

湘中锡矿山矿区煌斑岩中捕获锆石 U-Pb 定年及其地质意义

彭建堂^{1,2}, 胡阿香¹, 张龙升¹, 雷文艳³, 阳杰华², 林芳梅¹

(1.中南大学 有色金属成矿预测教育部重点实验室, 地球科学与信息物理学院, 湖南 长沙 410083; 2.中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 3.广东省有色金属地质局 932 队, 广东 韶关 512026)

摘要: 利用 LA-ICP-MS 技术, 对湘中锡矿山煌斑岩中的锆石进行 U-Pb 同位素定年。研究表明, 该煌斑岩中的锆石呈半自形或半浑圆状, 为捕获锆石。锆石阴极发光图像显示有典型的振荡环带和韵律结构, 部分还可见扇形分带, 其形貌和地球化学特征均显示为岩浆成因。锆石 U-Pb 同位素年龄主要集中在 830 Ma 和 800 Ma 附近, 少量为~730 Ma, 与江南古陆前寒武纪浅变质岩的年龄十分吻合, 揭示湘中盆地深部确实存在新元古界基底, 这为示踪湘中锡矿的成矿物质来源和判别湘中地区大地构造环境提供了新的依据。锡矿山煌斑岩形成于一种拉张伸展的构造环境中, 其侵位深度为 5 km 以上。

关键词: 锆石 U-Pb 定年; 煌斑岩; 锡矿山矿区; 湘中地区

中图分类号: P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2014)03-0686-008

位于湘中盆地中央的锡矿山铋矿, 是世界上最大的铋矿床, 其储量达到 2.5 Mt 以上(史明魁等, 1993), 超过国外铋矿储量的总和, 被誉为“世界铋都”。自美国地质学家 Tegengren 于 1915 年首次对其进行地质调查以来(Tegengren, 1921), 人们从不同侧面对该矿进行了大量的地质、地球化学研究, 并取得一系列重要的成果。但为什么不足 16 km² 锡矿山矿区内会有如此巨量的铋矿石堆积, 这些巨量金属究竟来自何处, 一直是困扰我国地学工作者的难题。锡矿山铋成矿有何特殊的构造背景? 目前仍不清楚。对该区煌斑岩的研究, 有可能促进上述问题的解决。

锡矿山地区岩浆活动微弱, 矿区东部出露的煌

斑岩, 是该区唯一的岩浆活动记录。人们先后对其进行了一些地质、地球化学研究(刘焕品等, 1983^①; 凌水成, 1999; 吴良士和胡雄伟, 2000; 彭建堂, 2000; 谢桂青等, 2001; 易建斌等, 2001), 但该煌斑岩形成时间、形成构造背景及其与铋成矿的关系, 目前并不太清楚。对锡矿山矿区煌斑岩的侵位深度, 也存在两种截然不同的认识: 一种观点认为该煌斑岩为花岗质岩浆晚期分异的浅成脉岩; 另一种观点则认为该煌斑岩来自深部地幔(黎盛斯, 1996; 易建斌等, 2001)。

在前人已有工作的基础上, 本文对锡矿山矿区煌斑岩中的锆石进行了 LA-ICP-MS U-Pb 定年, 精确测定了锆石的形成年龄, 并揭示煌斑岩中锆石的

收稿日期: 2013-05-01; 改回日期: 2013-09-04

项目资助: 国土资源部公益性行业科研专项课题(编号: 200911007)、国家面上基金项目(批准号: 41272096)和中国地调局危机矿山项目(编号: 20109901)联合资助。

第一作者简介: 彭建堂(1968-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床学、同位素地球化学研究。Email: jtpeng@126.com

① 刘焕品, 胡文清, 张永龄, 杨舜全, 陈汉中, 杨纯异. 1983. 湖南省锡矿山铋矿田地质特征及成矿规律(内部科研报告).

来源及其所蕴含的地质意义, 这有助于揭示湘中地区锑矿的物质来源及形成的构造环境。

1 煌斑岩的地质特征

在锡矿山矿区及其外围, 岩浆活动微弱, 仅在矿区东部发育有一煌斑岩脉(图 1)。该煌斑岩大体呈 NNE 向分布, 长约 10 km, 倾向 SE, 倾角近于直立; 其宽度变化较大, 最宽达 10 m 左右, 最窄仅 0.2 m, 一般为 2~4 m(吴良士和胡雄伟, 2000)。在锡矿山矿区, 煌斑岩侵入上泥盆统余田桥和锡矿山组中, 与围岩呈明显的侵入接触关系(图 1)。在老江冲公路旁的一处煌斑岩露头, 可见煌斑岩侵入上泥盆统锡矿山组长龙界(D_3x^1)页岩以及兔子塘(D_3x^2)灰岩段中, 并见灰岩发生明显的变形(图 2)。

该区煌斑岩地表露头往往风化为褐黄色、土黄色(图 2), 新鲜煌斑岩呈灰黑色(图 3a), 致密块状, 煌斑结构。斑晶主要为黑云母、斜长石(图 3b), 通常斜长石呈板状, 约占 40%; 黑云母呈黄褐色(图 3b, c), 约占矿物总量 20%。基质主要为黑云母、斜长石和钾长石。因此, 该煌斑岩为云斜煌斑岩(刘焕品等, 1985; 胡阿香, 2013)。

2 样品采集及测试分析

挑选锆石的煌斑岩样品 XKS-39 采自老江冲独立小屋附近的山头, 该处煌斑岩侵入上泥盆统锡矿山组兔子塘灰岩中, 采样位置如图 1 所示, 其地理坐标为东经 $27^{\circ}45'33.2''$, 北纬 $111^{\circ}30'13.2''$ 。野外和室内观察均显示, 该样品很新鲜, 未见明显的蚀变现象(图 3a)。

样品的破碎和锆石的挑选由河北廊坊地质诚信服务公司完成。锆石阴极发光显微照相在中国科学院地质与地球物理研究所完成。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 实验采用的激光束斑直径为 $24\ \mu\text{m}$; 作为验证和补充, 在西北大学大陆动力学国家重点实验室也进行了部分锆石的 LA-ICP-MS 测试, 采用的激光束斑直径为 $41\ \mu\text{m}$ 。普通铅校正方法见 Anderson (2002), 详细的测试流程见 Yuan et al. (2004)。年龄计算采用 ISOPLOT(Ludwig, 2003)软件包。单个点年龄数据的可信度为 95%(1σ)。

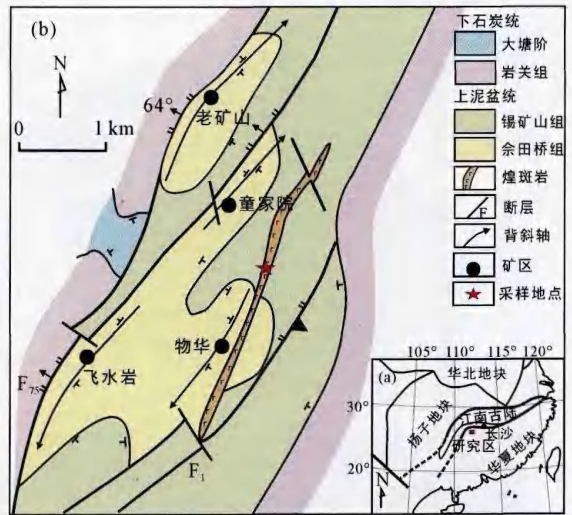


图 1 湘中锡矿山锑矿床的地质图

Fig.1 Geological map of the Xikuangshan antimony deposit in central Hunan



图 2 锡矿山矿区煌斑岩野外露头(老江冲公路旁)

Fig.2 The outcrop of the lamprophyre in the Xikuangshan mining district

3 分析测试结果

煌斑岩中锆石含量丰富, 既有半自形的, 也有呈中等程度磨圆的, 晶形长 $50\sim 150\ \mu\text{m}$, 长宽比大体为 $1:1\sim 3:1$ (图 4), 阴极发光(CL)图像显示大多具

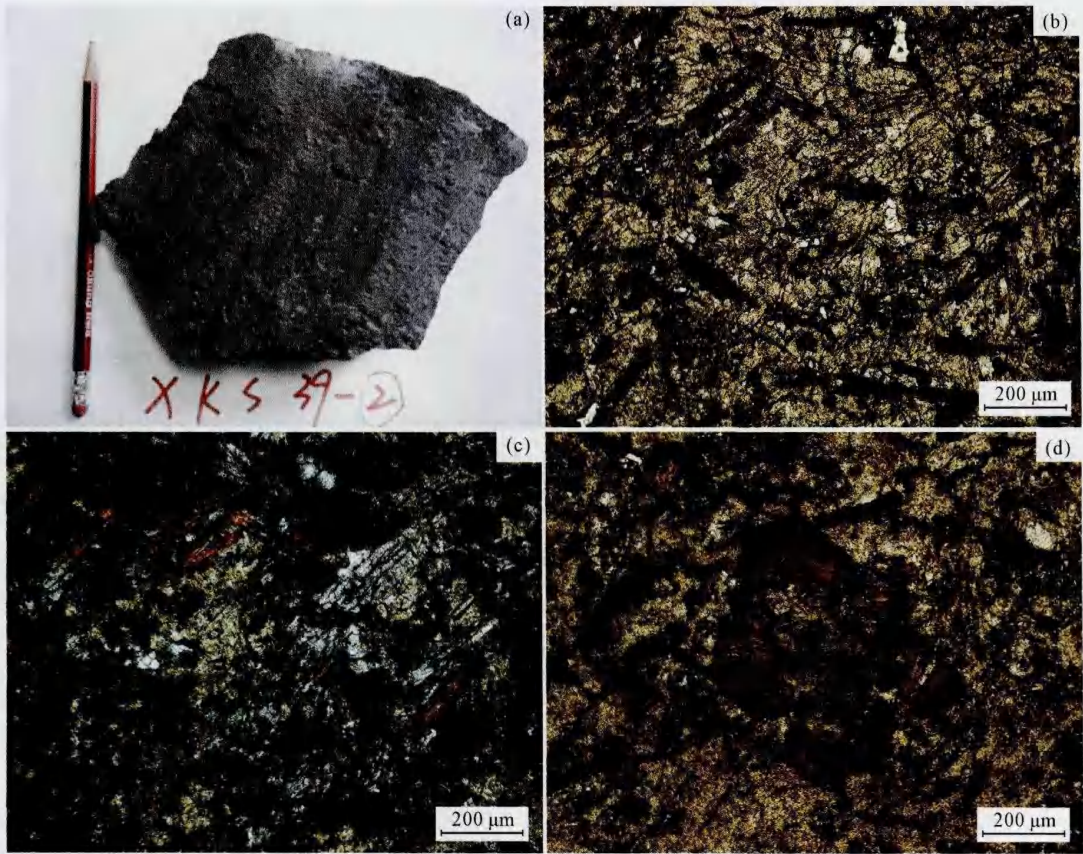


图 3 锡矿山煌斑岩的手标本(a)及显微镜下照片(b, c, d)

Fig.3 The hand-specimen (a) and its micrograph (b, c, d) of the lamprophyre in the Xikuangshan mining district

有明显的环带结构,部分还可见扇形分带现象(图4),另外部分锆石中可见残余晶核,这些形貌特征表明其为岩浆成因的锆石。锆石的Th、U含量较高,Th/U比值为0.28~2.50,绝大多数大于0.6(表1),也表现出岩浆锆石的特征。另外,这些锆石的稀土元素配分模式明显富集重稀土元素,亦表明其为典型岩浆成因的锆石。

本次对锡矿山煌斑岩中33颗锆石进行了35个数据点的分析,其U-Pb同位素测试结果列于表1。该煌斑岩的锆石Th、U含量分别为 49.8×10^{-6} ~ 718×10^{-6} 和 53×10^{-6} ~ 454×10^{-6} ,其Th/U比值为0.28~2.5,除一个点外,其余均大于0.40(表1)。由表1可知,在中国地质大学(武汉)和西北大学两个实验室得到的数据,年龄分布范围基本一致,同一锆石颗粒的年龄数据相当吻合,表明本次研究的分析数据是准确可靠的。

在锆石U-Pb年龄谱和图上,本次测试的35个数据点均落在谐和线上,且其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄主要分布于822~840 Ma、779~807 Ma和722~749 Ma三个区间(图5):10个数据点分布于822~840 Ma之间,其

加权平均年龄为 828.0 ± 3.8 Ma(MSWD=0.66);19个点集中分布于779~807 Ma之间,加权平均年龄为 793.5 ± 4.3 Ma(MSWD=1.9);5个点分布于722~749 Ma,加权平均年龄为 733 ± 13 Ma(MSWD=4.1)。由此可见,锡矿山煌斑岩中锆石的U-Pb年龄主要分布于800 Ma和830 Ma附近,少量为730 Ma左右。

4 讨论

4.1 锆石的来源

锡矿山矿区的煌斑岩,侵入晚泥盆世地层中,并受NE向燕山期构造的控制,显然该煌斑岩为燕山期岩浆活动的产物,本次测定的锆石U-Pb年龄不是煌斑岩的形成年龄。煌斑岩中的锆石大多呈半浑圆状,有明显的磨损和熔蚀现象,表明其并非原地产出的,而是经过一段距离的搬运。因此,锡矿山煌斑岩中的这些锆石应该是岩浆上升过程中从其途经的地层中捕获而来的继承锆石。

众所周知,湘中盆地长期处于拗陷状态,在晚古生代沉积了一层巨厚的碳酸盐岩,厚度达5 km以



图 4 锡矿山煌斑岩样品 XKS-39 中锆石阴极发光(CL)图像

Fig.4 CL images along with U-Pb ages of the zircon grains from the lamprophyre in the Xikuangshan mining district

上(王根贤等, 1986; 林肇凤等, 1987)。显然这些碳酸盐地层不可能为锡矿山煌斑岩提供数量如此多的锆石, 故该煌斑岩中的锆石只可能是来自盆地下部的前泥盆纪地层。

在江南古陆的西南段, 如湘西、黔东南、黔东南、桂北等一带, 前寒武系的浅变质碎屑岩非常发育, 新元古界冷家溪群(四堡群、梵净山群)被板溪群(下江群)不整合覆盖。板溪群可划分为下部的马底驿组和上部的五强溪组。最近几年, 人们对这些前寒武纪浅变质岩进行了大量锆石 U-Pb 定年研究(Wang et al., 2007; 周金城等, 2008; 张世红等, 2008; Zhao et al., 2011; Wang et al., 2012)。这些研究表明, 湘东北冷家溪群凝灰岩锆石 U-Pb 年龄为 822 ± 10 Ma (高林志等, 2011), 黔东南梵净山地层沉积时代应在 850~815 Ma 之间(Zhao et al., 2011; 王敏, 2012), 桂北四堡群形成于 835.3 ± 3.6 Ma 左右(Wang et al., 2012)。湘东北板溪群张家湾组锆石 U-Pb 年龄为 802.6 ± 7.6 Ma (高林志等, 2011); 湘西板溪群五强溪组底部凝灰岩为 809.3 ± 8.4 Ma (张世红等, 2008), 沧

山铺火山岩中锆石 U-Pb 年龄为 814 ± 12 Ma (王剑等, 2003), 老山崖组(相对于五强溪组下部)凝灰岩锆石 U-Pb 年龄为 809 ± 16 Ma (尹崇玉等, 2003)。不难发现, 江南古陆西南段冷家溪群(四堡群)的沉积时间约为 830 Ma 左右, 而板溪群(下江群)的形成年龄主要集中在 800 Ma 左右。而本文锡矿山煌斑岩中锆石 U-Pb 年龄主要集中在 828.0 ± 3.8 Ma 和 793.5 ± 4.3 Ma 左右, 与冷家溪群(830 Ma)和板溪群(800 Ma)的形成年龄相当吻合。因此, 锡矿山煌斑岩中的锆石很可能主要是来自盆地基底的新元古代地层: 板溪群和冷家溪群。另外, 本文得到另外一组锆石年龄 733 ± 13 Ma, 与湘西一带震旦系大塘坡组的沉积时间(728 Ma, 唐晓珊等, 1994)也基本吻合。值得注意的是, 对湘西、黔东南和桂北前寒武纪浅变质碎屑岩研究发现, 这些地层中的碎屑锆石主要为岩浆成因, 振荡环带明显, 绝大部分锆石的 Th/U 比值大于 0.4 (Wang et al., 2007; Wang et al., 2012; 高林志等, 2011; 王鹏鸣, 2012), 与本研究中锆石的形貌特征和地球化学指标非常类似。因此, 湘中盆地深部应存在新元古代

表 1 锡矿山煌斑岩(XKS-39)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄数据

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytical results of sample XKS-39 from the Xikuangshan mining district

分析点	含量($\times 10^{-6}$)			Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
XKS-39-1-1	72.1	255	404	0.67	0.06689	0.00137	1.22957	0.02591	0.13167	0.00087	814	12	797	5
XKS-39-2-1	42.9	243	244	1.01	0.06253	0.00169	1.03856	0.02792	0.11857	0.00082	723	14	722	5
XKS-39-3-1	47.0	332	265	1.18	0.06109	0.00151	0.96732	0.02356	0.1130	0.0010	687	12	690	6
XKS-39-4-1	35.0	118	192	0.60	0.06259	0.00174	1.16199	0.0320	0.13272	0.00118	783	15	803	7
XKS-39-5-1	13.59	64.1	72.7	0.88	0.06862	0.00337	1.22352	0.05487	0.13014	0.00153	811	25	789	9
XKS-39-5-2	20.71	115	106	1.08	0.06524	0.00246	1.18135	0.04432	0.12988	0.00145	792	21	787	8
XKS-39-6-1	27.5	146	142	1.02	0.0664	0.00234	1.22643	0.04502	0.13264	0.00123	813	21	803	7
XKS-39-7-1	46.5	192	244	0.78	0.06655	0.00151	1.27308	0.02906	0.13814	0.00109	834	13	834	6
XKS-39-8-1	34.1	131	191	0.68	0.06845	0.00196	1.24649	0.03564	0.13183	0.00126	822	16	798	7
XKS-39-9-1	70.3	247	420	0.55	0.06499	0.00155	1.1844	0.03086	0.13166	0.00152	793	14	797	9
XKS-39-10-1	23.2	147	113	1.27	0.06896	0.00255	1.26739	0.04989	0.13331	0.00162	831	22	807	9
XKS-39-11-1	10.15	49.8	53.0	0.91	0.06615	0.00351	1.16578	0.05712	0.13175	0.0020	785	27	798	11
XKS-39-12-1	20.99	122	108	1.11	0.06685	0.00238	1.18787	0.04027	0.12972	0.00142	795	19	786	8
XKS-39-13-1	42.04	91.4	246	0.28	0.06833	0.00163	1.29333	0.03193	0.1367	0.00126	843	14	826	7
XKS-39-14-1	71.7	215	454	0.45	0.06365	0.00110	1.0889	0.01936	0.12318	0.00081	748	9	749	5
XKS-39-15-1	28.0	137	148	0.88	0.06734	0.00191	1.23434	0.03475	0.13216	0.00130	816	16	800	7
XKS-39-16-1	40.6	157	219	0.70	0.06409	0.00191	1.2390	0.03739	0.13916	0.00161	818	17	840	9
XKS-39-17-1	37.4	156	198	0.76	0.06786	0.00271	1.27232	0.04909	0.13597	0.00138	833	22	822	8
XKS-39-18-1	29.39	115	168	0.67	0.06914	0.00257	1.24624	0.04525	0.12953	0.00148	822	20	785	8
XKS-39-19-1	25.38	104	135	0.76	0.06656	0.00261	1.25713	0.04714	0.13611	0.00174	827	21	823	10
XKS-39-20-1	36.2	154	191	0.80	0.06770	0.00263	1.28954	0.04739	0.13681	0.00162	841	21	827	9
XKS-39-21-1	57.6	223	325	0.68	0.06376	0.00246	1.17954	0.04155	0.13262	0.00152	791	19	803	9
XKS-39-22-1	49.9	448	248	1.82	0.06457	0.0029	1.06929	0.04191	0.11889	0.00131	738	21	724	8
XKS-39-23-1	23.18	60.5	132	0.45	0.06842	0.00355	1.31676	0.06278	0.13817	0.00187	853	28	834	11
XKS-39-24-1	30.14	108	171	0.63	0.06579	0.0029	1.21081	0.04957	0.13183	0.00151	806	23	798	9
XKS-39-04*	24.3	127	148	0.88	0.06598	0.00202	1.16893	0.03495	0.12849	0.00087	786	16	779	5
XKS-39-09*	22.8	141	121	1.18	0.06831	0.00114	1.30444	0.02297	0.13814	0.00106	848	10	834	6
XKS-39-14*	12.5	80.3	70.4	1.10	0.06694	0.00154	1.2144	0.02767	0.13157	0.0010	807	13	797	6
XKS-39-17*	145.8	315	1027	0.28	0.06708	0.0007	1.2046	0.0129	0.12989	0.00069	803	6	787	4
XKS-39-19*	15.9	152	75.7	2.00	0.06827	0.00143	1.20378	0.02344	0.12852	0.00107	802	11	779	6
XKS-39-22*	17.08	93	111	0.85	0.06432	0.00098	1.06757	0.0164	0.12041	0.00081	738	8	733	5
XKS-39-24*	52.6	190	319	0.61	0.06699	0.00061	1.26447	0.01219	0.13654	0.00048	830	5	825	3
XKS-39-26*	15.18	102	82.7	1.25	0.06706	0.00122	1.22507	0.02218	0.13257	0.00078	812	10	802	4
XKS-39-27*	17.99	69.1	111	0.56	0.06686	0.00104	1.26526	0.02254	0.13713	0.0012	830	10	828	7
XKS-39-30*	63.0	718	290	2.50	0.06486	0.00085	1.07644	0.0149	0.12007	0.00069	742	7	731	4

注: 带*者为西北大学分析数据, 其余为中国地质大学(武汉)分析数据。

基底地层, 并且这些基底为煌斑岩提供了锆石。我们早前的 Sr 同位素研究也表明, 湘中盆地深部有前寒武纪碎屑岩基底存在, 这种碎屑岩基底很可能是锡矿山成矿流体中高放射成因 ^{87}Sr 和成矿金属锑的提供者(彭建堂等, 2001)。

4.2 煌斑岩的形成深度及构造环境

前人已有的研究显示, 湘西雪峰山地区, 新元古界冷家溪群厚度可达 8664 m(唐晓珊, 1989), 板溪群厚度为 2500~3000 m², 湘中盆地碳酸盐岩沉积厚度在 5000 m 以上, 其中泥盆系厚度超过 2300 m

② 湖南省地质矿产厅区域地质研究所. 1995. 湖南新元古代板溪群(内部科研报告).

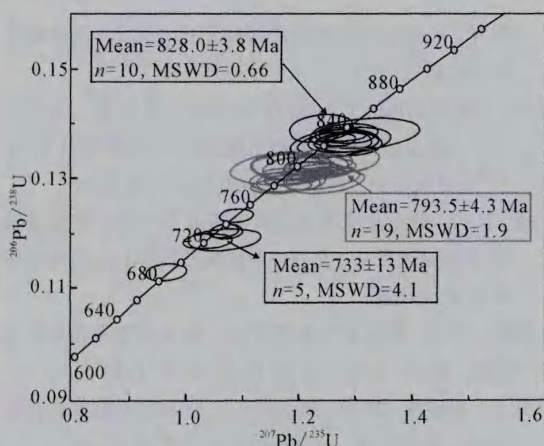


图5 煌斑岩中锆石 U-Pb 年龄谱和图

Fig.5 U-Pb concordia diagram of zircons from the lamprophyre in the Xikuangshan mining district

(王根贤等, 1986)。如前所述, 锡矿山煌斑岩中的锆石是岩浆从盆地深部的板溪群和冷家溪群基底捕获而来的。在矿区该煌斑岩侵入的最新地层为上泥盆统锡矿山组, 区域上为下石炭统大塘阶的梓门桥组^③。因此, 该区煌斑岩的侵位深度至少为 5 km 以上。

对于该区煌斑岩侵位的断裂 F_x 的性质, 存在很大争议, 大部分学者认为锡矿山矿区的 F_x 是一压性断裂, 是铋矿化的东部边界, 作为隔挡墙, 起到阻挡流体向东部运移的作用(如史明魁等, 1993; 靳西祥, 1993)。但也有人提出, 煌斑岩侵位的断裂 F_x 应为一张性断裂(单业华和易建斌, 1994; 易建斌等, 2001)。从本文的研究来看, 锡矿山矿区煌斑岩的侵位深度在 5 km 以上, 其定位的 F_x 断裂不可能是压性的, 该煌斑岩应形成于一种拉张伸展的构造环境中。近年来, 大量研究表明, 自早侏罗世以来, 华南地区岩石圈不断减薄, 确实存在多期次的拉张伸展事件(Li, 2000; 胡瑞忠等, 2007; 彭建堂等, 2008)。因此, 锡矿山地区这种拉张伸展的构造环境与华南区域地质事件是完全吻合的。

4.3 湘中地区的大地构造属性

华南由扬子地块和华夏地块组成, 但两者的界线, 特别是其在湖南境内的分界线, 历来存在很大争议, 雪峰古陆及湘中盆地的大地构造性质及其归属是争议的焦点。

有人将“江南古陆”及其以南地区(含湘中盆地)划为华南加里东褶皱带(黄汲清, 1954); 亦有人认为扬子和华夏地块的分界线应为雪峰古陆的东缘, 雪

峰山为扬子地块的一部分, 而湘中盆地属华夏地块(王鸿祯, 1986; 饶家荣等, 1993); 也有人将整个雪峰古陆和湘中盆地视为扬子和华夏地块的过渡地带(任纪舜, 1990; Zhao et al., 2011)。蒋洪堪等(1992)根据大地电测深结果, 提出扬子板块和华夏板块分界线应在湘中盆地以东, 大体位于茶陵-永兴断裂附近。

从本次研究的结果来看, 湘中盆地的深部基底为雪峰山古陆出露的新元古代地层——板溪群和冷家溪群, 也就是雪峰山古陆和湘中盆地具有相同的基底组成。因此我们认为两者均属于扬子地块。近年来, 越来越多地球物理和地球化学资料表明, 钦(州)-杭(州)带在构造位置上处于扬子地块与华夏地块在晚元古代的碰撞拼合带(杨明桂和梅勇文, 1997; Hong et al., 1998; 洪大卫等, 2002; 毛景文等, 2011)。显然, 扬子和华夏地块的分界线在湘中盆地以东。

5 结论

(1) 锡矿山煌斑岩中锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄主要分布于 800 Ma 和 830 Ma 附近, 与湘西一带新元古代板溪群和冷家溪地层年代相当, 应为捕获锆石, 是煌斑岩形成过程中从盆地新元古代的碎屑基底带来的; 湘中盆地深部存在新元古界基底。

(2) 锡矿山煌斑岩形成于一种拉张伸展的构造环境, 其侵位深度至少为 5 km 以上。

(3) 湘中盆地属扬子板块。

致谢: 锆石 U-Pb 定年工作得到中国地质大学(武汉)和西北大学的大力支持; 成文过程中中国地质大学(武汉)赵军红教授提供了很好的意见; 我校地质 06 级的薛胜超、姬祥永、隗含涛等同学也参加本项目的野外工作; 两位审稿人提供宝贵的修改意见, 在此一并致以诚挚的谢意!

参考文献(References):

- 高林志, 陈峻, 丁孝忠, 刘耀荣, 张传恒, 张恒, 刘燕学, 庞维华, 张玉海. 2011. 湘东北岳阳地区冷家溪群和板溪群凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄——对武陵运动的制约. 地质通报, 30(7): 1002-1008.
- 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 2002. 试析杭州-诸广山-花山高 ϵ_{Nd} 值花岗岩带的地质意义. 地质通报, 21(6): 348-354.

③ 锡矿山铋矿志编纂委员会. 1983. 锡矿山铋矿志.

- 胡阿香. 2013. 湘中锡矿山煌斑岩的地质地球化学特征及其成因研究. 长沙: 中南大学硕士学位论文: 1-57.
- 胡瑞忠, 毕献武, 彭建堂, 刘燊, 钟宏, 赵军红, 蒋国豪. 2007. 华南地区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿关系研究的若干问题. 矿床地质, 26(2): 139-152.
- 黄汲清. 1954. 中国主要地质构造单元. 地质出版社: 1-162.
- 蒋洪堪, 战双庆, 王宏勋. 1992. 四川大足-福建泉州深部地电特征. 地球物理学报, 35(2): 214-222.
- 靳西祥. 1993. 超大型铋矿床锡矿山铋矿成矿地质条件研究. 湖南地质, 12(4): 252-256.
- 黎盛斯. 1996. 湘中铋矿深源流体的地幔柱成矿演化. 湖南地质, 15(3): 137-142.
- 林肇凤, 邹国光, 傅必勤, 周雪昌, 易延桃, 邹今湛. 1987. 湘中铋矿地质. 湖南地质, 6(增刊3): 1-33.
- 凌水成. 1999. 煌斑岩真是锡矿山铋矿田的东界吗? 有色金属矿产与勘查, 8(6): 447-449.
- 刘焕品, 张永龄, 胡文清. 1985. 湖南省锡矿山铋矿床的成因探讨. 湖南地质, 4(1): 28-39.
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律. 地质学报, 85(5): 637-658.
- 彭建堂. 2000. 扬子地块南缘铋矿床的超常富集机理研究. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所博士后出站报告: 1-71.
- 彭建堂, 胡瑞忠, 邓海琳, 苏文超. 2001. 锡矿山铋矿床的Sr同位素地球化学. 地球化学, 30(3): 248-256.
- 彭建堂, 胡瑞忠, 袁顺达, 毕献武, 沈能平. 2008. 南岭中段(湘南)中生代花岗质岩石成岩成矿的时限. 地质论评, 54(5): 617-625.
- 饶家荣, 王纪恒, 曹一中. 1993. 湖南深部地质. 湖南地质, 12(增刊7): 68-83.
- 任纪舜. 1990. 论中国南部的大地构造. 地质学报, 64(4): 278-288.
- 单业华, 易建斌. 1994. 伸展构造与锡矿山超大型铋矿成矿作用. 桂林冶金地质学院学报, 14(4): 355-358.
- 史明魁, 傅必勤, 靳西祥, 周雪昌. 1993. 湘中铋矿. 长沙: 湖南科学技术出版社: 1-149.
- 唐晓珊. 1989. 湖南冷水溪群岩石地层的研究. 湖南地质, 8(2): 1-9.
- 唐晓珊, 黄建中, 何开善. 1994. 论湖南板溪群. 中国区域地质, 13(3): 274-277.
- 王根贤, 景元家, 庄锦良, 张采繁, 胡文清. 1986. 湘中锡矿山地区泥盆纪-早石炭世地层系统. 湖南地质, 5(3): 48-65.
- 王鸿祯. 1986. 中国华南地区地壳构造发展的轮廓//王鸿祯等. 华南地区古大陆边缘构造史. 武汉: 武汉地质学院出版社: 1-15.
- 王剑, 李献华, Duan T Z, 刘敦一, 宋彪, 李忠雄, 高永华. 2003. 沧水铺火山岩锆石SHRIMP U-Pb年龄及“南华系”底界新证据. 科学通报, 48(16): 1726-1731.
- 王敏. 2012. 黔东北梵净山地区晚古元古代的岩浆活动及其大地构造意义. 北京: 中国地质大学(北京)博士学位论文: 1-154.
- 王鹏鸣. 2012. 湘桂地区基底变质岩的地球化学和年代学研究. 南京: 南京大学硕士学位论文: 1-70.
- 吴良士, 胡雄伟. 2000. 湖南锡矿山地区云斜煌斑岩及其花岗岩包体意义. 地质地球化学, 28(2): 51-55.
- 谢桂青, 彭建堂, 胡瑞忠, 贾大成. 2001. 湖南锡矿山铋矿矿区煌斑岩的地球化学特征. 岩石学报, 17(4): 29-36.
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华南地质与矿产, 13(3): 52-59.
- 易建斌, 付守会, 单业华. 2001. 湖南锡矿山超大型铋矿床煌斑岩脉地质地球化学特征. 大地构造与成矿学, 25(3): 290-295.
- 尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 王自强, 邢裕盛, 简平, 石玉若. 2003. 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMP定年证据. 科学通报, 48(16): 1721-1725.
- 张世红, 蒋干清, 董进, 韩以贵, 吴怀春. 2008. 华南板溪群五强溪组SHRIMP锆石U-Pb年代学新结果及其构造地层学意义. 中国科学(D辑), 38(12): 1496-1503.
- 周金城, 王孝磊, 邱检生. 2008. 江南造山带是否是格林威尔期造山带? 高校地质学报, 14(1): 64-72.
- Anderson T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192: 59-79.
- Hong D W, Xie X L and Zhang J S. 1998. Isotopic geochemistry of granitoids in South China and their metallogeny. *Resource Geology*, 48(4): 251-263.
- Li X H. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18: 293-305.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4: 1-70.
- Tegengren F R. 1921. The Hsin-Kuang-Shan antimony mining fields, Hsin-Hua district, Hunan district. *Hunan Geology Survey Bulletin*, 1: 1-26.
- Wang W, Zhou M F, Yan D P and Li J W. 2012. Depositional age, provenance, and tectonic setting of the

- Neoproterozoic Sibao Group, southeastern Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*, 192-195: 107-124.
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, Wang R C, Qiu J S, O'Reilly S Y, Xu X S, Liu X M and Zhang G L. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Research*, 159: 117-131.
- Yuan H L, Gao S, Liu X M, Li H M, Günther D and Wu F Y. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geoanalytical and Geostandard Research*, 28(3): 353-370.
- Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, Zheng J P and Li J W. 2011. Reappraisal of the ages of Neoproterozoic strata in South China: No connection with the Grenvillian orogeny. *Geology*, 39(4): 299-302.

Zircon U-Pb Dating of the Lamprophyre in the Xikuangshan Mining District, Central Hunan and its Geological Implications

PENG Jiantang^{1,2}, HU A'xiang¹, ZHANG Longsheng¹, LEI Wenyan³,
YANG Jiehua² and LIN Fangmei¹

(1. MOE Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, School of Geosciences and Info-physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China; 3. No. 932 Geological Party, Geological Bureau for Nonferrous Metals of Guangdong Province, Shaoguan 512026, Guangdong, China)

Abstract: The giant Xikuangshan deposit, located in the Xiangzhong Basin, Central Hunan, is the largest antimony deposit in the world. In spite of numerous detailed geological investigations and geochemical researches have been carried out, the sources and tectonic background of the giant ore deposit is unclear. The lamprophyre dyke occurring in the eastern part of the mining district probably can shed light on these issues. LA-ICP-MS U-Pb isotopic dating has been conducted on zircon grains collected from the lamprophyre dyke in the Xikuangshan mining district. The zircon grains are usually subhedral or sub-rounded, and exhibit typical oscillatory or sector zoning under cathodoluminescence. Both its the morphology and geochemical signatures (Th/U ratio and REE chondrite-normalized distribution pattern) of these zircon grains reveals that they are predominately of magmatic origin, and were probably captured from the wall rocks during magma ascending. The zircon U-Pb ages mainly vary in the range of 830 Ma to 800 Ma, which coincide well with the ages of the Neoproterozoic Lengjiaxi Group and Banxi Group occurred in the adjacent Xufeng Range, implying the possible existence of underlying Precambrian clastic basement in the Xiangzhong Basin. The inferred Precambrian basement lays foundation for the further understanding for tracing the ore-forming metal of the giant Xikuangshan deposit and determining the tectonic nature of the Xiangzhong Basin. The Neoproterozoic basement underlying in the Xiangzhong Basin might have provided Sb for the giant ore accumulation in the Xikuangshan mining district. Tectonically, the Xiangzhong Basin should belong to the Yangtze Block rather than the Cathaysian Block as was previously considered. The lamprophyre in the Xikuangshan mining district formed under the geodynamic setting of crustal extension, and emplaced at a depth of at least 5 kilometers.

Keywords: zircon U-Pb dating; lamprophyre; Xikuangshan mining district; central Hunan