

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2015.02.001

江南造山带东段含钨岩体地球化学特征

周洁¹, 葛伟亚¹, 姜耀辉²

(1. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016;

2. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地球科学与工程学院, 南京 210093)

摘要: 江南造山带东段燕山晚期含钨的东源岩体与非含钨的旌德岩体、桃岭岩体, 其地球化学特征具有埃达克质岩的亲缘性, 是先前(新元古代)交代的岩石圈地幔发生部分熔融底侵到壳幔过渡带附近, 导致加厚下地壳发生部分熔融的产物, 可能与少量的幔源岩浆发生岩浆混合作用。含矿岩体与非含矿岩体存在不同的 Sr-Nd 同位素组成, 表明含矿与非含矿岩体具有不同的源区。锆石 LA-ICPMS 定年显示含矿的东源岩体侵位时间 < 147 Ma, 非含矿岩体侵位时间 < 140 Ma。含矿岩体的副矿物组合以独居石+辉钨矿+白钨矿+电气石为特征。岩体中富含成矿元素、富挥发分、富钾, 黑云母中富 F、低 Fe 和 f_{O_2} , 斜长石以钠长石为主, 均可作为含矿花岗(斑)岩体的重要地球化学参数。

关键词: 江南造山带; 含矿岩体; 地球化学特征; 钨矿床; 赣北—皖南—浙西北地区

中图分类号: P588.12, P618.67 **文献标识码:** A

0 引言

近年来在江南造山带东段(赣北—皖南—浙西北地区)陆续发现了江西武宁县大湖塘钨矿^[1-4]、修水县香炉山钨矿^[5]、浮梁县朱溪钨矿^[6-7]、浮梁县八字脑钨矿^[8-9]、皖南的祁门东源钨钼矿^[10-13]、青阳县百丈崖钨矿^[14-15]、绩溪县际下钨矿^[16]和浙西临安的夏色岭钨矿等一系列大型或超大型钨矿床。特别是近两年, 赣北的大湖塘钨矿、朱溪钨矿先后成为世界上最大的钨矿区, 实现了在江南地区寻找大型钨矿床的突破。皖南东源钨钼矿是近年来在皖南祁门县东源发现 WO_3 资源量大于 9.62×10^4 t 的斑岩型白钨矿床, 其北侧尚有良好的钼矿化, 有望达到大型规模。

赣北—皖南—浙西北地区钨矿床形成的时代、大地构造背景等方面与南岭型钨矿带明显不同。南岭型钨矿带主要位于华夏陆块内部, 并呈近 EW 向

西延至扬子陆块内, 以钨锡共生为主, 成矿矿物以黑钨矿为主, 含钨花岗岩的成岩年代主要为 150~165 Ma, 成矿年代集中在 144~161 Ma^[17-32]。赣北—皖南—浙西北钨矿带大致呈 NE 向分布于扬子板块东南缘北东段, 以钨钼、钨铜共生常见, 成矿矿物主要为白钨矿, 含钨花岗岩的成岩时代主要为 120~150 Ma^[10-11, 16, 33], 成矿时代集中在 120~140 Ma^[1-3, 12]。赣北—皖南—浙西北钨矿带可能构成华南另一条重要的钨矿带, 暂称之为“江南型”钨矿带, 以区别于“南岭型”钨矿带。

“江南型”钨矿带中的花岗岩体除部分被查证为含钨花岗岩外, 其余大多岩体研究程度有限, 难以确定其含矿性。本文欲对江南造山带东段“江南型”钨矿带开展含钨与非含钨花岗岩地质、地球化学特征进行对比研究, 并选择东源岩体作为含钨花岗岩的代表岩体, 以旌德岩体、桃岭岩体作为非含钨岩体的代表, 通过探讨含矿岩体的地球化学特征、含钨花岗岩的判别标志、成岩成矿过程, 以期对区域花岗岩分布区普查找矿有所帮助。

收稿日期: 2014-12-13; **责任编辑:** 王传泰

基金项目: 国家自然科学基金青年基金项目(编号:41002017)资助。

作者简介: 周洁(1979—), 女, 助理研究员, 研究方向矿物学、岩石学、矿床学。通信地址: 江苏省南京市中山东路 534 号, 中国地质调查局南京地质调查中心; 邮政编码: 210016; E-mail: zhoujie0517@sina.com

1 地质背景及岩体地质特征

江南造山带位于长江中下游南岸,地处扬子地块和华夏地块之间,扬子地块东南缘(图 1)。主要为一套浅变质、强变形的中-新元古代的巨厚沉积-火山岩系及时代相当的侵入体(新元古代花岗岩和少量镁铁质岩)所构成的地质构造单元,它呈弧形跨越了桂北、黔东、湘西、赣北、皖南和浙北的广大区域,长约 1 500 km,宽 200 km,制约着我国南方显生宙以来地质构造的演化^[34]。

东源白钨矿床位于安徽省祁门县西北部,是 2008 年发现的大型白钨矿矿床。白钨矿体主要呈细脉状、浸染状产于花岗闪长岩和花岗斑岩体内和蚀变岩带中,局部富集于石英细脉中。矿石矿物组分简单,主要为辉钼矿、黄铁矿、白钨矿等,但分布极不均匀;脉石矿物以石英、钾长石、斜长石、黑云母、绢云母、绿泥石为主。矿石结构有自形-半自形结构、交代反应边结构、碎裂状结构、假象结构等;矿石中常见块状构造、浸染状构造、细脉浸染状构造、细脉-网脉状构造、星散状构造等。围岩蚀变有角岩化、黄铁矿化、硅化、钾长石化、绢云母化、绿泥石化

等。

东源花岗岩体是东源白钨矿区的主要赋矿岩体。岩体侵入于新元古界牛屋组浅变质岩中,西部较宽,向东变窄,平面形态略呈三角形,出露面积约为 0.28 km²。靠近岩体的围岩普遍具有角岩化现象(图 1a)。岩石呈浅灰及灰白色,主要为花岗闪长(斑)岩,岩石具斑状、似斑状结构、块状构造。基质为微粒结构,局部细粒结构。斑晶主要由斜长石、石英、黑云母组成,基质矿物有石英、钾长石、斜长石、黑云母和细粒状金属矿物。另外还有大量的脉岩产出,除石英脉较发育外,脉岩岩性既有偏酸性的花岗闪长斑岩、花岗斑岩,也有中-基性的闪长(玢)岩、辉绿岩和煌斑岩。岩体北部和东南部分布 5 个小岩体,均为花岗闪长岩;孔钻施工已证实北部岩体与东源岩体下部相连,应属于东源岩体的组成部分。东源岩体及围岩节理(裂隙)十分发育,在地表露头可见成群的节理网络平行展布。岩石中的副矿物有白钨矿及磷灰石、锆石、辉钼矿、黄铁矿、磁铁矿、钛铁矿、褐帘石、榍石、金红石、独居石、电气石等;次生矿物为黏土、绿泥石、绿帘石、绢云母、碳酸盐、白云母等。

桃岭花岗岩体出露总面积约 8.86 km²,岩体与中元古界双桥山群呈明显侵入接触(图 1b)。内接

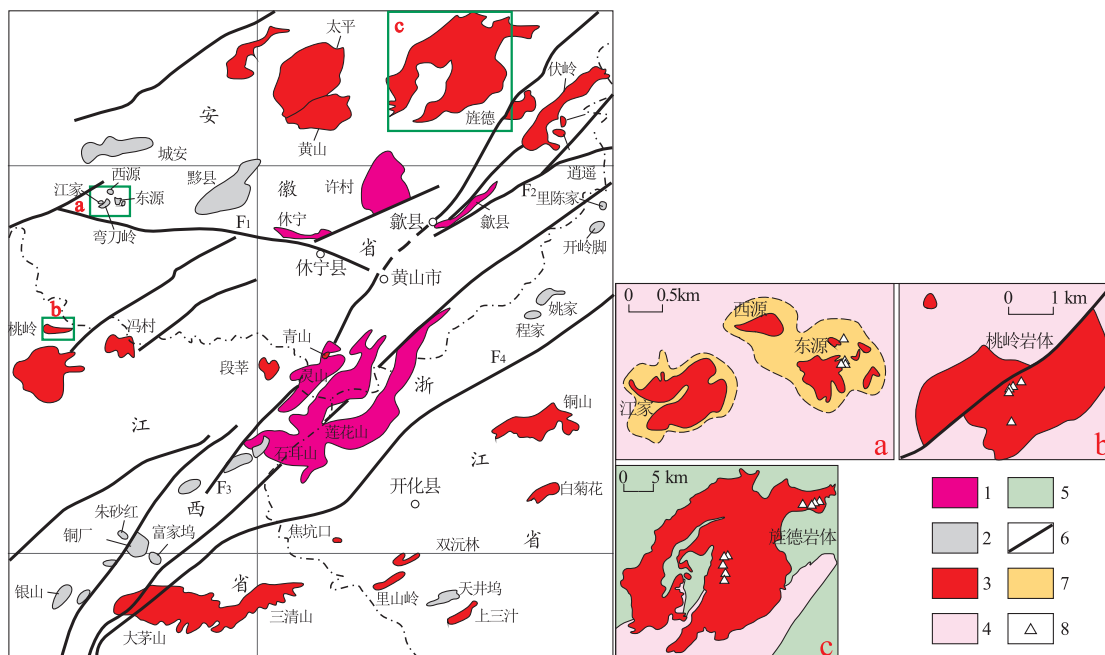


图 1 研究区岩浆岩分布及岩体地质简图

Fig. 1 Distribution map of magmatite

a. 东源岩体; b. 桃岭岩体; c. 旌德岩体

1. 晋宁期花岗岩体; 2. 侏罗纪花岗(斑)岩体; 3. 白垩纪花岗岩体; 4. 前寒武系; 5. 古生界; 6. 断裂; 7. 角岩化; 8. 采样位置

触带常见细粒边,外接触带围岩弱硅化、角岩化,接触热变质不均一,接触热变质带宽一般在 250~1 000 m。岩性为中粗粒含斑黑云母二长花岗岩、中细粒含斑黑云母二长花岗岩和花岗闪长岩。岩体的锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年显示岩体侵位时间为 $(140 \pm 1) \text{ Ma}^{[35]}$ 。岩体中暗色包体发育,多呈圆状。岩石中副矿物成分主要有锆石、磷灰石、褐帘石、绿帘石、磷钇矿、磁铁矿、金红石、黄铁矿、榍石等。

旌德花岗质杂岩体呈 NE 向展布,岩体出露面积约 450 km^2 ,由中粒—中粗粒二长花岗岩和中细粒—中粗粒花岗闪长岩组成(图 1c)。岩体侵入于元古宇到晚古生界砂岩、页岩、硅质岩、泥岩、灰岩中,并被一系列的石英脉、花岗斑岩脉切过。岩体中的锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年显示岩体侵位时间为 $141 \text{ Ma} \pm 1 \text{ Ma}^{[36]}$;岩体中有暗色包体分布,其大小可大到几十厘米,呈椭圆状或透镜状,并可见花岗闪长岩反向脉体,表明发生过岩浆混合作用;岩体中的副矿物成分主要为锆石、磷灰石、榍石、褐帘石、绿帘石、金红石、黄铁矿、磷钇矿和磁铁矿等。

2 岩体地球化学

2.1 岩石化学特征

东源岩体、旌德岩体和桃岭岩体的 $\text{Mg}^\#$ 值分别为:36.69~54.19(平均值 42.17)、36.81~42.97(平均值 40.87)和 36.94~42.51(平均值 39.07),东源岩体 $\text{Mg}^\#$ 值略高些。3 个岩体在 SiO_2 — $\text{Mg}^\#$ 图解(图 2)中均落入埃达克岩区域。

东源、桃岭、旌德花岗岩体类型系列划分岩石化学 Anor—Q'图解(图 3a)反映,含钨的东源岩体落在花岗闪长岩、二长花岗岩和正长花岗岩区域;不含钨的旌德岩体投在花岗闪长岩、二长花岗岩区域;不含钨的桃岭岩体落在二长花岗岩、正长花岗岩区域。在花岗岩类 TAS 分类图解中(图 3b)上,岩体主要落在亚碱性区域(除了东源岩体一个样例外,投在了碱性区域中),含钨的东源岩体为高钾钙碱性系列,部分落在了橄榄粗玄岩系列,而非含钨的旌德岩体和桃岭岩体均落在高钾钙碱性系列区域内(图 3c)。东源岩体的铝过饱和指数 ACNK 变化范围较大,介于 0.72~1.88 之间,大多落在准铝质—弱过铝质范围内,少数落在强过铝质范围内;旌德岩体落在准铝质—弱过铝质范围内,ACNK 值比较集中于 0.98~1.11 范围内;桃岭岩体主要落弱过铝—强过铝范围

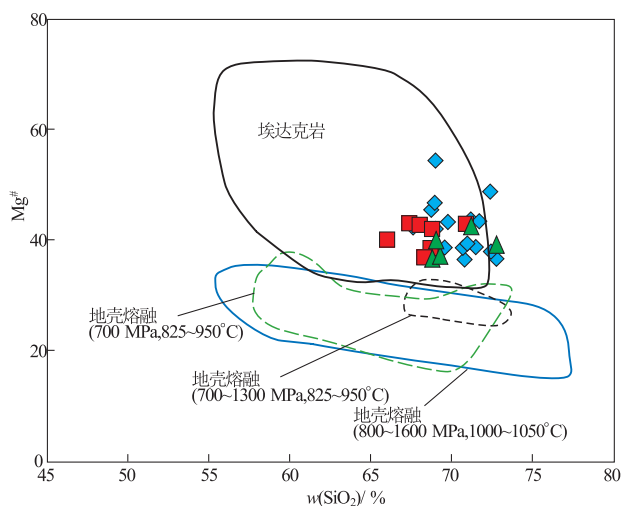


图 2 岩体 SiO_2 — $\text{Mg}^\#$ 图解

Fig. 2 SiO_2 vs. $\text{Mg}^\#$ diagrams of plutons

$\text{Mg}^\# : w(\text{MgO}) / [w(\text{MgO}) + w(\text{Fe}_2\text{O}_3) \times 100]$

内,ACNK 值范围为 1.04~1.57,变化较大(图 3d)。

2.2 微量元素特征

含钨的东源花岗岩体与不含钨的桃岭花岗岩体、旌德花岗岩体的微量元素蛛网图(图 4a、图 4b、图 4c)显示,3 个花岗质岩体表现出了不太一致的富集和亏损:东源岩体元素总体变化范围较小(DY11-1,强烈亏损 Sr),富集 Rb,Th,La,亏损 Ba,Nb,Ta,Sr,Ti;旌德岩体较为一致,除富集 Rb,Th,La 外,Ba 含量有弱亏损或弱富集,明显亏损 Nb,Ta 和 Ti,Sr 亏损不明显;桃岭岩体元素较为分散,变化范围较大,富集 Rb,Th 和 La,亏损 Ba,Nb,Sr 和 Ti,Eu 比东源岩体、旌德岩体的亏损程度略强烈。另外,桃岭岩体两个样品 TL-1、TL-5 显示 Ta 富集;旌德岩体 Ba、Sr 含量较其他岩体高。

东源岩体的锶同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 0.7124; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -5.53;两阶段 Nd 模式年龄为 $t_{2\text{DM}} = 1.39 \text{ Ga}$ (另发文章)。桃岭岩体 2 个样品(样号 10TL-4,10TL-5)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 0.7131~0.7141; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -7.43~-6.71;两阶段 Nd 模式年龄 $t_{2\text{DM}} = 1.48 \sim 1.54 \text{ Ga}^{[35]}$ 。旌德岩体 3 个样品(样号 10JD-1,10JD-5,10JD-8)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值近于一致,为 0.7096~0.7101; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化较大,为 -12.92~-6.28;两阶段 Nd 模式年龄 $t_{2\text{DM}} = 1.44 \sim 1.98 \text{ Ga}^{[36]}$ 。

2.3 稀土元素特征

东源、桃岭、旌德花岗岩体稀土元素球粒陨石标

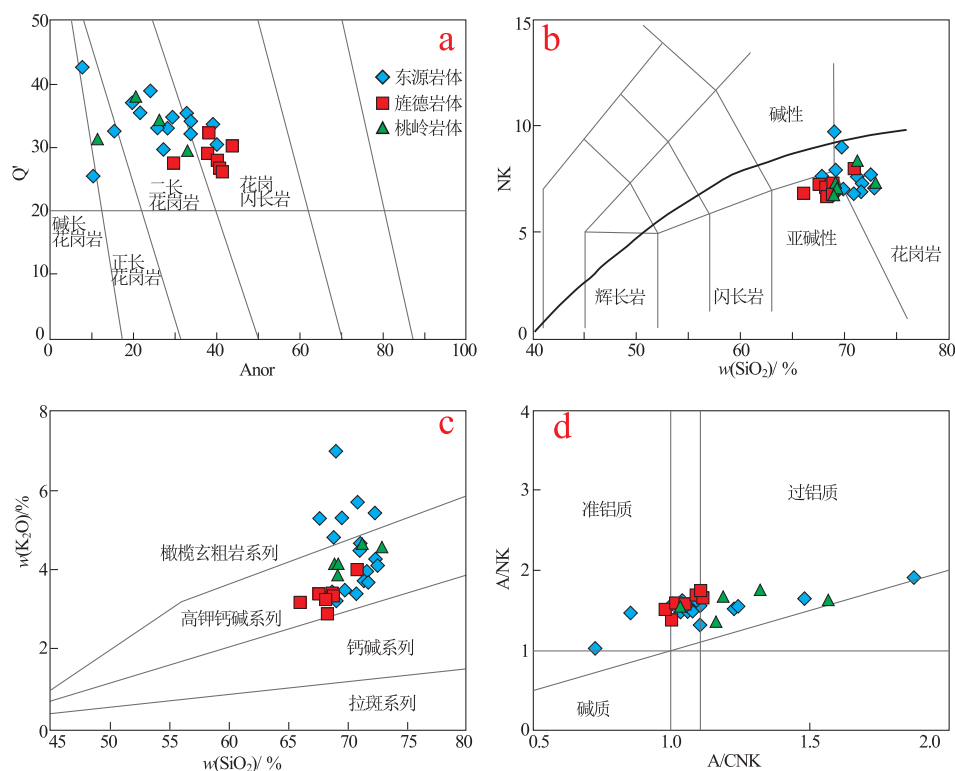


图3 岩体类型系列划分图

Fig. 3 Classification and series diagrams of the plutons

Q' 值为 $x(Q) \times 100 / [x(Q) + x(Or) + x(Ab) + x(An)]$; Anor 值为 $x(An) \times 100 / [x(Or) + x(An)]$;

NK 值为 $w(Na_2O) + w(K_2O)$; A/NK 值为 $w(Al_2O_3) / [w(Na_2O) + w(K_2O)]$;

A/CNK 值为 $w(Al_2O_3) / [w(CaO) + w(Na_2O) + w(K_2O)]$

准化稀土配分曲线见图 4d, 图 4e, 图 4f。图中, 3 个岩体的稀土元素均表现出右倾的趋势, 轻、重稀土元素分馏比较明显, 轻稀土相对富集, 重稀土相对亏损, $w(LREE)/w(HREE)$ 值普遍较高, 与典型的华南壳源改造型花岗岩的“海鸥型”曲线不同。但是, 3 个花岗岩体在 Eu 异常程度、稀土曲线的右倾程度存在区别。含钨花岗岩稀土总量较低, Eu 弱亏损, 轻重稀土分馏程度居中间。非含钨岩体稀土总量较高, Eu 的异常存在明显的不同; 旌德岩体 Eu 轻微弱负异常到弱正异常, 桃岭岩体明显 Eu 负异常, 旌德岩体轻重稀土分馏程度较高。

3 矿物地球化学

本次研究对岩体中的斜长石、钾长石、黑云母等造岩矿物进行了电子探针和 LA-ICP-MS 微量分析。电子探针分析由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成, 仪器型号为 JEOL JXA-8230, 加速电压 20 kV, 电流 20 nA。

3.1 黑云母

含矿的东源岩体中黑云母含量少 (1%~2%), 主要为岩浆黑云母, 与长石、石英共生。黑云母单偏光下棕色, 片状、短片状, 具浅黄色-棕色的多色性; 大部分黑云母颗粒蚀变为白云母、绿泥石、磁铁矿等矿物, 析出的钛则生成发状、网针状金红石, 还可见与白钨矿共生 (图 5a)。

非含矿岩体中黑云母含量相对东源岩体较多 (5%~7%)。黑云母板片状形态, 单偏光下黑云母呈褐色-棕色, 具褐色-浅绿色多色性, 少部分颗粒因绿泥石化而使表面带有绿色, 常与造岩矿物共生 (图 5b), 少部分颗粒蚀变为绿泥石。桃岭岩体中的黑云母含量相对含矿的东源岩体较多 (5%~8%), 单偏光下褐色-红褐色, 具深褐色-浅褐色的多色性, 沿黑云母解理发生微弱绿泥石化、白云母化, 黑云母颗粒内部可见有较多的细小石英以及斜长石的包裹体。

含钨花岗岩中黑云母中 K, Mg 和 F 相对较富。东源岩体的云母属于黑云母-白云母型; 黑云母为镁质黑云母 (图 6), 颜色以深棕色为主, $N(Fe)/[N(Fe) + N(Mg)]$ 值为 0.429。非含钨花岗岩大多为

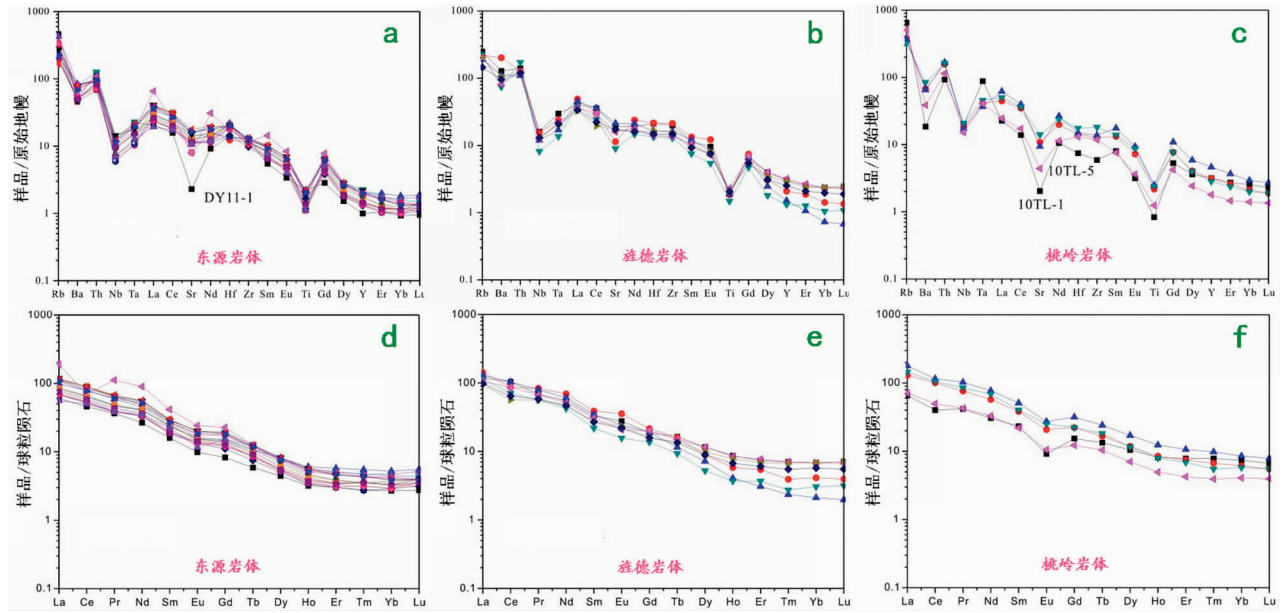


图4 岩体微量元素蛛网图和稀土元素标准化配分图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized trace element spidergram and chondrite-normalized REE patterns of the tungsten-bearing and tungsten-barren plutons

a—c. 标准经数据文献[37];原始地幔标准化微量元素蛛网图;d—f. 稀土元素球粒陨石标准化配分图

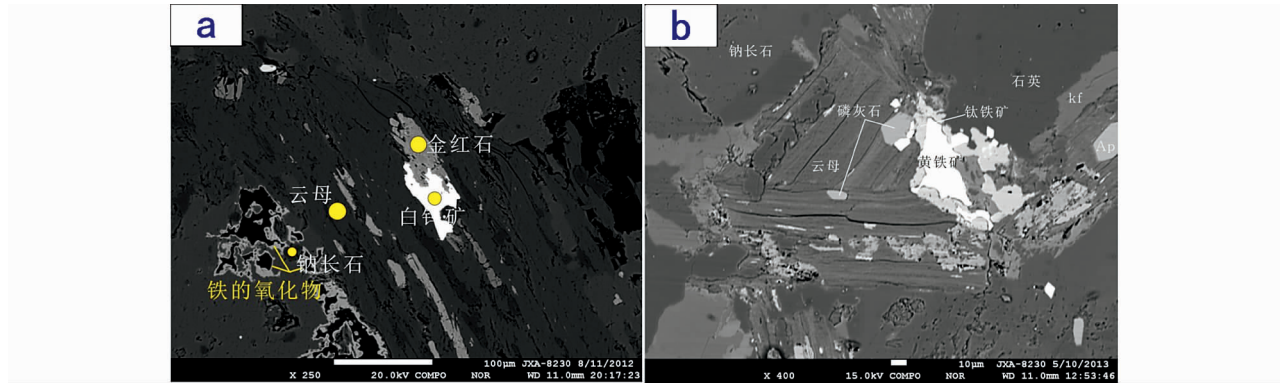


图5 含钨岩体(a)和非含钨岩体(b)云母背散射图像

Fig. 5 BSE images of biotite from tungsten-bearing pluton(a) and tungsten-barren pluton(b)

镁质黑云母(图6),颜色以褐色-棕色为主, $N(\text{Fe})/[N(\text{Fe})+N(\text{Mg})]$ 值在0.414~0.470之间变化(平均值0.446)。图7显示黑云母的寄主岩为壳幔混合来源。 $N(\text{Fe}^{3+})-N(\text{Fe}^{2+})-N(\text{Mg}^{2+})$ 图解(图略)中显示含钨花岗岩的黑云母几乎处在NNO线上或附近,非含钨花岗岩的黑云母落在NNO和HM线之间,且偏向NNO线,表明含钨花岗岩相对非含钨花岗岩更具有还原性。含钨岩体中黑云母 $N(\text{Fe}^{3+})/N(\text{Fe}^{2+})$ 值(0.122)较非含钨岩体中黑云母 $N(\text{Fe}^{3+})/N(\text{Fe}^{2+})$ 值(平均0.199)低,可能与岩浆中较低的氧逸度有关。

3.2 长石

含钨花岗岩体中的钾长石成分为 $x(\text{Or})=88.83\%\sim 98.83\%$, $x(\text{Ab})=1.37\%\sim 10.9\%$, $x(\text{An})=0\sim 0.27\%$;非含钨花岗岩钾长石成分为 $x(\text{Or})=89.67\%\sim 98.14\%$, $x(\text{Ab})=1.867\%\sim 10.31\%$, $x(\text{An})=0\sim 0.35\%$ (图8)。非含钨花岗岩中,可见斜长石环带构造,靠近中间的为中长石($x(\text{An})=44.49\%$),靠近边部的为更长石($x(\text{An})=23.54\%$)。

含钨花岗岩体与非含钨岩体相比,含钨岩体中的斜长石主要为钠长石, $w(\text{SiO}_2)$ 较高, $w(\text{TiO}_2)$ 也较高,而 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 和 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 含量低;非含钨岩体中斜长石牌号变化范围较大,主要是更长石和中

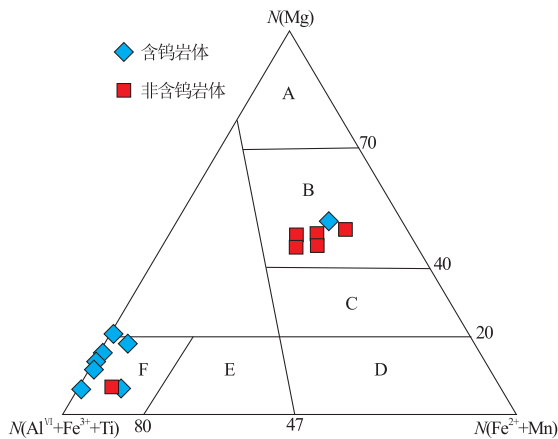
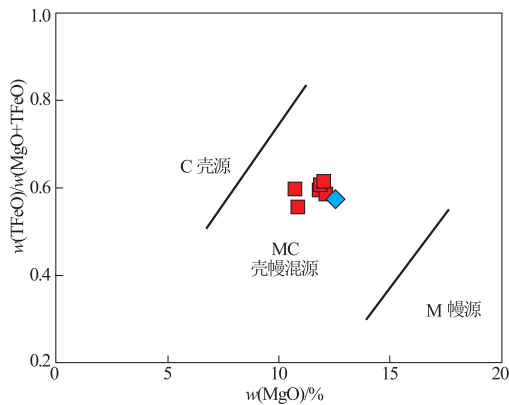


图 6 含钨与非含钨岩体中云母分类

(底图据文献[38])

Fig. 6 Classification of micas from tungsten-bearing and tungsten-barren plutons

A. 金云母; B. 镁质黑云母; C. 铁质黑云母; D. 铁叶云母;
E. 铁白云母; F. 白云母;图 7 黑云母 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ — MgO 图解(底图据文献[39])Fig. 7 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ vs. MgO diagrams of biotite

长石(图 8)。

4 锆石 U-Pb 年龄

(1)样品处理。对较新鲜的 DY-1、TL-4 花岗闪长岩样品进行锆石 U-Pb 测年。在 U-Pb 同位素测定前,先进行锆石 CL 图像分析,以揭示锆石的内部结构。锆石 CL 图像是在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,采用 Quanta 400FEG 热场发射环境与扫描电子显微镜和 Gatan Mono CL³⁺ 阴极发光

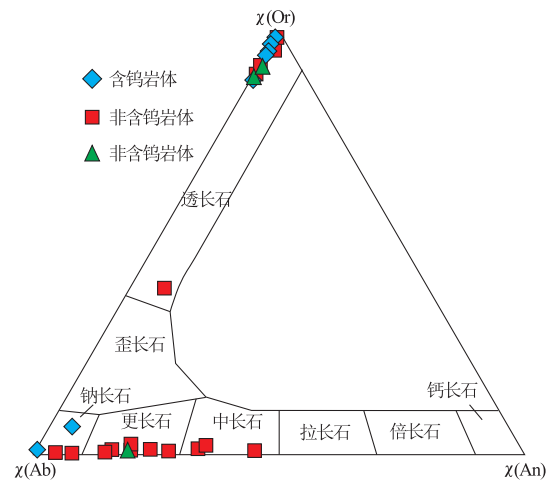


图 8 含钨岩体与非含钨岩体中长石成分图

Fig. 8 Composition of feldspar from tungsten-bearing and tungsten-barren plutons

装置联机完成。

(2)测试仪器选择。本次锆石 U-Pb 年龄测试选用激光剥蚀-等离子体质谱系统(LA-ICP-MS)法,采用等离子体质谱计(ICP-MS)进行 U-Th-Pb 同位素分析。U-Pb 测年在西北大学大陆动力学国家重点实验室采用 LA-ICP-MS 系统完成,有关流程见文献[40]。

(3)测试过程和结果。含钨岩体测试样品锆石颗粒大都呈自形、长柱状(长度 100~200 μm , 长宽比值为 2~3),晶形比较完整,裂纹不发育。从 CL 图上可以看出,发育清晰的岩浆振荡环带,一些锆石具有明显的核边结构。锆石测试点 $N(\text{Th})/N(\text{U})$ 值介于 0.1~1.6,为典型的岩浆成因锆石^[41]。在²⁰⁷Pb/²³⁵U—²⁰⁶Pb/²³⁸U 谐和图上(图 9),谐和线上有两组年龄。上交点 17 个分析点的²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄变化于 630~851 Ma 之间;由 10 个锆石测试点数据计算的²⁰⁷Pb/²³⁵U 加权平均年龄值为 (770.2 ± 9.7) Ma, MSWD 值为 1.8,属于新元古代。下交点 13 个分析点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄变化于 136~173 Ma 之间;由 10 个锆石测试点数据计算的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄值为 (146.7 ± 1.5) Ma, MSWD 值为 0.85,属于晚侏罗-早白垩世。本次测试结果与周翔等^[12]测得的花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 的年龄 (146 ± 1) Ma 及其内含辉钼矿 Re-Os 同位素年龄 (146.4 ± 2.3) Ma 一致,说明成矿与岩体形成同期。非含钨岩体锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年显示岩体侵位 <140 Ma,较含钨的东源岩体侵位晚大约 7 Ma。

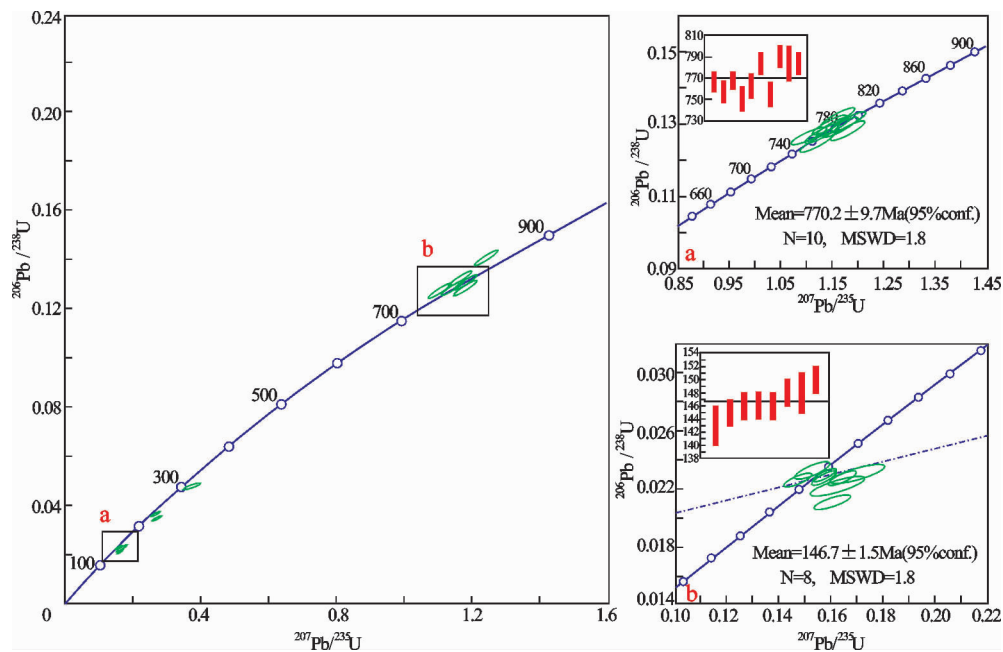


图9 东源岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 9 Zircon U-Pb concordia of the Dongyuan pluton

5 成岩机制及其成矿作用

(1) 东源岩体、旌德岩体、桃岭岩体的地球化学特征具有埃达克质岩的亲缘性。在图2和 $w(\text{La})_{\text{N}}/w(\text{Yb})_{\text{N}}-w(\text{Yb})_{\text{N}}$ 图解(图略)、 $w(\text{Sr})_{\text{N}}/w(\text{Y})_{\text{N}}-w(\text{Y})_{\text{N}}$ 图解(图略)中,3个岩体样品都落入埃达克岩区域。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 图解(图10)中,3个岩体落入不同区域,指示了3个岩体的源区物质存在差别。东源岩体落入皖南埃达克质石英斑岩范围内,Wang X L, et al^[42]认为皖南埃达克质石英斑岩的源区成分为新元古代造山形成的新生地壳、洋壳沉积物及幔源岩浆,东源岩体源区成分可能与这三个端元组分有关。旌德岩体源区成分为新元古代造山新生地壳、扬子下地壳^[35, 43]。桃岭岩体数据落入赣北鹅湖岩体范围内^[44],指示桃岭岩体源区物质为变质沉积岩^[36]。江南造山带东段晚侏罗-早白垩世岩浆作用与古太平洋板块向欧亚大陆的俯冲有关,俯冲作用使先前(新元古代)交代的岩石圈地幔发生部分熔融,幔源岩浆底侵到壳幔过渡带附近,导致加厚的下地壳发生部分熔融,并可能与少量的幔源岩浆发生岩浆混合作用^[35-36, 43]。

(2) 含矿花岗岩体往往具高含量的挥发组分和一些特征性元素^[45]。F在3个岩体中的含量分别

为东源岩体 $w(\text{F})=780\times 10^{-6}\sim 2170\times 10^{-6}$,旌德岩体 $w(\text{F})=530\times 10^{-6}\sim 650\times 10^{-6}$,桃岭岩体 $w(\text{F})=530\times 10^{-6}\sim 650\times 10^{-6}$;F在含钨岩体中含量最大。含钨岩体中黑云母的F含量也很高, $w(\text{F})=0.08\%\sim 1.09\%$ 。已有大量研究成果表明,F,B,P,Li等可称为助熔剂^[46-47],有利于从源岩中萃取成矿物质。含钨岩体中黑云母的 $N(\text{Fe}^{3+})/N(\text{Fe}^{2+})$ 值为0.122,较非含钨岩体中黑云母的 $N(\text{Fe}^{3+})/N(\text{Fe}^{2+})=0.199$ 低,可能与岩浆中较低的氧逸度有关。

上述地质地球化学特征表明,含矿岩体是由交代地幔早阶段部分熔融岩浆上侵使下地壳部分熔融的产物,含有较高的挥发分和成矿物质。非含矿岩体比含矿岩体稍晚侵入(约7 Ma),含有较低的挥发分和成矿物质。高温的幔源物质底侵到壳幔过渡带,发生不同程度的壳幔作用,导致富含成矿物质的下地壳发生部分熔融,形成大面积的花岗岩类;流体、成矿物质等随挥发分从源区萃取出来,形成钨多金属矿床。

6 结语

(1) 江南造山带东段晚侏罗-早白垩世(150~140 Ma)的岩浆活动是古太平洋板块向欧亚大陆的

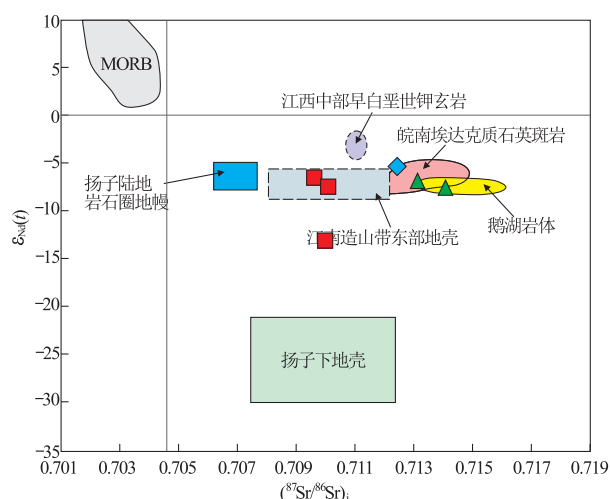


图 10 岩体 $\epsilon_{Nd}(t)$ — $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 图解(据文献[42, 44])

Fig. 10 $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ diagram of tungsten-bearing and tungsten-barren plutons

俯冲使先前(新元古代)交代的岩石圈地幔发生部分熔融,幔源岩浆底侵到壳幔过渡带附近,导致加厚下地壳发生部分熔融,并与少量的幔源岩浆发生岩浆混合作用。

(2)含矿花岗(斑)岩体是由交代地幔早阶段部分熔融岩浆上侵使下地壳部分熔融的产物;源区成分可能与新元古代造山形成的新生地壳、洋壳沉积物及幔源岩浆等多端元组成有关;含有较高的挥发分和成矿物质。非含矿岩体比含矿岩体稍晚侵入,含有较低的挥发分和成矿物质。

(3)含矿花岗(斑)岩体中副矿物种类较多,有独居石+辉钼矿+白钨矿+电气石等矿物;所含的成矿元素含量较高($w(\text{W})=30\times 10^{-6}\sim 214\times 10^{-6}$, $w(\text{Mo})=7\times 10^{-6}\sim 411\times 10^{-6}$, $w(\text{Cu})=30\times 10^{-6}\sim 89\times 10^{-6}$),富含 F 等挥发组分($w(\text{F})>700\times 10^{-6}$),富钾($w(\text{K}_2\text{O})=3.4\%\sim 5.74\%$),黑云母的 $N(\text{Fe}^{3+})/N(\text{Fe}^{2+})$ 值低,斜长石组成主要为钠长石($x(\text{Ab})=88.85\%\sim 98.48\%$);这是含矿花岗(斑)岩体的重要地球化学参数。

参考文献:

- [1] 丰成友, 张德全, 项新葵, 等. 赣西北大湖塘钨矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 3858-3868.
- [2] 黄兰椿, 蒋少涌. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及成因研究[J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 3887-3900.
- [3] Mao Z H, Cheng Y B, Liu J J, et al. Geology and molybdenite

Re-Os age of the Dahutang granite-related veinlet-disseminated tungsten ore field in the Jiangxi Province, China [J]. Ore Geology Reviews [J], 2013, 53: 422-433.

- [4] 刘南庆, 黄剑凤, 秦润君, 等. 江西大湖塘地区燕山期构造-岩浆热液成矿系统及其成矿机理[J]. 地质找矿论丛, 2014, 29(3): 311-320.
- [5] 田邦生, 袁步云. 赣西北香炉山钨矿床地质特征与找矿标志[J]. 高校地质学报, 2008, 14(1): 114-119.
- [6] 陈国华, 万浩章, 舒良树, 等. 江西景德镇朱溪铜钨多金属矿床地质特征与控矿条件分析[J]. 岩石学报, 2012, 28(2): 3901-3914.
- [7] 李岩, 潘小菲, 赵苗, 等. 景德镇朱溪钨(铜)矿床花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其与成矿关系探讨[J]. 地质论评, 2014, 60(3): 693-708.
- [8] 占岗乐, 陈波, 田邦生. 八字脑远景区锡钨成矿地质特征及资源潜力分析[J]. 资源环境与工程, 2006, 20(5): 497-504.
- [9] 李星强. 景德镇西北部八字脑锡(钨)矿地质特征及成因初探[J]. 资源环境与工程, 2007, 21(3): 245-248.
- [10] 秦燕, 王登红, 吴礼彬, 等. 安徽东源钨矿含矿斑岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 2010, 84(4): 479-484.
- [11] 王德恩, 周翔, 余心起, 等. 皖南祁门地区东源钨矿矿区花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征[J]. 地质通报, 2011, 30(10): 1514-1529.
- [12] 周翔, 余心起, 王德恩, 等. 皖南东源含 W、Mo 花岗闪长斑岩及成矿年代学研究[J]. 现代地质, 2011, 25(2): 201-210.
- [13] 杜玉雕, 余心起, 刘家军, 等. 皖南东源钨矿成矿流体特征和成矿物质来源[J]. 中国地质, 2011, 38(5): 1334-1346.
- [14] 赵文广, 孙乘云, 狄勤松, 等. 安徽省青阳县百丈崖钨矿床地质特征、成因及找矿方向分析[J]. 安徽地质, 2007, 7(2): 90-93.
- [15] 王克友. 青阳县百丈崖钨矿床中斑岩型(浸染状)钨矿体的发现及其找矿意义[J]. 安徽地质, 2008, 18(3): 185-188.
- [16] 张虹, 戴圣潜, 管运财, 等. 皖南绩溪伏岭岩体岩石地球化学特征[J]. 中国地质, 2005, 32(3): 411-416.
- [17] 付建明, 马昌前, 谢才富, 等. 湖南九嶷山复式花岗岩体 SHRIMP 锆石定年及其构造地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2004, 28(4): 370-378.
- [18] 付建明, 李华芹, 曲文俊, 等. 湘南九嶷山大坳钨锡矿床的 Re-Os 同位素定年研究[J]. 中国地质, 2007, 34(4): 651-656.
- [19] 付建明, 李华芹, 屈文俊, 等. 粤北始兴地区石英脉型钨矿成矿时代的确定及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2008, 32(1): 57-62.
- [20] 蒋国豪, 胡瑞忠, 谢桂青, 等. 江西大吉山钨矿成矿年代学研究[J]. 矿物学报, 2004, 24(3): 253-256.
- [21] 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景[J]. 高校地质学报, 2005, 11(3): 291-304.
- [22] 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 华南中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 45-55.

- [23] 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 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, 2007, 23(10): 2329–2338.
- [24] 陈郑辉, 王登红, 屈文俊, 等. 赣南崇义淘锡坑钨矿的地质特征与成矿时代[J]. 地质通报, 2006, 25(4): 496–501.
- [25] 张文兰, 华仁民, 王汝成, 等. 赣南大吉山花岗岩成岩与钨矿成矿年龄的研究[J]. 地质学报, 2006, 80(7): 956–962.
- [26] 张文兰, 华仁民, 王汝成, 等. 赣南漂塘花岗岩成岩年龄与成矿年龄的精确测定[J]. 2009, 83(5): 659–670.
- [27] 郭春丽, 王登红, 陈毓川, 等. 赣南中生代陶锡坑钨矿区花岗岩锆石 SHRIMP 年龄及石英脉 Rb-Sr 年龄测定[J]. 矿床地质, 2007, 26(4): 432–442.
- [28] 丰成友, 丰耀东, 许建祥, 等. 赣南张天堂地区岩体型钨矿晚侏罗世成岩成矿的同位素年代学证据[J]. 中国地质, 2007, 34(4): 642–650.
- [29] Yuan S D, Peng J T, Hu R Z, et al. A precise U-Pb age on cassiterite from the Xianghualing tin-polymetallic deposit (Hunan, South China)[J]. Mineralium Deposita, 2007, 43: 375–382.
- [30] Yuan S D, Peng J T, Shen N P, et al. ^{40}Ar - ^{39}Ar isotopic dating of the Xianghualing Sn-polymetallic orefield in Southern Hunan, China and its geological implications [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(2): 278–286.
- [31] Guo C L, Mao J W, Bierlein F, et al. SHRIMP U-Pb (zircon), Ar-Ar (muscovite) and Re-Os (molybdenite) isotopic dating of the Taoxikeng tungsten deposit, South China Block [J]. Ore Geology Reviews, 2011, 43: 26–39.
- [32] Feng C Y, Zeng Z L, Zhang D Q, et al. SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os isotopic dating of the tungsten deposits in the Tianmenshan-Hongtaoling W-Sn orefield, southern Jiangxi Province, China, and geological implications [J]. Ore Geology Reviews, 2011, 43: 8–25.
- [33] Zhou J, Jiang Y H, Xing G F, et al. Geochronology and petrogenesis of Cretaceous A-type granites from the NE Jiangnan Orogen, SE China [J]. International Geology Review, 2013, 55: 1359–1383.
- [34] 薛怀民, 马芳, 宋永勤, 等. 江南造山带东段新元古代花岗岩组合的年代学和地球化学: 对扬子与华夏地块拼合时间与过程的约束[J]. 岩石学报, 2010, 26(11): 3215–3244.
- [35] 周洁, 葛伟亚, 姜耀辉. 江南造山带东段桃岭岩体的地球化学特征及其成因[J]. 中国地质, 2014, 41(3): 838–850.
- [36] 周洁, 姜耀辉, 曾勇, 等. 江南造山带东段旌德岩体锆石 LA-ICPMS 年龄和 Nd-Sr-Hf 同位素地球化学[J]. 中国地质, 2013, 40(5): 1379–1391.
- [37] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and process. In: Saunders A D, Norry M J, ed. Magmatism in the Ocean Basin [M]. Geological Society Special Publication, 1989: 313–345.
- [38] Foster M D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas [D]. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 354: 11–49.
- [39] 张玉学. 阳储岭斑岩钨钼矿床地质地球化学特征及其成因探讨[J]. 地球化学, 1982(2): 122–132.
- [40] 柳小明, 高山, 袁洪林, 等. 193 nm LA-ICP-MS 对国际地质标准参考物质中 42 种主量和微量元素的分析[J]. 岩石学报, 2002, 18(3): 408–418.
- [41] Wu Y B, Zheng Y F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(15): 1554–1569.
- [42] Jiang Y H, Zhao P, Zhou Q, et al. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China [J]. Lithos, 2011, 121: 55–73.
- [43] 周洁, 姜耀辉, 葛伟亚. 江南造山带东部旌德高 Sr/Y 花岗岩闪长岩的形成机制及其构造意义[J]. 地质学报, 2014, 88(1): 53–62.
- [44] Wang X L, Shu X J, Xu X S, et al. Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 61: 243–256.
- [45] 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 千里山花岗岩体地质地球化学及与成矿关系[J]. 矿床地质, 1995, 14(1): 12–25.
- [46] Speer J A. Micas in igneous rocks [C]// Bailey S W, ed. In Micas. Rev. Mineral, 1984, 13: 299–356.
- [47] Muller D, Heithersay P, Groves D I. The shoshonite porphyry Cu-Au association in the Guombla district, N. S. W. Australia [J]. Mineralogy and Petrology, 1994, 51: 299–321.

Geochemical characteristic of tungsten-bearing pluton in the eastern Jiangnan orogen

ZHOU Jie¹, GE Weiya¹, JIANG Yaohui²

(1. Nanjing Center of China Geological Survey, Nanjing 210016, China;

2. State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: Geological and geochemical studies indicate that the tungsten-bearing (Dongyuan pluton) and barren granitoid (Jingde and Taoling plutons) in the eastern Jiangnan orogen have adakite-like geochemi-

cal features. They may be directly generated from the partial melting of thickened lower continental crust, which was triggered by mafic magmas ascended from the metasomatized lithospheric mantle, with involvement of mantle components. The ore-bearing pluton has distinct Sr-Nd isotopic compositions from the barren plutons, suggesting they have different source regions. The accessory mineral assemblages in ore body is characterised by the combination of monazite, molybdenite, tungstite and tourmaline. The rock is rich in ore-forming elements, volatile, while the biotite is rich in Fluorine, low-Fe and f_{O_2} , sodium is the main element of anorthose. Those are the important geochemical parameters for the ore-bearing granite (porphyry)pluton.

Key Words: Jiangnan orogen; tungsten-bearing pluton; geochemical characteristic; tungsten deposit; northern Jiangxi-northwest zhejiang-southern Anhui region