

doi:10.3969/j.issn.0253-4967.2018.05.008

# 海原断裂带干盐池拉分盆地的沉积演化

雷生学<sup>1,2)</sup> 冉勇康<sup>1,3)</sup>\* 李彦宝<sup>1)</sup> 徐良鑫<sup>1)</sup> 郭 巍<sup>2)</sup> 谢静博<sup>4)</sup>

1) 中国地震局地质研究所, 活动构造与火山重点实验室, 北京 100029

2) 天津市地震局, 天津 300201

3) 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

4) 华北有色工程勘察院有限公司, 石家庄 050021

**摘 要** 干盐池拉分盆地为青藏高原东北边界海原断裂带内最大的拉分盆地, 对揭示青藏高原 NE 向生长、海原断裂的运动变形及古环境演变有着重要的意义。前人主要开展了区域地质填图和古地震方面的研究, 而该盆地的地层、年龄、形成演化等皆不清楚。针对以上问题, 在干盐池盆地开展了浅层人工地震勘探、深孔钻探及样品测试等工作。深孔剖面显示, 干盐池盆地大约形成于距今 2.76Ma 前, 盆地内堆积了 3 段地层, 第 I、II、III 段地层分别约于距今 2.76Ma、2.33Ma 和 1.78Ma 前开始堆积, 沉积物的粒度呈现出“向上逐渐变细”的趋势, 表现为 1 个典型的“退积型”沉积序列; 磁化率结果表明, 干盐池盆地大约于距今 1.78Ma 前进入积水期, 湖相层记录了多个高磁化率区间, 这有可能是因为自生的亚铁磁性硫化铁矿物所致; 钻孔及浅层人工地震勘探资料表明, 干盐池盆地主要受南-西华山与唐家坡-干盐池断层的控制, 其沉降中心介于这 2 条断层之间, 最深处可能超过了 550m。干盐池拉分盆地的沉积过程经历了由残积相(距今约 2.76Ma 前)一扇根相(距今 2.76~2.33Ma)一扇中相(距今 2.33~1.78Ma)一盐湖相(距今约 1.78Ma—现今)的演变。盐湖相期以 B/M 界线为界又可细分为 2 个阶段, 其中, 第 2 阶段(距今约 0.78Ma—现今)的沉积速率急剧加快, 高达 232.5m/Ma, 这有可能是受盆地中央断层的活动影响所致。

**关键词** 干盐池拉分盆地 沉积相 磁化率 盆地演化 海原断裂

中图分类号: P315.2

文献标识码: A

文章编号: 0253-4967(2018)05-1072-14

## 0 引言

拉分盆地, 是指在走滑断裂的拐弯(bend)或阶区(stepover)处的局地性张应力作用下形成的断陷构造(Rahe *et al.*, 1998)。拉分盆地的形成、演化与走滑断裂带的运动有着密切的关系, 盆地内的沉积物记录了边界断裂的活动过程, 且拉分盆地通常具有沉积速率快、沉降厚度大等特点(Mann *et al.*, 1983; Basile *et al.*, 1999), 因而有可能捕捉到更多的与边界断裂有关的构造变形信息。

干盐池拉分盆地位于狭义海原断裂带的中段, 为断裂带内最大的拉分盆地(图 1)。海原断裂带是青藏高原东北缘的 1 条大型左旋走滑活动断裂带, 在青藏高原向 NE 方向扩展生长过程中扮演着重要的角色(Burchfiel *et al.*, 1991)。因而, 研究干盐池拉分盆地的沉积地层、构造

[收稿日期] 2017-12-10 收稿, 2018-01-30 改回。

[基金项目] 国家自然科学基金项目(41272214)与国家留学基金委项目(201504190011)共同资助。

\* 通讯作者: 冉勇康, 男, 研究员, 电话: 010-62009213, E-mail: ykran@263.net。

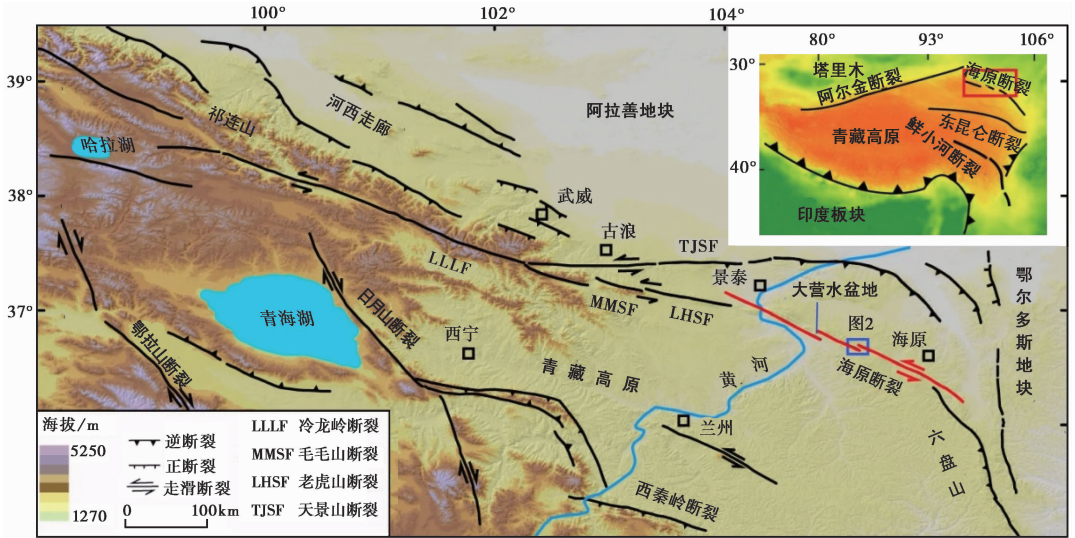


图 1 干盐池拉分盆地区域地质构造图(底图据郭鹏等, 2017)

Fig. 1 Regional tectonic setting of the Ganyanchi pull-apart basin(modified from GUO Peng *et al.*, 2017).

海原断裂及其西侧的老虎山断裂(LHSF)、毛毛山断裂(MMSF)和冷龙岭断裂(LLF)为广义上的海原断裂

演化等,对揭示青藏高原NE向生长及海原断裂的活动历史有着重要的意义。另一方面,干盐池盆地地处东亚季风区与西北内陆干旱区的过渡地带,地貌上表现为1个完全封闭的内陆盐湖(历史上曾是西北地区重要的产盐场所),生态的脆弱性与环境的临界性使得它对气候变化十分敏感,也是研究古气候、古环境变化的极佳场所。

在干盐池盆地及其周边地区,前人主要开展了区域地质填图(Deng *et al.*, 1984; Zhang *et al.*, 1989; Burchfiel *et al.*, 1991)和古地震研究(Liu *et al.*, 2015; 李彦宝等, 2016)方面的工作。关于干盐池盆地的地层年龄、构造演化及古环境变迁等皆不清楚。针对上述问题,自2012年起,在干盐池盆地开展了浅层人工地震勘探、深孔钻探、样品测试分析(古地磁、磁化率、粒度等)等工作,揭示了干盐池盆地的形成与演化及其对海原断裂带第四纪以来活动历史的响应。

## 1 背景资料

### 1.1 地质背景

海原断裂带有狭义和广义之分,狭义上的海原断裂指的是黄河西岸景泰县到六盘山以东的部分(图1),这也是1920年海原8.5级地震的破裂段落(国家地震局地质研究所等,1990)。广义的海原断裂包括狭义上的海原断裂及其以西的老虎山断裂(LHSF)、毛毛山断裂(MMSF)、冷龙岭断裂(LLF)等(图1),经常也被称为海原—祁连山断裂带(Gaudemer *et al.*, 1995; Li *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2011; Zheng *et al.*, 2013)。本文所述均为狭义海原断裂带。

自景泰县向东,海原断裂可细分为11条次级左旋走滑断层(邓起东等,1989),在这些次级断裂的阶区部位形成了2个挤压隆起区和8个大小不一的拉分盆地(国家地震局地质研究所等,1990),其中,干盐池盆地为规模最大的拉分盆地。

干盐池拉分盆地位于南—西华山北麓断层(图2中 $F_1$ )与黄家洼山南麓断层(图2中 $F_2$ )的

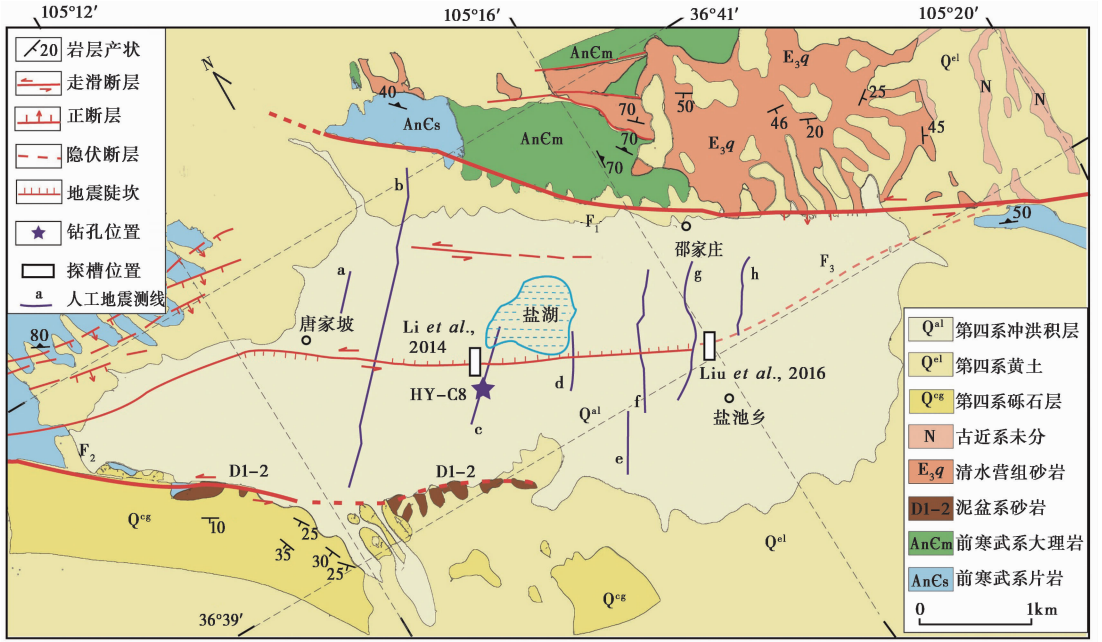


图2 干盐池拉分盆地地质简图(改编自邓起东等, 1989)

Fig. 2 Simplified geological map of the Ganyanchi pull-apart basin(modified from DENG Qi-dong *et al.*, 1989).

蓝色星标为钻孔位置; F<sub>1</sub> 南-西华山北麓断层, F<sub>2</sub> 黄家洼山南麓断层, F<sub>3</sub> 干盐池-唐家坡断层

左阶错列的阶区内,盆地长约8km,宽约3km,形状呈较为规则的菱形(图2)。盆地内部地势平坦,地形稍向N倾斜,地表被全新世冲洪积物和蒸发盐类所覆盖(国家地震局地质研究所等,1990)。除2条边界走滑断层外,干盐池盆地内部还发育了1条“对角线式断层”(Cross-Basin Fault, CBF)——干盐池-唐家坡断层(图2中F<sub>3</sub>)。

干盐池盆地周边出露的地层主要为晚元古界的变质岩和新生界的沉积岩,除极小面积的泥盆系紫红色砂、砾岩外,古生界和中生界地层缺失(图2)。晚元古界的变质岩主要为前寒武系蓝灰色白云母石英片岩(AnCs)和灰白色中厚层含白云母大理岩(AnCm),并夹少量片麻岩、石英岩等;新生界地层主要为渐新统清水营组(E<sub>3q</sub>),为1套紫红色泥岩、粉砂岩,并夹有大量石膏层。第四系地层主要为风积黄土(Q<sup>el</sup>),披覆于山岭沟壑间,在宁夏南部大面积出露。另外,在盆地南侧小面积出露1套灰色、灰黑色冲洪积相砾石层,砾石层底部固结较为坚硬,成分以片岩为主。前人通过对比区域地层后认为这套砾石层的时代为早更新世(Q<sub>p</sub><sup>1</sup>) (国家地震局地质研究所等,1990)。

## 1.2 前人的工作

在干盐池盆地及其周边地区,前人研究的主要成果可以归纳为以下4条:1)获得了海原断裂带的左旋位移量。在干盐池盆地的西北角、海原断裂的北盘,分布着1小块前寒武系角闪岩,渐新世红层不整合于角闪岩之上。在海原断裂的北盘,邵家庄北部也可以观察到前寒武系角闪岩与渐新世地层的不整合接触界线(AnC/E),Burchfiel等(1991)利用这些特殊的岩体或不整合界线作为标志,认为海原断裂带新生代以来的左旋位移量为12.9~14.8km;2)盆地中

央断层的性质。1920 年大地震的地表破裂在干盐池盆地内主要沿盆地中央断层展布(图 2), 对断层沿线的陡坎、鼓包、裂缝、小地堑等地震遗迹进行考察后, 前人认为该断层为 1 条张性剪切断裂(国家地震局地质研究所等, 1990)。然而, 最近的探槽结果却显示该断层实际为压扭性质(李彦宝等, 2016); 3) 拉分盆地的消亡模式。在对海原断裂带内包括干盐池盆地在内的拉分盆地研究后, Zhang 等(1989)提出了新的拉分盆地的消亡模型, 认为拉分盆地的消亡或以盆地中央断层的连通, 或以边界断裂的一支由正断转为走滑, 或以边界走滑断裂向盆地中央迁移的方式而完成(Zhang *et al.*, 1989); 4) 盆地中央断层的古地震记录。跨盆地中央断层的槽探研究表明(图 2), 晚更新世末期以来干盐池盆地记载了至少 7 次古地震事件, 其复发呈现丛集与单个事件相间排列的规律, 而当前可能正处于 1 个新的地震丛集期内(Li *et al.*, 2014; Liu *et al.*, 2015; 李彦宝等, 2016)。盆地东侧的三维探槽则显示(图 2), 干盐池盆地保存了公元 1500 年以来的 3 次非特征型古地震序列, 而且中等震级地震(<7 级)也可能产生地表破裂(Liu *et al.*, 2015)。

## 2 干盐池拉分盆地的沉积演化

### 2.1 盆地的沉积地层

现代湖盆的沉积中心附近、盆地中央断层南盘的深钻孔剖面(图 2)显示: 盆地内充填的松散层约有 311.2m 厚, 盆地的基底则是蓝灰色的前寒武系片岩(图 3)。依地层的颜色、岩性、层理结构等可以将钻孔揭露的剖面分为 3 段、6 层(图 4), 自下而上分别为:

盆地基底: 层 0(深 328~311.2m), 为前寒武系白云母片岩风化壳。残积相。未见底。

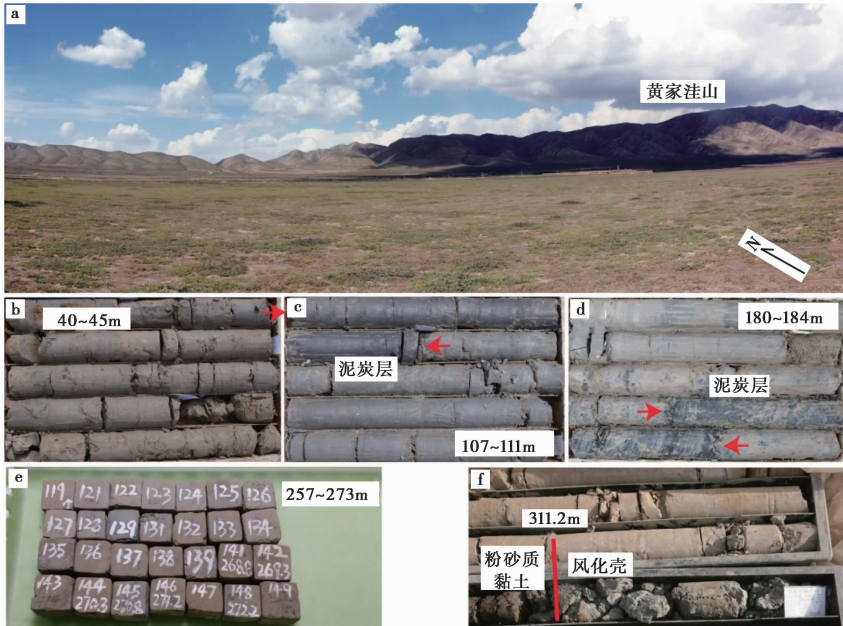


图 3 a 干盐池盆地的照片及 b—f 代表性地层的岩芯照片

Fig. 3 Photographs of the Ganyanchi Basin(a) and the representative stratigraphy from the core(b)–(f).

图 c、d 中箭头所指处为黑色泥炭层; 图 f 中土黄色粉砂质黏土与蓝色风化壳的界线, 其代表盆地的底界



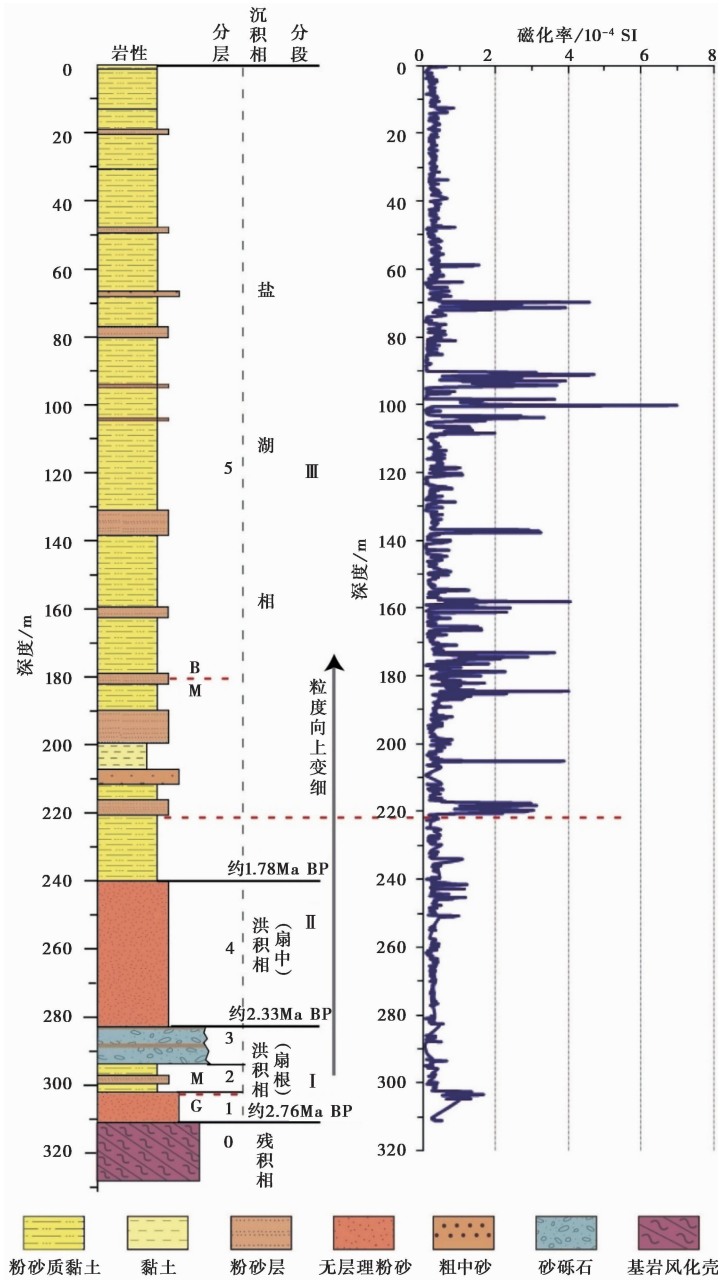


图 4 干盐池盆地的地层岩性、沉积相及磁化率曲线

Fig. 4 Lithostratigraphy, sedimentary facies and magnetic susceptibility from the core profile in the Ganyanchi Basin.

B、M、G 分别对应古地磁极性期的布容、松山和高斯期；自红色水平虚线向上(约 220m 深)，磁化率曲线开始出现剧烈的高值波动

盆地盖层：共 3 段、5 层，依次为：

第 I 段：层 1(深 311.2~302.3m)，为灰色、灰褐色泥质细粉砂，底部呈灰白色。砂层呈厚层块状，未见层理。层厚约 8.9m。

层 2(深 302.3~294.2m),为砖红色粉砂质黏土,中部夹厚约 2.6m 的灰褐色细粉砂层。层厚 8.1m。

层 3(深 294.2~283m),为灰色砂砾石层,砾石成分以寒武系白云母片岩为主,并夹少量砖红色粉砂岩。砾石呈棱角状,表明其距离物源区比较近。该段夹数层薄层浅砖红色粉砂层,粉砂层分选较好并发育 0.5~2cm 厚的近水平层理。层厚 11.2m。该段地层共厚 28.2m,为山麓洪积扇的扇根相堆积。

第 II 段:层 4(深 283~240m),为浅砖红色黏土质细粉砂,夹少量细砾,砂层呈厚层块状,未见层理。层厚 43m。可能为山麓洪积扇的扇中相。

第 III 段:层 5(深 240~0m),为 1 套灰色、灰黑色粉砂质黏土与灰蓝色、土黄色粉砂韵律层,发育近水平微细层理,在 131.2~138.6m、189.7~199.4m 和 207~212.2m 段为 3 段较厚的粉砂或细粉砂层。该套地层最显著的特点是夹有大量的黑色泥炭薄层或团块(图 3c, d),这也是地层发黑的主要原因,分析可能是因为沉积时湖水较深所产生的还原环境所致。层厚 240m。为深-浅湖交替变化的湖积相。

以古地磁年龄数据(Lei *et al.*, 2018)为基础,可以得到干盐池盆地内各段地层的年龄框架(图 4),具体为:最底部的洪积扇扇根相沉积物大约于距今 2.76Ma 前开始堆积,这也意味着干盐池盆地大约在距今 2.76Ma 时开始发育;第 II 段地层大约于距今 2.33Ma 之时开始堆积,堆积了约 43m 厚;第 III 段的盐湖相地层则大约于距今 1.78Ma 时开始堆积,堆积了 240m 厚。另外,其它一些重要的古地磁界线,如布容与松山期界线(B/M)、松山与高斯期界线(M/G)则分别位于 181.35m 和 302.55m 深处(图 4)。

纵观整个剖面,盆地内充填的沉积物的粒度呈现出“向上逐渐变细”的趋势(图 4),即由底部较粗的砂砾石变为中段较细的黏土质细粉砂,再变为上段最细的粉砂质黏土,表现为 1 个典型的水进源退的“退积型”沉积序列。而退积型的沉积模式又恰好反映了干盐池盆地——1 个受断裂构造所控制的拉分盆地——从无到有、从小变大的演变过程。

## 2.2 磁化率结果

磁化率作为 1 个常用的环境磁学参数,在中国黄土高原地区的黄土-古土壤序列研究中取得了显著的成果,其和粒度共同被作为研究东亚季风演变的重要代用指标(Heller *et al.*, 1995; 邓成龙等, 2007; 刘青松等, 2009)。研究发现,在通常情况下,古土壤的磁化率值比黄土高,反映东亚夏季风强盛,气候温暖湿润,成土作用明显;相反,黄土的磁化率则较低,反映东亚冬季风强盛,气候变得寒冷干燥(邓成龙等, 2007)。将磁化率应用于湖相沉积物的古气候、古环境研究的例子也比较多(胡守云等, 1998, 2001; 王心源等, 2008; 张俊辉等, 2010)。

在野外,用 SM-30 便携式磁化率仪对全段钻孔岩心进行了即时测量。磁化率仪的灵敏度为  $1 \times 10^{-7}$  SI, 自动范围为  $0 \sim 999 \times 10^{-3}$  SI, 样品的测量间隔为 20cm。具体的磁化率结果见图 4。可以看出:第 I 段、第 II 段地层的磁化率值相对较低且变化比较平稳,而在第 III 段地层内,大约自 220m 深度起,磁化率突然急剧增高,一直到 70m 左右,磁化率曲线出现多次的高值波动,最高峰出现在约 100.2m 处,其值达  $6.99 \times 10^{-4}$  SI。

将磁化率曲线与地层岩性进行详细对比后发现,主要的高磁化率段落(304.9~303.4m、220.5~217.3m、175.2~174m、137.7~136.9m、104.9~103.3m、100.5~98.4m、94.7~90.3m 和 72.1~70.2m),除 304.9~303.4m 与 220.5~217.3m 段为泥质细粉砂外,其它段落皆为较细

的粉砂质黏土，并且夹有大量的泥炭层或泥炭团块(图 3c, d)，因而推测，磁化率的增高可能与富含有机质的泥炭层有关。

前人研究发现，在高湖面、高有机碳含量的情况下，湖泊的沉积环境会变得相对还原而自生成亚铁磁性的硫化铁矿物(胶黄铁矿或磁黄铁矿等)，从而使沉积物的磁化率增强(胡守云等, 1998)，并且研究者认为磁化率的高(低)可以很好地指示湖面的高(低)与气候的湿润(干旱)(胡守云等, 1998; 王心源等, 2008)。因而，就干盐池盆地而言，可以认为：盆地地层记载的多个高磁化率区间，有可能是因为当时的湖水面较高且富含有机质，湖泊变得相对还原而自生成了亚铁磁性的硫化铁矿物所致。并且，大约自 1.78Ma 前干盐池盆地进入蓄水阶段以后，磁化率曲线出现多次的高值-低值波动，而高值有可能指示当时的湖面较高，且气候较为湿润；与之相反，磁化率的低值区间有可能指示当时的湖面较低，且气候较为干旱。

### 2.3 盆地的沉积厚度分布特征

搜集干盐池盆地内已有的钻孔、农田水井及人工地震勘探资料(图 5)(井孔信息详见表 1; 人工地震剖面的位置详见图 2)，绘制干盐池盆地的等深线图(图 6)。值得一提的是，大致以盆地中央断层为界，断层以北的地层厚度主要以地震勘探资料为依据；断层以南的沉积厚度则以钻探资料为依据。从图 5 和图 6 中可以看出，干盐池盆地的沉降中心位于盆地的北侧，最深处可能超过了 550m，介于盆地北边界断裂与中央断层之间，与现今的湖水范围大体一致，这有可能反映了盆地的沉降主要受南-西华山和唐家坡-干盐池断层的联合控制。另据资料记载，1920 年海原大地震发生后，干盐池盆地内的湖水向 N 移动了 1km 多(国家地震局兰州地震研究所, 1980)，并在湖岸边形成了 1~3m 高的陡坎，而且，现今盆地内的地形也稍向 N 倾

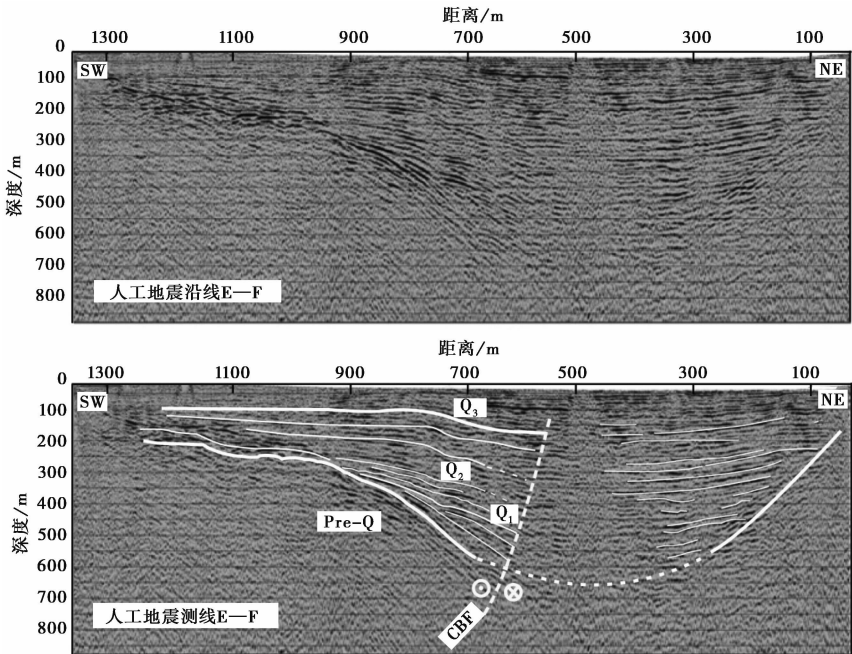


图 5 干盐池盆地人工地震 E-F 测线结果及其解译图

Fig. 5 Seismic-reflection profile of E-F and its interpretation across the Ganyanchi Basin.

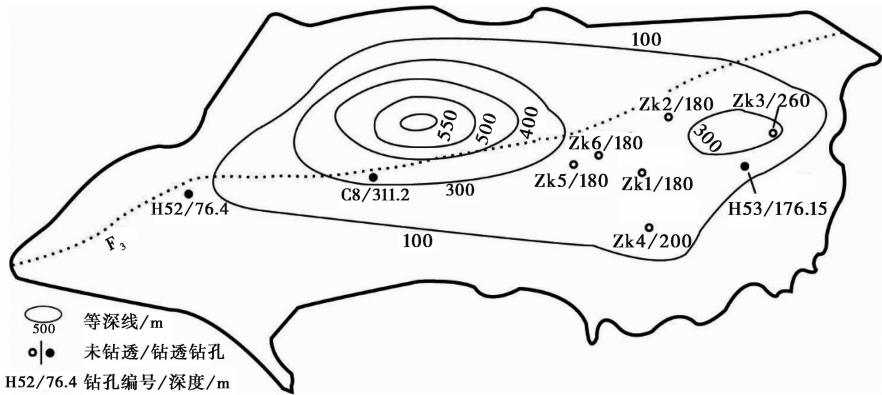
测线位置见图 2; CBF 为盆地中央断层

表 1 干盐池盆地的钻孔信息汇总表

Table 1 Summary table of drilling cores in the Ganyanchi Basin

钻孔编号	位置	深度/m	资料来源
H52	36.675°N, 105.231°E	76.4	国家地震局地质研究所等(1990)
C8	36.665°N, 105.256°E	311.2	Lei 等, 2018
H53	36.646°N, 105.297°E	176.15	国家地震局地质研究所等(1990)
Zk1	36.651°N, 105.283°E	180 *	干盐池农用水井资料 <sup>①</sup>
Zk2	36.654°N, 105.290°E	180 *	干盐池农用水井资料
Zk3	36.646°N, 105.299°E	260 *	干盐池农用水井资料
Zk4	36.646°N, 105.280°E	200 *	干盐池农用水井资料
Zk5	36.655°N, 105.277°E	180 *	干盐池农用水井资料
Zk6	36.654°N, 105.280°E	180 *	干盐池农用水井资料

注 \* 钻孔未钻透至基岩。

图 6 干盐池盆地等深线图( $F_3$  为盆地中央断层)Fig. 6 Isopach map of the Ganyanchi Basin ( $F_3$  is the cross-basin fault).

斜, 这进一步证实了盆地依然受北边界断裂控制的事实。需要强调的是, 该等深线图只是 1 个初步的结果, 尚有待于进一步的钻探工作来验证。

## 2.4 盆地的沉积演化

干盐池拉分盆地形成于海原断裂带的次级断裂的拉张应力阶区内, 其形成和发育必然与海原断裂带的演化有着密切的关系。对包括海原断裂带在内的青藏高原东北缘的构造变形历史的研究表明(Burchfiel *et al.*, 1991; Zhang *et al.*, 1991; Ding *et al.*, 2004; Zheng *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2011; Shi *et al.*, 2015), 晚新生代以来, 海原地区主要经历了 2 期构造运动变形: 第 1 期大约在距今 8~12Ma 前, 海原断裂带以向 NE 方向的挤压逆冲和地壳缩短变形为主, 强烈的逆冲推覆作用破坏了青藏高原北部先前存在的巨型前陆盆地, 并可能造成了断裂沿线的

① 利源钻井队, 2015, 内部资料。



哈思山、黄家洼山、南华山、西华山等山脉的快速隆升 (Burchfiel *et al.*, 1991); 第 2 期在中新世晚期或上新世 (具体时间尚有争议), 海原断裂带转为以左旋走滑为主并兼具逆冲的运动, 一系列的山脉、河流被左旋错断, 次级断裂相接的阶区内形成了众多大小不等、年龄各异的拉分盆地, 沿断裂所产生的走滑位移最终被断裂带尾端的六盘山所吸收 (Zhang *et al.*, 1991)。

干盐池拉分盆地作为 1 个特殊的构造成因的盆地, 其沉积环境变迁与地质构造演化有着密切的关系。将盆地地层的岩性、沉积相、磁化率、古地磁年龄等综合后, 可清晰地勾勒出干盐池盆地的沉积演变图像 (图 7), 具体可分为以下 4 个阶段: 1) 残积相堆积期 (距今约 2.76Ma 前)。干盐池地区乃至整个海原断裂带先后经历了逆冲缩短、左旋走滑的变形, 由于各次级断裂尚未完全贯通, 拉分盆地还未形成; 未来盆地的范围内广布前寒武系的变质岩, 在长期的风

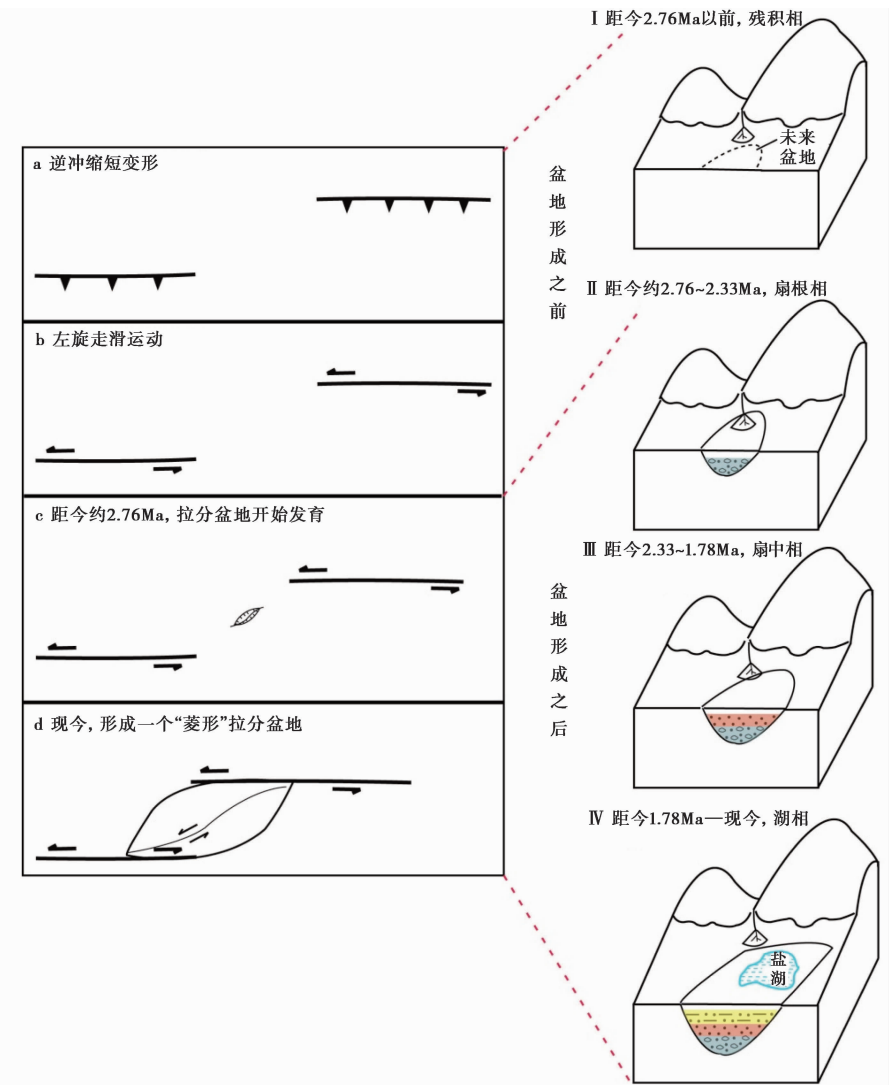


图 7 干盐池拉分盆地的沉积演化示意图

Fig. 7 Conceptual models showing the sedimentary evolutions of the Ganyanchi pull-apart basin.

化作用下, 形成了厚厚的基岩风化壳; 2) 扇根相堆积期(距今 2.76~2.33Ma)。大约自距今 2.76Ma 开始, 在 2 条边界主控走滑断裂的阶区部位开始产生拉张应力, 其中间部位开始下陷, 干盐池拉分盆地开始发育形成, 但此时盆地的规模非常小, 其沉积中心离四周山脉非常之近, 以至于沟谷间的冲洪积物刚出山口便立即堆积起来, 携带的砂砾石也因为搬运距离太短而几乎没有任何磨圆; 3) 扇中相堆积期(距今 2.33~1.78Ma)。边界主控断裂持续地左旋运动, 拉分盆地一步步扩大, 盆地的沉积中心距物源区渐远, 只有洪积扇的细粒物质才能被搬运至沉积中心区域; 4) 盐湖相层堆积期(距今约 1.78Ma—现今)。在北边界断裂和跨盆地中央断裂的控制下, 干盐池盆地逐渐增大与加深, 盆地内开始积水并形成湖泊。可能是受第四纪以来气候波动变化的影响, 湖泊出现深湖-浅湖的交替变化, 沉积物也因之出现细粒、粗粒相间的韵律层。并且, 在高湖面期(对应气候湿润期), 有机质来源比较丰富, 从而在还原的沉积环境下生成了亚铁磁性的硫化铁矿物, 使得地层的磁化率迅速增高。

需要补充的是, 上述第 4 阶段以 B/M 界线(距今约 0.78Ma)为界(图 4)可进一步细分为 2 个阶段: 1) 距今 1.78~0.78Ma(240~181.35m), 在长约 1Ma 的时期内沉积了 58.65m 厚的湖相细粒堆积, 沉积速率较为缓慢, 仅约 58.7m/Ma; 2) 距今约 0.78Ma—至今(181.35~0m), 沉积速率急剧加快, 在长约 0.78Ma 的时期内堆积了厚达 181.35m 的湖相韵律层, 沉积速率高达 232.5m/Ma, 约为第 1 阶段的 4 倍。第 2 阶段沉积速率的急剧加快, 有可能反映了盆地内部中央断层的活动, 即中央断层开始取代盆地南边界断层的运动, 并开始控制盆地的沉陷与最新沉积物的分布(Zhang *et al.*, 1989)。

中央断层的活动使得干盐池盆地的构造环境发生了显著的转变, 然而, 我们的深孔位于盆地中央断层的南盘仅约 180m 之处(图 2), 其沉积相却似乎没有发生明显的变化, 究其原因, 有可能是因为钻孔位置一直处于盆地的沉积中心区域, 只是在海原地震后才被抬升出水面, 在此之前, 该区域一直为湖相沉积环境。据历史资料记载, 1920 年的海原地震使得钻孔所在区域的湖水向 N 移动了 0.5~1km(国家地震局兰州地震研究所, 1980), 这一资料从侧面证实了我们的推测。

### 3 讨论与结论

Zhang 等(1989)认为, 干盐池拉分盆地可能“正在走向消亡”, 并认为干盐池盆地的消亡主要是通过“NW 边界的正断层转变为走滑断层”的形式来完成。我们基本同意这种观点, 稍微不同的是, 我们认为干盐池盆地的消亡可能将会以“盆地中央走滑断层的全线贯通”的形式来完成, 如海原断裂带西段的大营水盆地(图 1)。前人研究认为, 大营水拉分盆地处于“几近消亡”(nearly extinct)的阶段(Zhang *et al.*, 1989), 其 2 条边界断裂不再活动, 盆地中央断层已完全取代 2 条边界断裂, 使得走滑运动主要沿着该中央断层分布(Zhang *et al.*, 1989)。具体就干盐池盆地而言, 盆地中央断层已经取代了盆地南边界断层(黄家洼山南麓断层)的运动, 使得黄家洼山南麓断层的东端不再活动, 并使得盆地的南部区域开始隆升, 盆地的沉积中心也因之向 N 迁移。但是, 该中央断层尚未取代盆地北边界断层(南-西华山北麓断层)的运动——野外地质调查及探槽结果皆表明南-西华山北麓断层依然处于“活动”状态(国家地震局地质研究所等, 1990; 李彦宝等, 2016)。因此, 可以认为, 当盆地中央断层完全贯通并取代 2 条边界走滑断裂的运动后, 干盐池盆地有可能才会彻底走向消亡。

干盐池拉分盆地形成于海原断裂带内的次级断裂的拉张应力阶区内,其形成和发育必然与海原断裂带左旋走滑运动的开始有着密切的关系。然而,干盐池拉分盆地的边界控制走滑断层(南-西华山北麓断层、黄家洼山南麓断层)可能活动了一段时间后,干盐池盆地才开始发育形成,即二者之间有1段“滞后期”存在,关于该滞后期,我们另有文章对此进行详细讨论。不过,至少可以由干盐池拉分盆地的形成年龄(2.76Ma)得出如下推测:海原断裂走滑运动的开始时间要老于2.76Ma BP,早于Burchfiel等(1991)认为的约(1.8±0.3)Ma BP。

综上,对干盐池拉分盆地的地层、沉积相和磁化率结果进行了详细地分析,并与古地磁年龄及浅层人工地震勘探资料等相结合,得到如下一些初步认识:

(1)干盐池盆地大约形成于距今2.76Ma前,盆地内堆积了3段松散层,第I、II、III段地层分别约在距今2.76、2.33和1.78Ma前开始堆积,沉积物的粒度呈现出“向上逐渐变细”的趋势,表现为1个典型的水进源退的“退积型”沉积序列。

(2)干盐池盆地大约于距今1.78Ma时进入了积水期,湖积层记录到了多个高磁化率区间,这有可能是因为当时的湖水面较高且富含有机质,湖泊变得相对还原而生成硫化铁矿物所致。并且,磁化率曲线出现多次高(低)值波动有可能指示当时的湖面高(低)及气候的湿润(干旱)。

(3)干盐池盆地可能主要受南-西华山与唐家坡-干盐池断层的控制,现今的沉降中心位于这2条断裂之间,最深处可能超过了550m。盆地的沉积演变经历了4个阶段,盆地未形成之前为残积相沉积(距今约2.76Ma之前),盆地形成之后则依次经历了由扇根(距今2.76~2.33Ma)一扇中相(距今2.33~1.78Ma)一盐湖相(距今约1.78Ma—现今)的变化。盐湖相期以B/M界线为界可进一步细分为2个阶段,其中,第2阶段(距今约0.78Ma—现今)的沉积速率急剧加快,高达232.5m/Ma,这有可能是受盆地中央断层的活动影响所致。

**致谢** 2位审稿人提出的宝贵修改意见,特别是对本文初稿进行细致文字修改和润色的审稿人,中国地震局地质研究所的李海鸥与蔡明刚博士提供了浅层人工地震勘探数据;天津大学的何沐文博士在作图与成文过程中提供了建设性的建议,在此一并表示感谢!

## 参 考 文 献

- 邓成龙,刘青松,潘永信,等. 2007. 中国黄土环境磁学[J]. 第四纪研究, 27(2): 193—209.
- DENG Cheng-long, LIU Qing-song, PAN Yong-xin, *et al.* 2007. Environmental magnetism of Chinese Loess paleosol sequence [J]. Quaternary Sciences, 27(2): 193—209(in Chinese).
- 邓起东,张维岐,张培震,等. 1989. 海原走滑断裂带及其尾端挤压构造[J]. 地震地质, 11(1): 1—14.
- DENG Qi-dong, ZHANG Wei-qi, ZHANG Pei-zhen, *et al.* 1989. Haiyuan strike-slip fault zone and its compressional structures of the end [J]. Seismology and Geology, 11(1): 1—14(in Chinese).
- 郭鹏,韩竹军,安艳芬,等. 2017. 冷龙岭断裂系活动性与2016年门源6.4级地震构造研究[J]. 中国科学(D辑), 47:617—630.
- GUO Peng, HAN Zhu-jun, AN Yan-fen, *et al.* 2017. Activity of the Lenglongling fault system and seismotectonics of the 2016  $M_s$  6.4 Menyuan earthquake [J]. Science in China (Ser D), 60:929—942.
- 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[M]. 北京:地震出版社.
- Institute of Geology of State Seismological Bureau, Seismological Bureau of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990.

- Haiyuan Active Fault Zone [M]. Seismological Press, Beijing(in Chinese).
- 国家地震局兰州地震研究所. 1980. 一九二〇年海原大地震 [M]. 地震出版社.
- Lanzhou Institute of Seismology, State Seismological Bureau. 1980. The 1920 Haiyuan Earthquake [M]. Seismological Press, Beijing(in Chinese).
- 胡守云, 邓成龙, Appel E, 等. 2001. 湖泊沉积物磁学性质的环境意义 [J]. 科学通报, 46(17): 1491—1494.
- HU Shou-yun, DENG Cheng-long, Appel E, *et al.* 2001. Environmental magnetic studies of lacustrine sediments [J]. Chinese Science Bulletin, 46(17): 1491—1494(in Chinese).
- 胡守云, 王苏民, Appel E, 等. 1998. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制 [J]. 中国科学(D辑), 28(4): 334—339.
- HU Shou-yun, WANG Su-min, Appel E, *et al.* 1998. Environmental magnetism in magnetic susceptibility of Hulun lake sediments [J]. Science in China(Ser D), 28(4): 334—339(in Chinese).
- 李彦宝, 冉勇康, 王虎, 等. 2016. 干盐池拉分盆地盆内新生断层大地震记录与海原断裂带级联破裂地震事件 [J]. 地震地质, 38(4): 830—843. doi: 10.3969/j.issn.0253-4967.2016.04.003.
- LI Yan-bao, RAN Yong-kang, WANG Hu, *et al.* 2016. Paleoseismic records of large earthquakes on the cross-basin fault in the Salt Lake pull-apart basin and cascade rupture events on the Haiyuan Fault [J]. Seismology and Geology, 38(4): 830—843(in Chinese).
- 刘青松, 邓成龙. 2009. 磁化率及其环境意义 [J]. 地球物理学报, 52(4): 1041—1048.
- LIU Qing-song, DENG Cheng-long. 2009. Magnetic susceptibility and its environmental significances [J]. Chinese Journal of Geophysics, 52(4): 1041—1048(in Chinese).
- 王心源, 吴立, 张广胜, 等. 2008. 安徽巢湖全新世湖泊沉积物磁化率与粒度组合的变化特征及其环境意义 [J]. 地理科学, 28(4): 548—553.
- WANG Xin-yuan, WU Li, ZHANG Guang-sheng, *et al.* 2008. Characteristics and environmental significance of magnetic susceptibility and grain size of lake sediments since Holocene in Chaohu Lake, Anhui Province [J]. Scientia Geographica Sinica, 28(4): 548—553(in Chinese).
- 张俊辉, 杨太保, 李永国, 等. 2010. 柴达木盆地察尔汗盐湖 CH0310 钻孔沉积物磁化率及其影响因素分析 [J]. 沉积学报, 28(4): 790—797.
- ZHANG Jun-hui, YANG Tai-bao, LI Yong-guo, *et al.* 2010. Analysis on the magnetic susceptibility and its influence factors of the lake sediments in the CH0310 core of Qarhan paleolake, Qaidam Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 28(4): 790—797(in Chinese).
- Basile C, Brun J P. 1999. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: An experimental investigation [J]. Journal of Structure Geology, 21:23—37.
- Burchfiel B C, Zhang P Z, Wang Y P, *et al.* 1991. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui Autonomous Region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan plateau [J]. Tectonics, 10:1091—1110.
- Deng Q, Song F, Zhu S, *et al.* 1984. Active faulting and tectonics of the Ningxia Hui Autonomous Region, China [J]. Journal of Geophysic Research: Solid Earth, 89:4427—4445.
- Ding G Y, Chen J, Tian Q J, *et al.* 2004. Active faults and magnitudes of left-lateral displacement along the northern margin of the Tibetan plateau [J]. Tectonophysics, 380:243—260.
- Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, *et al.* 1995. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for amajor seismicgap, the “Tianzhu gap”, on the western Haiyuan Fault, Gansu(China) [J]. Geophysical Journal International, 120:599—645.
- Heller F, Evans M E. 1995. Loess magnetism [J]. Review of Geophysics, 33:211—240.

- Lei S X, Li Y B, Cowgill E, *et al.* 2018. Magnetostratigraphy of the Ganyanchi(Salt Lake) basin along the Haiyuan Fault, NE Tibet [J]. *Geosphere*, 14(4), in press.
- Li C Y, Zhang P Z, Yin J H, *et al.* 2009. Late Quaternary left-lateral slip rate of the Haiyuan Fault, northeastern margin of the Tibetan plateau [J]. *Tectonics*, 28; TC5010. doi: 10.1029/2008TC002302.
- Li Y, Ran Y, Wang H, *et al.* 2014. Paleoseismic records of large earthquakes on the cross-basin fault in the Ganyanchi pull-apart basin, Haiyuan Fault, northeastern Tibetan plateau [J]. *Natural Hazards*, 71:1695—1713.
- Liu Z J, Shao Y X, Klinger Y, *et al.* 2015. Variability in magnitude of paleoearthquakes revealed by trenching and historical records, along the Haiyuan Fault, China [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120; 8304—8333.
- Mann W P, Hempton M R, Bradley D C, *et al.* 1983. Development of pull-apart basins [J]. *Journal of Geology*, 91; 529—554.
- Rahe B, Ferrill D A, Morris A P. 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution [J]. *Tectonophysics*, 285;21—40.
- Shi W, Dong S, Liu Y, *et al.* 2015. Cenozoic tectonic evolution of the south Ningxia region, northeastern Tibetan plateau inferred from new structural investigations and fault kinematic analyses [J]. *Tectonophysics*, 649;139—164.
- Wang W T, Zhang P Z, Kirby E, *et al.* 2011. A revised chronology for Tertiary sedimentation in the Sikouzi Basin: Implications for the tectonic evolution of the northeastern corner of the Tibetan plateau [J]. *Tectonophysics*, 55; 100—114.
- Zhang P Z, Burchfiel B C, Chen S F, *et al.* 1989. Extinction of pull-apart basins [J]. *Geology*, 17;814—817.
- Zhang P, Burchfiel B C, Molnar P, *et al.* 1991. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia Autonomous Region, China [J]. *Tectonics*, 10;1111—1129.
- Zheng D, Zhang P, Wan J, *et al.* 2006. Rapid exhumation at 8Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan plateau margin [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 248;198—208.
- Zheng W J, Zhang P Z, He W G, *et al.* 2013. Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary sliprates on faults [J]. *Tectonophysics*, 584;267—280.



# SEDIMENTARY EVOLUTION STUDY ON THE GANYANCHI PULL-APART BASIN ALONG THE HAIYUAN FAULT

LEI Sheng-xue<sup>1,2)</sup> RAN Yong-kang<sup>1,3)</sup> LI Yan-bao<sup>1)</sup>  
XU Liang-xin<sup>1)</sup> GUO Wei<sup>2)</sup> XIE Jing-bo<sup>4)</sup>

1) *Key Laboratory of Active Tectonics and Volcanos, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

2) *Tianjin Earthquake Agency, Tianjin 300201, China*

3) *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

4) *North China Engineering Investigation Institute, Shijiazhuang, Hebei 050021, China*

## Abstract

Ganyanchi (Salt Lake) basin, located in the central part of the Haiyuan Fault, northeastern corner of the Tibetan plateau, is the largest pull-apart basin along this fault. Due to its location in northeastern Tibet, the Ganyanchi Basin preserves an important sedimentary record of tectonism and climate change associated with progressive growth of the Tibetan plateau. The sediments of this basin also contain abundant information regarding the deformational history of the bounding strike-slip fault, i.e., the Haiyuan Fault. Therefore, a detailed study on the depository history of the Ganyanchi Basin is of great importance. Earlier studies only focused on regional geological mapping and paleoseismic research, however, no sedimentologic or chronological work has been done in the Ganyanchi pull-apart basin. To address this problem, we drilled a 328m-deep borehole, named HY-C8, at the south of the cross-basin fault and near the active depocenter, and employ magnetostratigraphic analyses and seismic reflection data to constrain the age and to deduce the evolving history of the basin. The deep borehole profile shows that the stratigraphy of the basin can be divided into three main units (Unit I, II and III), which began to deposit at about 2.76, 2.33 and 1.78Ma, respectively. The grain size of the deposits manifests an upward thinning trend, which probably implies the profile is a characteristic retrogradational sequence. The magnetic susceptibility results indicate that the playa lake probably was formed at about 1.78Ma ago, the corresponding playa-lake deposits recorded more than eight high susceptibility sections, which are most likely due to the iron sulfides (such as melnikovite, pyrrhotine etc.) that were usually produced in high-lake-level and reduction conditions. A combination of boreholes and shallow seismic reflection data indicates that the Ganyanchi Basin is mainly controlled by the cross-basin fault and its northern boundary fault, and the depocenter, probably deeper than 550m, lies in between these two faults. Finally, the sedimentary facies of the Ganyanchi Basin experienced a four-stage evolving history: eluvial facies (before ~2.76Ma) to alluvial fan facies (about 2.76~2.33Ma) to distal alluvial fan facies (2.33~1.78Ma) to playa lake facies (1.78Ma~present). Based on accumulation rates, the stage of playa lake can be divided into two subchrons, and the depositional rates of subchrons 2 (about 0.78Ma~present) is as high as 232.5m/Ma, which probably was caused by the activity along the cross-basin fault in the Ganyanchi Basin.

**Key words** Ganyanchi pull-apart basin, sedimentary facies, magnetic susceptibility, basin evolution, Haiyuan Fault