

# 安徽中部地区上地壳二维 $P_g$ 波速度成像分析<sup>\*</sup>

陈 昊<sup>1,3</sup>, 洪德全<sup>2</sup>, 李红星<sup>3♣</sup>, 陈德兴<sup>1</sup>, 吴从辉<sup>3</sup>, 丁煜晖<sup>3</sup>

(1. 滁州市地震局, 安徽 滁州 239000; 2. 安徽省地震局, 安徽 合肥 230003; 3. 东华理工大学, 江西 南昌 330013)

**摘要:** 利用 1976—2014 年安徽、江苏、河南、浙江省 56 个台站记录的近震数据, 共提取 4 922 条  $P_g$  波震相走时数据, 对安徽中部地区上地壳速度结构进行了二维层析成像反演。反演结果显示: 安徽中部地区  $P_g$  波速度为 6.50 km/s, 其横向速度变化为  $-0.24 \sim 0.24$  km/s, 研究区速度异常分布范围较好地吻合于地表构造单元形态, 速度分布特征还反映出不同构造单元在地质演化中存在构造机理和物质组成方面的耦合现象。大别山高压、超高压变质带下方不存在大规模的高速体。“霍山窗”等几个地震高发区均位于高、低速度异常区的边界地带, 说明地壳速度的转换带亦是构造上的不稳定带, 易于发生应力的转换和能量集聚, 造成该地区小震频发或引发中强地震。

**关键词:** 层析成像;  $P_g$  波; 上地壳; 速度结构; 安徽中部地区

**中图分类号:** P313.2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2018)01-0118-07

## 0 引言

安徽中部地区地处华北、华南地块的交汇部, 地质构造复杂, 以郯庐断裂带为界, 其西侧属于华北地块, 东侧属于扬子地块。该地区北部为平原, 西部为大型山脉, 南部为丘陵地带, 大别山造山带南缘为沿江中新生代盆地。同时该地区也是我国地震活动较为频繁的地区之一, 历史上曾发生多次地震, 主要集中于安徽霍山、六安地区和淮河中下游一带, 其特点表现为郯庐断裂带西侧的地震活动水平明显高于东侧。例如, 2014 年六安霍山  $M_s 4.3$  地震, 2015 年阜阳颍泉  $M_s 4.3$  地震, 都是近几年该区震感较为强烈的地震。

复杂地质构造特征使安徽中部地区的地下波速变化长期受到广泛关注。王椿镛等 (1997) 对横穿大别造山带的深地震测深剖面的地壳  $P$  波速度结构和密度结构进行了研究; 董树文等 (1998) 给出了大别山造山带的速度结构模型; 史大年等 (1999) 完成了大别山东部地壳结构的层析成像及广角反射等相关研究, 给出了大别山超高压变质带下方高速异常体的埋深约 110 km; 徐佩芬等

(2000) 完成了大别—苏鲁碰撞造山带的地震层析成像研究, 重建了其岩石圈三维速度结构, 揭示了该区域岩石圈横向速度具有显著的不均匀性; 刘福田等 (2003) 在安徽大别山段进行了深地震宽角反射折射探测, 从 6 条二维地壳速度结构剖面获取了该区域的构造特征及历史演化特征; 王志铄 (2005) 利用天然地震和人工地震数据相结合的方式得到了大华北及邻区上地幔三维速度结构; 张杰等 (2005) 曾利用层析成像方法研究了安徽及邻区中强地震的深部构造背景; 黄耘等 (2011) 完成了苏鲁皖 3 省大范围的三维层析成像, 发现扬子断块总体速度偏低, 华北断块速度高于下扬子断块, 且沿郯庐断裂带速度结构具有分段性; 郑洪伟和李廷栋 (2013) 利用远震  $P$  波层析成像技术对长江中下游成矿带岩石圈深部结构进行了探讨, 对长江中下游一代成矿来源给予阐述; 洪德全等 (2013) 利用接收函数方法得到安徽地区台站下方地壳厚度和波速比; 邹振轩等 (2015) 基于浙江数字地震台网完成了本省体波走时层析成像工作; 张云鹏等 (2015) 在长江马鞍山—安庆段开展了气枪流动激发实验, 获取郯庐断裂带南端较为精细的地壳速度结构, 其 215 km 深度的成像结果显示

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2017-01-01.

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (41364004、41104073)、安徽省科技攻关计划项目 (1301042118)、安徽省地震科研基金青年项目 (20160610) 及安徽省地震局科研合同制课题 (201501) 联合资助.

**♣通讯作者:** 李红星 (1981-), 副教授, 主要从事复杂介质地震波传播及海洋声学探测技术研究.

E-mail: redstar-li@sina.com.

出大区域高、低速异常区的清晰轮廓；田晓峰等（2016）利用安徽人工震源地下结构探测科学实验的三维高分辨探测数据，获得了沿长江一线上地壳速度结构的成像结果，发现沉积盖层厚度和浅表速度在该区呈现明显的隆升和坳陷相间的构造特征；顾勤平等（2016）利用 Pn 波时间项层析成像法反演得到了郯庐断裂带中南段及邻区上地幔顶部 Pn 波速度结构和各向异性，发现研究区上地幔顶部具有显著的横向非均匀性，Pn 波速度在郯庐断裂带中段和南段具有分段性特征。这些成果都有助于了解华东地区中强震频繁发生部位的深部构造背景，同时也为本文提供了重要的参考信息。相较于前人更偏重于大尺度的层析成像研究，以及侧重于深部构造的探讨，或是研究华东地区成矿因素，本次二维层析成像工作将研究对象放在安徽中部这个较小的区域内，且利用 Pg 波走时资料对该地区上地壳速度结构开展应用研究。本文选取近几年中强地震频发的区域（30.8° ~ 32.3° N，115.3° ~ 118° E）作为研究对象，侧重于讨论该地区内不同地块之间的耦合关系以及“霍山窗”区域的发展震机理。

## 1 研究方法

本文正演过程采用 Pei 和 Chen（2012）在研究青海玉树地区地下速度结构时所用到的方法（Hearn *et al*, 1991, 1996；裴顺平等，2002），该方法将上地壳中 Pg 波的观测走时表示为：

$$t_{\text{obs}} = t + a_{\text{sta}} + b_{\text{evt}} \quad (1)$$

式中： $t$  为结合相关速度模型得到的地震射线在穿过上地壳时的预测旅行时； $a_{\text{sta}}$  为台站项修正，与台站观测时间误差及地表地质情况有关，用于补偿台站下方的速度结构； $b_{\text{evt}}$  为修正事件项，表示震源深度和发震时刻方面的误差，该方法认为震源深度和发震时刻之间存在一个权衡关系，即较早的发震时刻可以被一个较深的震源深度所补偿（Douglas, 1967），反之亦然，所以将这 2 项误差结合成一个修正项来处理。将 Pg 波走时近似为地壳中恒定速度的直达波，假设震源深度为  $h$  的地震射线路径为直线，震中距为  $\Delta$  在平均速度为  $v$  的上地壳范围内（Pei, Chen, 2012），那么预测旅行时表示为  $t = \sqrt{h^2 + \Delta^2} / v$ ，将其带入式（1）中，得到：

$$t_{\text{obs}} - (\sqrt{h^2 + \Delta^2} - \Delta) / v = \Delta / v + a_{\text{sta}} + b_{\text{evt}} \quad (2)$$

对于大多数地震事件来说都存在  $h \ll \Delta$ ，所以式（2）左侧的修正项  $(\sqrt{h^2 + \Delta^2} - \Delta) / v$  对于观测旅行时来说是微乎其微的。通过不断拟合，修正式（2）中与震中距相对的预测走时，便可以估算出上地壳平均速度。将所研究的上地壳模型离散化，并剖分成较小的二维网格，此时，走时残差表示为：

$$t_{ij} = a_i + b_j + \sum_k d_{ijk} \cdot s_k \quad (3)$$

式中： $t_{ij}$  为第  $j$  个地震事件到达第  $i$  个台站的走时残差； $a_i$  是对应于第  $i$  个台站的台站修正项； $b_j$  是对应于第  $j$  个事件的事件修正项； $d_{ijk}$  是第  $ij$  条射线在第  $k$  个网格中所走过的距离， $s_k$  为慢度（速度的倒数），代表的是第  $k$  个网格中当前的慢度值。需要指出的是，相较于伪弯曲法（Zhao *et al*, 1992）、逐段迭代（高尔根等，2002）等常见的三维层析成像方法，本文使用的二维层析成像方法将震源与台站间的射线路径用直线来替代，这样虽然牺牲了射线拟合的精度，但大大提高了正演效率。安徽及邻区多为浅源近震，到达台站的射线曲率

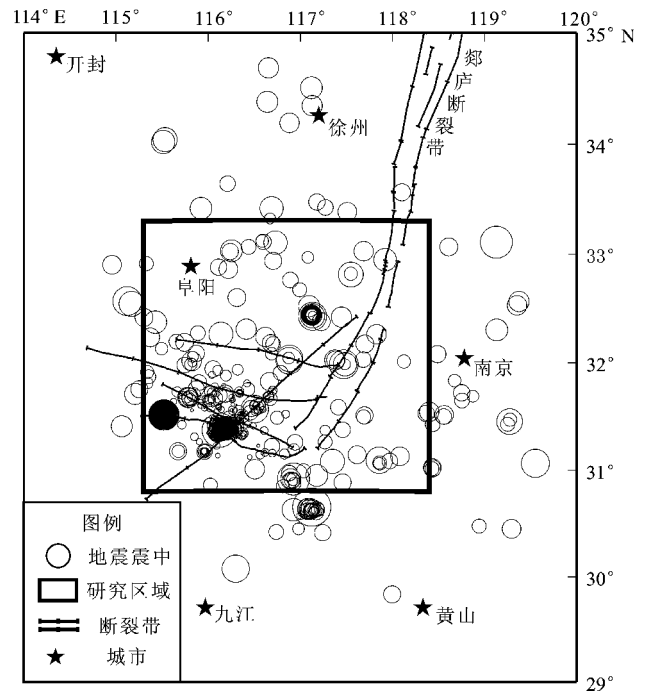


图1 研究区域构造及地震分布示意图

Fig. 1 Schematic map of tectonic and distribution of earthquakes in the study region

较小,射线更接近直线,故认为这种近似是符合实际情况的。反演方法仍然采用目前较为常见的线性反演方法,即带约束的阻尼最小二乘法(LSQR),该方法常用于在混定的大型系数矩阵中求解全局最小值(Paige, Saunders, 1982)。

## 2 数据选取及处理

由于层析成像研究一般要求震源和接收台站均不能在所剖分的网格之外,所以必须收集到足够多的近震Pg波到时数据。尽管近些年安徽及邻区并没有较大的浅源地震,但“霍山窗”的频繁开窗为本次研究提供了天然的数据源。“霍山窗”主要是指大别山隆起块体和华北拗陷块体接触带附近的北大别山沉降南缘,该区域微震、小震频繁。“霍山窗”开窗后,常会出现小震月频次超过40次的情况,且每当这种情况出现后,华东地区佛子岭附近在未来3个月内还存在着一定的中强地震对应关系(郑兆苾等, 1999)。

本文用于上地壳层析成像研究的Pg波到时数据由安徽省地震局预报中心提供,包括2010—2014年安徽、江苏、河南、浙江省共56个台站所记录到的近震,此外还加入了1976—2009年部分霍山地区的重要地震作为补充。通过编写shell脚本提取走时、方位角、地震事件及台站信息等重要参数,最终形成了时间跨度为1976—2014年,覆盖范围达5个经纬度的共5483条Pg波走时数据。从地震平面分布情况来看,地震事件集中于大别山造山带与华北地块结合的区域(图1),而从地震的垂向分布来看(图2),绝大多数地震都处于0~10 km的发震层范围内,保证了提取到有效的Pg波走时。

在反演中将最小台站和最小事件数均设为4,从而保证每个台站接收的Pg射线数 $\geq 4$ 条,且同一个地震至少有4个台站记录到Pg波,走时残差 $\leq 2.0$  s,最终从5483条Pg波到时数据中挑选出4922条Pg波到时数据用于反演。再通过对Pg波走时随震中距变化进行拟合,结合相关地质资料,得到模型初始平均速度为6.50 km/s。

从射线分布情况看(图3),研究区域内所覆盖的射线密度较大,重点研究区域射线覆盖密集,最大程度防止了反演后研究区域内出现明显的“孔”“洞”。

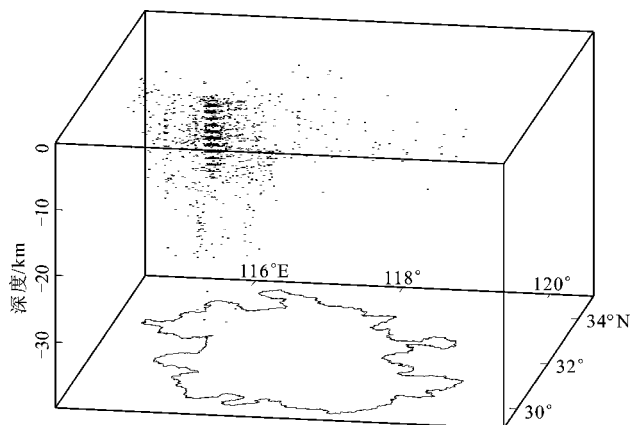


图2 研究区域内震中三维分布

Fig. 2 3D epicentral distribution in the study area

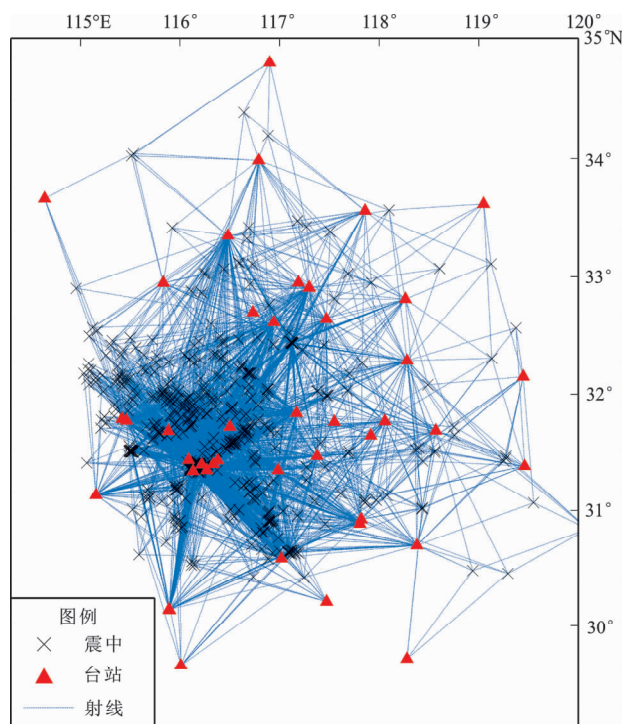


图3 研究区域内Pg波射线分布情况

Fig. 3 Path distribution of Pg waves in the study area

## 3 反演结果及分析

### 3.1 分辨率检测板

为了确保反演结果可信,首先设计“分辨率检测板”对成像结果的分辨率进行讨论,将初始速度模型中每个网格的慢度设置为大小相等、正负相反,使其形成一个类似“国际象棋棋盘格”的

分布模式,在此基础上进行正演计算,将其结果作为观测旅行时,人为设置 0.1 s 的拾取误差用于反演计算,通过反演还原正负相间的速度模型,从而对反演能力和反演分辨率做出评估。

分辨率检测板设置网格间距设置为  $15' \times 15'$ , 阻尼系数为 200, 迭代次数为 60。结果表明,在这种情况下,分辨率检测板可以很好地反演出正负相间的初始模型,且分辨率较高,可以用于反演真实的上地壳波速分布情况(图 4)。而在皖北、皖南部分地区及苏皖交界一带可能由于射线覆盖较为稀疏,导致分辨率检测板出现扰动及模糊的情况。

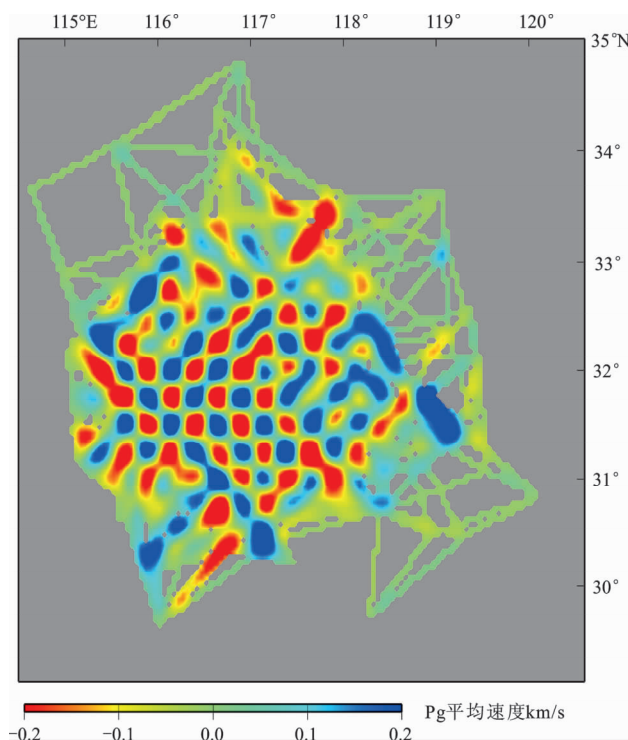


图 4 分辨率为  $15' \times 15'$  的检测板测试图

Fig. 4 Checkerboard test with resolution of  $15' \times 15'$

### 3.2 上地壳波速反演结果

上地壳波速反演结果如图 5 所示,可以看出存在 2 个明显的高速异常区和 4 个低速异常区,平均速度为 6.5 km/s。速度变化幅度主要集中在  $-0.24 \sim 0.24$  km/s, 将这些速度异常区用英文字母(A, B, C, D, E, F)进行标注。其中上地壳 Pg 波波速异常的最高值出现在研究区域的西北部的 A 区,即淮南以西、六安以北、阜阳以南的区域内,其最高速度异常极值达到 0.42 km/s,该区为研究区内面积最大的高速异常区,地表地貌为平原,反

映华北克拉通南缘较大的基底碎块。2 个明显的低速异常区 B 和 D 区,其负的速度异常极值达到了  $-0.40$  km/s, 其中, B 区由于白垩纪中期华北克拉通南缘不同走向的断裂发生断陷而形成的断陷盆地(曹忠祥, 2007), 表现为低速异常与华北克拉通岩石圈减薄的整体背景相一致。D 区位于六安以南,属于华北地块南缘向大别山造山带的过渡地带。C 区被夹于 B, D, E 及 F 低速异常区之间,处于华北断块区的东南缘,反映其碎裂的刚性基底。C 区右侧的相对高速区,与郯庐断裂带走向一致,对应于张八岭隆起,该构造位于扬子地块和华北地块碰撞拼接带的构造转换部位,其西界为郯庐断裂带,东缘属于扬子地块盖层前陆的逆冲褶皱带,存在着自北向南的推覆倒转构造(胡博, 张岳桥, 2007)。E 区和 F 区位于扬子地块南缘,其地表地貌为平原及丘陵,另外, F 区的低速异常可能反映出宁芜盆地,但 F 区位于研究区边缘,射线覆盖有限,可能存在多解性。D, E 区以南为安徽沿江新生代盆地,为先挤压、后伸展形成的叠合盆地,该区域恰好处于大别山造山带的南部,表现为自西南向东北,由高速向低速逐渐过渡的速度结构特征,并且与扬子地块东北缘边界走向相一致,

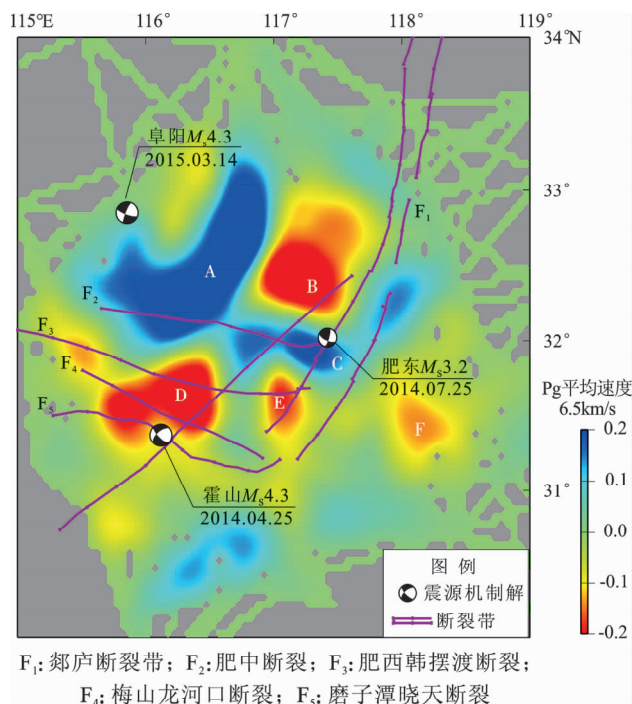


图 5 安徽中部地区上地壳 Pg 波速度横向变化图

Fig. 5 Lateral variation of Pg waves velocity structures in the upper crust in study area

其形成过程也长期受到大别山造山带的影响,历史上曾出现过2次耦合关联——楔入-分层逆冲隆起与前陆盆地耦合、拆沉均衡隆升与伸展断陷盆地耦合(吴跃东等,2003)。

图6a为反演前走时残差的分布,在130 km后出现了明显发散,图6b中反演后的走时残差相较于反演前明显收敛。再计算反演前后走时残差的标准差,反演前其标准差为0.50 s,反演后下降到0.31 s。

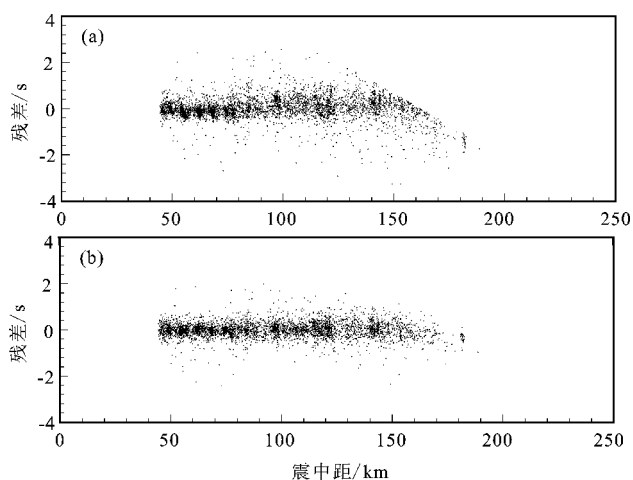


图6 反演前(a)和反演后(b)走时残差对比图  
Fig. 6 Contrast of distribution of travel time residuals before (a) and after (b) inversion

## 4 讨论

### 4.1 反演结果与上地壳地质构造演化特征关系分析

从反演结果(图5)中可以看出,肥中断裂以北为B低速区,肥中断裂与肥西—韩摆渡断裂中间为C高速区,肥西—韩摆渡断裂以南至大别山造山带前缘为D低速区。相关研究曾表明(孙连浦,2005),合肥盆地前中生代基底特征、断裂特征及中生代构造单元划分在纵向上具双层结构,分为晚太古代—早元古代深变质岩系和晚元古代—晚古生代浅变质至未变质海相构造层。而平面上以肥中断裂和肥西韩摆渡断裂为界,分为华北地台型、大陆边缘过渡型和北淮阳型3种类型,这3种类型恰好与B, C, D波速分布特征相吻合。

结合B, C, D三个区域的地质演化过程,在早白垩世时期,郯庐断裂带发生大规模走滑运动,形成了张八岭隆起,同时,大别山造山带与合肥盆

地也呈现出整体耦合,在此时期,强烈的构造变化和相互的物质填充,使得彼此在地质构造和物质构成上都存在着相关性。例如,合肥盆地周边的造山运动制约着盆地的沉积作用,物质构成方面,盆地北部沉积填充受华北板块影响较大,而南部受大别山造山带影响较大,这种构造和物质组成差异可以使合肥盆地波速反演结果中南北分别呈现出高速和低速。

A区域新太古代—古元古代变质结晶基底之上不整合覆盖着巨厚的中—新元古代陆源碎屑岩—碳酸盐岩沉积盖层,而区域波速增大可能与强应力作用有关。D区的低速异常受大别山造山带控制,其边界为构造转折部位,该区有3条断裂带穿过(肥西韩摆渡断裂、梅山龙河口断裂、磨子潭晓天断裂),在晚更新世以后存在强度较弱的构造变形现象,主要表现为地壳能量被缓慢释放以及相应断裂发生微弱活动。该区地壳晚第四纪以来具有微弱活动性,且主要表现为蠕滑活动方式(姚大全,刘加灿,2015)。A, D区在地质演化过程中曾多次耦合关联,在晚三叠—早侏罗世时期华北、扬子两大板块发生碰撞,开始造山运动,逐渐形成了大别山造山带,在中侏罗早白垩世,拆离作用使得延伸断陷和冲断褶皱同时出现,在外部作用力下,该地区形成了盆地和多条断裂。由此可知,该区域尽管形成了多种复杂的构造单元,却受控于相同的构造应力机制(余和中等,2005)。

本文结果显示大别山造山带下方并没有明显速度异常,其速度变化不超过平均速度的 $\pm 0.12$  km/s,且大部分区域显示出偏低速的特征,其速度值对应的岩石岩性为酸性至中酸性,表明了大别山镁铁质的岩石圈下无大规模的榴辉岩,从而验证了大别山高压、超高压变质带下方并不存在大规模高速体(董树文等,1988)。

### 4.2 高低速转换区与地震发生特征关系分析

从安徽近几年的地震分布情况来看,较大的地震基本上均发生于速度异常区的边界区域,如:“霍山窗”位于D低速异常区的东南边界,2015年阜阳 $M_s 4.3$ 地震位于A高速异常区西北边界,2014年肥东 $M_s 3.2$ 地震恰好位于2个正负速度异常区(B、C)的过渡带上。2014年4月20日霍山4.3级地震震源位于D低速异常区的南部边缘,属于大别山造山带与华北地块的过渡带,是能量聚

集与应力转换的部位,其震源机制解表明此次地震主要是由东西向的近水平挤压与南北向近水平拉张作用引起的(刘泽民等,2015)。2015年3月14日阜阳市再次发生4.3级地震,这种频繁的地震活动异常往往是对地壳应力发生变化的响应。有研究表明,我国的P波速度各向异性快波速方向与最大主压应力方向有着较好的一致性(裴顺平,2002),地壳应力变化可以通过上地壳波速变化来反映,而“霍山窗”所处的地区恰好位于大别山造山带南缘与华北地块交接的部位,属于地下波速的转换带所反映的地质构造不稳定带,易于发生应力的转换和能量集聚之处,亦是震情监测应重点关注的区域。

## 5 结论

本文利用Pg波到时资料,得到了安徽中部地区上地壳的精细速度结构成像,共反演出了6个速度异常区,其平均速度为6.5 km/s,速度变化区间集中在-0.24 ~ 0.24 km/s。研究区域的上地壳成像结果与区域地质构造具有较好的对应关系,合肥盆地对应为明显的低速区和高速区,张八岭隆起表现为高速异常。华北地块波速明显要高于扬子地块,呈现出沿地块结合部高低速差异成像的分布特征,大别山造山带东南缘受华北地块和扬子地块的共同作用,表现为明显的低速异常区,华北活动地块区南缘阜南—霍邱地区作为华北地块的边缘区域可能正受到强应力作用,表现为高速异常。

反演结果还反映出各构造单元的地质演化痕迹,合肥盆地受到华北板块和大别山造山带的联合长期作用下,形成了南北高低速差异。华北板块南缘与大别山造山带结合处,由于长期的构造转折作用,断裂集中的区域表现为强低速区。成像结果还验证了大别山高压、超高压变质带下方不存在大规模高速体的论断。安徽地区地震较为活跃的几个区域均处于速度异常区的边界,其原因为速度的转换带亦是构造上的不稳定带,易于发生应力的转换和能量集聚,导致小震频发或引发中强地震。

本次研究得到了多方的支持,所用程序由中国科学院青藏高原研究所裴顺平教授提供,所用数据由安徽省地震局预报中心提供,安徽省地震局王行

舟研究员和中国地质科学院地质研究所李秋生教授为本文提出了诸多宝贵意见,龚辰给予了协助,本文评审专家也提出宝贵修改意见。在此,一并表示衷心感谢!

## 参考文献:

- 曹忠祥. 2007. 合肥盆地白垩纪伸展构造格局[J]. 南京大学学报(自然科学), 43(5): 526-534.
- 董树文, 吴宣志, 高锐, 等. 1988. 大别造山带地壳速度结构与动力学[J]. 地球物理学报, 41(3): 349-361.
- 高尔根, 徐果明, 蒋先艺, 等. 2002. 三维结构下逐段迭代射线追踪方法[J]. 石油地球物理勘探, 37(1): 11-17.
- 顾勤平, 丁志峰, 康清清, 等. 2016. 郯庐断裂带中南段及邻区Pn波速度结构与各向异性[J]. 地球物理学报, 59(2): 504-515.
- 洪德全, 王行舟, 李军辉, 等. 2013. 利用远震接收函数研究安徽地区地壳厚度[J]. 地震地质, 35(4): 853-860.
- 胡博, 张岳桥. 2007. 安徽张八岭隆起东缘基底走滑韧性剪切带的发现及其构造意义[J]. 地质通报, 26(3): 58-63.
- 黄耕, 李清河, 张元生, 等. 2011. 郯庐断裂带鲁苏皖段及邻区地壳速度结构[J]. 地球物理学报, 54(10): 2549-2559.
- 刘福田, 徐佩芬, 刘劲松, 等. 2003. 大陆深俯冲带的地壳速度结构——东大别造山带深地震宽角反射/折射研究[J]. 地球物理学报, 46(3): 366-372.
- 刘泽民, 黄显良, 倪红玉, 等. 2015. 2014年4月20日霍山M<sub>s</sub>4.3地震震发构造研究[J]. 地震学报, 37(3): 402-410.
- 裴顺平. 2002. 中国大陆上地幔顶部体波速度层析成像[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 史大年, 姜枚, 彭聪, 等. 1999. 大别造山带东部地壳结构的层析成像及广角反射的地震学研究[J]. 地震学报, 21(4): 403-410.
- 孙连浦. 2005. 大别造山带与合肥盆地中生代构造——沉积演化关系研究[D]. 上海: 同济大学.
- 田晓峰, 王夫运, 刘宝峰, 等. 2016. 马鞍山—铜陵—安庆长江沿线上地壳速度结构成像[J]. 中国地震, 32(2): 390-396.
- 王椿镛, 郑金涵, 胡鸿翔, 等. 1997. 大别造山带的地壳结构研究[J]. 中国科学: 地球科学, 27(3): 221-226.
- 王志铄. 2005. 大华北及其邻区地壳上地幔三维速度结构的地震层析成像研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 吴跃东, 江来利, 储东如, 等. 2003. 大别山造山带与安徽沿江中新生代盆地的盆地耦合关系[J]. 中国地质, 33(3): 286-292.
- 徐佩芬, 刘福田, 王清晨, 等. 2000. 大别—苏鲁碰撞造山带的地震层析成像研究: 岩石圈三维速度结构[J]. 地球物理学报, 43(3): 377-385.
- 姚大全, 刘加灿. 2015. 华北活动地块区南缘阜南—霍邱地区地壳活动习性初探[J]. 中国地震, 21(2): 216-223.
- 余和中, 吕福亮, 郭庆新. 2005. 华北板块南缘原型沉积盆地类型与构造演化[J]. 石油实验地质, 27(2): 111-117.
- 张杰, 沈小七, 王行舟, 等. 2005. 利用层析成像的结果探讨安徽及邻区中强地震深部构造背景[J]. 中国地震, 21(3): 350-359.
- 张云鹏, 王宝善, 王伟涛, 等. 2016. 安徽气枪实验固定台层析成像初

- 步结果[J]. 中国地震, 32(2): 331–342.
- 郑洪伟, 李廷栋. 2013. 长江中下游成矿带岩石圈深部结构的远震 P 波层析成像[J]. 地球物理学进展, 28(5): 2283–2293.
- 郑兆苾, 庆梅, 李敏莉, 等. 1999. 霍山窗与华东中强地震关系研究[J]. 地震学刊, (2): 1–9.
- 邹振轩, 李俊, 周新民, 等. 2015. 浙江数字地震台网体波走时层析成像[J]. 地震地质, 35(4): 864–872.
- Douglas A. 1967. Joint epicenter determination[J]. Nature, 215: 47–48.
- Hearn T M, Beghoul N, Barazangi M. 1991. Tomography of the western United States from regional arrival times[J]. J Geophys Res, 96(B10): 16369–16381.
- Hearn T M. 1996. Anisotropic Pn tomography in the western United State [J]. J Geophys Res, 101(B4): 8403–8414.
- Paige C C, Saunders M A. 1982. LSQR An algorithm for sparse linear equations and sparse linear system[J]. ACM Trans Math Software, 8(1): 43–71.
- Pei S P, Chen Y J. 2012. Link between Seismic Velocity Structure and the 2010  $M_s 7.1$  Yushu Earthquake, Qinghai, China; Evidence from Aftershock Tomography[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 102(1): 445–450.
- Zhao D P, Akira H, Shigeki H. 1992. Tomographic Imaging of P and S Wave Velocity Structure Beneath North eastern Japan[J]. Journal of Geophysical Research, 97(B13): 19909–19928.

## Analysis on the 2-D Pg Velocity Structure Tomography of Upper Crust in Central Anhui Province

CHEN Hao<sup>1,3</sup>, HONG Dequan<sup>2</sup>, LI Hongxing<sup>3</sup>, CHEN Dexing<sup>1</sup>, WU Conghui<sup>3</sup>, DING Yuhui<sup>3</sup>

(1. Chuzhou Earthquake Agency, Chuzhou 239000, Anhui, China)

(2. Anhui Earthquake Agency, Hefei 230003, Anhui, China)

(3. East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China)

### Abstract

A total of 4 922 Pg arrival times from 1976 to 2014 that were extracted from 56 stations in Anhui, Jiangsu, Henan and Zhejiang Provinces, which were used for 2-D seismic tomography inversion in the upper crust velocity structure of the central Anhui Province. The results demonstrate that the Pg velocity in the central Anhui is about 6.50 km/s and the lateral velocity varies from  $-0.24$  km/s to  $0.24$  km/s. The distribution of velocity anomalies in the study area is consistent with the surface tectonic units, and the characteristics of velocity distribution further reflect a coupling phenomenon between structural mechanism and material composition of the different tectonic units in geological evolution. The results confirm that high speed body on a large scale under the high pressure or ultrahigh pressure metamorphic belts do not exist in the Dabie Mountains. Furthermore, the high-frequent earthquake region, for instance, Huoshan seismic window, located in the border zone of high and low velocity anomaly area. This illustrates that the frequent occurrence of earthquake swarm or moderate earthquake in the area indicates that the transition zone of seismic velocity underground is prone to stress conversion, energy accumulation, and instability belt in structural geology as well.

**Keywords:** seismic tomography; Pg waves; upper crust; velocity structure; the central Anhui Province