

曾宪伟, 莘海亮, 马翀之, 许晓庆. 2017. 利用初至 P 震相测定石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的震源深度. 地震学报, 39(1): 13–22. doi:10.11939/jass.2017.01.002.  
Zeng X W, Xin H L, Ma C Z, Xu X Q. 2017. Calculation of focal depths of Shizuishan  $M_L 4.4$  earthquake sequence by using the first arrival P phases. Acta Seismologica Sinica, 39(1): 13–22. doi:10.11939/jass.2017.01.002.

## 利用初至 P 震相测定石嘴山 $M_L 4.4$ 地震序列的震源深度\*

曾宪伟<sup>1),\*</sup> 莘海亮<sup>2,3)</sup> 马翀之<sup>1)</sup> 许晓庆<sup>1)</sup>

1) 中国银川 750001 宁夏回族自治区地震局

2) 中国郑州 450002 中国地震局地球物理勘探中心

3) 中国合肥 230026 中国科技大学地球与空间科学学院

**摘要** 基于初至 P 震相比较易辨识、读取误差小、有效震相丰富等优点, 提出联合  $P_g$  与  $P_n$  震相到时数据测定震源深度的方法, 并将其应用于石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列(11 次)的震源深度计算, 结果显示该地震序列的震源较浅, 这也是此次有感地震震感强烈的原因之一. 然后利用初至 P 震相到时方法分别计算了双层和 4 层地壳速度模型下的震源深度, 并与双差定位所得深度进行对比, 结果显示: 利用初至 P 震相到时方法较双差定位方法得到的震源深度整体上一致性较好, 但前者得到的震源深度较之后者略深; 对于双层与 4 层地壳速度模型, 二者的震源深度计算结果具有较好的一致性. 因此, 基于可靠区域地壳速度模型下的初至 P 震相到时方法可以应用于震源深度的计算, 并能够取得较好的结果. 另外, 石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的主震深度为 7–8 km, 最大余震深度为 6 km, 根据银川盆地的速度成像结果可知, 主震和最大余震发生于银川盆地基底下部; 其余地震的震级偏小, 多集中于 3–5 km 深度, 主要发生于银川盆地基底顶部或基底覆盖层内.

**关键词** 初至 P 震相 震源深度 银川盆地 速度模型

doi:10.11939/jass.2017.01.002 中图分类号: P315.3<sup>+</sup>1 文献标志码: A

### Calculation of focal depths of Shizuishan $M_L 4.4$ earthquake sequence by using the first arrival P phases

Zeng Xianwei<sup>1),\*</sup> Xin Hailiang<sup>2,3)</sup> Ma Chongzhi<sup>1)</sup> Xu Xiaoqing<sup>1)</sup>

1) Earthquake Administration of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750001, China

2) Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

3) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

**Abstract:** In this paper, the focal depths of eleven events of the Shizuishan  $M_L 4.4$  earthquake sequence were calculated by using the data of first arrival P phases. The results show that the earthquake sequence was composed of shal-

\* 基金项目 宁夏回族自治区重点研发计划(2016KJHM135)和宁夏自然科学基金项目(NZ14228)联合资助.

收稿日期 2016-05-08 收到初稿, 2016-07-02 决定采用修改稿.

▲ 通讯作者 e-mail: zeng\_xw@126.com



low earthquakes, which is one reason for the earthquakes felt strongly. Then the focal depth of the sequence was calculated based on double-layer and four-layer velocity models by the method of first arrival P phase. And the above results were compared with the double difference location. Firstly, the comparison of the focal depth obtained by the double difference location method with that by the first arrival P phase method show that the two results are consistent with each other on the whole, but the depth got by the latter method is relatively deep. Secondly, the results based on double-layer and four-layer crustal velocity models are in good agreement. The depth of the main shock is 7–8 km, and the depth of the largest aftershock is 6 km. According to the velocity imaging results of Yinchuan basin, it is deduced that the main shock and the largest aftershock occurred in the lower part of the Yinchuan basin basement. In addition, the other aftershocks are small with depth concentrating in 3–5 km, and they occurred mainly on the top of the basement of Yinchuan basin or within overburden layer.

**Key words:** first arrival P phase; focal depth; Yinchuan basin; velocity model

## 引言

目前,测定震源深度的方法种类多样,但震源深度的精确测定一直是地震学家孜孜追求的目标.例如,利用近震深度震相 sPL, sPg, sPmP, sPn 及其参考震相 Pg, PmP, Pn 可以相对精确地测定震源深度(Langston, 1987; Bock *et al.*, 1996; 张瑞青等, 2008; 崇加军等, 2010; 罗丽等, 2012); 采用优化后的地震重定位方法在给出震中位置的同时也可以给出较可靠的深度结果(Waldhause, Ellsworth, 2000; Klein, 2002; Huang *et al.*, 2008); 利用波形反演矩张量解也可以较可靠地确定震源深度(郑勇等, 2009; 龙锋等, 2010; 谢祖军等, 2012); 当地震“恰好”发生在观测台站“正”下方时,较精确地测定震源深度则会变得相对简单(刘春等, 2009).

当然,利用地震台站观测的震相到时差和走时表是测震台网确定震源深度较常规的方法,但该方法所测定深度的有效性较差.鉴于此,朱元清等(1990, 1997)提出了震源深度测定的确定性(PTD)方法,即将初至 Pn 到时作相应的变换后减去初至 Pg 到时来测定震源深度.使用该方法时,只要选用较多的台站,挑选震相清晰的初至到时资料即可得到较好的深度结果,且误差一般不超过 5 km.王新岭等(2004)利用 PTD 方法成功测定巴林左旗  $M_s 5.9$  地震的震源深度,验证了该方法的可行性.本文拟基于 PTD 方法(朱元清等, 1990, 1997),保留其思想,简化其计算过程,对 2014 年 2 月 28 日石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的震源深度加以计算.该地震序列发生于银川盆地北边界,有弱震记录以来,石嘴山  $M_L 4.4$  地震发震区属于少震区,且该区域活动断裂的研究尚不够精细,通过对石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的震源深度研究,以期加深对该区域有感地震孕震深度及其与银川盆地覆盖层关系的认识,也为该区域活动构造的深入研究积累资料.

## 1 研究方法

利用初至 P 震相到时确定震源深度的思想,即初至 P 震相(包括地壳内 Pg 震相和莫霍

面 P<sub>n</sub> 震相)较易辨识,在很大程度上降低了人工拾取震相所造成的人为读取误差,还可将震中距较小时的 P<sub>g</sub> 震相与震中距较大时的 P<sub>n</sub> 震相联合起来. 这样,既丰富了参与计算震源深度的震相资料,又较使用单一的 P<sub>g</sub> 震相能更好地约束震源深度结果. 因此,只要是记录清晰的初至 P 震相到时资料均可参与震源深度的计算.

计算方法上作如下简化: 首先,假设一个震源深度值,并给定一个地震的初始震中位置(最好是精定位后的震中经纬度),那么,当震中距较小、P<sub>g</sub> 震相较 P<sub>n</sub> 震相先到达台站且初至清晰时,可计算 P<sub>g</sub> 震相的理论到时;然后,将台站的 P<sub>g</sub> 震相理论到时与观测到时进行比较,即可得到某次地震在该台站的 P<sub>g</sub> 震相到时残差;同理,当震中距较大、P<sub>n</sub> 震相较 P<sub>g</sub> 震相先到达台站且初至清晰时,也可得到该地震在相应台站的 P<sub>n</sub> 震相到时残差. 以此类推,可以计算出该地震其它台站的初至 P 震相(P<sub>g</sub> 或 P<sub>n</sub>)的到时残差,然后求取所有台站初至 P 震相到时残差的算术平均,此即为该地震在设定震源深度和给定初始震中位置下的平均到时残差.

由于震中位置的定位有误差,为了得到某震源深度下可能的最小到时残差,实际计算时往往在假设的震源深度下,以给定的震中位置为中心,采用  $0.01^\circ \times 0.01^\circ$  网格搜索可能的震中位置,以找到固定震源深度下某个震中位置所对应的最小到时残差;再通过改变震源深度的大小,计算出不同深度值所对应的到时残差值. 理论上认为,最小到时残差所对应的深度值为最有可能的震源深度. 从整个计算过程可以看出,实际的计算结果与地壳速度模型关系密切,故计算震源深度时需要一个较为可靠的地壳速度模型.

假设地壳结构为水平  $n$  层模型,地壳每一层的厚度为  $h_i (i=1, 2, \dots, n)$ ,震中距为  $\Delta$ ,震源深度为  $h$ ,震源所在的层号用  $k (1 \leq k \leq n)$  表示, P<sub>g</sub> 波在各层的传播速度表示为  $v_i (i=1, 2, \dots, n)$ ,且  $v_1 < v_2 < \dots < v_n$ ,即不包含低速层,则 P<sub>g</sub> 波走时参数方程可表示为(邵世勤等, 1987)

$$\Delta = \sum_{i=1}^{k-1} \frac{pv_i h_i}{\sqrt{1-p^2 v_i^2}} + (h - \sum_{i=1}^{k-1} h_i) \frac{pv_k}{\sqrt{1-p^2 v_k^2}}, \quad (1)$$

$$t_{Pg} = \sum_{i=1}^{k-1} \frac{h_i}{v_i \sqrt{1-p^2 v_i^2}} + (h - \sum_{i=1}^{k-1} h_i) \frac{1}{v_k \sqrt{1-p^2 v_k^2}}, \quad (2)$$

式中:  $p$  为射线常数,  $p = \sin \alpha_i / v_i$ ;  $\alpha_i$  为射线在第  $i$  层的入射角;  $t_{Pg}$  为 P<sub>g</sub> 波走时.

假设莫霍面 P<sub>n</sub> 波速度为  $v_{Pn}$ ,震源所在的层号为  $k (1 \leq k \leq n)$ ,则 P<sub>n</sub> 波理论到时的表达式为

$$t_{Pn} = \frac{\Delta}{v_{Pn}} + \sum_{i=1}^{k-1} \frac{h_i \sqrt{v_{Pn}^2 - v_i^2}}{v_i v_{Pn}} + (\sum_{i=1}^{k-1} h_i + 2h_k - h) \frac{\sqrt{v_{Pn}^2 - v_k^2}}{v_k v_{Pn}} + \sum_{i=k+1}^n \frac{2h_i \sqrt{v_{Pn}^2 - v_i^2}}{v_i v_{Pn}}. \quad (3)$$

这样,利用式(1), (2)和(3)可以计算 P<sub>g</sub> 波和 P<sub>n</sub> 波的理论到时,与相应的震相观测到时相减,即为相应的震相到时残差.

## 2 地壳速度模型与数据选取

### 2.1 地壳速度模型

研究区位于青藏地块、鄂尔多斯地块和阿拉善地块的交汇区,如图 1 所示,其中分布有河套盆地、银川盆地以及贺兰山和六盘山造山带,地质构造复杂. 本文首先给出研究区

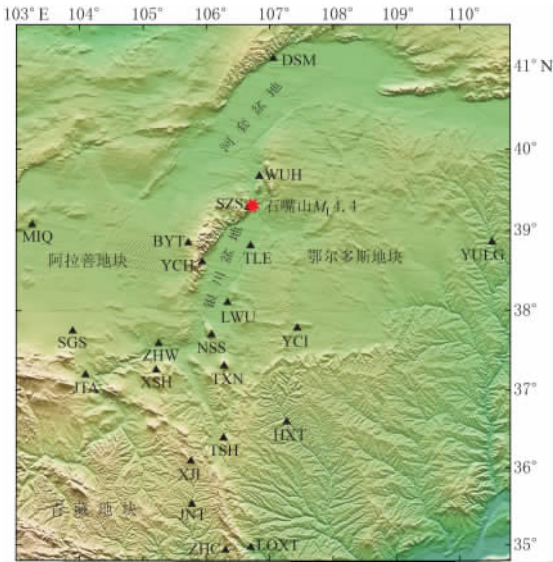


图 1 石嘴山  $M_L$  4.4 地震震中(星形)与宁夏及邻区测震台站(三角形)分布

Fig.1 Epicentral location (star) of the Shizuishan  $M_L$  4.4 earthquake and distribution of seismic stations (triangles) in Ningxia and its adjacent areas

表 1 研究区双层地壳速度模型参数

Table 1 The two-layer crustal velocity model of the studied area

每层厚度/km	$v_s/(km \cdot s^{-1})$	$v_p/(km \cdot s^{-1})$
0—23	3.58	6.05
23—48	3.78	6.80
$\geq 48$	4.71	8.10

表 2 研究区 4 层地壳速度模型参数

Table 2 The four-layer crustal velocity model of the studied area

每层厚度/km	$v_s/(km \cdot s^{-1})$	$v_p/(km \cdot s^{-1})$	密度/ $(g \cdot cm^{-3})$
0—4	2.69	4.6	2.53
4—15	3.64	6.2	2.81
15—23	3.66	6.3	2.86
23—48	3.78	6.8	2.92
$\geq 48$	4.71	8.1	3.50

宁夏石嘴山市发生  $M_L$  4.4 有感地震,截至 3 月 30 日,共记录到  $M_L \geq 1.5$  余震 10 次,其中包括  $M_L$  1.6 前震 1 次. 整个地震序列的震级分档情况为  $M_L$  1.6—1.9 地震 2 次,  $M_L$  2.0—2.9 地震 5 次,  $M_L$  3.0—3.9 地震 3 次,  $M_L$  4.0—4.9 地震 1 次. 由于  $M_L < 1.5$  地震的信噪

双层地壳速度模型,其参数列于表 1. 由于宁夏地区的中小地震多发生于上地壳内,上地壳速度结构参数可通过拟合宁夏地区发生小震的  $P_g$  和  $S_g$  走时曲线得到,如图 2 所示;下地壳及莫霍面速度结构参数取自穿过研究区的 4 条人工地震测深剖面结果(国家地震局地学断面编委会,1992a, b; 李松林等,2001, 2002).

为了体现利用初至  $P$  震相到时确定震源深度方法的可靠性,本文结合穿过研究区的 4 条人工地震测深剖面结果(国家地震局地学断面编委会,1992a, b; 李松林等,2001, 2002)给出了更精细的 4 层地壳速度模型,参数列于表 2,以便对比分析两种地壳速度模型下的深度计算结果.

2.2 数据选取

北京时间 2014 年 2 月 28 日 2 时 52 分

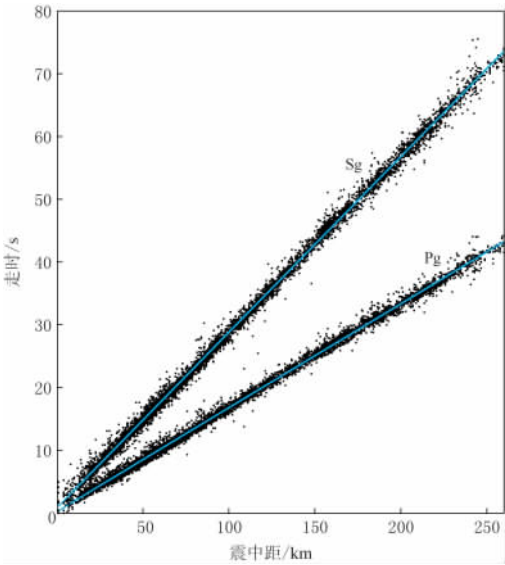


图 2 宁夏小震的  $P_g$  和  $S_g$  震相走时曲线

Fig. 2 The travel time curves of  $P_g$  and  $S_g$  of small earthquakes in Ningxia

比较低, 震相拾取存在较大误差, 故不予考虑。

本文计算石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的震源深度时所采用的初至 P 震相到时数据选自宁夏地震台网中心震相观测报告, 所使用的台站如图 1 所示。

### 3 结果与分析

#### 3.1 利用初至 P 震相到时确定震源深度

按照第 1 节中描述的计算方法, 采用表 1 所示的双层地壳速度模型参数, 选取信噪比较高的地震记录, 拾取初至 P 震相到时数据, 结合式(1), (2)和(3), 通过固定深度变换震中位置找到该深度下的最小走时残差值(指第 2 节中的最小平均走时残差, 即  $L_1$  范数的残差), 进而得到石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列中每次地震的初至 P 震相最小走时残差随震源深度的变化曲线, 如图 3 所示。可以看出: 该地震序列的主震和最大余震的深度分别为 7 km 和 6 km 时的初至 P 震相走时残差最小(图 3b, e); 其前震深度较浅, 为 2 km(图 3a); 除主震和最大余震外的其余地震的初至 P 震相走时残差最小时的深度则集中在 2—4 km。

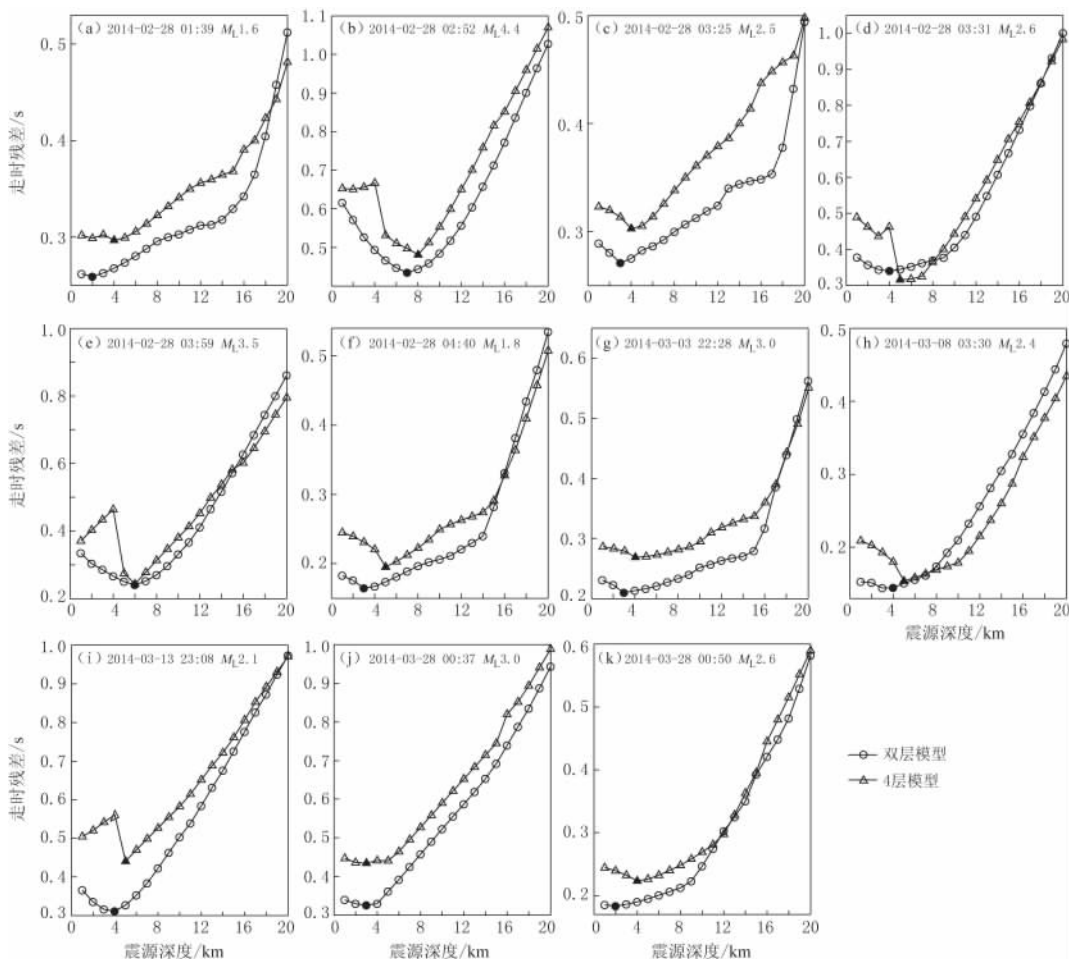


图 3 石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列初至 P 震相走时残差曲线

Fig. 3 Travel time residual curves of the initial P phase of Shizuishan  $M_L 4.4$  earthquake sequence

大部分地震(余震)的深度较浅,且位于沉积层内,考虑到4层地壳速度模型含有较厚的沉积层(4 km),双层地壳速度模型则无法体现.因此,本文采用表2所示的4层地壳速度模型参数,结合式(1),(2)和(3),重新计算了石嘴山 $M_L 4.4$ 地震序列中每次地震的震源深度与初至P震相最小走时残差曲线,绘于图3.可以看出:石嘴山 $M_L 4.4$ 地震序列的

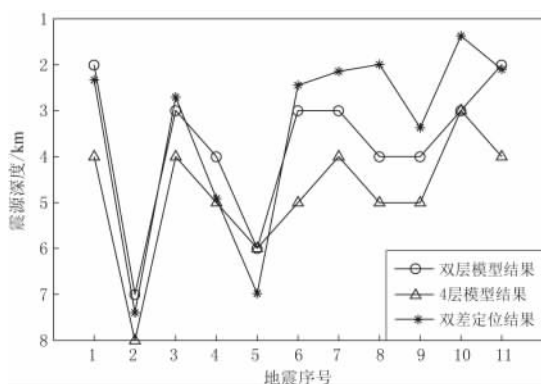


图4 利用初至P震相到时方法在不同地壳速度模型下的地震深度与双差定位深度的对比  
横轴上的地震序号按时间排列

Fig. 4 Comparison of focal depths obtained by the travel time of initial P phase based on double-layer (circles) and four-layer (triangles) velocity models with those by the double difference location (asterisks)  
The serial numbers for earthquakes in horizontal axis are arranged in chronological order

主震和最大余震的深度分别为8 km和6 km时的初至P震相走时残差最小(图3b, e);其前震和其它余震的初至P震相走时残差最小时的深度则集中在3—5 km.

为了更好地比较不同方法之间以及同一方法不同地壳速度模型之间所给出结果的差异,将利用初至P震相到时方法得到的双层和4层地壳速度模型下的地震深度与双差定位(Waldhause, Ellsworth, 2000)深度进行对比,如图4所示.可以看出:利用初至P震相到时方法在双层与4层地壳速度模型下计算得到的地震序列深度的变化趋势一致性较好,但这两种地壳速度模型下所得深度值存在1—2 km的系统偏差,前者较后者整体偏浅一些;双差定位深度较利用初至P震相到时方法得到的深度整体偏小;利用初至P震相到时方法与双差定位方法得到的地震深度具有较好的可比性和一致性.

### 3.2 深度测定可靠性分析

在利用初至P震相确定震源深度的过程中,初至P震相拾取误差较小,且Sg震相到时未参与计算,因此在很大程度上降低了由震相到时读取误差带来的深度计算误差,同时首至Pn震相的使用对深度测定可以起到很好的约束作用.但该方法计算结果与地壳速度模型关系密切,所以本文在参考宁夏地区的人工地震测深结果(国家地震局地学断面编委会, 1992a, b; 李松林等, 2001, 2002)和实际地震观测Pg震相时距曲线的基础上,提取了比较可靠的区域平均地壳速度模型,这样,为利用初至P震相确定可靠的震源深度提供了保证.结果表明,双层与4层地壳速度模型下的深度计算结果的一致性较好(图3).

近台到时资料的使用,有利于更好地约束深度定位结果.本文研究的地震序列距石嘴山测震台(SZS)较近,该台站的Sg与Pg震相到时差的大小可为界定震源深度范围提供重要支持.为此,本文将SZS台站记录到的地震序列中5次地震的垂直向记录按发震时刻排序,并将Pg震相初至时刻对齐,结果如图5所示.从记录波形的特征上可以看出,5次地震的波形相似性较高,Sg与Pg震相到时差约为1.2 s,表明石嘴山地震序列的震源处于较浅位置.

通过震源位置网格化扫描,计算各节点的走时残差,即可得到每次地震震源区附近的走时残差三维图像.为了清晰地展示该方法在确定震源深度时的网格化过程以及该方法计

算结果的可靠性, 本文仅给出了双层速度模型下深度较深的主震和最大余震震源区附近的走时残差三维切片, 如图 6 所示. 可以看出, 两次地震的较小走时残差的分布区域呈椭球状, 最小残差则位于椭球的中心位置, 其深度分别为 7 km 和 6 km, 且走时残差由震源区向外逐渐变大, 呈现的变化稳定连续, 这也反映了该方法的稳定性和可靠性.

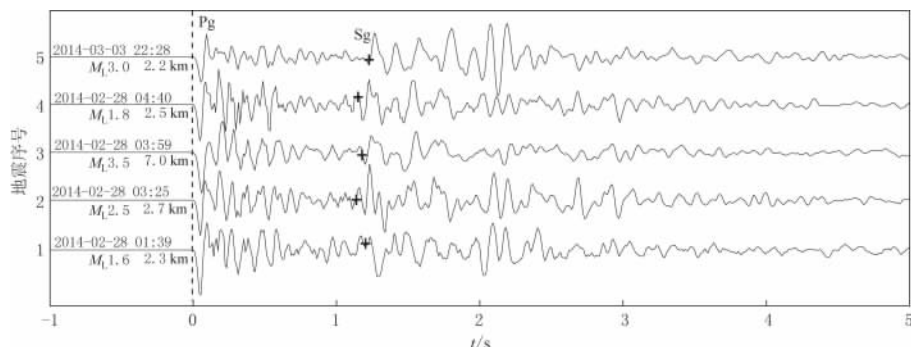


图 5 石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列中石嘴山台站(SZS)记录的 5 次地震的垂直向记录波形  
波形左侧为地震发震时刻、震级和震中距

Fig. 5 The vertical component waveforms of five shocks of the Shizuishan  $M_L 4.4$  earthquake sequence recorded by the station SZS

The original time, magnitude and epicentral distance are shown on the left of seismic waveforms

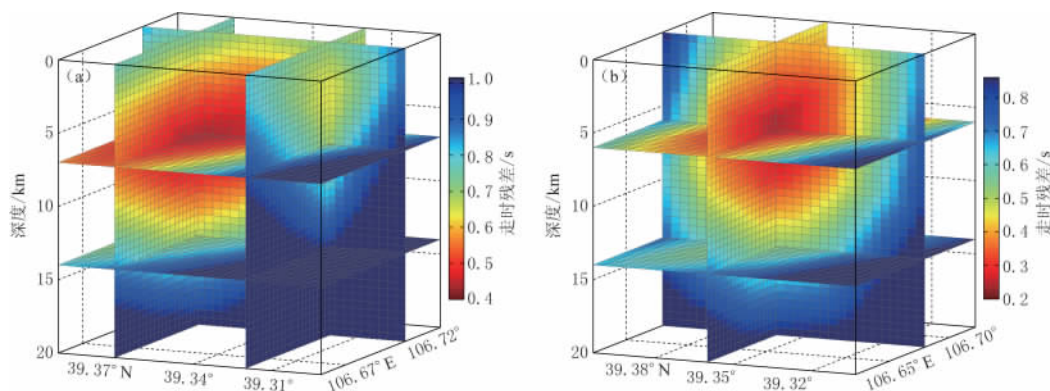


图 6 石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列主震(a)和最大余震(b)在震源区附近的走时残差三维切片

Fig. 6 3D slices of travel time residuals near the location of the main shock (a) and the largest aftershock (b) of Shizuishan  $M_L 4.4$  earthquake sequence

### 3.3 震源深度与基底结构的关系

石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列的震源深度测定结果表明, 其主震深度为 7—8 km, 其前震和余震序列深度均较主震震源浅, 多集中于 3—5 km, 其中最大余震深度为 6 km. 因此, 整个地震序列的震源深度较浅, 这是此次有感地震震感强烈的原因之一.

石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列发生于银川盆地北缘与贺兰山交界处, 该区域活动断裂研究尚不够精细, 目前已有结果主要来自于宁夏石嘴山市的活断层探测<sup>①</sup>, 对该区域活断层的

① 宁夏地震工程研究院. 2011. 贺兰山东麓断裂 1:50 000 条带状地质填图专题技术报告: 75—80.

认识则主要来自对地表裸露断面的考察. 该地震序列发震区附近发育一条近 NS 向断裂, 属贺兰山东麓断裂的一部分. 因此, 该地震序列很可能发生于贺兰山东麓断裂的最北端. 已有研究结果(徐锡伟, 邓起东, 1990; 邓起东等, 2003; 朱传庆等, 2008; 蔡妍等, 2014)表明, 盆地与山体过渡地带一般发育有山前活动断裂, 这些断裂往往属于地震多发区.

杨卓欣等(2009)对 EW 向银川盆地 Pg 波有限差分速度成像的研究表明, 银川盆地基底呈现东西浅、中部深的界面形态, 两侧基底埋深最大处约为 4 km, 中部基底埋深最大处达 7 km, 并且基底覆盖层内还存在一个中部最大沉积厚度约为 3 km 的界面形态. 石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列发生于银川盆地北边界, 故推测盆地北侧与盆地东西两侧的基底埋深和覆盖层结构类似. 由此来看, 石嘴山地震序列的主震和最大余震发生于银川盆地基底下部, 而震级偏小的其余地震则主要发生于银川盆地基底顶部或基底覆盖层内.

## 4 讨论与结论

本文联合 Pg 和 Pn 震相到时数据测定了石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列(11 次)的震源深度, 结果显示, 整个地震序列的震源深度较浅. 根据银川盆地 Pg 波有限差分速度成像结果(杨卓欣等, 2009)可知, 该地震序列的主震和最大余震发生于银川盆地基底下部, 其余地震主要发生于银川盆地基底顶部或基底覆盖层内. 考虑到深部脆性介质的强度较浅部的高, 且高强度介质孕育地震的震级较低强度介质的偏大, 因此, 石嘴山地震序列的主震和最大余震的震源深度较其它余震的偏深.

为了比较不同方法之间以及同一方法不同地壳速度模型之间所给出结果的差异性, 分别计算了利用初至 P 震相到时方法在双层和 4 层地壳速度模型下的地震序列深度以及双差定位的震源深度, 结果表明: 利用初至 P 震相到时方法在双层与 4 层地壳速度模型下计算的地震序列深度趋势一致性较好; 利用初至 P 震相到时方法和双差定位方法得到的地震深度具有较好的可比性和一致性. 因此, 基于可靠区域地壳速度模型下的初至 P 震相到时方法可以应用于震源深度计算, 并能取得较好的结果.

利用初至 P 震相到时方法计算震源深度需要初至 P 震相到时数据和区域地壳速度模型. 初至 P 震相易于辨识, 到时拾取误差小, 可有效降低由震相到时读取误差带来的深度计算误差, 并且初至 Pn 震相到时和近台到时数据的参与计算可以对深度测定起到很好的约束作用. 当然, 测定可靠的深度结果还需要较好的区域地壳速度结构, 可以从人工地震测深剖面 and 实际地震观测时距曲线等资料中提取. 本文研究结果表明, 将初至 P 震相到时方法应用于石嘴山  $M_L 4.4$  地震序列深度计算取得了较好的效果, 但仍需更多的震例以验证该方法的普适性. 另外, 对于区域地壳速度结构对深度测定的影响到底有多大, 以及台站布局是否对该方法也有影响, 有待作进一步研究.

中国科技大学姚华建教授和天津市地震局刘双庆提出了很好的建议, 宁夏地震局监测中心提供了震相数据, 审稿专家提出了宝贵的建议, 作者在此一并表示感谢.

## 参 考 文 献

- 蔡妍, 吴建平, 房立华, 王未来, 黄静. 2014. 鄂尔多斯东缘地震重定位及拉张盆地过渡区的地震分布特征[J]. 地球物理学报, 57(4): 1079–1090.



- Cai Y, Wu J P, Fang L H, Wang W L, Huang J. 2014. Relocation of the earthquakes in the eastern margin of Ordos block and their tectonic implication in the transition zones of extensional basin[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **57**(4): 1079–1090 (in Chinese).
- 崇加军, 倪四道, 曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. *地球物理学报*, **53**(11): 2620–2630.
- Chong J J, Ni S D, Zeng X F. 2010. sPL, an effective seismic phase for determining focal depth at near distance[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(11): 2620–2630 (in Chinese).
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 陈立春. 2003. 中国活动构造与地震活动[J]. *地学前缘*, **10**(S): 66–73.
- Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, Yang X P, Min W, Chen L C. 2003. Active tectonics and earthquake activities in China [J]. *Earth Science Frontiers*, **10**(S): 66–73 (in Chinese).
- 国家地震局地质断面编委会. 1992a. 上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地质断面[M]. 北京: 地震出版社: 17–22.
- Editorial Board of Geoscience Transect, State Seismological Bureau. 1992a. *Geoscience Transect From Fengxian, Shanghai to Alxa Zuoqi, Inner Mongolia*[M]. Beijing: Seismological Press: 17–22 (in Chinese).
- 国家地震局地质断面编委会. 1992b. 青海门源至福建宁德地质断面[M]. 北京: 地震出版社: 23–40.
- Editorial Board of Geoscience Transect, State Seismological Bureau. 1992b. *Geoscience Transect From Menyuan, Qinghai to Ningde, Fujian*[M]. Beijing: Seismological Press: 23–40 (in Chinese).
- 李松林, 张先康, 任青芳, 张成科, 石金虎, 赵金仁, 刘保峰, 潘素珍, 张建狮, 刘建军. 2001. 西吉—中卫地震测深剖面及其解释[J]. *地震地质*, **23**(1): 86–92.
- Li S L, Zhang X K, Ren Q F, Zhang C K, Shi J H, Zhao J R, Liu B F, Pan S Z, Zhang J S, Liu J J. 2001. Seismic sounding profile and its interpretation in the region of Xiji-Zhongwei[J]. *Seismology and Geology*, **23**(1): 86–92 (in Chinese).
- 李松林, 张先康, 张成科, 赵金仁, 成双喜. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. *地球物理学报*, **45**(2): 210–217.
- Li S L, Zhang X K, Zhang C K, Zhao J R, Cheng S X. 2002. A preliminary study on the crustal velocity structure of Maqin-Lanzhou-Jingbian by means of deep seismic sounding profile[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **45**(2): 210–217 (in Chinese).
- 刘春, 吴忠良, 蒋长胜. 2009. 汶川地震序列中较大深度余震的一种可能的直接观测证据[J]. *中国地震*, **25**(2): 113–122.
- Liu C, Wu Z L, Jiang C S. 2009. Events with depths larger than 30 km in the 2008 Wenchuan aftershock sequence: A possible direct evidence[J]. *Earthquake Research in China*, **25**(2): 113–122 (in Chinese).
- 龙锋, 张永久, 闻学泽, 倪四道, 张致伟. 2010. 2008 年 8 月 30 日攀枝花—会理 6.1 级地震序列  $M_L \geq 4.0$  事件的震源机制解[J]. *地球物理学报*, **53**(12): 2852–2860.
- Long F, Zhang Y J, Wen X Z, Ni S D, Zhang Z W. 2010. Focal mechanism solutions of  $M_L \geq 4.0$  events in the  $M_S 6.1$  Panzhihua-Huili earthquake sequence of Aug 30, 2008[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(12): 2852–2860 (in Chinese).
- 罗丽, 肖孟仁, 项月文, 曾文敬, 肖健. 2012. 利用 sPn 震相计算九江—瑞昌地区地震的震源深度[J]. *大地测量与地球动力学*, **32**(S): 34–36.
- Luo L, Xiao M R, Xiang Y W, Zeng W J, Xiao J. 2012. Calculation of focal depth in Jiujiang-Ruichang region by using sPn phase[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **32**(S): 34–36 (in Chinese).
- 邵世勤, 张诚, 邓齐赞. 1987. 多层地壳模型近地震波走时表计算方法及程序设计[J]. *西北地震学报*, **9**(1): 18–25.
- Shao S Q, Zhang C, Deng Q Z. 1987. The calculation method and the designing programme of the travel time table for the nearby seismic wave of multiple-layer crust model[J]. *Northwestern Seismological Journal*, **9**(1): 18–25 (in Chinese).
- 王新岭, 张国民, 马宏生, 王辉, 汪素云. 2004. 用 PTD 方法测定巴林左旗 5.9 级地震震源深度[J]. *地震*, **24**(4): 51–56.
- Wang X L, Zhang G M, Ma H S, Wang H, Wang S Y. 2004. Locating the focal depth of Balinzuoqi  $M_S 5.9$  earthquake using the PTD earthquake location algorithm[J]. *Earthquake*, **24**(4): 51–56 (in Chinese).

- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 熊熊, 王行舟, 张炳. 2012. 2011 年 1 月 19 日安庆  $M_L 4.8$  地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, **55**(5): 1624–1634.
- Xie Z J, Zheng Y, Ni S D, Xiong X, Wang X Z, Zhang B. 2012. Focal mechanism and focal depth of the 19 January 2011 Anqing earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **55**(5): 1624–1634 (in Chinese).
- 徐锡伟, 邓起东. 1990. 山西霍山山前断裂晚第四纪活动特征和 1303 年洪洞 8 级地震[J]. 地震地质, **12**(1): 21–30.
- Xu X W, Deng Q D. 1990. The features of Late Quaternary activity of the piedmont fault of MT. Huoshan, Shanxi Province and 1303 Hongtong earthquake ( $M_S=8$ )[J]. *Seismology and Geology*, **12**(1): 21–30 (in Chinese).
- 杨卓欣, 段永红, 王夫运, 赵金仁, 潘素珍, 李莉. 2009. 银川盆地深地震断层的三维透射成像[J]. 地球物理学报, **52**(8): 2026–2034.
- Yang Z X, Duan Y H, Wang F Y, Zhao J R, Pan S Z, Li L. 2009. Tomographic determination of the deep earthquake faults in Yinchuan basin by using three-dimensional seismic transmission technology[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(8): 2026–2034 (in Chinese).
- 张瑞青, 吴庆举, 李永华, 丁志峰, 曾融生. 2008. 汶川中强余震震源深度的确定及其意义[J]. 中国科学: D 辑, **38**(10): 1234–1241.
- Zhang R Q, Wu Q J, Li Y H, Ding Z F, Zeng R S. 2008. Focal depths for moderate-sized aftershocks of the Wenchuan  $M_S 8.0$  earthquake and their implications[J]. *Science in China: Series D*, **51**(12): 1694–1702.
- 郑勇, 马宏生, 吕坚, 倪四道, 李迎春, 韦生吉. 2009. 汶川地震强余震( $M_S \geq 5.6$ )的震源机制解及其与发震构造的关系[J]. 中国科学: 地球科学, **39**(4): 413–426.
- Zheng Y, Ma H S, Lü J, Ni S D, Li Y C, Wei S J. 2009. Source mechanism of strong aftershocks ( $M_S \geq 5.6$ ) of the 2008/05/12 Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics[J]. *Science China Earth Sciences*, **52**(6): 739–753.
- 朱传庆, 杨书江, 李同彬, 史丽艳. 2008. 塔里木盆地主要断裂的地球物理特征及与天然地震的关系[J]. 地球物理学进展, **23**(6): 1685–1691.
- Zhu C Q, Yang S J, Li T B, Shi L Y. 2008. Geophysical characters of major faults in the Tarim basin and the relationships with earthquakes[J]. *Progress in Geophysics*, **23**(6): 1685–1691 (in Chinese).
- 朱元清, 石耀霖, 李平. 1990. 一种确定地震深度的新方法[J]. 地震地磁观测与研究, **11**(2): 4–12.
- Zhu Y Q, Shi Y L, Li P. 1990. A new method for determining the depth of earthquake[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, **11**(2): 4–12 (in Chinese).
- 朱元清, 夏从俊, 李平. 1997. 确定震源深度的 PTD 方法及其应用[J]. 地震地磁观测与研究, **18**(3): 21–29.
- Zhu Y Q, Xia C J, Li P. 1997. A PTD method: A new method for determining focal depth and its application[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, **18**(3): 21–29 (in Chinese).
- Bock G, Grünthal G, Wylegalla K. 1996. The 1985/86 western Bohemia earthquakes; Modelling source parameters with synthetic seismograms[J]. *Tectonophysics*, **261**(1/2/3): 139–146.
- Huang Y, Wu J P, Zhang T Z, Zhang D N. 2008. Relocation of the  $M 8.0$  Wenchuan earthquake and its aftershock sequence[J]. *Science in China: Series D*, **51**(12): 1703–1711.
- Klein F W. 2002. *User's Guide to HYPOINVERSE—2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes*[R]. Open-File Report 2002-171, Version 1.0. CA: US Geological Survey: 4–105.
- Langston C A. 1987. Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms[J]. *J Geophys Res*, **92**(B11): 11561–11574.
- Waldhaue F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **90**(6): 1353–1368.