

肖孟仁, 罗丽, 曾文敬. 赣北及其邻区地震重新定位及 P 波速度结构研究[J]. 华南地震, 2018, 38(3): 15-24. [XIAO Mengren, LUO Li, ZENG Wenjing, et al. Simultaneous Inversion of Earthquake Locations and P wave Velocity in North Jiangxi Province and Its Adjacent Area[J]. South China journal of seismology, 2018, 38(3): 15-24]

赣北及其邻区地震重新定位及 P 波速度结构研究

肖孟仁¹, 罗丽¹, 曾文敬¹, 陈浩¹, 郭江春²

(1. 江西省地震局, 南昌 330039; 2. 江西省会昌地震台, 江西 赣州 342600)

摘要: 采用震源位置及速度结果的联合反演方法对赣北及邻区 1990—2014 年的地震进行了重新定位, 结果显示该区地震平均震源深度为 9.3 km, 其中又以 5~12 km 的分布最具优势, 获取 P 波速度结构显示研究去大部分地震均发生在 P 波速度高低值异常区。

关键词: 地震定位; 联合反演; 速度结构

中图分类号: P315

文献标志码: A

文章编号: 1001-8662(2018)03-0015-010

DOI: 10.13512/j.hndz.2018.03.003

Simultaneous Inversion of Earthquake Locations and P Wave Velocity in North Jiangxi Province and Its Adjacent Area

XIAO Mengren¹, LUO Li¹, ZENG WenJing¹, CHEN Hao¹, GUO JiangChun²

(1. Jiangxi Earthquake Agency, Nanchang, 330039, China;

2. HuiChang Seismic Station of Jiangxi Province, Ganzhou, 330039, China)

Abstract: Earthquakes occurring in north Jiangxi province and its adjacent area from 1990 to 2014 were relocated through simultaneous inversion of earthquake hypocenters and P wave velocity structure. The results show that the average hypocenter depth is 9.3 km and the predominant depth is from 5 to 12 km, and most earthquakes occur in high or low velocity anomalous area.

KeyWord: Earthquake positioning; Simultaneous inversion; Velocity structure

收稿日期: 2017-02-20

基金项目: 中国地震局 2014 年度三结合课题和地震科技星火计划项目《联合背景噪声和接收函数研究华南地块剪切波速度结构》(XH16023) 联合资助

作者简介: 肖孟仁(1984-), 男, 工程师, 主要从事地震监测系统维护和数字地震学研究工作。

E-mail: 75662677@qq.com.

0 引言

地震定位是地震学中最经典、最基本的问题之一,对于诸如地震活动性构造、地球内部构造、地震预报等的研究具有重要意义。震源位置的精度主要受到地震台网的布局、可用定位的震相、地震波到时读数的精度以及所取的地壳速度结构模型等因素的影响^[2-3]。目前常规的地震定位方法大多源于 Geiger^[4]提出的一种线性的绝对定位方法,该方法对初始值的依赖性较大。相对地震定位方法主要有主事件定位法和双差定位法,其可以有效减小速度结构误差的影响^[5-6]。在主事件定位方法中^[7-9],每个事件仅相对于一个事件,即主事件重新定位。由于定位过程中所有事件必须和主事件相关,因此该方法限制了可重新定位地震丛的最大空间范围。为了克服主事件定位方法的缺陷, Waldhauser^[10]等提出了双差定位方法,其可以对很多较大空间范围内发生的地震同时进行重新定位。提高地震定位精度是地震学应用研究的重要课题之一,在现有的地震定位方法和地震监测条件下,采用高精度地壳速度结构模型对地震定位精度的提高将是至关重要的。随着地震层析成像技术的发展^[11-14],大量三维地壳速度结构模型的建立,将为地震定位提供极好的研究基础。Smith et al^[15]对已知的 26 个核爆事件和 83 个有良好定位结果的地震事件,对比分析了全球三维 P 波速度 SP12/WM13 模型和一维的 J-B、PREM、IASP91 模型对全球远震定位精度的影响,结果表明三维模型的定位结果明显好于一维模型的结果,定位偏差可减少 40% 左右。此外,可以在地震层析成像过程中加入震源项,同时确定三维速度结构和地震震源参数,即震源和速度结构的联合反演^[7,12,14,16-19],该方法在提高定位精度的同时得到速度结构,这有助于对地震的孕震环境提供物理解释。

赣北及邻区地震活动一直较为频繁,已经多次发生 5 级以上中强地震,造成一定的人员伤亡和较大的经济损失。江西、湖北、安徽、江苏等各省区区域地震台网积累了大量观测资料,本文收集了 1990—2014 年赣北及邻区区域台网的地震资料,通过采用震源位置及速度结果的联合反演方法确定赣北及邻区(28°~36°N, 114°~121°E)地震的震源位置以及震源区速度结构,通过研究地震震源位置及其震源区速度结构特点,来探讨该区域地震的孕震特点以及孕震环境。

1 联合反演方法简介

在震源位置和速度结构的联合反演过程中,走时残差 t 是由于震源参数的扰动和速度的扰动引起的。根据研究结果^[11-14],该问题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 分别表示震源的发震时刻、经度、纬度、深度的扰动以及速度的扰动, N 为速度参数的总个数。对于 l 个地震和 j 个台站,可以将(1)式写成如下的紧凑形式:

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

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 $4l$ 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 $m \times 4l$ 维走时对震源参数的偏导数矩阵。

根据联合反演的基本公式(2),速度参数和震源参数是相互耦合着的。要在同一个方程中同时反演两种不同量纲的参数,除了会增加算法的数值不稳定性外,在实用上需要大量的计算机内存和机时,因此必须进行参数分离^[7,13,17]。本文采用刘福田提出的正交投影算子,将(2)式分解为以下两个分别求解速度参数和震源参数的方程组:

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

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

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。我们知道地震定位精度除了受地震台网的布局、可用定位的震相和地震波到时读数的精度的影响外,还主要受到速度结构的影响。根据公式(3)和(4),联合反演过程中先确定研究区的速度结构参数,再确定震源参数,从而消除了速度结构的不确定性对定位精度的影响。因此,通过震源位置和速度结构的联合反演可以有效提高地震定位的质量。

2 资料选取与计算求解过程

2.1 资料选取

研究范围为 28°~36°N, 114°~121°E, 资料采

用了江西、安徽、湖北、浙江、江苏、山东、上海以及河南8个区域台网183个地震台站1990—2014年的资料。为了减小定位误差,对地震数据进行了筛选,筛选原则为:对三个台网记录到同一地震,以距离震中最近台站所在台网地震观测报告中的发震时刻为准,对其他两个台网的数据

进行走时校正。由于研究区地震活动较弱,为了保证反演效果,尽可能调低了研究样本的震级,经过前期筛选和合并。我们认为选取 M_L 2.0级以上地震较为合适。最终确定了研究区内2964个地震28405条P波射线数据和28841条S波射线数据。台站位置和地震分布见图1。

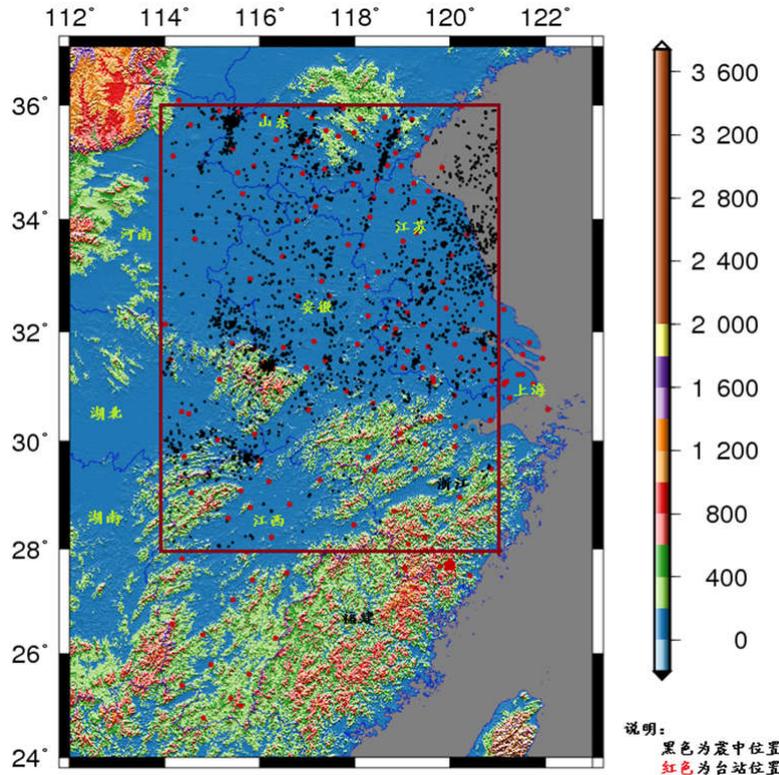


图1 台站位置和震中分布图

Fig.1 Station location and epicenter distribution

2.2 网格划分和初始速度模型

用网格方法^[16]对速度模型参数化,由于本次研究的地震事件与研究区域相对分散,所以在网格化处理时将平面方向上的研究区域按照地震事件的疏密程度划分成不均匀网格,即台站和事件相对集中的地区网格较密,反之网格较疏,保证每个网格有足够的射线穿过^[16]。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。考虑到研究区地震个数偏少,在水平向采用 $0.5^\circ \sim 0.5^\circ$ 划分,垂直向采用华夏地块速度模型地震速度结构研究成果^[21],选定本区成像的一维参考速度模型如表1所示。

2.3 求解过程

本文在速度结构反演中,采用逐步迭代反演方式,并且为了降低解的不稳定性,每次迭代反

演后的参数调整都控制在模型参数的10%以内^[1]。首先利用赣北及邻区区域地震台网记录的到时数据,以初始速度模型(表1)为基础,采用LSQR方法^[20]确定赣北及邻区地震震源区的速度结构及其震源的位置。

表1 赣北及邻区初始纵波速度

Table 1 Initial P wave velocity in Northern Jiangxi and its neighboring areas

深度/km	P波速度/($\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$)
0	5.34
2	5.89
6	6.02
10	6.09
15	6.21
20	6.32
25	6.60
30	7.01
33	7.92

3 定位结果和分析

参与研究区计算的地震共 2 964 次, P 波个数 28 405 个, S 波个数 28 841 个。在筛选的 2 964 次地震中, 其中有 51 次没有给出震源深度。通过采用地震震源位置和地壳 P 波速度进行联合反演, 经过重新定位获得了新的震源参数。在反演前, 数据初始 RMS 残差为 1.5 s, 经过 5 次迭代后, RMS 残差减为 1 s, 重新定位后定位偏差在水平方向上为 ± 0.3 km, 垂直方向上为 ± 2 km, 震源参数精度有了较

大程度提高。从图 2 可以看出, 在震源深度展布, 没有进行重新定位前表现为层状线性展布特征, 重新定位后表现为空间立体展布特征。震源深度表现为层状线性分布的原因, 与目前测震台网使用定位软件有密切关系。在目前广泛使用的 MSDP 定位系统中, 单纯性定位法与软件初始设置深度有很大关系, 从某种意义上说决定了地震的震源深度, 而我们地震观测报告大多沿用的是单纯法统一编目得出的震源深度。这就解释了地震定位前震源深度为何表现为层状线性展布特征。

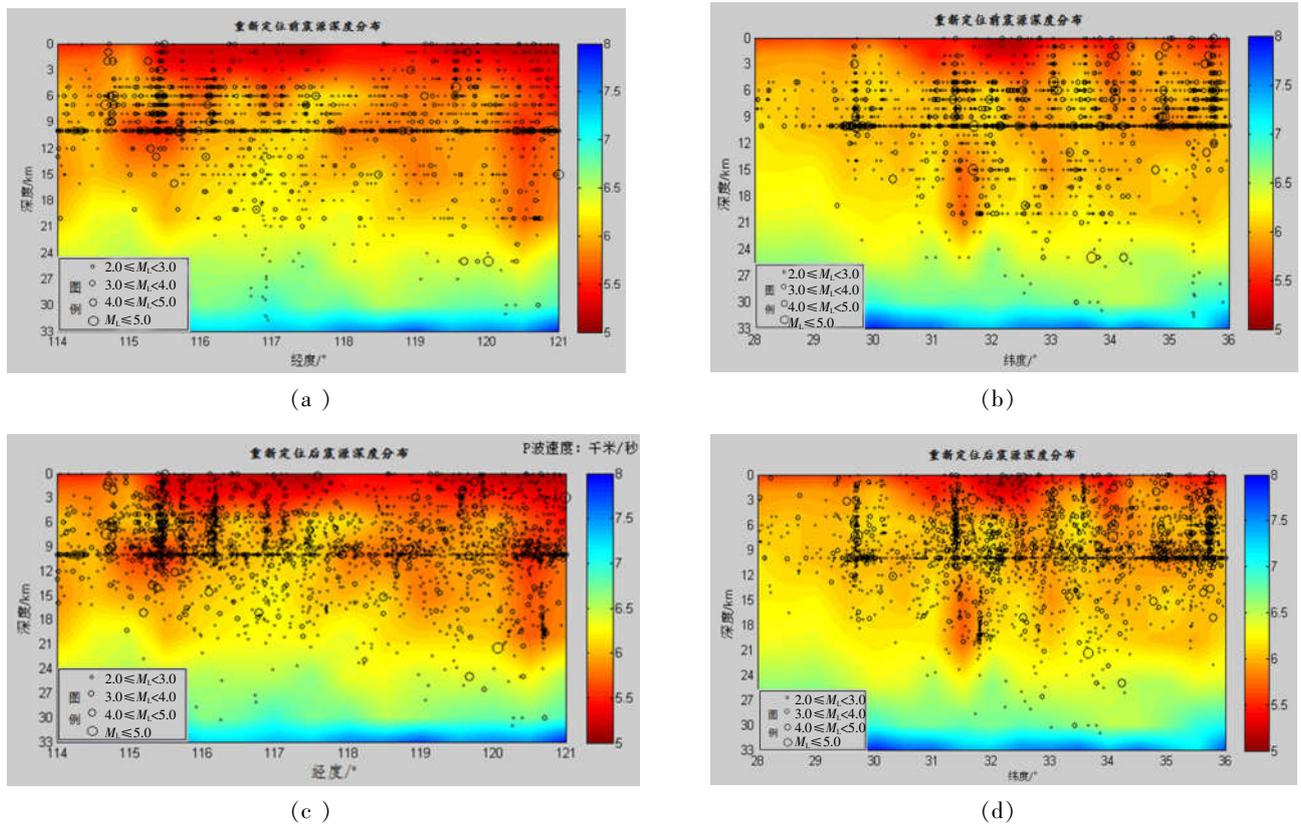


图 2 地震重新定位前后震源深度分布图

Fig.2 The source depth distribution before and after seismic reposition

重新定位后的地震震源深度表现为空间立体展布特征, 符合孕震规律。从重新定位前后震中分布对比图可以看出, 在空间上重新定位前后, 地震震中分布更加线性集中, 尤其沿着断裂展布的特征更加明显图 3。重新定位后震源深度小于 10 km 的约占 74%; 震源深度在 11~15 km 约占 17%, 震源深度大于 15 km 约占 9%, 其中以 5~12 km 为震源深度优势分布深度, 占到总数的 67%。

4 速度结构和特征分析

本文采用检测板方法给出了不同深度上解的

分辨率, 由于 99% 的地震震源深度都在 25 km 以内, 图 4 分别给出了 2~25 km 不同深度解的分辨率。从图 4 上可以看出, 在 6 km、10 km、15 km、25 km 深度上分辨率较高, 结果较为理想; 2 km、20 km 分辨率低, 结果稍差一些。考虑到震源样本缺乏 25 km 下的地震, 本文将着重讨论 25 km 以上震源区的速度结构特征。

图 5 给出了 2 km、6 km、10 km、15 km、20 km、25 km 层位 P 波速度分布。在 2 km 层位上在安徽中部、江苏南部和北部区域存在一明显的低速异常区, 江西北部、湖北中南部、江苏高邮存在一个明显的高速异常区。在 6 km 层位上,

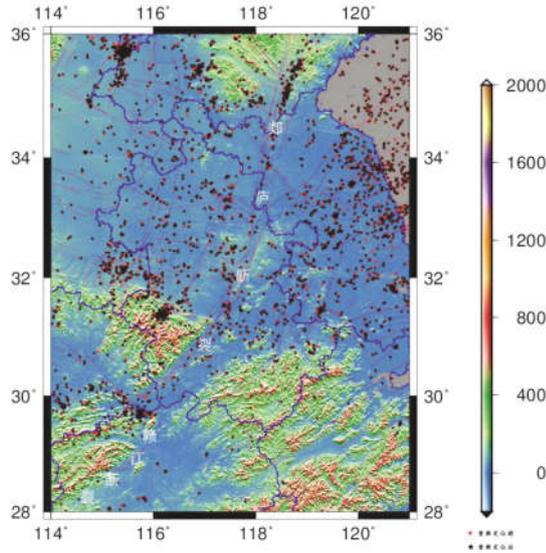


图3 震源位置和速度结构联合反演定位结果

Fig.3 Joint inversion results of source position and velocity structure

最为明显的特征即是安徽巢湖—安庆区域 P 波速度呈现明显的高值异常。而巢湖、安庆地区在 2 km 层位表现的 P 波低值异常特征,可能与该区域的浅部流体活动有关。

在 10 km 层位上,一条由湖北麻城—安徽阜阳—安徽淮北至江苏徐州延伸的 P 波速度低值异常区,南段大致与郟庐断裂带南段平行,北段逐渐与郟庐断裂带北部交融。由图 5 可以看出,江苏高邮地区 P 波速度在 2~10 km 呈现的是高值异常,但从 15~20 km 表现为低值异常,说明高邮地区在 10 km 左右存在一个转换层,该区域地震发生很可能与此转换层有一定关系。从图 6 中我们还可以看出,郟庐断裂带与邻近地块比较而言,P 波速度表现为高值异常特征,这个特点在郟庐断裂与赣江断裂交汇处尤为明显。我们将对上述几个高低值异常区域进一步分析说明。

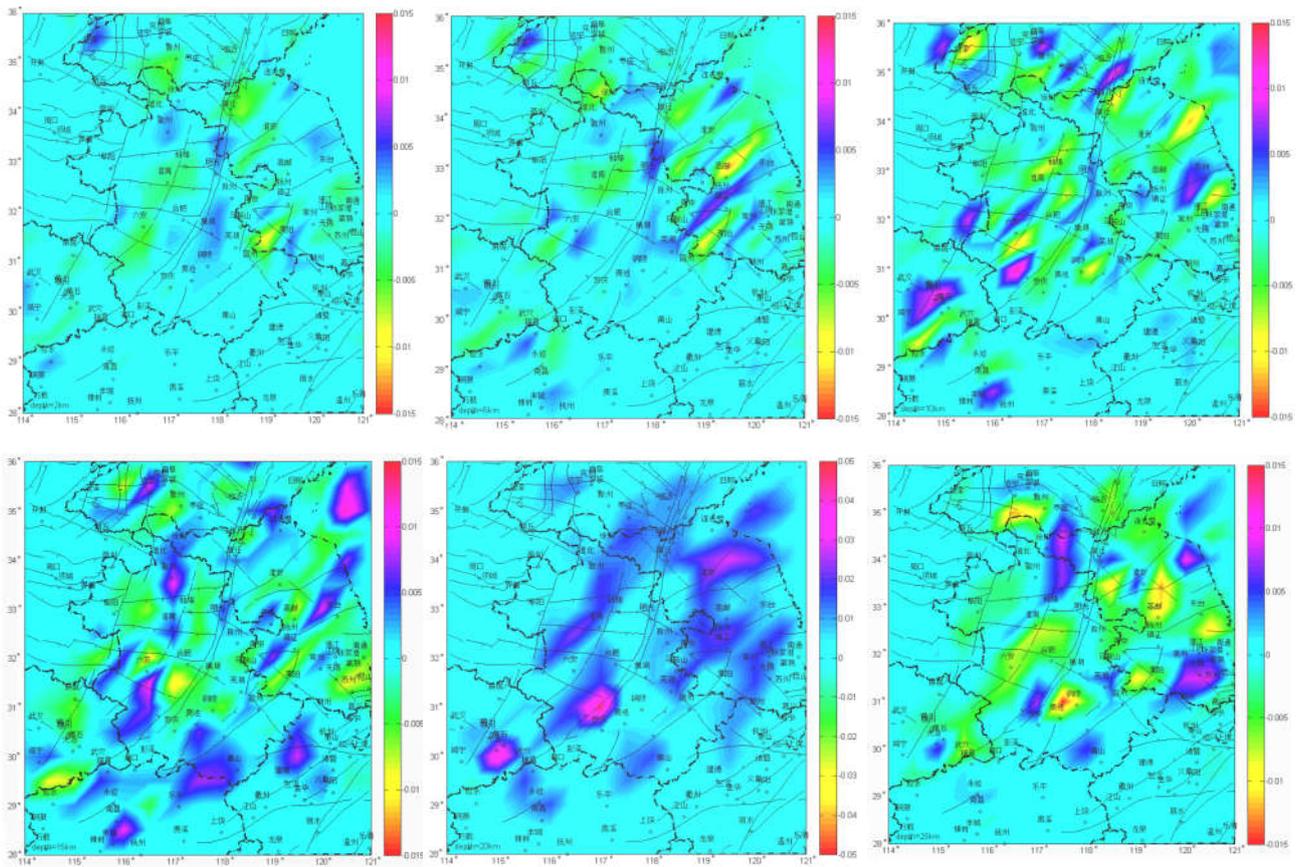


图4 不同深度 P 波速度解的分辨率

Fig.4 Resolution of P wave velocity solutions at different depths

图 5 研究区小震分布及不同深度 P 波速度结构为了更好地研究区域小震分布与 P 波速度变化的关系,我们以小区域范围为研究对象,以研究区地震分布走向选取剖面,将研究区内所有地震以

选取的剖面为参考面作投影,得出垂直剖面(0~33 km)的小震分布与 P 波速度变化。但考虑到郟庐断裂带及其南延段跨越范围比较大,我们仅选取剖面两侧 0.5°内所有地震向剖面作投影,得出垂直剖

面(0~33 km)的小震分布与 P 波速度变化。

图 6 给出了赣鄂交界地区小震分布及 P 波速度结构。从赣鄂交界区小震分布来看,九江—瑞昌序列地震(主震为 2005 年 11 月 26 日 M_s 5.7 级地震)震源优势分布在 10~12 km,主震及大部分余震位于高低速异常区偏高速一侧。从 ab 剖面来看,在瑞昌下部 10~15 km 存在一明显低速异常区,但在该高低速异常区附近地震活动情况甚弱,相反从 cd 剖面来看,在赣鄂交界北侧 P 波速度均匀分布,波速层状分布特征显著,由北至南,在九江—瑞昌主震震源区附近 P 波速度逐渐过渡为高值异常。根据吕坚等研究成果^[2],采用 CAP 方法反演了 2005 年 11 月 26 日九江—瑞昌 5.7 级地震和 4.8 级强余震的震源机制解,结果表明这两次地震的震源机制解不完全一致,地震序列在震中空间分布和震源深度分布上也具有复杂性。5.7 级

主震发生后,余震活动从 SE 向 NW、从浅部往深部发展,在破裂过程中可能遇到障碍物,触发了 4.8 级强余震。5.7 级主震的发震构造可能为隐伏在瑞昌盆地内的洋鸡山—武山—通江岭 NW 向断裂,4.8 级强余震的发震构造可能为瑞昌盆地西北缘的丁家山—桂林桥—武宁 NE 向断裂北段。而从震源区 P 波速度结构来看,也较好地验证了这一推论。先由 NW 向隐伏断裂构造活动引发了 5.7 级主震,主震发生触发了 4.8 级强余震。如果 NE 向断裂是发震构造的话,在 ab 剖面尤其在瑞昌 10~15 km 的低速异常区附近地震活动不会那么平静,从历史地震活动来看,NE 向活动强度明显较 NW 向较弱,笔者认为这与新世纪以来,随着菲律宾板块从东向西朝欧亚板块的快速运动和碰撞,华南地区地球动力学背景由伸展转为再次挤压,产生近 EW 向的挤压应力有关^[23]。

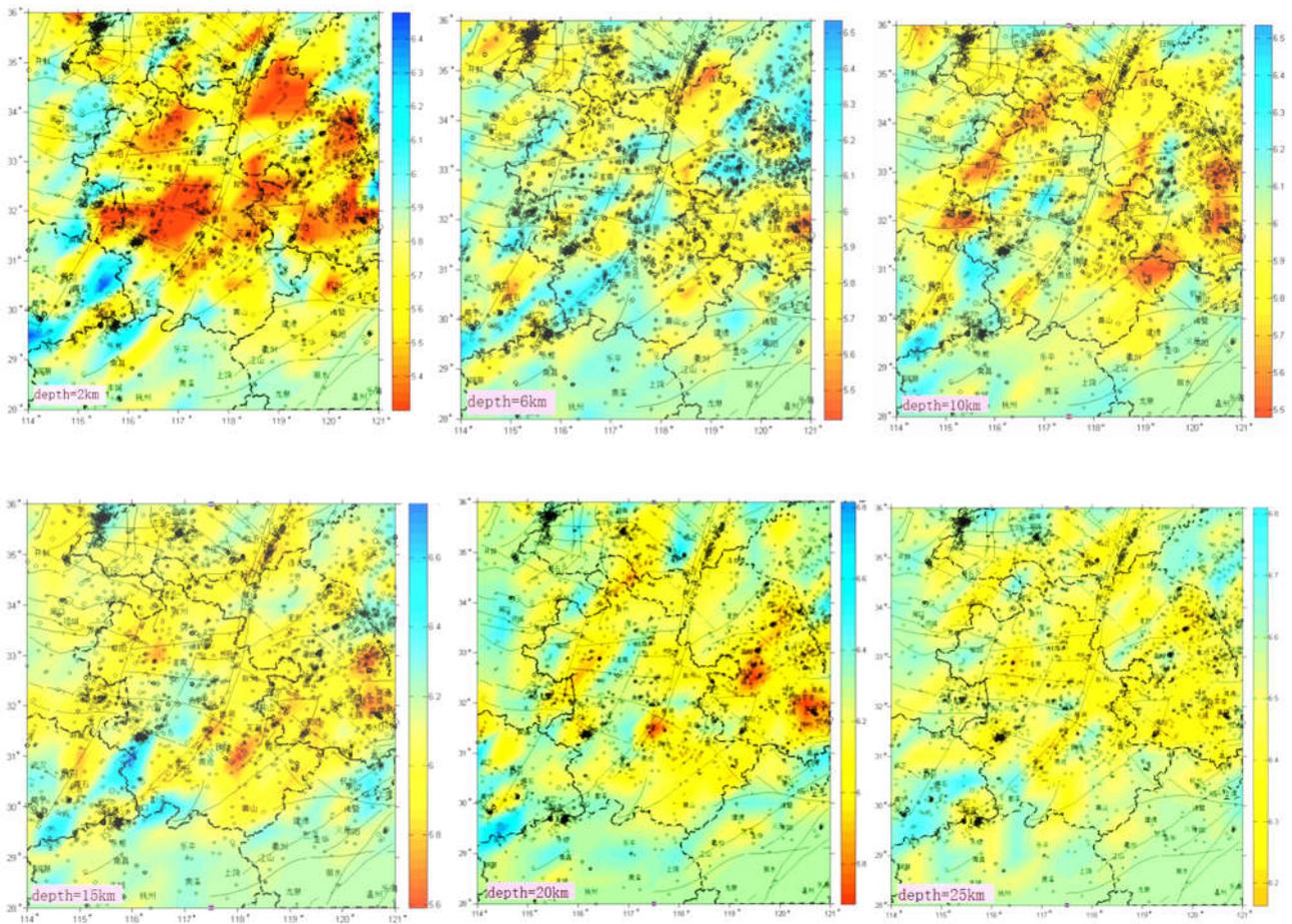


图 5 研究区小震分布及不同深度 P 波速度结构 (P 波速度:km/s)

Fig.5 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure at different depth of the research area

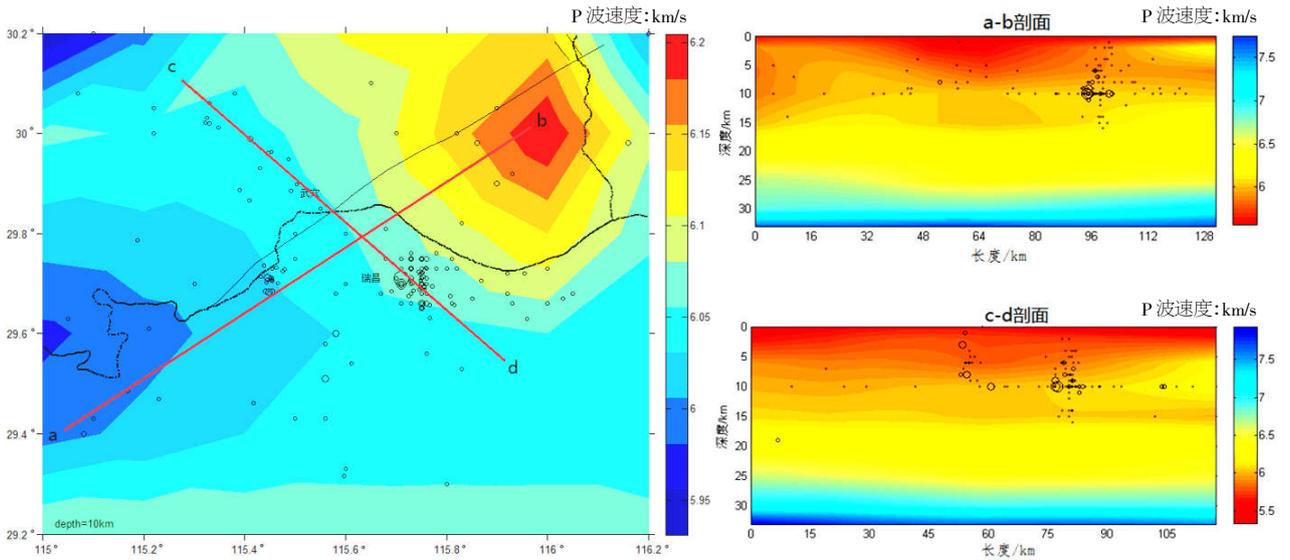


图6 赣鄂交界地区小震分布及P波速度结构

Fig.6 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure in the border of Jiangxi Province

图7给出了郯庐断裂带小震分布及P波速度结构。小震分布显示，震源深度优势深度为6~10 km，其中以10 km为最具优势分布。P波速度结构显示5~20 km层位上分布着多个高低速异常区，地震多发生在高低速异常区。郯庐断裂带南段地震震源活动明显较北段深，在安徽巢湖段下方12~

23 km处存在一明显低速异常区，该区域地震活动主要在5~10 km高速异常区和15~20 km低速异常区。在江苏新沂段疑似存在转换层，郯庐断裂带在此有明显高低速分界线，在分界线北侧高低速异常区为主要发震区域，在郯庐断裂带北段(山东)地震震源较浅，大部分在10 km以上。

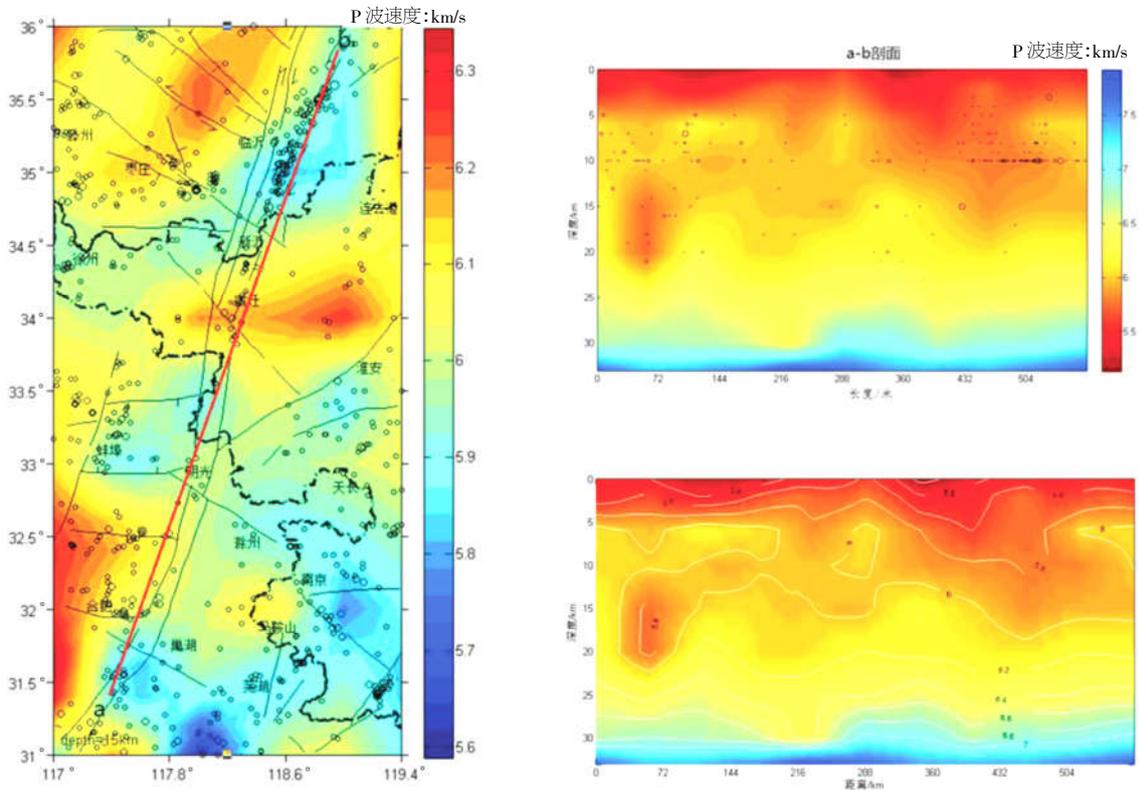


图7 郯庐断裂带小震分布及P波速度结构

Fig 7 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure in Tan-Lu fault zone

图 8 为郟庐断裂带南延段小震分布及 P 波速度结构。P 波速度结构显示，赣江断裂与郟庐断裂带比较而言，高低速转换层明显较浅，在郟庐断裂带南段与赣江断裂带存在一明显的高速异常区，深度为 3~8 km，宽带达 150 km。通过对比九瑞地区和郟庐断裂带南段历史地震发震构造，虽然九瑞地区和南段地震孕震环境有所差别，但在与北

段地震孕震构造对比分析时，发现两者的孕震环境有一定的相似性。

图 9 给出了安徽霍山地区小震分布及 P 波速度结构。P 波速度结构显示，在霍山序列地震下方存在一个明显的低速异常区。霍山序列地震(主震为 2014 年 4 月 20 日 M_s 4.3 级地震)的震源优势分布深度为 5~10 km。

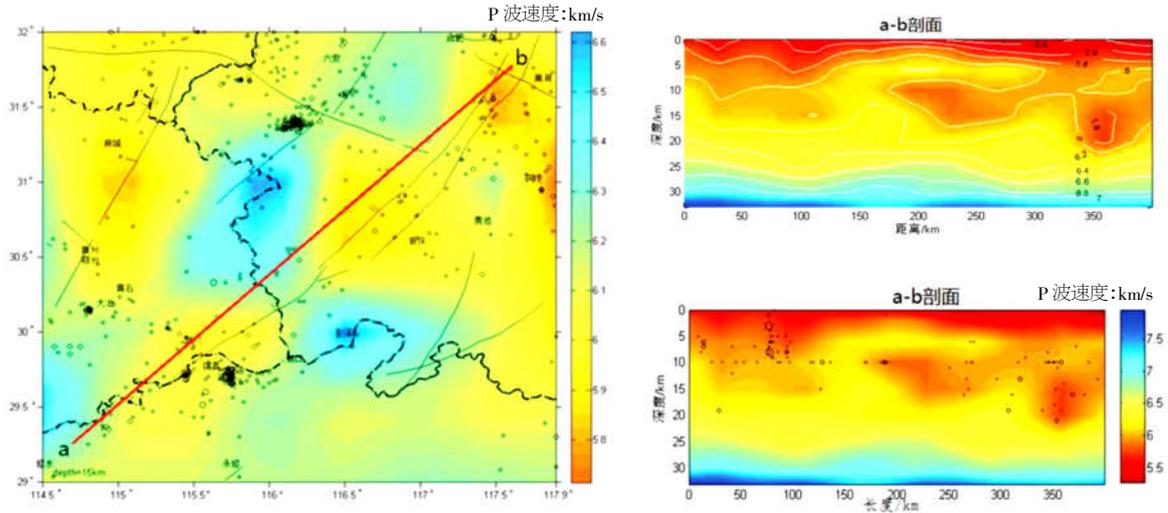


图 8 郟庐断裂带南延段小震分布及 P 波速度结构

Fig.8 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure in south section of Tan-Lu fault zone

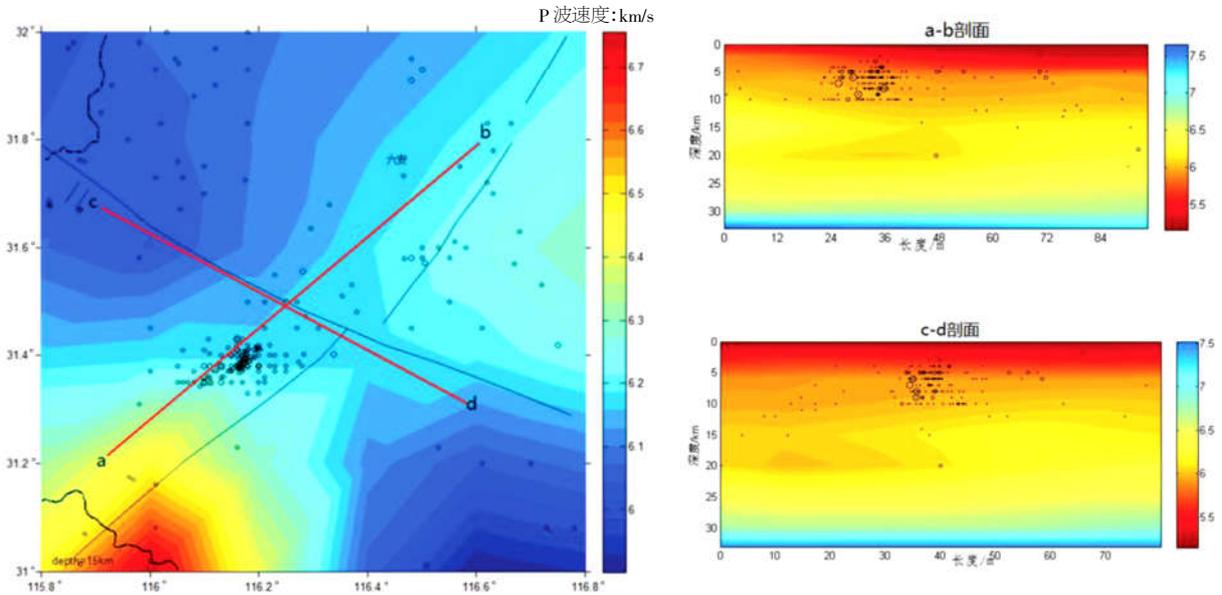


图 9 安徽霍山地区小震分布及 P 波速度结构

Fig. 9 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure in Huoshan district of Anhui Province

图 10 给出了江苏高邮地区小震分布及 P 波速度结构。P 波速度结构显示，在高邮下方存在一个明显的高速异常区，深度在 6~8 km，宽度达 30 km。高邮序列地震(主震为 2012 年 7 月 20

日 M_s 4.9 级地震) 的震源优势分布深度为 3~7 km，另外在 10 km 层位也有地震活动，从 P 波速度结构显示，序列地震主要发生在上述高值异常区附近。

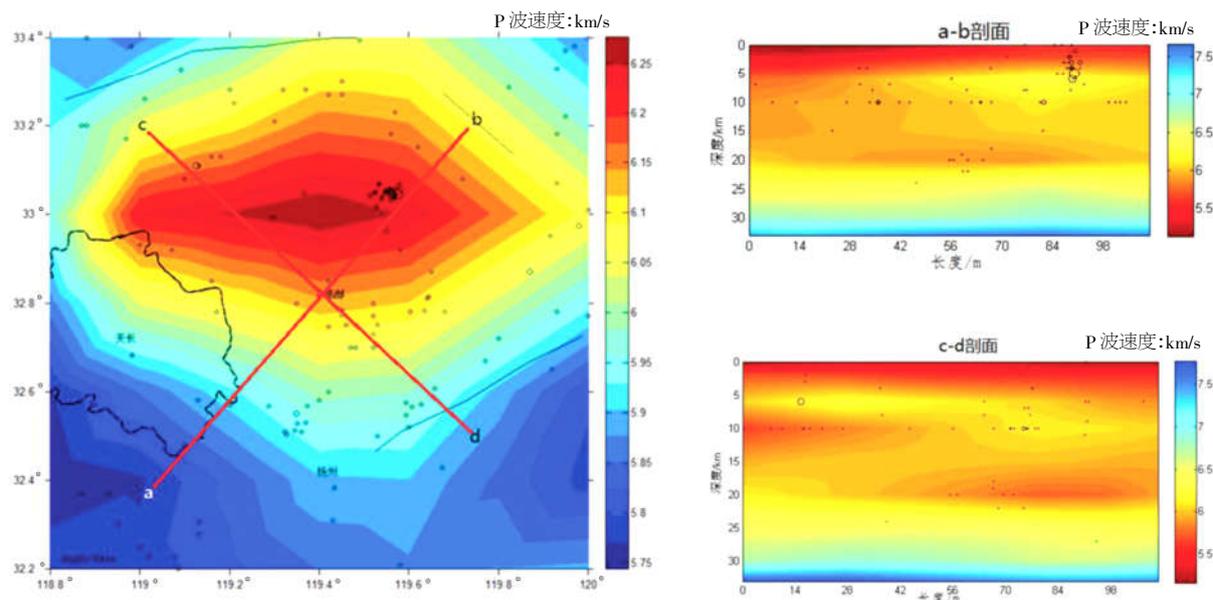


图 10 江苏高邮地区小震分布及 P 波速度结构

Fig.10 The distribution of small earthquakes and the P wave velocity structure in Gaoyou district of Jiangsu Province

5 结语

采用震源位置及速度结果的联合反演方法对赣北及邻区(28°~36°N, 114°~121°E)地震的震源位置以及震源区速度结构研究显示:

(1) 重新定位后震中分布呈现一定程度的线性集中。重新定位后的 2 964 次地震, 平均震源深度为 9.3 km, 震源深度小于 10 km 的约占 74%; 震源深度在 11~15 km 约占 17%, 震源深度大于 15 km 约占 9%, 其中以 5~12 km 为震源深度优势分布深度, 占到总数的 67%。

(2) 九瑞地区序列地震震源优势分布深度在 10~12 km, 主震及大部分余震位于高低速异常区偏高速一侧。小震活动及震源区速度结构也佐证了九江瑞昌主震发震构造很大可能系 NW 向隐伏断裂构造活动引发。

(3) 郟庐断裂带南段与赣江断裂连接部位下方存在一处明显的高速异常区, 深度为 3~8 km, 宽带达 150 km。此 P 波高值异常区与赣鄂交界众多湖泊及长江水系形成的壳幔软流层的耦合效应有很大关系。通过对比九瑞地震与郟庐断裂北段地震孕震构造环境, 发现具有一定相似性。

(4) 安徽霍山序列地震下方存在一个明显的低速异常区。霍山序列地震的震源优势分布深度为 5~10 km, 需要引起注意的是霍山序列地震发震位置并不在 P 波速度高低值异常区, 需要将该区域进行后续研究。

(5) 江苏高邮震源区存在一明显的 P 波速度值速异常区, 深度在 6~8 km, 宽度达 30 km, 高邮序列地震主要发生这一高值异常区附近。高邮地区震源优势分布深度为 3~7 km, 另外在 10 km 深度也有明显的地震活动。

致谢: 感谢中国地震台网中心周龙泉研究员提供的计算程序以及江西局吕坚研究员的指导和帮助!

参考文献:

- [1] 周龙泉, 刘杰, 陈晓非, 等. 2003 年大姚 6.2、6.1 级地震前三维波速结构的演化[J]. 地震学报, 2007, 29(1): 20~30.
- [2] Pavlis G L. Appraising earthquake hypocenter location errors: a complete, practical approach for single-event locations [J]. Bull. Seism. Soc. Am. 1986 (76): 1 699-1 718.
- [3] Gomberg J S, Shedlock K M, Roecker S W. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation [J]. Bull. Seism. Soc. Am. 1990(80): 1 605-1 628.
- [4] Geiger L. Probability method for the determination of earthquake epicenters from arrival time only [J]. Bull. St. Louis. Univ., 1912(8): 60-71
- [5] Poupinet G, Ellsworth W L, Fréchet J. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California[J]. J. Geophys. Res. 1984(89): 5 719-5 731.
- [6] Got J L, Fréchet J, Klein F W. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea[J]. J. Geophys. Res. 1994(99): 15 375-15 386.

- [7] Spencer C, Gubbins D. 1980. Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media [J]. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1994, 63(1): 95–116.
- [8] Frémont M J, Malone S D. High precision Relative locations of earthquakes at Mount St. Helens, Washington [J]. *J. Geophys. Res.* 1987(92): 10 223–10 236.
- [9] 周仕勇, 许忠淮, 韩京, 等. 主地震定位方法及1997年新疆伽师震群高精度定位 [J]. *地震学报*, 1999, 21(3): 258–265.
- [10] Waldhauser F, Ellsworth W L. A double difference earthquake location algorithm: Method and Application to the Northern Hayward fault [J]. *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 2000, 90(6): 1 353–1 368.
- [11] Aki K, Lee W H K. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using P arrival times from local earthquakes. I. A homogeneous initial model [J]. *J. Geophys. Res.*, 1976(81): 4 381–4 399.
- [12] Thurber C H. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California [J]. *J. Geophys. Res.*, 1983(88): 8 226–8 236.
- [13] 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): 167–175.
- [14] 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.
- [15] Smith G P, Ekstrom G. Improve teleseismic event location using a three-dimensional earth model [J]. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1996(86): 788–796.
- [16] Crosson RS. Crustal structure modeling of earthquake data, I. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters [J]. *J. Geophys. Res.*, 1976(81): 3 036–3 046.
- [17] Pavlis L G, Booker J R. The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure [J]. *J. Geophys. Res.*, 1980(85): 4 801–4 810.
- [18] Michael A J. Effects of three-dimensional velocity structure on the seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, aftershock sequence [J]. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1988(78): 1 199–1 221.
- [19] Kissling E, Ellsworth W L, Eberhard-Phillips D, et al. Initial reference models in local earthquake tomography [J]. *J. Geophys. Res.* 1994(99): 19 635–19 646.
- [20] Paige C C, Saunders M A. LSQR: Sparse linear equations and least squares problems [J]. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 1982, 8(2): 195–209.
- [21] 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 [J]. *科学通报*, 2002, 47(9): 663–668.
- [22] 朱介寿, 蔡学林, 曹家敏, 等. 中国华南及东海地区岩石圈三维结构及演化 [M]. 地震出版社, 2005.
- [22] 吕坚, 郑勇, 倪四道, 等. 2005年11月26日九江-瑞昌 M_s 5.7、 M_s 4.8 地震的震源机制解与发震构造研究 [J]. *地球物理学报*, 2008, 51(1): 158–164.
- [23] 邓平, 舒良树, 谭正中, 等. 华南中、新生代盆地地球动力学背景 [J]. *华南铀矿地质*, 1982, 20(2): 1–17.