

江汉平原江陵地区近 9 ka B.P. 以来的气候演化： 有机碳同位素记录

谢远云^{1,2,3} 李长安³ 王秋良³ 殷鸿福³

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2. 哈尔滨师范大学地理系, 黑龙江 哈尔滨 150080;
3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要:通过对江陵剖面沉积物的高密度采样和有机碳同位素分析,重建了江汉平原江陵地区近 9.0 ka B.P. 以来的古气候古环境演化。江汉平原江陵地区 9.0~6.31 ka B.P. 属相对温暖湿润的气候环境,晚期向干旱方向发展;6.31~4.97 ka B.P. 为冷干气候环境,在 5.78 ka B.P. 达到极盛;4.97~2.50 ka B.P. 为暖湿气候时期,其间 3.44~2.50 ka B.P. 湖沼泥炭发育,3360 a B.P.、3110 a B.P.、2935 a B.P. 和 2710 a B.P. 为明显的降温期,尤以 2710 a B.P. 的降温幅度最大;2.50 ka B.P. 以来温度相对较低,为冷期。江陵地区近 9 ka B.P. 以来的气候变化与国内相邻区域的研究资料相一致,但又有区域的差异性。

关键词:江陵地区;全新世;气候演化;有机碳同位素

中图分类号: P435.63⁺² **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3657(2006)01-0098-06

全新世气候环境演化是过去全球变化研究的重点热点之一,其重要性不仅在于对 10 ka B.P. 以来气候环境的揭示,更为重要的是距现今最近的一个地质时期,其研究可为预测未来可能出现的全球气候环境变化提供重要的借鉴作用,为人类的生存和可持续发展服务。

江汉平原全新世气候环境变化的恢复一直是依靠钻孔资料获取^[1,2],而在剖面的发现和研究上,该地区还是一个空白。2002 年 9 月,笔者在湖北荆州市江陵县发现了 9 ka B.P. 以来的全新世剖面,该剖面是迄今为止江汉平原有见报道的第一个全新世地质剖面。江陵剖面的发现与研究补充和丰富了该区全新世气候环境变化研究的内容,其地理位置及沉积学特征决定了其具有极为重要的作用。笔者对江陵剖面沉积物近 9.0 ka B.P. 以来的有机碳同位素进行分析,结合岩性和沉积物的粒度特征等资料重建了该区 9.0 ka B.P. 以来的气候环境演化,相信这项研究对恢复和重建江汉平原及长江中游地区的古气候古环境有较重要的意义。

1 剖面概况

江陵剖面位于湖北省荆州市江陵县省江北农场四监区二砖厂(图 1),为挖掘形成的河湖相沉积剖面。剖面厚

5.94 m,未见底,0~3.11 m 段为河流漫滩相堆积,主要岩性为浅黄褐色—浅红褐色泥质粉砂;3.11~3.86 m 为青灰色泥质粉砂堆积,其中 3.11~3.20 m、3.25~3.42 m、3.60~3.64 m 以及 3.72~3.86 m 为 4 层深灰色—黑色泥炭夹层,含较多植物残体;3.86~5.94 m 层段为河间洼地、湖相的青灰色泥质粉砂沉积。

2 样品与分析方法

2003 年 5 月,对江陵剖面连续采样(2 cm 间距),进行有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)测定。测定前先将样品研磨成粉末状,加入 10%稀盐酸搅拌并浸泡 24 h,用蒸馏水冲洗至中性,在低温(约 40℃)下烘干后研磨过 150 目筛。称取 2 g 样品,置于石英舟内,800℃下在通有氧气的石英管内充分燃烧 15 min,用液氮分离并纯化生成的 CO_2 气体,最后在 MAT-251 型质谱仪上测定 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结果以 PDB 标准计。粒度分析采用英国 Malvern 公司的 Mastersize 2000 激光粒度分析仪,粒度测量范围为 0.02~2000 μm ,重复测量误差小于 2%。

分别在剖面的 0.71 m、2.17 m、3.25 m、3.85 m、4.61 m、5.35 m 和 5.93 m 处采获年龄样品 7 块,送中国地震局进行常规 ^{14}C 年龄测定。

收稿日期:2005-04-20;改回日期:2005-07-01

基金项目:国家自然科学基金项目(40172061、40372079、40472151 和 90411005)资助。

作者简介:谢远云,男,1971 年生,博士后,副教授,主要从事第四纪地质研究工作;E-mail: xyy0451@sina.com。

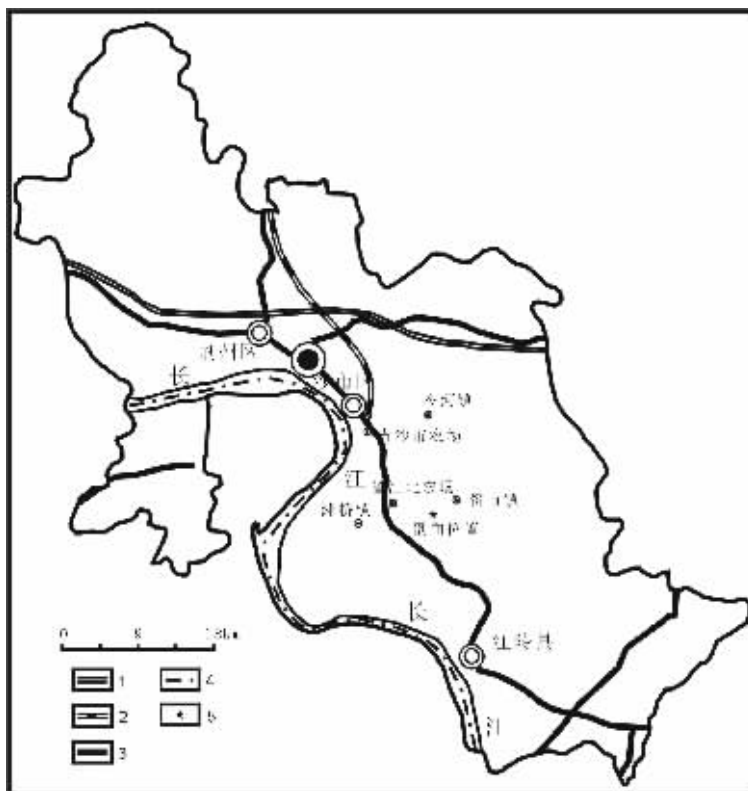


图 1 江陵剖面位置

1—高等级公路;2—铁路;3—县级公路;4—长江主航线;5—剖面位置

Fig.1 Location of the Jiangling section

1—High-grade highway;2—Railroad;3—County-grade highway;4—Main channel of the Yangtze River;5—Section location

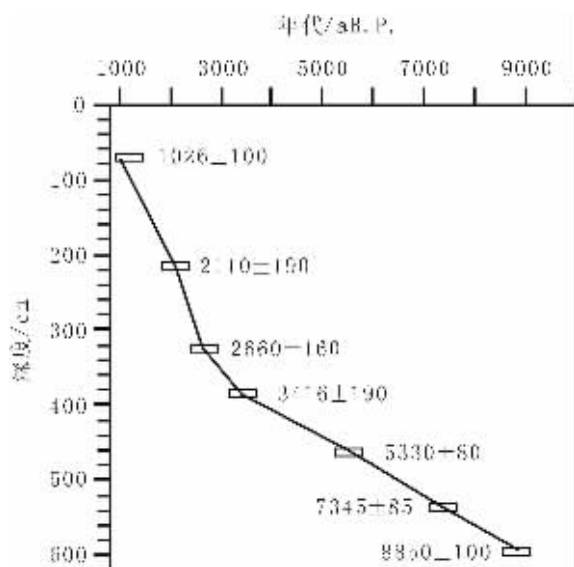


图 2 江陵剖面深度与年龄关系曲线

Fig.2 Depth-age curve in the Jiangling section

3 分析结果

江陵剖面 0.71 m、2.17 m、3.25 m、3.85 m、4.61 m、5.35 m 和 5.93m 处的 ¹⁴C 年代分析结果分别为 1026 a.B.P.、2110 a.B.P.、2660 a.B.P.、3416 a.B.P.、5530 a.B.P.、7345 a.B.P. 和 8850 a.B.P. (上述年龄经过树轮校正)。笔者采用线性内插和外推方法获得各对应深度的年代(图 2)。

碳同位素分析(图 3)表明,整个剖面 δ¹³C 值的变化明显分为 4 段,5.94~4.83m(阶段 A)为中高的 δ¹³C 值(-24.73‰ ~ -20.63‰, 平均值 -22.88‰);4.83 ~ 4.28 m(阶段 B)为高值(-27.71‰~-19.29‰, 平均值 -22.07‰);4.28~3.11 m(阶段 C)为低值(-28.57‰~-24.86‰, 平均值 -27.45‰);3.11 m 以上(阶段 D)为中低值(-28.5‰~-21.64‰, 平均值 -25.2‰)。

4 环境演化阶段

4.1 指标的环境意义

湖泊沉积物有机质主要来源于陆生植物及湖泊水生植物。根据光合作途径的不同,陆源植物可分为 C₃、C₄ 和

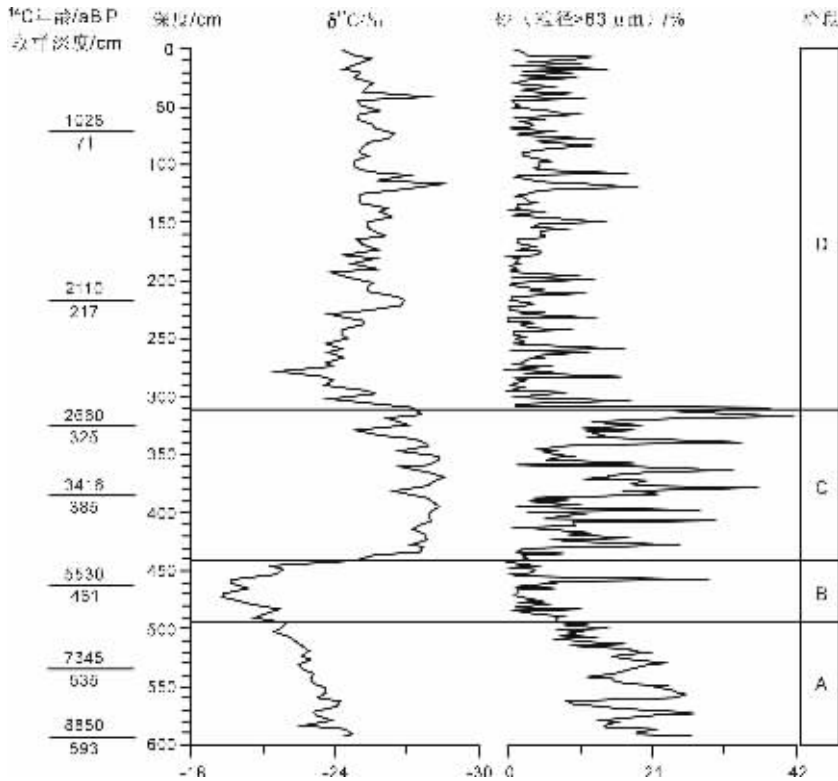


图3 江陵剖面 9 ka B.P.以来的碳同位素和粒度变化曲线

Fig.3 Curve of carbon isotope and grain size variations of the Jiangling section since 9 ka

CAM(景天科酸代谢途径植物)3类。 C_3 植物分布最广,主要生活在冷湿的环境,是陆生植物最主要的组成部分,包括所有的木本植物,主要由乔木、灌木和绝大多数分布于温带、寒带和高寒湿润地区的喜冷的草本(如喜冷的禾本科植物)等组成,代表着森林植被类型;其 $\delta^{13}C$ 值较低,一般为 -21‰ ~ -33‰ ,平均为 -27‰ ^[3];而 C_4 植物一般生长在暖干的环境,主要由喜暖的草原植被组成,几乎是所有热带、亚热带草原以及大多数温带草原的优势植被,因此又称之为热带草原植被;其 $\delta^{13}C$ 值为 -9‰ ~ -21‰ ,平均为 -14‰ ^[3]。CAM植物类型较少(例如仙人掌科),其典型生活环境为干旱环境,其 $\delta^{13}C$ 值变化范围较大,介于 C_3 、 C_4 植物之间,随环境不同而变化,主要生长在干旱区及沙漠中。

流域内由地表径流携带进入湖泊的陆生植物大多为高等植物,其 $\delta^{13}C$ 值较低;而湖泊内源生物(主要为藻类)一般为低等植物,其 $\delta^{13}C$ 值偏高。因此湖泊沉积物 $\delta^{13}C$ 值的变化可以指示有机质的来源,反映了内、外源有机质成分在湖泊中保存的相对比例^[4],较低的 $\delta^{13}C$ 值指示从流域进入湖泊中的陆源有机质多,其有机质主要来源于陆生植被;反之,较高的 $\delta^{13}C$ 值指示其有机质主要来源于湖泊内源生物,湖泊中的内源生物量多。

通过对多环境指标的互相对比和印证,江陵剖面湖泊

沉积物中的有机碳同位素组成表现为暖期偏负,冷期偏正的特点^[5]。 $\delta^{13}C$ 值波动变化的古气候意义可以解释如下^[6]:当气温较高时,湖泊生产力高,湖泊水生植物(主要是挺水植物和浮游植物)大量繁盛,同时,暖湿气候条件下,湖泊流域内生物量大,陆源高等植物(C_3 植物)繁茂,降雨增多,由地表径流携带入湖的陆源植物(C_3 植物)也较多,从而造成沉积物有机碳同位素偏负;当气温降低时,一方面湖泊生产力下降,湖泊中的挺水植物和浮游植物等水生植物不发育;另一方面冷期时流域生物量小,陆源有机物质的输入减少,湖泊沉积物有机质的来源主要以湖泊内源为主,从而使 $\delta^{13}C$ 值偏正。

湖泊沉积物的粒度指示了流域降水量的变化^[6]。气候湿润时期,由于地表径流的增加,陆源粗碎屑物质进入湖盆,造成湖泊沉积物粒径变粗;气候干旱时期,地表径流贫乏,陆源粗颗粒物难以搬运至湖泊,从而使沉积物粒径减小。

4.2 环境演化阶段

根据江陵剖面沉积物有机碳同位素组成,结合岩性和沉积物粒度特征,初步将该地区 9.0 ka B.P.以来的气候环境划分为以下 4 个主要演化阶段(图 3):

(1) 8.90~6.31 ka B.P. (阶段 A, 5.94~4.93 m) 为较为稳定的暖湿气候时期:该时段为中高的 $\delta^{13}C$ 值(-24.73‰ ~

-20.63‰, 平均值-22.88‰)。中高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映沉积物中有有机质成分主要为湖泊生物。砂含量较高且波动幅度较小, 含量为 1.29%~26.81%, 平均含量为 15.44%, 沉积物中大量的粗颗粒物说明较多的陆源粗碎屑物质被地表径流带入湖泊沉积。该时段自下而上趋于降低的砂含量以及 $\delta^{13}\text{C}$ 值的偏正趋向, 指示流域降水量趋于降低, 湖泊水位逐渐收缩, 气候逐渐向干旱转化。

江陵地区 8.00~6.31 ka B.P. 为全新世大暖期里的第一个暖湿期, 亚洲夏季风盛行, 为全新世第一次湖泊沉积期。江汉平原洞庭湖、鄱阳湖地区全新世的最暖时期在 8 000~6 000 a B.P.^[1,7]; 敦德冰芯^[8]、古里雅冰芯^[9]、红原泥炭^[10]、民勤盆地^[11]、新疆玛纳斯湖^[12]等的研究也表明 8 000~6 000 a B.P. 为全新世的暖湿期。

(2) 6.31~4.97 ka B.P. (阶段 B, 4.93~4.41 m) 为冷干气候时期; 该时段的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为剖面的最高值, 并在 4.71 m (5780 a B.P.) 达到峰值, 反映湖泊内源生物占绝对优势。砂含量较低, 粘土含量较高, 显示流域降水量较低, 地表粗碎屑颗粒难以进入湖泊沉积。

江陵地区全新世大暖期里的第一次暖湿期一直持续到 6310 a B.P. 左右, 之后进入冷干气候时期。6.31~4.97 ka B.P. 是该地区全新世大暖期里的一次干旱期, 气候相对冷干。与其他地区的冷期相比, 江陵地区的冷期来的相对早些。金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示 6.00~4.00 ka B.P. 为低温期^[3], 红原泥炭纤维素 $\delta^{18}\text{O}$ ^[14] 和祁连山敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ ^[8] 指示的温度变化在该期也属于低温期。新疆玛纳斯湖在 6 000~4 500 a B.P. 期间为低湖面, 气候相对冷干^[12]。包括洞庭湖和江汉地区在内的长江中下游地区在该期为冷干气候时期^[1]。该期间长江、黄河流域古文物遗址个数记录也明显地少于前后时期, 进一步证实该期气温比较寒冷^[8]。这样的寒冷气候在北美洲及欧洲^[15]、热带太平洋、澳大利亚、南美洲等许多地区^[16]也有记录, 对应于中全新世的寒冷气候^[15,16]。

(3) 4.97~2.50 ka B.P. (阶段 C, 4.41~3.11 m) 为湖沼泥炭发育的暖湿气候时期; 该时段 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负, 3.81 m (3360 a B.P.)、3.61 m (3110 a B.P.)、3.47 m (2935 a B.P.) 和 3.29 m (2710 a B.P.) 有 4 个明显的峰值, 指示进入湖泊中的陆源生物占绝对优势。砂含量为剖面最高值且波动幅度大, 最大含量为 41%, 平均 15.1%。较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值及较高的砂含量均指示该时段的气候较为暖湿。其中, 3.86~3.11 m 段 (3.44~2.50 ka B.P.) 是江陵地区湖沼泥炭沉积时期, 显示出极好的环境状况, 温度高, 降水量丰富, 流域植被繁茂, 湖沼生物量和生产力高。

江陵地区记录到 4970~2500 a B.P. 为全新世大暖期里的第二次暖湿期。与其他地区的暖期时间相比, 该暖湿期的起始时间稍有差异, 但主体时间基本一致。孢粉资料显示鄱阳湖湖口地区在 4500~2350 a B.P. 为气候暖湿期^[7], 长江中下游地区的资料也显示该区 4900~2900 a B.P. 为气候波动和缓的亚稳定暖湿期^[1], 上海马桥遗址的孢粉组合显示 5000~2500 a B.P.

为暖期^[18]。新疆玛纳斯湖的资料显示 4500~2500 a B.P. 为全新世第二个暖湿期^[12], 台湾嘉明湖沉积物 TOC 含量在 4000~2200 a B.P. 为高值^[19]。金川泥炭^[13]、红原泥炭^[14]、敦德冰芯^[8]的氧同位素记录 4000~1500 a B.P. 为高温期。考古研究表明该期中国文明十分活跃^[20]; 长江、黄河流域古文化发展迅速^[8]; 中国在该期完成了从新石器时期向青铜器时期的过渡^[13]; 商代 (3600~3100 a B.P.) 都城殷墟出土的大量甲骨文记录表明当时气候较现今气温高^[13]; 在中国 5000 年气候曲线上^[21], 5000~3000 a B.P. 属于仰韶暖期。

有机碳同位素显示 (图 3), 3360 a B.P.、3110 a B.P.、2935 a B.P. 和 2710 a B.P. 为明显的降温期, 其中 2710 a B.P. 的降温幅度最大。2.71 ka B.P. 前后的降温事件不仅在中国有较充分的表现^[8,13,14], 在世界许多地方诸如欧洲、北美、南美、新西兰、日本、加勒比海以及热带非洲等都有该降温事件的证据^[22]。3360 a B.P.、3110 a B.P. 和 2935 a B.P. 这三次降温与其他地区的降温稍有差异。

(4) 2.50~0.50 ka B.P. (阶段 D, 3.11~0 m) 为冷干气候时期; 该时段研究区为浅黄褐色、浅红褐色河流漫滩相堆积。孢粉资料显示, 该时段孢粉含量极低, 阔叶类植物含量较低, 藜科花粉含量和 C/A (藜科/蒿属) 比值达到剖面最高。2.50 a B.P. 以来, 江陵地区气候偏凉。2.35 ka B.P. 以来鄱阳湖湖口地区气候偏凉^[7], 红原泥炭^[14]、金川泥炭^[13]、敦德冰芯^[8]以及格格兰冰芯^[23]的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录均显示 1.50~0 ka B.P. 气温相对较低。

5 结 论

根据江陵剖面沉积物有机碳同位素组成, 结合岩性和沉积物粒度特征, 重建了该地区 9 ka B.P. 以来的气候环境演化: 9.0~6.31 ka B.P. 为高温时期, 是全新世大暖期里的第一个暖湿期; 6.31~4.97 ka B.P. 为冷干气候时期; 4.97~2.50 ka B.P. 为高温期, 湖沼泥炭发育, 是全新世大暖期里的第二个暖湿期, 其中 3360 a B.P.、3110 a B.P.、2935 a B.P. 和 2710 a B.P. 为明显的降温期, 尤以 2710 a B.P. 的降温幅度最大; 2.50 ka B.P. 至今温度相对较低, 为冷期。江陵地区近 9 ka B.P. 以来的气候变化与国内相邻区域 (特别是鄱阳洞庭湖区) 的研究资料相一致, 但又有区域的差异性。

本文有机质碳同位素提供的气候信息并没有完全反映出全新世所有的重要气候事件, 这与有机碳同位素气候指标的灵敏度有关, 相比而言, 从沉积物粒度中提取的气候信息则有更高的分辨率。

致谢: $\delta^{13}\text{C}$ 测试得到中国地质大学 (武汉) 测试中心的黄俊华研究员的指导, 粒度分析由南京师范大学地理系的陈晔老师完成, 在此一并致谢。

参考文献 (References):

- [1] 张丕远. 中国历史气候变化[M]. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 1~440.

- Zhang Piyuan. Climatic Change of China History[M]. Jinan:Shandong Science Press, 1996.1~440(in Chinese).
- [2] 朱育新,王苏民,羊向东,等. 中晚全新世江汉平原沔城地区古人类活动的湖泊沉积记录[J]. 湖泊科学,1999,11(1):33~39.
Zhu Yuxin, Wang Sumin, Yang Xiangdong, et al. Lake sediment records of human activity in mid-late Holocene at Miangcheng Area, Jiangnan Plain[J]. Journal of Lake Sciences, 1999,11(1):33~39 (in Chinese with English abstract).
- [3] Smith B N, Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ration for higher plants[J]. Plant Physiology,1971,47:380~384.
- [4] 沈吉,杨丽原,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[J]. 中国科学(D辑),2004,34(2):130~138.
Shen Ji, Yang Liyuan, Yang Xiangdong, et al. Lacustrine records catchment of Erhai of climatic change and human activities in the lake, Yunnan Province over Holocene [J]. Science in China(series D), 2004,34(2):130~138(in Chinese).
- [5] 谢远云,何葵,康春国,等. 湖泊沉积物有机质碳同位素的气候含义,以江汉平原江陵剖面为例[J]. 哈尔滨师范大学自然科学学报,2004,20(5):96~99.
Xie Yuanyun, He Kui, Kang Chunguo, et al. Climatic significance of organic matter carbon isotope in lacustrine sediments;a case study of Jiangling section, Jiangnan Plain, China[J]. Natural Science Journal of Harbin Normal University,2004,20(5):96~99(in Chinese with English abstract).
- [6] 陈敬安,万国江,张峰,等.不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录—以沉积物粒度为例[J]. 中国科学(D辑),2003,33(6):563~568.
Chen Jingan, Wang Guojiang, Zhang Feng, et al. Environment recorded by lake sediments from different time scales:a case study of sediment grain size[J]. Science in China(series D), 2003,33(6):563~568(in Chinese).
- [7] 马振兴,黄俊华,魏源,等. 鄱阳湖沉积物近 8 ka 来有机质碳同位素记录及其古气候变化特征[J]. 地球化学,2004,33(3):279~285.
Ma Zhenxing, Huang Junhua, Wei Yuan, et al. Organic carbon isotope records of the Poyang Lake sediments and their implications for the paleoclimate during the last 8 ka [J]. Geochimica, 2004,33(3):279~2857(in Chinese with English abstract).
- [8] 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[J]. 中国科学(B辑),1992,(12):1300~1308.
Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, et al. Climatic changes of Holocene Megathermal in China and its important events [J]. Science in China(series B), 1992,(12):1300~1308(in Chinese).
- [9] Thompson L G, Yao Tangdong, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core [J]. Science, 1997, 276(20): 1822~1825.
- [10] 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[J]. 地质地球化学,2003,31(2):51~56.
Wang Hua, Hong Yetang, Zhu Yongxuan, et al. The peat humification records of Holocene climate change in Hong Yuan region [J]. Geology-Geochemistry, 2003,31(2):51~56 (in Chinese with English abstract).
- [11] 陈发虎,朱艳,李吉均,等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千年尺度夏季风快速变化[J]. 科学通报,2001, 46(17): 1414~1419.
Chen Fahu, Zhu Yan, Li Jijun, et al. Fast changes of summer monsoon millenary scale Holocene recorded from lacustrine sedimentary records in Minqing basin [J]. Chinese Science Bulletin, 2001, 46(17): 1414~1419(in Chinese).
- [12] 林瑞芬,卫克勤,程致远,等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究[J]. 地球化学,1996,25(1):63~71.
Lin Ruifen, Wei Keqin, Cheng Zhiyuan, et al. A palaeoclimatic study on lacustrine cores from MaNas Lake, Xinjiang, western China [J]. Geochimica,1996,25(1):63~71 (in Chinese with English abstract).
- [13] 洪业汤,姜洪波,陶发祥,等. 近 5 ka 温度的金川泥炭 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国科学(D辑),1997,27(6):525~530.
Hong Yetang, Jiang Hongbo, Tao Faxiang, et al. Temperature record of Jingchuang peat $\delta^{18}\text{O}$ over the last 5000a [J]. Science in China(series D), 1997,27(6):525~530(in Chinese).
- [14] 徐海,洪业汤,林庆华,等. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6ka 温度变化[J]. 科学通报,2002,47(15):1181~1186.
Xu Hai, Hong Yetang, Lin Qinghua, et al. Temperature change over the past 6000a from cellulose oxygen isotope of Hongyuan peat [J]. Chinese Science Bulletin, 2002,47(15):1181~1186 (in Chinese).
- [15] Denton G H, Karlén W. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause[J]. Quaternary Research, 1973, 3: 155~205.
- [16] Steig E I. P Paleoclimate: Mid-Holocene climate change [J]. Science, 1999, 286: 1485~1487
- [17] 吴艳宏,羊向东,朱海虹. 鄱阳湖湖口地区 4500 年来孢粉组合及古气候变化[J]. 湖泊科学,1997,9(1):29~34.
Wu Yanhong, Yang Xiangdong, Zhu Haihong. Pollen assemblage and paleoclimatic change in HuKou Area of PoYang Lake for the past 4500 years [J]. Journal of Lake Sciences,1997,9(1):29~34(in Chinese with English abstract).
- [18] 于世永,朱诚,史威. 上海马桥地区全新世中晚期环境演变[J]. 海洋学报,1998,20(1):58~64.
Yu Shiyong, Zhu Cheng, Shi Wei. Middle and Late Holocene environmental changes of Maqiao, Shanghai[J]. Acta Oceanologica Sinica,1998,20(1):58~64(in Chinese with English abstract).
- [19] 罗建育,陈镇东. 高山湖泊沉积记录的近 4000 年气候与环境变化[J]. 中国科学(D辑),1997,27(4):366~372.
Luo Jianyu, Chen Zhendong. Climatic and environmental changes over the last 4000a from Gaoshan lacustrine sedimental records [J]. Science in China(series D), 1997,27(4):366~372(in Chinese).
- [20] 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[J]. 科学通报,2001,46(20):1725~1730.
Jin Guiyun, Liu Dongsheng. Ancient culture change and cooling climatic events Mid-Holocene in north of China [J]. Chinese Science Bulletin, 2001,46(20):1725~1730(in Chinese).
- [21] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. 中国科学,

- 1973,(2):168~189.
- Zhu Kezhen. Primary study on climatic change over the past 5000 ka[J]. Science in China, 1973,(2):168~189(in Chinese).
- [22] Van Geel B, Buurman J, Waterbolk H T. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in the Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650BP[J]. Journal of Quaternary Science, 1996, 11(6):451~460.
- [23] Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes[J]. Quaternary Research, 1995,44:341~345.

Climatic change over the past 9 ka in the Jiangling area, Jiangnan plain: Records of organic carbon isotopes

XIE Yuan-yun^{1,2,3}, LI Chang-an³, WANG Qiu-liang³, YING Hong-fu³

(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China;

2. Harbin Normal University, Geography Department, Harbin 150080, Heilongjiang, China;

3. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract: On the basis of the high-density sampling and organic carbon isotope analysis, combined with the grain size and lithologic studies, the paleoclimatic and paleoenvironmental evolution in the Jiangling area of the Jiangnan plain during the past 9 ka is reconstructed. There was a relatively warm and wet climatic environment at about 9.0–6.31 ka, which tended to be dry at the late stage; a cold and dry climatic environment occurred at 6.31–4.97 ka, which reached a culmination at 5.78 ka; the climatic environment again became warm and wet at 4.97–2.50 ka, during which limnic peat was developed at 3.44–2.50 ka; marked temperature lowering at 3.36, 3.11, 2.93 and 2.71 ka is recorded; the temperatures have been relatively low since 2.50 ka, representing a cold epoch. The climatic changes in the Jiangling area over the past 9 ka are coincident with the research information from domestic in the neighboring areas but also show regional difference.

Key words: Jiangling area; Holocene; climatic change; organic carbon isotope

About the first Author: XIE Yuan-yun, male, born in 1971, postdoctoral researcher and associate professor, mainly engages in teaching and study of Quaternary geology; E-mail: xyy0451@sina.com.