

龙感湖钻孔揭示的末次盛冰期以来的环境演化*

羊向东 吴艳宏 朱育新 王苏民 沈吉

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 通过龙感湖滩地钻孔 24.4m 深度以内的沉积物岩性、生物和物理指标分析, 在¹⁴C 年代测定的基础上, 对龙感湖末次盛冰期以来的环境演化进行了恢复. 15.0kaBP 前和 10.0 – 6.3kaBP, 龙感湖区发育河流沉积, 以低生物量和高磁化率为特征. 约 15.0 – 10.0kaBP 期间的晚冰期, 龙感湖首次成湖, 湖泊中生物量明显提高. 现代龙感湖雏形始于约 6.3 kaBP 后, 至 3.7kaBP 后发展为稳定的湖泊环境. 此外, 花粉结果显示, 龙感湖湿地植被大致形成于 3.3kaBP 后. 然而, 龙感湖的成因和演化, 及其与长江关系的研究, 还必须重视对沉积物物源的追踪.

关键词 龙感湖 末次盛冰期 环境演化 沉积物物源

分类号 P343.3

由于长江中下游地区很难获取较长时期以来连续的沉积钻孔^[1], 所涉及的钻孔资料大多限于近几千年, 且地层或有缺失, 因此长期的湖泊环境演化对比相对困难. 此外长江的变迁与沿江湖泊环境演化的关系目前还不很清楚^[2,3]. 黄梅、宿松、望江等一带, 河网交错, 浅水湖群发育, 历史时期曾属于澎蠡泽的主体部位^[4]. 本研究试图通过龙感湖钻孔的研究, 在恢复龙感湖环境变迁的基础上, 对今后沿江湖泊的成因研究提出方案.

龙感湖(29°52′ – 30°05′ N, 115°55′ – 116°17′ E)位于长江北岸, 地处湖北黄梅和安徽宿松境内. 湖的北面为丘陵地带, 位于大别山脉南坡山麓部位, 主要出露第四纪网纹红土, 局部出现黄土状堆积层; 东南西南三面为滩地, 现被农田所覆盖. 湖泊为开口湖, 入湖河流主要来自北部山区, 出水河流位于湖的南岸, 分两支汇入长江. 湖泊现有面积 316.2km², 水位 12.1m, 平均水深 3.78m^[5]. 钻孔位于龙感湖南岸围垦区, 现龙感湖与长江之间的滩地上.

1 研究材料

钻孔总深度为 47.8m, 穿透河流相沙砾层, 底部为红土. 热释光测年为 79.8 kaBP (由国家重点实验室西安黄土实验室测试). 样品采集根据远疏近密的原则, 5m 以上采样间距为 2cm, 其下为 5cm. 实验室分析项目包括孢粉、色素、有机碳、磁化率和粒度, 其中孢粉采用酸碱法处理, 色素采用丙酮萃取法, 用分光光度仪测试^[6], 包括叶绿素衍生物(CD)、总类胡萝卜素(TC)、颤藻黄素(Osc)和蓝藻叶黄素(Myx); 磁化率选用低频磁化率(X_{lf})和频率磁化率(X_{fd})两个参数, 粒度中不同粒级的含量和中值粒级(MD)在激光粒度仪上测试.¹⁴C 测年数据有 3 个: 4.9m, 5.0 ± 0.12 kaBP; 10.11m, 11.275 ± 0.17 kaBP; 16.68m, 15.3 ± 0.15 kaBP. 由于钻孔下部缺乏年

* 国家自然科学基金(49802015)和中国科学院创新项目(KZCX2-302)共同资助.

收稿日期 2001-07-30; 收到修改稿日期 2001-12-25. 羊向东, 男, 1965 年生, 副研究员. Email: xdyang@niglas.ac.cn

龄数据,故本文暂时对 24.4cm 以上的沉积物进行研究.

2 研究结果

依据钻孔岩性和沉积物指标的变化,剖面从下至上划分为 4 个阶段(图 1):

第 I 阶段 (24.4 - 16.2m) :底部为青灰色细砂, 22.0 - 22.5m 夹一薄泥质粉砂层, 22.0m 以上为一厚的粉细砂层, 顶部 (17.2 - 16.0m) 过渡为泥质粉砂. 本阶段有机碳 (TOC) 和各色素指标值均很低, 低频磁化率 (X_{lf}) 为高值段, 平均为 $115.1 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$, 频率磁化率 (X_{fd}) 的变化正好相反, 为显著的低值段, 其平均值为 1.16%; 粒度中小于 $4\mu\text{m}$ 的粘粒含量很低 ($< 25\%$), 而大于 $64\mu\text{m}$ 的粗颗粒含量很高, 最高可达 45%, 中值粒径偏大, 平均在 $60\mu\text{m}$ 左右. 湿生和水生花粉含量也偏低. 各指标反映该时期生物量较低, 沉积物中磁性矿物总量很高, 且主要由粗颗粒磁性矿物为主. 正韵律沉积构造则指示了当时为河流沉积特点, 反映了当时水动力条件较强. 从色素指标的内部变化来看, 22.6 - 22.0m, 19 - 18.7m 和 17.25m 处各色素含量有短暂增加, X_{lf} 和粗颗粒含量也有相应下降. 说明在该阶段的几次环境波动.

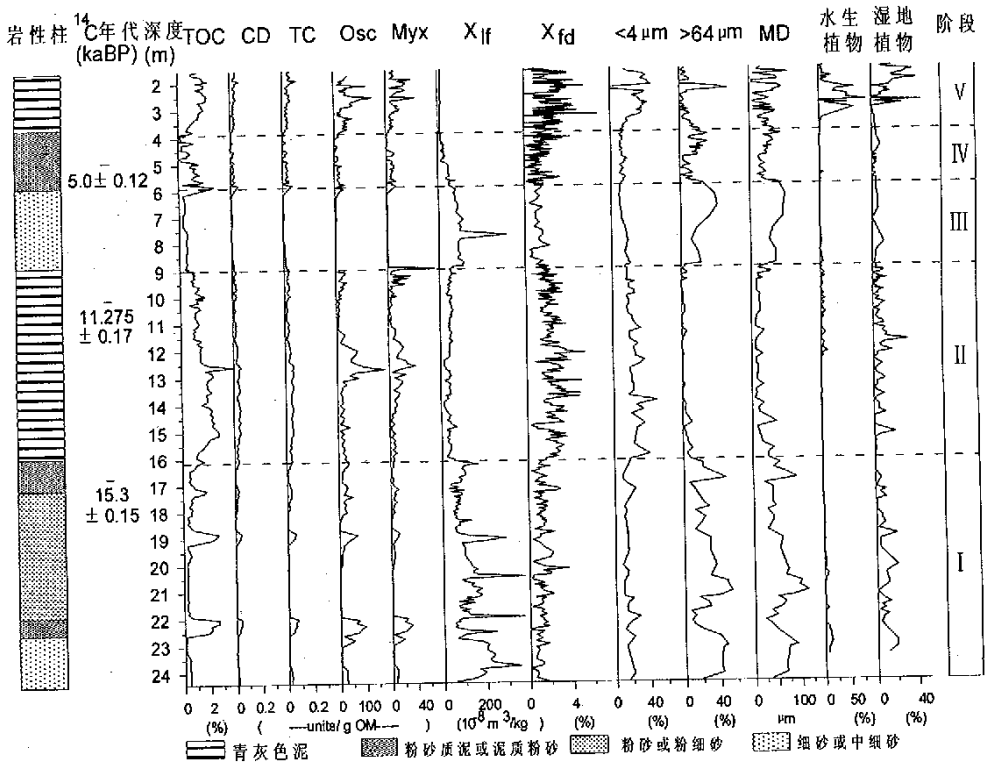


图 1 龙感湖钻孔沉积物指标变化

Fig.1 Changes of sedimental proxies in Longgan lake core

第 II 阶段 (16.2 - 9.0m) :青灰色泥,含螺壳化石,为稳定的浅湖相沉积特征.本阶段叶绿素

(CD)、总类胡萝卜素(TC)含量有所上升,总有机碳(TOC)含量则有明显增加, O_{sc} 和 M_{yx} 在中部和顶部呈两次峰值出现,指示湖泊生产力的提高,中期和晚期一度藻类发育。 X_{lf} 自本阶段开始迅速降低,并表现为稳定的谷值段(平均在 $40 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 左右), X_{fd} 的变化正好相反(平均较前阶段增加一倍以上),表明磁性矿物总量在本阶段开始减少,且以细磁性矿物所组成。粒度中粘粒成分增多,粗颗粒含量在本阶段开始呈明显减少趋势,MD平均在 $10 \mu\text{m}$ 左右,反映当时为较低的水动力条件。

第Ⅲ阶段(9.0–5.9m):为青灰色中细砂。从第Ⅱ到第Ⅲ阶段,各指标表现为明显的突变。TOC和色素指标下降为整个剖面的最低值, X_{lf} 再次上升,其值相对稳定(平均在 $100 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$,个别层位出现异常高值), X_{fd} 有所降低(0.5%–2%之间);粘粒含量再次变化为稳定的谷值段, $> 64 \mu\text{m}$ 粒径的粗颗粒含量快速增多,MD平均在 $50 \mu\text{m}$ 以上。各指标的变化指示当时的环境以低的初级生产量、较高的磁性矿物总量为特征,水动能相对较强,藻类不发育。

第Ⅳ阶段(5.9–3.8m):青灰色泥质粉砂层。本段以 X_{lf} 逐渐下降、 X_{fd} 逐渐升高为特征。其它指标中,TOC含量在早期一度迅速上升,但随后又减少,CD、TC、 O_{sc} 、 M_{yx} 和粘粒含量在下部虽有增加,但幅度极小,粗颗粒含量则由低到高变化。总体上,本阶段随磁性矿物总量的开始减少,生物量和初级生产力一度提高,粒度则指示了水动能条件在本阶段开始减弱。

第Ⅴ阶段(3.8–1.53m):2.4m以下为青灰色泥,含螺壳化石,其上为黄色泥沉积,代表了由浅湖相向漫滩相沉积环境的变化。1.53m以上为人工填土。TOC含量开始上升,色素指标中以 O_{sc} 和 M_{yx} 增加最明显; X_{lf} 值为整个剖面最低, X_{fd} 和粘粒增加显著,且变化也大。除个别层位外,粗颗粒含量很低,但中值粒径变化很大。值得注意的是3.5m以上,水生植物花粉含量第一次出现大幅度增多,并最终由湿地植物花粉所替代。显然,从本阶段开始,随着矿物质的减少和水动力条件的减弱,湖泊生产力明显增高,藻类也相对发育。

3 讨论

沉积物岩性和多指标分析结果揭示了龙感湖自末次盛冰期以来的几次大的环境变化。约15.0kaBP前的末次盛冰期,湖盆接受河流沉积,较强的水动力条件使得沉积物明显变粗,水体生物量很低;15.0kaBP后,盆地湖相沉积发育,标志着龙感湖首次成湖,生物量明显提高,藻类也较发育;至10.0kaBP后,粒度和磁化率指标显示环境出现快速转变,为又一次河流发育期,以低生物量、高粗颗粒含量以及低细磁性总量为特征。约6.3kaBP后,沉积物低频磁化率开始缓慢降低,反映沉积环境也发生相应变化,表现为河漫滩沉积特点。约3.7kaBP后,细磁性矿物和粘粒含量增多,有机质相对富集, M_{yx} 、 O_{sc} 反映的初级生产力显著提高,龙感湖再次形成。另外,从湿地花粉和水生花粉指标变化中,明显的含量增加主要出现在3.3kaBP后,这是龙感湖区湿地植被开始发育的标志。从水生花粉为主过渡为以湿地花粉,说明钻孔点在这个时期已经开始由浅湖环境向漫滩环境转变。

龙感湖沉积环境的变化反映出这样的特点:从河流环境向湖泊环境演变,是一个渐变的过程,并伴有小的环境波动,而从湖泊环境向河流环境演化,则表现为突变特点。而且从物理和有机物及藻类指标记录中,很难反映出气候的变化。如末次盛冰期(15.0kaBP前)和全新世早中期(10.0–3.7kaBP)两个截然不同的气候特征时期^[7],物理和生物指标却有相似的变化特点。显然沉积物环境的变化并不能完全用气候来解释,可能受其它因素控制。

中下游地区大多数沿江浅水湖泊的形成与长江有关^[2,3,8],这是一个已被普遍接受的观点.而有关这些湖泊的演化成因目前仍有很大争议.目前主要有两种观点:一种是认为与长江干流逐渐南移有关^[3];另一种看法是湖泊的形成与长江自然堤的发育有关,即自然堤后湖^[2,8].早期的研究认为,九江段长江的南摆最终导致了古澎蠡泽的消亡^[3].从一系列工程钻孔分析中认为龙感湖是古澎蠡泽的主体部位,长江穿湖而过.晚全新世期间随长江不断南移,古澎蠡泽最终解体,江湖分离,形成了现在的龙感湖.这个观点在解释全新世中后期湖泊的演化上似乎比较合理,但没有年代依据,而且很难解释龙感湖的早期成湖原因.近年来一些学者通过长江流域地貌和长江阶地沉积物特征研究,提出该区湖泊成因与长江自然堤的发育有关^[2,8].即随着长江水位的上升,长江自然堤开始发育,最终导致支流河口出水不畅并蓄水成湖.该段长江的位置自末次冰期以来并没有发生大的迁移^[2].从沉积物岩性的变化,海平面的上升,长江纵比降的变化等方面,很好地解释了大水时期或相对暖湿时期湖泊的形成,如龙感湖两次从河流环境逐渐演变为湖泊环境.按这个观点,两次河流时期的沉积均属于长江支流影响.然而,10.0kaBP前后,龙感湖如何从湖泊环境突变为河流环境,这个假释又很难解释,而且缺乏老的自然堤证据.从某种程度上讲,全新世初期随海平面的不断上升,长江中下游河道的纵比降应有所减小,应有利于自然堤的发育.

虽然长江各段的变化可能有差别,但通过对比江汉平原沔阳孔和江苏固城湖钻孔研究^[9,10],作者发现晚冰期中下游地区湖泊有相同的成湖时期.以上两个钻孔孢粉指标显示这个时期季风明显加强,降水明显增加^[1,10].九江沙山剖面在晚冰期也出现沙丘间湖沼环境,发育含常绿阔叶树种的森林植被^[11].看来早期的普遍成湖可以用气候来解释,但还是证实不了以上两种成因假设.

验证以上两种成因假设,一个直接的方法是进行沉积物物源的区分.如江汉平原沔阳孔,利用沉积物中矿物分析,元素和稀土矿物含量的变化,区分出不同时期主要流域对湖泊的影响^[12].因此,对龙感湖湖泊成因及其与长江的关系的研究,还有待于结合元素地球化学的手段,依据现代湖泊、河流及流域的特征,进行沉积物物源的追踪.

4 结论

(1) 龙感湖深钻沉积物岩性和多指标揭示了龙感湖自末次盛冰期以来的环境变化.约15.0kaBP前和10.0-3.7kaBP,龙感湖以河流沉积和低生物量为特征.约15.0-10.0kaBP期间的晚冰期和3.7kaBP后,龙感湖发育湖相沉积,湖泊中生物量提高,藻类较发育.

(2) 对沿江湖泊成因机制的研究必须借助于元素地球化学进行沉积物物源的研究.

(3) 花粉分析表明龙感湖区湿地大约在3.3kaBP后形成.

致谢 潘红玺、张恩楼协助野外钻孔采样,在此深表感谢.

参 考 文 献

- 1 王苏民,羊向东,马燕等.江苏固城湖地区15 ka以来的古季风与古环境变迁.中国科学(D辑),1996,39(2):137-141
- 2 杨达源,李徐生,张振克.长江中下游湖泊的成因与演化.湖泊科学,2000,12(3):226-232
- 3 朱海虹,郑长苏,杨留法等.鄱阳湖的形成演变与现代三角洲沉积.地理文集,1980,2:1-30
- 4 朱海虹,张本.鄱阳湖——水文、生物、沉积、湿地、开发整治.合肥:中国科学技术大学出版社,1997.278-316

- 5 王苏民 龚鸿生. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1999. 235 – 236
- 6 Engstrom D R, Swain E B, Kingston J C. A palaeolimnological record of human disturbance from Harvey 's lake, Vermont: geochemistry, pigments and diatoms. *Freshwater Biology*, 1985, **15**: 261 – 288
- 7 施雅风, 孔昭宸, 王苏民等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 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. 1 – 18
- 8 杨达源, 李徐生. 长江的沉积作用及其对长江演变的指示意义. 南京师大学报(自然科学版), 2000, **23**(4): 230 – 235
- 9 羊向东, 王苏民, 童国榜. 江苏固城湖区一万多年来的孢粉植物群及古季风气候变迁. 植物学报, 1996, **38**(7): 576 – 581
- 10 羊向东, 朱育新, 蒋雪中等. 沔阳地区一万多年来孢粉记录的环境演变. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 18 – 23
- 11 吴艳红, 羊向东, 王苏民等. 九江 – 彭泽一带沙山研究存在问题探讨. 海洋地质与第四纪地质, 2000, **20**(2): 103 – 106
- 12 朱育新, 王苏民, 吴瑞金等. 全新世江汉平原地区长江南移年代的沉积学依据. 科学通报, 1997, **42**(18): 1972 – 1974

Environmental Changes Revealed by Lacustrine Sediment from Longgan Lake since Last Glacial Maximum

YANG Xiangdong WU Yanhong ZHU Yuxin WANG Sumin SHEN Ji

(*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

Abstract

Longgan Lake is located in the lower reaches of the Yangtze River. Based on the sediment pigments, total organic carbon, pollen, grains and susceptibilities, combining with ^{14}C dating, the environmental evolutions were reconstructed since the Last Glacial Maximum. Before 15.0kaBP and during 10.0 – 6.3kaBP, the Longgan Lake was characterized by river deposition with lower productivity and higher susceptibility. During 15.0 – 10.0kaBP, Longgan Lake was formed initiated, as documented by obvious increase of organic production. The rudiment of the lake started from 6.3 kaBP, followed by the stable lake condition after 3.7kaBP. The wetland vegetation was established around the lake area after 3.3kaBP. It is necessary, however, to track the changes of sediment source, in order to study the mechanism of lake formation and evolution in Longgan lake as well as the relationship between the lake and Yangtze River.

Key Words Longgan Lake, Last Glacial Maximum, environmental changes, tracking of sediment source