

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

晚新生代以来青藏高原中部环境演化过程的地球化学证据

陈诗越^{1,2)} 王苏民¹⁾ 金章东¹⁾ 沈吉¹⁾

1) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊沉积与环境重点实验室, 南京, 210008

2) 聊城大学环境与规划学院, 山东聊城, 252059

内容提要 青藏高原中部发育一系列独立的内流断陷湖盆, 其中位于南亚季风区边缘的错鄂湖盆发育了巨厚的湖泊沉积, 是研究高原内部地质环境变迁与构造-气候旋回的理想场所。本文对青藏高原中部错鄂孔197 m 沉积岩心 Sr、Rb、Zr 含量及其比值以及沉积物有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 含量进行了分析, 同时结合岩性、粒度、粘土矿物组成, 初步建立了青藏高原中部2.8Ma 来岩石化学风化的相对强度和古环境演化过程。研究表明, 2.8Ma 来青藏高原中部经历了三次剧烈的环境演化过程: 在约197~170 m (2.8~2.5Ma) 之间, 低 Sr 含量, 高 Rb/Sr 和 Zr/Rb 值记录了较弱的化学风化过程, $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 含量反映气候前期暖干, 后期偏凉湿, 揭示冷湿气候的云杉林突然增加, 沉积岩性明显变粗, 反映了一次强烈的构造隆升运动; 在约170~38.5 m (约2.5~0.8 Ma) 之间, 高 Sr 含量, 低 Rb/Sr 和 Zr/Rb 值记录流域经历较强的化学风化过程, $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 含量反映高原中部总体处于温湿或凉湿的环境下, 沉积岩性较细, 高原总体处于相对剥蚀夷平阶段; 在38.5~0 m (约0.8~0 Ma) 段, Sr 含量处于相对低值, Rb/Sr 值相对较高, 化学风化相对较弱, $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 含量表明高原中部处于较寒冷的环境之中, 沉积岩性的再次明显变粗表明高原中部又经历了一次强烈的构造运动, 并使高原中部整体隆升到4000 m 以上, 奠定了现代高原面的基本格局。

关键词 青藏高原 错鄂湖 Rb/Sr Zr/Rb $\delta^{13}\text{C}$ TOC 环境演化

青藏高原的形成是新生代地球历史上最重大的地质事件之一。隆起的高原已被证明对全球的环流格局和气候变化起着极其重要的作用, 并为越来越多的地质事实所证实, 特别是当高原隆升到一些关键高度时, 可以对全球环境产生重大影响。最近提出的“隆升-风化气候”理论, 把青藏高原等地区的隆升作为全球晚新生代气候变冷的主要驱动力, 认为由于高原和山脉的隆升, 造成岩石的不断暴露和季风降雨的增加, 促进了地表硅酸盐岩石的化学风化速率的提高, 引起大气 CO_2 浓度的下降并最终导致全球气候变冷 (Ruddiman et al., 1997a, 1997b; Raymo et al., 1988, 1992; Berner et al., 1983)。目前, 青藏高原的形成、演化、隆升机制以及环境效应的研究已成为国际地学研究的热点 (施雅风等, 1998)。国际地圈与生物圈计划 (IGBP), 国家“八五”、“九五”、“973”攀登计划等都对青藏高原研究给予高度重视, 青藏高原地区已成为科学研究的野外天然实验场。

湖泊作为陆地上相对独立的自然综合体, 是大气圈、岩石圈、生物圈和陆地水圈相互作用的联接

点, 是区域环境的镜子。在过去全球变化及区域响应差异方面, 湖泊沉积物具有其他陆地记录, 如树轮、冰心甚至黄土不可替代的优势 (王苏民等, 1991, 李玉成等, 1999)。湖泊沉积物与其环境关系密切, 各种物理、化学和生物的信息都可以被记录在沉积物中。目前, 在高原内部海拔4500 m 以上地区还没有新近纪晚期到整个第四纪较连续的高分辨率的化学风化与古环境演化记录。1999年7月在西藏那曲地区的错鄂湖获取的长达197 m 的较连续的湖泊沉积物钻孔岩心, 为我们进行青藏高原中部化学风化与环境演化研究提供了极好的材料。本文通过对青藏高原中部错鄂孔近200 m 沉积岩心 Sr、Rb、Zr 含量及其 Rb/Sr、Zr/Rb 值分析与有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 含量研究, 并结合岩性、粒度、粘土矿物组成, 探讨了晚新生代以来湖泊沉积物记录的化学风化与古气候环境演化过程, 初步重建了青藏高原中部地区2.8Ma 来化学风化的相对强度和古环境演化历史。

1 研究区自然环境和地质背景

错鄂湖 (31°24'~31°32'N, 91°28'~91°33'E) 行

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目 (编号 G1998040810) 资助成果。

收稿日期: 2003-03-17; 改回日期: 2004-01-05; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陈诗越, 男, 1969年生, 博士研究生。主要从事湖泊沉积与环境演化研究。通讯地址: 252059, 山东省聊城大学环境与规划学院; 电话: 0635-8258941; Email: sychen@lctu.edu.cn。

政上隶属西藏那曲地区,位于那曲县城西部约 40km,湖面水位 4515m,湖长 14.8km,最宽处 5.7 km,均宽约 4.1km,湖泊面积现为 61.3km²,流域总面积约 1019.7km²。湖水主要依靠地表径流补给,属藏北高原内陆湖区。2000年7月湖水 pH 值为 9.8,矿化度 12.06g/L,属碳酸盐型微咸水湖(吴艳宏, 2001)。

错鄂地区海拔高(平均海拔 4500m 以上),四季不分明,只有冷、暖季之分,年均气温 -0.9~ -3.3℃,最热月(七月)均温 7.7~13.8℃,最冷月(一月)均温 -13.8~-9.9℃;年均降水量 298.6~ 695.3mm(1954~1997年),降水集中在暖季,6~9 月降水量占全年的 80%以上,暖季(6~9月)对流天气活跃,多雷暴、冰雹天气;每年的 11月至次年的 3 月,气候干燥,风沙大,年均蒸发量约 1414.5~2181.1mm,蒸发量与降水量之比(干燥度)约在 2~70 之间。气候区划上,错鄂湖区属高原亚寒带半干旱气候区,雨热同季(郑度等,1979)。

湖区四周群山环抱,分布着近东西向的巨大山

系,大部分地区海拔在 4600~5100 m,相对高差在 200~500 m 之间。地势由南北向中部倾斜,沿班公错—东巧—怒江断裂带形成藏北高原地势最高的巨大集水盆地。该区分布着数列平行的巨大山脉,如昆仑山脉、唐古拉山脉和念青唐古拉山脉。平行山脉之间沿断裂带发育有宽谷或串珠状湖盆洼地。错鄂就位于唐古拉山与念青唐古拉山之间的湖泊群带内。错鄂地区植被属于高山草甸类型,地带性植被为小蒿草草甸,很少见灌丛分布(郑度等,1979)。

湖区主要出露第四纪湖积、洪积物和河流冲积物,下伏新近纪紫红色砂岩和泥质砂岩互层;湖区以南的低缓丘陵区出露了白垩系的灰色与紫红色粉砂质页岩以及灰红色钙质粉砂岩;湖区周围零星出露的岩浆岩为燕山期花岗岩和辉绿岩(尹集祥等, 1990)。

2 样品与实验方法

采样点位于错鄂湖湖盆中心,采样间隔约 10 cm,共获样品 1769 个。古地磁年代测定表明(吕厚远

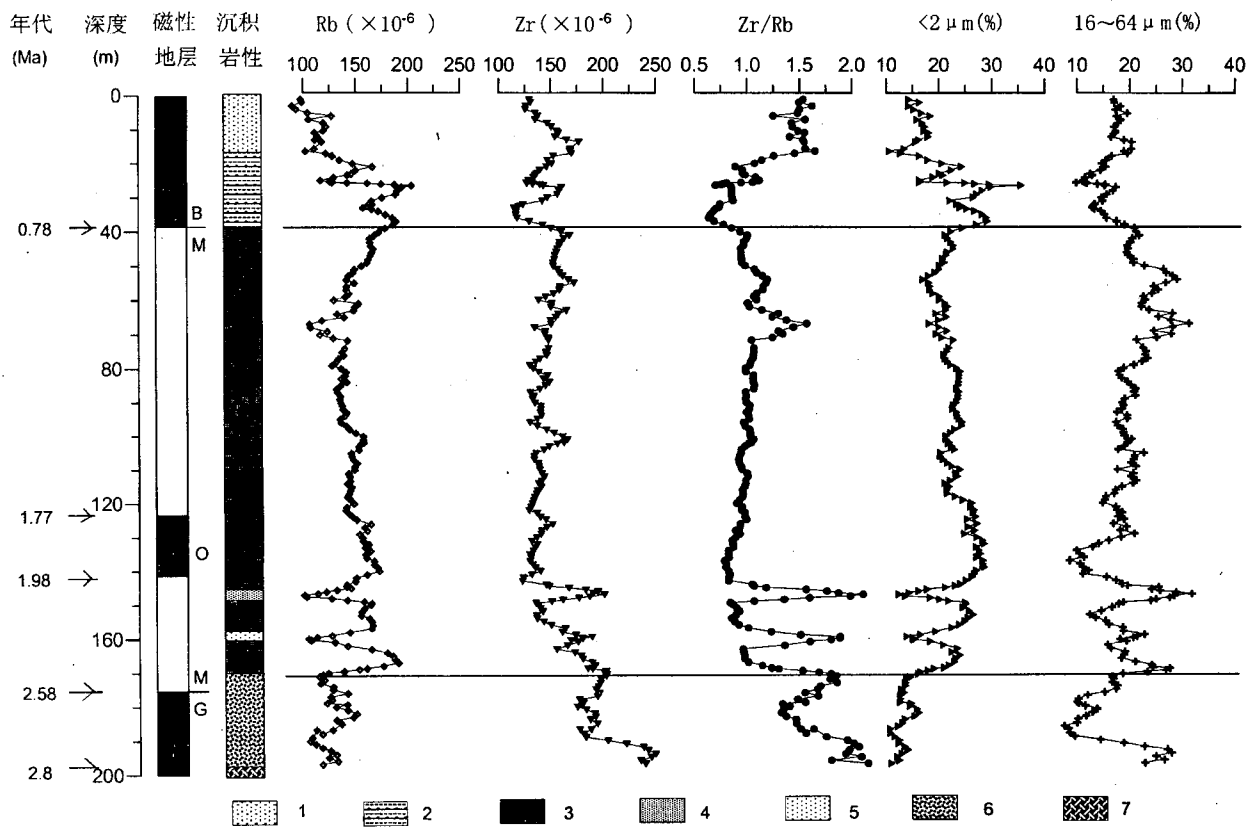


图 1 错鄂孔(CN)沉积岩心 Rb、Zr 含量及其比值与岩性、粒度的关系

Fig. 1 Variations of Rb, Zr concentrations, Zr/Rb ratio, lithology and grain sizes distribution of sediments in Co Ngoin

1—粗砂夹泥、砾; 2—细、中砂夹泥; 3—青灰色泥; 4—细砂; 5—粗砂; 6—含砾粗砂; 7—风化壳

1—Coarser sand with mud and gravel; 2—fine and medium-grained sands with mud; 3—grayish mud; 4—fine sands; 5—coarser sands;

6—coarser sands with gravel; 7—weathering crust

等,2001),B/M界线位于38 m深度,124~141 m处为 Oduvaii 正极性事件,Gauss 正极性期的顶界位于剖面175 m深度,整个剖面揭示了约2.8 Ma的沉积历史(图1)(需要说明的是,根据岩性和沉积速率推算,B/M界线以上存在地层缺失的可能性,其具体缺失层位有待 ESR 和 U 系测年来断定,同时其原因也需探讨,不过由于它并不影响本文的讨论,所以将38.5~0 m暂定为0.8~0 Ma,其间的层位年代主要据沉积旋回推测)。

本文根据沉积物岩性在全孔的变化,分别选取了380个样进行了 TOC、 $\delta^{13}\text{C}$ 、C/N 测定和218个样进行 Sr、Rb、Zr 含量分析和粒度测试。有机碳(TOC)和 C/N 值分析是在南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室完成的:将事先研磨过80目的粉状样品,加入5%的稀盐酸搅拌并浸泡一昼夜,去除碳酸盐,用蒸馏水洗至中性,在 $\leq 50^\circ\text{C}$ 温度下烘干后研磨过150目筛,称取1.8mg左右,用CE440型元素分析仪测定并计算样品的总有机碳、氮和 C/N 值。有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)样品测试的前处理方法同有机碳,然后取处理过的样品置于石英舟内,800 $^\circ\text{C}$ 下在通有氧气的石英管内充分燃烧

15min,用液氮和酒精-液氮冷阱分离纯化 CO_2 气体,最后在 MAT-251上测定 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结果以PDB标准计。粒度测量在中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室采用 Mastersizer 2000激光粒度仪完成(分析范围2 mm~0.02 μm),多次重复测量误差一般 $< 2\%$ 。Sr、Rb、Zr 含量分析是在南京大学现代分析中心采用 X 射线荧光光谱方法(XRF)进行。预先将样品自然风干,取约10g样品用玛瑙研钵磨至200目以下并压制成圆片,在 VP-320型(日)X-荧光光谱仪上测试,测量误差 $\leq 1 \times 10^{-6}$ 。并同时采用 D/Max-Rb 型 X 射线衍射仪分析碎屑矿物种类。

3 分析结果

图1显示了错鄂孔沉积岩心 Rb、Zr 含量及其比值与岩性、粒度($< 2\mu\text{m}$ 、16~64 μm)的关系;图2显示了错鄂孔 Sr 含量、Rb/Sr、Zr/Rb 值以及 $\delta^{13}\text{C}$ 值、TOC 含量、C/N 值随深度变化曲线。Sr、Rb、Zr 含量分别主要变化于 $67 \times 10^{-6} \sim 373 \times 10^{-6}$ 、 $100 \times 10^{-6} \sim 199 \times 10^{-6}$ 、 $116 \times 10^{-6} \sim 201 \times 10^{-6}$ 之间,变化幅度上 $\text{Sr} \gg \text{Rb} > \text{Zr}$,这主要是由于 Sr 的活动性远远

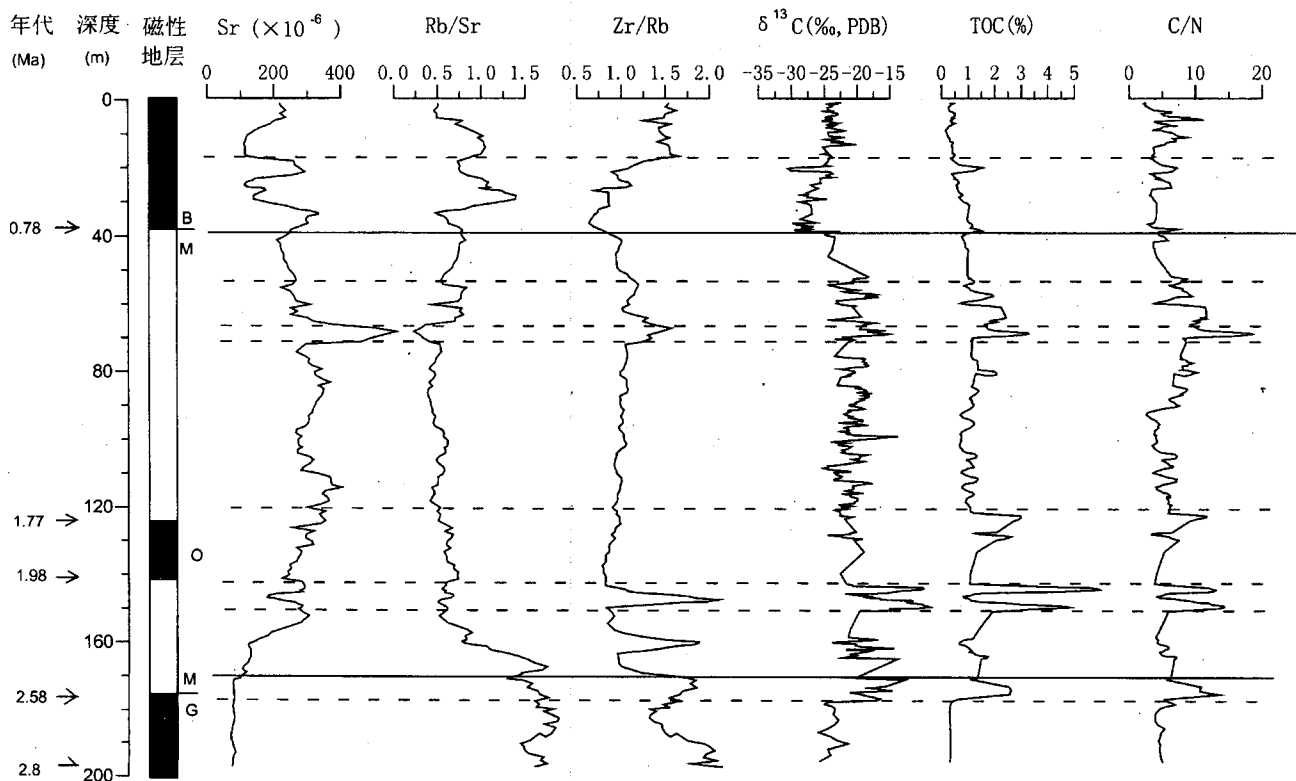


图2 错鄂孔(CN)沉积岩心地球化学指标的变化与环境变迁

Fig. 2 Variations of geochemical indices in sedimentary cores from the borehole at Co Ngoin and environmental changes since the late Neogene

大于Rb的缘故,而Rb的活动性又比Zr强(孟宪伟等,2000; Dypvik et al., 2001); $< 2\mu\text{m}$ 、 $16\sim 64\mu\text{m}$ 的粒度百分含量分别主要变化于 $10\%\sim 25\%$ 、 $10\%\sim 30\%$ 之间。Rb/Sr、Zr/Rb值分别主要变化于 $0.38\sim 1.87$ 、 $0.63\sim 1.83$ 之间。 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-30\%\sim -10\%$ 之间,TOC含量在 $0.2\sim 6.0$ 之间,C/N值在 $2\sim 19$ 之间。

沉积岩心中的碎屑组分分析表明,不同阶段其矿物成分有较大差别: $0\sim 40\text{m}$ 段以石英为主,含少量高岭石和绿泥石,其中 $5\sim 8\text{m}$ 和 $31\sim 38\text{m}$ 段含较多白云石; $40\sim 166\text{m}$ 段方解石含量高,其中在 147m 和 160m 附近含较多斜长石, 147m 左右还见石膏; $166\sim 197\text{m}$ 段斜长石含量高,并含少量高岭石和绿泥石。

4 讨论

4.1 Sr、Rb、Zr及其比值对化学风化强度的指示

在表生地球化学过程中,Sr、Rb、Zr常常发生分馏,封闭湖盆所接纳的各种气候条件下形成的连续沉积物具有明显不同的Sr、Rb、Zr含量。流域岩石化学风化程度与温度和降水量有密切关系,如温暖湿润的间冰期的化学风化率要明显高于干燥的冰期(Blum et al., 1998; Dunne et al., 1978)。因此,保存良好的沉积物化学风化率可以反映流域内相应时期的气候状况,从而可以反演古环境演化。但Rb与Zr在沉积物中的富集粒度不同,Rb相对富集于细颗粒物中,而Zr则相对富集于粗颗粒中(孟宪伟等,2000; 马英军等,2001; Dypvik et al., 2001)。图1清楚体现了Rb、Zr的地球化学特点: $< 2\mu\text{m}$ 的粒度百分含量与Rb含量有极好的正相关关系; $16\sim 64\mu\text{m}$ 的粒度百分含量则与Zr含量呈显著正相关关系。

近年来,Rb/Sr值作为衡量自然界化学风化的良好指标,已成功地应用于黄土-古土壤序列和湖泊沉积物的研究中(陈骏等,1998,2001a,2001b; Chen J et al., 1999b; 金章东等,2001a,2001b)。Zr/Rb值在黄土研究中被作为冬季风替代性指标,反映了沉积时粉尘粒度大小(刘连文等,2002);在海洋沉积物研究中,它被认为是沉积物粒度变化的一个反映(Dypvik et al., 2001);在湖泊沉积物研究中,它也反映了沉积物粒度变化,并较好地指示了流域环境过程(陈诗越等,2003)。因此黄土-古土壤序列及湖泊沉积物的Rb/Sr和Zr/Rb值已成为衡量陆地环境岩石化学风化强度及古气候环境演化的良好指标。

从图2可以看出,在 $197\sim 166\text{m}$ 和 $38.5\sim 0\text{m}$

段,Rb/Sr值相对较高,记录了相对较弱的化学风化过程; $166\sim 38.5\text{m}$ 之间相对较低的Rb/Sr值反映流域经历了相对较强的化学风化作用。从长期趋势来分析,Zr/Rb与Rb/Sr值呈良好的正相关关系,但细节上又表现出一定的反相关关系,这主要是由于Sr、Rb、Zr表生地球化学分馏性质不同的缘故。对比一下 $< 2\mu\text{m}$ 粒度百分含量变化曲线,可以看出,Zr/Rb值鲜明地反映了粒度的变化,因为Zr、Rb富集粒度存在显著差异。因此湖泊沉积物的Zr/Rb值反映了沉积物粒度及制约化学风化强度的区域环境变化过程。

4.2 TOC、C/N和 $\delta^{13}\text{C}$ 的环境意义

湖泊沉积物中的总有机碳含量(TOC)反映了湖泊及其流域初始生产力总量特征,是恢复湖泊古气候波动的有效指标之一(施雅风等,1998)。湖泊沉积物有机质的来源主要有陆生植物和水生的沉水植物、挺水植物和浮游生物等(Stuiver, 1975; Krisnamurthy, 1986)。其中,陆生的 C_3 植物具有较轻的碳同位素,其 $\delta^{13}\text{C}$ 分布范围为 $-23\%\sim -34\%$,平均为 -27% ; C_4 植物则具有较重的碳同位素,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-10\%\sim -21\%$,平均约为 -14% 。研究表明,水生植物蛋白质的含量为 24% 左右,远高于陆生植物的 6% 左右,前者的C/N值仅为 $5\sim 12$ 左右,一般小于10,后者的C/N值通常为 $20\sim 30$ (Krisnamurthy, 1986; Meryers et al., 1993)。因此,湖泊沉积物有机质的C/N值能够判别湖泊沉积物水生植物和陆生植物的相对比例。

从图2可以看出,C/N值主要在10以下,说明湖泊有机质以内源为主。 $\delta^{13}\text{C}$ 值和TOC含量在底部($197\sim 178\text{m}$)和顶部($38.5\sim 0\text{m}$)比较低,中部($178\sim 38.5$)总体比较高。在中部 $\delta^{13}\text{C}$ 值和TOC含量以正相关为主,而在顶部和底部两者呈现一定的反相关关系。当 $\delta^{13}\text{C}$ 和TOC正相关时,可能指示暖湿或冷干的气候组合;反之,可能指示冷湿或暖干的气候组合,但实际情况还要复杂的多,必须结合多指标来具体分析。

4.3 2.8 Ma以来的环境过程

根据错鄂钻孔剖面环境地球化学指标的变化,将错鄂湖2.8Ma来环境演化粗略划分为3个大的阶段,每个阶段又可分出几个亚段。

4.3.1 197~170m(2.8~2.5Ma):气候前期较暖干,后期偏凉(温)湿

沉积物表现为青灰色的砾质碎屑和杂色角砾碎屑堆积,Sr含量低,Rb/Sr和Zr/Rb值较高。根据有机碳

同位素值($\delta^{13}\text{C}$)和有机碳含量(TOC)、C/N 值沿剖面的变化,本段又可细分为2个亚段。

197~178m(2.8~2.6Ma):气候暖干。 $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在-24‰左右,TOC 含量极低(<0.3%),C/N 值在4~5之间,意味着内源为主的挺水植物发育,湖水较浅;Rb/Sr 值较高>1.4,指示化学风化不强;从孢粉研究检出的核桃、胡桃和栎等喜暖的亚热带和暖温带孢粉成分来看,该期气候相对暖干。

178~170m(2.6~2.5Ma):气候凉(温)湿。 $\delta^{13}\text{C}$ 值迅速变高(>-20‰),TOC 含量快速增加到峰值,C/N 值最大超过12,Rb/Sr 值尽管仍然较高,但有逐步减小的特点,表明化学风化有相对增强的趋势,孢粉揭示此阶段木本植被占绝对优势,反映流域植被茂盛,环境相对适宜,气候较凉(温)湿。

4.3.2 170~38.5m(2.5~0.8Ma):气候温(凉)湿为主,存在偏干波动

钻孔岩心岩性以青灰色泥为主,湖泊沉积物 Sr 含量较高,Rb/Sr 和 Zr/Rb 值总体较低。依据 $\delta^{13}\text{C}$ 值、TOC 含量曲线的变化,本段可进一步划分为7个亚段。

170~151m(2.5~2.15Ma):气候温干。 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐步偏负,TOC 含量降低到2%以下,C/N 值在5左右,表明湖区气候较先前干旱,湖水有所变浅,有机质以内源为主,挺水植物、沉水植物和藻类植物均有所发育。Rb/Sr 值先增后减,反映化学风化先减小后增强的特点。不过值得注意的是,孢粉资料显示在本段后期152m 左右藜科花粉突然增多,揭示了一次明显的气候干旱事件。

151~142m(2.15~2.02Ma):气候暖湿,中间有一干旱事件。该段 $\delta^{13}\text{C}$ 值、TOC 含量表现为两个峰值,C/N 值在12左右,Rb/Sr 值低,说明气候相对湿润,流域植被生长茂盛,植被覆盖度较高,同时湖水条件适合各类藻类等水生生物生长,它们死后遗体堆积下来,造成有机质偏高,相应地暖湿的气候条件有利于化学风化的进行。两峰之间 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 TOC 含量表现为一低谷,矿物成分中检出石膏,说明气候较干。

142~120m(2.02~1.73Ma):气候温湿。 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-21‰,TOC 值由下向上递增达峰值,C/N 值显示后期陆源有机质增加,Rb/Sr 值指示化学风化相对较强,反映了一种温湿的气候环境。

120~70m(1.73~1.15Ma):凉湿为主的气候。 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-21‰左右波动,TOC 含量较低,平均约1.06%,反映湖泊生产力较低,可能表示转向偏冷

(凉)的气候环境,C/N 值暗示这一阶段有机质来源以湖泊内源为主,Rb/Sr 值指示化学风化较强,总体上应该反映了一种凉湿的气候环境。仔细分析可以发现, $\delta^{13}\text{C}$ 和 TOC 含量曲线还显示约6次左右的环境波动,可能反映了100ka 周期的气候旋回。

70~65m(1.15~1.1Ma):温湿气候。 $\delta^{13}\text{C}$ 和 TOC 含量均处于峰值段,C/N 值较高,指示外源有机质占有相当比重,Rb/Sr 值处于低谷,说明流域化学风化强烈。各指标共同反映该时期气候温暖湿润,湖区植被繁盛,湖面较高,为温湿的气候环境。

65~50m(1.1~0.92Ma):凉湿偏干,中间有温干波动。在经历了前期温湿环境后,气候又开始转凉, $\delta^{13}\text{C}$ 值分布在-24‰~-18‰之间,平均为-21‰,TOC 含量分布在0.6%~2.4%之间,平均约1.38%,C/N 值变化显示由外源占一定比重的湖泊有机质转向内源为主,Rb/Sr 值较高,指示化学风化减弱,反映湖区环境较为恶劣,气候较为凉干。不过,在60m 附近各指标指示了一次温干事件, $\delta^{13}\text{C}$ 和 TOC 含量均处于低谷,而 Rb/Sr 值反映的化学风化则相对较强。

50~38.5m(0.92~0.8Ma):凉偏干气候。 $\delta^{13}\text{C}$ 值向偏负发展,TOC 含量显著降低,只有1%左右,Rb/Sr 值增高,指示化学风化较弱。各指标共同反映了一种比前一时期更加凉偏干的气候。

4.3.3 38.5~0m(0.8~0Ma):气候前期凉湿,后期较冷干

本段沉积环境非常复杂,约以17m 为界,沉积物明显分为两段,38.5~17m 沉积物偏细,以青灰色粉细砂、青灰色泥为主,水平层理,夹有8层2~29cm 不等的粗砂或砾石层;17~0m 段沉积物主要以砾、砾质砂为主,夹多层棕红色或杂色泥。鉴于年代的不确定,本段只做粗略分析。

38.5~17m(0.8~0.15Ma):气候较凉湿。C/N 值反映本段有机质以内源为主, $\delta^{13}\text{C}$ 值在-24‰~-30‰之间,TOC 含量在0.3%~1.2%之间,平均为0.87%,说明气候相对较凉,湖泊生产力不高,挺水植物可能相对发育。孢粉显示本段以高寒草甸为主,莎草科含量较高,说明湿度较高。Zr/Rb 值表示的沉积物粒度相对较细,反映化学风化的 Sr 含量、Rb/Sr 值波动较大,可能除受寒凉气候影响外,还受其他因素制约。在本段底部约20m 附近各指标揭示了一个较温干的气候事件,TOC 含量增加, $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负,Sr 含量增加、Rb/Sr 值降低,化学风化增强。

17~0m(0.15~0Ma):气候冷干。显示沉积物

粒度变化的 Zr/Rb 值很高, $\delta^{13}\text{C}$ 值稳定在 -24% 左右, TOC 含量极低, 在 0.5% 以下, 反映气候寒冷, 湖泊生产力低下。孢粉显示本段为高寒荒漠草原环境, 气候较干。低 Sr 含量、高 Rb/Sr 值反映化学风化较弱。在本段顶部 ($2\sim 0\text{m}$) 环境略为湿润, 植被转为高寒草甸, 化学风化相对增强。

综上所述, 错鄂孔地球化学指标、沉积相变化明显揭示了 2.8Ma 以来错鄂湖地区三次大的环境演化过程: 在约 $197\sim 170\text{m}$ ($2.8\sim 2.5\text{Ma}$) 之间, 低 Sr 含量 (图 1), 高 Rb/Sr 和 Zr/Rb 值反映了较弱的化学风化过程, 沉积物中含有较多的斜长石证明处于岩石初级风化阶段。 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 反映了较冷湿的气候环境 (主要后期), 与这一时期全球气候变冷的趋势 (Molnar et al., 1990; 施雅风等, 1999) 相吻合。在约 $170\sim 38.5\text{m}$ (约 $2.5\sim 0.8\text{Ma}$) 之间, 高 Sr 含量, 低 Rb/Sr 和 Zr/Rb 值记录流域经历了较强的化学风化过程, $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 反映了高原中部总体处于温湿或凉湿的环境下。本段沉积物中方解石含量较高, 沉积岩性上表现为以细颗粒的湖相沉积为主, $< 2\mu\text{m}$ 的颗粒百分含量平均达 20% 左右, 反映高原中部总体处于整体构造隆升中的相对剥蚀夷平阶段。但在该段下部约 $162\sim 143\text{m}$ 段, Zr/Rb 值和粒度清晰的记录了两次显著的粗颗粒事件, Sr 含量也表现为低值; 孢粉资料显示 (吕厚远等, 2001) 此段黎科花粉突然增多, 表明存在明显的气候“干旱”事件, 湖泊发生沼泽化。在 $38.5\sim 0\text{m}$ (约 $0.8\sim 0\text{Ma}$) 段, 总体 Sr 含量处于相对低值, Rb/Sr 值相对较高, Zr/Rb 值和 $< 2\mu\text{m}$ 的粒度百分含量指示粗颗粒含量较高, 反映化学风化相对较弱, $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC 表明高原中部处于较寒冷的环境之中。本段在沉积岩性上以砾、砾质砂为主; 沉积环境上从滨湖-浅湖到滨岸带沉积, 最后发展为湖滨沼泽; 孢粉显示 (吕厚远等, 2001) 植被带由高寒灌木草原转变为高寒草甸, 再演化为高寒荒漠草原, 最后形成现今的高寒草甸环境, 反映了高原中部冷湿—冷干—冷湿的环境演化过程。

4.4 流域化学风化和环境演化对高原隆升的响应

Raymo 等 (1992) 认为构造抬升和地形起伏是控制地表化学风化的主要因素。Ruddiman 等 (1997) 通过对美洲西部大陆弧在 $15^{\circ}\text{S}\sim 70^{\circ}\text{N}$ 范围中的大河流及其主要支流进行对比研究后, 发现铝硅酸盐岩的风化主要受岩性和地形变化控制。不过, White 等 (1995) 在通过对现今地表小河流域盆地 (流域面积 $0.1\sim 10\text{km}^2$) 河流水化学研究后认为, 气候中的温度和降雨对化学风化速率的影响最强烈。实验

室的研究也表明硅酸盐矿物的溶解速度与温度呈强烈正相关 (Berner et al., 1997)。以上观点可以看出, 从大范围或全球角度来看, 地表化学风化速率主要受构造抬升和地形起伏控制; 而从小范围来看, 气候因素则起主导的作用。

青藏高原在新生代的隆升已是不争的事实, 而高原的隆升必然对高原地表化学风化和高原环境产生重大影响。李吉均等认为, 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), 并指出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 (李吉均等, 1998; 施雅风等, 1999)。错鄂孔记录的约 2.8 Ma BP 时的一次强烈构造运动, 表明高原面解体, 错鄂地区断裂构造造成盆, 它应当是青藏运动 A 期的响应; 在约 2.6 Ma BP 左右孢粉组合、粒度特征、岩性变化等又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, 沉积岩性上表现为以砾石为主的粗碎屑沉积, 反映青藏高原经历了强烈的构造隆升运动, 使中部高原面解体, 湖盆深陷, 周边隆起, 环境发生巨变。这两次运动使高原中部整体隆升到了 3000m 以上 (吕厚远等, 2001), 表现为弱化学风化过程。两次剧烈的高原隆升运动后, 化学风化强度迅速提高 (Sr 含量增加和 Rb/Sr 值减小)。在约 $2.5\sim 0.8\text{Ma}$ 时段, 化学风化速率也一直处于高值, 说明高原这一阶段主要处于隆升过程中的相对剥蚀夷平阶段, 期间众多的 Rb/Sr 值小波动, 可能反映了高原对全球气候变化中的冰期—间冰期旋回的响应。约 0.8 Ma 以后的构造运动, 特别是后期的运动 (可与共和运动相对应), 使高原整体隆升到 4000m 以上, 迫使西风绕流, 并削弱了印度季风环流, 使高原内部进一步变冷趋干; 高原植被类型也发生巨变, 暗针叶林消失, 高寒草甸和草原成了高原中部主要植被类型 (吕厚远等, 2001)。错鄂沉积物记录的化学风化也呈逐步减弱趋势, 表明高原寒冷的气候条件逐步成为了地表化学风化的主要制约因素。

参 考 文 献

- 陈骏, 安芷生, 汪永进, 等. 1998. 最近 800ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. 中国科学 (D 辑), 28(6): 498~504.
- 陈骏, 汪永进, 陈阳, 等. 2001a. 中国黄土层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义. 地质学报, 75(2): 259~266.
- 陈骏, 安芷生, 刘连文, 等. 2001b. 最近 2.5Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化. 中国科学 (D 辑), 31(2): 136~144.
- 陈诗越, 王苏民, 金章东, 等. 2003. 青藏高原中部湖泊沉积物中 Zr/

- Rb 值及其环境意义. 海洋地质与第四纪地质, 23(4):35~38.
- 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 2001a. 内陆湖泊流域的化学风化及气候变化——以内蒙古岱海为例. 地质论评, 47(1):42~46.
- 金章东, 王苏民, 沈吉, 等. 2001b. 小冰期弱化学风化的湖泊沉积记录. 中国科学(D辑), 31(3):221~225.
- 李吉均, 方小敏. 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 43(15):1569~1574.
- 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):412~416.
- 刘连文, 陈骏, 陈珣, 等. 2002. 最近130ka 以来黄土中 Zr/Rb 值的变化及其对冬季风的指示意义. 科学通报, 47(9):702~706.
- 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴, 等. 2001. 青藏高原错鄂湖2.8Ma 来的孢粉记录. 中国科学(D辑), 31(增刊):234~240.
- 马英军, 刘丛强. 2001. 花岗岩化学风化过程中的 Sr 同位素演化——矿物相对风化速率的影响. 中国科学(D辑), 31(8):634~640.
- 孟宪伟, 杜德文, 陈志华, 等. 2000. 长江、黄河流域泛滥平原细粒沉积物⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 空间变异的制约因素及其物源示踪意义. 地球化学, 29(6):562~570.
- 施雅风, 李吉均, 李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆起与环境变化. 广州:广东科技出版社.
- 施雅风, 李吉均, 李炳元. 1999. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化. 地理学报, 54(1):10~21.
- 王苏民, 李建仁. 1991. 湖泊沉积——研究历史气候的有效手段. 科学通报, 36(1):54~56.
- 吴艳宏, 王苏民, 夏威夷, 等. 2001. 青藏高原中部0.2ka 来的环境变化. 中国科学(D辑), 31(增刊):264~268.
- 尹集祥, 徐均涛, 刘成杰, 等. 1990. 拉萨至格尔木的区域地层. 见:中英青藏高原地质考察队, 青藏高原地质演化. 北京:科学出版社, 1~48.
- 郑度, 张荣祖, 杨勤业. 1979. 试论青藏高原的自然地带. 地理学报, 34(1):1~11.
- over the past 2.5 Ma and chemical weathering in the Asian inland. Science in China (series D), 44(5):403~413.
- Chen Shiyue, Wang Sumin, Jin Zhandong, et al. 2003. Variation of Zr/Rb ratios in lacustrine sediments of the central Tibetan Plateau and its environment implications. Marine Geology & Quaternary Geology, 23(4):35~38(in Chinese with English abstract).
- Dunne T. 1978. Rates of chemical denudation of silicate rocks in tropical catchments. Nature, 274:244~246.
- Dypvik H, Harris N B. 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. Chemical Geology, 181:131~146.
- Jin Zhandong, Wang Sumin, Shen Ji, et al. 2001a. Chemical weathering and paleoclimatic change in watershed recorded in lake sediments——A case study of the Daihai Lake, inner Mongolia. Geological Review, 47(1):42~46(in Chinese with English abstract).
- Jin Zhandong, Wang Sumin, Shen Ji, et al. 2001b. Weak chemical weathering during the Little Ice Age recorded by lake sediments. Science in China (series D), 44(7):652~658.
- Krisnamurthy R V. 1986. Palaeoclimate changes deduced from ¹³C/¹²C and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. Nature, 323:150~152.
- Li Jijun, Fang Xiaomin. 1999. Uplift of the Tibetan plateau and environmental changes: A brief review. Chinese Science Bulletin, 23:2117~2124.
- Li Yucheng, Wang Sumin, Huang Yaosheng. 1999. The lake sediments responses to environmental and climatic change. Advance in Earth Sciences, 14(4):412~416(in Chinese with English abstract).
- Liu Lianwen, Chen Jun, Chen Yang, et al. 2002. Variation of Zr/Rb ratios on the loess plateau of central China during the last 130000 years and its implications for winter monsoon. Chinese Science Bulletin, 47(15):1298~1301.
- Lü Houyuan, Wang Sumin, Wu Naiqin, et al. 2001. A new pollen record of the last 2.8 Ma from the Co Ngoin, central Tibetan Plateau. Science in China(series D), 44(Supp.):292~300.
- Ma Yingjun, Liu Congqiang. 2001. Sr isotope evolution during chemical weathering of granites—impact of relative weathering rates of minerals. Science in China (series D), 44(8):726~734.
- Meng Xianwei, Du Dewen, Chen Zhihua, et al. 2000. Factors controlling spatial variation of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in the fine-grained sediments from the overbanks of the Yellow River and Yangtze River and its implication for provenance of marine sediments. Geochimica, 29(6):562~570(in Chinese with English abstract).
- Meryers P A, Horie S. 1993. An organic carbon isotopic of glacial-postglacial change in atmospheric pCO₂ in the sediments of Lake Biwa, Japan. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105:171~178.
- Molnar P, England P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? Nature, 346:29~34.
- Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology, 16:649~653.
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359:117~112.
- Ruddiman W F, Prell W L. 1997a. Introduction to the uplift-climate connection. In: Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 400~423.

References

- Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. American Journal of Science, 283:641~683.
- Berner R A, Berner E K. 1997. Silicate weathering and climate. In: Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 354~364.
- Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, et al. 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. Geol. 26:411~414.
- Chen Jun, An Zhisheng, Wang Yongjin, et al. 1999a. Distribution of Rb and Sr in the Luochuan Loess—Paleosol sequence of China during the last 800 ka — Implications for paleomonsoon variations. Science in China (series D), 42(3):225~232.
- Chen J, An Z, Head J. 1999b. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. Quat. Res., 51:215~219.
- Chen Jun, Wang Yongjin, Chen Yang, et al. 2001a. Rb and Sr geochemical characterization of the Chinese Loess and its implications for palaeomonsoon climate. Acta Geologica Sinica, 75(2):259~266(in Chinese with English abstract).
- Chen Jun, An Zhisheng, Liu Lianwen, et al. 2001b. Variations in chemical compositions of the eolian dust in Chinese Loess Plateau

- Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. 1997b. The uplift-climate connection: a synthesis. In: Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 471~509.
- Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan. 1998. The late Cenozoic uplift and environmental changes of Qinghai—Xizang Plateau. Goungzhou: Guangdong Science and Technology Press (in Chinese).
- Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, et al. 1999. Uplift of the Qinghai—Xizang (Tibetan) Plateau and east Asia environmental change during late Cenozoic. *Acta Geographica Sinica*, 54(1):10~21 (in Chinese with English abstract).
- Stuiver M. 1975. Climate versus changes in ^{13}C content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quat. Res.*, 5:251~262.
- Wang Sumin, Li Jianren. 1991. Lacustrine sediments—An indicator of historical climatic variations—The case of Qinghai Lake and Daihai Lake. *Chinese Science Bulletin*, 36(16):1364~1368.
- White A F, Blum E K. 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 59:1729~1747.
- Wu Yanhong, Wang Sumin, Xia Weilan, et al. 2001. Environmental variation in central Tibetan Plateau in the last 200 years. *Science in China (series D)*, 44 (Supp.):332~337.
- Yin Jixiang, Xu Juntao, Liu Chengjie, et al. 1990. The Tibetan Plateau: regional stratigraphic context and previous work. In: China—England Geological Expedition on Tibetan Plateau, ed. The Geological Evolution of the Tibetan Plateau. Beijing: Science Press, 1~48 (in Chinese).
- Zheng Du, Zhang Rongzu, Yang Qinye. 1979. On the natural zonation in the Qinghai—Xizang Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 34(1):1~11 (in Chinese with English abstract).

Geochemical Records of Environmental Evolution in the Last 2.8 Ma from the Co Ngoin, Central Tibetan Plateau

CHEN Shiyue^{1,2)}, WANG Sumin¹⁾, JIN Zhangdong¹⁾, SHEN Ji¹⁾

1) *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu, 210008*

2) *School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng, Shandong, 252059*

Abstract

A series of independent faulted inland lake basins are developed in the central Tibetan Plateau, among which the Co Ngoin Basin is located at the margin of the Indian monsoon with thick lacustrine sediment. The sediment is a perfect record for studies on the paleoenvironmental changes and tectonic-climatic cycles. In this paper, the authors present a high-resolution vertical distribution of Sr, Rb and Zr concentrations, Rb/Sr and Zr/Rb ratios and $\delta^{13}\text{C}$, TOC in the sediment from the Co Ngoin, Central Tibetan Plateau, and by a combination with the lithological properties, grain size distribution and clay mineralogy, discuss the chemical weathering process and reconstruct the history of the weathering intensity and paleoclimatic change in the last 2.8 Ma. The sedimentary proxy records indicate that there are three strong environmental evolution processes. In the core depth of 197~170 m (about 2.8~2.5 Ma), the relatively low Sr content, and high Rb/Sr and Zr/Rb ratios show a low intensity of chemical weathering in the Co Ngoin watershed, and the values of $\delta^{13}\text{C}$ and TOC indicate a warm-dry to cool-wet climate. The sudden occurrence of subalpine coniferous forest shown from the core from the Co Ngoin and apparent changes in lithology with coarse sand and gravel sediments reflected a strong rising. The higher Sr content, lower Rb/Sr and Zr/Rb ratios reflect a relatively strong chemical weathering period between 2.5 Ma and 0.8 Ma (in the core depth of 170~38.5 m), and the $\delta^{13}\text{C}$ and TOC reveal a warm/cool and wet plateau climate. The lithology was characterized by mud and silt to fine sandy mud, probably indicating a process of denudation and relatively tectonic stable epoch of the Plateau. In the depth of 38.5~0 m (about 0.8~0 Ma?), the relatively low Sr content, high Rb/Sr and Zr/Rb ratios record a relatively low intensity of chemical weathering, and the values of $\delta^{13}\text{C}$ and TOC reflect a cold climatic period. The coarse sand and gravel sediments indicate a strong tectonic movement again. The plateau uplifted to above 4000 m a. s. l., shaping the basic topographic pattern of modern plateau.

Key words: Tibetan Plateau; Co Ngoin Lake; Rb/Sr; Zr/Rb; $\delta^{13}\text{C}$; TOC; environmental evolution