

敬少群, 王佳卫. 常德及邻区小震重新定位与速度结构的联合反演[J]. 华南地震, 2016, 36 (2): 13–19. [JING Shaoqun, WANG Jiawei. Joint Inversion for Relocation and Velocity Structure of Small Earthquakes in Changde and Its Adjacent Region [J]. South china journal of seismology, 2016, 36(2):13–19.]

常德及邻区小震重新定位与速度结构的联合反演

敬少群, 王佳卫

(湖南省地震局, 长沙 410004)

摘要: 为了解常德及邻区的深部构造环境, 探讨这一地区的地震活动特点, 利用常德及邻区 1987—2013 年有观测报告以来的地震资料, 采用震源位置与速度结构联合反演方法, 在先确定研究区速度结构的基础上, 对地震进行了重新定位。结果表明: 这一地区的地震约 90% 发生在地下 10 km 之内, 为发生在中上地壳的浅源地震。常德石门地区的地震, 虽然发生在矿区, 但这里的深部地震活动均发生在高速体与低速体交界区, 偏向高速体一侧, 表现出与深部构造与断裂活动有关。洞庭湖凹陷内, 地下 10~15km 深度, 存在低速高导层。

关键词: 地震定位; 常德及邻区; 速度结构; 联合反演; 深部构造

中图分类号: P315.7

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662 (2016) 02-0013-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2016.02.003

Joint Inversion for Relocation and Velocity Structure of Small Earthquakes in Changde and Its Adjacent Region

JING Shaoqun, WANG Jiawei

(*Earthquake Administration of Hunan Province, Changsha 410004, China*)

Abstract: In order to understand the deep tectonic environment and the seismic activity in Changde and its adjacent areas, the paper relocates the earthquakes by using seismic observations of Changde and its adjacent areas during 1987 and 2013, a joint inversion method of earthquake location and velocity structure. The results show that about 90% earthquakes occurred within 10 km underground, and belonged to shallow focus earthquakes occurring in the upper and middle crust; although earthquakes in Shimen occurred in the mining area, deep seismic activity occurred in the junction of high velocity body and low velocity body speed, and close to the side of the high velocity body, which seems to related to the deep structure and the fault activity; in the range of Dongting Lake with the depth of 10–15 km, there is a low velocity and high conduction layer.

Keywords: Earthquake location; Changde and its adjacent region; Velocity structure; Joint inversion; Deep tectonic environment

收稿日期: 2015-04-16

基金项目: 湖南省科技厅社会发展支撑计划(2012SK3306)

作者简介: 敬少群 (1967-), 女, 高级工程师, 主要从事与地震活动相关的研究工作。

E-mail: jingshq@163.com.

0 引言

常德地区位于华南地块中部,现代低的地震活动水平,很难让人们把它和《明实录》中记载的发生在 1631 年 8 月 14 日的那次强烈地震联系起来。那次地震,被认为是华南内陆最强烈的地震之一,不仅造成当时常德-荣府宫殿、城垣倒塌无数,还造成距常德府约 70 km 的澧县彭山崩倒,阻塞了(澧水)河道^[1]。这里为什么会发生如此强烈的地震?这里的深部环境如何?面对种种疑问,我们希望通过现代地震的重新定位与地下速度结构的获取得到一些有益的认识。

地震定位是地震学中最经典、最基本的问题之一。准确的地震定位对研究诸如地震活动构造、地震形成机理等问题有重要意义。但地震定位结果的好坏不仅与地震观测台网的布局有关、而且受可用定位震相到时的读数精度、地壳速度模型等诸多因素的影响。目前在地震的精确定位方面用的比较多的方法主要有:联合定位法和双差定位法。

双差定位法因其对两个事件之间的距离有要求,不适合我们这个工作。而联合定位法,因其在地震层析成像过程中加入震源项,可在先确定研究区速度结构的基础上进行震源的重新定位,在提高定位精度的同时还可得到速度结构,符合我们想要了解深部构造环境,探讨地震发生机制和成因的目的。

因此,这里采用联合定位法,对常德及邻区范围内有观测报告以来的地震进行重新定位,并反演这一区域的地下结构。顾及到这一地区的台站分布,在进行相关计算时我们选定的区域为(109.5°~113.5°N, 27.5°~30.5°N)。

1 联合定位方法简介

在震源位置和速度结构的联合反演过程中,假设走时残差 δt 是由于震源参数的扰动和速度的扰动引起的。根据相关^[2]研究成果,走时残差 δt 可以用以下线性化方程表示,

$$\delta t = \Delta t + \frac{\partial t}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial t}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial t}{\partial z} \Delta z + \sum_{n=1}^N \frac{\partial t}{\partial V_n} \Delta V_n \quad (1)$$

式(1)中, Δt 、 Δx 、 Δy 、 Δz 和 ΔV_n 分别表示地震发生时刻、震源位置(经度、纬度、深度)及模型速度的扰动, N 为速度参数的总个数。对于 I 个地震和 j 个台站,可以将式(1)写成如下紧凑形式:

$$\delta t = A \delta V + B \delta x \quad (2)$$

式(2)中, δt 是 m 维走时残差向量, δV 是 n 维节点速度扰动向量, δx 是 $4I$ 维震源参数扰动向量, A 是 $m \times n$ 维走时对速度的偏导数矩阵, B 是 $m \times 4I$ 维走时对震源参数的偏导数矩阵。

在式(2)中,速度参数和震源参数是相互耦合的。如果同时反演两种不同量纲的参数,不仅会增加算法的不稳定性,还会消耗大量的计算机内存和计算时间,因此必须进行参数分离^[3]。本文采用刘福田^[4]提出的正交投影算子分解法,将式(2)分解为含有两个方程的方程组,分别求解速度参数和震源参数,分解后的方程具有如下形式:

$$(I - P_B) A \delta V = (I - P_B) \delta t \quad (3)$$

$$B \delta x = P_B (\delta t - A \delta V) \quad (4)$$

式(3)、(4)中, P_B 为与震源参数有关的从 R_m 到 B 的像空间 $R(B)$ 上的正交投影算子。速度参数和震源参数解耦后的分析表明:速度扰动量的确定与震源位置扰动量无直接关系,仅与它的初值有关,而震源位置扰动量则与速度扰动量明显有关。

2 地震资料的处理、初始模型的建立与求解

2.1 地震资料的处理

本研究共选取研究区范围内有 3 个以上台站记录的地震事件 421 个,为了获得更好的结果,我们首先采用 Geiger 方法对这 421 个地震事件进行初步定位。通过震相识别,剔除 Geiger 定位走时残差大于 3.0 s 的地震事件,共得到 2 369 条 P 波射线数据。参加解算的地震及台站分布见图 1。

2.2 初始模型的建立

用网格方法对速度模型参数化,在平面方向上依据地震及台站的分布情况,将研究区域划分成 $0.25^\circ \times 0.25^\circ \sim 1^\circ \times 1^\circ$ 的不均匀网格,垂直方向上的网格划分参考湖南省及邻区和华南地区的平均地壳速度结构模型^[5-7]。最终选定的研究区成像的一维参考速度模型如表 1 所示。在模型中速度结构用连续函数表示,网格内任意一点的速度用内插方式计算。

2.3 求解

在速度结构反演中,本研究采用逐步迭代反演方式,利用地震事件的 P 波到时数据,以初始速度模型为基础(表 1),采用最小二乘 QR 分解算

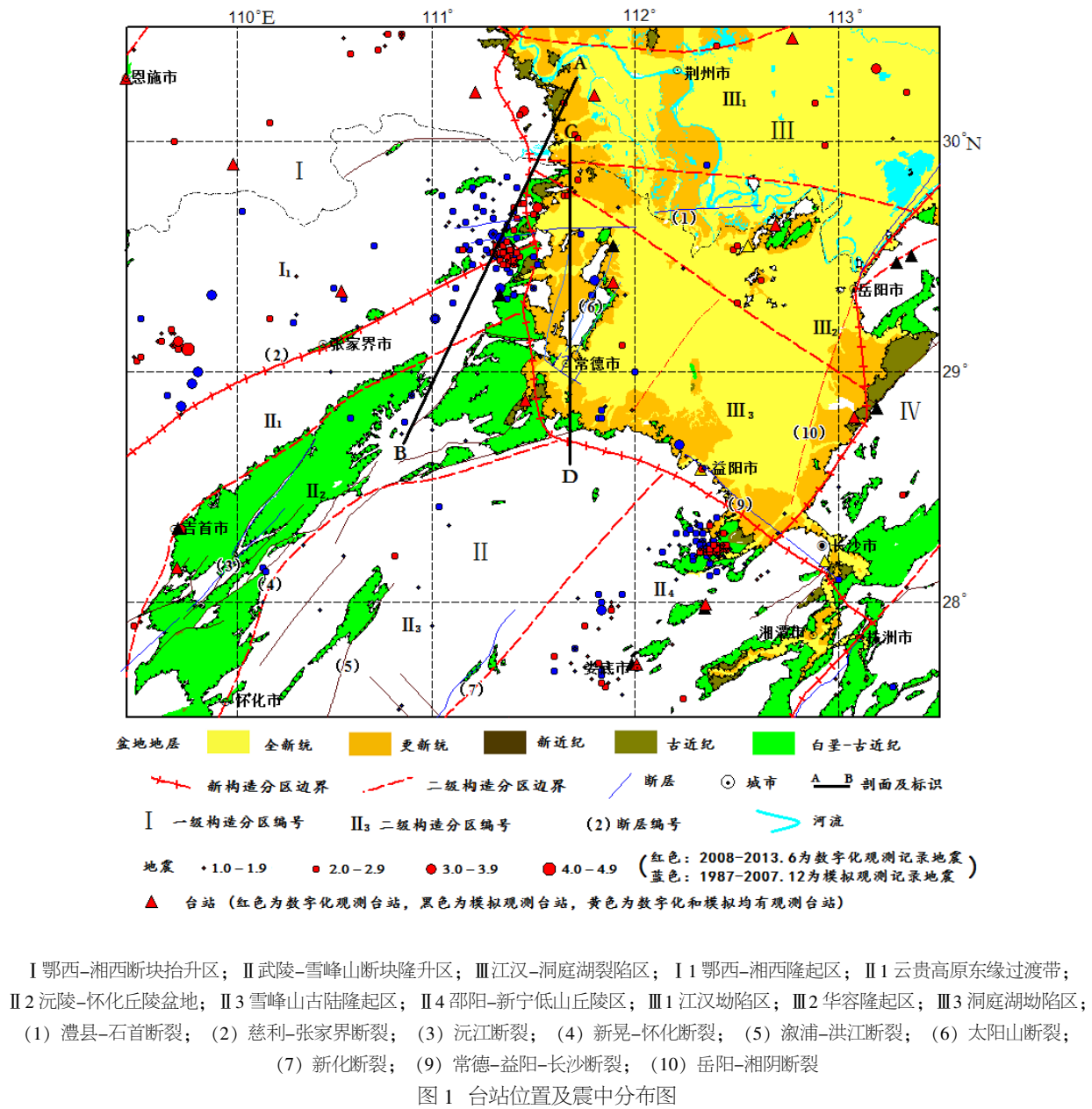


Fig1 Distribution map of earthquakes and stations

表 1 湖南常德及邻区地壳初始纵波速度模型
Table 1 The initial P-wave velocity model of Changde and its adjacent region

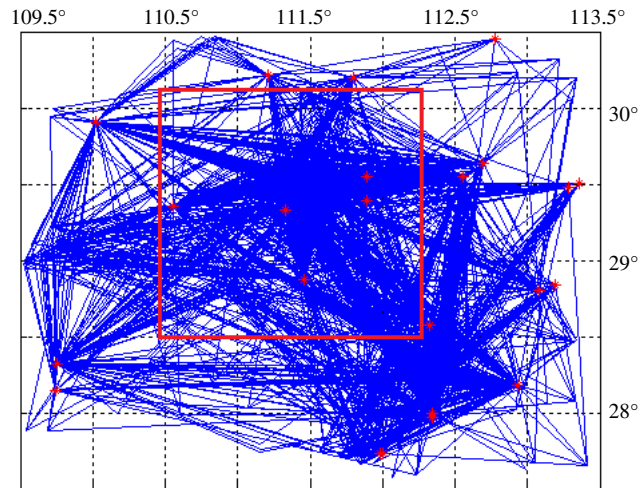
深度/km	速度/(km·s ⁻¹)
0	4.8
2	5.5
6	5.73
10	6.09
15	6.05
20	6.55
25	6.98
30	7.01
33	7.92

法(LSQR 法)求解系数矩阵,确定研究区速度结构,然后依据得到的速度结构参数对每个地震的震源位置进行重新定位。这里采用含界面的伪弯曲算法追踪射线计算射线的理论走时^[3,8]。

为降低解的不稳定性,每次迭代反演后的参数调整都控制在模型参数的 10%以内。本研究采用 4 次迭代进行反演。

3 解的分辨率分析

在层析反演中,通过节点射线的多少直接影响了了解的可靠性。图 2 给出了研究区反演地壳速度结构使用的地震射线覆盖区域示意图,由图 2



(* 为观测台站, 红色方框为常德地区)

图2 研究区使用的地震射线覆盖区域示意图

Fig.2 The schematic diagram of seismic rays and their coverage area

看出,除了计算区域外围地区地震射线相对稀疏外,在我们关心的常德地区,除湘渝鄂交界地区外,均被地震射线密集覆盖。

为了估计解的分辨率,除了用射线分布密度外,目前普遍使用的是 Inoue 等提出的检测板法。检测板的基本原理,是用一个合成数据集代替观测数据集,并对合成数据集作反演计算,得到待比较的速度结构。合成数据集由在一个特定的三维速度模型下计算得到的理论走时值构成。这个特定三维网格模型的速度分布(即检测板)是在初始一维速度模型基础上加上规则分布的扰动值(各节点的扰动值大小相同,但正负相间排列)所构成。本研究中,扰动值取为正常值的 $\pm 3\%$ 。

比较反演得到(待比较)的三维速度分布与“检测板”的相似程度,可以得到解的可靠性估计。在实际工作中通常把只要黑白相间圆圈成片就看作是分辨率好,但这可能将与原扰动模型符号相反的还原误认为是好的分辨率。为此我们这里采用分辨率直观图示法^[9],即取给定节点上待还原速度扰动量的理论值 D_v 与合成数据求得的相应节点的还原结果 d_v 的比值: $P_v = \frac{d_v}{D_v}$ 作为直观图示法的量。当 $P_v=1$ 时,表明 D_v 与 d_v 不仅符号相同,而且还原结果最好;当 $P_v=0$ 时,表明合成数据没有对该节点还原;当 $P_v=-1$ 时,表明还原结果最不好。

通过对各种不同尺度的网格模型的分辨率进行测试(图3),并以 P_v 作为描述,结果表明:用 P 波资料进行反演,其结果在 6 km 和 10 km 深度

上,解的分辨率在我们关心的常德及其附近地区(28.5°~30°N, 111°~112°E)(图中方框区域)是可以接受的,而其它深度由于地震分布的限制,其解的分辨率在整个区域不能完全满足要求。

4 结果及其分析

4.1 地震重新定位

利用震源位置与速度结构联合反演的重新定位结果明显优于盖格定位结果。P 波走时的均方根残差(RMS)由反演前的 1.22 S 降到反演后的 0.92 S。

重新定位后,小震震源深度集中发生在地壳浅部,特别是 10 km 以内的特征更加明显。震源深度大于 10 km 的地震数,由重新定位前的 17% 减少到了 11%,而在 5 km 之内的地震数则由重新定位前的 49%(包括未给定震源深度和取默认值为 5 km 的地震)增加到了 51%(图4)。再从重新定位前(图5a)后(图5b)小震深度沿经、纬度方向的分布图上可以看出,在小震密集区,重新定位后的小震沿深度的分布更加集中。

在 10 km 深度的速度分布图上(图6)我们注意到,在常德以北太阳山凸起的下方为 p 波高速区。图中现代小震基本上分布在高速体与低速体的交界带附近,靠近高速体一侧。

由沿经、纬方向小震的深度分布剖面可以看出(图5),小震主要集中在 3~10 km 深度,因此 6 km 深度的速度分布更能反映小震产生的介质环境。由图 6b 所示的石门地区的小震空间分布看,这些小震主要沿 NE 向的高、低速交界带分布。而

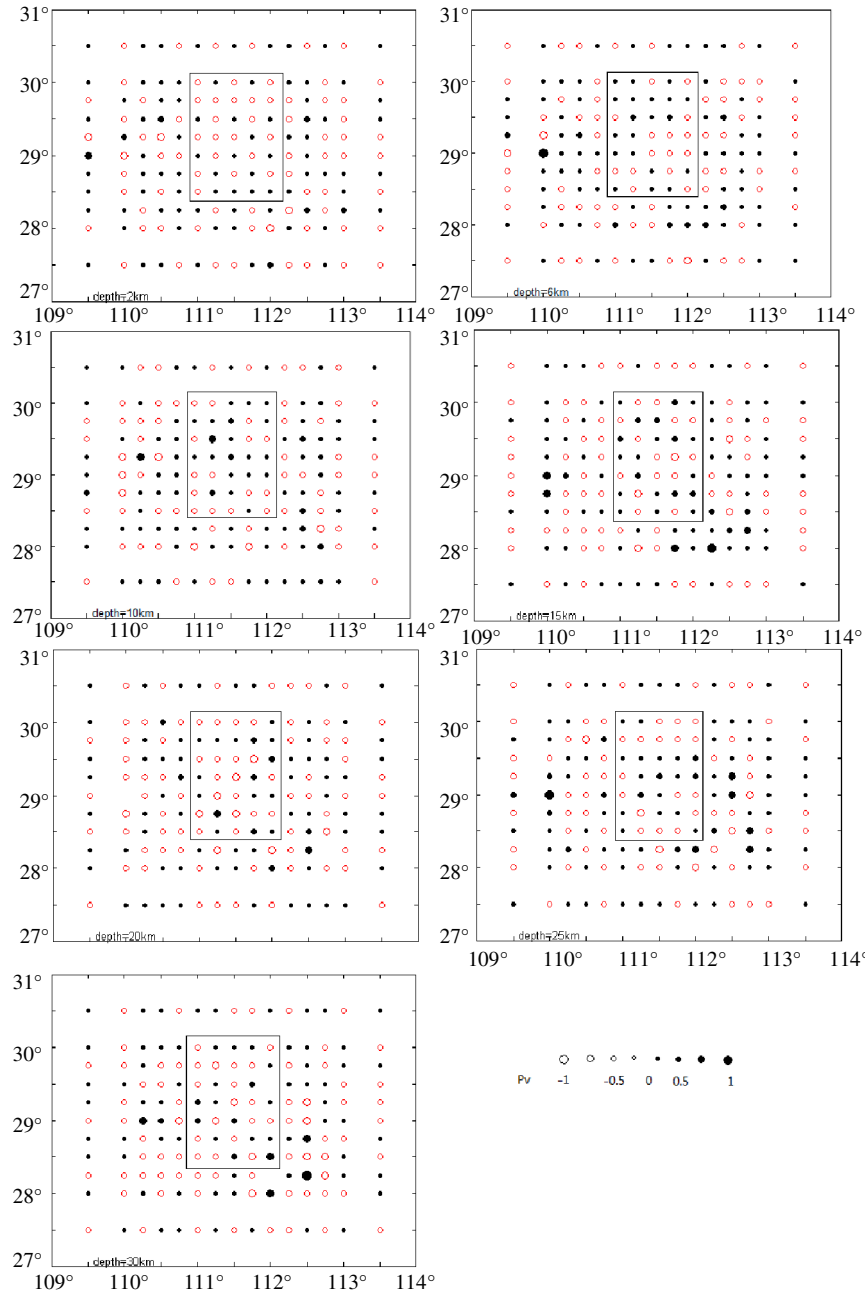


图 3 研究区检测板分辨率实验结果(方框区为常德及邻区)

Fig.3 The resolution test results of the P-wave detection board in research area (the box for Changde and its neighbouring region)

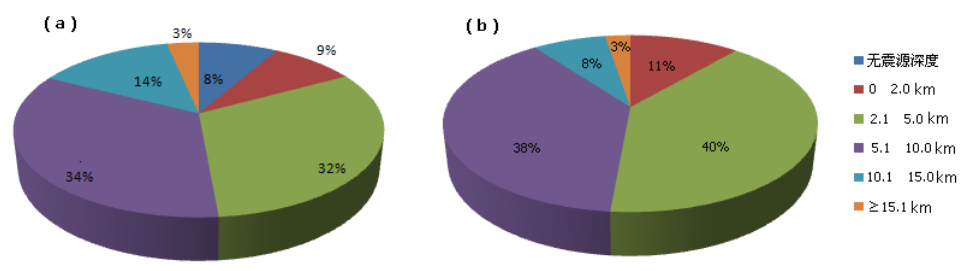


图 4 小震重新定位前 (a) 后 (b) 不同震源深度地震所占百分比示意图

Fig.3 The percentage of earthquakes with different focal depth before (a) and after (b) the relocation.

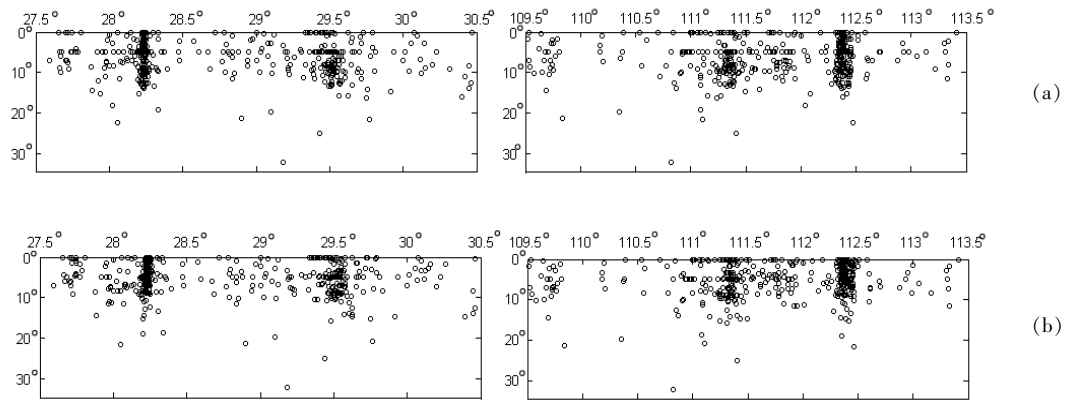


图 5 重新定位前(a)后(b)小震深度沿经、纬度方向分布示意图

Fig.5 Distribution map of small earthquakes along the latitude direction and longitude direction before (above) and after (down) the relocation.

这一区域也恰为 NE 向的张家界-慈利断裂与近 EW 向的澧水-石首断裂交界带的拐角区。

从截取的穿过常德地区的两条速度结构垂直剖面(图 6)及其两侧约 0.25° 范围内小震在剖面上

的投影图上(图 7), 仍能看到, 现代小震主要分布在高速体与低速体交界的区域。在慈利与石门之间, 似乎存在一条倾向北的断裂, 发生在这一区域的小震大部分发生在该断裂的两侧(AB 剖面)。

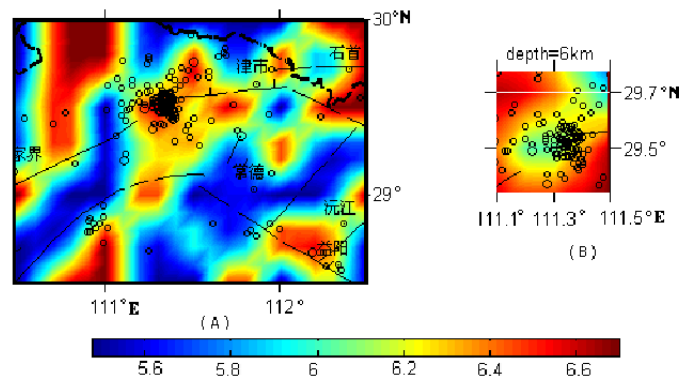


图 6 常德地区 10 km 深度(A)及石门地区 6 km 深度(B)P 波速度及小震分布图

Fig.6 Distribution map of small earthquakes and P-wave velocity in Changde region at depth of 10 km (a) and Shimen region at the depth of 6 km (b)

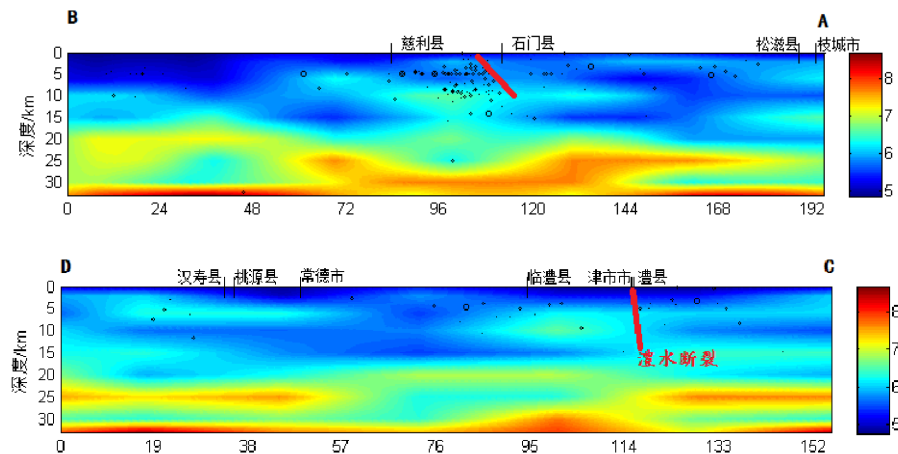


图 7 垂直剖面上速度和界面联合成像图

Fig.7 A combined imaging of velocity and interface in the vertical section

在CD剖面上,可以看到壳内低速层存在,其顶面深度在10~15 km,与大地电磁测深给出的洞庭湖拗陷内的壳内高导层顶面深度参数接近^[10]。且这一层面似乎与澧水断裂之间存在关联。

对比石门与慈利地区的地质构造图,可以发现,现代小震多发区为一山间盆地—歇架山盆地,盆地呈一短轴状向斜,盆地内发育有喜山期褶皱,褶皱构造线大致为北东东向。盆地北缘褶皱较剧烈,白垩系地层发生倒转,并伴有逆断层。逆断层的位置与图1AB剖面中红线标识的位置大体一致,倾向N,倾角约45°^[11]。

5 结语

本研究利用速度与震源联合反演的方法,在先确定研究区速度结构参数的同时确定地震的震源参数,有效的消除了速度结构不确定对定位精度的影响,提高了地震定位质量。从重新定位后的结果看,P波走时的均方根残差(RMS)由反演前的1.22S降到反演后的0.92S;重新定位后的地震90%发生在地下10km范围内,为发生在中上部地壳的浅源地震。

然而,研究区现代较低的地震活动水平,让我们在本研究中没办法给出常德地区精细的地下速度结构分布,但还是得到了一些有意义的认识。

(1) 虽然石门地区的小震活动,之前一直认为与地表的矿山开采有关,但从本研究的结果看,这里的深部地震活动均发生在高速体与低高速体交界带附近,靠近高速体一侧;且地震沿深度的分布,与断裂的倾向一致。表明这一地区的小震活动应该与深部构造环境有关。

(2) 洞庭湖拗陷区内壳下存在低速高导层,且与大地电磁测深结果相互佐证,这也为我们深入了解1631年常德6¼地震的发生提供了新思路。

然而,由于地球物理反演问题的结果,不仅与地球物理场固有的性质特征有关,还受观测数据的空间分布,观测数据的精度等多种因素影响。这里地下真实情况如何,还需要多种地球物理方法的互相佐证及相关实地勘探证实。

致谢:本研究使用的联合反演程序由中国地震台网中心研究员周龙泉编制,江西省地震局高级工程师吕坚在程序计算过程中给予了指导,在此一并致谢!

参考文献:

- [1] 湖南地震局编. 湖南地震史[M]. 长沙: 湖南科技出版社, 1982.
- [2] 刘福田, 李强, 吴华, 等. 用于速度图像重建的层析成像法[J]. 地球物理学报, 1989, 32 (1): 46-61.
- [3] 周龙泉, 刘福田, 陈晓非. 三维介质中速度结构和界面的联合成像[J]. 地球物理学报, 2006, 49 (4): 1 062-1 067.
- [4] 刘福田. 震源位置和速度结构的联合反演(I)—理论和方法[J]. 地球物理学报, 1984, 27 (2): 167-75.
- [5] 秦葆瑚. 台湾—四川黑水地学大断面所揭示的湖南深部构造[J]. 湖南地质, 1991, 10 (2): 89-96.
- [6] 饶家荣, 王纪恒, 曹一中. 湖南深部构造[J]. 湖南地质, 1993, 12 (S1): 2-4.
- [7] 朱自强, 匡文龙, 鲁光银. 湖南地区地球动力学数值模拟及成矿作用特征研究[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
- [8] Um J, Thurber C H. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing[J]. Bull. Seis. Soc. Am., 1987 (77): 927-986.
- [9] 雷建设, 周蕙兰. 中国西南及邻区上地幔P波三维速度结构[J]. 地震学报, 2002, 24 (2): 126-134.
- [10] 魏文博, 张先觉, 龙乐文. 湖南洞庭湖拗陷大地电磁测深研究[J]. 现代地质, 1996, 10 (4): 532-541.
- [11] 地质部湖南省地质局. 中华人民共和国地质图说明书(1: 20万, 石门幅)[M]. 湘潭: 湘潭专区建设印刷厂, 1965.