

林吉焱,唐国彬,徐涛等. 2020. 钦杭—武夷山成矿带上地壳速度结构与基底特征:万载—惠安宽角地震剖面约束. 地球物理学报,63(12):4396-4409,doi:10. 6038/cjg2020O0158.

Lin J Y, Tang G B, Xu T, et al. 2020. P-wave velocity structure in upper crust and crystalline basement of the Qinhang and Wuyishan Metallogenic belts: constraint from the Wanzai-Hui'an deep seismic sounding profile. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 63(12):,doi:10. 6038/cjg2020O0158.

# 钦杭—武夷山成矿带上地壳速度结构与基底特征： 万载—惠安宽角反射/折射地震剖面约束

林吉焱<sup>1,2,6</sup>, 唐国彬<sup>1</sup>, 徐涛<sup>1,7\*</sup>, 蔡辉腾<sup>3</sup>, 吕庆田<sup>4</sup>,  
白志明<sup>1</sup>, 邓阳凡<sup>5</sup>, 黄敏夫<sup>1,6</sup>, 金星<sup>3</sup>

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 100029  
2 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002  
3 福建省地震局, 福州 350003  
4 中国地质科学院, 北京 100037  
5 中国科学院广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640  
6 中国科学院大学, 北京 100049  
7 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101

**摘要** 钦杭成矿带和武夷山成矿带是华南大陆两个重要的成矿带,成矿作用主要发生于中生代陆内造山时期. 地质研究表明,基底和地表断裂的特征对成矿过程有重要的控制作用,研究上地壳结构特征对成矿差异性特征的认识有重要的参考价值. 为此,本文基于跨越钦杭、武夷山成矿带江西万载至福建惠安的 NW-SE 向深地震测深剖面初至波数据,利用有限差分走时反演方法,获得了钦杭、武夷山成矿带 8 km 深度范围内的上地壳 P 波速度结构,其主要特征为:(1)钦杭、武夷山成矿带上地壳 P 波速度横向非均匀特征明显,以 5.8 km·s<sup>-1</sup> 速度等值线作为基底参考面,发现剖面基底埋深较浅,约 1.0~3.0 km;钦杭成矿带的基底埋深总体小于武夷山成矿带,分别为 0.5~2.0 km 和 1.5~3.0 km;(2)P 波高速区(速度正异常区)与地表出露的岩浆岩对应较一致,P 波低速区(速度负异常区)与主要的断裂位置或沉积盆地对应较一致,绍兴—江山—萍乡断裂和政和—大浦断裂下方的低速特征显示两条断裂至少向深部延伸 8 km 以上,暗示两条断裂具备深大断裂的性质,推测绍兴—江山—萍乡断裂可能是扬子块体和华夏块体的边界;(3)综合已有的地质、地球物理资料,我们推测钦杭成矿带和武夷山成矿带上地壳 P 波速度的不同,反映了深部岩浆作用过程的差异,基底深度及断裂性质是造成两个成矿带成矿差异的重要因素.

**关键词** 钦杭成矿带;武夷山成矿带;有限差分走时反演;结晶基底;上地壳速度结构

doi:10. 6038/cjg2020O0158 中图分类号 P315 收稿日期 2020-05-05, 2020-10-08 收修定稿

## P-wave velocity structure in upper crust and crystalline basement of the Qinhang and Wuyishan Metallogenic belts: constraint from the Wanzai-Hui'an deep seismic sounding profile

LIN JiYan<sup>1,2,6</sup>, TANG GuoBin<sup>1</sup>, XU Tao<sup>1,7\*</sup>, CAI HuiTeng<sup>3</sup>, LÜ QingTian<sup>4</sup>,  
BAI ZhiMing<sup>1</sup>, DENG YangFan<sup>5</sup>, HUANG MinFu<sup>1,6</sup>, JIN Xing<sup>3</sup>

基金项目 国家重点研发计划(2016YFC0600201)和国家自然科学基金(41790461,41974048,41804060,41774097)联合资助.

第一作者简介 林吉焱,男,1985 年生,博士生,高级工程师,主要从事地震学研究. E-mail: linjy@gcc. ac. cn

\* 通讯作者 徐涛,男,1978 年生,研究员,主要从事地震学研究. E-mail: xutao@mail. iggcas. ac. cn

1 State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2 Geophysical Exploration Center, China Earthquake Administration, Zhengzhou 450002, China

3 Earthquake Administration of Fujian Province, Fuzhou 350003, China

4 Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

5 State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

6 University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

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

**Abstract** The Qinhang Metallogenic Belt (QMB) and Wuyishan Metallogenic Belt (WMB) are two major ones in South China, in which mineralization occurred mainly in an intracontinental orogeny during the Mesozoic. Geologic research shows that the characteristics of crystalline basement and faults have significant controls on the metallogenic processes, so probing the upper crustal structure has reference value to the study on the distinction of the metallogenesis. This work builds on the first arrival data from the NW-SE Deep Seismic Sounding (DSS) profile, which transects the QMB and the WMB, extending from Waizai, Jiangxi Province to Hui'an, Fujian Province. The upper crustal P wave velocity structure at depths 0~8 km is imaged by using the finite difference travel time tomography method. The results show that (1) the P wave velocity of the QMB and WMB is heterogeneous in lateral direction and the crystalline basement is relatively shallow, about 1.0~3.0 km, using the 5.8 km·s<sup>-1</sup> contour line as reference. The crystalline basement's depth of the QMB is relatively smaller than the WMB, with 0.5~2.0 km and 1.5~3.0 km, respectively. (2) The high velocity zones (positive velocity anomaly) have a good accordance with the magmatic rocks on the surface, while the low velocity zones (negative velocity anomaly) have a good accordance with the major faults or the sedimentary basins. The low velocity beneath the Shaoxing-Jiangshan-Pingxiang Fault (SJPF) and Zhenghe-Dapu Fault (ZDF) indicates that both extend downward more than 8 km, which separate the Yangtze block and Cathaysia block. (3) Based on the existing geological and geophysical data, we speculate that the discrepancy of the upper crustal P wave velocity, the depth of crystalline basement and the faults' properties beneath the QMB and WMB are the key factors to result in the discrepancy of the two metallogenic belts.

**Keywords** Qinhang Metallogenic Belt (QMB); Wuyishan Metallogenic Belt(WMB); Finite difference travelttime inversion; Crystalline basement; Upper crustal velocity structure

0 引言

钦杭成矿带和武夷山成矿带是我国华南地区两条重要的多金属成矿带。大地构造上,钦杭成矿带位于华南板块内部,与扬子地块和华夏地块的拼接范围大体一致,而武夷山成矿带位于华夏块体的东部。自晚元古代扬子和华夏两个古陆碰撞拼合以来,钦杭成矿带和武夷山成矿带经历了多期次的构造-岩浆-成矿事件,形成了丰富的矿产资源。目前,钦杭成矿带所探明的主要矿产资源是在中生代大陆板内演化过程中形成的(毛景文等, 2011),武夷山成矿带

也是中、新生代巨型构造-岩浆带中的重要成矿区(毛建仁等, 2010, 2014; 丁建华等, 2016)。

矿床的形成是深部地质过程在地壳浅表的响应,因此成矿带深部岩石圈结构的认知对深入认识矿产资源的控制因素及形成机制具有重要意义。近年来,国内学者使用不同的地球物理方法对钦杭成矿带和武夷山成矿带的深部结构开展了一系列的研究。跨越武夷隆起带及周缘地区的吉安—福州宽频大地电磁测深剖面结果显示:东南沿海褶皱带和武夷隆起带岩石圈电性结构差异明显(胡祥云等, 2017)。远震 P 波和 S 波接收函数获取的华夏块体及福建地区的岩石圈厚度约 60~70 km,地壳厚度

从闽西北的 33 km 减薄至厦门沿海一带的 29 km 以下,南岭—武夷交汇区的地壳厚度平均值为 31.2 km,泊松比值为 0.23,总体呈薄地壳、低泊松比的特点(Li et al., 2013; 叶卓等, 2013, 2014; 张耀阳等, 2018; 韩如冰等, 2019). 大尺度卫星重磁场在钦杭成矿带的两侧具有明显的差异,反映了成矿带两侧不同的物质组成和基底特征. 武夷山成矿带大部分地区的重力特征为负异常,以 NE 向的异常为主,政和—大浦断裂在重力异常水平梯度图中对应梯度由平缓转向陡变的分界带(徐鸣洁和舒良树, 2001). 深地震测深方法(廖其林等, 1988, 1990; 熊绍柏等, 1991; 邓阳凡等, 2011; 李培等, 2015; 蔡辉腾等, 2016; Zhang et al., 2013; Dong et al., 2015; Kuo et al., 2016)获取的华夏块体地壳厚度总体变化趋势由西部向东部沿海逐渐变薄,在东部沿海的福建地区地壳厚度从西部的 30.0 km 逐渐加深至福建中部的 35.0 km,然后在中国台湾海峡下方减薄至 28.0 km,地壳具有明显的分层特征. 这些研究为认识华夏块体地壳和岩石圈的深部结构特征提供宝贵的资料,但是在认识华夏块体上地壳速度结构及结晶基底起伏形态方面还缺乏较高分辨率的成像. 然而,成矿带的矿产分布特征、成矿机制等受上地壳横向速度非均匀、结晶基底埋深、断裂分布等影响密切.

近年来,近地表地震层析成像方法和短周期密集台阵方法在探测地壳结构方面取得较大进展(张明辉等, 2019, 2020). 其中,深地震测深方法中的初至波成像方法是获取研究区上地壳 P 波速度结构、分析结晶基底起伏形态的有效手段,可以为揭示钦杭成矿带和武夷山成矿带的上地壳 P 波速度分布及其与成矿差异的关系提供重要信息. 跨越福建省的 4 条北西向探测剖面的初至波成像结果显示:福建地区的结晶基底埋深在 0.5~4.0 km 之间变化,且具有自西向东呈逐渐变浅的趋势(李培等, 2019). 这些探测剖面的结果为认识中国大陆东南缘福建沿海地区上地壳 P 波速度结构和结晶基底埋深提供了约束,但探测剖面较短且仅分布在福建省内,难以从更广视角全面认识华南地区成矿带的上地壳速度结构.

为了从更广阔的视角认识华南地区主要成矿带深部的地壳结构及构造特征,我们实施了“万载—永春”深地震测深探测剖面. 利用跨越钦杭成矿带和武夷山成矿带长度约 530 km 的深地震测深剖面初至波数据,结合 2012 年福建省地震局在福建地区已经

开展的“宁化—惠安”长约 270 km 的深地震测深剖面初至波数据,利用有限差分方法反演“万载—惠安”剖面精细的上地壳 P 波速度结构,结合已有的地质和地球物理资料,探讨钦杭成矿带和武夷山成矿带上地壳变形的特征及其与两个成矿带成矿差异的关系.

## 1 区域地质构造背景

新元古代早期,扬子和华夏两个古陆拼合,最终形成了现今的华南大陆(舒良树, 2012; 张国伟等, 2013). 之后,华南大陆经历了强烈的构造-岩浆-成矿事件,发育大规模的岩浆活动,并形成丰富的矿产资源. 华南地区主要的成矿带包括长江中下游、钦杭、南岭和武夷山四个成矿带(图 1).

钦杭成矿带全长近 2000 km,宽度约 100~150 km,是一条富含铜、钨、锡等的多金属成矿带. 毛景文等(2011)按照矿床的成因类型将其归纳为新元古代海底喷流沉积型铜锌成矿系列和燕山期钨锡铜铅锌多金属矿床成矿系列. 目前,该成矿带已探明的大、中型矿床达 400 余处(徐德明等, 2012). 武夷山成矿带地跨福建、江西、浙江和广东四省,总体呈北东-南西向的梭子形,目前已发现铜铅锌等矿种 110 余种,大、小矿床达 1200 余处. 毛建仁等(2010)大致将武夷山成矿带的成矿作用划分为三个成矿期:(古-中元古代)华夏陆块形成期、(新元古代-侏罗纪)陆块碰撞与碰撞后的拉张期、(晚侏罗纪-白垩纪)大陆伸展和大规模火山-侵入活动时期. 钦杭成矿带地表广泛发育晚元古代的岩浆岩,以酸性火山岩和侵入岩为主,基性岩类相对较少. 燕山期该区岩石圈经历伸展减薄的过程,并导致了大规模的花岗岩浆活动. 而武夷山成矿带是华南较古老变质基底的出露地区,基底具有双层结构:下层是古元古代结晶基底,由天堂山岩群混合岩化片麻岩、变粒岩和片岩组成;上层是中、晚元古代变质基底. 钦杭成矿带属于洋陆俯冲体系,在燕山期花岗岩存在确切的幔源端信息,幔源物质参与了许多矿床的形成(周永章等, 2017). 斑岩铜钼矿的主成岩成矿年龄是燕山期,但带有古老俯冲带岛弧体系的基因(周永章等, 2017). 武夷山成矿带是古元古代末期从华夏古陆裂解而来,受晋宁运动影响,武夷地块拼贴扬子陆块之下. 加里东运动后,该地块隆升接受了少量沉积. 印支运动期,强烈的侧向挤压作用导致了褶皱隆起和一系列的逆冲推覆、滑脱构造. 燕山期,武夷成矿带的东南沿海带形

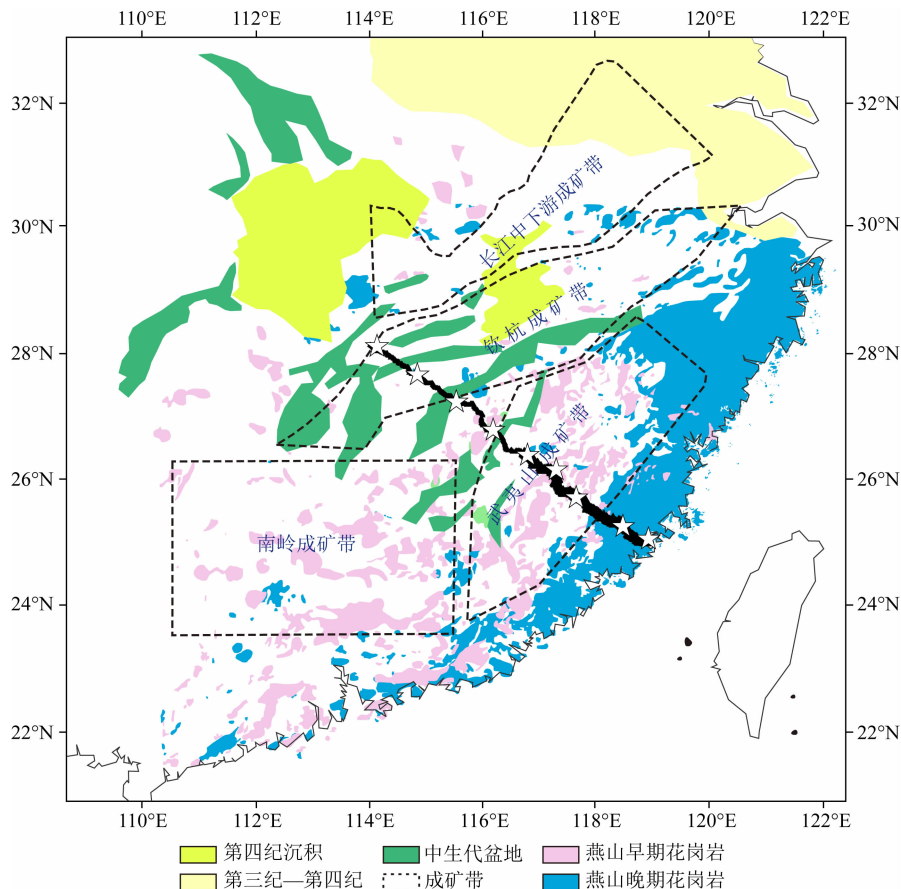


图 1 华南地区地质背景与成矿带分布图(修改自 Zhou et al., 2006;叶天竺等, 2017)  
五角星为人工源爆破点, 黑色三角形为短周期地震台站.

Fig. 1 Map showing geologic background and metallogenetic belt distribution of South China (modified from Zhou et al., 2006 and Ye et al., 2017)  
Stars are artificial exploration points, black triangles are short-period seismic stations.

成了以酸性火山岩为主的火山-沉积建造(丁建华等, 2016).

## 2 地震剖面数据和初至波 Pg 震相走时反演

### 2.1 地震数据采集

2018 年 11 月份,在国家重点研发计划项目资助下,中国科学院地质与地球物理研究所沿“万载—永春”布设一条北西-南东向深地震测深探测剖面(图 2).该剖面跨越钦杭成矿带和武夷山成矿带,共实施了 4 次大当量人工源爆破(图 2 红色五角星),单炮药量 2000~2520 kg,采用多井组合爆破方式激发地震波,炮点间距 80~90 km.沿测线布设 435 套 EPS 型人工地震测深便携式三分量数字地震仪(图 2 蓝色三角星),接收器观测间距约 1.0 km,剖面长约 530 km,记录来自地壳和上地幔顶部不同深

度范围、不同属性的深层地震波场信息.2012 年 6~8 月,为了研究我国大陆东南缘强震孕育的构造环境,福建省地震局在福建省中部实施了“宁化—大田—惠安”深地震测深探测剖面(蔡辉腾等, 2016),共布设 5 个炮点(图 2 黄色五角星),投入 PDS 型仪器 160 套(图 2 绿色三角星),接收点距 1.5~2.0 km,剖面长约 270 km.两条剖面走向一致,在宁化县至永春县存在一段约 195 km 的重合观测段,组成一条全长约 620 km 的“万载—惠安”探测剖面.

### 2.2 初至波 Pg 震相拾取和走时特征

初至波 Pg 震相,一般被认为是来自上地壳内部的回折波,接收段几十至一百多千米.随炮检距增大,视速度一般稳定在  $6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ,反映地表沉积盖层厚度和上部地壳的介质速度结构性质.局部到时的超前、滞后一般与地表及基底局部隆起、凹陷构造相关.

“万载—惠安”剖面 9 炮初至波 Pg 震相清晰,信噪比高,平均能追踪 60~120 km 左右(图 3~11).以



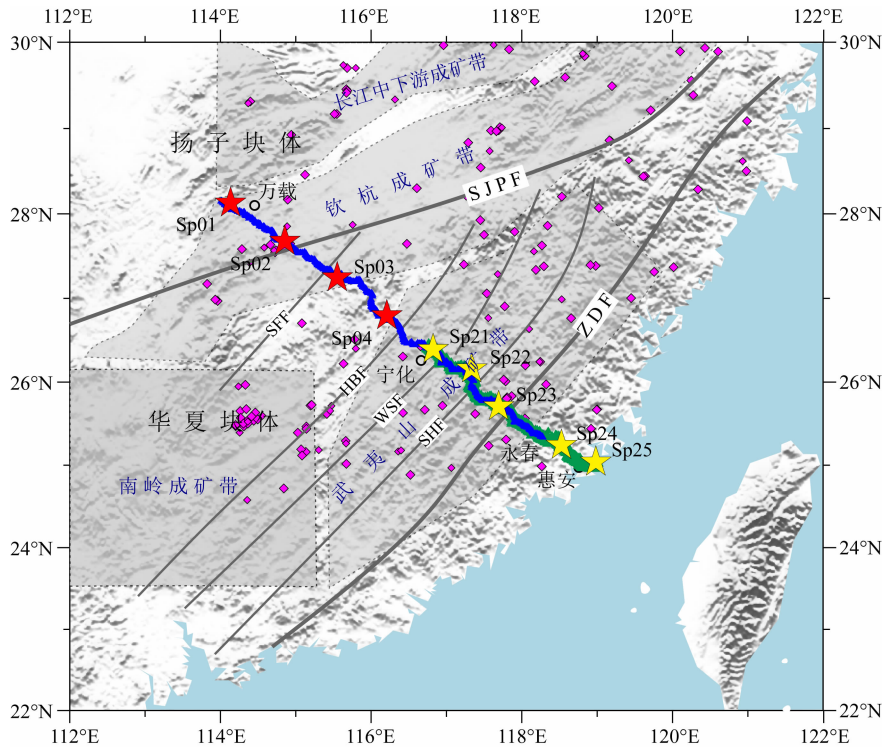


图 2 深地震测深测线位置图及研究区主要地质构造

红色五角星和黄色五角星为人工源爆破点,蓝色三角形和绿色三角形为短周期地震台站,粉色菱形为金属矿点(骆学全和孙建东, 2017). 主要断裂:SJPF:绍兴—江山—萍乡断裂;SFZ:遂川—抚州断裂;HBF:合浦—北流断裂;WSF:吴川—四会断裂;SHF:邵武—河源断裂;ZDF:政和—大浦断裂.

Fig. 2 Map showing location of deep seismic sounding profile and geological structure in the study area  
Red and yellow stars are artificial exploration points, blue and green triangles are short period seismic stations, and pink diamonds represent metallic ore (Luo and Sun, 2017). SFZ, Suichuan-Fuzhou fault; HBF, Hepu-Beiliu fault; WSF, Wuchuan-Sihui fault; SHF, Shaowu-Heyuan fault.

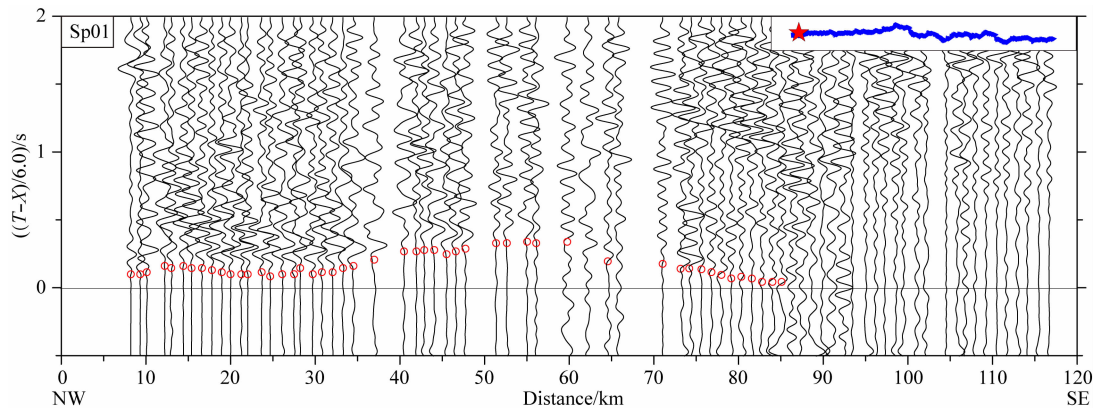


图 3 Sp01 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)

Fig. 3 Seismic record of shot Sp01 (Red circles denote picked Pg phases)

$6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ 的折合速度,Pg 震相在 60 km 处的折合走时为 0.3~0.5 s.震相近似水平,表明视速度接近于  $6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ . 这些特征表明该剖面地表覆盖层速度大约在  $4.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$  以上,沉积层较薄.

从 Sp01 炮(图 3)东支和 Sp02 炮(图 4)西支记录可以看出初至波可连续追踪至 80~90 km. 当炮

检距大于 60 km 时,Pg 震相视速度大于  $6.0\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ,反映两个炮点之间在沉积层以下速度偏高的特征; Sp02 炮(图 4)东支和 Sp03 炮(图 5)西支记录显示,在靠近 Sp03 炮附近 Pg 折合走时存在一定的滞后,从约 0.2 s 滞后至约 0.5 s,这可能是受断裂带或低速的沉积盆地影响的结果;Sp03 炮东支、Sp04 炮、

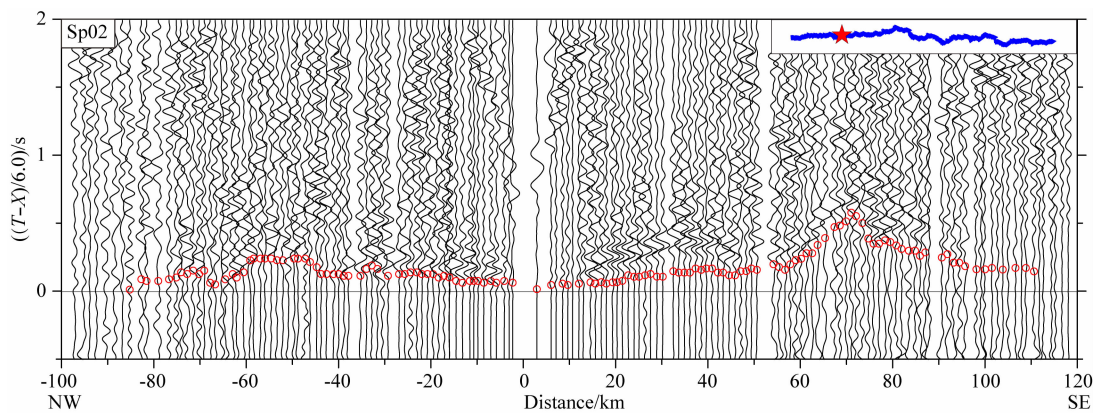


图 4 Sp02 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)  
Fig. 4 Seismic record of shot Sp02 (Red circles denote picked Pg phases)

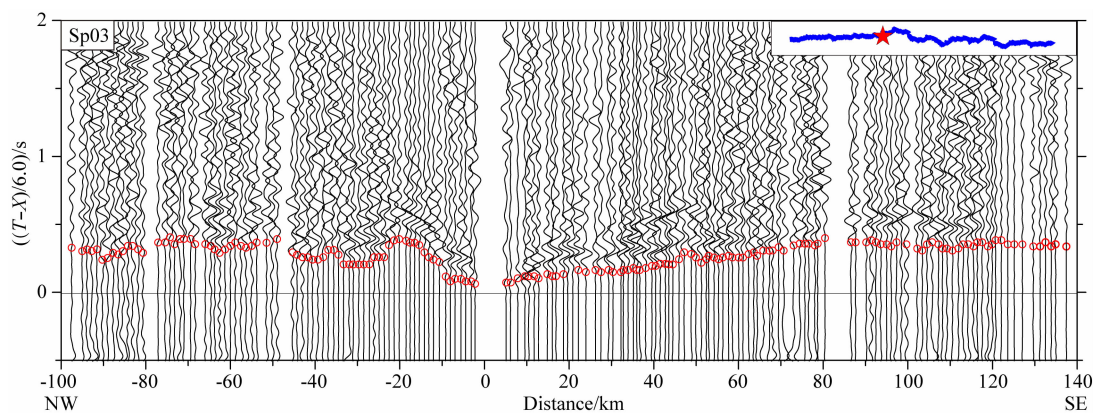


图 5 Sp03 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)  
Fig. 5 Seismic record of shot Sp03 (Red circles denote picked Pg phases)

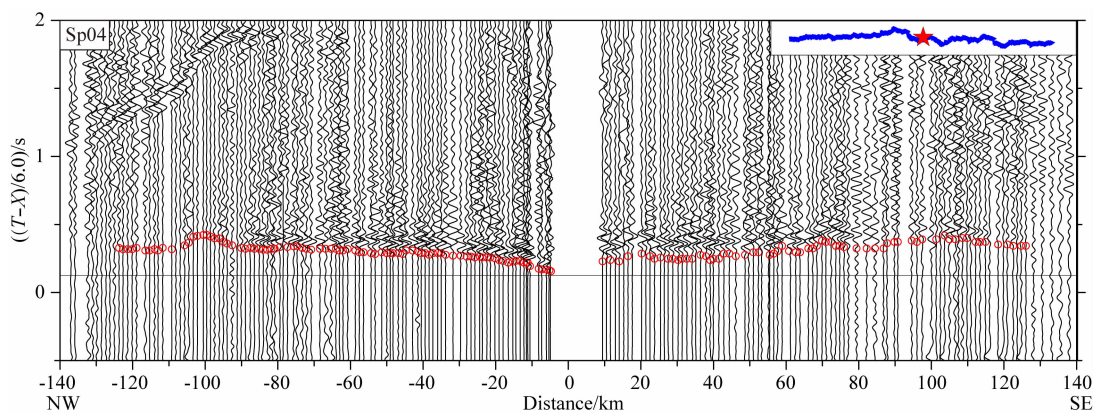


图 6 Sp04 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)  
Fig. 6 Seismic record of shot Sp04 (Red circles denote picked Pg phases)

Sp21 炮和 Sp22 炮(图 5~8)的记录显示,Pg 折合走时随炮检距的增加而逐渐增大,且在震中距 100 km 以后,Pg 视速度稳定在  $6.0 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ ;Sp23 炮(图 9)东支记录显示:在炮检距约 35 km 处,Pg 折合走时滞后至 0.7 s,与 Sp23 炮的西支存在显著的差异,暗示 Sp23 炮东西两侧地壳速度结构的差异;Sp24 炮(图 10)西支和 Sp25 炮(图 11)西支记录的 Pg 走时

在大于炮检距 60 km 以后存在一定的系统差异,可能反映 Sp23 炮东侧上部地壳速度偏低。

2.3 初至波 Pg 震相有限差分反演上地壳速度结构

在完成 9 炮深地震测深记录截面初至波 Pg 震相拾取后,通过有限差分层析成像方法获取上地壳 P 波速度结构(Vidale,1988; Hole,1992).该方法采用程函方程的有限差分算法,计算速度快且稳定性



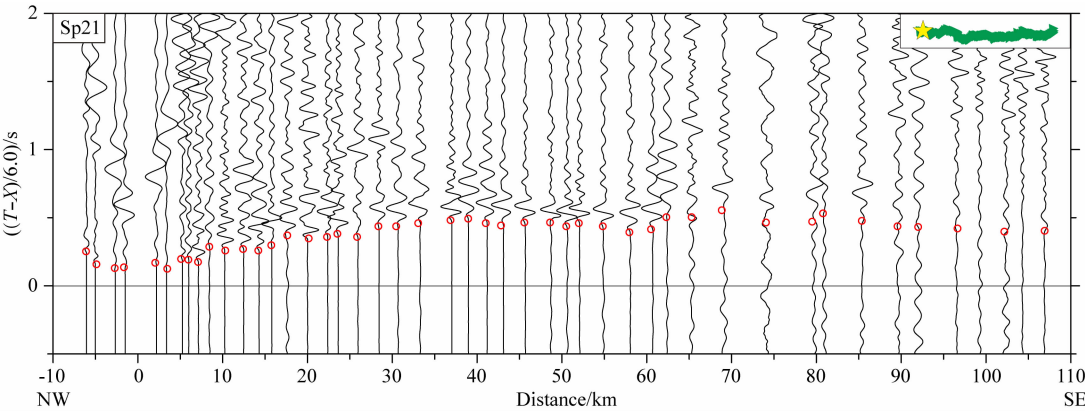


图 7 Sp21 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)

Fig. 7 Seismic profile at shot Sp21 (Red circles denote picked Pg phases)

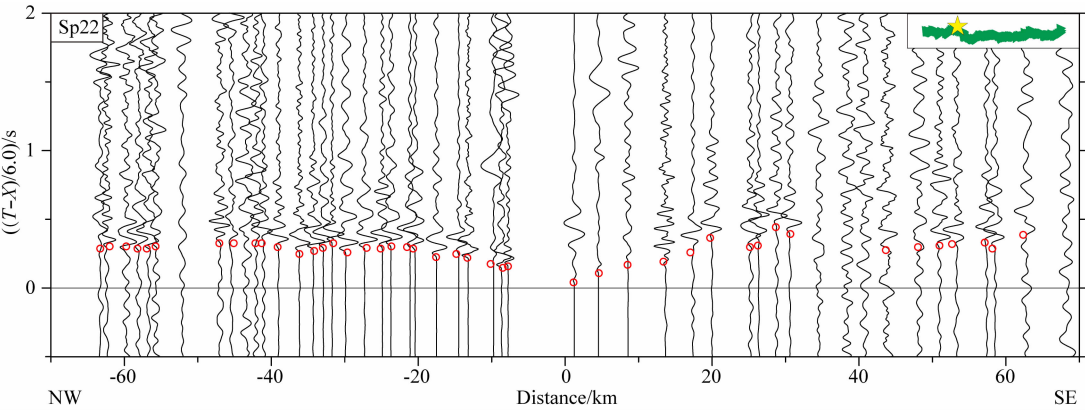


图 8 Sp22 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)

Fig. 8 Seismic record of shot Sp22 (Red circles denote picked Pg phases)

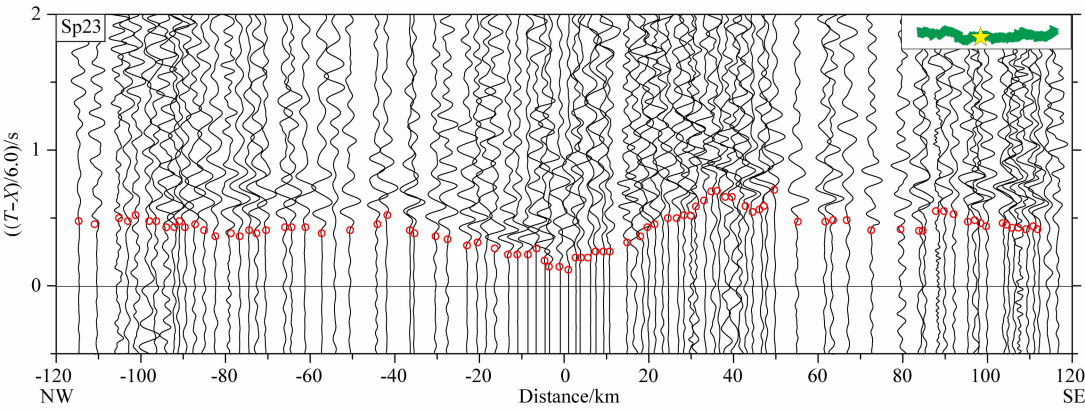


图 9 Sp23 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)

Fig. 9 Seismic profile at shot Sp23 (Red circles denote picked Pg phases)

较高,可以有效避免在横向非均匀介质中射线追踪失败的问题.考虑到该剖面的观测点距约 1.0 km,水平和垂直方向采用 0.5 km×0.5 km 的速度网格进行正演走时计算.根据一维试错法走时拟合,并综合考虑研究区已有的地壳速度模型,采用如表 1 所示的速度模型为初始速度模型.为了减小由于炮点和观测点相对测线存在一定的横向偏差对近地表速

度的影响,数据处理时去掉近炮点 5 km 以内的初至波数据,参与计算的初至波走时个数共计 866 个.反演过程中采用反投影法,水平向和垂直向的网格大小设置为 1.0 km,对走时扰动和慢度扰动进行线性化处理,经过 30 次迭代反演后,走时均方根残差(图 12)从开始时的约 0.12 s 下降到约 0.02 s,并趋于稳定,最终获得“万载—惠安”剖面下方的上地壳 P

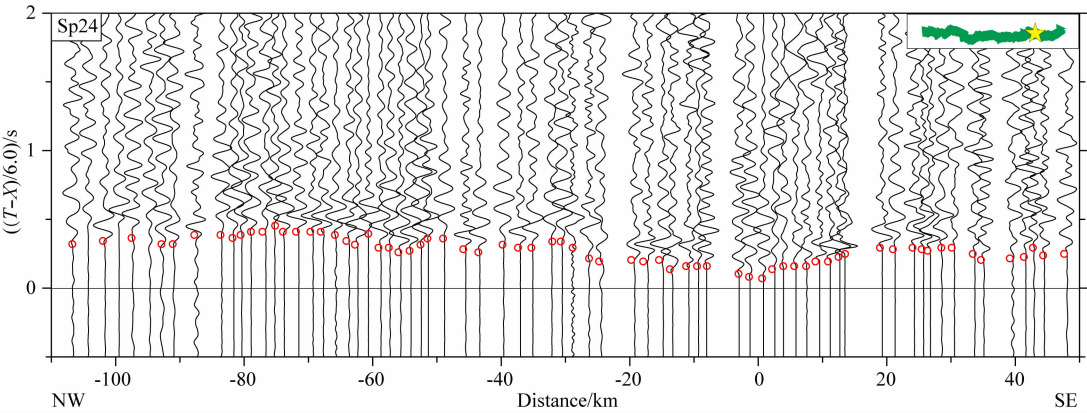


图 10 Sp24 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)  
Fig. 10 Seismic record of shot Sp24 (Red circles denote picked Pg phases)

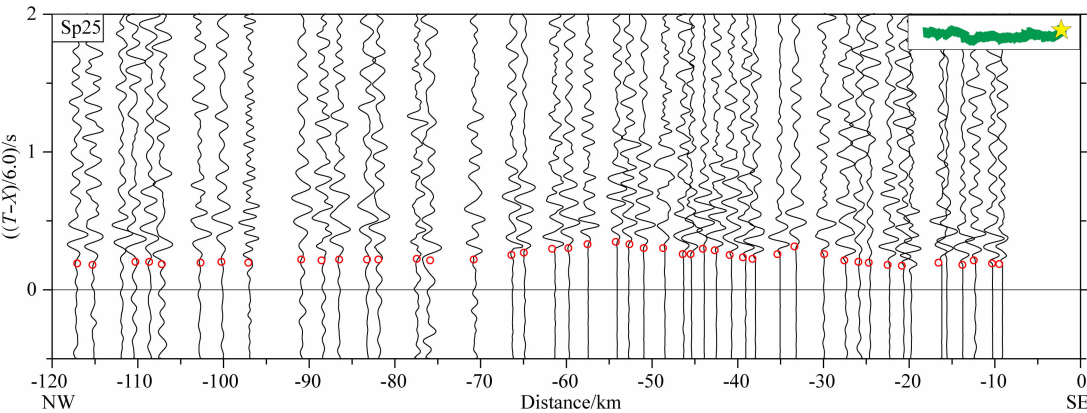


图 11 Sp25 炮地震记录截面图(红色圆点为拾取的 Pg 震相)  
Fig. 11 Seismic record of shot Sp25 (Red circles denote picked Pg phases)

表 1 初始速度模型  
Table 1 Initial velocity model

Elevation/km	Velocity/(km · s <sup>-1</sup> )
3.0	4.5
−1.0	5.8
−6.0	6.0
−12.0	6.1

波速度结构模型(图 13)。

图 14 为“万载—惠安”剖面 9 炮 Pg 震相的拟合结果,拾取走时与计算走时实现了较准确的拟合.从相应的射线覆盖图(图 15)可以看出地震射线的探测深度可以达到近 10 km,射线覆盖情况较好.由于地下介质横向非均匀性的影响,射线覆盖条数在横向上存在较大的差异.其中剖面东部的 Pg 射线穿透深度总体较西部偏深,表明东部的基底埋深相对较深且速度偏低.剖面西部的 Pg 射线在局部地区存在一定的空区,这可能是由于横向速度非均匀性较大引起的,因此在射线空区的位置的速度可信度

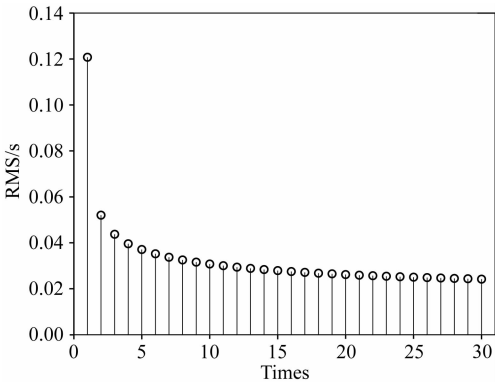


图 12 走时均方根误差随迭代次数的变化  
Fig. 12 RMS errors of travel time varying with iteration number

不高.由于反演过程中对速度网格进行了一定的平滑处理,因此在射线条数较少的区域或者射线空区附近区域的速度值仍具有一定的参考价值。

3 上地壳 P 波速度结构

上地壳通常由沉积盖层和结晶基底组成,二者

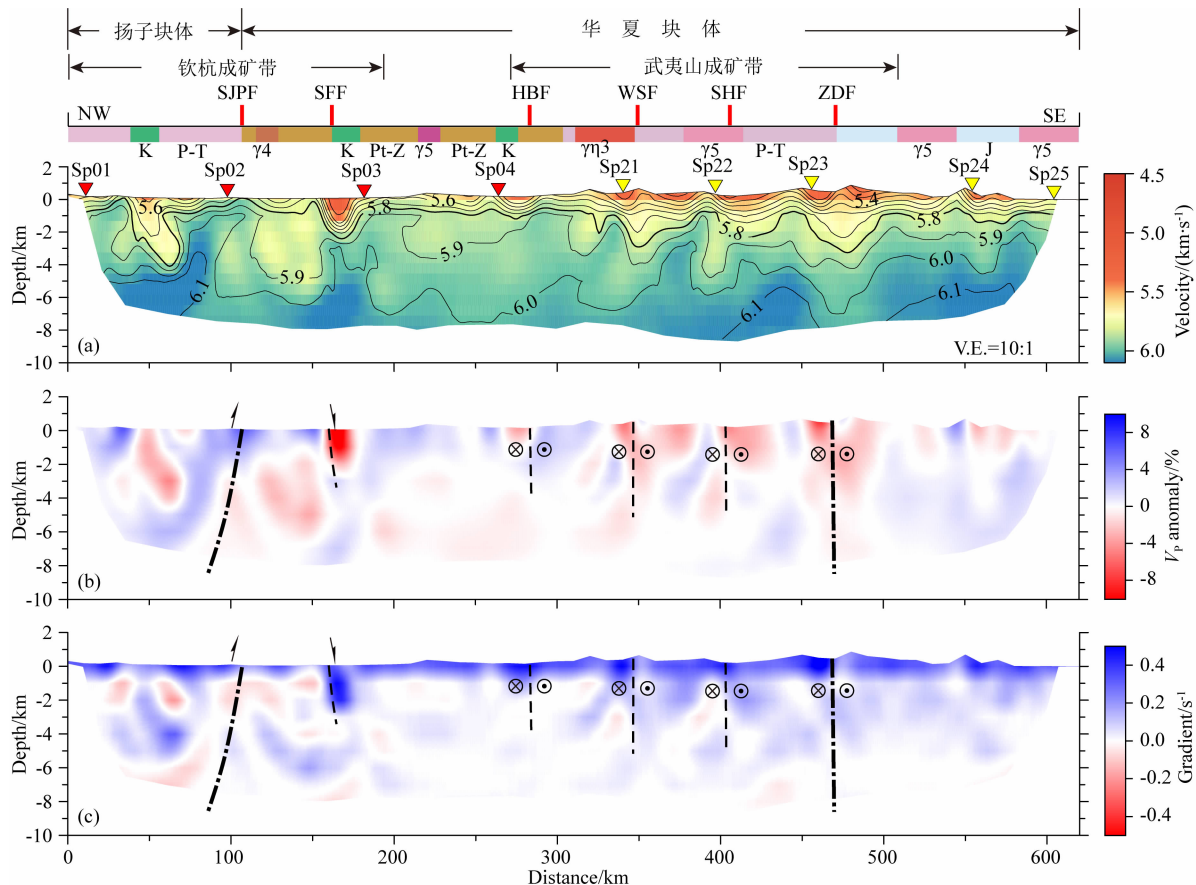


图 13 上地壳 P 波速度结构图、P 波速度扰动和垂向速度梯度

地表地质:Pt-Z,元古宇;P-T,二叠纪-三叠世;J:侏罗世;K,白垩纪;γ<sub>η</sub><sup>3</sup>为加里东期二长花岗岩;γ<sub>4</sub>为华力西期花岗岩;γ<sub>5</sub>为燕山期花岗岩。(a)上地壳 P 波速度结构图,倒置红色和黄色三角形是炮点位置(与图 2 对应),主要断裂:SJPF:绍兴—江山—萍乡断裂;SFF:遂川—抚州断裂;HBF:合浦—北流断裂;WSF:吴川—四会断裂;SHF:邵武—河源断裂;ZDF:政和—大浦断裂;

(b) P 波速度扰动;(c) P 波垂向速度梯度,其中黑色虚线表示推测的断层,箭头表示断层上盘的运动方向。

Fig. 13 Upper crustal P wave velocity structure, P wave disturbances and vertical velocity gradient

Surface geology: Pt-Z, Proterozoic Eonothem; P-T, Permian; J, Jurassic; γ<sub>η</sub><sup>3</sup>, Caledonian monzogranite; γ<sub>4</sub>, Variscan granite; γ<sub>5</sub>, Yanshanian granite. (a) Upper crustal P wave velocity structure. Reversed red and yellow triangles are artificial exploration points (Fig. 2). JSPF: Jiangshan-Shaoxing-Pingxiang fault; SFF: Suichuan-Fuzhou fault; HBF: Hepu-Beiliu fault; WSF: Wuchuan-Sihui fault; SHF: Shaowu-Heyuan fault; ZDF: Zhenghe-Dapu fault; (b) P wave disturbances; (c) Vertical velocity gradient. The black dotted line denotes the inferred fault; the arrows represent the movement direction of the hanging wall of faults.

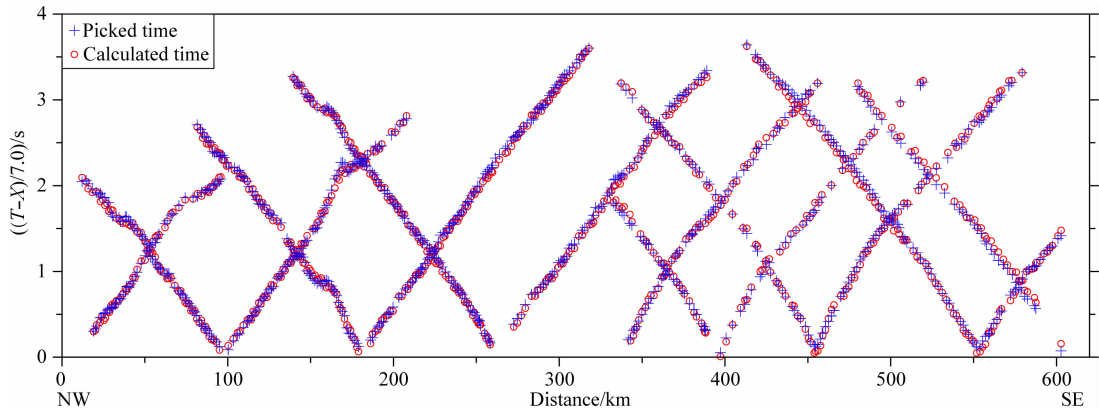


图 14 万载—惠安剖面 9 炮 Pg 震相拟合结果

Fig. 14 Comparison between picked (blue crosses) and calculated (red circles) travel times of all Pg phases of 9 shots



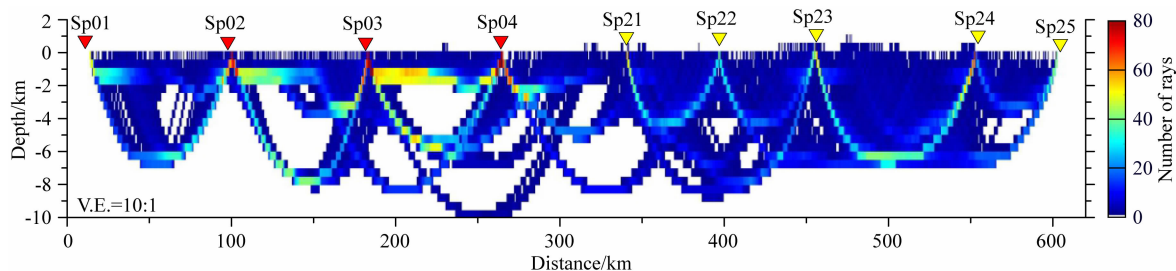


图 15 Pg 震相反演的射线覆盖图

Fig. 15 Ray coverage from Pg wave inversion

的界面上、下存在一定的速度差. 沉积盖层 P 波速度小于  $5.7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , 结晶地壳 P 波速度约  $5.7 \sim 7.3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  (Christensen and Mooney, 1995). 此外, 有学者根据研究区域地质资料, 并结合 P 波速度等值线疏密变化来判断结晶基底的埋深 (即顶面深度), 即: 沉积盖层速度等值线一般较密集而结晶基底的速度等值线相对稀疏 (徐涛等, 2014; 王夫运等, 2008; 李培等, 2019; 郭文斌等, 2016; 林吉焱和段永红, 2016).

“万载—惠安”剖面的上地壳 P 波速度结构 (图 13a) 清楚地显示出, 上地壳 P 波速度等值线以  $5.8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  为界存在较明显的由密至疏的变化特征. 此外, 岩石学高温高压试验数据显示 P 波速度小于  $5.8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  的介质被认为属于沉积盖层 (Christensen and Mooney, 1995). 因此, 本文选取  $5.8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  速度等值线所对应的深度作为该剖面结晶基底埋深的参考深度. 图 13a 中显示沿剖面结晶基底的埋深在  $0.5 \sim 3.0 \text{ km}$  之间变化, 并具有从钦杭成矿带向东南方向逐渐增加的特征, 且至武夷山成矿带下方达到最大值后, 再向东至剖面的沿海地区又逐渐变浅.

## 4 讨论

分布于华南地区的侵入岩与火成岩, 明显受基底断裂构造控制, 主要呈 NE-NNE 向展布, 其岩性分带又常与基底性质与组成相关. 典型矿区岩浆岩产状和侵位方式主要受基底构造控制: 其中以“S 型”花岗闪长岩—二长花岗岩为主的岩类常形成与穹隆及背形隆起区, 多数呈岩基状产出; 而斑岩体常形成于深大断裂附近, 由深部岩浆沿断裂上升运移至浅部的岩浆房, 再沿浅层断裂上升形成复杂形态的岩体 (汤家富和戴圣潜, 2016). 由此可见, 钦杭成矿带和武夷山成矿带的断裂分布特征及在深部的延伸发育情况对于认识区域性成矿差异有重要的启示意义.

为了更好的突出 P 波速度模型的横向和垂向的变化特征, 我们分别计算了 P 波的速度扰动 (图 13b) (即某网格点的速度与该层平均速度的比值) 和垂向的速度梯度 (图 13c). 图 13b 的速度扰动图显示速度正异常 (即速度大于同一深度的平均速度值) 与地表的岩浆岩分布存在一定的相关性: 例如  $120 \text{ km}$ 、 $220 \text{ km}$ 、 $300 \sim 350 \text{ km}$ 、 $390 \text{ km}$  桩号段地表出露不同时期的花岗岩, 而花岗岩对应相对高的 P 波速度, 对应速度扰动图的速度正异常区. 值得注意的是, 速度正异常区的范围大于地表岩浆岩出露的范围可能是岩浆岩的岩体在深部分布范围较大引起的. 而速度负异常区 (即速度小于同一深度的平均速度值) 在  $50 \text{ km}$ 、 $160 \text{ km}$ 、 $280 \text{ km}$  以及  $340 \sim 500 \text{ km}$  桩号段表现较明显, 这些速度负异常区与地表的沉积岩和断裂分布具有一定的相关性: 例如地表的中生代沉积盆地覆盖区 (侏罗纪、白垩纪) 下方具有明显的速度负异常区. 剖面跨越的 5 条断裂带在速度异常图上表现不同的特征: 绍兴—江山—萍乡断裂 (SJPF) 和政和—大浦断裂 (ZDF) 下方的速度负异常区一直延伸至上地壳的深部, 而遂川—抚州断裂 (SFF)、合浦—北流断裂 (HBF)、吴川—四会断裂 (WSF) 和邵武—河源断裂 (SHF) 下方的速度负异常区向下延伸有限. 图 13c 的垂向速度梯度图显示垂向速度梯度随着深度的增加逐渐变小, 局部地区存在小规模的速度负梯度区.

地质研究表明绍兴—江山—萍乡断裂 (SJPF) 是扬子和华夏块体的缝合线 (Zhang et al., 1984; 周新民等, 1989; 周永章等, 2017)、低变质岩的年龄和物质的差异 (Wang and Qiao, 1984; Zhang et al., 2008) 以及 P 波和 S 波速度差异 (Zhang et al., 2009, 2012; Zhao et al., 2013). 我们的结果显示绍兴—江山—萍乡断裂 (SJPF) 深部低速特征明显, 且向深部延伸. 综合地质资料 (刘细元等, 2004; 李三忠等, 2017), 我们认为绍兴—江山—萍乡断裂 (SJPF) 至少延伸至地下  $8 \text{ km}$ , 推测其为一条深大断裂. 遂

川—抚州断裂(SFF)被认为是一条长期活动的控岩控盆控矿断裂,该断裂上陡下缓倾向 SE,其南东侧的火山盆地铀矿资源丰富,且规模大(张万良等, 2015). 遂川—抚州断裂(SFF)及其南东侧的盆地下方的低速区与基于大地电磁测深方法获得的视电阻率低异常区(周忠平,2018)相吻合. 华南东南部大型和主干断裂的统计研究认为,白垩纪以来,受古太平洋板块 NW 向低角度斜向俯冲影响,在我国东部发育了一系列大型 NE-NNE 向左旋走滑断层(李三忠等,2017),从西向东依次为合浦—北流断裂(HBF)、吴川—四会断裂(WSF)、邵武—河源断裂(SHF)和政和—大浦断裂(ZDF). 这些断裂下方的速度负异常区和正异常区交替出现,且近乎直立,这与断裂带走滑的性质较一致. 其中政和—大浦断裂(ZDF)下方的低速异常区一直向下延伸至上地壳底部. 利用地壳内部的反射和 Moho 面的反射等多震相联合约束的地壳 P 波速度结构也显示:政和—大浦断裂带

东西两侧的下地壳具有明显不同的 P 波和 S 波速度结构,东侧的速度明显高于西侧(Cai et al., 2015; 李培等,2015; 蔡辉腾等,2016),因此推断政和—大浦断裂是一条延伸至下地壳的深大断裂. 钦杭成矿带的矿床分布有较好的规律性,它明显受内部结构及演化的影响(周永章等,2017). 武夷山成矿带也被划分为三个主要的成矿单元,成矿单元以政和—大浦断裂(ZDF)和邵武—河源断裂(SHF)为界(丁建华等,2016). 因此,成矿带内部及周围断裂的分布特征及深部延伸情况是认识成矿带差异性的重要手段.

我们的研究结果显示武夷山成矿带的上地壳的 P 波速度整体低于钦杭成矿带. 根据磁异常(图 16b),钦杭成矿带的磁异常变化相对平缓,而武夷山成矿带变化较剧烈,磁异常的高值区与地表岩浆岩分布存在一定的相关性,但并非完全对应,我们推测可能是部分岩浆岩体被较薄的沉积覆盖而未出露至地表.

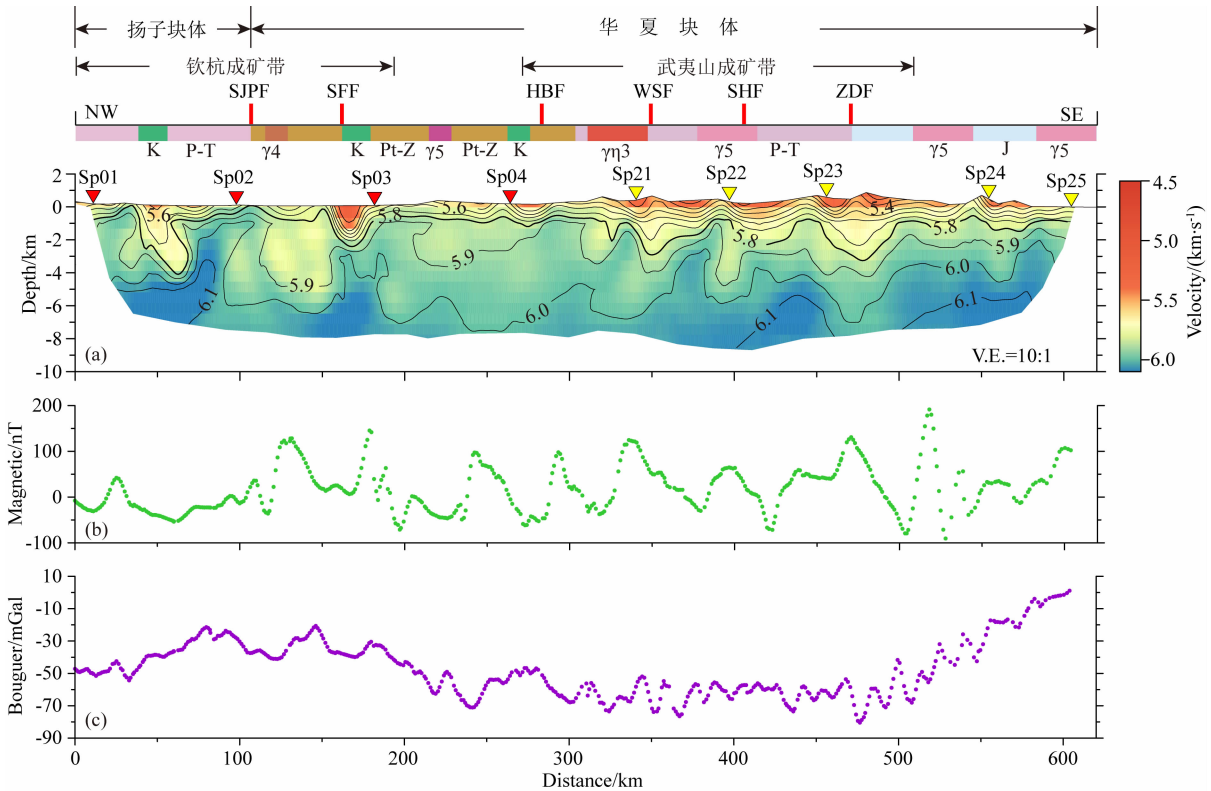


图 16 上地壳 P 波速度结构图、磁异常和重力异常分布

(a) 上地壳 P 波速度结构图. 倒置红色和黄色三角形是炮点位置(与图 2 对应). 主要断裂:JSPF:江山—绍兴—萍乡断裂;SFF:遂川—抚州断裂;HBF:合浦—北流断裂;WSF:吴川—四会断裂;SHF:邵武—河源断裂;ZDF:政和—大浦断裂;(b) 磁异常;(c) 重力异常.

Fig. 16 Upper crustal P wave velocity structure and magnetic and Bouguer gravity anomalies

(a) Upper crustal P wave velocity structure. Reversed red and yellow triangles are artificial exploration points (Fig. 2). JSPF: Jiangshan-Shaoxing-Pingxiang fault; SFF: Suichuan-Fuzhou fault; HBF: Hepu-Beiliu fault; WSF: Wuchuan-Sihui fault; SHF: Shaowu-Heyuan fault; ZDF: Zhenghe-Dapu fault; (b) Magnetic anomalies; (c) Bouguer anomalies.



根据布格重力异常(图 16c), 武夷山成矿带的重力异常相对于钦杭成矿带和沿海区域整体上明显偏低, 可能是地壳深部低密度异常所致, 而其内部重力的短波长异常与地壳浅部速度的横向剧烈变化密切相关, 这可能是受到该区域的走滑断裂以及岩浆岩的交替分布所影响。

已有研究结果表明钦杭成矿带和武夷山成矿带在漫长的地质演化过程中具有相同的成矿构造背景, 即自元古代扬子块体和华夏块体的拼合后, 均经历了加里东期、印支期和燕山期等多期次的构造-岩浆-成矿作用, 因此两个成矿带具有相同或相似的成矿大地构造背景。但是受到不同时代地块碰撞、隆升及拉张作用的差异, 两个成矿带的矿床类型存在一定的差异。本文从两个成矿区上地壳 P 波速度和基底埋深差异方面尝试分析两个成矿带深部背景的差异, 我们认为钦杭成矿带和武夷山成矿带上地壳速度和断裂性质的差异可能是造成两个成矿带成矿差异性的主要因素。

## 5 结论

(1)“万载—惠安”剖面上地壳呈现明显的非均匀性特征, 结晶基底埋深为 1.0~3.0 km。钦杭成矿带的基底埋深总体偏浅(约 0.5~2.0 km); 而武夷山成矿带的基底总体偏深(约 1.5~3.0 km)。

(2)P 波高速区和速度正异常区与地表出露的岩浆岩位置对应较一致; P 波低速区和负速度异常区与地表中生代盆地及主要的断裂位置对应较一致, 且绍兴—江山—萍乡断裂和政和—大浦断裂带下方的 P 波速度显著降低, 速度扰动显示明显的负异常, 且向地壳深部延伸至少 8 km, 具备深大断裂的性质。

(3)钦杭成矿带和武夷山成矿带上地壳 P 波速度的不同, 反映了深部岩浆作用过程的差异, 基底深度及断裂性质是造成两个成矿带成矿差异的重要因素。

**致谢** 感谢中国地震局地球物理勘探中心的野外数据采集工作。感谢中国地质调查局自然资源航空物探遥感中心提供的航磁数据。感谢中国地质科学院严加永研究员、中国科学院地质与地球物理研究所苗来成研究员、褚杨副研究员有益的帮助。

## References

Cai H T, Hao K C, Jin X, et al. 2015. A three-dimensional  $V_p$ ,

$V_s$ , and  $V_p/V_s$  crustal structure in Fujian, Southeast China, from active- and passive-source experiments. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111: 517-527.

Cai H T, Jin X, Wang X S, et al. 2016. The crust structure and velocity structure characteristics beneath Ninghua-Datian-Hui'an. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 59(1): 157-168, doi: 10.6038/cjg20160113.

Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6): 9761-9788.

Deng Y F, Li S L, Fan W M, et al. 2011. Crustal structure beneath South China revealed by deep seismic soundings and its dynamics implications. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 54(10): 2560-2574, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.013.

Ding J H, Fan J F, Yin J N, et al. 2016. Geological characteristics and mineral resource potential of the Wuyishan Cu-Pb-Zn polymetallic metallogenic belt. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 90(7): 1537-1550.

Dong S W, Zhang Y Q, Gao R, et al. 2015. A possible buried Paleoproterozoic collisional orogen beneath central South China: Evidence from seismic-reflection profiling. *Precambrian Research*, 264: 1-10.

Guo W B, Jia S X, Duan Y H, et al. 2016. A study on the basement tectonic units in the northeast margin of Tibetan plateau-the result of Maduo-Gonghe-Yabrai refraction profile. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 59(10): 3627-3636, doi: 10.6038/cjg20161010.

Han R B, Li Q S, Xu Y X, et al. 2019. Deep structure background and Poisson's ration beneath the intersection zone of Nanling and Wuyi. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 62(7): 2477-2489, doi: 10.6038/cjg2019M0207.

Hole J A. 1992. Nonlinear high-resolution three-dimensional seismic travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5): 6553-6562.

Hu X Y, Bi B T, Liu G X, et al. 2017. The lithospheric electrical structure of Ji'an-Fuzhou profile in the east part of South China. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 60(7): 2756-2766, doi: 10.6038/cjg20170721.

Kuo Y W, Wang C Y, Kuo-Chen H, et al. 2016. Crustal structures from the Wuyi-Yunkai orogen to the Taiwan orogen: The onshore-offshore wide-angle seismic experiments of the TAIGER and ATSEE projects. *Tectonophysics*, 692: 164-180.

Li P, Cai H T, Jin X, et al. 2019. Basement structure beneath the southeastern margin in Chinese continent. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 62(8): 2991-3003, doi: 10.6038/cjg2019M0136.

Li P, Jin X, Wang X S, et al. 2015. Crustal velocity structure of the Shaowu-Nanping-Pingtang transect through Fujian from deep seismic sounding-tectonic implications. *Science China Earth Sciences*, 58(12): 2188-2199.

Li Q S, Gao R, Wu F T, et al. 2013. Seismic structure in the southeastern China using teleseismic receiver functions. *Tectonophysics*, 606: 24-35.

Li S Z, Zang Y B, Wang P C, et al. 2017. Mesozoic tectonic transition in South China and initiation of Palaeo-Pacific subduction. *Earth Science*

- Frontiers* (in Chinese), 24(4): 213-225.
- Liao Q L, Wang Z M, Qiu T X, et al. 1990. Preliminary research of the crustal structure in Fuzhou basin and its adjacent area. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 33(2): 163-173.
- Liao Q L, Wang Z M, Wang P L, et al. 1988. Explosion seismic study of the crustal structure in Fuzhou-Quanzhou-Shantou region. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 31(3): 270-280.
- Lin J Y, Duan Y H. 2016. Upper crustal structure of Haiyuan tectonic zone and its surrounding areas. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 38(2): 179-187.
- Liu X Y, Zhong D H, Yuan J Y, et al. 2004. Tectonic characteristics in the Pingxiang area in the junction belt between the Yangtze plate and South China plate. *Journal of Geomechanics* (in Chinese), 10(4): 372-379.
- Mao J R, Li Z L, Ye H M. 2014. Mesozoic tectono-magmatic activities in South China: Retrospect and prospect. *Science China Earth Sciences*, 57(12): 2853-2877.
- Mao J R, Zhao X L, Ye H M, et al. 2010. Tectonomagmatic mineralization and evolution in WuYiShan metallogenic belt. *Shanghai Geology* (in Chinese), 31(SD): 140-144.
- Mao J W, Chen M H, Yuan S D, et al. 2011. Geological characteristics of the Qinhang (or Shihang) metallogenic belt in South China and spatial-temporal distribution regularity of mineral deposits. *Acta Geologica Sinica* (in Chinese), 85(5): 636-658.
- Shu L S. 2012. An analysis of principal features of tectonic evolution in South China Block. *Geological Bulletin of China* (in Chinese), 31(7): 1035-1053.
- Tang J F, Dai S Q. 2016. Composition and tectonic evolution of Precambrian basement in South China and their control in diagenesis and mineralization. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 23(4): 109-128.
- Vidale J E. 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6): 2062-2076.
- Wang F Y, Duan Y H, Yang Z X, et al. 2008. Velocity structure and active fault of Yanyuan-Mabian seismic zone-The result of high-resolution seismic refraction experiment. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(9): 1284-1296.
- Wang H Z, Qiao X F. 1984. Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China. *Geological Magazine*, 121(6): 599-614.
- Xiong S B, Jin D M, Sun K Z, et al. 1991. Some characteristics of deep structure of the Zhangzhou geothermal field and its neighbourhood in the Fujian province. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 34(1): 55-63.
- Xu D M, Lin Z Y, Long W G, et al. 2012. Research history and current situation of Qinzhou-Hangzhou metallogenic belt, South China. *Geology and Mineral Resources of South China* (in Chinese), 28(4): 277-289.
- Xu M J, Shu L S. 2012. Deep geological conditions constraining the late Mesozoic magmatism in SE China. *Geological Journal of China Universities* (in Chinese), 7(1): 21-33.
- Xu T, Zhang M H, Tian X B, et al. 2014. Upper crustal velocity of Lijiang-Qingzhen profile and its relationship with the seismogenic environment of the  $M_s 6.5$  Ludian earthquake. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 57(9): 3069-3079, doi: 10.6038/cjg20140932.
- Ye T Z, Huang C K, Deng Z Q. 2017. Spatial database of 1:2500000 digital geologic map of people's republic of China. *Geology in China* (in Chinese), 44(S1): 19-24.
- Ye Z, Li Q S, Gao R, et al. 2013. Seismic receiver functions revealing crust and upper mantle structure beneath the continent marginal of southeastern China. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 56(9): 2947-2958, doi: 10.6038/cjg20130909.
- Ye Z, Li Q S, Gao R, et al. 2014. A thinned lithosphere beneath coastal area of southeastern China as evidenced by seismic receiver functions. *Science China: Earth Sciences*, 57(11): 2835-2844.
- Zhang G W, Guo A L, Wang Y J, et al. 2013. Tectonics of South China continent and its implications. *Science China: Earth Sciences*, 56(11): 1804-1828.
- Zhang M H, Liu Y S, Hou J, et al. 2019. Review of seismic tomography methods in near-surface structures reconstruction. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 34(1): 48-63, doi: 10.6038/pg2019CC534.
- Zhang M H, Wu Z B, Ma L X, et al. 2020. Research progress of passive source detection technology based on short-period dense seismic array. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 35(2): 495-511, doi: 10.6038/pg2020EE0022.
- Zhang W L, Li Z Y, Liu D Z, et al. 2015. The neotectonic activity trail of Fuzhou-Yongfeng fault and its significance to uranium ore exploration in central Jiangxi province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research* (in Chinese), 30(1): 23-29.
- Zhang Y Y, Chen L, Ai Y S, et al. 2018. Lithospheric structure of the South China Block from S-receiver function. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 61(1): 138-149, doi: 10.6038/cjg2018L0226.
- Zhang Z J, Xu T, Zhao B, et al. 2012. Systematic variations in seismic velocity and reflection in the crust of Cathaysia: new constraints on intraplate orogeny in the South China continent. *Gondwana Research*, 24(3-4): 902-917, doi: 10.1016/j.gr.2012.05.018.
- Zhang Z J, Xu T, Zhao B, et al. 2013. Systematic variations in seismic velocity and reflection in the crust of Cathaysia: new constraints on intraplate orogeny in the South China continent. *Gondwana Research*, 24(3-4): 902-917, doi: 10.1016/j.gr.2012.05.018.
- Zhang Z J, Zhang X, Badal J. 2008. Composition of the crust beneath southeastern China derived from an integrated geophysical data set. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B4): B04417, doi: 10.1029/2006JB004503.
- Zhang Z J, Zhao B, Zhang X, et al. 2009. Crustal wide-angle reflection imaging along Lianxian-Gangkou profile in Guangdong province, China. *Earthquake Science*, 22(4): 357-363.
- Zhang Z M, Liu J G, Coleman R G. 1984. An outline of the plate tectonics of China. *GSA Bulletin*, 95(3): 295-312.
- Zhao B, Zhang Z, Bai Z M, et al. 2013. Shear velocity and  $V_p/V_s$  ratio structure of the crust beneath the southern margin of South China continent. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62: 167-179.

Zhou X M, Sun T, Shen W Z, et al. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26-33.

Zhou X M, Zou H B, Yang J D, et al. 1989. Sm-Nd isochronous age of Fuchuan ophiolite suit in Shexian County, Anhui Province and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 35(3): 208-212.

Zhou Y Z, Li X Y, Zheng Y, et al. 2017. Geological settings and metallogenesis of Qinzhou Bay-Hangzhou Bay orogenic juncture belt, South China. *Acta Petrologica Sinica* (in Chinese), 33(3): 667-681.

Zhou Z P. 2018. New cognition of Fuzhou-Yongfeng fault by using MT method. *West-China Exploration Engineering* (in Chinese), 30(10): 171-173, 176.

附中文参考文献

蔡辉腾, 金星, 王善雄等. 2016. 宁化—大田—惠安地壳构造与速度结构特征. *地球物理学报*, 59(1): 157-168, doi: 10.6038/cjg20160113.

邓阳凡, 李守林, 范蔚茗等. 2011. 深地震测深揭示的华南地区地壳结构及其动力学意义. *地球物理学报*, 54(10): 2560-2574, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.013.

丁建华, 范建福, 阴江宁等. 2016. 武夷山 Cu-Pb-Zn 多金属成矿带主要成矿地质特征及潜力分析. *地质学报*, 90(7): 1537-1550.

郭文斌, 嘉世旭, 段永红等. 2016. 青藏高原东北缘基底结构研究—玛多-共和-雅布赖剖面上地壳地震折射探测. *地球物理学报*, 59(10): 3627-3636, doi: 10.6038/cjg20161010.

韩如冰, 李秋生, 徐义贤等. 2019. 南岭—武夷交汇区的深部背景及地壳泊松比. *地球物理学报*, 62(7): 2477-2489, doi: 10.6038/cjg2019M0207.

胡祥云, 毕奔腾, 刘国兴等. 2017. 华南东部吉安—福州剖面岩石圈电性结构研究. *地球物理学报*, 60(7): 2756-2766, doi: 10.6038/cjg20170721.

李培, 蔡辉腾, 金星等. 2019. 中国大陆东南缘主要构造带基底结构. *地球物理学报*, 62(8): 2991-3003, doi: 10.6038/cjg2019M0136.

李培, 金星, 王善雄等. 2015. 福建邵武—南平—平潭深地震测深剖面的地壳速度结构及其构造意义. *中国科学: 地球科学*, 45(11): 1757-1767.

李三忠, 臧艺博, 王鹏程等. 2017. 华南中生代构造转换和古太平洋俯冲启动. *地质前缘*, 24(4): 213-225.

廖其林, 王振明, 丘陶兴等. 1990. 福州盆地及其周围地区地壳深部结构与构造的初步研究. *地球物理学报*, 33(2): 163-173.

廖其林, 王振明, 王屏路等. 1988. 福州—泉州—汕头地区地壳结构的爆炸地震研究. *地球物理学报*, 31(3): 270-280.

林吉焱, 段永红. 2016. 海原构造区及其周缘上部地壳结构研究. *地震学报*, 38(2): 179-187.

刘细元, 钟达洪, 袁建芽等. 2004. 扬子板块与华南板块对接带萍乡区段构造特征. *地质力学学报*, 10(4): 372-379.

骆学全, 孙建东. 2017. 华东地区重要矿产预测研究. 北京: 中国地质大学出版社.

毛建仁, 房子龙, 叶海敏. 2014. 华南中生代构造-岩浆活动研究: 现状与前景. *中国科学: 地球科学*, 44(12): 2593-2617.

毛建仁, 赵希林, 叶海敏等. 2010. 武夷山成矿带构造-岩浆-成矿作用与演化. *上海地质*, 31(S1): 140-144.

毛景文, 陈懋弘, 袁顺达等. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布. *地质学报*, 85(5): 636-658.

舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. *地质通报*, 31(7): 1035-1053.

汤家富, 戴圣潜. 2016. 华南地区基底组成与构造演化及其对成岩成矿的控制. *地质前缘*, 23(4): 109-128.

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: 地球科学*, 38(5): 611-621.

熊绍柏, 金东敏, 孙克忠等. 1991. 福建漳州地热田及其邻近地区的地壳深部构造特征. *地球物理学报*, 34(1): 55-63.

徐德明, 蒯志永, 龙文国等. 2012. 钦杭成矿带的研究历史和现状. *华南地质与矿产*, 28(4): 277-289.

徐鸣洁, 舒良树. 2001. 中国东南部晚中生代岩浆作用的深部条件制约. *高校地质学报*, 7(1): 21-33.

徐涛, 张明辉, 田小波等. 2014. 丽江—清镇剖面上地壳速度结构及其与鲁甸 Ms6.5 级地震孕震环境的关系. *地球物理学报*, 57(9): 3069-3079, doi: 10.6038/cjg20140932.

叶天竺, 黄崇軻, 邓志奇. 2017. 1:250 万中华人民共和国数字地质图空间数据库. *中国地质*, 44(S1): 19-24.

叶卓, 李秋生, 高锐等. 2013. 中国大陆东南缘地震接收函数与地壳和上地幔结构. *地球物理学报*, 56(9): 2947-2958, doi: 10.6038/cjg20130909.

叶卓, 李秋生, 高锐等. 2014. 中国东南沿海岩石圈减薄的地震接收函数证据. *中国科学: 地球科学*, 44(11): 2451-2460.

张国伟, 郭安林, 王岳军等. 2013. 中国华南大陆构造与问题. *中国科学: 地球科学*, 43(10): 1553-1582.

张明辉, 刘有山, 侯爵等. 2019. 近地表地震层析成像方法综述. *地球物理学进展*, 34(1): 48-63, doi: 10.6038/pg2019CC534.

张明辉, 武振波, 马立雪等. 2020. 短周期密集阵列被动源地震探测技术研究进展. *地球物理学进展*, 35(2): 495-511, doi: 10.6038/pg2020EE0022.

张万良, 李子颖, 刘德长等. 2015. 赣中抚州—永丰断裂新构造活动踪迹及其找矿意义. *地质找矿论丛*, 30(1): 23-29.

张耀阳, 陈凌, 艾印双等. 2018. 利用 S 波接收函数研究华南块体的岩石圈结构. *地球物理学报*, 61(1): 138-149, doi: 10.6038/cjg2018L0226.

周新民, 邹海波, 杨杰东等. 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. *科学通报*, 34(16): 1243-1245.

周永章, 李兴远, 郑义等. 2017. 钦杭结合带成矿地质背景及成矿规律. *岩石学报*, 33(3): 667-681.

周忠平. 2018. 利用 MT 对抚州—永丰断裂构造的新认识. *西部探矿工程*, 30(10): 171-173, 176.