鄂东丰山矿田花岗闪长斑岩体锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义

陈富文,梅玉萍,李华芹

国土资源部宜昌地质矿产研究所,湖北宜昌,443005

内容提要:鄂东丰山矿田是长江中下游多金属成矿带的重要组成部分,由鸡笼山、丰山和李家湾等大一中型铜金多金属矿床组成。矿体产于燕山期花岗闪长斑岩体与三叠系碳酸盐岩接触带中,成矿作用与燕山期花岗闪长斑 岩密切相关。作者采用锆石 SHRIMP U-Pb 定年方法对鸡笼山和丰山矿区成矿斑岩体进行了年代学研究,获得鸡笼山和丰山花岗闪长斑岩的锆石微区原位 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 138±2Ma(95%可信度,MSWD=5.1)和 137±2Ma(95%可信度,MSWD=1.4),与前人已报道的鄂东南矿集区内典型铜-金-钼-(钨)矿床中辉钼矿 Re-Os 等时线年龄(140Ma±)吻合,表明丰山矿田成岩成矿事件均发生于早白垩世。本次研究还在鸡笼山花岗闪长斑岩体中发现了新太古代锆石年龄信息,证实了扬子陆块北缘可能存在新太古-古元古代结晶基底。

关键词: 锆石 SHRIMP U-Pb 定年;新太古代;花岗闪长斑岩;丰山矿田;鄂东

鄂东丰山矿田是长江中下游多金属成矿带的重 要组成部分,主要由西部的鸡笼山斑岩-砂卡岩型金 铜多金属矿床(大型)、东部的丰山(又称"封山"、"封 三"、"丰山洞"、"封山洞"、"封三洞"等,下同)斑岩-矽卡岩型铜金多金属矿床(大型)和北部的李家湾矽 卡岩型铜金矿床(中型)组成。矿田大规模的找矿勘 查工作始于 20 世纪 60~70 年代,随后众多的地质 工作者(张洪涛,1984;毛建仁等,1985;刘先武, 1989;徐耀通,1992;伍超群,1992a,1992b;黄亚南, 1993;苏欣栋等,1994;吴承健等,1994;刘延年等, 2001;舒广龙等,2003,2007;刘继顺等,2004;钱应 敏,2005)对该矿田内典型矿床的成矿作用、矿床地 球化学特征、金属元素赋存状态、成矿物质来源、岩 浆演化与成矿的时空关系以及成矿规律和找矿标志 等方面做了大量研究,并取得了丰硕成果。但矿田 内成岩成矿作用同位素年代学方面的研究涉及尚 少。近年来,谢桂青等(2006)对鄂东南地区 5 个 Cu-Au-Mo(W)典型矿床进行了辉钼矿 Re-Os 年龄 测定,获得的年龄值在 $144 \pm 2Ma \sim 137 \pm 2Ma$ 之 间。值得指出的是,虽然前人对鸡笼山和丰山花岗 闪长斑岩做了大量的定年工作,但年龄误差范围较 大。作者采用锆石 SHRIMP U-Pb 定年技术,对鸡 笼山和丰山矿区成矿花岗闪长斑岩体的形成时龄进 行了精确测定,同时对鸡笼山花岗闪长斑岩体中捕 获锆石的地质意义进行了讨论,这对深入研究长江 中下游成矿带花岗质斑岩体与成矿关系、探讨成岩 成矿地球动力学背景都具有重要意义。

1 矿田地质概况

丰山矿田位于淮阳隆起与江南隆起之间的下扬 子凹陷带内(舒广龙等,2007)。矿田出露地层主要 为下三叠统大冶组,南北两侧依次分布有二叠系、石 炭系、泥盆系和志留系,为一套巨厚的以海相为主的 碳酸盐岩-碎屑岩建造。大冶组为矿田赋矿地层,分 7个岩性段(T₁dy¹⁻⁷);矿田构造较复杂,构造线总体 呈 NW—NWW 向;区内岩浆活动较强烈,侵入岩体 分布于东西长 8km,南北宽 3.5km,面积约 28km² 的空间范围内:南起桂家山,北抵李家湾,东至黄家 塘—邓家山,西达伍家坝—余家湾。岩性以花岗闪 长斑岩为主,局部见闪长玢岩及煌斑岩类,它们均侵 位于下三叠统大冶组中,呈岩株或岩脉状产出(图 1)。矿田内矽卡岩型铜金矿床、斑岩型铜钼矿床、热 液脉型(金)多金属矿床及卡林型金矿等均产于斑岩 体与三叠系碳酸盐岩的接触带中及其附近,不同类

收稿日期:2009-05-09;改回日期:2010-03-20;责任编辑:郝梓国。

作者简介:陈富文,男,1963年生。研究员,主要从事岩浆岩石学及相关矿产研究。Email:yccfuwen@cgs.gov.cn。

本文为国家科技支撑计划"南岭地区有色-贵重金属成矿潜力及综合探测技术示范研究"(编号 2006BAB01B03)、国土资源大调查"我国重要矿产和区域成矿规律研究"(编号 1212010633903)、"中国成矿体系综合研究"(编号 1212010634002)和"我国西部重要成矿区带矿产资源潜力评估"(编号 1212010535804)研究成果。



图 1 丰山矿田地质图(据舒广龙等(2007),略有修改)

Fig. 1 Sketch geological map of the Fengshan orefield(modified after Shu Guanglong et al. (2007))

Q一第四系; $T_1 dy^{1\sim7}$ 一大冶组碳酸盐岩夹黑色页岩; P_2 、 P_1 一二叠系灰岩夹碳质页岩及硅质岩;D+C一泥盆系和石炭系砂岩、页岩;S一志留系砂岩、页岩;1一花岗闪长斑岩;2一隐爆角砾岩;3一叠瓦状断层;4一断层或推断断层;5一矽卡岩型铜金矿体;6一卡林型金矿体;7一采样位置;8一成矿区带;9一深断裂;10一丰山矿田

Q—Quaternary; T₁dy^{1~7}—Lower Triassic carbonate and black shale(Daye Fm); P₂-P₁—Permian limestone with carbonaceous shale and silicalite; D+C—Devonian-Carboniferous sandstone and shale; S—Silurian sandstone and shale; 1—granodiorite porphyry; 2—cryptoexplosive breccia; 3—imbricate faults; 4—measured or inferred faults; 5—skarn Cu-Au orebodies; 6—Carlin-type Au orebodies; 7—sampling position; 8—metallogenetic belts; 9—deep-seated faults; 10—Fengshan orefield

型矿床与花岗闪长斑岩相伴。据研究,长江中下游 成矿斑岩体源自上地幔或下地壳,成矿斑岩体及其 岩脉为同源岩浆产物(毛建仁等,1990;雷如亮, 1991)。

据前人研究,丰山矿田成岩成矿作用有从南东 向北西方向演化的趋势,构成一个与燕山期花岗闪 长斑岩有关的由斑岩型 Cu (Mo) 矿化、钙砂卡岩型 Cu 矿床、钙砂卡岩型 Au (Cu) 矿床和钙砂卡岩型 Au-Cu 矿床组成的 Cu-Au (Mo) 成矿系列(赵一鸣 等,1999);矿田中主要矿床的矿化垂直分带和水平 分带都较清楚:在鸡笼山矿区,深部接触带主要有砂 卡岩 Cu-Au 矿体产出,而在浅部接触带则出现砂卡 岩 Au-Cu 矿体和热液交代型 Au 或 Au-多金属矿 体;在水平方向上,靠近花岗闪长斑岩接触带有砂卡 岩 Au-Cu 矿体产出,但在外接触带的隐爆角砾岩化 大理岩中则出现热液交代型 Au 或 Au-多金属矿体 (赵一鸣等,1999);在丰山矿区,铜金矿体产于花岗 闪长斑岩小岩体接触带及附近部位,岩体内接触带 为斑岩角砾岩筒型 Mo(Cu、Au)矿,接触带为矽卡 岩型 Cu(Mo、Au、Ag)矿,周边外围已发现金银及金 银多金属矿床(刘延年等,2001)。由此看来,矿化作 用经历了早阶段的高温(430~320℃)热液成矿和晚 阶段的低温(230~150℃)热液成矿(钱应敏,2005)。 主要围岩蚀变有:硅化、绢云母化、矽卡岩化、碳酸盐 化、绿泥石化等;矿石矿物以磁铁矿、黄铜矿、黄锅 矿、方铅矿、斑铜矿、褐铁矿为主,次为辉铜矿、黝铜 矿、方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、自然铜、自然金、银金 矿等。

2 岩体地质特征及与成矿关系

矿田内燕山中晚期岩浆活动频繁,具有高侵位、 超浅成、多岩类(复式岩体)、脉动式侵入之特点(刘 延年等,2001):从早至晚,由花岗闪长斑岩→石英闪 长斑岩→酸性花花岗细晶岩脉→中基性闪长玢岩 脉、煌斑岩脉相继侵位;与成矿有关的花岗闪长斑岩 体呈现小岩株、岩墙、岩脉产出,走向 NWW—近 EW 向,倾向 SSW 或 S,倾角较陡。

2.1 丰山花岗闪长斑岩

丰山花岗闪长斑岩体出露面积约1.6km²,是矿 田内出露面积最大的斑岩体。岩体蚀变交代作用非 常普遍而强烈,并且分带明显,由岩体向外依次为:钾 长石化带→石英-绢云母化带→泥化带→矽卡岩化带 →绿泥石蛇纹石碳酸盐化带;与蚀变带对应的矿化也 具分带性,即由岩体向外至碳酸盐地层依次为:Mo→ Mo,Cu→Cu,Fe,Mo→Cu,Au→Cu,Pb,Zn,Au,Ag→ Au 矿化(蔡华新,2007)。此外,矿体主要赋存于岩体 颈部的接触部位,矿化强度严格受岩体形态控制:砂 卡岩矿体主要分布于岩体边缘接触带,构成矿化主 体;细脉浸染状矿体也普遍发育于岩体中,但仅构成 局部小矿体。这些特征充分显示出成矿作用与斑岩 体关系密切,矿床类型应为伴有斑岩铜矿化的矽卡岩 型铜矿床(张洪涛,1984)。据镜下鉴定,丰山花岗闪 长斑岩体的主要矿物组成约为:斜长石(40%)、钾长 石(30%)、石英(20%)、黑云母(5%)、角闪石(3%), 副矿物有磷灰石、磷铁矿、榍石等(1%~2%)。 与区 域上同期金铜矿化中性岩体相比,丰山矿田花岗闪长 斑岩体在岩石化学成分上相对偏基性(SiO₂ = 63.02%),碱质含量中等(Na₂O+K₂O=7.77),K₂O/ Na₂O(1.20)较大(毛建仁等,1985)。其它岩石化学及 微量元素地球化学特征详见毛建仁等(1985)、伍超群 (1992b)和刘继顺等(2004)发表的论文。

2.2 鸡笼山花岗闪长斑岩

鸡笼山花岗闪长斑岩体出露面积约 1.25km², 是矿田内出露面积仅次于丰山岩体的斑岩体。岩体 侵入三叠系大冶组碳酸盐岩中,地表形态似椭圆形, 呈 SE—NW 展布,倾向 SW,向 SE 侧伏。金铜矿体 主要赋存于岩体与大冶组碳酸盐岩的接触部位,少 数赋存于岩体及地层层间破碎带中,矿化强度严格 受岩体形态控制。据镜下鉴定,岩体矿物成分主要 为正长石(50%),斜长石(30%),石英(10%)、黑云 母(5%)及角闪石(2%),副矿物有磷灰石、榍石等。 岩石具斑状结构,块状构造。与区内同期金铜矿化 中性岩体相比,岩体相对偏基性(SiO₂ = 60.28%~ 62.76%),碱质含量较低(Na₂O+K₂O=7.22%~ 7.40%),K₂O/Na₂O(0.7~1.48)较大(伍超群, 1992b;刘先武,1989)。岩体 REE 地球化学特征为轻 稀土富集型,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始值为0.7037~0.7086,氧 同位素为+7.8‰~+12.0‰,硫同位素组成(³⁴S)为 2.1‰,与矿体相近(矿石的³⁴S = 3.2‰),均接近于陨 石硫,说明岩体和矿体中的硫是同源的,同时表明岩 体是此矿床形成的主要物质提供者,且其成矿物质来 源于上地幔或下地壳深部(伍超群,1992a)。

3 样品采集及分析方法

丰山矿田成矿斑岩体锆石定年样品分别采自鸡 笼山金铜矿床 0m 中段 26 号矿体附近的鸡笼山岩 体(JLS-1,取样地理坐标分别为:北纬 115°25′27″, 东经 29°48′27″)和丰山铜金矿床 150 中段的丰山岩 体(FSD-1;取样地理坐标分别为:北纬 115°27′08″, 东经 29°48′47″),其具体采样位置标注于图 1 中,其 岩性均为花岗闪长斑岩。岩石具斑状结构、块状构 造,见有较明显的绢云母化和硅化蚀变。

锆石 SHRIMP U-Pb 测年在北京离子探针中 心完成,采用的仪器是高分辨率和高灵敏度的离子 探针 SHRIMP-II。详细测试流程见宋彪等(2002) 和简平等(2003)的报道。按常规方法分选出晶形完 好、无裂纹和包体少的锆石颗粒与标准锆石样品 (TEM)一起粘结在环氧树脂靶上,并对样品靶上的 待测锆石进行透射光、反射光和阴极发光图像分析, 据此选定锆石微区原位分析的靶位。对测定结果用 SHRIMP 定年标准物质对 U-Th 和 Pb 含量及年龄 作了校正,普通铅根据实测的²⁰⁴ Pb 进行校正。

4 测定结果

4.1 鸡笼山花岗闪长斑岩

鸡笼山花岗闪长斑岩体(JLS-1)的锆石 SHRIMP U-Pb 测定结果见表 1。从锆石阴极发光 图像(图 2a)可看出,鸡笼山花岗闪长斑岩体中测定 的 15 颗锆石有两种:岩浆结晶锆石和捕获锆石(继 承锆石)。结晶锆石内部均显示较清晰的震荡环带 结构,其²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 比值年龄变化于 135Ma ~ 140Ma之间,在²⁰⁶ Pb/²³⁸ U-²⁰⁷ Pb/²³⁵ U谐和图上均投 影在谐和线上或附近(图 3),暗示被测锆石未遭受 明显的后期热事件的影响;7 个分析点(JLS-1-1.1、 4.1、7.1、10.1、11.1、12.1 和 13.1)的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 比 值年龄加权平均值为 138.1±1.9Ma(95%可信度,



图 2 鸡笼山(a)和丰山花岗岩闪长斑岩中被测锆石阴极发光(CL)图像 SHRIMP 分析点位及²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 视年龄 Fig. 2 CL images and ²⁰⁶ Pb/²³⁸ U apparent ages of zircons from granodiorite porphyry in the Jilongshan orefield(a) and Fengshan orefield(b)

MSWD=5.1,图4),应代表岩浆锆石结晶时间或斑 岩体的形成年龄;另4个分析点(JLS-1-2.1、3.1、 5.1和9.1)的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 比值变化于145Ma~ 242Ma之间,高于上述7个测定的加权平均值,可 能与锆石组成具不均匀性或锆石的微区有老锆石包 体有关,或代表新老锆石结晶域重叠的一个混合年 龄,因而没有确定的地质意义;捕获锆石(继承锆石) 0^{207} Pb/²⁰⁶ Pb 比值年龄(表1、图5)分别为803± 32Ma(JLS-1-12.2)、2473±32Ma(JLS-1-4.2)、2856 ±31Ma(JLS-1-6.1)和2516±13Ma(JLS-1-8.1), 分别给出了从新元古代-古元古代-太古宙年龄信 息,暗示其来源不同,可能为源区继承锆石或岩浆上 侵过程中的捕获锆石。测点JLS-1-8.1和JLS-1-4.2的加权平均值年龄为2510±24Ma(95%可信 度,MSWD=1.6)。表明扬子陆块北缘可能存在太 古代结晶基底。

4.2 丰山花岗闪长斑岩

丰山花岗闪长斑岩体(FSD-1)的锆石 SHRIMP U-Pb 测定结果见表 2。从锆石阴极发光图像可以 看出,被测锆石均为透明自形晶体,韵律环带结构发 育,应为岩浆成因。在分析的 15 颗锆石中,分析点 号为 FSD-1-1.1、2.1、4.1 和 5.4 的年龄(147~

表 1 鸡笼山花岗闪长斑岩体中锆石 SHRIMP U-Pb 数据* Table 1 Zicron SHRIMP U-Pb data of granodiorite porphyry in the Jilongshan orefield

					8			-	8			
$^{206}\mathrm{Pb}_{\mathrm{c}}$	U	Th	²³² Th	²⁰⁶ Pb *	$^{206} \mathrm{Pb}/^{238} \mathrm{U}$	$^{207}Pb^{206}Pb$	²⁰⁷ Pb *		²⁰⁷ Pb *	(0/)	²⁰⁶ Pb *	(%)
(%)	(10^{-6})	(10^{-6})	$/^{238}{ m U}$	(10^{-6})	(Ma)	(Ma)	$/^{206} Pb^{*}$	(70)	$/^{235}{ m U}$	(%)	$/^{238}$ U	
0.65	432	192	0.46	7.92	135 ± 1	322 ± 220	0.0528	9.5	0.1540	9.6	0.0212	0.77
0.72	712	237	0.34	14.9	155 ± 1	78 ± 88	0.0476	3.7	0.1591	3.7	0.0243	0.46
0.60	454	122	0.28	9.02	146 ± 1	157 ± 93	0.0492	4.0	0.1558	4.0	0.0230	0.58
0.75	643	149	0.24	12.1	139 ± 1	113 ± 140	0.0483	5.8	0.1453	5.8	0.0218	0.69
0.11	251	23	0.10	87.4	2192 ± 23	2473 ± 32	0.1616	1.9	9.030	2.2	0.4050	1.2
1.21	435	109	0.26	8.63	145 ± 1	156 ± 230	0.0492	9.9	0.155	9.9	0.0228	0.86
0.19	64	62	0.99	32.4	2968 ± 34	2856 ± 31	0.2037	1.9	16.42	2.4	0.5847	1.4
0.37	413	79	0.20	7.78	139 ± 2	302 ± 110	0.0524	4.8	0.1578	5.0	0.0219	1.5
0.26	69	59	0.88	28.1	2488 ± 35	2516 ± 13	0.1658	0.75	10.77	1.9	0.4710	1.7
0.55	314	63	0.21	10.4	242 ± 2	532 ± 87	0.0581	4.0	0.306	4.0	0.0383	0.66
0.43	822	228	0.29	15.6	140 ± 1	147 ± 74	0.0490	3.2	0.1488	3.2	0.0220	0.47
1.02	424	127	0.31	7.94	138 ± 1	729 ± 200	0.0636	9.5	0.1890	9.5	0.0216	0.71
0.96	537	158	0.30	10.1	138 ± 1	54 ± 210	0.0471	8.7	0.1400	8.7	0.0216	0.69
0.39	246	269	1.13	26.0	745 ± 4	803 ± 32	0.0659	1.5	1.113	1.7	0.1225	0.62
0.66	423	160	0.39	7.78	136 ± 1	245 ± 110	0.0511	4.6	0.1499	4.7	0.0213	0.61
	²⁰⁶ Pb _c (%) 0. 65 0. 72 0. 60 0. 75 0. 11 1. 21 0. 19 0. 37 0. 26 0. 55 0. 43 1. 02 0. 96 0. 39 0. 66	$\begin{array}{c c} 2^{206} {\rm Pb}_{\rm c} & {\rm U} \\ (\%) & (10^{-6}) \\ \hline 0.65 & 432 \\ 0.72 & 712 \\ 0.60 & 454 \\ 0.75 & 643 \\ 0.11 & 251 \\ 1.21 & 435 \\ 0.19 & 64 \\ 0.37 & 413 \\ 0.26 & 69 \\ 0.55 & 314 \\ 0.43 & 822 \\ 1.02 & 424 \\ 0.96 & 537 \\ 0.39 & 246 \\ 0.66 & 423 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $

注:*表中误差为1σ;Pb。和Pb*分别代表普通铅和放射成因铅,并应用实测的204 Pb 对普通铅进行了校正。







158Ma)明显偏老,但其内部结构和晶形与其他锆石 并无明显差异,可能是区内较早侵位的花岗岩石中 的捕获锆石,而分析点号为 FSD-1-8.2 年龄结果明 显偏年轻(123±3Ma),产生偏离加权平均值年龄的 原因及其地质意义有待进一步研究。其余 10 个分 析点的²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 比值的年龄分布在 132~139 之





Fig. 4 Diagram of Zircon U-Pb weighted average ages of granodiorite porphyry in the Jilongshan orefield

间,在²⁰⁶ Pb/²³⁸ U-²⁰⁷ Pb/²³⁵ U 谐和图上,分析点均投 影在谐和线上或附近(图 6),表明被测错石未遭受 明显的后期热事件的影响,其²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 比值年龄 加权平均值为136.7±2.1Ma(95%可信度,MSWD =1.4),代表丰山花岗闪长斑岩体的形成年龄,即形 成于早白垩世。



图 5 鸡笼山花岗闪长斑岩体中老锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(图中红圈代表未参与年龄计算的样品) Fig. 5 U-Pb Concordia diagram of inherited Zircon from granodiorite porphyry in the Jilongshan orefield

点号	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (10 ⁻⁶)	Th (10 ⁻⁶)	$^{232}{ m Th}/^{238}{ m U}$	206 Pb * (10 ⁻⁶)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)	²⁰⁷ Pb * / ²⁰⁶ Pb *	±%	$^{207} { m Pb}^{*}$ $/^{235} { m U}$	±%	²⁰⁶ Pb * / ²³⁸ U	±%
FSD-1-1.1	1.07	268	167	0.64	5.78	158 ± 4	0.0519	7.7	0.1770	8.1	0.0248	2.4
FSD-1-2.1	0.44	386	311	0.83	7.89	151 ± 4	0.0516	4.2	0.1685	4.9	0.0237	2.5
FSD-1-3.1	0.88	354	286	0.83	6.71	139 ± 4	0.0503	4.8	0.1516	5.5	0.0219	2.7
FSD-1-4.1	1.31	291	191	0.68	5.85	147 ± 3	0.0482	10	0.1540	11	0.0231	2.4
FSD-1-5.1	0.14	445	464	1.08	8.84	147 ± 4	0.0540	5.3	0.1720	5.9	0.0231	2.5
FSD-1-6.1	0.73	339	269	0.82	6.39	139 ± 3	0.0506	4.2	0.1519	4.8	0.0218	2.3
FSD-1-7.1	1.12	349	286	0.85	6.60	139 ± 3	0.0519	7.0	0.1560	7.4	0.0218	2.3
FSD-1-8.1	1.23	383	414	1.12	6.90	132 ± 3	0.0508	14	0.1450	14	0.0207	2.4
FSD-1-8.2	1.35	341	195	0.59	5.70	123 ± 3	0.0453	8.6	0.1200	8.9	0.0192	2.3
FSD-1-9.1	0.50	316	251	0.82	5.90	138 ± 4	0.0514	3.4	0.1533	4.3	0.0217	2.7
FSD-1-10.1	1.86	338	282	0.86	6.13	132 ± 3	0.0444	14	0.1270	15	0.0207	2.4
FSD-11.1	2.09	214	193	0.93	4.02	136 ± 4	0.0471	14	0.1390	14	0.0214	2.6
FSD-1-12.1	0.52	399	190	0.49	7.76	143 ± 3	0.0441	5.9	0.1368	6.4	0.0225	2.3
FSD-1-13.1	1.21	426	383	0.93	7.65	132 ± 3	0.0471	6.7	0.1341	7.1	0.0207	2.4
FSD-1-14.1	0.72	289	173	0.62	5.39	138 ± 4	0.0542	6.5	0.1610	7.0	0.0216	2.8

表 2 丰山花岗闪长斑岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定结果 Table 2 Zicron SHRIMP U-Pb data of granodiorite porphyry in the Fengshan orefield

*表中误差为1σ; Pb。和 Pb *分别代表普通铅和放射成因铅,并应用实测的204 Pb 对普通铅进行了校正。

5 结论及讨论

5.1 成岩时代

岩体的精确测年是研究和分析其形成地球动力 学背景的基础。以往鄂东南地区成矿岩体的时代多 是利用 K-Ar 法和 Rb-Sr 等时线法来测定的,年龄 范围相对较宽:如铜山口花岗斑岩的全岩和黑云母 K-Ar 年龄为150~122 Ma,铜绿山矿区花岗闪长岩 和闪长岩的全岩和黑云母 K-Ar 年龄为157~118 Ma,丰山洞花岗闪长斑岩的全岩和黑云母 K-Ar 年 龄为149~138 Ma(Pan et al.,1999);另一方面,由









图 7 丰山花岗闪长斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄加权平均值图



于蚀变作用等的影响,岩体的 K-Ar 和 Rb-Sr 等时 线年龄的结果还存在很大的差异:如鄂城花岗岩的 K-Ar 年龄为114 Ma, Rb-Sr 年龄为125 Ma, 铁山石 英二长岩的 K-Ar 年龄为132 Ma, Rb-Sr 年龄为 117 Ma(周珣若等, 1994)。

20世纪90年代以来,不少学者对长江中下游 地区与铜金多金属矿化密切相关的中生代侵入体重 新进行了年代学研究,获得了一批高精度的同位素 年龄数据:周珣若等(1994)获得铁山石英二长岩和 阳新英云闪长岩的角闪石⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 坪年龄分别为 133.4±0.4 Ma 和 135.9±0.5 Ma,等时线年龄分 别为 133. 6±0.9 Ma 和 135.7±0.7 Ma;吴才来等 (1996)测得铜陵地区花岗闪长岩、辉石二长闪长岩 和石英二长闪长岩的40 Ar/39 Ar 年龄分别为 139.8 ~137Ma、138.2~136.6Ma 和 135.8~137Ma,集 中在137 Ma 左右;薛怀民等(2006)获得阳新复式 岩体石英二长岩的锆石 SHRIMPU-Pb 年龄为 134 ±2Ma;陈江峰等(1993)获得阳新复式岩体石英二 长岩的角闪石40 Ar/39 Ar 年龄为 136Ma,并认为长 江中下游成矿带内与铜矿化有关的闪长类的侵位年 龄集中在 134~138 Ma 范围内(陈江峰等,1994)。 本文前述鸡笼山和丰山花岗闪长岩斑岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄(138±2Ma 和 137±2Ma),不 仅与前人报道的鄂东南地区成矿中酸性斑岩体的形 成时间域一致,而且进一步丰富了长江中下游成矿 带与斑岩-砂卡岩 Cu-Fe-Au-Mo 矿床有关岩体的高 精度同位素年龄数据。

5.2 成矿时代

前人对长江中下游 Cu-Au-Fe-Mo 矿成矿带主 要矿床的成矿时代进行了大量的年代学研究:谢桂 青等(2006)利用 Re-Os 同位素定年方法对鄂东南 地区 5 个典型 Cu-Au-Mo-(W) 矿床进行了成矿时 代的研究,获得丰山铜金多金属矿床、阮家湾钨铜钼 矿床、千家湾铜金矿床、铜绿山铜铁金钼多金属矿床 和铜山口铜钼矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄分 别为 144.0 \pm 2.1 Ma、143.6 \pm 1.7 Ma、137.7 \pm 1.7 Ma、137.8±1.7~138.1±1.8Ma 和 143.5±1.7~ 142.3±1.8Ma;毛景文等(2004)对九瑞地区5个矽 卡岩-斑岩 Cu-Au-Mo 矿进行了 Re-Os 同位素年龄 测定,获得大团山、南阳山、沙滩角、铜坑里和安庆等 Cu-Au-Mo 矿床的成矿分别为 139.1±2.7Ma、 140.5 \pm 1.6 \sim 141.1 \pm 0.5Ma,140.7 \pm 1.6 \sim 141.9 ± 0.4 Ma、143.7 $\pm 1.6 \sim 143.6 \pm 0.5$ Ma 和 137.9 \pm 1.5~139.1±0.4Ma; 吴良十等(1997)获得江西城 门山铜矿石英脉中辉钼矿和石英斑岩中浸染状辉钼 矿的 Re-Os 同位素年龄分别为 141±3Ma 和 137± 3Ma; Sun et al. (2003)获得安庆月山、铜陵青阳和 龙虎山铜矿的 Re-Os 同位素年龄分别为 138Ma、 137.3Ma 和 138Ma;蒙义峰等(2004)获得铜陵地区 金口岭、冬瓜山、小铜官山和老庙基山的 Re-Os 同 位素年龄分别为 137Ma、137.4Ma、135.5Ma 和 144.9Ma.

鉴于鸡笼山和丰山等铜金多金属矿床中矿体均 产于斑岩体与三叠系碳酸盐岩的接触带附近,显示 其成矿作用与斑岩的岩浆侵入关系密切。同时考虑 到砂卡岩-斑岩型矿床的形成时间与成矿岩体的侵 位时间大致同时,本次研究获得的上述成矿斑岩体 的成岩年龄可大致代表相关矿床形成时间,即丰山 矿田的成岩成矿事件均发生于早白垩世初,这与谢 桂青等(2006)所报道的丰山铜金矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素模式年龄(140.0±2.1Ma)及长江中下游 其它典型铜金多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素模 式年龄(140±5Ma)在实验误差范围内是一致的。 表明长江中下游地区铜金多金属矿床的形成与该地 区中生代岩石圈构造体制大转换之地球动力学背景 相耦合,为中生代第二期大规模成矿作用的产物(毛 景文等,2004)。

5.3 结晶基底问题

扬子陆块是否存在太古宙基底是中国大陆早期 构造演化历史中的重要问题。前人通过锆石 U-Pb 稀释法和锆石 Pb-Pb 蒸发法及全岩 Sm-Nd 法曾获 得宜昌黄陵地区扬子陆块崆岭高级变质地质体的形 成年龄为2.73~2.86Ga(刘观亮,1987;袁海华等, 1991;凌文黎等,1998);涂荫玖等(2001)获得皖东新 元古代张八岭群下伏南黄 TTG 质片麻岩的原岩形 成年龄为2493±19Ma。近年来,一些学者报道了 扬子陆块存在太古宙陆壳基底的高精度锆石 SHRIMP U-Pb 年龄信息: 高山等(2001) 获得黄陵 地区奥长花岗岩的侵位年龄为 2947~2903Ma,并 在变沉积岩中发现了年龄为 3.3Ga 的碎屑锆石;张 旗等(2003)获得宁芜地区龙王山组火山岩中碎屑锆 石年龄为 3.2Ga 和 2.4~2.6Ga。本次研究发现在 鸡笼山花岗闪长斑岩体中捕获锆石(继承锆石)的 ²⁰⁷ Pb/²³⁸ U 比值年龄给出了从新元古代(745±4 Ma)-古元古代(2192±23~2488±35 Ma)-太古宙 的年龄信息(2968±34 Ma),进一步证实了扬子陆 块北缘太古代基底的存在。

致谢:在野外工作期间,得到湖北省地质调查院 和湖北省地质矿产勘查开发局鄂东南地质大队的的 大力支持;在锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定中得到 张维博士和张玉海高级工程师的帮助;审稿专家和 编辑部提出了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心 感谢!

参考文献

蔡华新. 2007. 丰山铜钼矿区钼矿地质特征及其综合利用问题. 有色 金属(矿山部分),59(1):22~25.

陈江峰,周泰禧,刑凤鸣,徐祥,徐立华. 1994.长江中下游岩带含铜

岩体的 Pb、Sr、Nd 同位素特征. 地球学报,(1~2):111~116.

- 陈江峰,周泰禧,张巽,刑凤鸣,徐祥,李学明,徐立华.1993. 长江中下 游岩带含铜岩体的同位素地球化学研究.见:陈好寿等编. 同位 素地球化学研究. 浙江大学出版社,214~229.
- 高山, Yumin Qiu, 凌文黎, Neal J. McNaughton, David I. Groves. 2001. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研 究——扬子克拉通>3.2Ga 陆壳物质的发现. 中国科学 D 辑, 31(1):27~35.
- 黄亚南. 1993.鸡笼山式共生金矿床成矿规律.地质与勘探,29(6): 19~26.
- 简平,刘敦一,张旗. 2003. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 年龄. 地学前缘, 10(1):439~456.
- 雷如亮. 1991. 鄂东岩浆岩成因类型及成岩演化探讨. 资源环境与工程,(1):20~35.
- 凌文黎,高山,郑海飞,周炼,赵祖斌. 1998. 扬子克拉通黄陵地区崆 岭杂岩 Sm-Nd 同位素地质年代学研究. 科学通报,43(1):86~ 89.
- 刘观亮. 1987. 崆岭群时代获得新进展. 中国区域地质,14(1):95.
- 刘继顺,舒广龙,高珍权. 2004.鄂东丰山矿田卡林型金矿地质地球 化学特征.地学前缘,11(2):379~385.
- 刘先武. 1989. 湖北鸡笼山金铜矿控矿地质特征. 黄金,(3):7~12.
- 刘延年,钱应敏. 2001. 鄂东封三洞铜金矿床周边外围金银及金银多 金属矿找矿新成果综述. 湖北地矿, 15(4):53~58.
- 毛建仁,陈三元,赵曙良,程启芬. 1985.封-瑞-九地区若干侵入岩体 的地球化学特征及其岩浆演化方式.资源调查与环境,6(2):1 ~15.
- 毛建仁,程启芬. 1990.东南大陆中生代玄武岩岩石系列及其构造意 义.资源调查与环境,11(4)29~44.
- 毛景文,Holly STEIN,杜安道,周涛发,梅燕雄,李永峰,藏文栓,李进文.2004.长江中下游地区铜金(钥)矿 Re-Os 年龄测定及其 对成矿作用的指示.地质学报.78(1):121~131.
- 蒙义峰,杨竹生,曾普生,徐文艺,王训成. 2004. 铜陵矿集区成矿流 体系统时限的初步厘定.矿床地质, 23(3):271~280.
- 钱应敏. 2005. 丰山矿田及其外围矿床异常特征及找矿标志. 西部探 矿工程, 111(增刊):139~142.
- 舒广龙,刘继顺,马光,龙仲胜,蔡华新. 2003. 湖北阳新丰山铜矿大 理岩中金矿化地质特征与金赋存状态研究.黄金,24(6):7~ 12.
- 舒广龙,马诗敏,刘继顺. 2007. 基于斑岩成矿体系结构的深部找矿 预测——以鄂东丰山铜金矿田为例. 地质与勘探,43(2):1~7.
- 宋彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作,年龄测定

及有关现象讨论,地质论评,48(Sup):26~30.

- 苏欣栋,刘陶梅. 1994. 同位素地质在鄂东南铜铁矿床地质研究中的 应用. 地质与勘探, 30(1)27~32.
- 涂荫玖,杨晓勇,郑永飞,李惠民. 2001.皖东南黄片麻岩的锆石 U-Pb年龄.岩石学报,17(1):157~160.
- 吴才来,周若,黄许陈,张成火,黄文明. 1996. 铜陵地区中酸性侵入 岩年代学研究. 岩石矿物学杂志,15(4)299~306.
- 吴承健,王大伟. 1994. 鸡笼山金铜矿载金矿物特征及金的赋存状态. 中南工业大学学报(自然科学版),25(5)555~559.
- 吴良士,邹晓秋. 1997. 江西城门山铜矿铼-锇同位素年龄研究. 矿床 地质, 16(4)376~381.
- 伍超群. 1992a. 湖北鸡笼山金铜矿床成矿物质来源探讨. 大地构造 与成矿学, 16(2)190~192.
- 伍超群. 1992b.鸡笼山金铜矿床成矿地球化学特征初探. 湖南地质, S1:79~81.
- 谢桂青,毛景文,李瑞玲,张祖送,赵维超,屈文俊,赵财胜,魏世昆. 2006. 鄂东南地区 Cu-Au-Mo-(W)矿床的成矿时代及其成矿地 球动力学背景探讨:辉钼矿 Re-Os 同位素年龄. 矿床地质,25 (1):43~52.
- 徐耀通. 1992.论鸡笼山金铜矿成矿构造地球化学障. 地质与勘探, 28(5)46~51.
- 薛怀民,董树文,简平. 2006.大别山造山带前陆阳新二长质侵入体 的矿物化学、地球化学与锆石 SHRIMP 定年.中国科学 D 辑 地球科学,36(2):133~142.
- 袁海华,张志兰,刘炜,卢秋霞. 1991. 直接测定颗粒锆石²⁰⁷ Pb/²⁰⁶ Pb 年龄的方法. 矿物岩石, 11(2):72~79.
- 张洪涛. 1984. 封三洞铜矿床成因探讨. 矿床地质, 3(3):57~66.
- 张旗,简平,刘敦一,王元龙,钱青,王焰,薛怀民. 2003. 宁芜火山岩 的锆石 SHRIMP 定年及其意义. 中国科学 D 辑, 33(4):309~ 314.
- 赵一鸣,张铁男,毕承思. 1999. 含金矽卡岩矿床产出构造环境和地 质地球化学评价标志. 地学前缘, 6(1):181~193.
- 周珣若,任进. 1994.长江中下游中生代花岗岩.北京:地质出版社, 118.
- Pan Y. and Dong P. 1999. The Lower Changjiang(Yangzi/Yangtze River) metallogenic belt, east China: Intrusion and wall rockeosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits. Ore Geology Reviews, 15:177~242.
- Sun W. Xie Z. and Chen J. 2003. Re-Os dating of copper and molybdenum deposits along the Middle and Lower reaches of the Yangtze River, China. Economic Geology, 98:175~180.

SHRIMP U-Pb Zircon Dating for Granodiorite Porphyry of the Fengshan Orefield in Eastern Hubei Province and Its Geological Significance

CHEN Fuwen, MEI Yuping, LI Huaqin

Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, MLR, Yichang, Hubei, 443005

Abstract

As an important part of the polymetallogenic belt on the Middle-Lower Reaches of the Yangtze River, the Fengshan orefield consists of large-medium-sized Cu-Au polymetallogenic deposits, distributed in Jilongshan, Fengshan, and Lijiawan. Orebodies occur within the contact zones of granodiorite porphyry with Triassic carbonate, and the mineralization was closely related to the Yanshanian granodiorite porphyry. Zircon SHRIMP U-Pb dating was carried out for the mineralized granodiorite porphyry and yielded age of $138\pm 2Ma(95\%)$ confidence, MSWD=5.1 for the Jilongshan granodiorite porphyry and $137\pm 2Ma(95\%)$ confidence, MSWD=1.4 for the Fengshan granodiorite porphyry. The results are consistent with the molybdenite Re-Os isochron age($140Ma\pm$) of typical Cu-Au-Mo-(W) deposits in the southeastern deposit—intensive region, indicating that the diagenesis and metallogeny events of the Fengshan orefield happened in the Early Cretaceous. This study also obtained the age of Neoproterozic zircon from the Jilongshan granodiorite porphyry, and this provides evidence for existence of the Neo-Archean-palaeo-Proterozoic crystalline basement in the northern margin of the Yangtze massif.

Key words: Zircon SHRIMP U-Pb dating; Neo-Archean; granodiorite porphyry; Fengshan orefield; Eastern Hubei Province; South China