

文章编号: 0254-5357(2014)04-0589-09

赣南鹅婆岩体的年代学和岩石地球化学特征及其地质意义

郭娜欣^{1,2}, 赵 正², 陈振宇², 陈毓川^{1*}, 侯可军², 王少轶³

(1. 中国地质科学院, 北京 100037;

2. 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

3. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 赣南鹅婆岩体位于南岭东西向构造岩浆带与武夷山北北东向构造带结合部位, 地处于都—青塘古生代盆地西缘, 出露面积达 200 km²。岩体主体为黑云母二长花岗岩, 其构造位置特殊, 周边成矿条件有利, 西侧银坑矿田内部和外围分别发育金银铅锌贵多金属矿和钨多金属矿。本文在岩体地质工作的基础上, 应用激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)技术对鹅婆黑云母二长花岗岩进行了锆石 U-Pb 定年; 结合元素地球化学数据讨论了其岩浆系列和岩石成因; 并与区内成矿岩浆岩进行对比, 探讨其成矿潜力。鹅婆花岗岩体的侵入年龄为 (412.5 ± 1.7) Ma, 花岗岩中含富铝矿物, 主量和微量元素地球化学显示其属于高钾钙碱性-钾玄岩系列, 为强过铝质的 S 型花岗岩, 是新元古代壳层沉积变质泥岩在加里东晚期重熔侵入的产物。与加里东期和燕山期成钨锡花岗岩的对比研究表明, 鹅婆岩体在形成过程中发生了 W、Sn 等成矿元素的富集。本文研究结果一方面证明前人获得的全岩 Rb-Sr 等时线年龄(307 Ma)代表的是成岩期后所经历的一次地质事件; 同时表明加里东期花岗岩也有钨锡矿成矿的潜力。

关键词: 赣南; 鹅婆岩体; LA-MC-ICP-MS; 加里东晚期; 成矿作用

中图分类号: P575; O657.63

文献标识码: A



南岭地区是中国东南部重要的岩浆活动带, 花岗岩发育, 分布面积达 19 万余平方千米^[1], 其中, 燕山期花岗岩类因其分布面积最广, 且与华南中生代大规模成矿作用密切相关而被广泛关注^[2-3]。对于强度和广度仅次于燕山期花岗岩的加里东期花岗岩, 早期研究认为其与成矿的关系不大, 甚至不成矿^[4-5], 因而关注度较低, 研究不足, 对其年代归属的划分主要依靠野外地质产状。由于成岩作用与后期构造演化的复杂性, 依靠岩体产状判断成岩时代常具有不确定性, 尤其是对年龄较老的岩体, 如赣南兴国县境内的杨村岩体、赣县境内的清溪岩体和于都县境内的万田岩体, 以往将其分别划归为加里东

早期、中期和晚期。侯可军等^[6]、于扬等^[7]和刘善宝等^[8]应用激光剥蚀-多接收器电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS)锆石定年技术确定其成岩时代分别为 (175.8 ± 1.0) Ma、 (229.3 ± 0.8) ~ (227.0 ± 1.0) Ma 和 (464.9 ± 1.8) Ma, 为燕山早期、印支期和加里东早期岩浆岩。

由此可见, 选择目前已知矿物同位素体系中封闭温度最高的锆石 U-Pb 体系进行空间分辨率高、分析速度快的 LA-MC-ICP-MS U-Pb 定年, 可以准确获得研究对象的形成时代。本文选择南岭东段与武夷山构造带结合部位、出露面积较大的鹅婆岩体, 采用 LA-MC-ICP-MS 精确测定其成岩时代, 结合

收稿日期: 2013-09-11; 修回日期: 2014-03-07; 接受日期: 2014-04-16

基金项目: 中国地质调查局“南岭地区岩浆岩成矿专属性研究”(资[2010]矿评 01-26-07), 深部探测实验研究“南岭于都—赣县矿集区立体探测技术与深部成矿预测示范”(SinoProbe-03-03), “南岭于都—赣县矿集区科学钻探选址预研究”(201011064-3/4/5); 国家自然科学基金(41372092); 中央公益性科研院所基金(K1303)

作者简介: 郭娜欣, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail: guo.naxin@163.com。

通讯作者: 陈毓川, 中国工程院院士, 博士生导师, 从事矿产资源研究。E-mail: cyuchuan@mail.cags.ac.cn。

元素地球化学数据探讨了其岩浆系列和岩石成因,并与区内成矿岩浆岩进行对比,探讨其成矿潜力。

1 区域地质

鹅婆岩体位于江西省赣州市宁都县,大地构造上处于南岭东西向构造带与滨太平洋北北东向构造带的交汇复合部位,区域构造变形强烈,褶皱断裂发育,形成了以东西向、北北东向构造为主,叠加北东向、北西向、近南北向构造的构造格局。全区地层除缺失奥陶系、志留系、三叠系和个别时代的统、组外,从青白口系至第四系均有出露。区内岩浆活动方式以侵入为主,喷发溢流较少,多期次多阶段岩浆活动形成了广泛分布的岩浆岩体,产状多样,有岩株、岩基、岩瘤、岩滴等。岩浆活动时期以燕山期为主,其次为加里东期花岗岩,多呈沿北东向、北北东向延展的长条状岩基出露,形态受北东-北北东向断裂控制。

2 岩体地质

鹅婆岩体位于银坑-青塘盆地东缘,平面上呈沿北东向延展的长条状,出露面积大于 200 km²。岩体与新元古代浅变质岩呈侵入接触,与中生代红层呈断层接触,燕山期花岗斑岩呈小岩株、岩枝状侵入(图1)。岩体由新屋下、鹅婆和上脑三个花岗岩单元组成,三个单元之间呈涌动接触^[9],岩性为中细粒、粗中粒斑状黑云母二长花岗岩。岩体中含大量变质岩包体和残留顶盖,在岩体与地层、单元与单元之间接触面附近,透镜状围岩包体或残留顶盖和眼球状长石斑晶定向排列,呈似片麻状构造。

黑云母二长花岗岩为鹅婆岩体的主体,岩石呈浅肉红色,具似斑状结构、块状构造(图2),由钾长石(47%)、斜长石(21%)、石英(24%)、黑云母(5%)、白云母(1%)和副矿物(锆石、磷灰石、磁铁矿、独居石、绿帘石、矽线石、榍石、蠕英石、白钛矿等)组成。钾长石多呈板状,发育卡式双晶和格子双晶,内部常包含粒状斜长石、石英或黑云母,常见条纹结构、蠕虫结构、净化边结构等现象。斜长石呈板状,发育聚片双晶和环带结构,成分相当于奥长石-中长石,多发生绢云母化和钾长石化,部分斜长石被钾长石强烈交代后仅保留假象。黑云母呈板状、片状,单偏光下显示浅黄绿色-暗褐色多色性,内部包含锆石或磷灰石,常见揉皱和波状消光现象。白云母呈细小片状交代黑云母。副矿物呈自形-半自形粒状分布于主要造岩矿物粒间或内部。

3 样品采集及分析测试

3.1 样品采集与分析

本次用于锆石定年的斑状黑云母二长花岗岩(XGep-1)采自赣州市于都县通往宁都县的公路边(图2),样品新鲜,蚀变弱。样品粉碎后经人工分选淘洗,在双目镜下挑选出晶形完整的锆石。将锆石置于环氧树脂上,并对其进行抛光,直至样品露出光洁的平面,用于阴极发光图像分析和 LA-MC-ICP-MS 分析。

锆石的阴极发光图像分析在中国地质科学院矿产资源研究所的 JOEL JXA8800R 电子探针上完成,分析电压 20 kV,电流 50 nA。

锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院矿产资源研究所的 LA-MC-ICP-MS 实验室完成,所用仪器为 Finnigan Neptune 型多接收器电感耦合等离子体质谱仪。激光剥蚀系统为 Newwave UP 213,可以产生 213 nm 的紫外激光,经激光均化将能量聚焦在样品表面。分析时采用的激光剥蚀束斑直径为 25 μm,剥蚀频率 10 Hz,能量密度 2.5 J/cm²,以 He 为载气,每 10 个样品点分析 2 个 GJ1 参考标准和 1 个 Plesovice 参考标准。数据处理采用 ICPMS DataCal 软件,测试数据、加权平均年龄的误差为 1σ。锆石加权平均年龄采用 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄^[10]。

3.2 样品分析测试结果

鹅婆岩体中的锆石多数为棕黄色,少数为深棕色、浅玫瑰色,晶体形态呈自形-半自形柱状,粒径 50~200 μm 不等,长宽比 1:1~4:1,具有较清晰的韵律环带结构(图3),Th/U 比值为 0.24~1.57,显示岩浆结晶锆石特征。个别锆石具有经过熔蚀再生长的核部(如 2 号和 6 号锆石),核部的阴极发光特征与外部区别明显;部分锆石边部被熔蚀(如 6 号和 12 号锆石),推测其可能为来自围岩或地层的继承锆石。

20 个锆石颗粒的测年结果见表 1,20 个测点数据集中分布在谐和曲线及其附近。²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 (412.5 ± 1.7) Ma (n = 20, MSWD = 1.20, 见图 5),该年龄代表了花岗岩的成岩年龄,鹅婆岩体形成于加里东晚期。

4 成岩与成矿条件分析

4.1 成岩时代

鹅婆岩体侵入于青白口系和震旦系中,岩体单元之间、岩体与围岩的接触带上发育似片麻状构造。区内南西部的古嶂岩体,西部的杨山岩体,北部的里

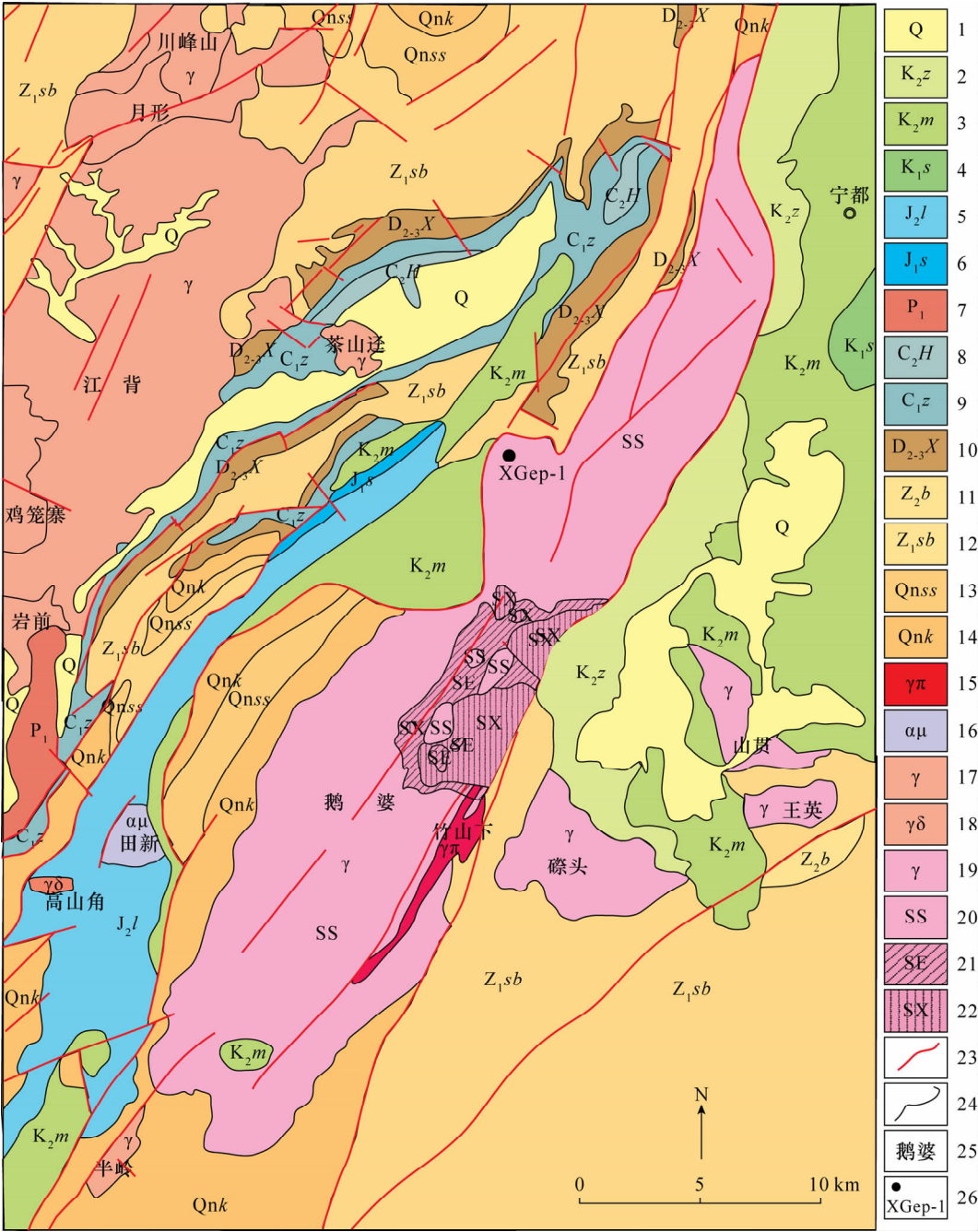


图 1 鹅婆岩体地质图(据 1:20 万兴国幅地质图和徐明^[9]修改)

Fig. 1 Geological map of the Epo intrusion (Modified after the regional geological map of Xingguo Area and Xu^[9])

1—第四系;2—上白垩统周田组;3—上白垩统茅店组;4—下白垩统石溪组;5—中侏罗统罗坳组;6—下侏罗统水北组;7—下二叠统并层(栖霞组、小江边组、车头组);8—上石炭统壶天群;9—下石炭统梓山组;10—中上泥盆统峡山群;11—上震旦统坝里组;12—下震旦统沙坝黄组;13—青白口系上施组;14—青白口系库里组;15—燕山期花岗斑岩;16—燕山期安山玢岩;17—燕山期花岗岩;18—燕山期花岗闪长岩;19—加里东期花岗岩;20—鹅婆岩体上脑单元;21—鹅婆岩体鹅婆单元;22—鹅婆岩体新屋下单元;23—断层;24—地质界线;25—岩体名称;26—采样点及样品编号。

西塘、宝华山岩体具有与鹅婆岩体相似的地质特征,被划分为同一时期岩浆活动的产物。古漳岩体东侧被石炭系横龙组不整合沉积于其上,横龙组底部底砾岩成分与古漳岩体相同,且区域上石炭系与泥盆系之间没有明显的构造不整合现象,岩体应侵入于泥盆纪之前。上述诸岩体中的片麻状构造方向与区域变质岩走向一致,杨山、古漳岩体位于“赣南山字型”的脊柱部位,里西塘、宝华山岩体位于“赣南山



图 2 鹅婆黑云母二长花岗岩野外露头(a)与手标本(b)
Fig. 2 The outcrop (a) and specimen (b) of Epo biotite monzonitic granite

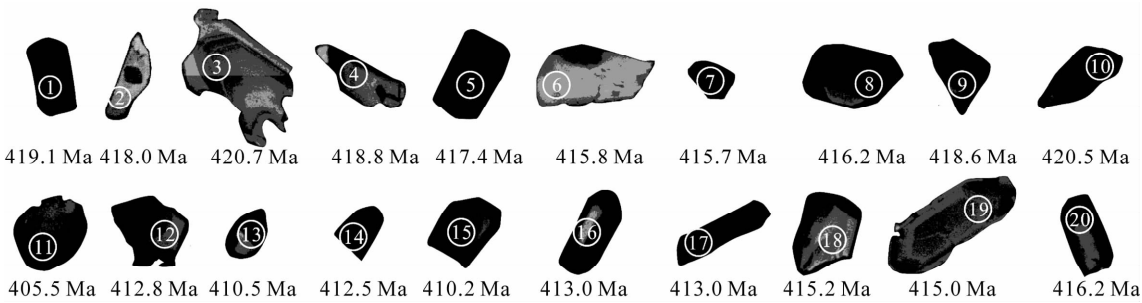


图 3 鹅婆钾长花岗岩(XGep-1)中锆石的阴极发光图像
Fig. 3 The cathodoluminescence images of zircons from Epo biotite monzonitic granite

表 1 鹅婆钾长花岗岩(XGep-1)锆石 U-Pb 年代学分析测试结果

Table 1 Analytical results of LA-MC-ICPMS U-Pb dating for zircons from Epo biotite monzonitic granite																
点号	含量(μg/g)			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		谐和度 (%)
	²³² Th	²³⁸ U	²³² Th/ ²³⁸ U	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	年龄 (Ma)	1σ	
XGep-1-1	173.15	206.52	0.84	0.0574	0.0006	0.5312	0.0093	0.0672	0.0009	505.6	22.2	432.6	6.1	419.1	5.6	96
XGep-1-2	38.57	43.08	0.90	0.0565	0.0033	0.5205	0.0302	0.0670	0.0022	472.3	129.6	425.5	20.2	418.0	13.2	98
XGep-1-3	165.95	157.76	1.05	0.0568	0.0007	0.5275	0.0109	0.0674	0.0014	483.4	27.8	430.2	7.3	420.7	8.2	97
XGep-1-4	76.66	106.12	0.72	0.0576	0.0018	0.5327	0.0238	0.0671	0.0024	522.3	70.4	433.6	15.8	418.8	14.5	96
XGep-1-5	122.83	392.29	0.31	0.0573	0.0005	0.5279	0.0164	0.0669	0.0025	505.6	20.4	430.4	10.9	417.4	14.9	96
XGep-1-6	95.26	60.57	1.57	0.0587	0.0004	0.5394	0.0015	0.0666	0.0006	566.7	16.7	438.0	1.0	415.8	3.5	94
XGep-1-7	132.05	139.21	0.95	0.0585	0.0006	0.5365	0.0132	0.0666	0.0020	550.0	24.1	436.1	8.7	415.7	11.9	95
XGep-1-8	186.52	275.48	0.68	0.0578	0.0007	0.5319	0.0117	0.0667	0.0011	524.1	25.9	433.1	7.7	416.2	6.8	96
XGep-1-9	267.04	343.82	0.78	0.0571	0.0006	0.5283	0.0050	0.0671	0.0009	498.2	20.4	430.7	3.3	418.6	5.4	97
XGep-1-10	197.93	681.45	0.29	0.0557	0.0003	0.5177	0.0046	0.0674	0.0005	442.6	9.3	423.6	3.1	420.5	3.3	99
XGep-1-11	65.19	134.31	0.49	0.0583	0.0024	0.5222	0.0177	0.0649	0.0005	542.6	88.9	426.6	11.8	405.5	2.9	94
XGep-1-12	104.59	126.13	0.83	0.0565	0.0015	0.5156	0.0289	0.0661	0.0020	472.3	57.4	422.2	19.4	412.8	12.1	97
XGep-1-13	64.93	164.18	0.40	0.0565	0.0018	0.5123	0.0168	0.0657	0.0002	472.3	38.0	420.0	11.3	410.5	1.1	97
XGep-1-14	79.31	329.87	0.24	0.0580	0.0004	0.5282	0.0070	0.0661	0.0009	527.8	12.0	430.6	4.6	412.5	5.4	95
XGep-1-15	175.89	144.69	1.22	0.0573	0.0018	0.5192	0.0210	0.0657	0.0008	501.9	68.5	424.6	14.0	410.2	5.1	96
XGep-1-16	119.11	146.39	0.81	0.0578	0.0007	0.5270	0.0079	0.0662	0.0007	520.4	27.8	429.8	5.2	413.0	4.0	96
XGep-1-17	105.57	421.72	0.25	0.0577	0.0015	0.5256	0.0123	0.0662	0.0006	516.7	59.3	428.9	8.2	413.0	3.5	96
XGep-1-18	58.17	164.46	0.35	0.0570	0.0005	0.5227	0.0066	0.0665	0.0008	500.0	18.5	426.9	4.4	415.2	4.8	97
XGep-1-19	51.14	47.11	1.09	0.0563	0.0055	0.5157	0.0474	0.0665	0.0004	464.9	216.6	422.3	31.8	415.0	2.3	98
XGep-1-20	73.93	309.55	0.24	0.0571	0.0005	0.5250	0.0080	0.0667	0.0007	494.5	23.1	428.5	5.3	416.2	4.4	97

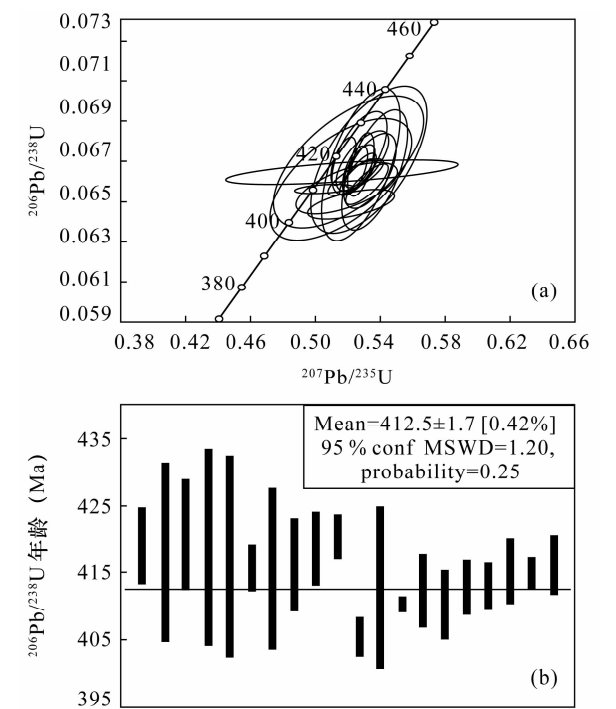


图4 鹅婆岩体黑云母钾长花岗岩(XGep-1)中锆石的U-Pb年龄谐和图(a)和加权平均图(b)

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagram (a) and weighted mean diagram (b) of Epo biotite monzonitic granite

字型”的脊柱部位偏东,而“赣南山字型”构造始于加里东期,据此鹅婆岩体被归为加里东期^[11]。前人测得鹅婆花岗岩全岩的Rb-Sr等时线年龄为307 Ma^[12],该年龄与前述该期岩体与地层的接触关系相矛盾,可能代表成岩后经历了一次足以使Rb-Sr同位素时钟重新启动计时的地质事件。

赣南地区加里东期花岗岩可以划分为早期花岗岩(440~510 Ma)和晚期花岗岩(409~427 Ma)^[8,13]。早期花岗岩以混合岩型花岗岩为主,出露面积小,呈小岩株状产出,岩性主要为英云闪长岩和花岗闪长岩,还有少量二长花岗岩,属于同造山花岗岩类;晚期花岗岩以侵入型花岗岩为主,出露面积大,呈岩基和大岩株状产出,岩性主要为二长花岗岩和钾长花岗岩,另外还有少量花岗闪长岩,属于造山期后花岗岩类^[14]。鹅婆岩体的锆石U-Pb年代学测试表明,20个测点数据的²⁰⁶Pb/²³⁸U和²⁰⁷Pb/²³⁵U年龄高度谐和,加权平均年龄为(412.5±1.7) Ma,可以确定鹅婆二长花岗岩属于加里东晚期造山期后花岗岩。

4.2 岩浆系列与岩石成因

鹅婆花岗岩的主量元素和微量元素含量见表2。岩石具有变化范围较大的SiO₂含量(66.44%~

79.70%),CaO和Na₂O含量较低(分别为0.35%~0.66%、0.55%~2.77%),K₂O+Na₂O值偏高(4.28%~7.88%),K₂O/Na₂O>1(1.74~6.78)。在SiO₂-K₂O图上(图略),样品落在高钾钙碱性系列与钾玄岩系列区域。岩石碱度率AR值较低(1.66~2.39),铝饱和指数A/CNK>1.1(1.27~1.83),A/NK值为1.37~1.98,属于强过铝质岩类。岩石的ΣREEs为96.65~288.31 μg/g,约为球粒陨石(2.51 μg/g)^[15]的38~115倍;(La/Yb)_N=4.14~34.69,平均值为14.50;(La/Sm)_N=3.75~4.53,平均值为4.02;(Ga/Yb)_N=0.76~3.66,平均值为1.93;δEu=0.31~0.78,平均值为0.52。岩石的稀土元素总量高且变化大,轻重稀土元素之间、轻稀土元素内部分馏程度强,重稀土元素内部分馏程度较弱,具有明显的负铕异常。在球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线上,样品表现为特征的右倾型(图5)。

鹅婆岩体中常见围岩包体和残留顶盖,岩石中含矽线石等富铝矿物,K₂O/Na₂O>1,A/CNK>1.1,稀土元素配分曲线为右倾型、明显的负铕异常、Rb/Sr>0.9。以上岩体地质、岩相学和地球化学特征均显示鹅婆花岗岩为S型花岗岩^[16]。

鹅婆岩体中前寒武纪变质岩包体和残留顶盖的存在直接说明了前寒武纪变质岩作为鹅婆岩体源岩的可能性。Alther等^[18]根据最新的脱水熔融实验成果,建立了一系列比值图解来判别花岗岩岩浆的源岩物质。在C/MF-A/MF图解中(图6),鹅婆花岗岩全部落于变泥质岩部分熔融区域,说明鹅婆花岗岩可能是由中上地壳的变泥质岩部分熔融形成

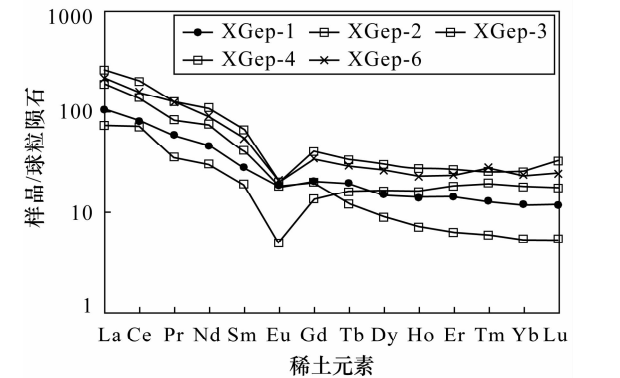


图5 鹅婆花岗岩球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(球粒陨石标准化值来自McDonough等^[15])

Fig. 5 Chondrite-normalized REEs distribution patterns of Epo biotite monzonitic granite (Chondrite normalized values from McDonough et al.^[15])

表 2 鹅婆花岗岩及潭头群变质岩的主量元素和微量元素含量

Table 2 Analytical results of major and trace elements in Epo granites and metamorphic rocks from Tantou Group

主量元素	主量元素含量(%)					
	XGep-1 (斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-2 (粗中粒多斑黑云母 二长花岗岩)	XGep-3 (粗中粒斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-4 (中细粒斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-5 (似斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-6 (潭头群变沉积岩, 七个数据平均值)
SiO ₂	79.7	72.62	71.3	66.44	71.09	68.31
TiO ₂	0.46	0.4	0.39	0.44	0.35	0.48
Al ₂ O ₃	8.79	13.54	14.09	16.96	14.78	14.81
Fe ₂ O ₃	0.63	1.13	1.07	0.43	0.88	1.89
FeO	1.92	1.59	1.43	2.51	1.71	2.18
MnO	0.05	0.05	0.08	0.06	0.07	0.17
MgO	1.21	0.96	0.53	1.25	0.77	1.86
CaO	0.35	0.42	0.58	0.37	0.66	0.96
Na ₂ O	0.55	2.35	2.62	1.28	2.77	2.58
K ₂ O	3.73	5.53	5.25	5.97	4.83	3.64
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.18	0.14	0.18	0.12
CO ₂	0.56	0.43	0.46	0.64	—	—
H ₂ O ⁺	1.54	1.13	1.35	3.45	0.88	—
LOI	1.47	1.16	0.78	3.74	1.56	2.99
总计	101.08	101.47	100.11	103.68	100.53	99.97
K ₂ O + Na ₂ O	4.28	7.88	7.87	7.25	7.60	—
K ₂ O/Na ₂ O	6.78	2.35	2.00	4.66	1.74	—
A/CNK	1.57	1.27	1.27	1.83	1.34	—
A/NK	1.77	1.37	1.41	1.98	1.51	—
AR	1.67	2.36	2.39	1.66	2.33	—

微量元素	微量元素含量(μg/g)					
	XGep-1 (斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-2 (粗中粒多斑黑云母 二长花岗岩)	XGep-3 (粗中粒斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-4 (中细粒斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-5 (似斑状黑云母 二长花岗岩)	XGep-6 (潭头群变沉积岩, 七个数据平均值)
Rb	192.00	250.00	250.00	210.00	—	—
Sr	39.40	233.00	87.00	230.00	—	—
Rb/Sr	4.87	1.07	2.87	0.91	—	—
Nb	6.98	15.3	11.5	13.5	—	—
Y	20.60	40.84	25.44	9.26	—	—
La	25.10	62.30	17.56	44.94	—	51.97
Ce	50.00	124.46	43.86	85.98	—	98.41
Pr	5.56	11.81	3.33	7.85	—	11.65
Nd	21.10	50.74	13.95	34.92	—	42.07
Sm	4.18	9.88	2.83	6.20	—	8.10
Eu	1.05	1.13	0.28	1.02	—	1.19
Gd	4.07	8.06	2.70	3.98	—	6.91
Tb	0.71	1.21	0.58	0.43	—	1.06
Dy	3.70	7.42	3.99	2.20	—	6.45
Ho	0.76	1.49	0.88	0.39	—	1.24
Er	2.28	4.28	2.90	1.01	—	3.80
Tm	0.32	0.64	0.49	0.15	—	0.70
Yb	1.93	4.09	2.88	0.88	—	3.82
Lu	0.29	0.80	0.43	0.13	—	0.60
Y	20.60	40.84	25.44	9.26	—	35.63
(La/Yb) _N	8.83	10.35	4.14	34.69	—	9.25
(La/Sm) _N	3.75	3.94	3.87	4.53	—	4.00
(Gd/Yb) _N	1.71	1.59	0.76	3.66	—	1.46
δEu	0.78	0.39	0.31	0.63	—	0.48
Σ REEs	121.05	288.31	96.65	190.09	—	237.98
数据来源	本文	[9]	[9]	[9]	[12]	[17]

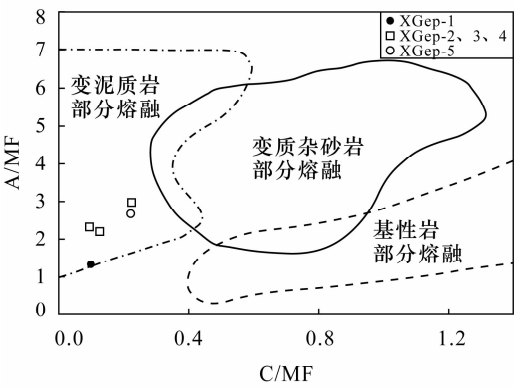


图 6 鹅婆花岗岩 A/MF - C/MF 源区判别图
(据 Alther 等^[18])
Fig. 6 Magma source discrimination plots of Epo granite
(After Alther et al. ^[18])

的。在球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图中(图 5),鹅婆花岗岩具有与青白口系潭头群变质沉积岩^[17]近于一致的配分曲线,说明花岗岩与青白口纪变质沉积岩具有同源性。前人研究成果表明,加里东期花岗岩的 ϵ_{Nd} 值为 $-18.4 \sim -2.1$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 值为 $0.7071 \sim 0.7287$ ^[19],均表现为富集特征,且接近区域内新元古代变质沉积岩的相应值^[20]。以上特征说明鹅婆岩体的源岩应为区域内新元古代壳层泥质沉积岩。

4.3 成矿条件分析

赣南地区为 W、Sn 高背景区,地层中的 W、Sn 含量为地壳克拉克值(黎彤值)的 1.5 ~ 3 倍^[8],且主要成矿元素集中在基底地层及泥盆系中,如 W 在震旦系、寒武系和泥盆系中富集;Sn 在泥盆系、奥陶系中富集;Pb 在震旦系、寒武系中富集;Ag 则主要富集在奥陶系中,显示了基底地层对多金属成矿的贡献,前泥盆系有类似于矿源层的作用^[21]。在加里东晚期,南海 - 东海地体、华夏地体、扬子地体之间发生碰撞聚合,华夏地体内发生强烈的褶皱造山和岩浆活动^[14],之前含 W、Sn 的矿源层重熔侵入,形成继承了其成矿元素特征的花岗岩体,如上犹岩体与泥盆系之间富 W、Sn 的底砾岩层^[22];或者矿源层中的 W、Sn 在构造 - 岩浆作用下活化运移,在岩体与围岩的接触带上形成钨锡矿化点,如越城岭矽卡岩型白钨矿^[5]等。源岩中成矿元素的初始富集为加里东期花岗岩成矿提供了较好的物质基础。

南岭地区成钨花岗岩中 W、Sn 的丰度变化大, W 丰度是华南花岗岩的 1.84 倍(燕山期江背岩体) ~ 7.22 倍(燕山期西华山岩体);Sn 丰度是华南花

岗岩的 0.03 倍(加里东期苗儿山岩体) ~ 0.95 倍(燕山期西华山岩体)^[5,23-25](表 3)。由此可见,岩体中成矿元素的丰度并非成矿与否的决定性因素。1 : 20 万兴国幅沿水系采集的天然重砂结果显示,区域上加里东期花岗岩区发育锡石 + 白钨矿、锡石 + 黑钨矿、独居石 + 磷钇矿矿物组合,这也说明鹅婆岩体发生过 W、Sn 等成矿元素的富集。

表 3 鹅婆岩体与南岭地区部分成钨黑云母花岗岩成矿元素含量
Table 3 Contents of ore-forming elements in granite from Epo and some other tungsten mineralization-related intrusions

岩体	时代	元素含量(μg/g)		资料来源
		W	Sn	
鹅婆	加里东期	4.48	6.30	本文及[9]
越城岭	加里东期	16.89	21	[5]
苗儿山	加里东期	25	1.3	[5]
江背	燕山期	7.55	15.1	[25]
西华山	燕山期	29.6	40	[24]
华南花岗岩	-	4.1	42	[23]

5 结语

南岭地区加里东期花岗岩研究程度相对较低,本次工作以南岭构造 - 岩浆带与武夷山构造带交汇结合部位的鹅婆岩体为研究对象,研究结果表明:前人对鹅婆花岗岩应用 Rb - Sr 等时线法定年技术得到的 307 Ma 应为成岩期后一次地质事件的记录,锆石的 LA - MC - ICP - MS U - Pb 定年结果证明该岩体形成于(412.5 ± 1.7) Ma;岩体中发育围岩包体和残留顶盖,岩石中含富铝矿物,属高钾钙碱性 - 钾玄岩系列,为强过铝质岩石,属于 S 型花岗岩,是加里东晚期南海 - 东海地体、华夏地体、扬子地体碰撞拼合背景下新元古代地层褶皱加厚过程中壳层沉积岩重熔侵入的产物;与成矿花岗岩的对比研究显示,岩体可能发生过 W、Sn 等成矿元素的富集,南岭地区加里东期花岗岩具有钨锡矿成矿的潜力。

6 参考文献

[1] 陈毓川,裴荣富,张宏良,林新多,白鸽,李崇佑,胡永嘉,刘姝群,洗柏琪. 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, 1989:1 - 508.
[2] 毛景文,谢桂青,郭春丽,陈毓川. 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.

- [3] 郭春丽. 赣南崇义—上犹地区与成矿有关中生代花岗岩类的研究及对南岭地区中生代成矿花岗岩的探讨[D]. 北京: 中国地质科学院, 2010.
- [4] 华仁民, 张文兰, 陈培荣, 翟伟, 李光来. 初论华南加里东花岗岩与大规模成矿作用的关系[J]. 高校地质学报, 2013, 19(1): 1–11.
- [5] 程顺波, 付建明, 马丽艳, 陈希清, 张利国, 卢友月. 南岭地区加里东期花岗岩地球化学特征、岩石成因及含矿性评价[J]. 华南地质与矿产, 2013, 29(1): 1–11.
- [6] 侯可军, 陈振宇, 王登红, 陈郑辉, 赵正. 赣南兴国杨村岩体锆石 U–Pb 年龄测定及其地质意义[J]. 岩矿测试, 2012, 31(3): 549–553.
- [7] 于扬, 陈振宇, 陈郑辉, 侯可军, 赵正, 许建祥, 张家菁, 曾载淋. 赣南印支期清溪岩体的锆石 U–Pb 年代学研究及其含矿性评价[J]. 大地构造与成矿学, 2013, 36(3): 413–421.
- [8] 刘善宝, 李鹏, 陈振宇, 陈郑辉, 侯可军, 赵正, 王成辉. 赣南于都万田花岗岩锆石铀–铅定年及启示[J]. 岩矿测试, 2012, 31(4): 724–729.
- [9] 徐明. 赣南鹅婆岩体地质特征及演化程序[J]. 江西地质, 1998, 12(1): 20–26.
- [10] 侯可军, 李延河, 田有荣. LA–MC–ICP–MS 锆石微区原位 U–Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 2009, 28(4): 484–492.
- [11] 江西省地质局区域地质调查大队. 1/20 万区域地质调查报告书(兴国幅)[R]. 1974: 1–50.
- [12] 陈祖兴, 徐明. 鹅婆复式深成岩体成岩时代初探[J]. 江西地质, 1999, 13(2): 100–105.
- [13] 洪大卫, 王涛, 童英. 中国花岗岩概述[J]. 地质论评, 2007, 53(增刊): 9–16.
- [14] 舒良树. 华南构造演化的基本特征[J]. 地质通报, 2012, 31(7): 1035–1053.
- [15] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 223–253.
- [16] Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites [J]. *Lithos*, 1999, 46: 535–551.
- [17] 张芳荣, 吴富江, 黄新曙. 赣中南新元古代潭头群变质沉积岩物源及构造背景[J]. 东华理工大学学报(自然科学版), 2009, 32(2): 134–140.
- [18] Alther R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) [J]. *Lithos*, 2000, 50(1–3): 51–73.
- [19] 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 黄小龙, 王德滋. 中国东南部花岗岩 Nd–Sr 同位素研究[J]. 高校地质学报, 1999, 5(1): 22–32.
- [20] 胡恭仁, 张邦桐. 赣中变质基底的 Nd 同位素组成和物质来源[J]. 岩石矿物学杂志, 1998, 17(1): 35–39.
- [21] 陈郑辉. 南岭东段钨矿成矿潜力评价及找矿方向建议[D]. 北京: 中国地质科学院, 2006.
- [22] 地质部江西省地质局区域测量队. 1/20 万地质矿产图说明书(赣州幅)[R]. 1967: 32–60.
- [23] 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 1–421.
- [24] 吴永乐. 西华山钨矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1987: 1–317.
- [25] 赵正. 南岭东段银坑矿田构造岩浆活动与成矿规律研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2012.

Chronology, Geochemistry and Geological Significance of Epo Granite Intrusion, Southern Jiangxi

GUO Na-xin^{1,2}, ZHAO Zheng², CHEN Zhen-yu², CHEN Yu-chuan^{1*}, HOU Ke-jun²,
WANG Shao-yi³

- (1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;
- 2. Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Ministry of Land and Resources, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;
- 3. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract: The Epo intrusion with an exposed area of 200 km², is mainly composed of biotite monzonitic granite, and is located on the western margin of the Yudu-Qingtang basin, the conjunction of E-W trending Nanling tectonic-magmatic belt and the NNE trending Wuyishan tectonic belt. Situated in such a special tectonic position, this region is advantageous to mineralization. The Yinkeng ore field, which lies to the west of the Epo intrusion, consists of Au-Ag-Pb-Zn and W polymetallic deposits. On the basis of field survey, zircon U-Pb dating for Epo biotite monzonitic granite has been carried out by Laser Ablation-Multicollector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Magma series and petrogenesis have been discussed according to geochemical data, and metallogenetic potentiality of the intrusion has been studied by comparing with other metallogenetic granitic bodies in the district. Analysis results show that the diagenetic age of Epo granite is (412.5 ± 1.7) Ma. The granite contains abundant aluminium minerals, such as muscovite and sillimanite. Major and trace elements indicate that Epo granite is strongly peraluminous S-type granite, and belongs to the High potassium calc alkaline-shoshonite series. The pluton stemmed from Neoproterozoic metamorphic shale by remelting and intruding during the Late Caledonian period. Comparative research with Caledonian and Yanshanian W-Sn metallogenetic granites shows that W and Sn had been concentrated during the formation of Epo granite. Proof that the previous Rb-Sr whole rock isochron age (307 Ma) represents a late geological event after the diagenesis period is given in this paper, and Caledonian granites have potential for W-Sn mineralization.

Key words: southern Jiangxi; Epo intrusion; LA-MC-ICP-MS; Late Caledonian; metallogenesis