

董春丽,李乐,李冬梅,等,2021. 临汾地区重复微震的识别及其断裂带深部滑动速率估算. 中国地震,37(4):878~887.

临汾地区重复微震的识别 及其断裂带深部滑动速率估算

董春丽^{1,2)} 李乐³⁾ 李冬梅^{1,2)} 王卓君^{1,2)} 梁永焯^{1,2)}

1) 太原大陆裂谷动力学国家野外科学观测研究站,太原 030025

2) 山西省地震局,太原 030021

3) 中国地震局地震预测研究所,北京 100036

摘要 基于山西数字地震台网 2001—2010 年记录的地震,研究临汾地区的地震活动,并寻找重复微震,进而计算深部滑动速率。双差法重新定位后的地震图像显示,在研究时段内,临汾地区 29.3% 以上的地震发生在临汾盆地平原腹地的苏堡断裂两侧,即沿 NNE 向分布南、中、北 3 个隆起间的 2 个次级凹陷之一的临汾-洪洞次级凹陷内;震源深度分布与研究区的深部构造较为相符。通过波形互相关分析,识别出波形高度相似的 49 组相似地震对和 25 组多重相似对。大部分相似地震活动表现为非周期性,复发间隔从数分钟到数百天不等。依据在同一地震台站记录的波形塑造参考地震的波形,用以量取每个地震相对于参考地震的 S—P 相对到时差,并确定每个地震与多重相似对质心的相对距离,从而挑选出每组地震中的重复事件。识别出研究区 2 组重复地震,并由此估算得到滑动速率为 1.9~2.8mm/a,该值与同时段 GPS 和地质等浅表观测的滑动速率值基本相符。

关键词: 临汾地区 重复微震 滑动速率

[文章编号] 1001-4683(2021)04-0878-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

鄂尔多斯块体位于汶川地震震源破裂方向的正前端,汶川地震 NE 向快速错动对鄂尔多斯块体产生了一定的应力加载作用,对其西南缘和南缘渭河断陷带内的地震活动起到了触发作用,地震活动率提高显著(朱艾澜等,2010)。山西断陷带自 2009 年 3 月至 2010 年 6 月相继发生了 5 次 4 级以上地震,其中山西南部地区发生 2 次,震中分别位于河津-万荣和洪洞(分属峨嵋台地北缘断裂和洪洞-苏堡断裂)。山西断陷带处于应力变化的增加区,应力变化范围 0~0.012MPa,汶川地震产生的应力变化对该地震带的作用将是持久的,有可能引起大震的提前发生(朱艾澜等,2010)。不同时段 GPS、断层形变等观测资料研究表明,汶川地震对汾渭断裂带的影响相对明显(张希等,2011);属于该带主体部分的山西断陷带速度场

[收稿日期] 2020-04-10 [修定日期] 2020-06-18

[项目类别] 中国地震局星火项目(XH1004Y)资助

[作者简介] 董春丽,女,1974 年生,高级工程师,主要从事地震监测和分析研究工作。E-mail:nzy2001@126.com

李乐,通讯作者,女,1976 年生,研究员,主要从事板内重复地震与活动构造研究。E-mail:lile@ief.an.cn

发生明显变化(张淑亮等,2017),在震后统一向 NE 向呈现有规律的右旋运动解体,总体张性变形增强,中南部主要体现出右旋背景显著增强,拉张运动明显,属于应变积累地区(杨国华等,2009);刘峡等(2010)认为山西带受统一大致水平的主张、主压应力场的作用,但在其南部存在差异。该区构造应力场的形成主要为周边构造块体相对运动和相互作用的结果。

山西断陷带总体呈 NNE 走向,在两侧块体相互作用下,东侧相对西侧位移速度矢量在北段为 SSW 向,显示右旋走滑,中、南段为 NWW 向,与断陷带走向近于垂直,显示断陷带为挤压活动。总体位移方向为 N294°W,速率为 1.10mm/a(郭良迁等,2011),这一结果与张培震等(2003)利用 GPS 计算得到的山西断陷带的结果(右旋走滑速率 1~2mm/a、近 EW 向的拉张约 1mm/a)接近。张希等(2011)利用 1999—2009 年汾渭断裂带 GPS 观测资料研究得出,2007—2009 年山西断裂带南段两盘差异明显增强,相比走滑分量改变明显,汶川 M8.0 地震的影响总体为正,近 10 年来最长时间尺度右旋、拉张差异均明显(至少 2~3mm/a),与构造背景一致,总体反映应变积累特性。上述均为浅表(近浅表)观测结果,能否反映地下深部的活动速率,有待进一步明确。

重复地震是指发生在同一断层位置上的一组特殊地震,这些地震通常震级相近,且发震间隔几乎相同,并常被解释为独立的凹凸体在周围无震蠕滑介质作用下应力聚集所发生的重复破裂(Nadeau et al,1995;Beeler et al,2001)。该凹凸体在孕震期间一般处于闭锁状态,这些被无震蠕滑介质环绕的小的孤立凹凸体较易发生破裂并形成重复地震。依此假设,可由重复地震的同震滑动来估算深部的滑动速率(Nadeau et al,1999;Rau et al,2007),由此提供了一种直接探测孕震深处断层变形的途径。

研究人员相继在板块边界带和板内发现重复地震,如日本东北部俯冲带(Igarashi et al,2003)、中国台湾的弧-陆碰撞带(Rau et al,2007)。Schaff 等(2004)通过分析远震波形资料,指出中国境内发生的地震约有 10%为重复地震。Li 等(2007)通过分析区域数字地震台网的波形,得出唐山断裂带周缘的地震有多达约 53%的相似地震。Li 等(2009)获得了近 10 年来多次发生强震的丽江-宁蒗断裂带约 23km 深处的 5mm/a 滑动速率,所估算的滑动速率与所在处的 GPS 和地质结果较为相符。本研究通过分析山西数字地震台网波形资料来辨识临汾地区可能存在的重复微震,进而估算断裂带深部滑动速率。

1 临汾地区地质构造和地震活动性背景

山西断陷带地处鄂尔多斯块体东缘和华北平原西缘。临汾地区位于山西断陷盆地南段,盆地东侧为太行山,西侧为吕梁山,盆地东西端宽度约 20km。临汾盆地是山西“汾河地堑”新生代晚期断陷盆地之一,位于汾渭断陷带中段,北以灵石隆起与太原盆地相隔,南缘以峨嵋台地与运城盆地为邻,东西各以深大活动断裂为界,夹持于霍山-浮山隆起带与吕梁山隆起带之间,总体为 NNE 走向的南宽北窄的楔形断陷盆地(赵文星,1988;李侠,1995)。盆地内断裂构造复杂,发育了近 EW、NE 和 NW 向断裂,这些构造互相交汇切割,大致出现了东西分条、南北分块的构造格局。NNE 走向断裂沿盆地边缘发育,控制着盆地的整体轮廓,有罗云山断裂、霍山断裂、浮山断裂和盆地内的赤峪断裂(大阳断裂)等;另一组断裂为 NWW 走向,纵贯盆地中部,为隐伏断裂,局部地区有出露,活动时代新,错断了 NE 走向的断裂。

临汾地区是山西地壳运动最剧烈的地区,活动断裂发育,地震活动频繁。地震主要集中

在盆地内部复杂的横向断裂控制之间,尤其多发于苏堡断裂两侧和襄汾隆起的西南端。沿NNE向的罗云山断裂两侧有微震活动。本文研究范围向南延伸到双泉-临猗断裂。双泉-临猗断裂两侧的运城段和峨嵋台地北缘断裂河津-万荣段为2个地震集中点。这一现象与苏怡之等(1993)及王健等(2004)研究临汾盆地得出空间分布上的不均匀、时序分布上的阶段性、平面分布上的丛集性一致。这一点在对历史 $M_{6.0}$ 以上地震和近 20 年 $M_{4.0}$ 以上地震的震中分布情况研究中也得以证实。显然该区地震活动继承了历史活动特点,表明地震活动与活动构造是密切相关的。

2 重复地震识别

2.1 地震数据

本研究收集了 2001 年 1 月至 2010 年 12 月山西数字地震台网的观测报告和事件波形资料,其中发生在临汾地区(即研究区域: $35.0^{\circ}\sim 37.0^{\circ}\text{N}$ 、 $110.2^{\circ}\sim 112.5^{\circ}\text{E}$)的 1890 次地震中,有 1700 次地震的数字波形资料可用,震级范围为 $M_L 0\sim 5.1$ 。

研究区内台站的具体情况为:自 2001 年数字化改造至 2003 年 12 月期间 3 个台站,分别为临汾台(LIF)FBS-3 型地震仪+16 位数据采集器、阳城台(YAC)JCV-100 型地震仪+16 位数据采集器、夏县台(XAX)DS-2A 型地震仪+24 位数据采集器;2004 年 1 月 1 日至 2008 年 5 月 19 日新增 2 个台站,分别为隰县台(XIX)FBS-3 型地震仪+24 位数据采集器、安泽台(ANZ)FBS-3 型地震仪+24 位数据采集器。以上 5 个台站采样率均为 50Hz,2008 年 5 月 20 日“十五”数字化改造完成,所有台站采样率全部为 100Hz。2007 年 9 月临汾地区再增 2 个台站,分别为霍州台(HZH)CMG 型地震仪+24 位数据采集器、侯马台(HMA)CMG 型地震仪+24 位数据采集器;2010 年新增万荣台(WAR)和垣曲台(YUQ)2 个台站,均为 BBVS-120 型地震仪+24 位数据采集器。台站具体分布详见图 1。

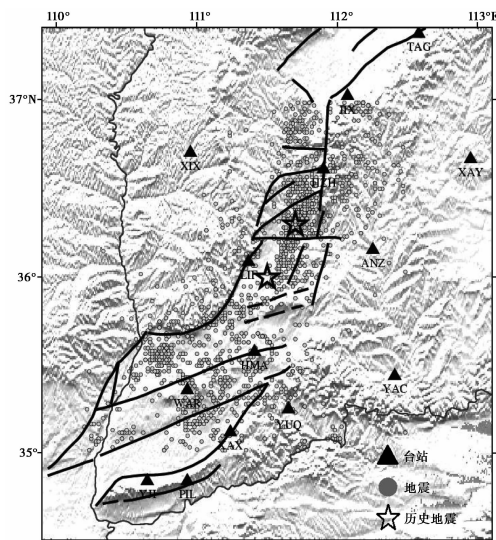


图 1 临汾地区地质构造和数字化台站分布

▲代表地震台站;○代表研究时段内山西台网记录到的地震;☆代表临汾盆地历史上发生的 2 次 7 级以上的地震,即 1303 年洪洞 8 级大震和 1695 年的临汾 7¼ 级大震;黑色线段代表研究区内的断裂

2.2 相似地震挑选

首先对原始波形资料进行 1~10Hz 的带通滤波预处理。为了进行走时差估算,对每秒 50 点或 100 点采样率滤波后的资料进行内插,来获取高采样率的波形。具体采用在频域补零的方法进行内插,内插后采样间隔为 0.3125ms,即为相对到时的误差估计精度。

将至少有一个台站记录到波形、且满足相关系数 $CC > 0.8$ 的一组地震定义为相似地震。通过波形互相关分析挑选波形具有较高相似性的地震。进行互相关计算,选取的波形时间窗为 P 波之前 1s 至 S 波后 5s。经过全波段的互相关分析,确定了 1684 对波形相关系数大于 0.8 的地震对,并进一步识别了 74 组相似地震(图 2),这些相似地震包括 49 组由 2 个地震构成相似地震对和 25 组由 2 个以上地震构成的多重相似对。74 组相似地震共包括 303 次地震,震级范围为 $M_L 0 \sim 4.1$ 。图 3 给出了隰县台(XIX)记录一组相似地震的波形示意图。

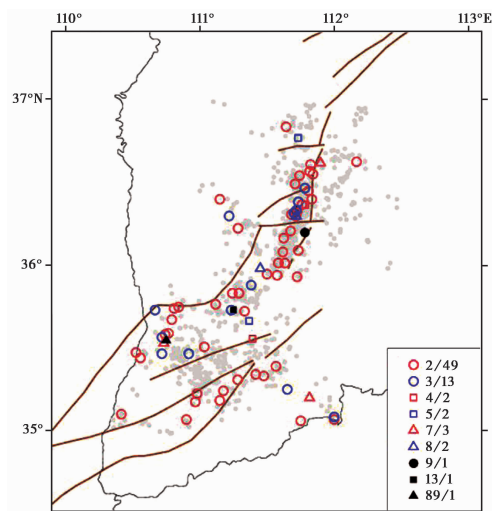


图 2 临汾地区相似地震分布

不同的颜色和形状代表包含不同地震数的相似地震序列;灰色小圆点代表双差法重新定位后背景地震的位置;图例中数字表示每组相似地震序列中所包含的地震个数/相应的相似地震序列个数

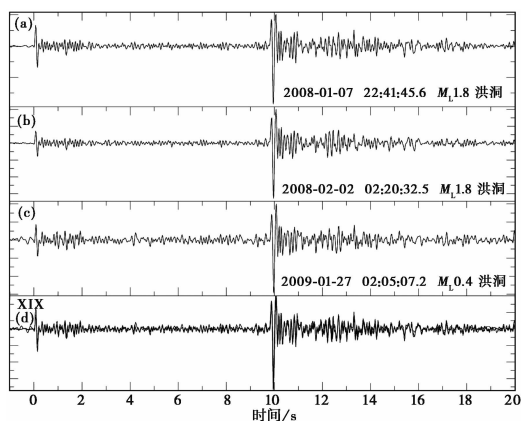


图 3 一组相似地震在隰县台的归一化波形示例

(a)、(b)、(c)分别为归一化波形;(d)为相似地震波形的叠加结果

2.3 重复地震辨识

除了重复地震,震群和紧接发生的余震的波形也具有高度相似性(Waldhauser et al, 1999; Li et al, 2007)。重复地震和相似余震的本质区别在于其发生的空间位置。相似地震很可能同时包括重复地震和非重复发生的相似余震或震群,从而导致每组相似地震中地震的复发间隔的明显变化。因此,为了在相似地震序列中进一步识别重复地震,精确定位每一序列中地震的相对位置十分必要(Rubin et al, 1999; Cheng et al, 2007; Li et al, 2007)。

一般而言,微震的破裂尺度约为数十米,因此相似序列中的每个地震位置的重新定位需要达到很高的精度,这就要求具备合理的台站布局和高精度的P波、S波的相对到时拾取(达到毫秒量级)。

针对台站分布稀疏的客观情况, Li等(2011)提出了基于子采样条件下S—P相对到时差约束地震相对位置、确保震源位置一致性的方法,并成功应用于龙门山断裂北川段、小江断裂带以及鲜水河断裂带南段的重复微震研究(Li et al, 2011; 李乐等, 2012)。本文同样使用此方法来辨识临汾地区的重复微震。

如图4所示,假设2个地震事件到台站的距离分别为 R 和 R' ,地震震源之间的距离为 Δx ,其与P波、S波相对到时差 Δt_{s-p} 之间的定量关系可表述为

$$\Delta x \geq \frac{v_p \Delta t_{s-p}}{\gamma - 1} \tag{1}$$

式中, γ 表示P波与S波的波速比, 假定P波速度 $v_p = 6.0\text{km/s}$ 、 $\gamma = 1.7$, 可以得出

$$\Delta x \geq 8.6 \Delta t_{s-p} \tag{2}$$

假设地震1和地震2的破裂半径分别为 r 和 r' 。当2个地震间的相对距离小于破裂尺度(即 $\Delta x < r+r'$)时,认为该地震为重复地震; 如果 $\Delta x > r+r'$ 或 $\Delta t_{s-p} > (r+r')/8.6$, 则认为该地震偏离了地震序列, 不属于重复地震序列。

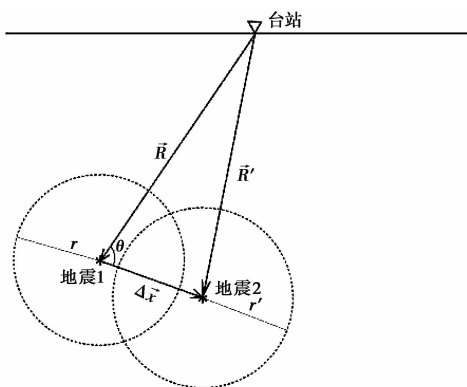


图4 矢量 \vec{R} 、 \vec{R}' 和 $\Delta\vec{x}$ 三角法则关系示意

采用计算 Δt_{s-p} 的方法, 识别出了研究区的2组重复微震, 共计6次地震, 震级分布在 $M_L 0.4 \sim 1.8$ 。

2.4 地震精确定位

山西数字地震台网观测报告给出的震源位置是依据常规P波和S波到时确定的, 采用

的定位方法为盖格法、单纯型法或 hypo2000 程序和双层地壳组成的一维速度模型,其定位误差达数千米甚至数十千米,因此有必要重新定位重复地震,以便进一步分析。为了提高地震定位的精度,首先参考深地震测深(DSS)结果(祝治平等,1999)构建了一维的水平 8 层速度模型,并采用 hypo2000 来重新确定初始地震位置;然后再采用双差定位方法(Waldhauser et al,2000)来获取精确的地震相对位置。双差定位法以地震对到同一台站的观测和计算走时差的残差最小,即通过地震间走时差的最佳拟合,尤其是波形互相关计算获得的高精度走时差,来确定多个地震的相对位置,而不是分别确定单个地震的位置。

选取 1.1s 波形时间窗(初至 P 波前 0.1s 至其后 1.0s)进行互相关计算获取走时差。为了正确选取时间窗,人工拾取了高信噪比波形的 P 波初至到时,并以更精确的结果校核,替代观测报告中的 P 波和 S 波的到时资料。

此外,整理了山西地震台网 1980 年 1 月至 2000 年 12 月记载的临汾盆地及其周缘的模拟地震。在整合改进后的数字和模拟地震观测报告(共 4136 次地震)的基础上,联合模拟时段与数字记录时段数据,通过波形互相关分析,识别出互相关系数 $CC > 0.7$ 的相似地震,再进行双差地震定位,确定了 2971 次地震的震源位置,并将精定位后的震源位置整合到地震观测目录中,用于 b 值的计算。

3 深部滑动速率估算

采用 Abercrombie(1996)给出的地震矩-震级关系,进行近震震级 M_L 和地震矩 M_0 之间的换算,即

$$\lg(M_0) = 9.8 + M_L \quad (3)$$

基于圆盘破裂断层模型,采用 Kanamori 等(1975)提出的关系式来估算地震的破裂半径 r

$$r = \left(\frac{7M_0}{16\Delta\sigma} \right)^{1/3} \quad (4)$$

其中, $\Delta\sigma$ 为应力降。

考虑到应力降对滑动速率的计算结果存在一定影响,选取研究区内 2009—2010 年高信噪比的波形资料,计算出 $M_L 1.2 \sim 4.8$ 范围内的 50 次地震的应力降为 0.2~6.3MPa,年平均值为 2MPa 左右。因此,在计算破裂半径 r 时,应力降 $\Delta\sigma$ 的值取为 2MPa。

依据地震矩的定义,可以通过地震矩 M_0 和破裂尺度 r 来计算同震滑动量 d

$$d = M_0 / \mu \pi r^2 \quad (5)$$

其中,剪切模量 μ 取 $3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 。

通过对每组重复地震序列累积滑动量的线性拟合来获取年滑动速率。由 2 组重复地震估算出位于临汾盆地西缘的罗云山山前断裂带和盆地内部的苏堡断裂在孕震深度 15~17km 处的滑动速率为 1.9~2.8mm/a,见图 5。该结果与张希等(2011)利用近 10 年汾渭断裂带 GPS 速度场观测资料研究得到的山西断陷带南段结果(2~3mm/a)基本相符。

4 地震活动性参数 b 值与重复地震的关系

Gutenberg 等(1944)揭示出加利福尼亚地区的地震大小分布遵循幂律关系,该幂律的斜率(即 b 值)通常用作描述大、小地震发生的相对比例;Scholz(1968)实验研究发现 b 值与差

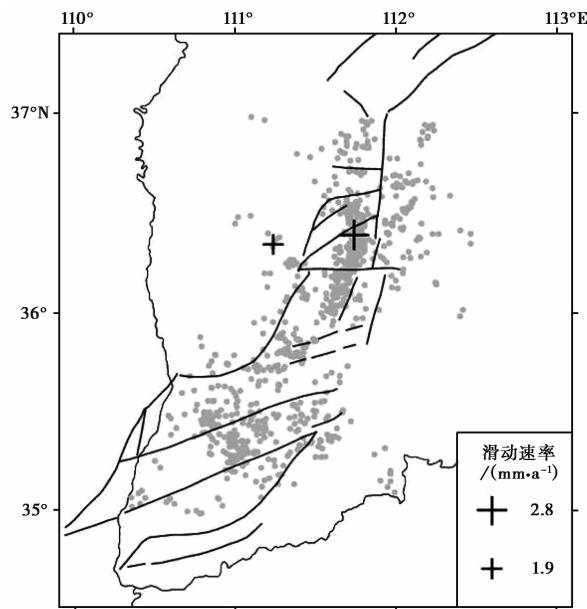


图 5 由重复地震估算的研究区断层滑动速率分布

十字的大小与滑动速率值成正比,十字中心代表每一组重复地震的质心位置;灰色圆点代表双差法重新定位后的地震位置

应力的反比关系;而 Schorlemmer 等(2005)从实际观测数据确认了上述反比关系。本文通过计算临汾地区断裂带及其周缘的 b 值分布,研究 b 值与重复地震的空间关联性。

b 值计算所使用的资料为山西地震台网 1980 年 1 月至 2010 年 12 月记载的临汾盆地及其周缘的 4136 次地震。通过双差法对小震进行精定位分析,确定了 2971 次地震的震源位置,并将定位后的地震震源位置整合到地震观测目录中,用于 b 值的计算。将研究区划分为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的网格单元,对于每个网格单元统计 20km 范围内发生的地震,并观察分析每个单元在研究时段的震级-频度关系,逐一确定每个单元的最小完整震级,最终利用最小二乘法进行 b 值计算。

临汾地区断裂带的 b 值扫描图像如图 6 所示,研究区 b 值分布存在明显差异,高 b 值区出现在 NNE 向的霍山山前断裂,该区曾是 1303 年洪洞 8 级大震的主破裂区。易桂喜等(2007)研究指出,该区域经过大震后,现今断层强度相对较弱,仍然处于恢复阶段,应力水平较低。低 b 值区位于临汾盆地南缘 NEE 向峨嵋台地北缘断裂、双泉-临猗断裂、中条山山前断裂北段,另外太原盆地西南缘汾阳段也显示出低 b 值,该结果与王辉等(2011)利用 1970—2009 年的小震资料获得的结果基本一致。2010 年 1 月 24 日运城河津 $M4.8$ 地震发生在距峨嵋台地北缘断裂 2.7km 处,其后 2016 年 3 月 12 日运城盐湖 $M4.4$ 地震发生在中条山山前断裂,与上述得出的低 b 值区的结论吻合。值得注意的是 2 组重复地震均发生在高 b 值区,高 b 值区说明该区易于发生小地震,断层强度相对较弱,这一特征印证了重复地震倾向于发生在断裂带上孕育强震的大凹凸体边缘的观测事实。

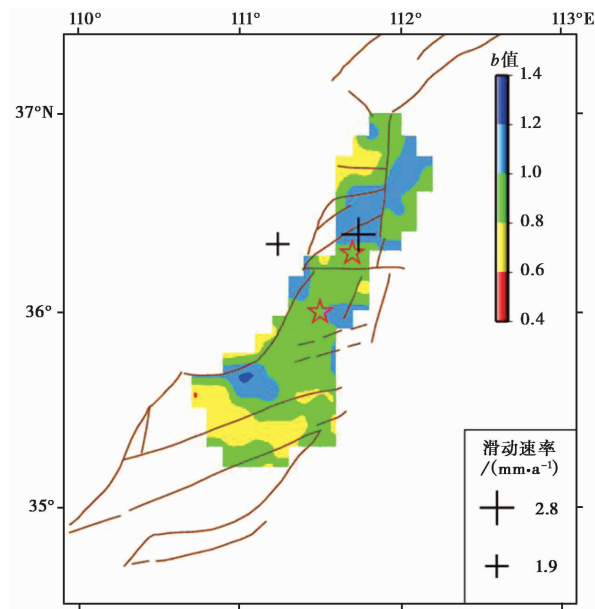


图 6 由重复地震估算的滑动速率与 b 值分布对比

十字的大小与滑动速率值成正比,十字中心代表每一组重复地震的质心位置;红色五角星代表临汾盆地历史上发生的 2 次 7 级以上地震

5 讨论与结论

本文基于山西数字台网 2001—2010 年记录的地震资料,对临汾盆地小震重新定位及波形分析,得到如下结论:

(1) 通过波形互相关法,分析了区域数字地震台网记录的波形资料,在山西临汾地区识别出 $CC > 0.8$ 的 74 组相似地震,包含 49 组相似地震对和 25 组多重相似地震对。

(2) 针对研究区台站分布稀疏的客观情况,采用子采样条件下 S—P 相对到时差约束地震相对位置的方法,来确保震源位置的一致性。在重新确定了每组多重相似对的地震相对位置后,识别出了研究区的 2 组重复地震,震级分布于 $M_L 0.4 \sim 1.8$,共计 6 次地震。

(3) 识别出的 2 组重复微震位于研究区历史大震主要断层的周缘,属于区域内高 b 值区,表明该区域经过大震后,现今断层强度相对较弱,仍然处于恢复阶段,应力水平较低。

(4) 对每组重复地震序列累积滑动量进行线性拟合,获取年滑动速率。由 2 组重复地震估算出位于临汾盆地西缘的罗云山山前断裂带和盆地内部的苏堡断裂在孕震深度 15~17km 处的滑动速率为 1.8~2.9mm/a,该结果与 GPS 资料得到结果基本相符。

本研究仅在山西地区进行了初步尝试,随着数据的不断积累,可对研究区未来震情的发展起到跟踪作用,为地震预报提供判定依据。同时,研究结果对于理解研究区断层活动性及分析地震危险性具有一定意义。

参考文献

郭良迁,薄万举,杨国华,等,2011. 华北 1999—2009 年水平形变应变场特征. 大地测量与地球动力学,31(3):15~19.

- 李乐,陈棋福,钮凤林,等,2012. 由重复微震估算的龙门山断裂带深部滑动速率. 世界地震译丛,(2):1~17.
- 李侠,1995. 临汾地震的构造背景及其活动规律探讨. 山西地震,(3~4):33~38.
- 刘峡,马瑾,傅容珊,等,2010. 华北地区现今地壳运动动力学初步研究. 地球物理学报,53(6):1418~1427.
- 苏怡之,王进英,张家声,1993. 临汾盆地现代地震活动特征及其与深部构造关系初探. 地震,(6):42~47.
- 王辉,曹建玲,申旭辉,2011. 华北地区的背景地震活动及区域未来强震危险性. 地震,31(2):11~23.
- 王健,吴宣,张晓东,等,2004. 1303年山西洪洞8级地震高烈度区内地震活动特征及其物理意义. 地震学报,26(4):347~354.
- 杨国华,杨博,张风霜,等,2009. 汶川地震对华北地区水平形变场影响及有关含义的讨论. 地震,29(1):77~84.
- 易桂喜,闻学泽,2007. 多地震活动性参数在断裂带现今活动性与地震危险性评价中的应用与问题. 地震地质,29(2):254~271.
- 张培震,王敏,甘卫军,等,2003. GPS观测的活动断裂滑动速率及其对现今大陆动力作用的制约. 地学前缘,10(特刊):81~92.
- 张淑亮,刘瑞春,王霞,2017. 汶川地震前后太原盆地应力场变化特征研究. 中国地震,33(1):46~55.
- 张希,蒋锋云,唐红涛,等,2011. 汾渭断裂带近10年GPS观测获得的剖面变形与应变积累分析. 地震研究,34(4):504~510.
- 赵文星,1988. 临汾地区的深部构造综合研究. 山西地震,(4):18~24,28.
- 朱艾澜,解朝娣,徐锡伟,等,2010. 鄂尔多斯块体周缘地区近期地震活动性与汶川地震应力触发作用的关系. 地学前缘,17(5):206~214.
- 祝治平,张建狮,张成科,等,1999. 山西中南部壳幔结构的研究. 地震学报,21(1):42~49.
- Abercrombie R E, 1996. The magnitude-frequency distribution of earthquakes recorded with deep seismometers at Cajon Pass, southern California. Tectonophysics,261(1~3):1~7.
- Beeler N M, Lockner D L, Hickman S H, 2001. A simple stick-slip and creep-slip model for repeating earthquakes and its implication for microearthquakes at Parkfield. Bull Seismol Soc Am,91(6):1797~1804.
- Cheng X, Niu F L, Silver P G, et al, 2007. Similar microearthquakes observed in western Nagano, Japan, and implications for rupture mechanics. J Geophys Res:Solid Earth,112:B04306.
- Gutenberg B, Richter C F, 1944. Frequency of earthquakes in California. Bull Seismol Soc Am,34(4):185~188.
- Igarashi T, Matsuzawa T, Hasegawa A, 2003. Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone. J Geophys Res:Solid Earth,108:2249.
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull Seismol Soc Am,65(5):1073~1095.
- Li L, Chen Q F, Cheng X, et al, 2007. Spatial clustering and repeating of seismic events observed along the 1976 Tangshan Fault, North China. Geophys Res Lett,34(23):L23309.
- Li L, Chen Q F, Niu F L, et al, 2009. Slip rate along the Lijiang-Ninglang fault zone estimated from repeating microearthquakes. Chin Sci Bull,54(3):447~455.
- Li L, Chen Q F, Niu F L, et al, 2011. Deep slip rates along the Longmen Shan Fault zone estimated from repeating microearthquakes. J Geophys Res,116:B09310.
- Nadeau R M, Foxall W, McEvelly T V, 1995. Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas Fault at Parkfield, California. Science,267(5197):503~507.
- Nadeau R M, McEvelly T V, 1999. Fault slip rates at depth from recurrence intervals of repeating microearthquakes. Science,285(5428):718~721.
- Rau R J, Chen K H, Ching K E, 2007. Repeating earthquakes and seismic potential along the northern Longitudinal Valley fault of eastern Taiwan. Geophys Res Lett,34:L24301.
- Rubin A M, Gillard D, Got J L, 1999. Streaks of microearthquakes along creeping faults. Nature,400(6745):635~641.
- Schaff D P, Richards P G, 2004. Repeating seismic events in China. Science,303(5661):1176~1178.
- Scholz C H, 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull Seismol Soc

Am, **58**(1):399~415.

Schorlemmer D, Wiemer S, 2005. Microseismicity data forecast rupture area. *Nature*, **434**(7037):1086.

Waldhauser F, Ellsworth W L, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward Fault, California. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(6):1353~1368.

Waldhauser F, Ellsworth W L, Cole A, 1999. Slip-parallel seismic lineations on the northern Hayward Fault, California. *Geophys Res Lett*, **26**(23):3525~3528.

The Recognition of Repeating Microseisms and the Estimation of Sliding Rate in Deep Fault Zone in Linfen Region

Dong Chunli^{1,2)} Li Le³⁾ Li Dongmei^{1,2)} Wang Zhuojun^{1,2)} Liang Yongye^{1,2)}

1) Shanxi Taiyuan Continental Rift Dynamics National Observation and Research Station, Taiyuan 030025, China

2) Shanxi Earthquake Agency, Taiyuan 030021, China

3) Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

Abstract Based on the earthquakes recorded from Shanxi digital seismic network in 2001—2010, we study the seismic activity in Linfen region in order to look for repetitive microtremors, and then calculate the rate of deep sliding along faults. The earthquake image after relocating by using double-difference method shows that more than 29.3% earthquakes during the study period occur on both sides of Subu fracture in the hinterland of Linfen Basin plain, namely the Linfen-Hongtong secondary depression, which distributed between south, middle and north three uplifts along NNE. Focal depth distribution and deep structure in the study area is relatively consistent. Through waveform cross-correlation analysis, we identify 25 groups of similar pair of earthquakes and 49 groups of multiple similar pair with high waveform similarity. Most similar seismic activities are characterized by aperiodic, with recurrence intervals ranging from several minutes to several hundred days. Based on the records in the same seismic station, we firstly create reference seismic waveform, which is used to measure the S—P relative arrival time difference of each earthquake relative to the reference one, and then determine the relative distance of each earthquake to the center of mass of multiple similar pair, so that to pick out the recurring events in each group of earthquakes. Finally we identify 2 groups of repeated earthquakes in the study area, and estimate the sliding rate of 1.9~2.8mm/a, which is basically similar to that from surface observations such as GPS and geological survey at the same period.

Keywords: Linfen area; Repeating microearthquake; Slip rate of fault