

昆明盆地两孔岩芯的沉积特征 及环境磁学分析^①

刘泽纯 黄巧华

(南京师范大学地理系第四纪地质与泥炭研究室)

关键词 湖盆 岩芯 沉积 环境磁学分析

提要 本文根据比较密的采样和磁化率测量,结合沉积特征、生物化石和沉积速率,分析了不同沉积环境沉积物的磁化率数值及沉积相变所表现出的磁化率曲线的形态特征。

第一作者简介 刘泽纯 男 56岁 教授 地貌学与第四纪地质学专业

昆明盆地为云南高原上一晚新生代断陷盆地,面积约1000km²。盆地内湖相和河湖相地层的最大厚度可达1000m。现代湖泊滇池的面积约300km²,湖面海拔1886m。盆地周入湖河流有20余条,以北侧的盘龙江为最大,其流域面积约占整个盆地流域面积的1/4。

有关单位已对该盆地沉积地层,沉积环境和古生物等进行了比较系统的研究(罗建宁等,1983,1984;肖永林、罗建宁,1984;南京地理研究所等,1989;Yu Lizhong,1990)。本文在分析滇池北岸两孔岩芯(草1和草2孔)沉积相和沉积年代基础上,应用磁化率测量技术对岩芯作了环境磁学分析,讨论了岩芯不同沉积相的磁化率特征。在¹⁴C测年和沉积速率计算基础上,分析了岩芯的沉积环境演变过程。

一、岩芯的沉积特征

草1和草2孔位于现代盘龙江三角洲右翼滇池北岸已沼泽化的湖湾(草海)东缘。草2孔在草1孔南偏东约500m。钻孔附近地区地势低洼,原为草海湖湾的一部分,因围湖造田始成陆地。草1和草2孔终孔深度分别为20.33m和21.37m,岩性基本相似,主要为灰棕、棕灰和灰色粉砂质粘土、粘土质粉砂和粉、细砂,局部层段因有机质含量高而呈暗灰或灰黑色。岩芯的中上部均含有黑色、灰黑色泥炭和炭质粘土层。沉积物颗粒较细,平均粒径绝大部分在4 ϕ 以上,仅少数层段较粗介于3—4 ϕ 之间。

两孔岩芯的沉积相亦基本一致,根据岩性、沉积构造、粒度和生物化石特征及相序关系可划分出三角洲平原、三角洲前缘、湖泊和湖滨沼泽四种基本的沉积相;进一步可细分为分流河道、天然堤和决口扇、分流间泛滥平原、河口砂坝、远端沙坝、湖泊滨岸、湖泊近岸和滨外浅湖九个亚相。

^①国家自然科学基金资助项目

粒度上, 以分流河道和下水河道沉积物最粗, 2—4 ϕ 的砂粒级占 54—77%, 大于 8 ϕ 的粘土粒级只占 8—14%; 分流间泛滥平原和滨外浅湖沉积物最细, 粘土粒级占 31—67%, 而砂粒级仅占 1—3%. 其它亚相, 如决口扇和天然堤、河口砂坝和滨岸沉积等的粒度都介于上述最粗和最细的两者之间.

由于处在湖湾低能环境, 沉积物分选普遍较差, 以滨岸相沉积物分选相对好些, 标准偏差小于 2.0 (1.6—1.9). 粒度概率曲线的特征是, 分流河道沉积为二段或三段式, 跳跃组分占 60—80%, 斜率较大. 其它亚相多为二段式. 颗粒最细的分流间泛滥平原和滨外浅湖沉积, 悬移组分占 80—90% 以上, 斜率较小, 分选较差. 两孔的粒度概率曲线特征相近, 但所含生物化石迥然不同, 前者不含硅藻和盘星藻, 而后的含量却十分丰富. 水下河道或滨岸沉积物等因受湖浪改造, 粒度概率曲线具过渡特点, 有的出现双跳跃组分.

上述各种沉积相在岩芯剖面上的排列表现出一定的相序 (图 2), 反映了沉积环境的变化, 特别是湖水面的升降或湖岸线的进退及入湖河道的迁移.

二、岩芯 ^{14}C 年代和沉积速率

两孔岩芯共取九块样品测了 ^{14}C 年代 (表 1), 其中草 2 孔的数据存在倒置现象, 经与草 1 孔数据分析对比, 我们决定采用该孔编号为 87—12、87—11 和 88—9、88—11 四个样的 ^{14}C 数据, 所建立的年代—埋深—元线性回归方程为 $y = -3183.86 + 247.35x$, 相关系数为 0.999. 依据草 1 孔三个 ^{14}C 数据建立的回归方程为 $y = 7488.28 + 2308.68x$, 相关系数为 0.993. 可见两孔的年代和深度之间的相关性相当好 (图 1). 据回归方程, 草 1 和草 2 孔的底界年龄分别为 5400 年 B.P. 和 52900 年 B.P.

表 1 ^{14}C 年代测定结果 (半衰期 5568 年)

Table 1 C dated ages of samples from Core Chao 1 and Chao 2

孔名	草 1 孔						草 2 孔			
	样号	87-12	88-11	88-10	87-11	88-9	87-10	88-6	88-7	88-8
深度(m)	1.86-1.93	5.75-5.85	6.40-6.50	8.71-8.84	12.7-12.8	18.9-19.0	4.74-5.00	8.25-8.40	19.70-19.85	
年龄 (a. B. P.)	1560	11465	10828	17883	28657	28415	16968	29016	52621	
	+169	+117	+126	+313	+829	+2922	+186	+614	+7080	
	-166	-115	-124	-302	-752	-2138	-182	-570	-7080	

据 ^{14}C 年代计算的岩芯分段平均沉积速率及相关层段的主要沉积相类型, 可以看出, 两孔的平均沉积速率比较接近, 但分段沉积速率却有一定差异, 说明沉积物性质和埋藏深度 (即压实作用) 对沉积速率值有较大的影响. 以沉积相来说, 三角洲平原相沉积速率最大, 可达 $46.39\text{cm} / 10^3\text{a}$ (埋深 8.33—19.78m); 湖泊滨岸相沉积速率次之, 因埋深较浅, 可达 $46.43\text{cm} / 10^3\text{a}$ (5.8—8.78m); 三角洲前缘相沉积速率较低, 只有 $36.85\text{cm} / 10^3\text{a}$ (8.78—12.75m); 沼泽相沉积速率最低仅有 $28.72\text{cm} / 10^3\text{a}$ (4.87—8.33m). 然而现代滇池沉积却以湖沼相速率最大, 如草海湖湾沼泽沉积速率可高达 $57.5\text{cm} / 10^3\text{a}$, 而湖底沉积物的

平均沉积速率为 $33.6\text{cm} / 10^3\text{a}$ 湖心部位则多在 $20\text{cm} / 10^3\text{a}$ 以下。(南京地理研究所等, 1989)。由此可见沼泽相沉积物极易被压实。如以滇池现代湖沼相沉积速率 $57.5\text{cm} / 10^3\text{a}$ 计, 则草 1 孔 (4.87–8.33m) 和草 2 孔 (1.9–5.8m) 沼泽相沉积物的压缩率 (原始沉积厚度和现存厚度差值与原始厚度之比) 分别可达 49.9% 和 31.6%。

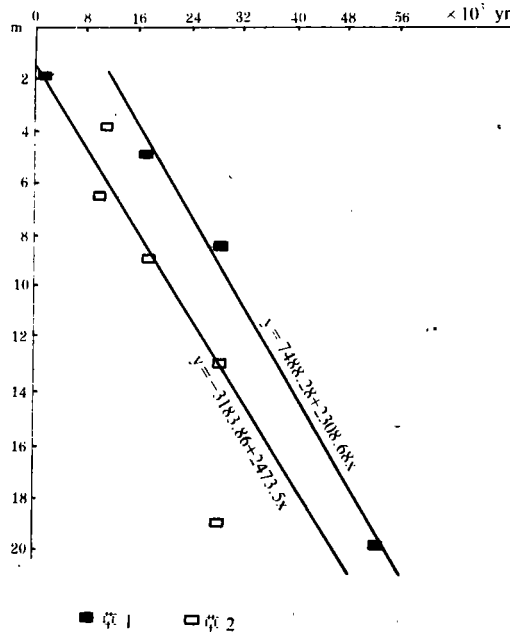


图 1 草 1 孔、草 2 孔 ^{14}C 年代与深度关系

Fig. 2 Relationship between ^{14}C dating and depth of Core Chao 1 and Chao 2

三、岩芯的环境磁学分析

由于原子内部的电子自旋和轨道运动, 自然界中的所有矿物都呈现某种形式的磁行为, 它反映了矿物本身的磁性特征而与地磁场无关。自然界中主导沉积物矿物磁性特征的主要是铁磁性矿物 (Fe_3O_4 和 $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) 和抗铁磁性矿物 (Fe_2O_3) (Thompson R, 1986)。这类矿物主要是重矿物, 其在沉积物中的含量同物源、沉积环境及沉积后生变化, 特别是沉积动力条件密切相关。磁化率是表示沉积物矿物磁性特征的常用磁测参数之一, 在常温下其数值与铁磁性矿物晶粒大小 (磁畴) 相对无关, 且铁磁性矿物的磁化率约是抗铁磁性矿物的 1000 倍, 因此可将磁化率值看作样品中铁磁性矿物含量的粗略量度 (Thompson R, 1986)。因其它主要磁测参数曲线与磁化率曲线基本一致, 本文将主要根据磁化率特征对岩芯进行环境磁学分析 (Yu Lizhong et al, 1990; Hilton J, 1987)。

(一)、磁化率与沉积相的关系

俞立中等 (1990) 采集草 2 孔 84 个样品, 对全部样品及其中编号为 S_2 、 S_{11} 和 S_{34} 的三个样品的不同粒级作了常规磁性测量和分析, 据此他们将岩芯分为三段: 上层 (0–1.1m), 为人工填土, 磁参数值最高; 中层 (1.1–6.9m) 数值最低; 下层 (6.9–21.7m) 数值波动频

繁, S_2 、 S_{11} 和 S_{34} 三个样品的磁测结果表明, 粉砂组分, 尤其是细粉砂和极细粉砂磁参数值最高, 其次是粗粘粒, 砂粒级最低 (Yu Lizhong et al, 1990)。从埋深分别为 14m、15.4m 和 21m 三个磁化率值大小不等样品的砂和粉砂组分中磁选出的磁性矿物镜下观察表明, 主要是磁铁矿, 磁赤铁矿或赤铁矿较少, 磁黄铁矿偶见, 且以粉砂组分中含量最高。流域内风化土层供给的次生磁铁矿和磁赤铁矿主要存在于粘粒中, 或以膜状附着在粘粒表面, 可能是导致粗粘粒具有较高磁参考值的主要因素 (俞劲炎, 1979)。因此, 磁化率的高低与沉积物的粒级组成有关。

我们对草 1 和草 2 孔 75 个样品作粒度分析的同时, 又用英国巴汀顿公司生产的 M.S.2 型磁化率仪在低频条件下测了全部样品的磁化率, 绘出的磁化率曲线如图 3。J.Hilton (1987) 认为流域汇集的磁性矿物可以是高沉积速度, 低生产率湖泊中磁性记录的唯一来源。这两孔岩芯是近五万年来沉积的, 在此期间盘龙江水系无明显变化 (罗建宁等, 1984)。因此可以认为物源区提供的磁性矿物种类和数量基本稳定, 岩芯磁化率的变化主要是由受沉积动力条件制约的沉积物的粒级组成的变化或局部地球化学环境变化引起的。

1. 三角洲平原相磁化率

三角洲平原沉积中, 从分流河道到决口扇、天然堤再到分流间泛滥平原, 随沉积动力的减弱, 沉积物中粉砂组分, 尤其是细粉砂、极细粉砂和粘土组分有所增加, 磁化率值逐渐增高, 但这一增高的趋势并不是绝对的, 由于具体沉积部位和沉积物中有机质含量不同, 磁化率值有所不同, 如草 1 孔 0—0.75m 为灰色粘土质粉砂, 据粒度特征和相序关系定之为分流间泛滥平原相, 因有机质含量较高, 其磁化率值仅为 $27.7 \times 10^{-8} \text{SI}$; 0.75—2.35m 为天然堤沉积, 因其沉积部位更靠近河道, 物质较粗, 其磁化率值与分流河道相近。

2. 三角洲前缘相磁化率

三角洲前缘沉积即为三角洲平原的水下部分, 由水下河道到河口砂坝再到远端砂坝磁化率值有逐渐增高的趋势, 远端砂坝中泥质夹层的磁化率可达 $85.1 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。

3. 湖相磁化率

湖相又可分为湖泊滨岸、湖泊近岸和滨外浅湖三种亚相, 其中以滨岸相磁化率值最低, 近岸相居中, 滨外浅湖相最高。

4. 湖沼相磁化率

湖沼相磁化率值为全剖面最低, 其低值与有机质含量和还原环境有关, 相对来说, 与沉积物的粒级组成无关。沉积物中大量有机质和植物残体的存在冲淡了铁磁性矿物的含量, 而水生植物的繁衍和长期的滞水还原环境又可能使铁磁性矿物转化成弱磁性矿物, 因而导致磁化率的低值 (Hilton J.1987; 俞劲炎, 1979)。

受分流河道影响, 湖沼沉积中形成有机质含量相对较低的以灰棕和灰黄色为主的粉砂层, 它们的磁化率往往表现为相对高值, 使得湖沼相磁化率在总体低值背景上出现小的波动。

5. 人工填土的磁化率

人工填土以磁化率特高而区别于其它各层, 这可能与来自工业区的大气降尘有关 (Hilton J, 1978), 反映了人类经济活动的影响而非自然过程所致。

综上所述, 在钻孔岩芯剖面上, 人工填土以其磁化率的异常高值 ($> 250 \times 10^{-8} \text{SI}$) 区别于其它各层。就自然沉积地层而言, 湖沼相磁化率值最低, 一般小于 $20 \times 10^{-8} \text{SI}$; 滨外浅

湖相磁化率值最高，一般在 $150 \times 10^{-8} \text{SI}$ 左右。分流间泛滥平原相磁化率值亦可达 $100 \times 10^{-8} \text{SI}$ 以上，但二者所含生物种类和相序关系明显不同。

(二)、磁化率曲线特征及其所反映的沉积环境

根据磁化率曲线特征，自下而上可将两孔岩芯各分成五段，现分述如下 (图2)

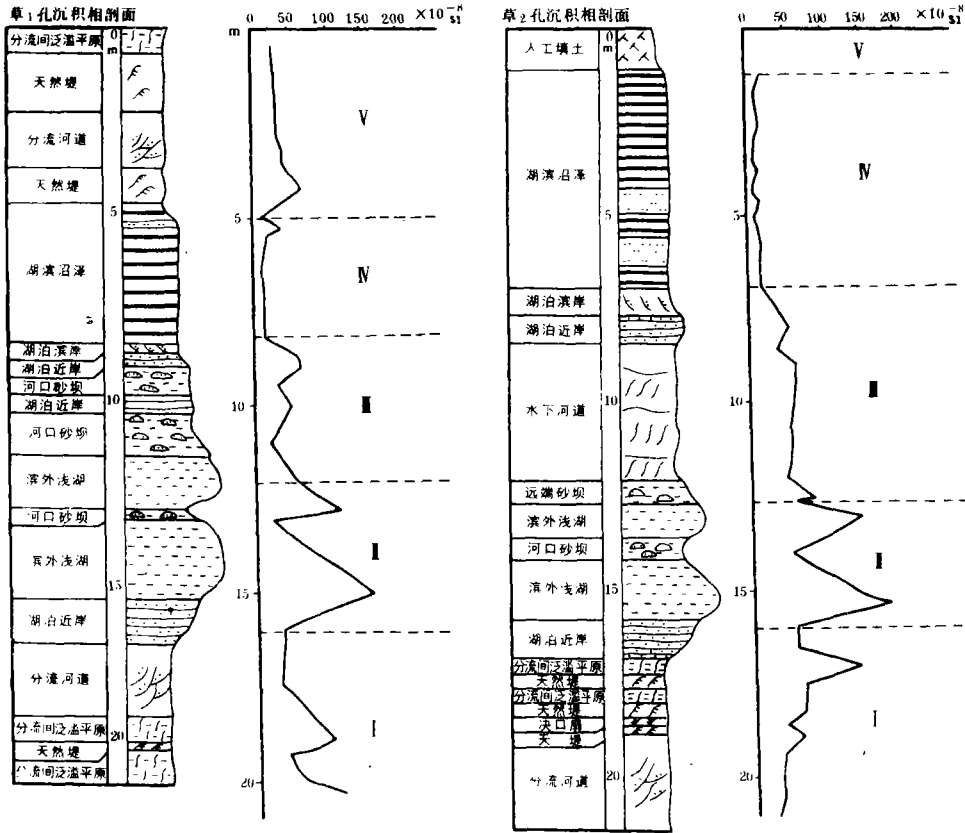


图2 草1孔、草2孔沉积相剖面 and 磁化率曲线

Fig. 2 Sections of sedimentary facies and magnetic susceptibility curves of Core Chao 1 and Chao 2

1. 草1孔

I (20.33—16.0m). 曲线中等波动数值偏高段，磁化率平均为 $66.6 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。自下而上，曲线高值—低值—高值—低值波动，反映了三角洲平原环境的变化，即分流间泛滥平原沉积—天然堤沉积—分流间泛滥平原沉积—分流河道沉积的相互叠伏。

II (16.0—12.0m)，曲线高值大幅度波动段，磁化率平均为 $78.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。曲线的两个峰值反映较稳定的滨外浅湖环境，其间的低值代表因岸线后退或受分流河道影响而形成的河口砂坝沉积。

III (12.0—8.55m)，曲线小波动段，磁化率平均为 $44.16 \times 10^{-8} \text{SI}$ ，反映了湖泊滨岸和近岸相及三角洲前缘相磁化率值较接近。相对而言，前两者磁化率值略高于后者。

IV (8.55—4.75m)，曲线低值稳定段，只在该层段的顶部有一小波动，磁化率平均为

$16.3 \times 10^{-8} \text{SI}$. 该段磁化率值为全剖面最低且较稳定, 反映了湖沼相沉积的特点. 受分流河道影响, 顶部沉积物中有机质含量较低而粉砂含量较高导致一小峰值的出现.

V (4.75—0m), 曲线稳定微波动段, 磁化率平均为 $37 \times 10^{-8} \text{SI}$, 反映了三角洲平原相沉积中以分流河道和靠近分流河道的天然堤沉积为主, 磁化率值均类似于分流河道沉积, 而表现出平稳的特点.

2. 草 2 孔

I (21.37—16.00m), 曲线中等波动数值偏高段, 平均为 $59.9 \times 10^{-8} \text{SI}$, 反映了从下向上由三角洲平原分流河道沉积逐渐向天然堤和分流间泛滥平原沉积过渡的河流二元相沉积结构.

II (16.0—12.6m), 曲线高值大幅度波动段, 磁化率平均为 $103.7 \times 10^{-8} \text{SI}$, 类似于草 1 孔二段.

III (12.6—6.9m), 曲线小波动段, 磁化率平均为 $52 \times 10^{-8} \text{SI}$, 类似于草 1 孔 III 段.

IV (6.9—1.1m), 曲线低值稳定段, 磁化率平均为 $15.2 \times 10^{-8} \text{SI}$, 相当于草 1 孔 IV 段.

V (1.1—0.0m), 磁化率以异常高值区别于其它各段, 为人类经济活动形成的填土层.

从上述岩芯磁化率曲线特征与沉积相间的关系可以看出, 两孔岩芯的磁化率曲线具有对应的变化形式, 即单井的相序是一致的. 自下而上都经历了 I 段的三角洲平原环境, II 段的浅湖环境, III 段的湖滨环境, IV 段的湖沼环境, V 段又转为三角洲平原环境 (草 1 孔) 或因人工填土而结束沼泽化 (草 2 孔). 这表明磁化率曲线基本可以反映因湖面变化, 即湖岸进退而引起的主要沉积环境的变化. 所不同的是: ① 这些段长短有所不同, 说明其沉积环境延续时间, 即开始或结束时间不同; ② 具体微相出现的先后不一致, 表明不同孔位因外部因素 (如分流河道的迁移和滨岸坝的发育等) 的影响, 沉积环境演变过程有一定差异, 因而产生一定相变.

从地层年代学分析看, 两孔岩芯所表现的上述环境演变, 按前述平均沉积速率 (草 1 孔 $41.8 \text{cm} / 10^3 \text{a}$, 草 2 孔 $40 \text{cm} / 10^3 \text{a}$) 计算, 两孔所在位置大约在 5.0—3.8 万年 B.P. 为三角洲平原环境, 3.8 万年 B.P. 左右进入滨外浅湖环境, 延续时间在 0.85—0.95 万年左右. 2.8 万年 B.P. 以后逐渐由滨外浅湖环境过渡到湖泊滨岸和三角洲前缘环境, 两孔并出现沉积相的分异发展. 草 1 和草 2 孔分别于 2 万年 B.P. 和 1.5 万年 B.P. 前后进入湖滨沼泽环境. 草 2 孔的湖滨沼泽环境一直延续到近代, 而草 1 孔的湖滨沼泽环境结束于 1.2 万年 B.P. 前后, 随后转变为三角洲平原环境.

草 1 孔位置偏南, 较之草 2 孔早约 0.1 万年由三角洲平原环境转变为湖泊环境, 但由于它更靠近盘龙江三角洲一侧, 可能由于沿岸堤的发育在 1.96 万年 B.P. 前后转为湖沼环境, 继而在 1.19 万年 B.P. 成为三角洲平原; 草 2 孔位置更靠近草海, 转为湖沼环境迟些, 约在 1.45 万年 B.P., 并持续至今.

如按岩芯的 ^{14}C 测年资料分段计算沉积速率和年代, 沉积环境演变过程是: 约在 4.4—5.0 万年 B.P. 钻孔所在地区为三角洲平原环境, 随后由于湖进, 约在 4.4 万年 B.P. 进入滨外浅湖环境. 滨外浅湖环境维持了约 1.6 万年之久, 直到 2.8 万年 B.P. 才结束. 但在湖进的早期 (约 4.4—3.7 万年 B.P.) 和晚期 (约 3.6—2.8 万年 B.P.), 由于受人湖河流的影响, 沉积物补给丰富, 在整体湖进的背景上草 2 和草 1 孔分别表现出湖退的特点, 即约在 4.4—3.7 万年 B.P. 草 2 孔表现为三角洲平原环境, 约在 3.6—2.8 万年 B.P. 草 1 孔表现为湖泊滨岸和

三角洲前缘环境, 笔者称之为“沉积湖退”, 约 2.8 万年 B.P. 以后开始真正的湖退, 两孔并出现沉积环境的分异发展约, 2.8--1.7 万年 B.P. 草 1 孔为湖滨沼泽环境, 草 2 孔为湖泊滨岸和三角洲前缘环境, 1.7 万年 B.P. 以后, 草 1 孔为三角洲平原环境, 草 2 孔为湖泊滨岸和湖滨沼泽环境。

但总的看来, 两孔均反映出自晚更新世约 5.0 万年 B.P. 以来, 钻孔所在地区沉积环境经历了由三角洲平原到湖泊和三角洲前缘, 再到湖滨沼泽最后“成陆”的演变过程, 且因受三角洲分流河道迁移的影响, 存在同期异相现象, 不管采用哪种年代计算方法, 均表明有一个完整的湖进过程, 其时间大约在 4.4 万年 B.P. (或 3.8 万年 B.P.) 到 2.8 万年 B.P. 之间, 大致相当于深海岩芯氧同位素 3 段。

致谢: 两孔岩芯由中国科学院植物研究所提供, 李庆辰同志帮助采集所有样品, 文中¹⁴C 年代由南京师范大学地理系陈延安、张静明同志测定; 洪永进同志对磁性矿物种类作了镜下鉴定, 在此深表感谢。

收稿日期: 1990 年 4 月 21 日

参 考 文 献

- (1) 肖永林、罗建宇, 1984, 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 第5号, 27-44页。
- (2) 罗建宇等, 1983, 中国地质科学院院报, 第6号, 65-78页。
- (3) 罗建宇等, 1984, 中国地质科学院成都地质矿产研究所所刊, 第5号, 1-20页。
- (4) 俞劲炎, 1979, 土壤学进展, 4期, 1-11页。
- (5) 南京地理研究所等, 1989, 云南断陷湖泊环境与沉积, 科学出版社, 1-106, 275-303页。
- (6) Hilton, J., 1987, Quaternary Research V 27 p.160-166
- (7) Thompson R. & Oldfield F., 1986, Environmental Magnetism, George Allen & Unwin (publisher) Ltd., London
- (8) Yu Lizhong, et al., 1990, Journal of Palaeogeography p.95-111

Sedimentary Characters and Environmental Magnetism Analyses of Two Cores in Kunming Basin

Liu Zechun Huang Qiaohua

(Dept. of Geography, Nanjing Normal University)

Abstract

Kunming Basin is a late Cenozoic fault lake basin in Yunnan Plateau with an area of about 1, 000km². The present lake Dianchi is about 300km² in area with its mean water level 1, 886m a.s.l. The two cores (Chao1 & Chao2) taken from the east shore of Chaohai Bay of the northern Dianchi Lake were accumulated in the latest 50, 000 years with a depth of about 20m of each.

The sites where the two cores are drilled was in the environment with lower energy all the time, so the sediments are relatively fine, most of their mean grain sizes are above 4φ. Based on the analyses of

lithological characters, sedimentary structures, grain sizes and biological fossils, four main sedimentary facieses may be identified in the two cores, i.e., deltaic plain, lacus, delta-front and lakeside swamp, and may be subdivided into nine subfacieses. The average sedimentation rates of the two cores are about 40cm / 1000a.

Magnetite with a little maghemite and haematite are the main ferromagnetic minerals in the sediments, which are concentrated in the silt fraction, especially in the fine and very fine fractions. The secondary magnetite derived from the catchment may cling to coarser clay particles as a pellicle. The sediment susceptibility value is related with the sediment grain size composition.

The susceptibility measurement made on the cores' sediments show that in deltaic plain sediments the susceptibility values increase as the sedimentary dynamic decreases, the susceptibility values of distributary, natural level and flood plain sediments are 31.7×10^{-8} , 62.4×10^{-8} , and 154.4×10^{-8} SI, respectively. The susceptibility value of subaqueous river sediment is 46.3×10^{-8} SI, that of river mouth bar sediment is 71.4×10^{-8} SI, lake-shore sediment 34×10^{-8} SI, off-shore shallow lake sediment 129.7×10^{-8} SI. The lowest susceptibility value of swamp sediment is only 3.8×10^{-8} SI. The sediment related with human activity has a very high susceptibility value of 260.7×10^{-8} SI.

The two cores' susceptibility curves are characterized by I. intermediate variations and comparatively higher susceptibility values of deltaic plain sediments; II. great variations and high susceptibility values of lake sediments, reflecting the transgression and regression of the lake; III. smaller variations and comparatively lower susceptibility values of lake-shore and delta-front sediments; IV. comparatively stable and lower susceptibility values of lake-side swamp sediment; V. very high susceptibility values of the sediment related with human activity.

Both of the two cores show a complete lake transgression. It mainly occurred between 38,000 and 28,000 years B.P., and may be correlated to the third oxygen-isotope stage recorded in deep sea cores. The susceptibility curves drawn according to the results of susceptibility measurement may give evidences to the transgression and regression of the lake and the sedimentary environmental changes.