



晚冰期以来神农架大九湖泥炭高分辨率气候变化的地球化学记录研究

马春梅, 朱诚*, 郑朝贵, 武春林, 关勇, 赵志平, 黄林燕, 黄润

南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093;

安徽省滁州学院地理系, 滁州 239000.

* 联系人 E-mail: zhuchengnj@yahoo.com.cn

2007-06-03 收稿, 2007-09-25 接受

国家自然科学基金重大项目(批准号: 90411015)、国家自然科学基金项目(批准号: 40701190)、教育部高等学校博士点基金项目(批准号: 20050284011)、中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金项目(批准号: SKLLQG0503)和南京大学现代分析中心测试基金项目(编号: 0209001309)资助

摘要 10 个 AMS¹⁴C 年龄数据表明, 神农架大九湖 297 cm 的泥炭沉积剖面约为 16 kaBP (¹⁴C 年龄为 13.3 kaBP)以来的沉积. 多地球化学指标分析揭示出, 研究区域 16 kaBP 以来的气候特点如下: (1) 晚冰期阶段气候冷湿而不稳定, 12.6~11.4 kaBP 应是新仙女木时期的沉积, 15.2~12.6 kaBP (cal)为博令-阿勒罗德暖期, 16~15.2 kaBP 为最老仙女木时期. (2) 早全新世总体上继承了晚冰期气候特点, 较为冷湿, 其中在 10.6 kaBP (cal)前后出现较显著的干旱事件. (3) 中全新世总体很温暖湿润. 其中 9.2~7.5 kaBP 是逐步升温的过程, 降水相对较少, 在全球具有代表意义的 8.2 kaBP 前后的降温事件反映较明显, 6.7~4.2 kaBP 期间各种替代指标相对稳定, 是中全新世水热配置的最适宜期. (4) 在 4.2 kaBP 前后发生的中晚全新世的季风衰退事件, 表现为气候由温暖湿润快速转向凉干, 可能导致了本区新石器文化的崩溃并催生了夏代文明. 约 0.9 kaBP 前后转为较凉湿的气候. 大九湖泥炭记录的气候和环境演变信息具有全球性变化特点, 可以与东亚季风区的同类沉积剖面进行对比, 反映了“末次冰期后, 季风快速加强, 早全新世季风强盛、随后季风衰退, 中全新世季风变弱, 气候变干”的季风气候变化模式. 分析认为, 其变化的驱动机制可能是太阳辐射在中纬度东亚季风区的特定响应.

关键词
晚冰期
全新世
神农架大九湖
泥炭
气候变化
地球化学

过去全球变化(PAGES)研究的基本任务就是要揭示地球历史上有重大意义的气候和环境变化及其规律, 并阐明其发生的机制和原因. CLIVAR 计划(国际气候变化与可预测性研究计划)和 PAGES 均以晚冰期以来特别是晚全新世气候不稳定性为研究重点^[1], 认识主要气候事件的区域特征及其驱动因素, 从中企图解译出人类活动对自然气候变化的叠加信息. 针对这些问题, 科学家从冰芯、树轮、珊瑚和历史记录等记录中提取气候变化信号, 分析过去几千年来气候和环境变化过程及其与人类活动的正负反馈机制.

泥炭是不同分解程度的松软有机体堆积物, 其

中, 植物有机质是泥炭的主体, 是泥炭的主要属性, 它的含量应占 30%以上^[2]. 泥炭是在一定的气候、水文条件下, 于沼泽环境里形成的. 由于沼泽地表长期过度湿润或上层经常处于过饱和状态, 致使上层通气不良, 死亡的沼泽植物、在嫌气微生物的作用下, 不能完全被分解, 其植物残体就堆积于沼泽地表, 经过几百至上千年的不断积累而成为泥炭. 和其他陆地沉积物相比, 泥炭具有经济易得、沉积速率较快且沉积连续、沉积环境与过程稳定、时间尺度长和适合的代用指标广泛等优势^[3], 因此它是研究过去气候环境变化的理想档案材料.

大九湖泥炭沼泽是中纬度亚热带地区少有的高

山沼泽, 位于神农架林区的最西端, 地理坐标在东经 $109^{\circ}56' \sim 110^{\circ}11'$ 与北纬 $31^{\circ}24' \sim 31^{\circ}33'$ 之间, 底部海拔高程在 $1760 \sim 1700$ m 之间, 面积约 16 km^2 (图 1)。盆地外围为海拔 $2200 \sim 2400$ m 的陡峭中山, 山顶高出盆地底部约 $500 \sim 800$ m。盆地内侧发育有较宽阔的坡度较缓的台地, 海拔 $1740 \sim 1760$ m, 由更新世中期-晚期的黄土状堆积物构成, 上部为黄褐色亚黏土, 下部为棕黄色亚黏土, 并含有潜育化灰白色绿色条带, 厚度达 5 m 以上。盆地地处北亚热带, 但海拔较高, 气候冷湿, 年平均气温 7.4 , 最热月(7月)平均气温 17.2 ; 最冷月(1月)平均气温 -2.4 ; 无霜期短, 只有 144 天; 年平均降水量 1528.4 mm , 最大降水量可达 3000 mm , 年雨日 $150 \sim 200$ 天, 降水丰富且分布均匀, 相对湿度达 80% 以上。

孟宪玺^[4]、尹善春^[5]及柴岫^[2]早期曾对大九湖泥炭地有过初步调查和研究, 发现其记录了亚热带喀

斯特区沼泽形成、发育及古环境变化的信息。周明明等人^[6]对该泥炭进行了孢粉分析。李文漪^[7]曾对神农架个别地段的表土和大气作过孢粉分析, 对神农架现代栎林和冷杉林也作过孢粉学考察, 并对大九湖地区的全新世植被与环境有所探讨。刘会平等人^[8]和何报寅等人^[9]也在此做过泥炭剖面的环境记录研究工作, 但由于受年代测试的限制, 未能建立高分辨率气候与环境演变序列。本课题组近年来在前人的工作基础上对大九湖晚冰期以来的沉积物进行了高分辨率研究, 孢粉学数据已发表^[10], 本文通过对该剖面的有机碳、氮和有机碳同位素等多种气候环境代用指标的研究, 进一步提供 10 年际高分辨率的气候记录, 确立突变事件的发生和持续时间及季风转型特征, 探讨其可能的形成机制, 同时为该区全新世以来人地关系的耦合研究提供环境背景资料, 并为湿地保护决策提供理论依据。

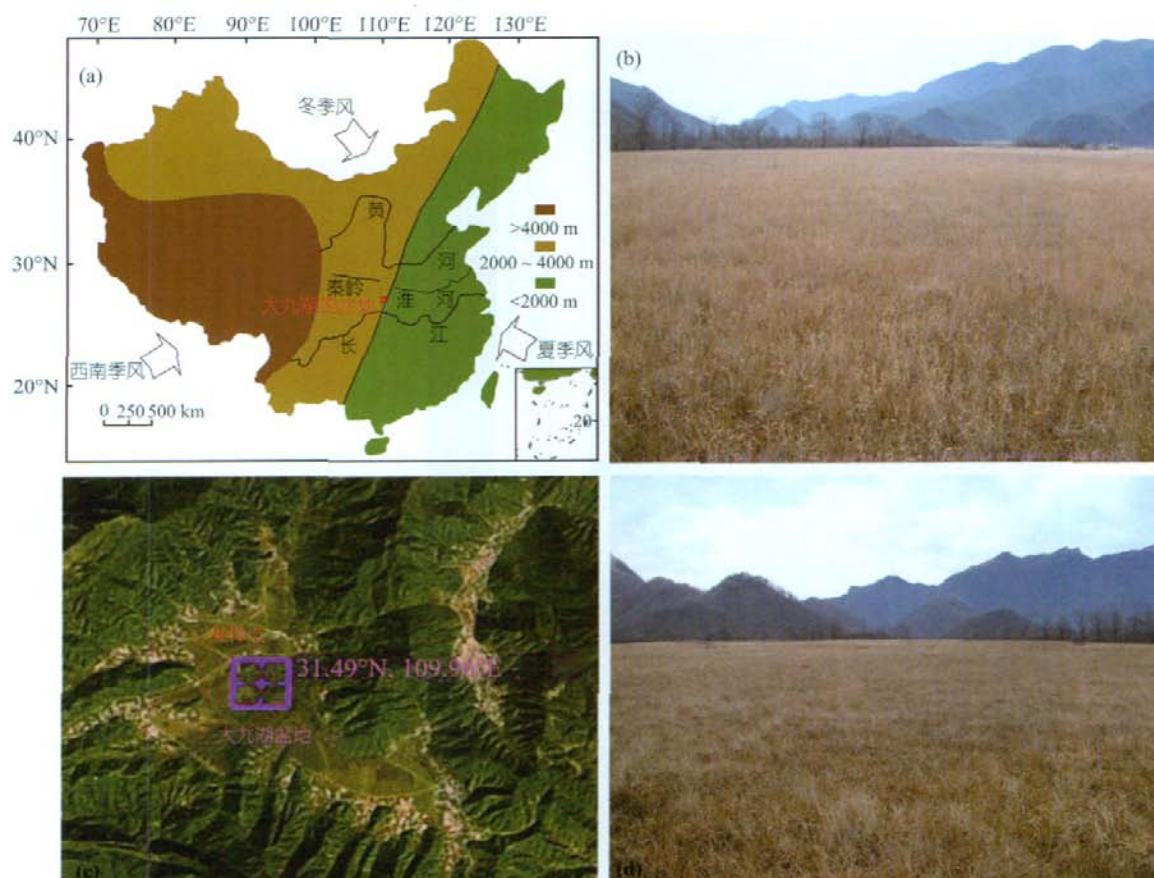


图 1 采样点位置和地形图

(a) 大九湖泥炭在中国地形和季风系统中的位置; (b)和(d) 大九湖沼泽照片; (c) 大九湖盆地卫星照片和采样点位置

1 材料与方法

1.1 野外采样与剖面特征

于 2004 年 2 月 16 日至 2 月 18 日开挖剖面, 用特制防锈白铁皮槽采集到 297 cm 的泥炭剖面. 采样地点 GPS 地理位置为 $31^{\circ}29'27''\text{N}$, $109^{\circ}59'45''\text{E}$ (图 1), 海拔 1760 m.

如图 2, 根据沉积物特征, 本文大九湖剖面自上而下分为 9 层, 具体描述如下:

0~20 cm 为多草被的灰黑色泥炭表土层;
20~114 cm 为黑色泥炭层; 114~180 cm 为多草被的灰黑色泥炭层;
180~213 cm 为青灰色黏土;
213~230 cm 含黏土的灰黑色泥炭层; 230~259 cm 为棕褐色多腐植物根系的泥炭沼泽土;
259~280 cm 为灰黑色黏土, 含腐植物根系;
280~292 cm 为棕褐色多腐植物根系的泥炭沼泽土;
292~297 cm (未见底) 为含有腐植物根系的灰黑色黏土.

1.2 室内分样与实验分析

() 测年. 目前国际上对古湖沼及泥炭的测年方法存在很大争议. 已经认识到从泥炭中提取不同组分测年结果有差异. 不过, 如果选择适当的组分 60~180 μm 粒级的泥炭被视为沉积过程中未完全分解的植物残体, 能够代表泥炭沉积的真实年龄^[11]. 此外, 泥炭测年可能存在“碳库效应”, 混合样的年龄或许偏大几百年, 所以用 AMS 技术测定陆生植物残体比测定有机湖沼沉积物本身要好, 但一些研究也发现许多泥炭的混合样年龄与陆相植物残体的年龄没有明显的差异. 本文中为达到高分辨率研究要求, 在大九湖剖面上根据深度和岩性变化, 选择了 10 个 AMS¹⁴C 测年样品, 由中国科学院地球环境研究所制样、由北京大学重离子物理研究所协助做 AMS¹⁴C 年龄测定. 为了获取可信年龄, 前处理选择 60~180 μm 粒级的泥炭(湿选后, 进行 HCL-NaOH-HCL 化学处理)进行样品制靶^[11]. 全部数据使用国际通用的校正程序 CALIB 5.01 版本^{[12], 1)}进行日历年龄校正.

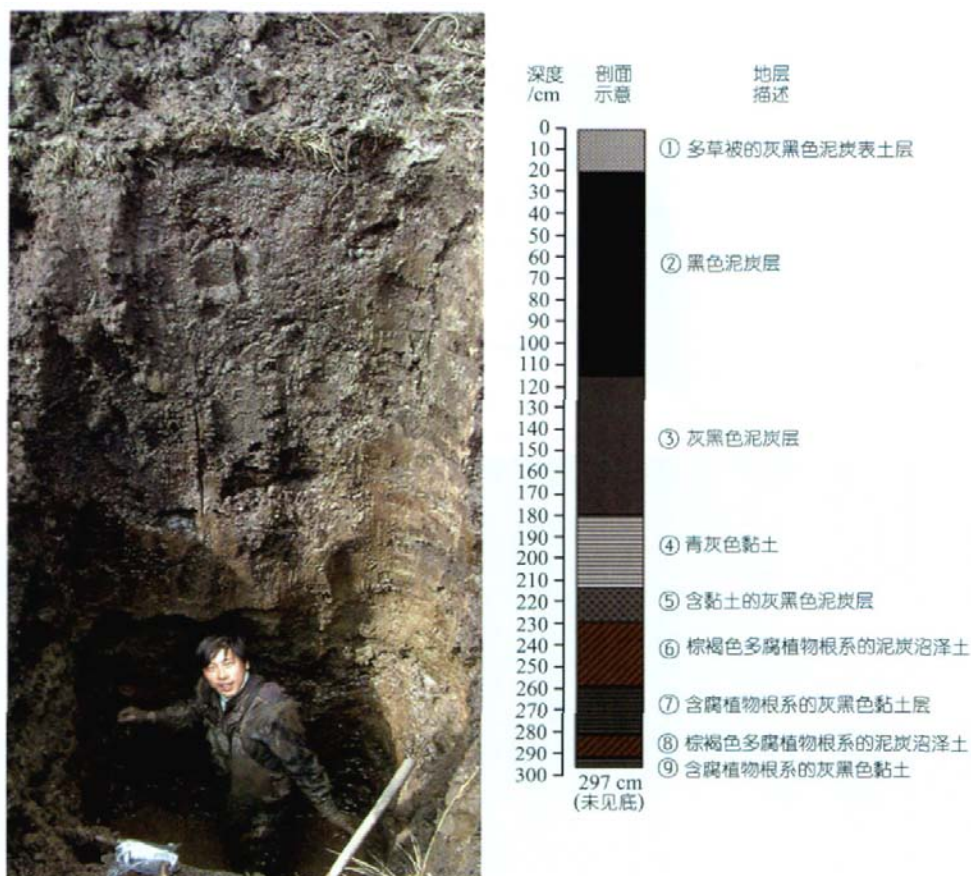


图 2 大九湖泥炭剖面图

1) Stuiver M, Reimer P J, Reimer R W. 2005. CALIB 5.0. [WWW. program and documentation]

() 地球化学实验. 本文大九湖柱状剖面厚 297 cm, 室内以 1 cm 间距连续采集样品, 由于表层样品缺失, 故共得到 296 个样品. 为了在整个地球化学实验中控制样品的使用量, 首先用简单的烧失法 (LOI) 测定有机质含量. 把以 1 cm 间距连续分得的 297 个样品在恒重坩埚中放入 105 °C 烘箱干燥 12~24 h, 称重后在马弗炉内加热至 550 °C 灼烧 4 h^[13], 烧失部分的重量占干样品重量的百分比即为烧失量. 实验在南京大学现代分析中心完成.

有机碳稳定同位素测试在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室完成. 实验仪器: EA-MS 系统由三部分组成, 带 AS200 型自动进样器 FLASH EA1112 型元素分析仪、Thermo FINNIGEN 公司 Delta^{plus} advantage 质谱仪和连续流装置 ConfloIII.

$\delta^{13}\text{C}$ 值由下式计算:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{样品}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{标准}}} \right] \times 1000\text{‰}$$

样品数据为相对于国际标准 PDB 值, 样品分析过程中, 每 5 个样品加入一个国家标准 (GBW04407 或 GBW04408) 进行质量监控.

一般来说, 湖泊沉积物中烧失量与有机碳含量呈线性关系^[13], 可以粗略地代表有机碳的含量. 但为了对比探讨泥炭沉积中烧失量与元素分析法测得的有机碳的关系, 检验实验的精确度, 并研究有机碳、氮和 C/N 比的环境意义, 本文进一步进行了有机碳、氮的测试. 实验步骤为: (1) 样品烘干, 研磨过 80 目筛; (2) 取一定量的样品, 加入 5% 的稀盐酸多次搅拌, 不断加入稀盐酸直至反应完全, 浸泡一昼夜; (3) 用中性去离子水洗至中性 (pH=7), 烘干后研磨过 150 目筛; (4) 根据样品中有机碳氮的含量称取一定量的被测样品在锡纸紧密包裹下送入氧化炉中, 由

AS200 型自动进样器 FLASH EA1112 型元素分析仪测出 TOC 和 TN 的百分含量. 实验在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放重点实验室进行.

2 结果

2.1 测年结果与年代深度模式的建立

表 1 为 10 个 AMS¹⁴C 测年数据和日历年校正结果. 图 3 是年代深度模式. 大九湖 297 cm 厚的地层各层沉积速率是不一致的. 其中, 沉积速率最快的是 281~251 cm, 沉积速率为 0.051 cm/a, 141~111 cm 沉积速率最慢为 0.0082 cm/a, 绝大部分地层沉积速率在 0.02~0.04 cm/a 之间. 平均约 53 cm/a, 达到高分辨率研究的要求.

由于考虑到沉积速率的变化, 对 10 个 AMS¹⁴C 测年数据的日历年校正结果结合剖面深度进行了分段线性拟合 (图 3), 然后求出其他样品的年代.

2.2 有机碳和同位素地球化学结果

两种方法的实验结果表明 (图 4), 大九湖泥炭剖面的 LOI (550 °C 烧失量) 和 TOC (总有机碳) 含量变化趋势一致, 呈很好的正相关, R^2 达 0.9198, 但在细节方面有一定的差别 (图 4). 在剖面下部, 元素分析法测得的 TOC 含量波动变化更剧烈.

由图 4 整体可以看出, 此剖面的有机碳 (烧失量在 9.72%~92.08% 之间, 平均 52.65%; TOC 在 2.70%~52.25% 之间, 平均 27.82%)、氮含量 (0.21%~3.07%, 平均 1.46%) 变化幅度较大并呈显著正相关, 且下部偏低, 上部偏高. 但 C/N (整体来看在 12.25~30.00 之间, 平均 19.73) 在约 30~180 cm 变化幅度很小, 可能是因为该阶段较稳定累积泥炭, 有机质来源较稳定. 整个剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -28.692‰~-26.415‰ 之间, 平均约 -27.45‰, 说明泥炭累积的植物残体主要为 C_3 植物.

表 1 大九湖剖面 AMS¹⁴C 测年数据及日历年校正

实验室编号	样品编号	深度/cm	测试材料	石墨碳含量/mg	¹⁴ C 年龄/aBP	校正年龄 (CALIB 5.0)/aBP (1 σ , cal)
XLLQ1632	DJ	25~26	泥炭	2.49	510±30	528 (515~540)
XLLQ1633	DJ	50~51	泥炭	2.52	1940±30	1896 (1865~1926)
XLLQ1634	DJ	80~81	泥炭	2.16	2780±30	2887 (2845~2928)
XLLQ1635	DJ	110~111	泥炭	2.27	3490±30	3808 (3788~3827)
XLLQ1636	DJ	140~141	泥炭	2.53	6560±40	7459 (7429~7488)
XLLQ1637	D2	170~171	泥炭	2.76	7740±30	8531 (8508~8553)
XLLQ1638	DJ	220~221	泥炭	2.85	10790±35	12827 (12809~12844)
XLLQ1639	DJ	250~251	泥炭	3.21	12400±35	14348 (14203~14492)
XLLQ1640	DJ	280~281	泥炭	1.97	12650±35	14936 (14816~15055)
XLLQ1641	DJ	296~297	泥炭	1.96	13290±35	15755 (15579~15928)

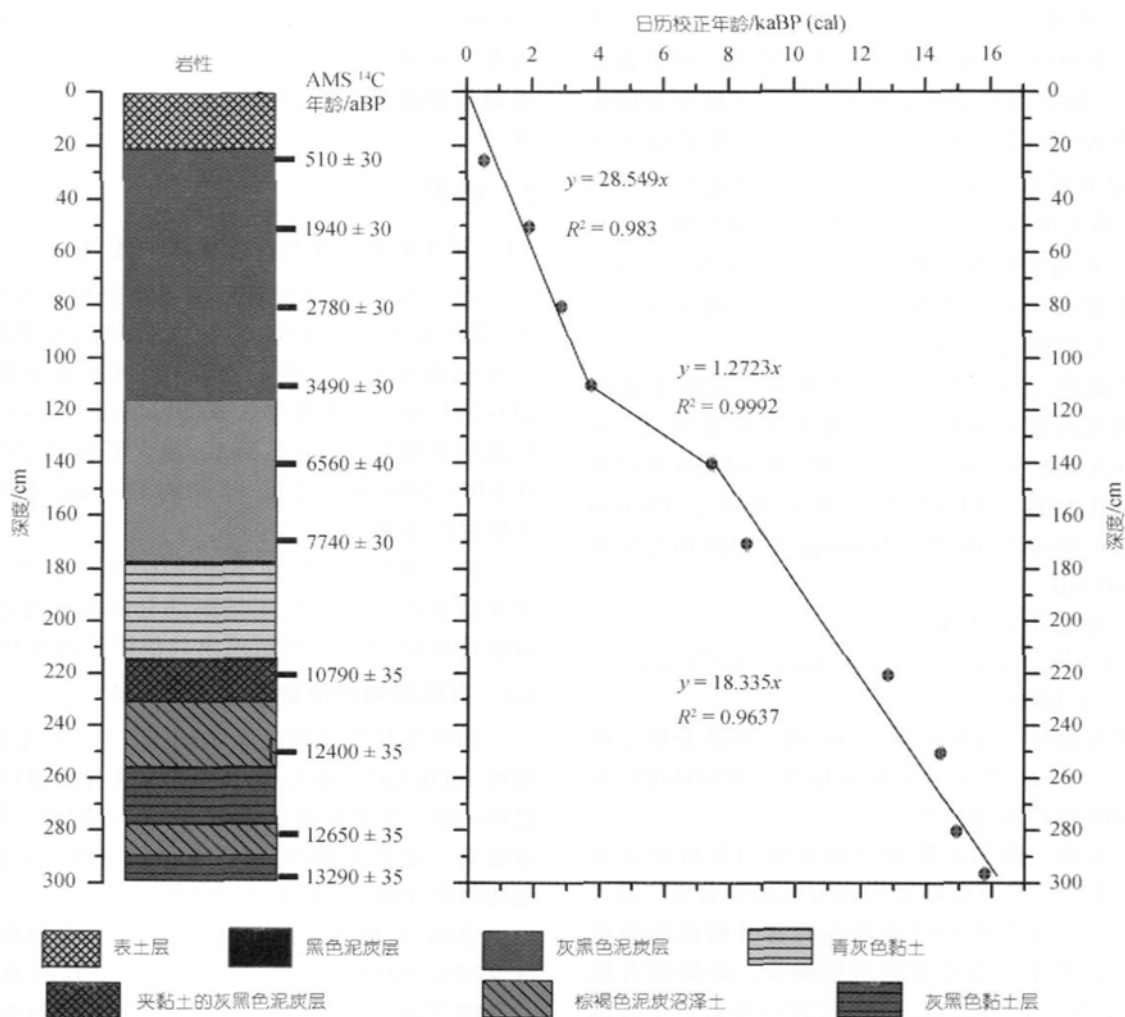


图3 大九湖剖面年代深度模式

2.3 气候变化阶段的划分

结合有 TOC 和 TN 及有机碳同位素、各元素与元素比值的变化特点, 可以分为 4 个阶段:

阶段 剖面深度 297~213 cm, 日历校正年龄为约 16~11.4 kaBP (cal) (^{14}C 年龄为 13.3~9.7 kaBP). 此阶段的有机碳、氮和 C/N 变化都很剧烈, 烧失量 (9.71%~70.79%, 平均 29.81%)、TOC (2.7%~40.7%, 平均 15.03%) 和 TN (0.21%~1.52%, 平均 0.63%) 含量整体偏低, C/N 在本剖面整体最高的阶段 (13.1~30.00, 平均 22.55), 有机碳稳定同位素 (-28.33‰ ~ -26.486‰ , 平均 -27.67‰) 由底部的最重值 -26.486‰ 急剧减轻, 之后波动增大. 该阶段各指标均变化剧烈, 反映了晚冰期的干湿频繁波动的不稳定气候特点, 其中, 12.6~11.4 kaBP (cal) 之间有机碳、氮为峰值, 有机碳同

位素偏正, 应属于新仙女木 (Younger Dryas) 时期的沉积; 而 15.2~12.6 kaBP (cal) 期间为 B-A 暖期 [博令暖期 (Bolling)-中仙女木 (Older Dryas) 冷期和阿勒罗德 (Allerod) 暖期], 16~15.2 kaBP (cal) 为最老仙女木 (Oldest Dryas) 时期.

阶段 剖面深度 213~180 cm, 日历校正年代为 11.4~9.4 kaBP (cal) (^{14}C 年龄为 9.7~8.2 kaBP). 烧失量为 13.46%~25.64%, 平均 19.54%; TOC 为 3.88%~11.80%, 平均 7.39%; TN 为 0.26%~0.69%, 平均 0.44%; C/N 为 14.80~18.87, 平均 16.63; 有机质碳同位素为 -27.96‰ ~ -26.88‰ , 平均 -27.50‰ . 该阶段 TOC 和 TC 及 C/N 都很低, 有机质碳同位素波动很剧烈, 总体偏负, 体现出较冷湿的气候条件下波动增温的特点. 从岩性上看, 该阶段为青灰色的黏土, 应为水量大的时期, 基本没条件累积泥炭. 但与前人研

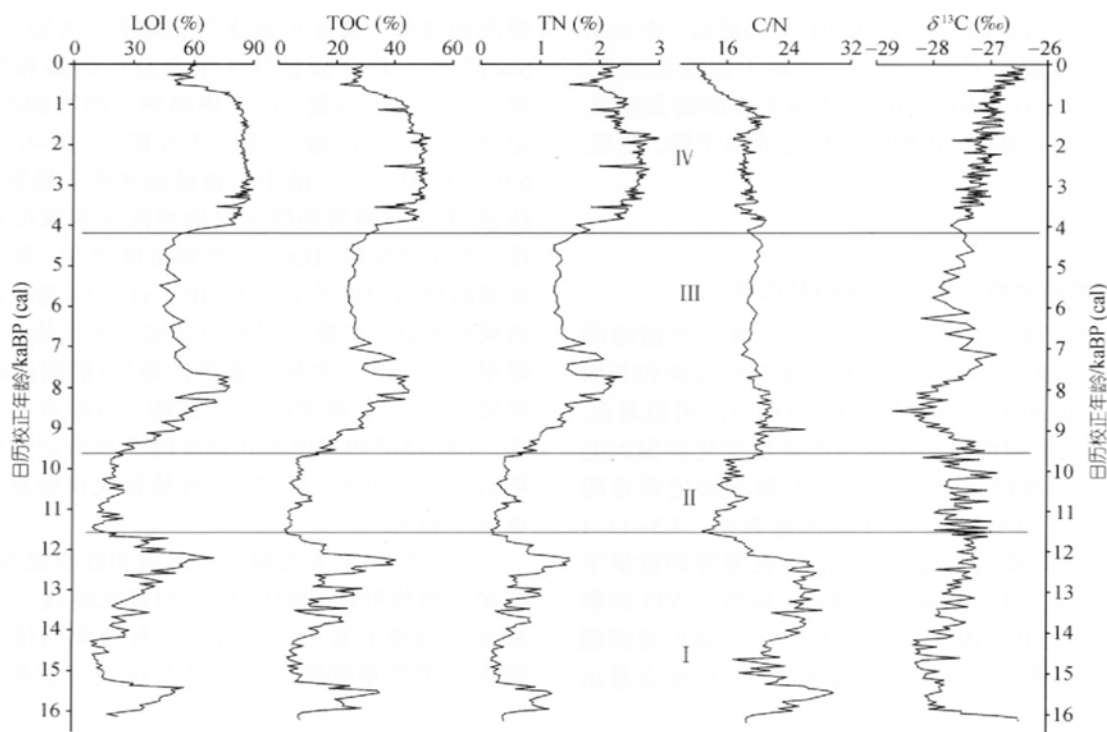


图4 大九湖泥炭剖面有机碳、氮、C/N 和有机碳同位素变化曲线

究^[7,8]对比发现,并不是所有钻孔在此深度和年代上有此淤泥层,应该是局部低洼处。综合看该阶段气候很湿润。

阶段 剖面深度 180~113 cm, 日历校正年龄为 9.4~4.2 kaBP (cal) (^{14}C 年龄为 8.2~3.7 kaBP)。烧失量为 22.15%~78.27%, 平均 52.34%; TOC 为 8.35%~45.17%, 平均 28.72%; TN 为 0.43%~2.39%, 平均 1.43%; C/N 为 18.07~26.14, 平均 20.23; 有机质碳同位素为 -28.69‰~-26.9‰, 平均 -27.71‰。该阶段烧失量、有机碳和氮都波动增大, 到剖面 148~141 cm (约 7.74~7.52 kaBP (cal)) 处达到最大值, 之后波动下降, 到约 6.7 kaBP (cal) 开始基本稳定下来。C/N 比在 6.7 kaBP (cal) 以前稍大, 并波动频繁, 之后, 波动幅度很小。碳同位素变化剧烈, 和有机碳氮及 C/N 比变化趋势稍不同步, 前期波动偏负, 到约 8.0 kaBP (cal) 时达到最低值, 之后波动上升到 7.0 kaBP (cal) 的最大值后再波动下降, 6.1 kaBP (cal) 以后波动增大。该阶段应属于全新世的大暖期, 总体温暖湿润, 但中间有显著干湿波动和突出的冷干事件。总体看来, 本阶段的 8.0 kaBP (cal) 前后记录了一次干旱事件, 可能是北半球 8.2 kaBP 冷事件的反应; 6.7~4.2 kaBP (cal) 之间

水热配置均匀, 各地球化学指标都很稳定, 应是中全新世最佳适宜期。

阶段 剖面深度 113~0 cm, 日历校正年龄为 4.2~0 kaBP (cal) (^{14}C 年龄为 3.7~0 kaBP (cal))。烧失量为 47.25%~92.08%, 平均 79.37%; TOC 为 21.33%~52.25%, 平均 42.97%; TN 为 1.50%~3.07%, 平均 2.41%; C/N 为 12.25~21.52, 平均 17.75; 有机质碳同位素为 -27.69‰~-26.42‰, 平均 -27.10‰。本阶段属晚全新世, 总体干冷气候, 但干湿波动频繁。

总体看来, 大九湖泥炭剖面 TOC 和 TN 及有机碳同位素的变化反映了研究区域晚冰期以来的气候变化。其中, 297~213 cm (16~11.4 kaBP (cal)) 为晚冰期阶段, 分别记录了最老仙女木冷期 (16~15.2 kaBP (cal))、阿勒罗德暖期—老仙女木冷期—波令暖期 (15.2~12.6 kaBP (cal)) 和新仙女木冷期 (11.4~12.6 kaBP (cal))。213~180 cm (11.4~9.4 kaBP (cal)) 属于早全新世, 较湿的条件, 气温可能继承了晚冰期的气候特点; 其中记录到了 10.6 kaBP (cal) 前后的干旱事件。180~113 cm (9.4~4.2 kaBP (cal)) 属于中全新世总体温暖期。但记录了 8.0 kaBP (cal) 前后的干旱事件。之后, 波动下降。6.7~4.2 kaBP (cal) 之间水热配置条件好,

是全新世最佳适宜期。从 4.2 kaBP (cal)前后, 中全新世开始向晚全新世转换, 其间, 气候干湿波动明显。113~0 cm (4.2~0 kaBP (cal))总体属干凉的晚全新世, 其中 3.5~0.91 kaBP (cal)期间较稳定低温干燥, 之后, 转向凉湿。

3 讨论

3.1 和其他高分辨率泥炭记录的对比研究

为了进一步研究大九湖泥炭的地球化学指标的环境意义, 本文与江西大湖泥炭、糜地湾泥炭和若尔盖红原泥炭的相关指标进行了对比(图 5)。可以看出, 4个地方的泥炭剖面所揭示的气候环境变化有很大差别。大九湖泥炭的有机碳记录和大湖泥炭记录有明显的负相关。红原泥炭有机碳含量表明, 13~11.1 kaBP (cal)之间盛行干冷冬季风, 即在寒冷的背景下主要以干为主, 其间有湿润的颤动, 相当于 YD 的寒冷期。11.12~11.0 kaBP (cal)期间反映了全新世温湿期的快速到来。进入全新世的温暖期后, 有机碳含量出

现高频变化, 表征出数次气候事件, 并以 5.0 kaBP (cal)为界限将全新世分为早全新世的温和湿润期和晚全新世的干冷期。位于华南的江西大湖泥炭 TOC 记录显示, 该区域全新世适宜期在 10~6 kaBP, 而 6.0~4.0 kaBP (cal)的中全新世是寒冷干燥期。而位于沙漠-黄土过渡带的陕北糜地湾泥炭表现出相反的结论。大九湖泥炭 TOC 和孢粉浓度表明, 和江西大湖泥炭时期对应的约 6~4 kaBP (cal)之间孢粉浓度和有机碳都较高, 在整个剖面中最接近平均值, 代表了温暖湿润的气候, 水热配置条件最佳(推测此时期年较差较小), 是全新世的最适宜期。由此可见, 不同纬度、不同经度和不同海拔高度的泥炭所记录的气候环境信息差别很大, 对 TOC 环境替代指标意义的解释也各不相同。

图 6 给出了大九湖泥炭剖面 and 红原泥炭、东北哈尼泥炭植物纤维碳同位素^[16]的对比曲线。可以看出, 从总体趋势上看, 大九湖泥炭有机碳同位素和红原泥炭木里苔草碳同位素记录总体趋势较接近。我们

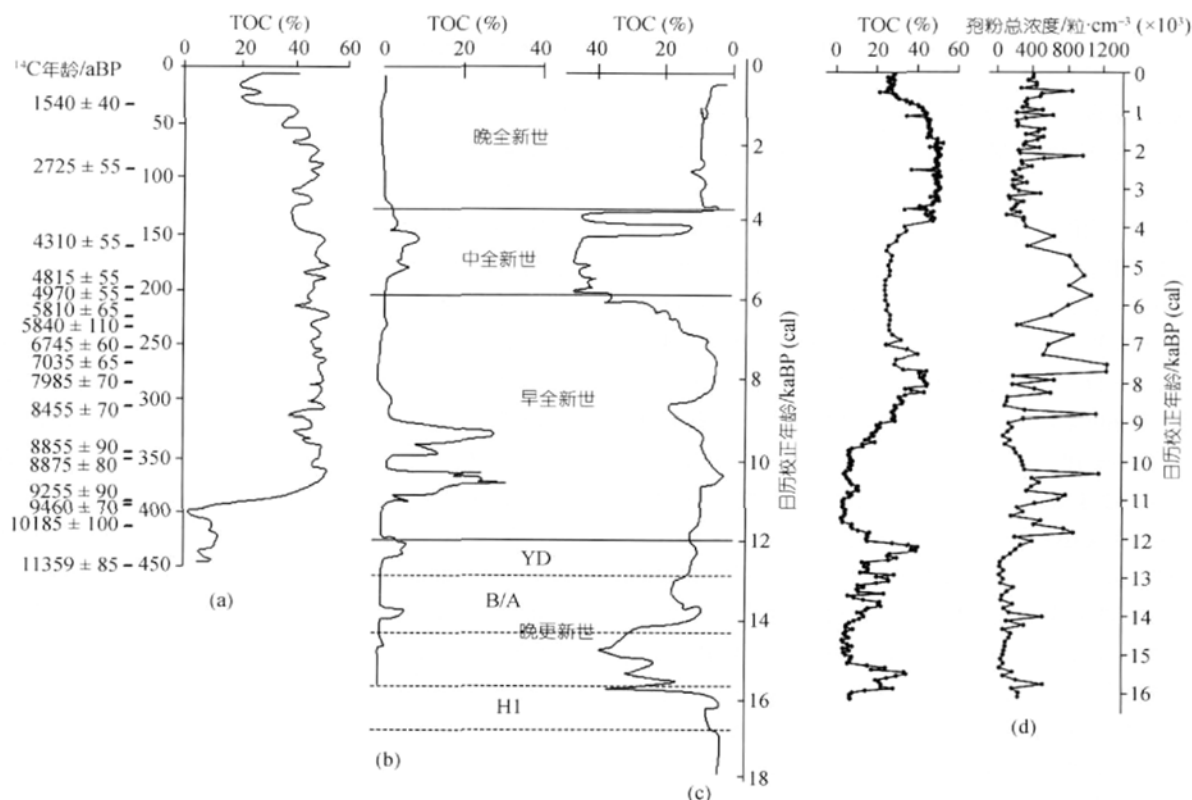


图 5 大九湖泥炭与江西大湖泥炭、陕北糜地湾泥炭及若尔盖红原泥炭替代指标对比图

(a) 若尔盖红原泥炭有机碳含量^[11]; (b) 陕北糜地湾泥炭有机碳含量^[14]; (c) 江西大湖泥炭有机碳含量^[15]; (d) 大九湖泥炭有机碳剖面有机碳(本文)、孢粉总浓度^[10]

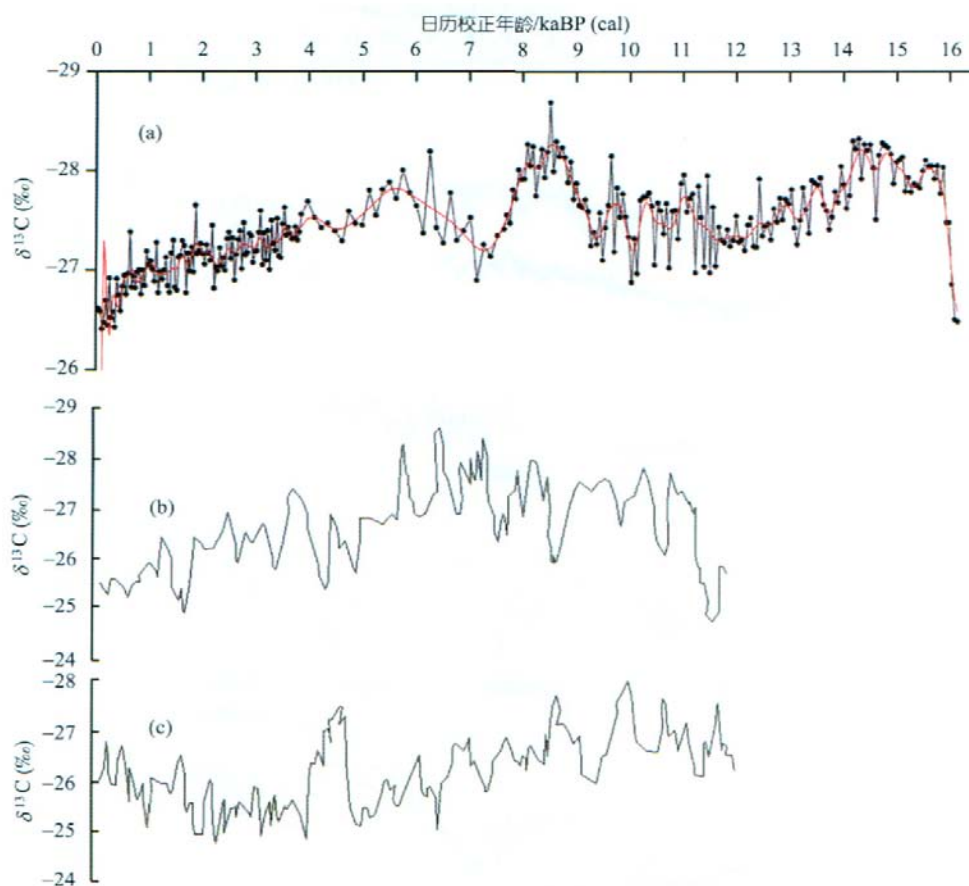


图6 大九湖泥炭剖面有机碳同位素和红原泥炭、东北哈尼泥炭植物纤维碳同位素的对比

(a) 大九湖泥炭剖面有机碳同位素曲线; (b) 红原泥炭木里苔草碳同位素曲线^[16]; (c) 东北哈尼泥炭纤维素碳同位素曲线^[16]。红线为三点滑动平均

认为神农架大九湖地处东亚东南季风的腹部,同时也受到西南季风影响,其连续沉积的泥炭剖面记录了丰富的过去东亚季风气候变化信息。是否存在东亚夏季风和西南季风的反相关响应,还需要更多沉积记录的研究和分析。

3.2 和东部季风区其他高分辨率记录的对比研究

另外,本文选择近几年发表的在国际上影响较大的南京葫芦洞^[17]和贵州董哥洞高分辨率石笋的氧同位素记录^[18,19]、湖光岩玛珥湖沉积记录^[20]以及刚发表在《科学通报》上的正好位于研究区域(神农架地区)的山宝洞石笋氧同位素记录^[21]进行比较研究。这些高分辨率研究点与大九湖泥炭剖面大体处于东亚季风区,具有较强的可对比性(图7)。

大九湖泥炭剖面忠实记录了晚冰期气候的不稳定性,尤其很好地记录了新仙女木事件,就事件的起迄时间而言,图7可见南京葫芦洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录给出了

新仙女木(YD)干冷事件发生于12.823~11.473 kaBP^[17],董哥洞^[19]给出了12.8~11.58 kaBP,而本文确定的新仙女木事件为12.6~11.4 kaBP(cal),总体上比较接近的。这和格陵兰冰芯记录^[22]、青藏高原冰芯记录^[23]、深海沉积^[24]、石笋氧同位素记录^[17,19]和湖泊沉积^[20]等有一致性,进一步说明这一冷事件具全球性。

早全新世(11.4~9.4 kaBP(cal)),湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录^[25]和Ti含量记录^[20]都表明该区早全新世升温迅速,达到最佳的水热配比,是全新世最适宜期;神农架山宝洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[21]表明,11.5~9.3 kaBP(对应 ^{14}C 日历年龄)期间季风降水处于持续增长期。大九湖的地球化学记录表明这一阶段季风降水是最强的时期,沉积物特点表现为湖泊沉积,无累积泥炭的条件,这和长江下游地区考古遗址分布和典型剖面研究所得出的“10~7 kaBP(^{14}C 年龄)之间可能

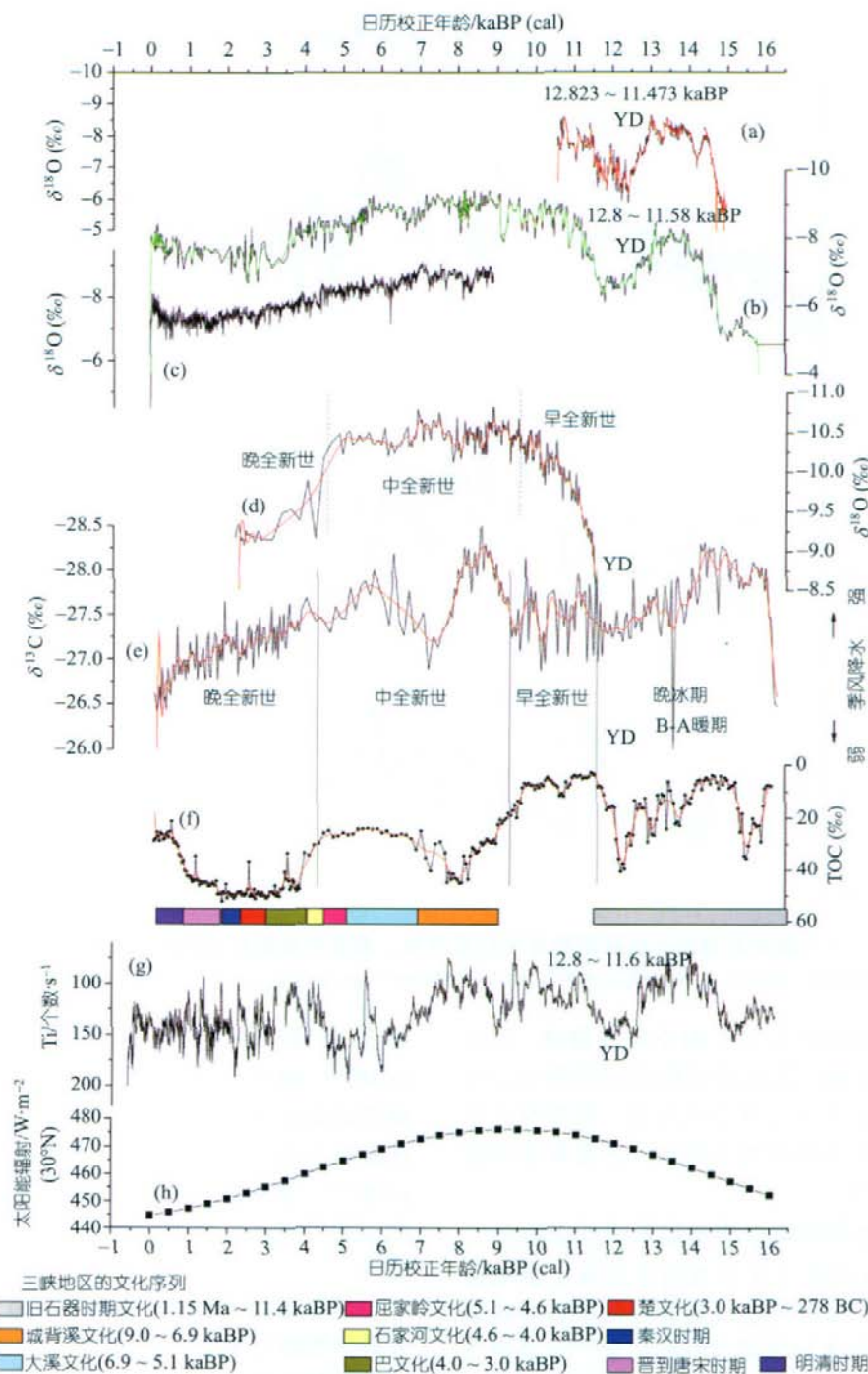


图 7 大九湖泥炭环境替代指标与东亚季风区其它高分辨率记录对比

(a) 南京葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[17]; (b) 贵州董哥洞 D4 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[19]; (c) 贵州董哥洞平均分辨率为 5 年的 DA 石笋记录^[18]; (d) 神农架山宝洞石笋 11.5~2.1 kaBP 的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[21]; (e), (f) 分别为大九湖泥炭的有机碳同位素记录和 TOC 含量曲线(本文)。带色曲线为三点滑动平均; (g) 湖光玛珥湖的 Ti 含量记录^[20]; (h) 为 16 kaBP 以来的 30°N 的夏季太阳辐射变化

为高海面”的结论^[26]一致。但从花粉记录^[10]看, 该阶段乔木花粉浓度在整个剖面中并不是最高, 喜热的

栲属 (*Castanopsis*)、鹅耳枥属 (*Carpinus*)、榛属 (*Corylus*)、常绿栎 (*Quercus*) 等的百分含量也不是最高

的,可能反映了研究区域在早全新世温度和降水不同步。

中国东部季风区中全新世的气候特点一直是学术界研究的热点问题,也存在一定的争议。竺可桢^[27]通过对中国历史文献记录、考古学、物候学等证据的分析,认为在距今约 5~3.1 ka,黄河中下游地区年均温度和冬季温度分别比现在高 2°和 3~5 左右,之后气温逐渐下降;后来,施雅风等人^[28]根据大量的地质记录,提出中国全新世大暖期(Holocene Megathermal Period)发生在约 8.5~3.0 kaBP 期间,其中最温暖湿润期出现在 7.2~6.0 kaBP; An 等人^[29]总结前人孢粉、黄土/古土壤及湖泊水面变化等数据研究了东亚季风影响下的中国全新世适宜期的不同步性,认为东北部是 10~8 kaBP,北-中部和东北-中部是 10~7 kaBP,长江中下游地区为 7~5 kaBP,华南为 3 kaBP。中国西南部全新世最暖期出现在 11 kaBP,但可能和西南季风扩展有关。山宝洞的中全新世(9.3~4.4 kaBP)为降雨丰沛的湿润期^[21]。大九湖泥炭多指标记录表明 9.4~4.2 kaBP (cal)期间属于中全新世总温暖期,但不是全新世降水最多的时期,而且记录了 8.0 kaBP (cal)前后的干旱事件。6.7~4.2 kaBP (cal)之间水热配置条件好,是全新世最佳适宜期。

中晚全新世转型与晚全新世的干旱在很多沉积记录中都有体现。青海湖晚冰期以来沉积物孢粉、碳酸盐、有机碳、氮和有机 $\delta^{13}\text{C}$ 等多项指标高分辨率分析^[30,31]表明,4.5 kaBP (cal)以后气候又逐步转入冷干。神农架山宝洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[21]揭示了 4.5 kaBP 前后季风降水突然减少,反映了植被-大气-气溶胶对太阳辐射减少的正反馈效应。贵州董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[18]记录在 4.5 kaBP 左右出现突变,神农架山宝洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录了 4.5 kaBP 前后季风降水突然减少,4.4~2.1 kaBP 为降水较少的干旱期。在华北泥炭多指标记录^[32]显示在 4.8~4.4 kaBP 发生了在北半球带有普遍意义的降温事件。Wu 等人^[33]通过对北半球许多地区气候变化数据的统计分析表明,至少在北半球大约 4 kaBP 前后发生了广泛降温,直接导致中国新石器文化的衰落。黄河三角洲花粉资料^[34]表明在 4.5 kaBP 左右由最热期转为温凉期。大九湖泥炭在 4.2 kaBP (cal)前后季风衰退,气候由暖湿转向凉干,季风转型的过程中,可能导致了该时期长江流域的洪水频发期^[35]。

从图 7 给出的 30°N 的夏季太阳辐射变化曲线可

以看出,早全新世时太阳辐射强盛,对应了大九湖泥炭记录的季风降水强盛期,之后,太阳辐射逐渐减弱。可以看出,大九湖泥炭记录的近 16 ka 以来的整体环境信息响应了北半球太阳辐射的变化和东亚季风的变迁,与近年来中国东部高分辨率石笋和湖泊记录的夏季风模式有着一致性,表明末次冰期后,季风快速加强,早全新世季风强盛、随后季风衰退,中全新世季风变弱,气候变干,和传统的“中全新世大暖期”^[28]或“温暖湿润期的穿时性”模式^[29]并不吻合,而和陈发虎等人^[36]最近提出了亚洲季风区全新世气候变化模式季风模式是吻合的。

3.3 研究区域考古文化的响应

综合文献资料^[37~39],三峡地区旧石器以来的文化序列如下:旧石器时期文化(1.15 Ma~11.4 kaBP);城背溪文化(9.0~6.9 kaBP);大溪文化(6.9~5.1 kaBP);屈家岭文化(5.1~4.6 kaBP);石家河文化(4.6~4.0 kaBP);外来的巴文化或夏商周(4.0~3.0 kaBP);楚文化(3.0 kaBP~278 BC)。另外,考古遗址中出现秦汉时期、晋到唐宋时期及明清时期地层(图 7)。

三峡地区典型遗址的旧石器时代至战国时期考古遗址分布^[37,38]表明,旧石器时代遗址分布海拔较高的地区,应是对晚冰期整体冷湿气候的响应。城背溪文化时期(9.0~6.9 kaBP)遗址数量锐减,原有的旧石器遗址分布区此时的遗址分布寥寥无几,且主要分布在峡江地区秭归以下的长江两侧的山前地带,遗址分布海拔高度较高,与地面的相对高差较大。此时期经济生活的主要内容已是种植水稻、采集和渔猎。说明该时期环境相对较好,但水热配置并不是最佳的时期。库区内朝天嘴、三斗坪、中堡岛等遗址地层记录表明,城背溪文化晚期有多次洪水^[38],可能是该时期气候变化不稳定造成的。

大溪文化遗址在经历城背溪文化低潮后大量增加^[39],分布范围较广,西起巫山,东至宜昌南沱,主要集中在分布于宜昌以西的长江三峡两岸地区以及宜昌与荆州之间的当阳、枝江和松滋地区,其分布高度明显低于城背溪文化遗址。屈家岭文化期的遗址数继续增加。该区域新石器时代文化主要发展阶段为 8.5~4 kaBP,其中的鼎盛期在 6.9~4.6 kaBP (cal)的大溪文化和屈家岭文化时期,对应于大九湖泥炭记录的暖湿适宜的中全新世,而本区新石器时代文化的崩溃可能和中晚全新世转型时期的干旱事件有关(4.2 kaBP 前后)。

三峡库区典型遗址地层的研究表明, 7.6~6.4 kaBP 之间, 三峡库区水位在吴淞高程 147.024 m 以上的古洪水至少在玉溪遗址地层中留下了 16 次沉积记录^[40], 中坝遗址记录^[41]表明, 该区新石器时代结束到夏代至战国时期的特大洪水比较频繁, 均是出现在季风降水转型带来的气候不稳定的阶段。

可见, 三峡库区的文化发展总体上受气候变化的影响。该区至今未发现全新世早期的遗址, 可能暗示该时期季风降水很强, 但温度继承了晚冰期的热点, 冷湿的气候不适合人类的生存。6.9~4.6 kaBP (cal) 期间, 暖湿的气候适合人类的生存, 使得大溪文化和屈家岭文化得到迅猛发展。而 4.2 kaBP 前后的季风衰退和气候变干事件, 伴随着该区一个洪水频发期^[35,41], 可能导致了本区新石器文化(石家河文化)的崩溃, 同时催生了该区夏代文明。

4 结论

通过对神农架大九湖泥炭剖面的年代学、有机碳氮、同位素地球化学等气候环境代用指标的研究, 以及与其他剖面的对比分析, 重建了研究区域约 16 kaBP (cal) (13.3 kaBP) 以来的气候与环境演变序列。通过对比分析, 探讨了气候环境变化的可能机制。主要结论如下:

() 大九湖 297 cm 的沉积剖面主要以泥炭为主。10 个 AMS¹⁴C 测年数据表明, 该剖面约为 16 kaBP (cal) (¹⁴C 年龄为 13.3 kaBP) 以来的沉积。

() 多指标分析表明, 研究区域 16 kaBP (cal) 以来的气候特点如下:

(1) 晚冰期阶段气候总体较冷湿, 但很不稳定, 12.6~11.4 kaBP (cal) 之间应属于新仙女木时期的沉积;

而 15.2~12.6 kaBP (cal) 期间为 B-A 暖期(博令暖期-中仙女木冷期-阿勒罗德暖期), 16~15.2 kaBP (cal) 为最老仙女木时期。(2) 早全新世总体上继承了晚冰期气候特点, 较为冷湿, 但体现出逐渐升温的过程。其中在 10.6 kaBP (cal) 前后出现较显著的干旱事件。该阶段是该区域 16 kaBP 以来季风降水最强盛时期。(3) 中全新世总体温暖湿润。其中 9.2~7.5 kaBP (cal) 是逐步升温的过程, 降水相对较少, 在全球具有代表意义的 8.2 kaBP (cal) 左右的降温事件反映明显; 6.7~4.2 kaBP (cal) 期间各种替代指标相对稳定, 水热条件配置最佳, 是中全新世最适宜期。(4) 在 4.2 kaBP (cal) 前后发生的中晚全新世的气候和环境转换事件, 表现为气候由温暖湿润快速转向凉干。约 0.9 kaBP (cal) 前后转为较凉湿的气候。

() 大九湖泥炭记录的气候和环境演变信息具有全球性变化特点, 可以与东亚季风区其他高分辨率沉积记录对比, 体现了“末次冰期后, 季风快速加强, 早全新世季风强盛、随后季风衰退, 中全新世季风变弱, 气候变干”的季风变迁模式, 其变化的驱动机制可能是太阳辐射在中纬度地区东亚季风区的特定响应。

() 三峡库区的文化发展总体上受气候变化的影响。该区至今未发现全新世早期的遗址, 可能暗示该时期季风降水很强, 但温度继承了晚冰期冷湿的特点, 不适合人类发展。6.9~4.6 kaBP (cal) 期间暖湿的气候适合人类的生存, 使得大溪文化和屈家岭文化得到迅猛发展。而 4.2 kaBP 前后的季风衰退和气候变干事件, 伴随着该区洪水频发, 可能导致了本区新石器文化(石家河文化)的崩溃, 同时催生了夏代文明。

参考文献

- 1 Alley R B, Marotzke J, Nordhaus W D, et al. Abrupt climate change. *Science*, 2003, 299: 200—209
- 2 柴岫. 泥炭地学. 北京: 地质出版社, 1990. 1—4
- 3 Chambers F M, Charman D J. Holocene environmental change: Contributions from the peatland archive. *The Holocene*, 2004, 14(1): 1—6
- 4 孟宪奎. 中国沼泽志. 北京: 科学出版社, 1999. 408—409
- 5 尹善春. 中国泥炭资源及其利用. 北京: 地质出版社, 1991. 70—124
- 6 周明明, 李文漪. 神农架大九湖全新世植被与环境. 见: 中国北中亚热带晚第四纪植被与环境研究. 北京: 海洋出版社, 1993. 33—45
- 7 李文漪. 中国第四纪植被与环境. 北京: 科学出版社, 1998. 133—141
- 8 刘会平, 唐晓春, 孙东怀, 等. 神农架大九湖 12.5 kaBP 以来的孢粉与植被序列. *微体古生物学报*, 2001, 18(1): 101—109

- 9 何报寅, 张穗, 蔡术明. 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
- 10 朱诚, 马春梅, 张文卿, 等. 神农架大九湖 15.753 kaBP 以来的孢粉记录与环境演变. 第四纪研究, 2006, 26(5): 814—826
- 11 周卫健, 卢雪峰, 武振坤, 等. 若尔盖高原全新世气候变化的泥炭记录与加速器放射性测年. 科学通报, 2001, 46(12): 1040—1044
- 12 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24000~0 cal BP. Radiocarbon, 1998, 40: 1041—1083
- 13 Dean W E. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss of ignition: Comparison with other methods. J Sediment Petrol, 1974, 44: 242—248
- 14 Li Xiaoqiang, Zhou Weijian, An Zhisheng, et al. The vegetation and monsoon variations at the desert-loess transition belt at Midiwan in northern China for the last 13 ka. The Holocene, 2003, 13(5): 779—784
- 15 Zhou Weijian, Yu Xuefeng, Jull A J, et al. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18000 years. Quat Res, 2004, 62(1): 39—48
- 16 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Niño. Earth Planet Sci Lett, 2005, 231: 337—346
- 17 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late-Pleistocene monsoon recorded from from Hulu Cave, China. Science, 2001, 294: 740—743
- 18 Wang Yongjin, Cheng Hai, Lawrence R, et al. The Holocene Asian monsoon: link to solar changes and north Atlantic climate. Science, 2005, 308: 854—857
- 19 Dykoski C A, Zedler R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 71—86
- 20 Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. Nature, 2007, 445: 74—77
- 21 邵晓华, 汪永进, 程海. 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
- 22 North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 2004, 431: 147—151
- 23 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 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: 地球科学, 1997, 27(5): 447—452
- 24 汪品先, 卞云华, 李保华, 等. 西太平洋边缘海的“新仙女木”事件. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(5): 452—460
- 25 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒, 等. 湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征. 科学通报, 2007, 52(17): 1285—1291
- 26 朱诚, 郑朝贵, 马春梅, 等. 对长江三角洲和宁绍平原一万年来高海面问题的新认识. 科学通报, 2003, 28(23): 2428—2438
- 27 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 考古学报, 1972, (1): 15—38
- 28 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学, B 辑, 1992, (12): 1300—1308
- 29 An Z S, Stephen C, John Kutzbach E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. Quat Sci Rev, 2000, 19: 743—762
- 30 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R, 等. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(6): 582—589
- 31 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 青海湖 16 ka 以来的花粉记录及其古气候古环境演化. 科学通报, 2002, 47(17): 1351—1355
- 32 靳桂云, 刘东生. 华北北部中全新世降温气候事件与古文化变迁. 科学通报, 2001, 46(20): 1725—1730
- 33 Wu W X, Liu T S. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China. Quat Int, 2004, 117: 153—166
- 34 Yi S, Saito Y, Oshima H, et al. Holocene environmental history inferred from pollen assemblages in the Huanghe (Yellow River) delta, China: climatic Change and human impact. Quat Sci Rev, 2003, 22(5-7): 609—628
- 35 朱诚, 于世永, 卢春成. 长江三峡及江汉平原地区全新世环境考古与异常洪涝灾害研究. 地理学报, 1997, 52(3): 268—278
- 36 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例. 第四纪研究, 2006, 26(6): 881—887
- 37 朱诚, 钟宜顺, 郑朝贵, 等. 湖北旧石器至战国时期人类遗址分布与环境的关., 地理学报, 2007, 62(3): 227—242
- 38 朱诚. 对长江流域新石器时代以来环境考古研究问题的思考. 自然科学进展, 2005, 15(2): 149—153
- 39 张芸, 朱诚. 长江三峡考古遗址文化断层研究. 地理学报, 2007, 62(3): 243—256
- 40 朱诚, 马春梅, 王慧麟, 等. 长江三峡库区玉溪遗址 T0403 探方古洪水沉积特征研究. 科学通报, 2008, 53(增刊 I): 1—16
- 41 朱诚, 郑朝贵, 马春梅, 等. 长江三峡库区中坝遗址地层古洪水沉积判别研究. 科学通报, 2005, 50(20): 2240—2250