

宋美琴,郑勇,葛粲等. 山西地震带中小震精确位置及其显示的山西地震构造特征. 地球物理学报, 2012, 55(2): 513-525, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.02.014.

Song M Q, Zheng Y, Ge C, et al. Relocation of small to moderate earthquakes in Shanxi Province and its relation to the seismogenic structures. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(2): 513-525, doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.02.014.

## 山西地震带中小震精确位置及其显示的 山西地震构造特征

宋美琴<sup>1</sup>, 郑 勇<sup>2\*</sup>, 葛 粲<sup>2,3</sup>, 李 斌<sup>1</sup>

1 太原大陆裂谷动力学国家野外科学观测研究站, 山西省地震局, 太原 030021

2 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘 要** 利用山西 1981—2001 年模拟观测台网和 2002—2008 年间数字地震台网的震相数据, 采用绝对定位方法和双差相对地震定位方法对山西及其周边地区中小地震进行了精确重新定位. 结果表明: (1) 重新精确定位后, 震中水平误差  $\leq 5$  km 的地震由原来 65.8% 提高到 86.2%; 7498 次原始无震源深度的地震取得了深度结果. (2) 精确定位后震中分布格局与原始结果相比变化不大, 绝大多数地震集中在中部断陷盆地内, 两侧隆起区则相对较少, 与山西地质构造的区域性和成带性相吻合; 震源深度北浅南深, 存在由北向南逐渐加深的特点. (3) 重定位结果可以大致勾勒出各构造盆地发震层下界, 较清晰地分辨出断陷盆地、盆间隆起的位置. (4) 地震深度分布与盆山构造形态有较好的相关性.

**关键词** 山西地震带, 重新定位, 地震构造

doi: 10.6038/j.issn.0001-5733.2012.02.014

中图分类号 P315

收稿日期 2011-08-13, 2011-11-15 收修定稿

## Relocation of small to moderate earthquakes in Shanxi Province and its relation to the seismogenic structures

SONG Mei-Qin<sup>1</sup>, ZHENG Yong<sup>2\*</sup>, GE Can<sup>2,3</sup>, LI Bin<sup>1</sup>

1 National Scientific Field Observatory of Continental Rift Dynamics in Taiyuan, Shanxi Seismic Bureau, Taiyuan 030021, China

2 State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

3 Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

**Abstract** Based on the phase reports of analog seismic stations from 1981—2001, and those of digital seismographs from 2002—2008, we relocated the small to moderate earthquakes with unprecedented precision by absolute and relative relocating methods. Results show that: (1) comparing with precious researches, the percentage of relocated earthquakes with horizontal locating error  $\leq 5$  km increases from 65.8% to 86.2%, and 7498 earthquakes which were not

**基金项目** “中国大陆未来 10 年  $M \geq 7.0$  地震危险区预测”工作专项, 中国科学院知识创新工程重要方向项目(kzcx2-yw-142), 国家自然科学基金(40974034), 地震行业科研专项重大项目(201008007), 山西省科技攻关项目(20100311129-2、20090311084), 中国地震局星火计划(xh1005)联合资助.

**作者简介** 宋美琴, 女, 高级工程师, 主要从事地震学研究. E-mail: smq28@126.com

**\* 通讯作者** 郑勇, 男, 副研究员, 主要从事地震和地球动力学研究. E-mail: zhengyong@whigg.ac.cn

located previously are located in this work; (2) The general pattern of seismicity has no big changes in horizontal directions. Most earthquakes occurred in the central rift belt, with a few earthquakes located at the two sides of the Fenhe-Weihe Rift. While in vertical direction, the relocated earthquakes have an obvious trend that the earthquake depths increase from north to south part of the Fenhe Rift. (3) The distribution of relocated earthquakes can outline the profile of the lower seismogenic boundaries of the basins, as well as the boundaries between the extensional basins and the uplifted areas. (4) There is a good correlation between the focal depths and the structures of the basin and range system.

**Keywords** Shanxi earthquake belt, Relocation, Seismogenic structure

## 1 引言

山西地处鄂尔多斯和华北地块交界处,其西部与鄂尔多斯相连,南边是四川盆地、秦岭以及渭河盆地,东部与太行山相接.由于印度板块的挤压作用,青藏高原不仅在垂直方向上呈现抬升作用,在水平方向也有明显的侧向运动.从GPS观测来看,青藏高原的物质在东部由于受到四川盆地的阻挡,因此在东北和东南出现明显的侧向流动<sup>[1]</sup>,这种流动产生的推动作用和华北地块的阻挡作用使得鄂尔多斯地块产生了逆时针的转动<sup>[2-4]</sup>,这种逆时针转动加剧了渭河和汾河地堑的构造运动,使得这两个地区的地震活动非常频繁.因此,研究山西地震活动性和发震断层的构造特征,对于分析该地区的动力学和运动学机制、地震活动演化规律、地震触发过程、评估地震危险性等具有极为重要的意义.

要想获得可靠的发震构造、断层产状和地震活动性信息,必须具备以下两个条件:(1)完整的地震序列记录.了解一个地区的背景地震活动,需要获取准确的地震参数,进而判断地震的应力背景、地震的触发情况以及余震的衰减机制等<sup>[5-6]</sup>.(2)精确的地震位置.精确的定位结果对主震和余震的研究有非常重要的作用,通过精确确定地震的位置,可以在很大程度上确定主震发震断层、强余震的震源位置、历史地震破裂断层面的状态等信息<sup>[7-11]</sup>.总之,无论是分析地震活动性还是判断地震的发震构造,必须了解地震的精确位置.特别是在断层分布复杂的区域,较小的地震定位误差就可能导致发震断层的错误判断.因此,要想知道山西及周边区域的动力学和地震构造,对该区域近几十年来的地震进行精确定位和精细分析,获得可靠、完整的地震分布情况是非常必要的.

目前,山西地区地震的定位研究工作已有一些

初步结果.王培德<sup>[7]</sup>、胡新亮<sup>[8]</sup>、靳玉科<sup>[12]</sup>等曾对山西省内不同时期近2000余次地震进行了重新定位,在小震活动与断裂的相互关系方面取得一定的认识.还有,中国地震局每月提供上一月正式地震目录.不过,这些定位结果和地震目录仍存在着较大的不足,主要体现在三个方面:(1)定位结果的完整性不足.王培德等研究的地震次数仅仅占山西近三十年以来地震总数的极少部分,而且分布在不同的区域和时段,这给研究山西地区的地震背景和活动性演化情况造成了很大的困难.(2)计算方法和速度模型过于简单,精度不高.在八十年代没有计算机定位软件之前,均采用J-B走时表以交切法测定震中,手工测定震源深度;采用计算机定位软件之后,速度模型则是华北地区的平均模型,用它作为地震精定位结果,精度显然不足,难以满足研究动力学和发震构造的需要.(3)数据质量和误差分析欠缺.定位结果的可靠性主要决定于数据的质量,准确的数据和结果评价对于可靠性非常重要,过去一直沿用I-IV类(误差 $\leq 5$  km为I类,误差 $\leq 15$  km为II类,误差 $\leq 30$  km为III类,误差 $> 30$  km为IV类)标准评价水平定位质量,显得过于粗糙和简单,这在很大程度上损害了数据的可靠性和准确度.

针对目前地震定位所存在的问题,本文对山西省有纸质记录以来的地震震相报告进行重新整理和完善,首次得到山西1981年以来最为完整的地震观测报告<sup>[13]</sup>,这为准确获得地震的精确位置和完整的地震活动性目录提供了极为重要的条件.在此基础上,收集山西地区已有地下速度结构研究成果<sup>[14-21]</sup>,对重新整理的近30年的观测报告数据,采用统一的hypo2000<sup>[22]</sup>(绝对定位)和双差<sup>[23]</sup>(相对定位)算法重新定位,结合地震地质研究结果,讨论重新定位前后地震分布差异以及精定位后地震分布状态所揭示的地震构造信息.

## 2 资料和数据处理

### 2.1 台站分布

文中使用资料主要来源于山西省地震台网和邻省距离最近的几个台站的震相观测报告. 图 1 给出本文的研究区域和用于小震重新定位的台站分布. 由图 1 可见, 数据有模拟记录和数字化记录两种: (a) 模拟记录, 20 世纪 80 年代初期至 2000 年全部为模拟观测资料, 台站数由 21 个台逐渐增加为 33 个台(其中 21 个分属大同、太原、临汾三个遥测台网); (b) 数字化记录, 2001 年至今. 其中 2008 年 7 月份以前, 数字化台网由 21 个台组成; 2008 年 7 月以后, 数字化台网扩充到 32 个山西省内台站和 12 个邻省台站. 可以看出数字台网台站分布较模拟台网更均匀一些, 沿断陷盆地忻定盆地台网密度有所

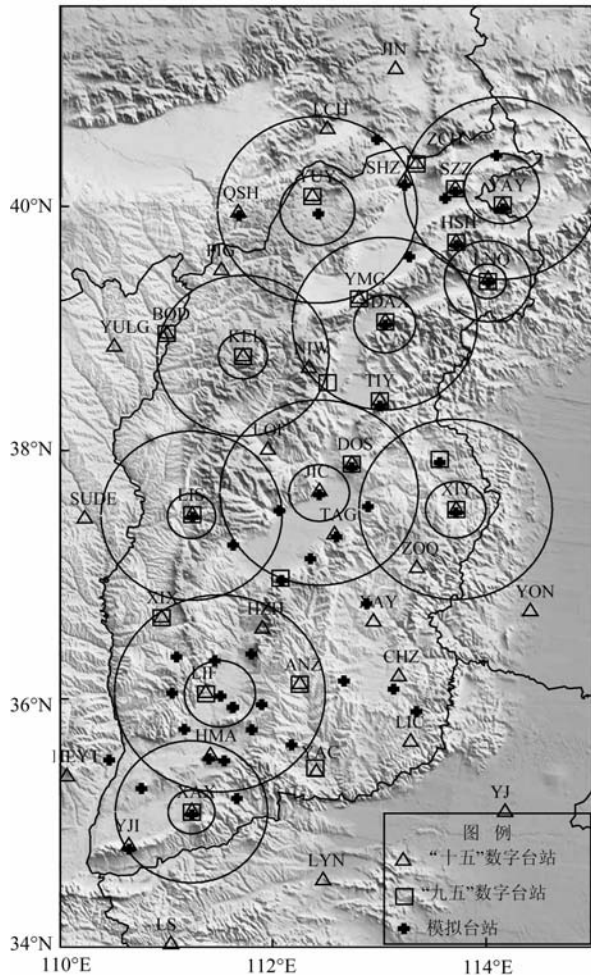


图 1 研究区地形及其精确定位所使用的不同时期台站分布图

Fig. 1 Topography of studied region and the distribution of seismic stations used in earthquake relocation

提高, 两侧山区明显提高, 不过太原盆地和临汾盆地却略有下降.

### 2.2 定位数据的收集和整理

为了确保地震记录完整、可靠, 本文收集了山西省台网和大同、太原、临汾遥测台网 1981—2008 年间的地震观测报告资料. 由于三个遥测台网运行时间不同和当时山西省省台网观测报告编制管理较为混乱, 山西省台网观测报告并没有完全包含遥测台网数据(表 1). 鉴于此, 在整理震相数据文件时, 首先补齐大同遥测台网 1989 年大同—阳高地震序列和临汾遥测台网 3 年多近 1000 余次地震(包括单台记录), 然后以地震目录为索引把所有省台网报告里缺失的遥测台网报告数据补充进来; 最后整理出 1981—2008 年 21904 次地震(包括山西省内以及邻近地区)的相关数据, 地震震相条数累计 261305 条, 首次实现了山西纸质报告的电子化, 与现有山西及邻近地区地震目录相比, 本工作所收集的地震序列资料最为完整, 更加有利于分析地震活动性和地震构造问题. 另外, 为保证原始报告的准确性, 对收集到的所有数据进行了严格的校对. 其中震相到时则采用人机交互方式用多台和达拟合<sup>[24]</sup>直线来逐个地震判定数据的正确性, 对于偏离大的台站数据进行重新核对, 属于录入错误的给予改正, 属于原始报告错误又无法通过其他要素修正的记录则去掉.

表 1 山西省各台网观测报告统计表

Table 1 List of phase reports data from seismic networks in Shanxi province

| 台网名称   | 资料起止年月      | 备注  |
|--------|-------------|---|
| 临汾遥测台网 | 1983—2002   | 其中 1983-6—1986 年无报告, 临汾台存有原始卡片(约 2230 余张地震卡片)   |
| 太原遥测台网 | 1986-9—2002 |   |
| 大同遥测台网 | 1988-8—2006 | 其中 1989-10—1990-3 无报告, 大同台存有原始卡片(约 8000 余张地震卡片) |
| 山西省省台网 | 1981—2008   | 其中 1981—2000 为模拟观测、2001 年后为数字观测                 |

### 2.3 定位方法

高精度的地震定位结果不仅依赖于良好的震相数据, 可靠的定位方法和合理的地下速度模型也是必不可少的. 地震定位包括绝对定位和相对定位两种. 其中绝对定位方法是在给定的地下速度模型的基础上, 计算假定的地震位置的理论地震到时和观测地震到时的偏差, 通过迭代等手段搜索理论和观测值偏差最小来确定地震的位置; 相对定位方法中比较有代表性的是双差定位法<sup>[23]</sup>, 该方法可以在很

大程度上消除地下速度结构对地震相对位置的影响,从而获得地震之间准确的相对位置.然而,相对定位只能得到地震之间的相对位置,因此,要想获得准确的相对地震位置,必须要有准确的地震参考位置.所以本文采用当前使用较多的 hypo2000 定位程序<sup>[22]</sup>首先确定地震的绝对位置,然后在此基础上选择地震集中的或有强震序列的区域作为研究区,利用双差定位法进行相对定位.

传统的一维定位程序通常只使用单一的速度模型,这对于地壳横向不均一性较强的地区会带来较大的定位偏差.山西地区有太行山、吕梁山和断陷盆地的存在,在水平方向上地壳剧烈变化,这种水平向速度结构的剧烈变化,会引起地震到时较大的差异.同时,沉积层对于定位结果影响尤其明显.由于沉积层的地震波速度非常低,P波速度在 1.5 km/s 左右,S波速度更低,从 CRUST2.0 地壳模型<sup>[25]</sup>(<http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>)结果来看,汾河谷地的沉积层相对较厚<sup>[26]</sup>,而高原区域的沉积厚度则很小.这样一来,如果采用单一模型就会造成几秒的到时偏差,对定位精度造成很大影响.在不同的区域采用不同的速度模型,从而达到接近于三维速度模型的效果,是提高定位精度的关键所在.因此,本文将在不同的区域采用相应的地下速度模型,

利用 hypo2000 模型进行地震的绝对定位,然后在此基础上进行双差定位和进一步分析、讨论.

## 2.4 地壳速度模型

为了获得可靠的地震位置,本文针对山西地区不同区域采用不同的地壳速度模型,将其应用到 hypo2000 计算程序中.具体的速度模型分布情况如图 1 中同心圆所示,在双同心圆的小圆内部区域,完全采用同心圆圆心区域的速度结构模型;在外圆与内圆之间的环形区域,采用加权速度模型来进行计算,其权重为两种模型的平均;如果该环形区域内部和其他同心圆有交叉,则交叉区域采用多个模型的平均值.这样我们就可以针对不同区域采用不同的速度模型,降低横向不均匀对定位结果的影响,进而达到接近三维速度模型的效果,且计算复杂性可大大降低.

近些年来,山西及其临近地区的壳幔结构已经有一些初步的研究结果<sup>[14-17]</sup>,随着数字地震波资料的不断积累,国内利用数字地震资料进行山西地区地壳速度结构的研究开始逐渐增多<sup>[18-21]</sup>,结果的精度和可靠性也逐步提高.参照上述研究结果,本文收集了 10 个台的 P 波速度结构(如图 2 所示),其中山自皂(SZZ)、昔阳(XIY)、夏县(XAX)、右玉(YUY)、岢岚(KEL)五个台仅收集到 S 波速度结构,考虑到

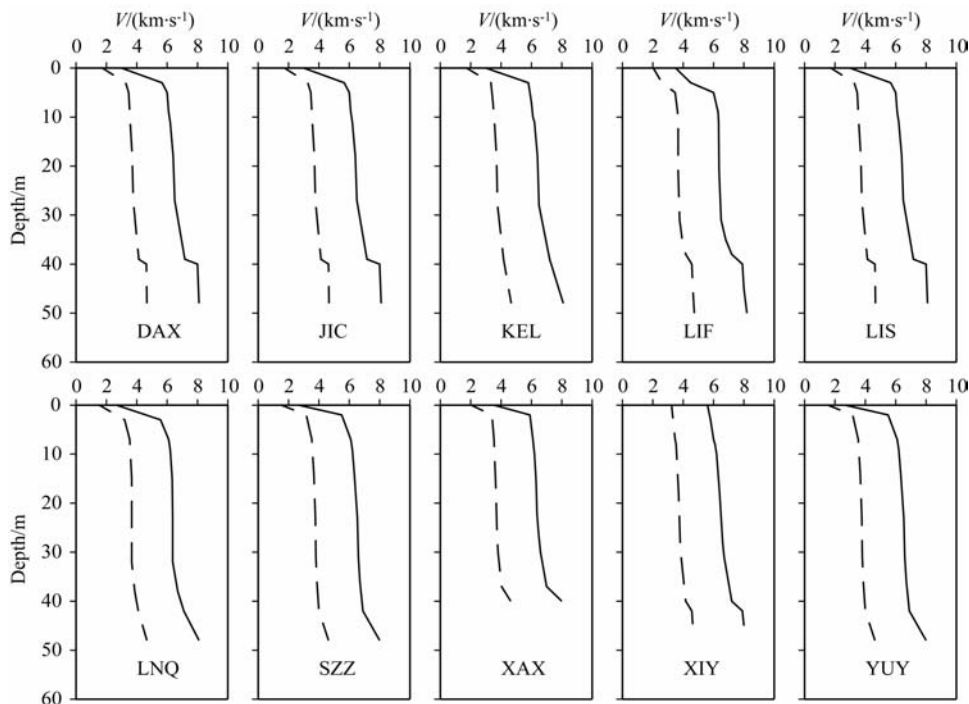


图 2 山西部分台站下方地壳速度结构分层图.虚线为 S 波速度,实线为 P 波速度

Fig. 2 Crustal seismic wave velocity structures under 10 seismic stations. The dash lines represent S wave speed and the solid lines are P wave speed

山西地区的地质结构情况,本文假定地壳介质为泊松介质,并按  $V_p = \sqrt{3}V_s$  进行转换,得到 P 波速度结构(图 2).

## 2.5 数据处理

根据验证后的震相报告数据和选定的速度结构,本文利用绝对定位方法对山西省及周边区域 1981 年到 2008 年间的地震进行了精确定位. 为保证结果的可靠性和精度,对可定位地震事件进行了筛选,要求每个被选事件必须保证至少有 4 个台站记录的 8 个有效震相到时数据. 同时,为保证定位精度,尽量使用近震源区台站进行定位,采用单台 S-P  $\leq 25$  s 的 P、S 震相到时进行分析;对由于震中距较小或者地震震级较大使得地震仪记录出现限幅的事件,本文增加了利用这些地震的 P 波到时进行分析.

在获得绝对定位结果之后,再用双差定位对结果进行进一步的精化. 由于在使用双差定位时,地震要具有成丛的特点,使得不同地震到同一台站具有较为接近的地震传播路径,从而满足双差定位的要求. 我们选取地震密集的大同一阳高震区、太原盆地、临汾盆地进行分析,速度结构分别选用山自皂、太原、临汾三个台站下方的速度结构、波速比采用 1.73. 由于地震数量比较大,故采用阻尼最小二乘意

义上的共轭梯度法解方程. 解的过程由地震的初始位置和先验权重开始,通过多次迭代,每次迭代都用上一次迭代的结果更新震源位置、残差和偏导数矩阵,直到得到稳定的解.

## 3 定位结果与分析

### 3.1 定位结果质量估计

重定位前 21904 次地震中有 3091 次地震无定位参数,有 4407 次地震无震源深度,其中 I 类、II 类精度(仅考虑水平误差)占地震总数的 65.8%. 重定位后获得 20199 个地震的震源参数. 由 hypo2000 震源位置测定误差(图 3)来看,垂直误差大于水平误差,96% 以上地震的均方根残差小于 1,其中水平误差还可以接受,但垂直误差较大.

在 hypo2000 基础上,对选定的地震集中区用双差方法再次重新定位,最终得到 5776 次地震的地震震源位置,走时均方根残差的平均值由 0.83 s 降为 0.36 s. 震源位置的测定误差在 E-W 方向平均为 0.729 km,其中小于 1 km 的占参与双差定位地震总数的 96%;在 N-S 方向平均为 0.799 km,其中小于 1 km 的占参与双差定位地震总数的 96%;在垂

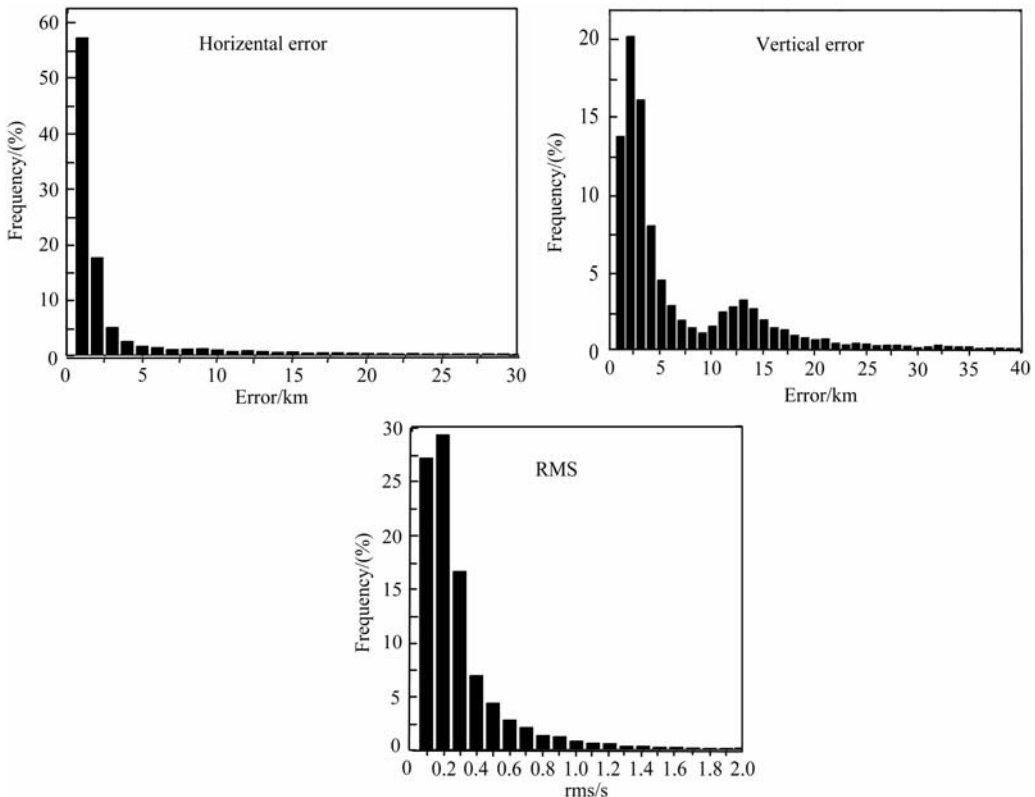


图 3 hypo2000 方法获得的震源位置误差分布图

Fig. 3 Errors of relocation with hypo2000 method

直方向平均为 1.066 km, 其中小于 5 km 的占参与双差定位地震总数的 96.6%. 与中国其他区域地震利用双差方法重新定位的误差量级非常接近<sup>[10-11]</sup>.

整合绝对定位和相对定位的结果, 我们最终获得了完整的山西地震的精定位目录, 其中 I、II 类精度地震合计占总数的 86.2%. 精选出水平误差  $\leq 5$  km、垂直误差  $\leq 5$  km、残差  $\leq 0.4$  s 的这部分地震事件, 具有较高的可信程度, 宜用来讨论山西地区的活动图像, 可以大致用其探讨该区域的地震活动与构造的关系.

### 3.2 利用波形拟合方法验证深度定位的可靠性

地震深度是地震震源参数中最难确定的参数之一, 在缺少近台的情况下, 利用震相报告测定的深度结果误差通常比较大, 有很大的不确定性<sup>[27]</sup>. 而波形拟合方法在可靠性和准确性上要好多. 如韦生吉等<sup>[28]</sup>利用波形拟合的方法确定了赤峰地震的深度, 其结果相当可靠. 因此, 选取本文目录中的较强地震, 利用宽频带地震波波进行波形拟合, 确定其地震深度, 与前述定位方法取得深度结果进行比较, 验证本文深度结果的可靠性.

山西地区宽频带数字地震台网从 2001 年才开始建设, 2001—2002 年处于仪器调试和测试阶段, 这一时段宽频带数据记录质量比较差, 而且台站很少, 只有 6 个, 无法满足波形拟合的要求. 而在 2003—2008 期间, 较强的地震只有一个, 即 2003 年 11 月

25 日洪洞  $M_b 4.2$  ( $M_s 4.9$ ) 级地震. 因此, 本文对该地震进行了波形拟合, 取得了地震的震源机制和深度. 在拟合方法上, 采用韦生吉等<sup>[28]</sup>和 Zheng 等<sup>[29-30]</sup>所采用的 CAP 近台搜索方法<sup>[31]</sup>利用近台记录进行波形拟合反演.

由于 2003 年山西宽频带地震台网仍处于建设的初期阶段, 台站数量仍不多, 导致所采用的台站主要位于震中北部, 方位角分布不是很好 (图 4a). 不过, 由于 CAP 搜索方法本身的特性<sup>[30]</sup>, 所采用的台站数量和分布仍能满足要求. 从反演拟合误差随深度的变化来看 (图 4b), 误差在 16~17 km 左右有一个极小值, 且误差随深度的变化比较光滑, 震源机制解随深度的变化也比较平缓, 因此可认为波形拟合的结果比较可靠. 波形拟合得到的震源深度在 16~17 km 之间, 和前述定位得到的结果 (15 km) 较为一致. 因此, 综合考虑 3.1 节的定位误差和不同方法取得结果差别较小, 可认为本文的深度结果是比较可靠的. 值得注意的是, 2003 年洪洞地震的震源机制解为节面 I: 方位角、倾角和滑动角分别为:  $201^\circ$ 、 $35^\circ$ 、 $3^\circ$ ; 节面 II:  $108^\circ$ 、 $82^\circ$ 、 $125^\circ$ , 矩震级为 4.14. 矩震级大小和 NEIC 给出的  $M_b 4.2$  结果很接近. 综合考虑该区域的断层构造和震源机制解, 推测该地震发生在 NNE 走向断层上, 为一左旋走滑地震, 这意味着山西裂谷带里虽然断层性质以右旋走滑和拉张断层为主, 但仍存在左旋走滑的断层, 反映出该区域

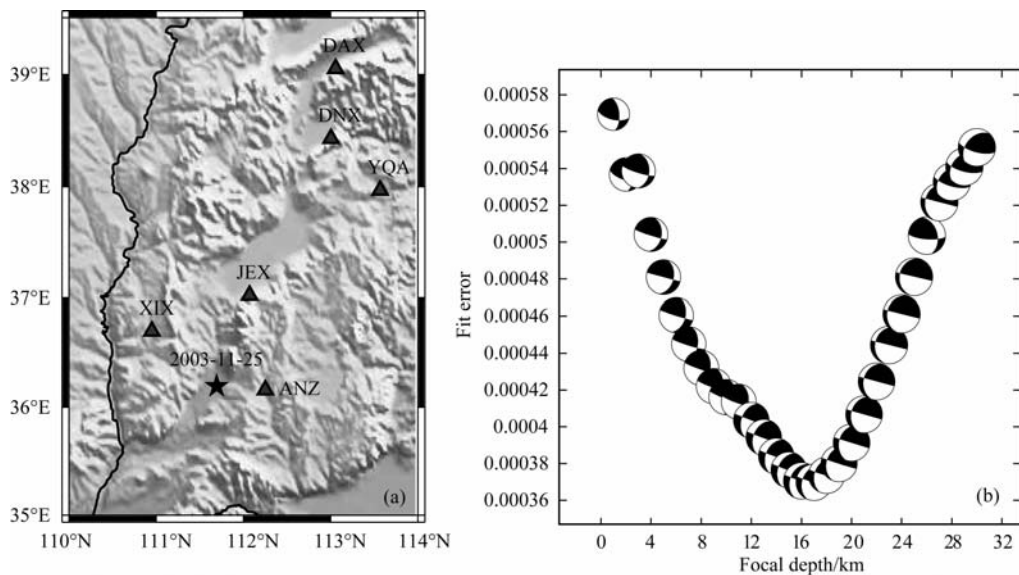


图 4 波形拟合深度图

(a) 波形拟合采用的宽频带台站分布; (b) 拟合误差随深度变化图.

Fig. 4 Focal depth inverted by seismic waveform modeling

(a) Distribution of local broadband stations used for waveform modeling; (b) Variation of fit error with focal depth.

复杂的地震构造背景.

## 4 重定位后地震分布特征及其构造意义

### 4.1 水平分布状态及特征

图 5 是原始结果和重新精确定位后的震中分布图,可以看出震源的总体分布格局变化不大,地震沿中部的地堑裂谷带分布,而两侧隆起区中浅拗陷盆地则地震活动较弱.虽然传统意义上的定位方法精度低,但严格来说,不论哪种方法,其水平位置定位误差都不会太大,因此精确定位结果在水平向的分布基本上较为真实地反映了山西地区 80 年代以来中小地震的水平向分布状态.与定位前的结果相比,本文结果在两方面占优:(1)消除掉了规则的网格状分布.原始的地震目录精度很低,在地图上呈棋盘状的网格分布,而重定位结果则已消除了这一状况.(2)精定位后的地震位置分布更为紧凑,集中在山西断陷带内,尤其集中在各大盆地内;大多数地震呈明显的条带状分布,与断层的展布状态有较高的一

致性;而定位前的结果则弥散性较大,与断层的分布关系相对松散一些.由于地震通常发生在主断层面或周边的小断层上,因此,精定位后的水平分布状态无疑更为合理,定位精度也更高.

### 4.2 深度分布状态及对应的构造特征

震源深度是探讨地震孕育和发生深部环境、地壳变形及其力学性质和属性以及圈层构造等诸多大陆动力学问题的重要参数<sup>[32]</sup>.由于本文收集了比以往研究完备得多的到时资料,特别是近场限幅资料的使用,大大增加了对地震深度的约束.从 3.2 节的对比分析可知,本文的深度结果较为可靠.定位前的资料对于深度的定位约束较少,特别是缺失近场的资料,使得深度的定位误差很大,很多地震甚至都没有深度的信息,而本文的定位结果提供了所有地震的深度信息,在很大程度上改善了这一状况.所以,本文的深度结果的精度比精定位前的资料有很大的提高.

我们沿山西带 NNE-SSW 方向选取两条剖面(图 6),分析重新精确定位前、后的震源深度分布图.由图 7a 看出,重新精确定位前地震沿剖面分布比

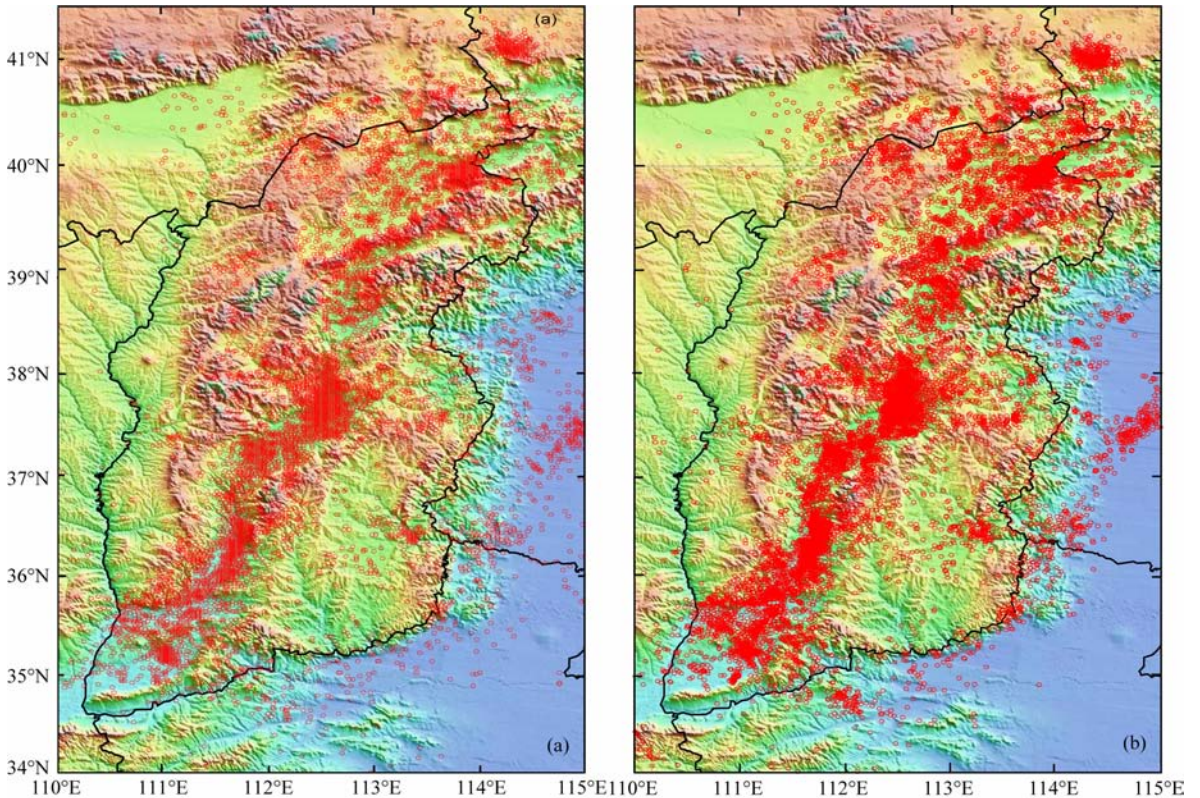


图 5 精确定位结果与原始定位结果比较图

(a) 精定位前的地震水平位置分布图;(b) 精定位后的地震水平位置分布图.

Fig. 5 Comparison between the locations of the relocated earthquakes and those of the original catalog

(a) Horizontal locations of the original catalog;(b) Horizontal locations of the relocated earthquakes.

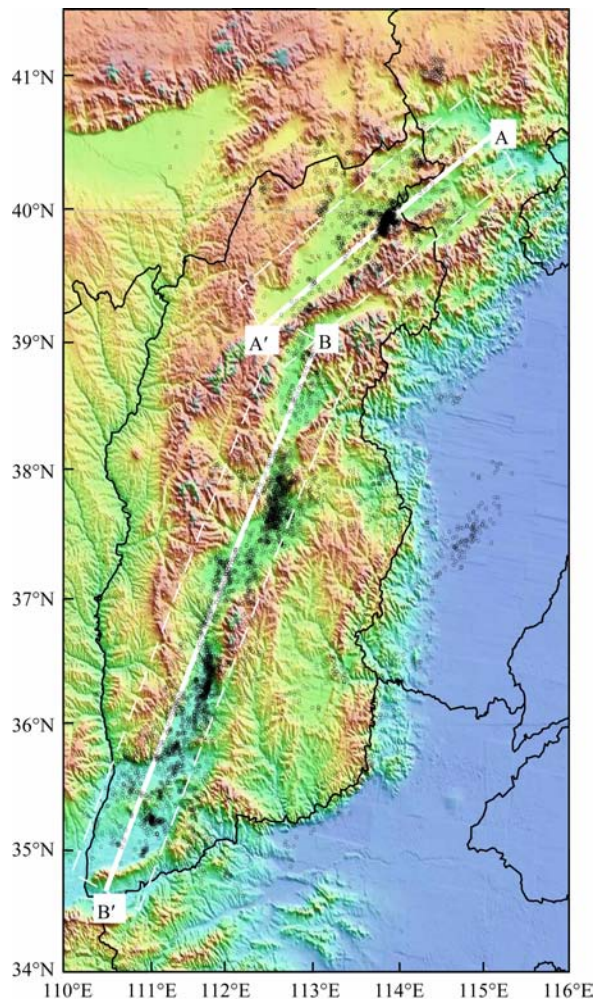


图6 图7中的山西地区小震分布剖面位置

Fig. 6 Distribution of the cross sections in Fig. 7

较均匀,南北深度差异较小,大致分布在 $0\sim 40$  km范围内,且有很多地震定位深达 $40$  km,考虑到地震绝大多数发生在中上地壳,下地壳地震很少.由于 $30\sim 40$  km深度处于下地壳,甚至到达Moho面深度上,发生地震的可能性非常小,因此精定位前的地震深度可靠性不高.这可能与台站方位角分布不均匀、或者近台数量较少有关.但更主要的原因可能与地震震相数量以及震相到时读取精度低有关.统计发现,在具有8个以上震相记录的地震中,重定位深度在 $30$  km以上的地震有63个,其中2001年之后有数字记录以来的地震只有10个,其中5个还位于2009年山西裂谷带南部一个中小地震群中.这表明相对于数字地震台观测资料,模拟地震波记录精度较差,导致2001年以前的地震深度定位精度相对略差.

从具体区域来看,大同、忻定盆地一带地震较少且在 $0\sim 30$  km范围内分布很离散,太原至临汾盆地地震多且比较密集,在 $0\sim 40$  km范围内展布;剖

面的震源深度存在水平间断,这是由于传统定位方法使用统一的一维成层模型导致的;较难识别出断陷盆地的位置和发震层的收敛深度.

对比重定位前后的结果来看,重定位后的地震深度剖面(图7b)有三个特点:(1)重定位后深度分布更加集中,优势分布在 $0\sim 30$  km<sup>[33]</sup>.原来分布离散的区域重定位后成丛性大为改善,可以大致刻画出四个断陷盆地地震源深度的下界,而震源深度的下界面有可能取决于脆韧性转换带的深度<sup>[34]</sup>,这一结果对于确定山西地壳内的发震层厚度,确定活动地块的下部边界、阐明地震的成因和机制以及地震危险性分析提供了一个重要的约束条件.而那些深度大于 $30$  km的地震,经仔细核对绝大多数是因为参与定位的台站数少,或者台站距离比较远、缺少近台、台站偏于震中一侧等所致,可靠度比较差.(2)盆岭构造区与地震深度分布有良好的相关性.由图7b可见,沿剖面可以较清晰地分辨出断陷盆地、隆起位置,提供了山西地区地质构造的清楚图像.从B-B'剖面来看,石岭关隆起地震分布很少,而太原盆地地震分布很密,两者之间交界区域的地震分布有明显的差异;类似的分布状态在灵石隆起和临汾盆地分布也很明显.可以看到,盆地内部不仅地震活动性高,而且地震深度范围也大,很多深地震都发生在盆地内部,与山西地堑的拉张构造相当吻合.(3)地震震源深度南北有明显的差别,表现为震源深度由西南向东北逐渐变浅,可能意味着山西地堑的形成是从西南向东北逐渐发展的,这与构造结果一致<sup>[35]</sup>,从第四纪沉积层的分布来看,山西地堑由拉张-断陷-成盆过程是从西南向东北逐渐发展的<sup>[36-38]</sup>.

#### 4.3 地震分布和地震构造的关系

从地质构造来看,山西裂谷带属于鄂尔多斯周边裂谷带,其北接阴山和河套裂谷带,南部与渭河裂谷带相连<sup>[39]</sup>.受青藏高原碰撞带和太平洋板块的俯冲作用,鄂尔多斯周边自始新世开始就逐渐发育了断裂构造,其中山西裂谷带的主要构造活动期介于上新世到第四纪.从中新世早中期开始,由于青藏高原的挤压作用,鄂尔多斯产生了逆时针旋转,从而使山西断裂带首先从南部的汾渭地堑开始拉张,逐渐向北扩张,直至形成当前的近S形拉张断裂带,其间分布着大量的右旋走滑断裂<sup>[37-38]</sup>.由于裂谷是从南向北逐渐撕裂和扩张的,因此,南部裂谷的发育成熟度比北部高,这可能在一定程度上造成了地壳强度上的差异,从而造成了本文研究得到的南部发震深度区间比北部深度区间大这一现象.而从目前的



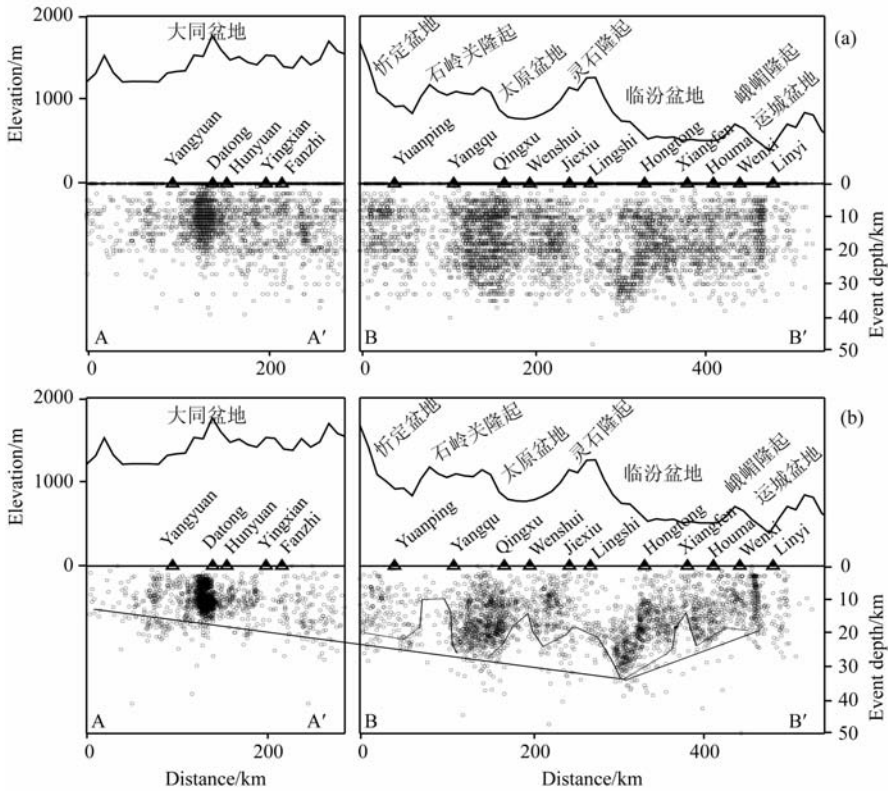


图7 1981—2008年山西地区 $M_L \geq 1.0$ 级地震重新定位前、后的震源深度图

(a) 重定位前的结果;(b)重定位后的结果。

Fig. 7 Focal depth distribution before and after earthquake relocating of  $M_L \geq 1.0$  earthquakes occurred between 1981 and 2008

(a) Focal depth distribution of earthquakes without relocation;(b) Focal depth distribution of relocated earthquakes along A-A' and B-B' cross sections.

这一趋势来看,山西地堑的拉张可能仍在进行中。

从地震空间分布来看,山西地震带的地震有明显的分区性,在山西地堑内部及两侧地震活动性强,特别是在一些盆地和周边区域,例如太原盆地、临汾盆地、大同盆地等。这和该区域的地质构造有良好的对应关系。地质构造研究表明<sup>[39-42]</sup>,山西地堑从南至北有明显的分区性特征。从北到南的5个断陷盆地地震深度在重定位前后有显著变化,具体如下:

**大同盆地** 重定位前后的结果变化较大,表现在:重定位前地震分散在0~40 km之间,以5~20 km居多;重定位后小震基本收缩在20 km以上区域,盆地南端略有加深;这与盆地和山地断块均向南作掀斜式运动,其掀斜量达 $12^\circ \sim 18^\circ$ 的研究结果<sup>[36]</sup>较为吻合,验证了晋北拉张构造区的深部环境;重定位后(图7b)可以清晰辨认大同—阳高震区位置,序列震源深度0~25 km、破裂宽度10 km,与李乐等<sup>[43]</sup>利用首都圈资料重新精确定位结果一致。文中提到的山自皂台离大同震区不到20 km,该台下方第一个低速层的深度为14~20 km,第二个低

速层的深度为26~32 km<sup>[15]</sup>,该地区多震层的深度正好对应了低速层上面的高速层,还有部分地震发生在高低速层转换处或低速层的顶部,1989、1991、1999年三次大同—阳高地震正好发生在速度逆转层和测深剖面推测的深大断裂上。

另外从地质和发震构造来看,大同盆地是一个比较年轻的断陷盆地,钻孔研究表明,该区域的沉积层厚度小于山西中部和南部区域,而且在更新世该区域火山活动还依然存在<sup>[40]</sup>,从而在地震剖面上显示出低速带的特征<sup>[41]</sup>。因此,该地区属于地质构造相当活跃的区域,这与该区域发生过多次较强的地震相一致。从断层构造来看,大同盆地周边分布着多条断层,包括大同—天镇断裂,口泉断裂和六棱山断裂等。从地震精定位结果来看,1989年大同—阳高6.1级震群发生在大王断裂、团堡断裂、六棱山断裂的交汇部位,进一步证实地震相互触发的可能性比较大。加上该区域构造比较年轻,构造变形较为活跃,因此,地震的危险性相对较高,需重点关注。

**忻定盆地** 重定位前地震在0~40 km内离散

展布,重定位后地震完全收敛在 22 km 以上层位,盆地地震层下界非常清晰,具体为北段小震深度集中在 8~18 km,向南在石岭关隆起以北有所加深,达到 22 km. 参照太原—大同人工测深剖面<sup>[14]</sup>在桩号 250 km(定襄一带)以北下方 20 km 存在约 5 km 厚的低速体,而靠近太原盆地这一侧下方 35 km 存在约 3~4 km 厚的低速体,反映了忻定盆地壳内岩石力学性质的横向不均匀性. 公元 512 年原平 7<sup>1</sup>/<sub>2</sub> 级、1038 年定襄 7<sup>1</sup>/<sub>4</sub> 级、1683 年原平、忻州间 7.0 级地震均发生在该盆地内. 但从 1980—2008 年的小震活动很难确定这几次强震的位置,究其原因可能有两方面造成,一自有测震观测以来这一区域测点较少,仅有代县、定襄两个台站,监测能力较大同、太原、临汾三个盆地低很多,这样可能会漏记很多小震;二由于历史地震强度大、分布密度高,介质破裂比较彻底,后期微破裂不发育.

**太原盆地** 为山西地区小震相对密集区域之一. 从图 7(a、b)可以看出,重定位前后的结果变化较大,重定位后震源深度比重定位前向浅处集中,发震层下界比重定位前要清晰得多,呈现出沿剖面东北深西南浅、北部地震密集南部稀疏的特点;北部地震多发生在 5~30 km;中部和南部地震则多发生在 5~25 km. 震源深度最深的区域正好位于太原盆地西界的铲形主控断裂所在位置,从小震活动角度反映了沿地堑下降最深的一侧是活动性最强的地带. 从地质构造看<sup>[39-40]</sup>,太原盆地为一个 NE 走向的盆地,西北部为东倾的交城正断层,东南部为西倾的太谷正断层,太原盆地的沉积层深度从东向西逐渐加深. 这意味着,东南部的太谷断裂上的发震层深度应该比西北部的交城正断层浅,这与本文重定位后的深度结果有良好的吻合性,也印证了太原盆地地壳东高西低的倾斜特征. 另外,从水平向的地震分布来看,太原盆地北部地震活动性大大高于南部,这可能表明北部的交城断裂活动性比南部的太谷断裂高,具备孕育强地震的可能性.

**临汾盆地** 由图 7(a、b)可见,重定位前后的结果有一定的差异,重定位前、后除洪洞附近地震深度基本不变外,其他几个区域变化较为明显,发震层下界比重定位前要清晰得多. 洪洞以北区域,地震北浅南深;洪洞以南区域则呈现逐渐变浅的局面;在灵石隆起以南,至洪洞一带在 8~24 km 深度存在一个地震空区,与历史考证的 1303 年洪洞 8.0 级地震极震区重合<sup>[45]</sup>. 临汾盆地地震最深处,正好位于盆地与断陷带中横向构造隆起的交汇区. 同时,地震分布

反映了临汾盆地和周边断层的特征. 临汾盆地是一个 NNE 走向的不对称盆地,沉积层深度由西向东逐渐加深,在霍山断裂前增加到 1600 m,表明临汾盆地北段受霍山断裂控制,地震也主要发生在霍山断裂上<sup>[40]</sup>,这与我们的定位结果非常一致. 在临汾盆地北部,地震主要发生在东部边缘,与霍山断裂相对应;而临汾盆地南部地区的地震则发生在中部和西部地区,这与南部的罗云山断裂吻合较好,这与罗云山断裂控制着临汾南部地区构造运动的地质结论相一致<sup>[40]</sup>.

**运城盆地** 有观测以来这一区域监测台网相对稀疏,小震记录不完整. 本文不再详细论述.

总之沿剖面的小震深度分布来看,横向隆起、断陷盆地以及盆地内次级凹陷、凸起等地质构造重定位后则清晰可辨,且地震主要集中在断陷盆地的周边断层上,且由于这些断层大多为成组的正断层,考虑到断层的倾向,因此,地震在水平向上主要分布在盆地之内,横向隆起、凸起地震要稀疏的多(图 7b).

## 5 结论与讨论

本文利用绝对定位法和双差相对定位法对山西地区 1981—2008 年山西及其邻区 21904 个地震进行了重新定位,其中 7498 次原始无震源深度的地震取得了深度结果. 在此基础上,选定四个地震集中区再次采用双差法重新定位,5776 个地震取得质量高的震源位置. 并将绝对定位与双差定位的结果相结合,获得了目前最为完整的 1981—2008 年山西地区地震的精确定位目录. 从原始目录和重新定位的定位质量来看,精定位后 I、II 类精度的地震数由原来 65.8% 提高到 86.2%.

从水平分布来看,精确定位后震中分布格局与原始结果相比变化不大,体现在绝大多数地震集中在中部断陷盆地内,两侧隆起区则相对较少,与山西地质构造的区域性和成带性相吻合;但是精定位后地震的丛集性更高,与断层构造的相合性更好,且在位置的精度上有明显改善.

在震源深度分布来看,精定位结果有明显的改善,可以较清晰的勾画出山西地堑盆岭构造、盆地特征以及山西地堑形成过程的地质状况. 从沿西南向东北的两条剖面来看,深度变化从北到南呈现如下特点:(1)地震震源深度呈现由西南向东北逐渐变浅的特点,南部地震深度普遍深过北部地震,与山西地堑由南向北逐渐撕裂、拉张的过程吻合较好.(2)重

定位剖面结果刻画出各构造盆地发震层下界,较清晰地分辨出断陷盆地、盆地与盆地间的隆起位置,提供了山西地区构造盆地的清楚图像.这对于确定山西地壳内的发震层厚度,确定活动地块的下部边界、阐明地震的成因和机制以及地震危险性分析提供了一个重要的约束条件,也为分析山西裂谷带的新构造特征和动力学过程提供了重要参考.另外,地震的空间分布和活动性与山西裂谷带的地质构造和发震断层关系密切,在一定程度上反映了山西构造演化的趋势,并初步勾画出了山西地震活动的潜在危险区域.

本文的结果虽然获得了目前最为完整、精度较高的山西地区 1981—2008 年地震的位置,但仍有可以提高和改进的地方,具体体现在:(1) 一维速度模型带来的误差.地震活动与地质构造有着内在的联系,虽然本文结果采用了 10 个台站下方的一维速度模型来进行计算,比采用单一速度模型获得的结果有很大的改善,但考虑到山西地区位于鄂尔多斯和华北地块的交界带地区,地壳厚度和地形变化剧烈,因此,仍然不能准确描绘山西构造的真实状况,结果精度受到速度模型的制约.(2) 没采用波形相关法确定地震相对到时.本文采用的双差定位虽然考虑了丛集性的约束,但是理想的双差定位需要采用波形相关性来判断地震的相对到时差异,本文只采用震相报告的到时差,其精度不免受到一定的伤害.(3) 台站的方位角和震中距分布不够理想.山西省界附近的地震由于主要依赖省内台网数据,台站偏向一侧,台网布局不均匀等均制约了定位结果的精度.考虑到以上这些问题,因此下一步的工作可以利用噪声成像获得该区域的三维速度结构,如 Zheng<sup>[44]</sup> 获得的结果,或者利用面波频散和接收函数联合反演山西地区的壳幔速度结构,吸收部分外省震相数据改善台站分布,用以弥补本文的不足之处.

**致谢** 本文感谢中国地震局  $M_7$  强震跟踪项目提供的资料和帮助,对闻学泽教授提供的指导表示衷心的感谢.本文还对三位匿名的审稿人表示衷心的感谢,他们的意见对本文质量的提升起着非常重要的作用.另外,我们对美国科罗拉多大学 Boulder 分校的 Eric Bergman 博士的建设性意见表示感谢.

## 参考文献(References)

[1] Wang Q, Zhang P Z, Freymueller J T, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning

- system measurements. *Science*, 2001, 294(5542): 574-577.
- [2] Peltzer G, Saucier F. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101 (B12): 27943-27956.
- [3] Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of South China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 1998, 285(1-2): 41-75.
- [4] 李延兴, 张静华, 郭良迁等. 鄂尔多斯的逆时针旋转与动力学. *大地测量与地球动力学*, 2005, 25(3): 50-56.  
Li Y X, Zhang J H, Guo L Q, et al. Counterclockwise rotation and geodynamics of Ordos block. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2005, 25(3): 50-56.
- [5] Shaw B E. Generalized Omori Law for aftershocks and foreshocks from a simple dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, 1993, 20(10): 907-910.
- [6] Shcherbakov R, Turcotte D L, Rundle J B. A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 31: L11613, doi: 10.1029/2004GL019808.
- [7] 王培德, S·克劳茨. 1989 年 10 月和 1991 年 3 月大同地震的活动断裂. *地震地磁观测与研究*, 2002, 21(6): 19-25.  
Wang P D, Stammer K. Active faults of the Datong Earthquakes of October 1989 and March 1991. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research* (in Chinese), 2002, 21(6): 19-25.
- [8] 胡新亮, 刁桂苓, 高景春等. 山西洪洞、临汾历史大地震区现今地震的重新定位. *华北地震科学*, 2002, 20(2): 10-15.  
Hu X L, Diao G L, Gao J C, et al. The redetermination of hypocentral location for present earthquakes in Hongdong and Linfen area, Shanxi province. *North China Earthquake Sciences* (in Chinese), 2002, 20(2): 10-15.
- [9] 吕坚, 倪四道, 沈小七等. 九江—瑞昌地震的精确定位及其发震构造初探. *中国地震*, 2007, 23(2): 166-174.  
Lü J, Ni S D, Shen X Q, et al. Discussion on precise relocation and seismo-tectonics of the Jiujiang-Ruichang earthquake. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2007, 23(2): 166-174.
- [10] 黄媛, 杨建思, 张天中. 2003 年新疆巴楚—伽师地震序列的双差法重新定位研究. *地球物理学报*, 2006, 49(1): 162-169.  
Huang Y, Yang J S, Zhang T Z. Relocation of the Bachu-Jiashi, Xinjiang earthquake sequence in 2003 using the double-difference location algorithm. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(1): 162-169.
- [11] 陈九辉, 刘启元, 李顺成等. 汶川  $M_s 8.0$  地震余震序列重新定位及其地震构造研究. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 390-397.  
Chen J H, Liu Q Y, Li S C, et al. Seismotectonic study by relocation of the Wenchuan  $M_s 8.0$  earthquake sequence. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(2): 390-397.
- [12] 靳玉科, 范瑾, 赵虎明等. 双差地震定位法在山西中小地震精

- 确定位中的初步应用. 山西地震, 2008, (4): 11-14.
- Jin Y K, Fan J, Zhao H M, et al. Preliminary application of double difference earthquake locating method for more accurate locating small medium earthquakes in Shanxi. *Earthquake Research in Shanxi* (in Chinese), 2008, (4): 11-14.
- [13] 宋美琴. 谈山西地区数据共享测震资料的收集. 山西地震, 2010, (1): 43-45.
- Song M Q. Some issues on collection of shared seismic observation data of Shanxi province. *Earthquake Research in Shanxi* (in Chinese), 2010, (1): 43-45.
- [14] 祝治平, 张建狮, 张成科等. 山西中南部壳幔结构的研究. 地震学报, 1999, 21(1): 42-49.
- Zhu Z P, Zhang J S, Zhang C K, et al. Study of crust mantle structure in central and southern Shanxi. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 1999, 21(1): 42-49.
- [15] 刘宝峰, 张先康, 张成科等. 华北文安—蔚县—察哈尔右翼中旗剖面 S 波资料的地质解释. 地震地质, 2000, 22(1): 81-88.
- Liu B F, Zhang X K, Zhang C K, et al. Geological interpretation of S wave data along the Wen' An-Yuxian-Cahayouzhongqi profile in north China. *Sesimology and Geology* (in Chinese), 2000, 22(1): 81-88.
- [16] 张健狮, 祝治平, 张先康等. 山西高原北部地壳上地幔地震波速结构与深部构造. 地震地质, 1997, 19(3): 220-226.
- Zhang J S, Zhu Z P, Zhang X K, et al. The seismic velocity structure of crust and upper mantle and deep structure feature in north Shanxi plateau. *Sesimology and Geology* (in Chinese), 1997, 19(3): 220-226.
- [17] 魏文博, 叶高峰, 金胜等. 华北地区地壳 P 波三维速度结构. 地球科学: 中国地质大学学报, 2007, 32(4): 441-451.
- Wei W B, Ye G F, Jin S, et al. Three dimensional P-wave velocity structure of the crust of north China. *Earth Science; Journal of China University of Geosciences* (in Chinese), 2007, 32(4): 441-451.
- [18] 张学民, 束沛镒, 刁桂苓. 山西省部分台站下方 S 波速度结构研究及与地震关系探讨. 地震学报, 2003, 25(4): 341-350.
- Zhang X M, Shu P Y, Diao G L. Study on S wave velocity structure under part stations in Shanxi province. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2003, 25(4): 341-350.
- [19] 于利民, 刁桂苓, 李钦祖等. 由深源远震体波记录反演华北北部地壳上地幔速度结构. 华北地震科学, 1995, 13(3): 11-20.
- Yu L M, Diao G L, Li Q Z, et al. Inverse of velocity structure of upper mantle of crust in northern part of north China by body wave recordings of deep focus distant earthquakes. *Earthquake Science of North China* (in Chinese), 1995, 13(3): 11-20.
- [20] 张学民, 刁桂苓, 束沛镒. 鄂尔多斯块体及其东南缘剪切波速度结构与波速比研究. 中国地震, 2004, 20(1): 53-63.
- Zhang X M, Diao G L, Shu P Y. Study on shear wave velocity structure and velocity ratio under the Ordos plate and its southeastern marginal areas. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2004, 20(1): 53-63.
- [21] 徐扬, 田勇, 吸永清等. 大同-阳高 6.1 级震群震源区及其附近地区地壳三维 P 波速度结构反演. 山西地震, 1997, (Z1): 24-29.
- Xu Y, Tian Y, Chuo Y Q, et al. Inversion of 3 dimensional P wave velocity structure of crust in focal region and its nearby region of Datong Yanggao M6.1 earthquake. *Earthquake Research in Shanxi* (in Chinese), 1997, (Z1): 24-29.
- [22] Klein F W. User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for earthquake Locations and Magnitudes. U. S. Geological Survey Open-File Report, 2007.
- [23] Waldhauser F, Ellsworth W L. A double-difference earthquake location algorithm; Method and application to the northern Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2000, 90(6): 1353-1368.
- [24] 李善邦. 中国地震. 北京: 地震出版社, 1981; 120-121.
- Li S B. *Earthquake Research in China* (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 1981; 120-121.
- [25] Mooney W D, Laske G, Masters T G. Crust 5.1: a global crustal model at  $5^\circ \times 5^\circ$  degrees. *J. Geophys. Res.*, 1998, 103(B1): 727-747.
- [26] Laske G, Masters G. A global digital map of sediment thickness. *EOS Trans. AGU*, 1997, 78; F483.
- [27] Murphy J R, Barker B W. Improved focal-depth determination through automated identification of the seismic depth phases pP and sP. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2006, 96(4A): 1213-1229.
- [28] 韦生吉, 倪四道, 崇加军等. 2003 年 8 月 16 日赤峰地震: 一个可能发生在下地壳的地震? 地球物理学报, 2009, 52(1): 111-119.
- Wei S J, Ni S D, Chong J J, et al. The 16 August 2003 Chifeng earthquake: Is it a lower crust earthquake? *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(1): 111-119.
- [29] Zheng Y, Ni S D, Xie Z J, et al. Strong aftershocks in the northern segment of the Wenchuan earthquake rupture zone and their seismotectonic implications. *Earth Planets Space*, 2010, 62(11): 881-886.
- [30] Zheng Y, Ma H S, Lü J, et al. Source mechanism of strong aftershocks ( $M_s \geq 5.6$ ) of the 2008/05/12 Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2009, 52(6): 739-753.
- [31] Zhu L P, Helmberger D V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 1996, 86(5): 1634-1641.
- [32] 张国民, 汪素云, 李丽等. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 2002, 47(9): 663-668.
- Zhang G M, Wang S Y, Li L, et al. Focal depth research of earthquakes in mainland China; Implication for tectonics. *Chin. Sci. Bull.*, 2002, 47(12): 969-974, doi: 10.1007/

- BF02907562.
- [33] Zhang R Q, Wu Q J, Li Y H, et al. Focal depths for moderate-sized aftershocks of the Wenchuan  $M_s 8.0$  earthquake and their implications. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2008, 51(12): 1694-1702.
- [34] 张国民, 李丽. 地壳介质的流变性与孕震模型. *地震地质*, 2003, 25(1): 1-10.  
Zhang G M, Li L. Rheology of crustal media and a related seismogenic model. *Seismology and Geology* (in Chinese), 2003, 25(1): 1-10.
- [35] Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 2003, 46(Suppl.): 13-24.
- [36] 邓起东, 陈绍平, 闵伟等. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. *地质力学学报*, 1999, 5(3): 13-21.  
Deng Q D, Chen S P, Min W, et al. Discussion on Cenozoic tectonics and dynamics of Ordos block. *Journal of Geomechanics* (in Chinese), 1999, 5(3): 13-21.
- [37] Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 1998, 285(1-2): 41-75.
- [38] Zhang Y Q, Ma Y S, Yang N, et al. Cenozoic extensional stress evolution in North China. *Journal of Geodynamics*, 2003, 36(5): 591-613.
- [39] Xu X W, Ma X Y. Geodynamics of the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, 1992, 208(1-3): 325-340.
- [40] Xu X W, Ma X Y, Deng Q D. Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. *Tectonophysics*, 1993, 219(4): 305-325.
- [41] 邓起东, 王克鲁, 汪一鹏等. 山西隆起区断陷地震带地震地质条件及地震发展趋势概述. *地质科学*, 1973, (1): 37-47.  
Deng Q D, Wang K L, Wang Y P, et al. On the tendency of seismicity and the geological set-up of the seismic belt of Shanxi graben. *Sci. Geol. Sin.* (in Chinese), 1973, (1): 37-47.
- [42] 徐锡伟, 邓起东, 马杏垣. 山西裂谷系的新构造活动特征及其形成机制. // 大陆构造和成矿作用讨论会论文集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992:120-131.  
Xu X W, Deng Q D, Ma X Y. Neotectonic activity features and its formation mechanism along the Shanxi rift system, China. // Continental Tectonics and Mineralization Symposium Selected Papers. WuHan: China University of Geosciences Press, 1992:120-131.
- [43] 李乐, 陈棋福, 陈颢. 首都圈地震活动构造成因的小震精定位分析. *地球物理学进展*, 2007, 22(1): 24-34.  
Li L, Chen Q F, Chen Y. Relocated seismicity in Big Beijing area and its tectonic implication. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 2007, 22(1): 24-34.
- [44] Zheng Y, Shen W S, Zhou L Q, et al. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography. *J. Geophys. Res.*, 2011, 116: B12312, doi:10.1029/2011JB008637.
- [45] Wang J, Wu X, Zhang X D, et al. Seismic characteristics near the epicenter of the 1303 Hongtong  $M=8$  earthquake, Shanxi Province and its implication. *Acta Seismologica Sinica*, 2004, 17(4): 381-388.

(本文编辑 胡素芳)