第27卷专刊 大地测量与地球动力学 Vol. 27 Spec.
2007年6月 JOURNAL OF GEODESY AND GEODYNAMICS June, 2007

文章编号:1671-5942(2007)Spec. -0001-07

三峡库首区最小一维速度模型研究*

赵 旭[1)] 李 强[1,2,3)] 蔡晋安[3)]

(1)中国地震局地震研究所,武汉 430071
2)地震运动监测工程研究中心,北京 100036
3)中国地震局地震预测研究所,北京 100036)

摘 要 根据三峡台网2001~2006年记录的490个地震事件中的7 330条P波和3 524条S波到时资料,利用Kissling方法得到了三峡库区最小一维P波和S波速度模型以及台站校正值,并应用于地震的精定位。重新定位后地震走时残差均方根从原来的0.56 s下降到0.41 s,地震定位精度在经度、纬度、深度方向上有了较大提高。

关键词 三峡库区 最小一维速度模型 台站校正值 地震定位 残差分析

中图分类号:P312.1 **文献标识码**:A

ON MINIMUM 1D VELOCITY MODEL APPLIED IN THREE GORGES RESERVOIR AREA

Zhao Xu[1)], Li Qiang[1,2,3)] and Cai Jin'an[3)]

(1) *Institute of Seismology, CEA, Wuhan* 430071
2) *National Earthquake Infrastructure Service, Beijing* 100036
3) *Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing* 100036)

Abstract Using 7 330 P arrivals and 3 524 S arrivals from 490 events observed by the Three Gorges seismic network, the minimum 1D velocity model including P wave model, S wave model and station corrections is obtained with the Kissling method and then the model is applied to precise earthquake location. The residual RMS of the relocated events has reduced from 0.56 s to 0.41 s, thus great improvement of the accuracy of hypocenter location has been made in the east, north, and vertical direction. The result indicates that the minimum 1D velocity model is better than other models.

Key words: the Three Gorges reservoir, minimum 1D velocity model, station correction, earthquake location, residual analysis

1 引言

地震定位一直是地震学一个最基础的问题,高精度地震定位是人们长期关注的重点。地震定位结果的精度不仅与地震仪、台站几何分布、震相读取、时间服务等因素有关,而且依赖于选取的初始速度模型与真实地球的接近程度。众所周知,地球的地质构造、深部结构、地球内部物质分布、断裂带分布等情况是十分复杂的,要用一个一维地球模型描述这样复杂的情况是十分困难的,但是在实际工作中,却往往需要这样做。例如,地震定位中使用的初始

* 收稿日期:2007-05-27
基金项目:国家自然科学基金(40574039)
作者简介:赵旭,男,1982年生,硕士生,主要从事地震层析成像理论与方法研究. E-mail:amazingyou@163.com

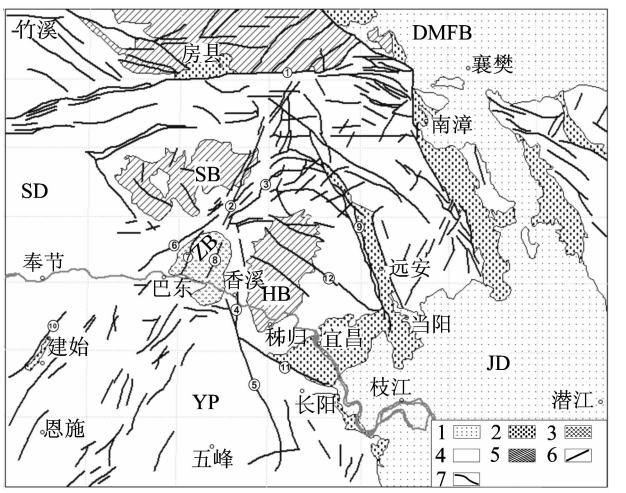
速度模型就是如此,与真实地球相差太大的速度模型严重影响定位结果的精度和可信度,因此,人们使用各种方法得到尽量接近“真实地球”的速度模型来减少速度模型对地震定位结果的影响。1994 年,Kissling 等人[1,2]在研究震源位置和一维速度模型耦合问题中提出确定最佳一维速度模型的方法,此方法计算的速度模型可使定位结果的走时残差均方根最小,定位精度更高,在此意义上,称此速度模型为“最小一维速度模型”。目前,该方法被国内外学者广泛地应用于地震精定位等初始速度模型的确定[3~8]。

2003 年 5 月 19 日三峡水库开始蓄水后,库首区地震活动频繁,至 2006 年底,三峡数字遥测台网共记录到 3 800 多次地震。精确测定这些地震位置,对于研究水库荷载与库水渗透的动态过程,水库区域地下速度结构的变化过程,三峡水库诱发地震成因等十分重要。故而,获得更接近三峡库首区真实的地壳速度模型用于本地区地震精定位是必要的。为此,我们利用三峡数字遥测台网记录的地震到时资料,对运用 Kissling 提出的方法来确定三峡库首区最小一维 P 波和 S 波速度模型进行了研究。

2 区域地质构造特征

研究区域如图 1 所示。研究表明[9]:本区地处我国地势第二阶梯的东缘,位于扬子准地台的中部。区内主要涉及上扬子台褶带、江汉-洞庭坳陷、四川台坳和大巴山台缘坳褶带等 4 个二级构造单元。扬子准地台基底主要由早元古-晚元古代变质火山-碎屑岩及侵入其间的岩浆岩组成,黄陵地块和神农架地块是其出露部分。区内沉积盖层出露齐全,从震旦系至第四系均有出露。三叠系上统至第三系为陆相碎屑岩,厚度变化约 5 000 ~ 12 000 m,主要分布于大型坳陷盆地及山间槽地,如四川盆地、江汉盆地、秭归盆地等。

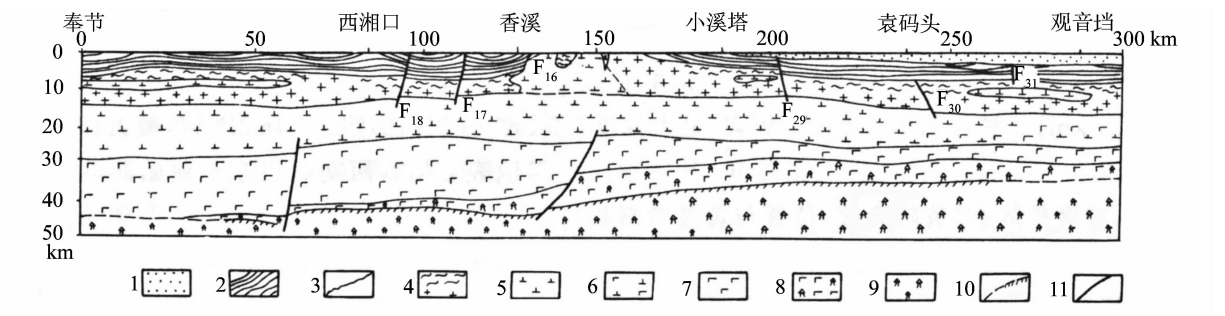
三峡水库建设前,许多学者通过地球物理等方法对研究区域深部构造进行了深入研究。如,陈学波等[11,12]的人工地震测深(图 2)表明研究区域地壳上地幔构造存在明显差异和速度结构横向不均匀性。因此,用一个简单的一维速度模型来表征该区域地壳复杂的速度结构特征是困难的。



1 第四系 2 白垩系-第三系 3 侏罗系 4 三叠系-震旦系 5 前震旦系 6 断裂 7 长江 DMFB 大巴山台缘褶皱带 JD 江汉拗陷 YP 扬子准地台 SD 四川台拗 SB 神农架地块 HB 黄陵地块 ZB 秭归盆地

图 1 三峡地区地质构造略图(据文献[10]改绘)

Fig. 1 Geotectonic sketch of the Three Gorge area



1. 陆相沉积岩 2. 海相沉积岩 3. 不整合面 4. 基底变质岩-花岗质岩 5. 闪长质岩 6. 辉长闪长质岩 7. 辉长质岩 8. 壳幔过渡层 9. 铁镁质橄榄岩 10. 莫霍界面及推断莫霍界面 11. 断层

图 2 人工地震测深地质解释剖面(据文献[12]改绘)

Fig. 2 The geological interpretation profile from deep seismic sounding

3 方 法

地震波观测到时是台站坐标、震源参数、震源至台站射线传播路径上速度模型的非线性函数[13],用数学形式表达如下:

$$t_{\mathrm{obs}} = f(s,h,m) \tag{1}$$

式中,s 为台站坐标,h 为震源参数,m 为速度模型。我们将到时与震源参数和速度模型之间的高度非线性关系问题称为震源位置和速度模型耦合问题。根据射线理论,结合初始速度模型,可计算出震源至台

站的理论到时 t_{obs},在此基础上,使用截断的泰勒级数对式(1)展开,可以得到走时残差 t_{res} 与未知参数扰动量 Δh_k 和 Δm_i 的线性关系,表示如下:

$$t_{res} = t_{obs} - t_{cal} = \sum_{k=1}^{4} \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^{n} \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2)$$

根据矩阵理论,震源参数和速度模型间耦合关系写为如下数学形式:

$$\boldsymbol{t} = \boldsymbol{H}\boldsymbol{h} + \boldsymbol{M}\boldsymbol{m} + \boldsymbol{e} = \boldsymbol{A}\boldsymbol{d} + \boldsymbol{e} \quad (3)$$

式中,$\boldsymbol{t}$ 为走时残差向量(观测走时与理论走时之差);$\boldsymbol{H}$ 为走时对震源参数的偏导数矩阵;$\boldsymbol{h}$ 为震源参数的扰动量向量;$\boldsymbol{M}$ 为走时对速度模型的偏导数矩阵;$\boldsymbol{m}$ 为速度模型的扰动量向量;$\boldsymbol{e}$ 为走时偏差向量,包括观测走时拾取偏差以及由于台站坐标偏差、速度模型和震源参数的不正确性、方程线性化等原因导致理论走时的偏差;$\boldsymbol{A}$ 为所有偏导数矩阵;$\boldsymbol{d}$ 为震源参数和速度模型的扰动量。

到时不仅与震源参数(除发震时间外)有着高度非线性关系,而且与速度模型间也存在着较强非线性关系,即使是一维的速度模型,这种非线性关系仍然存在。在常规的地震定位中,人们往往假定一速度模型作为先验的"真实速度模型"而固定不变,通过不断调整震源参数,使得地震走时残差最小,这时由于忽略震源位置和速度模型间的耦合关系必将导致定位结果系统偏差,甚至其定位结果的误差估计也将严重依赖于假设的先验速度模型。因此,震源位置的精密确定和定位结果的误差估计需要求解出耦合问题中未知参量,其中包括震源参数和速度参数。

Kissling 等人利用地震观测走时数据,联合反演震源位置和一维速度模型,拟合得到的"最小一维速度模型"不仅能很好地跟前人的研究结论(如人工测深剖面结果等)相一致,而且所有的地震重新定位后总的走时残差均方根(RMS)最小,精度更高。值得一提的是,在最小一维速度模型中,各层的层速为该深度间三维速度模型的平均,它并不仅仅是空间意义上的简单平均,而是整个区域内以层间传播路径上射线长度为权重的三维速度结构加权均值。

由于研究区域内地质构造复杂、地壳上地幔速度结构分区特征明显,采用简单的一维速度模型,必将忽视与真实速度模型差异对定位结果的影响。真实的速度模型和简单速度模型的差异可分为两个部分:一部分为震源到台站路径上的差异,另一部分为台站下方的差异。利用 Kissling 方法计算得到最小一维速度模型,包括台站校正值,应用于地震定位中,很大程度上可消除初始模型与真实速度模型差异,进而提高地震定位的精度。因此,本文采用此方法,利用 Kissling 等人[14]编写的程序 Velest 来计算三峡库首区的最小 P 波和 S 波一维速度模型。

4　观测资料

2001 年 1 月,由 24 个子台组成的三峡数字地震台网正式运行。台网平均台距为 10 ~ 20 km,可定位的地震震级下限优于 M_L0.5,震中定位精度可达 1 ~ 2 km,震源深度测定精度为 2 ~ 5 km。三峡水库蓄水后,在库首区诱发大量水库地震,以震群型为主,到 2006 年底,共发生地震 3 800 余次。我们从三峡台网观测报告中选取 490 个地震事件,如图 3 所示,每个地震记录的 P 波到时数据不小于 10 条,S 波到时数据不小于 6 条,共 7 330 个 P 波到时记录,3 524 个 S 波到时记录,平均每个地震记录数为 22 个,选取的地震大多发生在 5 ~ 15 km 深度间,少数

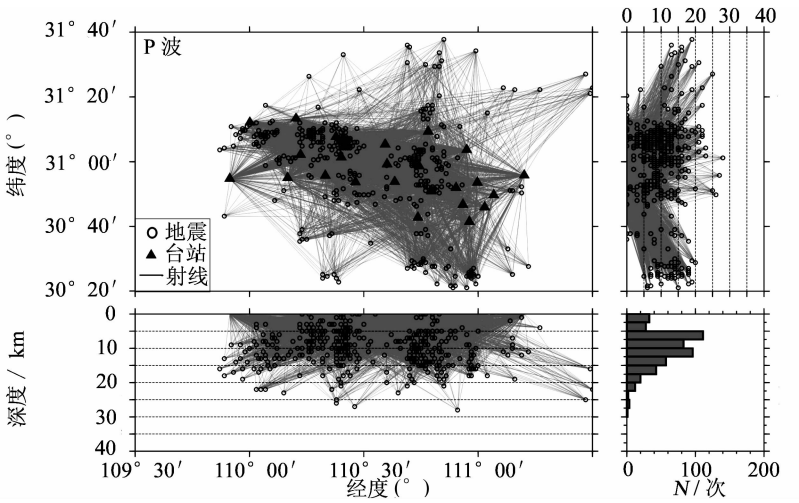


图 3　三峡台网和地震射线分布

Fig. 3　Distribution of the Three Gorges seismostation network and earthquake rays

地震震源深度超过 25 km。我们从图 3 中地震射线覆盖图可以看出,整个研究区域被地震射线密集覆盖,表明这些地震在研究区域内分布均匀。

5 最小一维速度模型确定

5.1 最小一维 P 波速度模型

Kissling 方法基本计算过程为:在参考已有先验信息的基础上,选取不同的速度模型作为初始模型,同时反演震源参数和速度模型,包括台站校正值,再在初始模型的基础上对层厚和速度进行微调,经过反复计算得到走时均方根残差最小的一维速度模型作为我们最后求得的"最小一维速度模型"。选取不同的速度模型反复计算旨在求得多值解空间中的全局最小速度模型,避免陷入局部最小。

在三峡地区,相关的速度模型有 4 种:一是严尊国等人[15,16]的"虚波"速度模型(图 4 中黑色细实线表示,此模型分为 3 层);二是根据陈学波[11]、陈步云[12]等人通过人工地震测深得到了三峡库区地壳上地幔速度模型(图 4 中黑色粗实线表示,此模型分为 6 层);三是三峡台网采用人机交互程序 EDSP-IAS 用于日常定位的速度模型(图 4 中黑色实线表示,此模型分为 5 层);四是张爱民等[18]使用的速度模型(图 4 中黑色虚线表示,此模型分为 5 层)。

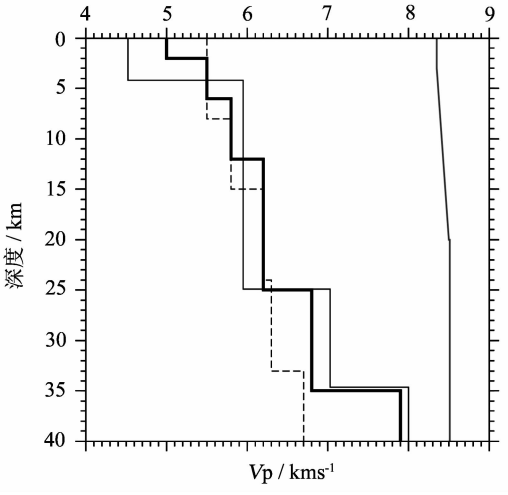


图 4 4 种不同的 P 波速度模型

Fig. 4 Four different P velocity models

我们根据 4 种不同速度模型定位结果走时残差均方根值的大小,选取残差均方根值最小的第二种速度模型作为本研究的初始速度模型(表 1),以金子山台作为参考台站,该台站位于研究区域中部,可记录到丰富的地震到时资料。在计算迭代的过程中,我们需要设置合适的控制参数,特别是震源参数的阻尼系数,速度参数的阻尼系数和台站校正的阻尼系数,由于阻尼系数大小将影响反演结果的真实性和稳定性,对此,我们选取震源参数的阻尼系数为 0.01,速度参数的阻尼系数为 0.1,台站延迟阻尼系数为 0.01[1],计算到同时满足下列 3 项条件下迭代中止:1)震源位置,台站校正值和速度值已没有很大的变化;2)所有地震均方根残差相对于第一次重新定位后的结果明显地减小;3)计算的最小一维速度模型和台站校正值有实际的地质意义且没有违反先验信息。据此,我们最终计算出最优的最小一维 P 波速度模型,如图 5 中的黑色加粗实线,该速度模型从地表到 40 km 深度处分为 8 层(图 5),对应的 P 波速度值为 5.04、5.40、5.76、5.88、6.16、6.54、6.83、7.47 km/s。计算得到的最小一维 P 波速度模型与初始速度模型比较发现,在 0 ~ 6 km 深度间的速度界面的位置有所变化,速度值基本一致,4 ~ 6 km 深度速度值减小了 0.1 km/s;6 ~ 25 km 深度间速度层得到了细化,分辨率为 4 ~ 6 km。值得注意的是,16 ~ 25 km 被重新划分为两层: 16 ~ 20 km 深度间,速度值 6.16 km/s,与初始速度模型速度基本一致,20 ~ 25 km 深度间,P 波速度值为 6.54 km/s,增大了 0.34 km/s,相对于初始速度模型在 25 km 深度以下速度值由 6.2 km/s 急剧增大到 6.8 km/s,最小一维速度模型 20 ~ 25 km 深度间的速度值 6.54 km/s更加合理,25 ~ 35km间的速度值变化不大,

表 1 初始的一维 P 波速度模型

Tab. 1 Initial 1D P wave velocity model

深度(km)	Vp(km/s)	深度(km)	Vp(km/s)
0.0 ~ 2.0	5.0	12.0 ~ 25.0	6.2
2.0 ~ 6.0	5.5	25.0 ~ 35.0	6.8
6.0 ~ 12.0	5.8	35.0 ~ 40.0	7.9

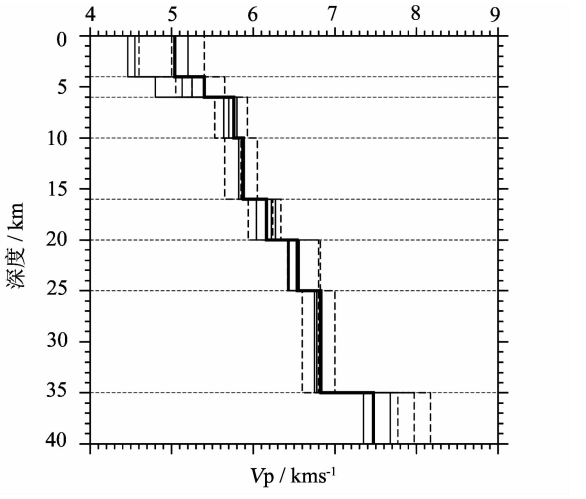


图 5 最小一维 P 波速度模型稳定性检验

Fig. 5 Test on the stability of minimum 1D P velocity model

与初始速度模型速度也基本一致。总体而言,最小一维 P 波速度模型与通过人工地震测深结果简化的初始速度模型基本一致,但在 12 ~25 km 深度间速度层得到了进一步的细化,分辨率在 4 ~6 km 之间。

为了检验结果的稳定性,我们使用 3 种不同的速度模型作为检验初始速度模型,图 5 黑色虚线表示,检验模型相对于第二种速度模型在层速和层厚上有所变化,在检验过程中,控制参数设置相同,分别得到了最小一维速度模型,图 5 黑色实线表示,通过比较,我们发现 3 种不同的试验模型得到的最小一维速度模型,接近于最优的最小一维 P 波速度模型,这说明反演得到最优的最小一维 P 波速度模型是稳定的。

5.2　最小一维 S 波速度模型

在常规地震定位过程中,通常简单地假定 *Vp*/*Vs* 为常值,联合 P 波和 S 波震相来测定地震的基本参数。Maurer 和 Kradolfer[19] 在研究 *Vp*/*Vs* 值变化对地震结果精度影响中指出:*Vp*/*Vs* 为恒值时,利用 P 波和 S 波震相测定震源深度偏差要比仅利用 P 波震相测定的结果大一倍,而采用独立的 S 波速度模型时地震震源深度得到了更好的约束。为了获得独立的 S 波速度模型,我们将采用上述同样的方法,利用 P 波和 S 波走时数据来计算研究区域的最小一维 S 波速度模型。假定 *Vp*/*Vs* 分别为 1.65,1.70,1.75,1.80,利用前面得到的最小一维 P 波模型来构建 4 种不同的 S 波初始速度模型,如图 6 黑线虚线表示;分别反演得到最小的 P 波、S 波速度模型,如图 6 黑色实线表示;我们选取 4 种不同速度模型中均方根残差最小的 S 波速度模型作为最优的最小一维 S 波速度模型。该速度模型从地表到 40 km 深度处分为 8 层(图 6),对应的 S 波速度值分别为 2.99、3.00、3.32、3.35、3.51、3.70、3.90、4.27 km/s,*Vp* 与 *Vs* 比值分别为 1.70、1.85、1.74、1.76、1.70、1.73、1.64、1.76(表 2)。从图 6 也可以看出,反演得到的最小的一维 S 波速度模型也是稳定的。

表 2　最小一维速度模型和 *Vp* 与 *Vs* 之比值

Tab. 2　Minimum 1D velocity model and *Vp*/*Vs* ratios

深度(km)	*Vp*(km/s)	*Vs*(km/s)	*Vp*/*Vs*
0.0 ~4.0	5.04	2.99	1.71
4.0 ~6.0	5.40	3.00	1.85
6.0 ~10.0	5.76	3.32	1.74
10.0 ~16.0	5.88	3.35	1.76
16.0 ~20.0	6.16	3.51	1.70
20.0 ~25.0	6.54	3.70	1.73
25.0 ~35.0	6.83	3.90	1.64
35.0 ~40.0	7.47	4.27	1.76

5.3　台站校正

台站校正值反映速度模型与真实模型间的差异,不同台站相对于金子山台(参考台站)校正值的正负大小表明台站所布设地区为低高速度异常[6]。在本文中,我们采用 P 波到时数据在计算最小一维 P 波速度模型时,同时反演出每个台站 P 波校正值,其中金子山台 P 波校正值为 0 s,相对校正值变化范围为 -0.31 ~0.19 s(图 7)。同样,利用 P 波和 S 走时数据也得到了每个台站的 S 波校正值,其中金子山台 S 波校正值为 -0.09 s,相对校正值变化范围为 -0.50 ~0.11 s(表 3)。不同台站相对校正值的大小表征出研究区域地表速度结构的横向不均性。布设于黄陵地区台站的校正值为明显的负值,如牛坪垭、鸡冠石台等,说明黄陵地区为高速异常区。而位于秭归盆地台站校正值则为正值,如赵家山台等,说明秭归盆地为低速异常区。不同台站相对校正值表征出三峡库首区地表速度结构横向不均性,且与

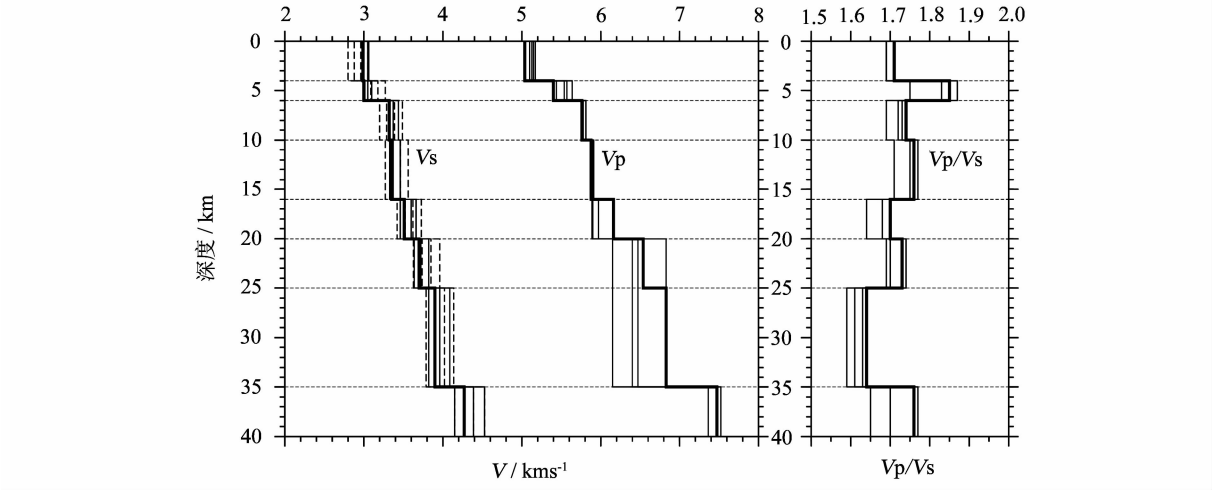


图 6　最小的一维速度模型和 *Vp* 与 *Vs* 之比值

Fig. 6　Minimum 1D velocity model and *Vp*/*Vs* ratio

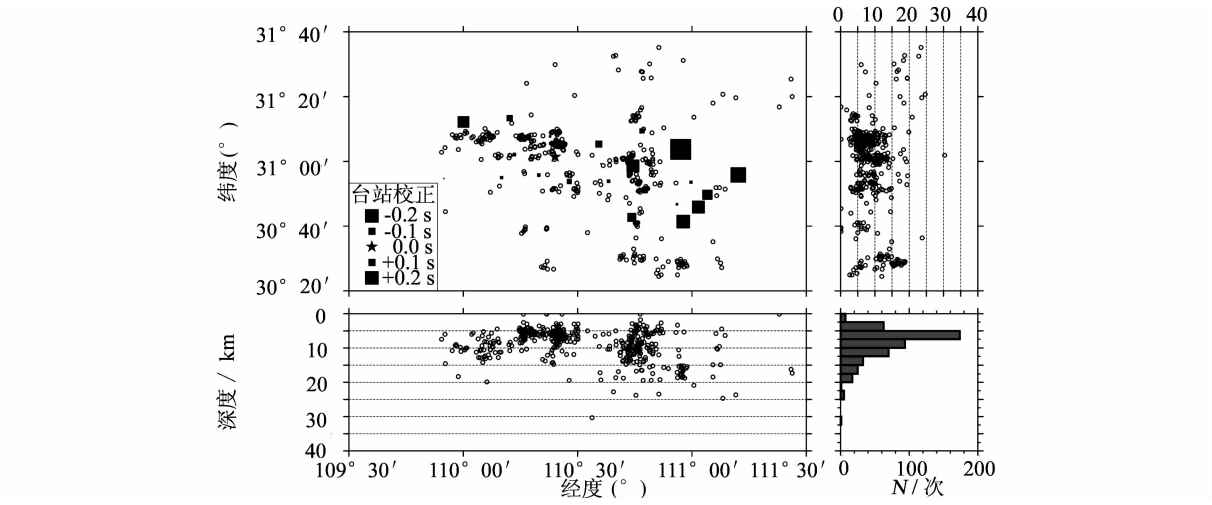


图 7 震中重新定位结果和 P 波台站校正结果

Fig. 7 Relocated results and the P wave corrections for stations

表 3 根据 P 波和 S 波得到的三峡台站校正值

Tab. 3 Corrections of the Three Gorges stations from P wave and S wave

序号	台站名	P 波台站校正(s)	S 波台站校正(s)
1	牛坪垭	-0.23	-0.59
2	鸡冠石	-0.19	-0.43
3	三 堡	-0.31	-0.51
4	白云山	-0.20	-0.42
5	大块田	0.13	-0.15
6	百佛寺	0.05	0.01
7	肖家坪	0.07	-0.04
8	梅花山	-0.05	-0.17
9	较场坝	-0.04	-0.23
10	猫子山	-0.01	-0.27
11	赵家山	0.19	0.02
12	石头垭	0.10	-0.11
13	周坪	0.07	-0.04
14	卢家山	0.01	-0.06
15	郑家坪	0.07	-0.07
16	炮台山	0.03	-0.06
17	茅山岭	0.09	-0.06
18	梨子坪	0.17	-0.14
19	金子山	0.00	-0.09
20	淹水塘	-0.05	-0.16
21	代石沟	-0.15	-0.49
22	双山	0.03	-0.23
23	长岭	-0.04	-0.37
24	黄土坡	0.00	-0.26

研究区域内地表已知地质构造特征联系紧密。这也表明了最小一维速度模型是接近于真实速度模型的。

6 结果评价

为了检验本文得到一维速度模型是否具有实际意义,我们利用最小一维速度模型,包括台站校正值,用于地震重新定位。用重新定位结果的好坏评价最小一维速度模型。

利用 Velest 程序,在单个地震定位模式(Single event mode)下,对选取的490 个地震重新定位,定位结果投影在 3 个互相垂直的平面上(图 7)。相对于三峡台网采用的速度模型(称原始一维速度模型)给出的定位结果,重新定位后数据的残差方差和均方根残差都有明显的改善,如图 8 所示,定位前数据走时残差方差为 0.35 s^2,均方根残差为 0.56 s;定位后残差方差为 0.21 s^2,均方根残差为 0.41 s。重新定位后地震走时残差有了较大幅度的降低,说明计算得到的最小一维速度模型要优于原始一维速度模型。

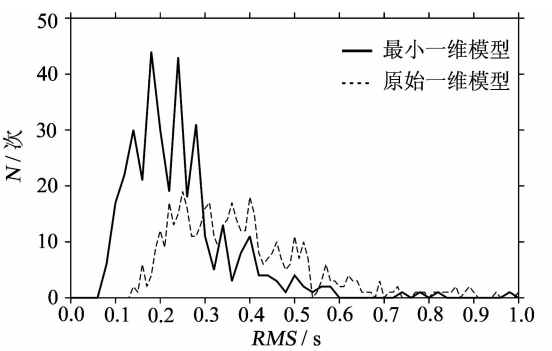


图 8 重新定位后均方根残差分布图

Fig. 8 Residual RMS distribution of the relocated events

从重新定位后地震震中分布图看,地震更加集中,特别在兴山、归州、巴东等地变化更加明显,这与三峡库首区地震多呈震群型分布相一致。对比定位前后震源深度分布图我们可以发现,定位前发生在 0 ~ 12.5 km 深度间地震占总数的 71.63%,平均深度为 9.71 km;定位后,深度为 5.00 ~ 7.50 km 的地震明显增多,有 83.27% 的地震分布在 0 ~ 12.5 km

深度内,平均深度为 8.69 km。重新定位后的地震深度变浅,这与张爱民等的研究[18]结论基本一致且说明重新定位后的地震在经度、纬度、深度方向上定位精度都有较大提高,这同时也表明最小一维速度模型更接近于三峡库首区真实速度模型。

7 结论

1)通过 Kissling 提出的计算最小一维速度模型方法,利用三峡台网的观测走时资料,确定了三峡库首区最小的一维速度模型,包括 P 波速度模型,S 波速度模型以及台站校正值。通过比较,最小一维 P 波速度模型与人工地震测深结果简化的初始速度模型是基本一致的。

2)不同台站相对校正值表征出三峡库首区地表速度结构横向不均性,且与研究区域内地表已知地质构造特征联系紧密。

3)采用最小一维速度模型,对选取的地震重新定位。定位后的地震走时残差有较大的降低,地震定位精度在经度、纬度、深度方向上有了很大提高。表明了最小一维速度模型要优于其他速度模型,也更接近于三峡库首区真实速度。

参 考 文 献

1 Kissling E, et al. Initial reference models in local earthquake tomography[J]. J. Geophys. Res., 1994, 99:19 635 - 19 646.

2 Kissling E. Geotomography with local earthquake data[J]. Rev Geophys.,1988,26:659 - 698.

3 Kissling E, et al. Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy[J]. Terra Nova, 1995, 7:528 - 534.

4 Husen S, et al. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-offshore network[J]. Geophys. J. Int., 1999, 138:687 - 701.

5 Hesham Mohamed and Kaoru Miyashita. One-dimensional P-wave velocity structure in the northern Red Sea area, deduced from travel time data[J]. Earth Planets Space, 2001, 53:695 - 702.

6 Musumeci C, et al. Minimum 1D velocity model in Southeastern Sicily (Italy) from local earthquake data: an improvement in location accuracy[J]. Journal of Seismology, 2003, 7: 469 - 478.

7 于湘伟,陈运泰,王培德. 京津唐地区中上地壳三维 P 波速度结构[J]. 地震学报,2003,25(1):1 ~ 14.

8 Sherburn S and White R S. Crustal seismicity in Taranaki, New Zealand using accurate hypocentres from a dense network[J]. Geophys. J. Int.,2005,162:494 - 506.

9 长江水利委员会. 三峡工程地质研究[M]. 武汉:湖北科学技术出版社,1997.

10 高士钧,等. 长江三峡地区地壳应力场与地震[M]. 北京: 地震出版社,1992.

11 陈学波,陈步云,张四维,等. 长江三峡工程坝区及外围深度构造特征研究[A]. 见:陈学波等主编. 长江三峡工程坝区及外围深度构造特征研究[C]. 北京:地震出版社,1994.

12 陈步云,高文海. 贾家湾-沙园剖面地壳结构的初步研究[J]. 地壳形变与地震, 1986,6(4):357 ~ 364.

13 Thurber C H. Hypocenter - velocity structure coupling in local earthquake tomography[J]. Phys. Earth planet. Inter., 1992,75:55 - 62.

14 Kissling E, et al. VELEST User's Guide - Short Introduction[R]. Institute of geophysics and Swiss seismological service, ETH, Zurich. 1995.

15 严尊国,薛军蓉. 长江三峡地区弱震重新定位[J]. 中国地震,1987,3(1):52 ~ 59.

16 严尊国,薛军容,李普丽. 长江三峡地区地震空间基本特征研究[A]. 见:陈学波等主编. 长江三峡工程坝区及外围深度构造特征研究[C]. 北京:地震出版社,1994.

17 张爱民,李 强. 双差定位在三峡库区地震定位中的应用[J]. 大地测量与地球动力学,2006,26(3):73 ~ 77.

18 Maurer H and Kradolfer U. Hypocentral parameters and velocity estimation in the western Swiss alps by simultaneous inversion of P and S wave data[J]. Bull. seism. Soc. Am.,1996,86: 32 - 42.