

青藏高原中部错鄂湖晚新生代 以来的沉积环境演变及其构造隆升意义*

陈诗越^{1,2} 王苏民¹ 沈 吉¹

(1: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; 2: 中国科学院研究生院, 北京 100039)

提 要 错鄂湖 200m 深井岩芯古地磁测年表明, 错鄂湖形成于约 2.8Ma 年前. 沉积岩性组合、粒度特征和磁化率变化揭示了约 3 次大的沉积环境变化过程, 反映了至少 2 次剧烈的青藏高原隆升过程; 同时, 孢粉组合也揭示了构造隆升导致的植被组合的变化. 初步研究认为, 大的湖泊沉积环境变化主要是在青藏高原不断隆升的背景上进行的. 2.8-2.5Ma 和 0.8Ma 以来的沉积环境演化主要受构造运动的控制, 而 2.5-0.8Ma 环境演化过程更多的受到冰期-间冰期旋回气候变化的影响.

关键词 青藏高原 错鄂湖 粒度特征 沉积环境

分类号 P343.3

青藏高原是地球上面积最大、海拔最高的高原, 其隆起是新生代最重要的地质事件之一. 青藏高原的形成、演化、隆升机制以及环境效应的研究已经成为国际地学研究的热点^[1]. 青藏高原湖泊众多、分布广泛. 由于湖泊沉积具有连续性、敏感性和高分辨率等特点, 是环境变迁的忠实记录者^[2], 因而湖泊沉积研究在高原隆升研究中起着十分重要的作用. 自 20 世纪 90 年代以来, 青藏高原湖泊沉积与古环境演化研究取得了令人瞩目的成就, 尤其是建立了高原东部若尔盖地区 90 万年和西部甜水海地区 24 万年来古环境演化的框架^[3-6]. 但在高原中部还没有长时期的高分辨率的高原隆升与古环境演化的湖泊沉积记录. 这样, 1999 年 7 月在国家重点基础研究青藏“973”项目的支持下, 选择西藏那曲地区的错鄂湖, 钻取了高质量的长达 201m 的钻孔样品. 本文试从沉积物岩性、粒度、磁化率, 并结合孢粉资料对青藏高原中部晚新生代以来的沉积环境及构造隆升意义作一初步探讨.

1 研究区自然环境

错鄂湖 (31°24′-31°32′N, 91°28′-91°33′E), 位于西藏那曲县西部, 湖面高程 4532m, 湖长 14.8km, 最大宽 5.7km, 面积约 61.3km². 湖水主要依靠地表径流补给. 湖区处于唐古拉山脉、念青唐古拉山脉和冈底斯山脉之间, 整个地势西高东低, 平均海拔在

* 国家重点基础研究发展规划 (G 1998040810) 资助项目.

2002-03-16 收稿, 2002-07-02 收修改稿. 陈诗越, 男, 1969 年生, 博士研究生, E-mail: sychen@niglas.ac.cn

4500m 以上. 中、西部地形辽阔平坦, 湖泊、河流众多. 东部属河谷地带, 多高山峡谷. 湖区年均温度 -2℃, 降水量 400-500mm. 每年的 11 月至次年 3 月, 气候干燥、温度低、风沙大, 5 月至 9 月相对温暖, 降水量占全年的 80%. 错鄂地区植被类型属于那曲高山草甸亚区, 地带性植被为小蒿草草甸, 很少见灌丛分布. 现在湖水 pH 值 9.8, 盐度 12.06 g/L.

2 材料与方法

错鄂孔深 200m, 底部出露基岩. 粒度样品约以平均 10cm 间隔连续采样, 样品测量在

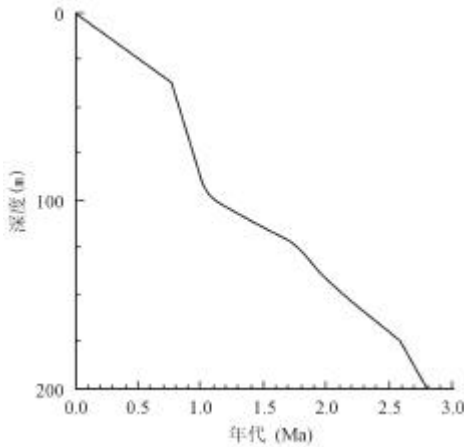


图 1 错鄂孔 (CE) 年龄与深度关系曲线

Fig.1 Relation between depth and age in core CE 得各对应深度的年代 (图 1), 根据沉积速率推算, 剖面底部年龄约 2.8Ma. 这样整个剖面揭示了约 2.8Ma 以来的沉积环境变化过程.

美国 Mastersizer 2000 激光粒度仪完成 (分析误差范围 2mm-0.02 μm), 多次重复测量误差一般 <2%, 共测试样品 1688 个. 磁化率测试是在英国 Batington 仪器公司生产的 MS2 型磁化率仪上进行的, 样品测试前, 先行烘干, 烘箱温度控制在 40℃ 以下, 以防磁性矿物发生化学变化, 共测试样品 1500 个.

古地磁年代测定表明, B/M 界线位于 38m 处, 85-98m 处为 Jallomiro 极性事件, 124-141m 处为 Oduviai 极性事件, Gauss 极性期的顶界位于剖面 175m. 依据湖泊沉积模式定年法^[8], 以所测的古地磁年代为模式的结点年代, 将各样号 0.4-40 μm 级的粒度值代入年代模式, 获

3 研究结果

错鄂 (CE) 孔全井的沉积岩性以底部 (197-170m) 和顶部 (38.5-0m) 变化剧烈, 主要以粗颗粒的粉砂、细砂、中粗砂为主, 并夹中砾或巨砾. 中部 (170-38.5m) 沉积岩性总体较细, 以青灰色泥为主, 在泥与粉砂质泥互层段, 水平层理发育, 上部 (38.5-48m) 少见虫孔, 沉积物稍粗, 颜色较浅; 中上部 (48-96m) 沉积物较细, 颜色较深, 见虫孔、生物扰动, 常见螺壳及其碎片; 中部 (96-143m), 沉积物稍粗, 颜色较浅, 夹薄层粉砂, 少见虫孔和螺壳; 中下部 (143-156m) 以灰黑色泥为主, 夹粉砂质泥, 水平层理, 少见虫孔, 见丰富螺壳和植物碎片, 有两层泥炭层, 其中 147-148m 处为厚 1m 的灰褐色泥炭层; 下部 (156-170m), 以黄褐色泥为主, 夹青灰色泥, 呈互层状, 156.5-161m 处出现粉砂、细砂, 并有黄色砂砾层. 根据沉积物的颜色、岩性组合以及粒度、磁化率、孢粉组合等环境指标初步将错鄂孔划分为以下几个阶段 (图 2):

阶段 A: 197-170m (2.8-2.5Ma)

总体色调以黄色、青灰色为主. 200-198.8m 为基岩, 197-198.8m 是红色风化壳层. 岩性以粉砂、细砂、中粗砂为主, 夹巨砾. 以巨砾或中粗砂的出现为标志可以划分出 16 个沉积韵律, 反映了该段沉积环境的不稳定性. 粒度指标显示该段湖积物以粗颗粒为主, 中值粒径维持在 100 μm 左右, 最大超过 300 μm, 而 <4 μm 的细颗粒含量相对较少, 一般约

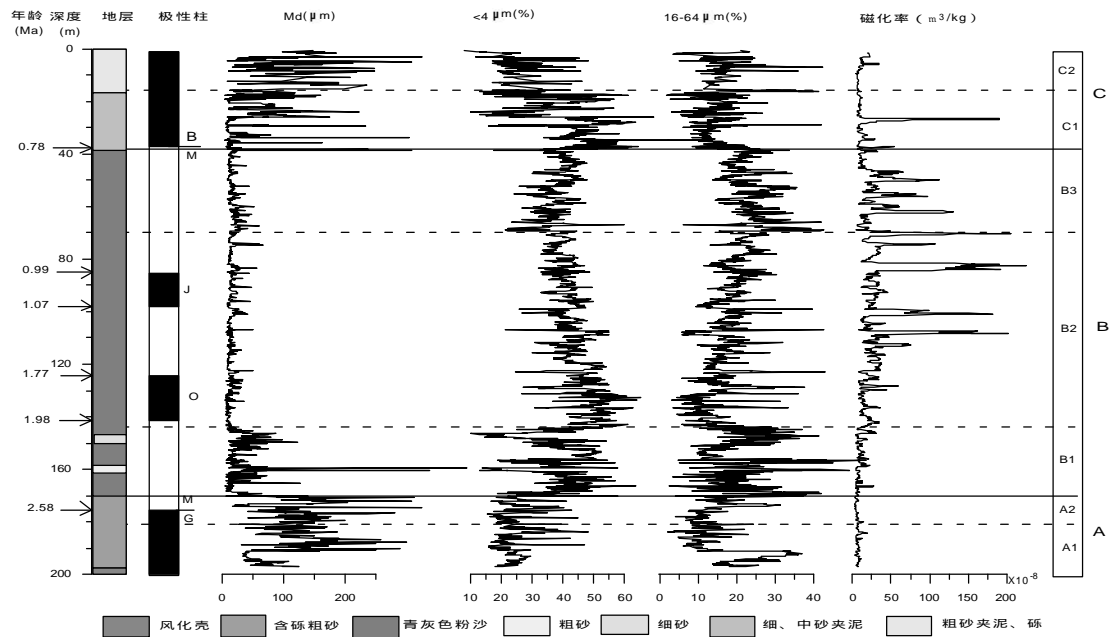


图 2 错鄂孔晚新生代以来粒度和磁化率变化曲线

Fig. 2 Grain size and susceptibility results in core CE during late Cenozoic era

20%左右. 磁化率值很低, 平均约 $6.5 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$, 仅表现十分微弱的波动 (图 2). 根据岩性差异和粒度变化及孢粉资料, 本段又可细分为 A1、A2 两层.

(1) A1 层, 197-179m (2.8-2.6Ma): 风化壳以上约 6m 岩性以黄色粉细砂、中细砂为主, 其上为中砾、黄色粉细砂、青灰色泥、红色泥互层结构. 孢粉资料显示^[7], 这一时期为暖干的山地温带阔叶混交林环境. 总的来说, 此阶段该区断裂构造成盆, 但尚未积水成湖, 此次构造运动也代表了高原面内部的解体.

(2) A2 层, 179-170m (2.6-2.5Ma): 岩性上表现为 3 层由下而上青灰色泥至砾石层的反韵律沉积, 反映了高原三次阶段性抬升. 孢粉资料^[7]则揭示此期间为冷湿的山地寒温带暗针叶林环境. 综合沉积物岩性特征、粒度特征及孢粉资料, 推测此时青藏高原可能有较强烈的构造隆升运动^[9, 10], 并引起树线的明显迁移. 从孢粉资料所揭示的植被群由山地温带针阔叶混交林到山地寒温带暗针叶林的巨大转变来看, 粗略推测该时期结束时, 盆地边缘的山地高度可能超过 3000m, 隆起幅度达 1000m 以上. 相应地随着降水的增多, 开始积水成湖.

阶段 B: 170-38.5m (2.5-0.8Ma)

本段岩性总体较细, 以青灰色泥为主. 根据沉积物特征, 粒度和磁化率变化并结合孢粉组合特点, 可将本段划分为 B1、B2、B3 三层.

(1) B1 层, 170-143m (2.5-2.0Ma): 本层上部富含螺壳碎片, 偶见虫孔, 青灰色泥与黑色泥往往互层, 具水平层理. 粒度特征总体表现较粗, 是本段岩性最粗的时段, 但比 A 段要细, 中值粒径一般变化于 20-40 μm 之间, 个别可超过 200 μm, <4 μm 的粒度百分

含量一般在 40%-50%左右, 16-64 μm 粒度百分含量一般约在 10%-30%之间. 磁化率值较低, 平均约 $10.1 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$, 波动比较微弱(图 2). 孢粉资料揭示^[7]草本花粉含量占多数, 灌木类花粉次之, 木本花粉含量最少. 这种喜阴的针叶林花粉含量较少, 而以高寒灌木草丛群落占优势的孢粉组合特点以及粒度特征、磁化率变化、岩性组合, 共同说明了高原的缓慢隆升背景上的一次高原内部地形剥蚀夷平阶段. 另外, 孢粉资料还揭示, 在约 156-152m (约 2.26-2.17Ma) 处, 藜科(Chenopodiaceae)花粉突然增多, 而蒿属(*Artemisia* L.) 花粉显著减少, 造成藜蒿比突然增大, 147-148m 沉积泥炭层, 反映了一次明显的气候干旱事件.

(2) B2 层, 143-70m (2.0-0.92Ma): 本层岩性较细以青灰色泥为主, 偶夹薄层粉砂, 水平层理构造, 生物扰动强烈, 富含虫孔, 含丰富螺壳化石, 有机质含量高, 见较多植物碎片, 125m 左右出现厚约 40cm 泥灰岩层. 中值粒径落在 14.5 μm 左右, <4 μm 的粒度百分含量约占 30%-50%, 且含量由下至上有逐步减少的趋势; 16-64 μm 的粒度百分含量约占 20%左右, 但含量有从下向上逐步增加之势. 磁化率值比 B1 层有较大幅度的增加, 均值约为 $36.1 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$, 变化于 $8.05 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 和 $225.98 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 之间, 波动幅度有从下向上逐步增大的趋势(图 2). 反映了化学风化和成土作用的逐步增强的过程. 从孢粉组合来看^[7], 本层经历了两次从高寒灌木草原到山地暗针叶林环境的演替过程. 因此沉积岩性、粒度和磁化率变化以及孢粉组合共同反映了高原面整体隆升和高原山地逐步侵蚀夷平的交替变化过程.

(3) B3 层, 70-38.5m (0.92-0.8Ma): 本层以青灰色、灰黑色泥为主, 夹灰白色粉沙质泥, 富含碳屑, 多见虫孔, 有丰富螺壳, 水平层理发育. 粒度总体特征偏细, 中值粒径平均约为 18.1 μm , <4 μm 的粒度百分含量一般为 30%-40%, 且有从下至上缓慢波动式增加的趋势, 16-64 μm 的粒度百分含量约为 15%-35%左右, 含量有由下至上波动减少的趋势. 磁化率值平均约为 $32.3 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$, 变化于 3.74×10^{-8} - $125 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 之间, 波动明显(图 2). 孢粉资料显示^[7]在前 20 米段云杉花粉含量较少, 约 5%, 但在 42m 左右增加到约 30%, 在 40m 左右又迅速下降到 10%以下; 柽柳类(*Tamarix* L.)花粉逐步减少; 蒿属花粉在前半段含量较高, 约达 40%左右, 但在后半段则几乎消失, 而莎草科(Cyperaceae)花粉含量逐步增加, 最高达 50%以上. 根据沉积岩性、粒度特征和磁化率变化及孢粉组合分析, 整个高原面处于剥蚀夷平过程中, 有可能伴随着高原面的整体隆升, 间或有盆地边缘山地的差异性升降. 但在 0.9-0.8MaBP 左右的构造运动不仅导致植被面貌的变化, 沉积速率增大, 并且引起环境的剧烈变化, 造成地层的缺失.

阶段 C: 38.5-0m (0.8-0Ma)

本段岩性总体特征较粗, 又可分为两层.

(1) C1 层, 38.5-16m (约 0.8-0.2Ma, 其中 0.8-0.4Ma 可能地层缺失), 总体色调青灰色, 岩性以泥、细砂、中粗砂或砾石层相间变化, 水平层理, 含 6 层黑色碳屑. 粒度指标变化剧烈, <4 μm 的粒度百分比含量在约 15%与 60%之间变化, 16-64 μm 粒度百分比含量则在 5%和 30%之间变化. 磁化率值除中部出现一极高值外, 总体很低(图 2). 孢粉资料显示^[7], 草本植物中以莎草科花粉占绝对优势, 平均含量约 25%左右, 而藜科和蒿属花粉则很少, 属于高寒草原环境. 这样, 从岩性、粒度和孢粉组合来看, 此时段高原环境变

化剧烈, 暗示高原经历了大规模的整体隆升, 而且此时青藏高原中部可能已经上升到 4000-4500m 以上的高度, 并奠定了现代青藏高原面的面貌。

(2) C2 层, 15-0m (约 0.2-0Ma), 颜色呈灰黄色、棕红色、青灰色等色调, 本层岩性比 C1 更粗, 含砾中粗砂层夹薄层棕红色泥或灰黄、灰绿色泥。与 C1 相似, 粒度各粒级指标变化也十分剧烈, 磁化率也保持低值 (图 2)。但孢粉组合却发生了较大的变化, 除了顶部 (2m 以上) 莎草科花粉含量较高外, 其他层位基本没有莎草科出现, 而代之以蒿、藜的大量出现, 反映了干旱的高原草原环境。总之, 该阶段的强烈的构造隆升运动使得高原接近现代高度, 气候进一步变冷变干, 形成了与现今相同的冷干-暖湿的环境格局^[9]。

4 讨论与结论

李吉均、施雅风等认为^[10-12], 青藏高原在晚近地质时期经历了三期强烈隆升, 青藏高原的快速隆升始于 3.4Ma 左右的青藏运动 A 期, 而在上新世中晚期, 高原大面积地区处于海拔 1000m 以下的夷平面状态。错鄂孔位于青藏高原中部, 底部年龄约 2.8Ma, 说明高原面在经历了强烈的构造运动-青藏运动 A 期之后, 于 2.8Ma 左右解体, 形成了错鄂湖。青藏运动 B 期错鄂孔也有强烈的反映, 表现为沉积岩性明显变粗, 中值粒径平均在 100 μm 以上, 云杉花粉也突然增加; 而青藏运动 C 期错鄂孔没有反映。至于昆仑-黄河运动和共和运动, 错鄂孔无论从岩性、粒度还是孢粉上都有强烈反映, 但由于 B/M 界限以来可能存在沉积间断, 因此共和运动发生的具体界限还有待 U 系、ESR 等测年来界定。

错鄂孔粒度特征揭示了两次大的粗颗粒时期, 分别发生于约 197-170m (约 2.8-2.5Ma BP) 左右和 38.5-0m (约 0.8Ma BP 至今)。结合岩性、孢粉资料分析, 作者认为这两次大的粗颗粒时段可能主要是由于构造活动原因所造成的, 大的构造运动使断块盆地活动及周边构造隆起, 使高原内部地形高差增大, 流水侵蚀增强, 湖积物颗粒变粗。应该强调指出的是, 岩性、粒度和孢粉等资料所揭示的 2.6 Ma (约 180-170m 深度) 的大的构造运动, 过去未能揭示^[13], 众所周知, 2.6 Ma 黄土高原地区发生了气候环境的突变, 即代表暖湿气候的红粘土沉积向代表冷干气候的黄土沉积的转折, 这种转折可能与此次高原强烈隆升有密切关系。在顶部 (38.5-0m) 的这次粗颗粒时段中, 云杉 (*Picea*) 花粉颗粒含量较少, 而草本花粉含量较多, 意味着此时构造运动开始前, 青藏高原中部可能已经隆升到了一个临界高度, 即约 4000 米以上, 从而限制了云杉林等木本植物的生长, 而草本植物则大发展。

从图 1 可以看出, 2.8Ma 来错鄂孔沉积速率发生了较大的变化, 沉积速率最快发生于约 0.78-1.07Ma, 达 20.69cm/ka, 其上平均只有 5.9cm/ka, 沉积速率最慢出现在 0.8Ma 以后, 仅有 4.87cm/ka, 而粒度和岩性均反映此时沉积物颗粒很粗, 显然这与沉积学原理相背。作者认为, 0.8Ma 来错鄂孔可能存在地层缺失, 原因可能有二: 先从岩性看, 0.8Ma 来沉积物变粗, 可能是由于强烈的构造运动造成了地层的侵蚀缺失, 而同期若尔盖钻孔 0.8Ma 以来则沉积了厚达 290m 的湖积物^[6], 甜水海孔 24 万年来也沉积了 56m 厚的湖积物^[5], 这样, 错鄂孔 0.8Ma 来至少侵蚀缺失约 100m 厚沉积物, 显然这是不可能的; 再从岩性垂向分布看, 缺失的地层主要集中在深水沉积段的细粒部分, 可能由于 0.8Ma 的构造隆起幅度较大, 使高原面整体进入冰冻圈, 再加上高原面处于冷湿的环境下, 使大规模的冰川发育成为可能, 错鄂湖可能被冰川所覆盖, 使沉积间断, 虽然随后出现了 MIS18-12 间冰期, 但由于高的海拔 (错鄂湖高出若尔盖盆地约 1100m), 局地冰川依然发育, 随着高原的干旱化, 冰川消失, 错鄂湖重新接受沉积, 以后的沉积物到底是冰水沉积物, 还是河

旱化, 冰川消失, 错鄂湖重新接受沉积, 以后的沉积物到底是冰水沉积物, 还是河流冲积物还有待进一步的研究. 另外, 0.9Ma 时气候开始转型 (中更新世革命^[14]), 冰期旋回由 40ka 向 100ka 转变, 使冰期延长, 错鄂湖区有可能在此时就开始被冰川所覆盖, 并造成大段的地层缺失.

从图 2 可看出, 在 170-38.5m (2.5-0.8Ma) 段, $<4\mu\text{m}$ 的粒度百分比含量较高, 平均约 40%左右. 仔细分析可以发现, 粒度指标还反映出了许多较小的波动变化, 但磁化率曲线所反映的波动幅度较大, 这是因为湖泊沉积物磁化率的大小除与沉积物的粒度有密切关系外, 主要与磁性矿物含量有关^[15, 16]. 结合岩性和孢粉资料, 作者认为此阶段青藏高原内部总体以“夷平化”作用为主, 而那些众多的相对较小的波动变化, 与同期深海氧同位素所记录的冰期-间冰期全球变化的频率较为相似^[17], 这些变化可能主要受全球气候变化的影响所致. 另外, 在本段 160m 左右和 148m 左右有两次短暂的粗颗粒时期, 结合岩性、孢粉资料分析这两次粗颗粒事件可能分别与洪水、极端干旱事件有关.

致谢 古地磁测量由胡守云研究员完成, 磁化率由曹建廷博士测定, 谨此谢忱!

参 考 文 献

- 1 施雅凤, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化. 广州, 广东科技出版社, 1998
- 2 王苏民. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 1991, (1): 54-56
- 3 Xue bin, Wang Sumin. The uplifting and environmental change of Qinghai-Xizang(Tibetan) Plateau in the past 0.9 Ma inferred from core RM of Zoige Basin. Science in China, 1998, 41(2): 165-170
- 4 吴敬禄, 王苏民, 施雅凤等. 若尔盖盆地 200ka 以来氧同位素记录的古环境定量研究. 中国科学, 2000, 30 (1): 73-80
- 5 李世杰, 区荣康, 朱照宇等. 24 万年来西昆仑山甜水海湖岩心碳酸盐含量变化与气候环境演化. 湖泊科学, 1998, 10 (2): 58-65
- 6 王苏民, 王云飞, 吉磊等. 若尔盖盆地湖泊深钻岩心记录. 见: 施雅凤, 李吉均, 李炳元主编, 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 159-214
- 7 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴等. 青藏高原错鄂湖 2.8Ma 来的孢粉记录. 中国科学, 2001, 31 (增刊): 234-240
- 8 吴敬禄, 王苏民. 若尔盖盆地 RM 孔 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 自生碳酸盐记录所揭示的环境演化特征. 海洋地质与第四纪地质, 1997, 17 (4): 63-71
- 9 吴艳宏, 王苏民, 夏威夷等. 青藏高原 200 年来的环境变化. 中国科学, 2001, 31 (增刊): 264-268
- 10 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 1998, 43 (15): 1569-1574
- 11 施雅凤, 李吉均, 李炳元等. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报, 1999, (1): 10-21
- 12 李吉均, 文世宣, 张青松等. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. 中国科学, 1979, (6): 608-6167
- 13 王苏民, 吴锡浩, 张振克等. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. 中国科学 (D 辑), 2001, 31 (9): 760-768
- 14 Berger W H, Bickert T, Jansen E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age. Oceanus, 1993, 36 (4): 53-56
- 15 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义——以青海湖、岱海近代沉积为例. 湖泊科学, 1993, 5 (2): 118-135
- 16 胡守云, 王苏民, Appel E 等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. 中国科学 (D 辑), 1998, 28: 334-339
- 17 Mix A C, Pisias N G, Rugh W, et al. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849(0-5Ma): Local and

global climate change . Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 1995, **138**: 371-412

Variations of Sedimentary Environments during Late Cenozoic of Co Ngoin, Central Tibetan Plateau and Its Tectonic Uplift Implications

CHEN Shiyue^{1,2}, WANG Sumin¹ & SHEN Ji¹

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

2: *The Graduate School of The Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039, P. R. China*)

Abstract

The paleomagnetism dating of the core Co Ngoin, Qinghai-Tibetan Plateau, a 200-m-depth core taken from Co Ngoin, indicates that the lake emerges at 2.8Ma BP. Lithological property, grain size and magnetic susceptibility (sus) reveal three major significant environmental variations and at least two tectonic uplifts during the last 2.8Ma. Accordingly, pollen associations open out the vegetation changes controlled by the tectonic uplift. Studies show that the major environmental changes were largely controlled by stepwise uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau, and those numerous small changes overlapped on the large tectonic background are mainly controlled by the global climatic changes of glacial and interglacial cycles in Quaternary. The thickness of the strata above the B/M boundary is thinner, which might be resulted from the glacial cover to lead the shortage in stratigraphic thickness.

Keywords: Qinghai-Tibetan Plateau; Co Ngoin; grain size; environmental changes