

殷伟伟、陈存田、宋秀青等, 2018, 山西 2015 地壳速度模型研究, 中国地震, 34(4), 720~730.

山西 2015 地壳速度模型研究

殷伟伟¹⁾ 陈存田¹⁾ 宋秀青²⁾ 李自红¹⁾ 梁向军¹⁾ 朱元清²⁾

1) 山西省地震局, 太原市旧晋祠路二段 69 号 030021

2) 上海市地震局, 上海 200062

摘要 针对山西测震台网缺少适合本地区地壳速度模型现状, 在前人工作成果的基础上, 基于山西测震台网 2009~2014 年间产出的大量震相数据, 采用“线性拟合”和“折合走时”法分别确定了模型参数中速度和深度的波动范围; 利用 Hyposat 定位程序, 使用 46489 组模型, 分别批量定位 76 个地震事件, 并选取残差最小的一组参数作为山西 2015 地壳速度模型; 最后运用批量定位比较残差、PTD 测定深度和人工爆破等 3 种方法对山西 2015 地壳速度模型进行了验证。结果表明: 在山西地区进行地震定位时, 山西 2015 地壳速度模型相较于现有的修正 J-B 模型残差更小, 精度更高, 具有更好的适用性。

关键词: 地壳速度模型 残差 折合走时 PTD

[文章编号] 1001-4683(2018)04-0720-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

山西地区 ($34^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$) 位于华北克拉通内部, 东部为华北平原地块, 西部为鄂尔多斯地块, 二者在结构和稳定性方面存在较大差异 (张培震等, 2003)。华北平原地块在燕山期由典型稳定的克拉通地块转变为造山带 (邓晋福等, 2003), 鄂尔多斯地块自形成以来保持了典型的大陆克拉通岩石圈结构特征 (邱瑞照等, 2004)。山西地区处于 2 个构造特征截然不同的地质体之间, 地壳运动十分活跃, 导致山西断陷带成为我国一条重要的地震活动带, 地震活动非常频繁。因此, 需要利用精准的地震定位结果来正确把握该地区发震构造、地震活动性和地震触发过程等 (宋美琴等, 2012)。当前, 山西测震台网的测震台站已基本确定, 地震定位精度主要受地壳速度模型的制约。若要获得精准的地震定位结果必须具备当地可靠的地壳速度模型, 所以开展山西地区地壳速度模型研究有着重要的意义。

目前, 受定位程序以及计算成本等因素的影响, 测震台网日常工作中所使用的速度模型以一维速度模型为主 (孙安辉等, 2011)。2015 年以前, 山西测震台网使用的定位模型是在 J-B 模型 (Jeffreys et al, 1940) 的基础上进行修正后得到的, 简称“修正的 J-B 模型”。该走时模型的编制是以欧亚大陆平均速度为基础, 适用于大区域范围内的地震观测资料。山西地

[收稿日期] 2016-03-06; [修定日期] 2018-08-22

[项目类别] 中国地震局监测预报司专项任务 (15080404)、中国地震局测震台网青年骨干培养专项 (20160505) 以及山西省地震局项目 (SBK-1727、SBK-1825、SBK-1832) 共同资助

[作者简介] 殷伟伟, 男, 1988 年生, 硕士, 工程师, 主要从事地震活动的监测及分析研究工作。E-mail: yww881015@163.com
朱元清, 通讯作者, 男, 博士, 研究员。E-mail: yqzhu@stn.sh.cn

区地质构造复杂,莫霍面深度以及速度结构在 SN、EW 方向都有较大差异(张曼丽,1994)。对此有诸多学者曾经对山西不同地区速度模型做过研究,成果与修正的 J-B 模型存在较大差异(张学民等,2004;于利民等,1995;祝治平等,1999;徐扬等,1997;魏文博等,2007;张健狮等,1997;张学民等 2003;郭震等,2015),鲜有针对适用于山西全区地壳速度模型的研究。

针对上述问题,本文依据山西测震台网 2009~2014 年大量实测地震数据,对山西地区速度模型进行了分析研究,为提高地震定位精度、减小残差提供了模型基础。首先通过线性拟合获得模型的速度参数的波动范围,在此基础上,利用“折合走时”法确定了康氏界面和莫霍界面深度的范围;然后通过 Hyposat 程序确定了“山西 2015 地壳速度模型”(2015 年完成的山西一维地壳速度模型)的各个参数;最后采用批量定位比较残差、PTD 测定深度和人工爆破等 3 种方法对新模型进行了验证。

1 数据选取及其预处理

本研究旨在求得一组符合山西地区的速度模型参数,震相数据选自山西测震台网 2009~2014 年记录的山西及周边 50km 范围内的地震事件,并且地震事件记录的台站数 $N \geq 10$ 个的地震数据作为原始数据。按照不同的震级档,对 Pn、Pg、Sn 和 Sg 震相数进行统计,见表 1。

表 1 不同震级的震相个数

| 震级范围 | Pg 震相/个 | Pn 震相/个 | Sg 震相/个 | Sn 震相/个 | 地震个数 |
|----------|---------|---------|---------|---------|------|
| 1.0~1.5 | 3204 | 227 | 3739 | 78 | 133 |
| >1.5~2.0 | 2353 | 358 | 2679 | 138 | 79 |
| >2.0~2.5 | 1830 | 499 | 2007 | 147 | 52 |
| >2.5~3.0 | 1010 | 362 | 1125 | 85 | 27 |
| >3.0~3.5 | 526 | 181 | 613 | 39 | 14 |
| >3.5~4.0 | 238 | 121 | 249 | 23 | 6 |
| >4.0~4.5 | 50 | 14 | 50 | 4 | 3 |
| >4.5~5.0 | 40 | 16 | 42 | 0 | 1 |
| >5.0~5.1 | 42 | 36 | 42 | 30 | 1 |
| 合计 | 9293 | 1814 | 10546 | 544 | 316 |

为保证所选地震的震中具有较高的精度,将震相数据进行预处理,只保留参与定位的台站数大于 40 的一类精度地震事件,同时剔除 Pn 震相个数小于 4 个的地震事件。依照上述条件共得到 76 个地震事件,获取 Pg 震相 3118 个、Pn 震相 1090 个,将此作为研究山西地区一维地壳速度模型的基础数据,震中分布射线图如图 1。由图 1 可知,预处理后的 76 个地震的震中较均匀地分布在山西地区,而且震中与台站的连线几乎覆盖了整个山西地区,具有较强的代表性。

2 速度模型中速度值范围的确定

速度模型中的速度包括 3 种震相的波速,即 Pg 的速度值 v_1 、Pb 的速度值 v_2 和 Pn 的速

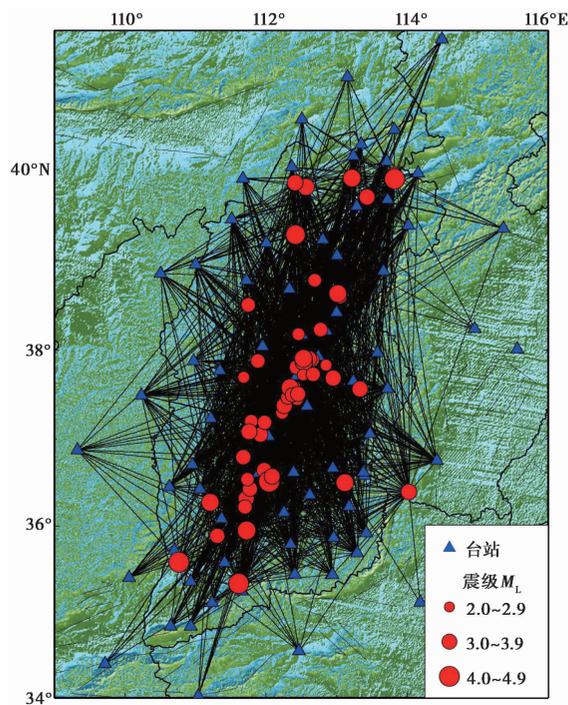


图 1 预处理得到的 76 个地震分布及地震射线

度值 v_n 。其中 v_1 和 v_n 波动范围采用在不同震中距范围内实测数据线性拟合与滑动窗拟合相结合的方法确定;由于 Pb 震相的标注存在一定困难,日常速报和编目中均未对其做出要求,因此数据量较少,只用线性拟合来确定 v_2 。

2.1 v_1 和 v_n 波动范围的确定

根据预处理得到的 76 个地震事件,提取 Pn 和 Pg 震相的走时及震中距,分别将每种震相的走时和震中距进行线性拟合。这里的线性拟合实质是求走时 Y 和震中距 X 之间的线性函数关系

$$Y_i = A + BX_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \tag{1}$$

其中, (X_i, Y_i) 表示 (X, Y) 的第 i 个实测值; A 和 B 为任意实数。

针对不同震中距范围内的走时分别采用上述方法进行拟合计算,结果见表 2。可以看出, v_n 随着震中距的增大逐渐增大,由 7.70km/s 增大到 8.06km/s,当 $\Delta = 50 \sim 450\text{km}$ 时达到最大值; v_1 与 v_n 的情况相近,当 $\Delta = 50 \sim 150\text{km}$ 时为最小值 6.01km/s,随着震中距的增大呈逐渐增大的趋势,并且震中距达到 $\Delta = 50 \sim 450\text{km}$ 后趋于稳定。震中距较小时 v_n 值偏小主要是由于这段震中距范围内 Pn 震相个数有限造成。

滑动窗拟合的方法能够更进一步分析该地区地壳速度结构分段速度的稳定性(陈向军等,2014)。本节基于预处理得到的 76 个地震,分别给出 Pn 和 Pg 两种震相的震中距在不同区域范围内的速度变化(表 3、4),由表 3、4 可知:

(1) 震中距以 150km 为步长滑动时, v_n 值呈窄幅波动的趋势,最大值为 8.08km/s,最小值为 7.77km/s; v_1 值的波动范围也较小,围绕 6.20km/s 波动,最大值为 6.23km/s,最小值为

表 2 震中距在不同范围内拟合结果

| 震相波速 | 震中距 Δ 拟合范围/km | | | | | | | | | |
|---|----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | 50~150 | 50~200 | 50~250 | 50~300 | 50~350 | 50~400 | 50~450 | 50~500 | 50~550 | 50~600 |
| $v_n / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 7.81 | 7.87 | 7.89 | 7.93 | 7.96 | 8.02 | 8.06 | 7.97 | 7.95 | 7.98 |
| $v_l / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 6.01 | 6.12 | 6.15 | 6.18 | 6.17 | 6.20 | 6.25 | 6.21 | 6.23 | 6.19 |

表 3 震中距在不同区域范围内的速度变化状况 (步长 = 150km)

| 震相波速 | 震中距 Δ 拟合范围/km | | | | | | | | | |
|---|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--|
| | 50~200 | 100~250 | 150~300 | 200~350 | 250~400 | 300~450 | 350~500 | 400~550 | 450~600 | |
| $v_n / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 7.82 | 7.86 | 7.78 | 7.98 | 8.06 | 8.01 | 8.08 | 7.97 | 7.861 | |
| $v_l / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 6.12 | 6.15 | 6.20 | 6.26 | 6.18 | 6.23 | 6.12 | 6.17 | 6.21 | |

表 4 震中距在不同区域范围内的速度变化状况 (步长 = 200km)

| 震相波速 | 震中距 Δ 拟合范围/km | | | | | | | | |
|---|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--|
| | 50~250 | 100~300 | 150~350 | 200~400 | 250~450 | 300~500 | 350~550 | 400~600 | |
| $v_n / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 7.89 | 7.89 | 7.92 | 7.98 | 8.02 | 8.05 | 8.05 | 7.99 | |
| $v_l / (\text{km} \cdot \text{s}^{-1})$ | 6.15 | 6.19 | 6.20 | 6.21 | 6.19 | 6.14 | 6.12 | 6.19 | |

6.12km/s。

(2) 震中距以 200km 为步长滑动时, v_n 和 v_l 值的波动范围进一步缩小且趋于稳定。 v_n 最大值为 8.05km/s, 最小值为 7.81km/s; v_l 最大值为 6.21km/s, 最小值为 6.15km/s。

由上述 2 种计算方法可得: 山西地区 $v_l = 6.00 \sim 6.30\text{km/s}$, 平均值为 6.15km/s; $v_n = 7.80 \sim 8.10\text{km/s}$, 平均值为 7.95km/s。

2.2 v_2 范围的确定

为了能够更精确研究山西地区的地壳速度模型, 在预处理的同时对得到的 76 个地震进行识别并标定 Pb 震相, 共得到 136 个 Pb 震相, 山西地区比较典型、清晰的 Pb 震相如图 2 所示。

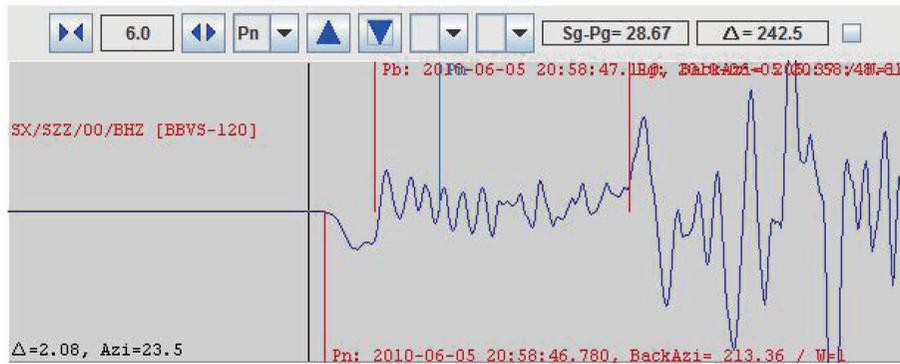


图 2 山西地区典型 Pb 震相

将上述 136 个 Pb 震相的走时与震中距进行线性拟合,得到 Pb 的速度值 $v_2 = 6.73\text{km/s}$ (图 3)。

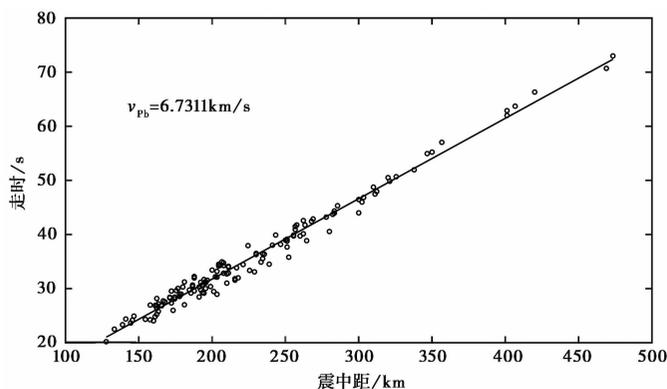


图 3 Pb 震相线性拟合

参考目前全国各个台网使用的速度模型,其中 J-B 模型、IASPA91 模型、甘青模型和陕西模型中 $v_2 = 6.50\text{km/s}$,华南模型中 $v_2 = 6.88\text{km/s}$ 。所以可以认为山西地区 $v_2 = 6.50 \sim 6.90\text{km/s}$,平均值为 6.70km/s 。

3 速度模型中界面埋深范围的确定

本文采用理论和实测走时相对比的方法确定康氏面和莫霍界面深度的波动范围。由于理论走时依托速度模型,合理的模型计算的理论走时和精度较高的实测走时具有较好的拟合程度,因此通过调整模型参数改变二者拟合程度可以确定模型参数的波动范围。为了能够清晰、直观地表示震中距与走时间的关系,先对走时进行处理,得到“折合走时” t_z ,然后给出“折合走时”和震中距关系。

$$t_z = t - (\Delta/v) \tag{2}$$

式中, t_z 为折合走时; t 为走时; Δ 为震中距; v 为波速。

此方法的基本思路是:根据模型参数和本地区震源深度分别求得 Pb 和 Pn 震相在一定震中距范围内不同震源深度处的理论走时,由各个台站的震相到时和震中距可以获取相应震中距范围内的实测走时;对理论走时和实测走时分别进行处理得到理论“折合走时”和实测“折合走时”,保持模型中速度值不变,通过调整深度值改变二者拟合程度,进而确定康氏面和莫霍界面深度的波动范围。

由于本节的目标是初步确定模型参数的波动范围,因此速度值 v_1 、 v_2 和 v_n 分别取前文求得波动范围的平均值 6.15 、 6.70 和 7.95km/s ,实测走时从预处理的 76 个精度和可信度较高的地震事件中获取。山西地区震源深度范围为 $5 \sim 20\text{km}$,分别绘制震源深度 5 、 10 、 15 、 20km 的理论“折合走时”,并将其与实测“折合走时”进行对比。首先对 Pb 震相进行对比分析(图 4),如图 4 所示,随着康氏面的深度 h_1 由 18km 逐渐增大到 23km ,理论“折合走时”由实测“折合走时”的下方逐渐上移至其上方,所以可以判断 h_1 的波动范围为 $18 \sim 23\text{km}$,平均值为 20.5km 。

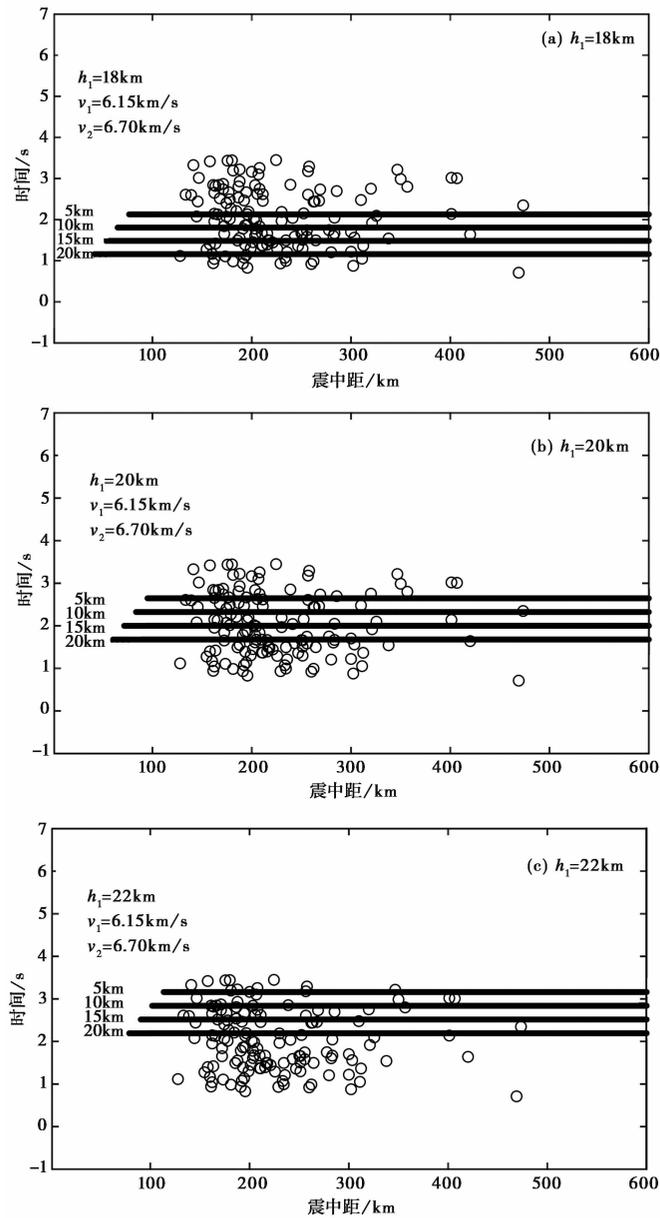


图 4 Pb“折合走时”

实线表示不同震源深度条件下,Pb 震相理论“折合走时”;空心圆点表示实测“折合走时”

同样的方法,固定 h_1 的值为 20.5km,调整 h_2 的深度对比 Pn 震相(图 5),如图 5 所示,随着莫霍面的深度 h_2 由 37km 逐渐增大到 45km,理论“折合走时”由实测“折合走时”的下方逐渐上移至其上方,所以可以判断 h_2 的波动范围为 37~45km,平均值为 41km。

4 最终模型的确定

在确定模型参数的最终结果时,本文采用同一种定位方法、不同的速度模型批量定位同

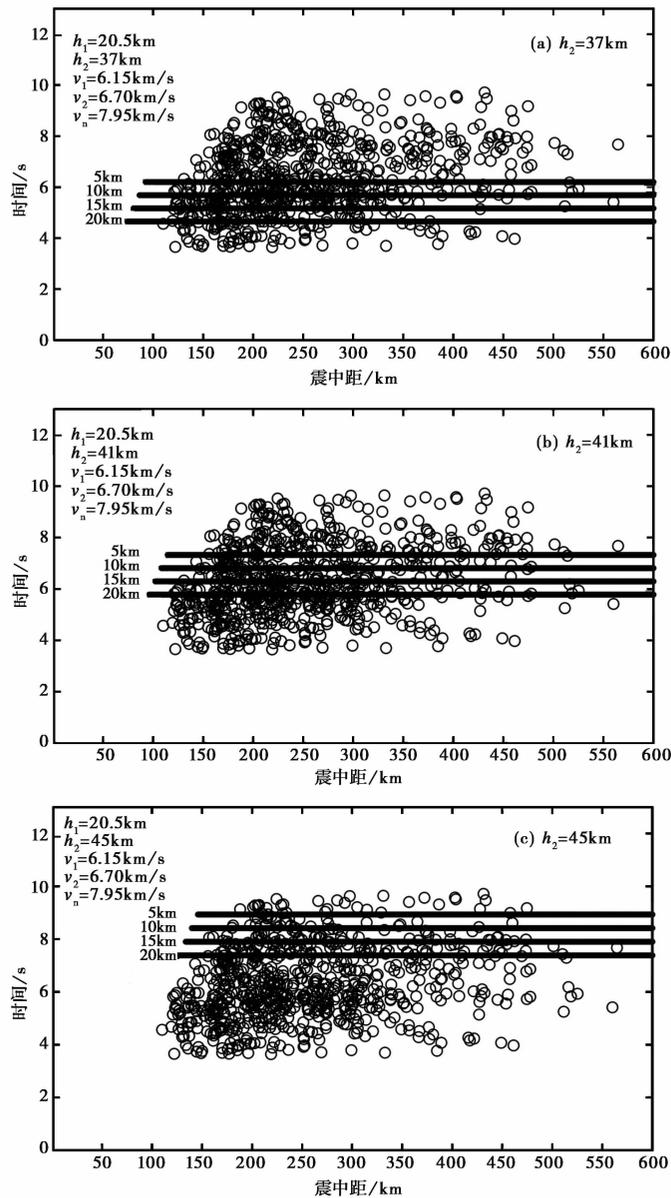


图 5 Pn“折合走时”

实线表示不同震源深度条件下, Pn 震相理论“折合走时”;空心圆点表示实测“折合走时”

一组多个震中被台站包围较好的地震事件,不同的模型参数对应不同的残差。根据孙安辉等(2011)的观点,在观测走时准确的情况下残差主要受速度模型影响,残差越小说明计算理论走时所用的速度模型越接近真实的地壳结构。使用同一种定位方法是为了避免由于定位方法的不同引起残差值的不同;震中被台站包围较好地震事件的实测走时具有较高的精度和可信度。

根据确定的模型参数波动范围,分别组合得到多组模型,依次对所选地震采用 Hyposat

方法 (Schweitzer, 2001) 进行批量定位、分别计算残差。为避免纵横波波速比不确定的因素引入过大误差, 首先仅使用 Pg、Pn 震相进行批量定位计算, 并分 2 步完成。第 1 步的模型参数滑动步长较大, 速度值以 0.1km/s、深度值以 1km 为步长, 波动范围在前文确定的基础之上适当扩大。其中 v_1 的取值范围为 5.70~6.30km/s, v_2 的取值范围为 6.50~6.90km/s, v_n 的取值范围为 7.70~8.10km/s, 康氏面深度 h_1 的取值范围为 19~23km, 莫霍面深度 h_2 的取值范围为 35~45km。通过组合一共获得 9625 组模型, 每一组模型都分别对所挑选的 76 个地震事件进行批量定位, 共进行 731500 次计算。残差最小的一组速度模型见表 5。

第 2 步是在第 1 步运算的基础上进一步精细运算, 缩小滑动步长和波动范围, 其中 v_1 的取值范围为 6.10~6.25km/s, v_2 的取值范围为 6.70~6.85km/s, v_n 的取值范围为 7.85~8.00 km/s, h_1 的取值范围为 19~22km, h_2 的取值范围为 38~43km, 速度值以 0.01km/s 为步长, 深度值以 0.5km 为步长, 共获得 36864 组模型, 残差最小的一组速度模型见表 6。

表 5 Hyposat 第 1 次计算残差最小的模型参数

| v_1 | v_2 | v_n | h_1 | h_2 | 残差 |
|----------|----------|----------|-------|-------|-------|
| 6.20km/s | 6.80km/s | 7.90km/s | 20km | 40km | 0.484 |

表 6 Hyposat 第 2 次计算残差最小的模型参数

| v_1 | v_2 | v_n | h_1 | h_2 | 残差 |
|----------|----------|----------|-------|-------|-------|
| 6.18km/s | 6.79km/s | 7.95km/s | 21km | 41km | 0.463 |

然后固定 P 波速度及康氏面、莫霍面深度, 使用 Sg 和 Sn 震相确定 S 波的速度模型。由于通常情况地壳波速比为 1.73, 因此将 v_{Pg}/v_{Sg} 、 v_{Pb}/v_{Sb} 和 v_{Pn}/v_{Sn} 值的波动范围设定为 1.65~1.80、步长为 0.01 进行批量定位。通过计算得出各个波速比对应的平均定位残差, 残差最小的 8 组参数见表 7, 当 $v_{Pg}/v_{Sg} = 1.71$ 、 $v_{Pb}/v_{Sb} = 1.71$ 、 $v_{Pn}/v_{Sn} = 1.76$ 时平均定位残差最小。

综合上述研究成果, 可以得出山西地区地壳一维速度模型——山西 2015 地壳速度模型 (表 8)。

5 模型检验

为了检验山西 2015 地壳速度模型的适用性与准确性, 采用批量定位比较残差、PTD 测定深度和人工爆破等 3 种方法对山西 2015 地壳速度模型和修正 J-B 模型定位结果进行了比较。

5.1 批量定位比较残差

采用同样的定位方法和相同的地震事件, 计算不同模型对应的定位残差值, 残差值较小则说明该模型的适用性较好。批量定位的地震事件取自山西测震台网 2015 年 1~7 月统一编目结果, 从中筛选 $M_L \geq 2.0$ 的 71 个地震。利用 Hyposat 程序针对 2 种速度模型进行了定位 (图 6), 由图 6

可知, 山西 2015 地壳速度模型的残差值远小于修正 J-B 模型的残差值。具体表现为: 山西 2015 地壳速度模型的残差值波动范围为 0.245~0.714, 平均值为 0.453, 而修正 J-B 模型的残

表 7 不同波速比对应的残差值

| v_{Pg}/v_{Sg} | v_{Pb}/v_{Sb} | v_{Pn}/v_{Sn} | 残差 |
|-----------------|-----------------|-----------------|-------|
| 1.71 | 1.71 | 1.76 | 0.373 |
| 1.71 | 1.72 | 1.76 | 0.389 |
| 1.71 | 1.73 | 1.77 | 0.413 |
| 1.71 | 1.74 | 1.78 | 0.428 |
| 1.71 | 1.75 | 1.75 | 0.436 |
| 1.71 | 1.71 | 1.80 | 0.448 |
| 1.71 | 1.73 | 1.76 | 0.452 |
| 1.71 | 1.74 | 1.75 | 0.455 |

表 8 山西 2015 地壳速度模型参数

| 地壳分层 | $v_p/(km \cdot s^{-1})$ | $v_s/(km \cdot s^{-1})$ | h/km |
|------|-------------------------|-------------------------|--------|
| 上地壳 | 6.18 | 3.62 | 21.0 |
| 下地壳 | 6.79 | 3.97 | 20.0 |
| 莫霍面 | 7.95 | 4.52 | |

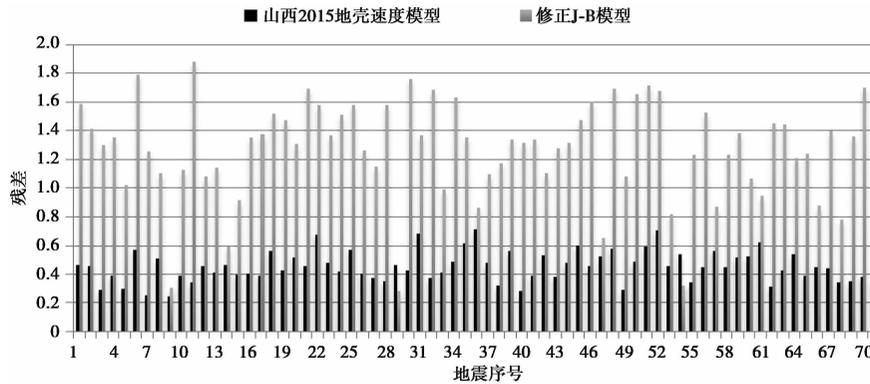


图6 不同模型残差对比图

差值波动范围为 0.282~1.849,平均值为 1.183。

5.2 PTD 方法检验

震源深度测定的确定性方法(简称 PTD 方法)是朱元清等(1990)在 20 世纪 90 年代提出的,该方法利用初至 P_g 、 P_n 震相比较清晰,莫霍界面的速度 v_n 容易确定且较稳定的特点,并结合直达 P_g 波和折射 P_n 波的离源射线反向特征,能比较敏感地反映地震震源深度的变化。该方法可以在 P_n 到时震相转换时对不同台站进行组合,参与深度计算的组合数为(记录到 P_g 的台站数) \times (记录到 P_n 的台站数)。由于 PTD 方法对速度模型依赖性较高,速度模型的适用性程度与测得有效震源深度的个数成正相关,因此可以检验速度模型的适用性。

2010 年 6 月 5 日山西阳曲发生 M_s 4.6 地震,这是近年来发生在山西地区震级最大、波及范围最广、震中被台站包围情况良好的地震事件。分别采用山西 2015 地壳速度模型和修正 J-B 模型利用 PTD 方法测定阳曲 M_s 4.6 地震的震源深度。其中,记录到 P_g 的台站数为 25,记录到 P_n 的台站数为 22,通过组合一共可以得到 550 个理论深度值。山西 2015 地壳速度模型中有效深度有 457 个(占 83.1%),计算深度值为 16.7km,与宋美琴等(2013)采用 CAP 方法反演的结果(17~20km)相近;而修正 J-B 模型的有效深度有 111 个(占 20.2%),计算深度值为 6.4km。由此可见,山西 2015 地壳速度模型相对修正 J-B 模型适用性较强。

5.3 人工爆破检验

人工爆破有着具体的发震时刻和震中位置,因此在验证模型和算法等方面时其优点非常鲜明。本文分别采用 2 种模型测定 2014 年 11 月 25 日发生在山西中阳的人工爆破参数。经实地调查得知,该爆破发震时刻为 15:35:13.0,震中坐标为 $37^{\circ}25.2'N$ 、 $111^{\circ}12'E$,震深 0km。采用 2 种模型分别进行测定(表 9),与实际参数相比,不论震中位置还是发震时刻,山西 2015 地壳速度模型测定结果均优于修正 J-B 模型测定结果。

表 9 2 种模型的测定结果

| 发震时刻 (时:分:秒) | 北纬 /($^{\circ}$) | 东经 /($^{\circ}$) | 深度 /km | 残差 | 发震时刻差 /s | 震中差 /km | 选用模型 |
|-----------------|-----------------------|-----------------------|-----------|-------|-------------|------------|----------------|
| 15:35:12.8 | $37^{\circ}25.0'$ | $111^{\circ}12.7'$ | 0 | 0.522 | 0.2 | 1.096 | 山西 2015 地壳速度模型 |
| 15:35:14.1 | $37^{\circ}26.0'$ | $111^{\circ}9.48'$ | 7.3 | 0.803 | 1.1 | 3.998 | 修正 J-B 模型 |

6 结语

本文利用 2009~2014 年山西测震台网大量的实测震相数据开展了山西地区一维地壳速度模型的研究,并得到了以下结论:

(1)得到的新的适合山西地区的一维地壳速度模型——山西 2015 地壳速度模型参数为:上地壳 $v_p = 6.18\text{km/s}$, $v_s = 3.62\text{km/s}$, 厚度 21km; 下地壳 $v_p = 6.79\text{km/s}$, $v_s = 3.97\text{km/s}$, 厚度 20km; 莫霍面 $v_p = 7.95\text{km/s}$, $v_s = 4.52\text{km/s}$ 。

(2)通过批量定位比较残差、PTD 测定深度和人工爆破等 3 种方法检验皆证明,山西 2015 地壳速度模型相对修正 J-B 模型在山西地区地震定位过程中具有残差小、精度高和适用性强的特点。

(3)山西 2015 地壳速度模型上地壳 P 波的传播速度为 6.18km/s , 显著高于修正 J-B 模型中的 5.57km/s ; 而莫霍面 P 波的速度为 7.95km/s , 小于修正 J-B 模型中的 8.01km/s 。这可能与山西断陷盆地带在拉张过程中上层松散堆积层减薄而致上地幔密度小的物质上涌有关。

需要指出的是,山西 2015 地壳速度模型是针对山西全区的地壳速度模型,对于小区域台网,可参考本文给出的方法进行专门的探究。

致谢: 感谢山西省地震局、上海市地震局和全国一维速度模型工作组全体成员对本研究的大力支持和帮助,感谢匿名审稿人对论文修改提出的中肯的意见与建议。

参考文献

- 陈向军、上官文明、宋秀青等,2014,新疆全区和分区地壳速度模型的分析,中国地震,30(2),178~187.
- 邓晋福、苏尚国、赵海玲等,2003,华北地区燕山期岩石圈减薄的深部过程,地学前缘,10(3),4~49.
- 郭震、陈永顺、殷伟伟,2015,背景噪声面波与布拉格重力异常联合反演山西断陷带三维地壳结构,地球物理学报,58(3),821~831.
- 邱瑞照、邓晋福、周肃等,2004,华北地区岩石圈类型:地质与地球物理证据,中国科学:D辑,34(8),698~711.
- 宋美琴、李华玥、韩立波等,2013,用 CAP 方法反演 2010 年 6 月 5 日山西阳曲 $M_s 4.6$ 地震震源机制解,地震工程学报,35(3),692~697.
- 宋美琴、郑勇、葛黎等,2012,山西地震带中小震精确定位及其显示的山西地震构造特征,地球物理学报,55(2),513~525.
- 孙安辉、陈棋福、陈颢等,2011,天山东北部地震的重新定位和一维地壳速度模型的改善,中国地震,27(3),235~247.
- 魏文博、叶高峰、金胜等,2007,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),32(4),441~451.
- 徐扬、田勇、啜永清等,1997,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,(1/2),24~29.
- 于利民、刁桂苓、李钦祖等,1995,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,13(3),11~20.
- 张健狮、祝治平、张先康等,1997,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,19(3),220~226.
- 张曼丽,1994,山西地区分区近震走时表的编制与检验,内陆地震,8(2),109~117.
- 张培震、邓起东、张国民等,2003,中国大陆的强震活动与活动地块,中国科学,33(增刊),12~20.
- 张学民、刁桂苓、束沛镒,2004,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,20(1),53~63.
- 张学民、束沛镒、刁桂苓,2003,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,25(4),341~350.
- 朱元清、石耀霖、李平,1990,一种确定地震深度的新方法,地震地磁观测与研究,11(2),4~12.
- 祝治平、张建狮等,1999,山西中南部壳幔结构的研究,地震学报,21(1),42~49.
- Jeffreys H, Bullen K E, 1940, Seismological tables, British Association for the Advancement of Science, London; Gray Milne Trust.
- Schweitzer J, 2001, HYPOSAT~ An enhanced routine to locate seismic events, Pure Appl Geophys, 158(1/2), 277~289.

The 2015 Crustal Velocity Model for the Shanxi Region

*Yin Weiwei*¹⁾ *Chen Cuntian*¹⁾ *Song Xiuqing*²⁾ *Li Zihong*¹⁾ *Liang Xiangjun*¹⁾
*Zhu Yuanqing*²⁾

1) Shanxi Earthquake Agency, Taiyuan 030021, China

2) Shanghai Earthquake Agency, Shanghai 200062, China

Abstract The lack of the suitable velocity model for the Shanxi seismic network led the present study on one dimensional crustal velocity model in Shanxi. Based on the collection of the previous work, which includes a large number of seismic phase data produced by the Shanxi seismic network during the period of 2009 – 2014. The fluctuation range of velocity and depth in the model parameters were determined by the method of linear fitting and “reduced travel time”. Then 76 seismic events were batch located by using Hyposat location program and 46,489 sets of models. A set of parameters with minimal residual error was picked up as a new model. Finally, the Shanxi 2015 velocity model was verified through 3 different ways: the comparison of the residual error of the batch location, PTD measured depth and the artificial blasting. The results showed that the 2015 Shanxi crustal velocity model has less residual error, higher accuracy and better applicability than the modified J-B model which is being used now for the earthquake location in Shanxi.

Key words: Crustal velocity model; Residual error; Reduced travel time; PTD