

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.2017.0611

夏金龙, 黄圭成, 丁丽雪. 鄂东南地区何锡铺岩体锆石 U-Pb 定年、岩浆源区及其地质意义[J]. 地质科技情报, 2017, 36(6): 104-112.

鄂东南地区何锡铺岩体锆石 U-Pb 定年、 岩浆源区及其地质意义

夏金龙^{a,b}, 黄圭成^{a,b}, 丁丽雪^{a,b}

(中国地质调查局 a. 武汉地质调查中心; b. 花岗岩成岩成矿地质研究中心, 武汉 430205)

摘 要: 鄂东南地区存在大量酸性小岩体, 部分小岩体与斑岩型铜钼金矿床关系密切。对位于鄂东南地区南部的何锡铺花岗岩闪长斑岩体进行了锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成测定。定年结果显示: 花岗闪长斑岩样品的岩浆结晶年龄为 (142 ± 1) Ma, 属早白垩世。这与鄂东南地区和九江—瑞昌地区含矿小岩体形成年代基本一致。何锡铺岩体锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 $0.282\,372 \sim 0.282\,656$, 在 $t=142$ Ma 时, 对应的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-11.1 \sim -1.1$, 平均值为 -6.3 。锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值具不均一性, 类似于阮宜湾岩体, 而不同于铜山口岩体和龙角山岩体。岩体具高 Sr/Y 比值, 无明显 Eu 负异常。全岩初始锶同位素比值 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 $0.705\,88$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.9 。全岩地球化学、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素特征一致表明富集地幔是何锡铺岩体的重要源区, 原始幔源岩浆可能存在古老地壳物质的混染。何锡铺岩体不仅具有与铜山口岩体类似的岩石学特征, 还具有与其类似的地球化学特征。幔源物质的参与指示该岩体具有形成斑岩型铜钼金矿床的潜力。

关键词: 锆石 U-Pb 年龄; Hf 同位素; 岩浆源区; 花岗闪长斑岩; 鄂东南

中图分类号: P588.12

文献标志码: A

文章编号: 1000-7849(2017)06-0104-09

鄂东南地区位于长江中下游地区西缘, 是我国重要的铁铜金矿集区^[1-2], 聚集了湖北省绝大多数内生金属矿床, 囊括了省内 2 个整装勘查区: 湖北大冶—阳新铜金矿整装勘查区和湖北鄂州莲花山—黄石铁山铁多金属矿整装勘查区。该地区中生代构造—岩浆活动十分强烈, 形成了鄂东南地区鄂城岩体、铁山岩体、金山店岩体、灵乡岩体、殷祖岩体、阳新岩体 6 个大侵入岩体和百余个酸性小岩体, 以及金牛火山盆地, 出露总面积约 900 km^2 。鄂东南地区绝大多数金属矿床与岩浆活动关系密切。在侵入岩体的边缘与碳酸盐岩地层接触部位常形成矽卡岩型矿床, 斑岩型矿床多与中酸性小岩体关系密切。

近年来, 鄂东南地区岩浆岩及其有关矿床得到了深入研究, 并取得了一批高精度的岩浆岩体及矿床的成岩成矿年龄, 厘定了该地区晚侏罗世—早白垩世岩浆岩体与矿床形成的时代格架^[2-5]; 基于岩石主量元素、微量元素地球化学、Sr-Nd-Hf 同位素地球化学数据, 建立了该地区岩浆岩演化序列^[3-4]; 从岩浆起源与演化角度对岩浆岩成矿专属性进行了分析^[4,6-8]; 对“大冶式铁矿”成因的认识不断深化,

岩浆—热液过渡型流体理论^[9]、开放性构造环境铁矿流体浓缩理论^[10]、复杂接触带构造控矿理论^[11]等丰富了岩浆—热液矿床的成矿理论。

鄂东南地区 90% 以上的铜、钼、金、钨矿床与中酸性小岩体有关^[12], 因此研究中酸性小岩体的形成与演化具有重要的理论与找矿勘探意义。该地区研究程度较高的是铜山口岩体, 其内部发育强烈的钾化、硅化蚀变, 形成斑岩型铜钼矿化, 其边缘与碳酸盐岩接触带附近发育矽卡岩化蚀变, 形成矽卡岩型铜钼矿化。已有研究结果表明铜山口岩体形成于 $(143.5 \pm 0.45)\text{ Ma}$ ^[13], 其形成与地壳的缩短、加厚关系密切^[13], 富集地幔是其重要源区^[13-14]。位于灵乡岩体东南侧的何锡铺岩体, 强烈发育类似于铜山口岩体中的钾化、硅化, 且地表存在大量铁帽。何锡铺岩体及其周缘一直是鄂东南地区找矿勘探的重点地区, 然而对于其形成时代及成因研究十分薄弱。笔者对何锡铺岩体进行了系统的野外、镜下、锆石阴极发光(CL)、U-Pb 定年、Hf 同位素分析等, 获得了高精度的成岩年龄和岩石成因信息。

收稿日期: 2017-05-14

编辑: 刘江霞

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(1212011120863; 12120114039401; 121201009000150002)

作者简介: 夏金龙(1985—), 男, 工程师, 主要从事岩石学与矿床学研究工作。E-mail: awhite@126.com

1 地质概况和采样

鄂东南地区位于扬子陆块中东部,北与大别造山带相邻,南为江南造山带。大地构造位置处于 NNW 向襄阳—武穴断裂、NNE 向团风—咸宁断裂和 EW 向毛铺—两剑桥断裂所围限的三角区内^[15]。区内主要出露寒武纪—三叠纪海相沉积地层,岩性以碳酸盐岩为主,碎屑岩为次。

印支运动使得鄂东南地区地层被挤压,在南部形成相对增厚的地壳,形成了一系列大型逆冲推覆体,如黄姑山—犀牛山逆冲推覆体,将寒武纪以来的沉积地层卷入,在逆冲断层和滑脱构造的作用下进一步增厚。燕山期构造体制由挤压转换为伸展,巨量岩浆侵位,形成了鄂城岩体、铁山岩体、金山店岩体、灵乡岩体、殷祖岩体、阳新岩体 6 个规模较大的侵入岩体(图 1),以及百余个规格较小的中酸性侵入岩体。鄂东南地区侵入岩体大体可分为成铁岩体和成铜岩体两类。成铁岩体主要由准铝质和过铝质的石英二长岩、石英闪长岩、花岗岩、闪长岩等组成,代表性岩体为鄂城岩体、金山店岩体;成铜岩体主要为准铝质的石英闪长岩、花岗闪长岩,代表性岩体为阳新岩体、铜山口岩体。矿床类型主要有矽卡岩型、矽卡岩—斑岩型,次为斑岩型、(岩浆)热液型。典型矽卡岩型矿床有程潮铁矿床、大冶铁铜矿床、铜绿山铜铁矿床;典型矽卡岩—斑岩型矿床有铜山口铜钼矿床、丰山洞铜钼矿床。

鄂东南六大岩体的南缘边界是毛铺—两剑桥断裂,它是鄂东南地区一条极重要的控岩控矿断

裂^[16]。从铜绿山到该断裂带一带,分布着众多中酸性小岩体,如铜绿山石英正长闪长玢岩体、铜山口花岗闪长斑岩体、龙角山花岗闪长斑岩体、丰山洞花岗闪长斑岩体、白云山花岗闪长斑岩体、阮宜湾花岗闪长岩体、姜桥花岗闪长岩体、铜鼓山石英闪长玢岩体、古家山花岗闪长斑岩体等(图 2)。部分中酸性小岩体已经证实与铜钼金矿床关系密切,如在铜绿山石英正长闪长玢岩体大理岩捕虏体中产出矽卡岩型铜铁矿床,铜山口岩体周缘与内部分别产出矽卡岩型、斑岩型铜钼矿床;与龙角山花岗闪长斑岩体相关的是矽卡岩—斑岩型铜钼矿床;白云山斑岩型铜矿床产于白云山花岗闪长斑岩体内部。另一部分小岩体的成矿性尚在进一步勘查中,如何锡铺岩体、犀牛山岩体、古家山岩体等。

何锡铺岩体位于灵乡岩体东南侧,姜桥岩体以西(图 2),侵入灵乡岩体和下三叠统大冶群中。岩体平面上为椭圆形,长轴为北西向,出露面积约 5 km²。岩体由花岗闪长斑岩组成,岩石具斑状结构,块状构造。斑晶为自形一半自形钾长石和黑云母、半自形斜长石和角闪石,基质以长石和石英为主(图 3),自形钾长石斑晶粒径可达 20 mm。岩石已发生较强的蚀变,主要为钾化、硅化、绢云母化、高岭土化、绿泥石化等。造岩矿物中钾长石和斜长石发生绢云母化、高岭土化,角闪石发生绿泥石化、方解石化、帘石化,而黑云母相对新鲜。对本次采集样品(样号: DY167)进行了全岩地球化学、锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素测定,采样位置地理坐标: E114°50.971', N30°02.408'。

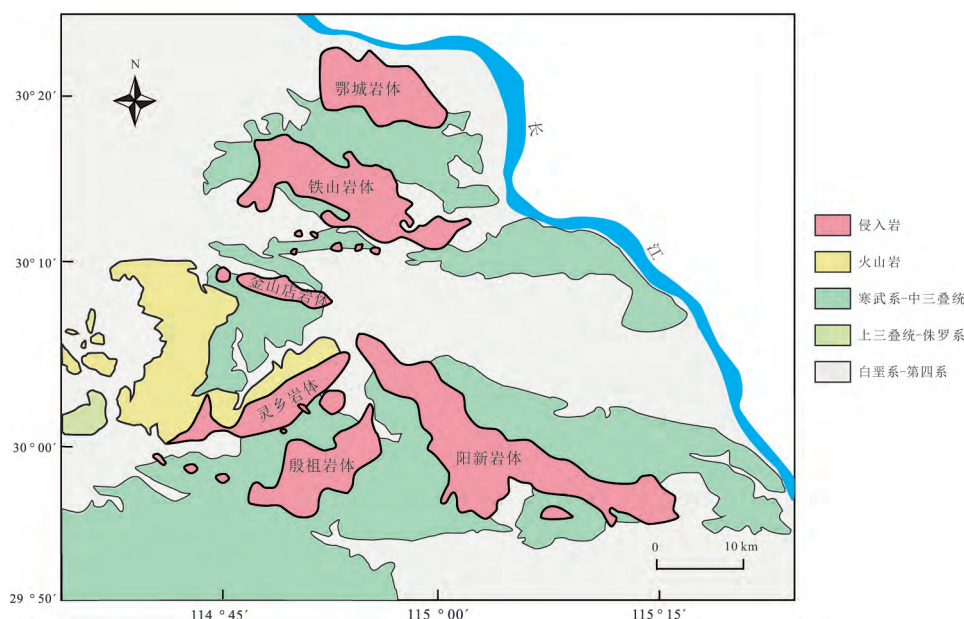
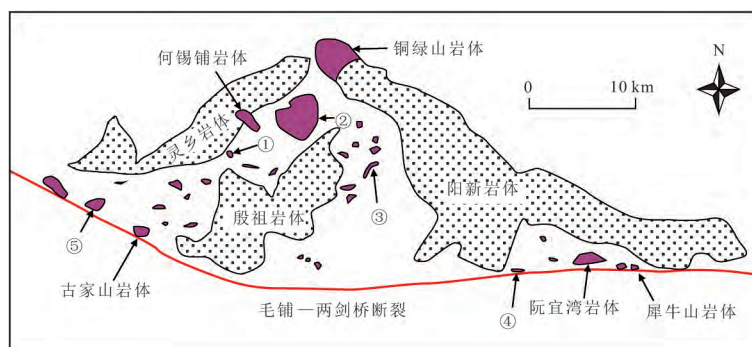


图1 鄂东南地区地质图(据文献[1]修改)

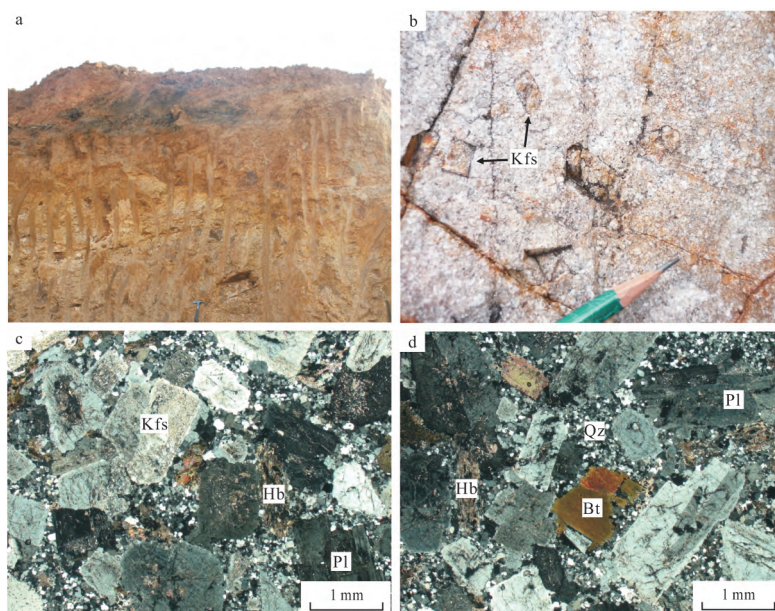
Fig.1 Geological sketch of southeast Hubei Province



①铜山口岩体;②姜桥岩体;③龙角山岩体;④白云山岩体;⑤铜鼓山岩体

图2 鄂东南地区毛铺—两剑桥断裂及岩浆岩分布示意图(据文献[12,16-17]修改)

Fig.2 Distribution of igneous rocks and Maopu-Liangjianqiao fault, southeast Hubei Province



Qz. 石英; Pl. 斜长石; Bt. 黑云母; Kfs. 钾长石; Hb. 角闪石

图3 何锡铺岩体野外露头及显微照片

Fig.3 Outcrops and micrographs of the Hexipu pluton

2 分析方法

锆石单矿物分选由河北廊坊诚信地质服务有限公司完成。取得的锆石矿物在双目显微镜下选择透明颗粒,制成环氧树脂样品靶,磨至锆石颗粒中心部位后抛光,拍摄其反射光、透射光照片,再进行阴极发光(CL)显微结构观察、照相。样品照相、测试工作在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。CL显微结构照相在配备有 Gatan CL3+型 CL 探头的 Quanta 400FEG 型场发射扫描电镜上进行。在此基础上选择合适的锆石颗粒采用激光剥蚀与多接收等离子体质谱仪联机[LA-(MC)-ICP-MS]进行锆石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素分析。激光剥蚀孔径为 30 μm 。U-Pb 同位素采用锆石标样 91500 进行外标校正,每隔 5 个样品分析点测 1 次锆石标

样 91500,以保证标准和样品的仪器条件完全一致。在 10 次锆石的分析前后测 1 次锆石标样 NIST610 和 GJ-1,以 Si 作为内标来测定锆石中 U、Th 和 Pb 的含量。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER(ver4.0; Macquarie University)程序,应用 Anderson^[18]所提供的方法进行同位素比值校正,以扣除普通铅的影响。

在做完上述实验后,以锆石晶形、U-Pb 年龄谐和度为依据,选择 Lu-Hf 同位素分析点。以锆石 91500 作为标样进行同位素分馏校正。实验过程中,激光剥蚀以氦气作为剥蚀物质的载气,斑束直径为 42 μm ,频率为 10 Hz,激光能量为 90 mJ,每个分析点的气体背景采集时间为 30 s,信号采集时间为 40 s。具体分析步骤和流程参见文献[19]。计算 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值时采用球粒陨石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} =$

0.282 772, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.033\ 2^{[20]}$; 单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM1})计算时,亏损地幔的值采用 Vervoort 等^[21]的结果: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.283\ 25$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.038\ 4$; 两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM2})计算时,平均地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.015^[22]。

全岩主量、微量元素分析在国土资源部武汉矿产资源监督检测中心(武汉综合岩矿测试中心)进行。主量元素的测试在 Magic_pro2440 型 X 射线荧光(XRF)光谱仪上完成,分析精度优于 5%。微量元素分析在型号为 Thermoelemental X7 的质谱仪(ICP-MS)上完成。全岩 Sr、Nd 同位素分析在中国地质调查局武汉地质调查中心同位素实验室进行。质谱分析在 MAT261 多接收质谱仪上完成,分别利用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375\ 2$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\ 9$ 对 Sr 和 Nd 进行质量分馏校正。分析过程中采用美国标准样 NBS987(Sr)和本实验室标准样 Zk-bzNd(Nd)监测仪器工作状态,国家一级标准物质 GBW04411(Rb-Sr)和 GBW04419(Sm-Nd)监测分析流程。 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 精度优于 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 精度优于 0.5%,衰变常数采用 $\lambda(^{87}\text{Rb})=1.42\times 10^{-11}\text{a}^{-1}$, $\lambda(^{147}\text{Sm})=6.54\times 10^{-12}\text{a}^{-1}$ 。

3 结 果

何锡铺岩体锆石样品大小为 $(30\sim 80)\ \mu\text{m}\times(100\sim 200)\ \mu\text{m}$,长宽比一般为 1:1.5~1:4。锆石形态简单,呈长柱状,锥面发育。样品中未发现继承锆石,CL 图像中显示清楚的震荡环带,环带较窄(图 4),为典型的岩浆锆石。

对锆石样品进行了 U-Pb 年龄测定,分析结果见表 1,可以看出, $w(\text{Th})$ 和 $w(\text{U})$ 分别为 56×10^{-6}

$\sim 1\ 014\times 10^{-6}$, $117\times 10^{-6}\sim 533\times 10^{-6}$,Th/U 比值为 0.30~2.47,属岩浆锆石范畴。以表 1 中 Conj. 值($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄与 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的比值)为依据,其在 90~110 之间表明数据谐和,反之不谐和。11 个谐和分析点(舍去偏高的 16 号点)在 U-Pb 年龄谐和图上(图 5)投点均位于谐和线附近。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(142\pm 1)\text{Ma}$ ($MSWD=1.13$),这一年代表何锡铺岩体的岩浆结晶年龄。

以晶形、年龄谐和度为依据,选择 8 颗锆石进行了 LA-(MC)-ICP-MS Lu-Hf 同位素分析和相关参数计算(表 2)。由表 2 看出,锆石具有低的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(均小于 0.002 5),变化范围为 0.000 757~0.001 837,平均值为 0.000 95,表明锆石在形成后具有低的放射性成因 Hf 积累,所测的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值可以代表锆石结晶时岩浆体系的 Hf 同位素组成^[23]。锆石 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282 372~0.282 656,在 $t=142\text{Ma}$ 时,对应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $-11.1\sim -1.1$,平均值为 -6.3 。在锆石 U-Pb 年龄对 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(图 6)中,投点主要集中在球粒陨石线与上地壳演化线之间,少量位于上地壳演化线与下地壳演化线之间。单阶段模式年龄 T_{DM1} 变化范围在 840~1 241 Ma 之间,两阶段模式年龄 T_{DM2} 变化范围在 1 258~1 896 Ma 之间。

何锡铺岩体样品 $w(\text{SiO}_2)$ 为 69.08%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 15.38%, $w(\text{CaO})$ 为 2.73%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 3.11%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 为 4.84%。样品具较高的 $w(\text{Sr})$ (814.3×10^{-6}),较低的 $w(\text{Y})$ (7.14×10^{-6}),Sr/Y 比值为 107。 $w(\text{Sm})$ 为 2.47×10^{-6} , $w(\text{Eu})$ 为 0.80×10^{-6} , $w(\text{Gd})$ 为 2.07×10^{-6} , δEu 为 0.98,无明显 Eu 负异常。如表 2 所示,根据岩体的侵位年龄(142 Ma)计算出何锡铺花岗闪长斑岩的初始锆同位素比值($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$)为 0.705 88, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.9 ,

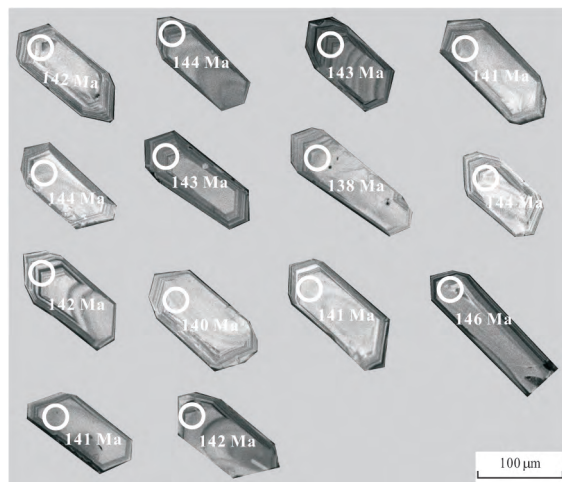


图 4 何锡铺岩体代表性锆石 CL 图像

Fig. 4 Cathodoluminescence images of representative zircons from the Hexipu pluton

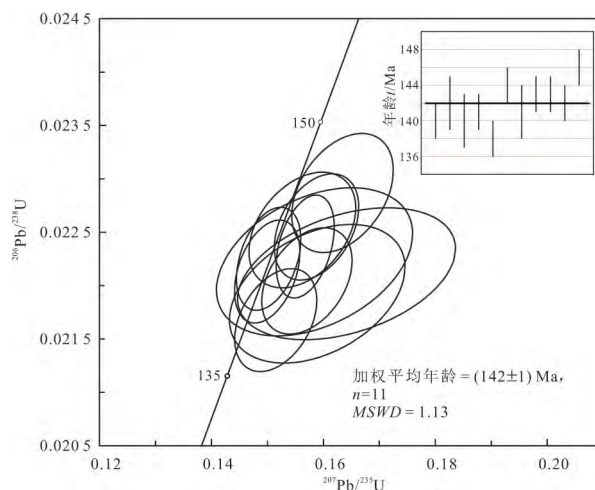


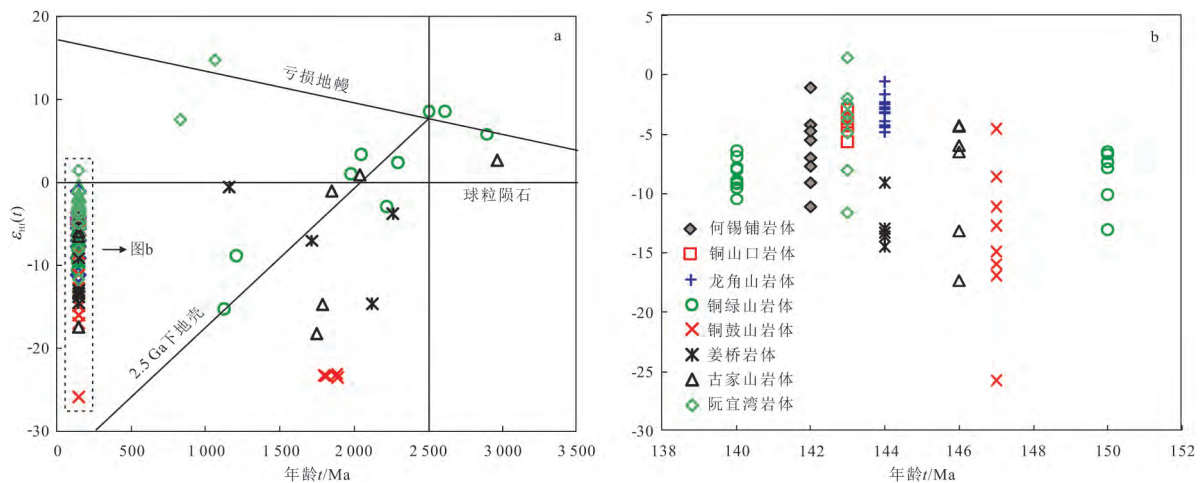
图 5 何锡铺岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 U-Pb concordia diagram of zircons from the Hexipu pluton

表 1 何锡铺岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon U-Pb age analysis results of the Hexipu pluton by LA-ICP-MS

分析	Th	U	Th/	同位素比值						年龄 t/Ma							
	$w_{\text{B}}/10^{-6}$		U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	Conj.	
Dy167-01	137	225	0.61	0.059 94	0.002 92	0.182 07	0.007 10	0.022 05	0.000 35	601	57	170	6	141	2	121	
Dy167-02	250	206	1.21	0.051 63	0.002 31	0.156 76	0.005 39	0.022 03	0.000 33	269	51	148	5	140	2	106	
Dy167-03	485	353	1.38	0.065 84	0.005 92	0.226 87	0.019 98	0.024 99	0.000 44	801	195	208	17	159	3	131	
Dy167-04	112	197	0.57	0.051 65	0.004 15	0.158 09	0.011 67	0.022 21	0.000 46	270	131	149	10	142	3	105	
Dy167-05	68	137	0.50	0.052 52	0.003 83	0.158 60	0.010 48	0.021 91	0.000 43	308	115	149	9	140	3	106	
Dy167-06	168	308	0.54	0.049 06	0.001 88	0.149 55	0.003 90	0.022 12	0.000 32	151	35	142	3	141	2	101	
Dy167-07	738	533	1.38	0.050 60	0.002 18	0.151 09	0.004 89	0.021 66	0.000 32	223	48	143	4	138	2	104	
Dy167-08	1 014	411	2.47	0.084 54	0.002 81	0.260 08	0.004 70	0.022 32	0.000 31	1 305	16	235	4	142	2	165	
Dy167-09	87	196	0.44	0.050 98	0.002 16	0.158 42	0.005 03	0.022 54	0.000 33	240	46	149	4	144	2	103	
Dy167-10	56	186	0.30	0.053 78	0.004 38	0.163 87	0.013 00	0.022 10	0.000 41	362	187	154	11	141	3	109	
Dy167-11	274	223	1.23	0.079 51	0.002 87	0.266 96	0.006 12	0.024 35	0.000 36	1 185	23	240	5	155	2	155	
Dy167-12	135	152	0.89	0.050 22	0.002 50	0.155 88	0.006 38	0.022 51	0.000 36	205	65	147	6	143	2	103	
Dy167-13	183	250	0.73	0.050 75	0.001 79	0.156 46	0.003 45	0.022 36	0.000 32	229	26	148	3	143	2	103	
Dy167-14	337	386	0.87	0.064 81	0.002 45	0.201 25	0.005 18	0.022 52	0.000 34	768	30	186	4	144	2	129	
Dy167-15	140	208	0.67	0.048 85	0.001 84	0.149 81	0.003 84	0.022 24	0.000 32	141	34	142	3	142	2	100	
Dy167-16	172	205	0.84	0.047 71	0.005 00	0.161 33	0.016 69	0.024 53	0.000 42	85	228	152	15	156	3	97	
Dy167-17	128	172	0.74	0.062 05	0.004 09	0.193 36	0.012 31	0.022 60	0.000 39	676	145	179	10	144	2	124	
Dy167-18	198	133	1.48	0.071 44	0.002 88	0.238 50	0.006 94	0.024 21	0.000 37	970	35	217	6	154	2	141	
Dy167-19	350	197	1.78	0.051 76	0.002 40	0.163 16	0.006 04	0.022 86	0.000 37	275	55	153	5	146	2	105	
Dy167-20	130	117	1.11	0.113 12	0.004 25	0.498 48	0.012 57	0.031 96	0.000 50	1 850	24	411	9	203	3	202	

注: $\text{Conj} = t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ 

铜山口岩体数据引自文献[13];铜鼓山岩体数据引自文献[17];姜桥岩体数据引自文献[24];古家山岩体数据引自文献[25];阮宜湾岩体数据引自文献[26]

图 6 何锡铺岩体及相关岩体锆石 U-Pb 年龄对 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解

Fig. 6 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. zircon U-Pb age diagram showing the results of zircon analyses from the Hexipu and other granodiorite porphyries

表 2 何锡铺岩体锆石 Lu-Hf 同位素和全岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 2 Zircon Lu-Hf isotop analysis results of the Hexipu pluton

分析点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$\pm 2\sigma$	T_{DM1}/Ma	$\pm 2\sigma$	T_{DM2}/Ma	$\pm 2\sigma$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
DY167-4	0.021 378	0.000 948	0.282 489	0.000 015	-10.0	-6.9	0.5	1 078	43	1 634	68	-0.97
DY167-6	0.018 796	0.000 804	0.282 531	0.000 011	-8.5	-5.5	0.4	1 016	32	1 540	51	-0.98
DY167-7	0.017 684	0.000 757	0.282 568	0.000 013	-7.2	-4.2	0.5	963	37	1 458	60	-0.98
DY167-9	0.018 265	0.000 787	0.282 468	0.000 012	-10.7	-7.7	0.4	1 103	33	1 680	52	-0.98
DY167-10	0.021 947	0.000 910	0.282 372	0.000 012	-14.1	-11.1	0.4	1 241	32	1 896	52	-0.97
DY167-12	0.018 146	0.000 790	0.282 656	0.000 013	-4.1	-1.1	0.5	840	37	1 258	59	-0.98
DY167-15	0.015 455	0.000 758	0.282 429	0.000 015	-12.1	-9.1	0.5	1 157	41	1 768	65	-0.98
DY167-19	0.048 016	0.001 837	0.282 555	0.000 011	-7.7	-4.7	0.4	1 009	31	1 492	49	-0.94
样品号	$\frac{\text{Rb}}{w_B/10^{-6}}$	$\frac{\text{Sr}}{w_B/10^{-6}}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\frac{\text{Sm}}{w_B/10^{-6}}$	$\frac{\text{Nd}}{w_B/10^{-6}}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma
DY167	78.63	814.3	0.278 4	0.706 44	0.705 88	2.47	14.03	0.106 5	0.512 305	-4.9	1 203	1 330

单阶段模式年龄 T_{DM1} 为 1 203 Ma, 两阶段模式年龄 T_{DM2} 为 1 330 Ma。

4 鄂东南地区及邻区中酸性小岩体的成岩时代

本次对何锡铺岩体的锆石 U-Pb 定年结果显示:花岗闪长斑岩样品的岩浆结晶年龄为 (142 ± 1) Ma, 属于早白垩世。Xia 等^[13]报道的铜山口花岗闪长斑岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (143.5 ± 0.45) Ma; 丁丽雪等^[8,24]获得龙角山花岗闪长斑岩体和姜桥花岗闪长岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 (144 ± 1) , (144 ± 1) Ma; 夏金龙等^[17,25]对古家山花岗闪长斑岩体和铜鼓山石英闪长玢岩体进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 获得岩浆结晶年龄分别为 (145.4 ± 1) , (147 ± 2.6) Ma; 颜代蓉等^[26]对阮宜湾花岗闪长岩体和犀牛山花岗闪长斑岩体开展了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年研究, 测得它们的侵位年龄分别为 (143 ± 1) , (147 ± 1) Ma。黄圭成等^[27]利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 方法对铜绿山岩体进行了定年研究, 发现铜绿山岩体至少有 3 次以上的侵入活动, 侵位时间分别为 (150 ± 2) , (145 ± 2) , (140 ± 2) Ma, 从西到东、由深到浅侧向迁移侵位, 分别形成鸡冠嘴矿区深部的石英闪长岩、鸡冠嘴

矿区较浅部的闪长岩、铜绿山矿区浅表的石英正长闪长玢岩。

与鄂东南地区相邻的赣西北九江—瑞昌地区亦分布较多花岗闪长斑岩体。Li 等^[28]利用 SIMS 锆石 U-Pb 法获得了一批高精度的成岩年龄:城门山岩体为 144.5 Ma、武山岩体为 146.1 Ma 和 146.0 Ma、东雷湾岩体为 146 Ma、邓家山岩体为 145.4 Ma。Yang 等^[29]获得洋鸡山岩体、东雷湾岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为 (141.5 ± 1.7) , (143.4 ± 1.4) Ma; 城门山岩体、武山岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 (146.6 ± 1) , (148.0 ± 1) Ma。陈志洪等^[30]报道了丁家山、洋鸡山、宝山、铜岭和大浪 5 个与铜金成矿作用关系密切的花岗质岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 (145.4 ± 1.2) , (144.8 ± 1.3) , (143.6 ± 1.2) , (141.2 ± 1.3) , (146.4 ± 1.2) Ma。

上述结果表明鄂东南地区及九江—瑞昌地区中酸性小岩体的形成年代基本一致。这 2 个地区中酸性小岩体侵位时间为 150~140 Ma(表 3), 为晚侏罗世—早白垩世。这些中酸性小岩体具有重要的成矿意义:它们多与斑岩型铜钼金矿床关系密切, 成矿时代与成岩时代高度一致。如铜山口铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 年龄为 (143.8 ± 2.6) Ma^[14], 龙角山铜钨

表 3 鄂东南地区和赣西北九江—瑞昌地区晚侏罗世—早白垩世中酸性小岩体成岩年龄

Table 3 Summary of ages of Late Jurassic-Early Cretaceous magmatic rocks in southeast Hubei Province and Jiujiang-Ruichang district

岩体	岩性	年龄 t /Ma	测试方法	相关矿床	文献
鄂东南地区	铜山口	143.5 ± 0.45	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜钼矿	[13]
	铜山口	140.6 ± 2.4	SHRIMP 锆石 U-Pb	铜钼矿	[14]
	龙角山	144 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜钨矿	[8]
	姜桥	144 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb		[24]
	古家山	145.4 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb		[25]
	铜鼓山	147 ± 2.6	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb		[17]
	阮宜湾	141 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜钨矿	[26]
	犀牛山	147 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb		[26]
	铜绿山	150 ± 2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[27]
	铜绿山	145 ± 2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[27]
	铜绿山	140 ± 2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜铁矿	[27]
	何锡铺	142 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb		本文
九江—瑞昌地区	城门山	144.5 ± 1.2	SIMS 锆石 U-Pb	铜金钼矿	[28]
	武山	146.1 ± 1	SIMS 锆石 U-Pb	铜金矿	[28]
	武山	146 ± 1	SIMS 锆石 U-Pb	铜金矿	[28]
	东雷湾	146 ± 1	SIMS 锆石 U-Pb	铜金矿	[28]
	邓家山	145.4 ± 1	SIMS 锆石 U-Pb	铜金矿	[28]
	东雷湾	141.5 ± 1.7	SHRIMP 锆石 U-Pb	铜金矿	[29]
	洋鸡山	143.4 ± 1.4	SHRIMP 锆石 U-Pb	金铜矿	[29]
	城门山	146.6 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金钼矿	[29]
	武山	148.0 ± 1	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[29]
	丁家山	145.4 ± 1.2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[30]
	洋鸡山	144.8 ± 1.3	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[30]
	宝山	143.6 ± 1.2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[30]
	铜岭	141.2 ± 1.3	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[30]
	大浪	146.4 ± 1.2	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	铜金矿	[30]

矿床辉钼矿 Re-Os 年龄为 $(144.7 \pm 2.9) \text{ Ma}$ [8]。鄂东南地区何锡铺岩体、铜山口岩体、龙角山岩体等中酸性小岩体与九江—瑞昌地区的花岗闪长斑岩体同是长江中下游地区中生代最早一期岩浆作用的产物。

5 岩浆源区

相对于全岩 Sr-Nd 同位素, 锆石 Hf 同位素可以更好地反映岩浆源区特征 [31-32]。Xie 等 [4] 在对鄂东南地区晚中生代侵入岩进行系统的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素研究的基础上, 将晚中生代侵入岩分为 3 组: ① 花岗闪长(斑)岩和花岗斑岩 [146~141 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -9.5 \sim -1.6$]; ② 辉长岩、闪长岩和石英闪长岩 [143~136 Ma, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -19.1 \sim -5.4$]; ③ 闪长岩、石英闪长岩和花岗岩 [133~127 Ma,

$\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -28.2 \sim -6.4$]。Xie 等 [4] 认为第一、二、三组岩体均起源于富集地幔, 后经历古老下地壳物质的混染。从岩石矿物组成、结构构造、形成年龄、锆石 Hf 同位素组成等方面看, 何锡铺岩体类似于 Xie 等 [4] 分类中的第一组岩体, 暗示它们具有相似的源区, 但何锡铺岩体锆石 Hf 同位素组成变化范围更大。

近几年来, 鄂东南地区中酸性小岩体获得了更为全面的锆石 U-Pb 年代学和岩浆源区研究。笔者收集前人发表的鄂东南地区 7 个中酸性小岩体(铜山口岩体 [13]、龙角山岩体 [18]、铜绿山岩体 [17]、铜鼓山岩体 [24]、姜桥岩体 [25]、古家山岩体 [26]、阮宜湾岩体) 锆石 Hf 同位素数据(表 4), 结合何锡铺岩体数据一并讨论。

表 4 鄂东南地区晚侏罗世—早白垩世中酸性小岩体锆石 Hf 同位素特征

Table 4 Hf isotope composition of Late Jurassic-Early Cretaceous magmatic rocks in southeast Hubei Province

岩体	岩浆锆石			继承锆石			文献
	测点个数	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 范围	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值	测点个数	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	年龄 t/Ma	
铜山口	8	-5.6~-2.9	-4.0		0		[13]
龙角山	14	-4.8~-0.5	-3.0	0			[8]
铜绿山(石英正长闪长玢岩)	11	-10.5~-6.4	-8.4	1	-15.2	1 127	[27]
铜绿山(石英闪长岩)	7	-13.1~-6.4	-9.1	8	-8.8~-8.7	2 895~1 207	[27]
姜桥	6	-14.6~-9.1	-12.9	4	-14.6~-0.6	2 258~1 111	[24]
古家山	6	-17.4~-4.3	-8.6	5	-18.2~2.7	2 959~869	[25]
铜鼓山	9	-25.9~-4.5	-13.8	4	-23.5~-23.1	1 888~1 574	[17]
阮宜湾	8	-11.7~1.5	-4.3	2	7.6, 14.8	828, 1 060	[26]
何锡铺	8	-11.1~-1.1	-6.3	0			本文

依据继承锆石含量和 Hf 同位素组成, 可将上述中酸性小岩体大体分为两类: 第一类岩体中含较多的继承锆石, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相对较小, 分布于球粒陨石与 2.5 Ga 下地壳演化线之间, 变化范围较大, Hf 同位素组成不均一, 如姜桥岩体、古家山岩体和铜鼓山岩体。古老地壳是姜桥岩体、古家山岩体和铜鼓山岩体的主要源区 [17, 24-25]。第二类岩体中极少见继承锆石, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值相对较大, 接近球粒陨石演化线, 变化范围较小, Hf 同位素组成较均一, 如铜山口岩体、龙角山岩体, 2 个岩体具高 Sr/Y 比值, 无明显 Eu 负异常。铜山口岩体全岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.706 24~0.706 65, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.6~-4.4 [14]。龙角山岩体全岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.706 03, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -5.1。2 个岩体的 Sr-Nd 同位素特征类似于长江中下游地区中生代基性岩 [8, 14], 而大量研究表明长江中下游地区中生代基性岩起源于富集地幔 [33-35]。前人研究表明, 在板内构造环境中, 古老下地壳不足以提供含矿斑岩所需的水、硫以及金属物质 [36-38], 而幔源组分的参与, 尤其是与古俯冲作用相关的富集地幔 [14, 37-39], 可以弥补这些不足。总之, 富集地幔在长江中下游地区含矿斑岩的形成中起了关键作用 [37-38], 是铜山口岩体、龙角山岩体的重要

源区 [8, 13-14]。

何锡铺岩体中未见继承锆石, 具高 Sr/Y 比值, 无明显 Eu 负异常。全岩初始锆同位素比值 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.705 88, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.9, 类似于铜山口岩体与龙角山岩体。这些特征指示何锡铺岩体源区压力较大 [40]; 幔源物质对岩浆起源具重要贡献。何锡铺岩体锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 平均值与变化范围介于上述两类岩体之间, 而类似于阮宜湾岩体。阮宜湾岩体同样具高 Sr/Y 比值, 无明显 Eu 负异常, 其全岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.706 2~-0.706 3, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -4.6~-4.3, 可见少量继承锆石。颜代蓉等 [26] 研究认为阮宜湾岩体是由富集地幔部分熔融形成的岩浆同化混染下地壳物质并发生分离结晶作用的产物。相对于铜山口岩体和龙角山岩体, 何锡铺岩体和阮宜湾岩体的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值具不均一性, 这暗示岩浆上升过程中可能存在古老地壳物质混染。

前人研究表明, 古太平洋板块俯冲作用对长江中下游地区晚侏罗世—早白垩世成岩成矿作用的主要影响是动力学机制上的远程力场效应 [41]。同样, 鄂东南地区和九江—瑞昌地区在晚侏罗世—早白垩世中酸性小岩体爆发式侵位可能是对古太平洋板块向西俯冲远程作用的响应。该地区形成于 150~

140 Ma 的中酸性小岩体多与斑岩型铜钼金矿床有关,而世界绝大多数斑岩型铜钼金矿床与洋壳俯冲作用关系密切。在中一晚侏罗世,鄂东南地区和九江—瑞昌地区远离俯冲带边缘,位于华南陆块内部。古太平洋板块 NW 向俯冲引起的远程力场效应使得该地区发生陆内造山运动^[42],地壳增厚。晚侏罗世—早白垩世鄂东南地区和九江—瑞昌地区构造体制由挤压转换为伸展^[43],软流圈物质上涌,引起富集的岩石圈地幔发生部分熔融形成原始岩浆^[42],然后在一定程度上同化混染古老地壳物质,在地壳浅处岩石界面附近侵位而形成何锡铺岩体。

6 结 论

(1) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明何锡铺花岗闪长斑岩形成于 (142 ± 1) Ma, 属早白垩世。鄂东南地区何锡铺岩体、铜山口岩体、龙角山岩体等中酸性小岩体与九江—瑞昌地区的花岗闪长斑岩体同是长江中下游地区中生代最早一期成岩作用的产物。

(2) 全岩地球化学、Sr-Nd 同位素和锆石 Hf 同位素特征一致表明富集地幔是何锡铺岩体的重要源区,原始幔源岩浆可能存在古老地壳物质的混染。

(3) 何锡铺岩体具有与铜山口岩体类似的岩石学特征和地球化学特征。幔源物质的参与指示何锡铺岩体具有形成斑岩型铜钼金矿床的潜力。

参考文献:

- [1] 舒全安,陈培良,程建荣. 鄂东铁铜矿产地质[M]. 北京:冶金工业出版社,1992:1-509.
- [2] Li J W, Vasconcelos P M, Zhou M F, et al. Longevity of magmatic-hydrothermal systems in the Daye Cu-Fe-Au District, eastern China with implications for mineral exploration[J]. *Ore Geology Reviews*, 2014, 57: 375-392.
- [3] Li J W, Zhao X F, Zhou M F, et al. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2009, 157(3): 383-409.
- [4] Xie G Q, Mao J W, Zhao H J. Zircon U-Pb geochronological and Lu-Hf isotopic constraints on petrogenesis of Late Mesozoic intrusions in the southeast Hubei Province, Middle-Lower Yangtze River belt (MLYRB), East China[J]. *Lithos*, 2011, 125(1/2): 693-710.
- [5] Xie G Q, Mao J W, Zhao H J, et al. Zircon U-Pb and phlogopite⁴⁰Ar-³⁹Ar age of the Chengchao and Jinshandian skarn Fe deposits, southeast Hubei Province, Middle-Low Certaceous Yangtze River Valley metallogenic belt, China[J]. *Mineralium Deposita*, 2012, 47: 633-652.
- [6] Xie G Q, Mao J W, Zhu Q Q, et al. Geochemical constraints on Cu-Fe and Fe skarn deposits in the Edong district, Middle-Lower Yangtze River metallogenic belt, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2015, 64: 425-444.
- [7] Xie G Q, Mao J W, Li W, et al. Different proportion of mantle-derived noble gases in the Cu-Fe and Fe skarn deposits: He-Ar isotopic constraint in the Edong district, Eastern China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2016, 72: 343-354.
- [8] 丁丽雪,黄圭成,夏金龙. 鄂东南地区龙角山—付家山斑岩体成因及其对成矿作用的指示[J]. *地质学报*, 2014, 88(8): 1513-1527.
- [9] 姚书振. 湖北灵乡矿浆—热液过渡型铁矿床的地质特征及某些成因问题的初步探讨[J]. *地质科技情报*, 1983, 2(增刊 1): 70-78.
- [10] 赵永鑫. 长江中下游地区接触带铁矿形成机理[D]. 武汉:中国地质大学出版社,1993:1-108.
- [11] 夏金龙,胡明安,张旺生,等. 湖北大冶灵乡铁矿接触带构造与成矿[J]. *地质科技情报*, 2010, 29(6): 41-44.
- [12] 刘晓妮,孔繁河,杨培,等. 鄂东南小岩体分布及其基本特征[J]. *资源环境与工程*, 2009, 23(4): 390-395.
- [13] Xia J L, Huang G C, Ding L X, et al. In-situ analyses of trace elements, U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircons from the Tongshankou granodiorite porphyry, Eastern Yangtze craton, China[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2015, 89(5): 1588-1600.
- [14] Li J W, Zhao X F, Zhou M F, et al. Origin of the Tongshankou porphyry-skarn Cu-Mo deposit, eastern Yangtze craton, Eastern China: Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints [J]. *Mineralium Deposita*, 2008, 43(3): 315-336.
- [15] 夏金龙,胡明安,徐伯骏,等. 湖北程潮铁矿成矿物质来源的地球化学制约[J]. *现代地质*, 2009, 23(2): 285-291.
- [16] 杨明银,崔斌,魏世昆,等. 鄂东南地区东西断裂带动力学及地球化学特征[J]. *湖北地矿*, 2001, 15(2): 3-10.
- [17] 夏金龙,黄圭成,丁丽雪,等. 鄂东南地区存在古元古代—太古宙基底:来自铜鼓山岩体锆石 U-Pb-Hf 同位素的证据[J]. *地球学报*, 2013, 34(6): 691-701.
- [18] Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb[J]. *Chemical Geology*, 2002, 192: 59-79.
- [19] Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser ablation quadrupole and multiple collector ICP-MS[J]. *Chemical Geology*, 2008, 247: 100-118.
- [20] Blichert-Toft J, Albarede F. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 148: 243-258.
- [21] Vervoort J D, Blichert-Toft J. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time[J]. *Geochimistry et Cosmochimistry Acta*, 1999, 63: 533-556.
- [22] Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos*, 2002, 61(3): 237-269.
- [23] 杨猛,王居里,王建其,等. 新疆中天山北缘望峰地区花岗岩的地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成研究[J]. *岩石学报*, 2012, 28(7): 2121-2131.
- [24] 丁丽雪,黄圭成,夏金龙,等. 鄂东南地区姜桥花岗闪长岩锆石 U-Pb 年龄, Hf 同位素特征及其地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 2013, 32(3): 275-290.
- [25] 夏金龙,黄圭成,丁丽雪,等. 鄂东南地区古家山岩体锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成:对岩浆源区的指示[J]. *华南地质与矿产*, 2013, 29(2): 116-125.

- [26] 颜代蓉, 邓晓东, 胡浩, 等. 鄂东南地区阮家湾和犀牛山花岗岩长岩的时代、成因及成矿和找矿意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(10): 3373-3388.
- [27] 黄圭成, 夏金龙, 丁丽雪, 等. 鄂东南地区铜绿山岩体的侵入期次和物源: 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 中国地质, 2013, 40(5): 1392-1408.
- [28] Li X H, Li W X, Wang X C, et al. SIMS U-Pb zircon geochronology of porphyry Cu-Au-(Mo) deposits in the Yangtze River metallogenic belt, Eastern China: Magmatic response to Early Cretaceous lithospheric extension[J]. Lithos, 2010, 119(3): 427-438.
- [29] Yang S Y, Jiang S Y, Li L, et al. Late Mesozoic magmatism of the Jiurui mineralization district in the Middle-Lower Yangtze River metallogenic belt, Eastern China: Precise U-Pb ages and geodynamic implications[J]. Gondwana Research, 2011, 20(4): 831-843.
- [30] 陈志洪, 邢光福, 郭坤一, 等. 长江中下游成矿带九瑞矿集区(北部)含矿岩体的锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地质学报, 2011, 85(7): 1146-1158.
- [31] Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(1): 133-147.
- [32] 黄勇, 唐菊兴, 张丽, 等. 西藏雄村斑岩铜金矿集区火山-岩浆岩锆石 Hf 同位素组成[J]. 地质学报, 2014, 88(8): 1528-1538.
- [33] Wang Q, Wyman D A, Xu J F, et al. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (Eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization[J]. Lithos, 2006, 89(3/4): 424-446.
- [34] 王元龙, 张旗, 王焰. 宁芜火山岩的地球化学特征及其意义[J]. 岩石学报, 2001, 17(4): 565-575.
- [35] Yan J, Chen J F, Xu X S. Geochemistry of Cretaceous mafic rocks from the Lower Yangtze region, eastern China: Characteristics and evolution of the lithospheric mantle[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 33(3): 177-193.
- [36] Cameron E M. Scouring of gold from the lower crust[J]. Geology, 1989, 17: 26-29.
- [37] Zhou T F, Wang S W, Fan Y, et al. A review of the intracontinental porphyry deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt, Eastern China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 433-456.
- [38] 周涛发, 王世伟, 袁峰, 等. 长江中下游成矿带陆内斑岩型矿床的成岩成矿作用[J]. 岩石学报, 2016, 32(2): 271-288.
- [39] 马星华, 王志强, 王超, 等. 壳幔岩浆混合作用与陆内环境高 Sr/Y 斑岩的形成及成矿: 实例与探讨[J]. 岩石学报, 2014, 30(7): 2020-2030.
- [40] 张旗, 王焰, 李承东, 等. 花岗岩按照压力的分类[J]. 地质通报, 2006, 25(11): 1274-1278.
- [41] 吕庆田, 董树文, 史大年, 等. 长江中下游成矿带岩石圈结构与成矿动力学模型: 深部探测(SinoProbe)综述[J]. 岩石学报, 2014, 30(4): 889-906.
- [42] 侯增谦, 杨志明. 中国大陆环境斑岩型矿床: 基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报, 2009, 83(12): 1779-1817.
- [43] 宋传中, 李加好, 任升莲, 等. 长江中下游地区中生代陆内构造作用与成因分析[J]. 地质科学, 2014, 49(2): 339-354.

Zircon U-Pb Dating and Magma Source of the Hexipu Pluton in Southeast Hubei Province and Its Geological Implications

Xia Jinlong^{a,b}, Huang Guicheng^{a,b}, Ding Lixue^{a,b}

(a. Wuhan Center of Geological Survey; b. Research Center of Granitic Diagenesis and Mineralization, CGS, Wuhan 430205, China)

Abstract: The Hexipu pluton is located in southern Hubei Province where the granodiorite porphyries and associated ore deposits are widely spread. This paper presents the integrated study of U-Pb age and Lu-Hf isotope composition in zircons from the Hexipu pluton. Zircon U-Pb age for Hexipu pluton is (142 ± 1) Ma, which suggests an Early Cretaceous emplacement, which is consistent with other ore-bearing granodiorite porphyries of southeast Hubei Province and Jiujiang-Ruichang area. The in situ Hf isotope analysis reveals $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ratios from 0.282 372 to 0.282 656, and $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ value from -11.1 to -1.1 with the average value of -6.3. The $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ value of zircons from Hexipu pluton are inhomogenous, which is similar to that of the Ruanyiwan pluton and distinctive from that of the Tongshankou pluton and Longjiaoshan pluton. The Hexipu pluton has high Sr/Y value, with no obvious Eu negative anomaly. The whole rock initial Sr isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) is 0.705 88, and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value is -4.9. The whole rock geochemistry, Sr-Nd isotope and zircon Hf isotopic characteristics indicate that the enriched mantle is an important magma source of the Hexipu pluton. The original mantle magma may be contaminated by the old crustal material. The Hexipu pluton and the Tongshankou pluton have similar petrography and geochemical characteristics. The addition of mantle derived materials indicates that there is a potential for the formation of porphyry Cu-Mo-Au deposit.

Key words: zircon U-Pb age; Hf isotope; magma source; granodiorite porphyry; southeast Hubei Province