

卢育霞, 袁道阳, 胡明清, 裘国荣, 刘琨, 张莲海, 王伟锋. 2010. 2003 年甘肃民乐—山丹地震隐伏发震构造的浅层地震勘探研究. 地震学报, 32(3): 351–360.

Lu Yuxia, Yuan Daoyang, Hu Mingqing, Qiu Guorong, Liu Kun, Zhang Lianhai, Wang Weifeng. 2010. Shallow seismic exploration on buried seismogenic structure of the 2003 Minle–Shandan earthquakes in Gansu. *Acta Seismologica Sinica*, 32(3): 351–360.

2003 年甘肃民乐—山丹地震隐伏发震构造的浅层地震勘探研究^{*}

卢育霞^{1, 2), †} 袁道阳^{1, 2)} 胡明清²⁾ 裘国荣²⁾
刘 琨²⁾ 张莲海²⁾ 王伟锋³⁾

1) 中国兰州 730000 中国地震局地震预测研究所兰州科技创新基地

2) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

3) 中国兰州 730000 甘肃省交通规划勘察设计院有限责任公司

摘要 采用浅层高分辨率多次覆盖共中心点地震反射技术, 对 2003 年 10 月 25 日民乐—山丹地震隐伏发震构造: 民乐—永昌断裂和童子坝河断裂, 进行了地球物理勘探研究。地震勘探剖面揭示, 民乐—永昌隐伏断裂与先前推测的断裂性质基本一致, 为逆冲断层, 倾向北东, 倾角越往深部越缓, 约在 30°–45°之间, 测线处上断点深度小于 15 m; 童子坝河隐伏断裂根据地震剖面结合地貌特征及区域应力分析, 可判定具正断层特性, 倾向南西, 倾角约 77°, 并非以前所认为的逆冲断层。上述两条断裂于晚第四纪表现出了一定的新活动性, 其共同作用导致了 2003 年 10 月 25 日民乐—山丹 $M_s 6.1$ 和 $M_s 5.8$ 地震的发生。

关键词 民乐—山丹地震 隐伏断裂 浅层地震勘探 民乐—永昌断裂 童子坝河断裂
doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2010.03.010 中图分类号: P315.2 文献标识码: A

Shallow seismic exploration on buried seismogenic structure of the 2003 Minle–Shandan earthquakes in Gansu

Lu Yuxia^{1, 2), †} Yuan Daoyang^{1, 2)} Hu Mingqing²⁾ Qiu Guorong²⁾
Liu Kun²⁾ Zhang Lianhai²⁾ Wang Weifeng³⁾

1) Lanzhou Base of Institute of Earthquake Prediction, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

2) Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

3) Gansu Provincial Transportation Planning Survey & Design Institute Co. Ltd., Lanzhou 730000, China

Abstract: Shallow high-resolution P-wave CMP reflection method was used to investigate Minle–Yongchang fault and Tongzibahe fault, which are considered to be the causative faults for the October 2003 Minle–Shandan earthquakes.

^{*} 基金项目 中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(2009A25)资助。

收稿日期 2009-06-09 收到初稿, 2009-11-05 决定采用修改稿。

[†] 通讯作者 e-mail: yuxial@163.com

The reflection seismic images show that the faulting style of Minle–Yongchang fault is basically the same as the style inferred from structural geology investigation and hydro-geological information. This fault section has the characteristics of reverse fault and dips toward NE with a dip angle of about 30°–45°, being a little steep in shallow part and gentle at depth. Upper bounds of the fault lie at less than 15 m depth along the survey line. Meanwhile, based on a combined analysis on seismic profile data, geomorphic features and regional stress information, we conclude that the Tongzibahe fault is not a reverse fault but a set of normal faults, dipping toward SW with a dip angle of about 77°. These two faults have showed a certain amount of seismic activity in late Quaternary era, and the 2003 M_s 6.1 and M_s 5.8 Minle–Shandan earthquakes are the result of joint action of the two faults.

Key words: Minle–Shandan earthquake; buried fault; shallow seismic exploration; Minle–Yongchang fault; Tongzibahe fault

引言

2003 年 10 月 25 日, 在甘肃省民乐县和山丹县境内相继发生了 M_s 6.1 和 M_s 5.8 地震. 该地震序列属于双震型(肖丽珠等, 2005), 其宏观震中位于民乐县永固镇与山丹县霍城镇之间, 震中烈度Ⅷ度. 这次地震没有形成明显的地表破裂带, 因此为发震构造的分析和判断带来了困难. 根据震后现场调查结果(郑文俊等, 2005; 何文贵等, 2004), 认为此次双震极震区(Ⅷ度区)为一“肾”型, 其东端为近东西向, 西端明显向北发生偏移, 似为一近东西向椭圆与北北西向椭圆的叠加. 二者在走向上与该区的民乐—永昌隐伏断裂(F_1)及童子坝河隐伏断裂(F_2)走向一致(图 1), 表明大黄山南缘的两条断裂可能是本次地震的发震构造; 但从地震烈度分布图看, 民乐—永昌隐伏断裂为起主要作用的发震构造. 张洪由和许力生(2003)计算得到该次双震的震源机制解(表 1)节面Ⅱ走向为 110°, 与民乐—永昌隐伏断裂西段走向一致. 其 P 轴方向 65°, 表明本次地震受该区北东—南西向水平挤压应力作用所致, 这与本区的区域块体运动方向大体一致. 莘海亮等(2008)对该次地震重新定位结果表明, M_s 6.1 和 M_s 5.8 主震的微观震中主要沿着 NWW 走向的民乐—永昌隐伏逆冲断裂分布, 余震区位于民乐—永昌隐伏断裂与童子坝河隐伏断裂的交汇部位. 该结果验证了此次双震的发震构造重点为民乐—永昌隐伏断裂, 而童子坝河隐伏断裂是引发本次地震序列的重要参与者.

表 1 民乐—山丹 M_s 6.1 和 M_s 5.8 地震震源机制解(张洪由, 许力生, 2003)
Table 1 Focal mechanism solution of the Minle–Shandan M_s 6.1 & M_s 5.8 earthquake

节面 I			节面 II			T 轴		N 轴		P 轴	
走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角	方位角	倾角	方位角	倾角	方位角	倾角
7°	77°	134°	110°	45°	19°	317°	41°	174°	42°	65°	20°

上述认识主要是基于现场震害调查和地震学等研究结果得出的, 缺乏地震地质的可靠证据. 民乐—永昌断裂和童子坝河断裂均为隐伏断裂, 最初主要是根据区域水文地质资料推测的, 到目前为止尚未发现地表断层剖面或断错微地貌等, 因此, 该断裂确切性质及最新活动性等一直无可靠证据.

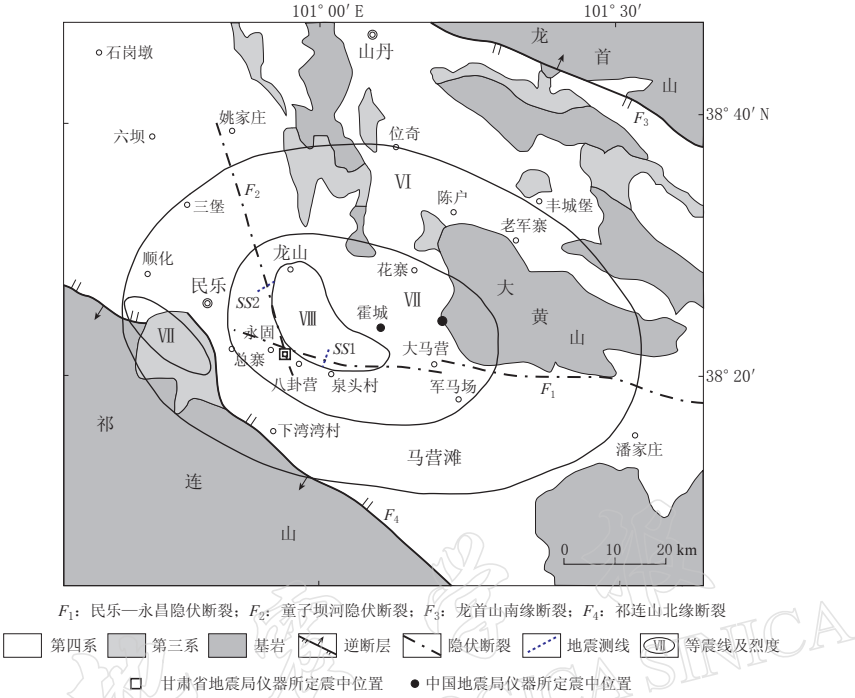


图 1 2003 年 10 月 25 日民乐—山丹 $M_s6.1$ 和 $M_s5.8$ 地震烈度分布图(引自何文贵等, 2004)

Fig. 1 Intensity map of the Minle-Shandan $M_s6.1$ & $M_s5.8$ earthquake on October 25, 2003

对隐伏断裂的探测，目前应用最广泛、发展最迅速的主要是地震反射波法。因为该方法不但有利于以多次覆盖技术压制干扰、提高地震资料的信噪比，而且利用丰富的反射地震剖面图象也有助于判定隐伏断层的存在与形态(刘保金等, 2002)。中国自 20 世纪 80 年代以来，在全国主要活动断裂带与地震重点监视防御区开展了活断层地质填图与专题研究，特别是“十五”以来，在全国 20 个省会城市深入开展活断层探测工作。大量探测结果表明了浅层地震反射波法在揭示第四纪覆盖区隐伏断裂特征方面的有效性和优越性(Hunter, 1984; 刘保金等, 2002; 方盛明等, 2002; 徐明才等, 2005; Benjumea *et al*, 2003; 高景华等, 2007; 袁道阳等, 2008; 卢育霞等, 2008)。本文根据研究区地质地貌条件，选择有利探测场地，采用高分辨率多次覆盖共中心点地震反射技术，对民乐—永昌断裂和童子坝河断裂进行了地球物理勘探研究，为探讨 2003 年民乐—山丹地震的发震构造特征奠定了基础。

1 研究区地震构造背景

研究区所在的民乐盆地处于河西走廊中部，南北为祁连山和龙首山所夹持，东西为大黄山和榆木山隆起所围限(图 1)。民乐盆地由于受其内部控制大黄山隆起的民乐—永昌断裂和走廊北缘断裂等构造活动的影响，盆地被强烈挤压拗陷，其内堆积的第四系厚度达 1000 m。民乐盆地及其周边构造活动强烈，历史和现今强震活动频繁，2003 年 $M_s6.1$ 和 $M_s5.8$ 地震就是其最新构造活动的产物。何文贵等(2004)和郑文俊等(2005)综合研究认

为，此次地震是大黄山隆起区南缘的民乐—永昌断裂及西缘的童子坝河断裂共同作用的结果。

1.1 民乐—永昌隐伏断裂(F_1)

图 1 中的 F_1 民乐—永昌隐伏断裂在航卫片上断裂线性特征较为清晰，表现为明显的色调差异。该断裂为大黄山隆起区的南缘断裂，全长约 100 km，总体走向近东西，最西端走向为北西西。该断裂分为 3 段：一段为永昌段，主要分布于永昌北山山前，地貌上线性特征较明显，但没有地表断层标志，部分地段有断层泉出露；中段分布于大黄山南缘，断裂倾向北，部分段线性特征明显，大部分被大黄山南缘山前洪积扇所覆盖，其上洪积扇没有明显的变形，因此推测该段断裂最晚可能在晚更新世早期有过活动(郑文俊等，2005)；西段为民乐—大马营段，该段断裂共有 18 处上升泉沿断裂线性展布，断裂在地貌上有一定显示，形成断层沟谷、冲-洪积扇前缘线性展布等。根据水文地质调查资料^①，大马营盆地地处祁连山北麓，为一断距达数百米的典型断陷盆地，第四系堆积厚度巨大，是研究区内最重要的“贮水构造”之一。大马营盆地内潜水位埋深变化规律由南向北逐渐变浅，南部近山前带埋深在 250 m 以上，至中部递减为 100—200 m，于泉头村—大马营一线，由于受隐伏断层阻隔及盆地基底隆起之影响，水位埋深则小于 5 m，局部溢出地表(图 2)。

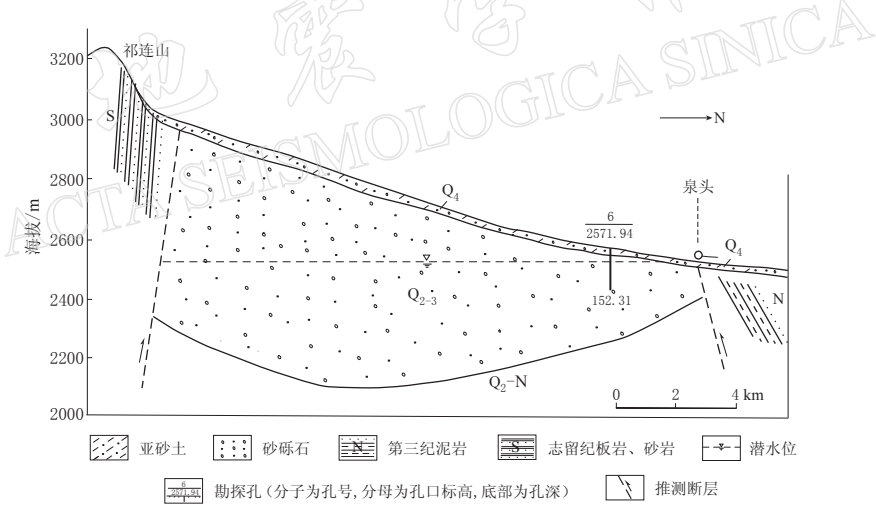


图 2 大马营盆地水文地质剖面^②

Fig. 2 Hydrogeological profile across Damaying basin

1.2 童子坝河隐伏断裂(F_2)

推测童子坝河断裂沿童子坝河呈北北西向展布，是民乐盆地东部永固隆起的西界断裂。永固隆起带海拔高度约在 2400—2500 m 之间，海拔最高处为 2660 m，往东西两侧降至 2300 m 左右。其主要地层为上第三系砂砾、下更新统砾岩及中、上更新统的黄土和砂石层，其次还有分布于隆起区北面的下白垩统等地层。下更新统玉门砾岩在此段内表现为一宽缓的褶皱构造(图 3)(王多杰，1989)，其轴向呈北西向。童子坝河东侧从八卦营至翟寨子一带下更新统玉门砾岩出露地表，厚度可达 186 m 左右；河岸西侧玉门砾岩很少出露。由于童子坝河两侧第四纪厚度差异较大，前人推测该断裂在第四纪以来有明显新构造

①、② 甘肃省区域水文地质调查资料——永昌幅，甘肃省地质矿产第二水文地质工程地质队编制。

活动(王多杰, 徐小卫, 1990).

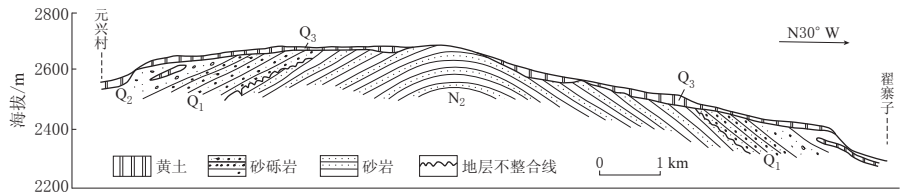


图 3 永固隆起构造(引自王多杰, 1989)
Fig. 3 Yonggu tectonic uplift

2 浅层地震勘探研究

由于民乐—永昌断裂(F_1)和童子坝河断裂(F_2)均缺乏断裂最新活动的可靠地质地貌证据, 而开展跨断层的浅层人工地震探测, 获得上述断裂的准确位置和最新活动资料, 有助于分析该断裂的发震构造样式, 探讨 2003 年民乐—山丹地震的发震构造特征. 根据研究区地质地貌条件, 我们在本次浅层地震勘探研究中, 尽可能选择有利的地震勘探场地, 采用共反射点多次覆盖观测系统进行探测. 共中心点多次覆盖地震反射技术是在不同检波点, 接收来自不同激发点的同一反射点反射回地表的反射波, 再将这些共反射点的反射波经过计算机处理叠加. 该方法对于压制干扰波、提高信噪比有良好的效果. 它可以直观地反映出地层界面的起伏变化, 对于探测地下隐伏断层、空洞及非均匀异常体十分有效.

2.1 测线位置及采集参数

地震测线 SS1 用于探测民乐—永昌断裂的民乐—大马营隐伏段. 测线布置于永固镇泉头村西北侧(图 1), 主要位于驼岭山二级阶地之上, 地势平坦, 平均海拔高度 2527 m, 测线走向 $N13^{\circ}E$, 总长度为 830 m. 地震测线 SS2 用于探测童子坝河隐伏断裂, 测线布置于永固镇翟寨子村附近童子坝水库坝体北西的小树林里, 主要位于一级阶地之上, 地势平坦, 海拔高度 2351 m, 测线走向 $N52^{\circ}E$, 测线总长度为 1038 m. 观测系统的设计对获取可靠的浅层地震数据非常重要, 这两条地震勘探测线均采用人工锤击震源激发. 根据场地条件和探测目标深度确定的具体采集参数见表 2.

表 2 采集参数
Table 2 Acquisition parameters

地震测线	采集仪器	检波器类型	道数	道间距/m	激发方式	最小偏移距	炮点距/m	震源	采样率/ms	记录长度/s
SS1	Geometrics StrataVisor NZ	60 Hz (6 个组合)	48	5	不对称激发	距第 13 道 检波器 0 m	10	10 kg 锤击震源	0.25	1.024
SS2	Geometrics StrataVisor NZ	60 Hz (6 个组合)	48	3	单边激发	距第 1 道 检波器 3 m	6	10 kg 锤击震源	0.25	1.024

本次探测所使用的是 48 道浅层地震勘探仪. SS1 地震测线位于河流二级阶地上, 结合区域地质资料推测该处第四纪晚期覆盖层大于 10 m, 而第四纪早期地层巨厚, 可能达 100—200 m. 为保证浅层反射波具有较高的覆盖次数, 又能使 200 m 以内的深部反射波尽量避开震源干扰波(面波、声波)的影响, 经试验选择了 5 m 道间距, 中间激发的不对称观

测系统,即小号 12 道,大号 36 道,炮距 10 m,最大覆盖次数可达 12 次,垂直叠加 10 次. SS2 地震测线位于童子坝河一级阶地的小树林里,为了获得一级阶地浅部反射信息的同时又要保证探测达到一定深度,经试验采用 3 m 道距,3 m 偏移距,单边激发,炮距 6 m,最大覆盖次数 12 次的观测系统. 图 4 给出了两条地震测线根据上述观测系统所获得的单炮记录.

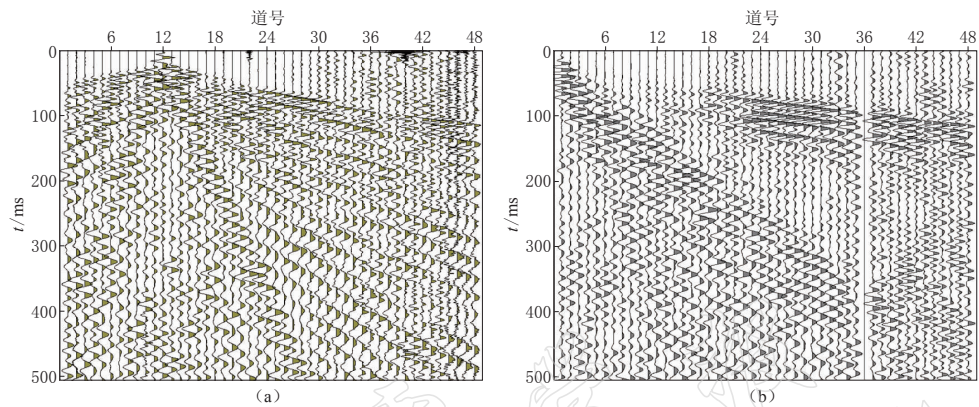


图 4 两条勘探测线单炮地震记录
(a) SS1 地震测线; (b) SS2 地震测线
Fig. 4 Single shot gathered records of two survey lines
(a) Seismic survey line SS1; (b) seismic survey line SS2

2.2 资料处理

勘探成果的优劣不仅取决于野外采集数据的质量,还取决于资料的数据处理水平. 在叠前资料预处理中,野外静校正以及剔去和切除非有效数据都是非常细致而且必要的工作;频率滤波是地震资料处理中最常用的一种处理方法,在速度分析前,为尽可能提高信噪比,需要做好干扰波滤除;速度分析是地震勘探资料处理中的关键环节,它的准确与否对动校正、共深度点叠加、叠后偏移及时深转换等都将产生影响(王辉,丁志峰,2006). 由于地表浅部波速敏感多变,为求取准确的叠加速度,速度分析时先对整条测线进行速度扫描,求出主要速度的分布;然后根据速度横向变化特征选择合理的参数,通过对比常速度扫描和速度谱的结果,确定每段的叠加速度. 在实际处理流程中采取剩余静校正与波速分析的多次迭代处理. 在浅层地震勘探资料中,一般面波干扰大,容易掩盖有效反射波的信息,本次处理中重点使用了 FK 二维滤波,并结合叠后去噪方法,最大程度地压制干扰,获得了高质量的地震剖面,为资料解释奠定了良好的基础. 一个合理的处理流程可以帮助我们得到理想的地震剖面. 本次资料处理采用多参数试验方法,基本处理步骤见表 3.

表 3 数据处理步骤
Table 3 Data processing procedure

1. 资料解编, 格式转换
2. 增益恢复(能量补偿)
3. 定义观测系统, 置道头
4. 静校正
5. 频谱分析
6. 叠前去噪(一维、二维滤波)
7. AGC 自动增益控制
8. 坏道编辑
9. 切除
10. 叠前炮集 FK 滤波
11. 速度分析
12. 动校正
13. 初始叠加
14. 剩余静校正
15. 最终 CMP 集叠加
16. 叠后修饰

2.3 剖面解释

2.3.1 民乐—永昌断裂地震测线

在民乐—永昌断裂地震测线(SS1)的时间剖面图 5a 中, 分别在 20 ms 和 58 ms 左右可见两组较清晰的反射波组, 而且这两组反射波分别在 CMP75 与 CMP90 有断错特征. 尤其 58 ms 波组在 CMP90 南西侧断续凌乱, 与其北东方向波组连续性较好形成鲜明对比. 图 5b 是 SS1 测线地震剖面偏移后形成的构造解释图. 图中 T1 和 T2 分别表示图 5a 中两组反射波组, 其埋深分别为 15 m 和 44 m 左右.

该测线位于二级阶地之上, 第四纪覆盖层较厚. 结合图 2 及本区其它水文地质资料^①可知, 图 5 中 T1 反射波组应来自 Q_{3-4} 与 Q_{1-2} 之间的物理界面, T2 反射层应为第三系顶界. 图 2 中给出位于泉头村南侧 3 km 处 6 号钻孔孔深 152.31 m, 水位埋深 47.11 m, 含水层厚度约 89.63 m, 含水层岩性为 Q_{2-3} 砂砾卵石. 在泉头村附近 SS1 地震测线东西两侧出露的十几处上升泉说明, 该隐伏断裂打开了地下水的溢出通道, 断裂应错断了第四系中、上更新统含水岩层. 此外, 断裂北东侧 T2 反射层连续性较好, 而其南西的反射波组不连续, 但整体特征基本一致. 根据图 2 可确定断裂南西侧探测深度范围内应为 Q_{1-2} 卵砾石层. 因此, 图 5 中所示的断裂至少错断了第三系及第四系中、上更新统, 为逆冲断层. 该断层倾向 NE, 倾角越往深部越缓, 约在 30° — 45° 之间, 测线处上断点深度小于 15 m, 推测断错时代应为第四纪晚期. 结合地震勘探结果, 民乐—大马营断裂具有明显的从北向南呈铲型推覆构造特征. 莘海亮等(2008)对 2003 年民乐—山丹地震序列重新定位后给出的地震剖面图表明, 此次地震序列主要发生于民乐—永昌隐伏断裂上, 呈现较明显的“楔形”状分布, 其优势分布集中在 10—15 km 深度的层面上, 余震分布在主震 NE 向一侧; 根据图中所勾画的发震断层轮廓, 可以得到该次地震发震断层倾向为 NE 向, 倾角为 60° 左右. 本文地震

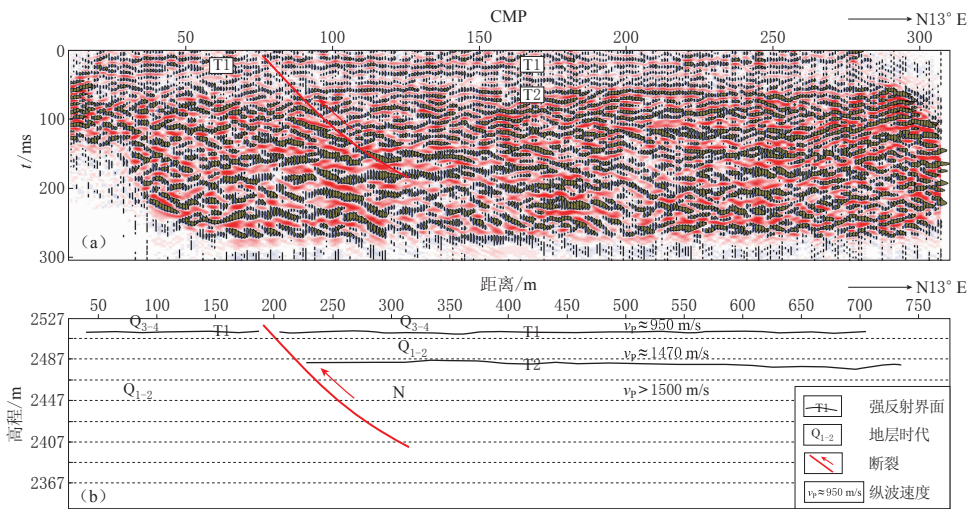


图 5 民乐—永昌断裂的地震时间叠加剖面(a)与其偏移构造解释图(b)

Fig. 5 Seismic stack profile (a) and interpretation of migrated image(b) of Minle-Yongchang fault

① 王长岭. 1986. 兰州地震研究所科技档案: 民乐盆地地震重点危险区地下水与地球化学监测预报研究.

剖面与这一结果以及郑文俊等(2005)所得结论基本吻合。

2.3.2 童子坝河断裂地震测线

童子坝河断裂地震测线(SS2)的资料处理采用多参数试验方法, 获得了可靠的地震时间剖面(图 6)。从图 6a 可见, 在 100 ms 左右有一组明显的反射波组 T2, 这组反射波总体呈南西倾向, 并且分别在 CMP170、CMP270 和 CMP345 处有明显断错特征。在 SS2 测线地震剖面偏移后形成的构造解释图图 6b 中, 上述反射波组 T2 反映的地层由南西向北东的埋深在 60—30 m 之间变化, 应为第三系岩层顶界反射面。因为首先, 该地层展布与测线场地附近出露的背斜地层一致(图 3), 并且图 3 中可见第三系在翟寨子一侧的高程逐渐降低至 2400 m 以下, 这与图 6 中解释的第三系顶界高程降低趋势吻合; 其次, 对比 SS2 地震测线南西侧的最新钻孔资料(图 6), 其从上到下依次钻到的岩层分别为 Q₃ 砂质黄土和细圆砾土、Q₂ 褐黄色粉土, 钻孔深度为 60.6 m, 其层底标高为 2317.7 m, 说明 SS2 地震测线南西侧覆盖层非常厚, 该钻孔深度还未达到图 6b 中地震勘探所解释的第三系岩层顶界, 这也与先前地质调查结果相一致(王多杰, 1989)。此外, 在童子坝水库一侧地层均倾向南西, 由于受到南西侧挤压力作用, 童子坝河隐伏断裂表现为多组断错。根据图 6a 反射波组特征确定了 3 组断错, 其距测线起点位置的距离分别为 255、405 和 518 m。其中主断面距起点 518 m 左右, 水平断距可能大于 10 m。地震剖面波组特征显示 3 组错断均为正断层性质, 倾向南西, 倾角约为 77°。该组断裂上部出现断错的深度在 40 m 内, 断错至少延伸至 Q₁₋₂ 地层内, 说明该断错可能发生在第四纪晚期。

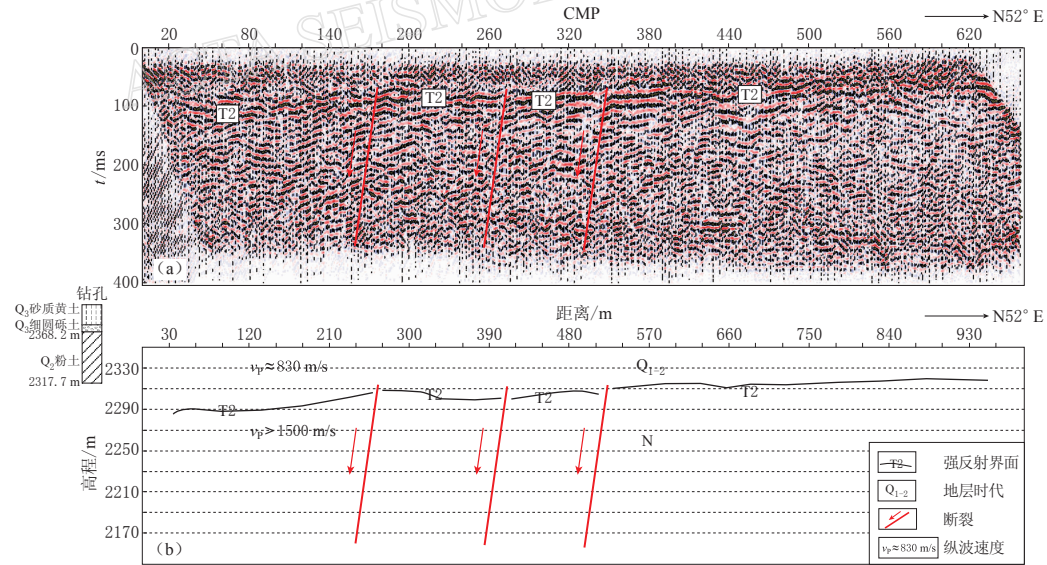


图 6 童子坝河断裂地震测线叠加剖面(a)与其偏移构造解释图(b)

Fig. 6 Seismic stack profile (a) and interpretation of migrated image (b) of Tongzibahe fault

王多杰等^①认为, 民乐盆地内北北西向的断裂无论在卫航片上, 还是宏观地貌上均显示断裂延伸较平直, 具有一定的右旋、断面较陡和正断裂的性质, 如黑河口上龙王断裂等。根据地震勘探结果, 结合地貌特征及区域应力分析, 特别是受东南侧民乐—永昌主逆冲断

① 向光中, 1986. 兰州地震研究所科技档案: 民乐盆地重点监视区活动构造及强震危险地段的判定。

裂由北向南的挤压逆冲活动的影响(大黄山隆起向南西逆冲于第四系之上), 西北侧的童子坝河断裂正好位于民乐—永昌挤压推覆构造带的上盘部位, 根据逆断裂-褶皱带构造演化与变形模式, 在褶皱带上盘后院应发育具有一定张性特征的断裂(Yeats *et al*, 1997). 因此, 北北西向的童子坝河隐伏断裂可能具有一定右旋和正断性质是合理的.

3 讨论与结论

1) 地震勘探资料揭示, 民乐—永昌断裂总体向南西逆冲, 倾向北东, 倾角由浅至深约在 30° — 45° 之间变化, 上断点深度小于 15 m, 显示本区从北向南呈铲型挤压推覆的构造活动特征. 童子坝河断裂具有明显的正断特征, 而不是以前所认为的逆冲断层(郑文俊等, 2005), 断裂倾向南西, 倾角约 77° . 上述两条断裂的构造活动与变形特征跟河西走廊盆地内部大黄山隆起区具有明显的由北东向南西反向挤压推覆作用相一致. 正是在这种区域构造背景下, 民乐—永昌断裂和童子坝河断裂共同作用导致了 2003 年民乐—山丹 $M_s 6.1$ 和 $M_s 5.8$ 地震的发生. 前者民乐—永昌断裂应为主发震断裂, 而童子坝河隐伏断裂为主要参与者. 这一结论进一步印证了地震地质考察的推测结果(郑文俊等, 2005; 何文贵等, 2004).

2) 两条断层的交汇部位是地震诱发的危险地带. 2003 年民乐—山丹 $M_s 6.1$ 和 $M_s 5.8$ 地震序列前后, 在该地区还曾发生过几次中强地震. 例如, 2007 年 7 月 22 日, 在山丹县境内($38^{\circ}21'N$, $101^{\circ}18'E$)发生了 $M_s 4.7$ 地震; 1978 年 8 月 16 日发生了 $M_s 5.0$ 地震. 尤其 1978 年地震的考察组现场考察结果认为, 该地震发生在 NWW 与 NNW 构造带的复合部位^①. 根据 1978 年民乐地震等震线的分布, 上述 NWW 与 NNW 构造带应分别对应民乐—大马营断裂带与童子坝河断裂带, 说明两条不同方向断裂的交汇部位是地震诱发的危险地带. 上述地震活动特征表明, 民乐—大马营断裂和童子坝河断裂在晚第四纪是有一定构造活动的, 今后应加强对盆地内部隐伏断裂地震活动的关注. 因为这种类型的断裂由于其规模相对较小, 地质地貌表现差或隐伏, 其地震危险性往往容易被忽视.

陈永明和李明永为本文提供了宝贵的水文地质资料及最新钻探资料; 何文贵对地震勘探场地选择进行了指导. 作者在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 方盛明, 张先康, 刘保金, 徐锡伟, 白登海, 姬继法. 2002. 探测大城市活断层的地球物理方法[J]. 地震地质, 24(4): 606—613.
- 高景华, 徐明才, 荣立新, 柴铭涛, 王广科, 王小江, 刘冠军. 2007. 探测城市断裂活动性的浅层地震方法技术[J]. 物探化探计算技术, 31(增刊): 4—8.
- 何文贵, 郑文俊, 赵广坤, 马尔曼. 2004. 2003 年 10 月 25 日民乐—山丹 6.1、5.8 级地震烈度和发震构造特征[J]. 西北地震学报, 26(3): 240—245.
- 刘保金, 张先康, 方盛明, 赵成斌, 段永红, 朱金芳, 黄昭, 黄宗林, 王善雄, 郑德刚. 2002. 城市活断层探测的高分辨率浅层地震数据采集技术[J]. 地震地质, 24(4): 524—532.
- 卢育霞, 王振明, 王兰民, 石玉成, Woolery E W. 2008. 兰州盆地活断层的高分辨率浅层地震勘探技术[J]. 西北地震

① 杜振民. 1978. 兰州地震研究所科技档案: 1978 年 8 月 16 日民乐地震考察报告.

学报, **30**(4): 344-353.

王多杰. 1989. 民乐盆地及邻区构造地貌特征[J]. 甘肃地质, (10): 88-99.

王多杰, 徐小卫. 1990. 民乐盆地的新构造与地震[J]. 甘肃地质, (11): 24-35.

王辉, 丁志峰. 2006. 浅层地震勘探资料处理中的速度分析参数选取[J]. 地震地质, **28**(4): 597-603.

肖丽珠, 刘小凤, 张小美. 2005. 2003 年民乐—山丹 6.1 和 5.8 级地震序列类型及地震学参数异常特征[J]. 地震研究, **28**(1): 28-33.

莘海亮, 张元生, 郭晓, 李稳. 2008. 2003 年民乐—山丹 6.1、5.8 级地震序列精确定位[J]. 地震研究, **31**(2): 129-133.

徐明才, 高景华, 刘建勋, 荣立新. 2005. 应用于城市活断层调查的地震方法技术[J]. 中国地震, **21**(1): 17-23.

袁道阳, 王兰民, 何文贵, 刘百箴, 葛伟鹏, 刘兴旺, 梁明剑, 郑文俊. 2008. 兰州市地震活断层探测新进展[J]. 地震地质, **30**(1): 236-249.

张洪由, 许力生. 2003. 2003 年 10 月 25 日甘肃省西部发生 6.1 级和 5.8 级地震[J]. 国际地震动态, (11): 39.

郑文俊, 何文贵, 赵广坤, 马尔曼. 2005. 2003 年甘肃民乐—山丹 6.1、5.8 级地震发震构造及发震机制探讨[J]. 地震研究, **28**(2): 133-140.

Benjumea B, Hunter J A, Aylsworth J M, Pullan S E. 2003. Application of high-resolution seismic techniques in the evaluation of earthquake site response, Ottawa Valley, Canada[J]. *Tectonophysics*, **368**: 193-209.

Hunter J A. 1984. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph: Some simple techniques[J]. *Geophysics*, **49**(8): 881-1390.

Yeats R S, Sieh K, Allen C R. 1997. *The Geology of Earthquake*[M]. Oxford: Oxford University Press: 1-568.