

江汉平原湖区周老镇钻孔磁化率和有机碳稳定同位素特征及其古气候意义

张玉芬¹, 李长安², 陈国金³, 王小平³, 肖明远¹

1. 中国地质大学地球物理与空间信息学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

3. 湖北省水文地质工程地质大队, 湖北荆州 434100

摘要: 江汉平原地处我国东西、南北自然环境的过渡地带, 该地带距今 30 ka(大约相当于 MIS3 阶段)以来的气候变化是研究过去全球气候变化的重要时段之一, 已越来越引起人们的关注. 在精确测年的基础上, 对采自江汉平原湖区周老镇钻孔(ZL01)沉积物柱样的磁化率和有机碳稳定同位素进行了处理和分析, 其结果表明: (1) 该区磁化率和有机碳稳定同位素值的变化特点具有较好的一致性和可对比性, 它们与古气候的关系为: 磁化率的高值、有机碳稳定同位素的偏正值与偏冷、偏干的气候环境相对应; 反之与偏温暖湿润的气候环境相对应. (2) 根据磁化率和有机碳稳定同位素值的变化特点将本区 30 kaB. P. 以来的古气候分为 3 个大的气候演化阶段, 在每一个大的气候演化阶段中又可分为若干次小的气候演变阶段. 这 3 个大的气候演化阶段分别为阶段 I: 其年龄约为 30 000~14 100 aB. P., 磁化率和 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值分别为 655.69×10^{-6} SI 和 -23.15×10^{-3} , 均为本区最高值并且曲线波动较大; 阶段 II: 相应时段为 14 100~3 540 aB. P., 磁化率平均值为较低值 369.38×10^{-6} SI 和 $\delta^{13}\text{C}$ 为偏负值 (-27.29×10^{-3}), 相对较稳定; 阶段 III: 年代相当于 3 540~650 aB. P., 平均磁化率为本区最低值 311.0×10^{-6} SI, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -24.49×10^{-3} , 且曲线波动较大. (3) 磁化率与有机碳稳定同位素值发生突变处可能是突发性温度事件的反映.

关键词: 江汉平原湖区; 磁化率; 有机碳稳定同位素; 古气候演化.

中图分类号: P532

文章编号: 1000-2383(2005)01-0114-07

收稿日期: 2004-07-25

Characteristics and Paleoclimatic Significance of Magnetic Susceptibility and Stable Organic Carbon Isotopes from a Bore in Zhoulao Town, Jianghan Plain

ZHANG Yu-fen¹, LI Chang-an², CHEN Guo-jin³, WANG Xiao-ping³, XIAO Ming-yuan¹

1. Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Hubei Hydrogeology and Engineering Geology Team, Jingzhou 434100, China

Abstract: Jianghan plain lies in Chinese east-west and south-north natural transition area. The study of climate change in this area from 30 ka plays an important part in understanding global paleoclimatic events and has been given increasing attention. In this paper, based on ^{14}C dating, an analysis is made of magnetic susceptibility and stable organic carbon isotopes from the bored core in Zhoulao town, Jianghan plain. The results indicate that (1) magnetic susceptibility and stable organic carbon isotopes in this area have good coherence and relativity in the patterns of their evolution. Their relation to paleoclimate is that the higher values of magnetic susceptibility and the stable organic carbon isotope correspond to a colder and drier environment, while the lower values correspond to a warmer, wet environment. (2) According to the pattern of change of magnetic susceptibility and stable organic carbon isotopes, the sequence of climate change from 30 kaB. P. can be divided into 3 main stages; the age of the first stage varies from 30 000—14 100 aB. P., and the average value of magnetic susceptibility

基金项目: 国家重点基础研究“973”项目 (Nos. 2001CCB00100, 2004CB720204); 国家自然科学基金项目 (Nos. 40472151, 40372079, 90411005).

作者简介: 张玉芬 (1957—), 女, 教授, 主要从事石油地震勘探、地震薄互层处理等方面的教学和研究工作. E-mail: zhyfcug@163.com

and $\delta^{13}\text{C}$ is $655.69 \times 10^{-6}\text{SI}$ and -23.15×10^{-3} respectively, with a relatively high vibration curve, which is the highest of the three stages; the age of the second stage is from 14 100—3 540 aB. P., and the magnetic susceptibility and $\delta^{13}\text{C}$ have a low vibration curve with average values of $369.38 \times 10^{-6}\text{SI}$ and -27.29×10^{-3} ; the age of the third stage is between 3 540—650 aB. P. and the average value of magnetic susceptibility is $311.0 \times 10^{-6}\text{SI}$, the lowest of the three stages, and that of $\delta^{13}\text{C}$ is -24.49×10^{-3} , also with a high vibration curve. Each stage can be further subdivided into several climatic events. (3) The sudden change of magnetic susceptibility and organic carbon isotopes may indicate a sudden temperature change.

Key words: Jiangnan plain; magnetic susceptibility; stable organic carbon isotope; paleoclimate change.

前人的研究表明,利用沉积物中磁化率参数量的变化及有机碳稳定同位素值的变化特点可以判断出沉积物形成时的古气候变化历史,因此沉积物中的磁化率、有机碳稳定同位素曲线均被认为是一个较好的第四纪古气候的替代指标(王苏民和李建仁,1990;张振克等,1998;杨晓强和李华梅,1999;吴海斌等,1999;杨晓强和李华梅,2000)。在精确测年的基础上,通过对采自江汉平原湖区周老镇钻孔(ZL01)沉积物柱样的磁化率和有机碳稳定同位素值的系统分析和处理,结合剖面地层特征(湖北省地质调查院,2002.长江中游荆江及江汉平原水患区环境地质调查评价报告),对江汉平原湖区近 30 kaB. P. 以来的古气候演变及特征进行了分析和探讨。

1 样品的采集和测量

样品采自江汉平原监利县周老镇地质环境调查钻孔(ZL01)的岩心中,岩心全长约 300 余 m,本文仅对 2.5~28.02 m 的岩心进行了高分辨率研究。据 0~28.0 m 钻孔岩心所揭露的沉积物岩性特点,将地层剖面共分为 10 层,各层岩性(湖北省地质调查院,2002.长江中游荆江及江汉平原水患区环境地质调查评价报告)自上而下分别为:

- 10 (0~0.45 m). 人工填土,色较杂,成分为粉质粘土夹煤渣、砖块,略有压实。底部为 0.15 m 的灰黄色粉质粘土,切面光滑,能搓成粗土条 0.45 m
- 9 (0.45~1.21 m). 粉质粘土,灰—深灰色,以粘粒为主微含有机质,具有淤泥质腥味,切面光滑,偶见贝壳 0.76 m
- 8 (1.21~2.07 m). 粘土,褐黄色,成分以粘粒为主,含 Fe、Mn 质斑点,较湿、软塑,刀切面光滑,具油腻感可搓成直径 1 mm、长 6 cm 的土条 0.86 m
- 7 (2.07~4.82 m). 细砂,灰色,4.17 m 以下略显紫灰色,松散、饱水,微显层理,在 4.45 m¹⁴C 测年(1 087±75)aB. P. 2.75 m
- 6 (4.82~7.82 m). 淤泥质粘土,深灰、黑灰色,很湿,软塑状,含螺壳、贝壳,5.37 m 处见砖块,在 6.42 m¹⁴C 测年(2 285±60)aB. P. 3.0 m

表 1 ¹⁴C 测年数据

Table 1 Data of the radiocarbon age

取样位置/m	样品类型	距今年龄/aB. P.
4.45	有机碳	1 087±75
6.42	有机碳	2 285±60
8.62	有机碳	4 250±120
11.31	有机碳	10 800±210
15.92	有机碳	17 070±240
22.00	有机碳	23 500±320

- 5 (7.82~13.57 m). 淤泥质粉质粘土,紫灰色,成分以粘粒为主,含粉粒,具砂感。夹薄层粉砂,在 8.62 m¹⁴C 测年(4 250±120)aB. P.,在 11.315 m¹⁴C 测年(10 800±210)aB. P. 5.75 m
- 4 (13.57~16.71 m). 粉砂,灰色、松散、饱水,岩心扰动向外浸水,砂成分,中砂粒占 0.5%,细砂粒占 81%。矿物成分为石英、长石、云母暗色矿物,在 15.92 m¹⁴C 测年(17 070±240)aB. P. 3.14 m
- 3 (16.71~21.67 m). 细砂,灰色,松散。岩心一碰即碎,饱水,在 16.4~16.71 m 及 21.5 m 处夹粉砂,微层理发育 4.96 m
- 2 (21.67~22.90 m). 中细砂,深灰色,以细砂为主,较松散,在 22.0 m¹⁴C 测年(23 600±320)aB. P. 1.23 m
- 1 (22.90~28.32 m). 粉砂,灰—深灰色,以砂粒为主,松散,见炭化木。 5.45 m

磁化率样品从 2.9 m 深度开始,以 5 cm 间隔连续取样,共采集 435 个样品。样品采集方法:用直径 2.5 cm、高 2.2 cm 圆柱状无磁性塑料样品盒取样,并用胶布密封,以防样品失水和变形。样品测量是在中国地质大学(武汉)古地磁实验室无定向磁力仪上完成的。仪器测量精度为 10^{-6}SI ,部分样品进行了重复测量,重复测量误差 $\leq \pm 1 \times 10^{-3}$ 。有机碳稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$)样品采集方法:以约 10 cm 间隔,连续取样 282 块,样品连续性较好。样品由中国地质大学(武汉)测试中心测试,使用仪器为 MAT-251 质谱计,仪器精度为 $\leq \pm 0.03 \times 10^{-3}$,样品处理精度 $\leq \pm 0.1 \times 10^{-3}$,样品分析标准差 $\leq \pm 0.1 \times 10^{-3}$,样品数据为相对于国际标准 PDB 值。

为了获得沉积岩心的较精确可靠的年代学资料,在岩心中共取了 6 个¹⁴C 测年样品(由中国地震局地质所年代室测试),其测试结果见表 1。通过插

值处理得到了深度与沉积物年龄的关系变化曲线,在每 2 个测年数据之间采用线性内插的方法,求出每个样品所在深度的年龄值。按此方法推测该钻孔柱样在 28.0 m 处年龄约为 30 kaB. P., 地层时代属上更新世(统)末期。

为了分析湖泊中有机质的来源,在有机碳稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$)值变化明显处对 11 个样品进行了元素分析(由华中科技大学煤燃烧国家重点实验室完成)。此外,湖北地调院对该钻孔 15.73 m 以上岩心进行了孢粉分析,0~28.0 m 进行了硅藻等分析(样品均由中国地质大学微体古生物实验室完成)。

2 结果及讨论

2.1 利用磁化率、有机碳稳定同位素值进行古气候古环境研究的理论基础

Kissel and Laj (1998)对挪威海沉积物磁化率的研究证明海相沉积物磁化率值的变化与古气候的变化有着密切的关系。杨晓强和李华梅(2000)对陆相泥河湾盆地沉积物的研究也表明,陆相沉积物的磁化率值的变化与古气候的变化也有着密切的关系,陆相湖泊的沉积一般主要受 3 个因素的控制:沉积物供给速率、盆地的升降和湖水平面的变化。这些因素的综合控制结果,形成了湖泊沉积的旋回特点。因此,磁化率曲线的变化受湖泊沉积动力的影响,间接地反映了气候干湿冷暖变化以及湖水面和沉积物供给速率的变化。如果气候温暖湿润,降水量大,沉积物源区植被就发育。降水量的增大,使地表径流与地表侵蚀加强,但同期湖泊面积扩大,使较多的地表细颗粒物进入湖心沉积。由于湖心水体变深,水体处于还原环境,沉积物以青和青灰色细粒的泥质沉积为主,故磁化率值一般偏低;如果气候干燥寒冷,降水量小,这时沉积物源区植被退化,湖泊面积缩小。降水量的减少,虽然使地表径流与地表侵蚀减弱,但突发性的强降水过程,使较多的地表粗颗粒物进入湖心沉积。由于湖心水体变浅,水体处于氧化环境,沉积物以浅红和褐黄色较粗粒的沙质沉积为主,故磁化率值一般偏高(张振克等,1998;杨晓强和李华梅,1999,2000)。

由于影响湖泊有机碳同位素组成的因素比较多,且变化范围较大,因此,查明湖泊沉积物中有机质的主要来源及变化是利用湖泊沉积物中有机碳信息进行湖泊古气候和古环境研究的前提。为此,在

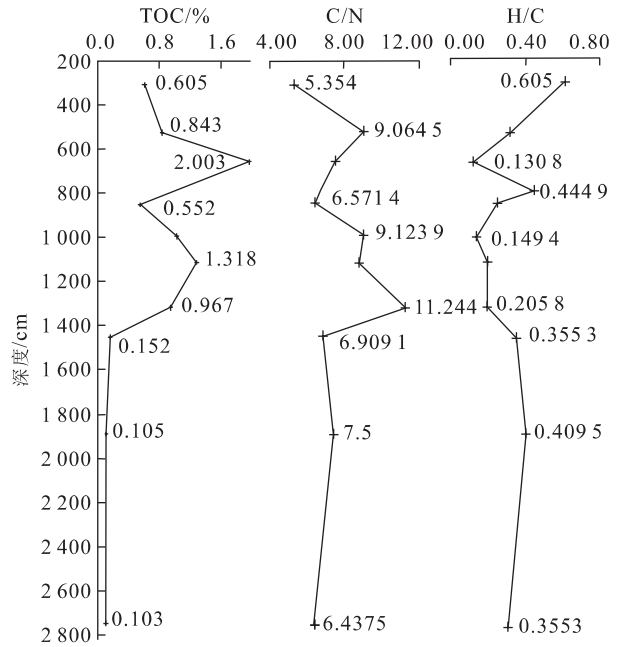


图 1 江汉平原湖区周老镇 ZL01 孔有机碳总量(TOC)、碳氮比值(C/N)和氢碳比值(H/C)随深度变化

Fig. 1 Variation curve of organic carbon (TOC), (N/C) and (H/C) along with depth in Zhoulao town of the Jianghan plain

ZL01 孔有机碳稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$)值变化明显处对 11 个样品进行了 N、C、H、S 等元素分析(图 1)。江汉湖区 ZL01 孔沉积物的 TOC 值(0.103%~2.003%)、C/N 比值(5.35~11.24)和 H/C 比值(0.1308~0.45)的分布和变化结果(图 1)反映该湖盆在各时期有机质来源比较稳定,并基本上是以内源水生植物较多,而陆源植物较少,即以水生植物为主的物质来源(Meyers and Ishiwatari, 1993; Dean, 1999; 李玉成等,1999; 余俊清等,2001)。同时还反映了在不同时期湖泊生产力有所差别,基本上是有有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负时,TOC 含量较高,反映湖区生产力较大,一般反映的是一种暖湿的气候条件;当 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正时,TOC 含量较低,反映湖区生产力较小,一般反映的是一种较冷干的环境。正因为 $\delta^{13}\text{C}$ 值与湖区生产力之间、湖区生产力与古气候之间的这些相关性, $\delta^{13}\text{C}$ 值可以用来恢复古气候(陈敬安等,2002)。另外,本文所研究的江汉湖区周老镇 ZL01 孔沉积岩心为近代沉积物,沉积物中有机质未经成岩过程,其 $\delta^{13}\text{C}$ 基本上反映了沉积前有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,因此用沉积物中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值指示当时植被生长的气候环境和湖水平面变化的过程是有效的。一般来说,气候变冷,降水减少,湖盆水位变浅

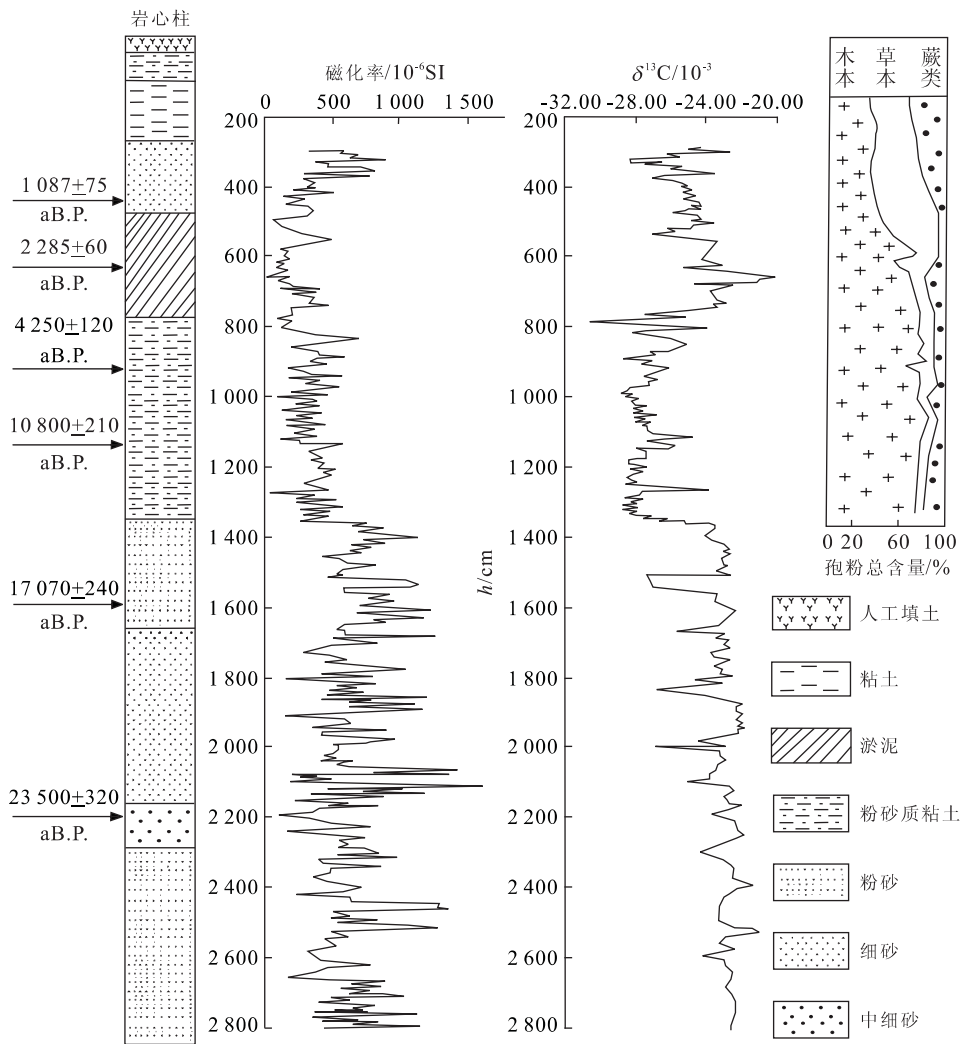


图 2 江汉湖区周老镇(ZL01)孔磁化率和有机碳稳定同位素随深度变化曲线

Fig. 2 Variation curve of magnetic susceptibility and organic carbon stable isotope ($\delta^{13}C$) along with depth in Zhoulaotown of the Jiangnan plain

或干涸,会使原本在还原环境下形成的有机质遭受氧化,也会出现 $\delta^{13}C$ 值偏正。

为了验证磁化率和有机碳同位素在该区古气候分析的可行性,我们还根据孢粉资料进行了分段约束比较(因前人孢粉取样间距较大)。

根据上述原理,参照前人研究结果(Giresse, 1994; 吴敬禄和王苏民,1996; Street Parrott *et al.*, 1997; 张振克等,1998; 杨晓强和李华梅,1999, 2000),结合钻孔岩性特征和其他环境气候代用指标的测试资料(湖北省地质调查院,2002. 长江中游荆江及江汉平原水患区环境地质调查评价报告),可以得出江汉湖区 30 ka 以来沉积物的磁化率和 $\delta^{13}C$ 变化与其沉积时气候、环境变化的具体关系:磁化率曲线的高值段、 $\delta^{13}C$ 值偏正指示气候偏干冷或盆地抬

升,湖盆萎缩,源区植被退化,湖滨相沉积环境;磁化率曲线的低值段、 $\delta^{13}C$ 值偏负指示气候偏温暖湿润或盆地下降,湖盆扩大,源区植被发育,湖心相沉积环境。

2.2 江汉平原湖区周老镇 ZL01 孔磁化率、有机碳稳定同位素曲线特点及气候环境意义

图 2 是江汉平原湖区周老镇 ZL01 孔磁化率、有机碳稳定同位素($\delta^{13}C$)随深度变化曲线,由图可见,ZL01 钻孔沉积物的磁化率曲线的变化与 $\delta^{13}C$ 曲线的变化具有较好的一致性,通过对磁化率和 $\delta^{13}C$ 值的初步统计分析可知:磁化率值的统计平均值约为 $511 \times 10^{-6} SI$,其值主要分布在 $(200 \sim 1000) \times 10^{-6} SI$ 之间, $\delta^{13}C$ 值主要在 $-2.9 \times 10^{-3} \sim -21 \times 10^{-3}$ 之间,孔平均值为 -25.22×10^{-3} 。其曲线的变

化总体特点为,在浅部(2.9~7.82 m,年代约 500~3 540 aB. P.)磁化率为较低值(这可能与物源有关)和 $\delta^{13}\text{C}$ 为偏正;在中部(7.82~13.7 m,年代约 3 540~14 100 aB. P.)磁化率的平均值为低值和 $\delta^{13}\text{C}$ 为较偏负值,其中约 90%样品的测量值都小于该孔的平均值;在底部(13.73~28.02 m,年代约 14 100~30 000 aB. P.)磁化率平均值为高值和 $\delta^{13}\text{C}$ 为偏正值,其中约 80%样品的测量值都大于该孔的平均值。上述特点表明 ZL01 钻孔所揭示的沉积物从老到新经历了 3 个大的不同沉积环境和古气候阶段,在每个阶段它们的沉积环境和气候条件都有着明显不同。现将 3 个不同气候阶段的磁化率、碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化特点及相应的气候环境特点分析如下:

古气候阶段 I: 28.0~13.73 m, 相应时段为 30 000~14 100 aB. P. (据 ^{14}C 测年数据分段内插,以下同)地质时代属晚更新世末期。沉积物以灰色粉细砂夹薄层粉土和粉质粘土为主, ^{14}C 测年 15.920 m 处为 $(17\ 070 \pm 240)$ aB. P., 22.0 m 处为 $(23\ 500 \pm 320)$ aB. P. 在该气候阶段磁化率值为 ZL01 孔中的最高值段,磁化率平均值约为 655.69×10^{-6} SI, 大多数样品的测量值都大于该孔的平均值。并且磁化率曲线波动较大,磁化率最小值为 126.06×10^{-6} SI, 最大值为 $1\ 623.59 \times 10^{-6}$ SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值为 -23.15×10^{-3} , 绝大多数在 -23×10^{-3} 左右,其中 22.0 m 以下尤为显著,变化幅度较大,最小值为 -27.15×10^{-3} , 最大值为 -21.04×10^{-3} 。在 13.73~22.0 m 间出现了 4 次 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧变小,但每次时间都比较短暂,反映了在此期间温度曾发生过多次快速增温事件。这些增温事件每次出现的间隔约为 1 600~1 800 a。这一古气候阶段基本上为末次冰期后期的间冰期时期,气候相对温和偏干冷,其间有明显变温的变化。

古气候阶段 II: 13.7~7.82 m, 相应时段为 14 100~3 540 aB. P., 地质时代属全新世早、中期。沉积物岩性为灰色—深灰色淤泥质粉质粘土,底部夹薄层粉土或粉砂。在 11.31 m 和 8.63 m 处 ^{14}C 测年分别为 $(10\ 800 \pm 210)$ aB. P. 和 $(4\ 520 \pm 120)$ aB. P. 此阶段的磁化率值为 ZL01 孔的低值段,其统计平均值约为 369.38×10^{-6} SI, 比气候阶段 I 减小了约 286.31×10^{-6} SI, 比平均值偏小了约 144×10^{-6} SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 值为该孔的最低值段, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值由上段的 -23.15×10^{-3} 急剧下降到 -27.29×10^{-3} 左右,并

且相对稳定。反映当时气温回升很快,整体为温暖而湿润的气候类型,适合林木、灌木及草的生长发育,植被覆盖面积大(图 2)。加之湖盆水域面积变大、水体变深、沉积物粒度变细,因此磁化率值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值比上一古气候阶段都偏小很多。但在该阶段气候的演变过程中又有 3 个不同的次一级的气候变化阶段:

(1) 13.73~11.4 m, 年龄大约为 14 100~10 158 aB. P. 在 13.7 m 以后,磁化率值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值都突然减小,磁化率的平均值为 410.59×10^{-6} SI, $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -27.46×10^{-3} , 为 ZL01 孔的最低值。除在 12.74 m 处(时间约 12 758 aB. P.), $\delta^{13}\text{C}$ 值突然增大至本段的最高值(-23.66×10^{-3})外,无论是磁化率曲线还是 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线都比较稳定,变化幅度都较小。反映该时段的气候:早期为快速升温,中期为温暖湿润(其间有一次短暂的降温事件发生),晚期为逐渐降温的气候变化类型。

(2) 11.4~9.84 m, 年龄大约为 10 158~7 280 aB. P. 在该阶段 ZL01 钻孔岩心的磁化率的平均值为 317.75×10^{-6} SI, 比该钻孔岩心磁化率的平均值偏小 200×10^{-6} SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -27.43×10^{-3} , 与前一阶段相比变化不大,在 11.20 m 附近出现一个峰值,说明约在 10 543 aB. P. 时,气候曾出现过短暂的降温事件。 $\delta^{13}\text{C}$ 值从深到浅具有逐渐变负的趋势。反映此阶段的气候为早期温度偏低,然后温度又慢慢升高,但总体上气候为比较偏温暖湿润的。由于此阶段的沉积物主要为粉砂质粘土,沉积物粒径比前一阶段的要细,从而使得磁化率值比前一阶段的略偏低。

(3) 在 9.84~7.82 m, 年龄大约为 7 280~3 540 aB. P. 磁化率曲线与上一阶段相比,周期较大,高频振荡较少,其磁化率的平均值为 365.88×10^{-6} SI, 比前一阶段略高,磁化率值由深到浅具有逐渐变大的趋势。同样, $\delta^{13}\text{C}$ 值也由 -28×10^{-3} 逐渐过渡到 -24×10^{-3} 左右。在其演化过程中,有 3 次明显的较大转变演替,分别在 9.2, 8.53 和 8.05 m 处, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -28.19×10^{-3} , -28.38×10^{-3} 和 -28.05×10^{-3} 分别急剧增加到 -26.19×10^{-3} , -25.15×10^{-3} 和 -23.84×10^{-3} 。时间大约在 5 694, 4 200, 3 757 aB. P. 在这几次气候演变时期,持续时间较长的一次为 8.49~8.61 m 间, ^{14}C 年龄 $(4\ 520 \pm 120)$ aB. P., 相当于在我国大暖期内发生了一次显著的降温事件。研究表明大约在 5 000~

4 000 aB. P. 全球气候曾发生一次短暂的变冷降温事件,我国北方开始于 5 500 aB. P.,而南方约在 4 500 aB. P. (徐馨和沈志远,1990)。由上分析可见:本阶段的气候属于较温暖的气候类型,但在温暖期中又具有温暖与偏冷频繁交替转变阶段,并呈现降温趋势。

古气候阶段 III: 7.45~2.90 m, 年代相当于 3 540~650 aB. P.。在 4.45 m 处¹⁴C 测定年龄为 (1 087±75)aB. P., 6.4 m 处年龄为 (2 285±60)aB. P.。在该气候阶段磁化率值相对来说比较偏低,平均值约为 311.0×10^{-6} SI, 曲线波动较大,最小值仅为 28.0×10^{-6} SI, 最大值却为 912.49×10^{-6} SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值 -24.49×10^{-3} (比古气候阶段 II 值高), 最小值 -28.19×10^{-3} , 最大值 -20.24×10^{-3} 。不论磁化率值还是 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化都较频繁, 频幅都较大, 并且两者的对应性也不如前 2 个阶段好。这可能与沉积环境和物源的变化有关。反映气候为温和偏干、偏冷干及热干交替变化的气候类型, 其中又可分为变化显著的 4 个子阶段:

(1) 7.82~5.6 m (年龄约为 3 540~1 780 aB. P.), 在此阶段磁化率曲线与古气候 2 的分界线比 $\delta^{13}\text{C}$ 的分界线位置要偏深, 即在 8.1 m 的位置处。磁化率曲线在该段由 2 个波谷和 1 个波峰组成。反映了气候由温和偏干→偏冷干→热干交替变化的过程。在此阶段 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较偏高, 约在 2 500 aB. P. 出现一次较大幅度的降温, 使得 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大到本孔的最大值 (-20.24×10^{-3}), 曲线变化周期也比较大。根据磁化率和 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线波动都较大的特点, 结合有机碳总量 (TOC)、H/C 和 C/N 资料及植物孢粉、植硅石 (湖北省地质调查院, 2002。长江中游荆江及江汉平原水患区环境地质调查评价报告) 分析结果 (图 1, 2), 可推断这一时期江汉湖区的气候特点为: 气候暖与冷、湿润与干旱交替出现, 并且波动较大。从而使江汉平原湖泊在距今约 3 540~1 780 a 的时期里经历了一个兴盛与衰退交替出现的演变发展过程。

(2) 5.6~5.0 m (年龄约为 1 780~1 420 aB. P.), 在此段磁化率曲线与 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线均具有一个波峰和波谷。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -26.82×10^{-3} 逐渐增加到 -23.50×10^{-3} , 反映早期气候偏暖, 晚期气温有所下降, 气候较为偏凉。

(3) 5.0~3.6 m (年龄约为 1 420~856 aB. P. 即公元 530~1094 年), 本阶段磁化率的平均值为 315.97×10^{-6} SI, 最小值仅为 72.81×10^{-6} SI, 最大

值为 833.23×10^{-6} SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -25.05×10^{-3} , 最小值为 -26.95×10^{-3} , 最大值为 -23.58×10^{-3} 。与上一阶段平均值相差不大。 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线总体特征为由大逐渐变小 (由正向负发展), 但磁化率曲线变化特点与 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线变化却相反 (由小逐渐变大), 结合植硅石、植物孢粉分析结果 (图 1), 反映气温逐渐回升为温暖环境。

(4) 3.6~2.9 m (年龄约为 852~650 aB. P.), 磁化率的平均值较前一阶段偏高约 220×10^{-6} SI, 最小值为 330.96×10^{-6} SI, 比前一阶段偏高约 220×10^{-6} SI。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由负逐渐转向正, 气温由温暖演变到温和、温凉。在 3.2 m 处 (推算时间约在公元 1240 年左右) 出现了 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧增加, $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -28.19×10^{-3} 增加到 -22.63×10^{-3} , 为本剖面中最高值, 说明有一次明显的降温事件。同时在该时期内植物孢粉贫乏, 大部分样品无孢粉化石, 反映了气候由温暖湿润急剧降低至偏凉干。这一时期由于气温偏干冷, 降水量随之减少, 加之长江干堤联为一体, 江水与湖泊完全隔断, 改变了湖泊补给源条件, 造成湖泊大衰退, 大湖变小湖或成沼、成陆。

3 结论

由于沉积物磁化率及 $\delta^{13}\text{C}$ 随沉积环境和气候的变化而变化, 所以它们随深度的变化很好地记录了湖泊水平面的变化过程和气候的演化过程。根据对 ZL01 钻孔中沉积物磁化率变化曲线和 $\delta^{13}\text{C}$ 变化曲线的分析结果, 结合该钻孔中岩心植物孢粉、植硅石、硅藻等资料, 并与国际国内资料对比分析 (徐馨和沈志远, 1990), 江汉平原在近 3 万年以来气候变迁过程具有变化波幅大而频繁的特点, 演变趋势有 3 个阶段, 早期温和偏干凉气候, 中期温暖湿润气候, 晚期温和偏干、偏冷偏干和热干交替变化的气候。由于环境变化与气候的变化密切相关, 同时据 ZL01 钻孔内所分析出的硅藻化石组合变化情况 (湖北省地质调查院, 2002。长江中游荆江及江汉平原水患区环境地质调查评价报告), 反映出当时沉积环境也有 3 个演化阶段。

References

Chen, J. A., Wan, G. J., Wang, F. S., et al., 2002. Study on carbon environment records from lakes sediments. *Science in China (Series D)*, 32(1): 73-80 (in Chinese).

- Dean, W. E., 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 21(4): 375—393.
- Giresse, P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimate, Palaeoecol.*, 107: 65—78.
- Kissel, C., Laj, C., 1998. Magnetic anisotropy and environmental changes in two sedimentary cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 617—626.
- Li, Y. C., Wang, S. M., Huang, Y. S., 1999. Climatic and environments change recorded by lake sediments. *Earth Science Advance*, 14(4): 41—416 (in Chinese with English abstract).
- Meyers, P. A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—An review of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 20: 867—900.
- Street Parrott, F. A., Huang, Y., Perrott, R. A., et al., 1997. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 278: 1422—1426.
- Wang, S. M., Li, J. R., 1990. The lake sediment—It is an effective method for studying climate of history: Taking Qinghai Lake and Daihai as example. *Chinese Science Bulletin*, 36(1): 54—56 (in Chinese).
- Wu, H. B., Chen, F. H., Wang, J. M., et al., 1999. Study on magnetic fabric parameters of lake sediments in arid area and environment changes. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 19(20): 95—108 (in Chinese with English abstract).
- Wu, J. L., Wang, S. M., 1996. Climate versus changes in $\delta^{13}\text{C}$ values of the organic matter in lake sediments. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 16(2): 103—109 (in Chinese with English abstract).
- Xu, X., Shen, Z. Y., 1990. Holocene environment: The palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes since the past 10 000 years. Guizhou People Press, Guiyang (in Chinese).
- Yang, X. Q., Li, H. M., 2000. Magnetic anisotropy and its environmental significance in limnal faulted basin—Taking a Nihewan basin as example. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 20(3): 43—52 (in Chinese with English abstract).
- Yang, X. Q., Li, H. M., 1999. The susceptibility characteristics of the typical sections of the Nihewan basin and its implication. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 19(1): 75—84 (in Chinese with English abstract).
- Yu, J. Q., Wang, X. Y., Li, J., et al., 2001. Palaeoenvironmental interpretations on organic carbon isotopic records from lake sediments: A critique. *Journal of Lake Science*, 13(1): 72—78 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Z. K., Wu, R. J., Wang, S. M., 1998. Implication of magnetic frequency dependent susceptibility on environmental variation from lacustrine sediment in Daihai Lake. *Geographical Research*, 17(3): 299—302 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈敬安, 万国江, 汪福顺, 等, 2002. 湖泊现代沉积物碳环境记录研究. *中国科学(D辑)*, 32(1): 73—80.
- 李玉成, 王苏民, 黄耀生, 1999. 气候环境变化的湖泊沉积学响应. *地球科学进展*, 14(4): 41—416.
- 王苏民, 李建仁, 1990. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段: 以青海湖、岱海为例. *科学通报*, 36(1): 54—56.
- 吴海斌, 陈发虎, 王建民, 等, 1999. 干旱区湖泊沉积物磁组构参数量值特征与环境变化研究. *海洋地质与第四纪地质*, 19(20): 95—108.
- 吴敬禄, 王苏民, 1996. 湖泊沉积中有机质碳同位素特征及其古气候. *海洋地质与第四纪地质*, 16(2): 103—109.
- 徐馨, 沈志远, 1990. 全新世环境——最近一万年来环境变迁. 贵阳: 贵州人民出版社.
- 杨晓强, 李华梅, 2000. 陆相断陷湖盆沉积物磁组构特征及其环境意义——以泥河湾盆地为例. *海洋地质与第四纪地质*, 20(3): 43—52.
- 杨晓强, 李华梅, 1999. 泥河湾盆地典型剖面沉积物磁组构特征及其意义. *海洋地质与第四纪地质*, 19(1): 75—84.
- 余发清, 王小燕, 李军, 等, 2001. 湖泊沉积有机碳同位素与环境变化的研究进展. *湖泊科学*, 13(1): 72—78.
- 张振克, 吴瑞金, 王苏民, 1998. 岱海湖泊沉积物频率磁化率对历史时期环境变化的反映. *地理研究*, 17(3): 299—302.