

安徽省金寨县沙坪沟钼矿含矿岩体锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征及其地质意义^{*}

陈红瑾¹ 陈衍景^{1 2**} 张静³ 陈秀忠⁴ 张怀东⁴

CHEN HongJin¹, CHEN YanJing^{1 2**}, ZHANG Jing³, CHEN XiuZhong⁴ and ZHANG HuaiDong⁴

1. 北京大学 造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

2. 中国科学院广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640

3. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083

4. 安徽省地矿局 313 地质队, 六安 237010

1. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

3. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

4. No. 313 Team, Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources, Liu'an 237010, China

2012-10-01 收稿, 2012-12-10 改回.

Chen HJ, Chen YJ, Zhang J, Chen XZ and Zhang HD. 2013. Zircon U-Pb ages and Hf isotope characteristics of the ore-bearing intrusion from the Shapinggou molybdenum deposit, Jinzhai County, Anhui Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29 (1): 131–145

Abstract The Shapinggou porphyry molybdenum deposit in Jinzhai County, Anhui Province is located in eastern Dabie Shan. Mo mineralization is closely associated with the Shapinggou quartz-orthophyre and breccia pipes, which yield LA-ICP-MS zircon U-Pb ages 116.1 ± 2.2 Ma and 112.9 ± 1.2 Ma, respectively. The porphyritic rocks and breccias have high contents of K_2O , Al_2O_3 and alkali, petrochemically resembling the peraluminous A-type granitoids. They are enriched in LILE, depleted in HFSE, HREE, Y and Yb, and have been generated by partial melting of a thickened lower crust with garnet residues. The $\varepsilon_{Hf}(t)$ values of the porphyry range from -14.4 to -12.4 , which are below the depleted mantle line, with t_{DM2} (Hf) of 1598 Ma to 1707 Ma, suggesting that the porphyry was originated from partial melting of the crust mainly composed of the Kuanping Group (1.85 ~ 1.4 Ga). The explosive breccias yield $\varepsilon_{Hf}(t)$ values of -10.1 to -2.7 , and t_{DM2} of 1097 Ma to 1486 Ma, indicating that the explosive breccias, compared to the porphyry, were originated from a younger source mixed by the Kuanping Group and the mantle. This suggests that from the porphyry to breccias the parental magma source became deeper, from an old crust-dominated to crust-mantle mixture; and that the tectonic setting involved a crustal thinning from a thickened crust resulted from continental collision orogeny. Moreover, the above mentioned stratigraphic units are tectonically north of the Shapinggou deposit, which leads us to envisage a tectonic model that the North China continent southwardly underthrust beneath the northern Dabie Shan during Mesozoic continental collision.

Key words Zircon U-Pb ages; Hf isotope; Porphyry deposit; Shapinggou Mo deposit; Dabie Shan

摘 要 安徽省金寨县沙坪沟斑岩型钼矿位于大别山东段, 钼矿化与石英正长斑岩和爆破角砾岩紧密相关。石英正长斑岩和爆破角砾岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 116.1 ± 2.2 Ma 和 112.9 ± 1.2 Ma, 侵位于早白垩世。两类岩石都显示出高钾、富碱、富铝的特点, 属过铝质 A 型花岗岩, 具有较高浓度的大离子亲石元素和相对低含量的高场强元素以及较低的 HREE 和 Y、Yb 含量, 暗示其源于石榴石作为残留相的较深层次的下地壳物质部分熔融。石英正长斑岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 变化于 -14.4 ~ -12.4 , 分布于亏损地幔演化线之下, t_{DM2} 变化于 1598 ~ 1707 Ma, 指示岩浆源于古老下地壳物质的部分熔融, 古老下地壳可能

* 本文受国家 973 计划项目(2006CB403500)资助。

第一作者简介: 陈红瑾, 女, 1991 年生, 博士生, 矿床学专业, E-mail: hjchen19910704@126.com

** 通讯作者: 陈衍景, 男, 教授, 矿床学专业, E-mail: yjchen@pku.edu.cn 或 gigyjchen@126.com

由宽坪群(1.85~1.4Ga)组成;爆破角砾岩 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-10.1 \sim -2.7$, t_{DM2} 为 1097~1486Ma, 指示物源区比斑岩更年轻,可能来自宽坪群与地幔物质的混合。以上表明,从石英正长斑岩到爆破角砾岩,成岩岩浆来源变深,由地壳为主演变为壳幔混合,形成于碰撞造山加厚地壳的减薄过程;在大地构造上,能够作为源区的地层单元皆分布于矿区以北,因此我们认为在中生代碰撞造山过程中,华北大陆板块向南俯冲到大别山之下。

关键词 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 斑岩矿床; 沙坪沟钼矿; 大别山

中图法分类号 P597.3; P618.65

1 引言

秦岭-桐柏-大别-苏鲁造山带最终形成于华北和扬子大陆之间的碰撞造山作用,被称为中央造山带东段;该成矿带矿产资源丰富,也被誉为中国的金腰带。例如,东秦岭是仅次于美国 Climax 钼矿带的世界第二大钼矿带(胡受奚等,1988;罗铭玖等,1991;陈衍景和富士谷,1992;Chen *et al.*, 2000)。21 世纪初,东秦岭钼矿带又发现了东沟、鱼池岭等超大型钼矿床和一批重要钼矿床,其钼资源量超过美国 Climax 钼矿带而成为世界第一大钼矿带(李诺等,2007;陈衍景等,2009)。不仅如此,大别山作为东秦岭造山带的东延,也取得了找矿突破,相继发现了汤家坪大型钼矿床(王运等,2009;魏庆国等,2010;Chen and Wang, 2011)和千鹤冲、沙坪沟超大型钼矿床(Yang *et al.*, 2013;李毅等,2013;图 1)。然而,秦岭-大别钼矿带与美国 Climax 钼矿带形成于截然不

同的构造背景,前者属于典型的大陆碰撞造山带,后者属于活动大陆边缘的弧后伸展或裂谷带(Li *et al.*, 2012, 2013)。显然,秦岭-大别钼矿带是深入研究大陆碰撞造山带成矿规律、矿床地质特征的良好对象。与秦岭钼矿带相比,大别山区的钼矿床研究薄弱,特别是新近发现的安徽金寨县沙坪沟超大型斑岩钼矿床(图 2)。

沙坪沟钼矿床位于大别钼矿带的东段(图 1、图 2),是目前我国探明钼金属量最大的钼矿床($220 \times 10^4 \text{ t Mo}$)。前人初步研究了矿床地质特征、近矿围岩蚀变(罗铭玖等,2000;张怀东等,2010b),获得了成矿年龄和部分岩石地球化学资料(张红等,2011;孟祥金等,2012)以及成因认识。本文通过对沙坪沟钼矿区石英正长斑岩和爆破角砾岩的锆石 LA-ICP-MS 微区原位 U-Pb 定年以及 Hf 同位素研究,揭示含矿岩体的侵入年龄和顺序,探讨成岩岩浆的起源和变化,分析成岩成矿的地球动力学背景和构造模型,为研究大别山成矿规律,完善大陆碰撞成矿理论提供依据。

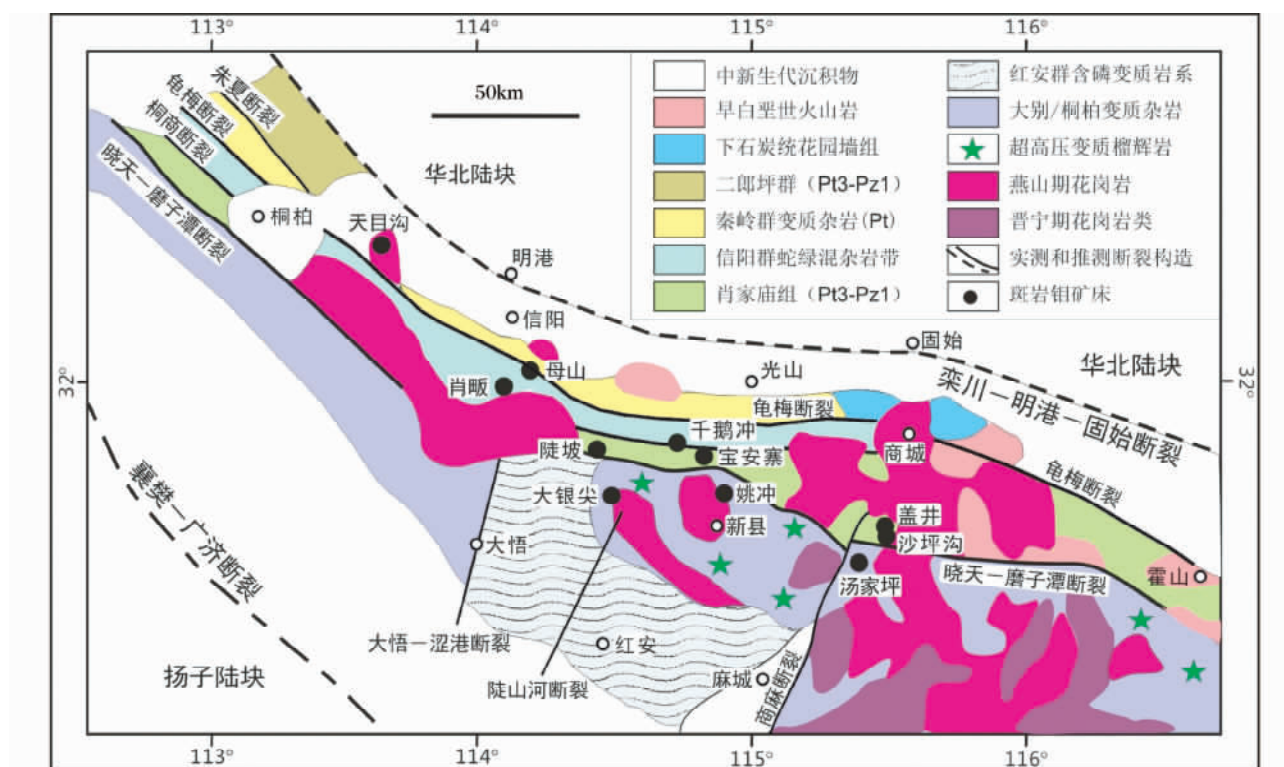


图 1 大别山区钼矿床空间分布略图(据王运等,2009 修改)

Fig. 1 Schematic map showing the geology and distribution of Mo deposits in Dabie Shan (modified after Wang *et al.*, 2009)

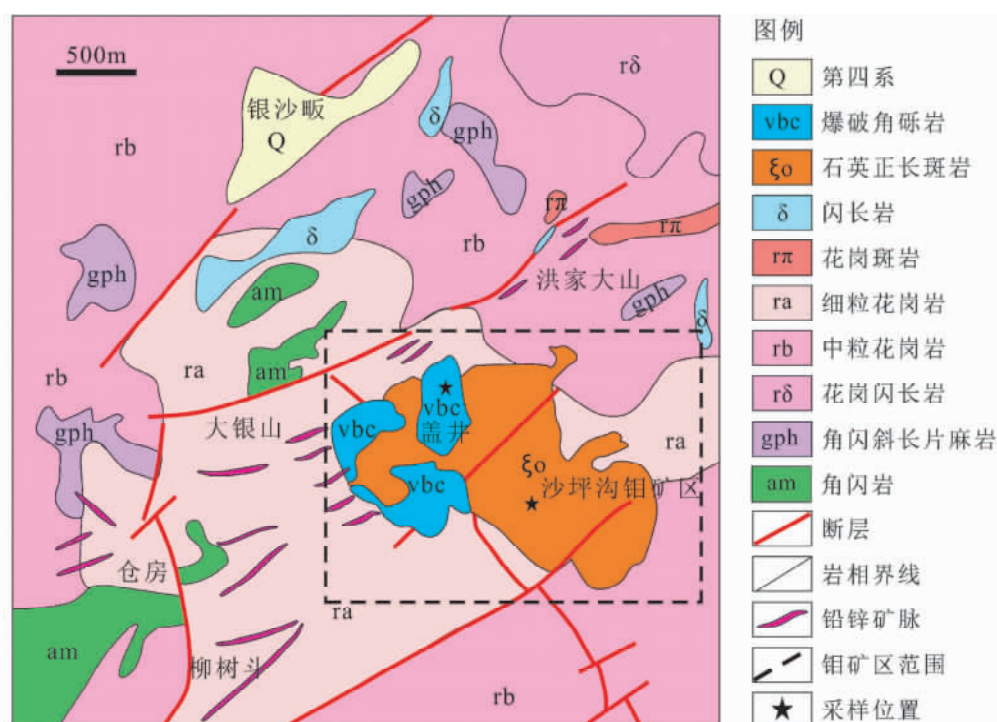


图2 安徽省金寨县沙坪沟钼矿床地质图(据张怀东等 2010a 略有修改)

Fig.2 Geological map of the Shapinggou Mo field, Jinzhai County, Anhui Province (modified after Zhang *et al.*, 2010a)

2 地质背景

大别造山带是华北板块南部活动大陆边缘和扬子板块北部被动大陆边缘经长期演化、地体拼贴和最终大陆碰撞的结果,是长期发育的大陆内部复合型造山带(张国伟等, 1995; 张本仁等, 1996; 邓晋福等, 2000; 谢才富等, 2001)。大别造山带东被郯庐断裂所截,西接桐柏山脉,以南阳盆地与秦岭造山带相隔;其南、北边界分别为襄樊-广济断裂和栾川-明港-固始断裂(图1)。大别造山带内部构造复杂,断裂构造发育,以NW向和NE向断裂最醒目(图1)。NW向断裂为区域性断裂,由北而南依次为:龟梅(龟山-梅山)断裂、桐商(桐柏-商城)断裂和晓天-磨子潭断裂等。其中,龟梅断裂与秦岭地区的商丹断裂相当(胡受奚等, 1988; 陈衍景和富士谷, 1992),是华北古板块与扬子古板块的缝合带;晓天-磨子潭断裂以北统称为北淮阳构造带(包括华北古板块最南缘和扬子古板块最北缘的构造地层地体),以南被统称为大别变质杂岩。NE向断裂见大悟-涇港断裂、陡山河断裂、商麻断裂等,以大致50km等间距平行产出,并截切NW向断裂呈棋盘格子状。其中,商麻断裂被视为东大别与西大别的分界线。

大别造山带以大量发育超高压榴辉岩而闻名于世。Zheng *et al.* (2003, 2005) 根据变质作用的温度-压力条件将大别地区划分为5个单元:北淮阳低温低压绿片岩相变质带

(晓天-磨子潭断裂以北)、北大别高温超高压榴辉岩相带、中大别中温超高压榴辉岩相带、南大别低温超高压榴辉岩相带和宿松低温高压蓝片岩相带。大别地区从北向南出露的主要地层包括:二郎坪群、秦岭群、信阳群、肖家庙组、大别/桐柏变质核杂岩(图1),未见相当于北秦岭造山带的中元古代宽坪群以及华北克拉通的基底和盖层。其中,秦岭群变质杂岩(主体为新元古代,陈衍景等, 2009)和二郎坪群浅变质火山-沉积岩系(新元古代-早古生代,胡受奚等, 1988)分布于龟梅断裂以北,共同组成了华北古板块南缘的加里东期增生带(陈衍景和富士谷, 1992);该增生带局部上覆晚古生代地层,以下石炭统花园墙组最常见,花园墙组主要岩性为铁质绢云石英片岩、绢云石英片岩及炭质石英片岩(杨泽强, 2007)。信阳群实为蛇绿混杂岩带(Chen and Wang, 2011; Zhang *et al.*, 2011),主体由泥盆系火山-沉积岩系组成,夹杂异源前寒武纪碎块和三叠纪放射虫硅质岩,其时代长期争议(胡受奚等, 1988)。肖家庙组以白云钠长片岩、白云石英片岩、白云/黑云/二云更长片岩为主,夹大理岩透镜体,原岩为泥砂质碎屑岩夹碳酸盐岩建造,形成于新元古代-古生代。大别/桐柏变质核杂岩由变质深成岩系、表壳岩系和侵入其中的岩浆岩组成,其中变质深成岩系(又称大别群或桐柏群)岩性以二长花岗质片岩、云英闪长质片麻岩和黑云斜长片麻岩为主,蕴含超高压榴辉岩地体;变质表壳岩系以红安群含磷变质岩系为代表,呈不整合覆盖于大别群之上;侵入其中的岩浆岩则以晋宁期和燕山期花岗岩类为主(Chen and Wang, 2011; 王运等, 2009)。

大别山区岩浆活动频繁,尤以燕山期最为强烈,表现为大量陆相火山岩、中酸性花岗(斑)岩和少量基性-超基性岩密切共生(图1)。燕山期火山岩以英安岩-流纹岩组合为特征,主要沿造山带北麓信阳-商城-霍山一带分布,南不逾晓天-磨子潭断裂。同期的花岗质侵入岩分布最广、规模最大,出露面积约占全区基岩面积的1/5;主要岩体包括灵山、新县和商城三大花岗岩基,沿桐柏-商城断裂自西向东分布。此外,区内见有众多的早白垩世中酸性小斑岩体,多为酸性富碱的花岗斑岩、似斑状花岗岩、石英斑岩、花岗闪长斑岩,其产出明显受网格状构造系统的控制,具有等间距成群成带展布的特点,与斑岩型钼金属矿化关系密切;代表性岩体包括:天目山岩体、肖畈岩体、母山岩体、大银尖岩体、干鹊冲隐伏岩体、保安寨岩体、戴咀岩体、汤家坪岩体、沙坪沟岩体(杨泽强 2007; 杨艳等 2008; 王运等 2009; Chen and Wang, 2011; Yang *et al.*, 2013)。

沙坪沟斑岩型钼矿床位于晓天-磨子潭深大断裂与商麻断裂交汇处的东北侧(张怀东等 2010a)。矿区断裂以NNE向银山-泗河断裂破碎带最显著,其平行次级断裂显示先压扭后张扭的特征,NW向断裂也较发育,以压扭性为主,且控制了岩浆岩的分布(张怀东等 2010b)。矿区出露地层为新

元古界卢镇关岩群,岩性主要是角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、花岗片麻岩和硅质大理岩;由于多期次岩浆侵入,地层被肢解、侵蚀,多呈孤岛状残留体分布。矿区岩浆岩类型多样,包括超基性岩、中酸性岩、碱性岩等,但以中生代岩浆岩为主(图2),主要岩石类型有中细粒花岗岩、中粗粒花岗岩、花岗斑岩、花岗闪长岩、闪长岩、石英正长岩、石英正长斑岩、爆破角砾岩、角闪石岩等(张怀东等 2010a)。其中,石英正长斑岩和爆破角砾岩与钼矿化关系密切,也是钼矿体赋矿岩石。总体而言,矿区中生代岩浆岩显示出高钾富碱的特征,多属于高钾钙碱性系列。对于矿区岩浆岩侵入时间和序列,前人开展了较多研究(徐晓春等 2009),初步划分为4个侵入期次:第1次侵入形成花岗闪长岩类,其黑云母钾氩年龄为145Ma;第2次侵入体为含斑中粒二长花岗岩和中粒二长花岗岩,但其吴老湾岩体锆石U-Pb表面年龄为122Ma,通城岩体黑云母K-Ar年龄为121Ma;第3次侵入体为中细粒二长花岗岩,锆石U-Pb一致曲线年龄为130Ma;第4次侵入活动主要形成花岗斑岩、石英正长斑岩、爆破角砾岩、正长岩、闪长岩、英安斑岩,伴随中酸性火山喷发作用活动,以蕴含沙坪沟矿床的银山复式岩体为代表。然而,已有同位素年龄显示,第3次侵入事件的年龄反而大于第2次,说明尚待进一

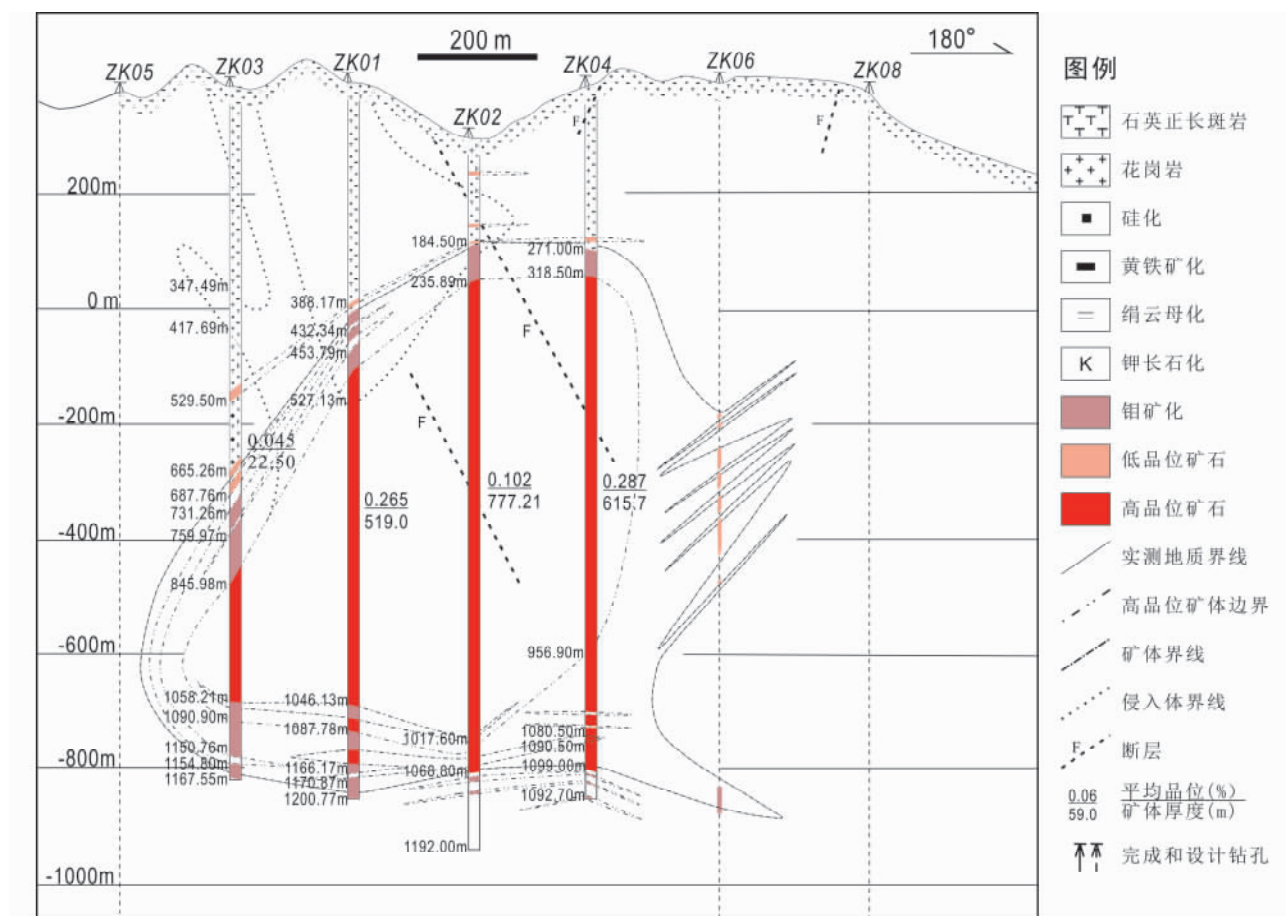


图3 沙坪沟钼矿床 No. 0 线地质勘探剖面图

Fig. 3 Geological section of prospecting line zero at Shapinggou Mo deposit

步研究。

3 矿床和含矿岩体地质特征

沙坪沟钼矿床矿体主要赋存于银山复式岩体。银山复式岩体由一套多期多相的复杂岩脉、岩株和爆破角砾岩筒组成, 总体呈 NW 向分布(张怀东等 2010b)。石英正长斑岩构成银山复式岩体的主体, 呈株状产出, 直径 500 ~ 1500m, 长轴为 NW 向, 出露范围自银山顶到沙坪沟, 西部侵入于细粒花岗岩(达权店超单元), 东部侵入于中粗粒花岗岩(图 2)。石英正长斑岩体内部尚可见正长斑岩、角砾正长斑岩、细粒二长花岗岩和花岗斑岩等岩脉。爆破角砾岩位于复式岩体西部的盖井一带, 主要呈柱状或筒状产出, 地表出露面积约 500m²(张红等 2011)。角砾呈肉红色-灰褐色等杂色, 成分复杂, 大小不等, 无分选性, 个别角砾内部可见角砾, 说明爆破作用至少发生两次(张怀东等 2010b)。

地质勘查、前人研究(王玉贤 2006; 张怀东等 2010a, b; 孟祥金等 2012) 和我们的现场考察表明, 沙坪沟钼矿床产于银山石英正长斑岩-爆破角砾岩复式岩体, 赋矿岩石主要为石英正长斑岩、爆破角砾岩, 次为石英正长斑岩和爆破角砾岩附近的花岗岩围岩。沙坪沟钼矿床地表风化较强、钼矿化较弱, 富矿体埋深均在 200m 以下, 在海拔 100m 至 -800m 之间连续矿化, 构成 Mo 含量大于 0.06% 的筒状富矿体(图 3), 属于隐伏超大型矿床。由于矿权设置和转让问题, 银山复式岩体被分割为西半部分的盖井和东半部分的沙坪沟两个勘

查区, 文献中常见盖井和沙坪沟两个矿床的报道。盖井勘查区主要发育爆破角砾岩筒, 次为石英正长斑岩, 工程控制最大矿化深度为 570m, 辉钼矿主要赋存在胶结物内, 构成斑点状浸染型矿石(王玉贤 2006)。沙坪沟勘查区基本不发育爆破角砾岩, 只发育石英正长斑岩, 全岩发生网脉浸染状矿化, 但顶部和底部网脉稀疏, 钼品位低于 0.06%; 中部网脉密集, 钼品位一般大于 0.1%, 构成连续厚度 >800m 的富矿体。总体而言, 沙坪沟-盖井矿田的金属矿物组合简单, 主要为辉钼矿、黄铁矿, 次为方铅矿、黄铜矿、闪锌矿和磁铁矿; 脉石矿物主要为钾长石、石英、斜长石和黑云母、绢云母。围岩蚀变强烈, 主要为钾长石化、黑云母化、硅化、绢英岩化、绿泥石化、黄铁矿化、萤石化、碳酸盐化、高岭土化等, 蚀变类型与东秦岭、大别山地区的其它斑岩钼矿床一致(参见: Chen and Wang, 2011; Li *et al.*, 2012; Yang *et al.*, 2012, 2013; 杨永飞等 2009, 2011)。

4 样品和测试

本文研究样品石英正长斑岩产自沙坪沟矿区地表, 爆破角砾岩产自盖井矿区。石英正长斑岩为似斑状结构(图 4b), 块状构造, 斑晶含量约 60%, 基质含量约 40%。斑晶成分主要为条纹长石和微斜长石(45%), 自形程度好, 粒度大; 次为斜长石, 约 10%, 可见卡氏双晶; 少量石英(3%) 和黑云母(2%)。基质矿物成分与斑晶类似, 但石英和斜长石矿物含量相对增多, 钾长石含量减少。副矿物主要为锆石,

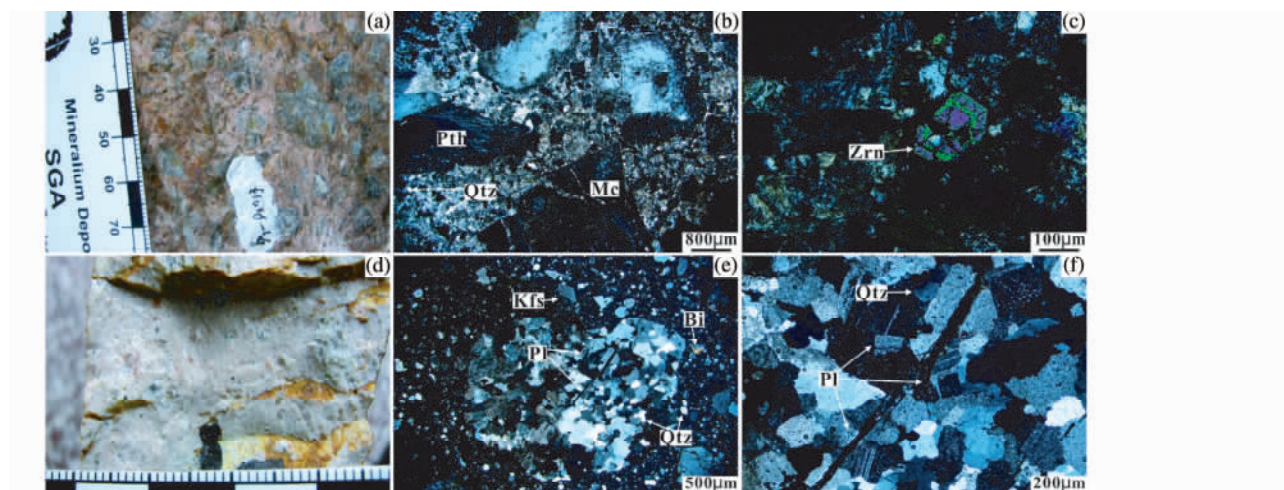


图 4 石英正长斑岩和爆破角砾岩岩相学特征

(a) -弱风化石英正长斑岩标本; (b) -石英正长斑岩的显微斑状结构; (c) -石英正长斑岩中的粗粒锆石; (d) -爆破角砾岩标本; (e) -斜长片麻岩角砾; (f) -斜长片麻岩角砾的矿物成分和结构。矿物缩写: Qtz-石英; Bi-黑云母; Pl-斜长石; Kfs-钾长石; Mc-微斜长石; Pth-条纹长石; Zrn-锆石

Fig. 4 Petrography of the quartz-orthophyre and the explosive breccia

(a) -specimen of the weakly weathered quartz-orthophyre; (b) -the porphyritic texture of the quartz-orthophyre; (c) -coarse zircon crystal in the quartz orthophyre; (d) -specimen of the explosive breccia; (e) -plagioclase gneiss breccia; (f) -mineral components and texture of the plagioclase gneiss breccia. Mineral abbreviation: Qtz-quartz; Bi-biotite; Kfs-K-feldspar; Mc-microcline; Pth-perthite; Zrn-zircon

锆石晶形非常好,为典型的岩浆锆石(图4c);基质为长英质的显晶和微晶成分。爆破角砾岩的角砾成分复杂,主要有斜长片麻岩、钾长花岗岩以及石英、长石碎斑等。斜长片麻岩角砾(图4f)的主要矿物有石英(20%)、斜长石(70%)、钾长石(10%),以及少量黑云母等;石英呈他形粒状,波状消光明显。爆破角砾岩的基质或胶结物主要成分是石英(30%)、斜长石(20%)、钾长石(10%)、黑云母(2%)和绿帘石(7%)、绿泥石(1%)等蚀变矿物,以及一些微晶和隐晶质成分(图4e)。

样品破碎、锆石挑选等前处理工作和主量元素测试均在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。首先,在严格避免污染的条件下破碎样品,将用于全岩成分测试的石英正长斑岩和爆破角砾岩研磨至200目以下;用于挑选锆石的石英正长斑岩和爆破角砾岩样品破碎至60~80目大小,然后经筛选和淘洗,在双目镜下挑选测试用锆石。

主元素分析采用XRF法。准确称取0.5g岩石粉末样品,加入3.6g $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 溶剂和3~4滴 NH_4Br ,置于乳钵中混合均匀,然后移入铂金坩埚内,置入熔样机内在1050℃条件下熔样10min,测试仪器为Shimadzu XRF-1500荧光分析仪,精度优于2%~3%。

微量和稀土元素分析采用ICP-MS方法,在中国科学院地质与地球物理研究所完成。称取40mg岩石粉末样品,置于洗净并烘干的Teflon溶样胆中,加入HF和 HNO_3 ,于200℃恒温条件下溶样5d,样品溶液制备好以后,在Finnigan Element型ICP-MS质谱仪上测试。

锆石LA-ICP-MS U-Pb定年及锆石原位Lu-Hf同位素测定均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。锆石阴极发光(CL)分析在FEI公司的场发射扫描电镜MomoCL3+系统上进行。锆石原位定年采用Agilent公司最新一代带有Shield Torch的Agilent 7500a型LA-ICP-MS系统;锆石原位Lu-Hf同位素测定采用Nu Plasma HR(Wrexham, UK)多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)。锆石U-Pb定年分析程序见Yuan *et al.* (2008)和Ludwig (2003)。样品分析过

程中,91500标样分析结果为 $1064 \pm 3.2\text{Ma}$, GJ-1标样的分析结果为 $603.1 \pm 3.0\text{Ma}$,与推荐值在误差范围内一致(Wiedenbeck *et al.*, 1995; Jackson *et al.*, 2004)。单点分析年龄误差为 1σ ,加权平均年龄结果用 2σ 表示。

锆石原位Lu-Hf同位素测定用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Hf} = 0.02669$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5886$ 进行同量异位干扰校正,计算样品 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值。分析过程中,获得标准锆石91500的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282300 \pm 0.000009$ ($n=26, 2\sigma$), GJ-1的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282014 \pm 0.000008$ ($n=26, 2\sigma$),分别与推荐值 0.2823075 ± 58 (2σ) (Wu *et al.*, 2006)和 0.282015 ± 0.00019 (2σ) (Elhlou *et al.*, 2006)吻合。 ε_{Hf} 计算采用 ^{176}Lu 衰变常数 $1.867 \times 10^{-11}\text{a}$ (Söderlund *et al.*, 2004),球粒陨石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft and Albarede, 1997), Hf亏损地幔二阶段模式年龄(t_{DM2})的计算采用上地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$, $f_{\text{Lu/Hf}} = -0.72$ (Vervoort *et al.*, 1996)。

5 测试结果

5.1 元素地球化学

表1可见,本次获得石英正长斑岩(前人称石英正长岩或正长岩)主要氧化物成分与前人获得的数据基本一致,共同显示了富碱过铝(图5)特征,里特曼指数 $\delta > 4.0$,应为碱性岩或钾玄岩系列花岗岩类;爆破角砾岩同样具有富碱、过铝的碱性花岗岩特征(表1、图5)。两种岩石的主地球化学特征给出了壳源信息。本文分析的爆破角砾岩 SiO_2 含量高达75.24%,可能是硅化影响。

石英正长斑岩和爆破角砾岩都富集大离子亲石元素(LILE: Rb、Ba、Sr等),相对亏损高场强元素(HFSE: Nb、Ta等)(表2、图6b);特别是亏损Nb、Ce、Sr、Ti等元素,富集U、Th、Pb、Zr、Hf等元素,显示了加厚地壳部分熔融或经历了壳内结晶分异作用。两种岩石的稀土元素配分曲线相似(图

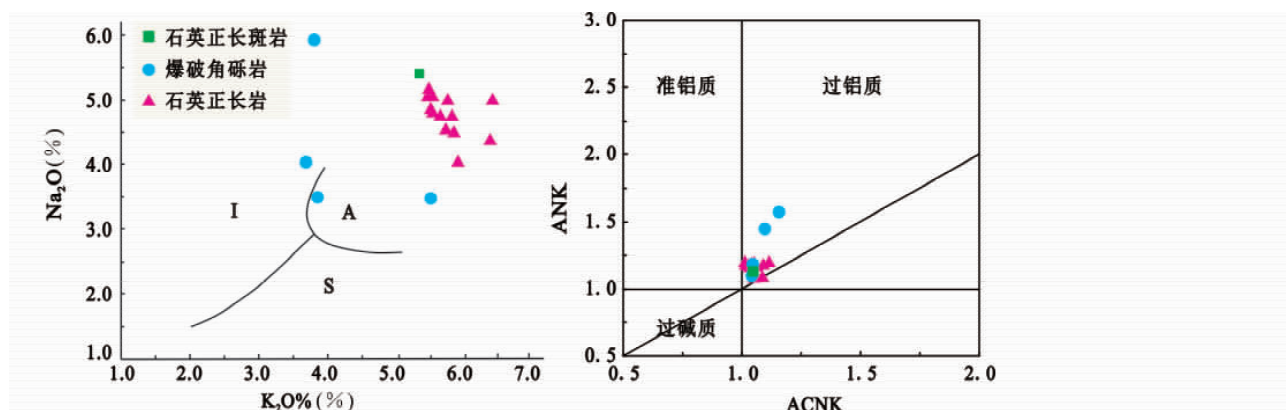


图5 沙坪沟钼矿区石英正长斑岩和爆破角砾岩 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 图解和 $\text{ACNK}-\text{ANK}$ 图解

Fig. 5 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ and $\text{ACNK}-\text{ANK}$ diagrams for the quartz-orthophyre and explosive breccia at Shapinggou Mo deposit

表 1 沙坪沟钼矿区石英正长斑岩和爆破角砾岩岩石化学成分 (wt%)

Table 1 Petrochemical composition of the quartz-orthophyre and explosive breccia at Shapinggou deposit (wt%)

岩石类型	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	σ	ACNK	ANK	K ₂ O/ Na ₂ O	K ₂ O + Na ₂ O	资料来源
石英正长斑岩	67.96	16.44	2.72	0.57	0.20	5.34	5.37	0.02	0.29	0.10	4.60	1.05	1.12	0.99	10.72	本文
	75.24	12.68	1.55	0.21	0.25	5.49	3.48	0.01	0.19	0.03	2.50	1.05	1.09	1.58	8.97	
爆发角砾岩	63.75	15.81	2.98	1.91	1.61	3.76	4.17	0.05	0.64	0.29	3.03	1.10	1.45	0.90	7.93	王波华等， 2007
	63.51	16.67	3.19	0.67	0.77	3.98	5.93	0.22	0.64	0.37	4.79	1.09	1.18	0.67	9.91	
	63.54	15.68	2.81	1.97	2.10	3.86	3.52	0.18	0.66	0.30	2.65	1.16	1.57	1.10	7.38	
	66.73	16.62	3.27	0.07	0.44	6.40	5.01	0.08	0.29	0.07	5.49	1.09	1.09	1.28	11.41	
石英正长岩	68.12	14.45	3.68	0.30	0.33	6.05	4.08	0.04	0.50	0.14	4.09	1.05	1.09	1.48	10.13	张红等， 2011
	65.40	16.70	4.19	1.08	0.56	5.55	4.79	0.08	0.35	0.21	4.77	1.05	1.20	1.16	10.34	
	65.10	17.00	3.02	1.12	0.61	5.77	4.98	0.07	0.36	0.20	5.23	1.03	1.18	1.16	10.75	
	65.80	16.60	2.93	0.62	0.52	5.86	4.49	0.14	0.33	0.18	4.70	1.12	1.21	1.31	10.35	
	66.30	16.30	3.31	1.02	0.46	5.66	4.74	0.06	0.34	0.14	4.64	1.03	1.17	1.19	10.40	
	65.20	16.65	3.91	1.17	0.55	5.83	4.73	0.12	0.33	0.20	5.02	1.03	1.18	1.23	10.56	
	64.30	17.15	3.58	1.48	0.68	5.48	5.03	0.10	0.38	0.24	5.19	1.01	1.21	1.09	10.51	
	64.30	17.10	3.86	1.32	0.66	5.49	5.15	0.09	0.38	0.23	5.32	1.02	1.19	1.07	10.64	
	65.00	16.50	2.91	0.79	0.60	6.39	4.36	0.08	0.35	0.20	5.25	1.06	1.17	1.47	10.75	
	64.60	16.30	3.58	1.08	0.64	5.74	4.53	0.09	0.32	0.20	4.88	1.04	1.19	1.27	10.27	
	67.50	16.30	2.71	1.00	0.47	5.52	4.84	0.08	0.31	0.15	4.38	1.03	1.17	1.14	10.36	
	64.20	17.00	3.38	1.07	0.62	5.55	5.03	0.09	0.36	0.20	5.28	1.05	1.19	1.10	10.58	

注: ACNK = Al₂O₃ / (CaO + K₂O + Na₂O) 摩尔数分数比; ANK = Al₂O₃ / (K₂O + Na₂O) 摩尔数分数比; σ = (K₂O + Na₂O)² / (SiO₂ - 43)

表 2 沙坪沟钼矿区石英正长斑岩和爆破角砾岩微量和稀土元素分析结果 (× 10⁻⁶)

Table 2 Rare earth and trace elements of the quartz-orthophyre and explosive breccia at Shapinggou Mo deposit (× 10⁻⁶)

岩石类型	石英正长斑岩	爆破角砾岩	岩石类型	石英正长斑岩	爆破角砾岩	岩石类型	石英正长斑岩	爆破角砾岩
Rb	185	448	Zr	476	173	Yb	2.52	1.38
Ba	2099	510	Hf	12.20	6.59	Lu	0.41	0.25
Th	62.3	36.7	Sm	4.30	1.76	ΣREE	231.1	103.2
U	8.65	10.2	Eu	1.27	0.42	ΣLREE	218.6	96.51
Nb	121	80.5	Ti	1815	987	ΣHREE	12.5	6.71
Ta	5.75	5.76	Gd	3.60	1.94	LREE/HREE	17.5	14.4
La	76.20	31.90	Tb	0.52	0.26	δEu	0.99	0.69
Ce	93.20	46.40	Dy	2.58	1.38	δCe	0.79	0.99
Pb	29.90	9.22	Y	18.60	10.20	(La/Yb) _N	21.7	16.6
Pr	10.90	4.13	Ho	0.57	0.29	(Gd/Yb) _N	1.18	1.16
Sr	356	93.9	Er	2.00	1.04	(La/Sm) _N	11.4	11.7
Nd	32.70	11.90	Tm	0.31	0.17	(Gd/Lu) _N	1.09	0.96

注: δEu = Eu_N / (Sm_N × Gd_N)^{1/2}; δCe = Ce_N / (La_N × Pr_N)^{1/2}

6a) (La/Yb)_N > 1 (La/Sm)_N > 1 ,轻稀土富集; (Gd/Yb)_N > 1 ,重稀土亏损; (La/Sm)_N 比值分别为 11.4 和 11.7 (Gd/Lu)_N 比值分别为 1.09 和 0.96 ,说明轻稀土分异显著 ,重稀土分异较弱。石英正长斑岩未显示铈异常 ,指示岩浆起源深度大于 33km ,且上侵过程中没有发生明显的壳内结晶分异作用(Taylor and McLennan , 1985); 爆破角砾岩铈负异常显著 ,指示斜长石发生分离 ,或来源深度浅于 33km ,或壳内结晶分异。石英正长斑岩稀土总量(231 × 10⁻⁶) 明显高于爆破角砾岩(103 × 10⁻⁶) ,指示后者富含稀土元素的镁铁质矿物或副矿物含量降低 ,可能缘于壳内分异作用 ,或后者经历了

较强的硅化等热液蚀变 ,载体矿物含量降低 ,清洁矿物含量增高。

5.2 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

本文测试获得了石英正长斑岩 (JZ-5) 和爆破角砾岩 (JZ-6) 中 69 粒锆石的 U-Pb 同位素年龄(表 3)。石英正长斑岩中的锆石多无色透明 ,短柱状 ,自形到半自形 ,平均长度 100μm 左右(图 7a)。全部分析点的 Th 含量为 147 × 10⁻⁶ ~ 1355 × 10⁻⁶ ,平均 606 × 10⁻⁶; U 含量 84 × 10⁻⁶ ~ 702 × 10⁻⁶ ,平均 417 × 10⁻⁶; Th/U 比值为 1.11 ~ 2.32 ,平均 1.49 ,具岩

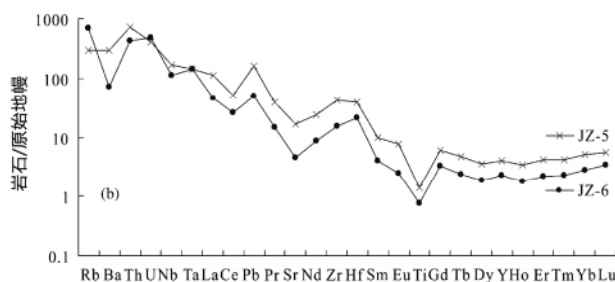
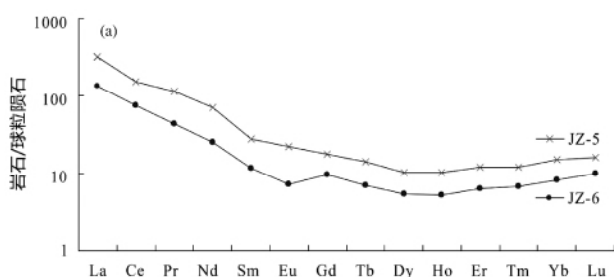


图6 沙坪沟钼矿区石英正长斑岩和爆破角砾岩稀土(a)及微量元素(b)配分曲线(球粒陨石与原始地幔标准化数值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements diagrams (b) of the quartz-orthophyre and explosive breccia at Shapinggou Mo deposit (normalization values of chondrite and primitive mantle after Sun and McDonough, 1989)

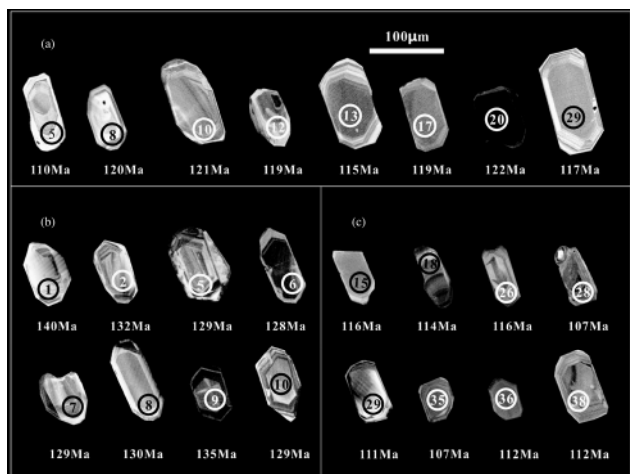


图7 石英正长斑岩和爆破角砾岩锆石阴极发光(CL)图像

(a) 石英正长斑岩; (b) 爆破角砾岩的角砾; (c) 爆破角砾岩的基质岩浆

Fig. 7 CL images of zircon grains from quartz-orthophyre and explosive breccia

(a) quartz-orthophyre; (b) breccia in explosive breccia; (c) matrix in explosive breccia

浆锆石特征。29个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄110~125Ma,一致曲线年龄为 $116.1 \pm 2.2\text{Ma}$ (MSWD = 2.7) (图8a)。

爆破角砾岩角砾中的锆石颗粒长 $100\mu\text{m}$ 左右,多为长柱状,个别颗粒为短柱状,自形程度较好(图7b)。锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $131.6 \pm 2.6\text{Ma}$ (MSWD = 1.9) (图8d),Th含量为 $94 \times 10^{-6} \sim 4790 \times 10^{-6}$,平均 1202×10^{-6} ;U含量 $67 \times 10^{-6} \sim 1517 \times 10^{-6}$,平均 576×10^{-6} ;Th/U比值1.13~3.33,平均1.83。爆破角砾岩基质岩浆成分中的锆石多无色透明,长柱状,自形程度较好(图7c)。锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $112.9 \pm 1.2\text{Ma}$ (MSWD = 1.8) (图8f);Th含量为 $293 \times 10^{-6} \sim 2004 \times 10^{-6}$,平均 $685 \times$

10^{-6} ;U含量 $166 \times 10^{-6} \sim 1986 \times 10^{-6}$,平均 491×10^{-6} ;Th/U比值0.97~2.47,平均1.55。

5.3 Hf同位素特征

表4为锆石Hf同位素分析结果。所有颗粒锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于0.002,说明锆石在形成以后具有较低的放射性成因Hf积累,因而 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测值可以代表锆石形成时的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(吴福元等,2007)。石英正长斑岩和爆破角砾岩 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 平均值皆为-0.96,明显小于镁铁质地壳的 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ (-0.34)和硅铝质地壳的 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ (-0.72) (Vervoort *et al.*, 1996)。故二阶段模式年龄能反映其源区物质从亏损地幔被抽取的时间。根据Hf同位素相关计算公式(吴福元等,2007),采用硅铝质大陆地壳 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 计算了两个岩体的初始 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, t_{DM1} 和 t_{DM2} (表4)。

石英正长斑岩锆石 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 分别为0.001206~0.001606和0.282293~0.282354。计算出 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为-14.4~-12.4, $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 变化范围在-0.96~-0.95之间, t_{DM2} 变化范围在1598~1707Ma之间。爆破角砾岩基质锆石 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 分别为0.000952~0.001705和0.282415~0.282633。计算出 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化于-10.1~-2.7, $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 变化于-0.97~-0.95, t_{DM2} 变化于1097~1486Ma。

6 讨论

6.1 岩浆源区及成因

石英正长斑岩和爆破角砾岩具有相似的地球化学特征,指示二者在成因上有相似之处。两种岩石皆高钾、富碱、富铝,在ACNK-ANK图解中落在过铝质岩石系列范围内(图5b),在 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 图中落在A型花岗岩范围(图5a),具有过铝质A型花岗岩的特点,表明石英正长斑岩和爆破角砾岩的成岩岩浆可能源于大陆岩石圈板块汇聚所致的加厚下地壳(Barbarin, 1999)。两种岩石Rb和U明显富集,Ti强烈亏损,Sr负异常明显,具有后碰撞花岗岩的特点(Pearce, 1996)。

表 3 石英正长斑岩(样品 JZ-5)和爆破角砾岩(样品 JZ-6) 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 分析结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb data for the quartz-orthophyre (Sample JZ-5) and explosive breccia (Sample JZ-6)

测点号	Pb	Th	U	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	
	($\times 10^{-6}$)										年龄(Ma)						
JZ-5-1	40	689	454	1.52	0.04762	0.00343	0.11548	0.00806	0.01759	0.00031	81	161	111	7	112	2	
JZ-5-2	51	652	519	1.26	0.04768	0.00311	0.12694	0.00797	0.01931	0.00034	83	146	121	7	123	2	
JZ-5-3	20	324	180	1.80	0.04605	0.00260	0.11320	0.00608	0.01783	0.00031	394	123	109	6	114	2	
JZ-5-4	45	623	515	1.21	0.05077	0.00182	0.13174	0.00323	0.01882	0.00031	230	29	126	3	120	2	
JZ-5-5	21	401	234	1.72	0.05324	0.00231	0.12634	0.00433	0.01721	0.00030	339	47	121	4	110	2	
JZ-5-6	36	522	375	1.39	0.05196	0.00197	0.13525	0.00370	0.01888	0.00031	284	34	129	3	121	2	
JZ-5-7	44	570	471	1.21	0.05252	0.00190	0.13611	0.00344	0.01880	0.00031	308	30	130	3	120	2	
JZ-5-8	36	482	400	1.21	0.04995	0.00191	0.12944	0.00362	0.01879	0.00031	193	36	124	3	120	2	
JZ-5-9	22	420	214	1.96	0.04902	0.00216	0.13154	0.00465	0.01946	0.00033	149	51	125	4	124	2	
JZ-5-10	30	522	304	1.72	0.05076	0.00202	0.13211	0.00397	0.01888	0.00032	230	39	126	4	121	2	
JZ-5-11	33	445	333	1.34	0.04840	0.00187	0.12595	0.00361	0.01887	0.00032	119	37	120	3	121	2	
JZ-5-12	49	684	552	1.24	0.05308	0.00197	0.13653	0.00361	0.01865	0.00031	332	31	130	3	119	2	
JZ-5-13	82	983	424	2.32	0.04605	0.00629	0.11379	0.01538	0.01792	0.00036	233	252	109	14	115	2	
JZ-5-14	37	481	358	1.34	0.04605	0.00228	0.11241	0.00523	0.01771	0.00030	298	106	108	5	113	2	
JZ-5-15	64	980	617	1.59	0.04944	0.00186	0.12603	0.00345	0.01849	0.00031	169	34	121	3	118	2	
JZ-5-16	81	1355	702	1.93	0.05087	0.00504	0.12727	0.01235	0.01815	0.00035	235	226	122	11	116	2	
JZ-5-17	44	660	484	1.36	0.04903	0.00185	0.12613	0.00347	0.01866	0.00031	149	35	121	3	119	2	
JZ-5-18	53	670	531	1.26	0.04605	0.00280	0.11049	0.00643	0.01740	0.00031	167	133	106	6	111	2	
JZ-5-19	47	639	531	1.20	0.04978	0.00180	0.12391	0.00314	0.01805	0.00030	185	30	119	3	115	2	
JZ-5-20	57	900	580	1.55	0.05037	0.00210	0.13265	0.00433	0.01910	0.00033	212	44	126	4	122	2	
JZ-5-21	43	638	425	1.50	0.04928	0.00176	0.13318	0.00331	0.01960	0.00032	161	30	127	3	125	2	
JZ-5-22	35	510	373	1.37	0.05037	0.00202	0.13281	0.00407	0.01912	0.00033	212	40	127	4	122	2	
JZ-5-23	19	147	84	1.75	0.04605	0.00412	0.11298	0.00981	0.01779	0.00038	231	195	109	9	114	2	
JZ-5-24	45	574	492	1.17	0.04870	0.00176	0.12423	0.00316	0.01850	0.00031	133	30	119	3	118	2	
JZ-5-25	28	363	249	1.46	0.05026	0.00232	0.12231	0.00465	0.01765	0.00031	207	56	117	4	113	2	
JZ-5-26	36	647	350	1.85	0.04930	0.00271	0.13192	0.00634	0.01941	0.00037	162	76	126	6	124	2	
JZ-5-27	46	578	523	1.11	0.04874	0.00173	0.12170	0.00299	0.01811	0.00030	135	29	117	3	116	2	
JZ-5-28	50	667	541	1.23	0.04605	0.00210	0.11176	0.00474	0.01760	0.00029	143	97	108	4	112	2	
JZ-5-29	26	444	279	1.59	0.04681	0.00196	0.11794	0.00391	0.01828	0.00031	40	43	113	4	117	2	
JZ-6-1	35	468	314	1.49	0.04863	0.00184	0.14684	0.00413	0.02190	0.00037	130	36	139	4	140	2	
JZ-6-2	35	387	343	1.13	0.05087	0.00247	0.14527	0.00595	0.02071	0.00038	235	61	138	5	132	2	
JZ-6-3	7	94	67	1.40	0.04849	0.00358	0.13481	0.00926	0.02016	0.00040	123	117	128	8	129	2	
JZ-6-4	182	4790	1440	3.33	0.04961	0.00175	0.14303	0.00352	0.02091	0.00035	177	29	136	3	133	2	
JZ-6-5	43	641	406	1.58	0.05265	0.00315	0.14723	0.00841	0.02028	0.00036	314	140	139	7	129	2	
JZ-6-6	161	2689	1517	1.77	0.04888	0.00157	0.13538	0.00270	0.02009	0.00032	142	21	129	2	128	2	
JZ-6-7	47	923	429	2.15	0.04944	0.00181	0.13813	0.00361	0.02026	0.00033	169	32	131	3	129	2	
JZ-6-8	18	309	159	1.94	0.04558	0.00222	0.12800	0.00528	0.02037	0.00035	-24	54	122	5	130	2	
JZ-6-9	48	793	419	1.89	0.04897	0.00175	0.14320	0.00358	0.02121	0.00035	146	30	136	3	135	2	
JZ-6-10	33	516	308	1.68	0.05039	0.00190	0.14091	0.00390	0.02028	0.00034	213	35	134	3	129	2	
JZ-6-11	117	1607	931	1.73	0.05077	0.00425	0.15191	0.01238	0.02170	0.00041	230	191	144	11	138	2	
JZ-6-12	18	293	206	1.42	0.04843	0.00262	0.12201	0.00576	0.01827	0.00034	120	74	117	5	117	2	
JZ-6-13	38	515	445	1.16	0.04689	0.00174	0.11483	0.00311	0.01776	0.00030	44	34	110	3	113	2	
JZ-6-14	33	644	354	1.82	0.05005	0.00194	0.12544	0.00366	0.01818	0.00031	197	37	120	3	116	2	
JZ-6-15	46	469	312	1.50	0.04895	0.00196	0.12302	0.00381	0.01823	0.00031	145	42	118	3	116	2	
JZ-6-16	25	522	296	1.76	0.04826	0.00194	0.11825	0.00366	0.01777	0.00030	112	42	113	3	114	2	
JZ-6-17	75	1045	701	1.49	0.04605	0.00225	0.10785	0.00493	0.01699	0.00029	221	105	104	5	109	2	
JZ-6-18	27	519	276	1.88	0.04753	0.00202	0.11702	0.00396	0.01786	0.00031	76	47	112	4	114	2	
JZ-6-19	35	342	237	1.44	0.05089	0.00208	0.12986	0.00414	0.01851	0.00032	236	42	124	4	118	2	
JZ-6-20	37	615	416	1.48	0.04792	0.00181	0.11678	0.00326	0.01767	0.00030	95	35	112	3	113	2	
JZ-6-21	24	432	252	1.71	0.04841	0.00204	0.12152	0.00405	0.01820	0.00031	119	47	116	4	116	2	
JZ-6-22	76	709	651	1.09	0.04898	0.00169	0.12213	0.00286	0.01808	0.00030	147	27	117	3	116	2	

续表 3

Continued Table 3

测点号	Pb	Th	U	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ
	$(\times 10^{-6})$										年龄 (Ma)					
JZ-6-23	23	380	253	1.50	0.04955	0.00206	0.11983	0.00391	0.01754	0.00030	174	45	115	4	112	2
JZ-6-24	36	874	355	2.47	0.04621	0.00352	0.10785	0.00798	0.01693	0.00031	9	169	104	7	108	2
JZ-6-25	27	495	279	1.78	0.04760	0.00199	0.11785	0.00389	0.01795	0.00030	79	47	113	4	115	2
JZ-6-26	26	436	274	1.59	0.05131	0.00215	0.12844	0.00425	0.01816	0.00031	255	45	123	4	116	2
JZ-6-27	154	1768	1827	0.97	0.05115	0.00161	0.12606	0.00237	0.01787	0.00029	248	19	121	2	114	2
JZ-6-28	163	2004	1986	1.01	0.05226	0.00163	0.12077	0.00221	0.01676	0.00027	297	19	116	2	107	2
JZ-6-29	17	309	166	1.86	0.04826	0.00268	0.11507	0.00561	0.01729	0.00032	112	77	111	5	111	2
JZ-6-30	48	714	550	1.30	0.04752	0.00167	0.11475	0.00278	0.01751	0.00029	75	29	110	3	112	2
JZ-6-31	65	1232	537	2.29	0.04902	0.00193	0.12495	0.00371	0.01849	0.00031	149	39	120	3	118	2
JZ-6-32	28	538	296	1.82	0.04867	0.00199	0.12024	0.00381	0.01792	0.00030	132	44	115	3	114	2
JZ-6-33	31	554	342	1.62	0.04823	0.00186	0.11564	0.00334	0.01739	0.00029	111	38	111	3	111	2
JZ-6-34	26	446	281	1.59	0.04860	0.00196	0.11658	0.00362	0.01740	0.00029	129	42	112	3	111	2
JZ-6-35	29	544	299	1.82	0.04969	0.00223	0.11513	0.00419	0.01680	0.00029	181	53	111	4	107	2
JZ-6-36	57	971	634	1.53	0.04824	0.00168	0.11623	0.00274	0.01748	0.00028	111	28	112	2	112	2
JZ-6-37	46	664	483	1.37	0.04992	0.00199	0.12311	0.00373	0.01789	0.00030	191	40	118	3	114	2
JZ-6-38	54	734	623	1.18	0.04851	0.00168	0.11742	0.00274	0.01756	0.00028	124	27	113	2	112	2
JZ-6-39	39	578	434	1.33	0.04837	0.00178	0.11796	0.00310	0.01769	0.00029	117	33	113	3	113	2
JZ-6-40	39	530	465	1.14	0.04747	0.00174	0.11227	0.00292	0.01715	0.00028	73	33	108	3	110	2

表 4 石英正长斑岩(样品 JZ-5)和爆破角砾岩基质(样品 JZ-6)的锆石 Hf 同位素组成

Table 4 Zircon Hf isotope compositions of quartz-orthophyre (Sample JZ-5) and magmatic matrix in explosive breccia (Sample JZ-6)

样品号	t_{Ma}	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
JZ-5-29	117	0.032118	0.001265	0.282352	0.000016	-14.9	-12.4	1280	1601	-0.96
JZ-5-13	115	0.036504	0.001419	0.282354	0.000019	-14.8	-12.4	1282	1598	-0.96
JZ-5-20	122	0.031106	0.001206	0.282311	0.000016	-16.3	-13.7	1335	1672	-0.96
JZ-5-8	120	0.037927	0.001474	0.282310	0.000018	-16.3	-13.8	1347	1676	-0.96
JZ-5-10	121	0.041391	0.001606	0.282293	0.000022	-16.9	-14.4	1376	1707	-0.95
JZ-6-15	116	0.022541	0.000952	0.282415	0.000019	-12.6	-10.1	1181	1486	-0.97
JZ-6-18	114	0.038611	0.001569	0.282544	0.000017	-8.1	-5.7	1017	1257	-0.95
JZ-6-29	111	0.038173	0.001548	0.282628	0.000016	-5.1	-2.8	896	1105	-0.95
JZ-6-35	107	0.040940	0.001705	0.282633	0.000017	-4.9	-2.7	892	1097	-0.95
JZ-6-36	112	0.036691	0.001496	0.282555	0.000016	-7.7	-5.3	1000	1237	-0.95

注: Hf 同位素分析采用标准球粒陨石 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$)_{CHUR} = 0.032, ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_{CHUR} = 0.282772 (Blichert-Toft and Albarede, 1997); 亏损地幔 ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$)_{DM} = 0.0384, ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_{DM} = 0.28325 (Griffin *et al.*, 2000); Lu 衰变常数 $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}$ (Söderlund *et al.*, 2004)

与下地壳相比,两种岩石的 Y 相对亏损, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 偏高,反映岩体来源较深 (Taylor and McLennan, 1985; Pearce, 1996)。但总体而言,岩石富集大离子亲石元素 (LILE),亏损高场强元素 (HFSE),壳源特征清楚;岩石的 REE、HREE 和 Y、Yb 含量较低,指示斜长石等长英质矿物进入熔体,石榴子石残留于源区,岩浆起源深度较大 ($> 33 \text{km}$)。而且,石英正长斑岩 $\delta\text{Eu} = 0.99$,表明岩浆上侵过程中未发生斜长石分离结晶作用;相反,爆破角砾岩钕异常明显,指示成岩岩浆在上侵过程中经历了较强的斜长石分离结晶作用,属高分异岩浆形成的爆破角砾岩,此与所测试样品具有高达 75% 的 SiO_2 含量相一致。爆破角砾岩的 REE 总量低于石英正长斑岩,

似显幔源物质混入较多。

石英正长斑岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 具有明显的负值 (-14.4 ~ -12.4), t_{DM2} 变化范围在 1598 ~ 1707 Ma 之间,分布于亏损地幔演化线之下 (图 9),说明岩浆源于古老地壳物质 (Griffin *et al.*, 2004; Vervoort *et al.*, 2000)。古老地壳初始形成时间为 1.6 ~ 1.7 Ga,在秦岭-大别造山带的构造地层地体中,只有宽坪地体 (主体是宽坪群) 被认为形成于 1.85 ~ 1.45 Ga (胡受奚等, 1988; 陈衍景和富士谷, 1992; Li *et al.*, 2011; Deng *et al.*, 2013a, 2013b),其角闪岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 $1753 \pm 14 \text{Ma}$ (何世平等, 2007),是沙坪沟石英正长斑岩的理想源区。然而,宽坪地体及其北部更古老地质体在

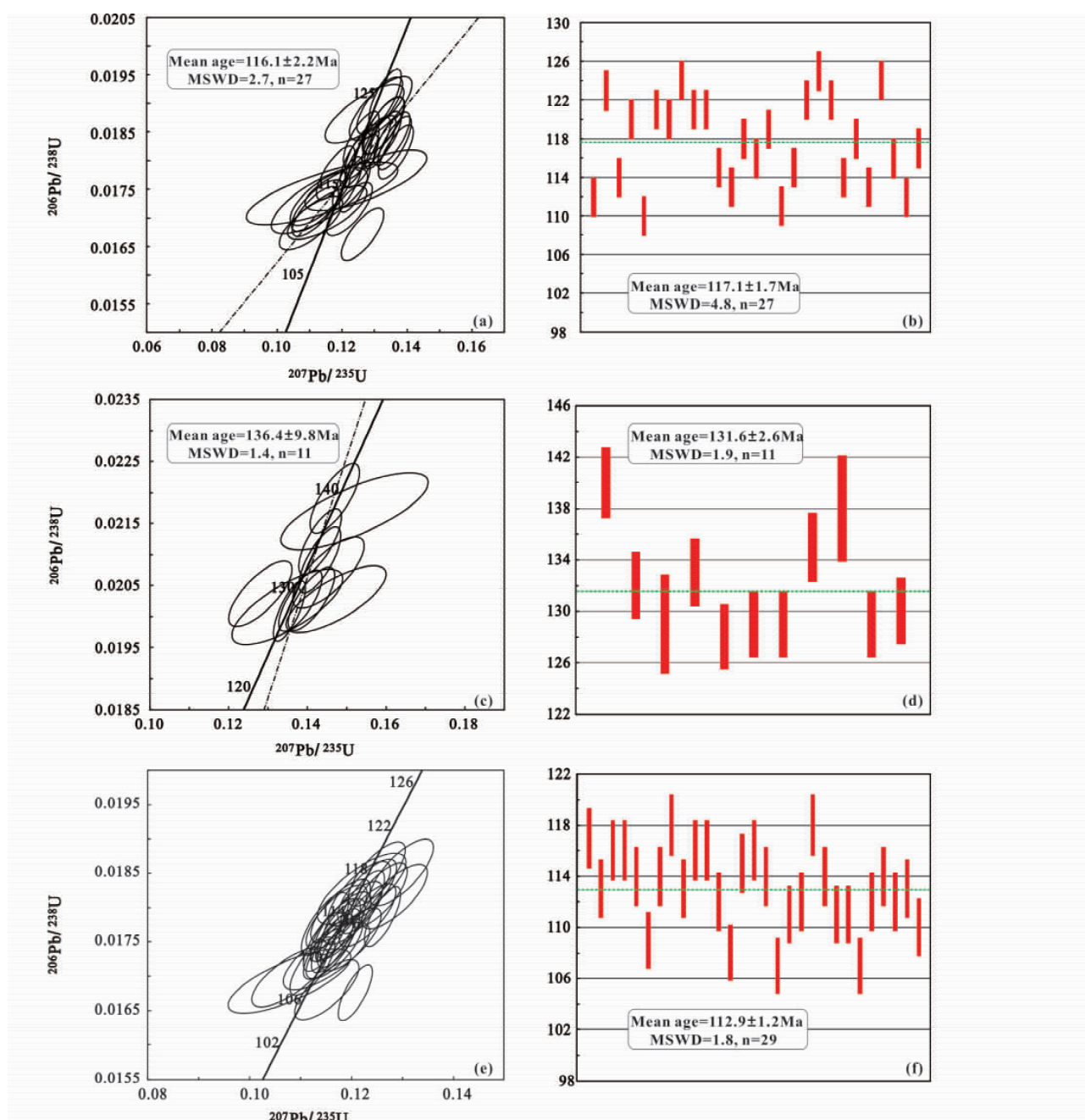


图8 石英正长斑岩和爆破角砾岩锆石 U-Pb 协和图 (a、c、e) 及加权平均图 (b、d、f)

(a、b) 为石英正长斑岩中锆石年龄; (c、d) 为爆破角砾岩角砾中锆石年龄; (e、f) 为爆破角砾岩基质岩浆中锆石年龄

Fig. 8 The zircon U-Pb concordian and weighted mean ages of the quartz-orthophyre and explosive breccia

(a, b) showing the zircon U-Pb ages of the quartz-orthophyre; (c, d) showing the zircon U-Pb ages of the breccia in the explosive breccia; (e, f) showing the zircon U-Pb ages of the magmatic matrix in the explosive breccia

大别山区并未出露,可能被掩埋在柃川-明港-固始断裂与龟梅断裂之间的第四系沉积物之下。

爆破角砾岩之岩浆基质中的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围在 $-10.1 \sim -2.7$ 之间 t_{DM2} 变化范围在 $1097 \sim 1486 \text{ Ma}$ 之间,同样应源于古老地壳物质 (Griffin *et al.*, 2004; Vervoort *et al.*, 2000)。与石英正长斑岩相比,爆破角砾岩的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 明显增

高 t_{DM2} 明显降低,指示岩浆源区性质的显著变化,幔源组分混入增多。如此以来,我们有理由认为爆破角砾岩成岩岩浆源于壳幔物质的混合熔融,即:岩浆源区由宽坪群和亏损地幔物质共同组成。据此,我们尚可考虑石英正长斑岩也起源于宽坪群和地幔物质的部分熔融,只是地幔重熔组分加入量较少而已。事实上,石英正长斑岩的 t_{DM2} 与 t_{DM1} 之间相差 300

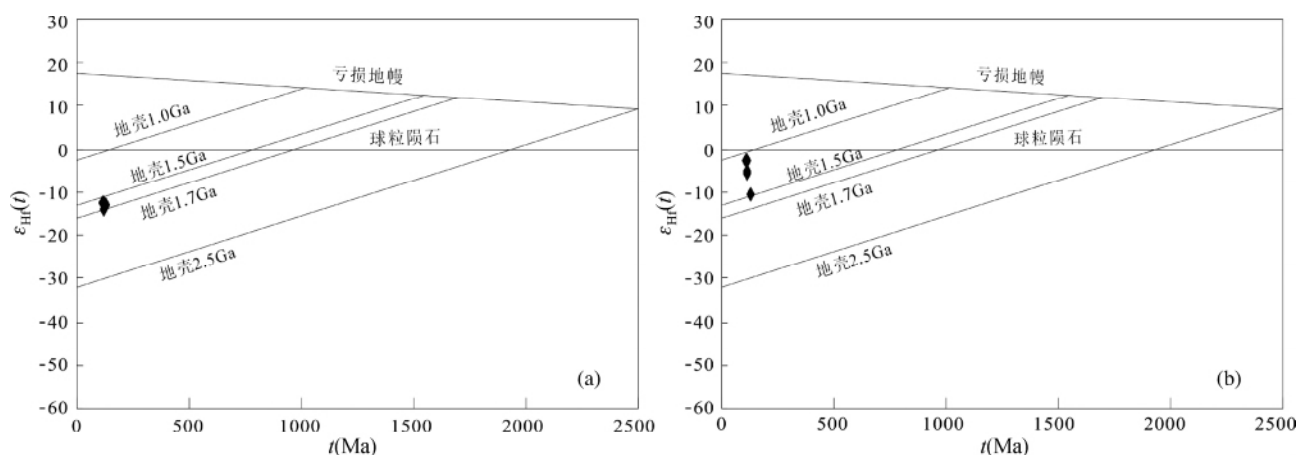


图9 石英正长斑岩 (a) 和爆破角砾岩基质 (b) 的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解

Fig. 9 Zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. t plot for the orthophyre (a) and magma compositions in the explosive breccia (b)

表5 沙坪沟钼矿床和银山复式岩体同位素年龄

Table 5 Isotope ages for the Shapinggou Mo system and the Yinshan granitic complex

岩体名称	年龄 (Ma)	测试方法	资料来源
石英正长斑岩	116.1 ± 2.2	锆石 U-Pb	本文
爆破角砾岩之岩浆	112.9 ± 1.2	锆石 U-Pb	本文
爆破角砾岩之角砾	131.6 ± 2.6	锆石 U-Pb	本文
细粒石英正长岩	112.51 ± 0.81	锆石 U-Pb	孟祥金等, 2012
中粒石英正长岩	121.5 ± 1.3	锆石 U-Pb	孟祥金等, 2012
正长斑岩	120.7 ± 1.1	锆石 U-Pb	孟祥金等, 2012
含矿斑岩	111.5 ± 1.5	锆石 U-Pb	张红等, 2011
石英正长岩	111.7 ± 1.9	锆石 U-Pb	张红等, 2011
高钼花岗斑岩	111.1 ± 1.2	辉钼矿 Re-Os	张红等, 2011
石英正长岩	$100.0 \pm 1.8 \sim 113.6 \pm 1.7$	辉钼矿 Re-Os	孟祥金等, 2012

~400Ma, 而爆破角砾岩的 t_{DM2} 与 t_{DM1} 之间相差 200 ~ 300Ma (表5), 也说明了地幔物质参与了部分熔融, 而且混入量增加。依据这一分析, 我们认为壳源端元物质的年龄不小于 1.7Ga, 而亏损地幔物质端元的总体形成年龄不大于 0.9Ga。

6.2 成岩成矿时代和构造背景

本研究获得银山复式岩体石英正长斑岩锆石 U-Pb 一致曲线年龄为 116.1 ± 2.2 Ma, 爆破角砾岩之岩浆基质中锆石 U-Pb 加权平均年龄为 112.9 ± 1.2 Ma, 指示成矿作用应尾随或不早于 113Ma。事实上, 张红等 (2011) 获得沙坪沟矿床辉钼矿 Re-Os 年龄为 111.1 ± 1.2 Ma, 含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄为 111.5 ± 1.5 Ma 和 111.7 ± 1.9 Ma (表5), 均与我们的年龄结果和认识相吻合。总之, 沙坪沟斑岩成矿系统形成于 116 ~ 110Ma 之间, 最终导致矿床形成的岩浆事件以发育爆破角砾岩为标志, 发生在 113 ~ 111Ma。

大别山碰撞造山带经历了漫长而复杂的地质演化。三叠纪华北和扬子板块相互碰撞 (李曙光等, 1989; Ames *et al.*, 1993), 晚三叠世末-早中侏罗世经历了强烈的挤压和陆内俯

冲, 造山带地壳和岩石圈缩短增厚 (任纪舜等, 1992; Li *et al.*, 2001)。晚侏罗世开始, 构造体制由挤压向伸展转变 (邓晋福等, 2004), 早白垩世末期伸展作用深入地幔, 碰撞造山作用结束 (Chen *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2001)。统计显示 (李永峰等, 2004, 2005; 李诺等, 2007; 李毅等, 2013), 东秦岭-大别钼矿带的钼矿床及其岩浆作用主要发生于侏罗纪-白垩纪之交, 同位素年龄集中于 160 ~ 110Ma (李诺等, 2007; 李毅等, 2013)。

就位于大别造山带东段的研究区而言, 116 ~ 111Ma 显然属于后碰撞构造体制, 期间的伸展构造背景早被共识 (Li *et al.*, 2001 及其引文)。尽管如此, 本文所研究的石英正长斑岩的岩浆来源深度大于 33km, 但源区物质以古老陆壳为主导 (见前述), 证明 116Ma 时研究区仍然存在碰撞加厚的造山带地壳。而且, 钼同位素特征显示堆叠加厚的陆壳物质来自研究区北部的宽坪地体或者更北更老的地体-华北克拉通南缘。为解释这一现象, 我们提出如下认识:

(1) 华北古板块曾俯冲在大别造山带之下, 至少发生在大别山北部或北淮阳构造带。而且, 华北古板块南缘宽坪地体至少在 116Ma 之前就已经俯冲到沙坪沟矿区之下。

(2) 华北古板块俯冲到大别造山带之下, 为大别山北麓斑岩钼矿带的形成提供了成岩成矿物质, 造成大别地区的钼矿床主要分布于龟梅断裂 (相当于东秦岭的商丹断裂) 以南, 而不同于东秦岭钼矿带, 后者钼矿床分布在商丹断裂以北, 特别是栾川-明港-固始断裂以北。

(3) 正是由于华北板块向南俯冲到大别山之下, 导致大别地区主要出露扬子古板块北缘的构造单元, 华北古板块南缘的构造单元基本被第四系覆盖。

(4) 从 116Ma 的石英正长斑岩到 113Ma 爆破角砾岩钼同位素的显著差异表明, 研究区岩石圈地球动力学性质发生了剧烈变化, 可能是来自软流圈地幔的物质突然加入到下地壳中, 或者含有下地壳的岩石圈根部发生了拆沉作用。

7 结论

(1) 沙坪沟斑岩矿区含矿的石英正长斑岩和爆破角砾岩锆石 U-Pb 年龄为 116.1 ± 2.2 Ma 和 112.9 ± 1.2 Ma, 略早于辉钼矿 Re-Os 年龄, 显示成矿岩体特征, 表明成矿作用发生于早白垩世。

(2) 岩石元素及锆石 Hf 同位素地球化学特征表明, 石英正长斑岩岩浆源于宽坪群等组成的古老地壳物质的部分重熔, 而爆破角砾岩的岩浆则源于老地壳与年轻亏损地幔混合物的部分熔融, 研究区岩石圈地球动力学性质在 116 ~ 113 Ma 期间发生剧烈变化, 碰撞加厚地壳突然减薄。

(3) 在中生代华北与扬子古板块碰撞造山过程中, 华北古板块南缘陆内俯冲到大别山之下, 为形成沙坪沟斑岩钼矿系统提供了成岩成矿物质。沙坪沟钼矿床形成于后碰撞伸展构造体制的加厚下地壳物质的部分熔融, 期间伴随 NW 向构造向 NE 向构造的转化。

致谢 包志伟研究员和张成博士参加了野外工作; 样品测试得到西北大学大陆动力学国家重点实验室弓虎军、弓化栋、戴梦宁等老师, 中国地质科学院张增杰博士以及北京大学李建、杨斌等老师的帮助; 数据处理和论文撰写得到李诺博士、邓小华博士的帮助; 两位评审专家对本文提出了宝贵的修改意见; 在此一并表示感谢。

References

- Ames L, Tilton GR and Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 21(4): 339–342
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–626
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1–2): 243–258
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: Seismological Press, 1–234 (in Chinese)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China (Series D)*, 43 (Suppl.): 82–94
- Chen YJ, Zhai MG and Jiang SY. 2009. Significant achievements and open issues in study of orogenesis and metallogenesis surrounding the North China continent. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2695–2726 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Wang Y. 2011. Fluid inclusion study of the Tangjiaping Mo deposit, Dabie Shan, Henan Province: Implications for the nature of the porphyry systems of post-collisional tectonic settings. *International Geology Review*, 53(5–6): 635–655
- Deng JF, Zhao GC, Zhao HL, Luo ZH, Dai SQ and Li KM. 2000. Yanshanian igneous petroectonic assemblage and orogenic-deep processes in East China. *Geological Review*, 46(1): 41–48 (in Chinese with English abstract)
- Deng JF, Su SG, Zhao GC and Liu C. 2004. Structural elements association of Yanshan Orogenic Belt, North China. *Geological Journal of China Universities*, 10(3): 315–323 (in Chinese with English abstract)
- Deng XH, Chen YJ, Santosh M and Yao JM. 2013a. Genesis of the 1.76 Ga Zhaiwa Mo-Cu and its link with the Xiong'er volcanics in the North China Craton: Implications for accretionary growth along the margin of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, doi: 10.1016/j.precamres.2012.02.014
- Deng XH, Chen YJ, Santosh M, Zhao GC and Yao JM. 2013b. Metallogeny during continental outgrowth in the Columbia supercontinent: Isotopic characterization of the Zhaiwa Mo-Cu system in the North China Craton. *Ore Geology Reviews*, doi: 10.1016/j.oregeorev.2012.11.004
- Elhlou S, Belousova E, Griffin WL, Pearson NJ and O'Reilly SY. 2006. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (Suppl. 1): A158
- Griffin WL, Pearson NJ, Belousova E, Jackson SE, van Acherbrgh E, O'Reilly SY and Shee SR. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133–147
- Griffin WL, Belousova EA, Shee SR, Pearson NJ and O'Reilly SY. 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, 131(3–4): 231–282
- He SP, Wang HL, Chen JL, Xu XY, Zhang HF, Ren GM and Yu JY. 2007. Zircon U-Pb chronology of Kuanping rock group by LA-ICP-MS and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 81(1): 79–87 (in Chinese with English abstract)
- Hu SX, Lin QL and Chen ZM. 1988. *Geology and Metallogeny of the Collisional Belt between the Northern and Southern China Ancient Plates*. Nanjing: Nanjing University Press, 1–558 (in Chinese)
- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL and Belousova EA. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1–2): 47–69
- Li C, Chen YJ and He SD. 2001. Age, mechanism and direction of East Qinling-Dabieshan lithosphere delamination: Petrological evidence and stipulation. *Chinese Journal of Geochemistry*, 20(1): 59–72
- Li N, Chen YJ, Zhang H, Zhao TP, Deng XH, Wang Y and Ni ZY. 2007. Molybdenum deposits in East Qinling. *Earth Science Frontiers*, 14(5): 186–198 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Santosh M, Yao JM, Sun YL and Li J. 2011. The 1.85 Ga Mo mineralization in the Xiong'er Terrane, China: Implications for metallogeny associated with assembly of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 186: 220–232
- Li N, Ulrich T, Chen YJ, Thompson TB, Peace V and Pirajno F. 2012. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China. *Ore Geology Reviews*, 48: 442–459
- Li N, Chen YJ, Pirajno F and Ni ZY. 2013. Timing of the Yuchiling giant porphyry Mo system, and implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, doi: 10.1007/s00126-012-0441-4
- Li SG, Hart SR, Zheng SG, Guo AL, Liu DL and Zhang GW. 1989. The collision time of North China plate and South China plate: Evidence from Sm-Nd ages. *Science in China (Series B)*, 19(3): 312–319 (in Chinese)
- Li Y, Li N, Yang YF, Wang P, Mei M, Zhang J, Chen HJ and Chen YJ. 2013. Geological features and geodynamic settings of the Mo deposits in the north segment of the Dabie Mountains. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 95–106 (in Chinese with English abstract)
- Li YF, Wang CQ, Bai FJ and Song YL. 2004. Re-Os isotopic ages of Mo deposits in East Qinling and their geodynamic settings. *Mineral Resources and Geology*, 18(6): 571–578 (in Chinese with English abstract)
- Li YF, Mao JW, Hu HB, Guo BJ and Bai FJ. 2005. Geology, distribution, types and tectonic settings of Mesozoic molybdenum deposits in East Qinling area. *Mineral Deposits*, 24(3): 292–304

- (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4: 1–71
- Luo MJ, Zhang FM and Dong QY. 1991. Chinese Molybdenum Deposit. Zhengzhou: Henan Science and Technology Press, 118–128 (in Chinese)
- Luo MJ, Li SM and Lu XX. 2000. The Mineralization and Metallogenic Series of Major Resource in Henan Province. Beijing: Geological Publishing House, 81–111 (in Chinese)
- Meng XJ, Xu WY, Lu QT, Qu WJ, Li XC, Shi DF and Wen CH. 2012. Zircon U-Pb dating of ore-bearing rocks and molybdenite Re-Os Age in Shapinggou porphyry molybdenum deposit, Anhui Province. *Acta Geologica Sinica*, 86(3): 486–494 (in Chinese with English abstract)
- Pearce JA. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120–125
- Ren JS, Chen T, Niu BG, Liu ZG and Liu FR. 1992. Tectonic Evolution of Continental Lithosphere and Ore-forming Beneath East China and Its Adjacent Areas. Beijing: Science Press, 1–230 (in Chinese)
- Söderlund U, Patchett PJ, Vervoort JD and Isachsen CE. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4): 311–324
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for the mantle composition and process. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1–132
- Vervoort JD, Patchett PJ, Gehrels GE and Nutman AP. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes. *Nature*, 379(6566): 624–627
- Vervoort JD, Patchett PJ, Albarède F, Blichert-Toft J, Rudnick R and Downes H. 2000. Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1–2): 115–129
- Wang BH, Wu ZL, Zhang HD and Peng HH. 2007. Geological and geochemical features of Mesozoic igneous rocks in the Yinsha area, Jinzhai, Anhui Province, and the implications. *Geology of Anhui*, 17(4): 244–248 (in Chinese with English abstract)
- Wang Y, Chen YJ, Ma HW and Xu YL. 2009. Study on ore geology and fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit, Shangcheng County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 468–480 (in Chinese with English abstract)
- Wang YX. 2006. Ore-forming features of explosion breccia pipe in Gaijing, Yinsha, Jinzhai County, Anhui Province. *Geology of Anhui*, 16(3): 180–184 (in Chinese with English abstract)
- Wei QG, Gao XY, Zhao TP, Chen W and Yang YH. 2010. Petrogenesis of Tangjiaping granite porphyry in northern Dabie: Evidence from Zircon LA-ICPMS U-Pb dating and geochemical characteristics. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1550–1562 (in Chinese with English abstract)
- Wiedenbeck M, Allé P, Griffin WL, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick JC and Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1): 1–23
- Wu FY, Yang YH, Xie LW, Wang JH and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185–220 (in Chinese with English abstract)
- Xie CF, Xiong CY, Hu N and Li JS. 2001. A study on regional metallogenic regularity of the East Qinling-Dabie Orogenic Belt. *Geology and Mineral Resources of South China*, (3): 14–22 (in Chinese with English abstract)
- Xu XC, Lou JW, Lu SM, Xie QQ, Chu LP and Yin T. 2009. Re-Os ages of molybdenum-lead-zinc polymetallic deposits and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of related magmatic rocks in Yinshan area, Jinzhai, Anhui Province. *Mineral Deposits*, 28(5): 621–632 (in Chinese with English abstract)
- Yang Y, Zhang J, Liu JJ, Sun YL, Li J and Yang ZQ. 2008. Hydrothermal metallogeny of the Tangjiaping molybdenum deposit, Henan Province. *Geology in China*, 35(6): 1240–1249 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Ni ZY. 2009. Fluid inclusion study of the Jinduicheng porphyry Mo deposit, Hua County, Shaanxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2983–2994 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Wang L. 2011. Fluid inclusion study of the Donggou porphyry Mo deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1453–1466 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Chen YJ. 2012. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Henan Province, China: Implications for the nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting. *Ore Geology Reviews*, 46: 83–94
- Yang YF, Chen YJ, Li N, Mi M, Xu YL, Li FL and Wan SQ. 2013. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian'echong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: A case of NaCl-poor, CO_2 -rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 1–13
- Yang ZQ. 2007. Re-Os isotopic ages of Tangjiaping molybdenum deposit in Shangcheng County, Henan and their geological significance. *Mineral Deposits*, 26(3): 289–295 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Gao S, Dai MN, Zong CL, Günther D, Fontaine GH, Liu XM and Diwu CR. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 247(1–2): 100–118
- Zhang BR, Zhang HH and Zhao ZD. 1996. Geochemical zonation, evolution and tectonic significance of crust and mantle for East Qinling and adjacent areas. *Science in China (Series D)*, 26(3): 201–208 (in Chinese)
- Zhang GW, Meng QR and Lai SC. 1995. Structure of the Qingling orogenic belt. *Science in China (Series B)*, 25(9): 994–1003 (in Chinese)
- Zhang H, Sun WD, Yang XY, Liang HY, Wang BH, Wang RL and Wang YX. 2011. Geochronology and metallogenesis of the Shapinggou giant porphyry molybdenum deposit in the Dabie orogenic belt. *Acta Geologica Sinica*, 85(12): 2039–2059 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HD, Shi DF, Hao YJ and Wang BH. 2010a. Geological features of the Shapinggou porphyry molybdenum ore deposit, Jinzhai County, Anhui Province. *Geology of Anhui*, 20(2): 104–108 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HD, Wang GJ, Wang BH, Hao YJ, Xiang B and Peng HH. 2010b. Shapinggou porphyry molybdenum ore-bearing intrusion and its alteration features. *Geology of Anhui*, 20(4): 260–266 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Yang Y and Deng J. 2011. Lead isotope systematics of the Weishancheng Au-Ag belt, Tongbai Mountains, central China: Implication for ore genesis. *International Geology Review*, 53(5–6): 656–676
- Zheng YF, Fu B, Gong B and Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Science Reviews*, 62(1–2): 105–161
- Zheng YF, Zhou JB, Wu YB and Xie Z. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. *International Geology Review*, 47(8): 851–871

附中文参考文献

陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1–

234

- 陈衍景, 翟明国, 蒋少涌. 2009. 华北大陆边缘造山过程与成矿研究的重要进展和问题. 岩石学报, 25(11): 2695–2726
- 邓晋福, 赵国春, 赵海玲, 罗照华, 戴圣潜, 李凯明. 2000. 中国东部燕山期火成岩构造组合与造山-深部过程. 地质论评, 46(1): 41–48
- 邓晋福, 苏尚国, 赵国春, 刘翠. 2004. 华北燕山造山带结构要素组合. 高校地质学报, 10(3): 315–323
- 何世平, 王洪亮, 陈隽璐, 徐学义, 张宏飞, 任光明, 余吉远. 2007. 北秦岭西段宽坪岩群斜长角闪岩锆石 LA-ICP-MS 测年及其地质意义. 地质学报, 81(1): 79–87
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 1–558
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪志勇. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. 地学前缘, 14(5): 186–198
- 李曙光, Hart SR, 郑双根, 郭安林, 刘德良, 张国伟. 1989. 中国华北、华南陆块碰撞时代的钐-钕同位素年龄证据. 中国科学(B 辑), 19(3): 312–319
- 李毅, 李诺, 杨永飞, 王玘, 糜梅, 张静, 陈红瑾, 陈衍景. 2013. 大别山北麓钼矿床地质特征和地球动力学背景. 岩石学报, 29(1): 95–106
- 李永峰, 王春秋, 白凤军, 宋艳玲. 2004. 东秦岭钼矿 Re-Os 同位素年龄及其成矿动力学背景. 矿产与地质, 18(6): 571–578
- 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 郭保健, 白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. 矿床地质, 24(3): 292–304
- 罗铭玖, 张辅民, 董群英. 1991. 中国钼矿床. 郑州: 河南科学技术出版社, 118–128
- 罗铭玖, 黎世美, 卢欣祥. 2000. 河南省主要矿产的成矿作用及矿床成矿系列. 北京: 地质出版社, 81–111
- 孟祥金, 徐文艺, 吕庆田, 屈文俊, 李先初, 史东方, 文春华. 2012. 安徽沙坪沟斑岩钼矿锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄. 地质学报, 86(3): 486–494
- 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 刘志刚, 刘凤仁. 1992. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1–203
- 王波华, 邬宗玲, 张怀东, 彭海辉. 2007. 安徽省金寨银沙地区中生代岩浆岩地质地球化学特征及其找矿意义. 安徽地质, 17(4): 244–248
- 王运, 陈衍景, 马宏卫, 徐友灵. 2009. 河南省商城县汤家坪钼矿床地质和流体包裹体研究. 岩石学报, 25(2): 468–480
- 王玉贤. 2006. 安徽省金寨县银沙盖井爆发角砾岩筒成矿特征. 安徽地质, 16(3): 180–184
- 魏庆国, 高昕宇, 赵太平, 陈伟, 杨岳衡. 2010. 大别北麓汤家坪花岗斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年和岩石地球化学特征及其对岩石成因的制约. 岩石学报, 26(5): 1550–1562
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185–220
- 谢才富, 熊成云, 胡宁, 李劲松. 2001. 东秦岭-大别造山带区域成矿规律研究. 华南地质与矿产, (3): 14–22
- 徐晓春, 楼金伟, 路三明, 谢巧勤, 诸平利, 尹滔. 2009. 安徽金寨银山钼-铅-锌多金属矿床 Re-Os 和有关岩浆岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄测定. 矿床地质, 28(5): 621–632
- 杨艳, 张静, 刘家军, 孙亚莉, 李晶, 杨泽强. 2008. 河南汤家坪钼矿床流体成矿作用研究. 中国地质, 35(6): 1240–1249
- 杨永飞, 李诺, 倪智勇. 2009. 陕西省华县金堆城斑岩型钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 25(11): 2983–2994
- 杨永飞, 李诺, 王丽娟. 2011. 河南省东沟超大型钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 27(5): 1453–1466
- 杨泽强. 2007. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义. 矿床地质, 26(3): 289–295
- 张本仁, 张宏飞, 赵志丹. 1996. 东秦岭及邻区壳-幔地球化学分区和演化及其大地构造意义. 中国科学(D 辑), 26(3): 201–208
- 张国伟, 孟庆任, 赖绍聪. 1995. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学(B 辑), 25(9): 994–1003
- 张红, 孙卫东, 杨晓勇, 梁华英, 王波华, 王瑞龙, 王玉贤. 2011. 大别造山带沙坪沟特大型斑岩钼矿床年代学及成矿机理研究. 地质学报, 85(12): 2039–2059
- 张怀东, 史东方, 郝越进, 王波华. 2010a. 安徽省金寨县沙坪沟斑岩型钼矿成矿地质特征. 安徽地质, 20(2): 104–108
- 张怀东, 王根节, 王波华, 郝越进, 项斌, 彭海辉. 2010b. 沙坪沟斑岩型钼矿含矿岩体及其蚀变特征. 安徽地质, 20(4): 260–266