

白志明、吴庆举、徐涛等, 2016, 中国大陆下扬子及邻区地壳结构基本特征: 深地震测深研究综述, 中国地震, 32(2), 180~192。

中国大陆下扬子及邻区地壳结构基本特征: 深地震测深研究综述

白志明¹⁾ 吴庆举²⁾ 徐涛^{1,3)} 王晓^{1,4)}

1) 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京市北土城西路 19 号 100029

2) 中国地震局地球物理研究所(地震观测与地球物理成像重点实验室), 北京 100081

3) 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

4) 中国科学院大学, 北京 100049

摘要 系统回顾了 20 世纪 70 年代以来在中国大陆下扬子及其邻区开展的深地震测深工程, 总结了相关宽角反射/折射地震资料的波组特征及地壳结构的基本特征。下扬子及邻区深地震测深资料普遍具有较清晰的初至震波 Pg、上地壳底界面反射波 P1、中地壳底界面反射波 P3、莫霍界面反射波 Pm 及上地幔顶部首波 Pn, 震相连续, 易追踪对比。受浅表沉积盖层或基岩等的影响, Pg 波常出现局部延迟滞后或走时超前现象。尤其是大别造山带个别炮点的反射能量较弱或同相轴扭曲、波形紊乱等, 均与地壳内界面和莫霍面的深度突变或破碎有关。该区域地壳结构大致分为上、中、下 3 层, 但视资料情况中地壳和下地壳又可进一步划分为 2 个亚层。华北地台和扬子地台地壳厚度 30~36km, 莫霍界面形态变化较缓, 存在局部隆起, 下地壳平均速度 $6.7\pm 0.3\text{km/s}$ 。但大别造山带下方地壳厚度 32~41km, 莫霍界面下凹且出现 4~7km 垂向错断, 下地壳平均速度 $6.8\pm 0.2\text{km/s}$ 。

关键词: 深地震测深 波组特征 地壳结构特征 安徽及邻区

[文章编号] 1001-4683(2016)02-0180-13 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

国内外地学界高度关注的地学长江计划安徽实验野外探测工程, 已在中国大陆东部安徽境内成功实施。2015 年 10~11 月中国地震局首次在下扬子地区进行了沿长江的气枪源地震信号激发, 并同时开展了大规模的地震信号采集, 获得了大量宝贵的深地震测深资料。为配合该项目的实施, 本文系统回顾了 20 世纪 70 年代至 2015 年 10 月在中国大陆下扬子及其邻区已开展的深地震测深野外探测工程, 并总结分析宽角反射/折射地震资料基本的波组特征和区域地壳结构的基本特征, 以期大量气枪源地震资料的处理、解释提供参考。下扬

[收稿日期] 2016-01-29; [修定日期] 2016-03-25

[项目类别] 中国地震局公益性行业科研专项(201408023)、云南省陈颖院士工作站专项经费及国家自然科学基金(41374062、41174075)联合资助

[作者简介] 白志明, 男, 1971 年生, 博士, 副研究员, 主要从事壳幔结构及相关地球动力学研究、深地震测深资料处理解释等工作。E-mail: bbzzmm@mail.iggcas.ac.cn

子地区地跨华北陆块、秦岭-大别造山带和扬子陆块等 3 个大地构造单元, 是中国大陆重要的构造结合地带(图 1)。安徽省位于下扬子地区核心区域, 区内地质构造复杂, 深、大断裂对全省的构造格架有明显的控制作用。即华北陆块东以郯庐断裂带、南以六安深断裂为界与大别造山带相接, 扬子陆块西以郯庐断裂带为界与大别造山带相接, 而秦岭-大别造山带则夹持于华北陆块、扬子陆块之间, 经历了多期离合形成了复杂的复合型大陆造山带。郯庐断裂(沿嘉山-庐江分布)将安徽分为 2 部分, 以东属扬子地台, 以西属华北地台(图 2)。

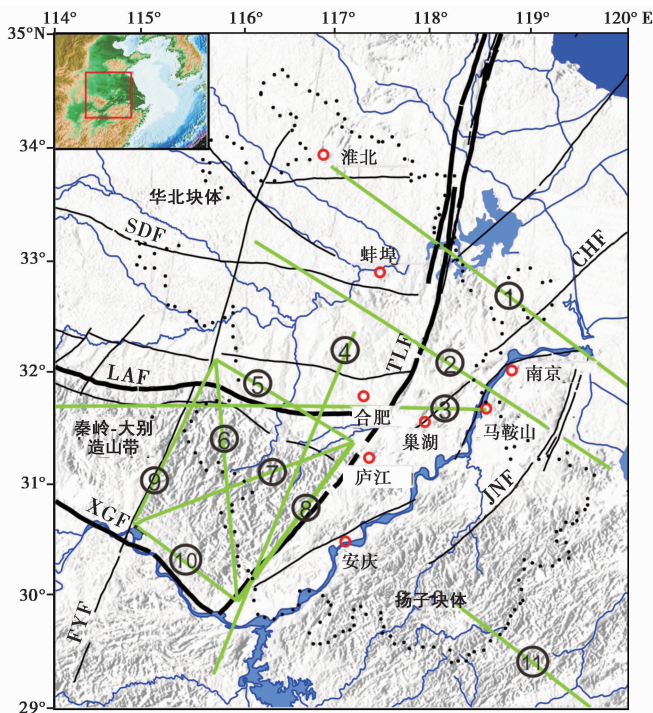


图 1 下扬子及邻区地质构造和深地震测深剖面位置示意图

虚线为安徽省界。断裂名: TLF(郯庐断裂); FYF(阜南断裂); XGF(襄樊广济断裂); LAF(六安断裂); JNF(江南断裂); SDF(寿县-定远断裂); CHF(滁县断裂)。测深剖面名: ①符离集-奉贤剖面(张四维等, 1988; 陈沪生等, 1988; 白志明等, 2006); ②宜兴-利辛剖面(徐涛等, 2014; 吕庆田等, 2014); ③随县-马鞍山剖面(滕吉文等, 1985; 郑晔等, 1989); ④庄墓-张公渡剖面(王椿镛等, 1997a, 1999; Wang et al, 2000; 李英康等, 2002); ⑤~⑩东大别剖面(刘福田等, 2003); ⑪屯溪-温州剖面(孔祥儒等, 1995; 熊绍柏等, 2000)。相应各剖面开展野外工程的时间分别为: ①1984 年; ②2011 年; ③1979~1981 年; ④1994 年; ⑤~⑩2001 年; ⑪1991 年

华北地台的基底出露在蚌埠、霍邱等地, 包括新太古界五河群、霍邱群的片麻岩、浅粒岩、大理岩系和古元古界凤阳群千枚岩、白云质大理岩系。盖层沉积始于新元古代, 从长城系到中奥陶统以浅海碳酸盐岩占优势, 化石丰富。上奥陶统至下石炭统缺失。晚石炭世到早三叠世为海陆交互相含煤沉积和陆相碎屑岩。侏罗纪起转为陆相堆积。

扬子地台的基底沿南部皖、浙、赣省界广泛出露, 称上溪群, 时代中元古代, 为一套低绿片岩相的千枚岩、板岩和变质砂岩系。上覆新元古代历口群含中、酸性火山岩。南华系、震旦系和下古生界层序完整而连续, 南部以产笔石动物群闻名。上泥盆统和下石炭统局部缺失。晚古生代至早三叠世总的仍保持浅海沉积。印支运动以后转为陆相。晚侏罗世有火山

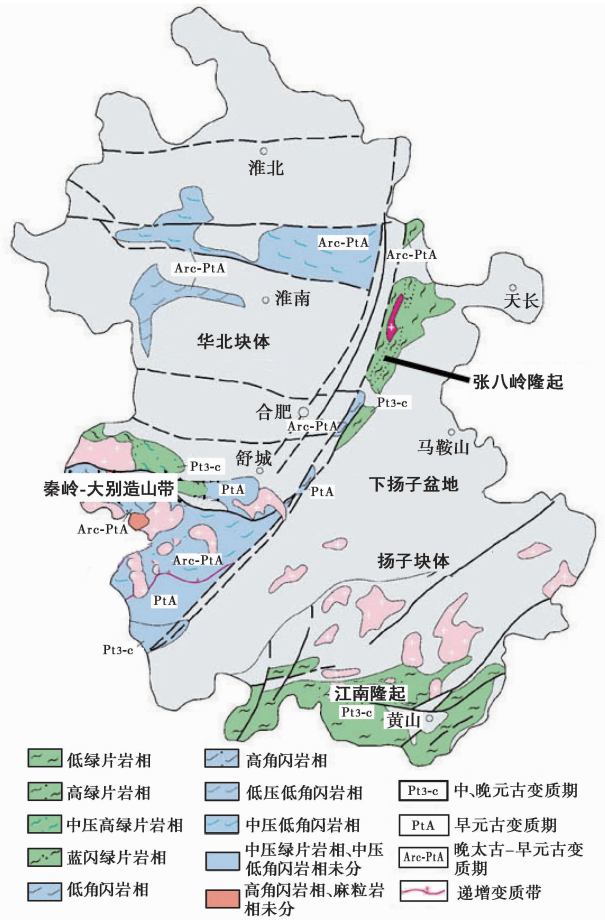


图 2 安徽省构造分区及变质地质略图(据潘延吉等(2002)改绘)

活动。

安徽境内的秦岭-大别造山带侏罗纪以前的地层已全部变质,其中分布最广的大别山群麻粒岩和高角闪岩相深变质杂岩按同位素年龄及与上覆宿松群的接触关系,其时代从新太古代到古元古代。所含柯石英和微粒金刚石提示大陆岩石圈可俯冲到地幔深度,大别地块也成为全球出露范围最大的超高压变质带。元古宙宿松群含磷岩系和以变质火山岩为主的庐镇关群分布在大别山群南、北两侧。向上的绿片岩相佛子岭群时代可能从新元古代到古生代。中、上侏罗统分布于与向上变粗层序的长条状陆相红色盆地相平行的造山带北侧山麓,代表同造山磨拉石。金寨地区可以看到佛子岭群组成的飞来峰构造叠置其上。全省岩浆活动以燕山期最强烈,晚侏罗世-早白垩世的火山活动以安山岩、粗面岩为主,伴有相应成分的复式岩株侵入,反映了环太平洋构造带的影响;长江中、下游的铁、铜、硫等内生矿产与此有关。

1 下扬子及邻区深地震测深的历史回顾

20 世纪 50 年代以来,世界范围内的宽角反射/折射地震探测实验已应用于洋脊、造山带

和盆山结合带等区域,在揭示不同构造带地壳结构的研究中发挥了重要作用。中国大陆目前已完成的人工源地震测深剖面约达 7 万 km(曾融生等,1961a、1961b;滕吉文等,1973;李秋生等,2000;张忠杰等,2002;王椿镛等,1997a、1997b、1999;Wang et al,2000;张先康等,2008;王夫运等,2008)。在当前地质学界关注的“深部探测技术与实验研究”专项(SinoProbe)探测计划中,深地震测深和深地震反射方法均发挥了重要作用。大量主动源地震探测工作在中国大陆的开展和实施,积累了海量的宽角反射/折射和深反射数据,为中国大陆及海域地壳结构、构造及地球动力学等研究提供了重要的数据基础,同时也为油气能源勘探、资源选景评价、提升对火山地震等自然灾害孕育发展规律的认识以及构造演化过程研究等提供了有力的支撑。

20 世纪 70 年代末、80 年代初以来,先后在安徽及邻区开展的深地震测深工程包括:

(1)1979~1981 年中国科学院地质与地球物理研究所在北大别及安徽中部组织实施了 EW 向深地震测深工程。测线西起湖北随县,向东经河南信阳、商城和安徽六安、合肥至马鞍山,全长 500 余 km。爆炸点在随县、马鞍山(为矿山爆破)和六安(为井中组合爆破),野外工作中使用模拟磁带记录系统。该剖面自西向东跨越秦岭-大别褶皱系、扬子准地台 2 个大地构造单元。从中朝准地台南缘擦过,穿越青海湖北淮阳、麻城济宁、秦岭地轴南缘、郯城-庐江等深大断裂和构造带(滕吉文等,1985;郑晔等,1989)。

(2)1984 年夏,地质矿产部华东石油地质局、长春地质学院及国家地震局等共同组织实施了跨郯庐断裂带的深地震测深工程(HQ13 线)。该测线严格按直线展布,总长度 570km。测点间距为 1km,排列长度 150km,每炮用 150 台地震仪记录地震信号。野外工程采用 150、120、90、60、30km 等多重激发相遇观测系统。该工程是地球物理、地球化学、地质综合性区域调查的一部分,剖面西起安徽灵璧,经天长、扬州、苏州至上海奉贤,跨华北地台与扬子准地台 2 大构造单元(张四维等,1988;陈沪生,1988;白志明等,2006;Bai et al,2007)。

(3)为研究大别造山带的超高压变质作用及其地球动力学过程,中国地震局于 1994 年 10~11 月组织实施跨大别山深地震测深工程,其纵测线(图 1 测线 4)北起安徽庄墓,经官亭、埠塔寺、岳西、撞钟、二郎河、湖北蔡山,至江西张公渡,方位 25°NE,总长度约 400km。剖面横穿扬子地块、大别造山带(长江中下游前陆带、南大别块体超高压变质带、北大别块体、北淮阳构造带)和华北地块等 3 大构造单元(王椿镛等,1997a、1999;Wang et al,2000;李英康等,2002)。

(4)为研究包括浙、皖在内的东南地区深部构造及其地质演化过程,中国科学院地质与地球物理研究所于 1991 年组织实施了皖南屯溪-浙江温州的宽角地震探测工程。测线从皖南黄山市丰乐水库至浙江温州的洞头岛,全长 360km。设丰乐水库、新安江水库、松阳、松青田、洞头等 5 个纵测线炮点。该剖面跨越了扬子、华夏 2 个构造单元(孔祥儒等,1995;熊绍柏等,2000;Zhanget al,2005)。

(5)为探测秦岭-大别造山带下方岩石层三维精细结构,中国科学院地质与地球物理研究所与中国地震局地球物理勘探中心合作,于 2001 年 3 月在东大别山进行人工地震爆破探测工程。观测点沿围绕大别山的四边及 2 条对角线布置,构成 L1~L6 的 6 条地震测线。设置黄梅、团风、固始和庐江等 4 个炮点,形成 6 条测线的相遇观测,可有效控制测线下方目的界面的起伏。在任意一个炮点激发,均可获得 3 条纵剖面和 3 条非纵剖面的观测记录。各

炮激发的地震波射线可密集、均匀地穿过研究区地壳,每炮激发总药量为 1.5 吨 TNT 成型炸药,采用 20 口井组合激发,单井井深 20~25m(刘福田等,2003)。

(6)为深入理解长江中下游成矿带岩浆活动过程的深部构造背景及动力学机制,国土资源部基于“深部探测技术与实验研究专项”支持,在该地区实施了一条横穿宁芜矿集区的多学科深部探测剖面,主要探测手段包括宽角地震反射/折射、近垂直反射、宽频带天然地震剖面、大地电磁测深等。2011 年 9~10 月实施的宜兴-利辛深地震宽角反射/折射探测剖面在 6 个爆破点实施人工激发地震波(总数达 13.2 吨 TNT),采取井下组合爆破激发地震波场的方式,炮点间距 60~90km。沿剖面布设 450 台(纵测线 250 台,非纵测线 200 台)人工地震测深专用便携式三分量数字地震仪同时记录观测,接收器间距 1.5~2.0km,剖面总长 450km。探测剖面横跨江苏、安徽 2 省,主要经过宜兴、溧水、溧阳、全椒、定远、淮南、利辛等地,穿过了茅山、小丹阳-南陵、滁河、郟庐等断裂构造带及宁芜矿集区(徐涛等,2014;吕庆田等,2014)。

2 深地震测深资料的基本特征

如前所述,研究区辖华北地台、扬子板块及秦岭-大别造山带等 3 个主要构造单元,各主要构造单元内又可划分若干次级构造单元,如:东大别造山带可进一步划分为长江中下游前陆带、南大别块体超高压变质带、北大别块体、北淮阳构造带等;而扬子地块可进一步划分为张八岭隆起、下扬子盆地、江南隆起等。各构造单元地形地貌不同,其对应的地壳结构、宽角地震资料的波组特征等也各有差异。

2.1 华北块体及扬子块体大部(张八岭隆起、下扬子盆地)

研究区共 3 条测深剖面穿越华北块体和扬子地块大部,即符离集-奉贤剖面(HQ13 线)和宜兴-利辛剖面穿越华北块体、随县-马鞍山剖面东段穿越下扬子盆地。

郑晔等(1989)研究表明,在马鞍山炮记录剖面上,Pg 波可追踪至 80km,近炮点视速度为 4.82km/s,视速度变化较为规则。震中距大于 70km 时速度略大于 6.0km/s。PmP 震相在震中距约 80km 处开始出现,可追踪到 160km 处。该炮的 Pn 波在震中距 155km 处开始出现,视速度 7.9km/s。

白志明等(2006)的研究显示,初至震相 Pg 的可识别范围为偏移距数千米到 70~100km。在多数炮集记录上,该震相视速度为 5.7~6.1km/s。震相 Pn 容易直接拾取,但由于排列长度的限制,该震相仅在少数炮集记录上可识别,其能量比反射波的弱。Pn 的视速度为 8.1km/s,周期范围为 0.2~0.4 s。壳内其他反射震相:

(1)莫霍界面的反射波 Pm 振幅最大,波形连续,在记录截面图上可追踪距离一般超过 60km。据观测的 Pm 走时估算得到地壳厚度为 30.5~36.5km,地壳平均速度为 6.10~6.40km/s。

(2)来自基底层顶部界面或沉积层底部界面的反射震相 P1 在多数炮点记录界面图上都较弱,不明显;反射震相 P2~P5 分别对应于上地壳与中地壳、中地壳内、中地壳与下地壳、下地壳内的界面。这些界面对应的深度分别为 12.5~16.0、17.0~22.0、20.0~24.0、27.5~30.5km。界面上方对应地层的平均速度分别为 5.7~6.0、5.80~6.20、5.90~6.30、6.1~6.4km/s。震相 P2、P3、P4 清晰,分别在偏移距 25~70、30~80、35~100km 范围内连续。震相 P5 较弱,在多数记录剖面图上不明显。

徐涛等(2014)的研究结果也显示,初至 P_g 震相出现的最大距离约 80km。在地震记录上普遍观察到来自莫霍界面的强反射震相 P_mP (对应的莫霍界面平均深度 32km 左右,局部加深至 34km) 及壳内弱反射震相 P_1 、 P_2 、 P_3 。此外,还普遍观察到来自上地幔顶部的首波 P_n ,其初始出现距离约 160km,视速度 8.0~8.1km/s。

为方便比较,在此将各波组统一命名并列主要特征描述如下:

P_g : 出现范围为炮点附近至 70~100km,视速度 5.7~6.1km/s。

P_1 : 来自上地壳底部界面(深度 11~16km)的反射波。出现距离 30~100km,个别炮可追踪至 120km,界面上地层平均速度 5.7~6.1km/s。在个别炮点记录上能量较弱。

P_3 : 来自中地壳底部界面(深度 20~27km)的反射波。出现距离 35~120km,个别炮点可追踪至 160km,界面上地层平均速度 5.9~6.3km/s。

P_m : 来自莫霍界面(深度 30~36km)的强反射波。出现距离 40~240km,界面上地层平均速度 6.1~6.4km/s。震相连续,易追踪对比。

P_n : 来自上地幔顶部的首波震相,出现距离 150~240km,个别炮可追踪至 320km。直线性较好,视速度 7.9~8.1km/s。

其它壳内反射波,如来自中地壳上层底界面的反射波 P_2 、下地壳上层底界面的 P_4 ,振幅一般较弱。

2.2 江南隆起

皖南江南隆起为扬子块体内二级构造单元,1991 年实施的屯溪-温州宽角地震探测工程,其北段始于黄山市丰乐水库,位于江南隆起构造单元内。鉴于屯溪-温州测线仅一小段穿越该单元,在此对其地震资料相关特征不作重点分析。

熊绍柏等(2000)识别出 P_g 、 P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 、 P_mP 和 P_n 等 7 个震相。 P_g 波形态复杂,出现距离为炮点附近到 100km 左右,视速度沿测线变化很大; P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 、 P_n 可追踪对比距离分别为 30~120、40~160、50~170、50~170、160~230km; P_mP 可追踪对比距离 60~250km,其北段的松阳炮和新安江炮观察到清晰的 P_mP 反射震相,到时有明显横向变化,反映了莫霍界面的起伏,而丰乐水库炮的 P_mP 并不清楚。

2.3 秦岭-大别造山带

20 世纪 80 年代末在大别山地区发现了柯石英,其后又发现了金刚石微粒包体。大别造山带的超高压变质作用及其地球动力学过程吸引了国内外地球科学家的广泛兴趣。如前所述,基于丰富测深资料,滕吉文等(1985)、郑晔等(1989)、王椿镛等(1997a、1997b、1999)、李英康等(2002)、刘福田等(2003)对东大别造山带下方地壳结构进行了详细研究。该区宽角地震资料的主要波组特征可概括如下:

(1) 作为在结晶基底内传播的首波或潜波, P_g 震相在各炮的记录截面图上的观测距离小于 100km,一般作为初至震相出现,振幅大,衰减慢,可连续追踪对比。

郑晔等(1989)对随县-马鞍山测线地震资料的分析结果表明,在六安-随县剖面上, P_g 波视速度为 5.13~6.18km/s,认为这反映了该地区上地壳速度较高、横向变化较大,与该地区地层较老、有大面积的花岗岩出露、地表附近某些地方存在着高速岩体等地质特征相一致。据王椿镛等(1997b)对庄墓-张公渡剖面深地震测深资料的分析可知,庄墓炮 P_g 震相在 15~100km 距离内视速度较高,为 6.15~6.25km/s,该炮在晓天南、北两侧的初至震相波形有明显

的差异,这可能与晓天-磨子潭断裂有关;官亭炮往南 P_g 的视速度为 6.20km/s ;撞钟炮南、北两侧 P_g 的视速度均为 6.00km/s ;二郎河炮 P_g 的视速度为 5.95km/s ;蔡山炮往北 P_g 在 20km 以外比二郎河炮迟后约 0.5s ,往南 P_g 到时比往北的明显滞后;张公渡炮 P_g 视速度为 5.90km/s 。刘福田等(2003)对东大别造山带 6 条测线宽角地震资料的分析结果表明, P_g 震相到在不同测线的记录截面上有较大差别,即在 L4 线固始炮和庐江炮 2 条记录截面以及 L2 线黄梅炮记录截面上距炮点 70km 范围内, P_g 波到时明显滞后,且视速度较低,与这些地段炮点和观测点在沉积盆地内、低速沉积层厚、结晶基底较深等有关。其余测线的记录截面上,位于晓天-磨子潭断裂以南片麻岩穹隆及高压、超高压单元内的 P_g 震相同相轴几乎接近或超前于零线(折合走时),表明这些构造单元内结晶基岩出露于地表,近地表岩石波速接近 6.0km/s 。

(2) 上地幔顶部的折射波 P_n 走时曲线近似为直线,在约 160km 以外为初至震相。

郑晔等(1989)对随县-马鞍山测线地震资料的分析结果表明,在六安-随县及六安-马鞍山记录剖面上开始出现 P_n 的距离分别为 150 、 163km 。王椿镛等(1997a)对庄墓-张公渡测线深地震测深资料的分析结果表明,庄墓炮、官亭炮及张公渡炮分别观测到清晰 P_n 波,初始出现距离分别为 160 、 170 、 170km ,视速度分别为 8.0 、 8.0 、 7.9km/s 。刘福田等(2003)的分析结果也表明,该区 P_n 波能量较强,震相清晰,距炮点 160km 左右进入初至区,可连续追踪对比数十千米。

(3) 来自莫霍界面的反射波 P_mP 一般在震中距 $70\sim 80\text{km}$ 处开始出现,具有振幅大、频率低等特点,因而能连续追踪,震相清晰。

郑晔等(1989)的研究表明, P_mP 在六安-随县记录剖面上可追踪至 180km ,而在六安-马鞍山剖面上可追踪至 160km 。王椿镛等(1997a)的研究表明,测线上多数炮点可观察到清晰的 P_mP 反射震相。其中,庄墓炮清晰的 P_mP 震相从 70km 延续到 300km ,且在 200km 以外有较低的视速度(约 6.10km/s);官亭炮 P_mP 在 70km 以外为优势震相,但在 150km 以远却难于追踪;撞钟炮往北的 P_mP 优势距离为 $80\sim 130\text{km}$;埠塔寺炮的 P_mP 在 90km 以外为优势震相,在 $90\sim 150\text{km}$ 距离上出现时间比官亭炮滞后约 1.0s ,这意味着莫霍界面往南急剧变深。刘福田等(2003)的研究也表明, P_mP 一般在震中距大于 80km 后出现,在 $100\sim 160\text{km}$ 范围内能量最强,且随距离继续增大而减弱。值得注意的是,局部地段上 P_mP 震相走时和波形均发生变化。庐江炮 L2 线记录截面上震中距 $100\sim 180\text{km}$ 地段, P_mP 震相同相轴出现明显扭曲。而庐江炮 L6 线上震中距大于 160km 地段、黄梅炮 L5 线近炮点(80km 左右)地段, P_mP 震相波形紊乱,频率发生显著变化,以致于不能可靠识别。与这些波形特征异常地段所对应的莫霍面上的反射段大致位于晓天-磨子潭断裂一线下方。 P_mP 震相同相轴扭曲、波形紊乱往往与莫霍面深度突变或破碎有关。

(4) 壳内其它反射震相相对较弱,能量变化较大。

郑晔等(1989)的研究表明,随县-马鞍山测线地震记录上震中距 100km 范围内可观察到壳内反射震相 P_1 、 P_2 和 P_3 ,其中 P_1 界面上方介质平均速度为 6.1km/s ,而 P_2 的拟合速度比 P_1 略低。王椿镛等(1997a)的研究表明,埠塔寺炮往南的记录显示了 3 个清晰的壳内反射震相;撞钟炮往南 P_1 震相在 $20\sim 70\text{km}$ 范围内具有显著的强振幅特征;二郎河炮、埠塔寺炮 P_3 震相在 $100\sim 140\text{km}$ 范围内相当强;张公渡炮在 $140\sim 180\text{km}$ 范围内 P_mP 之后约 0.5s 还有

一个明显的震相。刘福田等(2003)的研究表明,存在上地壳反射震相 P1 及来自上、下地壳分界面的反射震相 Pc。P1 出现在 Pg 波之后的续至区内,能量弱,连续性差,但仍可断续追踪数十千米。在震中距 100km 以远地段 P1 波能量增强,连续性好转,可连续追踪至 130~170km。Pc 一般在 Pm 震相之前、观测距离 50~200km 之间出现。在不同炮的地震记录截面上,振幅强弱差异较大。如 L5 线黄梅炮和 L6 线团风炮,在黄梅炮记录截面上均表现为壳内反射波的优势波,振幅较大,能量较强,追踪距离远,特别是在距炮点 150km 以远地段 Pc 波震相依然非常清晰且连续性较好,能追踪识别数十千米;而在 L6 线上述两炮记录上,Pc 波能量较弱,连续性较差,只在局部地段振幅较强,可连续追踪对比。

为方便比较,在此将各波组统一命名并列特征描述如下:

Pg:出现范围为炮点附近至 60~100km,视速度 5.9~6.2km/s。

P1:来自上地壳底部界面反射波(郑晔等(1989)、刘福田等(2003)的结果显示深度 12~17km,王椿镛等(1997a)的结果显示深度 19~23km),出现距离 20~100km,个别炮可追踪至 170km。

P3:来自中地壳底部界面反射波(郑晔等(1989)、刘福田等(2003)的结果显示深度 22~25km,王椿镛等(1997)的结果显示深度 27~31km),出现距离 50~140km,个别炮点甚至可追踪至 200km。

Pm:来自莫霍界面(深度 32~41km)强反射波,出现距离 70~180km,庄墓炮可追踪至 300km。震相强、连续,易追踪对比。个别炮点同相轴扭曲,波形紊乱,与莫霍面深度突变或破碎有关。

Pn:来自上地幔顶部的首波震相,出现距离 150~250km,直线性较好,视速度 7.9~8.1km/s。

3 地壳结构基本特征

表 1 对比了研究区域各测深剖面对地壳结构的解释结果。总体来看,安徽及邻区(尤其是华北块体和下扬子盆地)的地壳结构可简化为 3 层结构,莫霍界面深度 30.0~36.0km,横向变化平缓。但大别造山带下方地壳结构较为复杂,速度结构横向变化剧烈,上地壳存在显著局部高速异常。莫霍界面下凹,且晓天-磨子潭断裂下方存在显著垂向断错。宁芜矿集区下方莫霍面深度偏浅,为 30~31km。

3.1 华北块体及扬子块体大部(张八岭隆起、下扬子盆地)

白志明等(2006)对符离集-奉贤测深剖面地震资料的分析结果表明,该剖面速度模型在纵向上大致可分上地壳、中地壳和下地壳等 3 部分,速度分布符合稳定地台的速度结构特征。上地壳总厚度 10.5~13.0km;中地壳的上层底界面深度为 15.5~19.0km,下层底界面深度为 21.5~25.0km;下地壳上层的底界面深度为 25.5~29.0km,莫霍界面深度为 30~36km。上地壳速度横向变化剧烈,底部速度可达 6.2km/s。中地壳上部和下部、下地壳及上地幔顶部的 P 波速度分别为 5.9~6.2、6.3~6.4、6.6~7.0、8.06~8.30km/s。郯庐断裂带域两侧中上地壳速度结构明显不同,而下地壳未见明显的速度异常和界面形态异常显示,由此推测郯庐断裂嘉山段在中生代曾经切割整个地壳,后由于造山带伸展及壳内均衡作用等,使得断裂特征在粘塑性下地壳中的断裂迹象逐渐消失。

表 1 下扬子及邻区各深地震测深剖面解释结果

剖面名称	野外工作时间	剖面长度	炮点间距	接收点间距	主要解释结果	参考文献
随县-马鞍山	1979~1981 年	500km	平均间距 250km	约 9km	大别造山带六安附近莫霍界面下凹,地壳厚度约 34.3km,上地幔顶部速度 8.05km/s。地表附近覆盖低速沉积盖层,上地壳底部速度约 6.2km/s。其它 3 个壳内反射界面深度分别为 12、15.6、23.8km。中地壳上部存在速度为 5.9km/s 的低速层,中地壳下部速度为 6.55km/s,下地壳 v_p 速度约 6.75km/s	滕吉文等,1985; 郑晔等,1989
符离集-奉贤	1984 年	570km	平均间距 35km	约 1km	华北地台及下扬子大部地壳结构大致分为上、中、下 3 层。上地壳总厚度 10.5~13.0km;中地壳的上层底界面深度 15.5~19.0km,下层底界面深度为 21.5~25.0km;莫霍界面深度为 30~36km。上地壳速度横向变化剧烈,底部速度可达 6.2km/s。中地壳上部和下部、下地壳及上地幔顶部的 P 波速度分别为 5.9~6.2、6.3~6.4、6.6~7.0、8.06~8.30 km/s。郯庐断裂带域位于莫霍界面隆起的斜上方	张四维等,1988; 陈沪生,1988; 白志明等,2006; Bai 等,2007
屯溪-温州	1991 年	360km	平均间距 90km	约 3km	江南隆起地壳结构大致分为上、中、下 3 层,但中地壳和下地壳各又可进一步划分为 2 个亚层。壳内第一反射面以上的上地壳层,底部速度约 6.15 km/s,剖面西段埋深 15.0~16.0km,从西向东海减薄。中地壳包括 2 层,上层速度 6.14~6.25km/s,厚度约 5km,从西向东速度有降低趋势;中地壳下层为一低速层,厚度不足 5km 且横向变化较大,速度 5.85~5.90km/s	孔祥儒等,1995; 熊绍柏等,2000; Zhang 等,2005
庄墓-张公渡	1994 年	400km	平均间距 67km	1~4km	大别造山带南、北两侧的华北、扬子地台均厚约 35km,为较简单的 3 层地壳结构。剖面地壳厚度从扬子地台下方的 35.5km 增加到晓天下方的 41.5km。晓天往北的地壳厚度从 37km 减少到 35km,这一模型与现今阿尔卑斯碰撞模型相似。上地壳底部速度 6.15~6.30 km/s,底界面深度 19~23km;中地壳速度 6.4~6.6km/s,底界面深度 27~31km;下地壳速度 6.8~7.0km/s,底界面深度 36.0~41.5km。晓天-磨子潭断裂下方表现为地壳的不对称增厚,莫霍界面的垂直错断达 4.5km。莫霍界面下方速度为 7.9~8.1km/s	王椿镛等,1997a、1999;李英康等,2002; Wang 等,2000
东大别	2001 年	6 条剖面, 长度 150~254km	间距 150~254km	4.5~6.2km	东大别俯冲碰撞带下方地壳结构可简单划分为 3 层结构。3 个界面深度分别为 13~17、22~25、32~41km。速度结构在纵向、横向均存在较为强烈的非均匀性。上地壳底部速度 6.20~6.36km/s,中地壳速度 6.3~6.5km/s,下地壳速度 6.6~6.9km/s。晓天-磨子潭断裂一线下方莫霍面最深,达 41km 左右,并出现 4km 的垂向错断	刘福田等,2003
宜兴-利辛	2011 年	450km	平均间距 90km	1.5~2km	华北地台及下扬子的地壳结构大致分为上、中、下 3 层,对应的底界面深度分别为 11.5~14.0、23.5~27.0、30~36km。上地壳底部速度 6.0~6.2km/s;中地壳速度 6.25~6.40km/s;下地壳平均速度 6.5~6.7 km/s,但宁芜矿集区下方下地壳速度偏低,为 6.4~6.5km/s。芜矿集区下方 Moho 面深度偏浅,为 30~31km,上地幔顶部速度偏低,为 7.9~8.1km/s	徐涛等,2014; 吕庆田等,2014

徐涛等(2014)对宜兴-利辛剖面地震资料的分析结果表明,地壳结构可以近似分为上、中、下地壳3层,对应的底界面深度分别为11.5~14.0、23.5~27.0、30~36km。上地壳底部速度6.0~6.2km/s,中地壳速度6.25~6.40km/s,下地壳平均速度6.5~6.7km/s,但宁芜矿集区下方下地壳速度偏低,为6.4~6.5km/s。在东部扬子块体内部,地壳覆盖层厚3~5km,西部的合肥盆地下方,则达到4~7km。郯庐断裂下方莫霍面深度为35km左右,而宁芜矿集区下方莫霍面深度偏浅,为30~31km,但局部范围内莫霍面深度至34km左右。剖面上,地幔顶部的速度平均为8.0~8.2km/s。宁芜矿集区下方速度偏低,为7.9~8.1km/s。郯庐断裂带的下方,从地表开始还存在20多千米长的低速异常带,一直延伸到莫霍面附近。

由此可见,华北、扬子块体大部(主要是下扬子盆地)下方地壳结构基本特征可简化为3层:上地壳底界面深度11~16km,底部速度6.0~6.2/s;中地壳底界面深度21~27km,底部速度可达6.4km/s;下地壳底界面(莫霍界面)深度30~36km,底部速度可达6.6~7.0km/s,但存在下地壳局部低速异常(宁芜矿集区下方)和莫霍界面局部隆起的情况,且浅部沉积盖层厚度变化较大,如合肥盆地下方沉积厚度达4~7km。

3.2 江南隆起

孔祥儒等(1995)、熊绍柏等(2000)对屯溪-温州剖面宽角地震资料的分析结果表明,剖面上地壳结构大致分为上、中、下3层,但中地壳和下地壳各又可进一步划分为2个亚层。壳内第一反射面以上的上地壳层底部速度约6.15km/s,剖面西段埋深15.0~16.0km,从西往东向海域减薄。中地壳包括2个亚层,上层速度6.14~6.25km/s,厚度约5km,从西向东速度有减小趋势;下层为一低速层,厚度不足5km且横向变化较大,速度5.85~5.90km/s;测线西段的中地壳底界面深度18.5~23.0km。下地壳也分2个亚层,上层速度6.60~6.75km/s,下层速度约6.80km/s。剖面自NW向SE莫霍界面深度逐渐变小,测线西端丰乐水库下方莫霍界面深度可达36.5km,而在松阳炮下方深度仅为32.5km。此外,在松阳炮附近的溪口下方下地壳存在显著局部高速异常。

3.3 秦岭-大别造山带

郑晔等(1989)的研究显示,六安附近莫霍界面下凹,地壳厚度约34.3km,上地幔顶部速度8.05km/s。地表附近覆盖低速沉积盖层,上地壳底部速度约6.2km/s。其它3个壳内反射界面深度分别为12.0、15.6、23.8km。中地壳上部存在速度为5.9km/s的低速层,中地壳下部速度为6.55km/s,下地壳 $v_p \approx 6.75\text{km/s}$ 。

王椿镛等(1997a)对庄墓-张公渡测深剖面的研究表明,大别造山带南、北两侧的华北地台和扬子地台均厚约35km,为较简单的3层地壳结构。剖面地壳厚度从扬子地台下方的35.5km增加到晓天下方的41.5km。晓天往北的地壳厚度从37km减少到35km,这一模型与现今阿尔卑斯碰撞模型相似。上地壳底部速度6.15~6.30km/s,底界面深度19~23km;中地壳速度6.4~6.6km/s,底界面深度27~31km;下地壳速度6.8~7.0km/s,底界面深度36.0~41.5km。莫霍界面下方速度为7.9~8.1km/s。

造山带内部地壳结构与华北地台、扬子地台相比要复杂得多,它与东秦岭的地壳结构有较大的差异。虽然在各炮记录中莫霍界面反射波PmP能连续追踪,但在晓天-磨子潭断裂下方表现为地壳的不对称增厚,莫霍界面的垂直错断达4.5km。这一错断表征三叠纪碰撞的古缝合线造山带下方现今的“山根”仅有5km厚,可能是由于华北地台和扬子地台三叠纪碰撞

之后莫霍界面被地壳均衡过程改造所致。在超高压变质带内部,结晶基底具有正常的地震波速度,但在撞钟炮附近 3km 左右深度以下为高速异常区,且中、下地壳均有相对高的横向速度异常,这可能与深部存在含量较高的超高压变质岩有关。

刘福田等(2003)对 6 条测线记录剖面上的 3 组反射震相 P1、Pc 和 PmP 的分析结果表明,东大别俯冲碰撞带下方地壳结构可简单划分为 3 层。3 个界面深度分别为 13~17、22~25、32~41km;上地壳底部速度 6.20~6.36km/s,中地壳速度 6.3~6.5km/s,下地壳速度 6.6~6.9km/s。

速度结构在纵向、横向上均存在较为强烈的非均匀性。造山带地壳为一高速穹隆构造。在其核心部位地表速度高达 5.0km/s 左右。固始和黄梅附近地表速度较低,为 3.30~3.70 km/s。在穹隆构造的翼部,上、中地壳发育速度为 6.1km/s 左右的壳内低速层(体)。莫霍面形态复杂,即沿造山带方向莫霍面变化平缓,地壳厚度 33km 左右;横穿造山带方向起伏变化较大,又有从东向西趋于平缓的趋势。在晓天-磨子潭断裂一线下方莫霍面最深,达 41km 左右,并出现 4km 的垂向错断。向南、北两侧地壳厚度减薄至 32~34km,莫霍面起伏幅度达 7km。

综上所述,东大别造山带下方地壳结构有别于扬子地台和华北地台的 3 层地壳结构,速度结构在纵向、横向上均存在较为强烈的非均匀性,上地壳有显著高速异常,可能与深部超高压变质岩有关。莫霍界面下凹,横向起伏变化较大。在晓天-磨子潭断裂一线下方莫霍面最深,达 41km 左右,并出现 4~5km 垂向错断。

4 讨论与结论

综上所述,中国大陆下扬子及邻区深地震测深资料具有以下波组特征:

(1)初至波 Pg 出现范围为炮点附近至 70~100km,视速度 5.7~6.1km/s,受浅表沉积盖层或基岩出露等影响常出现局部延迟滞后或走时超前。

(2)来自上地壳底部界面(深度 11~17km;王椿镛等(1997a)结果显示,大别造山带下方深度为 19~23km)反射波 P1 出现距离 20~100km,个别炮可追踪至 170km,个别炮点记录显示能量较弱。

(3)来自中地壳底部界面(深度 20~27km;王椿镛等(1997a)结果显示,大别造山带下方深度为 27~31km)反射波 P3 出现距离 35~140km,个别炮点可追踪至 200km。

(4)莫霍界面(深度 30~36km;大别造山带下方 32~41km)强反射波 Pm 出现距离 40~250km,震相连续,易追踪对比。庄墓炮可追踪至 300km。个别炮点同相轴扭曲,波形紊乱,与莫霍面深度突变或破碎有关。

(5)上地幔顶部首波 Pn 出现距离 150~250km,个别炮可追踪至 320km。线性较好,视速度 7.9~8.1km/s。其它壳内反射波如中地壳上层底界面的反射波 P2、下地壳上层底界面 P4 的振幅一般较弱。

该研究区地壳结构的基本特征可描述为:

(1)地壳结构大致分为上、中、下 3 层,但中地壳和下地壳视资料情况又可进一步划分为 2 个亚层。

(2)华北地台和扬子地台上地壳底界面 11~16km,平均速度 5.7~6.1km/s;中地壳底界

面深度 21~27km,平均速度 $6.4\pm 0.1\text{km/s}$ 。东大别造山带核心部位下方,以上 2 个界面深度分别为 19~23、27~31km,上地壳平均速度 $6.0\pm 0.1\text{km/s}$,中地壳平均速度 $6.5\pm 0.1\text{km/s}$,且在北部出现中地壳低速层。

(3)华北地台和扬子地台地壳厚度 30~36km,莫霍界面形态变化较缓,存在局部隆起,下地壳平均速度 $6.7\pm 0.3\text{km/s}$ 。但大别造山带下方地壳厚度 32~41km,莫霍界面下凹且出现 4~7km 垂向错断,下地壳平均速度 $6.8\pm 0.2\text{km/s}$ 。莫霍界面错断可能归因于华北地台和扬子地台三叠纪碰撞之后莫霍界面被地壳均衡过程所改造。

(4)华北块体和扬子块体的沉积盖层厚度变化较大,最深处可达 4~7km 或更深;东大别造山带下方地壳结构在纵向、横向上均存在较为强烈的非均匀性,尤其上地壳有显著高速异常,可能与深部超高压变质岩有关。

参考文献

- 白志明、王椿镛,2006,下扬子地壳 P 波速度结构:符离集-奉贤地震测深剖面再解释,科学通报,51(21),2534~2541。
- 陈沪生,1988,下扬子地区 HQ-13 线的综合地球物理调查及其地质意义,石油与天然气地质,9(3),211~222。
- 孔祥儒、熊绍伯、周文星,1995,浙江省深部地球物理研究新进展——屯溪-温州、诸暨-临海地学断面及区域重力研究成果,浙江地质,11(1),50~62。
- 李秋生、卢德源、高锐等,2000,横跨西昆仑-塔里木接触带的爆炸地震探测,中国科学,30(增刊),16~21。
- 李英康、董树文、张忠杰等,2002,大别造山带地壳泊松比结构与超高压变质带来自宽角反射与近垂直反射剖面的启示,地质论评,48(1),15~23。
- 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,地球物理学报,46(3),366~372。
- 吕庆田、董树文、史大年等,2014,长江中下游成矿带岩石圈结构与成矿动力学模型——深部探测(SinoProbe)综述,岩石学报,30(4),889~906。
- 潘延吉、陈才弟,2002,中国地质图集,193,北京:地质出版社。
- 滕吉文、阚荣举、刘道洪等,1973,柴达木东盆地的基岩首波和反射波,地球物理学报,16(1),62~70。
- 滕吉文、孙克忠、熊绍柏等,1985,中国东部马鞍山-常熟-启东地带地壳与上地幔结构和速度分布的爆炸地震研究,地球物理学报,28(2),155~169。
- 王椿镛、楼海、王飞,1999,大别山超高压变质带地壳结构及其构造意义,地震学报,21(5),533~544。
- 王椿镛、张先康、陈步云等,1997a,大别造山带的地壳结构研究,中国科学:D 辑,27(3),221~226。
- 王椿镛、张先康、丁志峰等,1997b,大别造山带上部地壳结构的有限差分层析成像,地球物理学报,40(4),495~501。
- 王夫运、段永红、杨卓欣等,2008,川西盐源-马边地震带上地壳速度结构和活动断裂研究——高分辨率地震折射实验结果,中国科学:D 辑,38(5),611~621。
- 熊绍柏、刘宏兵,2000,浙皖地区地壳-上地幔结构和华南与扬子块体边界,地球物理学进展,15(4),3~17。
- 徐涛、张忠杰、田小波等,2014,长江中下游成矿带及邻区地壳速度结构:来自利辛-宜兴宽角地震资料的约束,岩石学报,30(4),918~930。
- 曾融生、阚荣举,1961a,柴达木盆地西部地壳深界面反射波,地球物理学报,10,120~125。
- 曾融生、阚荣举、何传大,1961b,柴达木盆地低频地震探测的基岩首波和大角度反射,地球物理学报,10,54~66。
- 张四维、张锁香、唐荣余等,1988,下扬子地区符离集-奉贤地震测深资料解释,地球物理学报,31(6),637~648。
- 张先康、嘉世旭、赵金仁等,2008,西秦岭-东昆仑及邻近地区地壳结构——深地震宽角反射/折射剖面结果,地球物理学报,51(2),439~450。
- 张忠杰、滕吉文、李英康等,2002,藏南地壳速度结构与地壳物质 EW 向逃逸-以佩枯错-普莫雍错宽角反射剖面为例,中国科学:D 辑,32(10),793~798。
- 郑郊、滕吉文,1989,随县-马鞍山地带地壳与上地幔结构及郧庐构造带南段的某些特征,地球物理学报,32(6),648~659。
- Bai Z M, Zhang Z J, Wang Y H, 2007, Crustal structure across the Dabie-Sulu orogenic belt revealed by velocity profiles, Journal of

Geophysics and Engineering, **4**, 436~442.

Wang C Y, Zeng R S, Mooney W D, et al, 2000, A crustal model of the ultrahigh-pressure Dabie Shan orogenic belt, China, derived from deep seismic-refraction profiling, *J Geophys Res*, **105**(B5), 10857~10869.

Zhang Z J, Badal J, Li Y, et al, 2005, Crust-upper mantle seismic velocity structure across southeastern China, *Tectonophysics*, **395** (1-2), 137~157.

Basic features of crustal structure in the Lower Yangtze and its neighboring area of Chinese Mainland: Review of Deep Seismic Sounding research

*Bai Zhiming*¹⁾ *Wu Qingju*²⁾ *Xu Tao*^{1,3)} *Wang Xiao*^{1,4)}

1) State Key Laboratory of Lithosphere Evolution, Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing 100029, China

2) Key Laboratory of Seismic Observation and Geophysical Imaging, Institute of Geophysics, CEA, Beijing 100081, China

3) CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China

4) University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract The Deep Seismic Sounding (DSS) projects carried out from the 1970s of the last century in the lower Yangtze region and its neighboring area were reviewed. Then the basic wave group features of those wide angle reflection/refraction record sections, and that of the crustal structure are summarized. It shows that there were totally five clear wave groups on the record sections, which include the first arrival Pg, the reflection P1 from the bottom interface of the upper crust, the reflection P3 from the bottom interface of the middle crust, the strong reflection Pm from the Moho boundary, and the refraction Pn from uppermost mantle. Generally, these phases are easily consistently traced and compared, despite that some first arrivals are delayed or arrive earlier than normal due to the shallow sedimentary cover or bedrocks. Especially, in the Dabie Mountain region the seismic events of a few shots gathered always have weak reflection energy, coaxial twists, or disorganized waveform. This could be attributed to the variations of reflection depth, the disrupt of Moho, and the discontinuity of the reflection boundary within the crust. The regional crustal structure is composed by the upper, middle, and lower crusts, among which the middle and lower layers can be further divided into two weak reflection ones respectively because of the clear seismic events on the record sections. The crustal thickness of the North China and Yangtze platform are 30~36km, and the Moho exhibits a flat geometry despite some local uplifts. For these two tectonic areas, the average compressional wave velocity in lower crust is 6.7 ± 0.3 km/s. Nevertheless beneath the Dabie Mountain area the crustal thickness is 32~41km, the Moho bends down sharply and takes an abrupt 4~7km offset in the vertical direction. The average compressional wave velocity in lower crust beneath the Dabie Mountain area is 6.8 ± 0.2 km/s.

Key words: Deep Seismic Sounding projects; Wave group feature; Crustal structure feature; Anhui Province and its neighboring area