

青藏高原东北缘寺口子盆地新生代 沉积演化及其构造意义*

王伟涛 张培震 张广良 郑德文 郑文俊 蒋汉朝

(中国地震局地质研究所 北京 100029)

摘要 宁夏固原寺口子盆地发育巨厚的新生代地层,这些地层记录了青藏高原东北部的沉积演化特征和构造演变历史。根据剖面沉积物粒度特征、沉积结构和构造、沉积层序,识别出20种岩相、5种沉积相类型。结合前人对寺口子剖面的古地磁测年,分析研究盆地的沉积演化特征以及对构造的响应表明:>20.1 Ma盆地以缓慢的拗陷沉降开始演化,直至1.2 Ma遭受破坏。在此期间青藏高原东北部经历了6.4 Ma、4.6 Ma和1.2 Ma这3次明显的构造挤压隆升运动,其中约6.4 Ma的构造运动是青藏高原向东北部扩展首次影响到海原—六盘山断裂以东地区。从盆地的形成和沉积演化过程来看,马东山山前断裂的逆冲推覆,导致了寺口子盆地的强烈变形和构造隆升,并且最终成为青藏高原的最新组成部分。

关键词 沉积演化 构造隆升 新生代 青藏高原

中图分类号: P542, P534.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 0563-5020(2010)02-440-13

1 前言

介于东昆仑断裂、阿尔金断裂和祁连山—海原断裂之间的青藏高原东北缘是青藏块体向北东方向挤压扩展的最前缘部位(Meyer et al., 1998; Tapponnier et al., 2001)(图1a)。晚新生代以来该区经历了强烈的构造变形、地壳缩短,并且伴随着垂直隆升作用(Zhang et al., 1988, 1991; 王志才等, 2006; Zheng et al., 2006; 袁道阳等, 2007),致使这一区域的新生代盆地遭受破坏,形成了狭长的山脉与盆地间隔分布的独特盆—岭地貌。山脉的隆升总是伴随着侵蚀作用,河流将岩石碎屑搬运到断裂或山脉周边的盆地中沉积下来(王二七, 2004),因此,盆地中的沉积物记录了其在接受沉积物充填过程中盆地的动力学性质和周围造山带的构造活动特征与气候变化信息(Métivier et al., 1998)。

发育于宁夏南部六盘山地区的寺口子盆地位于祁连山—海原断裂最东端,紧邻马东山(图1)。盆地位于东经105°45′~106°30′,北纬36°00′~36°30′。寺口子盆地向南收敛于六盘山,向西北撒开,构成“扫帚”状;面积约2 450 km²;地貌上,东南高,西北低,属于青藏高原与鄂尔多斯地块的过渡区域。该盆地在青藏高原向东北部扩展的过程中形成、发育、消亡和改造。在此过程中,沉积了巨厚的新生代地层,成为高原东北缘新生代

* 国家自然科学基金项目(编号:4077212)和中国地震局地质研究所基本科研业务专项(编号:DFIGCEA0607122)联合资助。

王伟涛,男,1979年12月生,博士研究生,构造地质学专业。E-mail:taotaowang@126.com

2009-01-05 收稿,2009-06-08 改回。

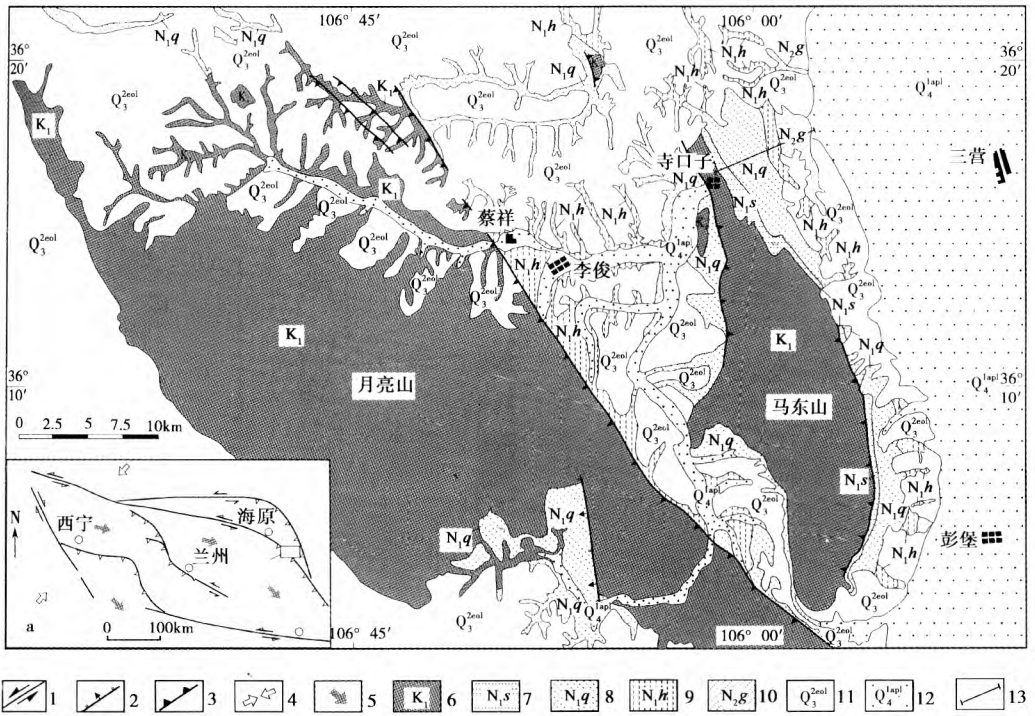


图1 寺口子盆地及其临区地质图

1. 走滑断裂; 2. 正断裂; 3. 逆断裂; 4. 区域应力方向; 5. 块体挤出方向; 6. 下白垩统; 7. 中新统寺口子组;
8. 中新统清水营组; 9. 中新统红柳沟组; 10. 上新统干河沟组; 11. 中更新统; 12. 全新统; 13. 实测剖面

Fig. 1 Geological map of Sikouzi Basin and its vicinity

前陆盆地的一部分,构成了典型的挤压型盆—岭构造。因此,寺口子盆地的新生代沉积可以记录和反映印度板块与欧亚板块接触碰撞之后,青藏高原向东北部扩展的构造变形及其动力学过程(Molnar et al., 1975)。本文通过对寺口子盆地新生代地层的粒度分析、岩相识别和沉积环境演化的研究,探讨该盆地形成时期的性质与发展演化,为认识青藏高原的形成提供了一定的依据。

2 新生代地层概述

寺口子盆地发育的新生代地层主要由寺口子组、清水营组、红柳沟组、干河沟组以及第四纪松散砾岩堆积组成(图2)。其中,寺口子组主要分布于马东山东侧(图1),岩性主要为厚层紫红色含砾长石石英粗砂岩、厚层—巨厚层紫红色长石石英中砂岩夹细砂岩薄层,顶部含有少量粉砂质泥岩(宁夏回族自治区地质矿产局, 1990),厚度约320 m。寺口子组与下伏下白垩统乃家河组平行不整合接触。清水营组在研究区分布最为广泛,马东山东、西两侧以及月亮山地区均有分布(图1),岩性主要由薄层—中厚层的暗紫红色粉砂质泥岩、泥岩、薄层灰绿色泥岩含有大量网脉状石膏和灰绿色长石石英细砂岩组成,厚度约680 m。清水营组与寺口子组平行不整合接触,两者之间发育厚约2~5 m以钙质结核或生物钙质铸模为特征的古风化壳(宁夏回族自治区地质矿产局, 1990; 张进等,

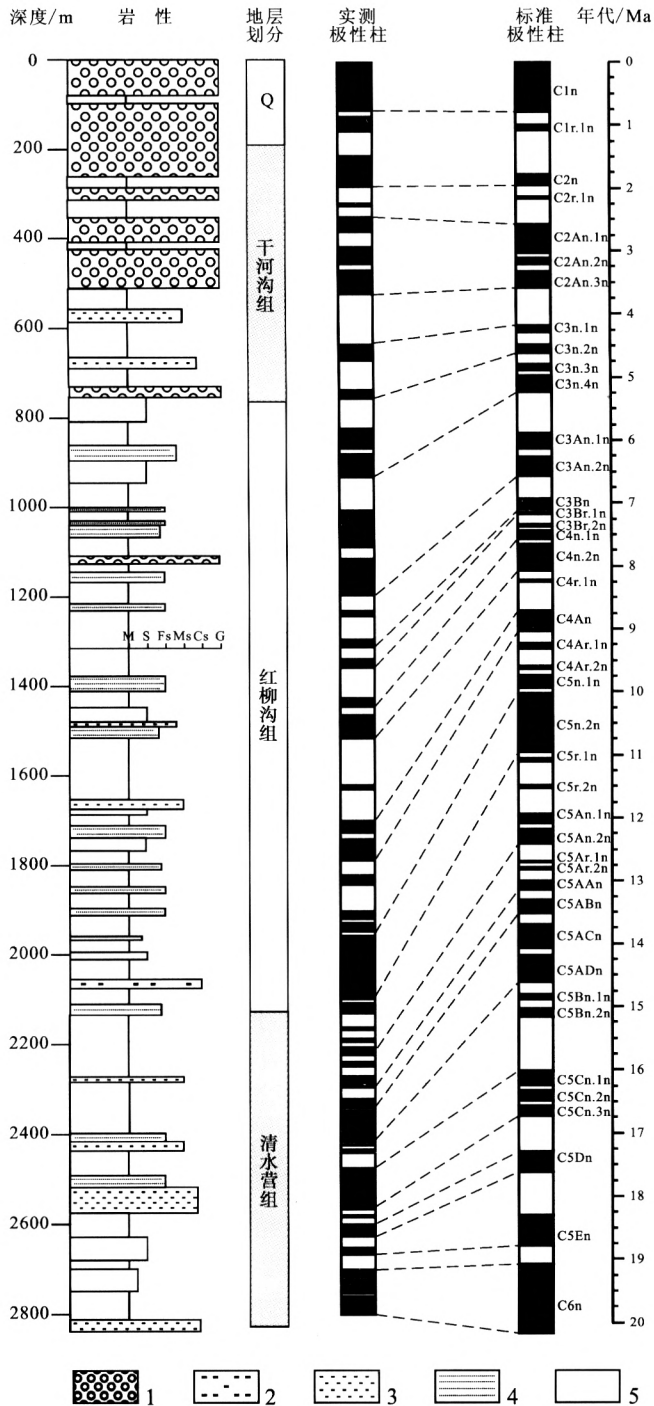


图2 寺口子剖面磁性地层及其标准极性柱的对应关系(据 Jiang et al.,2007)

1. 砾岩; 2. 粗砂岩; 3. 中砂岩; 4. 细砂岩; 5. 粉砂岩以及泥岩

Fig. 2 Magnetostratigraphy of the Sikouzi section and correlation with the GPTS of CK95(recite Jiang et al.,2007).

2006)。红柳沟组与清水营组整合接触,岩性主要由厚层—中厚层的桔红色泥岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩以及夹有灰色薄层的中细砂岩、粉砂岩等组成,厚度约 1 390 m。干河沟组与红柳沟组整合接触(宁夏回族自治区地质矿产局,1996),仅分布于马东山以东的寺口子盆地中部地区,岩性以土黄色、浅黄绿色的砾岩为主,夹薄层或透镜状砂岩、粉砂岩,厚度约 600 m。第四纪的河流阶地砾石层厚约 180 m。Jiang et al. (2007)通过对寺口子剖面磁性地层年代学研究揭示,寺口子组绝对年代 >20.1 Ma;清水营组为 20.1 ~ 11.4 Ma;红柳沟组为 11.4 ~ 4.6 Ma;干河沟组为 4.6 ~ 1.2 Ma;1.2 ~ 0 Ma 为第四纪松散砾石堆积(图 2)。寺口子剖面磁性地层学年代的建立为研究寺口子盆地沉积演化序列提供了基础。

3 岩相及沉积环境分析

根据沉积物粒度分析、沉积结构和构造以及地层几何形态,可将寺口子剖面新生代沉积岩系划分出 20 个沉积岩相,其中 4 个砾岩相、8 个砂岩相、3 个粉砂岩相、3 个泥岩相、1 个泥灰岩相和 1 个石膏盐岩相,并依据这些岩相的沉积结构和构造特征分析其沉积过程和水动力状况(见表 1)。表 1 中岩相代号是根据 Miall(1978, 2000)、Postma(1990)、Horton et al. (1996)、Soble(1999)以及宋春晖等(2003)修改。根据沉积岩相组合特征,划

表 1 寺口子盆地岩相划分

Table 1 Lithofacies classification of the Sikouzi Basin

相	岩相	沉积构造	成因解释
Gm	砾石,颗粒支撑,中-差分选	块状构造,叠瓦构造,无或微显粒序	高流态,滞流沉积,片流沉积
Gp	砾石,颗粒支撑,中-差分选	粗糙斜层理,无或微显粒序	高流态,滞流沉积
Gmm	砾石,杂基支撑,分选差	块状层理	重力流沉积
Gss	砾-砂,杂基和颗粒支撑,分选差	粒序韵律层理	碎屑流沉积
Sm	细-粗砂,可含砾,中-差分选	块状构造,无或微显粒序	重力流沉积
Sh	细-粗砂,可含砾,中-差分选	平行层理,叠瓦构造	纵向沙坝,滞流沉积或筛积
Sp	细-粗砂,可含砾,中-差分选	板状交错层理	横向沙坝,沙波迁移沉积
St	细-粗砂,可含砾,中-差分选	槽状交错层理	低流态水道沙丘迁移沉积
Sr	极细-粗砂,中-好分选	波状交错层理	低流态沙纹迁移沉积
Sd	极细-粗砂,中-好分选	变形层理	塑性滑动变形
Sl	细-粗砂,可含砾,中-差分选	低角度交错层理(<15°)	冲刷—充填
Sa	细-粗砂,可含砾,中-差分选	冲刷面	冲刷—充填
Fm	粉砂,泥	块状构造	悬浮沉积
Fl	细砂,粉砂,泥	水平层理,小型波状层理	牵引床砂
Fsc	粉砂,泥	纹理状—块状	悬浮沉积
Mm	泥	块状构造	悬浮沉积
Ml	泥	水平层理,波状层理	低流态悬浮沉积
Mgm	泥,含砂、砾,分选差	块状构造	高密度流沉积
Gy	石膏层	块状构造,鳞片状构造	盐湖沉积
P	泥灰岩	含粉砂和生物化石	湖泊沉积

分出寺口子剖面(自寺口子组>20.1 Ma)沉积以来主要有辫状河、三角洲、浅湖、水下扇三角洲和冲积扇5种沉积体系(表2)。各岩相及沉积环境具体分布见图3。

3.1 辫状河(BR)

辫状河沉积环境仅分布于寺口子组下部(图3中3 010~3 140 m),岩相主要由St、Sp和Sh、Sl、Sr、Ss组成,以厚层紫红色含砾长石石英粗砂岩和厚层—巨厚层紫红色长石石英中、细砂岩为特征。寺口子组辫状河沉积环境由多个含砾粗砂岩—中砂岩—细砂岩等,向上逐渐变细的正粒序组成,以S-1、S-2砂岩样品为

例。S-1、S-2样品取自单一沉积旋回之中(图3),S-1平均粒径 M_z 为1.566 7 ϕ ,标准偏差1.474 2,分选差,累积频率曲线为不规则“S”型,频率曲线表现为多峰;S-2平均粒度(M_z)为2.116 7 ϕ ,标准偏差0.696 2,分选较好,累积频率曲线为规则“S”型,频率曲线为单峰。从概率累积频率曲线(图4)来看,S-1、S-2为三段型,发育滚动总体、跳跃总体、悬浮总体,具有河流搬运的特点,并且S-1滚动总体的平均粒径大于S-2,显示水动力条件由强变弱。

寺口子组底部砂岩发育巨型槽状交错层理、板状交错层理以及平行层理(图5A),缺乏小型沙纹层理,砂岩厚度巨大,显示其在较强水动力条件下的快速沉积。结合岩相特征以及砂岩粒度特征,寺口子组下部为辫状河的河道或心滩沉积环境。

3.2 三角洲(D)

三角洲沉积环境分布于寺口子组上部、清水营组中上部和红柳沟组底部(图3),沉积岩相主要由St、Sp、Sr、Ml、Mm和Ss、Sh、Sd、Sm、Fl、Fsc组成,以厚层紫红色、桔红色泥岩和泥质粉砂岩,厚层紫红色砂岩、灰白色砂岩为特征。剖面层序具三角洲相向上变粗的韵律旋回,并与湖相沉积物共生。在清水营组上部、红柳沟组底部识别出三角洲特有的底积层、前积层和顶积层。底积层由泥岩和粉砂组成,发育水平层理、小型沙纹层理和泥沙波状韵律层理以及块状层理。前积层以细砂岩和粉砂岩为主,横向延伸稳定,发育中型沙纹层理、水平层理,见塑性滑塌变形层理(图5B),反映属三角洲前缘席状砂堆积产物。顶积层以细砂岩、中砂岩为主,具有河流沉积的特征,发育大型槽状交错层理,板状交错层理、双向楔状交错层理,平行层理(图5C)。

S-3、S-4取自寺口子上部,S-5取自清水营组中部(图3)。S-3、S-4、S-5平均粒径(M_z)分别为:1.900 0 ϕ 、1.983 3 ϕ 和1.216 7 ϕ ,标准偏差分别为:0.452 7、0.686 4和0.957 6(表3),表明S-3分选好于S-4,S-5分选较差,累积频率曲线均为较规则“S”型,频率曲线表现为双峰。概率累积频率曲线S-3为三段型,粗截点1.3 ϕ ,细截点2 ϕ ;S-4为变异三段型,粗截点1.5 ϕ ,细截点2.2 ϕ ,可见冲刷—回流现象;S-5为两段型,截点在2 ϕ 。粒度特征显示S-3、S-4具有三角洲或湖相的特征,而S-5则表现为典型的河道砂体粒度结构,结合野外露

表2 寺口子盆地沉积岩相(微相)组合与沉积环境

Table 2 Facies associated with depositional environment in the Sikouzi Basin

沉积环境	主要岩相组合	其他岩相
冲积扇(F)	Gmm、Gss、Gp	Gm、Mgm、Mm、Fm、Fl
扇三角洲(FD)	Gm、Fl、Ml	Gp、Sl、Sh、Sr
三角洲(D)	St、Sp、Sr、Ml、Mm	Ss、Sh、Sd、Sm、Fl、Fsc
浅湖(L)	Ml、Mm、Fl、Sr	Sh、Sm、Fsc、Fm、Gy、P
辫状河(BR)	St、Sp	Sh、Sl、Sr、Ss

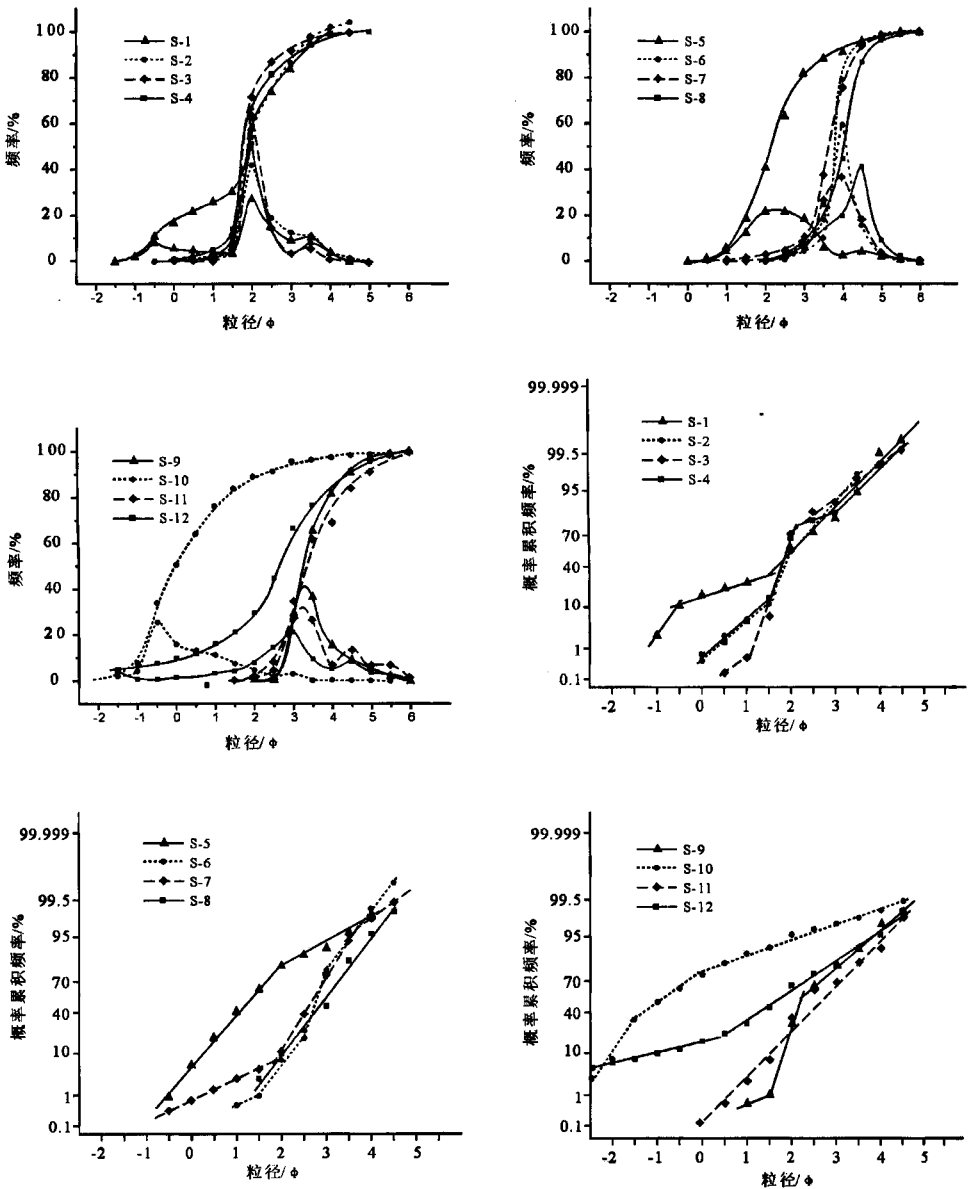


图4 寺口子剖面粒度分布

Fig. 4 Grain size distribution of Sikouzi cross-section

2 150 ~2 380 m, 2 550 ~2 800 m), 沉积岩相主要由 M1、Mm、F1、Sr 和 Sh、Sm、Fsc、Fm、Gy、P 组成, 以厚层紫红色泥岩、泥质粉砂岩, 薄层灰绿色含网脉状、颗粒状石膏的泥岩、灰绿色泥岩以及灰白色长石石英细砂岩、粉砂岩为特征。泥岩纯净、块状构造、断面呈贝壳状, 横向延伸非常稳定 (图 5D); 砂岩均为细砂岩和粉砂岩, 砂岩横向延伸稳定呈席状、板状, 岩层内水平层理、波状层理发育或呈块状构造, 层面具波痕构造 (图 5E), 沉积速率相对低。依据 Jiang et al. (2007) 寺口子剖面古地磁年代计算, 2 550 ~2 800 m 平均沉积

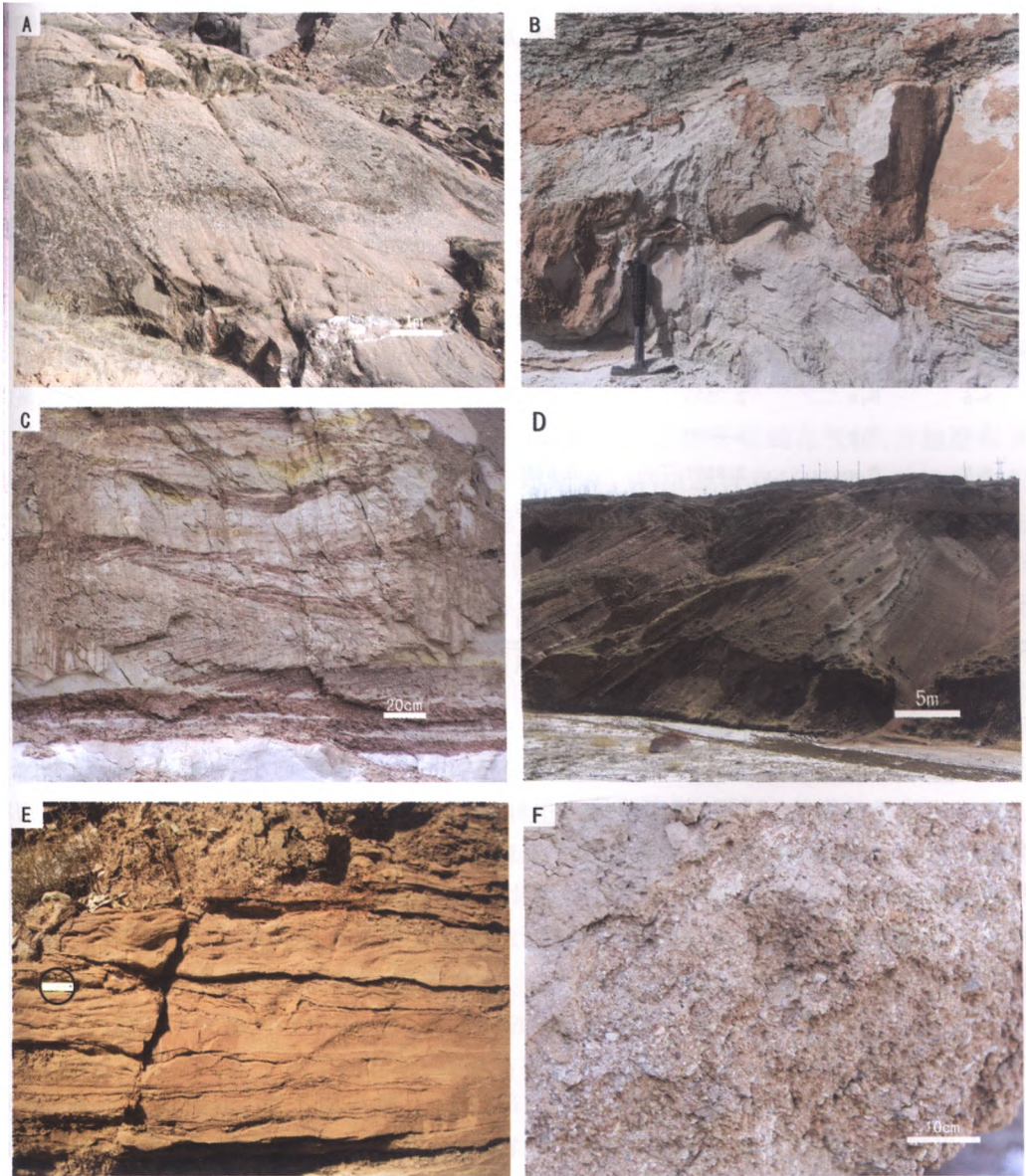


图5 寺口子剖面新生代沉积构造和岩相

A. 寺口子组底部厚层砂岩,发育巨型板状交错层理、槽状交错层理; B. 清水营组中部发育滑塌变形层理的细砂岩、粉砂岩; C. 清水营组上部发育中大型板状交错层理、楔状交错层理的砂岩和泥岩; D. 清水营组底部的紫红色泥岩夹灰绿色泥岩、粉砂岩,横向延伸稳定; E. 清水营组底部的细砂岩,发育波状层理,层面见波痕构造; F. 红柳沟组上部杂基支撑的砾岩

Fig. 5 Field photos of Cenozoic sedimentary structures and facies

速率为 $7.35 \text{ cm}/10^3 \text{ a}$; 2 150 ~ 2 380 m 平均沉积速率为 $7.67 \text{ cm}/10^3 \text{ a}$, 明显低于剖面平均沉积速率。

S-6、S-7、S-8 和 S-9 采集位置见图 3, 其中 90% 颗粒集中在 $2.5 \sim 4.5\phi$, 平均粒径分

表3 寺口子剖面粒度分析参数和沉积环境

Table 3 Grain size parameters and depositional environments of Sikouzi cross-section

样品 编号	层位	粒度参数				沉积环境
		平均粒径/Mz-φ	标准偏差/σ ₁	偏度/SK	峰度/K _c	
S-1	N _{1s}	1.5667	1.4742	-0.2630	1.1399	河道
S-2	N _{1s}	2.1167	0.6962	0.2637	1.1813	心滩
S-3	N _{1s}	1.9000	0.4527	0.6000	1.7930	三角洲
S-4	N _{1s}	1.9833	0.6864	0.5172	1.3934	三角洲
S-5	N _{1q}	1.2167	0.9576	0.1824	1.2481	河道
S-6	N _{1q}	2.7333	0.5591	-0.4444	4.4262	三角洲或浅湖
S-7	N _{1q}	2.6500	0.5985	-0.0652	1.5710	三角洲或浅湖
S-8	N _{1q}	2.9167	0.6159	-0.3040	1.4187	浊流
S-9	N _{1h}	2.3833	0.6106	0.3740	1.0502	三角洲或浅湖
S-10	N _{1h}	-0.7667	1.2792	0.3894	1.0929	重力流
S-11	N _{1h}	2.4667	0.9072	0.2290	1.1550	重力流
S-12	N _{2g}	1.1667	1.7398	0.2657	1.5550	河道或泥石流

$$Mz = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}) / 3; \sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 4 + (\phi_{95} + \phi_5) / 6.6; SK = (\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_{84} - \phi_{16}) + (\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_{95} - \phi_5); K_c = (\phi_{95} - \phi_5) / 2.44(\phi_{75} - \phi_{25})$$

别为: 2.733 3φ、2.650 0φ、2.916 7φ 和 2.383 3φ, 标准偏差均小于 0.62, 分选较好, 累积频率曲线呈规则的“S”型, 频率曲线为单峰, 以负偏态为主 (表 3、图 4), 表明沉积物粒度组成单一, 为相对稳定的低水能条件下形成。概率累积频率曲线 S-6、S-7 和 S-9, 为三段型或变异三段型, 滚动总体、悬浮总体含量低, 跳跃总体含量高, S-6 可见冲刷一回流现象, S-8 呈单段型, 表明其为浊流沉积。综上所述, 岩相及粒度特征显示为浅湖夹浊流沉积环境。

3.4 扇三角洲 (FD)

扇三角洲沉积环境分布于红柳沟组上部以及干河沟组下部, 主要由 Gm、Fl、Ml 和 Gp、Sl、Sh、Sr 组成 (图 3), 以浅桔红色泥岩夹黄褐色砂质细砾岩、砾质砂岩为特征 (图 5F)。岩层呈厚至巨厚层席状体, 常具复合层状, 底面冲刷面平直、具重荷模和泄水火焰构造 (Maill, 2000) 与浅湖砂岩、泥岩共生。S-10、S-11、S-12 取自该段 (图 3), 平均粒径分别为: -0.766 7 φ (1.7 mm)、2.466 7 φ (0.18 mm) 和 1.166 7 φ (0.44 mm), 标准偏差分别为: 1.279 2、0.907 2 和 1.739 8, 分选很差, 累积频率曲线呈“S”型, 频率曲线 S-10 为单峰, 正偏态; S-11、S-12 呈双峰, 正偏态 (表 3、图 4)。概率累积频率曲线 S-10 为三段型, S-11 为单段型, S-12 为两段型, 显示 S-10、S-11 为重力流沉积, 而 S-12 具有高密度牵引流沉积特征。结合粒度分析与野外露头观测, 表明其属扇三角洲沉积环境。

3.5 冲积扇 (F)

冲积扇沉积分布于干河沟组中上部及其上覆地层, 主要由 Gmm、Gss、Gp 和 Gm,

Mgm, Mm, Fm, Fl 组成, 以厚层杂色砾岩或砂质砾岩夹土黄色泥岩、砾质泥岩为特征。Gmm 与 Gss 岩相泥砂质含量高, 呈杂基支撑, 砾石大小混杂, 分选极差, 无定向, 块状层理或粒序韵律层理, 具有碎屑流快速搬运、沉积的特征。Gmm, Gss 向上常过渡为 Mgm 或 Mm, 它们由含砾泥岩和含砾粉砂岩组成, 代表了冲积扇河流末端漫出河床而形成的宽阔急流浅水沉积。Gm、Gp 底部存在明显的冲刷—充填, 砾石呈叠瓦状排列(Gm)或定向排列形成粗糙大型平行层理(Gp)。

4 沉积演化

上述不同沉积环境与沉积相的变化反映了寺口子盆地新生代沉积演化特征和区域构造活动特征, 主要表现以下几个阶段。

寺口子盆地新生代沉积地层的时空分布以及沉积演化特征受到古气候、古地形以及青藏高原向东北部扩展过程中的区域构造运动制约。早中新世寺口子组开始接受沉积时期(>20.1 Ma), 区域构造活动相对平静, 盆地以拗陷的形式缓慢沉降, 致使寺口子组与早白垩统乃家河组虽然存在长时间的沉积间断, 但两者之间以平行不整合或小角度不整合(<10°)接触。寺口子盆地寺口子组沉积环境由早期的辫状河相过渡为三角洲相, 岩性以长石石英砂岩为主, 含有少量的变质岩岩屑(<5%), 分选较好, 次圆状和圆状, 缺少盆地边缘沉积相带, 反映了寺口子盆地西侧马东山、月亮山(岩性主要为白垩系砂岩、泥岩以及泥灰岩)并非寺口子盆地的边缘, 此时, 位于海原南侧的西、南华山可能成为寺口子盆地的主要物源区。

清水营组沉积时期 20.1 ~ 11.4 Ma, 寺口子盆地经历了持续的拗陷, 盆地由湖相—三角洲相—湖相构成一个完整的沉积旋回, 其中控制沉积旋回的主要因素可能是区域性气候的变化(Guo et al., 2002)和湖平面的升降。清水营组早期湖相环境中灰绿色的泥岩与网脉状、层状的石膏共生, 显示气候逐渐干旱化, 湖平面降低, 水体由深变浅。该组地层在研究区分布最广, 六盘山西麓的隆德盆地、寺口子盆地北部的贺家口子地区以及丁家二沟地区, 沉积了大量与寺口子地区相似的砂岩、泥岩夹石膏层(申旭辉等, 2001; Zhang et al., 2005), 显示气候干旱化的同时, 青藏高原东北部地区经历了区域性的沉降, 形成广泛连通的泛盆地。

红柳沟组沉积时期 11.4 ~ 4.6 Ma, 沉积环境变化发生了显著的变化, 红柳沟组早、中期 11.4 ~ 6.4 Ma 盆地的沉积环境主要为湖相; 6.4 ~ 4.6 Ma 沉积环境转变为扇三角洲与湖相沉积, 扇三角洲可能为事件沉积的产物, 两者之间以 6.4 Ma± 出现的一套厚层(>50 cm)细砾岩为标志(图 4F)。砾岩的砾石成分主要为石英颗粒(50%)、紫褐色砂岩(20%)、灰黑色板岩(18%)、花岗岩(7%)、土黄色泥岩或泥灰岩(早白垩统)(5%), 分选较差, 次棱角状。砾岩中土黄色泥岩和泥灰岩的出现, 表明此时盆地西部的马东山、月亮山地区已经逐渐隆升, 成为寺口子盆地的物源区。

干河沟组沉积时期 4.6 ~ 1.2 Ma, 主要为扇三角洲和冲积扇沉积, 其中 4.6 ~ 3.5 Ma 主要为扇三角洲沉积环境, 3.5 ~ 1.2 Ma 主要为冲积扇沉积环境。干河沟组沉积时期是盆地沉积环境变化最为显著的时期, 同时也是沉积地层的厚度与产状发生明显变化的时期。沉积环境与地层几何形态的显著变化表明盆地西缘的马东山山前断裂发生强烈的

逆冲推覆,使马东山白垩系和4.6 Ma之前形成的地层卷入变形,形成生长褶皱。马东山的不断隆升,使盆地变浅,形成以砾岩、泥岩互层为特征的扇三角洲沉积,其中砾岩的砾石成分主要为土黄色泥岩和泥质粉砂岩(35%)、桔红色砂岩和泥岩(25%)、紫红色砂岩(15%)、灰黑色的灰岩(8%)、花岗岩(<5%),次棱角状一次圆状,分选很差。扇三角洲的砾石成分与前期发生明显的变化,出现大量的白垩系灰绿色、草绿色泥岩、泥质粉砂岩以及新生代寺口子组桔红色砂岩与清水营组桔红色泥岩。3.5~1.2 Ma之间冲积扇相砾岩的特征与4.6~3.5 Ma之间扇三角洲相的砾岩相似,难以推断两者之间的转变是因为4~2 Ma期间全球气候变化而引起的风化、剥蚀速率(国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局,1990)的加速,或者区域构造作用导致盆地相邻山脉的进一步隆升所致。

1.2 Ma以来由于海原—六盘山断裂的左旋走滑兼逆冲推覆(Zhang et al.,2001),寺口子盆地不断遭受抬升、剥蚀,并在局部地区沉积了洪积—冲积扇相的砾岩。

5 结论

(1)>20.1 Ma期间,寺口子盆地主要为辫状河与三角洲沉积环境。此时,盆地以坳陷的形式缓慢沉降,寺口子地区并未发育冲积扇等边缘相,显示盆地西侧马东山、六盘山可能并非盆地的物源区。

(2)20.1~6.4 Ma期间,盆地主要为三角洲以及湖泊沉积环境,构造活动相对稳定,全球气候变化和湖平面的升降制约着沉积环境的类型。

(3)6.4~4.6 Ma期间,主要为扇三角洲与湖相沉积环境。6.4 Ma盆地内首次出现厚层砾岩,沉积环境由正常湖相沉积突变为事件诱发的扇三角洲沉积,反映了盆地西侧马东山山前断裂的开始活动,马东山逐渐隆升、剥蚀,成为盆地物源区。

(4)4.6~1.2 Ma期间,盆地沉积相类型为扇三角洲和冲积扇相,表明区域构造运动逐渐加剧,物源区快速整体隆升、盆地强烈构造变形。

(5)<1.2 Ma,盆地抬升,遭受剥蚀,局部形成洪积—冲积扇,表明1.2 Ma以来,青藏高原东北缘地区发生较为强烈的构造变形与隆升。

参 考 文 献

- 国家地震局地质研究所,宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原活动断裂带. 北京:地震出版社. 139—175.
- Institute of Geology, State Seismological Bureau and Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. The Haiyuan Active Fault Zone. Beijing: Seismological Press. 139—175.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1990. 宁夏回族自治区区域地质志. 北京:地质出版社. 194—196.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. Regional Geology of Ningxia Hui Autonomous Region. Beijing: Geological Press. 194—196.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1996. 宁夏回族自治区岩石地层(全国地层多重划分对比研究64). 北京:中国地质大学出版社. 1—132.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. Stratigraphy(Lithostratic) of Ningxia Hui Autonomous Region, (Multiple Classification and Correlation of the Stratigraphy of China 64). Beijing: China University of Geosciences Press. 1—132.
- 宋春晖,方小敏,李吉均,高军平,孙东,范马洁,颜茂都. 2003. 青藏高原东北部贵德盆地上新世沉积环境分析及其意义. 第四纪研究,23(1): 92—100.

- Song Chunhui, Fang Xiaomin, Li Jijun, Gao Junping, Sun Dong, Fan Majie and Yan Maodu. 2003. Pliocene sedimentary environment of the Guide Basin on the northeast margin of the Qinghai-Tibetan Plateau and its significance. *Quaternary Science*, **23**(1): 92—100.
- 申旭辉, 田勤俭, 丁国瑜, 韦开波, 陈正位, 柴炽章. 2001. 宁夏贺家口子地区晚新生代地层序列及其构造意义. *中国地震*, **17**(2): 56—66.
- Shen Xunhui, Tian Qinjian, Ding Guoyu, Wei Kaibo, Chen Zhengwei and Chai Chizhang. 2001. The Late Cenozoic stratigraphic sequence and its implication to tectonic evolution, Hejiahouzi area, Ningxia Hui autonomous region. *Earthquake Research in China*, **17**(2): 56—66.
- 王二七. 2004. 山盆耦合的一种重要形式: 造山带及其侧陆盆地. *科学通报*, **49**(4): 370—374.
- Wang Erchie. 2004. An important form of basin-mountain coupling: Orogenic belt and flank basin. *China Science Bulletin*, **49**(6): 632—636.
- 王志才, 张培震, 张广良, 李传友, 郑德文, 袁道阳. 2006. 西秦岭北缘构造带的新生代构造活动——兼论对青藏高原东北缘形成过程的指示意义. *地学前缘*, **13**(4): 119—135.
- Wang Zhicai, Zhang Peizhen, Zhang Guangliang, Li Chuanyou, Zheng Dewen and Yuan Daoyang. 2006. Tertiary tectonic activities of the north frontal fault zone of the west Qingling Mountains: Implications of the growth of the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth Science Frontiers*, **13**(4): 119—135.
- 袁道阳, 张培震, 方小敏, 王志才, 宋春晖, 郑德文. 2007. 青藏高原东北缘临夏盆地晚新生代构造变形及过程. *地学前缘*, **14**(1): 243—250.
- Yuan Daoyang, Zhang Peizhen, Fang Xiaomin, Wang Zhicai, Song Chunhui and Zheng Dewen. 2007. Late Cenozoic tectonic deformation of the Linxia Basin, northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. *Earth Science Frontiers*, **14**(1): 243—250.
- 张进, 马宗晋, 任文军. 2005. 宁夏中南部新生界沉积特征及其与青藏高原演化的关系. *地质学报*, **79**(6): 757—773.
- Zhang Jin, Ma Zongjin and Ren Weijun. 2005. The sedimentary characteristics of Cenozoic strata in central and southern Ningxia and their relationships with the development of the Qinghai-Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, **79**(6): 757—773.
- 张进, 马宗晋, 任文军. 2006. 试论宁夏地区始新统寺口子组沉积的构造背景. *地质论评*, **52**(2): 207—214.
- Zhang Jin, Ma Zongjin and Ren Wenjun. 2006. Discussion on the tectonic setting of deposition of the Eocene Sikouzi Formation in Ningxia region. *Geological Review*, **52**(2): 207—214.
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y and Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, **416**(6877): 159—163.
- Horton B K and Schmitt J G. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, **43**(1): 133—155.
- Jiang H C, Ding Z L and Xiong S F. 2007. Magnetostratigraphy of the Neogene Sikouzi section at Guyuan, Ningxia, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **243**(26): 223—234.
- Métivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P and Meyer B. 1998. Northeastward growth of the Tibet Plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor Basins, China. *Tectonics*, **17**(6): 823—842.
- Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, Métivier F, Gaudemer Y, Peltzer G, Guo S M and Chen Z T. 1998. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. *Geophysical Journal International*, **135**(1): 1—47.
- Miall A D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In: Miall A D (Ed.). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5. 597—604.
- Miall A D. 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. New York: Springer-Verlag. 1—668.
- Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia; Effects of a continental collision; Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. *Science*, **189**: 419—426.
- Postma G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: A synthesis. In: Colella A and Prior D B (Eds.). *Coarse-Grained Deltas*. Special Publication Number 10 of the International Association of Sedimentologists. 13—27.
- Sobel E R. 1999. Basin analysis of the Jurassic-Lower Cretaceous southwest Tarim Basin, northwest China. *GSA Bulletin*, **111**(5): 709—724.

- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibetan Plateau. *Science*, **294**(5547): 1671—1677.
- Zhang P Z, Molnar P, Burchfiel B C, Royden L, Wang Y P, Deng Q D, Song F M, Zhang W Q and Jiao D C. 1988. Bounds on the Holocene slip rate of the Haiyuan fault, north-central China. *Quaternary Research*, **30**(2): 151—164.
- Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, Zhang W Q, Jiao D C, Deng Q D, Wang Y P, Royden L and Song F M. 1991. Amount and style of Late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia autonomous region, China. *Tectonics*, **10**(6): 1111—1129.
- Zhang P Z, Molnar P and Downs W R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, **410**: 891—897.
- Zheng D W, Zhang P Z, Wan J L, Yuan D Y, Li C Y, Yin G M, Zhang G L, Wang Z C, Min W and Chen J. 2006. Rapid exhumation at ~ 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth and Planetary Science Letters*, **248**(1—2): 198—208.

Cenozoic sedimentary evolution of the Sikouzi Basin on the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau and its tectonic significance

Wang Weitao Zhang Peizhen Zhang Guangliang
Zheng Dewen Zheng Wenjun Jiang Hanchao

(Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029)

Abstract

The Sikouzi Basin, located near Guyan in Ningxia Hui autonomous region, deposited the huge thick layer of Cenozoic strata, which document the characteristics of sedimentary evolution and history of tectonic deformation. Based on analyzes of grain size, sedimentary structures and sedimentary sequence, twenty lithofacies and five sedimentary environments are recognized. By correlating previous magnetic stratigraphic result and our present analysis of sedimentary evolution and its response to tectonics, we suggest that the basin was slowly depressed before 20.1 Ma and was deformed in 1.2 Ma. Between 20.1 Ma and 1.2 Ma, three tectonic uplift events took place in the northeast of Qinghai-Tibet Plateau. They happened in the 6.4 Ma, 4.6 Ma and 1.2 Ma. Basin stratigraphy shows that the tectonic uplift at 6.4 Ma is the first time that growing of the northeastern Qinghai-Tibet Plateau affected the east region of Haiyuan-Liupan Shan faulting. Both the style of development and the evolution of the Sikouzi Basin uncover that the Late Cenozoic thrusting of the Madong Shan front fault system led to the following evolution pattern. The Sikouzi Basin was strongly deformed and uplifted, and then most of the basin was merged into marginal plateau and consequently became the newest part of the Qinghai-Tibet Plateau.

Key Words Sedimentary evolution, Tectonic uplift, Cenozoic, Qinghai-Tibet Plateau