



华南东北部中生代铜金钨大规模成矿的深部背景： 来自英山-常山宽角地震资料的约束

侯爵^{1,3,4}, 徐涛^{1,5*}, 吕庆田², 白志明^{1,5}, 张永谦², 张智宇⁶, 杨丹⁷

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. 中国地质科学院, 北京 100037;
3. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;
4. 中国科学院大学, 北京 100049;
5. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
6. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
7. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

* 通讯作者, E-mail: xutao@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2022-02-19; 收修改稿日期: 2022-06-14; 接受日期: 2022-06-20; 网络版发表日期: 2022-09-20

国家重点研发计划项目(编号: 2019YFA0708602、2019YFA0708603、2016YFC0600201)、国家自然科学基金项目(批准号: 42130807、42074099)和中国地质调查局项目(编号: 1212011220243)资助

摘要 为理解华南中生代大规模成矿的深部背景及动力学过程, 我们实施了一条北起湖北英山、南至浙江常山、长达350km的宽角反射/折射地震探测剖面, 穿越北部长江中下游铜金成矿带、中部江南钨矿带和南部软杭铜多金属成矿带。探测结果表明: 剖面速度结构呈现显著的垂向分层、横向分块图像特征。长江中下游成矿带整体显示高速和高 V_p/V_s 特征, Moho界面显著上隆, 地壳减薄至31km, 下地壳高速异常显著, 具有壳幔过渡特征; 江南成矿带以江南断裂和景德镇-黄山断裂为岩石圈边界, 总体显示地壳尺度的低速异常和低 V_p/V_s 特征; 软杭成矿带地壳显示高速异常和高 V_p/V_s 特征。综合研究表明, 长江中下游和软杭成矿带的高速异常代表了相对富铜金的镁铁质新生下地壳, 其形成可能与幔源岩浆底侵和/或新元古代洋壳物质残留有关, 为中生代铜金大规模成矿提供了关键物源。江南成矿带显示富W-Sn的古老地壳特征, 其部分熔融是超大型钨矿形成的关键。文章提出, 中生代以来的软流圈地幔自扬子/华夏拼合带向扬子陆块北部大规模斜向上涌, 是导致华南东北部铜金钨爆发式成矿的深部驱动机制; 块体拼合带和边界断裂带等岩石圈不连续, 是向下沟通深部热流、向上疏导岩浆流体的主干通道, 控制着成矿带的空间展布。

关键词 华南东北部, 长江中下游成矿带, 人工源地震, 英山-常山, 地壳速度结构

中文引用格式: 侯爵, 徐涛, 吕庆田, 白志明, 张永谦, 张智宇, 杨丹. 2022. 华南东北部中生代铜金钨大规模成矿的深部背景: 来自英山-常山宽角地震资料的约束. 中国科学: 地球科学, 52(11): 2305-2322, doi: 10.1360/SSTe-2022-0045

英文引用格式: Hou J, Xu T, Lü Q, Bai Z, Zhang Y, Zhang Z, Yang D. 2022. The deep background of large-scale, Mesozoic Cu-Au-W metallogenesis in northeastern South China: Constraints from Yingshan-Changshan wide-angle seismic reflection/refraction data. Science China Earth Sciences, 65(11): 2202-2218, <https://doi.org/10.1007/s11430-022-9973-4>

1 引言

华南中生代地质以大规模的构造变形、大面积的火成岩出露及爆发式的多金属成矿作用为鲜明特征(Wang G G等, 2013). 长期以来, 众多专家学者对此进行了广泛而深入的研究, 并就华南中生代陆内变形机制、岩浆活动产生及大规模成矿的动力学机制提出了多种模式, 如阿尔卑斯型陆陆碰撞模式(Hsü等, 1988, 1990)、古大洋板块俯冲模式(Zhou和Li, 2000; Wang等, 2011; Li等, 2006; Li和Li, 2007; Sun等, 2007)、多板块相互作用模式(董树文等, 2007; 王清晨, 2009)、板内拉张/裂谷模式(Wang Y J等, 2013; 贺振宇等, 2007)、地幔柱模式(谢舜克等, 1997; 张旗等, 2009)和走滑模式(Xu等, 1987; Gilder等, 1996)等. 对此, 刘琼颖等(2013)进行了系统梳理和分析讨论. 这些模式模型的不一性, 一方面反映华南地区自元古代至现今地质构造演化的复杂性, 以及主要基于地表地质来重塑关键地质过程和揭示地球动力学机制的局限性; 另一方面也反映以地球物理技术为核心的深部结构探测资料的相对不足, 以及地质与地球物理深度融合和相互约束研究的长期薄弱.

华南东北部地区, 既是整个华南地质构造演化的缩影, 也是研究陆内造山与大规模成矿的关键. 这里发育令人瞩目的三条世界级规模的中生代成矿带(图1). (1) 长江中下游成矿带(YMB): 位于扬子陆块北缘, 呈北西狭窄北东宽阔的“V”字型(常印佛等, 1991; 吕庆田等, 2004, 2014; 张永谦等, 2014), 发育7个大型矿集区和200多个大中型矿床(图1)(常印佛等, 1991; Pan和Dong, 1999). 其中, 断隆区(九瑞、安庆-贵池、铜陵和鄂东南)以斑岩-矽卡岩铜金矿为主, 成岩成矿时代在146~135Ma, 峰值在140Ma(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; Chen等, 2001; Sun等, 2003; Mao等, 2006; 周涛发等, 2008a), 断凹区(宁芜、庐枞)以玢岩铁矿为主, 成矿时间集中于130Ma左右. 最近发现最晚一次金铀成矿事件, 与A型花岗岩有关, 成矿时代在126~123Ma(周涛发等, 2008b, 2017). (2) 江南成矿带(JNMB): 是一条新近确立的世界级规模的钨矿带(图1), 探明源量达606万吨(毛景文等, 2020). 位于扬子地块中部, 与北侧YMB空间上平行分布, 成矿时限一致

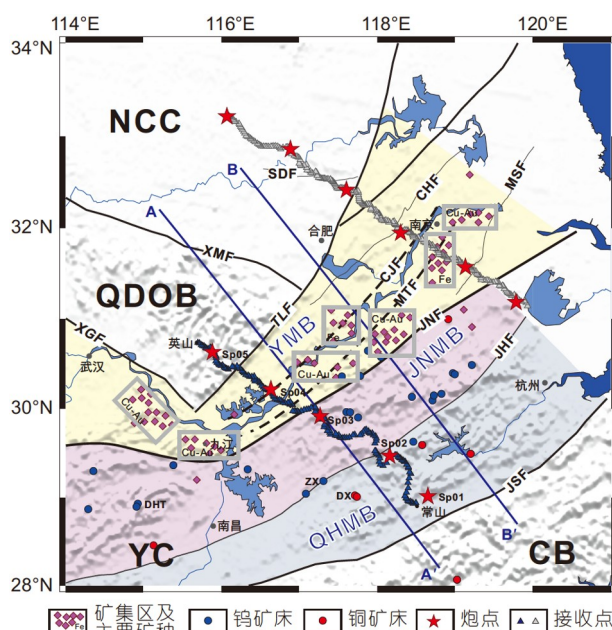


图1 长江中下游成矿带中段人工源深地震探测观测系统. 红色五角星为炮点, 蓝色三角形为接收点, 灰色三角形为利兴-宜兴剖面接收点, 紫色菱形为长江中下游矿集区. NCC, 华北克拉通; QDOB, 秦岭-大别造山带; YC, 扬子克拉通; CB, 华夏地块; YMB, 长江中下游成矿带; JNMB, 江南成矿带; QHMB, 钦杭成矿带; ZX, 朱溪钨矿; DHT, 大湖塘钨矿; DX, 德兴铜矿; TLF, 郟庐断裂; JHF, 景德镇-黄山断裂; SDF, 寿县-定远断裂; CHF, 滁河断裂; MSF, 茅山东侧断裂; JNF, 江南断裂; JSF, 江绍断裂; CJF, 长江断裂; MTF, 主逆冲断裂; XMF, 晓天-磨子潭断裂; XGF, 襄樊-广济断裂. AA'和BB'剖面是前人(Li等, 2020)布设的宽频带流动地震剖面(结果见图10)

(即150~135和130~125Ma). 主要矿床类型为矽卡岩型、类斑岩型和石英脉型, 分别以世界最大的朱溪钨矿(陈国华等, 2015; 欧阳永棚等, 2019)、大湖塘超大型钨矿(项新葵等, 2012; 段登飞和蒋少涌, 2017)和东坪大型钨矿(毛景文等, 2020)为代表. (3) 钦杭成矿带(QHMB): 位于扬子与华夏地块在新元古代形成的拼贴带内(图1). 东起浙江杭州湾, 经湘东和赣中, 向广西钦州湾延伸, 全长近2000km, 宽100~150km(杨明桂和梅勇文, 1997). 其中, 北东段大型、超大型矿床密集产出, 矿化以铜金为主, 成矿年龄集中于175~160Ma(倪培和王国光, 2017). 典型矿床包括德兴超大型斑岩铜矿, 其辉钼矿Re-Os年龄为171Ma(Wang等, 2015). 类似矿床包括银山铜金多金属矿床(170Ma)(Wang G G等, 2013)和建德铜矿(161Ma)(Chen等, 2017)等(图1).

虽然前人对华南大规模铜金钨锡成矿的地质背景与成因机制做了大量研究, 但有三个问题仍有待进一步阐释: (1) 为什么三条大致平行的巨型成矿带在中生代集中发育, 并且在一个相对狭长的构造带内矿床密集产出和金属巨量堆积(见图1)? (2) 为什么中生代爆发式成矿显示随时间(170~125Ma)自南而北的区域性迁移? (3) 为什么南北两条成矿带以铜金矿化为主, 而中部成矿带则以钨矿化为主? 这三大问题归结起来, 就是一个中生代陆内成矿的背景与机制问题. 显然, 解决这个问题的关键在于增进对深部结构和动力学过程的认知.

为此, 近年来在华南地区, 特别是在长江中下游实施了一系列的反射地震剖面, 揭示了该区的地壳、上地幔结构, 推动了华南岩石圈结构、岩浆-成矿系统深部演化历史及地球动力学机制研究(董树文等, 1998, 2010; 吕庆田等, 2003, 2004, 2011, 2014, 2015; 刘福田等, 2003; 侯增谦等, 2004; Dong等, 2004; Zhang等, 2011b; Jiang等, 2013; Shi等, 2013; Lü等, 2013; 江国明等, 2014; 徐涛等, 2014; 顾勤平等, 2020; Zhang Y Q等, 2021; Zhang Z等, 2021), 为理解该区中生代成矿提供了深部约束. 但因资料有限, 目前仍难以从岩石圈尺度上刻画中生代大规模成矿的深部过程和驱动机制.

为了更好地理解华南东部构造-岩浆-成矿作用的深部构造背景及动力学机制, 我们布设了一条呈NW走向的跨越三条成矿带关键地区的人工源宽角反射/折射探测剖面(图1). 该剖面东起浙江省常山县, 西止大别山南麓的湖北省英山县, 穿越湖北省、安徽省、江西省和浙江省的部分地区, 大部分区段位于安徽和江西省境内. 本探测方案采用人工源地震宽角反射/折射探测方法(徐涛等, 2014), 揭示该地区壳幔精细速度结构, 并探讨成矿带深部动力学过程与壳幔结构关系.

2 构造背景

图1展示了研究区的简要构造框架. 区内主要断裂自北向南依次为郟庐断裂带(TLF)、江南断裂带(JNF)、景德镇-黄山(JHF)断裂带等. 它们作为重要的边界断裂, 将研究区分为四大构造单元(图1).

郟庐断裂带(TLF)横切秦岭-大别碰撞造山带, 是一条长达2400km, 纵跨多个构造单元的NNE向巨型剪

切断裂带(Gilder等, 1999; 朱光等, 2004a, 2004b; Zhu等, 2005). 该断裂南段将大别造山带与苏鲁造山带左行错开550km(朱光等, 2004a), 其派生构造被认为控制着南东侧长江中下游成矿带的燕山期成矿作用(常印佛等, 2012).

江南断裂(JNF)与郟庐断裂带(TLF)将长江中下游成矿带夹持其间(图1). 该带具有多个陆壳基底和统一的盖层, 显示“一盖多底”特点(常印佛等, 1991, 1996). 受印支运动影响而发生强烈褶皱, 并于中侏罗世接受陆相盆地沉积. 燕山期(145~120Ma)构造-岩浆活动沿江发育, 集中于7个矿集区内(吕庆田等, 2007, 2014; 徐涛等, 2014), 其中, 铜陵矿集区主要为高钾钙碱性岩石组合, 宁芜和庐枞矿集区为高钠钙碱性侵入岩和橄榄安粗岩系火山岩组合, 宁芜地区为碱性火山岩组合, 鄂东南隆凹过渡区以钙碱性-碱性岩浆岩为主(常印佛等, 1991; 邢凤鸣和徐祥, 1999; 周涛发等, 2008b). 成矿作用主要与燕山期埃达克质(adakitic)侵入岩有关(汪洋等, 2004; 宋传中等, 2011).

江绍断裂(JSF)与江南断裂(JNF)大致限定了江南古陆的空间范围, 其北侧为YMB, 南侧为QHMB. 基底由中元古代田里片岩、早新元古代双溪坞火山碎屑岩和中新元古代双桥山群千枚岩和变火山沉积岩(~830Ma)构成, 盖层围绕江南古陆发育, 包括侏罗纪以早的海相、海陆交互碎屑岩和碳酸盐岩以及中-晚侏罗统火山-沉积岩系. 新元古代九岭花岗岩闪长岩基是华南出露面积最大的花岗岩基((828±8)Ma)(王孝磊等, 2017; 段政等, 2019), 常被大面积分布的、小体积的中生代花岗质岩株侵位, 后者伴随大规模的钨矿化(152~125Ma), 形成了一个世界级规模的钨矿省(丰成友等, 2012; 黄兰椿和蒋少涌, 2013; 陈国华等, 2015; 毛景文等, 2020).

江绍断裂带(JSF)是扬子陆块与华夏陆块的拼合边界. 其北侧为沿扬子陆块南缘发育的中新元古宙造山带, 即江南造山带(Zheng等, 2008; Wang Y J等, 2013; Zhao, 2015), 其中残留少量被肢解的洋壳所留下的蛇绿岩残片(1.1~0.83Ga)(Li等, 1997; Yao等, 2016)及岛弧玄武岩(0.89~0.97Ga)(Li等, 2009), 记录了扬子与华夏陆块间洋盆俯冲消减与陆陆碰撞过程. 因三叠纪大规模的块体间拼贴碰撞, 造山带遭受强烈挤压隆升, 于中侏罗又叠加了以伸展为特征的岩浆组合, 形成以德兴斑岩为代表的小体积岩株岩瘤.

3 英山-常山剖面宽角地震数据

3.1 地震数据采集

图1展示了“英山-常山”深地震宽角反射/折射探测剖面位置, 全长350km左右, 自东南向北西方向跨越被几条重要断裂所分割的不同构造单元. 2013年11月至2014年1月, 沿探测剖面布置了5个人工源爆破激发点(总量达9.9吨TNT当量), 采取井下组合爆破激发地震波场的方式, 炮点间距60~100km; 沿剖面布设160台PDS-2型便携式三分量数字地震仪进行记录观测, 接收器间距1.8~2.0km, 剖面总长350km左右. 该观测系统可以记录来自地壳上地幔不同深度、不同属性的深层地震波信息, 实现对华南东北部地壳结构的有效反映.

3.2 震相分析与数据处理

震相识别包括浅层地壳结晶基底的反射和折射震相 P_g , 表现为初至波; 来自一级间断Moho面的 P_m 反射强震相; 上地幔顶部弱速度梯度层的折射波, 即 P_n 震相, 视速度为 $8.0\sim 8.1\text{ km s}^{-1}$; 地壳内部二级速度间断面的反射波, 能量较弱, 不同区域分为不同的几组, 统称为 P_c 震相, 本地区细分成 P_1 、 P_2 和 P_3 壳内反射震相.

经过模型的多次修正, 并利用射线追踪正演计算进行多震相的走时拟合(Cerveny等, 1988; Vidale, 1988; Zelt和Smith, 1992; Cerveny, 2001; 徐涛等, 2004; Xu等, 2006a, 2010, 2014), 获得最终的壳幔结构模型. 震相拟合过程中, 震相曲线的截距主要反映反射界面的深度; 震相曲线斜率主要反映界面上面地层的平均速度, 如 P_m 震相, 远偏移距的视速度即近似为反射点所在下地壳的速度(图2~6).

3.3 走时拟合和射线覆盖

“英山-开化”剖面5炮的走时拟合结果(图7)和射线覆盖图(图8)显示该区域剖面的射线覆盖密度足够, 走时拟合非常理想, 走时拟合得到的二维速度结构是可靠的.

4 “英山-常山”剖面速度结构

如图9所示, 剖面地壳速度结构基本可分为上地壳(底界面埋深约12km)、中地壳(底界面埋深约26km)及下地壳(底界面埋深约31~35km).

(1) 上地壳结晶基底顶界面的P波速度为 5.8 km s^{-1} 左右, 埋藏深度约2km, 水平向呈现明显的起伏变化特

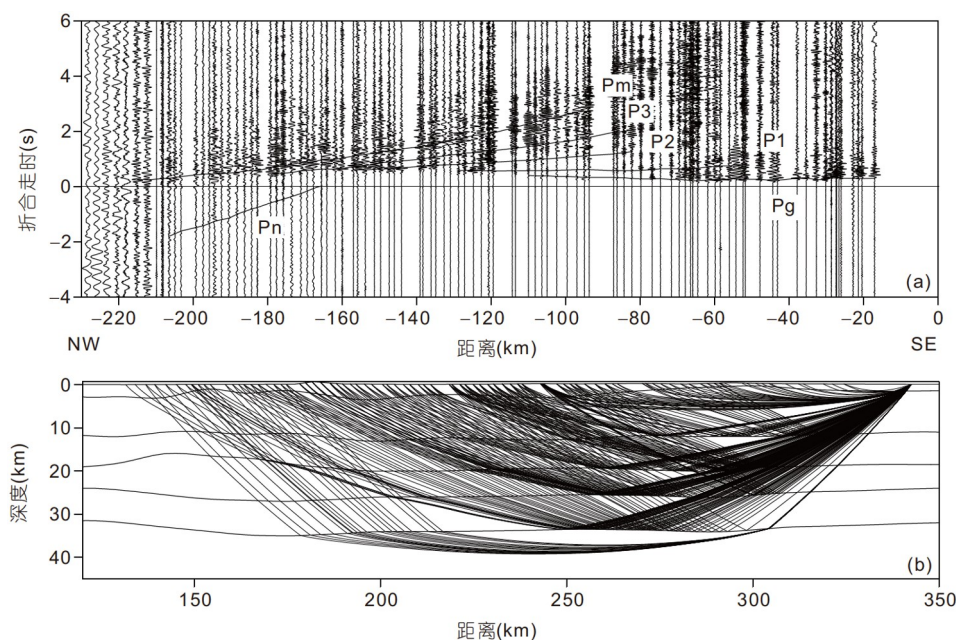


图2 英山-常山剖面Sp01炮
(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪

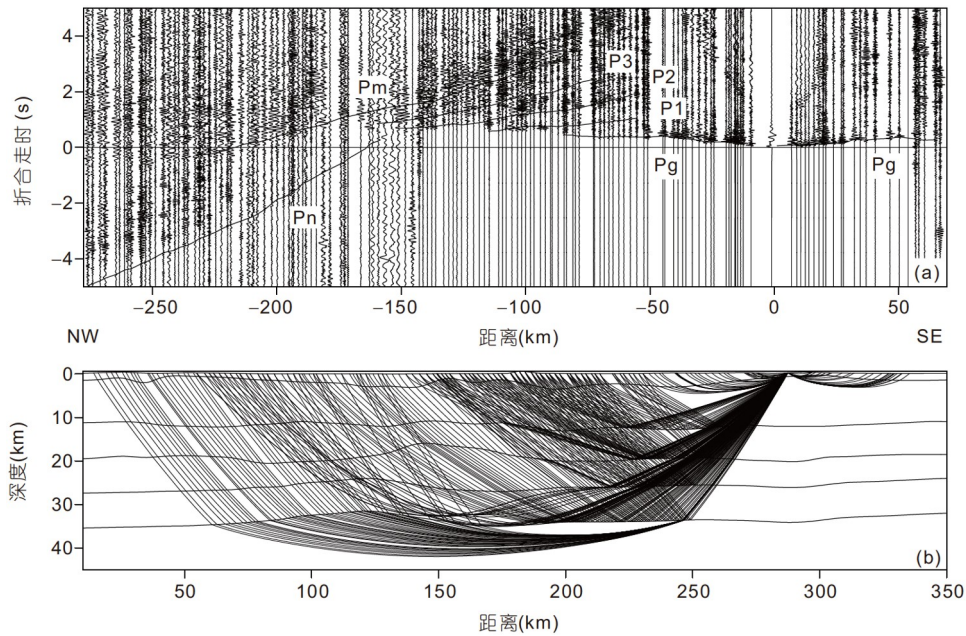


图3 英山-常山剖面Sp02炮
(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪

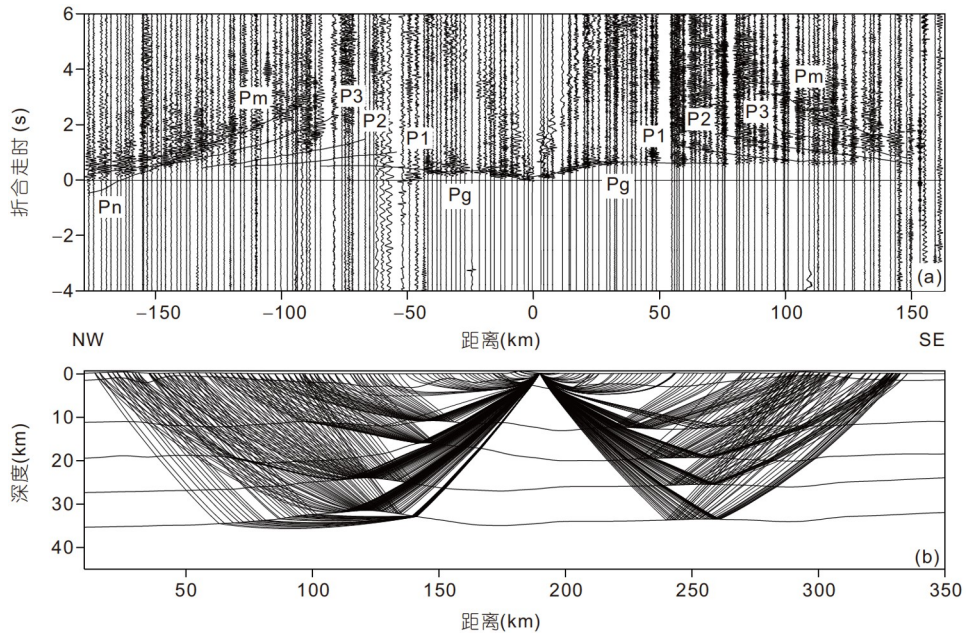


图4 英山-常山剖面Sp03炮
(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪

征. 在大别造山带, 上地壳呈现明显的高速特征, 浅地表即达到 6.0km s^{-1} 左右, 与地表出露三叠纪超高压变质带有很好的对应关系. 在下扬子地区及江南隆起带

北部, 受沉积拗陷和长江流域水系等因素影响, 上地壳呈现低速异常特征(水平桩号125~260km).

(2) 剖面的中地壳深度约为12~26km, 速度为

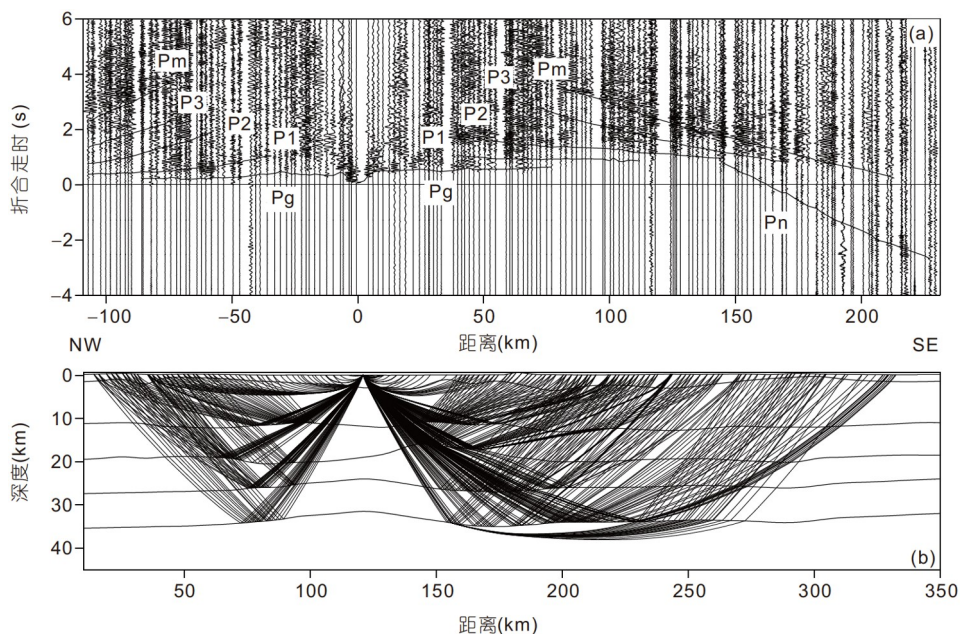


图5 英山-常山剖面Sp04炮
(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪

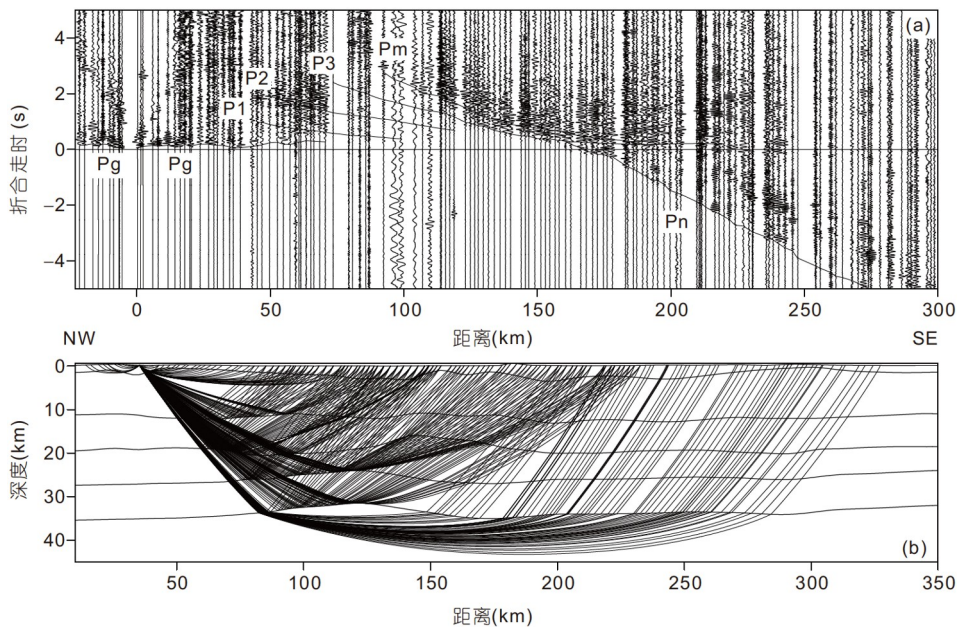


图6 英山-常山剖面Sp05炮
(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪

6.2~6.5 km s⁻¹, 在下扬子地区速度稍低; 横向非均匀性不是很明显, 结果与资料的分辨率也有一定的关系。

(3) 剖面下地壳呈现显著的横向非均匀特征。尽管

Moho面深度的横向变化不大, 在33~35 km左右, 仅在长江中下游成矿带下方呈现上隆特征(水平桩号125 km左右), 起伏约2 km左右, 与布格重力呈现的高异

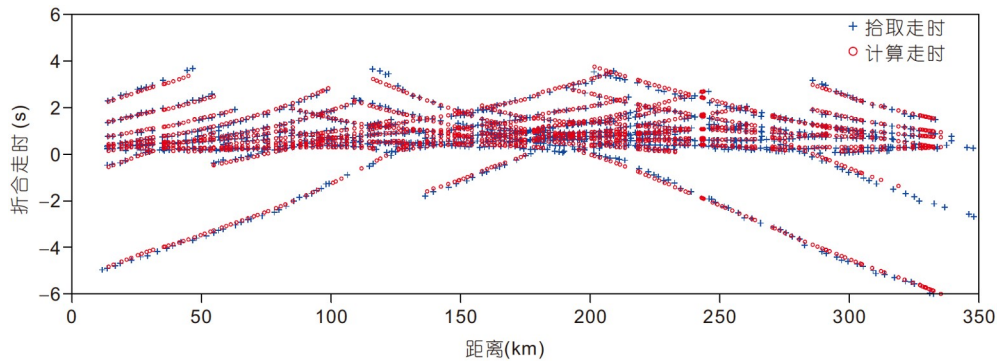


图7 英山-常山剖面5炮震相的走时拟合结果

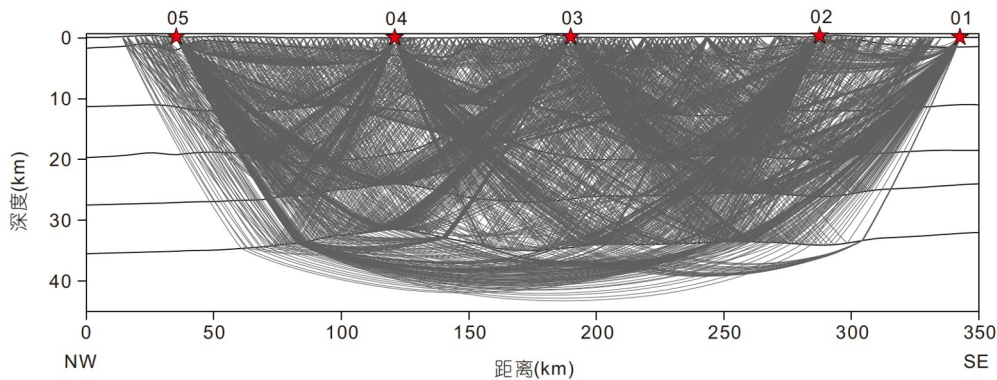


图8 英山-常山剖面5炮地震射线覆盖图

常吻合得很好(图9a),但速度结构以JNF和JHF为界,呈现明显的水平分块特征:JNF以西,在秦岭大别和长江中下游下方(水平桩号50~150km),下地壳速度值高达为 $6.7\sim 6.9\text{ km s}^{-1}$;JHF以东,在江南造山带下方(剖面水平桩号260~300km),下地壳速度值为 $6.6\sim 6.8\text{ km s}^{-1}$,呈现高速异常;在JNF与JHF之间区域,即江南成矿带下方(剖面水平桩号150~260km),下地壳速度值为 $6.5\sim 6.6\text{ km s}^{-1}$,呈现相对低速异常。

英山-常山剖面的Moho面深度为33~35km,与该区主动源剖面(Wang等, 2000; Bai和Wang, 2006; 徐涛等, 2014; 张明辉等, 2015)和被动源接收函数结果(Zheng等, 2014)吻合很好。剖面下地壳水平分块的整体特征也获得了主动源剖面(Bai和Wang, 2006; 徐涛等, 2014)和被动源噪声成像结果(Luo等, 2012; Ouyang等, 2014; 罗松等, 2019; Li等, 2020)的支持。图10是利用流动台阵(NCISP-8)数据,通过噪声成像获得的长江中下游成矿带及邻区地壳S波速度结构(Li等, 2020),下地壳呈现了较为一致的整体特征。如图10a所示,在JNF和JHF

之间的江南成矿带,下地壳为低速异常区;而在长江中下游成矿带(JNF以北)和软杭成矿带(JHF和JSF之间)之下,则呈现明显的高速异常。图10b的剖面低速区的范围稍有差异,与BB'剖面距离宽角剖面较远有一定的关系。

5 讨论

地球深部壳幔结构蕴含了与成矿背景和成矿过程相关的关键信息(侯增谦等, 2007; Richards, 2011; Luo等, 2012; Ouyang等, 2014; Lü等, 2015, 2021; Wang等, 2021)。因此,从不同尺度和角度分析深部结构探测结果,可对构建成矿系统(源-运-储)的空间模型和成矿流体的运移与矿化过程提供关键约束。

地壳的厚度、速度、波速比等现今可以观测到的结构与物性参数与大陆地壳的形成与演化过程密切相关(Xu等, 2006b)。在相同温压条件下的构造挤压环境中,长英质岩石比铁镁质岩石更容易形成推覆构造或

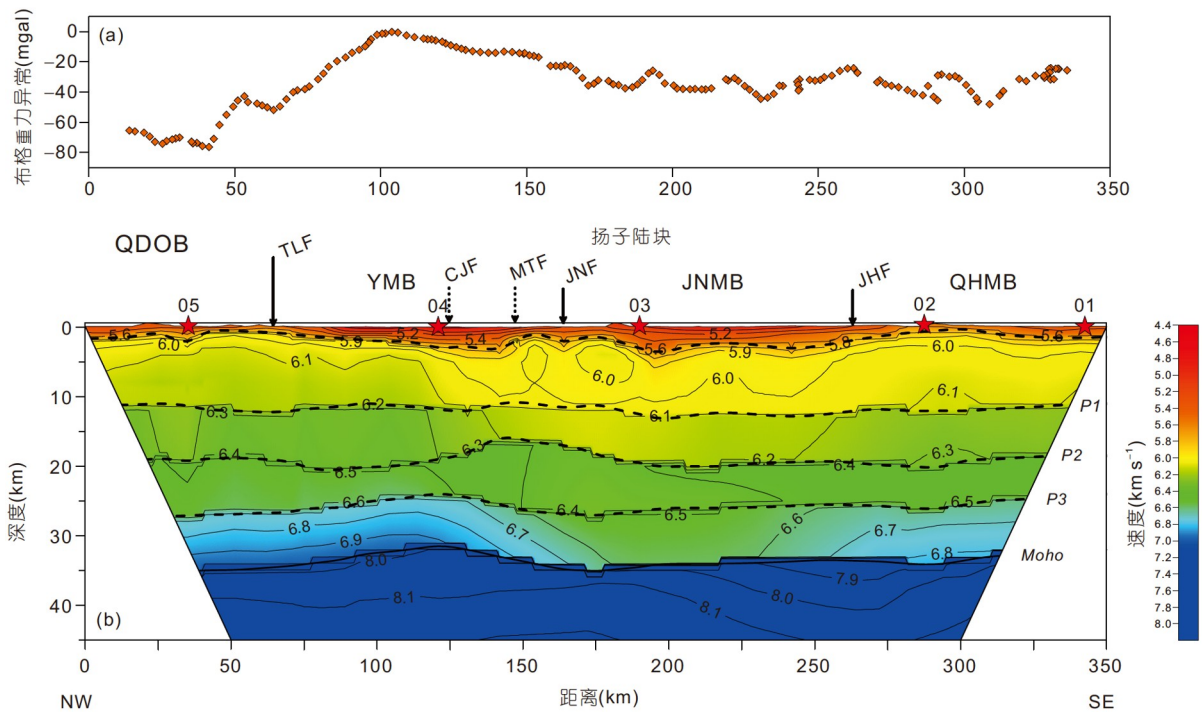


图9 英山-常山剖面卫星布格重力异常曲线(a)及二维地壳速度结构(b)

QDOB, 秦岭-大别造山带; YMB, 长江中下游成矿带; JNMB, 江南成矿带; QHMB, 钦杭成矿带; TLF, 郟庐断裂; JNF, 江南断裂; JHF, 景德镇-黄山断裂; CJF, 长江断裂; MTF, 主逆冲断裂

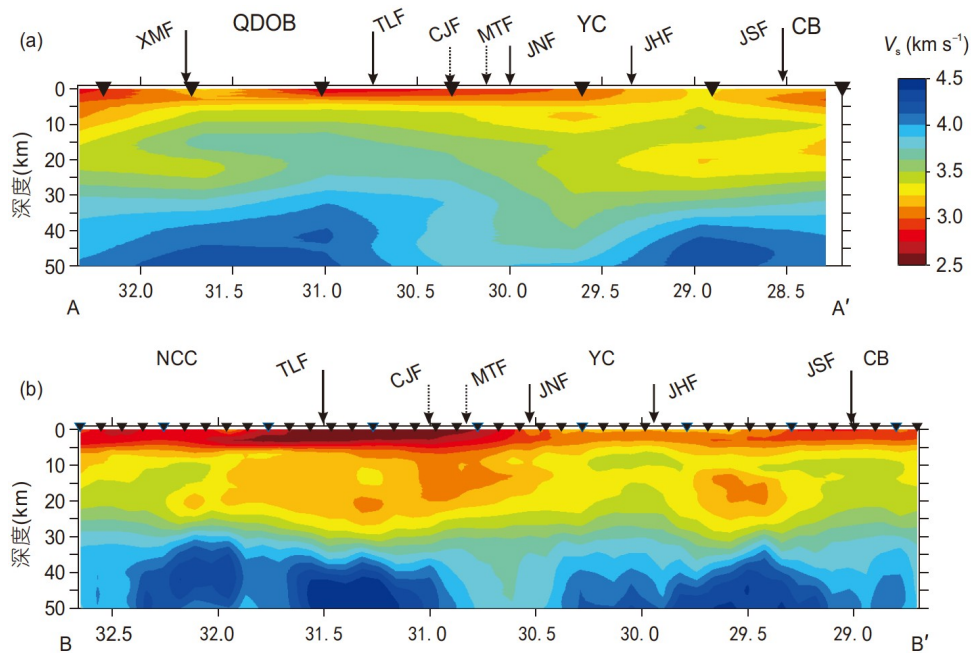


图10 长江中下游及邻区地壳S波速度结构

AA'和BB'剖面位置见图1; NCC, 华北克拉通; QDOB, 秦岭-大别造山带; YC, 扬子克拉通; CB, 华夏块体; XMF, 晓天-磨子潭断裂; TLF, 郟庐断裂; JNF, 江南断裂; JHF, 景德镇-黄山断裂; JSF, 江绍断裂; CJF, 长江断裂; MTF, 主逆冲断裂. 修改自Li等(2020)

紧密褶皱,造成地壳波速比随地壳厚度增大而降低(王勤, 2007). 此外, 拆沉作用会造成下地壳部分基性岩石厚度的减薄, 也会引起地壳泊松比的降低(Zandt和Ammon, 1995; Gao等, 1998). 基性岩浆从上地幔向上运移到壳幔界面时, 往往会形成岩浆底侵, 同时演化的岩浆还会进一步向地壳侵位, 势必会导致地壳泊松比升高(Ji等, 2009).

岩浆是深部过程的“探针”和“使者”, 基于岩浆岩的Nd-Hf同位素填图, 作为一种地球化学手段, 可反映岩浆源区的基本性质、物质组成和时间变化(Hou等, 2015; 侯增谦和王涛, 2018). 浅部矿藏是四维岩石圈演化和深部物质能量交换的产物, 其金属矿化组合也可记录岩石圈演化中的矿质来源与循环过程. 因此, 区域岩浆和成矿组合分析与速度结构和物性参数观测相互约束, 则有望依据地质过程中保留的地球物理-地球化学“痕迹”, 重塑深部壳幔结构, 追溯深部作用过程, 揭示地球动力学背景. 基于这种学术思想, 我们试图通过多学科相互约束思路来讨论下述三个问题.

5.1 扬子陆块横向结构变化与块体差异性

我们的英山-常山地震剖面及前人的A-A'和B-B'剖面, 贯穿了整个扬子陆块东北部, 完整地展现了扬子陆块的横向结构变化, 显示出明显的分区性特征(图9、10). 以JNF和JHF为边界断裂, 扬子陆块显示三个块段, 即北部块体(边缘), 中部块体(古陆)和南部块体(边缘), 分别与长江中下游成矿带(YMB)、江南成矿带(JNMB)和钦杭成矿带(QHMB)相对应(图1). 三个条块具有不同的地质演化过程, 因此显示出明显的速度、物质和厚度差异.

5.1.1 速度结构差异

在三个块体下地壳存在显著的速度差异. JNF断裂以北的北部块体, 下地壳显示显著的高速异常, 速度值高达为 $6.7\sim 6.9\text{ km s}^{-1}$ (图9). 英山-常山剖面 and A-A'剖面显示, 高速异常向北连续延伸于大别造山带之下(图9、10a), 并已为前人宽角地震成像结果验证(Wang等, 2000), 反映南大别与长江中下游下部地壳的岩性和组成类似, 暗示扬子陆块北缘已延伸至大别造山带之下. B-B'剖面高速异常向北延伸并跨越TLF, 与华北板块南部下地壳高速异常体分离并置(图10b), 反映三叠纪华北/华南板块碰撞导致扬子陆块向北有限俯冲

于华北板块之下. 北部块体的中上地壳也显示大范围的高速特征, 这与长江中下游地区广泛发育的中生代岩浆活动及其侵位固结过程相一致. JHF以南的南部块体, 下地壳也显示明显的高度异常, 速度值为 $6.6\sim 6.8\text{ km s}^{-1}$ (图9). 高速异常集中出现于JHF与JSF之间区域(图10b), 空间上与江南造山带相对应, 可能与扬子陆块南缘早中元古代增生和新元古碰撞过程有关(Wang等, 2000). 南部块体的中部地壳仍为高速, 但强度比北部块体略低(图9). 相比之下, 夹持于JNF与JHF之间的中部块体, 则以地壳尺度的相对低速异常为特征, 下地壳速度值为 $6.5\sim 6.6\text{ km s}^{-1}$ (图9). 从AA'和BB'两条剖面看, 下地壳低速异常的空间范围由自南西向北东逐渐收缩(图10). 从速度值看, 中部块体地壳的P波速度平均值在 6.4 km s^{-1} 左右, 与克拉通地壳的波速特征大体一致(Zhang等, 2011a, 2011b), 上地壳部分的低速($V_p < 6.1\text{ km s}^{-1}$)特征与范围也与该区在变质基底之上发育前震旦-三叠系巨厚($>10\text{ km}$)海相浊积复理石沉积和海相火山-沉积岩系(常印佛等, 1996; 董树文等, 2011)以及区域发生地壳缩短加厚相一致, 因此, 速度结构图像基本反映了扬子克拉通的地壳结构特征.

5.1.2 物质结构差异

地壳波速比(V_p/V_s)可以反映地壳的物质组成, V_p/V_s 比值越高, 地壳基性程度越高, 地壳物质中的镁铁质物质比例越高, 在某种程度上, 反映幔源组分添加到地壳的量就越大. 图11a是我们在Zhang Y Q等(2021)基础上重构的研究区波速比(V_p/V_s)结果, 与前人利用宽频地震接收函数和面波反演获得的 V_p/V_s 基本一致(Li等, 2018), 显示波速比与下地壳速度结构存在明显的正相关. 结果显示: 北部块体总体呈现高 V_p/V_s 异常(≥ 1.78), 高异常区集中在庐枞、安庆、贵池等矿集区, 与长江中下游成矿带相对应. JHF与JSF间的江南造山带也显示高 V_p/V_s 异常, 高异常区集中在德兴等铜金矿化区(图11a). 相反, JNF与JHF夹持的中部块体则具有相对较低的 V_p/V_s 值, 低异常区集中在中部块体的中西部(图11a), 与朱溪和大湖塘等大型超大型钨矿发育区相对应. 这些结果反映, 以高速异常为特征的北部块体和南部块体, 其下地壳偏基性, 以镁铁质为主, 含有较多的幔源组分, 而以低速异常为特征的中部块体, 下地壳则偏中性, 安山质组分为主, 幔源组分较少. 从波速比值变化看, 整个扬子陆块的地壳物质组成是很不均匀

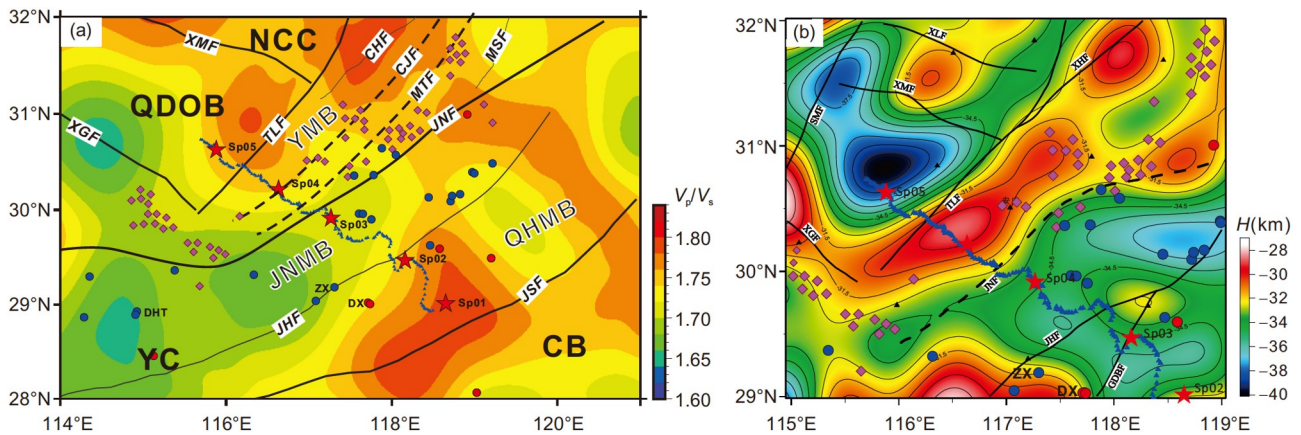


图 11 英山-常山剖面及邻区波速比结构(a)和Moho面分布(b)

(a) V_p/V_s 结构修改自Zhang Y Q等(2021); (b) 根据区域重力反演的Moho厚度(严加永等, 2011). 图中矿点含义与图1相同

的. 总体上, 三个块体的东部偏基性, 而西部更偏中性. 从矿床分布看, 铜金矿床产于偏基性的块体内, 钨矿床产于偏中性的块体内(图11a).

5.1.3 地壳厚度差异

基于英山-常山宽角反射/折射地震记录中的Pm震相和所得到的P波速度结构所确定的Moho界面埋深, 显示出地壳厚度的横向差异性. 北部块体下方Moho面显著上隆, 地壳厚度最薄, 约31km; 南部块体下方Moho面近似水平, 地壳稍厚, 约34km; 而中部块体下方Moho面则略微下凹, 地壳厚度约35km左右(图9). 这些结果与前人的地球物理探测相一致. 严加永等(2011)使用Parker-Oldenburg方法获得了扬子陆块的Moho面深度(图11b), 发现长江中下游成矿带Moho面隆起(幔脊)强烈, 沿着怀宁-枞阳-巢湖一线发育, 7个矿集区主要沿轴向NE的幔脊或幔坡发育(图11b). 反射地震剖面获得宁芜矿集区的Moho深度变化于29~35km之间, 宁芜矿集区之下最浅(29km)(Lü等, 2015). 折射地震剖面获得宁芜矿集区的Moho面深度约为32~33km. 宽频地震接收函数方法获得成矿带及邻区的Moho深度为28~36km, 宁芜矿集区下方约为29km(Shi等, 2013). 江南造山带地壳厚度变化较大, Moho面东深西浅, 德兴等铜金矿化区产于地壳减薄区; 中部块体地壳最厚(35km), 相应产出大型-超大型钨矿(图11b). 总之, 扬子陆块北部地壳最薄, 出现轴向NE的幔脊; 南部块体地壳稍厚, Moho面变化剧烈; 中部块体地壳相对稳定, 地壳厚度最大.

扬子陆块地壳的厚度、速度、波速比等结构与物性参数在南北方向上的不一致性和分区性, 证明扬子陆块南北中三个块体具有不同的地壳结构特征, 反映它们各自经历了不同的地质演化过程. 北部块体结构和物性参数在空间上的变化, 很大程度上反映了扬子北缘“一盖多底”的基本特征(常印佛等, 1991). 其薄地壳、高速度和高波速比, 是扬子北缘先后经历元古代增生、三叠纪碰撞和中生代陆内造山和白垩纪地壳伸展等地质过程的综合结果. 南部块体结构和物性参数在空间上的变化, 很大程度上反映扬子陆块在与华夏陆块拼合过程中其南缘卷入元古代碰撞造山过程的差异性, 体现在中新元古代洋壳残片、弧火山岩及后碰撞基性岩(<820Ma)沿江南造山带发育的差异性(Wang Y J等, 2013). 南部块体的薄地壳、高速度和高波速比, 是扬子南缘先后经历元古代俯冲增生与陆陆碰撞、三叠纪与印支地块碰撞和中生代陆内造山(张岳桥等, 2012)等主要事件的综合体现. 与之相比, 中部块体较好地保留了扬子克拉通的基本特征, 其相对厚的地壳、相对低的S波速和波速比, 则是该区克拉通化及中生代陆内造山等重要事件的综合反映.

5.2 新生/古老地壳形成与潜在成矿物质源

扬子陆块下地壳的速度及波速比区域性变化所反映的下地壳物质组成不均一性, 可以通过壳源岩浆岩锆石Hf同位素填图来进一步追踪和限定, 因为高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值可以反映岩浆源区(地壳)有新生的幔源物质贡献, 低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值反映岩浆地壳源主要为古老地壳物质, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$

值等值线可以反映不同‘地壳块’的空间分布(侯增谦和王涛, 2018). 杨丹等利用长江中下游地区产出的中生代岩浆岩样品, 首次给出了成矿带及邻区的锆石Hf同位素填图结果(Yang等, 2021), 客观反映了该区带不同性质地壳的空间分布和时间演变特征. 在此基础上, 我们结合整个研究区出露的岩浆岩锆石Hf同位素新数据, 重新绘制了锆石Hf同位素等值线图(图12). 这些填图结果揭示出如下重要事实.

(1) 扬子陆块的Hf同位素组成显示明显的块段性. 总体上, 南部块体具有大范围的高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值域, 空间分布与江南造山带相一致, 与德兴等铜矿矿化区带相吻合(图12). 北部块体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值整体背景为低值, 但在主要矿集区呈现高值特征, 空间分布与长江中下游成矿带一致, 与几个矿集区(九瑞、安庆-贵池、宁芜等)发育位置相吻合(图12). 中部块体显示过渡性特征, 以相对低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为主体, 其中, 朱溪、大湖塘等大型超大型钨矿集中分布于低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值域内(图12). 上述Hf同位素组成的空间变化, 整体上与P波波速和 V_p/V_s 值变化趋势相协调, 高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值域与高波速异常和高 V_p/V_s 值域相对应, 低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值域与低波速和低 V_p/V_s 值域相吻合. 这些结果反映: 扬子地块南北缘的下地壳组成偏镁铁质, 地幔

组分较多, 而陆块中部偏中性, 幔源物质卷入量有限. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值、波速及波速比的块段性与三条成矿带金属组合的差异性暗示, 地壳类型和组成与成矿带空间分布和成矿组合存在成因关联(吕庆田等, 2014, 2020; Yang等, 2021).

(2) 根据锆石Hf同位素组成可计算出地壳模式年龄(T_{DM}^{c}), 用于反映地壳物质从地幔源区分离时的年龄, 可概略性地反映岩浆源区地壳的形成时间(Hou等, 2015; 侯增谦和王涛, 2018). Yang等(2021)的 T_{DM}^{c} 值填图结果表明, T_{DM}^{c} 值与 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值空间变化大体相反, 大别造山带和华北板块南部整体显示高 T_{DM}^{c} 值特征, 扬子陆块整体显示低 T_{DM}^{c} 值特征, 其中, 长江中下游地区和钦杭带局部出现高 T_{DM}^{c} 值, 而中部块体则显示过渡性特征, 且以相对高 T_{DM}^{c} 值为特征(Yang等, 2021). 这些结果表明, 大别造山带及华北克拉通以古老地壳为主, 而扬子地块地壳可能经历再造过程(倪培和王国光, 2017)而显示不同程度的新生物质卷入. 在扬子陆块内部, 北部块体与南部块体下地壳可能以新生地壳为主, 而中部块体则以再造地壳为主.

上述推断, 得到下列关键证据的有力佐证: (1) 沿江南造山带东北段出露的中新元古代洋壳残片(蛇绿

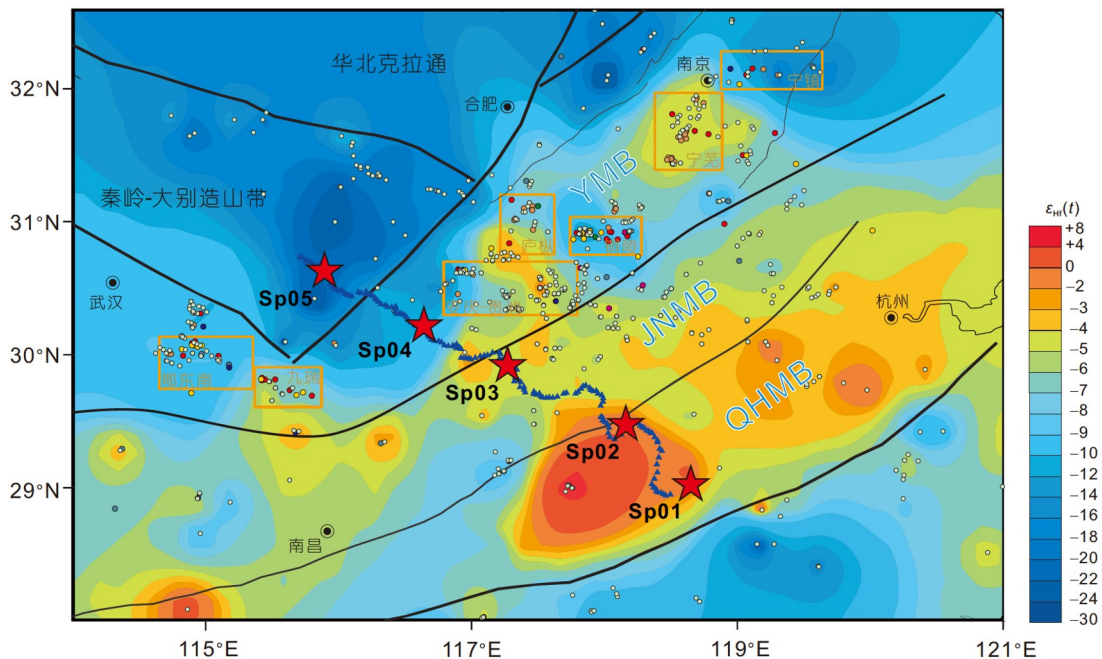


图12 英山-常山剖面及邻区岩浆锆石Hf同位素填图结果

在Yang等(2021)基础上根据区域新数据重新绘制. 图面主要展示中生代岩浆地壳源区的Hf同位素组成及其空间变化, 反映不同Hf值地壳块的基本性状和空间分布. 图中的小圆圈代表取样点, 缩写同图1

岩套)和岛弧玄武岩及后碰撞基性岩(Zhou和Li, 2000; Li等, 2009; Zhang和Zheng, 2013), 作为重要的源于地幔的新生镁铁质物质, 曾注入古老地壳底部或内部, 并残留于新元古宙碰撞造山带内, 证明扬子陆块南缘的部分地壳是新生的; (2) 沿JSF及其附近发育的高 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值、低 T_{DM}^c 值的花岗岩带(Gilder等, 1996; 洪大卫等, 2002), 既是新元古代扬子与华夏拼合的物质表现, 更是一个新生的镁铁质下地壳遭受后期部分熔融的岩浆记录; (3) 在长江中下游广泛出露的埃达克质侵入岩, 系下地壳中基性麻粒岩部分熔融的产物(张旗等, 2001), 其地球化学特征可以反映下地壳源区的物质组成。这些中生代埃达克质岩以 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值、 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 T_{DM}^c 值宽幅变化为特征, 反映该区下地壳可能遭受较年轻的幔源玄武岩浆底侵(张旗等, 2001)。

实际上, 长江中下游新生下地壳的规模和范围可能远比Hf同位素填图所显示的要大。究其原因, 一是在部分矿集区(宁芜、庐枞等), 与铁矿化有关的一些中基性岩样品参与了同位素填图, 而这些岩石主要来自于下覆的富集岩石圈地幔(闫峻等, 2003), 后者因交代富集而具有较负的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(Griffin等, 2013); 二是在一些矿集区, 中生代岩浆组合复杂、成分变异较大且富含包体, 反映幔源玄武质岩浆不仅在地壳底部发生底侵, 而且与地壳熔体发生了高程度的岩浆混合(杜杨松等, 2007; 孟祥金等, 2011), 从而导致 $\epsilon_{Hf}(t)$ 变小和 T_{DM}^c 值增大。

不同地壳类型与含矿岩浆及其矿化金属组合之间的成因链接, 已被多项研究所证实。例如, 德兴斑岩铜矿的岩浆源区被认为是地幔物质卷入的富铜新生下地壳(Wang等, 2004; 侯增谦等, 2007), 后者可能是新元古宙碰撞造山期残留于地壳深部的古老洋壳残片和岩浆弧根, 也可能是前中生代幔源岩浆在地壳底部的大规模底侵体(Hou等, 2013; 倪培和王国光, 2017)。长江中下游成矿带含铜斑岩以埃达克质岩石为主, 被认为主要来源于拆沉的加厚下地壳或幔源岩浆在地壳底部的富铜金底侵体(Wang等, 2004; Hou等, 2013; 周涛发等, 2017)。而与朱溪、大湖塘等钨矿有关的花岗岩及斑岩系统, 则被认为来源于含玄武岩夹层的元古代富钨变质基底(潘小菲等, 2012; 黄兰椿和蒋少涌, 2013)。

综上所述, 扬子钦杭成矿带与长江中下游成矿带具有大体一致的薄地壳、高速异常、高波速比和高 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值特征, 反映其下地壳均受到新生幔源组分的加

入, 最终演变成富铜金的镁铁质新生下地壳, 为中生代成矿岩浆和铜金成矿提供了关键物源, 而中部江南成矿带具有低速异常、低波速比和低 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值特征, 反映富钨的古老克拉通基底为大规模钨成矿作用提供了可能源区。

5.3 大规模铜金钨成矿的深部驱动机制

对于华南中生代构造-岩浆与大规模成矿的动力学机制, 前人已提出了多种模式, 但任何模式应合理地解释如下几点重要的观察事实: (1) 铜金钨成矿在中生代大规模爆发, 成矿时间显示自南而北逐渐变新, 金属组合相应出现由铜金到钨再到铜金的逐渐演替。(2) 华南地区P波速度具有上部(0~70 km)和下部(300~400 km)高、中间(70~200 km)低的“三明治”结构(吕庆田等, 2020); 低速异常三维形态呈现南深、北浅、总体倾向南西的基本特征(Jiang等, 2013, 2015; Li等, 2018)。(3) 接收函数结果显示扬子陆块岩石圈已显著减薄(60~80 km), 长江中下游岩石圈最薄(50~70 km)(Shi等, 2013; Ye等, 2019; Lü等, 2021)。(4) 远震层析成像和大地电磁探测结果反映, 长江中下游和江南造山带的岩石圈已发生拆沉(Zhang等, 2019; 吕庆田等, 2020)。

上述观察事实似乎关联到一个统一的重要深部过程, 即经历中生代陆内造山而加厚的岩石圈曾发生大规模拆沉, 拆沉留下的空间被快速上涌的软流圈占位。在70~200 km深度范围出现的低速体很可能代表了自深而浅、自南而北逐渐迁移流动的软流圈上涌体(Jiang等, 2013; 吕庆田等, 2020)。不管导致软流圈大规模上涌的动力源, 来自古太平洋板块俯冲还是周边多板块相互作用, 软流圈的异常高温和富含流体特性, 决定了其沿着岩石圈不连续上涌、侵蚀和改造上覆的岩石圈地幔, 并诱发后者部分熔融(Griffin等, 2013), 同时向下地壳注入热量和流体, 引发地壳部分熔融(图13)。

江南造山带南侧的江绍断裂(JSF), 作为扬子与华夏陆块之间的一条岩石圈尺度的边界断裂, 最可能成为率先发生软流圈上涌的优先部位。然而, 由于该区软流圈上涌位置较深(Jiang等, 2013), 岩石圈地幔难以熔融, 而富铜金新生下地壳可受热熔融, 形成斑岩系统, 引发以德兴铜矿为代表的铜金成矿(~170 Ma)。随时间演化, 软流圈上涌体向北迁移(Jiang等, 2013), 并

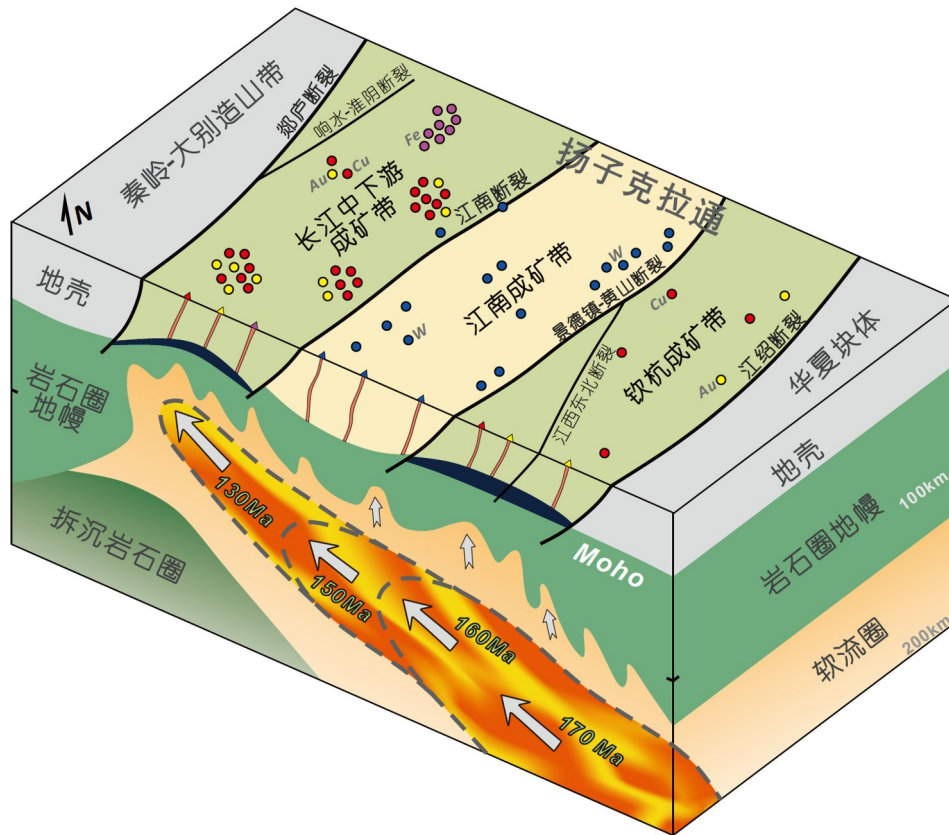


图13 华南东北部深部过程及其对中生代铜钨大规模成矿的控制机制

图中主要边界断裂和地壳结构根据地质观察和本文及前人(Lü等, 2021)的地球物理探测资料确定, 岩石圈厚度根据接收函数等研究结果(An和Shi, 2006; Lü等, 2021)确定, 软流圈发育位置据层析成像结果(Jiang等, 2013)确定. 扬子北缘拆沉的岩石圈根据远震层析成像和大地电磁探测结果(Zhang等, 2019; 吕庆田等, 2020)推断. 长江中下游和钦杭成矿带地壳底部的深蓝色体代表新生下地壳. 图中缩写同图1

相继加热扬子陆块的中北部地壳. 中部古老的中下地壳熔融, 形成呈岩株或岩瘤产出的花岗岩和斑岩, 伴随大规模钨成矿作用(150~135、130~125Ma). 北部新生的下地壳熔融, 产生埃达克质岩浆, 引发长江中下游铜金成矿(~140Ma). 软流圈进一步上涌并诱发上覆的岩石圈地幔熔融, 引发中基性岩浆活动和铁成矿作用(~130Ma)(图13).

上述概念模型暗示, 贯通Moho界面的岩石圈断裂带和块体边界断裂带在构造上形成了力学薄弱带, 起到了向下沟通深部热流、向上疏导岩浆流体的通道作用, 无疑对成矿是重要的. 我们的速度成像清楚地显示: 在长江中下游成矿带, JNF作为边界断裂分割两侧不同地壳(图9), 而隐伏的长江断裂(CJF)和主逆冲断裂(MTF)下方则出现Moho面明显隆起(图9)和波速比显著变化(图11a), 它们都对区域成矿起到了重要控制作

用. 在江南成矿带, JNF和JHF作为重要的边界断裂(图9), 同样也起到了沟通深部热流、疏导岩浆流体的作用, 因此, 控制了多数大型超大型钨矿分布(图1).

6 结论

(1) 英山-常山剖面速度结构呈现垂向分层、横向分块的显著图像特征. 垂向上, 速度结构可分为上地壳(~12km)、中地壳(~26km)及下地壳(约31~35km)三层. 横向上, 可分为北部高速块体、中部低速块体和南部高速块体, 分别以江南断裂和景德镇-黄山断裂为块体边界.

(2) 北部块体内长江中下游成矿带地壳整体高速, Moho面上隆, 地壳减薄(31km), 下地壳为偏基性的富铜金的镁铁质新生下地壳; 中部块体内江南成矿带总

体显示地壳尺度的低速异常, 下地壳偏中性, 幔源物质有限; 南部块体内钦杭成矿带显示高速异常特征, 其镁铁质新生下地壳更可能是扬子南缘在元古代增生/碰撞造山期形成。

(3) 综合研究表明, 中生代以来的软流圈地幔自扬子/华夏拼合带向扬子陆块北部大规模斜向上涌, 诱发不同类型的地壳部分熔融, 是导致华南东北部铜金钨爆发式成矿的深部驱动机制。岩石圈尺度的大型断裂和块体边界断裂带在构造上形成了力学性质的薄弱带, 是沟通深部热流、疏导岩浆流体的主要通道, 控制着成矿带的区域分布。

致谢 感谢中国地震局地球物理勘探中心在野外数据采集过程中的辛勤工作。感谢中国地震局地球物理勘探中心刘宝峰高工的宝贵建议。对苗来成研究员、武澄沆、姚时和陈向洋的帮助一并表示感谢。

参考文献

常印佛, 董树文, 黄德志. 1996. 论中-下扬子“一盖多底”格局与演化. 火山地质与矿产, 17: 1-15

常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社. 1-379

常印佛, 周涛发, 范裕. 2012. 复合成矿与构造转换——以长江中下游成矿带为例. 岩石学报, 28: 3067-3075

陈国华, 舒良树, 舒立旻, 张诚, 欧阳永棚. 2015. 江南东段朱溪钨(铜)多金属矿床的地质特征与成矿背景. 中国科学: 地球科学, 45: 1799-1818

董树文, 马立成, 刘刚, 薛怀民, 施炜, 李建华. 2011. 论长江中下游成矿动力学. 地质学报 85: 612-625

董树文, 吴宣志, 高锐, 卢德源, 李英康, 何义权, 汤加富, 曹奋扬, 侯明金, 黄德志. 1998. 大别造山带地壳速度结构与动力学. 地球物理学报, 41: 349-361

董树文, 项怀顺, 高锐, 吕庆田, 李建设, 战双庆, 卢占武, 马立成. 2010. 长江中下游庐江-枞阳火山岩矿集区深部结构与成矿作用. 岩石学报, 26: 2529-2542

董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81: 1449-1461

杜杨松, 李顺庭, 曹毅, 秦新龙, 楼亚儿. 2007. 安徽铜陵铜官山矿区中生代侵入岩的形成过程——岩浆底侵、同化混染和分离结晶. 现代地质, 21: 71-77

段登飞, 蒋少涌. 2017. 鄂东南矿集区鸡冠嘴砂卡岩型金铜矿床含矿岩体中辉石和角闪石成分变化特征及其对岩浆演化和成矿的指

示意义. 岩石学报, 33: 3507-3517

段政, 廖圣兵, 褚平利, 黄文成, 朱延辉, 舒徐洁, 李长波. 2019. 江南造山带东段新元古代九岭复式岩体锆石U-Pb年代学及构造意义. 中国地质, 46: 493-516

丰成友, 张德全, 项新葵, 李大新, 瞿泓滢, 刘建楠, 肖晔. 2012. 赣西北大湖塘钨矿床辉钼矿Re-Os同位素定年及其意义. 岩石学报, 28: 3858-3868

顾勤平, 丁志峰, 康清清, 李大虎. 2020. 郟庐断裂带中南段及邻区基于背景噪声的瑞利波群速度层析成像. 地球物理学报, 63: 1505-1522

贺振宇, 徐夕生, 陈荣, 邢光福. 2007. 赣南中侏罗世正长岩-辉长岩的起源及其地质意义. 岩石学报, 23: 1457-1469

洪大卫, 谢锡林, 张季生. 2002. 试析杭州-诸广山-花山高 e_{Nd} 值花岗岩带的地质意义. 地质通报, 21: 348-354

侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21: 332-351

侯增谦, 王涛. 2018. 同位素填图与深部物质探测(II): 揭示地壳三维架构与区域成矿规律. 地学前缘, 25: 20-41

侯增谦, 杨竹森, 李荫清, 曾普胜, 蒙义峰, 徐文艺, 田世洪. 2004. 碰撞造山过程中流体向前陆盆地大规模迁移汇聚: 来自长江中下游三叠纪膏盐建造和区域蚀变的证据. 矿床地质, 23: 310-327

黄兰椿, 蒋少涌. 2013. 江西大湖塘富钨花岗岩斑岩年代学、地球化学特征及成因研究. 岩石学报, 29: 4323-4335

江国明, 张贵宾, 吕庆田, 史大年, 徐晓. 2014. 长江中下游地区成矿深部动力学机制: 远震层析成像证据. 岩石学报, 30: 907-917

刘福田, 徐佩芬, 刘劲松, 尹周勋, 秦建业, 张先康, 张成科, 赵金仁. 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: 366-372

刘琼颖, 何丽娟, 黄方. 2013. 华南中生代地球动力学机制研究进展. 地球物理学进展, 28: 633-647

罗松, 姚华建, 李秋生, 王伟涛, 万柯松, 孟亚锋, 刘斌. 2019. 长江中下游成矿带高分辨地壳三维横波速度结构及其形成的深部动力学背景. 中国科学: 地球科学, 49: 1394-1412

吕庆田, 董树文, 史大年, 汤井田, 江国明, 张永谦, 徐涛, SinoProbe-03-CJ项目组. 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: 889-906

吕庆田, 董树文, 汤井田, 史大年, 常印佛, SinoProbe-03-CJ项目组. 2015. 多尺度综合地球物理探测: 揭示成矿系统、助力深部找矿——长江中下游深部探测(SinoProbe-03)进展. 地球物理学报, 58: 4319-4343

吕庆田, 侯增谦, 杨竹森, 史大年. 2004. 长江中下游地区的底侵作用及动力学演化模式——来自地球物理资料的约束. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 783-794

吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 史大年, 吴宣志, 常印佛, 裴荣富, 黄东定, 匡朝阳. 2003. 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 442-449

- 吕庆田, 孟贵祥, 严加永, 张昆, 龚雪婧, 高凤霞. 2020. 长江中下游成矿带铁-铜成矿系统结构的地球物理探测: 综合分析. 地质学前沿, 27: 232–253
- 吕庆田, 史大年, 汤井田, 吴明安, 常印佛. SinoProbe-03-CJ项目组. 2011. 长江中下游成矿带及典型矿集区深部结构探测. 地球学报, 32: 257–268
- 吕庆田, 杨竹森, 严加永, 徐文艺. 2007. 长江中下游成矿带深部成矿潜力、找矿思路与初步尝试——以铜陵矿集区为例. 地质学报, 81: 865–881
- 毛景文, 吴胜华, 宋世伟, 戴盼, 谢桂青, 苏蔷薇, 刘鹏, 王先广, 余忠珍, 陈祥云, 唐维新. 2020. 江南世界级钨矿带: 地质特征、成矿规律和矿床模型. 科学通报, 65: 3746–3762
- 孟祥金, 吕庆田, 杨竹森, 徐文艺. 2011. 长江中下游铜陵及邻区中生代酸性侵入岩地球化学特征及其深部岩浆作用探讨. 地质学报, 85: 757–777
- 倪培, 王国光. 2017. 大陆再造与钦杭带北东段多期铜金成矿作用. 岩石学报, 33: 3373–3394
- 欧阳永棚, 饶建锋, 廖绍平, 何细荣, 胡青华, 魏锦, 杨明桂. 2019. 赣东北朱溪矿集区构造控岩-控矿特征. 中国地质, 46: 878–893
- 潘小菲, 宋玉财, 李振清, 胡保根, 朱小云, 王增科, 杨丹, 张天福, 李岩. 2012. 德兴铜厂斑岩铜(钼金)矿床蚀变-矿化系统流体演化: H-O同位素制约. 矿床地质, 31: 850–860
- 宋传中, 张华, 任升莲, 李加好, 涂文传, 张妍, 王中. 2011. 长江中下游转换构造结与区域成矿背景分析. 地质学报, 85: 778–788
- 汪洋, 邓晋福, 姬广义. 2004. 长江中下游地区早白垩世埃达克质岩的大地构造背景及其成矿意义. 岩石学报, 20: 297–314
- 王勤. 2007. 岩石地震波性质的实验与理论研究. 矿物岩石地球化学通报, 26: 118–126
- 王清晨. 2009. 浅议华南陆块群的沉积大地构造学问题. 沉积学报, 27: 811–817
- 王孝磊, 周金城, 陈昕, 张凤凤, 孙梓铭. 2017. 江南造山带的形成与演化. 矿物岩石地球化学通报, 36: 714–735
- 项新葵, 刘显沐, 詹国年. 2012. 江西省大湖塘石门寺矿区超大型钨矿的发现及找矿意义. 资源调查与环境, 33: 142–151
- 谢奕克, 毛建仁, 彭维震, 赵宇, 姜月华. 1997. 华南岩石层与大陆动力学. 地球物理学报, S1: 153–163
- 邢凤鸣, 徐祥. 1999. 安徽扬子岩浆岩带与成矿. 合肥: 安徽人民出版社
- 徐涛, 徐果明, 高尔根, 朱良保, 蒋先艺. 2004. 三维复杂介质的块状建模和试射射线追踪. 地球物理学报, 47: 1118–1126
- 徐涛, 张忠杰, 田小波, 刘宝峰, 白志明, 吕庆田, 滕吉文. 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: 918–930
- 闫峻, 陈江峰, 喻钢, 钱卉, 周春禧. 2003. 长江中下游晚中生代中基性岩的铅同位素特征: 富集地幔的证据. 高校地质学报, 9: 196–205
- 严加永, 吕庆田, 孟贵祥, 赵金花, 邓震, 刘彦. 2011. 基于重磁多尺度边缘检测的长江中下游成矿带构造格架研究. 地质学报, 85: 900–914
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华南地质与矿产, (3): 52–59
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 金福全, 周珣若, 万天丰, 周宗桂. 1992. 长江中下游地区铁、铜等成矿规律研究. 矿床地质, 11: 1–12
- 张明辉, 徐涛, 吕庆田, 白志明, 武澄沅, 武振波, 滕吉文. 2015. 长江中下游成矿带及邻区三维Moho面结构: 来自人工源宽角地震资料的约束. 地球物理学报, 58: 4360–4372
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2009. 中国东部燕山期大规模岩浆活动与岩石圈减薄: 与大火成岩省的关系. 地质学前沿, 16: 21–51
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17: 236–244
- 张永谦, 吕庆田, 滕吉文, 王谦身, 徐涛. 2014. 长江中下游及邻区的地壳密度结构与深部成矿背景探讨——来自重力学的约束. 岩石学报, 30: 931–940
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 崔建军, 施炜, 苏金宝, 李勇. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展. 地球学报, 33: 257–279
- 周涛发, 范裕, 王世伟. 2017. 长江中下游成矿带成矿规律和成矿模式. 岩石学报, 33: 3353–3372
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 陆三明, 尚世贵, Cooke D, Meffre S, 赵国春. 2008a. 安徽庐枞(庐江-枞阳)盆地火山岩的年代学及其意义. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 1342–1353
- 周涛发, 范裕, 袁峰. 2008b. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展. 岩石学报, 24: 1665–1678
- 朱光, 王道轩, 刘国生, 牛漫兰, 宋传中. 2004a. 郟庐断裂带的演化及其对西太平洋板块运动的响应. 地质科学, 39: 36–49
- 朱光, 王勇生, 牛漫兰, 刘国生, 谢成龙. 2004b. 郟庐断裂带的同造山运动. 地质学前沿, 11: 169–182
- An M J, Shi Y L. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese continent. *Phys Earth Planet Inter*, 159: 257–266
- Bai Z M, Wang C Y. 2006. Crustal P-wave velocity structure in Lower Yangtze region: Reinterpretation of Fuliji-Fengxian deep seismic sounding profile. *Chin Sci Bull*, 51: 2391–2400
- Cerveny V, Klimes L, Psencik I. 1988. Complete seismic-ray tracing in three-dimensional structures. In: Doornbos D J, ed. *Seismological Algorithms*. New York: Academic Press. 89–168
- Cerveny V. 2001. *Seismic Ray Theory*. Cambridge: Cambridge University Press
- Chen H, Ni P, Chen R Y, Lü Z C, Ye T Z, Wang G G, Pan J Y, Pang Z S, Xue J L, Yuan H X. 2017. Constraints on the genesis of the Jiande polymetallic copper deposit in South China using fluid inclusion and O-H-Pb isotopes. *J Geol Soc India*, 90: 546–557
- Chen J F, Yan J, Xie Z, Xu X, Xing F. 2001. Nd and Sr isotopic

- compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze region in eastern China: Constraints on sources. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 719–731
- Dong S, Gao R, Cong B, Zhao Z, Liu X, Li S, Li Q, Huang D. 2004. Crustal structure of the southern Dabie ultrahigh-pressure orogen and Yangtze foreland from deep seismic reflection profiling. *Terra Nova*, 16: 319–324
- Gao S, Zhang B R, Jin Z M, Kern H, Luo T C, Zhao Z D. 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth Planet Sci Lett*, 161: 101–117
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z, Wang G, Yuan K, Liu W, Kuang G, Wu H. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *J Geophys Res*, 101: 16137–16154
- Gilder S A, Leloup P H, Courtillot V, Chen Y, Coe R S, Zhao X, Xiao W, Halim N, Cogné J P, Zhu R. 1999. Tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault via Middle Triassic to Early Cenozoic paleomagnetic data. *J Geophys Res*, 104: 15365–15390
- Griffin W L, Begg G C, O'Reilly S Y. 2013. Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nat Geosci*, 6: 905–910
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, Zheng Y C, Zhu D C, Yang Z M, Yang Z S, Wang B D, Pei Y R, Zhao Z D, McCuaig T C. 2015. Lithospheric architecture of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen. *Econ Geol*, 110: 1541–1575
- Hou Z Q, Pan X F, Li Q Y, Yang Z M, Song Y C. 2013. The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in east China: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting. *Miner Depos*, 48: 1019–1045
- Hsü K J, Li J L, Chen H H, Wang Q C, Sun S, Sengor A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183: 9–39
- Hsü K J, Shu S, Jiliang L, Haihong C, Haipo P, Sengor A M C. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in south China. *Geology*, 16: 418–421
- Ji S C, Wang Q, Salisbury M H. 2009. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio. *Tectonophysics*, 463: 15–30
- Jiang G M, Zhang G B, Lü Q T, Shi D N, Xu Y. 2013. 3-D velocity model beneath the Middle-Lower Yangtze River and its implication to the deep geodynamics. *Tectonophysics*, 606: 36–47
- Jiang G M, Zhang G B, Zhao D P, Lu Q T, Li H Y, Li X F. 2015. Mantle dynamics and Cretaceous magmatism in east-central China: Insight from teleseismic tomograms. *Tectonophysics*, 664: 256–268
- Li H, Song X D, Lü Q T, Yang X Y, Deng Y F, Ouyang L B, Li J P, Li X F, Jiang G M. 2018. Seismic imaging of lithosphere structure and upper mantle deformation beneath east-central China and their tectonic implications. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 2856–2870
- Li T Z, Zhao L, Wan B, Li Z W, Bodin T, Wang K, Yuan H Y. 2020. New crustal V_s model along an array in south-east China: Seismic characters and Paleo-Tethys continental amalgamation. *Geochem Geophys Geosyst*, 21: e09024
- Li X H, Li W X, Li Z X, Lo C H, Wang J, Ye M F, Yang Y H. 2009. Amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks in South China: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes of the Shuangxiwu volcanic rocks. *Precambrian Res*, 174: 117–128
- Li X H, Li Z X, Li W X, Wang Y. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on Hainan Island. *J Geol*, 114: 341–353
- Li X H, Zhao J X, McCulloch M T, Zhou G Q, Xing F M. 1997. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China: Petrogenesis and tectonic implications. *Precambrian Res*, 81: 129–144
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179
- Lü Q T, Yan J Y, Shi D N, Dong S W, Tang J T, Wu M G, Chang Y F. 2013. Reflection seismic imaging of the Lujiang-Zongyang volcanic basin, Yangtze Metallogenic Belt: An insight into the crustal structure and geodynamics of an ore district. *Tectonophysics*, 606: 60–77
- Lü Q T, Shi D N, Liu Z D, Zhang Y Q, Dong S W, Zhao J H. 2015. Crustal structure and geodynamics of the Middle and Lower reaches of Yangtze metallogenic belt and neighboring areas: Insights from deep seismic reflection profiling. *J Asian Earth Sci*, 114: 704–716
- Lü Q T, Meng G X, Zhang K, Liu Z D, Yan J Y, Shi D N, Han J G, Gong X J. 2021. The lithospheric architecture of the Lower Yangtze Metallogenic Belt, East China: Insights into an extensive Fe-Cu mineral system. *Ore Geol Rev*, 132: 103989
- Luo Y H, Xu Y X, Yang Y J. 2012. Crustal structure beneath the Dabie orogenic belt from ambient noise tomography. *Earth Planet Sci Lett*, 313–314: 12–22
- Mao J W, Wang Y T, Lehmann B, Yu J J, Du A D, Mei Y X, Li Y F, Zang W S, Stein H J, Zhou T F. 2006. Molybdenite Re-Os and albite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications. *Ore Geol Rev*, 29: 307–324
- Ouyang L B, Li H Y, Lü Q T, Yang Y J, Li X F, Jiang G M, Zhang G B, Shi D N, Zheng D, Sun S J, Tan J, Zhou M. 2014. Crustal and uppermost mantle velocity structure and its relationship with the

- formation of ore districts in the Middle-Lower Yangtze River region. *Earth Planet Sci Lett*, 408: 378–389
- Pan Y M, Dong P. 1999. The Lower Changjiang (Yangzi/Yangtze River) metallogenic belt, east central China: Intrusion- and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits. *Ore Geol Rev*, 15: 177–242
- Richards J P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geol Rev*, 40: 1–26
- Shi D N, Lü Q T, Xu W Y, Yan J Y, Zhao J H, Dong S W, Chang Y F, SinProbe-03-02 team. 2013. Crustal structure beneath the middle-lower Yangtze metallogenic belt in East China: Constraints from passive source seismic experiment on the Mesozoic intra-continental mineralization. *Tectonophysics*, 606: 48–59
- Sun W, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 533–542
- Sun W D, Xie Z, Chen J F, Zhang X, Chai Z F, Du A D, Zhao J S, Zhang C H, Zhou T F. 2003. Os-Os dating of copper and molybdenum deposits along the middle and lower reaches of the Yangtze River, China. *Econ Geol*, 98: 175–180
- Vidale J E. 1988. Finite-difference calculation of travel times. *Bull Seismol Soc Am*, 78: 2062–2076
- Wang C Y, Zeng R S, Mooney W D, Hacker B R. 2000. A crustal model of the ultrahigh-pressure Dabie Shan orogenic belt, China, derived from deep seismic refraction profiling. *J Geophys Res*, 105: 10857–10869
- Wang D, Wang X L, Cai Y, Chen X, Zhang F R, Zhang F F. 2017. Heterogeneous conservation of zircon xenocrysts in Late Jurassic granitic intrusions within the Neoproterozoic Jiuling Batholith, South China: A magma chamber growth model in deep crustal hot zones. *J Petrol*, 58: 1781–1810
- Wang F Y, Ling M X, Ding X, Hu Y H, Zhou J B, Yang X Y, Liang H Y, Fan W M, Sun W. 2011. Mesozoic large magmatic events and mineralization in SE China: Oblique subduction of the Pacific plate. *Int Geol Rev*, 53: 704–726
- Wang G G, Ni P, Wang R C, Zhao K D, Chen H, Ding J Y, Zhao C, Cai Y T. 2013. Geological, fluid inclusion and isotopic studies of the Yinshan Cu-Au-Pb-Zn-Ag deposit, South China: Implications for ore genesis and exploration. *J Asian Earth Sci*, 74: 343–360
- Wang G G, Ni P, Yao J, Wang X L, Zhao K D, Zhu R Z, Xu Y F, Pan J Y, Li L, Zhang Y H. 2015. The link between subduction-modified lithosphere and the giant Dexing porphyry copper deposit, South China: Constraints from high-Mg adakitic rocks. *Ore Geol Rev*, 67: 109–126
- Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, Bao Z W, Xu W, Xiong X L. 2004. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochem J*, 38: 417–434
- Wang X L, Liu J X, Lü Q T, Wang S, Wang D, Chen X. 2021. Evolution of deep crustal hot zones constrained by the diversity of Late Mesozoic magmatic rocks in SE China. *Ore Geol Rev*, 134: 104143
- Wang Y J, Zhang A M, Cawood P A, Fan W M, Xu J F, Zhang G W, Zhang Y Z. 2013. Geochronological, geochemical and Nd-Hf-Os isotopic fingerprinting of an early Neoproterozoic arc-back-arc system in South China and its accretionary assembly along the margin of Rodinia. *Precambrian Res*, 231: 343–371
- Xu J, Zhu G, Tong W, Cui K, Liu Q. 1987. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, 134: 273–310
- Xu T, Li F, Wu Z B, Wu C L, Gao E G, Zhou B, Zhang Z J, Xu G M. 2014. A successive three-point perturbation method for fast ray tracing in complex 2D and 3D geological models. *Tectonophysics*, 627: 72–81
- Xu T, Xu G M, Gao E G, Li Y C, Jiang X Y, Luo K. 2006a. Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3D media. *Geophysics*, 71: T41–T51
- Xu T, Zhang Z J, Gao E G, Xu G M, Sun L. 2010. Segmentally iterative ray tracing in complex 2D and 3D heterogeneous block models. *Bull Seismol Soc Am*, 100: 841–850
- Xu Z Q, Wang Q, Ji S C, Chen J, Zeng L S, Yang J S, Chen F Y, Liang F H, Wenk H R. 2006b. Petrofabrics and seismic properties of garnet peridotite from the UHP Sulu terrane (China): Implications for olivine deformation mechanism in a cold and dry subducting continental slab. *Tectonophysics*, 421: 111–127
- Yang D, Lü Q T, Yang Z S, Yan J Y, Xiong X, Chen Y X. 2021. Zircon Hf-isotopic mapping of Middle-Lower Yangtze River Valley Metallogenic Belt, China: Constraints on crustal properties and ore cluster formation. *Lithos*, 406–407: 106526
- Yao J L, Cawood P A, Shu L S, Santosh M, Li J Y. 2016. An Early Neoproterozoic accretionary prism ophiolitic melange from the western Jiangnan Orogenic Belt, South China. *J Geol*, 124: 587–601
- Ye Z, Li Q S, Zhang H S, L J G, Wang X R, Han R B, Wu Q J. 2019. Crustal and uppermost mantle structure across the Lower Yangtze region and its implications for the late Mesozoic magmatism and metallogenesis, eastern South China. *Phys Earth Planet Inter*, 297: 106324
- Zandt G, Ammon C J. 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, 374: 152–154
- Zelt C A, Smith R B. 1992. Seismic travelt ime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys J Int*, 108: 16–34
- Zhang K, Lü Q T, Yan J Y, Hu H, Fu G M, Luo F. 2019. The three-dimensional electrical structure and metallogenic prospect of the

- Ning (Nanjing)-Wu (Wuhu) basin and the southern adjacent area in eastern China. *J Asian Earth Sci*, 173: 304–313
- Zhang Y Q, Shi D N, Lü Q T, Xu Y, Xu Z W, Yan J Y, Chen C X, Xu T. 2021. The crustal thickness and composition in the eastern South China Block constrained by receiver functions: Implications for the geological setting and metallogenesis. *Ore Geol Rev*, 130: 103988
- Zhang Z J, Chen Q F, Bai Z M, Chen Y, Badal J. 2011a. Crustal structure and extensional deformation of thinned lithosphere in Northern China. *Tectonophysics*, 508: 62–72
- Zhang Z J, Yang L Q, Teng J W, Badal J. 2011b. An overview of the earth crust under China. *Earth-Sci Rev*, 104: 143–166
- Zhang Z, Deng Y F, Yao J M, Zong J Y, Chen H Y. 2021. An array based seismic image on the Dahutang deposit, South China: Insight into the mineralization. *Phys Earth Planet Inter*, 310: 106617
- Zhang S B, Zheng Y F. 2013. Formation and evolution of Precambrian continental lithosphere in South China. *Gondwana Res*, 23: 1241–1260
- Zhao G C. 2015. Jiangnan orogen in South China: Developing from divergent double subduction. *Gondwana Res*, 27: 1173–1180
- Zheng T Y, Zhao L, He Y M, Zhu R X. 2014. Seismic imaging of crustal reworking and lithospheric modification in eastern China. *Geophys J Int*, 196: 656–670
- Zheng Y F, Wu R X, Wu Y B, Zhang S B, Yuan H, Wu F Y. 2008. Rift melting of juvenile arc-derived crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic volcanic and granitic rocks in the Jiangnan Orogen, South China. *Precambrian Res*, 163: 351–383
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326: 269–287
- Zhu G, Wang Y S, Liu G S, Niu M L X C L, Li C C. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of strike-slip motion on the Tan-Lu fault zone, East China. *J Struct Geol*, 27: 1379–1398

(责任编辑: 杨顶辉)