

黎哲君,黄显良,郑海刚,等,2022. 基于融合重力异常的大别造山带东段莫霍面反演研究. 中国地震,38(4):751~761.

基于融合重力异常的大别造山带东段 莫霍面反演研究

黎哲君^{1,2)} 黄显良^{1,2)} 郑海刚^{1,2)} 王俊^{1,2)}
王燧坤^{1,2)} 袁泉¹⁾ 谈昕¹⁾

1) 安徽省地震局,合肥 230031

2) 安徽蒙城地球物理国家野外科学观测研究站,安徽蒙城 233500

摘要 利用实测布格异常和 EGM2008 重力异常融合结果,采用频率域位场反演方法计算大别造山带东段莫霍面三维空间分布,结合区域地质构造和地震活动等资料讨论大别造山带东段莫霍面分布特征及其构造含义等。研究结果显示:①莫霍面空间分布体现了块体构造差异,大别造山带莫霍面最深,最大深度达 42km,显示东大别造山带存在明显山根,扬子地块深度次之,华北地块最浅;郟庐断裂带及其东侧区域存在莫霍面上隆带;②大别造山带北侧和南侧莫霍面陡变带分别位于青山—晓天断裂附近和襄樊—广济断裂以北,体现华北地块和扬子地块向大别造山带之下俯冲的构造特征,指示了深部构造缝合带位置;莫霍面深度特征表明郟庐断裂带区域构造边界带属性明显,其切割深度至少达到壳幔边界,大别造山带商城—麻城断裂两侧经历了差异隆升;③研究区域绝大多数地震发生在莫霍面以上深度,莫霍面深度陡变带、上隆带及不同莫霍面深度特征区的转换带为区域地震活动提供了深部构造条件。

关键词: 莫霍面 重力异常 重力反演 大别造山带 地质构造

[文章编号] 1001-4683(2022)04-0751-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

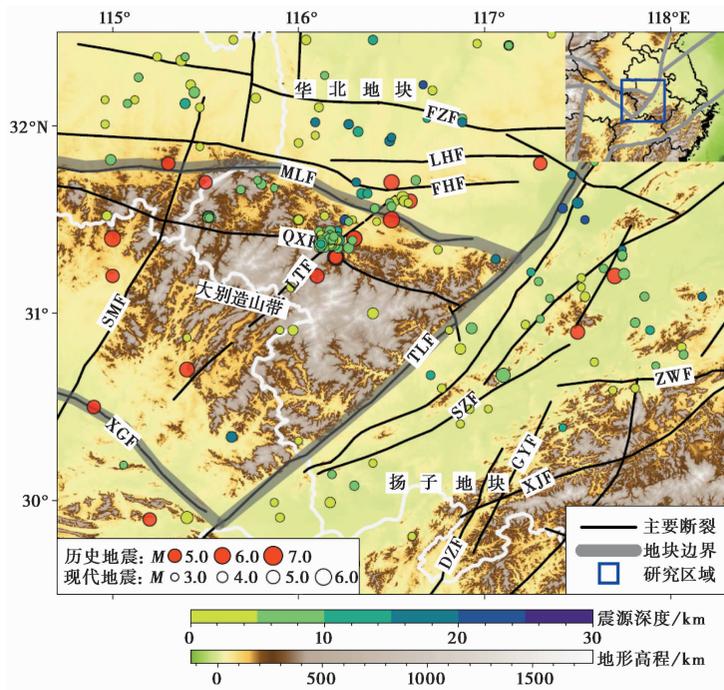
本文研究范围(29.5°N~32.5°N, 114.7°E~118.3°E)为大别造山带东段及周边区域(图1)。大别造山带为华北地块和扬子地块之间的碰撞造山带,该地区早中生代曾发生剧烈碰撞挤压,造成地壳增厚及发生壳幔物质交换(董树文等,1993;滕吉文等,2000;刘启元等,2005;Zhao et al,2019)。现今的大别造山带东段为鄂皖交界地区地震活动集中部位,小震活动在霍山附近地区表现出明显的聚集分布特征,历史上该地区曾发生多次 5 级以上地震,且主要沿落儿岭—土地岭断裂(LTF)分布,大别造山带东段的深部结构,特别是莫霍面

[收稿日期] 2021-02-04 [修定日期] 2021-04-03

[项目类别] 中国地震局地震科技星火计划项目(XH20025Y)、中国地震局震情跟踪项目(2021010208)、安徽蒙城地球物理国家野外科学观测研究站联合开放基金(MENGO-202112)和武汉引力与固体潮国家野外科学观测研究站开放研究基金(WHYWZ202209)共同资助

[作者简介] 黎哲君,男,1987年生,硕士,高级工程师,主要从事地球物理场和地壳形变观测、研究工作。

E-mail: zhejunli@126.com



注:图中红色圆圈为历史地震,其他颜色圆圈为现代地震(颜色代表震源深度),现代地震的时间范围为1970年至今,历史地震的时间范围为公元前780年至今;主要断裂:FZF 肥中断裂、LHF 六安—合肥断裂、FHF 肥西—韩摆渡断裂、MLF 梅山—龙河口断裂、QXF 青山—晓天断裂、XCF 襄樊—广济断裂、SMF 商城—麻城断裂、LTF 落儿岭—土地岭断裂、TLF 郟庐断裂带、SZF 宿松—枞阳断裂、DZF 东至断裂、GYF 葛公镇—殷家汇断裂、XJF 宣城—泾县断裂、ZWF 周王断裂。

图1 大别造山带东段及周边区域构造背景

的深度变化可为该地区地震活动构造背景研究提供约束。

大别造山带是我国地球物理研究较充分的地区,在造山带东段壳幔结构研究方面,已有不少学者开展过相关工作,例如,跨大别造山带东段的大地电磁探测剖面研究(董树文等,1993)勾勒了造山带地壳结构剖面图像;人工地震测深剖面(王椿镛等,1997、1999;滕吉文等,2000)揭示了大别造山带下局部地区莫霍面起伏特征,发现大别造山带下存在明显的莫霍面错断及下凹;近南北向穿越大别造山带的二维地震台阵观测剖面研究(刘启元等,2005)发现大别造山带地壳有明显的分块结构,壳幔界面可能存在若干断错,最大断距达数千千米;天然地震波速度成像(赵志新等,2005)、地震走时反演(黄耘等,2011)和瑞利波层析成像(滕吉文等,2006;丁文秀等,2017)等研究给出了大别造山带及周边地区地下速度结构,发现大别造山带地壳明显厚于周边地块,郟庐断裂带对其东部边界的深部结构有明显的控制作用。在基于重力资料的深部构造研究方面,Zhao等(2019)利用WGM2012模型重力异常反演了大别—苏鲁造山带莫霍面,表明华北地块、华南地块和苏鲁—大别造山带莫霍面深度有显著差异;张交东等(2012)计算了大别造山带北部局部地区重力异常,与航磁数据结合分析认为华北陆块向南俯冲到大别山下。已有的研究成果初步描绘了大别造山带东段地壳结构特征,但大多数研究工作以剖面测量为主,覆盖范围有限。在研究方法上,重力学

研究特别是基于实测重力资料的研究工作较少。作为区域地震活动集中分布区,大别造山带东段的深部构造与地震活动关系研究亦不充分。

本文主要利用大别造山带东段实测和模型融合的布格异常资料,通过频率域反演方法计算大别造山带东段莫霍面三维空间分布,结合已有的地质构造和地震活动等资料,探讨大别造山带东段壳幔结构特征及其构造含义,为进一步认识大别造山带东段地壳结构、地球动力学背景和地震活动的深部构造条件,理解造山带形成和演化过程及华北地块和扬子地块之间相互作用方式提供深部构造支撑。

1 数据和方法

1.1 重力异常数据

本文使用的实测重力异常数据为安徽省勘查技术院编制的安徽省 1:25 万布格异常成果,其数据覆盖安徽省全境,研究区域内原始数据测量点位密度优于 $4\text{km}^2/\text{点}$,布格异常均方误差优于 $\pm 0.6\text{mGal}$ ($1\text{mGal} = 10^{-5}\text{m/s}^2$),分辨率和精度均远高于现有的卫星重力资料和地球重力场模型等资料。安徽省境外区域使用 EGM2008 布格异常进行补充,其中 EGM2008 布格异常计算采用基于 DEM 的重力地形改正方法(黎哲君等,2019;杨光亮等,2020),地形数据来自最新的 ASTER GEDM V3 版本数字高程模型。实测布格异常和 EGM2008 布格异常数据的融合采用基于“移去-恢复”的最小二乘融合方法,具体技术路线为:①相同点位实测布格异常减去对应位置 EGM2008 布格异常,得到布格异常残差;②任意 2 个数据点组成点对,按点对距离进行分组,统计距离与布格异常残差协方差,并进行协方差函数拟合,本文采用的协方差函数为局部重力异常 Hirvonen 协方差函数(Moritz,1976)

$$C(\rho) = \frac{C_0}{(1 + b^2\rho^2)^m} \quad (1)$$

其中, C_0 为布格异常残差的方差, ρ 为点对间距离, m 为大于 0 的实数, b 为待拟合的参数,计算得到最佳拟合参数 $C_0 = 114.492\text{mGal}^2$, $m = 0.5$, $b = 2.602$;③基于拟合协方差函数,以实测布格异常与 EGM2008 布格异常之间残差为信号,按最小二乘推估公式(Moritz,1978)计算无实测布格异常区域的重力异常残差;④将推估的布格异常残差与对应位置 EGM2008 布格异常相加,得到布格异常推估值。

通过上述方法实现实测布格异常和 EGM2008 布格异常融合,得到研究区域完整布格异常,如图 2 所示。融合结果保留了实测数据的精度和分辨率,同时满足了频谱分析和莫霍面反演计算对数据覆盖完整性的要求。

1.2 重力异常频谱分析

布格异常是重力观测值经过纬度改正、自由空气改正、地形改正和布格板改正等改正计算后的结果。在假定地壳密度均匀的理想状态下,布格异常主要反应莫霍面起伏特征。然而实际的地壳结构十分复杂,布格异常受地表以下物质质量变化的综合影响,如低密度沉积层、地壳内部密度横向变化等均会对布格异常产生干扰。为定量分析不同波长布格异常对应的场源深度,对融合后的布格异常进行功率谱分析,计算其径向平均功率谱并拟合出似场源深度(Syberg,1972;任飞龙等,2018)。频谱分析结果如图 3 所示,从功率谱曲线中至少可辨别出 3 个线性特征明显的的数据段,通过拟合直线的斜率计算得到似场源深度分别为

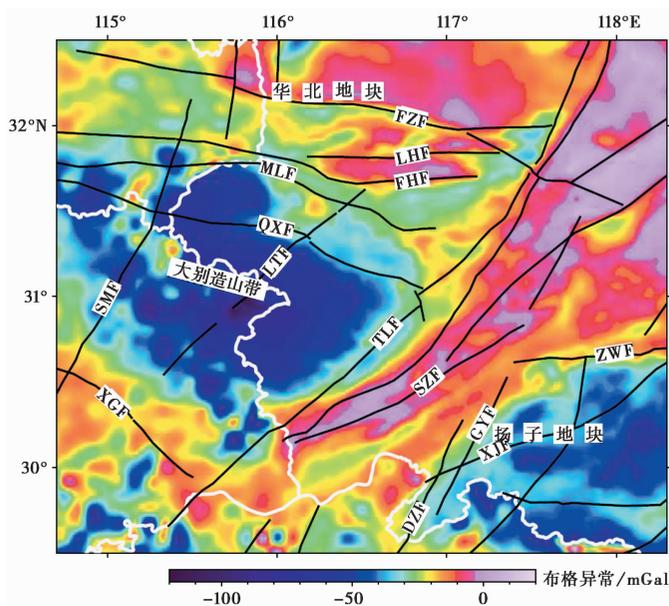


图2 融合后的区域布格异常

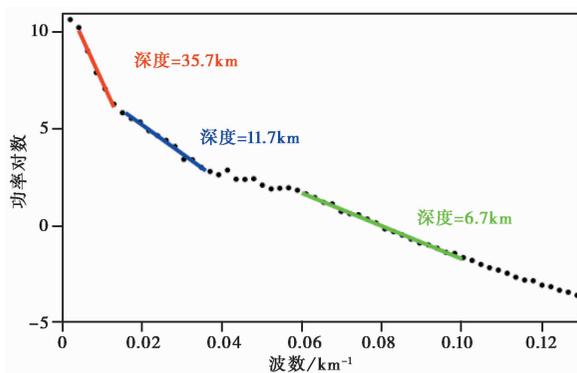


图3 布格异常对数功率谱分析

6.7km、11.7km 和 35.7km。已有研究结果(王椿镛等,1997;滕吉文等,2000;刘福田等,2003;刘启元等,2005)表明大别造山带莫霍面深度总体处于 30~42km 左右,因此可以认为 6.7km 和 11.7km 深度场源分别对应地壳上部和中上部物质密度不均匀变化,35.7km 深度场源则大致对应莫霍面起伏引起的物质密度横向变化,该部分长波长重力异常信号可用于莫霍面的反演计算。

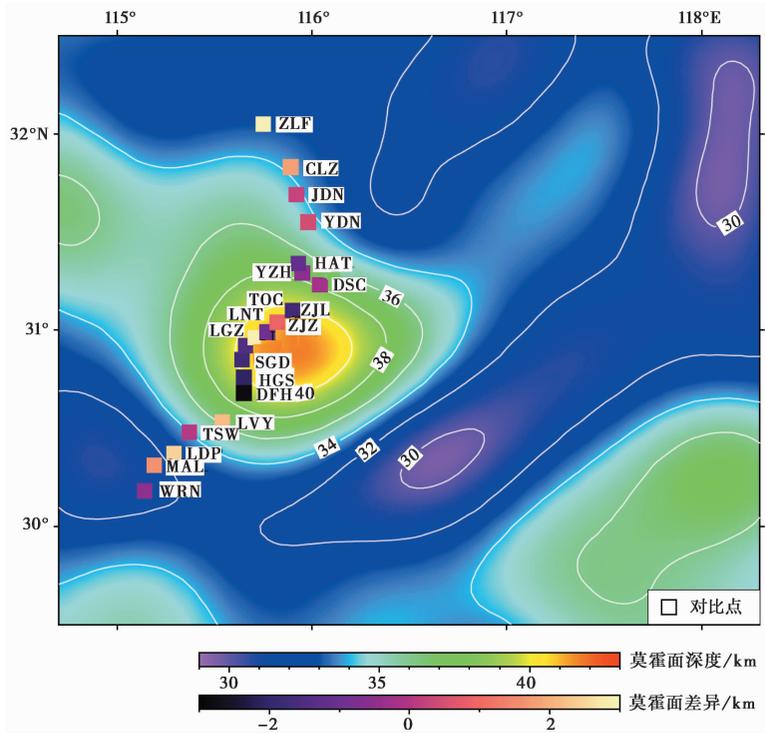
1.3 莫霍面反演关键参数及反演结果检验

基于融合的布格异常,采用 Parker-Oldenburg 位场反演方法(Parker,1973;Oldenburg,1974;Gómez-Ortiz et al,2005;Gao et al,2019)反演莫霍面三维分布。该方法的可靠性已在多项研究中得到验证(Shin et al,2007;Zhao et al,2019)。采用该方法进行莫霍面反演需要事先确定密度界面参考深度、布格异常频率范围、下地壳和上地幔的密度差等参数。根据 P 波速度结构研究结果(王椿镛等,1999;刘福田等,2003),大别造山带东段下地壳平均 P 波速

度为 6.8km/s, 上地幔平均 P 波速度为 8.1km/s, 据速度-密度转换经验公式 (Berteussen, 1977) 求得下地壳和上地幔密度差为 416kg/m³。根据频谱分析结果 (图 3), 布格异常频率范围取 35.7km 深度对应的频率范围。为确定最佳的密度界面参考深度, 在 32~37km 范围内每隔 0.5km 取一个值作为参考深度进行莫霍面反演。采用大别造山带地区二维地震台阵观测剖面获取的莫霍面深度 (刘启元等, 2005) 来验证反演效果。由于重力反演结果比较平滑, 无法反应莫霍面深度突变, 因而对比过程中剔除了剖面中 4 个存在明显突跳的数据点, 表 1 给出了反演结果与二维地震台阵观测结果最接近的 5 组数据对比统计值。由对比结果可知, 反演结果对密度界面参考深度的变化比较敏感, 当取参考深度为 33.5km 时, 莫霍面反演结果与地震观测结果一致性最好 (图 4), 其最大差异为 2.9km, 标准偏差 1.7km, 平均差异仅 -0.1km, 证明取该参考深度时莫霍面反演结果是可靠的。

表 1 莫霍面重力反演结果与地震观测结果对比

参考深度/km	最大差异 (绝对值)/km	差异均值/km	差异标准偏差/km
32.5	4.0	-1.2	1.8
33.0	3.4	-0.6	1.8
33.5	2.9	-0.1	1.7
34.0	3.5	0.5	1.7
34.5	4.1	1.0	1.7



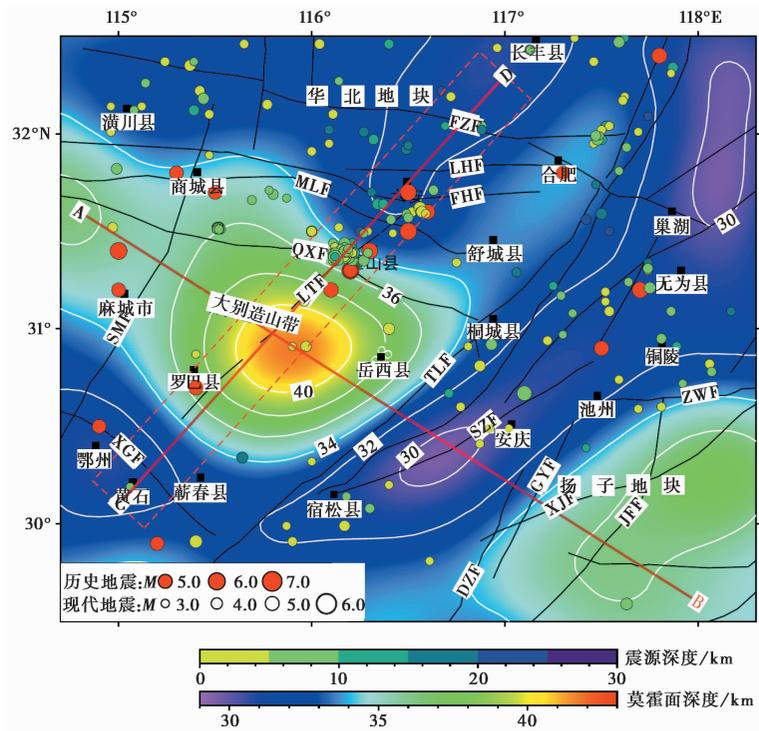
注: 用于与反演结果进行对比的莫霍面深度数据引自刘启元等 (2005), 参考深度 33.5km。

图 4 莫霍面重力反演结果检验

2 计算结果及讨论

2.1 莫霍面深度特征

基于融合布格异常数据的莫霍面反演结果如图5所示,该结果与地震学方法研究结果(王椿镛等,1997;刘福田等,2003;刘启元等,2005;黄耘等,2011)及地球物理方法研究获得的莫霍面空间分布(Zhao et al,2019)具有较好的一致性。由于使用了高精度实测重力数据和模型重力数据的融合结果,并基于现有研究成果及布格异常频谱分析结果合理选择反演关键参数,本研究获得的莫霍面反演结果实现了对研究区域的完整覆盖,提供了可靠的深部构造信息。由图5可知,研究区域莫霍面深度范围处于29~42km之间,最大深度位于大别造山带内岳西与罗田之间区域,最小深度位于郟庐断裂带东侧。各地块莫霍面深度差异明显,大别造山带最深,扬子地块次之,华北地块最浅。

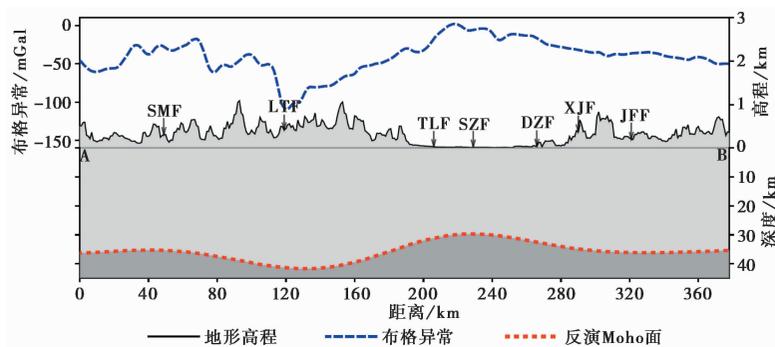


注:图中地震标志的含义同图1。

图5 莫霍面反演结果、地震活动及区域构造

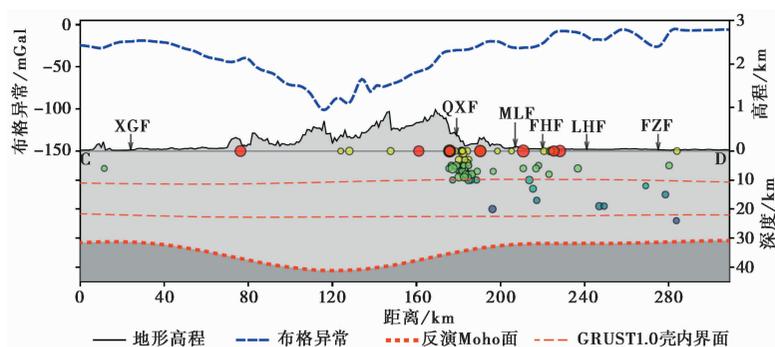
A-B剖面图(图6)显示,自NW向SE方向,莫霍面自大别造山带向扬子地块抬升,靠近郟庐断裂带部位抬升最快,在郟庐断裂带东侧达到深度最小值,而后向扬子地块缓慢下凹至36km左右。C-D剖面图(图7)显示,自SW向NE方向,莫霍面从扬子地块向大别造山带剧烈下凹,在大别造山带核心部位达到最深值,随后向北快速抬升,在合肥盆地达到约32km深度,并以十分缓慢的速度向北继续抬升。大别造山带莫霍面深度处于32~42km之间,总体上呈现西浅东深的特征,在靠近郟庐断裂带一侧的岳西以西部位达到最大深度,向北、向南和向东3个方向快速变浅,并形成莫霍面深度变化梯度带。大别造山带腹地莫霍面较深,最深达到

42km,表明大别山存在明显的山根,平均莫霍面深度为 36km,山根厚度约为 6km,与地震测剖面显示的大别造山带腹地至今仍保留 6~8km 厚的山根(董树文等,1998)的结果十分吻合。扬子地块莫霍面深度处于 29~37km 之间,靠近郟庐断裂带一侧较浅,向 SE 方向逐渐加深,在皖南山区(GYF 以东、ZWF 以南的山区)达到 36km 左右。研究表明,早白垩纪后,随着古太平洋板块向亚洲大陆的俯冲,中国东部构造作用以地壳引张和岩石圈减薄为主导(张鹏等,2007),晚中生代以来的软流圈上涌造成了华南东部下扬子地区岩石圈地幔局部破坏,地幔部分熔融及形成花岗质岩浆上侵(叶卓等,2020)。本文莫霍面反演结果显示,皖南山区为局部莫霍面下凹区,认为该区域在经历了地幔上涌底侵作用和岩石圈减薄过程后,可能存在一定程度的山根。华北地块莫霍面深度总体处于 31~35km 范围,深度变化较小,仅靠近郟庐断裂带和大别造山带部位莫霍面略深。郟庐断裂带对莫霍面特征的分割作用明显,沿断裂带东侧的宿松—安庆—巢湖一线为明显的莫霍面深度低值区,走向与郟庐断裂带一致。



注:A-B 剖面位置见图 5。

图 6 A-B 剖面的莫霍面深度、地形高程及布格异常



注:C-D 剖面位置见图 5;图中红色细虚线表示 CRUST1.0 壳内界面,自上而下分别为上、中地壳界面和中、下地壳界面;地震标志含义同图 1,红色圆圈为历史地震(均标注在 0 深度处),其他颜色圆圈为现代地震(颜色代表震源深度)。

图 7 C-D 剖面莫霍面深度、地形高程、布格异常、壳内界面及地震活动

2.2 莫霍面与区域构造

大别造山带南侧为显著的 NW 向莫霍面深度陡变带,与大别造山带走向基本一致。莫霍面深度变化最剧烈的部位位于罗田—蕲春附近,莫霍面深度快速变化可能与扬子地块向

北俯冲至华北地块之下有关,表明上述2个地块在此部位相互碰撞形成的深部结构转换带至少切割至壳幔边界深度,这一莫霍面形态特征与现有研究成果(滕吉文等,2000;高锐等,2004;肖骑彬等,2007;顾勤平等,2016)相吻合。前人认为XGF是扬子地块与大别造山带的缝合位置(Zhai et al,1995;滕吉文等,2006),从莫霍面反演结果来看,其深部缝合带位置应位于地表缝合带以北的罗田—蕲春之间,这一结果与梁学堂等(2016)基于大别造山带湖北段重力异常特征的分析结果类似。地表缝合带与深部缝合带位置的差异以及深地震反射剖面(高锐等,2004)和地震层析成像(李佳蔚等,2018)揭示的莫霍面向北倾斜的形态也高度一致,是中生代扬子陆块向北俯冲的深部构造证据。

大别造山带北侧有近NW向的莫霍面陡变带,深度自北向南快速增加,变化最快部位位于QXF附近。三叠纪末扬子地块与华北地块在QXF碰撞缝合,导致造山带下部地壳或岩石圈增厚(肖骑彬等,2007),QXF附近莫霍面的陡变特征印证了这一研究结论。大别造山带北缘的重磁电震解析结果(张交东等,2012)也表明由于华北地块的俯冲,华北地块和扬子地块之间的缝合带被推覆到大别造山带内部的北淮阳构造带之下。此外,多项研究结果均表明,大别造山带的壳幔界面在QXF之下发生错断,断距超过4km,壳幔界面错断进一步强化了莫霍面陡变特征(王椿镛等,1997;刘福田等,2003;刘启元等,2005)。

大别造山带东侧莫霍面深度等值线走向与郟庐断裂带走向平行,莫霍面由大别造山带向扬子地块陡升。莫霍面的快速变化体现了郟庐断裂带作为构造块体分界带的鲜明特征,说明郟庐断裂带对深部结构的影响至少已到达壳幔边界,也可能与郟庐断裂带巨大的左行平移造成断裂带两侧壳幔结构显著差异有关(徐嘉炜等,1992;朱光等,2004;滕吉文等,2006)。P波速度结构结果(顾勤平等,2016;殷伟伟等,2019)和背景噪声层析成像研究(丁文秀等,2017)也表明,郟庐断裂带中南段已深切至上地幔顶部。扬子地块内靠近大别造山带和华北地块的宿松—安庆—巢湖区域可见一个近NE向的莫霍面隆起带,沿着郟庐断裂带及其东侧分布,在大别造山带段尤为明显,表明郟庐断裂带下方存在莫霍面上拱(徐嘉炜等,1992),可能是郟庐断裂带作为地幔深部高温热物质的上涌通道所导致(殷伟伟等,2019)。

在大别造山带内部,SMF将造山带分隔为2个莫霍面深度差异较大的区域,西侧深度较浅,东侧为莫霍面显著凹陷区,造成莫霍面深度等值线呈现近葫芦状的轮廓。地震层析成像研究认为,以SMF为界,大别造山带东侧地块与西侧地块地壳速度有显著差异(徐佩芬等,2000)。这种莫霍面深度及地壳速度结构差异可能与沿着郟庐断裂带上涌的熔融热物质混入大别山中下地壳,并造成造山带差异隆升有关(丁文秀等,2017)。

2.3 莫霍面与地震活动

如图5所示,地震活动在研究区域内大部分地区均有分布,但从其空间分布与莫霍面深度关系角度仍可发现一定的规律。在造山带东侧扬子地块内,地震活动主要沿着宿松—安庆—巢湖一线呈带状分布,对应与郟庐断裂带走向平行的莫霍面隆起带。在造山带北侧的华北地块内,地震活动主要分布在舒城—合肥一线以东靠近郟庐断裂带的部位,以及FZF以南的大别造山带外围区域,这些区域对应着不同莫霍面深度特征区的转换部位。在大别造山带内部,地震活动规律性较强,多数地震沿LTF分布,在LTF与QXF交汇部位尤为集中。为清晰显示莫霍面与地震活动关系,沿LTF方向,同时也是近乎垂直于莫霍面深度等值线的

方向提取剖面(图5中C-D剖面)布格重力异常、地形高程和莫霍面深度值,并将其两侧20km范围内地震投影至该剖面,缺少震源深度资料的历史地震绘制在0深度处,为便于讨论,在图中描绘了CRUST1.0(Laske et al, 2013)壳内界面深度(图7)。从C-D剖面可以看出,该区域现代地震震源深度均位于莫霍面以上,绝大多数地震发生于中上地壳。在水平位置上,造山带北部地震活动最集中的区域对应莫霍面由大别造山带向华北地块快速抬升并逐步转折趋平的部位,即地震活动集中在华北地块向大别造山带之下俯冲的深部构造缝合带之上,造山带南部现代地震活动较弱,C-D剖面附近仅有一次5级以上历史地震,其震中水平位置处于莫霍面由南向北快速下降的区域,对应扬子地块和大别造山带之间的深部构造转换带,由此推测大别造山带与北侧华北地块及南侧扬子地块之间的相互作用可能是相关区域地震活动的主要动力来源。大别造山带存在多处壳幔结构错断(王椿镛等,1999;滕吉文等,2000;刘福田等,2003;刘启元等,2005),岩石圈结构不完整,不利于较大应力的积累,以致在中上地壳内的脆弱部位频繁释放应力,霍山—六安一带正好处于LTF与QXF、MLF的交会部位,地壳结构破坏较严重,因而该区域历史地震和现代小震活动均较为集中。因此,在大别造山带东段地震危险性分析过程中,除了要分析深部构造条件外,还应特别关注浅部断裂的构造活动性。

3 结论与认识

本文基于实测布格异常和EGM2008布格异常的融合结果,利用地震学研究成果和布格异常频谱分析结果确定反演关键参数,通过Parker-Oldenburg方法反演了大别造山带东段莫霍面三维分布。通过与地震台阵剖面结果进行对比,证明本文反演结果是可靠的。结合区域地质构造和地震活动等资料进行分析和讨论,深化了对大别造山带东段莫霍面深度特征的认识和对区域构造特征、地球动力学背景的理解,并探讨了区域地震活动的深部构造背景。主要研究结论如下:

(1)大别造山带东段莫霍面深度特征体现了区域构造块体的差异性。大别造山带莫霍面最深,扬子地块深度次之,华北地块最浅。大别山莫霍面平均深度约36km,造山带东部最深达到42km,说明大别山之下有明显的山根。扬子地块皖南山区在经历了地幔上涌底侵作用和岩石圈减薄过程后,可能存在一定程度的山根。大别造山带北侧、东侧及南侧均分布有莫霍面深度陡变带。郟庐断裂带及其东侧部位有与断裂带走向平行的莫霍面隆起带,隆起顶部最小深度约29km。

(2)大别造山带南侧和北侧的莫霍面深度陡变带分别体现了扬子地块和华北地块向大别造山带之下俯冲的构造特征。北侧陡变带指示华北地块和大别造山带之间深部构造缝合带应位于QXF之下;南侧陡变带指示扬子地块与大别造山带之间深部构造缝合带应位于XGF以北的大别造山带内。莫霍面深度特征表明郟庐断裂带为显著的区域构造边界带,其切割深度至少已达到壳幔边界;郟庐断裂带及其东侧区域莫霍面上拱可能与郟庐断裂带之下地幔热物质上涌导致的地壳上隆有关。大别造山带东段内部莫霍面深度东西差异表明大别造山带东段经历了差异隆升。

(3)研究区域内现代地震基本均发生于莫霍面以上的中上地壳内,在水平位置上主要分布在莫霍面陡变带、隆起带及不同莫霍面深度特征区的转换部位。莫霍面深度陡变、隆起等

变化为地震活动提供深部构造背景。大别造山带壳幔结构不完整,不利于较大应力的积累,华北地块和扬子地块之间相互作用产生的应力在中、上地壳脆弱部位释放,是大别造山带局部地区小震活动聚集的主要原因。因此,在大别造山带东段地震危险性判断过程中,应特别注意地震活动深部构造背景与浅部构造条件的综合考虑。

参考文献

- 丁文秀,付媛媛,高原,等,2017. 秦岭-大别及邻区背景噪声的瑞利波层析成像. 地球物理学报, **60**(8):2959~2968.
- 董树文,孙先如,张勇,等,1993. 大别山碰撞造山带基本结构. 科学通报, **38**(6):542~545.
- 董树文,吴宣志,高锐,等,1998. 大别造山带地壳速度结构与动力学. 地球物理学报, **41**(3):349~361.
- 高锐,董树文,贺日政,等,2004. 莫霍面地震反射图像揭露出扬子陆块深俯冲过程. 地学前缘, **11**(3):43~49.
- 顾勤平,丁志峰,康清清,等,2016. 郟庐断裂带中南段及邻区 Pn 波速度结构与各向异性. 地球物理学报, **59**(2):504~515.
- 黄耘,李清河,张元生,等,2011. 郟庐断裂带鲁苏皖段及邻区地壳速度结构. 地球物理学报, **54**(10):2549~2559.
- 李佳蔚,裴顺平,贺传松,2018. 大别造山带地壳结构反演及其动力学意义. 中国地震, **34**(3):498~512.
- 黎哲君,周冬瑞,张毅,等,2019. 基于 DEM 重力地形改正方法比较研究. 海洋测绘, **39**(1):1~6.
- 梁学堂,毛新武,曾春芳,等,2016. 秦岭-大别造山带(湖北段)重力场特征与造山带构造. 中国地质, **43**(2):446~457.
- 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.
- 刘启元,Kind R,陈九辉,等,2005. 大别造山带壳幔界面的断错结构和壳内低速体. 中国科学:(D辑), **35**(4):304~313.
- 任飞龙,肖云,朱翔宇,等,2018. 多尺度卫星重力场分解与场源深度关系研究. 大地测量与地球动力学, **38**(5):533~538.
- 滕吉文,胡家富,张中杰,等,2000. 大别造山带的深层动力过程与超高压变质带的形成机制. 地震研究, **23**(3):275~288.
- 滕吉文,闫雅芬,王光杰,等,2006. 大别造山带与郟庐断裂带壳、幔结构和陆内“俯冲”的耦合效应. 地球物理学报, **49**(2):449~457.
- 王椿镛,丁志峰,宋建立,等,1997. 大别造山带地壳 S 波速度结构. 地球物理学报, **40**(3):337~346.
- 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.
- 肖骑彬,赵国泽,詹艳,等,2007. 大别山超高压变质带深部电性结构及其动力学意义初步研究. 地球物理学报, **50**(3):812~822.
- 徐嘉炜,马国锋,1992. 郟庐断裂带研究的十年回顾. 地质论评, **38**(4):316~324.
- 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. 地球物理学报, **43**(3):377~385.
- 杨光亮,申重阳,黎哲君,等,2020. 巴颜喀拉地块东部及邻区重力均衡与岩石圈有效弹性厚度. 地球物理学报, **63**(3):956~968.
- 叶卓,李秋生,张洪双,等,2020. 下扬子及其邻区地壳和上地幔结构的接收函数研究及其地质意义. 地质学报, **94**(3):707~715.
- 殷伟伟,雷建设,杜沫霏,等,2019. 郟庐断裂带及其邻区上地幔顶部 Pn 波速度与各向异性层析成像. 地球物理学报, **62**(11):4227~4238.
- 张交东,杨晓勇,刘成斋,等,2012. 大别山北缘深部结构的高精度重磁地震解析. 地球物理学报, **55**(7):2292~2306.
- 张鹏,王良书,钟锴,等,2007. 郟庐断裂带的分段性研究. 地质论评, **53**(5):586~591.
- 赵志新,徐纪人,2005. 苏鲁大别及其周围地区深部 P 波速度结构特征的初步分析. 岩石学报, **21**(2):525~532.
- 朱光,王勇生,牛漫兰,等,2004. 郟庐断裂带的同造山运动. 地学前缘, **11**(3):169~182.
- Berteussen K A,1977. Moho depth determinations based on spectral-ratio analysis of NORSAR long-period P waves. Phys Earth Planet Inter, **15**(1):13~27.
- Gao X H,Sun S Y,2019. Comment on “3 DINVER.M:a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg’s algorithm”. Comput Geosci, **127**(C):133~137.
- Gómez-Ortiz D,Agarwal B N P,2005. 3 DINVER.M:a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by parker-Oldenburg’s algorithm. Comput Geosci, **31**(4):513~520.

- Laske G, Masters G, Ma Z T, et al, 2013. Update on CRUST1.0: a 1-degree global model of earth's crust. *Geophys Res Abstr*, 15: EGU2013-2658.
- Moritz H, 1976. Covariance functions in least-squares collocation. Columbus; Ohio State University.
- Moritz H, 1978. Least-squares collocation. *Rev Geophys Space Phys*, **16**(3): 421~430.
- Oldenburg D W, 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, **39**(4): 526~536.
- Parker R L, 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys J Int*, **31**(4): 447~455.
- Shin Y H, Xu H Z, Braitenberg C, et al, 2007. Moho undulations beneath Tibet from GRACE-integrated gravity data. *Geophys J Int*, **170**(3): 971~985.
- Syberg F J R, 1972. A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophys Prospect*, **20**(1): 47~75.
- Zhai M G, Cong B L, Zhao Z Y, et al, 1995. Petrological-tectonic units in the coesite-bearing metamorphic terrain of the Dabie Mountains, central China and their geotectonic implications. *J SE Asian Earth Sci*, **11**(1): 1~13.
- Zhao F Y, Jiang S H, Li S Z, et al, 2019. Correlation of lithospheric "de-rooting" of the Sulu-Dabie Orogen to tectonic-sedimentary process of the Hefei Basin: constraints from Mesozoic coupling of basin and orogen. *Geol J*, **55**(1): 694~711.

Moho beneath the Eastern Dabie Orogen Insight from Inversion of Merged Gravity Anomaly

Li Zhejun^{1,2)}, Huang Xianliang^{1,2)}, Zheng Haigang^{1,2)}, Wang Jun^{1,2)},
Wang Yikun^{1,2)}, Yuan Quan¹⁾, Tan Xin¹⁾

1) Anhui Earthquake Agency, Hefei 230031, China

2) Anhui Mengcheng National Geophysical Observation and Research Station, Mengcheng 233500, Anhui, China

Abstract The gravity anomaly used in this study was obtained by merging EGM2008 gravity anomaly and observed gravity anomaly. The Moho depth beneath the eastern Dabie Orogen was obtained by frequency domain inversion of merged gravity anomaly. In combination with regional tectonic and seismic data, the Moho undulation and its tectonic implications were discussed. The results show that: ① the depth of the Moho beneath the eastern Dabie Orogen reaches the maximum value of 42km, while the Moho depth of Yangtze block is intermediate, and the Moho of the North China block is the shallowest. This suggests that there exists a crustal root of the eastern Dabie Orogen and the Moho undulation reflects the tectonic features of different tectonic blocks. ② Steep Moho gradients along the north and south margins of the eastern Dabie Orogen locate at Qingshan-Xiaotian fault and north of the Xiangfan-Guangji fault respectively, represent the subductions of the North China block and the Yangtze block beneath the Dabie Orogen, and indicate the locations of deep suture zones. The Moho undulation shows that the Tanlu fault zone is the boundary of different tectonic blocks, and has extended to crust-mantle boundary or more deep. Within the eastern Dabie Orogen, the west side and east side of Shangcheng-Macheng fault were uplifted out of sync. ③ The great majority of earthquakes in this region occurred above the Moho interface. Steep Moho gradient zones, the Moho uplifting zones and transition zones of different Moho undulation areas provide deep structural environments for seismic activities.

Keywords: Moho interface; Gravity anomaly; Gravity inversion; Dabie orogen; Tectonics