

文章编号: 1006-6616(2002)04-0333-08

青藏高原 2.8Ma 来的环境演化及其对构造事件响应

陈诗越^{1,2}, 王苏民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.)

摘要: 本文根据青藏高原中部错鄂湖深钻研究的最新成果, 结合东部若尔盖盆地湖泊沉积物记录, 探讨了青藏高原 2.8Ma 以来的环境演化过程和高原构造隆升运动对环境演化的影响。初步研究显示: 大约 2.8MaBP 错鄂湖构造成盆; 2.6MaBP 左右孢粉组合、粒度特征、岩性变化等均记录了一次强烈的构造隆升运动; 2.6Ma ~ 0.8Ma 时段, 高原可能处于一种整体隆升过程中的相对夷平阶段; 若尔盖古湖揭示了 0.9MaBP 来的 3 次构造隆升运动, 反映了高原环境演变的三个阶段; 和黄土底界相当的错鄂湖沉积记录显示并未干旱的特征; 黄土旺盛堆积时期 (L_{15} 、 L_9 、 L_6) 高原湖泊记录的气候特征为偏湿气候。

关键词: 青藏高原隆升; 错鄂湖; 若尔盖古湖; 环境演化

中图分类号: P546

文献标识码: A

青藏高原的隆起和形成是晚新生代地质历史上最重大的地质事件之一, 青藏高原的隆起不仅改变了高原本身的自然环境, 而且也对邻区甚至北半球的环境产生了巨大的影响, 正因如此, 青藏高原隆升及环境效应一直是全球变化研究中的热点^[1]。湖泊沉积物含有丰富的古环境演化信息, 并以其连续性好、敏感性强、分辨率高、地理覆盖面广等特点^[2], 成为古环境演化研究的主要材料之一。青藏高原湖泊众多, 连续而又厚层的湖泊沉积物为青藏高原隆升和环境变化研究提供了极好的基础。本文根据青藏高原中部错鄂湖和东部若尔盖盆地湖泊沉积物记录, 初步探讨了青藏高原 2.8Ma 以来的环境演化及其对构造事件的响应。

1 错鄂湖深钻研究

1.1 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 4515m, 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。该区处于唐古拉山脉、念青唐古拉山脉和冈底斯山脉怀抱之中, 整个地势西高东低, 平均海拔在 4500m 以

收稿日期: 2002-06-11

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (编号: G1998040810)

作者简介: 陈诗越 (1969-), 男, 博士研究生, 主要从事湖泊沉积与全球变化研究。E-mail: sychen@niglas.ac.cn

上。中西部地形相对辽阔平坦，多丘陵盆地，湖泊、河流众多。东部属河谷地带。湖区年均温度 -2°C ，年均降水量 $400\text{mm} \sim 500\text{mm}$ 。每年的 11 月至次年的 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。

1.2 CE 孔沉积特征

1999 年 7 月在国家重点基础研究青藏‘973’项目的支持下，在西藏那曲地区的错鄂湖钻取了长达 200m 的钻孔样品。其中 197m 处见基岩风化壳，199m 以下为第三纪红色砂砾岩，因此钻孔已穿透第四纪地层。错鄂 (CE) 孔全井的沉积岩性以底部 (197m ~ 170m) 和顶部 (38.5m ~ 0m) 变化剧烈，主要以粗颗粒的粉砂、细砂、中粗砂为主，并夹杂色角砾或中砾。中部 (170m ~ 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，本段上部 (38.5m ~ 48m) 少见虫孔，沉积物稍粗，颜色较浅；中上部 (48m ~ 96m) 沉积物较细，颜色较深，虫孔发育，生物扰动强烈，常见螺壳及其碎片；中部 (96m ~ 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 (143m ~ 156m) 黑色、灰黑色、灰褐色泥，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 147m ~ 148m 处为厚 1m 的灰褐色泥炭层；下部 (156m ~ 170m)，青灰色泥与黄褐色泥互层，以黄褐色泥为主，156.5m ~ 161m 处出现粉砂、细砂，并夹黄色砂砾层。古地磁测年 (由胡守云研究员完成) 表明，错鄂孔底部年龄约为 2.8Ma，M/G 界限位于 175m 处，B/M 界限位于 38m 处，据此计算的错鄂孔 B/M 界限以上的沉积速率为 4.87cm/ka ，但粒度和岩性反映此时沉积物颗粒很粗，这样就出现了与沉积学原理相背的情况，我们初步认为，0.8Ma 以来错鄂孔可能存在地层缺失。为此，我们只分析 0.8Ma 以前的环境变化。而 0.8 Ma 以来的环境演化用若尔盖 RM 孔拼接。

1.3 环境演化记录

1.3.1 孢粉组合与环境演化 错鄂孔孢粉组合研究^[3]揭示在 2.8Ma ~ 0.8Ma 期间有 5 次大的植被类型演变过程，经历了从山地温暖带阔叶混交林、山地寒温带暗针叶林、高寒灌木草原、高寒荒漠-山地暗针叶林、高原高寒灌木草原-山地暗针叶林、高原高寒灌木草原的演化。可能反映了 4 次较大的构造隆升运动过程，并引起植被带的演替，它们分别发生于 2.6MaBP、1.87MaBP、1.17MaBP 和 0.83MaBP 左右。

1.3.2 粒度特征与环境变化 根据沉积物的粒度特征，结合沉积物的颜色、岩性组合以及磁化率、孢粉组合等环境指标初步将错鄂孔划分为以下几个环境演化阶段 (图 1)：

A：197m ~ 170m (2.8Ma ~ 2.5Ma) 总体色调以黄色、青灰色为主。200m ~ 198.8m 为基岩，196.94m ~ 198.8m 是红色风化壳层。岩性以粉砂、细砂、中粗砂为主，夹巨砾或杂色角砾。以巨砾、杂色角砾或中粗砂的出现为标志可以划分出 16 个沉积韵律，反映了盆地底砾层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 $100\mu\text{m}$ 左右，最大超过 $300\mu\text{m}$ ，而 $< 4\mu\text{m}$ 的细颗粒含量相对较少，一般约 20% 左右。磁化率值很低，平均约 $6.5 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ ，仅表现十分微弱的波动 (图 1)。根据岩性差异和粒度变化及孢粉资料，本段又可细分为 A_1 、 A_2 两层。

A_1 ：197m ~ 179m (2.8Ma ~ 2.6Ma) 风化壳以上约 6m 岩性以黄色粉细砂、中细砂为主，其上为杂色角砾、黄色粉细砂、青灰色泥、红色泥互层结构。孢粉资料显示，这一时期为暖干的山地温带针阔叶混交林环境；从出现喜暖的和常绿类花粉来看，当时的错鄂湖盆地边缘山地高度估计在 2500m 以下，原面高度则应更低些。总的来说此阶段该区开始断裂构造造成

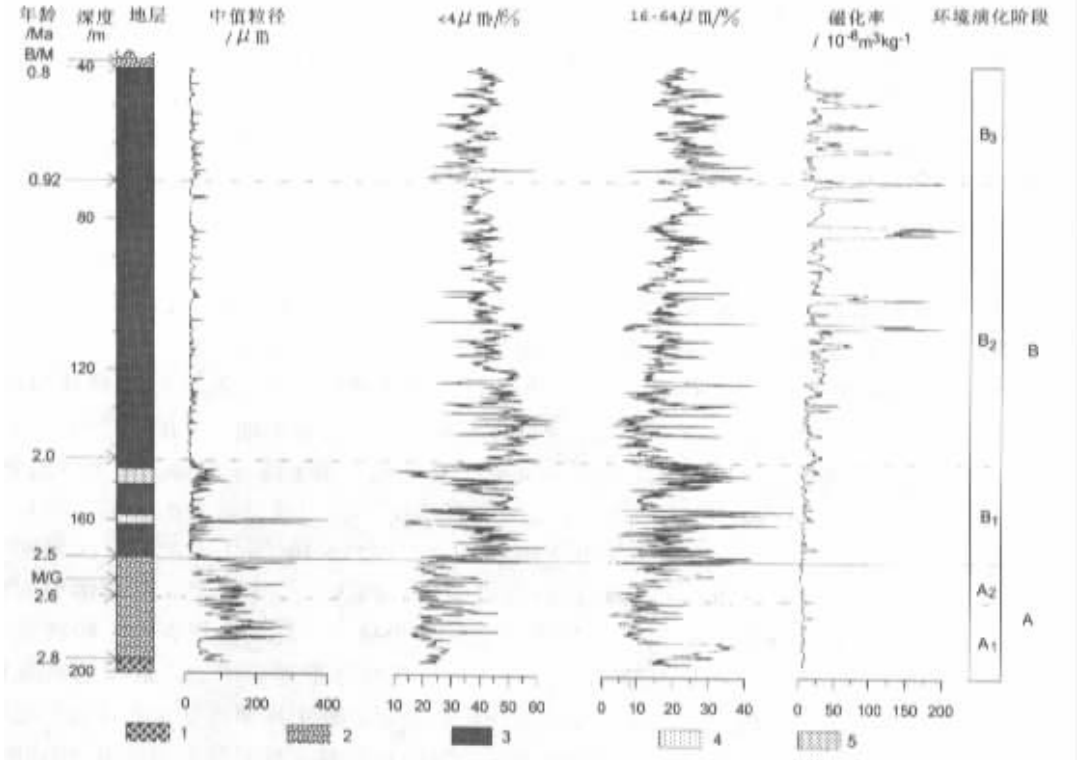


图 1 错鄂孔 2.8MaBP 来粒度与磁化率变化曲线

Fig.1 Grain size and magnetic susceptibility results in core Cuoe during the last 2.8MaBP

1. 风化壳; 2. 含砾粗砂; 3. 青灰色粉砂; 4. 粗砂; 5. 细砂

盆，并且这次构造代表了高原面内部的解体。

A₂：179m~170m (2.6Ma~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。孢粉资料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，引起林线的明显迁移。推测该时期结束时，盆地边缘的山地高度可能超过 3000m，隆起幅度达近 1000m。相应地随着降水的增多，开始积水成湖。

B：170m~40m (2.5Ma~0.8Ma) 本段岩性总体较细，以青灰色泥为主。根据沉积物粒度特征，岩性变化和磁化率及孢粉组合特点，可将本段划分为 B₁、B₂、B₃ 层。

B₁：170m~143m (2.5Ma~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 20~40μm 之间，个别可超过 200μm，<4μm 的粒度百分含量一般在 40%~50% 左右，16~64μm 粒度百分含量一般约在 10%~30% 之间。磁化率值较低，平均约 10.1×10⁻⁸m³kg⁻¹，波动比较微弱（图 1）。孢粉资料揭示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 156m~152m (约 2.24MaBP~2.17MaBP) 处，藜科花粉突然增多，而蒿属花粉显著减少，造成藜蒿比突然

增大, 147m~148m 沉积泥炭层, 反映了一次明显的气候干旱事件。

B_2 : 143m~70m (2.0Ma~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 $14.5\mu\text{m}$ 左右, $<4\mu\text{m}$ 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; $16\sim64\mu\text{m}$ 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 B_1 层有较大幅度的增加, 均值约为 $36.1 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, 变化于 $8.05 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 和 $225.98 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 之间, 波动幅度有从下向上逐步增大的趋势 (图 2)。从孢粉组合来看, 本层经历了两次 (约 1.87Ma 和 1.17Ma) 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。

B_3 : 70m~40m (0.92Ma~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 $18.1\mu\text{m}$, $<4\mu\text{m}$ 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, $16\sim64\mu\text{m}$ 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 $32.3 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, 变化于 $3.74 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ ~ $125 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ 之间, 波动明显 (图 1)。孢粉资料显示^[7] 在前 20m 段云杉花粉含量较少, 约 5%, 但在 42m 左右增加到约 30%, 在 40m 处又迅速下降到 10% 以下; 桤柳类花粉逐步减少; 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, 而莎草科花粉含量逐步增加, 最高达 50% 以上。根据沉积粒度特征、岩性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, 间或在盆地边缘山地的差异性升降。但在 0.9MaBP~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, 造成地层的大段缺失。

2 若尔盖盆地湖泊沉积

2.1 自然概况

若尔盖盆地位于青藏高原东部边缘, 面积 19600km^2 , 是典型的断陷盆地。盆地北、东、南三面被 4000m~5000m 的山体环绕, 西侧与宽阔的黄河谷地衔接。盆地处于西南季风区的边缘, 是西风急流南北分支的辐合区, 属气候变化的敏感区。冬春季受西伯利亚和蒙古高压控制, 寒冷干燥, 多刮西北风; 夏秋季受季风影响, 温暖多雨, 以北风和东北风为主。植被垂直地带性明显, 3400m~3500m 为湿生沼泽植被; 3500m~4000m 为亚高山草甸; 4000m~4500m 为高山草甸灌丛森林植被。已有的钻孔揭示^[4], 盆地第四纪地层的分布受盆地的构造控制明显, 在 SN 向剖面中, 南部地层主要以河流相的砂砾层为主, 中部以河湖交替的三角洲沉积为主, 西北部以细粒湖相沉积为主。在盆地北部的 EW 向剖面中, 东部和西部均为粗粒的山麓冲-洪积扇沉积, 中部为湖相沉积。

2.2 RM 孔沉积特征

RM 孔 ($33^{\circ}57' \text{N}$, $102^{\circ}21' \text{E}$) 孔深 310.46m, 取芯率 90%。全井的沉积岩性较细, 以青灰色、灰色、褐棕灰色的粉砂质泥、泥质粉砂和粉砂为主, 局部有细砂层, 未见中砂以上的粗碎屑沉积。泥炭层出现频率较高, 达 55 层, 常与薄的螺壳层伴生, 但一般厚度仅数十厘米, 超过一米者很少, 是划分沉积旋回的重要标志。该孔 B/M 界限位于 285.7m, Blake 事件

在 24.76m ~ 25.48m。根据沉积速率计算，RM 孔底部年龄约为 0.9Ma^[4]。

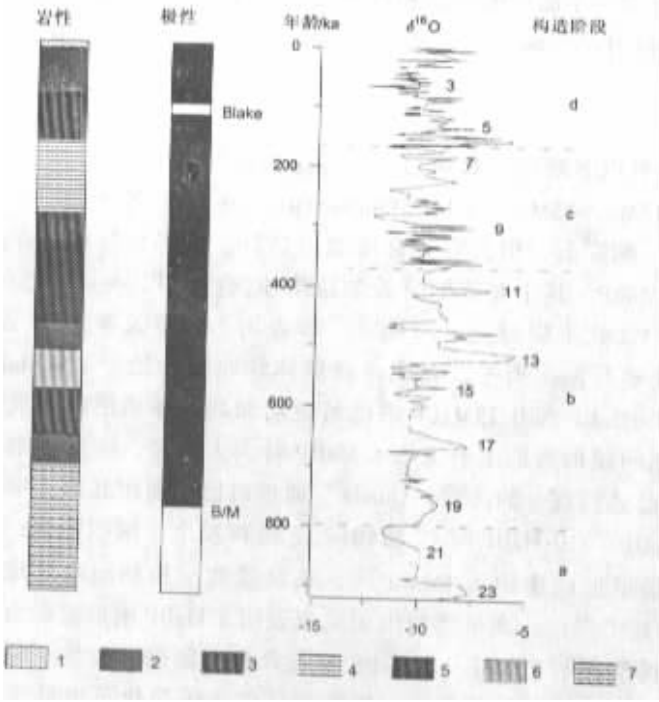


图 2 若尔盖盆地地层序列

Fig.2 Stratigraphic sequences of Zoige Basin

1. 棕黄色粉细砂；2. 青灰色粉砂质泥；3. 深灰色粉泥、粉砂；
4. 暗灰色粉泥与粉砂互层；5. 暗棕灰色泥岩；6. 灰色泥质粉砂；
7. 青灰色粉砂夹泥炭层（自生碳酸盐氧同位素数据由吴敬禄提供^[18]）

为特征。又可分为 3 个阶段：以明显降温开始的初期（20 ~ 19 阶段），环境相对稳定，湖水偏淡，初始生产力较低， $\delta^{13}C_{org}$ 略偏负，介形类丰度和孢粉浓度为低值，与隆升前相比，冷期开始出现湿波动，暖期出现干波动；环境剧烈波动的中期（18 ~ 14 阶段），以冷湿与暖干交替为特色，出现明显的冷湿环境；环境较稳定的后期（13 ~ 12 阶段），依然是冷湿与暖干的环境组合，但波动频率与幅度不如中期明显，且开始出现暖期趋湿，冷期趋干的面貌。

（c）0.36Ma ~ 0.16Ma：中更新世晚期高原隆升期，是高原进一步上升趋冷趋干时期，经历了 11 ~ 7 阶段，与前一隆升期相比，多项环境指标均发生了明显变化，表现为温度偏低和干旱程度加剧的环境面貌，沉积岩性以棕灰色泥岩为主，代表湿润环境的泥炭层不发育。在 10 和 8 阶段的沉积物中检出大量风成石英颗粒，反映了冷干的趋向。

（d）0.16 Ma—现今：晚更新世高原隆升期，本次构造运动奠定了现在高原面的基本格局。环境的组合面貌发生了根本性的变化，以暖湿与冷干的气候组合为特点，有效湿度大，生物量高， C_3 植物完全取代 C_4 植物，现代季风环流格局可能于此时最后定型，高原的降水主要依赖夏季风的输入，造成高原气候的明显转型。

2.3 0.9Ma 来的环境演化

根据多项环境指标的综合分析^[4]，划分出了 0.9 Ma 来 23 个环境演化阶段，结合沉积特征、沉积旋回和沉积速率的变化以及环境冷暖、干湿的组合特点，发现这些阶段与高原隆升运动紧密相关。研究结果表明^[4]：0.9Ma 以来高原东部存在 3 次明显的隆升加速时期，即 0.8Ma、0.36 Ma、0.16 Ma。这 3 次构造运动将 0.9Ma 的环境演化分割为 4 个时期（图 2）：

（a）0.9Ma ~ 0.8Ma：高原还未进入冰冻圈时期，包括 23 ~ 21 阶段，以冷湿和暖干的气候组合为特征。

（b）0.8Ma ~ 0.36 Ma：为中更新世早期高原隆升期，高原全面进入冰冻圈，气候的水热组合发生转型。包括 20 ~ 12 阶段，总体以冷湿、暖干组合

3 讨论

错鄂孔 (CE) 和若尔盖盆地 (RM 孔) 分别连续完整地记录了约 2.8Ma ~ 0.8Ma 和 0.9Ma 以来的环境演化过程, 虽然它们分别位于高原的中部和东北部, 具有一定的区域差异性, 但它们在环境演化上都显著受到高原隆升的影响, 二者结合, 一定程度上它们完整地记录了 2.8Ma 来高原隆升的环境演化过程。

3.1 关于高原隆升研究简要回顾

众多研究者认为, 青藏高原的隆升以多阶段、非均匀、不等速为特征, 大体上可分为 4 个阶段, 即 45Ma ~ 38Ma, 25Ma ~ 17Ma, 13Ma ~ 8Ma, 3Ma ~ 0Ma。施雅风等^[5,6]认为在 40MaBP 左右, 发生了青藏高原的第一期隆起, 但其隆升高度难以估计, 范围也较小。青藏高原的二期隆起发生在 25MaBP ~ 17MaBP, 其主要依据是孟加拉湾浊流扇沉积^[87Sr/86Sr]变化指示的喜马拉雅变质岩在 20Ma ~ 18Ma 处于强烈隆升时期^[7]。李吉均、施雅风等^[8,9]认为, 青藏高原在晚近地质时期经历了 3 期隆升两次夷平, 青藏高原整体快速隆升始于 3.6MaBP 的青藏运动 A 幕, 始于 1.1MaBP ~ 0.6MaBP 和 0.15MaBP 的昆黄运动和共和运动使高原最终达到现今的高度。但 Croon 等^[10]根据阿拉伯海的上升流在 8MaBP 时大大增强, 印度洋季风出现, 认为青藏高原在 8MaBP 以前已达到现今的高度; Quade^[11]通过对巴基斯坦北部土壤碳酸盐碳同位素的研究发现在约 7.4MaBP ~ 7.0MaBP 时 C₃ 植物向 C₄ 植物发生了剧烈转变; 中国陕北高原风尘红粘土研究表明其最早形成于约 8.1MaBP^[12], 临夏盆地孢粉和湖泊地球化学分析表明 8MaBP 时干旱化十分明显^[13,14], 北太平洋粉尘记录也表明 8MaBP 前后是近百万年来的高粉尘通量时期^[15], 这一切现象表明 7MaBP ~ 8MaBP 左右青藏高原确实发生了强烈隆升。最近, 郭正堂^[16]对六盘山以西风尘堆积进行研究, 揭示西部内陆干旱化至少早于 22Ma, 也许暗示了青藏高原在那时就已经隆升到了一个有意义的高度。但至今, 青藏高原隆起的时间、过程、幅度等问题仍没有定论, 还需中外学者的进一步研究。

3.2 高原隆升的环境效应

错鄂孔已钻透第四纪地层, 底部年龄为 2.8MaBP, 囿于资料所限, 我们主要讨论 2.8Ma 来高原隆升的环境效应问题。李吉均等^[8,9]认为, 青藏高原最强烈的隆升主要发生于上新世末第四纪初 (青藏运动 A 期), 而在上新世中晚期高原大面积地区还处于海拔 1000m 以下的夷平面状态。错鄂孔位于青藏高原中部, 说明高原面边缘地区在经历了强烈的构造运动-青藏运动 A 期之后, 约 2.8MaBP 有一次强烈构造运动响应, 高原面解体, 错鄂地区断裂构造成盆。根据错鄂孔植被组合分析^[3], 2.8MaBP 左右高原面是山地温暖带针阔叶混交林环境, 说明当时高原面已有一定的高度, 推测当时高度可能在 2000m ~ 2500m 左右。2.6Ma 左右孢粉组合、粒度特征、岩性变化等均记录了一次强烈的构造隆升运动, 具体表现为植被类型从山地温暖带针阔叶混交林向山地寒温带暗针叶林的转变, 气候由温湿向冷湿转变, 沉积岩性也明显变粗。孢粉所记录的 1.87Ma 和 1.17Ma 两次构造隆升运动, 粒度、沉积岩性反映并不明显, 可能是高原隆升的幅度和速度相对较小。从沉积岩性、粒度特征来看, 在 2.5Ma ~ 0.8Ma 时段, 高原可能处于一种整体隆升过程中的相对夷平阶段: 沉积物以细颗粒为主, 是一种低能环境的沉积, 反映构造稳定及地形起伏不大, 错鄂湖处于沉积补偿时期。

若尔盖盆地记录了 0.9Ma 来 3 次构造运动, 反映了高原环境演变的 3 个阶段。第 1 阶段相当于昆黄运动, 高原隆升到水汽冷凝的最佳高度, 高原全面进入冰冻圈, 其中 16 阶段达

到鼎盛时期。第 2 阶段的环境特点具有一定的过渡性，随着高原的进一步隆升，水汽输送受阻，冰川规模缩小，从 8 阶段开始环境明显趋于。第 3 阶段相当于共和运动，此时的构造隆升运动，RM 孔记录最为清晰，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-暖湿交替的环境格局。

3.3 高原湖泊沉积与黄土沉积记录的对比

3.3.1 和黄土底界相当的错鄂湖沉积记录显示并未干旱的特征 约 2.6Ma 左右黄土高原出现了从红粘土向黄土沉积的巨大变化，揭示了气候由暖干向冷干的转变。但青藏高原中部错鄂湖揭示错鄂湖于此时成湖，说明当时降水较多，孢粉资料揭示此时主要为山地寒温带暗针叶林，反映了一种冷湿的环境。表明 2.6 MaBP 的构造运动，造成青藏高原与黄土高原在全球变冷背景上的湿干的区域差异。古三门湖也揭示了相似的环境特征^[17]，这可能主要与湖泊沉积过程较多地受到流域内地貌、植被、构造升降运动的影响有关。

3.3.2 黄土旺盛堆积期，高原湖泊沉积记录的气候特征为偏湿气候 在黄土高原黄土沉积记录中，L₁₅、L₉、L₆ 都是黄土旺盛堆积期，在一定程度上反映了物源区的干旱；但高原中部错鄂湖沉积记录却显示，相当于 L₁₅、L₉ 沉积时段均为低能环境下的深湖阶段，降水较为丰沛，是一种较冷湿的环境；若尔盖盆地钻孔记录的 L₆ 也是一种偏湿的环境。值得一提的是，位于黄土高原东南部边缘的古三门湖黄底沟剖面揭示在黄土旺盛堆积期也为偏湿气候^[17]。说明黄土旺盛堆积期，高原环境是一种冷湿的背景，反映了风尘沉积记录与湖泊沉积记录之间的差异。这种差异很可能与高原隆升引起地形、植被、气候等变化有关，进而造成区域沉积记录的古气候、古植被演化之间的复杂关系。

3.3.3 黄土沉积记录的大间冰阶 S₅，高原湖泊沉积记录较干 黄土沉积记录中，S₅（13 阶段）是一个强盛的暖湿时期。对于此阶段，错鄂湖记录可能缺失。RM 孔各项环境指标在此阶段表现出暖干的特点，并一度发育碳酸盐的蒸发盐层。这种明显的区域环境差异，可能是由于高原的隆升，引起西南支北撤，西风主流线位于高原以北，原来气旋性质的西南支在松潘地区形成的低压槽消失，高原东缘变得干旱。而黄土地区因海陆温差加大，东亚季风发育，夏季降水增多，发育了成壤程度高的古土壤。

参 考 文 献

- [1] 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化 [M]. 广州, 广东科技出版社, 1998. 463.
- [2] 王苏民. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段 [J]. 科学通报, 1991, (1): 54 ~ 56.
- [3] 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 [J]. 中国科学 (D), 2001, 31 (增刊): 234 ~ 240.
- [4] 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化 [M]. 广州, 广东科技出版社, 1998. 161 ~ 170.
- [5] 施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨 [J]. 中国科学 (D), 1998, 28 (3): 263 ~ 271.
- [6] 钟大赉, 丁林. 青藏高原的隆起及其机制探讨 [J]. 中国科学 (D), 1996, 26 (4): 289 ~ 301.
- [7] Harris N. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during early Miocene [J]. Geology, 1995, 23 (9): 759 ~ 798.
- [8] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究 [J]. 科学通报, 1998, 43 (15), 1569 ~ 1574.
- [9] 施雅风, 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 [J]. 地理学报, 1999 (1): 10 ~ 21.
- [10] Kroon D, Steens T N F, Troelstra S R. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea [J]. Proc ODP, Sci Results, 1991, 17 : 257 ~ 263.

- [11] Quade J , Cerling T E , Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the Latest Miocene in north Pakistan [J]. *Nature* , 1989 , 342 : 163 ~ 166.
- [12] 宋友桂 , 方小敏 , 李吉均 , 等. 六盘山东麓朝那剖面红粘土年代及其构造意义 [J]. *第四纪研究* , 2000 , 20 (5) : 457 ~ 463.
- [13] 方小敏 , 奚晓霞 , 李吉均 , 等. 中国西部晚中新世气候变干事件的发现及其意义 [J]. *科学通报* , 1997 , 42 (23) : 2521 ~ 2524.
- [14] 马玉贞 , 李吉均 , 方小敏. 临夏地区 30.6Ma ~ 5.0Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录 [J]. *科学通报* , 1998 , 43 (3) : 301 ~ 304.
- [15] Rea D K , Snoeckx H , Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific : Asian drying , Tibetan uplift , and cooling of the Northern Hemisphere [J]. *Paleoceanography* , 1998 , 13 : 215 ~ 224.
- [16] Z T Guo , William F Ruddiman , Q Z Hao , et al. Onset of Asian desertification by 22Myr ago inferred from loess deposits in China [J]. *Nature* , 2002 , 416 : 159 ~ 163.
- [17] 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 [J]. *中国科学 (D 辑)* , 2001 , 31 (9) : 760 ~ 768.
- [18] 吴敬祿 , 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 [J]. *海洋地质与第四纪地质* , 1997 , 17 (4) : 63 ~ 71.

ENVIRONMENTAL CHANGES AND ITS RESPONDING TO TECTONIC UPLIFT OF TIBETAN PLATEAU DURING THE LAST 2.8 Ma RECORDED BY LAKE SEDIMENTS

CHEN Shi-yue^{1 2} , WANG Su-min¹

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

2. The Graduate School of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100039 , China .)

Abstract : According to the studies of lake sediments' lithological property , grain size , pollen and magnetic susceptibility of the Cuoe lake in the central Tibetan Plateau , and combining the achievement of RH-core of Zoige basin in eastern Tibetan Plateau , we discuss the process of environmental changes and its responding to the tectonic uplift of Tibetan Plateau during the last 2.8Ma. The sedimentary records from the outcrop indicate that the Cuoe Basin was first formed by fault activity at about 2.8MaBP and a strong uplift movement occurred at about 2.6MaBP and a relatively leveling epoch under the background of the uplift from 2.6 to 0.8MaBP. Three tectonic uplift movements have been revealed by the sedimentary records in core of Zoige basin since 0.9MaBP , showing three stages of environmental evolution of the plateau. There was no strong dry climate event near 2.6MaBP , corresponding to the bottom age of Loess in the Loess Plateau. The sedimentary records of lake sediments in the plateau show a wet climate during the prosperous periods of loess accumulation such as L₁₅、L₉、L₆.

Key words : uplift of Tibetan Plateau ; Cuoe lake ; Zoige Paleolake ; environmental evolution