%, 即小于0.5%的花粉不参加该模拟运算); 平方根运算有助于稳定变量并增强较小百分比花粉的作用。

从上述公式可以直观地看出,一个生物群区的得分并非简单地取决于所有花粉的百分比含量,相反,对得分的贡献依赖于花粉种类的多少以及每种花粉百分比含量的大小。例如,假设简化 $\theta=0$,两种花粉每种含量10%,对生物群区得分的贡献为 $2 \times 10 = 6.32$;4种花粉每种5%,对得分的贡献为 $4 \times 5 = 8.94$,8种花粉每种2.5%,对得分的贡献为 $8 \times 2.5 = 12.65$,以此类推。

(5) 归并生物群区

一个花粉样品的所有生物群区集合中,得分最高的生物群区即代表了该点的生物群区类型。当两个生物群区得分完全相等时,则根据“子集优先”的原则取舍,即优先采用由最少数量的植物功能型所组成的生物群区类型(Prentice et al., 1998)。

3.1.6 古生态重建方法——有序聚类分析

有序聚类分析又称最优分割,它是对有序样品进行分类的一种统计分析方法。孢粉统计表所反映的是一群多变量样品,是依时间先后顺序排列的集群,因此可视它为多种孢粉类型构成的具有时间序列的组合,用有序聚类分析进行孢粉带的划分可以为解释古环境、确定地层界限与时代提供可靠依据(杨宝兰,1995)。

3.2 大九湖工作剖面的年代确定

3.2.1 测年方法简介

放射性碳(^{14}C)测年方法是 W. F. Libby 于 1946 年开始创建的(仇士华等, 1990), 现已被第四纪地质学家和考古学家等广泛用于测定距今 5 万年以来的含碳标本的年龄, 该方法的可靠性为大多数样品测定的年龄结果与历史、地质、考古记录相吻合所证实(Libby W F, et al. 1949; Arnold JR, 1949)。

50 多年来 ^{14}C 测年技术不断改进和发展, 进一步提高了 ^{14}C 测年的精度和可靠性, 在所需样品量方面取得了较大的进展。 ^{14}C 测年由原来的常规 ^{14}C 测年法(大于 1 g 碳)发展到小样品 ^{14}C 测年(<1g 碳), 随后又建立了加速器质谱(AMS) ^{14}C 测年法(<10mg 碳)(焦文强等, 1998)。现在 ^{14}C 常规测定技术向高精度发展比较成熟, 已可以普及; 加速器质谱(AMS)技术的建立, 所需样品量极少, 拓宽了应用范围, 但建实验室成本投入较大, 国内的 AMS 实验室处于调试阶段, 尚未得到世界的公认。

加速器质谱是 70 年代末开始发展起来的一种现代核分析技术(仇士华, 1987)。它是直接计数样品中的 ^{14}C 原子, 因而需要的样品量不到常规法用量的千分之一。目前国际上先进

的加速器质谱测定 ^{14}C 的精度可达到 3‰~5‰。与常规法相比，它的主要优势在于所需样品量少和测量工效高，几毫克碳样一般仅需数十分钟，高精度测量只需几个小时或十几个小时。

^{14}C -AMS 测年突出的特点就是可测的样品品种多，需要的样品量少，测量灵敏度高，测量时间短。针对不同样品类型，较早地建立了系统的化学前处理，并首先建立了提取花粉浓缩物的加速器 ^{14}C 测年法(余华贵等, 2007)。根据资料显示，孢粉浓缩物与全样的 ^{14}C -AMS 的差值，已影响到第四纪环境变化的解释上。泥炭沉积物中提取的孢粉浓缩物的测年值比相同层位的泥炭全样或植物残体测年值老 225-340 年；与泥炭全样相比，植物残体与孢粉浓缩物的测年较为接近。孢粉主要是陆地来源，它提供的年龄跟地层中植物残体一样，较少受碳库效应的影响，是一种比较可靠的测年材料。但孢粉浓缩物 ^{14}C 测年提高纯度尤其重要(李宜垠等, 2007)。

3.2.2 大九湖剖面的 ^{14}C 测年数据

大九湖 B 孔剖面测年样品，经过实验室前期处理，使孢粉富集于小称量瓶中。后送往美国加利福尼亚大学地球系统科学实验室，提取花粉浓缩物，进行 ^{14}C -AMS 测年。共获得 10 个测年数据，其中 254-776cm 的岩芯段，测年数据有 6 个。

全部数据使用国际通用的校正程序 CALIB5.0 版本 (Stuiver M., and Remier P.J., 1998; 2005) 进行日历年校正对比。

表 3.1：大九湖 B 孔剖面 ^{14}C 测年数据（日历校正年）

野外编号	Depth(cm)	^{14}C age (Cal a B.P.)	±
*DJH-07C70	260	24630	110
DJH-07C71	300	20240	80
DJH-07C72	369	24530	120
* DJH-07C73	427	23060	90
DJH-07C74	488	35430	230
* DJH-07C75	560	14760	80

注：加*的样品测年数据偏差较大，可信度较低

大九湖 2 孔岩芯于 2007 年 7 月在大九湖盆地打钻取得，钻孔位置与 B 孔相距约 200m。测年数据同送往美国加利福尼亚大学地球系统科学实验室测得(表 3.2)。为了更准确获知大九湖 B 孔测年数据的准确性，与 2 孔数据进行对比。

表 3.2：大九湖 2 孔剖面 ^{14}C 测年数据（日历校正年）

Depth(cm)	^{14}C age (Cal a B.P.)	±
308	25420	140
436	32800	400
485	38450	510
573	>47500	

3.2.3 大九湖剖面的 ^{14}C 年龄值

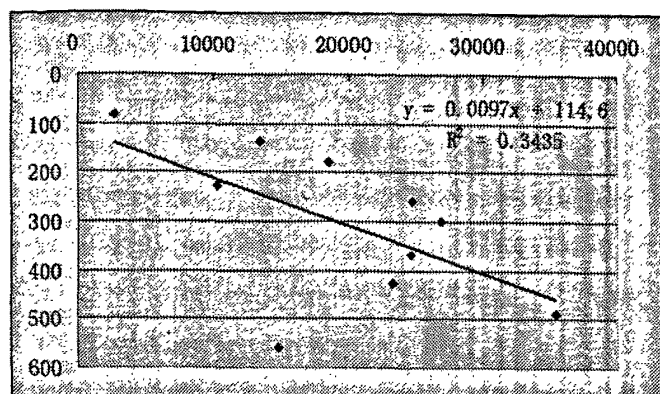


图 3.3 大九湖 B 孔剖面年代/深度模式图 (原始测年数据)

从图 3.3 看出, 大九湖 B 孔年代/深度曲线的规律性较差, $R^2=0.3435$ 。部分测年数据, 可能是由于实验原因, 造成较大误差。去掉部分可信度较差的数据, 留下 6 个测年数据, 再做年代/深度曲线 (图 3.4)。

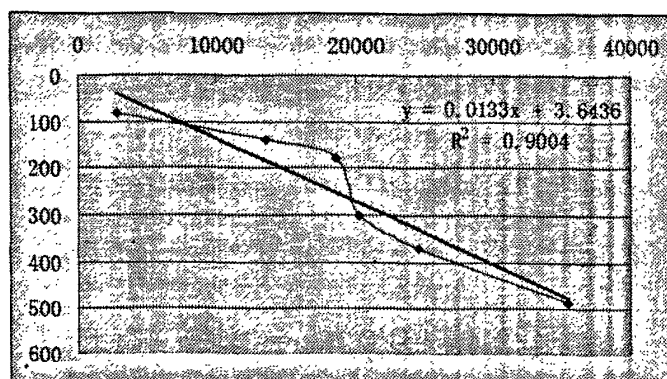


图 3.4 大九湖剖面年代/深度模式图 (整理后测年数据)

由图 3.4 可以看出, 6 个 AMS ^{14}C 测年数据和剖面深度有良好的线性关系, 实测 AMS ^{14}C 年龄与深度之间的关系式为 $y=0.0133x+3.6436$, $R^2=0.9004$, 拟和度较高。

与大九湖 2 孔测年数据进行对比校正后 (图 3.5) 发现, 大九湖 B 孔测年数据中 (深度 $>254\text{cm}$), 有三组数据较为可信, 分别是: $300\text{cm}-20240\pm80\text{Cal yr B.P.}$, $369\text{cm}-25430\pm120\text{Cal yr B.P.}$, $488\text{cm}-35430\pm230\text{Cal yr B.P.}$ 。大九湖 B 孔年代数据与 2 孔总体趋势大致相同。

从大九湖 B 孔和 2 孔的 ^{14}C 数据对比发现, B 孔岩心 254-776cm 段有 3 个测年数据的可信度较高, 可以作为建立 B 孔年代框架的支撑数据。

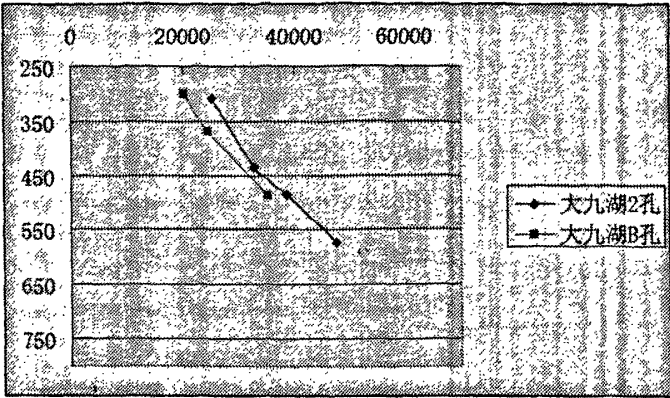


图 3.5 大九湖 B 孔与大九湖 2 孔年代/深度曲线对比图

根据年代框架计算 B 孔剖面的沉积速率，某一深度 d 的年代也是通过沉积速率的计算得出，公式如下：

$$Y_d = Y_n + (d - n) \times \frac{1}{F_{m-n}}$$

- 其中， Y_d 为某深度推算的年代
- Y_n 为深度 d 所在层段对应的较小年代
- n 为 Y_n 对应的深度
- F_{m-n} 为这一层段对应的沉积速率

利用 4 个 AMS¹⁴C 年龄内插推算出各地层沉积速率，由表 3.3 可知，大九湖 B 孔剖面地层各层的沉积速率是不一致的，其中，沉积速率较快的是 178-300cm 处，沉积速率达 0.078cm/yr，沉积速率最慢的是 369-488cm 段，沉积速率为 0.011 cm/yr。沉积速率排序依次为：178-300cm (0.078) > 300-369cm (0.016) > 369-488cm (0.011)。

表 3.3 大九湖泥炭地层各层沉积速率推算表

深度/cm	AMS ¹⁴ C 日历校正年龄 /cal.yr B.P.	时间跨度/yr		沉积速率 /cm/yr
178	18660	4290	1580	0.078
300	20240			
369	24530	10900		0.016
488	35430			0.011

第四章 孢粉分析结果

文章根据鉴定的各类孢粉的数量计算孢粉的百分含量和绝对含量。在镜下鉴定的是部分样品的孢粉数量,将数据录入计算机后,用办公软件计算出各类孢粉占总量的百分比;浓度是根据鉴定出的外加石松孢子数得出的。凭借可信的测年数据,推算出沉积速率,结合孢粉浓度,得出孢粉汇集量。

4.1 大九湖孢粉鉴定和数据处理

4.1.1 孢粉鉴定

在分析的246个孢粉样品中,共鉴定出105个孢粉(科)属(种),其中包括乔灌木花粉56个(科)属;草本花粉32个(科)属;蕨类孢子17个(科)属。本钻孔样品孢粉丰富,共统计到89 550粒孢粉,平均每个样品统计364粒。

孢粉组合以乔木花粉为主,百分含量平均达到 62.0% (以陆生植物为总数),最高为 94.9%,其次为草本花粉,平均为 35.9%,蕨类孢子均较少。

在乔木花粉中冷杉属(*Abies*)占绝对优势,平均含量为 29.8%。另外还出现云杉属(*Picea*)、松属(*Pinus*)、铁杉属(*Tsuga*)、落叶松属(*Larix*)、柏科(*Cupressaceae*)、雪松属(*Cedrus*)、油杉属(*Keteleeria*)、罗汉松属(*Podocarpus*)、桦木属(*Betula*)、榆属(*Ulmus*)、栎属(*Quercus*)、锥栗属(*Castanopsis*)、水青冈属(*Fagus*)、杨梅属(*Myrica*)、朴属(*Celtis*)、桤木属(*Alnus*)、枫杨科(*Pterocarya*)、榿木属(*Loropetalum*)、木兰科(*Magnoliaceae*)、枫香属(*Liquidambar*)、山核桃属(*Carya*)、木荷(*Sehima*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)、青冈属(*Cyclobalanopsis*)、椴树属(*Tilia*)、化香属(*Platycarya*)、胡桃属(*Juglans*)、盐肤木属(*Rhus*)、桃金娘科(*Myrtaceae*)、阿丁枫属(*Altingia*)和鹅耳枥属(*Carpinus*)。

灌木花粉主要有柳属(*Salix*)、桑科(*Moraceae*)、榛属(*Corylus*)、蔷薇科(*Rosaceae*)、麻黄属(*Ephedra*)、瑞香科(*Thymelacaceae*)、冬青属(*Ilex*)、杜鹃属(*Rhododendron*)、卫矛科(*Celastraceae*)、山茱萸科(*Cornaceae*)、夹竹桃科(*Apocynaceae*)、楝木属(*Cornus*)、忍冬科(*Caprifoliaceae*)、槭树科(*Aceraceae*)、桤属(*Eurya*)、山茶科(*Theaceae*)、无患子科(*Sapindaceae*)、金缕梅属(*Hamamelis*)、黄杞属(*Engelhardtia*)、蝶形花科(*Papilionaceae*)、豆科(*Leguminosae*)、润楠属(*Machilus*)、芸香科(*Rutaceae*)和含笑属(*Michelia*)；

旱生草本花粉有禾本科(*Gramineae*)、蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、唇形科(*Labiatae*)、菊科(*Compositae*)、毛茛属(*Ranunculus*)、伞形科(*Umbelliferae*)百合属(*Lilium*)、

蓼科(Polygonum)、茄科(Solanaceae)、五加科(Acanthopanax)、十字花科(Cruciferae)、虎耳草科(Saxifragaceae)、苋科(Amaranthaceae)、茜草属(*Rubia*)、鸢尾科(Iridaceae)、石竹科(Caryophyllaceae)、龙牛儿苗科(Geraniaceae)、大戟科(Euphorbiaceae)、老鹳草属(*Geranium*)、紫金牛科(Myrsinaceae)、唐松草属(*Thalictrum*)、地榆属(*Sanguisorba*)和马鞭草科(Verbenaceae);水生草本花粉有狐尾藻(*Myriophyllum*)、莎草科(Cyperaceae)、泽泻属(*Alisma*)、香蒲属(*Typha*)、眼子菜属(*Potamogeton*)和荇菜属(*Nymphoides*);

蕨类植物中有水龙骨科(Polypodiaceae)、紫萁属(*Osmunda*)、水蕨科(Parkeriaceae)、里白科(Gleicheniaceae)、卷柏科(Selaginellaceae)、黑三棱科(Sparganiaceae)、双星藻属(*Zygnema*)、盘星藻属(*Pediastrum*)、中国蕨(*Sinopteris*)、蹄盖蕨科(Athyriaceae)、蕨属(*Pteridium*)、瘤足蕨科(Plagiogyriaceae)、铁线蕨属(*Adiantum*)、鳞始蕨属(*Lindsaea*)、满江红科(Azollaceae)和凤尾蕨属(*Pteris*)。

4.1.2 孢粉数据处理

1 孢粉科属百分比含量的计算

孢粉百分比含量主要用于指示母体植物在当时当地植被中的相对丰富程度。现代花粉与植被关系的研究表明,花粉百分比含量并不等于植物在植被中的百分比,因为花粉的产量、传播能力、沉积特性、保存特性等诸多方面影响花粉的百分比含量,但花粉百分比含量确实一定程度上以某种形式指示植物在植被中的相对含量则是为大家所共同接受的观点。花粉百分比含量有效地排除了统计者的主观因素的影响,而且使用方便,并能说明一定问题,因此至今仍是花粉分析包括高分辨率花粉分析中应用最普遍的花粉量。

孢粉百分比是指每种类型的孢粉数在统计的孢粉总数中所占的比值,其最大的优势在于能在一定程度上反映某一时期内总体的植被面貌和类型以及母体植物在植被中的相对含量,对孢粉谱的解释起着重要的作用。孢粉百分比含量是泥炭形成时期花粉雨中各花粉类型真实比例的估计值。任何一种花粉的比例都不大可能在不同的取样深度(不同的时间)始终保持不变,孢粉比例的波动可能有两个原因:花粉雨组分的真实变化以及由于取样误差引起的实测波动。20世纪初期,瑞典植物学家波斯特首次用百分数来定量计算孢粉类型,自此以后,孢粉百分比一直被广大的第四纪孢粉分析工作者所应用。但是在解释孢粉谱的时候,孢粉百分比含量也有一定的缺陷。1964年,费格里和艾佛森曾指出,百分比表示法会导致某个花粉类型浓度任何绝对变化的不均衡表述,这意味着,按百分比方法,绝不可能单独的说明某个特定花粉类型的情况,这种情况的存在强调了花粉绝对数值分析的必要性。

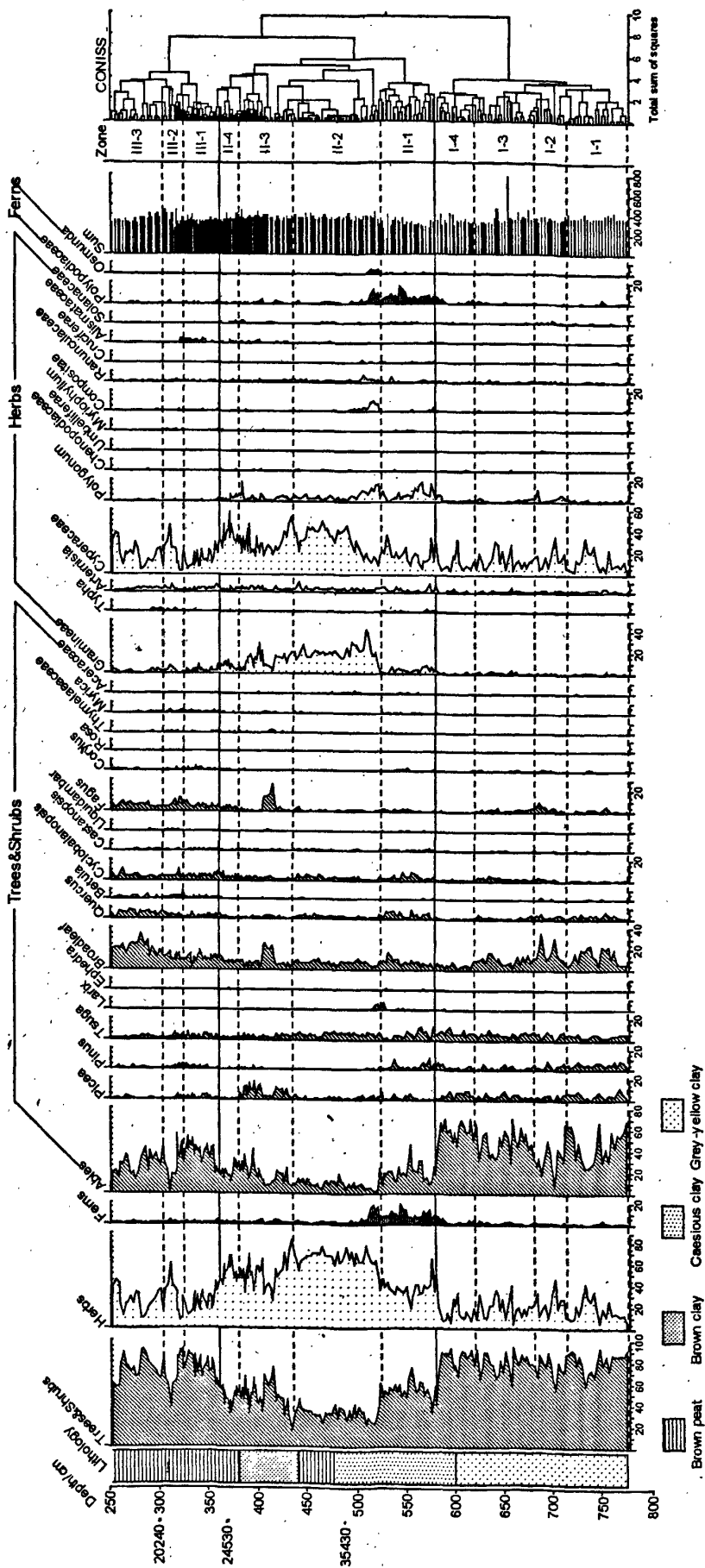


图 4.1 大九湖 B 孔孢粉百分比图

2 孢粉绝对含量的计算

由于花粉百分比含量不能指示植物的绝对数量,而且在使用这个量时常常会给人一种指示植物绝对数量的假象,从而把花粉谱的解释引入歧途;另外,某类花粉百分比含量的变化,可能部分甚至全部地是由于其它花粉含量的变化引起的,这样在花粉百分比谱解释时,就有可能把由于其它植物数量变化引起的植物花粉百分比含量的变化看作是由它本身的数量变化引起,这就会得出错误的结论。为了克服百分比含量的这两个缺陷,在六十年代初,出现了计算孢粉绝对浓度的想法和方法(Benninghoff, 1962; Davis, 1965; Jørgensen, 1967),使地层中孢粉的数量可被准确地定量化。花粉浓度是指在单位体积或单位重量的沉积物中所含的某类花粉或所有类型花粉的粒数,它的单位是粒/cm³或粒/克。孢粉浓度排除了其它花粉类型的影响,同时,它对植物的绝对数量有一定的指示意义。

花粉学家现在普遍使用两种方法计算花粉浓度,第一种方法称为直接法;第二种方法称为间接法,又叫外加花粉法,这种由Stockmarr(1971)发明的石松孢子片剂方法使孢粉绝对浓度计算非常简便易行。两种方法在指导思想上是共同的,即统计少量样品中的全部花粉,并计算这少量花粉在原样品中的比例,从而求得原样品中的花粉量。

大九湖剖面计算浓度的方法为间接法,即外加花粉法,只要样品体积定量化,浓度便能准确的计算出,其计算公式为:

$$C = \frac{A}{E} \times \frac{F}{V}$$

其中: C: 样品中花粉的粒数(粒/克)

A: 鉴定统计到的花粉粒数

E: 统计的外加花粉粒数

F: 共加入的外加花粉粒数

V: 样品的重量(g)

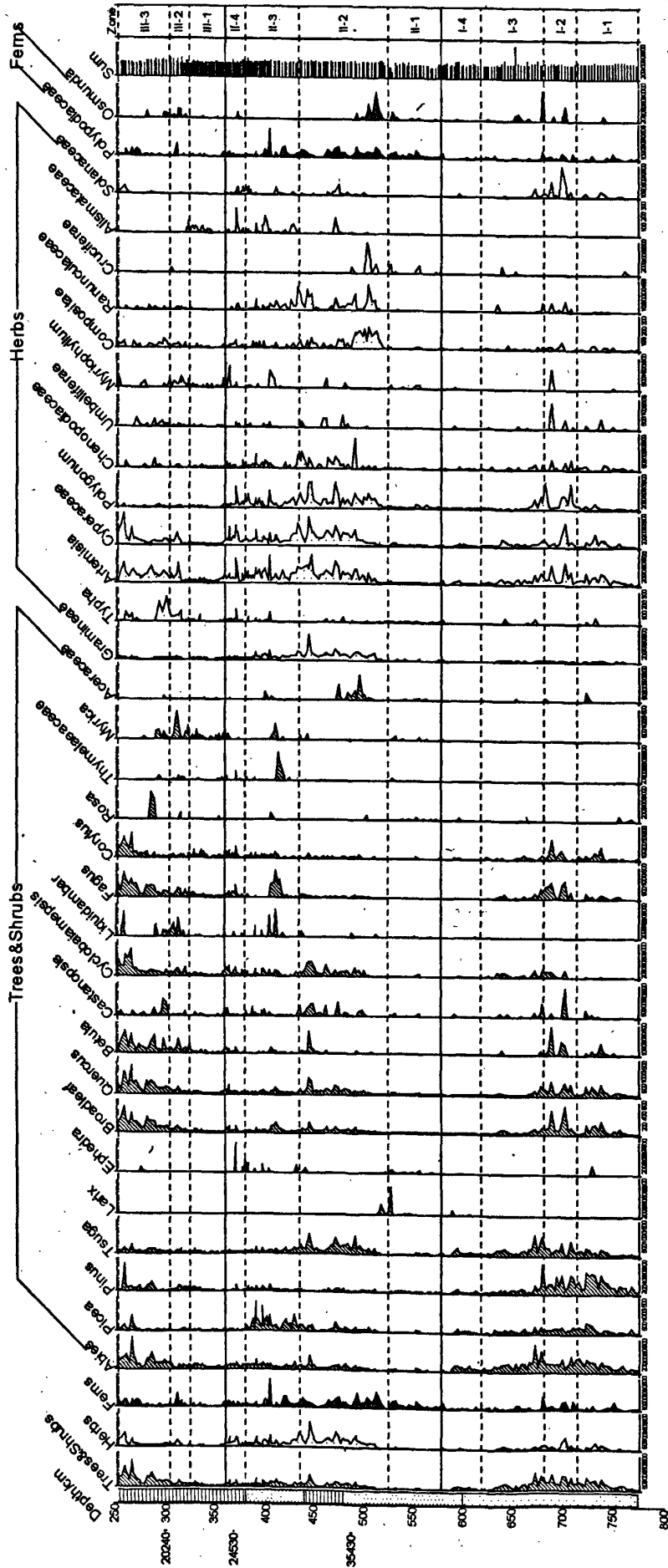


图 4.2 大九湖 B 孔孢粉浓度图示 (单位: 粒/cm³)

4.2 孢粉划带与分带描述

4.2.1 孢粉划带

孢粉划带分为常规划带法和数理分带法,常规划带法指根据各类植物孢粉在孢粉图式中增减变化的特征,依据各种孢粉类型变化的趋势,从各个种类的变化曲线中具有生态指示意义且敏感的类群,同时考虑其他伴生种的特征,特别注意反映干湿、冷暖特征的孢粉种类的变化趋势,这在一定程度上也反应了孢粉工作者的经验和对研究区域研究现状的了解程度。用数值方法取得的花粉带,是由指定的数学尺度确定,未参考推断的气候、植被或年代(虽然这些因素可能包括在统计分析中),因此,数理方法取得的花粉带,是比较严格的花粉组合带。在作古环境解释时还需要结合测年、地层和植被资料,这样分析结果才更符合实际。

4.2.2 分带描述

根据孢粉在剖面上的变化,用 Tilia 软件绘成孢粉组合的百分比图(图 4.1)和浓度图(图 4.2),根据孢粉序列和 ^{14}C 年龄测定,综合分析这些孢粉图谱,根据剖面的孢粉组合特征,参考聚类分析(Coniss)结果,将这段岩芯(254-776cm)的孢粉组合划分为三个组合带,其下又细分成相应的孢粉亚带。各带的孢粉组合特征按照由老到新的顺序简述如下:

带 I: 580cm 以下(>45 cal ka B.P.)沉积物为粘土沉积,580-595cm 为灰色粘土,595-776cm 为灰黄色粘土沉积,属于湖相沉积层。本带孢粉组合中,以木本植物花粉为主,平均在 70%,波动在 55-80%;草本植物花粉较少,平均在 25%左右;蕨类植物孢子较少,波动在 10%左右。木本植物花粉中以冷杉、云杉花粉占优势,平均值在 40%左右,最高达 70%以上,另有<10%的松和 30%左右的阔叶木本花粉,*Fagus* 含量较高,约为 7%;草本植物花粉中以莎草科为主,均值在 20%左右;蕨类孢子中以水龙骨科和紫萁属孢子为主,大约在 10%以下。

带 II: 361-580cm (~25-45 cal ka B.P.), 沉积物以粘土沉积为主,但在顶部(361-380cm)和中部(440-475cm)有泥炭沉积,为湖相沉积层。本带孢粉组合中,木本植物花粉较前带下降,由下部的 50%左右至中部 35%左右再至上部的 50%左右,冷杉属花粉含量较前带下降,但在乔木花粉中所占比例依旧较高,约为 30%,*Fagus* 在 420cm 处出现一个峰值,达 20%;草本植物花粉较多,波动在 40%左右,最多达>65%;蕨类孢子下部为 5-15%,上部<5%。本带中主要木本类花粉是云杉属、冷杉属、铁杉属和阔叶类植物花粉,植物花粉较上带有所降低,阔叶木本植物花粉所占比例仍较高,约为 20%;本带中还有一明显的特征是,草本类的花粉较多,莎草科和禾本科占优势,其次是蓼科,其中莎草科所占比例最高达到

55%，平均在 30%左右；蕨类孢子在本带下部（525-580cm）处有一个峰值，水龙骨科孢子所占比例较高，为 10%-15%。

带 III: 254-361cm (~19.7-25cal ka B.P.)，沉积物以泥炭沉积为主，为沼泽相沉积。本带孢粉组合中，木本植物花粉与带 I 相似，占优势地位，平均在 60%以上，波动于 45-80%之间；草本植物花粉平均为 30%，但出现最大峰值 50%；蕨类孢子波动不大，在 1-5%之间。木本植物花粉中，冷杉花粉平均在 30%以上，其次，云杉、松属、铁杉花粉含量较带 I 和带 II 高，约为 10%，阔叶木本植物花粉在 30-40%之间波动，水青冈 (*Fagus*) 含量较上带高，在 10%左右波动；蕨类植物孢子中仅有少量水龙骨科孢子出现，且低于 5%。

4.3 降维对应分析 (DCA 分析) 结果

在多次实验的基础上，本文选择孢粉组合中主要的乔木、灌木和旱生草本花粉属种的百分比作为变量来进行 DCA 分析。在选择变量时，选择百分比含量>5%的科属，最后所选用的科属是：栎属、松属、青冈属、朴属、榆属、榛属、水青冈属、鹅耳枥属、铁杉属、山茶科、枫杨科、桦木属、冷杉、云杉、柏/杉、落叶松属、禾本科、蒿属、莎草科、蓼科、菊科、毛茛科、水龙骨科共 23 个孢粉类型。

对 246 个样品的这 23 个变量的百分含量使用 Canoco 程序进行 DCA 排序分析，分析结果表明，前两个显著轴的特征值分别为 0.246 和 0.099，共解释了 41.3% 的孢粉属种变化的累积方差值和总特征值 (0.833)。较少的方差值与孢粉指标多和数据中较多近乎零的低值有关，这并不影响 DCA 排序分析结果的解释 (Ter Braak et al., 1998)。

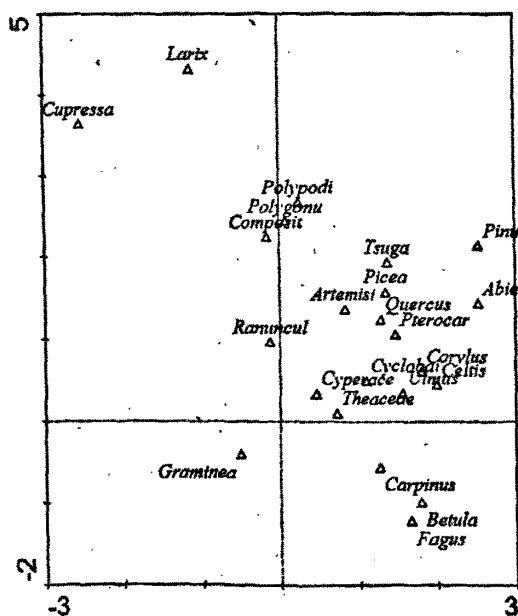


图 4.3 大九湖盆地孢粉属种的 DCA 排序结果 (>5%, 23 个科属)

在孢粉属种的DCA排序图中(图4.3),在第一轴的右边,从右至左排列了松属、冷杉属、榆属、桦属、铁杉属、山茶科等孢粉属种;在第一轴的左边,从左至右排列的是柏科、落叶松属、禾本科、毛茛科等孢粉属种。在第二轴的上部,从上至下排列的孢粉属种是落叶松属、柏科、松属、铁杉属、云/冷杉属、毛茛科等;在第二轴下部,从下至上排列的是水青冈属、桦属、鹅耳枥属、禾本科等。根据各孢粉属种的母体植物的生态特征,可以判断属种在第一轴上和第二轴上排列的规律性较差,主要表现在冷杉属与喜暖的铁杉属、山茶科等排列在一起。

从以上分析可以看出,DCA排序结果没有明显的规律,这可能与该区植被受到降水和温度影响的强度基本相当有关,这与我国北方植被的自然环境影响因素不大一致,北方一般是冷干与暖湿配置,但大九湖盆地近亚热带地区,可能由于湿度变大对温度有一定的补偿性,具体原因有待进一步探讨。

4.4 生物群区化定量重建气候结果

考虑到水生草本花粉和蕨类孢子仅反映其生长点附近局部地区的生态环境,对反映地带性区域的植被和气候基本不起作用,因此本文仅选择了所有乔木花粉、灌木花粉和一部分有代表性的旱生草本花粉以及湿生草本莎草科共85个花粉类型去构成植物功能型(表4.1),作为花粉植被化模拟的基本依据。本文的植物功能型参考于革等(Yu et al., 2000)对中国表土花粉的划分方案,划分为24种基本的植物功能型,并归属于9个植被型(表4.2)。另外由于现有的花粉学难以有效区分一些植物到属或到种,许多花粉类型包含了不同生态行为和气候幅度的植物,如豆科能够构成两种植物型的成分,即既能出现在热带雨林中的常绿树种(Yu et al., 1992; 李平日等, 1992),又能成为草原的草类和灌木(孔昭宸, 1981; 王奉瑜, 1996);花粉桦属和柳属通常出现在中国华北和东北的落叶林中(张佳华, 1996; 周昆叔, 1984; 孙湘君, 1988),又能成为青藏高原上的低矮灌木(李炳元, 1983)。因此,设计了相应的24种复合式的植物功能型。而生物群区,即植被型也基本参照于革等(Yu et al., 2000; 于革等, 1998a, b; Yu et al., 1998a, b)的划分方案并结合研究区现代植被的垂直分带情况划分9个植被型。其中各花粉类型归入植物功能型和各植物功能型归入植被型的方案主要参考已有的对中国的表土花粉植被化模拟的归类方案(Yu et al., 2000; Edwards, 2000)。

表 4.1 大九湖花粉类型和花粉的植物功能型

植物功能型	Plant functional type	功能型 代号	花粉类型 Pollen taxa
极地-高山灌丛	arctic/alpine shrub	aa	Salix, Betula, Cupressaceae
极地-高山草丛	arctic/alpine forb	af	Leguminosae, Polygonum, Umbelliferae, Compositae, Cruciferae, Caryophyllaceae
北方常绿针叶林	boreal evergreen conifer	bec	Pinus, Abies, Picea
北方夏绿阔叶林	boreal summergreen	bs	Salix, Betula, Alnus
北方夏绿针叶林	boreal summergreen conifer	bsc	Larix
寒温带针叶林带	cool-temperate conifer	ctc	Abies, Picea
荒漠草丛-灌丛	Desert forb/shrub	df	Leguminosae, Ephedra, Artemisia, Polygonum, Chenopodiaceae, C ompositae, Cruciferae, Geranium, Liliaceae, Caryophyllaceae
广延性针叶林	Eurhythmic conifer	ec	Pinus, Cupressaceae
草本	Grass	g	Gramineae,
沼泽	Sedge	s	Cyperaceae, Gramineae, Myriophyllum, Alismataceae,
草原草丛-灌丛	Shrub/steppe forb	sf	Artemisia, Polygonum, Acanthopanax, Chenopodiaceae, Umbelliferae, Geranium, Compositae, Ranunculaceae, Balsaminaceae, Cruciferae, Iridaceae, Typhaceae, Typha Labiatae, Caryophyllaceae
热带常绿林	Tropical evergreen	te	Moraceae, Myrtaceae, Magnoliaceae, Michelia, Altingia, Apocynaceae,
热带常绿灌丛	Tropical evergreen forb	tef	Amaranthaceae, Liliaceae, Verbenaceae
温带灌丛	Temperate forb	tf	Papilionaceae, Leguminosae Rubia, Solanaceae Geraniaceae, Euphorbiaceae
热带季雨林	Tropical raingreen	tr	Euphorbiaceae, Magnoliaceae
温带夏绿阔叶林	Temperate summergreen	ts	Quercus, Salix, Tilia, Rosaceae, Betula, Acer , Celastraceae, Rhus, Rutaceae Cornaceae, Rubia, Myrsinaceae, Cornus
寒温带夏绿 阔叶林	Cool-temperate summergreen	ts1	Ulmus, Corylus, Carpinus, Betula, Alnus, Quercus
暖温带夏绿 阔叶林	Intermediate-tempra te summergreen	ts2	Liquidambar, Celtis, Fagus, Machilus, Carpinus, Juglans, Juglandaceae, Carya, Alnus, Pterocarya, Caprifoliaceae, Platycarya, Quercus
亚热带夏绿 阔叶林	Warm-temperate summergreen	ts3	Loropetalum, Rhus, Myrica, Magnoliaceae
温带针叶林类	Temperate conifer	tc	Taxodiaceae

亚热带针叶林	Warm-temperate conifer	tsc3	Taxodiaceae
亚热带常绿针叶林	Warm-temperate evergreen conifer	wtc	Cedrus, Tsuga, Podocarpus, Keteleeria
亚热带常绿阔叶林	Warm-temperate broad-leaved evergreen	wte	Quercus, Castanopsis, Michelia, Thymelaeaceae, Engelhardtia, Cyclobalanopsis, Moraceae, Magnoliaceae, Eurya, Theaceae, Sapindaceae, schima, Hamamelidaceae, Ilex, Myrtaceae, Celastraceae, Rutaceae, Rubia, Myrsinaceae
寒温带常绿阔叶林	Cool-temperate broad-leaved evergreen	wte1	Rhododendron

表 4.2 大九湖中国植被型和所组成的植被功能型

植被型	Biome	Code	Plant functional types
热带雨林	Tropical rain forest	TRFO	te, wte, wtc, tef
热带季雨林	Tropical seasonal forest	TSFO	te, tr, wtc, wte, tef
热带(亚热带)稀树大草原	Tropical (or subtropical) dry forest /savanna	TDFO	g, tr
亚热带常绿阔叶林	Subtropical evergreen forest	STEF	ec, ts, ts2, ts3, tc, wtc, wte, wte1, tef, tsc3
暖温带常绿落叶阔叶混交林	Warm-temperate broadleaved evergreen and deciduous mixed forest	WEDM	ctc, ec, bs, ts, ts1, ts2, wte1, tf
温带针阔叶混交林	Temperate broadleaved and conifer mixed forest	TBCM	bec, bs, ec, ts, ts1, tf
寒温带针叶林	Cold-temperate conifer forest	CTCF	bec, bsc, ctc, ec
温带草原	Temperate steppe	TEST	aa, af, g, sf, s
温带半荒漠	Temperate semi-desert	TESD	g, df

建立好花粉类型×植物功能型矩阵和植物功能型×植被型矩阵后,从孢粉数据中选择与参与构建植物功能型的花粉类型一致的孢粉属种数据构成一个化石孢粉数据矩阵,在3pbase程序中(Guiot et al., 1996b)运行这三个矩阵,得出各孢粉样品的各个不同植被型的计分,然后比较一个孢粉样品上的所有植被型计分,以其中最大的计分确定该样品的植被型。当遇到两个植被型计分完全相等时,则根据“子集优先”的原则取舍,即优先采用由最少数量的植物功能型组成的植被型,最后叠加在DCA分析后的第一轴得分曲线上(图4.4)。

对大九湖 B 孔长 522cm(254cm-776cm) 岩芯中的孢粉数据的模拟结果显示:大九湖盆地周围山地的植被经历了五种植被类型的演替。即大部分时间是温带针阔混交林,其次是温带典型草原,再是暖温带常绿落叶阔叶混交林,然后是寒温带针叶林,在岩芯上部 295cm 处和中部 570cm 处两个样品的模拟结果是亚热带常绿阔叶林。

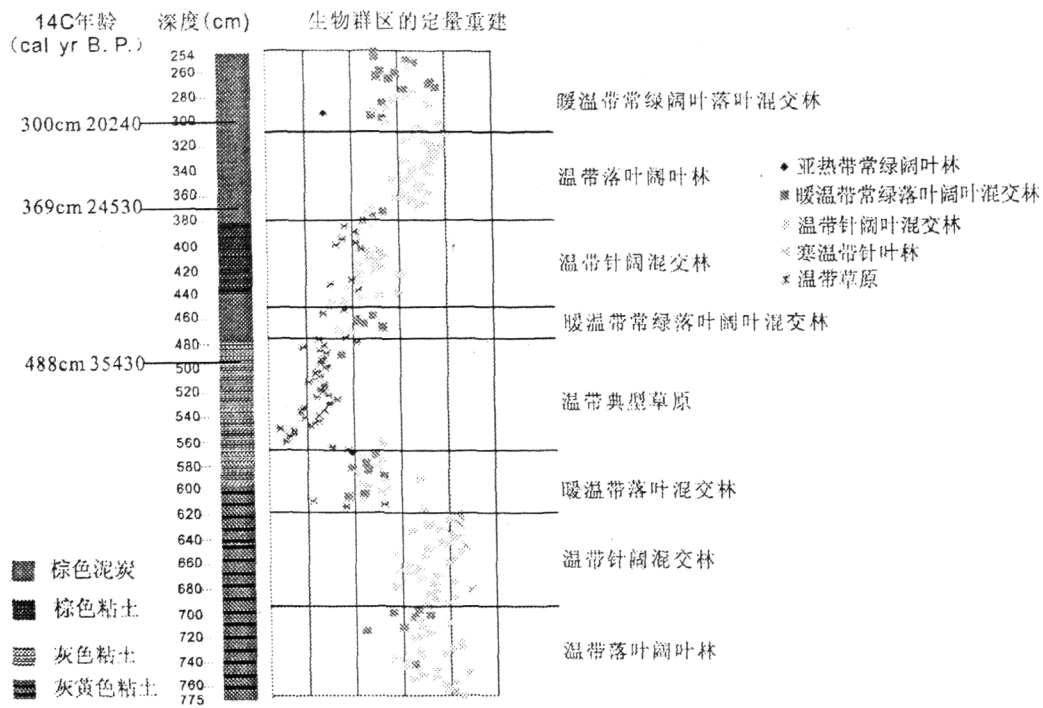


图 4.4 大九湖 B 孔剖面生物群区化定量重建结果图

下面来讨论生物群区化法的模拟结果，我们将这段岩芯的植被变化大致分为八个阶段：

第一阶段：776-695cm (～70-58cal ka B.P.)，岩性为灰黄色粘土，植被类型为温带落叶阔叶林。在 700-720cm 处出现暖温带常绿落叶阔叶混交林，表明在此阶段气候逐渐变暖，植被类型也相应发生变化。

第二阶段：695-620cm (～58-50 cal ka B.P.)，岩性为灰黄色粘土，植被类型为温带针阔混交林。这段时期以温带针阔混交林为主，但间歇出现的寒温带针叶林得分值较高，尤其以 640-620cm 处最明显，表明此阶段的环境在后期开始逐渐变冷，植被类型也相应发生变化。

第三阶段：620-570cm (～50-45 cal ka B.P.)，在 620-595cm 处的岩性为灰黄色粘土，595-570cm 处为灰色粘土，在岩性上发生了很大的变化。植被类型为暖温带常绿落叶阔叶混交林。在 620cm 和 570cm 处间歇出现了温带典型草原植被型。此阶段的气候变化非常显著，由冷变暖再变冷，植被型也随之变化。

第四阶段：570-478cm (～45-36 cal ka B.P.)，岩性为灰色粘土，植被类型表现为温带典型草原，这与此阶段沼泽中的草本植物发育有关。周围高山上仍有乔木生长，但总体上植被型较为单一，气候较冷。

第五阶段：478-450cm (～36-32 cal ka B.P.)，岩性在 440cm 处由棕色泥炭转为棕色粘土，植被类型为暖温带常绿落叶阔叶混交林。暖温带常绿落叶阔叶林、温带针阔混交林均有出现，间歇出现温带典型草原植被型。说明气候变化显著，植被型变化较大。

第六阶段：450-380cm (～32-27 cal ka B.P.)，岩性以棕色粘土为主，植被类型为温带针阔混交林。此阶段的上部和下部，出现了温带典型草原类型，植被类型变化较大，说明当时气候发生了冷-暖-冷的变化。

第七阶段: 380-308cm (~27-21 cal ka B.P.), 岩性为棕色泥炭, 植被类型为温带落叶阔叶林。环境变化较小, 气候较为稳定, 且温暖。

第八阶段: 308-254cm (~21-19.7 cal ka B.P.), 岩性为棕色泥炭, 植被类型为暖温带常绿落叶阔叶混交林。与上一阶段相比气候较为暖湿, 植被类型稳定。

本文使用生物群区化法定量重建的大九湖盆地周围山地末次冰期的植被与根据孢粉组合的定性分析结果基本相符, 但也有出入。如: 在 525-570cm 岩芯段, 定量重建后的植被类型是温带典型草原, 反映的气候较为冷干, 但根据孢粉百分比和浓度图显示, 木本植物花粉所占比例较高, 主要是因为大九湖盆地开始沼泽化, 植被也随之发生变化, 草本类植物花粉增多, 因此表现为温带草原气候。出现差异的原因与本文使用生物群区化法定量重建时采用的植被功能型与植被型以及归类方案是对整个中国表土花粉植被化模拟的方案, 虽然对中国表土植被化模拟的效果总体上来说是比较相符的, 但具体到某个区域时肯定会有差别, 本文因为缺少完整的本研究区表土花粉数据而不能因地制宜的设计适合本研究区的归类方案。

第五章 末次冰期大九湖剖面孢粉组合 反映的古植被和古环境

5.1 大九湖剖面的古植被演替

利用孢粉资料重建古气候的方法很多,总结一下,大致分为四种(范淑贤,1997):一是以植物群体生态属性为基础的群落分析方法;二是以植物单个属种的生态特征为基础的典型属种法;三是以现代表土花粉研究为基础的转换函数法;四是利用花粉比值作为古气候变化代用指标法,例如:蒿属与藜科之比(A/C),表示干湿的变化趋势;阔叶树种花粉与针叶树种花粉之比(阔/针),则表示温度变化的趋势。在没有大量表土孢粉资料情况下,本文采用花粉比值方法来判别古气候的变化趋势。

根据大九湖孢粉组合变化情况,并结合生物群区的定量重建,推断大九湖剖面的古植被演替规律为:带I-温带落叶阔叶林-温带针阔混交林-暖温带常绿落叶阔叶混交林;带II-温带沼泽植被-暖温带常绿落叶阔叶混交林-温带针阔混交林;带III-温带落叶阔叶林-暖温带常绿阔叶落叶混交林。

5.2 大九湖剖面的古环境演变

根据大九湖B孔长522cm(254-776cm)的岩芯中孢粉在剖面上的变化,用Tilia软件绘成孢粉组合的百分比图(图4.1)和浓度图(图4.2),根据孢粉序列和 ^{14}C 年龄测定,综合分析这些孢粉图谱,根据剖面的孢粉组合特征,参考聚类分析(Coniss)结果,将这段岩芯的孢粉组合划分为三个组合带,其下又细分成相应的孢粉亚带。各带的孢粉组合特征按照由老到新的顺序简述如下:

带I: 776-580cm (~70-45cal ka B.P.), 大致相当于MIS4, 反映的是大九湖地区末次冰期冰阶段的植被与环境。本带的岩性是灰黄色粘土,上部为灰色粘土,沉积速率较快,为湖相沉积。从沉积物来判断,当时的水动力不强,沉积较快且连续。

亚带I-1: 776-715cm (~70-60 cal ka B.P.)和亚带I-3: 682-620cm (~56-50cal ka B.P.)中,孢粉百分比和浓度值的变化较为平缓,云杉、冷杉和松花粉的浓度都较高,草本植物花粉浓度也较高,所反映的环境较为冷、湿,与生物群区化模拟出的植被类型相一致,为温带针阔混交林。

亚带I-2: 682-715cm (~56-50 cal ka B.P.)中,从孢粉浓度图来看,乔灌木、草本花粉、

以及蕨类孢子均出现了一个峰值,其中水青冈和阔叶树花粉的峰值最为明显,蕨类孢子也有峰值出现;在百分比图示中,阔叶类植物花粉比例偏高,而云杉、冷杉花粉比例较低。生物群区化分析在这一阶段的植被为暖温带常绿落叶阔叶混交林,与百分比、浓度图式所表现出来的植被景观相一致。

亚带 I-4: 620-580cm (~50-45 cal ka B.P.) 中,冷杉的百分比含量较高,达到 60% 左右,而阔叶树花粉仅 10% 所有,所反映的环境较亚带 I-1,亚带 I-2、亚带 I-3,更为寒冷,为寒温带针叶林景观。

本带总体上反映的环境较为冷、湿,植被景观以温带针阔混交林为主,间歇出现暖温带落叶阔叶混交林与寒温带针叶林景观。

带 II: 580-361cm (~45-25 cal ka B.P.) 相当于 MIS3,可能反映的是大九湖盆地末次冰期间冰阶段的植被与环境。本带沉积物以粘土沉积为主,但在顶部 (361-380cm) 和中部 (440-475cm) 有泥炭沉积,为湖相沉积层。岩性变化较大,说明这个阶段的气候变化较为频繁。

亚带 II-1: 580-525cm (~45-40 cal ka B.P.) 中,根据孢粉百分比来看,乔灌木花粉比例较大,在 50% 左右,同时,蕨类植物孢子也出现一个峰值,在 10% 左右,最高达到 20%,从浓度图式看,乔灌木花粉、草本植物花粉、蕨类孢子浓度值都很低,植被较为稀少,蕨类植物较为丰富,表明当时的气候较为冷干;

亚带 II-2: 525-436cm (~40-31 cal ka B.P.) 中,从百分比图示分析,乔灌木花粉所占比例较低,仅 20% 左右,而草本植物花粉非常丰富,达到 60% 左右,从浓度图式来看,蕨类孢子的浓度较其他阶段都高,草本植物花粉浓度也较高,综合分析来看,这个阶段的植被以草本和蕨类植物为主,草原发育,生长有少量的乔灌木,气候干冷;

亚带 II-3: 436-380cm (~31-27 cal ka B.P.) 中,从百分比图示分析,乔灌木花粉所占比例较亚带 II-2 高,达到 50% 左右,阔叶乔木花粉比例增大,而草本植物花粉百分比较上一亚带低,为 40% 左右,从浓度图式来看,蕨类孢子浓度依旧较高,云杉花粉也出现一个峰值,表明这个阶段气候较冷。但在 410-430cm 处,出现了阔叶乔木花粉和水青冈的一个峰值,生物群区化模拟的结果也表明这个阶段的植被型为温带针阔混交林,较前后两个阶段暖。

亚带 II-4: 380-361cm (~27-25 cal ka B.P.) 中,乔灌木花粉比例较低,其中云杉、冷杉花粉含量较上一亚带下降,阔叶乔木花粉有所增长,水青冈的浓度也较高,表明这个阶段气候转暖,植被以温带针阔混交林为主。

总体来看,本带孢粉变化反映了大九湖地区由湖相向沼泽化发展。盆地中草本植物增多,但周围山地阔叶林仍在较大面积发育,高冷的云冷杉林向高海拔退却,由此推断本阶段的环境较为冷、干。

带 III: 361-254cm (~25-19.7 cal ka B.P.) 相当于 MIS2,可能反映的是大九湖盆地末次冰盛期阶段的植被与环境。岩性为棕色泥炭,为沼泽相沉积。

亚带III-1: 361-325cm (~25-22cal ka B.P.), 百分比图式中, 乔灌木花粉所占比例较高, 其中冷杉花粉比例达到 40%左右, 阔叶乔木花粉为 20%; 浓度图式中, 乔灌木、草本、蕨类植物的花粉浓度均很低, 榛属、杨梅属、泽泻科、狐尾藻属的浓度出现小峰值, 说明当时的气候较为温暖, 植被型为温带落叶阔叶林。

亚带III-2: 325-304cm (~22-20.5cal ka B.P.), 百分比图式中, 在 300cm 处, 冷杉花粉出现一个极低值, 浓度图式中, 冷杉浓度较低, 水青冈属、阔叶乔木、杨梅属、香蒲属、狐尾藻属的浓度出现峰值, 含量较高, 表明当时的气候较温暖, 植被型为温带落叶阔叶林。在 300cm 处, 生物群区化分析结果显示当时为亚热带常绿阔叶林, 与前后时间段内的植被型不同。

亚带III-3: 304-254cm (~20.5-19.7cal ka B.P.), 阔叶乔木花粉所占比例达到 40%左右, 冷杉花粉比例也较高, 在 20%左右波动, 在浓度图式中, 水青冈属、阔叶乔木类、榛属等乔灌木花粉含量较高, 表明当时的气候较为温和, 植被茂盛, 植被型表现为暖温带常绿阔叶落叶混交林。

总体来讲, 本带孢粉变化较为平缓, 反映出在该阶段的植被以温带针阔混交林为主, 指示的环境偏冷、湿。

5.3 大九湖剖面的气候事件

5.3.1 Dansgaard-Oeschger 事件

末次间冰期以来, 共出现 22 次间冰阶温暖事件, 温度波动可达 6-7℃。这类气候变化是在 10-30 年之内发生的。这种温暖事件, 除非它延续超过 2000 年, 一般都局限在北半球, 而在南极冰心中并没有这类记录。北半球的一些地方, 在主要的间冰阶时, 大量的冰川溶化和温度升高。在时间较短的间冰阶时, 会短促地出现没有粉尘的大气环流形势, 这与任何时间的其他间冰期都不同。在这时候, 从一种极端温度状态到另一种极端温度状态的“气候颤动”发生在短于 5-20 年的时段内, 这些间冰阶从开始到终止的转型在 10 年内完成。这些“气候颤动”的发生需要极端快速的大气环流重组, 并伴之以海水表面温度的变化。

发生在 17-34cal ka B.P.之间的气候波动极端迅速, 在这期间, 大约发生 6 次振荡和许多更细微的气候波动。每一次主要的振荡持续时间大约为 1ka, 温度在 1 年内发生迅速变化。在这些振荡中, 格陵兰的温度变化近 7℃, 降雪量增大到 2 倍, 大气粉尘增加近 100 倍。有时, 温暖期仅延续几百年。D-O 振荡代表了北半球环流型大规模的重组, 温度和降水都有大的变化。D-O 振荡支持这样的概念: 冰期气候有两个稳定态, 它的行为类似一种混沌系统, 处于至少两种截然不同的温度平衡状态的交替中。当状态发生变化时, 气候在两者之间反复震荡, 并主要锁定在冰期状态 (Dansgaard et al., 1971, 1989)。

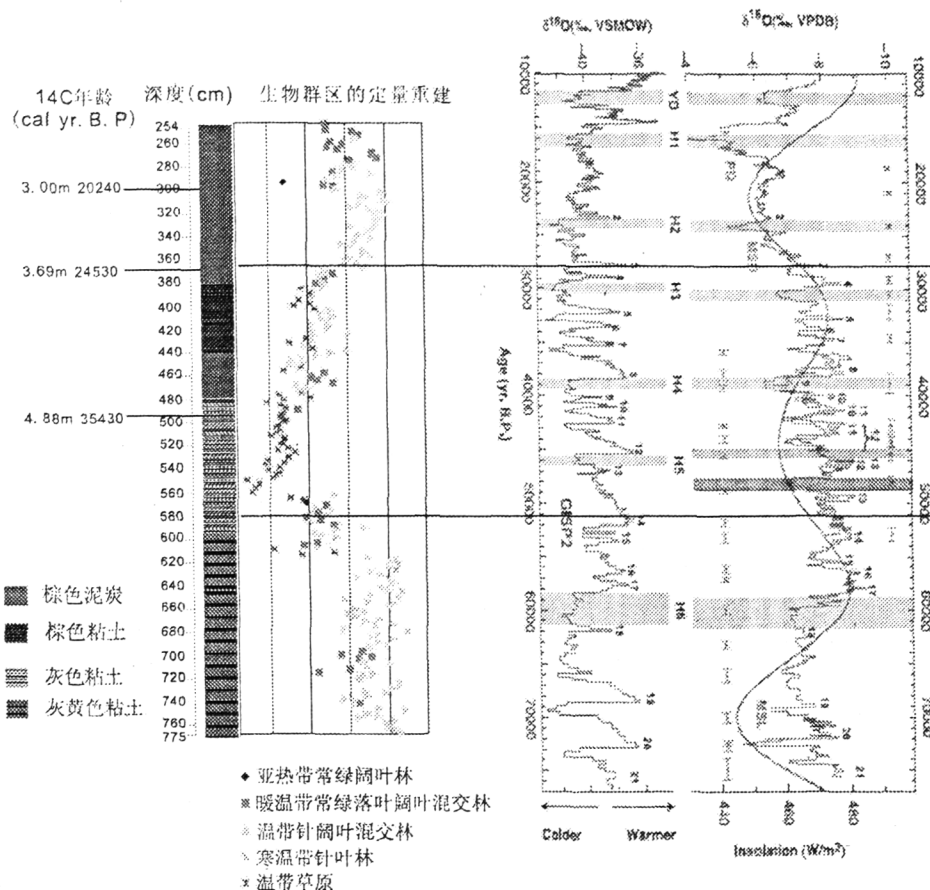


图 5.1 大九湖剖面生物群区化结果和 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线与南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

从大九湖 B 孔孢粉百分比和浓度图式, 结合生物群区的定量重建结果来看, 在末次冰期间冰阶这一时间段内, 与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线和南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行对比后发现, 大九湖 B 孔岩芯所反映出来的气候变化能够与其很好的对应起来。D-O2 阶段, 对应于大九湖 300cm (20.24 cal ka B.P.) 处, 气候转暖, 植被型由温带针阔混交林向暖温带常绿阔叶林景观过渡; D-O3 和 D-O4 阶段, 对应于大九湖 370cm (~ 24.6 cal ka B.P.) 左右, 出现了暖温带常绿阔叶林景观; D-O5、D-O6、D-O7 和 D-O8 阶段, 对应于大九湖 400-480cm 左右 ($\sim 28-35$ cal ka B.P.), 在这一阶段, 气候变化显著, 冷暖交替现象频发; D-O9 $\sim$ D-O13 阶段, 对应于大九湖 470-530cm 左右 ($\sim 35-40$ cal ka B.P.), 在这段时间内, 大九湖盆地的气候稳定, 与 D-O 事件对比不明显, 这与大九湖在这个时期开始沼泽化有很大关系; D-O14 $\sim$ D-O17 阶段, 对应于大九湖盆地大约 580-700cm (45-58 cal yr B.P.) 在这段时期内, 大九湖盆地植被型表现为温带针阔混交林, 表明这个时期总体上气候较为温暖, 间歇出现寒温带针叶林, 出现了气候变冷事件, 但持续时间都不长, 能够与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线和南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线很好的对应起来。

5.3.2 H-事件

Heinrich 事件以北大西洋发生大规模冰川漂移事件为标志,代表了大规模冰山涌进的气候效应而产生的快速变冷事件,北大西洋共发生了六次强烈的冰川漂移事件,根据格陵兰的冰芯纪录,几次大的 Heinrich 事件使大气温度在冰期气候条件下又降低 $3-6^{\circ}\text{C}$,持续时间为 200-2000 年,这种短时间气候变冷现象在佛罗里达的湖泊沉积物中以及中国的黄土中都有记录,说明 Heinrich 事件可能是末次冰期北半球普遍的气候振荡事件(刘嘉麒,倪云燕,储国强,2001)。根据 ^{14}C 年龄测定,这六次浮冰时间高峰的时间发生在 14.3ka、21ka、28ka、41ka、52ka 和 69ka B.P.,每次事件延续 1-2ka,其发生常常伴随着海水表面温度、盐度和浮游有孔虫数量的显著降低。H-事件对应着 D-O 振荡中气候最冷和持续时间最长的振荡(Heinrich, 1988)。

郭正堂等(1996)的研究发现,与 Heinrich 事件相对应的黄土剖面风化指数低值(LW 峰),除 LW-3 外,他们都处于黄土与古土壤的交界处,说明它们易发生于气候转变时期。而这些事件易发生于由地球轨道变化引起的全球冰量增长和减少的两种时期。Porter 和安芷生(1995)发现洛川马兰黄土的粒度变化与北大西洋的 Heinrich 事件可以对比,鹿化煜和周杰(1996)对黄土高原多个剖面的研究也得到了类似的变化。

南海陆架孢粉研究发现,13.7-14.7ka B.P.和 20.6-22.9ka B.P.气候变冷期与东北大西洋沉积物中 Heinrich 事件 1 和事件 2 变冷事件存在成因上的联系(吕厚远等,1996)。其间热带种大量减少,相对寒冷种增加,似乎说明夏季风强度明显减弱。因此,Heinrich 事件在东亚地区不仅影响了冬季风,而且影响了夏季风,表明东亚季风的变迁更直接受控于北半球冰量的变化。

综合大九湖 B 孔孢粉百分比、浓度图式和结合生物群区的定量重建结果来看,在末次冰期间冰阶到 19.7cal ka B.P.的时间段内,与 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线和南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行对比后发现,可以较为明显的发现在这期间发生的 H 事件,大致包括 H2、H3、H4、H5、H6 (图 5.2)。

在大九湖剖面 300cm 深度(20240 cal yr B.P.)处,云/冷杉花粉百分比和浓度值都出现峰值,百分比达到 40%,阔叶乔木花粉百分比与浓度下降均较为明显。植被型发生很明显的变化,由温带落叶阔叶林转为暖温带常绿林,表明当时的气候发生了明显的冷-暖变化,可能对应于发生在 21ka B.P.的 H2 事件。

在大九湖剖面 380-400cm 段($\sim 27-28$ cal ka B.P.),云杉、冷杉花粉浓度较高,花粉百分比达到 40%左右,植被型表现为暗针叶林景观,说明这个阶段发生降温事件,持续时间近 1000 年,可能对应于发生在 28ka B.P.的 H3 事件。

在大九湖剖面 470-490cm 段($\sim 35-37$ cal yr B.P.),草本植物繁盛,阔叶乔木花粉含量较低,云/冷杉花粉浓度和百分比出现一个小峰值。植被型表现为温带草原,这个阶段的温

度较低,可能对应于发生在 41ka B.P.的 H4 事件。这个阶段过后,气温回升,出现了暖温带混交林。

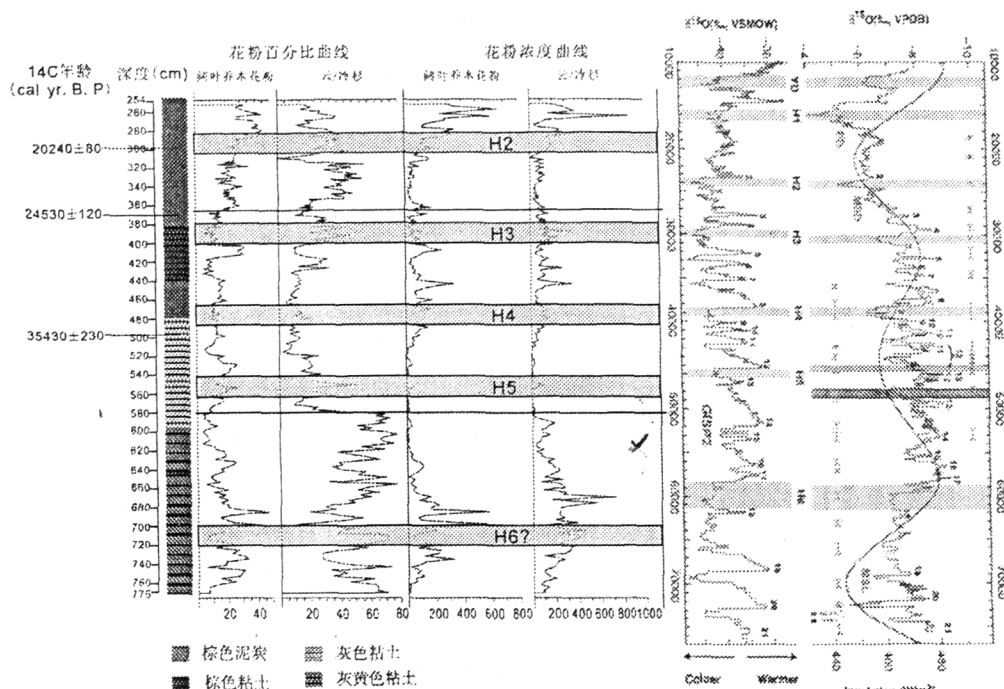


图 5.2 大九湖剖面阔叶乔木与云/冷杉花粉百分比、浓度曲线和 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线与南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

在大九湖剖面 545-565cm 段 (推测为 42-44 cal ka B.P.), 乔灌木和草本植物浓度都很低, 草本植物花粉百分比达到 50%, 乔灌木花粉仅 30% 左右, 云/冷杉花粉浓度和百分比较高。植被型表现为温带草原, 温度较低, 可能对应于大约发生在 52ka B.P.的 H5 事件。

在大九湖剖面 700-720cm 段 (推测为 57-59 cal ka B.P.), 云/冷杉花粉浓度和百分比出现较大波动, 百分比含量达到 80% 左右, 阔叶乔木花粉百分比和浓度含量均较低, 温带较低, 可能出现一次较冷的气候事件。北大西洋记录的 H6 冷事件起初被定在 65-66 ka BP 左右, 但是, 由于定年的困难, 这个事件的年龄一直存在较大的误差, 争议较多。近年来, 由于更精细地研究, 这一事件的年龄被定在 60 ka BP 左右 (Hemming S R. et al., 2004)。一些中国的石笋记录也支持这个最新的年龄 (Wang Y J, 2001; 覃嘉铭等, 2004; 李廷勇等, 2007)。因此, 这个阶段极有可能对应于发生在 60ka B.P.的 H6 事件。

由于测年数据的缺乏, H5、H6 事件的发生时段不能确定, 还待进一步的研究与探讨。

5.4 大九湖剖面环境演变的讨论与对比

大九湖剖面的孢粉组合揭示了我国神农架地区末次冰期的植被与气候环境变化, 笔者就大九湖泥炭所反映的末次冰期冰阶、末次冰期间冰阶、末次盛冰期的气候演变与气候事件, 与其他地区的气候事件进行了对比和讨论。

5.4.1 与石笋高分辨率记录的比较

选择在国际上影响较大的南京葫芦洞 (Yongjin Wang et al.,2001) 与神农架地区山宝洞石笋的氧同位素记录进行比较研究。这些石笋剖面与大九湖泥炭剖面大体同处于东亚季风区, 为同一研究区域, 因此具有较强的可比性。

神农架山宝洞石笋SB46的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (赵侃等, 2008) 表明, 末次冰期32.2~26.7cal ka B.P. 和17.0~15.4cal ka B.P.的东亚季风降水序列和同一洞穴全新世石笋记录的对比发现,在MIS3晚期东亚季风区可能存在极强夏季风降水事件, 相当于全新世季风强度, 可能与岁差旋回太阳辐射及海陆水汽潜热释放增强有关。与葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和格陵兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比表明, 东亚夏季风千年尺度气候振荡与高北纬地区海-气快速重组存在遥相关效应。山宝洞石笋年龄与葫芦洞石笋和格陵兰冰芯时标在定年误差范围内基本一致, 但山宝洞石笋与冰芯记录在DO事件的年龄、波形和持续时间上更为一致, 进一步说明了低纬季风气候与极地气温同步变化。

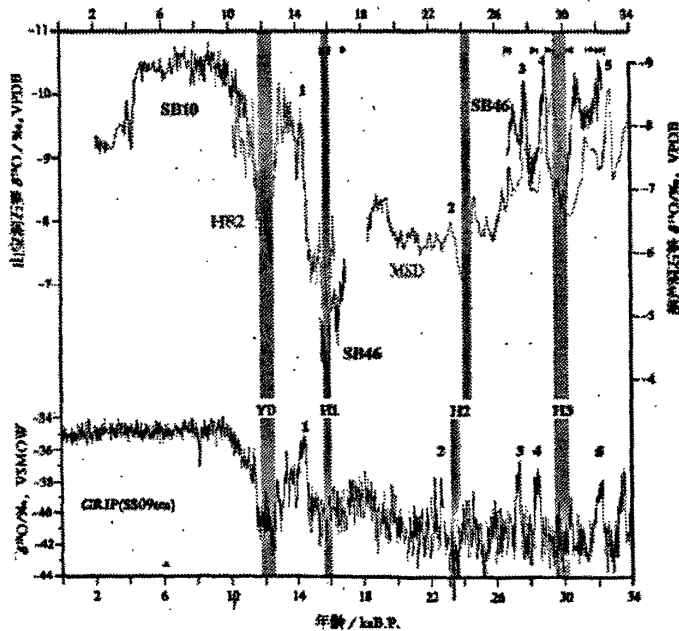


图5.3 山宝洞 (SB46和SB10)、葫芦洞石笋 (H82和MSD) 和 New GRIP冰芯 (GRIP/SS09 sea) $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

神农架山宝洞和南京葫芦洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和本文大九湖孢粉分析结果有很好的一致性, 山宝洞记录的 H3 和 H2 事件, 在大九湖泥炭记录中也有很好的显示, 在 DO3、DO4 时期, 阔叶类乔木花粉也出现了两次高峰。

5.4.2 与其他高分辨率记录的比较

重庆金佛山梁天湾洞, 位于重庆南川市东南隅, 与大九湖盆地直线距离约为370km。洞穴石笋碳氧同位素记录了末次冰期晚期(31.90~15.21 ka B. P.)长江中游较高分辨率的古气候变化序列。从石笋的氧同位素曲线中明显地检出Heinrich事件, 并且氧同位素曲线与南京葫芦洞和贵州董歌洞的石笋记录有着良好的对比关系。但明显的差别是, 重庆地区石笋的同位素记录表明, 该地区末次冰期晚期古气候是受西南季风和东南季风双重影响的。

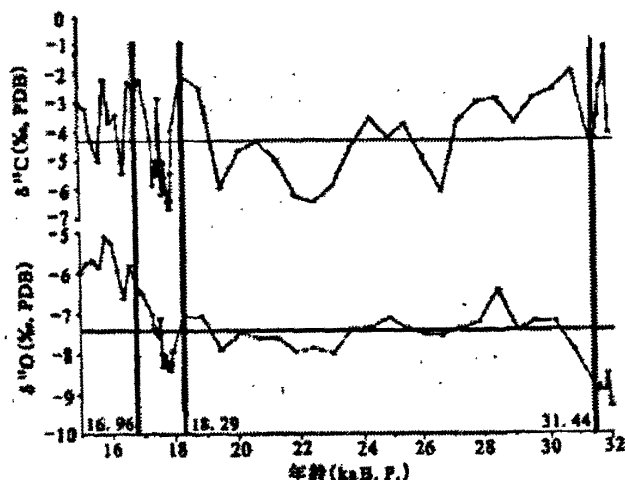


图5.4 重庆金佛山梁天湾洞14号石笋32~15 ka B. P. 氧碳同位素记录曲线

(据王建力等, 2006)

重庆金佛山梁天湾洞石笋碳同位素记录表明该区植被演化的情况: 31.99~31.44 ka B. P. 期间, 地表植被状况很差, 石漠化很强, 以C4植被为主, 但受气候影响波动很大; 31.44~18.29 ka B. P. 季风气候迅速衰退而后处于稳定期, 受夏季风衰退的影响, 气温和降水都持续减少, 植被以草本为主; 18.29~16.96 ka B. P. 时期, 降水丰沛, 植被以灌木丛和木本为主; 16.96~15.02 ka B. P. 期间, 生态系统不稳定, 植被以草本为主 (王建力等, 2006)。

同石笋记录相比较, 大九湖盆地在 32-15 ka B. P. 期间, 开始沼泽化, 盆地中草本植物增多, 但周围山地阔叶林仍在较大面积发育, 高冷的云冷杉林向高海拔退却, 环境较为冷、干。由于所处地理位置与周围环境不同, 大九湖盆地所反映出的植被变化与梁天湾洞石笋碳同位素记录相比, 环境较重庆梁天湾洞湿润。

管清玉等 (2007年) 通过对位于东亚季风区中东部与西部边缘的两个高分辨率黄土剖面记录的对比研究, 发现它们不仅捕捉到了20个Dansgaard-Oeschger事件与6个Heinrich事件, 而且黄土记录与GRIP冰芯记录的这些快速气候波动基本上是同步的。

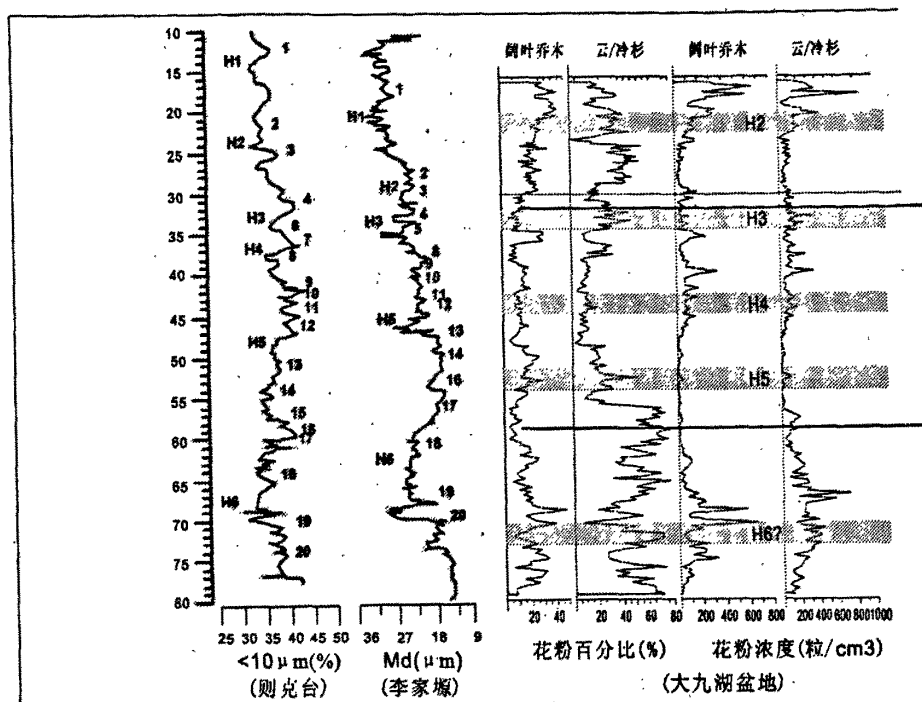


图5.5 黄土高原则克台、李家源剖面末次冰期黄土粒度记录与大九湖孢粉记录的对比 (1~20为DO暖事件, H1-6为Heinrich冷事件) (据管清玉等, 2007改绘)

以上黄土记录显示, 在整个末次冰期, 东亚季风气候同样存在千年—百年尺度上的快速波动。自西向东Dansgaard-Oeschger旋回的幅度逐渐变小, 推测这主要是由西风与东亚夏季风共同作用所造成的。同黄土记录相比较, 我们发现大九湖B孔剖面所反映的末次冰期的环境变化与黄土粒度记录大致相同, 有较强的一致性。

5.4.3 与北大西洋-格陵兰地区记录的对比

北半球高纬地区——北大西洋地区与格陵兰地区的研究 (Heinrich H., 1988; Dansgaard W *et al.* 1993; Bond G *et al.* 1993) 首先揭示了末次冰期气候表现为一系列的快速气候突变事件。随后的研究表明, 这些快速气候突变事件不仅仅局限于北大西洋地区, 而且在北半球具有较大普遍性。众多的冰芯记录 (姚檀栋等, 2001)、孢粉记录 (Benson L W, 1998)、黄土记录 (Porter S C & An Z S. 1995; 丁仲礼, 1996; 吕连清, 2004)、石笋记录 (汪永进, 2000; Gently D, 2003)、海洋记录 (Schulz H, 1998; David W L, 2003) 中都有其踪迹。尽管在北大西洋以外地区这些快速气候波动事件表现得不如北大西洋地区强烈, 但 Heinrich 事件与 Dansgaard-Oeschger 事件的影响效应还是存在的。

大九湖 B 孔岩芯剖面记录的环境信息响应了全球的气候环境变化, 末次冰期的气候变化趋势与格陵兰和北大西洋地区具有一致性。

5.4.4 环境变化的机制探讨

在沉积记录与环境变化或过去全球变化的研究中,古气候变化受到格外重视,各种研究都力图寻求古气候变化的驱动机制,以揭示气候变化的原因和规律,因为对过去气候变化的深入理解是预测未来人类生存环境可能变化的关键和基础。总的来说,气候变化的原因可分为四类:地-气系统以外的因素、强地质因素、陆-海-气系统的内在因素以及显然是随机性的因素。外部因素大都具有周期性,但它们不能独自解释冰期与间冰期间的温度差。地质因素能够解释更新世盛行的寒冷气候,但不能用来解释气候波动的周期性。陆-海-气系统是复杂的,如果与外界强迫循环联系起来,就能够通过正、负反馈机制很好地解释冰期强度和持续时间选择。第四种因素承认,即使与外界强迫源周期联系起来,气候变化在很大程度上也是随机性的(刘东生等, 2004)。在解决古气候变化的动力机制问题上,一般有两种手段,一是对古气候记录进行分析后建立概念模型;二是在不同边界条件下运转大气物理模式(GCM模式)而得到数值模型(丁仲礼, 1998)。

在过去相当长一段时期内,普遍的观点认为地球轨道参数变化引起的太阳辐射的变化是造成第四纪地球气候变化的主要原因。大量的研究认为北半球极地大冰盖的扩张,引起北大西洋环流系统的改变,并进而影响全球气候(Broecker, 1991; Bond et al., 1993)。米兰科维奇理论是从全球尺度上研究日射量与地球气候之间关系的天文理论。该理论认为,地球轨道偏心率、黄赤交角及岁差等三要素变化引起的到达北半球中高纬度夏季日射量变化是造成冰期—间冰期旋回的根本原因。该理论是第四纪研究中的经典理论,但是深入的研究对其提出了挑战。2006年,汪品先院士和丁仲礼院士同时在《第四纪研究》撰文,讨论了米兰科维奇理论所遇到的挑战和机遇,指出过去认为的全球气候变化单一敏感区触发机制已难以圆满解释所有观察事实,天文因素控制下轨道尺度气候变化机制研究正面临理论突破的新需求和新机遇(丁仲礼, 2006)。在古气候研究中应该重视区别高、低纬区不同过程的轨道周期,从高、低纬区相互作用的角度研究气候变化的机理(汪品先, 2006)。

笔者认为人类环境系统并不局限与地表环境系统,也不局限于地球环境系统,完整的环境系统还必须包括地外系统,它的基本层次结构是地月系—太阳系—银河系—总星系。月球对地球的影响是十分强大的,“九星会聚”是地球百年级气候环境变动的重要原因;太阳系在银河系的运动可能是地史上大冰期的基本成因;而银河系或临近的河外星系的恒星爆炸(超新星)很可能是地球气候和环境突变的重要原因。关于全球气候变化的原因分析,需要多学科的交叉,从中找出真实的规律性东西,尤其是客观存在的基本规律,这需从不同的角度、多样的研究方法来探索气候变化的真正原因。虽然对米兰科维奇理论争论仍很大,但从其从宇宙整体观的角度来分析全球气候变化的原因,为更加合理解释全球气候变化的原因开创先河。

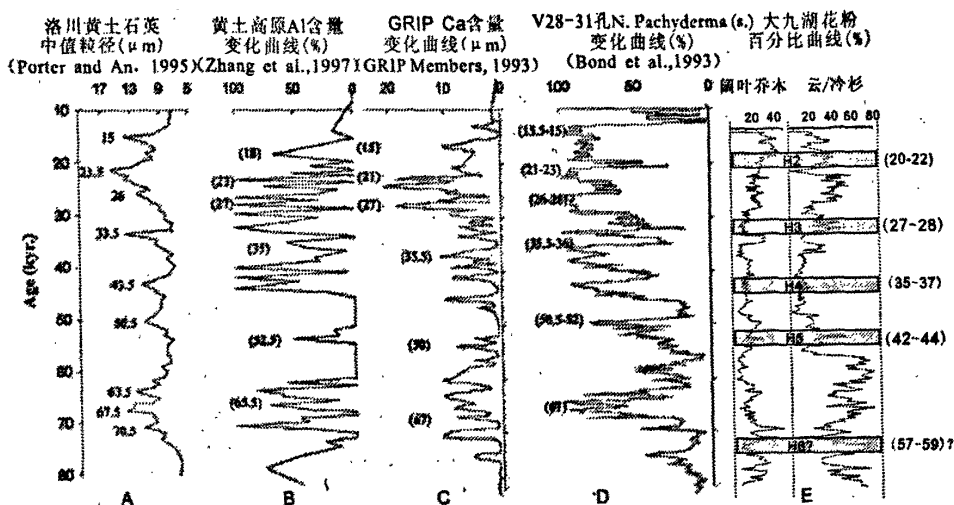


图5.6 末次冰期大九湖花粉百分比与中国北方地区、北大西洋的气候记录对比
 A. 洛川黄土石英中值粒径 (Porter and An, 1995); B. 中国西部黄土高原Al的沉积-大气尘埃的变化(Zhang et al., 1997); C. GRIP冰芯中Ca含量的变化(GrIP members, 1993);
 D. *N. Pachyderma (s.)* data from Bond et al. (1993); E. 大九湖花粉百分比曲线

本文在探讨末次冰期大九湖盆地的气候变化原因时,主要是通过通过与代表全球气候变化的深海记录和其它陆相气候记录进行对比来推测(图5.6)。大九湖B孔剖面记录的环境信息总体响应了北半球太阳辐射的变化和东亚季风的变迁。由于所处的地理位置,决定了大九湖泥炭剖面反映的气候和环境变化既受东亚季风控制,又受包括太平洋季风和印度洋在内的东亚季风制约。

第六章 结论与展望

6.1 结论

使用定性和定量相结合的方法对神农架大九湖盆地 B 孔 254-776cm 段岩芯所采集的样品进行孢粉学分析,重建了研究区域末次冰期的气候与环境演变序列,并通过对比分析,初步结论如下:

1、本文中 14C 年龄、生物群区化定量重建曲线与 GISP2 $\delta 18O$ 曲线、南京葫芦洞 $\delta 18O$ 曲线有着良好的对应关系,推测大九湖盆地 B 孔在 776-580cm 为末次冰期冰阶、580-360cm 为末次冰期间冰阶、360-254cm 为末次盛冰期的堆积物。

2、植被与气候

(1) 末次冰期冰阶

末次冰期冰阶期间大九湖地区应为温带落叶阔叶林景观。气候偏冷,气温比现今至少低 2-3℃。

(2) 末次冰期间冰阶

末次冰期间冰阶期间大九湖地区由湖相向沼泽化发展,盆地中草本植物增多,高冷的云冷杉林向高海拔退却。表明此阶段的气候较为凉湿,气温比现今低 1-2℃。

(3) 末次盛冰期

末次冰期冰阶期间大九湖地区为温带针阔混交林景观。此阶段的气候偏冷,气温比现今至少低 4℃。

3、环境变化机制

本文在探讨末次冰期大九湖盆地的气候变化原因时,主要是通过代表全球气候变化的深海记录和其它陆相气候记录进行对比来推测。大九湖 B 孔剖面记录的环境信息总体响应了北半球太阳辐射的变化和东亚季风的变迁。由于所处的地理位置,决定了大九湖泥炭剖面反映的气候和环境变化既受东亚季风控制,又受包括太平洋季风和印度洋在内的东亚季风制约。

6.2 研究工作的不足与展望

虽然本项研究通过对大九湖盆地 B 孔长 522cm (254-776cm) 的岩芯进行孢粉研究后,在恢复末次冰期的神农架地区的植被和气候取得了一定的成果,但由于各种原因和主客观条件的限制,本项研究仍有许多不足之处,期望在今后的研究中予以完善。

1、在年代学研究方面，由于测年数据较少，影响了建立年代框架、孢粉划带及气候冷暖变化时期的研究。现正有一批测年样品在测试过程中，这对更好地解释大九湖盆地及其周边的环境变化将有很大帮助；

2、尽快完成表土孢粉样品的分析，利用现代气象资料，建立起本区孢粉与气候环境转换函数，为大九湖的孢粉研究提供更准确的背景资料；

3、完成大九湖 B 孔上部（0-254cm）的孢粉分析，在可靠的 14C 年代数据的支撑下，完整分析自 MIS4 以来大九湖的植被与环境演变史；

4、在对气候变化的驱动机制探讨方面，对孢粉指标做一些频谱分析、滤波分析、小波分析及数据处理等统计分析，进一步探索孢粉指标反映气候的规律性及与各驱动机制之间的联系。

参考文献

1. Allen, J.R.M., Huntley, B. and Watts, W.A. 1995: The vegetation and climate of north-west Iberia over the last 14,000 years. *Journal of Quaternary*
2. An Zhisheng, Sun Donghuai, Zhang Xiaoye, Zhou Weijian. Accumulation sequence of Chinese loess and climatic records of Greenland ice core during the last 130ka. 1995,40(15):1272-1276
3. Anders Svenssona, Katrine K, Andersena, et al. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25 (2006) 3258-3267
4. Arnold JR, Libby W F. Age determination by radiocarbon content: checks with samples of known age. *Science*, 1949, 110: 678-680.
5. Benninghoff, W.S.. Calculation of pollen and spores density in sediments by addition of exotic in known quantities. *Pollen et spores*. 1962, IV(2): 332-333.
6. Benson L W, Lund S P, Burdett JW, et al. Correlation of late Pleistocene lake level oscillation in Mono Lake, California, with North Atlantic climate events. *Quaternary Research*, 1998, 49 (1): 1-10
7. Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediment and Greenland Ice. *Nature*, 1993, 365: 143-147
8. Burns S J, Fleitmann D, Matter A, et al. Indian ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard-Oeschger Events 9 to 13. *Science*, 2004, 301: 1365-1367.
9. Cruz F W, Burris S J, Karmann H et al. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116 000 years in subtropical Brazil. *Nature*. 2005, 434: 63-66
10. Dansgaard W, Johnson S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250 ka ice core record. *Nature*, 1993, 364: 218-220
11. Dansgaard W, Johnson S J, Clausen H B and Langway C C. 1971. Climate record revealed by the Camp Century ice core. In: *The Cenozoic Glacial Age* (Turekian K K. ed.). Yale University Press, New Haven.
12. David W L, Dorothy K P, Larry C P, et al. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, 2003, 301 (5): 1361-1364
13. Davis M B. A method for determination of absolute pollen frequency. In *Handbook of Paleontological Technique* (eds B. Kummel and D. M., Raup), W. H. Freeman, 1965.
14. Edwards M E, Anderson P M, Brubaker L B et al. Pollen-based biozones for Beringia 18,000, 6000 and 0 ¹⁴C yr BP. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 521-554.
15. Genty D, Blamart D, Ouahdi R, et al. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 2003, 21: 833-837

16. GRIP members. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 202 ~ 207
17. Guiot J, Cheddadi R, Prentice I C et al.. A method of biome and land surface mapping from pollen data: application to Europe 6000 years age. *Palaeoclimates*, 1996a, 1: 311-324.
18. Guiot J, Goeury C. PPPBASE, a software for statistical analysis of paleoecological and paleoclimatological data. *Dendrochronologia*, 1996b, 14: 295-300.
19. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the north-east Atlantic Ocean during the past 130 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 1988, 29: 143-152
20. Hemming S R. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev Geophys*, 2004, 42: RG 1005
21. Hill M O, Gauch H G. Detrended correspondence analysis, an improved ordination technique. *Vegetation*, 1980, 42: 47-58.
22. Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsson, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16, 299-307.
23. Jongman R H G, Ter Braak C J F, van Tongeren O F R, et al.. Data analysis in community and landscape ecology. Cambridge: Cambridge University Press, 1995: 105-110.
24. Jørgensen, Sv.. A method of absolute pollen counting. *The New Phytologist*, 1967, 66: 489-493.
25. Libby W F, Anderson E C, Arnold JR. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radio-carbon. *Science*. 1949, 109: 227-228.
26. Linda Heusser. A 50,000-yr Pollen Record from Chile of South American Millennial-Scale Climate Instability during the Last Glaciation. *Quaternary Research* 52, 154-158 (1999)
27. McGarigal K, Cushman S, Stafford S. Multivariate statistics for wildlife and ecology research. New York: Springer - Vedag, 2000: 68-69.
28. North Greenland Ice Core Project members. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147-151
29. Peyron O, Guiot J, Cheddadi R et al.. Climate reconstruction in Europe for 18, 000 yr B. P. from pollen data. *Quaternary Research*, 1998, 49: 183-196.
30. Pisarcic M, MacDonald G M, Velichko A A et al.. The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomata and tree stump evidence. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20: 235-245.
31. Porter S C & An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305-308
32. Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 360: 647-652.
33. Prentice I C, Webb III T. BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation

- participants from palaeoecological records. *Journal of Biogeography*, 1998b, 25: 997-1005.
34. Prentice I C , Webb III T. BIOME 6000: towards a global palaeovegetation data set. *Global Change Newsletter*. 1994, 19: 8-9.
 35. Prentice I C , Webb III T. Global palaeovegetation data for climate-biosphere model evaluation. Stockholm, IGBP, 1997.
 36. Prentice I C, Cramer W, Harrison S P et al., A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 1992, 19: 117-134.
 37. Prentice I C, Guiot J, Huntley B et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 185-194.
 38. Prentice I C, Harrison S P, Jolly D et al.. The climate and biomes of Europe at 6000 yr BP: comparison of model simulations and pollen-based reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 1998a, 17: 659-668.
 39. Prentice I C, Jolly D, BIOME 6000 participants. Mid-Holocene and glacial--maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 507-519.
 40. Schubert C J, Villanueva J, Calvert S E, et al. Stable phytoplankton community structure in the Arabian Sea over the past 200 000 years. *Nature*, 1998. 394: 563- 566
 41. Schulz H, Rad U2v, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian sea and Greenland climate oscillations of the past 110, 000 years. *Nature*, 1998, 393: 54-57
 42. Spotl C, M angini A. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203(1): 507-518
 43. Stockmarr J.. Tablets with spores in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 1971, XIII (4): 615-621.
 44. Stuiver M., Remier P.J. and Remier R.W. 2005. CALIB 5.0 2005[www. program and documentation]
 45. Ter Braak C J F, Smilauer P. CANOCO reference manual and user's guide to Canoco for Windows (version 4). New York: Centre for Biometry Wageningen, 1998.
 46. Ter Braak C J F. The analysis of vegetation-environment relationships by canonical correspondence analysis. *Vegetation*, 1987, 69: 69-77.
 47. Van Post L. On forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits. *Pollen et Spores*, 1967, 9: 375
 48. Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, 2001. *China. Science* 294, 2345-2348
 49. Woodward F I. *Climate and Plant Distribution*. Cambridge: Cambridge University Press, 1987. 174.
 50. Yan Zhao, Adam Hölzer, Zicheng Yu, Late Holocene Natural And Human-Induced Environmental Change Reconstructed From Peat Records In Eastern Central China, 2007.

Radiocarbon, 49(2), 789-798

51. Yu G, Chen X, Ni J et al.. Palaeovegetation of China: a pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 635-664.
52. Yu G, Prentice IC, Harrison S P et al.. Pollen-based biome reconstructions for China at 0 ka and 6 ka. *Journal of Biogeography*, 1998a, 25: 1055-1069.
53. Yu G, Sun X J, Qin B Q et al.. Pollen-based reconstruction of vegetation patterns of China in mid-Holocene. *Science in China (Series D)*.1998b, 41(2): 130-136.
54. Yuan D X, Cheng H, Edwards R L et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575~578
55. 班继德, 漆根深. 鄂西植被研究. 武汉: 华中理工大学出版社, 1995.7.
56. 仇士华, 陈铁梅, 蔡莲珍. 中国 ^{14}C 年代学研究. 北京: 科学出版社, 1990.
57. 仇士华. 碳十四断代的加速器质谱计数方法. *考古*. 1987, (6): 562-567.
58. 丁仲礼, 刘东生. 中国黄土研究新进展. *第四纪研究*, 1989, 1: 24-35.
59. 董进国, 孔兴功, 汪永进. 神农架全新世东亚季风演化及其热带辐合带控制 第四纪研究. 2006, 26 (5) : 827-834
60. 管清玉, 潘保田, 郭光剑等. 末次冰期东亚季风快速波动的模式与成因. *沉积学报*, 2007, 25 (3) : 429-436
61. 郭正堂, 刘东生, 吴乃琴. 最后两个冰期黄土 Heinrich 型的气候节拍. *第四纪研究*, 1996, (1): 21-23
62. 何报寅, 张穗, 蔡述明. 近 2600 年神农架大九湖泥炭的气候变化记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23 (2): 109-115
63. 何报寅. 神农架大九湖泥炭的环境变化记录, 2007. 中国地质大学出版社.
64. 湖北神农架林区地方志编纂委员会. 神农架志[M]. 湖北科学技术出版社, 1996:1-79
65. 黄咸雨, 焦丹, 谢树成等. 神农架大九湖全新世泥炭类脂物分布特征及其古气候意义, 2006.中国地理学会 2006 年学术年会论文摘要集.
66. 姜修养, 汪永进, 孔兴功等. 神农架 140-124KaBP 百年尺度东亚季风降水的石笋记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26 (3) : 39-44
67. 焦文强, 尹金辉, 郑永刚, 彭贵. 高精度 ^{14}C 测年技术. *核电子学与探测技术*. 1998, 18(6): 419-424.
68. 景才瑞, 傅爱民. 神农架大九湖地区更新世冰川遗迹的初步研究[J]. *华中师范大学学报*, 1986, 20(3): 345-356
69. 李炳元. 西藏全新世古气候. 见: 李炳元, 王富葆主编. *西藏第四纪地质*. 北京: 科学出版社, 1983, 100-109
70. 李廷勇, 袁道先, 李俊云等. 重庆新崖洞 XY2 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 57-70 ka BP 古气候变化及其对 D-O 和 H 事件的反映. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37 (6) : 798-803
71. 李文漪, 刘光琇, 周明明. 湖北西部全新世温暖期植被与气候. 见: 施雅风、孔昭宸主编: *中国全新世大暖期气候与环境*. 北京: 海洋出版社, 1992, 94-99
72. 李文漪. 中国第四纪植被与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1998, 133-141

73. 李宜垠, 魏芳, 周力平. 泥炭样品的 AMS14C 年龄测定: 全样、植物残体和孢粉浓缩物. 第四纪研究, 2007, 27 (4): 499-506
74. 刘成新, 毛新武, 魏运许, 何仁亮, 余建华. 神农架群地层层序初探, 2004. 资源环境与工程, 18 (增刊): 5-16
75. 刘东生, 郑绵平, 郭正堂等, 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 1998, 3: 194-204.
76. 刘东生等, 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
77. 刘东生等编译. 气候过程和气候变化. 北京: 科学出版社, 2004, 107.
78. 刘光琇. 神农架大九湖地区表土孢粉分析. 西北植物学报, 1990, 10 (3): 170-175
79. 刘会平, 唐晓春, 刘胜洋. 神农架花粉-气候转换函数的建立与初步应用. 华中师范大学学报, 2000, 34 (4): 454-459
80. 刘会平, 唐晓春, 潘安定, 孙东怀, 王开发. 神农架南坡表土孢粉植物群初步研究. 沉积学报, 2001, 19 (1): 107-112
81. 刘会平, 唐晓春, 孙东怀. 神农架大九湖12.5kaBP以来的孢粉与植被序列. 微体古生物学报, 2001, 18 (1): 101-109
82. 刘会平. 神农架晚第四纪孢粉组合与环境[D]. 博士论文, 同济大学海洋地质与地球物理系. 1998
83. 刘嘉麒, 倪云燕, 储国强. 第四纪的主要气候事件. 第四纪研究, 2001, 21(3): 239-248
84. 刘永和, 孟宪民, 王忠强, 刘滨华. 1995年以来国外泥炭及泥炭地研究进展, 生态环境, 2003, 12(1): 86—91
85. 鹿化煜, 周杰. Heinrich 事件和末次冰期气候的不稳定性. 地球科学进展, 1996, 11(1): 40-44
86. 吕厚远, 郭正堂, 吴乃琴. 黄土高原和海南陆架古季风演变的生物记录与 Heinrich 事件. 第四纪研究, 1996, (1): 11-20
87. 马春梅. 近1.6万年来神农架大九湖泥炭高分辨率环境演变记录研究. 南京大学博士研究生论文. 2006.5
88. 马乃孚. 气象条件在神农架自然风景构成中的作用. 湖北气象. 1999.3 19-21
89. 倪健. BIOME6000计划: 重建古生物群区的最新进展. 应用生态学报. 2000, 11(3): 365-371.
90. P. D. 摩尔, J. A. 韦布著. 李文漪, 肖向明, 刘光琇译. 花粉分析指南. 广西人民出版社, 1987: 134.
91. 彭丹, 刘胜洋, 黎维平等. 神农架大九湖泥炭藓 *Sphagnum palustre* 沼泽特征分析. 贵州科学, 2001, 19 (4): 101-104
92. 邱庆伦, 吴江滢, 李明霞, 汪永进. 中全新世持续近600年的湖北神农架石笋年纹层木. 第四纪研究, 2006, 26 (5): 835-842
93. 邵晓华, 汪永进, 程海等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. 科学通报, 2006, 51 (1): 80-86
94. 沈才明, 唐领余, 王苏民. 若尔盖地 22000 年以来的植被与气候. 微体古生物学报. 1996

- (12), 13 (4): 401-406.
95. 施雅风, 刘晓东, 李炳元等. 距今40~30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 1999, 44 (14): 1475-1480
96. 宋长青, 孙湘君. 花粉-气候因子转换函数建立及其对气候因子定量重建. 植物学报, 1997, 39(6): 554-560.
97. 宋长青, 孙湘君. 中国第四纪孢粉学研究进展. 地球科学进展, 1999, 14(4): 401-406
98. 孙东怀, 安芷生, 吴锡浩, 刘东生. 最近150ka黄土夏季风气候格局的变化. 中国科学(D辑) 1996, 26 (5): 417-422
99. 覃嘉铭, 袁道先, 程海等. 过去25万年黔桂地区千年尺度东亚季风气候的变化. 中国岩溶, 2004, 23(4): 261-265
100. 覃嘉铭, 袁道先, 林玉石等. 黔桂地区最近16万年高分辨率石笋记录的气候事件. 地学前缘, 2001, 8 (1): 99-105
101. 田自强, 赵常明, 谢宗强等. 中国神农架地区的植被制图及植物群落物种多样性. 生态学报, 2004, 24 (8): 1611-1621
102. 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与GRIP冰芯对比. 中国科学(D辑), 2000, 30 (5): 533-539
103. 王健力, 王丽, 何潇等. 重庆地区末次冰期气候变化的石笋记录研究. 地理科学, 2006, 26 (5): 580-585
104. 王开发, 徐馨. 第四纪孢粉学. 贵州: 贵州人民出版社, 1988: 92.
105. 王有清, 姚檀栋. 冰芯记录中末次间冰期-冰期旋回气候突变事件的研究进展. 冰川冻土. 2002, 24(5): 550-558
106. 伍维周. 神农架距今25 000~12 000 年前的孢粉组合及其意义. 湖北大学学报(自然科学版), 1996, 18 (3): 306-308
107. 夏志锋, 孔兴功, 汪永进等. 东亚季风 95-56KaBP 期间 D/O 事件年代的精确测定: 以中国神农架山宝洞石笋为例. 中国科学 D 辑, 地球科学, 2006, 36 (9): 830-837
108. 肖霞云. 鹤庆湖泊深钻孢粉记录揭示的植被演替与气候变迁. 博士论文, 2007.
109. 杨宝兰, 1995. 数值方法在孢粉分析中的应用简介. 地质科技情报, 14 (3): 100-104
110. 姚檀栋, 徐柏青, 蒲健辰. 青藏高原古里雅冰芯记录的轨道、亚轨道时间尺度的气候变化. 中国科学(D辑), 2001, (31): 287-294
111. 姚檀栋, L.G.Thompson, 施雅风. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学 D 辑, 1997, 27 (5): 447-452
112. 尹发能, 王学雷. 大九湖土地利用变化及其对湿地生态环境的影响研究. 华中师范大学学报(自然科学版). 2007, 41 (1): 148-151
113. 尹善春等, 中国泥炭资源及其利用. 1991, 北京: 地质出版社
114. 于革, Xiankun K E. 利用花粉资料重建加拿大1 ka来气温变化序列. 科学通报, 2002, 47(13): 1018-1021.
115. 于学峰, 周卫建. 全新世泥炭古气候记录研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24(4): 121-126

116. 余华贵, 周卫健. ^{14}C -AMS 测年在考古学中的应用. 地质科技情报, 2007, 26(1): 46-50
117. 张成君, 陈发虎, 王琪, 等. 西北干旱区石羊河流域末次冰期晚期气候不稳定性记录. 沉积学报, 2000, 18(4): 646-650
118. 张华 蔡靖芳 刘会平 神农架大九湖12 500 a. B. P 以来的孢粉植物群与气候变化 华中师范大学学报(自然科学版): 2002; 36(1): 87-92
119. 赵侃, 孔兴功, 程海, 汪永进. MIS 3 晚期东亚季风强度和DO 事件年龄, 2008. 第四纪研究, 28(1): 177-183
120. 赵志中 何培元, 神农架地区第四纪冰川遗迹与冰期划分, 1997. 地质力学学报, 3(2): 18-23
121. 中国第四纪孢粉数据库小组. 表土孢粉模拟的中国生物群区. 植物学报, 2001, 43(2): 201-209.
122. 中国第四纪孢粉数据库小组. 中国中全新世(6 ka BP)和末次盛冰期(18 ka BP)生物群区的重建. 植物学报, 2000, 42(11): 1201-1209.
123. 中国植被编辑委员会. 中国植被. 北京: 科学出版社. 1995: 161~179.
124. 周明明, 李文漪, 姚祖驹. 神农架大九湖全新世植被与环境[A]. 中国北亚热带晚第四纪植被与环境研究[C]. 北京: 海洋出版社, 1993. 33~45
125. 朱诚, 马春梅, 张文卿. 神农架大九湖15. 753kaB. P. 以来的孢粉记录和环境演变. 第四纪研究, 2006, 26(5): 814-826
126. 朱兆泉, 宋朝枢. 神农架自然保护区科学考察集. 北京: 中国林业出版社 1999.8.

致 谢

本文是在导师萧家仪先生的精心指导下完成的。从论文的选题、设计、数据分析、数次的修改到最后的定稿都倾注了导师大量的心血。导师严谨的治学态度和坦诚的为人品格都给我留下了深刻的印象,也将使我受益终生。在读研的三年里,导师无论在学业上还是在生活上都给予了我无微不至的关怀,在学习上悉心教导,让我既增长的知识,又扩展了视野,这对我以后的人生道路都会有很大帮助,非常感谢萧老师!特借此机会,衷心感谢恩师三年来对我的关心和教导。

三年在校期间,地科院里许多尊敬的导师严谨的治学态度和平易近人的生活态度也深深感染了我,在野外的考察学习中,能指点我学习和实践的方法。他们是谢志仁老师、沈冠军老师、汪永进老师、杨浩老师、陈晔老师、赵志军老师、张茂恒老师、以及舒强老师。另外,感谢中国科学院南京地质古生物研究所的唐领余教授、中科院地球物理研究所的姜文英老师,在成文过程中给予很大的帮助,在此对以上老师们表示最真诚的感谢!

感谢师兄吕海波、师姐郭平、王丹,师弟刘林敬,师妹全秀芳、郝丽贞等在本文的成文过程中所给予的帮助和关怀,特别感谢师姐萧霞云在百忙之中为我解答疑难问题,并给予了很大帮助。

在平时的学习、生活和完成毕业论文的过程中,还得到男友杨九东的热心支持,以及钱娟、褚玉娟、杜新艳等同学的帮助,在此一并表示致谢。

衷心感谢我的父母、姐姐、哥哥及众多亲人、朋友们多年来一直对我在学习和生活上的关心和支持。

再次感谢所有帮助过我的老师、同学以及一直关心我的家人和朋友!

郝瑞辉

2008年5月于仙林