南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的成因差异: 以湘南铜山岭和魏家矿床为例

黄旭栋^{1,2}, 陆建军^{1*}, Stanislas SIZARET², 王汝成¹, 马东升¹, 章荣清³, 赵旭¹, 吴劲薇¹

1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023;

2. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327-CNRS/Université d'Orléans/BRGM, Orléans 45071, France;

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

* 通讯作者, E-mail: lujj@nju.edu.cn

收稿日期: 2016-11-29; 接受日期: 2017-04-14; 网络版发表日期: 2017-05-12

国家自然科学基金项目(批准号: 41273053)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB416702)和国家留学基金中法“蔡元培”交流合作项目资助

摘要 南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的矿物学和地球化学特征截然不同。含铜铅锌花岗岩主要为准铝质含角闪石的花岗闪长岩, 具有较高的 $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 比值、 LREE/HREE 比值和 δEu 值, 较低的 Rb/Sr 比值, Ba 、 Sr 、 P 、 Ti 轻微亏损, 分异演化程度较低。含钨花岗岩为高分异演化的过铝质花岗岩, 其 $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 比值、 LREE/HREE 比值和 δEu 值较低, Rb/Sr 比值较高, Ba 、 Sr 、 P 、 Ti 强烈亏损。含铜铅锌花岗岩主要形成于155.2~167.0Ma, 峰值为160.6Ma, 含钨花岗岩主要形成于151.1~161.8Ma, 峰值为155.5Ma, 两者存在约5Ma的时差。在湘南铜山岭含铜铅锌和魏家含钨花岗岩系统研究基础上, 结合南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的对比, 提出了两类含矿花岗岩的成因模式。古太平洋板块俯冲导致软流圈上涌和玄武质岩浆底侵。底侵玄武质岩浆加热促使下地壳镁铁质角闪岩相基底首先发生部分熔融, 形成与铜铅锌矿化有关的花岗闪长质岩浆。随着玄武质岩浆底侵, 中-上地壳富白云母变质沉积基底发生部分熔融, 形成与钨矿化有关的花岗质岩浆。花岗岩源区成分的差异导致花岗岩成矿专属性不同, 源区部分熔融的时间先后导致了含铜铅锌与含钨花岗岩之间存在5Ma左右的时差。

关键词 含铜铅锌花岗岩, 含钨花岗岩, 岩石成因, 中-晚侏罗世, 南岭

1 引言

南岭地区以广泛发育多时代花岗质岩浆活动(早古生代、三叠纪、侏罗纪和白垩纪)和相关的多金属成矿作用(W 、 Sn 、 Nb 、 Ta 、 Cu 、 Pb 和 Zn 等)闻名于

世(图1), 具有悠久的历史。相对于早古生代、三叠纪和白垩纪, 侏罗纪花岗岩和相关矿床在南岭地区占主要地位(陈骏等, 2014; 李晓峰等, 2013; Mao等, 2013)。根据成矿元素组合、岩相学和地球化学特征, 南岭地区侏罗纪含矿花岗岩可以分为含钨、含锡、含

中文引用格式: 黄旭栋, 陆建军, Sizaret S, 王汝成, 马东升, 章荣清, 赵旭, 吴劲薇. 2017. 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的成因差异: 以湘南铜山岭和魏家矿床为例. 中国科学: 地球科学, 47: 766-782, doi: [10.1360/N072016-00234](https://doi.org/10.1360/N072016-00234)
英文引用格式: Huang X D, Lu J J, Sizaret S, Wang R C, Ma D S, Zhang R Q, Zhao X, Wu J W. 2017. Petrogenetic differences between the Middle-Late Jurassic Cu-Pb-Zn-bearing and W-bearing granites in the Nanling Range, South China: A case study of the Tongshanling and Weijia deposits in southern Hunan Province. Science China Earth Sciences, 60: 1220-1236, doi: [10.1007/s11430-016-9044-5](https://doi.org/10.1007/s11430-016-9044-5)

图 1 南岭多时代花岗岩和相关矿床分布图

据陈骏等(2008, 2014)

铌钽和含铜铅锌花岗岩四类。含钨花岗岩主要为壳源S型二云母、白云母和黑云母花岗岩,而锡矿化主要和铝质A型(A₂型)黑云母花岗岩有关(蒋少涌等, 2008; 朱金初等, 2008; 陈骏等, 2014)。含铌钽花岗岩多为高度分异演化的钠长石花岗岩(陈骏等, 2008)。铜铅锌矿化主要和含角闪石的准铝质钙碱性花岗闪长岩有关(Wang等, 2003a; 李晓峰等, 2013)。不同花岗岩具有明显不同的成矿专属性。对不同类型的含矿花岗岩进行对比研究,不但可以揭示花岗岩成矿专属性的控制机理,而且对找矿工作也具有重要启示。

南岭地区侏罗纪含铜铅锌与含钨花岗岩无论在岩相学还是地球化学特征上都存在显著差异,其产生差异的机制尚不清楚。前人对两类花岗岩已做了大量研究。一般认为含钨花岗岩主要来自古老变质沉积基底的部分熔融(张文兰, 2004; 陈骏等, 2014; 董少花等, 2014; 章荣清, 2014),但含铜铅锌花岗岩的成因尚有很大争议。Wang等(2003a)认为湘东南地区闪长岩-花岗闪长岩的物源主要为亏损地幔部分熔融形成的玄武岩,并混入了古老的地壳物质。Jiang等(2009)认为

铜山岭花岗闪长斑岩源自变质沉积基底的部分熔融,并混入了幔源玄武质岩浆。Yang等(2016)指出水口山花岗闪长岩来自于中下地壳镁铁质岩石的角闪石脱水熔融。南岭地区侏罗纪含铜铅锌与含钨花岗岩虽然都集中于中-晚侏罗世(165~150Ma),但含钨花岗岩(约155Ma)稍晚于含铜铅锌花岗岩(约160Ma),时差的存在该如何解释。两类含矿花岗岩是否同一母岩浆在不同演化阶段先后结晶的产物。这些问题有待进一步研究。

本文在研究湘南铜山岭-魏家地区岩浆活动的基础上,结合南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌花岗岩(水口山、宝山、黄沙坪、铜山岭和大宝山等)和含钨花岗岩(瑶岗仙、新田岭、邓阜仙、西华山、木梓园、漂塘和大吉山等)的对比,归纳了两类含矿花岗岩的主要特征与区别,提出了不同含矿花岗岩的成因模式。

2 铜山岭-魏家地区地质概况

铜山岭-魏家地区位于南岭成矿带西段,在构造背景上属于扬子板块和华夏板块的接合带(图1)。区域

地层以泥盆系和石炭系为主, 岩性主要为灰岩、泥质灰岩、白云质灰岩和白云岩, 构造格架总体呈南北向(图2)。

铜山岭花岗闪长斑岩和魏家花岗斑岩为区内主要的岩浆岩(图2), 分别与铜铅锌和钨矿化有关。铜山岭花岗闪长斑岩呈岩株状侵位, 地表出露面积12km²。魏家花岗斑岩位于铜山岭岩体北东方向15km处, 由多个小岩体或岩脉、岩枝组成, 总出露面积1.3km²。在铜山岭岩体北东面亦有花岗斑岩群产出(图2), 矿区坑道内可见其切穿花岗闪长斑岩和矽卡岩。本区域出露的基性岩主要有道县虎子岩高镁玄武岩(约150Ma, Li等, 2004)和江永回龙圩煌斑岩(约170Ma, Wang等, 2003b)(图2)。

区内主要矿床为铜山岭铜铅锌矿和魏家钨矿(图2)。铜山岭铜铅锌矿主要产于铜山岭花岗闪长斑岩北东部隐伏接触带及其外围地层中, 为典型的矽卡岩矿床。根据矿化特征, 由接触带向外, 矿化类型可以分为近矽卡岩型、硫化物-石英脉型和远矽卡岩型。近矽卡岩可以进一步分为内矽卡岩和外矽卡岩。内矽卡岩呈团状或不规则状, 由石榴子石和辉石组成, 分带不明显。外矽卡岩呈脉状产于棋梓桥组灰岩中, 分带明显, 脉壁为硅灰石, 内部为石榴子石和辉石。硫化物-石英脉主要受矿区断裂控制, 主体走向呈北西西-北西, 倾向北北东, 倾角30°~50°, 脉体厚度一般为0.3~1.5m。远矽卡岩呈似层状产于上泥盆统锡矿山组泥质灰岩中, 单个矿体厚度可达3m以上, 顶底板多为硅化灰岩。矿

图2 湖南铜山岭-魏家地区地质图

① 铜山岭铜铅锌矿; ② 江永铅锌银矿; ③ 玉龙钨矿; ④ 魏家钨矿。T₃: 砾岩、泥质灰岩、页岩; P₁: 灰岩; C_{2ht}: 白云岩; C_{1d}: 灰岩、页岩; C_{1y}: 灰岩、白云质灰岩、泥灰岩; D_{3x}: 泥质灰岩、灰岩、白云质灰岩; D_{3s}: 灰岩、白云质灰岩; D_{2q}: 灰岩、白云质灰岩、白云岩; D_{2t}: 粉砂岩、石英砂岩、页岩; D₁: 石英砂岩、粉砂岩、砾岩; O₃: 变质砂岩、板岩。据湖南省地质局区域地质测量队(1975a^[1], 1975b^[2])。

1) 湖南省地质局区域地质测量队. 1975a. 中华人民共和国地质图(比例尺1:200000)道县幅(G-49-X X II)

2) 湖南省地质局区域地质测量队. 1975b. 中华人民共和国地质图(比例尺1:200000)江永幅(G-49-X X VIII)

石矿物主要为黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿和磁黄铁矿等。魏家钨矿是近年来发现的一个超大型矽卡岩白钨矿, WO_3 资源量达30万吨(据湖南省有色地质勘查局一总队, 2014³⁾; 湖南省地质矿产勘查开发局四一八队, 2016⁴⁾), 主要由浅部的钙质矽卡岩矿体和深部的镁质矽卡岩矿体组成。钙质矽卡岩矿体总体沿魏家花岗斑岩和棋梓桥组上段灰岩的接触带展布, 厚度14~46m, 平均品位约0.24%。镁质矽卡岩矿体呈似层状产于棋梓桥组中段白云岩和白云质灰岩中, 产状与地层一致, 走向北北西, 以10°~35°倾角向西南往下延伸, 厚度85~182m, 平均品位约0.18%。

3 花岗岩岩相学

3.1 铜山岭花岗闪长斑岩

铜山岭花岗闪长斑岩具有斑状结构(图3a~c), 斑晶粒度为1~5cm, 局部斜长石巨晶可达10cm。基质为中细粒花岗结构。矿物成分主要为斜长石(45vol%)、钾长石(22vol%)、石英(20vol%)、黑云母(10vol%)和角闪石(3vol%)。副矿物为磷灰石、锆石、榍石、褐帘石、金红石、硫化物和钛铁氧化物等。钛铁氧化物以磁铁矿为主。斜长石常见环带结构, 牌号21~48, 偶见绢云母化的富钙质核。个别钾长石斑晶边缘可见由石英构成的“珠边”结构(图3a), 珠边石英粒径为200~500 μm 。黑云母呈褐色, 包裹磷灰石和锆石等矿物。角闪石为绿色的普通角闪石, 常见磷灰石等矿物包裹体(图3b), 局部呈聚斑状结构(图3c)。磷灰石呈短柱状。磁铁矿可与褐帘石共生或包裹于褐帘石中(图4a和b)。黑云母中的磁铁矿可包含黄铁矿(图4c)。

3.2 闪长质暗色包体

铜山岭花岗闪长斑岩中常见闪长质暗色包体。包体形态多为椭球状, 大小从几厘米到几十厘米不一。包体与寄主岩之间未见明显的淬冷边。包体一般为细粒结构, 少数含有斜长石斑晶, 斜长石斑晶多具有反应边结构(图3d)。暗色包体具有与花岗闪长斑岩一致的矿物组合, 但暗色矿物比例可达50vol%左右。角闪

石和黑云母相对含量变化很大, 角闪石一般多于黑云母(图3e), 个别包体暗色矿物以黑云母为主(图3f)。角闪石多见聚斑状结构(图3g)。斜长石环带结构发育, 牌号22~45, 多有绢云母化的富钙质核。磷灰石呈针状、长柱状(图3h)。

3.3 铜山岭花岗斑岩

铜山岭花岗斑岩呈斑状结构(图3i), 斑晶主要为斜长石(35vol%)、钾长石(30vol%)、石英(30vol%)和黑云母(5vol%), 粒度0.2~3mm。基质呈细粒-霏细结构(图3i)。副矿物有锆石和磷灰石等。石英斑晶可见港湾状熔蚀结构。黑云母呈浅褐色, 常包裹磷灰石等副矿物。

3.4 魏家花岗斑岩

魏家花岗斑岩地表露头呈浅红色或灰白色, 具有斑状结构。斑晶占30~50vol%, 主要为石英、钾长石、钠长石和少量黑云母, 粒径0.5~5mm, 个别颗粒可达1cm以上。基质呈细粒-霏细结构(图3j和k), 含有少量白云母。石英斑晶常呈六方双锥状, 且多具熔蚀结构(图3j)。少量钾长石斑晶边缘可见微粒状石英分布, 呈“珠边”结构(图3k), 珠边石英粒径为10~100 μm 且由内向外粒度变大。显微文象结构(图3l)在钾长石中时有发育。副矿物为锆石、钼矿、磷钼矿、独居石(图4d~f)、铌铁矿、铌钽矿、褐钨铌矿、白钨矿、氟碳钙铈矿和钛铁矿等。

4 样品采集和分析方法

铜山岭花岗闪长斑岩、闪长质暗色包体、铜山岭花岗斑岩和魏家花岗斑岩的样品采自岩体地表露头和矿区坑道。

锆石分选采用重砂和电磁方法, 在双目镜下挑选晶形和透明度好的锆石颗粒用环氧树脂制靶, 然后研磨抛光。阴极发光(CL)图像在北京铅年领航科技有限公司用配备Gatan Mini-CL探头的JEOL JSM-6510扫描电镜拍摄。全岩微量元素、稀土元素、Sr-Nd同位素、锆石U-Pb定年和Hf同位素分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。

3) 湖南省有色地质勘查局一总队. 2014. 湖南省道县审章塘矿区钨多金属矿详查矿床工业指标建议书. 内部资料

4) 湖南省地质矿产勘查开发局四一八队. 2016. 湖南省铜山岭-祥霖铺钨锡铜多金属矿评价报告. 内部资料

图3 铜山岭-魏家地区花岗岩岩相学显微照片

(a)~(c) 铜山岭花岗闪长斑岩; (d)~(h) 闪长质暗色包体; (i) 铜山岭花岗斑岩; (j)~(l) 魏家花岗斑岩。(a) 钾长石斑晶的“珠边”结构, 珠边石英粒径为200~500 μm , 正交偏光; (b) 单颗粒角闪石, 包裹短柱状磷灰石, 单偏光; (c) 聚斑状角闪石, 单偏光; (d) 斜长石斑晶的反应边结构, 正交偏光; (e) 暗色矿物以角闪石为主, 单偏光; (f) 暗色矿物以黑云母为主, 单偏光; (g) 聚斑状角闪石, 单偏光; (h) 针状、长柱状磷灰石, 单偏光; (i) 斑状结构, 基质呈霏细结构, 正交偏光; (j) 石英斑晶呈六方双锥状且具熔蚀结构, 正交偏光; (k) 钾长石斑晶的“珠边”结构, 珠边石英粒径为10~100 μm 且由内向外粒度变大, 正交偏光; (l) 显微文象结构, 正交偏光。Qz: 石英; Kfs: 钾长石; Pl: 斜长石; Amp: 角闪石; Bt: 黑云母; Ap: 磷灰石

用于锆石U-Pb定年的仪器为配备New Wave UP213固体激光剥蚀系统的Agilent 7500a ICP-MS。仪器工作参数为: 束斑直径25 μm , 激光脉冲频率5Hz, 能量10~20J cm^{-2} , 剥蚀时间60s, 背景测量时间40s。锆石Hf同位素分析利用Neptune Plus MC-ICP-MS进行, 其激光剥蚀系统为New Wave UP193FX。仪器工作参数为: 束斑直径35 μm , 激光脉冲频率10Hz, 剥蚀时间60s, 信号采集

次数200次。具体分析流程和数据处理方法同张怀峰等(2014)。

粉末样品在Teflon溶样罐中用HF和HNO₃的混合液溶解后用于微量元素、稀土元素和Sr-Nd同位素分析。微量元素和稀土元素利用Finnigan MAT Element II HR-ICP-MS测定, 具体分析条件和流程见高剑锋等(2003), 分析精度绝大多数优于5%。采用阳离子交换

图4 铜山岭花岗闪长斑岩和魏家花岗斑岩副矿物背散射电子图像

(a)~(c) 铜山岭花岗闪长斑岩; (d)~(f) 魏家花岗斑岩. (a) 磁铁矿和褐帘石共生; (b) 褐帘石中包裹磁铁矿和磷灰石; (c) 黑云母中的磁铁矿包裹黄铁矿; (d) 锆石、钍石和独居石共生; (e) 锆石、钍石和磷钇矿共生; (f) 独居石和磷钇矿共生. Mag: 磁铁矿; Aln: 褐帘石; Ap: 磷灰石; Py: 黄铁矿; Bt: 黑云母; Zrn: 锆石; Thr: 钍石; Mnz: 独居石; Xtm: 磷钇矿

树脂分离提纯Sr和Nd, 具体方法见濮巍等(2005). Sr、Nd同位素比值利用Neptune Plus MC-ICP-MS测定, 质量分馏校正和数据处理过程中相关参数的采用同谢银财等(2013)和张怀峰等(2014).

全岩主量元素分析在核工业230研究所分析测试中心用湿化学法完成, 分析精度优于5%. 具体的分析流程见国家标准GB/T 14506.3-2010~GB/T 14506.14-2010.

5 分析结果

5.1 锆石U-Pb年龄

铜山岭-魏家地区花岗岩的锆石呈无色透明至浅褐色半透明, 形态为自形到半自形的锥柱状, 其CL图像具有明显的振荡环带(图5). 锆石U-Pb同位素分析结果见网络版附表1(<http://earthcn.scichina.com>, 下同). 铜山岭花岗闪长斑岩岩浆锆石的加权平均年龄为 $(162.5 \pm 1.0)\text{Ma}$ (图6a), 代表其形成年龄. 闪长质暗色包体的岩浆锆石通常由CL图像亮的核部和CL图像暗的边部组成, 边部相对于核部具有较高的Th、U含量, 两者具有一致的U-Pb年龄(图5b), 其加权平均值为 $(160.6 \pm 1.4)\text{Ma}$ (图6b). 铜山岭花岗斑岩岩浆锆石的U-Pb年龄加权平均值为 $(158.8 \pm 1.2)\text{Ma}$ (图6c), 稍晚于

图5 铜山岭-魏家地区花岗岩锆石CL图像

小圈和大圈分别表示U-Pb同位素和Hf同位素分析点位, 数字表示U-Pb年龄和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值

图6 铜山岭-魏家地区花岗岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图

花岗闪长斑岩。魏家花岗斑岩的锆石可以分为两类：一类锆石CL图像明亮(图5d)，透明度好且没有裂纹；另一类锆石CL图像呈黑色(图5d)，多有裂纹，呈半透明状。由于黑色锆石可能发生了蛻晶化作用，本文选取CL图像明亮的锆石进行分析，其U-Pb年龄变化于157~160Ma，加权平均值为 $(158.3\pm 2.2)\text{Ma}$ (图6d)。铜山岭-魏家地区花岗岩的岩浆锆石普遍含有古老的继承核，锆石核的形态多为浑圆状(图5)，U-Pb年龄主要集中于800~1200和2350~2500Ma(网络版附表1)。

5.2 锆石Hf同位素

锆石Hf同位素分析结果见网络版附表2。铜山岭花岗闪长斑岩和闪长质暗色包体具有一致的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(分别为-11.6~-6.3和-9.3~-6.9)和Hf模式年龄(分别为1.60~1.94和1.64~1.79Ga)(图7a~d)。铜山岭花岗斑岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和 $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})$ 值变化范围相对较

大(图7e和f)，分别为-16.1~-0.2和1.22~2.22Ga。魏家花岗斑岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和Hf模式年龄分别变化于-4.6~-1.7和1.31~1.50Ga(图7g和h)。铜山岭-魏家地区花岗岩中年龄为800~1200Ma的继承锆石核的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值主要变化于-0.4~6.9，多数在2.3以上， $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})$ 值主要变化于1.18~1.55Ga；年龄为2350~2500Ma的继承锆石核的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为5.9~8.7， $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})$ 值为2.44~2.53Ga。

5.3 全岩主量元素

铜山岭-魏家地区花岗岩全岩主量元素、微量和稀土元素以及Sr-Nd同位素的分析结果见网络版附表3，主要地球化学指标如表1所示。在TAS图解(图8a)中，铜山岭花岗闪长斑岩落于花岗闪长岩区域，暗色包体主要落于二长闪长岩-闪长岩区域，铜山岭花岗斑岩和魏家花岗斑岩都落于花岗岩区域。铜山岭花岗闪长斑岩和闪长质暗色包体属于准铝质的钙碱性系列岩石，

图7 铜山岭-魏家地区花岗岩锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和模式年龄 $T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Hf})(\text{Ga})$ 频率分布直方图

南岭中-晚侏罗世含铜铅锌花岗岩的锆石Hf同位素数据来自谢银财等(2013)、左昌虎等(2014)、Zhao等(2016)和本课题组未发表数据; 南岭晚侏罗世含钨花岗岩的锆石Hf同位素数据来自陈骏等(2014)

而铜山岭花岗斑岩和魏家花岗斑岩属于过铝质的碱性系列花岗岩(图8b和c). 在ACF图解(图8d)中, 铜山岭

花岗闪长斑岩和暗色包体落于I型花岗岩区域, 而铜山岭花岗斑岩和魏家花岗斑岩落于S型花岗岩区域.

表 1 铜山岭-魏家地区花岗岩主要地球化学特征^{a)}

地球化学指标	铜山岭花岗闪长斑岩	闪长质暗色包体	铜山岭花岗斑岩	魏家花岗斑岩
SiO ₂ (wt.%)	63.71~70.09	53.38~59.35	71.35~74.34	73.86~76.73
CaO/(Na ₂ O+K ₂ O)	0.32~0.60	0.70~1.22	0.09~0.31	0.01~0.09
Mg/(Mg+Fe)	0.42~0.48	0.42~0.47	0.31~0.41	0.04~0.32
ASI	0.91~1.03	0.83~0.94	0.97~1.17	1.00~1.18
DI	68~80	42~58	83~90	94~97
Rb/Sr	0.5~1.3	0.5~0.9	0.5~1.2	10.3~21.6
Zr/Hf	30.6~34.5	28.8~32.9	27.4~32.8	14.0~16.9
δEu	0.64~0.97	0.37~0.73	0.73~0.83	0.03~0.05
ΣREE(ppm)	82~111	107~202	124~158	55~100
LREE/HREE	6.0~7.7	2.9~7.3	13.4~15.9	1.8~3.4
HFSE(ppm)	184~241	219~275	228~261	142~179
T _{Zr} (°C)	747~770	702~764	763~784	718~741
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.708955~0.710682	0.710023~0.711200	0.707011~0.708124	
ε _{Nd} (<i>t</i>) 值	-6.9~-4.2	-6.7~-5.2	-2.8~-2.1	-5.4~-4.5
T _{DM} ^C (Dd)(Ga)	1.29~1.51	1.38~1.49	1.12~1.18	1.32~1.39
锆石 ε _{Hf} (<i>t</i>) 值	-11.6~-6.3	-9.3~-6.9	-16.1~-0.2	-4.6~-1.7
锆石 T _{DM} ^C (Hf)(Ga)	1.60~1.94	1.64~1.79	1.22~2.22	1.31~1.50

a) ASI: 铝饱和指数, $n(\text{Al}_2\text{O}_3)/n(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; DI: 分异指数, CIPW标准矿物Q、Or、Ab、Ne、Lc和Kp的总和; δEu: $2\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N+\text{Gd}_N)$; HFSE: 高场强元素(Zr+Nb+Ce+Y); T_{Zr}: 锆饱和温度, 据Miller等(2003)

5.4 全岩微量和稀土元素

铜山岭花岗闪长斑岩具有较低的Rb/Sr比值和较高的Zr/Hf比值, 微量元素蛛网图上Ba、Nb、P、Ti轻微亏损(图9a), 稀土元素配分曲线呈右倾斜状, Eu负异常不明显(图9b). 相对于花岗闪长斑岩, 闪长质暗色包体的ΣREE含量明显偏高, Sr、Eu亏损较明显(图9c和d). 铜山岭花岗斑岩具有与铜山岭花岗闪长斑岩相近的Rb/Sr比值和Zr/Hf比值, 微量元素蛛网图上Ba、Sr、P、Ti亏损较明显(图9e), LREE/HREE比值达13.4~15.9, Eu负异常不明显(图9f), HFSE含量较高. 魏家花岗斑岩具有较高的Rb/Sr比值和较低的Zr/Hf比值, ΣREE和HFSE含量较低, Ba、Sr、P、Ti强烈亏损, Nd呈明显的正异常(图9g), 稀土元素配分曲线平缓, Eu亏损强烈(图9h).

5.5 全岩Sr-Nd同位素

铜山岭花岗闪长斑岩和闪长质暗色包体的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值分别为0.708955~0.710682和0.710023~

0.711200, ε_{Nd}(*t*) 值分别为-6.9~-4.2和-6.7~-5.2, 相应的Nd模式年龄T_{DM}^C(Nd)为1.29~1.51和1.38~1.49Ga. 铜山岭花岗斑岩具有较低的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值(0.707011~0.708124), 较高的ε_{Nd}(*t*)值(-2.8~-2.1)(图10a)和较年轻的Nd模式年龄(1.12~1.18Ga). 由于魏家花岗斑岩的Rb/Sr比值太高, Rb很难彻底分离, 未能分析其Sr同位素组成. 其ε_{Nd}(*t*)值为-5.4~-4.5, 落于南岭前寒武纪变质沉积基底演化域上方(图10b), Nd模式年龄为1.32~1.39Ga.

6 讨论

6.1 花岗岩形成时间

王岳军等(2001)用单颗粒锆石法获得的铜山岭花岗闪长斑岩U-Pb年龄为(178.9±1.7)Ma. 魏道芳等(2007)和Jiang等(2009)发表的SHRIMP锆石U-Pb年龄分别为(149±4)和(163.6±2.1)Ma. Zhao等(2016)测得的LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为(160.7±0.5)、(160.5±0.9)

图8 铜山岭-魏家地区花岗岩主量元素图解

(a) TAS[(Na₂O+K₂O)(wt.%)–SiO₂(wt.%)]分类图解, 据Middlemost(1994); (b) SiO₂(wt.%)–A.R.图解, 据Wright(1969); (c) ANK–ACNK图解; (d) ACF图解, 据Hine等(1978). 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌花岗岩的岩石地球化学数据来自Wang等(2003a)、Jiang等(2009)、谢银财等(2013)、左昌虎等(2014)、Zhao等(2016)和本课题组未发表数据; 南岭晚侏罗世含钨花岗岩的岩石地球化学数据来自张文兰(2004)、章荣清(2014)、Zhao等(2016)和本课题组未发表数据

和(159.7±0.8)Ma. 本文获得的铜山岭花岗闪长斑岩和暗色包体的锆石U–Pb年龄分别为(162.5±1.0)和(160.6±1.4)Ma(图6a和b), 两者一致, 与Jiang等(2009)和Zhao等(2016)发表的年龄吻合. 本文获得的魏家花岗斑岩的锆石U–Pb年龄为(158.3±2.2)Ma(图6d), 与赵盼捞等(2016)发表的年龄(157.8±0.9)Ma一致. 铜山岭花岗斑岩的锆石U–Pb年龄为(158.8±1.2)Ma(图6c). 以上讨论可以得出铜山岭花岗闪长斑岩的结晶年龄为160~164Ma, 魏家花岗斑岩和铜山岭花岗斑岩的结晶年龄分别为158左右和158.8Ma, 稍晚于铜山岭花岗闪长斑岩. Huang和Lu(2014)、Zhao等(2016)分别利用辉钼矿Re–Os定年限定了铜山岭铜铅锌矿和魏家钨矿的成矿年龄为(161.8±1.7)和(159.0±5.6)Ma, 两者分别与铜山岭花岗闪长斑岩和魏家花岗斑岩的锆石U–Pb年龄一致, 说明

铜山岭-魏家地区的铜铅锌和钨成矿作用与花岗岩密切相关.

6.2 分异演化程度

铜山岭花岗闪长斑岩为含角闪石的准铝质钙碱性花岗岩, 具有较低的分异指数和Rb/Sr比值以及较高的CaO/(Na₂O+K₂O)比值和δEu值(表1和图11a), Ba、Sr、P、Ti轻微亏损(图9a), 说明其分异演化程度较低. 魏家花岗斑岩属于高硅过铝质的碱性系列花岗岩, 具有极高的分异指数、低CaO/(Na₂O+K₂O)比值和高Rb/Sr比值(表1和图11a), Ba、Sr、P、Ti亏损强烈(图9g), Eu负异常非常明显(图9h), 说明魏家花岗斑岩比铜山岭花岗闪长斑岩具有更高的分异演化程度, 属于高分异演化花岗岩. 铜山岭花岗斑岩具有明显不同于铜山岭

图9 铜山岭-魏家地区花岗岩微量元素蛛网图和稀土元素配分图

用于标准化的原始地幔微量元素值据Sun和Mcdonough(1989), 球粒陨石稀土元素值据Boynton(1984). 图例和南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的数据来源同图8

含铜铅锌花岗闪长斑岩的岩石特征, 属于过铝质的碱性系列花岗岩. 此类花岗斑岩具有较低的Rb/Sr比值,

较高的Zr/Hf比值和LREE/HREE比值(表1), Eu负异常不明显(图9f), 说明其分异演化程度明显低于含钨的

图10 铜山岭-魏家地区花岗岩Sr-Nd同位素图解

(a) $\epsilon_{Nd}(t)$ -($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t图解, 南岭前寒武纪变质沉积基底范围据朱金初等(2008)和谢银财等(2013), 宁远碱性玄武岩和道县高镁玄武岩的数据来自Li等(2004)和Jiang等(2009), 回龙圩煌斑岩的数据来自Wang等(2003b); (b) $\epsilon_{Nd}(t)$ - $t(Ma)$ 图解, 南岭前寒武纪变质沉积基底演化域据孙涛等(2003). 图例和南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的数据来源同图8

图11 $CaO/(Na_2O+K_2O)$ - Rb/Sr 图解(a)、 $Mg/(Mg+Fe)$ - $SiO_2(wt. \%)$ 图解(b)、 AMF - CMF 图解(c)和 $Rb(ppm)$ -($Y+Nb$)(ppm)图解(d)

图11c据Altherr等(2000), AMF =molar $Al_2O_3/(MgO+FeO_{Total})$, CMF =molar $CaO/(MgO+FeO_{Total})$; 图11d据Pearce等(1984)和Förster等(1997). 图例和南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的数据来源同图8

魏家花岗斑岩。

6.3 岩石成因

铜山岭花岗闪长斑岩的Sr-Nd-Hf同位素组成具有典型的壳源特征(表1), 指示其主要源自地壳物质的部分熔融。普通角闪石和富角闪石闪长质暗色包体的存在, 较低的铝饱和指数和($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i比值(表1), 右倾斜型的稀土元素配分曲线以及轻微亏损的Ba、Sr、P、Ti和Eu(图9a和b)显示出I型花岗岩的特征, 在ACF图解(图8d)中铜山岭花岗闪长斑岩落于I型花岗岩的区域。较高的Mg/(Mg+Fe)比值(0.42~0.48)指示其可能为镁铁质物质部分熔融的产物。在AMF-CMF图解(图11c)中, 铜山岭花岗闪长斑岩落于变质玄武岩-英云闪长岩部分熔融的区域。以上特征说明铜山岭花岗闪长斑岩可能源自成分类似玄武岩-英云闪长岩的镁铁质下地壳的部分熔融。

闪长质暗色包体具有与花岗闪长斑岩一致的锆石U-Pb年龄和Sr-Nd-Hf同位素组成(表1; 图6、7和10), 指示两者具有相同的物质来源。暗色包体和花岗闪长斑岩中的聚斑状角闪石(图3c和g)常具有阳起石质的核(Al_2O_3 : 2.5~3.7wt.%)和普通角闪石质的边(Al_2O_3 : 4.7~8.9wt.%)。前人通过矿物化学、稀土元素和同位素等研究表明此现象为源区部分熔融残留的辉石与熔体反应的结果, 在钙碱性花岗闪长岩及其暗色包体中常见(Castro和Stephens, 1992; Sial等, 1998; Stephens, 2001; Martin, 2007)。由于闪长质和花岗闪长质岩浆中结晶的斜长石一般为中长石-更长石, 暗色包体和花岗闪长斑岩中斜长石的富钙质核(牌号大于70)可能为源区部分熔融后的残留组分。包体中的斜长石斑晶具有反应边结构(图3d), 指示其源自寄主岩浆, 包体和寄主岩浆发生了物质交换。包体中岩浆锆石的CL图像具有暗边和亮核结构(图5b), 暗边相对于亮核具有较高的Th、U含量(ThO_2+UO_2 分别为0.12~0.32wt.%和0.04~0.21wt.%)和较低的Zr/Hf比值(分别为74~86和86~110), 与花岗闪长斑岩中的岩浆锆石类似(ThO_2+UO_2 为0.01~0.44wt.%, Zr/Hf比值为68~94), 说明包体与寄主岩浆之间发生了物质交换。综上所述, 闪长质暗色包体为源区部分熔融的残留体与花岗闪长质岩浆反应的产物。

铜山岭花岗斑岩与魏家花岗斑岩的形成时间稍晚于铜山岭花岗闪长斑岩(图6c和d), 两者的Nd和锆

石Hf同位素组成类似(表1; 图7和10), 具有壳源特征。两者同属于过铝质的碱性系列花岗岩, 在ACF图解(图8d)中都落于S型花岗岩的区域。在AMF-CMF图解(图11c)中, 铜山岭花岗斑岩落于变质杂砂岩部分熔融的区域, 而魏家花岗斑岩由于分异演化程度太高没有落在图区内(AMF: 11.88~69.08, CMF: 0.23~3.14)。较低的Mg/(Mg+Fe)比值(0.04~0.32)指示魏家花岗斑岩可能为变质沉积物部分熔融的产物, 其微量元素蛛网图和稀土元素配分型式(图9g和h)与南岭地区典型的含钨S型花岗岩瑶岗仙(董少花等, 2014)等相似。所以, 铜山岭花岗斑岩与魏家花岗斑岩都是S型花岗岩, 源自中-上地壳变质沉积物的部分熔融, 魏家花岗斑岩具有较高的分异演化程度而铜山岭花岗斑岩分异演化程度较低。

6.4 南岭两类含矿花岗岩的源区特征

表2归纳了南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的主要特征。含铜铅锌花岗岩主要形成于155.2~167.0Ma, 峰值为160.6Ma; 含钨花岗岩主要形成于151.1~161.8Ma, 峰值为155.5Ma(网络版附表4; 图12)。总体上, 南岭地区两类含矿花岗岩形成于中-晚侏罗世, 但含钨花岗岩比含铜铅锌花岗岩形成晚5Ma左右。含铜铅锌花岗岩主要为含角闪石的准铝质钙碱性花岗闪长岩, 具有较低的分异演化程度(王磊, 2010; 谢银财等, 2013; Yang等, 2016); 而含钨花岗岩属于过铝质的碱性系列花岗岩, 具有高分异演化的特征(陈骏等, 2008; 董少花等, 2014)(图8、9和11a)。

南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i比值分别为0.708~0.712和0.712以上, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为-10~-2(峰值-7~-6)和-14~-7(峰值-10~-9), 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为-13~-7(峰值-11~-10)和-14~-8(峰值-13~-12), 说明两类花岗岩都是地壳物质部分熔融的产物。

南岭中-晚侏罗世含铜铅锌花岗岩具有I型花岗岩的特征, 在ACF图解(图8d)中落于I型花岗岩的区域, 在AMF-CMF图解(图11c)中落于变质玄武岩-英云闪长岩部分熔融的区域, 具有较高的Mg/(Mg+Fe)比值(图11b), 以上特征指示其源自镁铁质物质的部分熔融。此类花岗岩平均锆饱和温度为750℃(表2), 明显低于道县玄武岩中镁铁质麻粒岩相包体的形成温度840~1139℃(孔华等, 2000; Dai等, 2008), 说明其源区不是麻粒岩相基

表 2 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的主要特征^{a)}

	含铜铅锌花岗岩	含钨花岗岩
分布地区	湘南和粤北为主的南岭西段	湘南、赣南和粤北为主的南岭东段
形成时代	主要为155.2~167.0Ma(峰值160.6Ma)	主要为151.1~161.8Ma(峰值155.5Ma)
构造背景	板内伸展	板内伸展
岩石类型	具有I型花岗岩特征的花岗闪长岩	S型, 二云母、白云母和黑云母花岗岩
源区特征	主要为下地壳的镁铁质角闪岩相基底	主要为中-上地壳的富白云母变质沉积基底
暗色包体	有	无
角闪石	有	无
钛铁氧化物	磁铁矿为主	钛铁矿为主
副矿物	锆石、榍石、褐帘石等	锆石、独居石、磷钇矿、钼矿等
氧化还原性	氧化性	还原性
分异演化程度	低分异演化	高分异演化
ASI	0.8~1.0	1.0~1.2
CaO/(Na ₂ O+K ₂ O)	0.3~0.8	<0.2
Rb/Sr	<2	10~250
δEu	0.6~1.0	<0.15
ΣREE(ppm)	100~240	60~180
LREE/HREE	5~13	0.5~3
HFSE(ppm)	180~290	150~300
T _{Zr} (°C)	720~790(平均750)	690~760(平均735)
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.708~0.712	>0.712
ε _{Nd} (t) 值	主要为-10~-2(峰值-7~-6)	主要为-14~-7(峰值-10~-9)
锆石 ε _{Hf} (t) 值	主要为-13~-7(峰值-11~-10)	主要为-14~-8(峰值-13~-12)

a) 含铜铅锌花岗岩包括水口山、宝山、黄沙坪、铜山岭和大宝山等, 其中黄沙坪含矿花岗岩主要为花岗斑岩和石英斑岩; 含钨花岗岩包括瑶岗仙、新田岭、邓阜仙、魏家、西华山、木梓园、漂塘和大吉山等. 具体的数据来源见网络版附表4、图7和8的说明

底. Beard和Lofgren(1991)通过实验证明角闪岩脱水熔融可以产生水不饱和的弱过铝质-准铝质花岗闪长质熔体, 同时残留斜长石和辉石等矿物, 而水饱和状态下的部分熔融会产生富Ca, 贫Fe、Mg、Ti、K的强过铝质熔体, 残留物主要为角闪石. 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌花岗岩为富Fe、Mg和K的准铝质花岗闪长岩, 说明其主要通过角闪岩的脱水熔融形成. 道县玄武岩中麻粒岩相包体的形成压力为0.88~1.24GPa(Dai等, 2008), 对应深度为29~41km, 所以角闪岩相基底的下限为29km. Yang等(2016)估算水口山花岗闪长岩角闪岩相源区深度的上限为25km. 所以, 推测含铜铅锌花岗岩的角闪岩相源区深度为下地壳25~29km. 含铜铅锌花岗岩的锆石Hf模式年龄(1.50~2.20Ga, 峰值1.85Ga)指示其源区镁铁质岩石主要形成于古元古代. 对华夏

地块基底麻源群的角闪岩进行SHRIMP锆石U-Pb定年的结果为(1766±19)Ma(Li, 1997), 证实南岭地区确实存在古元古代的角闪岩相基底.

南岭晚侏罗世含钨花岗岩在ACF图解(图8d)中落于S型花岗岩的区域, 在Sr-Nd同位素图解(图10)中落于南岭前寒武纪变质沉积基底范围之内, 具有较低的Mg/(Mg+Fe)比值(图11b), 指示其源自变质沉积物的部分熔融. 在AMF-CMF图解(图11c)中, 含钨花岗岩主要落于变质杂砂岩部分熔融的区域, 其平均锆饱和温度为735°C(表2). 实验研究表明, 温度大于800°C时变质杂砂岩才可能部分熔融形成花岗质岩浆(Vielzeuf和Montel, 1994; Gardien等, 1995). 而在温度小于800°C的条件下, 主要造岩矿物中只有白云母可以发生大规模脱水作用(Miller等, 2003), 富含白云母的变质泥岩可

图12 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩锆石U-Pb年龄统计

数据来源见网络版附表4

以在温度小于750℃的条件下发生部分熔融形成花岗质岩浆(Thompson, 1982; Gardien等, 1995). 因此, 推测含钨花岗岩的源区可能为中-上地壳成熟度较高的富白云母变质沉积基底. 含钨花岗岩的锆石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 模式年龄(1.50~2.30Ga, 峰值为1.95Ga)指示其源区变质沉积基底主要形成于古元古代.

6.5 含铜铅锌与含钨花岗岩的成因模式

南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩在

Rb-(Y+Nb)构造环境判别图解(图11d)中落于后碰撞伸展环境, 指示两类花岗岩形成于伸展构造背景. Zhou和Li(2000)、Zhou等(2006)用古太平洋板块俯冲模式来解释华南晚中生代大规模花岗质岩浆活动的动力学机制. 古太平洋板块俯冲引起的伸展环境导致软流圈上涌和玄武质岩浆底侵, 底侵玄武质岩浆对深部地壳加热促使其发生部分熔融. 基于对南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩岩石成因和源区特征的研究, 本文提出两类含矿花岗岩的成因模式(图13). 由于伸展减压和底侵玄武质岩浆加热, 下地壳的镁铁质角闪岩相基底首先发生部分熔融, 形成与铜铅锌矿化有关的花岗闪长质岩浆. 随着玄武质岩浆底侵, 中-上地壳的富白云母变质沉积基底发生部分熔融, 形成含钨花岗质岩浆. 源区部分熔融的时间先后导致南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩之间存在5Ma左右的时差.

7 结论

铜山岭花岗闪长斑岩形成于160~164Ma, 魏家花岗斑岩形成于158Ma左右. 南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的年龄统计表明, 含铜铅锌花岗岩主要形成于160Ma左右, 而含钨花岗岩主要形成于155Ma左右, 两类含矿花岗岩存在约5Ma的时差.

南岭地区中-晚侏罗世的含铜铅锌花岗岩主要为准铝质含角闪石的花岗闪长岩, 分异演化程度较低, 具有I型花岗岩的特征, 而含钨花岗岩为高分异演化的过铝质S型花岗岩.

南岭地区中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩的对比揭示含铜铅锌花岗岩主要源自下地壳镁铁质角

图13 南岭中-晚侏罗世含铜铅锌与含钨花岗岩成因模式图

闪岩相基底的部分熔融, 而含钨花岗岩主要源自中-上地壳富白云母变质沉积基底的部分熔融. 含铜铅锌与含钨花岗岩的侵入时差是由于源区深度不同, 由玄武质岩浆底侵引发的部分熔融时间先后所致.

致谢 感谢两位匿名审稿专家提出了宝贵的修改意见. 感谢铜山岭铜铅锌矿的邢根生总工程师和周朴彩工程师、江永铅锌银矿的欧跃明副矿长、湖南省地质矿产勘查开发局四一八队的朱贤和何立斌工程师在野外工作过程中给予的便利和帮助.

参考文献

- 陈骏, 陆建军, 陈卫锋, 王汝成, 马东升, 朱金初, 张文兰, 季峻峰. 2008. 南岭地区钨锡铌钽花岗岩及其成矿作用. 高校地质学报, 14: 459–473
- 陈骏, 王汝成, 朱金初, 陆建军, 马东升. 2014. 南岭多时代花岗岩的钨锡成矿作用. 中国科学: 地球科学, 44: 111–121
- 董少花, 毕献武, 胡瑞忠, 陈佑纬. 2014. 湖南瑶岗仙复式花岗岩岩石成因及与钨成矿关系. 岩石学报, 30: 2749–2765
- 高剑锋, 陆建军, 赖鸣远, 林雨萍, 濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学版), 39: 844–850
- 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. 高校地质学报, 14: 496–509
- 孔华, 金振民, 林源贤. 2000. 道县玄武岩中麻粒岩包体的岩石学及年代学. 长春科技大学学报, 30: 115–119
- 李晓峰, 胡瑞忠, 华仁民, 马东升, 武丽艳, 齐有强, 彭建堂. 2013. 华南中生代与同熔型花岗岩有关的铜铅锌多金属矿床时空分布及其岩浆源区特征. 岩石学报, 29: 4037–4050
- 濮巍, 高剑锋, 赵葵东, 凌洪飞, 蒋少涌. 2005. 利用DCTA和HIBA快速有效分离Rb-Sr、Sm-Nd的方法. 南京大学学报(自然科学版), 41: 445–450
- 孙涛, 周新民, 陈培荣, 李惠民, 周红英, 王志成, 沈渭洲. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 1209–1218
- 王磊. 2010. 粤北大宝山钨多金属矿床成矿模式与找矿前景研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学. 119
- 王岳军, 范蔚茗, 郭锋, 李惠民, 梁新权. 2001. 湘东南中生代花岗岩闪长岩锆石U-Pb法定年及其成因指示. 中国科学D辑: 地球科学, 31: 745–751
- 魏道芳, 鲍征宇, 付建明. 2007. 湖南铜山岭花岗岩体的地球化学特征及锆石SHRIMP定年. 大地构造与成矿学, 31: 482–489
- 谢银财, 陆建军, 马东升, 章荣清, 高剑锋, 姚远. 2013. 湘南宝山铅锌多金属矿区花岗闪长斑岩及其暗色包体成因: 锆石U-Pb年代学、岩石地球化学和Sr-Nd-Hf同位素制约. 岩石学报, 29: 4186–4214
- 张怀峰, 陆建军, 王汝成, 马东升, 朱金初, 章荣清. 2014. 广西栗木大岐岭隐伏花岗岩的成因及其构造意义: 岩石地球化学、锆石U-Pb年代学和Nd-Hf同位素制约. 中国科学: 地球科学, 44: 901–918
- 张文兰. 2004. 赣南大吉山和漂塘花岗岩特征及成矿作用研究. 博士学位论文. 南京: 南京大学. 159
- 章荣清. 2014. 湘南含钨和含锡花岗岩成因及成矿作用: 以王仙岭和新田岭为例. 博士学位论文. 南京: 南京大学. 193
- 赵盼盼, 袁顺达, 原垭斌. 2016. 湘南魏家钨矿区祥林铺岩体锆石LA-MC-ICP-MS U-Pb测年——对南岭西端晚侏罗世钨矿成岩成矿作用的指示. 中国地质, 43: 120–131
- 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. 高校地质学报, 14: 474–484
- 左昌虎, 路睿, 赵增霞, 徐兆文, 陆建军, 王汝成, 陈进全. 2014. 湖南常宁水口山Pb-Zn矿区花岗闪长岩元素地球化学、LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征. 地质论评, 60: 811–823
- Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51–73
- Beard J S, Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6. 9 kb. *J Petrol*, 32: 365–401
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. 63–114
- Castro A, Stephens W E. 1992. Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves. *Can Mineral*, 30: 1093–1112
- Dai B Z, Jiang S Y, Jiang Y H, Zhao K D, Liu D Y. 2008. Geochronology, geochemistry and Hf-Sr-Nd isotopic compositions of Huziyan mafic xenoliths, southern Hunan Province, South China: Petrogenesis and implications for lower crust evolution. *Lithos*, 102: 65–87
- Förster H J, Tischendorf G, Trumbull R B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40: 261–293
- Gardien V, Thompson A B, Grujic D, Ulmer P. 1995. Experimental melting of biotite+plagioclase+quartz±muscovite assemblages and implications for crustal melting. *J Geophys Res*, 100: 15581–15591
- Hine R, Williams I S, Chappell B W, White A J R. 1978. Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J Geol Soc Aust*, 25: 219–234
- Huang X D, Lu J J. 2014. Geological characteristics and Re-Os geochronology of Tongshanling polymetallic ore field, south Hunan,

- China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 88: 1626–1629
- Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, Liao S Y, Zhao K D, 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. *Lithos*, 107: 185–204
- Li X H. 1997. Timing of the Cathaysia Block formation: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *Episodes*, 20: 188–192
- Li X H, Chung S L, Zhou H W, Lo C H, Liu Y, Chen C H. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for the tectonic evolution of SE China. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 226: 193–215
- Mao J W, Chen Y B, Chen M M, Pirajno F. 2013. Major types and time-space distribution of Mesozoic ore deposits in South China and their geodynamic settings. *Miner Depos*, 48: 267–294
- Martin R F. 2007. Amphiboles in the igneous environment. *Rev Mineral Geochem*, 67: 323–358
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci Rev*, 37: 215–224
- Miller C F, McDowell S M, Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31: 529–532
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 25: 956–983
- Sial A N, Ferreira V P, Fallick A E, Cruz M J M. 1998. Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil. *J South Am Earth Sci*, 11: 457–471
- Stephens W E. 2001. Polycrystalline amphibole aggregates (clots) in granites as potential I-type restite: An ion microprobe study of rare-earth distributions. *Aust J Earth Sci*, 48: 591–601
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol Soc Lond Spec Publ, 42: 313–345
- Thompson A B. 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids. *Am J Sci*, 282: 1567–1595
- Vielzeuf D, Montel J M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib Mineral Petrol*, 117: 375–393
- Wang Y J, Fan W M, Guo F. 2003a. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. *Geochem J*, 37: 427–448
- Wang Y J, Fan W M, Guo F, Peng T P, 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. *Int Geol Rev*, 45: 263–286
- Wright J B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol Mag*, 106: 370–384
- Yang J H, Peng J T, Zheng Y F, Hu R Z, Bi X W, Zhao J H, Huang J C, Zhang B L. 2016. Petrogenesis of the Mesozoic Shuikoushan peraluminous I-type granodioritic intrusion in Hunan Province, South China: Middle-lower crustal reworking in an extensional tectonic setting. *J Asian Earth Sci*, 123: 224–242
- Zhao P L, Yuan S D, Mao J W, Santosh M, Li C, Hou K J. 2016. Geochronological and petrogeochemical constraints on the skarn deposits in Tongshanling ore district, southern Hunan Province: Implications for Jurassic Cu and W metallogenic events in South China. *Ore Geol Rev*, 78: 120–137
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326: 269–287
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29: 26–33