

文章编号: 0258-7106 (2013) 03-0545-19

湖南黄沙坪多金属矿床成矿斑岩锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素制约

艾昊^{1,2}

(1 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要 湖南黄沙坪铅锌钨钼多金属矿床位于南岭花岗岩带中段的北缘,是区内的典型矿床之一。该矿床与成矿关系密切的岩体为花岗斑岩、花斑岩和石英斑岩。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学显示,花岗斑岩的成岩年龄为 (150.1 ± 0.4) Ma,花斑岩的年龄为 (150.2 ± 0.4) Ma,石英斑岩的年龄为 (155.3 ± 0.7) Ma,表明岩体形成于晚侏罗世。锆石原位 Hf 同位素数据分析结果表明,含矿斑岩可能来源于中元古代古老基底的重熔,其中石英斑岩主要来源于地壳,花岗斑岩与花斑岩的形成伴有少量地幔物质的加入,是壳幔相互作用的产物。另外,由于花岗斑岩与花斑岩成岩年龄相近,Hf 同位素组成相似,进一步印证了花斑岩和花岗斑岩是同源同期岩浆的产物。结合该矿床所处的区域大地构造背景以及成矿年龄,认为该矿床形成的动力学机制主要为中-晚侏罗世活动的 Farallon-Izanagi 洋岭和转换断层俯冲,导致华南内陆岩石圈全面伸展-减薄-地幔物质上涌,从而使得地壳物质部分熔融。

关键词 地球化学;黄沙坪;含矿斑岩;锆石 U-Pb 年龄;Hf 同位素;壳幔相互作用;洋岭/转换断层俯冲

中图分类号: P618.4; P597

文献标志码: A

Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of ore-related granites from Huangshaping polymetallic deposit of Hunan Province

AI Hao^{1,2}

(1 State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract

U-Pb radioactive age and Hf isotope composition were systematically determined by means of LA-(MC)-ICP-MS for zircons from granophyre, granite porphyry and quartz-porphyry in the Huangshaping polymetallic deposit of Hunan Province, which is distributed in the west of the Qianlishan-Qitianling ore-forming belt and in the north of the Nanling Mountains granite belt. LA-ICP-MS analysis shows that the crystallization ages of ore-related porphyries are (150.1 ± 0.4) Ma, (150.2 ± 0.4) Ma and (155.3 ± 0.7) Ma respectively, suggesting a middle Yanshanian emplacement. The in situ Hf isotope analysis reveals that these ore-related porphyries were derived from the mixed sources of the lower crust and the mantle. Based on this study in combination with the tectonic background, the authors hold that the formation process of Huangshaping ore-related porphyries might have been related to some mantle materials and formed under an extensional regime, which had to do with middle Late Jurassic Farallon-Izanagi triple ridge subduction and transform faults subduction.

第一作者简介 艾昊,男,1987年生,硕士研究生,地球化学专业。Email: aihao0454@126.com。

收稿日期: 2012-08-29; 改回日期: 2013-01-19。张绮玲编辑。

Key words: geochemistry, Huangshaping, ore-related porphyry, zircon, U-Pb age, Hf isotope, mantle-crust interaction, ridge subduction, transform faults subduction

湖南黄沙坪是一个以 Pb-Zn 为主,伴生 W、Mo、Ag、Cu 等多种有益元素的多金属矿床。该矿床位于湖南省桂阳县南约 9 km 处,是湖南省最大的 Pb-Zn 开采矿山和 Pb-Zn 原料生产基地(汪林峰等,2011),它与铜山岭铅锌矿床、宝山铅锌矿床、锡田钨锡多金属矿床、柿竹园钨锡钼铋多金属矿床、芙蓉锡矿床、新田岭钨矿床、香花岭钨锡矿床等构成了世界上最大的多金属成矿省(Hu et al., 2012)。该矿床的找矿勘查工作始于 20 世纪 50 年代,湖南省地质局 408 地质队首先对黄沙坪地区进行了地表和深部评价工作,并于 1959 年提交了地质勘探报告,获得铅锌资源储量 859.6 万吨;70 年代湖南冶金 238 队对矿区南部进行了全面系统的勘探,获得铁矿石量 2600 万吨;近年来,湖南冶金地质研究所、黄沙坪铅锌矿地质队等单位先后对该矿区进行了补充勘查工作,新增储量:钨 6.13 万吨,钼 2.49 万吨,铋 1.19 万吨,锡 2.59 万吨,铁矿石 1478 万吨,延长了矿山的服役年限。20 世纪 80 年代以来,桂林理工大学、地矿部宜昌所、有色金属总公司、桂林矿产研究院、中南大学等多家科研单位、高等院校在黄沙坪矿区开展了一系列的科研工作,对该矿床的地质特征、岩石地球化学特征、矿床成因以及矿产资源预测等方面进行研究,并取得了重要成果(李裕祖,1986;童潜明等,1986;童潜明,1989;1995;李石锦,1997;谷俐,1997;钟正春,1996;2010;李建中等,2005;姚军明等;2005;刘悟辉,2007;费新强,2008;刘旭等,2009;何厚强等,2010;潘卓,2011)。

一些学者曾对黄沙坪矿区含矿斑岩的成岩时代进行了少量的定年工作,例如,童潜明等(1986)利用长石 K-Ar 法测得石英斑岩的年龄为 125 Ma 和 146 Ma,花岗斑岩为 118 Ma;杨世义等(1986)获得花岗斑岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 (134 ± 3) Ma;叶伯丹(1986)利用全岩 Rb-Sr 等时线法测定了花岗斑岩的年龄为 148 Ma;谷俐(1997)测得了花岗斑岩的成岩年龄为 162~165 Ma,但没有指明测试手段与测试方法。由于测试精度的限制以及测试对象的局限性,关于黄沙坪矿区含矿斑岩的成岩时代一直存在较大的争议,虽然近年来姚军明等(2005)和雷泽恒等(2010)利用高精度锆石 U-Pb 法获得了花岗斑岩和石英斑岩的成岩年龄分别为 (161.9 ± 1.1) Ma 和

(152 ± 3) Ma,但目前仍未见到有关花斑岩的成岩年龄数据,这在一定程度上制约了对该矿床成岩成矿作用的探讨,因此对该矿床成矿斑岩进行精细的定年工作十分必要。此外,前人多认为该矿区花岗岩为 S 型花岗岩,没有地幔物质的加入(钟正春,1996;姚军明等,2005;2007a),但是岩相学上未见到 S 型花岗岩的典型矿物,并且区域内有关的成矿花岗岩都具有壳幔混合的特征(朱金初等,2008),由于缺少确切的同位素证据,关于壳幔相互作用对该矿床的贡献目前还没有涉及。因此,本文在前人工作及详细的野外地质观察的基础上,测定了含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄,精确的厘定了黄沙坪多金属矿床含矿斑岩的成岩时代,并结合锆石原位 Hf 同位素数据以及已有的研究成果,为进一步探讨其成矿地质背景提供了新的科学依据。

1 矿床地质

黄沙坪多金属矿床位于南岭花岗岩带中段的北缘,耒阳-临武断裂带中段(图 1),成矿地质条件优越(刘悟辉,2007;柏道远等,2008)。矿区出露的地层大致呈 NS 向及 NNE 向展布,主要有泥盆系上统和石炭系下统(图 1),其中泥盆系上统包括余田桥组和锡矿山组,分布于矿区的东南部,余田桥组的主要岩性为灰岩及夹条带状白云岩,锡矿山组主要由白云质灰岩和白云岩组成。

石炭系下统地层包括孟公坳组、石碇子组、测水组和梓门桥组,其中,孟公坳组分布在矿区东部及东南部,主要岩性为灰岩和硅质页岩,含单体珊瑚化石;石碇子组是矿区内主要的容矿地层,自上而下的特征分别为:下部为灰色、深灰色中厚层-厚层状致密灰岩夹薄层状碳质泥岩,局部夹灰质白云岩;中部为深灰色中厚层状灰岩,夹含碳质生物碎屑灰岩,局部夹薄层状碳质泥质灰岩、碳质灰岩,具微层理,含生物碎屑,单体和群体珊瑚及长身贝等化石,厚约 45~60 m;上部为灰—深灰色中厚层致密灰岩,含珊瑚化石,厚约 50 m;测水组也是矿区内重要的含矿地层之一,自下而上分别为:下部为厚层状钙质砂岩,中部为页岩和少量粉砂岩,局部地段夹劣质煤层,上部为石英砂岩和绢云母砂岩;梓门桥组多为白云岩,具

有角砾状构造,局部地段含有棕色团块状燧石及珊瑚化石(谷俐,1997;刘悟辉,2007;许以明等,2007;费新强,2008;潘卓,2011)。

矿区内发育近南北走向和近东西走向的 2 组主干构造,近南北走向的构造包括倾向东的 F_1 、 F_2 、 F_3 3 条推覆大断裂与向西倒转的观音打坐—宝岭复式背斜,近东西走向的构造包括 F_0 、 F_6 、 F_9 断裂,它们将矿区分割成“井”字形,该构造格架控制着区内岩浆岩的侵位以及成矿热液的运移与沉淀,为成矿提供了有利的封闭环境(黄革非,1999;许以明等,2007)。

矿区内已发现的岩浆岩主要包括花斑岩、花岗斑岩、石英斑岩和英安斑岩,其中,英安斑岩和石英斑岩出露在地表,其他为隐伏岩体。各岩体的特征如下(图 1、图 2,刘悟辉,2007;费新强,2008;潘卓,2011;湖南黄沙坪铅锌矿,2011):

英安斑岩 主要分布在矿区南部的凤鸡岭—尖山一带,主要由 54[#] 岩体组成,受 F_0 断层控制明显,呈陡倾斜岩墙或不规则岩脉产出。但新一轮的地质调查发现,该岩体的地球化学特征与英安斑岩明显不同,而岩相学特征与石英斑岩相似,并且在 56 中段与石英斑岩相连,而无明显的接触界线,因此,建议将其更改为石英斑岩(湖南黄沙坪铅锌矿,2011)。

石英斑岩 分布在宝岭和观音打座一带,主要由 51[#] 和 52[#] 两个岩体组成,隐爆角砾岩较为发育。该岩体受南北向 F_1 、 F_3 和 F_2 断层的控制,两岩体在深部有岩脉相连,为上大下小的漏斗状岩株,向深部逐渐缩小为岩脉。

花岗斑岩(301[#] 岩体) 主要分布在矿区东南部, F_1 、 F_2 逆断层之间,主要分布在 F_1 断层的上盘,部分地段与石英斑岩直接接触,岩相学上可将岩体分为内部相和边缘相,内部相结晶程度较好,岩相学上表现为似斑状黑云母花岗岩,边缘相表现为斑状结构,岩相学上表现为花岗斑岩。

花斑岩(304[#] 岩体) 大致分布在 51[#] 和 52[#] 岩体之间的偏西处,以直立岩筒的形式隐伏于 F_1 断层的下盘,部分地段与石英斑岩直接接触,最高侵位标高约 100 m。块状构造、斑状结构,基质为显微文象结构和细粒嵌生结构,呈花斑状,因此前人将其定名为花斑岩(童潜明等,1986)。但该岩体在深部显微文象结构少见,岩相学上表现为花岗斑岩,并且与花岗斑岩(301[#] 岩体)具有相近的地球化学组成以

及相似的矿化组合特征,因此它们可能属于同一岩体,是同期同源岩浆演化的产物,只是侵位位置不同而已(许以明等,2007;祝新友等,2010;隆运清等,2011)。

根据岩体与矿体之间的接触关系、同位素及岩石地球化学特征,一般认为与成矿有关的主要是石英斑岩、花岗斑岩和花斑岩,其中,石英斑岩与 Pb-Zn 矿体关系密切,在深部与围岩接触部分发育少量的 V-Mo 矿体,花岗斑岩和花斑岩发育规模较大的 W-Mo-Pb-Zn 矿体,并且具有明显的矿化分带特征(图 1、图 2)(姚军明等,2005;刘悟辉,2007;雷泽恒等,2010)。根据岩体之间的穿插和包裹关系,一般认为岩浆演化的顺序为英安斑岩→石英斑岩→花岗斑岩/花斑岩(钟正春,1996;许以明等,2007;何厚强等,2010)。

本矿床围岩蚀变发育,与成矿关系密切的蚀变主要有矽卡岩化、钾化、硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化等(李洪昌等,1985)。矿区内已发现矿体数百个,其中工业矿体 100 多个,长度一般在 200~400 m 之间,最大长度可达 700 m,厚度多在 4~10 m 之间(王育民,1988;汪林峰等,2011)。

根据矿体与岩体之间的空间关系,将矿区分为 301[#] 成矿带和 304[#] 成矿带。301[#] 成矿带的成矿母岩为 301[#] 岩体,其分布不仅受岩浆的控制,还明显受构造格架的控制,主要分布于 F_2 断层下盘至 F_1 断层上盘之间。该矿化带的矿体具有单个矿体规模较大、矿石品位较高、夹石较少等特点,是黄沙坪最为重要的成矿带,目前已发现 Pb、Zn 矿体 400 余个,累计探明 Pb、Zn 金属储量共 150 万吨。矿体类型主要有铅锌矿体、磁铁矿体、钨钼矿体等,并且具有明显的矿化分带特征。304[#] 矿化带主要分布于 F_1 断层下盘中的石碇子组和测水组地层以及 304[#] 岩体的周围及内部,矿化带走向近南北,长约 1600 m,宽数百米,受构造控制作用明显,主要与 F_1 断层、上银山向斜等构造有关。304[#] 成矿带的矿体规模较小,占矿山总体含矿量的比例较低,但矿体种类较多,主要包括有铅锌矿体、铜锌矿体、铜矿体、钨钼矿体和磁铁矿体。与石英斑岩有关的矿体未编号,主要为 W、Mo、Cu、Pb、Zn 矿体,其中钨钼矿体主要分布在石英斑岩与围岩的接触带上,铜矿体主要分布在石英斑岩岩体中,地表可见一条宽约 30 m 的裂隙充填型铜矿,铜铅锌矿体主要分布在石英斑岩与围岩

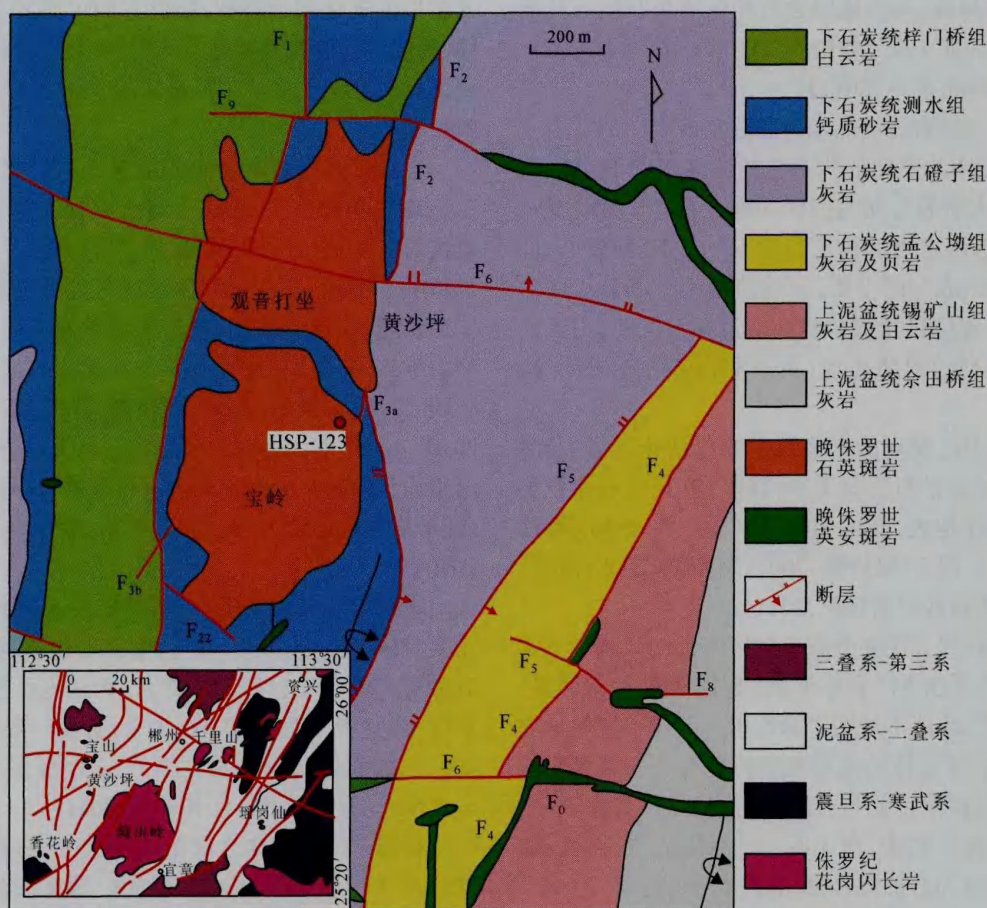


图1 黄沙坪多金属矿床地质简图(据朱恩静等,1995;雷泽恒等,2010修改)

Fig. 1 Geological sketch map of the Huangshaping polymetallic deposit(modified after Zhu et al., 1995 and Lei et al., 2010)

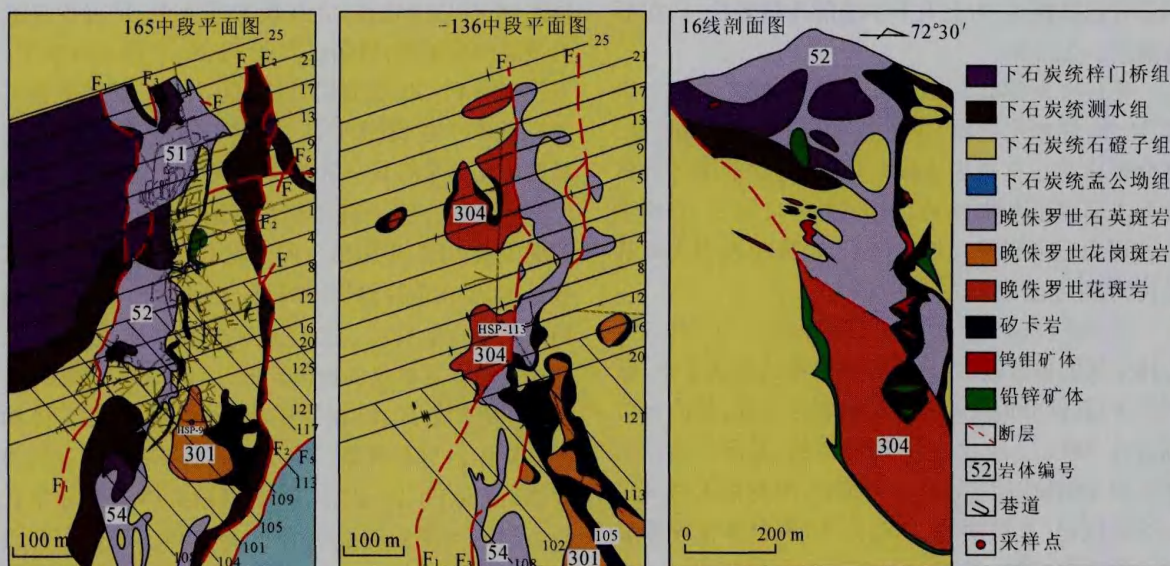


图2 黄沙坪多金属矿床165中段、-136中段平面图及16号勘探线剖面图

Fig. 2 Geological plans of 165 and -136 m level and geological section along No. 16 exploration line of the Huangshaping polymetallic deposit

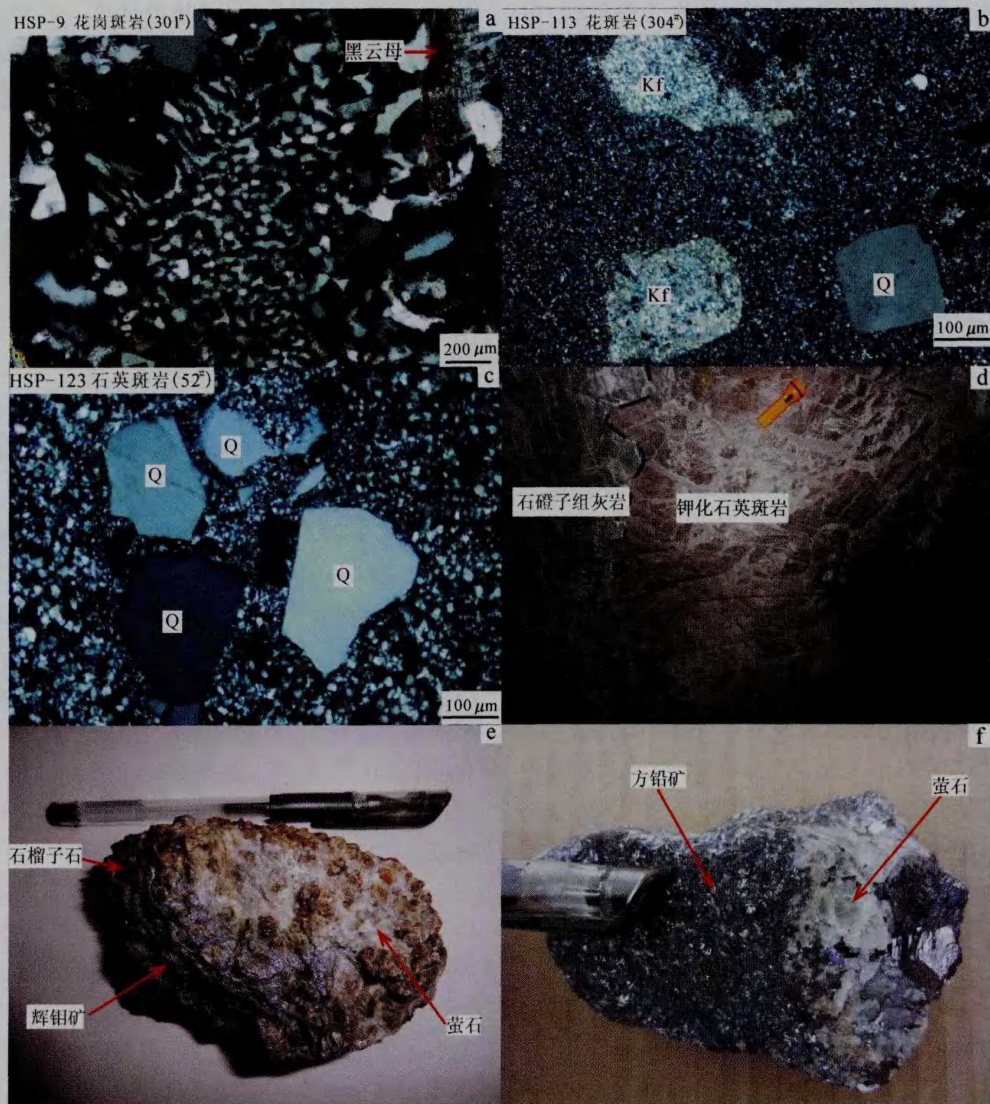


图 3 a. 花岗斑岩(301[#]岩体,显微照片,正交光); b. 花斑岩(304[#]岩体,显微照片,正交光); c. 石英斑岩(52[#]岩体,显微照片,正交光); d. 钾化的石英斑岩体与围岩接触带,钾化的石英斑岩呈暗红色(野外照片); e. 矽卡岩型辉钼矿矿石样品照片,辉钼矿与浅紫色至无色萤石、石榴子石共生; f. 矿石样品照片,方铅矿与浅绿色萤石共生
Q—石英; Kf—钾长石

Fig. 3 a. Microphotographic texture of granophyre, crossed nicols; b. Microphotographs of granite porphyry, crossed nicols; c. Microphotographs of quartz porphyry, crossed nicols; d. Intrusive relationship between quartz-porphyry and country rock (photograph); e. Photograph of skarn type molybdenum intergrown with light-purple to colorless fluorite; f. Photograph of galena and light-green fluorite

接触的破碎带中,矿体形态与破碎带的发育程度有关(费新强,2008;叶琳,2009;潘卓,2011;湖南黄沙坪铅锌矿,2011)。

2 样品描述及测试方法

2.1 样品描述

本研究分选锆石的样品分别采自 301[#]岩体(花

岗斑岩)、304[#]岩体(花斑岩)和 52[#]岩体(石英斑岩),具体采样位置见图 1 和图 2。HSP-9(花岗斑岩)采自 165 中段,属于 301[#]岩体的内部相,块状构造,似斑状结构,岩相学上应属于似斑状黑云母钾长花岗岩,主要由长石和石英组成,伴有少量的黑云母(图 3a); HSP-113(花斑岩)采自-136 中段,对应 304[#]岩体,由于采样位置较深,镜下特征与花岗斑岩的边缘相相似,为斑状结构,斑晶以长石和石英为

主,部分长石斑晶已经绢云母化,基质为隐晶质,由长英质矿物组成(图 3b);石英斑岩(HSP-123)采自地表,属于 52[#]岩体,为灰白色,块状构造、斑状结构,斑晶以石英为主,伴有少量的长石,基质为隐晶质,由长英质矿物组成(图 3c)。这三类岩石的副矿物组成相近,以锆石和磷灰石为主,伴有少量的金红石和磁铁矿等。

样品破碎和锆石挑选由廊坊市诚信地质服务有限公司完成。将环氧树脂和乙二醇胺混合均匀,然后灌注在已经排好的锆石靶上,放至恒温箱(60℃)约 12 h 左右固结成型。磨蚀和抛光树脂靶,直至锆石核心部位出露。锆石的阴极发光图像在北京锆年领航科技有限公司扫描电镜室拍摄完成,仪器型号为日本电子 JSM6510 扫描电镜,配有 Gantan 阴极荧光探头。然后结合透射光、反射光以了解锆石的内部结构,选出最理想的供分析的锆石颗粒。

2.2 锆石 LA-ICP-MS 分析方法

锆石 U-Pb 年代学测试在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室 LA-ICP-MS 实验室完成。193 nm ArF 准分子激光剥蚀系统由德国哥廷根 Lamda Physik 公司制造,型号为 Geo-LasPro。电感耦合等离子体质谱由日本东京安捷伦公司制造,型号为 Agilent 7700x。准分子激光发生器产生的深紫外光束经匀化光路聚焦于锆石表面,能量密度为 10 J/cm²,束斑直径为 44 μm,频率为 5 Hz,共剥蚀 40 s,锆石气溶胶由氦气送入 ICP-MS 完成测试。测试过程中以标准锆石 91500 为外标,校正仪器质量歧视与元素分馏;以标准锆石 GJ-1 与 Plešovice 为盲样,监控 U-Pb 定年数据质量;以 NIST SRM 610 为外标,以 Si 为内标标定锆石中的 Pb 元素含量,以 Zr 为内标标定锆石中其余微量元素含量(Hu et al., 2008; Liu et al., 2010a)。原始的测试数据经过 ICP-MS DataCal 软件离线处理完成(Liu et al., 2010a; 2010b)。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex-ver3 (Ludwig, 2003)完成。

2.3 锆石 Hf 同位素分析方法

锆石激光原位 Hf 同位素分析在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室 LA-MC-ICP-MS 系统上完成,所用仪器是 Nu Plasma 多接收器等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)和 UP-213 型激光器。对每 0.2 s 积分时间和单个数据点进行¹⁷⁶Yb干扰扣除时,Yb 的质量歧视引自 β_{Yb}由对应时

间测定的单个¹⁷³Yb/¹⁷¹Yb比值计算。本文样品分析时,使用的激光频率为 10 Hz,束斑直径为 60 μm,能量密度为 5.27~6.15 J/cm²,用氦气(流速 0.86~0.88 L/min)作载气,在激光器后面用一个‘Y’字形的三通将激光剥蚀物与氩气(流速 1.18~1.19 L/min)混合后通入等离子体质谱仪。详细的仪器参数、分析流程和干扰校正方法见唐红峰等(2008)。

3 测试结果

3.1 锆石 LA-ICP-MS 年龄

(1) 花岗斑岩(301[#]岩体):花岗斑岩样品(HSP-9)的锆石呈短柱状自形晶,长 100~200 μm,长宽比大多在 2:1~1:1 之间,常见包裹体和裂隙,阴极发光(CL)图像中可见震荡环带,表明为岩浆锆石,但相对较暗(图 4a),表明其 U、Th 等放射性元素含量较高。对 16 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析(表 1),其 Th/U 比值在 0.23~0.57 之间,亦在岩浆锆石的范围内,U-Pb 同位素组成在误差范围内谐和(图 5a),²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为(150.1±0.4) Ma(*n* = 16, MSWD = 0.70, 95% 置信度),代表了花岗斑岩(301[#]岩体)的形成年龄。

(2) 花斑岩(304[#]岩体):花斑岩样品(HSP-113)的锆石与花岗斑岩(HSP-9)的锆石性质相似,呈短柱状自形晶,长 100~200 μm,长宽比在 2:1~1:1 之间,常见包裹体和裂隙,阴极发光(CL)图像中可见震荡环带,表明为岩浆锆石,但相对较暗(图 4b),表明其 U、Th 等放射性元素含量较高。对 18 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析(表 1),这些锆石的 Th/U 比值在 0.29~0.94 之间,在岩浆锆石的范围内,U-Pb 同位素组成在误差范围内谐和(图 5b),²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为(150.2±0.4) Ma(*n* = 18, MSWD = 0.46, 95% 置信度),代表了花斑岩(304[#]岩体)的形成年龄。

(3) 石英斑岩(52[#]岩体):石英斑岩样品(HSP-123)的锆石呈长柱状,长 100~300 μm,长宽比在 4:1~2:1 之间,透明度较高,常见包裹体,偶见裂隙,CL 图像显示出很好的结晶环带,表明为岩浆锆石,此外,还发现锆石中含有继承锆石(图 4c)。对 19 个锆石颗粒进行了 U-Pb 同位素分析,其中继承锆石数据 6 个(表 1),13 个岩浆锆石的 Th/U 比值在 0.26~0.88 之间,年龄数据在谐和线右侧呈水平方向展布(图 5c),主要与²⁰⁷Pb 信号强度偏低造成仪器

表 1 黄沙坪多金属矿床含矿斑岩体锆石分析结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb isotopic analyses of zircons for Huangshaping ore-related granite porphyry

分析点号	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄/Ma	
		比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ
花岗斑岩(301#岩体)															
HSP9-01	0.23	0.0477	0.0006	0.1558	0.0019	0.0236	0.0001	0.0073	0.0001	147.0	1.7	150.1	0.8	147.2	2.5
HSP9-02	0.25	0.0479	0.0006	0.1565	0.0019	0.0236	0.0001	0.0073	0.0001	147.6	1.7	150.1	0.8	146.5	2.4
HSP9-03	0.27	0.0507	0.0006	0.1663	0.0019	0.0237	0.0001	0.0081	0.0001	156.2	1.6	150.8	0.7	162.4	2.6
HSP9-04	0.27	0.0477	0.0006	0.1562	0.0018	0.0236	0.0001	0.0077	0.0001	147.3	1.6	150.4	0.8	155.7	2.4
HSP9-05	0.25	0.0494	0.0004	0.1632	0.0013	0.0238	0.0001	0.0073	0.0001	153.5	1.2	151.5	0.7	147.5	1.6
HSP9-06	0.35	0.0513	0.0005	0.1669	0.0015	0.0234	0.0001	0.0075	0.0001	156.7	1.3	149.4	0.7	150.1	1.8
HSP9-07	0.28	0.0499	0.0005	0.1631	0.0015	0.0235	0.0001	0.0074	0.0001	153.4	1.3	150.0	0.7	148.5	1.8
HSP9-08	0.33	0.0497	0.0005	0.1629	0.0015	0.0236	0.0001	0.0074	0.0001	153.2	1.3	150.3	0.7	148.6	1.8
HSP9-10	0.57	0.0502	0.0012	0.1637	0.0040	0.0235	0.0003	0.0076	0.0002	154.0	3.5	150.1	1.6	152.4	3.2
HSP9-11	0.29	0.0491	0.0006	0.1605	0.0021	0.0236	0.0002	0.0071	0.0001	151.2	1.8	150.2	1.0	143.0	2.4
HSP9-12	0.25	0.0486	0.0006	0.1593	0.0020	0.0236	0.0002	0.0071	0.0001	150.1	1.8	150.6	1.0	143.5	2.3
HSP9-14	0.30	0.0488	0.0006	0.1602	0.0019	0.0236	0.0001	0.0073	0.0001	150.9	1.7	150.6	0.8	147.0	2.3
HSP9-15	0.26	0.0491	0.0004	0.1610	0.0015	0.0236	0.0001	0.0073	0.0001	151.6	1.3	150.4	0.8	147.0	1.8
HSP9-17	0.39	0.0487	0.0005	0.1588	0.0015	0.0235	0.0001	0.0072	0.0001	149.6	1.4	149.8	0.7	145.5	1.8
HSP9-18	0.33	0.0498	0.0002	0.1621	0.0008	0.0235	0.0001	0.0076	0.0000	152.5	0.7	149.8	0.5	152.4	1.0
HSP9-19	0.32	0.0485	0.0003	0.1569	0.0010	0.0234	0.0001	0.0073	0.0001	148.0	0.9	149.4	0.4	147.0	1.2
花斑岩(304#岩体)															
HSP113-01	0.40	0.0496	0.0005	0.1625	0.0017	0.0236	0.0001	0.0071	0.0001	152.9	1.5	150.1	0.8	143.6	3.0
HSP113-02	0.33	0.0500	0.0005	0.1635	0.0016	0.0236	0.0001	0.0074	0.0002	153.8	1.4	150.2	0.8	149.7	3.8
HSP113-03	0.30	0.0493	0.0005	0.1610	0.0016	0.0235	0.0001	0.0074	0.0002	151.5	1.4	149.9	0.8	148.3	4.4
HSP113-04	0.32	0.0500	0.0005	0.1634	0.0016	0.0235	0.0001	0.0076	0.0003	153.6	1.4	149.9	0.8	153.1	5.4
HSP113-05	0.34	0.0488	0.0005	0.1600	0.0017	0.0236	0.0001	0.0074	0.0003	150.7	1.5	150.3	0.8	149.0	6.1
HSP113-06	0.41	0.0497	0.0005	0.1615	0.0017	0.0234	0.0001	0.0071	0.0003	152.0	1.5	149.2	0.8	143.7	6.6
HSP113-07	0.37	0.0504	0.0006	0.1660	0.0020	0.0236	0.0001	0.0074	0.0004	155.9	1.8	150.5	0.9	149.0	7.8
HSP113-09	0.29	0.0486	0.0006	0.1603	0.0020	0.0237	0.0002	0.0072	0.0004	151.0	1.8	151.0	1.0	144.3	7.5
HSP113-10	0.34	0.0486	0.0005	0.1601	0.0017	0.0237	0.0001	0.0070	0.0003	150.8	1.5	150.9	0.9	140.8	6.5
HSP113-11	0.94	0.0498	0.0006	0.1642	0.0022	0.0237	0.0002	0.0071	0.0003	154.3	1.9	151.2	1.1	142.4	5.8
HSP113-12	0.32	0.0494	0.0005	0.1618	0.0017	0.0236	0.0001	0.0074	0.0003	152.3	1.5	150.1	0.8	148.5	5.3
HSP113-14	0.30	0.0507	0.0006	0.1657	0.0019	0.0235	0.0001	0.0078	0.0002	155.7	1.7	149.9	0.8	156.0	4.1

续表 1
Cont. Table 1

分析点号	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄/Ma	
		比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ
HSP113-16	0.36	0.0497	0.0007	0.1620	0.0025	0.0234	0.0001	0.0074	0.0001	152.4	2.1	149.4	0.9	148.6	2.8
HSP113-17	0.36	0.0518	0.0006	0.1686	0.0018	0.0235	0.0001	0.0081	0.0001	158.2	1.5	149.4	0.7	163.4	2.1
HSP113-18	0.37	0.0486	0.0005	0.1600	0.0017	0.0237	0.0001	0.0078	0.0001	150.7	1.5	150.9	0.8	156.3	1.9
HSP113-19	0.33	0.0497	0.0006	0.1629	0.0019	0.0236	0.0001	0.0077	0.0001	153.2	1.7	150.4	0.8	154.9	2.3
HSP113-20	0.29	0.0490	0.0006	0.1602	0.0019	0.0235	0.0001	0.0079	0.0001	150.9	1.7	149.9	0.9	160.0	2.4
HSP113-21	0.35	0.0486	0.0006	0.1598	0.0020	0.0236	0.0001	0.0077	0.0001	150.5	1.7	150.7	0.9	155.4	2.4
石英斑岩(52#岩体)															
HSP123-01	0.57	0.0494	0.0011	0.1638	0.0035	0.0243	0.0004	0.0100	0.0005	154.0	3.0	154.9	2.2	201.3	9.2
HSP123-02	0.88	0.0518	0.0014	0.1729	0.0044	0.0244	0.0002	0.0078	0.0002	161.9	3.8	155.2	1.3	156.1	3.2
HSP123-03	0.98	0.0770	0.0008	1.9042	0.0207	0.1787	0.0011	0.0537	0.0007	1082.6	7.2	1059.6	5.8	1056.6	12.6
HSP123-05	0.58	0.0585	0.0021	0.1977	0.0068	0.0246	0.0003	0.0082	0.0003	183.2	5.8	156.4	2.0	164.1	5.6
HSP123-06	0.26	0.1892	0.0032	8.6301	0.1658	0.3254	0.0039	0.0884	0.0027	2299.7	17.5	1816.3	19.2	1711.9	49.3
HSP123-07	0.46	0.0606	0.0018	0.2003	0.0054	0.0244	0.0002	0.0092	0.0003	185.4	4.6	155.5	1.4	184.2	5.7
HSP123-08	0.34	0.0507	0.0018	0.1703	0.0057	0.0244	0.0002	0.0078	0.0003	159.7	5.0	155.3	1.5	157.1	6.1
HSP123-09	0.26	0.0489	0.0014	0.1650	0.0047	0.0244	0.0002	0.0079	0.0003	155.1	4.1	155.3	1.5	158.7	6.2
HSP123-10	0.09	0.1021	0.0015	3.5476	0.0551	0.2505	0.0021	0.1308	0.0032	1537.9	12.3	1441.2	10.8	2485.1	56.7
HSP123-11	0.37	0.0553	0.0011	0.1859	0.0035	0.0245	0.0002	0.0090	0.0002	173.1	3.0	155.8	1.3	181.7	4.0
HSP123-12	0.25	0.0543	0.0015	0.1822	0.0049	0.0242	0.0002	0.0097	0.0003	169.9	4.2	154.3	1.3	194.3	7.0
HSP123-13	0.41	0.0536	0.0012	0.1796	0.0039	0.0244	0.0002	0.0079	0.0002	167.7	3.3	155.5	1.3	159.5	3.9
HSP123-14	0.91	0.0586	0.0012	0.1975	0.0039	0.0244	0.0002	0.0085	0.0002	182.9	3.3	155.4	1.0	170.5	3.1
HSP123-15	0.11	0.0982	0.0012	3.7584	0.0476	0.2760	0.0019	0.0842	0.0014	1583.9	10.2	1571.4	9.4	1634.4	25.4
HSP123-16	0.77	0.0532	0.0013	0.1786	0.0042	0.0244	0.0002	0.0078	0.0001	166.9	3.6	155.5	1.4	156.3	2.9
HSP123-17	0.55	0.0492	0.0011	0.1657	0.0037	0.0244	0.0002	0.0077	0.0002	155.7	3.2	155.2	1.2	155.6	3.3
HSP123-18	0.16	0.0705	0.0011	1.6524	0.0263	0.1687	0.0011	0.0542	0.0013	990.5	10.1	1004.9	5.8	1066.6	24.8
HSP123-19	1.21	0.0705	0.0017	1.5890	0.0342	0.1628	0.0012	0.0530	0.0010	965.9	13.4	972.1	6.9	1043.4	19.4
HSP123-20	0.51	0.0495	0.0010	0.1670	0.0034	0.0244	0.0002	0.0071	0.0001	156.8	3.0	155.4	1.3	143.7	2.9

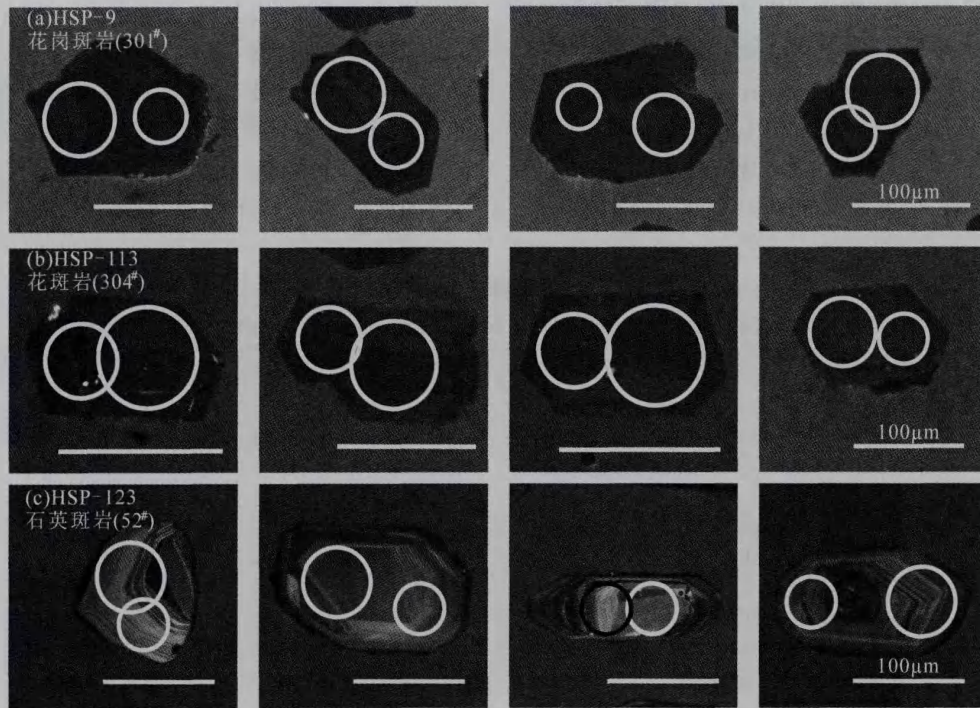


图 4 黄沙坪含矿斑岩代表性锆石 CL 图像及原位分析测点

小圈代表锆石 U-Pb 年龄测试点, 直径 44 μm, 大圈代表锆石 Hf 同位素测试点, 直径 60 μm; 继承锆石 Hf 同位素测试所用束斑直径为 44 μm; HSP-123 第三颗锆石中, 黑色圆圈代表 Hf 同位素测试点, 白色圆圈代表 U-Pb 年龄测试点; 线段长均为 100 μm

Fig. 4 CL images of representative zircons analyzed for in-situ U-Pb and Hf isotopes. Small circles indicate the analyzing spots for U-Pb isotopes, whereas big circles denote the analyzing spots for Hf isotopes

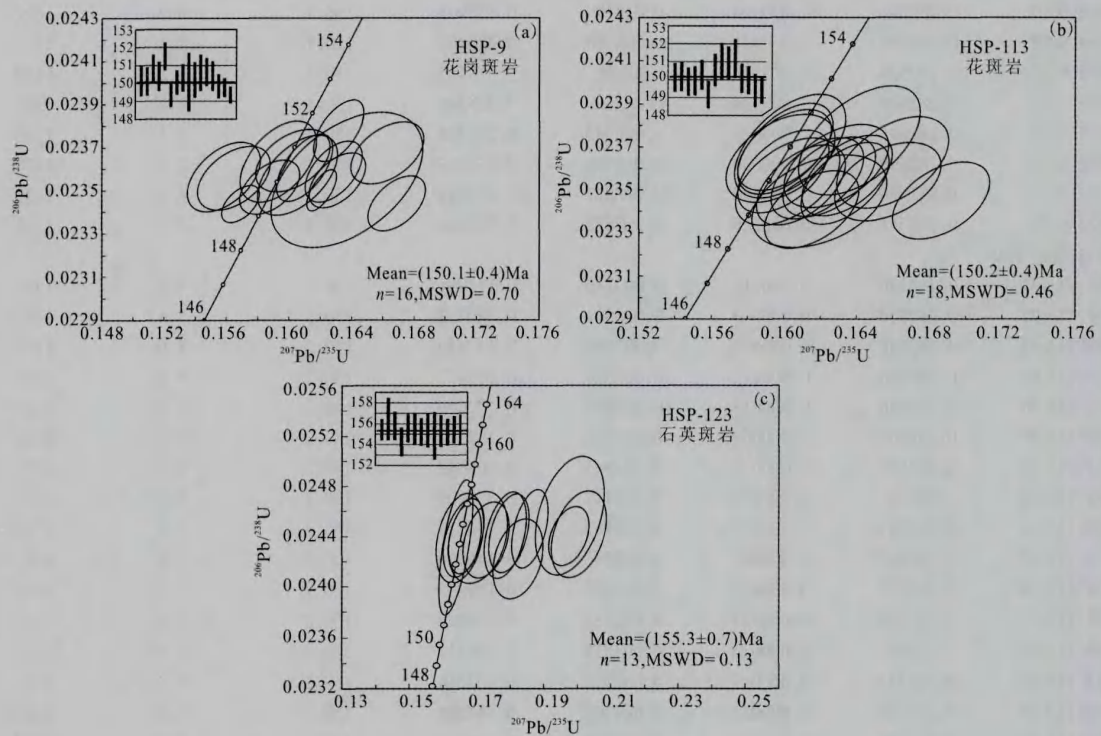


图 5 黄沙坪含矿斑岩锆石谱和曲线

Fig. 5 Zircon U-Pb concordia diagram for Huangshaping ore-related granite porphyry

测试误差较大有关,造成 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 表面年龄偏高,但不影响 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值和表面年龄,与发生过Pb丢失的分布形式不同(Compston et al., 1992; Zhu et al., 2009)。样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (155.3 ± 0.7) Ma ($n = 13$, MSWD = 0.13, 95%置信度),数据可靠,代表了石英斑岩(52#岩体)的形成年

龄。

3.2 锆石 Hf 同位素

(1) 花岗斑岩(301#岩体): 花岗斑岩样品 HSP-9 的 Hf 同位素有效数据共 23 个,其中包括对 16 个定年锆石的原位测定(表 2)。分析结果表明,301#岩体的锆石有相对比较均一的 Hf 同位素组成,其

表 2 黄沙坪含矿斑岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 2 Zircon Lu-Hf isotopic compositions for Huangshaping ore-related granite porphyry

分析点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	年龄/Ma	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{2\text{DM}}/\text{Ma}$
花岗斑岩(301#岩体)							
HSP-9-01	0.282564	0.000016	0.006460	0.297441	150.1	-4.7	1328
HSP-9-02	0.282523	0.000013	0.010047	0.447520	150.1	-6.5	1427
HSP-9-03	0.282592	0.000014	0.005997	0.269043	150.1	-3.7	1271
HSP-9-04	0.282546	0.000025	0.011074	0.460211	150.1	-5.8	1387
HSP-9-05	0.282516	0.000017	0.006626	0.289887	150.1	-6.4	1423
HSP-9-06	0.282527	0.000016	0.011351	0.494291	150.1	-6.5	1426
HSP-9-07	0.282503	0.000022	0.006247	0.303346	150.1	-6.8	1446
HSP-9-08	0.282504	0.000023	0.010729	0.497380	150.1	-7.3	1467
HSP-9-10	0.282568	0.000014	0.007361	0.336385	150.1	-4.7	1325
HSP-9-11	0.282557	0.000016	0.005501	0.249699	150.1	-4.9	1336
HSP-9-12	0.282531	0.000019	0.006935	0.286420	150.1	-5.9	1395
HSP-9-14	0.282538	0.000025	0.009550	0.456991	150.1	-5.9	1395
HSP-9-15	0.282536	0.000018	0.006138	0.284335	150.1	-5.7	1381
HSP-9-17	0.282538	0.000017	0.011898	0.500141	150.1	-6.2	1407
HSP-9-18	0.282557	0.000014	0.004295	0.207850	150.1	-4.7	1330
HSP-9-19	0.282548	0.000014	0.014199	0.638965	150.1	-6.0	1399
HSP-9-20	0.282541	0.000021	0.006108	0.280402	150.1	-5.5	1371
HSP-9-21	0.282524	0.000014	0.007192	0.318452	150.1	-6.2	1410
HSP-9-22	0.282539	0.000024	0.007189	0.328246	150.1	-5.7	1381
HSP-9-23	0.282544	0.000024	0.006743	0.314482	150.1	-5.4	1368
HSP-9-24	0.282499	0.000020	0.009389	0.434633	150.1	-7.3	1470
HSP-9-25	0.282520	0.000020	0.008827	0.404519	150.1	-6.5	1426
HSP-9-26	0.282551	0.000020	0.007872	0.366499	150.1	-5.3	1361
花斑岩(304#岩体)							
HSP-113-01	0.282546	0.000012	0.003145	0.134981	150.2	-5.0	1346
HSP-113-02	0.282550	0.000013	0.008801	0.380482	150.2	-5.4	1367
HSP-113-03	0.282546	0.000019	0.002985	0.133819	150.2	-5.0	1345
HSP-113-05	0.282526	0.000011	0.003574	0.159677	150.2	-5.8	1387
HSP-113-06	0.282546	0.000013	0.002851	0.127966	150.2	-5.0	1344
HSP-113-07	0.282566	0.000009	0.003426	0.153291	150.2	-4.3	1308
HSP-113-09	0.282551	0.000015	0.002547	0.108052	150.2	-4.8	1333
HSP-113-10	0.282547	0.000015	0.003117	0.135909	150.2	-5.0	1343
HSP-113-11	0.282549	0.000015	0.004189	0.174871	150.2	-5.0	1345
HSP-113-12	0.282542	0.000009	0.003395	0.146879	150.2	-5.2	1355
HSP-113-14	0.282565	0.000015	0.003055	0.129989	150.2	-4.3	1308
HSP-113-16	0.282547	0.000014	0.002933	0.126826	150.2	-5.0	1342
HSP-113-17	0.282547	0.000015	0.003514	0.159317	150.2	-5.0	1346
HSP-113-18	0.282534	0.000017	0.002926	0.132516	150.2	-5.4	1368
HSP-113-19	0.282588	0.000013	0.003108	0.144505	150.2	-3.5	1263
HSP-113-20	0.282546	0.000014	0.003338	0.143404	150.2	-5.0	1347
HSP-113-21	0.282546	0.000015	0.003971	0.172992	150.2	-5.1	1350

续表 2
Cont. Table 2

分析点号	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	年龄/Ma	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{2\text{DM}}/\text{Ma}$
HSP-113-22	0.282548	0.000016	0.002832	0.122881	150.2	-4.9	1340
HSP-113-23	0.282544	0.000015	0.003061	0.133710	150.2	-5.1	1349
HSP-113-24	0.282548	0.000016	0.004232	0.190052	150.2	-5.1	1347
HSP-113-25	0.282551	0.000014	0.004277	0.190656	150.2	-5.0	1342
石英斑岩(52#岩体)							
HSP-123-01	0.282380	0.000017	0.001253	0.051406	155.3	-10.6	1658
HSP-123-02	0.282361	0.000014	0.001250	0.052435	155.3	-11.3	1695
HSP-123-03	0.282097	0.000009	0.000814	0.028076	1060	-0.1	1843
HSP-123-05	0.282432	0.000011	0.001088	0.043204	155.3	-8.7	1556
HSP-123-07	0.282370	0.000015	0.001854	0.071432	155.3	-11.0	1681
HSP-123-08	0.282380	0.000011	0.002157	0.087247	155.3	-10.7	1663
HSP-123-09	0.282359	0.000013	0.000915	0.038023	155.3	-11.3	1697
HSP-123-11	0.282377	0.000016	0.000043	0.002107	155.3	-10.6	1657
HSP-123-12	0.282364	0.000017	0.000811	0.032486	155.3	-11.1	1687
HSP-123-13	0.282387	0.000013	0.000803	0.033756	155.3	-10.3	1642
HSP-123-14	0.282394	0.000014	0.003971	0.200191	155.3	-10.4	1645
HSP-123-16	0.282375	0.000014	0.001543	0.061048	155.3	-10.8	1669
HSP-123-17	0.282387	0.000013	0.001061	0.042009	155.3	-10.3	1643
HSP-123-18	0.282085	0.000008	0.000560	0.019188	1005	-2.5	1879
HSP-123-19	0.282106	0.000009	0.001200	0.041989	972	-2.9	1875
HSP-123-20	0.282364	0.000017	0.001048	0.040027	155.3	-11.1	1688

注：计算 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 $T_{2\text{DM}}$ 时使用锆石的加权平均年龄，对于继承锆石使用锆石的表面年龄。相关参数： $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}^0 = 0.282\ 772 \pm 0.000\ 029$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0.033\ 2 \pm 0.0002$ (Blichert-Toft et al., 1997)； $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^0 = 0.283\ 25$ ， $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^0 = 0.0384$ ， $f_{\text{DM}} = 0.16$ (Griffin et al., 2000)， $f_{\text{BFC}} = -0.65$ (Rudnick et al., 2003)，衰变常数： $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004)；相关计算公式： $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{spl}}^t / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}}^t - 1] \times 10^4$ ， $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^t = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^0 - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})^0 (e^{\lambda t} - 1)$ ， $T_{\text{DM}} = 1/\lambda \ln\{[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{spl}}^0 - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^0] / [(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{spl}}^0 - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}^0] + 1\}$ ， $T_{2\text{DM}} = T_{\text{DM}} - (T_{\text{DM}} - t_{\text{spl}}) \times (f_{\text{BFC}} - f_{\text{spl}}) / (f_{\text{BFC}} - f_{\text{DM}})$ 。

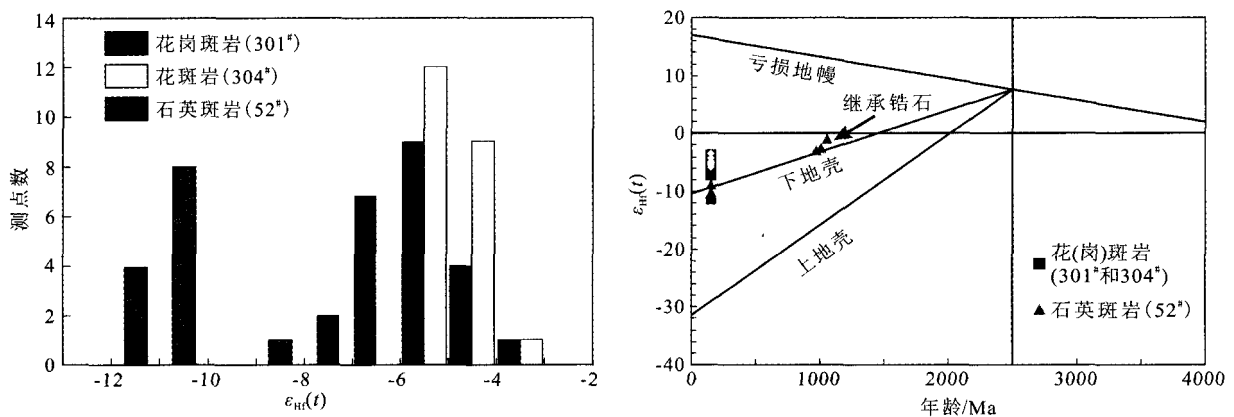


图 6 黄沙坪含矿斑岩锆石 Hf 同位素组成直方图及 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄相关图解

Fig. 6 Histograms of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ of zircons and diagram of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ versus zircon age for Huangshaping ore-related granite porphyry

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282\ 503 \sim 0.282\ 592$ ，计算所得的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 $-7.3 \sim -3.7$ 之间，峰值在 -5.8 左右 (图 6)，二阶段模式年龄 ($T_{2\text{DM}}$) 在 $1271 \sim 1470$ Ma

之间，峰值在 1365 Ma 左右。

(2) 花斑岩(304#岩体)：对 21 个花斑岩(HSP-113)锆石颗粒(包括 18 个定年锆石)进行了原位 Hf

同位素测定(表2),分析结果表明304[#]岩体锆石的Hf同位素组成与花岗斑岩锆石(301[#]岩体)相近,且非常均一, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282\ 526 \sim 0.282\ 588$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -5.8 \sim -3.5$ 之间,峰值在-5.2左右(图6), $T_{2\text{DM}} = 1263 \sim 1387$ Ma,峰值在1346 Ma左右。

(3) 石英斑岩(52[#]岩体):对16个石英斑岩(HSP-123)的定年锆石颗粒进行了原位Hf同位素测定,其中继承锆石数据3个(表2),分析结果表明52[#]岩体13颗岩浆锆石具有非常均一的Hf同位素组成: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282\ 359 \sim 0.282\ 432$,对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-8.7~-11.3之间,峰值在-10.5左右(图6), $T_{2\text{DM}}$ 在1556~1697 Ma之间,峰值在1667 Ma左右。

4 讨论

4.1 成岩时代

关于黄沙坪矿区成矿斑岩的成岩年龄,前人多采用K-Ar法和Rb-Sr等时线法,如,童潜明等(1986)利用钾长石K-Ar法测得石英斑岩的年龄为125.2 Ma和146.1 Ma,花岗斑岩为118.4 Ma;杨世义等(1986)获得花岗斑岩全岩Rb-Sr等时线年龄为(134±3) Ma;叶伯丹(1986)利用全岩Rb-Sr等时线法测定了花岗斑岩的年龄为(148±1) Ma;谷俐(1997)测得了花岗斑岩的成岩年龄为162~165 Ma,但没有指明测试手段及测试方法。总结前人的数据可以发现,成矿斑岩的年龄变化范围较大,在125~165 Ma之间。

由于同位素年龄与封闭温度有关,而K-Ar体系和Rb-Sr体系的封闭温度不同,因此同一岩体利用不同方法所获得的年龄必定会存在一定的差异,并且K-Ar体系和Rb-Sr体系封闭温度较低,易受到后期地质作用的影响(王强等,2002;陈道公等,2009)。从野外及室内观察可以发现,区内含矿斑岩普遍存在蚀变作用,例如,钾长石多已绢云母化,部分石英斑晶蚀变为港湾状,普遍发育砂卡岩化和钾化等蚀变(图3),这些蚀变作用都可能导致K-Ar体系和Rb-Sr体系发生重置(王强等,2002;袁顺达等,2012),因此较小的年龄代表的可能是岩体的冷却年龄,或由于蚀变作用导致体系开放,造成年龄偏小,并且变化范围较大,从而未能精确地反映成矿斑岩的成岩时代。

锆石与上述体系不同,其U-Pb体系的封闭温度

较高,并且具有稳定的物理化学性质(Lee et al., 1997;Cherniak et al., 2000),能够精确地厘定花岗岩类的成岩年龄(吴福元等,2007a;朱金初等,2010)。黄沙坪含矿斑岩锆石的CL图像和Th/U比值都显示锆石为岩浆成因,LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学表明,花岗斑岩(301[#]岩体)和花斑岩(304[#]岩体)成岩年龄相近,形成于150 Ma左右,石英斑岩(52[#]岩体)形成于155 Ma左右。本文所测锆石年龄大于前人获得的K-Ar年龄和Rb-Sr年龄,这应与锆石U-Pb年龄的封闭温度较高有关,整体上在前人所测年龄数据(125~165 Ma)的范围内,尤其是花岗斑岩与叶伯丹(1986)所测全岩Rb-Sr等时线年龄相近,亦符合石英斑岩→花斑岩/花岗斑岩的岩浆演化顺序的地质证据(钟正春,1996;何厚强等,2010;祝新友等,2010)。因此,本文所测锆石U-Pb年龄数据可靠,可代表岩体的成岩年龄,进而较为精确地厘定了该矿床成矿斑岩的年龄格架。

鉴于锆石能够精确地厘定花岗岩类岩石的成岩年龄,雷泽恒等(2010)利用锆石U-Pb法测定了石英斑岩的成岩年龄为(152±3) Ma,与本文所测数据(155 Ma)在误差范围内一致,将两组数据同时利用Isoplot软件计算可得到加权平均年龄为(155.1±0.6) Ma(MSWD=0.77, probability of fit=0.75, n=21),因此可以将石英斑岩的成岩年龄厘定为155 Ma。但姚军明等(2005)利用锆石U-Pb法获得的花岗斑岩(301[#]岩体)成岩年龄为161 Ma,与本文所测数据相差较大(近10 Ma)。花岗斑岩(301[#]岩体)的这一特点与区域内其他成矿岩体相似,即成岩年龄具有较大的变化范围,例如,骑田岭仰天湖单元石英二长岩同一样品的锆石出现了2组U-Pb年龄,变化范围为155~167 Ma,菜岭单元正长花岗岩为152~159 Ma(刘勇,2011);广西姑婆山黑云母花岗岩的锆石U-Pb年龄在151~163 Ma之间,其岩浆分异演化持续了约10 Ma(朱金初等,2006);宝山花岗闪长岩的成岩年龄在158~173 Ma之间(Wang et al., 2003a;伍光英,2005;路远发等,2006;全铁军等,2012),因此,花岗岩体的锆石年龄有较大的变化范围属正常现象,而造成这种现象可能有2个原因:①存在多期岩浆作用,②岩浆演化时间较长,较大的时间差代表岩浆演化所持续的时间(朱金初等,2006;刘勇,2011)。

由于目前区内没有花岗斑岩是复式岩体及多次岩浆侵入的地质证据,因此排除了花岗斑岩是复

式岩体的假设。齐钊宇等(2012)认为花岗斑岩的成岩年龄应具有较大的变化范围,岩石地球化学特征显示花岗斑岩是矿区内分异程度最高的岩体(刘悟辉,2007),暗示花岗斑岩可能具有较长的演化时间,此外,姚军明等(2005)所测样品为斑状结构,应为花岗斑岩的边缘相,其年龄值代表的可能是岩体形成早期结晶的锆石,而本文所测样品为似斑状结构,为岩体的内部相,代表的应是岩浆晚期的成岩年龄,因此 10 Ma 的时差代表的应是花岗斑岩岩浆经历分异演化所持续的时间,两组年龄数据基本吻合,表明矿区内花岗斑岩形成于晚侏罗世。

此外,本次发现了石英斑岩中 6 颗继承锆石的年龄在 970~1816 Ma 之间(表 1),与锆石 Hf 同位素 T_{2DM} 相近(见后述),表明石英斑岩的形成可能来源于中元古代的古老基底,并且与区域上重要的 W-Sn-Pb-Zn 矿床成矿岩体中继承锆石的年龄相近,如骑田岭继承锆石年龄在 907~2445 Ma 之间(付建明等,2004a;赵葵东等,2006;Zhu et al., 2009;Shu et al., 2012),荷花坪继承锆石年龄为 937~1065 Ma (Wei et al., 2007;章荣清等,2010),九嶷山花岗岩继承锆石年龄为 841~2012 Ma(付建明等,2004b),铜山岭花岗闪长岩继承锆石的形成年龄为 (1753 ± 26) Ma(Wang et al., 2003a),这些继承锆石的年龄主要集中在中元古代,少量分布在古元古代和新元古代范围内,它们共同为区域内前寒武纪古老基底的存在提供了间接的证据。

4.2 成岩与成矿之间的关系

关于本矿床的成矿时代的研究相对较多,例如,姚军明等(2007a)测得辉钼矿 Re-Os 模式年龄在 150.9~156.9 Ma 之间,等时线年龄为 (154.8 ± 1.9) Ma,但未指明所测样品与哪一类岩体有关;马丽艳等(2007)测得的与花岗斑岩有关的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 (153.8 ± 4.8) Ma,与花岗斑岩成岩年龄在误差范围内一致;雷泽恒等(2010)获得了 56 中段三组矽卡岩型辉钼矿 Re-Os 等时线年龄,分别为 (159.4 ± 3.3) Ma(SM11/56), (157.5 ± 2.1) Ma(SM15/56) 和 (157.6 ± 2.3) Ma(SM19/56),其中,样品 SM11/56 在空间上与石英斑岩有关,SM15/56 和 SM19/56 与花岗斑岩有关。总结上述年龄可以看出,与花岗斑岩有关的辉钼矿年龄(153.8~157.6 Ma)略小于与石英斑岩有关的成矿年龄(159.4 Ma),与岩浆演化的顺序相一致。虽然这些成矿年龄略大于本文所测定的成矿斑岩的成岩

年龄,但若将误差考虑进去,辉钼矿年龄在 149.0~162.7 Ma 之间,总体上与三类岩体的成岩年龄(150~161 Ma)在误差范围内一致,反映了黄沙坪多金属矿床与石英斑岩、花岗斑岩和花斑岩的时间关系。

另外,从空间上看,如图 2 所示,矿区内的矿体与岩浆岩均具有明显的空间关系,例如,以 301# 花岗斑岩体和 304# 花斑岩体为中心,向围岩方向逐渐出现矽卡岩型磁铁矿体—钨钼矿体—铜锌矿体—铅锌矿体(钟正春,1996;谷俐,1997;何厚强等,2010;隆运清等,2011),包裹体的均一温度及盐度逐渐降低,并且石英斑晶的包裹体成分与闪锌矿、方铅矿及萤石等矿物的包裹体成分基本一致,表明成矿物质及热源来源于岩浆(童潜明,1989;谷俐,1997;黄崇轲等,1997;刘悟辉,2007),石英斑岩周围也存在类似的分带规律,但以低温的 Pb-Zn 矿体为主,W-Mo 矿体发育较弱(刘悟辉,2007),这种正向的分带特征反映了矿体与岩体之间在空间上的演化关系。此外,岩体的稀土元素配分特征与矿石矿物及矽卡岩的稀土元素组成相似(姚军明等,2007b),各种 C、H、O、S、Pb 同位素等证据也表明成矿物质及成矿热液来源于岩浆,且存在多期岩浆成矿作用(童潜明,1985;童潜明等,1986;余旭辉等,2006;刘悟辉,2007;息朝庄等,2009;钟正春,2010)。

因此,矿体与岩浆岩在时间与空间上的关系以及地球化学证据,均表明黄沙坪多金属矿床与岩浆岩具有密切的关系,属于岩浆后期成矿,岩浆岩为矿床的形成提供了热动力条件及成矿物质。

此外,与区域上其他矿床对比显示,湘南地区主要矿床的成岩成矿年龄集中在 150~160 Ma 之间,例如,千里山黑云母花岗岩为 151~153 Ma(Li et al., 2004;Jiang et al., 2006),与之有关的柿竹园钨锡多金属矿床的成矿年龄为 (151.0 ± 3.5) Ma(李红艳等,1996);骑田岭复式花岗岩为 146~163 Ma (Zhu et al., 2009),相关的芙蓉锡矿床成矿年龄为 150~157 Ma(彭建堂等,2007),新田岭多金属矿床的成矿年龄为 157~162 Ma(Zhang et al., 2011;袁顺达等,2012);瑶岗仙复式花岗岩为 155~158 Ma(李顺庭等,2011),其钨矿床的成矿年龄为 153~156 Ma(Peng et al., 2006);黄沙坪多金属矿床的成岩成矿年龄与区域内其他矿床的成岩成矿年龄相一致,因此黄沙坪多金属矿床应属于南岭地区中生代燕山中期第一阶段成岩成矿大爆发阶段的重要组成部分(华仁民等,2005)。

4.3 锆石 Hf 同位素特征及其制约

花岗岩的成岩物质主要来源于地壳,但在形成过程中是否存在幔源基性岩浆的参与还存在较大的争议(吴福元等,2007a;张旗等,2008)。而锆石的 Hf 同位素组成能够有效地、精确地识别出花岗岩是否经历过岩浆混合作用,进而为其成因及源区性质提供有效的制约(Kinny et al., 2003; Hawkesworth et al., 2006; Harley et al., 2007; 吴福元等, 2007b)。目前一些学者利用该方法已经识别出了南岭成矿带上的一些成矿花岗岩体形成于壳幔混合作用(Li X H et al., 2009; Zhao et al., 2010; 2012; 章荣清等, 2010; 刘勇, 2011; 朱金初等, 2011; Shu et al., 2012)。

如图 6 所示,本次测得的黄沙坪矿区石英斑岩(52[#]岩体)Hf 同位素组成均一,对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值集中在 -10.5 左右,在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图解中落在了下地壳演化线附近,二阶段模式年龄($T_{2\text{DM}}$)的峰值在 1600 Ma 左右,表明其可能来源于中元古代古老基底的重熔,地幔物质参与较少。花岗斑岩(301[#]岩体)和花斑岩(304[#]岩体)锆石 Hf 同位素相近且均一, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值集中在 $-5 \sim -6$ 之间,在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图解中落在球粒陨石和下地壳演化线之间,对应的 $T_{2\text{DM}}$ 集中在 1300~1400 Ma 之间,与石英斑岩和临近的壳源花岗岩[后者 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -6.0 \sim -14.0$, $T_{2\text{DM}} = 1.6 \sim 2.0$ Ga, 祁昌实, 2006; Guo et al., 2012; 全铁军等, 2012; 甄世民等, 2012]相比, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相对偏高, $T_{\text{DM}2}$ 相对偏低。由于在花岗质岩浆形成过程中,若有不同比例的幔源物质加入或年轻下地壳部分熔融时,都会导致 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值升高, $T_{2\text{DM}}$ 降低(祁昌实, 2006; 朱金初等, 2011),但是目前关于南岭地区的下地壳是否有年轻组分的存在还没有任何直接的证据(于津海等, 2005),因此,花斑岩和花岗斑岩应是由中元古代古老基底部分熔融产生的岩浆受到幔源岩浆混合作用形成的,是壳幔相互作用的产物。

对于示踪花岗岩物质来源还有一种有效的方法——Nd 同位素示踪法(Gilder et al., 1996; 郭新生, 1999),并且 Nd 与 Hf 同位素间具有正相关关系(Vervoort et al., 1996; 1999),对于花岗岩, Vervoort 等(1999)通过统计提出了 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 1.36 \times \epsilon_{\text{Nd}}(t) + 2.95$ 的关系式,因此常用 Nd-Hf 同位素联合示踪花岗岩的物质来源。郭新生(1999)和伍光英(2005)测得黄沙坪矿区内花岗斑岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -5.5 \sim$

-5.6 , $T_{2\text{DM}} = 1380 \sim 1390$ Ma,将此数据代入 Nd-Hf 关系式中计算,得到 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -4.53 \sim -4.67$,较本文的测定值偏高。由于花岗岩 Nd-Hf 关系式为全球统计的结果,存在一定的误差及不确定性,并且 Nd 同位素二阶段模式年龄也与本文的锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄相近,因此 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在误差范围内基本相关,可以联合示踪花岗斑岩的成岩物质来源,同时证明了本文所测数据的准确性。虽然 Nd 同位素数据较少(仅有 2 个数据),缺少统计意义,但通过与临近的花岗岩 [$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.3 \sim -12.2$, $T_{2\text{DM}} = 1700 \sim 1900$ Ma, 朱金初等, 2008] 相对比,可以发现与 Hf 同位素组成相似的规律,即 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 偏高, $T_{2\text{DM}}$ 偏低,这种高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、低 $T_{2\text{DM}}$ 的花岗岩在华南地区普遍存在,并且分布在处于岩石圈伸展-减薄、软流圈地幔上涌的构造背景的十杭带中(Gilder et al., 1996; Chen et al., 1998; Wang et al., 2003b; Li Z X et al., 2007; 2012; 朱金初等, 2008), Sr-Nd 同位素组成显示它们是亏损地幔与大陆地壳以不同比例混合形成的产物(朱金初等, 2008)。

因此,综合前人的 Nd 同位素组成、本文锆石原位 Hf 同位素数据以及区域内其他岩体的同位素组成,认为黄沙坪矿区内石英斑岩的物质主要来源于地壳,而花岗斑岩与花斑岩的形成物质有少量地幔物质的加入,是壳幔相互作用的产物,并且与岩石圈伸展-减薄、地幔物质上涌有关。

值得一提的是,由于花岗斑岩(301[#]岩体)与花斑岩(304[#]岩体)在深部相连,具有相似的岩性,二者在深部的岩相学特征均表现为花岗斑岩,并且具有相近的地球化学特征及相同的矿化组合特征,因此前人认为它们应属于同一岩体,只是侵位位置不同而已(许以明等, 2007; 祝新友等, 2010; 隆运清等, 2011)。本文测定的花斑岩与花岗斑岩锆石年龄以及 Hf 同位素组成,发现两者成岩年龄不仅相近,而且还具有相似的 Hf 同位素组成,进一步证明了前人的观点,即花岗斑岩与花斑岩是同期、同源岩浆的产物,在岩浆上侵的过程中被石英斑岩所截,分别侵位于 F_1 断层的上盘和 F_1 断层的下盘,进而有了各自不同的演化历史(祝新友等, 2010)。

4.4 矿床形成的地质背景

华仁民等(2005)认为中生代的华南地区发生过 3 次大规模成矿作用,分别是燕山早期 180~170 Ma,燕山中期 170~139 Ma(第一阶段 170~150 Ma,第二阶段 150~139 Ma)和燕山晚期 125~98

Ma。Sr-Nd 同位素、锆石 Hf 同位素以及矿石矿物稀有气体等同位素证据以及区域内花岗岩普遍发育暗色包体均表明,区内燕山中期包括黄沙坪在内的成矿岩体都有少量地幔物质的加入,为亏损地幔与下地壳不同比例混合的产物(Gilder et al., 1996; Li Z L et al., 2007; Li X H et al., 2009; 朱金初等, 2008; 刘勇等, 2011; Zhao et al., 2012), 因此区内中-晚侏罗世大规模的花岗岩浆活动及多金属成矿作用与壳幔相互作用有密切联系(朱金初等, 2008), 并且处于软流圈地幔上涌和岩石圈伸展减薄的构造背景中(Gilder et al., 1996; Chen et al., 1998; Wang et al., 2003b), 正是由于伸展作用引起的地幔物质在不同程度上的参与, 带来了大量的热源, 使得地壳发生部分熔融, 引起华南地区中生代大规模的岩浆活动, 岩浆经过充分的分异演化后逐步成为富钨锡多金属的含矿岩浆, 并经过多级分异演化成矿(毛景文等, 2004; 2007; 2008)。进而促成了区域内大规模多金属成矿作用(李晓峰等, 2012)。

由于区内发育 3 次斑岩型矿床, 其成岩年龄分别为 180~170 Ma、160~150 Ma 和 105~90 Ma(李晓峰等, 2008), 与华南地区大规模 W、Mo 成矿作用的时间大致相对应, 因此斑岩铜矿床的形成应与其他有色金属矿床形成于相同的构造背景下, 目前研究表明斑岩型矿床的形成主要与大洋板块和洋脊的俯冲有密切的关系(Sun et al., 2010), 岩石地球化学数据也显示华南地区斑岩型矿床具有岛弧岩浆的性质(冷成彪等, 2007; 李晓峰等, 2008; Jiang et al., 2009; 梁锦等, 2012)。另外, 华南地区 160 Ma 以后, 多数玄武岩及基性岩脉具有明显的 Nb-Ta-Ti 负异常, 其中湖南道县玄武岩同时具有 Nb-Ta-Ti 及 Zr-Hf 负异常, 指示其源区很可能是被俯冲硅质流体交代后的富集岩石圈地幔(孟立峰, 2012)。另外, 华南地区中生代花岗岩和玄武岩的成岩年龄整体上具有自西向东逐渐变新的趋势(Zhou et al., 2006; Li Z X et al., 2007; 李晓峰等, 2008; 孟立峰, 2012), 并且 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 逐渐升高、 $T_{2\text{DM}}$ 逐渐降低(Chen et al., 1998), 而华南地区不同属性的盆地也有类似的分布规律(Zhou et al., 2006; 毛景文等, 2004; 2007; 2008; 2011), 十杭带的展布方向与大洋板块俯冲缝合线相一致(蒋少涌等, 2008), 因此, 推测引起华南地区中生代大规模的成岩成矿作用是由板块俯冲位置的变化所引起的。

一般认为, 在中国东部郯庐断裂带左旋走滑及

日本海张开之前, 朝鲜半岛与华南地区处于统一的大陆背景下, 因此华南与朝鲜半岛的岩石类型、构造演化具有可比性(李晓峰等, 2008)。研究表明韩国中生代花岗岩与日本中生代花岗岩相似, 可大致分为 3 期, 分别为 248~210 Ma、197~158 Ma、110~50 Ma, 燕山期花岗岩的形成与 200 Ma 开始俯冲的 Fallon-Izanagi 的洋脊俯冲有关(Kinoshita, 1995; Kim et al., 2005; Oh, 2006)。另外, 与中侏罗世花岗岩密切相关的 Daebo 构造(褶皱及推覆构造), 是侏罗纪 Izanagi 板块的西北向的正向俯冲在 NW-SE 向的区域挤压作用的结果(Ree et al., 2001; Sangon, 2005), 而中侏罗世 Frarlion-Izanagi 转换断层的俯冲作用导致了 Honam 右旋剪切带的形成(Kim et al., 2005)。

因此, 华南地区不同阶段成矿作用与不同时期洋脊、转换断层的俯冲作用有关, 而燕山中期大规模岩浆活动及成矿作用与中-晚侏罗世 Frarlion-Izanagi 活动的洋脊/转换断层的俯冲作用有关, 该俯冲作用是引起华南地区燕山中期大规模 Cu、Mo、W、Sn 等多种金属矿化的动力(李晓峰等, 2008)。

4.5 成岩成矿过程简述

结合本文的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素数据及矿床形成的地质背景, 黄沙坪多金属矿床的成岩成矿过程简述如下: 在中-晚侏罗世, 活动的 Farallon-Izanagi 洋岭/转换断层开始俯冲, 本区处于岩石圈伸展-减薄的背景下, 软流圈地幔物质上涌, 导致下地壳部分熔融形成岩浆, 并沿 F_1 断层向地表侵位, 形成以壳源为主的浅成石英斑岩($51^\#$ 和 $52^\#$ 岩体), 由于其侵位深度较浅, 压力降低较快, 形成隐爆角砾岩, 处于半开放状态, 不能维持长时间对成矿有利的温度, 因此成矿规模较小, 并且以低温的 Pb-Zn-Ag 矿体为主; 随着 Farallon-Izanagi 洋岭/转换断层的持续俯冲, 壳幔相互作用逐渐增强, 形成了壳幔混合源的花岗质岩浆, 由于岩浆在侵位的过程中被先期形成的石英斑岩所截, 分别形成了花岗斑岩($301^\#$ 岩体)和花斑岩($304^\#$ 岩体), 其中, 花岗斑岩侵位于 F_1 断层的上盘, 花斑岩侵位于 F_1 断层的下盘, 由于早期的石英斑岩在成矿过程中起到了屏蔽和圈蔽的作用(潘卓, 2011), 岩浆侵位深度相对较深, 成岩温度较高($\sim 900^\circ\text{C}$, 王育民, 1988), 并且伴有强烈的壳幔相互作用, 因此花岗质岩浆可维持较长时间对成矿有利的温度, 岩浆来源的成矿物质能够得到充分的富集, 形成含矿岩浆热液, 成矿元素与 F、Cl 等矿化

剂形成易被运移的络合物进行搬运,并与围岩发生双交代作用形成矽卡岩,最后在岩体附近形成高温的矽卡岩型 W-Mo 矿体,远离岩体形成低温的 Pb-Zn-Ag 矿体。

5 结论

(1) 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学表明黄沙坪多金属矿床花岗斑岩的成岩年龄为 (150.1 ± 0.4) Ma, 花斑岩的年龄为 (150.2 ± 0.4) Ma, 石英斑岩的年龄为 (155.3 ± 0.7) Ma, 为晚侏罗世的产物;

(2) 锆石原位 Hf 同位素数据分析结果表明,三类含矿斑岩的形成来源于中元古代古老基底的重熔,其中,石英斑岩的形成主要来源于地壳,而花斑岩与花岗斑岩的形成有少量地幔物质的加入,是壳幔相互作用的产物;其成岩动力学机制主要与中-晚侏罗世活动的 Farallon-Izanagi 洋岭和转换断层俯冲作用引起的岩石圈全面伸展-减薄-地幔物质上涌有关。

志 谢 野外工作期间,得到了湖南有色股份黄沙坪矿业分公司王立发工程师、刘凤平工程师、曹绍梁工程师和周克伟工程师的帮助,锆石 U-Pb 定年及锆石原位 Hf 同位素测试及数据处理得到了李亮助理研究员和唐红峰研究员的帮助,在成文过程中得到了姚军明研究员、齐有强博士和冷成彪博士的指导,匿名的审稿专家也为本文的修改提供了中肯、有益的意见,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献/References

- 柏道远,马铁球,王先辉,张晓阳,陈必河. 2008. 南岭中段中生代构造-岩浆活动与成矿作用研究进展[J]. 中国地质,35(3):436-455.
- 陈道公,支霞臣,杨海涛. 2009. 地球化学(第二版)[M]. 合肥:中国科学技术出版社. 219-298.
- 费新强. 2008. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿区东部地球化学特征及找矿预测(硕士论文)[D]. 导师:庞保成. 桂林:桂林理工大学. 1-81.
- 付建明,马昌前,谢才富,张业明,彭松柏. 2004a. 湖南骑田岭岩体东缘菜岭岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义[J]. 中国地质,31(1):96-100.
- 付建明,马昌前,谢才富,张业明,彭松柏. 2004b. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRIMP 锆石定年及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学,28(4):370-378.
- 谷 俐. 1997. 黄沙坪铅锌多金属矿床的成因分析[J]. 湖南地质,16(4):232-238.
- 郭新生. 1999. 华南低钨模式年龄花岗岩的地球化学特征及其构造意义(博士论文)[D]. 导师:陈江峰. 合肥:中国科学技术大学. 1-125.
- 何厚强,王静纯,江元成. 2010. 湖南黄沙坪铅锌矿区南部铁钨钼铋(锡)多金属矿床成矿地质特征初析[J]. 矿产勘查,(4):323-333.
- 湖南黄沙坪铅锌矿. 2011. 湖南省桂阳县黄沙坪铅锌矿接替资源勘查(详查)地质报告[R].
- 华仁民,陈培荣,张文兰,陆建军. 2005. 论华南地区中生代3次大规模成矿作用[J]. 矿床地质,24(2):99-107.
- 黄革非. 1999. 湖南地区“黄沙坪式”铅锌矿床地质特征及找矿方向[J]. 湖南地质,18(2-3):84-115.
- 黄崇轲. 1997. 南岭银矿[M]. 北京:地质出版社. 171-187.
- 蒋少涌,赵葵东,姜耀辉,戴宝章. 2008. 十杭带湘南-桂北段中生代 A 型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论[J]. 高校地质学报,14(4):496-509.
- 雷泽恒,陈富文,陈郑辉,许以明,龚述清,李华芹,梅玉萍,屈文俊,王登红. 2010. 黄沙坪铅锌多金属矿成矿年龄测定及地质意义[J]. 地球学报,31(4):532-540.
- 冷成彪,张兴春,陈衍景,王守旭,苟体忠,陈 伟. 2007. 中国斑岩铜矿与埃达克(质)岩关系探讨[J]. 地学前缘,14(5):199-210.
- 李石锦. 1997. 湖南黄沙坪铅锌矿多金属矿床构造控矿特征及成矿浅析[J]. 大地构造与成矿学,21(4):339-346.
- 李洪昌,彭国忠,杨树庄. 1985. 南岭地区铅锌矿床成矿规律[M]. 长沙:湖南科学技术出版社. 41-46.
- 李红艳,毛景文,孙亚莉,孙亚利,邹晓秋,何红萼,杜安道. 1996. 柿竹园钨多金属矿床的 Re-Os 同位素等时线年龄研究[J]. 地质论评,42(3):261-267.
- 李建中,张怡军,蔡新华,徐惠长. 2005. 湖南省黄沙坪铅锌矿区找矿潜力分析[J]. 华南地质与矿产,4:23-28.
- 李顺庭,王京彬,祝新友,王艳丽,韩 英,郭宇宁. 2011. 湖南瑶岗仙复式岩体的年代学特征. 地质与勘探[J],47(2):143-150.
- 李晓峰,Yasushi W,华仁民,毛景文. 2008. 华南地区中生代 Cu-(Mo)-W-Sn 矿床成矿作用与洋岭/转换断层俯冲[J]. 地质学报,82(5):625-640.
- 李晓峰,冯佐海,肖 荣,宋慈安,杨 锋,王翠云,康志强,毛 伟. 2012. 桂东北钨锡稀有金属矿床的成矿类型成矿时代及其地质背景[J]. 地质学报,86(11):1713-1725.
- 李裕祖. 1986. 湖南桂阳黄沙坪铅锌矿床矿物流体包裹体研究及矿床成因讨论[J]. 矿物学报,6(1):77-85.
- 梁 锦,周永章,李红中,尹缀缀,周留煜,曾长育,虞鹏鹏. 2012. 钦-杭结合带斑岩型铜矿的基本地质特征及成因分析[J]. 岩石学报,28(10):3361-3372.
- 刘悟辉. 2007. 黄沙坪铅锌多金属矿床成矿机理及其预测研究(博士论文)[D]. 导师:戴塔根,徐文忻. 长沙:中南大学. 1-159.
- 刘 旭,刘悟辉,息朝庄,戴塔根,王明艳. 2009. 湖南黄沙坪铅锌多

- 金属矿区岩浆岩地球化学特征[J]. 地质找矿论丛, 24(3):198-204.
- 刘 勇. 2011. 湘南骑田岭—道县地区燕山期花岗岩质岩浆的壳-幔相互作用研究(博士论文)[D]. 导师:李廷栋,肖庆辉. 北京:中国地质科学院. 1-286.
- 隆运清,王立发. 2011. 湖南黄沙坪铅锌矿床地质特征分析[J]. 采矿技术, 11(6):112-115.
- 路远发,马丽艳,屈文俊,梅玉萍,陈希清. 2006. 湖南宝山铜-钨多金属矿床成岩成矿的 U-Pb 和 Re-Os 同位素定年研究[J]. 岩石学报, 22(10):2483-2492.
- 马丽艳,路远发,屈文俊,付建明. 2007. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床的 Re-Os 同位素等时线年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 26(4):425-431.
- 毛景文,谢桂青,李晓峰,张长青,梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 11(1):45-55.
- 毛景文,谢桂青,郭春丽,陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10):2329-2338.
- 毛景文,谢桂青,郭春丽,袁顺达,程彦博,陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境[J]. 高校地质学报, 14(4):510-526.
- 毛景文,陈懋弘,袁顺达,郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律[J]. 地质学报, 85(5):636-658.
- 孟立峰. 2012. 华南中生代构造演化特征——来自沉积盆地的研究证据(博士论文)[D]. 导师:李正祥,陈汉林. 杭州:浙江大学. 1-145.
- 潘 卓. 2011. 湖南黄沙坪矿区南部钨钼多金属矿床地质特征/控矿因素及矿床成因(硕士论文)[D]. 导师:邵拥军,龚述清. 长沙:中南大学. 1-52.
- 彭建堂,胡瑞忠,毕献武,戴谨潼,李兆丽,李晓敏,双 燕,袁顺达,刘世荣. 2007. 湖南芙蓉锡矿床 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质, 26(3):237-248.
- 齐钊宇,张 志,祝新友,李永胜,甄世民,公凡影,巩小栋,何 鹏. 2012. 湖南黄沙坪钨钼多金属矿床矽卡岩地球化学特征及其地质意义[J]. 中国地质, 39(2):338-348.
- 祁昌实. 2006. Lu-Hf 同位素地球化学方法及其在华南古元古代变质岩和中生代花岗岩研究中的应用(博士论文)[D]. 导师:李献华. 广州:中国科学院广州地球化学研究所. 1-79.
- 全铁军,孔 华,费利东,王 高,李 欢,吴城明. 2012. 宝山花岗岩闪长斑岩的岩石成因:地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素制约[J]. 中国有色金属学报, 22(3):611-621.
- 唐红峰,赵志琦,黄荣生,韩宇捷,苏玉平. 2008. 新疆东准噶尔 A 型花岗岩的锆石 Hf 同位素初步研究[J]. 矿物学报, 28(4):335-342.
- 童潜明. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社. 114-128
- 童潜明,姜胜章,李荣清,龚茂杨,王世明,黄日明. 1986. 湖南黄沙坪铅锌矿床地质特征及成矿规律研究[J]. 湖南地质, 2:1-42.
- 童潜明. 1995. 中华人民共和国地质矿产部地质专报:矿床与矿产. 郴桂地区钨锡铅锌金银矿床成矿规律[M]. 北京:地质出版社. 1-97.
- 汪林峰,江元成,王立发,曾小石,黄仁忠. 2011. 湖南黄沙坪矿区铜矿地质特征及找矿方向[J]. 矿产勘查, 2(3):226-231.
- 王 强,赵振华,简 平,许继峰,包志伟,马金龙. 2002. 德兴花岗岩闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学[J]. 岩石学报, 20(2):315-324.
- 王育民. 1988. 湖南铅锌矿地质[M]. 北京:地质出版社. 77-103.
- 吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007a. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6):1217-1238.
- 吴福元,李献华,郑永飞,高 山. 2007b. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2):185-220.
- 伍光英. 2005. 湘东南多金属矿集区燕山期花岗岩类及其大规模成矿作用(博士论文)[D]. 导师:侯增谦. 北京:中国地质大学(北京). 1-218.
- 息朝庄,戴塔根,刘悟辉. 2009. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床铅、硫同位素地球化学特征[J]. 地球学报, 30(1):89-94.
- 许以明,龚述清,江元成,雷泽恒,李玉生. 2007. 湖南黄沙坪铅锌矿深边部找矿前景分析[J]. 地质与勘探, 43(1):38-43.
- 杨世义,刘娟群,张秀兰,陈长江. 1986. 湘南宝坪地区两类斑岩及其成矿作用研究[A]. 南岭地质矿产文集. 第二辑. 地质[M]. 北京:地质出版社. 157-167.
- 姚军明,华仁民,林锦富. 2005. 湘东南黄沙坪花岗岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年及岩石地球化学特征[J]. 岩石学报, 21(3):688-696.
- 姚军明,华仁民,屈文俊,戚华文,林锦富,杜安道. 2007a. 湘南黄沙坪铅锌钨钼多金属矿床辉钼矿的 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 中国科学(D辑), 37(4):471-477.
- 姚军明,华仁民. 2007b. 湘南黄沙坪矿床稀土元素及铅硫同位素特征[A]. 第八届全国矿床会议论文集[C]:624-627.
- 叶伯丹. 1986. 全国同位素地质年龄数据汇编[M]. 北京:地质出版社. 812-813.
- 叶 琳. 2009. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床的成矿构造类型与演化(硕士论文)[D]. 导师:汪劲草. 桂林:桂林理工大学. 1-59.
- 于津海,周新民,赵 蕾,蒋少涌,王娟娟,凌洪飞. 2005. 壳幔作用导致武平花岗岩形成——Sr-Nd-Hf-U-Pb 同位素证据[J]. 岩石学报, 21(3):651-664.
- 余旭辉,戴 灿,孙 涛,李洁兰. 2006. 黄沙坪铅锌多金属矿床铅锌多阶段成矿作用[A]. 见:中国地质学会矿山地质专业委员会 2006 年资源节约型矿山高层论坛. 矿产资源开发与综合利用——中国地质学会矿山地质专业委员会资源节约型矿山高层论坛会议文集[C]. 252-254.
- 袁顺达,张东亮,双 燕,杜安道,屈文俊. 2012. 湘南新田岭大型钨钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[J]. 岩石学报, 28(1):27-38.

- 张旗,王焰,潘国强,李承东,金惟俊. 2008. 花岗岩源岩问题——关于花岗岩研究的思考之四[J]. 岩石学报, 24(6): 1193-1204.
- 章荣清,陆建军,朱金初,姚远,高剑峰,陈卫锋,招湛杰. 2010. 湘南荷花坪花岗岩斑岩锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄、Hf 同位素制约及地质意义[J]. 高校地质学报, 16(4): 436-447.
- 赵葵东,蒋少涌,姜耀辉,刘敦一. 2006. 湖南骑田岭岩体芙蓉超单元的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(10): 2611-2616.
- 甄世民,祝新友,李永胜,杜泽忠,公凡影,巩小栋,齐钊宇,贾德龙,王璐琳. 2012. 湖南仙人岩与金矿床有关的二长岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素及地质意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 42(6): 1740-1756.
- 钟正春. 1996. 黄沙坪矿区岩浆岩及其控矿特征[J]. 矿产与地质, 10(56): 400-405.
- 钟正春. 2010. 黄沙坪多金属矿床成矿特征初探[J]. 矿床地质, 29(增刊): 355-356.
- 朱恩静,王建国. 1995. 湖南黄沙坪铅锌矿伴生银的赋存状态分布规律[J]. 有色金属矿产与勘查, 4(2): 89-95.
- 朱金初,张佩华,谢才富,张辉,杨策. 2006. 南岭西段花山-姑婆山侵入岩带锆石 U-Pb 年龄格架及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(9): 2070-2078.
- 朱金初,陈骏,王汝成,陆建军,谢磊. 2008. 南岭中西段燕山早期北东向含锡钨 A 型花岗岩带[J]. 高校地质学报, 14(4): 474-484.
- 朱金初,王汝成,陆建军,张文兰. 2010. 关于南岭中生代花岗岩侵位年龄与锆石 U-Pb 年龄的时差问题: 与章邦桐教授等讨论[J]. 高校地质学报, 16(1): 119-123.
- 朱金初,王汝成,陆建军,张辉,张文兰,谢磊,章荣清. 2011. 湘南癞子岭花岗岩体分异演化和成岩成矿[J]. 高校地质学报, 17(3): 381-392.
- 祝新友,王京彬,张志,王艳丽,江元成. 2010. 湖南黄沙坪铅锌矿 NNW 向构造的识别及其找矿意义[J]. 地质与勘探, 46(4): 609-615.
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of mantle-crust system[J]. Earth and Planetary Science Letters, 148: 243-258.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Evidence from Nd and Sr isotopic compositions of rocks[J]. Tectonophysics, 284: 101-133.
- Cherniak D J and Watson E B. 2000. Pb diffusion in zircon[J]. Chemical Geology, 172(1-2): 5-24.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z and Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale[J]. Journal of the Geological Society, 149(2): 171-184.
- Gilder S A, Gill J, Coe R S, Zhao X, Liu Z W, Wang G X, Yuan K Y, Liu W L, Kuang G D and Wu H R. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China[J]. Journal of Geophysical Research, 101(B7): 16137-16154.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, Achterbergh E, O'Reilly S Y and Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64(1): 133-147.
- Guo C L, Chen Y C, Zeng Z L and Lou F S. 2012. Petrogenesis of the Xihuashan granites in southeastern China: Constraints from geochemistry and in-situ analyses of zircon U-Pb-Hf-O isotopes[J]. Lithos, 148(1): 209-227.
- Harley S L and Kelly N M. 2007. Zircon tiny but timely[J]. Elements, 3(1): 13-18.
- Hawkesworth C and Kemp A. 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution[J]. Chemical Geology, 226(3-4): 144-162.
- Hu R Z and Zhou M F. 2012. Multiple Mesozoic mineralization events in South China—an introduction to the thematic issue[J]. Mineralium Deposita, 47(6): 579-588.
- Hu Z C, Gao S, Liu Y S, Hu S, Chen H and Yuan H. 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 23(8): 1093-1101.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Zhao K D and Ling H F. 2006. Petrogenesis of Late Jurassic Qianlishan granites and mafic dykes, Southeast China: Implications for a back-arc extension setting[J]. Geological Magazine, 143(4): 457-474.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, Liao S Y, Zhao K D and Ling H F. 2009. Middle to Late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan Province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting[J]. Lithos, 107(3-4): 185-204.
- Kim S W, Oh C W, Choi S G, Ryu I C and Itaya T. 2005. Ridge subduction-related Jurassic plutonism in and around the Okcheon metamorphic belt, South Korea, and implications for northeast Asian tectonics[J]. International Geology Review, 47(3): 248-269.
- Kinny P D and Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1): 327-341.
- Kinoshita O. 1995. Migration of igneous activities related to ridge subduction in Southwest Japan and the East Asian continental margin from the Mesozoic to the Paleogene[J]. Tectonophysics, 245: 25-35.
- Lee J K W, Williams I S and Ellis D J. 1997. Pb, U and Th diffusion in natural zircon[J]. Nature, 390(13): 159-162.
- Li X H, Liu D, Sun M, Li W X, Liang X R and Liu Y. 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China[J]. Geological Magazine, 141(2): 225-231.
- Li X H, Li W X, Wang X C, Li Q L, Liu Y and Tang G Q. 2009. Role of mantle-derived magma in genesis of early Yanshanian granites in the Nanling Range, South China: in situ zircon Hf-O isotopic con-

- straints[J]. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1262-1278.
- Li Z L, Hu R Z, Yang J S, Peng J T, Li X M and Bi X W. 2007. He, Pb and S isotopic constraints on the relationship between the A-type Qitianling granite and the Furong tin deposit, Hunan Province, China [J]. *Lithos*, 97: 161-173.
- Li Z X and 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[J]. *Geology*, 35(2): 179-182.
- Li Z X, Li X H, Chung S L, Lo C H, Xu X S and Li W X. 2012. Magmatic switch-on and switch-off along the South China continental margin since the Permian: Transition from an Andean-type to a Western Pacific-type plate boundary[J]. *Tectonophysics*, 532-535: 271-290.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-north China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in Zircons from Mantle Xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 537-571.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546.
- Ludwig K. 2003. A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. *Isoplot*, 3: 1-70.
- Oh C W. 2006. A new concept on tectonic correlation between Korea, China and Japan: Histories from the late Proterozoic to Cretaceous [J]. *Gondwana Research*, 9:47-61.
- Peng J T, Zhou M F, Hu R Z, Shen N P, Yuan S D, Bi X W, Du A D and Qu W J. 2006. Precise molybdenite Re-Os and mica Ar-Ar dating of the Mesozoic Yaogangxian tungsten deposit, central Nanling district, South China[J]. *Mineralium Deposita*, 41: 661-669.
- Ree J H, Kwon S H and Park Y. 2001. Pre-tectonic and post-tectonic emplacements of the granitoids in the south central Okchon belt, South Korea: Implications for the timing of strike-slip shearing and thrusting[J]. *Tectonics*, 20(6):850-867.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental Crust [A]. In: Rudnick R L, ed. *Treatise on geochemistry*[C]. Volume 3. Elsevier. 1-64.
- Sangon H, Kwon S T and Ree J H. 2005. Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication[J]. *Tectonics*, 24: 1-18.
- Shu X J, Wang X L, Sun T, Xu X S and Dai M N. 2012. Trace elements, U-Pb ages and Hf isotopes of zircons from Mesozoic granites in the western Nanling Range, South China; Implications for petrogenesis and W-Sn mineralization[J]. *Lithos*, 127: 468-482.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219: 311-324.
- Sun W D, Ling M X, Yang X Y, Fan W M, Ding X, Liang H Y. 2010. Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: An overview[J]. *Sci China Earth Sci*, 53:475-484.
- Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E and Nutman A P. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes[J]. *Nature*, 379(15): 624-627.
- Vervoort J D, Patchett P J, Blichert-Toft J and Albarède. 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1-2): 79-99.
- Wang Y J, Fan W M and Guo F. 2003a. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Geochemical Journal*, 37: 427-448.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F, Peng T P and Li C W. 2003b. Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks[J]. *International Geology Review*, 45: 263-286.
- Wei D F, Bao Z Y, Fu J M and Cai M H. 2007. Diagenetic and mineralization age of the Hehuaping tin-polymetallic orefield, Hunan Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(2): 244-252.
- Zhang R Q, Lu J J, Zhu J C, Wang R C, Chen J and Gao J F. 2011. Re-Os and U-Pb geochronology of large Xintianling skarn-type scheelite deposit, Nanling Range, China [C]. 11th SGA Biennial Meeting, 142-144.
- Zhao K D, Jiang S Y, Zhu J C, Li L, Dai Z, Jiang Y H and Ling H F. 2010. Hf isotopic composition of zircons from the Huashan-Guposhan intrusive complex and their mafic enclaves in northeastern Guangxi: Implication for petrogenesis[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55: 509-519.
- Zhao K D, Jiang S Y, Yang S Y, Dai B Z and Lu J J. 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China [J]. *Gondwana Research*, 22: 310-324.
- Zhou X, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution[J]. *Episodes*, 29(1):26-33.
- Zhu J C, Wang R C, Zhang P H, Xie C F, Zhang W L, Zhao K D, Xie L, Yang C, Che X D, Yu A P and Wang L B. 2009. Zircon U-Pb geochronological framework of Qitianling granite batholith, middle part of Nanling Range, South China[J]. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1279-1294.