

# 中国东部山地泥炭高分辨率腐殖化度记录的晚冰期以来气候变化

马春梅<sup>①\*</sup>, 朱诚<sup>①</sup>, 郑朝贵<sup>②③</sup>, 尹茜<sup>①</sup>, 赵志平<sup>①</sup>

① 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093;

② 安徽省滁州学院国土信息工程系, 滁州 239012;

③ 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008

\* E-mail: [chunmeima@nju.edu.cn](mailto:chunmeima@nju.edu.cn)

收稿日期: 2008-04-16; 接受日期: 2008-07-04

国家科技支撑计划项目(编号: 2006BAK21B02)、国家自然科学基金(批准号: 40701190)、国家自然科学基金重大项目(批准号: 90411015), 教育部博士点新教师基金(批准号: 20070284067)和南京大学现代分析中心测试基金项目资助

**摘要** 对中国东部中纬度季风区内的两处山地泥炭——神农架大九湖泥炭和天目山千亩田泥炭腐殖化度进行了研究, 并对两剖面的孢粉记录、有机质含量、TOC 和 Rb/Sr 对比分析, 结果表明在东亚季风区山间盆地, 气候越干冷时泥炭的分解就越强烈, 以吸光度表征的腐殖化度就越高; 相反, 当气候较温暖潮湿时泥炭主要处于还原状态, 分解较慢, 腐殖化度较低. 大九湖剖面的腐殖化度记录了晚冰期(约 16.0~11.4 cal ka BP)中的新仙女木(YD)(约 11.4~12.6 cal ka BP)冷干事件、博令-阿勒罗德暖湿期(B-A 暖期, 约 12.6~15.2 cal ka BP)、最老仙女木冷干事件(OD, 约 15.2~16.0 cal ka BP)、早全新世的湿润期(约 11.4~9.4 cal ka BP)、8.2 cal ka BP 前后的冷干事件和约 7.0~4.2 cal ka BP 之间的全新世最佳适宜期. 神农架大九湖和天目山千亩田近 5000 a 以来的泥炭腐殖化度记录有着很好的一致性, 表明相近纬度不同经度的山地泥炭对东亚季风降水变化的响应是同步的. 近 5000 a 来的气候变化在两个山地泥剖面中几乎同步记录有 3 大阶段: 4.9~3.5 cal ka BP, 季风降水整体处于高值, 但波动剧烈, 其中, 在约 4.2 cal ka BP 前后, 季风降水急剧下降, 在 3.7 cal ka BP 前后达到最干旱的峰值后又快速回升; 3.5~0.9 cal ka BP, 季风降水强度整体较弱, 但也存在明显的次级干湿波动; 0.9 cal ka BP 以来, 吸光度值逐渐降低, 表明季风降水增多. 与中国东部季风区其他高分辨率沉积记录对比, 文中亚高山泥炭记录的约 1.6 万年以来的气候变化响应了北半球夏季太阳辐射的统一驱动.

## 关键词

山地泥炭  
晚冰期  
全新世  
腐殖化度  
神农架大九湖  
天目山千亩田  
气候变化

晚冰期以来气候变化很复杂, 由于存在几十或几百年重复发生的突变事件而成为全球变化研究的热点<sup>[1-6]</sup>. 该时段内高分辨率气候与环境的重建及其变化机制和表现形式等问题的研究, 有可能为研究近现代气候变化机制、几年至千年一遇的突变事件以及预测数十年至百年地球系统的区域至全球尺度的

变化速率、幅度、持续时间及趋势提供重要的科学依据. 然而, 总结近些年研究成果可知, 学术界对晚冰期以来特别是全新世的全球气候变化已经有了初步的认识, 但由于地域特点, 还没彻底弄清楚期间一些重要气候事件和气候阶段是否具全球性, 如: 是否存在全新世大暖期和最宜期? 如果存在的话, 它们是

否具有空间一致性? 亚洲季风是否存在一致变化? 若存在气候变化模式的空间差异, 驱动机制是什么? 对一些气候突变事件还缺乏足够的证据和系统分析, 限制了对事件发生的时空特征及其空间耦合机制的研究. 所以, 获取更多连续的高分辨率研究材料以建立环境变化序列和提取突变事件信息仍是目前第四纪科学研究的重要内容.

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<sup>[7]</sup>, 因此它是研究过去气候环境变化的理想档案材料<sup>[8-12]</sup>, 其中山间盆地泥炭一般受人类活动影响很小<sup>[13]</sup>, 比平原泥炭更具优势.

泥炭腐殖化度是试图定量描述泥炭分解程度的指标, 是泥炭中无定形腐殖质占泥炭样品干重的百分率(%). 由于泥炭的分解是在微生物的作用下植物残体降解的过程, 而影响微生物活动的主要因素是水热条件<sup>[14]</sup>, 所以泥炭腐殖化度被用作恢复古气候<sup>[15-17]</sup>尤其古水文<sup>[16,18-21]</sup>的代用指标. 但综合近年来文献可知, 国内外对腐殖化度环境意义的解释有显著差别. 欧美大量泥炭腐殖化度研究表明, 气候越干时泥炭的分解就越强烈, 以吸光度表征的腐殖化度就越高, 相反, 当气候较潮湿时泥炭主要处于还原状态, 分解较慢, 腐殖化度较低<sup>[16,18-21]</sup>. 而中国学者对青藏高原红原泥炭的研究<sup>[22-25]</sup>表明, 以吸光度表征的腐殖化度偏大指示气候偏暖湿; 腐殖化度偏小, 指示气候偏干冷的结论. 本文对两处山地泥炭, 湖北神农架大九湖盆地的泥炭和浙江天目山千亩田泥炭样品进行了腐殖化度测定, 结合其他代用指标, 进一步探讨这一环境替代指标的古气候意义, 研究中国东部季风区晚冰期以来气候变化历史.

## 1 研究区概况

大九湖泥炭沼泽是中纬度亚热带地区少有的亚高山沼泽, 位于神农架林区的最西端, 地理坐标在东经 109°56′~110°11′与北纬 31°24′~31°33′之间(图 1), 底部海拔高程在 1760~1700 m 之间, 面积约 16 km<sup>2</sup>. 大九湖盆地外围为海拔 2200~2400 m 的陡峭中山, 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(七月)平均气温 17.2℃; 最冷月(一月)平均气

温-2.4℃; 年平均降水量 1528.4 mm, 相对湿度达 80%以上.

千亩田泥炭沼泽位于天目山在浙江境内的最高峰龙王山顶附近(30°29′58″N, 119°26′27″E)(图 1), 地处桐杭岗与千亩田峰之间的低洼处, 海拔 1338 m. 沼泽区年平均气温为 8.8℃, 年降水量 1870 mm. 沼泽周围保存着完好的天然林植被及典型的中亚热带山地森林生态景观. 土壤类型为山地黄棕壤, 沼泽区主要是山地泥炭沼泽土.

## 2 材料和方法

### 2.1 野外采样与剖面特征

2004 年 2 月 16~18 日在大九湖盆地开挖剖面, 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°29′27″N, 109°59′45″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, 剖面描述如下: ① 0~20 cm 为多草被的灰黑色泥炭表土层; ② 20~114 cm 为黑色泥炭层; ③ 114~180 cm 为多草根的灰黑色泥炭层; ④ 180~213 cm 为青灰色黏土; ⑤ 213~230 cm 含黏土的灰黑色泥炭层; ⑥ 230~259 cm 为棕褐色多腐植物根系的泥炭沼泽土; ⑦ 259~280 cm 为灰黑色黏土, 含腐植物根系; ⑧ 280~292 cm 为棕褐色多腐植物根系的泥炭沼泽土; ⑨ 292~297 cm(未见底)为含有腐植物根系的灰黑色黏土.

千亩田泥炭样品采自千亩田人工剖面, 剖面深 148 cm, 根据地层岩性差异自上而下划分为 11 个层次(图 2), 分别为: 0~9 cm 为棕黑色沼泽土, 多植物根系; 9~18 cm 为黑色沼泽泥炭土, 多植物根系; 18~34 cm 为棕黑色沼泽泥炭土; 34~38 cm 为黑色泥炭沼泽土; 38~44 cm 为棕黑色沼泽泥炭土; 44~54 cm 为黑色泥炭沼泽土; 54~75 cm 为棕黑色沼泽泥炭土; 75~104 cm 为黑色泥炭沼泽土; 104~110 cm 为棕黑色沼泽泥炭土; 110~115 cm 为棕灰色沼泽泥炭; 115~148 cm 为含泥炭岩屑的灰黑色黏土.

### 2.2 室内分析

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

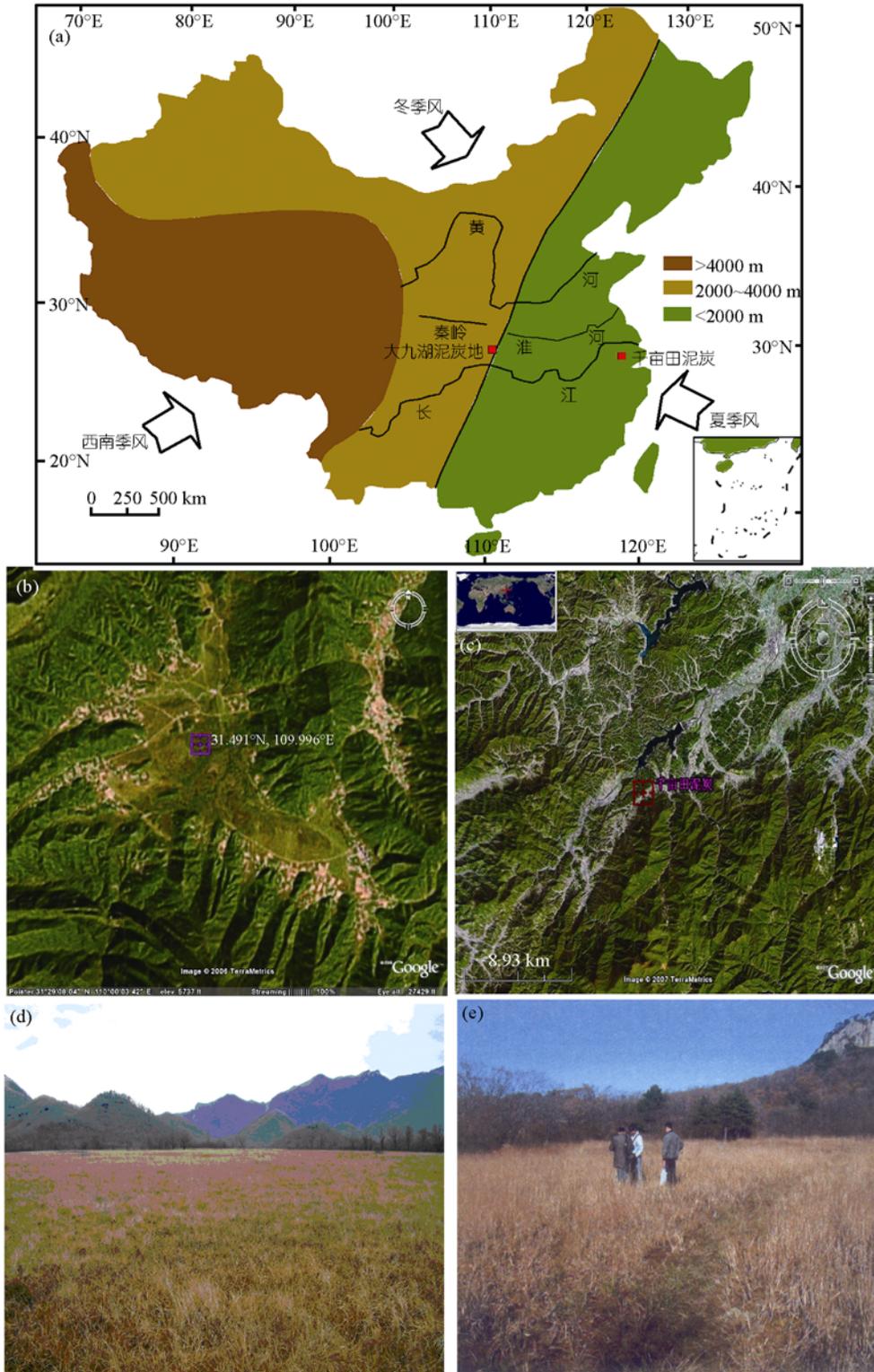


图 1 大九湖泥炭与千亩田泥炭位置与地形示意图

(a) 大九湖和千亩田在中国季风系统中的位置; (b) 大九湖盆地地形图(来自 <http://earth.google.com/>); (c) 千亩田泥炭的地形(来自 <http://earth.google.com/>); (d) 大九湖沼泽地景观照片; (e) 千亩田沼泽地景观照片

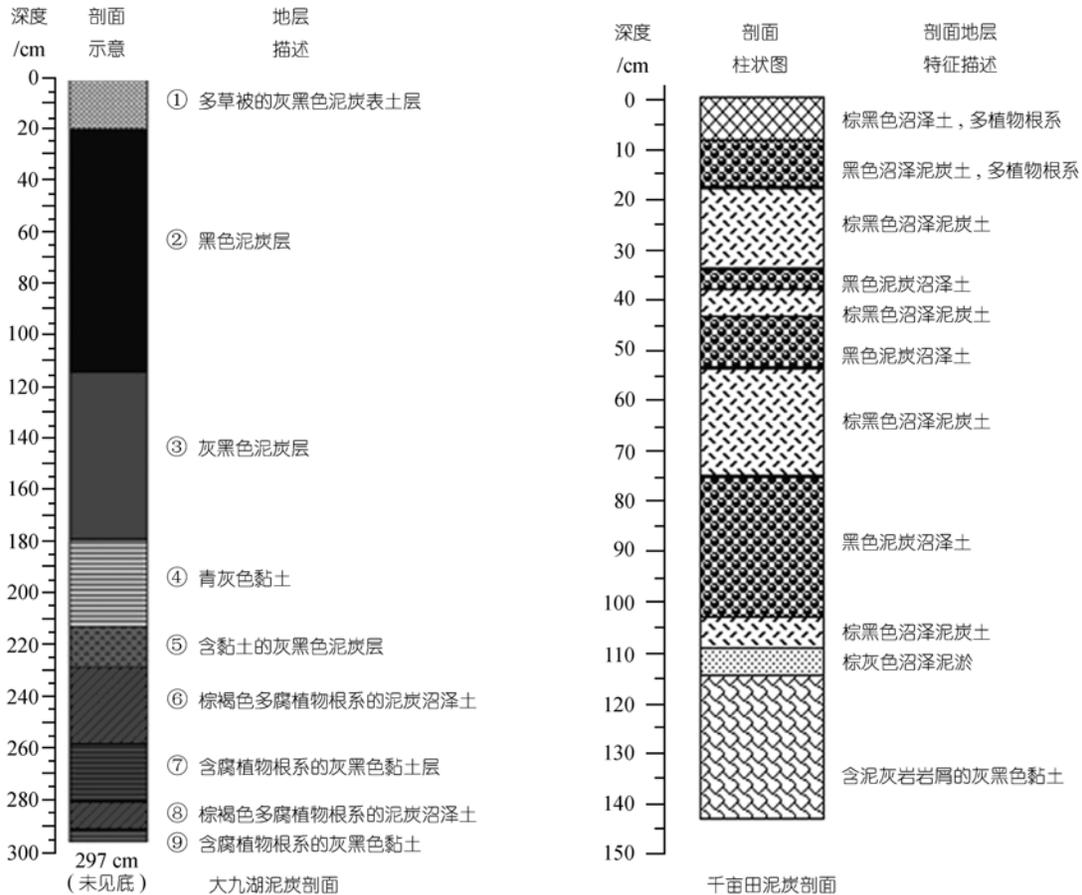


图 2 神农架大九湖泥炭与天目山千亩田泥炭剖面图

果有差异. 不过, 如果选择适当的组分 60~180  $\mu\text{m}$  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<sup>[26]</sup>. 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, 但一些研究也研究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 个混合泥炭样品, 在千亩田剖面 146 cm 处采集 1 个树木残体样品, 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 AMS<sup>14</sup>C 年代测定. 为了获取可信年龄, 对混合样品的前处理选择 60~180  $\mu\text{m}$  粒级的泥炭 (湿选后, 进行 HCL-NaOH-HCL 化学处理) 进行样品制靶<sup>[26]</sup>. 另外, 在千亩田剖面深度 55, 66, 84 cm 处分别采集泥炭混合样送往中国科学院南京地理与湖泊研究所<sup>14</sup>C 实验室进行常规<sup>14</sup>C 测定. 全部数据使用国际

通用的校正程序 CALIB 5.01 版本 (<http://www2.glos.ac.uk/accrotelm/>)<sup>[27]</sup> 进行日历年校正. 对校正结果采用分段线性拟合建立年代深度模式, 然后内插外推得出其他样品的年代.

腐殖化度的测定采用了传统的碱提取溶液吸光度法<sup>[15]</sup>, 实验步骤: 将岩芯按 1 cm 间距连续切样, 大九湖 297 cm 的剖面共得到 297 个样品, 千亩田 148 cm 的剖面共得到 148 个样品. 样品自然风干前尽量小心去除现代根系污染; 之后, 磨细过 60 目筛, 搅拌均匀, 精确称取 0.1000 g 样品, 放入 100 mL 烧杯中, 加入 50 mL 之前混合好的 8% 的 NaOH. 在电热板上加热烧杯 (在通风橱中) 直到沸腾. 降低电热板的温度, 样品微热慢煮 1 h, 使蒸发作用达最小, 同时使泥炭中的腐殖酸充分浸出. 冷却后, 转移至 100 mL 的容量瓶, 稀释至刻度, 然后摇晃均匀. 用定量试纸过滤样品. 取清液 50 mL 转入 100 mL 的容量瓶, 用水 1:1 稀释至刻度, 摇晃均匀, 用岛津 UV-3000 型分光光度

计对泥炭样品的碱提取物在波长 540 nm 处进行吸光度测定, 其吸光度值即用来表征泥炭的腐殖化度, 数据以吸光度的百分率形式给出。

为了对比分析, 我们对所有样品同时做了烧失量实验, 以简单测定有机质含量。实验方法: 把以 1 cm间距连续分得的样品在恒重坩埚中放入 105℃烘箱干燥 12~24 h, 称重后 550℃灼烧 4 h<sup>[28,29]</sup>, 烧失部分的重量占干样品重量的百分比即为烧失量。腐殖化度实验和烧失量实验均在南京大学现代分析中心完成。另外, 本文还给出了大九湖剖面的有机碳含量, 实验步骤: 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

舟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。两个剖面的Rb和Sr的含量用X荧光光谱法测定, 即把事先准备好的粉末状样品压片, 在南京大学现代分析中心利用瑞士ARL公司生产的ARL-9800型X射线荧光光谱仪(XRF, X-Ray Fluorescence Spectrometer)测定出Rb和Sr的含量, 误差小于 $1 \times 10^{-6}$ 。孢粉数据来自文献<sup>[30]</sup>和<sup>[31]</sup>。

### 3 结果与分析

#### 3.1 年代

根据测定结果(表 1), 结合深度-年代模式(图 3)计算了两处泥炭剖面的沉积速率(表 2)。大九湖 297

表 1 大九湖剖面 and 千亩田剖面测年数据及日历年校正结果

剖面名称	实验室编号	样品编号	深度/cm	测试材料	<sup>14</sup> C 年龄/a BP	日历年校正年代 1σ/cal a BP
大九湖剖面	XLLQ1632	DJ①	25~26	泥炭	510±30 (AMS)	528 (515~540)
	XLLQ1633	DJ②	50~51	泥炭	1940±30 (AMS)	1896(1865~1926)
	XLLQ1634	DJ③	80~81	泥炭	2780±30 (AMS)	2887(2845~2928)
	XLLQ1635	DJ④	110~111	泥炭	3490±30 (AMS)	3808(3788~3827)
	XLLQ1636	DJ⑤	140~141	泥炭	6560±40 (AMS)	7459(7429~7488)
	XLLQ1637	D2⑥	170~171	泥炭	7740±30 (AMS)	8531(8508~8553)
	XLLQ1638	DJ⑦	220~221	泥炭	10790±35 (AMS)	12827(12809~12844)
	XLLQ1639	DJ⑧	250~251	泥炭	12400±35 (AMS)	14348(14203~14492)
	XLLQ1640	DJ⑨	280~281	泥炭	12650±35 (AMS)	14936(14816~15055)
	XLLQ1641	DJ⑩	296~297	泥炭	13290±35 (AMS)	15755(15579~15928)
千亩田剖面	KF04080	QMT54~55	54~55	泥炭	1381 ± 140 (常规)	1291(1167~1415)
	KF05032	QMT65~66	65~66	泥炭	2477 ± 131 (常规)	2584(2451~2716)
	KF04086	QMT83~84	83~84	泥炭	3086 ± 127 (常规)	3293(3141~3455)
		QTM145~146	145~146	古树残体	4135 ± 40 (AMS)	4619 (4578~4659)

表 2 大九湖和千亩田泥炭地层沉积速率推算表

剖面名称	深度/cm	时间跨度/cal a BP	沉积速率/cm · a <sup>-1</sup>
大九湖剖面	0~25.5	528	0.048
	25.5~50.5	1368	0.018
	50.5~80.5	991	0.030
	80.5~110.5	921	0.033
	110.5~140.5	3651	0.0082
	140.5~170.5	1072	0.028
	170.5~220.5	4296	0.012
	220.5~250.5	1521	0.02
	250.5~280.5	588	0.051
280.5~296.5	818	0.021	
千亩田剖面	0~54.5	1291	0.042
	54.5~65.5	1292.5	0.0085
	65.5~83.5	709.5	0.025
	83.5~145.5	1325.5	0.047

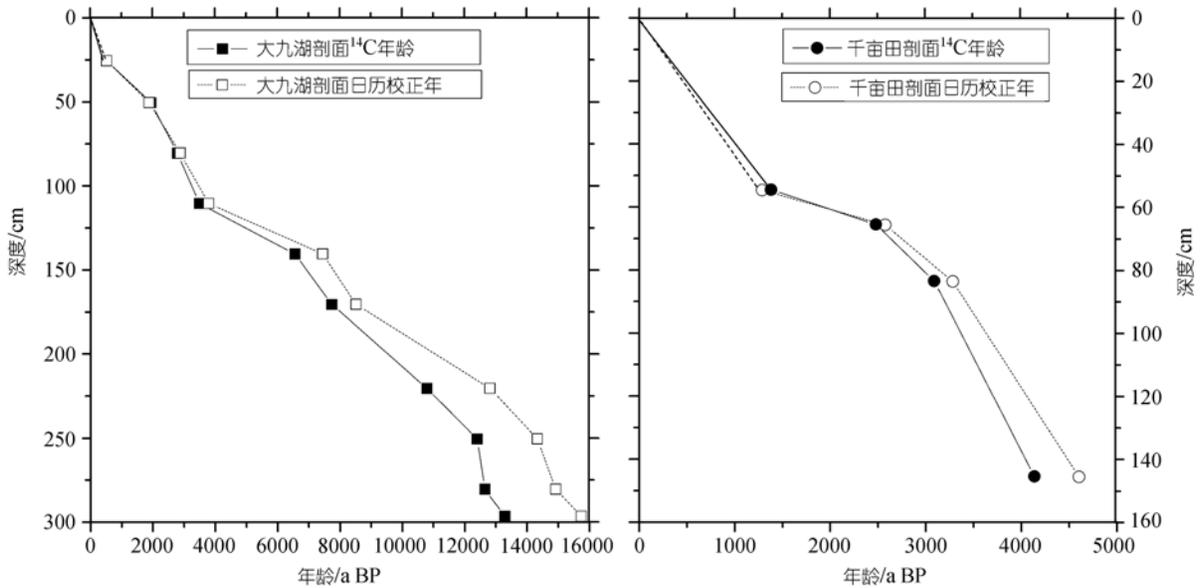


图 3 大九湖泥炭与千亩田泥炭剖面年代深度模式

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 280.5~250.5 cm, 沉积速率为 0.051 cm/a, 140.5~110.5 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; 千亩田泥炭剖面在 65.5~83.5 cm 之间沉积速率最快, 为 0.025 cm/a, 在 54.5~65.5 cm 之间最慢, 为 0.0085 cm/a, 平均约 31.6 cm/a, 均达到高分辨率研究的要求.

文中根据两个测年数据之间的沉积速率, 内插推算出每个样品的年龄. 由于没有近代测年手段控制, 大九湖 0~25 cm 的样品年龄和千亩田 0~54 cm 的样品年龄由外推所得. 由于两处泥炭堆积目前仍在进行, 故可假定泥炭表面的年龄为零.

### 3.2 环境替代指标的测试结果与腐殖化度环境意义

泥炭的形成是各种自然因素综合作用的结果, 而水热条件是泥炭形成的决定性因素. 水分和热量直接影响沼泽植物种类、生长发育、微生物的分解量、分解强度、泥炭累积, 并决定沼泽的水文条件. 腐殖化度代表泥炭的分解程度, 影响泥炭腐殖化度的因素主要有微生物活动、水热状况、土壤酸碱度、成炭植物类型等<sup>[14]</sup>, 最主要的是水热条件. 白光润等<sup>[32]</sup>在我国不同的 8 个研究地点进行的植物分解率与水

热条件的关系研究证明“水热对比制约泥炭形成”, 泥炭对湿度的表征比温度更敏感. 另外, 亚热带 1000 m 以上高山上普遍积累泥炭, 除温度低的因素以外, 与高山气压低溶解氧含量少有关.

泥炭腐殖化度测定方法原理基于泥炭中腐殖酸的比例是随着泥炭的分解程度而增加的. 欧美平原泥炭研究者认为, 地表相对干燥时泥炭分解快, 因此, 腐殖酸相对含量的变化可能作为过去湿度变化的代用指标<sup>[15]</sup>. 尽管有人报道腐殖化度记录可能因泥炭植物成分而偏差, 且对泥炭的腐烂过程理解不充分<sup>[33]</sup>, 但不可否认, 腐殖化度在恢复地表湿度发生重大变化时是一个很可靠的代用指标<sup>[33,34]</sup>. 2003 年在欧洲经济共同体资助下, 由 Chambers 牵头, 联合英国、德国和法国等 9 个国家开始一项名为记录欧洲陆地的突然气候变化 (ACCROTELM) (<http://www2.glos.ac.uk/accrotelm/>) 研究计划在方法上, 重点把泥炭腐殖化度指标与泥炭中的植物大化石、阿米巴虫等指标进行对比, 以进一步认识泥炭腐殖化度的古气候意义. 2005 年, Borgmark<sup>[35]</sup>对瑞典中南部的两个泥炭剖面提取了过去 10000 a 的腐殖化度记录, 并利用功能谱分析揭示出该地 250 a 的气候变化周期. 总结起来, 欧美平原泥炭腐殖化度的环境意义主要为: 气候越干时泥炭的分解就越强烈, 以吸光度表征的腐殖化度就越高, 相反, 当气候较潮湿时泥炭主要处于还原

状态, 分解较慢, 腐殖化度较低.

我国目前主要对青藏高原若尔盖地区的红原泥炭进行了腐殖化度的测定和研究<sup>[22-25]</sup>, 将其当作夏季风的代用指标<sup>[25]</sup>, 认为湿润温暖的气候条件, 即温暖气候组合, 一方面促进植物初级生产力提高, 提供较多的植物残体进行腐解; 另一方面也提高了微生物的分解能力. 这两方面的综合作用使得泥炭中无定形腐殖质百分含量增高, 即腐殖化度增高; 反之, 在干旱寒冷的气候条件, 即干冷气候组合, 不仅使植物初级生产力减弱, 仅能提供较少的植物残体进行腐解, 而且同时使微生物分解能力也减弱, 导致泥炭中无定形腐殖质的百分比降低, 即泥炭的腐殖化度降低. 因此, 泥炭的腐殖化度反映了腐殖化分解作用的综合影响, 因此也间接地反映了水热条件的影响.

泥炭的腐殖化度较高, 指示气候较温暖; 泥炭的腐殖化度较低, 指示了气候较干冷<sup>[22,23]</sup>.

可见, 目前国内外学术界对泥炭腐殖化度的环境指示意义存在很大的分歧.

为了弄清本文中东部季风区亚高山山间盆地泥炭腐殖化度的环境意义, 图4(d)和(e)给出了千亩田泥炭和大九湖泥炭的吸光度测试结果, 并对比分析了两处泥炭的孢粉数据, 对水生草本植物花粉(狐尾草属 *Myriophyllum*、荇菜属 *Nymphoides*、泽泻科 *Alisma*、莎草科 *Cyperaceae*、眼子菜科 *Potamogetonaceae* 和香蒲属 *Typha*)百分含量与有机质(图 4)、Rb/Sr(图 5)等指标进行详细的比较研究.

烧失量是对高温燃烧之后土壤有机质的损失量 (loss-on-ignition)的测定<sup>[29]</sup>. 近年来的研究表明, 通过

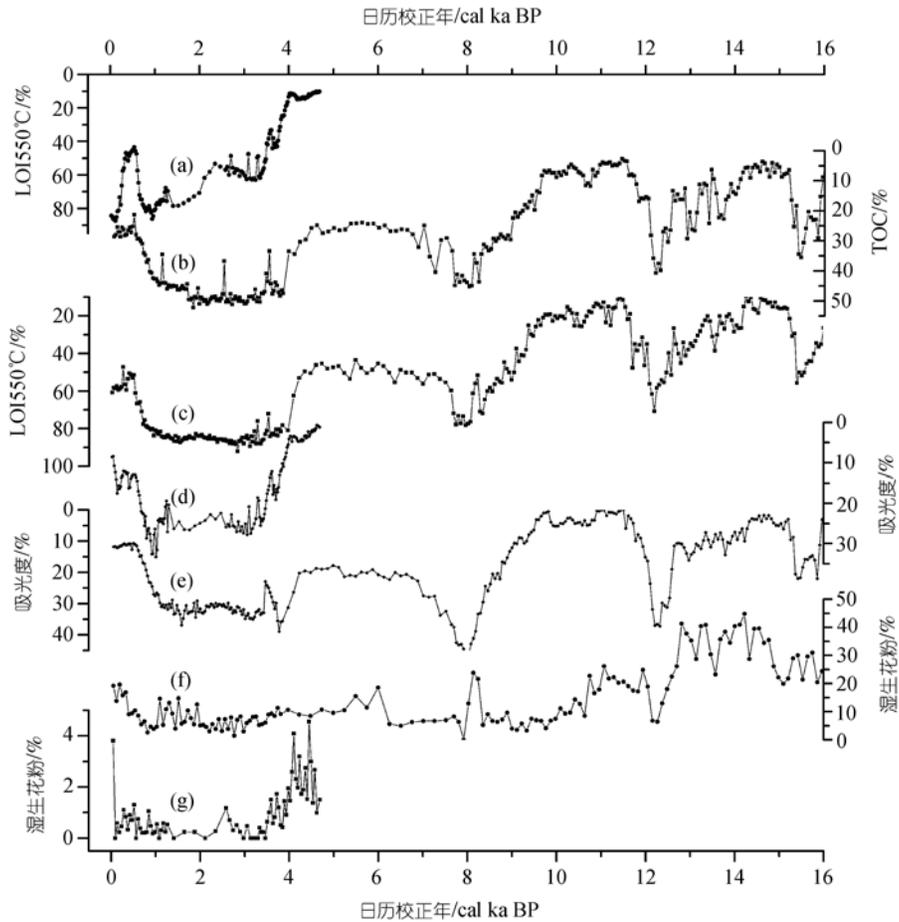


图 4 大九湖泥炭和千亩田泥炭的腐殖化度与 TOC、湿生花粉百分比含量的比较

(a) 千亩田泥炭 550°C 烧失量; (b) 大九湖泥炭 TOC 百分含量; (c) 大九湖泥炭 550°C 烧失量; (d) 千亩田泥炭腐殖化度; (e) 大九湖泥炭腐殖化度; (f) 大九湖泥炭湿生花粉百分含量; (g) 千亩田泥炭湿生花粉百分含量

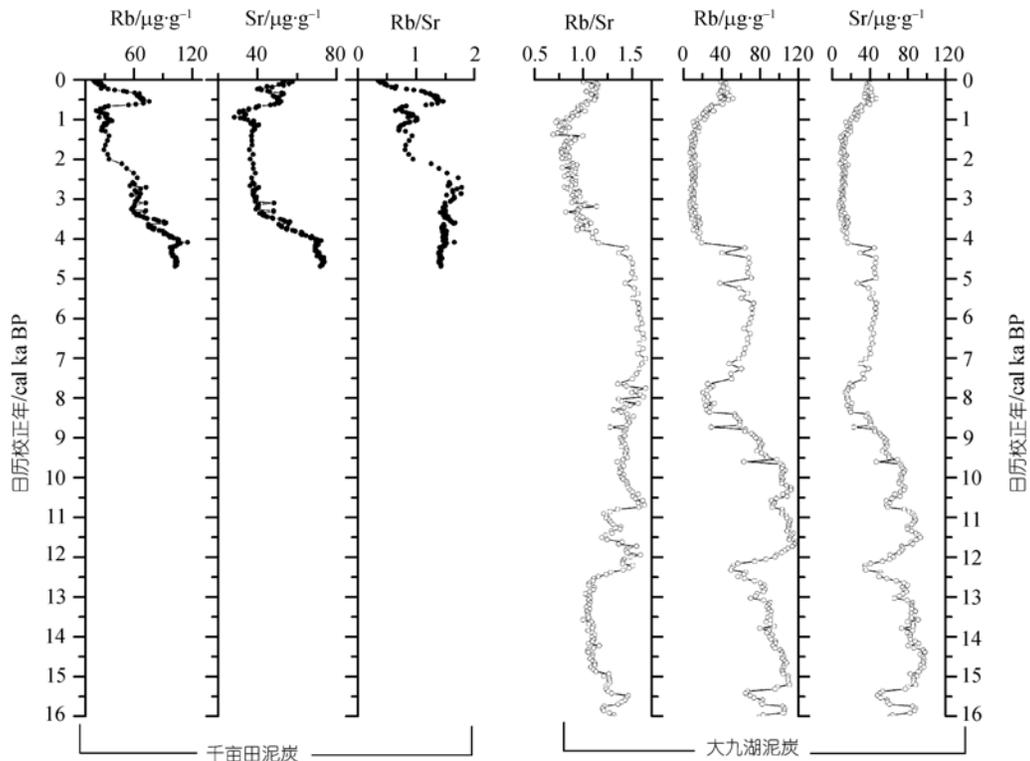


图 5 千亩田和大九湖剖面的 Rb/Sr 记录

对地层剖面的有机质损失量的测定, 可以粗略表示有机碳含量, 反映出过去气候和环境状况, 因而烧失量的数值波动所对应的环境状况和气候特征具有明显的指示意义. 图 4(b)(大九湖泥炭 TOC 百分含量)和 (c)(大九湖泥炭 550°C 烧失量)两条曲线几乎完全一致, 说明简单的烧失法得出的沉积物烧失量变化可以反映沉积物中有机碳含量变化, 进而可以反映出沉积物中有机质的含量变化. 以往学者的研究表明<sup>[9]</sup>, 东部季风区泥炭有机碳含量越高, 说明越干的气候特点. 由图 4 可以看出, 两个剖面的吸光度曲线与 TOC 含量、有机质含量(用 550°C 烧失量表征)呈明显的正相关, 和水生草本花粉的百分含量曲线基本呈负相关. 从两剖面的孢粉图谱<sup>[30,31]</sup>看 3.7~0.9 cal ka BP 之间, 水生草本和蕨类均为本剖面最低. 木本植物中, 针叶树所占百分比较小; 阔叶树中桦和落叶栎百分比高而较稳定, 属于含常绿树种的落叶阔叶林, 体现出较干的气候特点. 而 Zhao 等<sup>[36]</sup>对大九湖盆地另一个深 120 cm 的泥炭剖面(4.7 cal ka BP 以来的连续沉积)的孢粉、植物大化石、地球化学元素等多指标分

析也表明该研究区域气候在 3.6 cal ka BP 前后由湿润转为干旱. 但在 8.2 ka BP 前后, 湿生花粉比例明显增大, 出现高峰, 但随后就是一个低谷, 这可能因为气候由早全新世的湿润转为冷干时大九湖水水位降低, 大面积湖滩地出露, 使得湿生花粉增加, 但随着干旱程度和范围的增大, 湿生花粉含量又减少. 而在约 11.4~12.6 cal ka BP 和约 15.2~16.0 cal ka BP 之间, 也是属于冷干事件, 但由于其变幅很大, 滩地变干, 不适宜湿生植物生长, 其花粉浓度下降.

图 5 中两处泥炭剖面的 Rb, Sr 及 Rb/Sr 的记录进一步对比说明了腐殖化度的环境意义. 通常认为元素在表生环境中具有不同的地球化学行为, 化学风化时一些碱及碱金属元素容易迁移淋失. Sr 属于易迁移元素, 一般的水热条件即可从风化壳中淋溶出来, 而 Rb 元素迁移能力较弱, 只有在湿润条件下, 化学风化作用和生物作用较强时, 才能够从岩石中迁出, 所以 Rb/Sr 越大, 气候越潮湿, 反之则干燥<sup>[37]</sup>. 从图 5 可以看出, 整体来说, 两个剖面的 Rb, Sr 含量和 Rb/Sr 呈正相关, 和腐殖化度曲线(图 4)呈显著的反相关, 说

明以吸光度表征的腐殖化度越大, Rb, Sr含量和Rb/Sr越低, 气候越干旱. 但在 8.2 ka BP前后, 及约 16.0~11.4 cal ka BP之间的晚冰期内, Rb/Sr曲线出现和Rb, Sr及腐殖化度曲线反相关的趋势. 金章东等<sup>[38]</sup>认为湖泊沉积物的Rb/Sr比值受气候变化制约的, 高Rb/Sr比值是湖泊沉积物中Sr低含量决定的, 反映处于不利于岩石风化的寒冷气候条件. 大九湖剖面下部Rb/Sr值和 中上部Rb/Sr指示意义的不同可能和盆地内流域面积变化及泥炭累积导致的元素风化差异有关. 限于本文篇幅和研究重点, 关于这两处山地泥炭Rb, Sr和Rb/Sr记录将另文给出详细研究.

总之, 以上的多指标对比分析表明, 以吸光度百分率表征的泥炭腐殖化度是研究气候变化的良好环境替代指标. 对东亚季风区中纬度亚高山的山间盆地泥炭来说, 气候越干冷时, 地表有效湿度(降水量-蒸发量)越小, 泥炭的分解就越强烈, 腐殖化度就越高; 相反, 当气候较温暖潮湿时, 地表有效湿度(降水量-蒸发量)大, 泥炭主要处于还原状态, 分解较慢, 腐殖化度较低. 分析认为, 东部季风区基础温度比青藏高原高, 地下水位变化大, 对已经是湖沼的地区而言, 降水量增大, 对植物生长不利, 腐殖化度和有机

碳含量便会减小. 而青藏高原东部较东部季风区高度大, 降水相对少, 温度低, 暖湿的气候使得微生物活动强烈, 地表冻结时间缩短, 植物生长量加大, 泥炭腐殖化度高, 有机碳含量也增大.

### 3.3 东部山地泥炭腐殖化度记录的晚冰期来的气候变化

由图 6 可以看出以下特点:

(i) 大九湖泥炭约 16.0 cal ka BP 以来的泥炭吸光度在 0~47.1%之间, 变化幅度较大, 平均 19.0%, 并整体上呈现出晚冰期和早全新世为低值、中晚全新世高值的特点; 千亩田泥炭 4.7 cal ka BP 以来的泥炭吸光度在 7%~33.3%之间, 平均 16.4%. 总体看来, 近 5000 a 以来的大九湖泥炭腐殖化度大于千亩田泥炭, 这可能与两处泥炭的海拔不同、靠海的远近不同及地方因素引起的. 但是, 两条曲线变化又有很强的一致性. 考虑到两个剖面测年数据存在一定误差的条件下, 可以看出, 这两处山间盆地泥炭对近 5 ka BP 以来的季风降水的响应记录总体是一致的, 仅在细微处有差异.

(ii) 近 5000 a 来的气候变化在两个中纬度山地

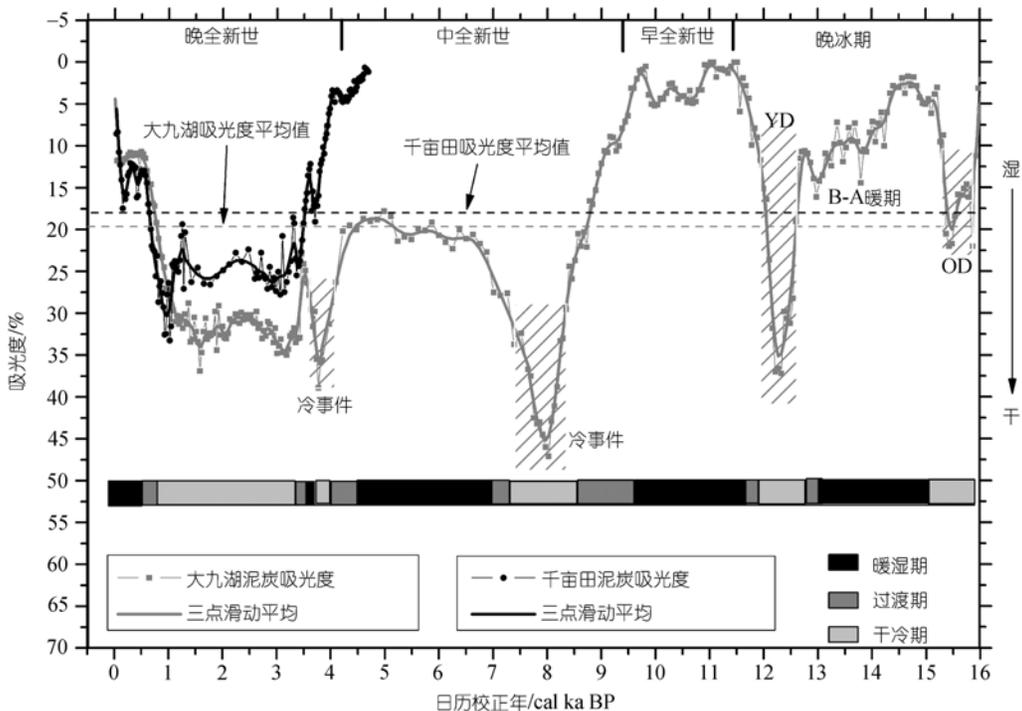


图 6 大九湖泥炭与千亩田泥炭的腐殖化度曲线

泥炭剖面中几乎同步记录有 3 大阶段: 4.9~3.5 cal ka BP, 泥炭吸光度处于低值, 说明季风降水整体处于高值, 但波动剧烈, 其中, 在约 4.2 cal ka BP 前后, 季风降水急剧下降(吸光度值快速增大), 在 3.7 cal ka BP 前后达到最干旱的峰值后又快速回升; 3.5~0.9 cal ka BP, 季风降水强度整体较弱(吸光度值整体偏高), 但也存在明显的次级干湿波动; 0.9 cal ka BP 以来, 吸光度值逐渐降低, 表明季风降水增多, 气候变得暖湿。

(iii) 大九湖剖面的腐殖化度记录了晚冰期(约 16.0~11.4 cal ka BP)中的新仙女木(YD)(约 11.4~12.6 cal ka BP)冷干事件(泥炭吸光度值为高峰)、博令-阿勒罗德暖湿期(B-A 暖期)(约 12.6~15.2 cal ka BP)(泥炭吸光度值为低谷值)、最老仙女木冷干事件(OD)(约 15.2~16.0 cal ka BP) (泥炭吸光度值为高峰)、早全新世的湿润期(约 11.4~9.4 cal ka BP)(泥炭吸光度值为剖面最低谷)和 8.2 cal ka BP 前后的冷干事件(泥炭吸光度值为高峰)。在约 7.0~4.2 cal ka BP 之间, 沉积物的吸光度接近剖面平均值, 且较稳定, 说明此阶段温度和湿度尤其有效湿度(降水量-蒸发量)适中, 应该是全新世最佳适宜期。

## 4 讨论

为了进一步探讨两处山地泥炭记录的季风降水变化的信息, 本文利用已发表的贵州董哥洞平均分辨率为 5 a 的 DA 石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[39]</sup>(图 7(a)) 和与大九湖剖面位于相同研究区域的神农架山宝洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[40]</sup>(图 7(b)) 进行对比分析。可以看出: 大九湖和千亩田两处泥炭的腐殖化度记录的来季风降水变化和神农架山宝洞石笋、贵州董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录总体趋势有一致性。大九湖泥炭腐殖化度显著记录的晚冰期(约 16.0~11.4 cal ka BP)中的新仙女木(YD)(约 11.4~12.6 cal ka BP)冷干事件, 博令-阿勒罗德暖湿期(B-A 暖期) (12.6~15.2 cal ka BP) 和最老仙女木冷干事件(OD)(约 15.2~16.0 cal ka BP) 和神农架山宝洞石笋、贵州董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录在时间和变化特征上大体一致。大九湖泥炭腐殖化度曲线明显体现出早全新世(11.4~9.4 cal ka BP)的最湿润期和 8.2 cal ka BP 前后的冷干事件, 这在两处石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录也有体现, 但山宝洞石笋对 8.2 ka BP 冷事件反映不够显著。在约

7.0~4.2 cal ka BP 之间, 大九湖泥炭腐殖化度和山宝洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录均总体体现出较平稳的变化趋势, 说明该阶段气候较稳定, 但山宝洞记录的早中全新世气候变化没有大九湖泥炭反映的明显。几条曲线都表明在 4.2 cal ka BP 前后, 出现中晚全新世气候转型, 由湿润快速转向干旱, 标志着中全新世气候适宜期的快速结束。神农架山宝洞石笋数据不全<sup>[40]</sup>, 而董哥洞石笋氧同位素数据<sup>[39]</sup>表明距今约 800 a 以来季风降水呈明显的上升趋势, 和两处泥炭剖面的腐殖化度记录具一致性。由此可见, 两处泥炭剖面的腐殖化度记录和研究区域及相近区域的高分辨率石笋  $\delta^{18}\text{O}$  记录具有较好的对比性, 但在细节处有一定差别, 这可能和记录载体(石笋和泥炭)的本身性质差异、分辨率及小区域气候差异性有关。

与东亚季风区其他地质记录比较来看, 哈尼泥炭纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  数据<sup>[41]</sup>表明东亚季风区近 5.0 cal ka BP 以来的气候变化有着和本文两泥炭剖面记录的气候变化有一致性, 即在近 5.0 cal ka BP 至约 4.0 cal ka BP 属于暖湿期, 约 4.0 cal ka BP 后期后转为凉干, 在约 1.0 cal ka BP 后又有转为暖湿的趋势, 表现为气候变化的 3 个阶段。而华南的江西定南大湖泥炭<sup>[9,42]</sup> (24°41'N, 115°E, 海拔为 250~260 m) TOC 等记录到晚冰期的新仙女木冷事件和博令-阿勒罗德暖湿期(B-A 暖期), 显示全新世适宜期发生在 10.0~6.0 cal ka BP, 6.0~4.0 cal ka BP 的中全新世是寒冷干燥期; 其孢粉数据<sup>[43]</sup>也表明大湖地区 15.6~11.6 cal ka BP 之间孢粉植被是有常绿阔叶树的落叶阔叶林, 气候温和湿润; 11.6~6.0 cal ka BP 之间孢粉植被演替为栲/石栎为建群种的常绿阔叶林, 气候温暖湿润; 6.0 cal ka BP 以来, 孢粉组合最大特点是木本植物花粉急剧减少, 草本植物花粉在后期含量高, 蕨类孢子急剧增多, 孢粉植被与 6.0 cal ka BP 以前比较, 发生了明显的变化, 气候环境在 6.0 cal ka BP 左右向凉、干转化, 在约 3.0 cal ka BP 前后发生转变, 由凉干转向暖湿。这和大九湖记录到的晚冰期及早全新世气候变化有一致性, 但与两个泥炭剖面多种指标揭示 4.2 cal ka BP 前后季风发生转型由暖湿转向干冷不一致, 可能与纬度位置和海拔高度有关。青海湖晚冰期以来沉积物孢粉、碳酸盐、有机 C、N 和有机  $\delta^{13}\text{C}$  等多项指标高分辨率分析<sup>[44,45]</sup>表明, 15.4 cal ka BP 起, 气候开始向暖湿化

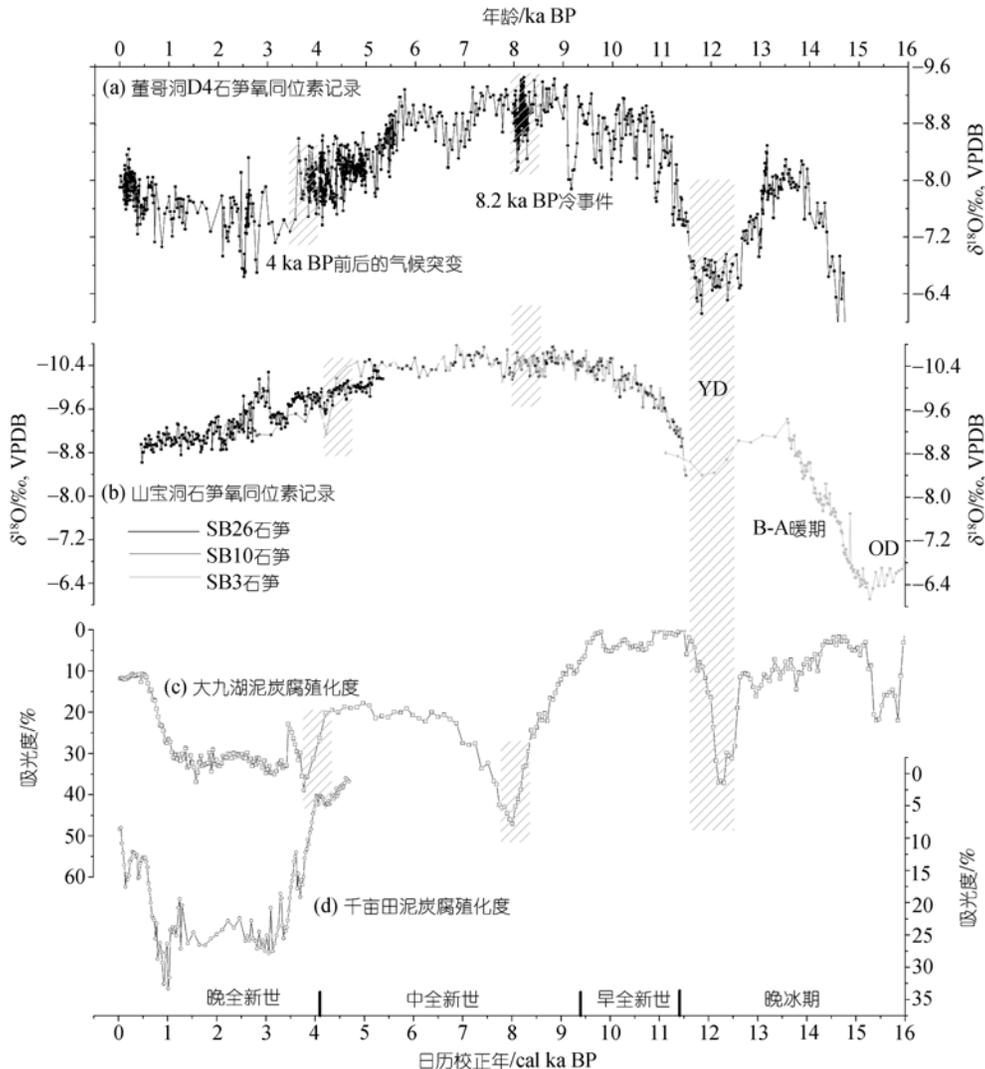


图7 大九湖和千亩田泥炭吸光度与东亚季风区高分辨率石笋氧同位素记录对比

(a) 贵州董哥洞平均分辨率为5 a的DA石笋记录<sup>[39]</sup>; (b) 神农架山宝洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录<sup>[40]</sup>; (c) 大九湖泥炭腐殖化度曲线; (d) 千亩田泥炭腐殖化度曲线

发展, 7.4 cal ka BP时达到了暖湿组合的鼎盛期, 4.5 cal ka BP以后气候又逐步转入冷干, 这和大九湖沉积记录有着一致性. 广东湛江湖光岩玛珉湖高分辨率孢粉记录<sup>[46]</sup>显示中国南方热带-亚热带地区高温湿润的全新世适宜期发生在早全新世(9.5~8.0 cal ka BP), 晚全新世 4.2 cal ka BP 开始, 草本植物和山地针叶植物花粉明显增多, 揭示出晚全新世湖光岩地区温度、湿度明显下降. 该湖沉积物晚冰期以来的TOC、磁化率、Ti元素含量等环境替代指标<sup>[47]</sup>表明了相似的晚冰期季风变迁特征和早全新世湿润的气候特点,

但在约 7.0~5.0 cal ka BP之间体现出夏季风的低谷和大九湖泥炭腐殖化度记录的水热配置的最佳适宜期不相符合. 而海南岛双池玛尔湖全新世高分辨率粒度、黏土矿物、C/N、孢粉、藻类等记录<sup>[48]</sup>显示热带湖泊全新世高温期为 7.2~2.7 cal ka BP, 在 2.7 cal ka BP前后气候模式发生转变, 和中纬度山地泥炭记录的气候变化不一样.

可见, 东亚季风区晚冰期以来尤其全新世的气候变化很复杂, 在晚冰期和早全新世存在较一致性的变化, 但在中晚全新世季风变迁和气候变化方面

有差异, 仍然需要寻找更多的高分辨率地质记录来探寻其可能的规律性. 但总体来说, 对比该纬度太阳辐射曲线<sup>[49]</sup>可知, 本文两处中纬度泥炭腐殖化度记录的季风降水变化趋势与太阳辐射曲线呈现大体一致的变化, 说明亚洲季风在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, 主体上响应了北半球夏季太阳辐射的统一驱动<sup>[50]</sup>.

## 5 结论

(i) 以吸光度百分率表征的泥炭腐殖化度是研究季风降水的良好环境替代指标. 研究表明, 对于东亚季风区中纬度山地泥炭, 气候越干冷时泥炭的分解就越强烈, 腐殖化度就越高, 相反, 当气候较温暖潮湿时泥炭主要处于还原状态, 分解较慢, 腐殖化度较低.

(ii) 神农架大九湖泥炭和天目山千亩田泥炭近 5000 a 以来的腐殖化度记录有着很好的一致性, 表明相近纬度不同经度的山地泥炭对东亚季风变化的响应是同步的.

(iii) 大九湖剖面的腐殖化度记录了晚冰期(约 16.0~11.4 cal ka BP)中的新仙女木(YD)(约 11.4~12.6 cal ka BP)冷干事件、博令-阿勒罗德暖湿期(B-A 暖期)(约 12.6~15.2 cal ka BP)、最老仙女木冷干事件(OD)(约 15.2~16 cal ka BP)、早全新世的湿润期(约 11.4~9.4 cal ka BP)、8.2 cal ka BP 前后的冷干事件和在约 7.0~4.2 cal ka BP 之间的适宜期.

(iv) 近 5 ka BP 来的气候变化在大九湖和千亩田两个山地泥炭剖面中几乎同步记录有 3 大阶段: 4.9~3.5 cal ka BP, 季风降水整体处于高值, 但波动剧烈, 其中, 在约 4.2 cal ka BP 前后, 季风降水急剧下降(吸光度值快速增大), 在 3.7 cal ka BP 前后达到最干旱的峰值后又快速回升; 3.5~0.9 cal ka BP, 季风降水强度整体较弱(吸光度值整体偏高), 但也存在明显的次级干湿波动; 0.9 cal ka BP 以来, 吸光度值逐渐降低, 表明季风降水增多, 气候暖湿.

(v) 和中国东部季风区其他高分辨率沉积记录对比发现, 两处泥炭记录的近 1.6 万年的晚冰期以来气候变化响应了北半球夏季太阳辐射的统一驱动.

**致谢** 两位匿名评审专家对论文的修改提出宝贵意见; 在本文修改过程中与南京大学地理与海洋科学学院的王富葆教授和北京大学城市与环境学院的莫多闻教授进行讨论, 深受启发; 黄润博士、关勇硕士、南京大学现代分析中心的陶仙聪老师、中国科学院南京地理与湖泊研究所的张恩楼老师和中国科学院地球环境研究所的卢雪峰老师在野外采样和实验中给予帮助, 在此一并致谢.

## 参考文献

- 1 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 新仙女木及全新世早中期气候突变时间: 贵州茂兰石笋氧同位素记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(1): 69—74
- 2 沈吉, 杨丽源, 羊向东, 等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(2): 130—138
- 3 Hong Y T, Wang Z G, Jiang H B, et al. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  $\delta^{13}\text{C}$  time series from peat cellulose. *Earth Plant Sci Lett*, 2001, 185: 111—119[DOI]
- 4 Feng Z D, An C B, Wang H B. Holocene climatic and environmental changes in the arid and semi-arid areas of China: a review. *Holocene*, 2006, 16(1): 119—130[DOI]
- 5 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, 48(23): 2428—2438
- 6 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[DOI]
- 7 Chambers F M, Charman D J. Holocene environmental change: contributions from the peatland archive. *Holocene*, 2004, 14(1): 1—6[DOI]
- 8 Blackford J. Palaeoclimatic records from peat bogs. *Trends Ecol Evol*, 2000, 15(5): 193—198[DOI]

- 9 Zhou W J, Yu X F, Timothy 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 18, 000 years. *Quat Res*, 2004, 62(1): 39—48 [\[DOI\]](#)
- 10 陶发祥, 洪业汤, 姜洪波. 贵州草海地区最近 8 ka 的气候变化. *科学通报*, 1996, 41(16): 1489—1492
- 11 Xu H, Hong Y T, Lin Q H, et al. Temperature responses to quasi-100-yr solar variability during the past 6000 years based on  $\delta^{18}\text{O}$  of peat cellulose in Hongyuan, eastern Qinghai-Tibet plateau, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 230(1-2): 155—164 [\[DOI\]](#)
- 12 钟巍, 王立国, 西甫拉提·特依甫, 等. 太阳活动对塔里木盆地南缘近 4 ka 以来气候波动的可能影响. *科学通报*, 2004, 49(11): 1079—1083
- 13 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
- 14 柴岫. *泥炭地学*. 北京: 地质出版社, 1990. 1—4
- 15 Blackford J J, Chambers F M. Determining the degree of peat decomposition for peat—based paleoclimatic studies. *Int Peat J*, 1993, 5: 7—24
- 16 Blackford J J. Proxy climate record for the last 1000 years from Irish blanket peat and possible link to solar variability. *Earth Plant Sci Lett*, 1995, 133: 145—150 [\[DOI\]](#)
- 17 Caseldine C, Gearey B. A multiproxy approach to reconstructing surface wetness changes and prehistoric bog bursts in a raised mire system at Derryville Bog, Co. Tipperary, Ireland. *Holocene*, 2005, 15(4): 585—601 [\[DOI\]](#)
- 18 Blackford J J, Chambers F M. Proxy records of climate from blanket mires: Evidence for a Dark Age (1400 BP) climatic deterioration in the British Isles. *Holocene*, 1991, (4): 63—67
- 19 Chambers F M, Barber K E, Maddy D, et al. A 5500-year proxy-climate and vegetation record from blanket mire at Talla Moss. Borders, Scotland. *Holocene*, 1997, 7: 391—399 [\[DOI\]](#)
- 20 Anderson D E. A reconstruction of Holocene climatic changes from peat bogs in northwest Scotland. *Boreas*, 1998, 27: 208—224
- 21 Mauquoy D, Barber K E. A replicated 3000 yr proxy-climate record from Coom Rigg Moss and Felecia Moss, the Border Mires, northern England. *J Quat Sci*, 1999, 14: 263—275 [\[DOI\]](#)
- 22 王华, 洪业汤, 朱咏焯, 等. 红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化. *地质地球化学*, 2003, 31(2): 51—56
- 23 王华, 洪业汤, 朱咏焯, 等. 青藏高原泥炭腐殖化度的古气候意义. *科学通报*, 2004, 49(7): 686—691
- 24 于学峰, 周卫健, 史江峰. 度量泥炭腐殖化度的一种简便方法: 泥炭灰度. *海洋地质与第四纪地质*, 2005, 25(1): 133—136
- 25 于雪峰, 周卫健, Franzen L, 等. 青藏高原东部全新世冬夏季风变化的高分辨率泥炭记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(2): 182—187
- 26 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
- 27 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24, 000— 0 cal BP. *Radiocarbon*, 1998, 40: 1041—1083
- 28 Deam W E. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *J Sedim Petro*, 1974, 44: 242—248
- 29 张佳华, 孔昭宸, 杜乃秋. 烧失量数值波动对北京地区过去气候和环境的特征响应. *生态学报*, 1998, 18(4): 343—347
- 30 朱诚, 马春梅, 张文卿, 等. 神农架大九湖 15.753 ka BP 以来的孢粉记录与环境演变. *第四纪研究*, 2006, 26(5): 814—826
- 31 郑朝贵. 太湖地区 7~4 ka BP 文化遗址时空分布的环境考古研究. 博士学位论文. 南京: 南京大学, 2005. 55—66
- 32 白光润, 王淑珍, 高峻, 等. 中国亚热带、热带泥炭形成的水热条件与微生物分解相关性. *上海师范大学学报(自然科学版)*, 2004, 33(3): 91—97
- 33 Caseldine C J, Baker A, Charman D J, et al. A comparative study of optical properties of NaOH peat extracts: implications for humification studies. *Holocene*, 2000, 10(5): 649—658 [\[DOI\]](#)
- 34 Robert K B, Stephen T J. A high-resolution record of late-Holocene moisture variability from a Michigan raised bog, USA. *Holocene*, 2003, 13 (6): 863—876 [\[DOI\]](#)
- 35 Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south-central Sweden, as interpreted from peat humification analysis. *Holocene*, 2005, 15(3): 387—395 [\[DOI\]](#)
- 36 Zhao Y, Hölzer A, Yu Z C. Late Holocene natural and human-induced environmental change reconstructed from peat records in Eastern central China. *Radiocarbon*, 2007, 49: 789—798
- 37 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1998, 28(6): 498—504

- 38 金章东, 张恩楼. 湖泊沉积物 Rb/Sr 比值的古气候含义. 科学技术与工程, 2002, 2(3): 20—22
- 39 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Plant Sci Lett*, 2005, 233: 71—86 [\[DOI\]](#)
- 40 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090—1093 [\[DOI\]](#)
- 41 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 Plant Sci Lett*, 2005, 231: 337—346 [\[DOI\]](#)
- 42 Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Org Geochem*, 2005, 36: 1272—1284 [\[DOI\]](#)
- 43 肖家仪, 周卫健, 赵志军, 等. 末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37(6): 789—797
- 44 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
- 45 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
- 46 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
- 47 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 [\[DOI\]](#)
- 48 郑卓, 王建华, 王斌, 等. 海南岛双池玛珥湖全新世高分辨率环境记录. 科学通报, 2003, 48(2): 282—286
- 49 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
- 50 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