

文章编号: 0258-7106 (2012) 04-0831-08

江西冷水坑矿田火山-岩浆活动时限: SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄证据*

孟祥金¹, 徐文艺¹, 杨竹森¹, 侯增谦², 李振清¹, 于玉帅¹,
肖茂章³, 何细荣³, 万浩章³

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

2 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3 江西地勘局九一二队, 江西 鹰潭 335000)

摘 要 冷水坑铅锌银矿是武夷山北缘中生代火山岩带中独具特色的斑岩型矿床, 含矿花岗斑岩侵入于打鼓顶组和鹅湖岭组火山岩地层中。笔者采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年技术, 对冷水坑矿田含矿花岗斑岩与鹅湖岭组晶屑凝灰岩进行了年代学研究。3 个晶屑凝灰岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 (157.8 ± 1.6) Ma、 (157.2 ± 1.5) Ma 和 (158.2 ± 1.8) Ma, 花岗斑岩形成于 (157.6 ± 1.3) Ma。含矿斑岩与其赋存的火山岩活动时间高度一致, 是同一构造岩浆活动的产物。与区域上其他火山盆地不同, 冷水坑矿田鹅湖岭组与打鼓顶组火山岩属于侏罗系。广泛发育于武夷山北坡中生代火山岩盆地的打鼓顶组与鹅湖岭组火山岩, 其活动时间在不同火山盆地也各不相同, 不能简单地统一划归为侏罗纪或白垩纪, 这套地层的时代应予以重新厘定。区域上该套火山岩活动时间的差异, 指示武夷山北缘火山岩岩浆活动具有阶段性或间隙性的演化过程, 且构造背景也有很大不同。冷水坑矿田火山岩与含矿斑岩形成于中国东部陆内挤压构造环境。

关键词 地球化学 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 铅锌银矿 火山岩浆活动 斑岩矿床 冷水坑 武夷山

中图分类号: P618.42; P618.43; P618.52

文献标志码: A

Time limit of volcanic-magmatic action in Lengshuikeng orefield, Jiangxi: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb ages

MENG XiangJin¹, XU WenYi¹, YANG ZhuSen¹, HOU ZengQian², LI ZhenQing¹, YU YuShuai¹,
XIAO MaoZhang³, HE XiRong³ and WAN HaoZhang³

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 3 No.912 Geological Party, Jiangxi Bureau of Exploration and Development for Geology and Mineral Resources, Yingtan 335000, Jiangxi, China)

Abstract

The Lengshuikeng lead-zinc silver deposit is a porphyry deposit located in northern Wuyi Mountain Mesozoic volcanic belt. The ore-bearing porphyry intruded Daguding Formation and Ehuling Formation volcanic strata. Based on an analysis of the mineralization feature of the deposit, the authors determined SHRIMP zircon U-Pb ages of the ore-bearing porphyry and crystal stuff of Ehuling Formation in the Lengshuikeng orefield. Zircon U-Pb dating yields ages of (157.8 ± 1.6) Ma, (157.2 ± 1.5) Ma and (158.2 ± 1.8) Ma for the volcanic rocks and (157.6 ± 1.3) Ma for the porphyry, respectively. The highly consistent activity time for the ore-bearing porphyry and the volcano rock in the orefield suggests that they resulted from the same tectonic magmatic activity.

* 本文为国土资源部公益性行业科研专项经费(编号: 201011011)与国家科技支撑重点项目(编号: 2009BAB43B03)联合资助的成果

第一作者简介 孟祥金, 男, 1966 年生, 研究员, 主要从事金属矿床成矿作用研究。Email: xjmeng2000@sina.com

收稿日期 2012-04-27; 改回日期 2012-06-06。秦思婷编辑。

ty. The age of volcano rocks of Daguding Formation and Ehuling Formation are Jurassic, completely different from the ages of volcanic rock in other Mesozoic volcanic basin in northern Wuyi Mountain area. The Daguding Formation and Ehuling Formation volcanic rocks, which are widely distributed in the Mesozoic volcanic basins on the north slope of the Wuyi Mountain area, were formed in different periods in different basins. Those volcanic strata in this area should be reclassified. The time difference of volcanic activities in different basis implies the stages or interstitial evolution process for the volcano-magmatic activities in northern Wuyi Mountain and in different tectonic settings. The ore-bearing porphyry and the volcanic rocks in the Lengshuikeng orefield were formed in Mesozoic continental extrusion setting in eastern China.

Keywords: geochemistry, SHRIMP zircon U-Pb geochronology, lead zinc silver deposit, volcano-magmatic activity, porphyry deposit, Lengshuikeng, Wuyi Mountain

产于武夷山北坡月凤山火山岩盆地北西缘的冷水坑矿床是中国已发现的最大的隐伏银铅锌矿床,其成矿作用与燕山期花岗斑岩密切相关,是中国东部火山岩盆地中独具特色的斑岩型银铅锌矿床(孟祥金等,2009)。但是,目前对冷水坑矿床含矿斑岩及其赋存的火山岩地层时代的认识尚未统一。冷水坑斑岩型矿床赋存的打鼓顶组与鹅湖岭组火山岩地层,在区域上较为发育。该套火山岩的活动时间,由于测试对象与方法的不同,得到的结果差别也较大,总体在 126~165 Ma 之间,多数位于 135~150 Ma 区间(江西地质矿产局,1982;李坤英等,1989;陈小明等,1999;方锡珩等,1982;叶庆同,1987;陈迪云等,1993;Jiang et al., 2005;杨水源等,2010)。同时,冷水坑含矿花岗斑岩的年龄变化也较大(113~162 Ma,孟祥金等,2007;左力艳等,2010),对含矿斑岩形成时间的认识也未统一。这套赋矿火山岩及含矿斑岩形成时间的不确定性,对冷水坑矿床乃至武夷山北缘中生代火山岩盆地成矿作用的正确认识与找矿方向的准确判定有直接影响。为此,本文运用高精度的离子探针质谱(SHRIMP)分析方法,对冷水坑赋矿火山岩、含矿花岗斑岩进行了精确定年分析,以期厘清冷水坑火山岩岩浆活动的确切时间,并初步探讨冷水坑矿床形成的构造背景。

1 地质背景

冷水坑铅锌银矿床位于华南板块北东缘的武夷隆起区武夷多金属成矿带北段、月凤山中生代火山断陷盆地北西边缘。矿区地层主要为震旦系变质岩与侏罗系火山岩(图 1)。震旦系(老虎塘组)由一套石英云母片岩、黑云斜长片麻岩等变质岩组成。上侏罗统打鼓顶组(J_3d)和鹅湖岭组(J_3e)火山岩是冷

水坑矿田铅锌银矿的直接赋矿围岩。

打鼓顶组主要见于冷水坑矿田之深部,为爆发性灰流相与碎屑沉积相组成的沉积-火山建造,以灰流喷出为主,间有熔岩溢流。由安山岩、熔结凝灰岩、角砾凝灰岩、晶屑-玻屑沉凝灰岩、熔结集块岩、流纹质凝灰角砾岩及流纹岩组成,底部出现粉砂岩、粗砂岩和砂砾岩。

鹅湖岭组广泛分布于矿田中,为沉积-火山建造,具明显的间歇性喷发特征,碎屑沉积物厚度亦明显增大,矿田内其厚度大于 860 m,上段为紫红色英安质流纹岩、流纹质晶屑熔结凝灰岩及凝灰质粉砂岩、凝灰质砂砾岩和沉凝灰岩;中段上部以淡紫色流纹质熔结凝灰岩为主,夹有少量浅灰色、棕红色流纹岩,下部为灰绿色凝灰质砂岩及粉砂质泥岩;下段上部为紫红色斑状流纹岩、流纹质熔结凝灰岩及含角砾凝灰岩。

矿田内岩浆岩较为简单,主要为浅成侵入位于上侏罗统火山岩地层中的含矿花岗斑岩,其次为石英正长斑岩和钾长花岗斑岩。石英正长斑岩与钾长花岗斑岩晚于含矿花岗斑岩,钾长花岗斑岩呈脉状侵入花岗斑岩及火山岩地层内(图 1)。

含矿花岗斑岩呈深灰色、浅灰色至浅肉红色。岩石为块状构造,具有斑状结构,可见少量聚斑,成分以石英为主。基质多为显微花岗结构和粒晶结构,有时见显微嵌晶、显微镶嵌结构。斑晶矿物主要为石英、斜长石、钾长石和少量黑云母,含量一般为 15%~35%,粒度 0.5~10 mm,个别可达 20~30 mm。其中,石英斑晶呈高温变体自形晶状,柱面不发育,锥面为主,有不同程度的溶蚀现象。基质具显微花岗结构,成分主要为石英、钾长石、斜长石,少见黑云母,呈微粒状,矿物粒径 0.01~0.07 mm。主要造岩矿物成分及含量:钾长石 21%~49%,石英 37%

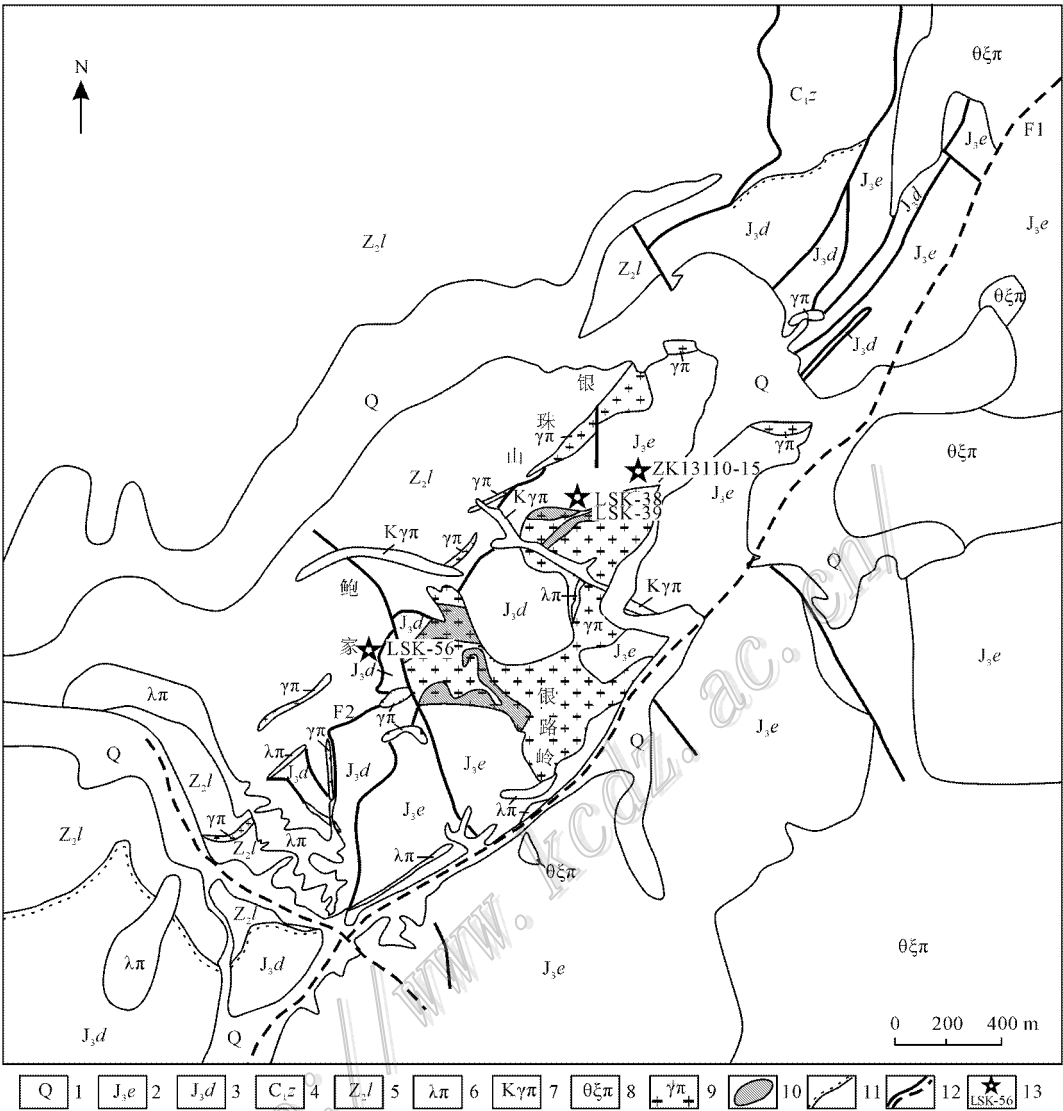


图 1 江西冷水坑铅锌银矿床地质图(据江西 912 队；孟祥金等，2007)

1—第四系；2—侏罗系上统打鼓顶组；3—侏罗系上统鹅湖岭组；4—石炭系下统梓山组；5—震旦系老虎塘组；6—流纹斑岩；7—钾长花岗岩；8—石英正长斑岩；9—含矿碱性花岗斑岩；10—隐爆角砾岩；11—地层角度不整合界线；12—实测、推测断层；13—样点及位置(或深部样地表投影)

Fig.1 Geological sketch map of the Lengshuikeng ore district (after No.912 geological party of Jiangxi Province；Meng et al.，2007)

1—Quaternary；2—Upper Jurassic Daguding Formation；3—Upper Jurassic Ehuling Formation；4—Lower Carboniferous Zishan Formation；5—Sinian Laohutang Formation；6—Rhyolite porphyry；7—Moyite porphyry；8—Quartz syenite porphyry；9—Ore-bearing granite porphyry；10—Cryptoexplosion breccia；11—Unconformity；12—Measured and inferred faults；13—Sample point and the location

~65%，斜长石 7%~13%，黑云母<1%~2% (孟祥金等,2007)。基质和斑晶,均以石英和钾长石为主,斜长石含量较低。含矿斑岩为高钾钙碱性岩石系列,属于 S 型花岗岩(左力艳等,2008)。

火山岩中大量发育的晶屑凝灰岩,呈浅灰-灰白色或浅肉红色,晶屑凝灰结构,局部呈角砾凝灰结构,块状构造。主要由石英、钾长石、斜长石、黑云母的晶屑和火山灰(凝灰质)、塑性玻屑及少量岩屑组

成。晶屑大部分呈棱角状,粒度大小不一,一般介于 0.5~2.0 mm,大者可达 5~8 mm,含量约 50%~60%。胶结物为凝灰质及塑性玻屑,含量约占 40%~50%。

2 样品采取与处理

本文测试对象为冷水坑矿田的晶屑凝灰岩与含

矿花岗斑岩。其中,1 个花岗斑岩样品,3 个晶屑凝灰岩样品,分别取自矿田地、采矿坑道及钻孔中 (LSK-56, 鲍家银矿 150 m 中段 128 线西南回风巷 130° 方向 73 m, 已矿化; LSK-38、LSK-39, ZK12305 孔机台; ZK13110-15, 银珠山 ZK13110 孔 276 m)。晶屑凝灰岩 LSK-38、LSK-39 的 2 个样品位于地表, 产出层位相当, 靠近鹅湖岭组火山岩上部, 而 ZK13110 钻孔中的 ZK13110-15 样品产出层位相对较低。

岩石样品经人工破碎后, 用常规重力和磁选方法分选出锆石, 随后在双目镜下挑纯。具体制靶方法参考北京离子探针中心实验室提供的方法 (宋彪等, 2002a)。在锆石反射和透射照片及阴极发光照片对比基础上选择要分析的锆石, 尽量避免锆石内部包裹体与裂隙。锆石制靶、光学显微镜照相、阴极发光照像均在中国地质科学院北京离子探针中心完成, U-Pb 定年的测定在中国地质科学院北京离子探针中心虚拟网络实验室利用澳大利亚 Curtin 理工大学的 SHRIMP II 离子探针仪完成。仪器条件和数据采集参见 Williams (1998) 相关描述。详细分析流程和原理参见 Compston 等 (1984; 1992)、Williams 等 (1987; 1996)、Williams (1998) 和宋彪等 (2002b) 文献。离子束斑直径约为 25~30 μm , 质量分辨率约 5 000 (1% 峰高)。应用澳大利亚地调局标准锆石 TEM (417 Ma) 进行元素间的分馏校正, 应用斯里兰卡的宝石级参考锆石 BR266 (年龄为 559 Ma) 标定所测锆石的 U、Th 和 Pb 含量。分析时每测 3~5 次样品后测定一次标样 (TEM), 以控制仪器的稳定性和离子记数统计的精确性。用实测的 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅。数据处理应用 Ludwig 的 Isoplot 程序 (Ludwig, 2001)。单个数据点的误差均为 1σ , 因年龄较年轻, 采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 其加权平均值的误差为 2σ 。

3 分析结果

3.1 锆石的 CL 图像特征

测试的部分锆石阴极发光图像如图 2 所示。花岗斑岩样品 LSK-56 的锆石多呈自形柱状、长柱状、半截锥状晶体。长度多在 100~200 μm 之间, 柱状晶体长、宽比范围为 2:1~3:1。锆石阴极发光图像显示出典型的岩浆生长振荡环带和韵律结构特征。晶屑凝灰岩的锆石特征与花岗斑岩的相似, 多呈长柱状、自形柱状, 粒度比花岗斑岩的略大, 环带结构、韵律结构明显, 内部结构清晰, 也显示出岩浆结晶锆石的特点。

3.2 锆石的 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 与年龄

表 1 为剔除异常点后 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果。无论是花岗斑岩还是晶屑凝灰岩, 其 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 变化范围较大且均较高。花岗斑岩 (样品 LSK-56) 16 个测点中, $w(\text{Th})$ 变化范围为 $153 \times 10^{-6} \sim 1\,809 \times 10^{-6}$, $w(\text{U})$ 变化范围为 $149 \times 10^{-6} \sim 1\,943 \times 10^{-6}$, Th/U 比值变化范围为 0.41~2.01, 绝大多数大于 0.5 (表 1)。锆石形态与内部结构特征表明它们为岩浆成因。16 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄差别不大, 介于 153.2~162.1 Ma 之间。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上, 所有样品点都位于谐和线上 (图 3), 其加权平均年龄为 $(157.6 \pm 1.3) \text{ Ma}$ 。

冷水坑矿田的 3 个晶屑凝灰岩样品虽然取自不同的地方, 但其锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄非常相近。在剔除异常点后, 样品 LSK-38、LSK-39 和 ZK13110-15 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄分别介于 151.3~163.8 Ma、152.2~161.1 Ma 与 150.7~163.7 Ma 之间, 加权平均年龄分别为 $(157.8 \pm 1.6) \text{ Ma}$ 、 $(157.2 \pm 1.5) \text{ Ma}$ 和 $(158.2 \pm 1.8) \text{ Ma}$ 。在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

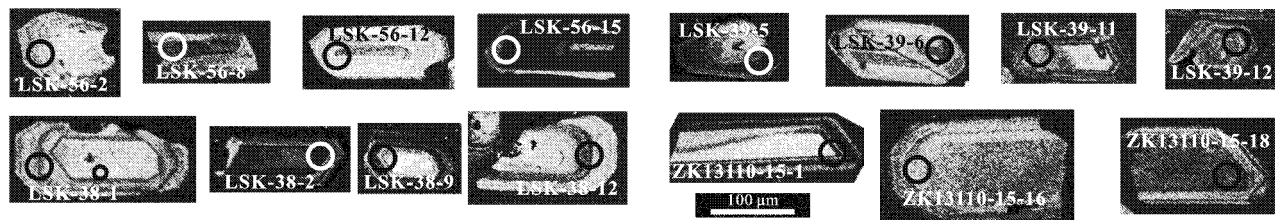


图 2 冷水坑矿田花岗斑岩与晶屑凝灰岩部分锆石阴极发光图像

Fig. 2 Cathodoluminescence (CL) images of zircons for granite porphyry and crystal tuff from the Lengshuikeng orefield

表 1 冷水坑矿田花岗斑岩和晶屑凝灰岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果

Table 1 SHRIMP zircon U-Pb analytical results of granite porphyry and crystal tuff in the Lengshuikeng orefield													
点号	²⁰⁶ Pb*	<i>w</i> (B)/10 ⁻⁶		²³² Th/	比值						年龄/Ma		
	/%	U	Th	²³⁸ U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
花岗斑岩													
LSK-56-2	5.88	279	153	0.57	41.25	1.8	0.163	10.0	0.02425	1.8	154.4±2.7	140±230	131±11
LSK-56-3	15.3	723	284	0.41	40.80	1.5	0.1670	4.4	0.02451	1.5	156.1±2.3	167±96	138.1±6.7
LSK-56-4	19.9	916	478	0.54	39.66	1.5	0.1764	3.5	0.02522	1.5	160.6±2.4	228±74	147.5±4.7
LSK-56-5	40.4	1841	918	0.52	39.28	1.4	0.1718	2.8	0.02546	1.4	162.1±2.3	145±57	148.7±3.8
LSK-56-6	16.1	763	403	0.55	41.13	1.7	0.1520	4.9	0.02432	1.7	154.9±2.6	-38±110	135.3±5.5
LSK-56-8	6.35	302	328	1.12	41.61	2.0	0.174	17	0.02404	2.0	153.2±3.0	303±380	150±10
LSK-56-9	20.5	931	1809	2.01	39.31	1.5	0.1674	5.3	0.02544	1.5	162.0±2.4	86±120	148.5±3.1
LSK-56-10	11.9	558	424	0.78	41.14	1.8	0.125	12	0.02432	1.8	154.9±2.7	-544±30	128.5±8.1
LSK-56-11	12.1	552	463	0.87	39.71	1.6	0.178	7.6	0.02519	1.6	160.4±2.6	251±170	149.1±6.6
LSK-56-12	3.31	149	222	1.54	40.33	2.4	0.104	41	0.02482	2.4	158.1±3.8	-1120±1200	131±11
LSK-56-13	4.46	201	238	1.22	39.5	3.2	0.178	22	0.02535	3.2	161.4±5.1	232±00	148±13
LSK-56-14	7.40	351	348	1.03	40.96	1.7	0.183	8.7	0.02442	1.7	155.5±2.6	391±190	151.8±6.7
LSK-56-15	40.9	1943	1167	0.62	40.95	1.5	0.1627	4.3	0.02442	1.5	155.6±2.2	115±95	141.3±4.6
LSK-56-16	17.1	797	416	0.54	40.74	1.6	0.133	10	0.02456	1.6	156.4±2.5	-390±60	122.8±9.8
LSK-56-17	27.0	1243	773	0.64	39.99	1.6	0.1648	5.6	0.02501	1.6	159.3±2.5	89±130	144.8±6.1
LSK-56-18	15.8	732	426	0.60	40.35	1.7	0.150	7.6	0.02479	1.7	157.8±2.6	-125±80	137.8±7.3
晶屑凝灰岩													
LSK-38-1	5.86	271	264	1.01	40.99	1.9	0.123	22	0.02442	1.9	155.5±3.0	-597±90	132±11
LSK-38-2	17.9	828	402	0.50	42.16	1.9	0.168	14	0.02375	1.9	151.3±2.8	258±330	150±21
LSK-38-3	11.8	522	341	0.68	38.88	1.7	0.139	14	0.02573	1.7	163.8±2.7	-406±80	142±12
LSK-38-4	25.0	1147	699	0.63	39.63	1.5	0.1627	4.7	0.02524	1.5	160.7±2.3	36±110	142.2±5.0
LSK-38-6	7.34	341	73	0.22	40.80	2.0	0.137	23	0.02452	2.0	156.2±3.1	-316±580	88±51
LSK-38-8	47.8	2197	898	0.42	39.64	1.4	0.1685	2.6	0.02523	1.4	160.6±2.2	121±52	151.0±4.0
LSK-38-9	26.7	1230	716	0.60	41.23	1.6	0.177	8.7	0.02428	1.6	154.6±2.4	326±190	149±11
LSK-38-10	6.99	322	658	2.11	40.12	1.7	0.183	8.6	0.02493	1.7	158.8±2.7	342±190	155.0±4.4
LSK-38-11	17.5	813	321	0.41	40.39	2.0	0.156	8.0	0.02477	2.0	157.7±3.2	-18±190	144±12
LSK-38-12	9.99	452	497	1.14	39.77	1.7	0.130	13	0.02516	1.7	160.2±2.6	-532±350	139.0±6.5
LSK-38-14	13.7	645	334	0.54	40.96	1.6	0.148	8.2	0.02442	1.6	155.5±2.4	-110±200	133.2±8.9
LSK-38-15	2.13	96	103	1.10	40.8	3.5	0.231	35	0.02454	3.5	156.3±5.5	876±720	146±27
LSK-39-2	11.0	501	591	1.22	40.38	1.5	0.186	13	0.02477	1.5	157.7±2.4	393±300	150.8±8.5
LSK-39-3	5.79	273	610	2.31	40.95	1.6	0.170	13	0.02442	1.6	155.5±2.5	214±310	149.4±4.7
LSK-39-4	55.5	2445	1391	0.59	40.05	1.2	0.168	8.3	0.02497	1.2	159.0±1.9	133±190	146±13
LSK-39-5	24.9	1120	822	0.76	40.71	1.4	0.170	13	0.02457	1.4	156.4±2.2	210±300	138±13
LSK-39-7	68.5	2899	1718	0.61	40.87	1.3	0.205	11	0.02447	1.3	155.8±2.0	634±240	151±22
LSK-39-8	1.95	87	95	1.13	40.5	3.2	0.141	50	0.02466	3.2	157.1±5.0	-260±1300	140±24
LSK-39-9	1.80	80	103	1.34	39.5	3.2	0.154	47	0.02531	3.2	161.1±5.2	-100±1200	151±21
LSK-39-10	6.90	324	347	1.11	41.87	1.9	0.149	21	0.02389	1.9	152.2±2.8	-46±520	121±12
LSK-39-11	12.0	551	284	0.53	40.19	1.3	0.182	6.7	0.02488	1.3	158.4±2.1	333±150	151.8±8.5
LSK-39-12	13.4	623	390	0.65	40.21	1.2	0.1592	3.0	0.02487	1.2	158.4±1.9	19±66	151.1±3.8
ZK13110-15-1	12.3	564	449	0.82	39.89	1.7	0.155	7.4	0.02508	1.7	159.7±2.7	-63±170	139.6±5.9
ZK13110-15-2	2.11	93	144	1.60	39.2	3.0	0.186	34	0.02550	3.0	162.3±4.9	320±770	164±16
ZK13110-15-3	3.03	136	184	1.41	38.97	2.0	0.205	9.9	0.02567	2.0	163.4±3.2	531±210	158.6±7.1
ZK13110-15-4	1.70	77	102	1.38	40.0	2.8	0.182	27	0.02503	2.8	159.4±4.4	322±600	157±14
ZK13110-15-5	1.59	73	108	1.53	40.6	3.8	0.166	51	0.02463	3.7	156.8±5.9	140±1200	148±21
ZK13110-15-6	4.34	200	205	1.06	39.96	2.0	0.184	14	0.02503	2.0	159.4±3.2	347±310	156±10
ZK13110-15-7	2.56	118	143	1.25	41.3	3.5	0.135	60	0.02423	3.5	154.3±5.4	-330±1500	145±24
ZK13110-15-8	2.30	101	131	1.34	40.3	3.4	0.103	77	0.02483	3.4	158.1±5.3	-1,150±2400	134±22
ZK13110-15-9	3.17	145	146	1.04	41.22	2.3	0.129	30	0.02428	2.3	154.7±3.5	-452±800	138±15
ZK13110-15-10	2.28	102	141	1.42	40.8	2.7	0.120	43	0.02453	2.7	156.2±4.2	-670±1200	132±15
ZK13110-15-11	2.37	111	168	1.56	41.8	2.4	0.141	29	0.02394	2.4	152.5±3.7	-189±720	153±11
ZK13110-15-12	2.67	121	160	1.36	40.35	2.0	0.171	7.6	0.02480	2.0	157.9±3.1	200±170	150.4±6.0
ZK13110-15-13	2.19	104	126	1.26	42.3	2.7	0.195	23	0.02366	2.7	150.7±4.1	592±500	145±14
ZK13110-15-14	2.80	129	236	1.90	41.1	2.8	0.140	39	0.02437	2.8	155.2±4.3	-247±980	148±12
ZK13110-15-15	1.35	60	83	1.43	39.8	3.7	0.176	46	0.02518	3.7	160.3±5.9	220±1100	159±22
ZK13110-15-16	4.63	209	255	1.26	39.89	2.2	0.160	21	0.02508	2.1	159.7±3.4	18±500	147±11
ZK13110-15-17	1.81	78	85	1.12	38.9	3.6	0.141	58	0.02572	3.5	163.7±5.8	-370±1500	139±28
ZK13110-15-18	22.9	1051	1376	1.35	39.78	1.5	0.1625	5.3	0.02514	1.5	160.1±2.3	43±120	153.6±3.5

注：误差为 1σ,Pb* 为放射性成因铅。

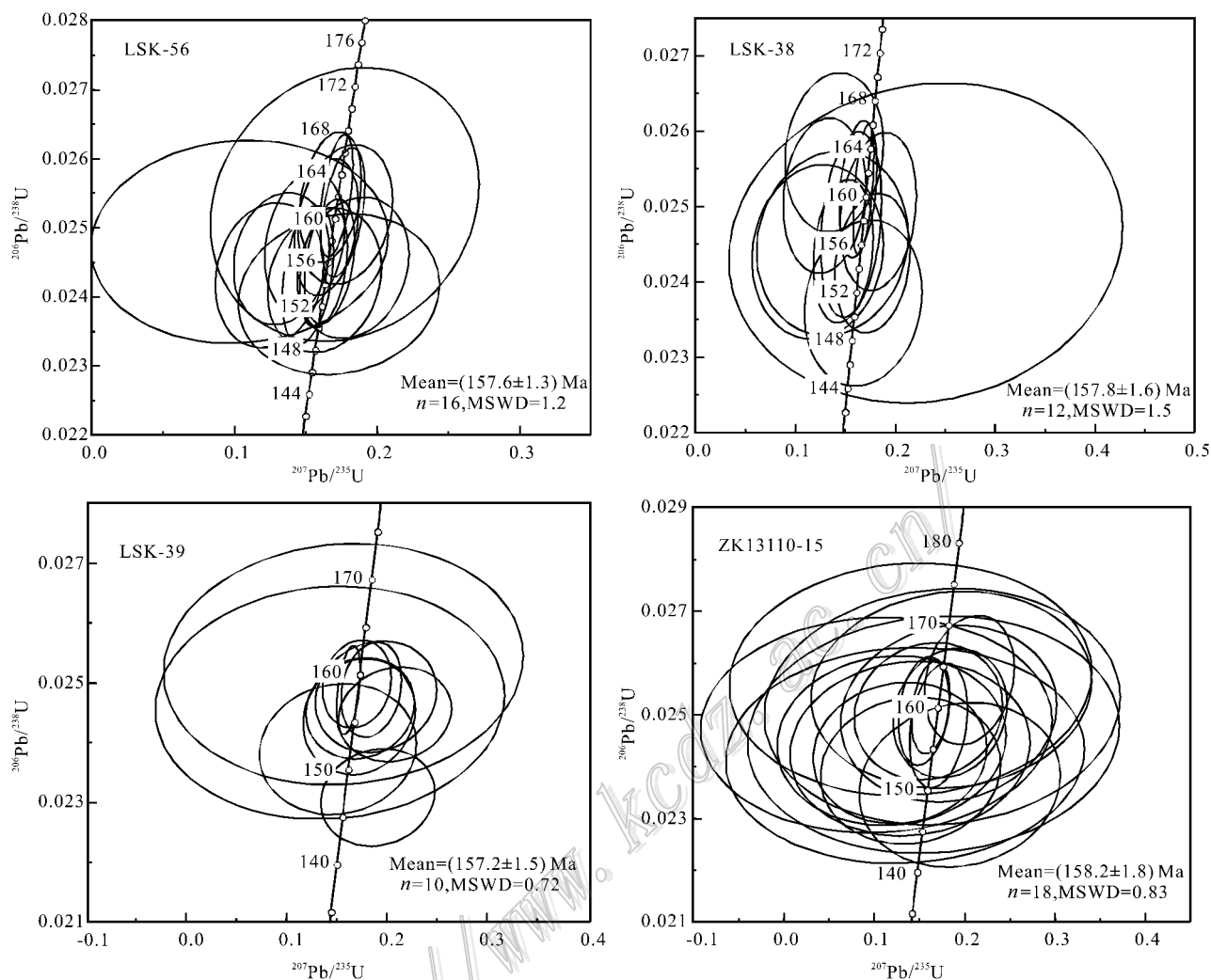


图 3 冷水坑矿田花岗斑岩和晶屑凝灰岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图

Fig. 3 U-Pb concordia diagram of zircons from the granite porphyry and crastal tuff in the Lengshuikeng orefield

^{238}U - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上, 3 个样的测试点都位于谐和线上(图 3)。这 3 组年龄数据在误差范围内具有高度的一致性, 表明冷水坑矿田中晶屑凝灰岩的形成时间非常集中。

4 讨论

4.1 冷水坑矿田赋矿火山岩时代

本次所分析的晶屑凝灰岩均取自冷水坑矿田鹅湖岭组地层内。从区域资料看, 在冷水坑矿田广泛出露的鹅湖岭组与打鼓顶组火山岩, 在武夷山北坡的中生代火山岩盆地, 如天台山盆地、相山盆地、东乡盆地、盛源盆地、黄冈山盆地及冷水坑矿田所在的月凤山盆地等, 有不同程度的发育。而目前已知的年龄数据表明, 该套火山岩的形成时间有很大的差

异。相山与东乡两地打鼓顶组火山岩年龄分别为 165 Ma 和 158 Ma (叶庆同, 1987; 江西地质矿产局, 1982), 余达淦等利用 Rb-Sr 法获得盛源盆地董家地区打鼓顶组安山岩年龄为 141.21 Ma (张万良, 2000)。相山盆地鹅湖岭组上部凝灰岩 K-Ar 年龄为 158~163 Ma (江西地质矿产局, 1982), 碎斑熔岩中的黑云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 141.16 Ma (李坤英等, 1989), 全岩 Rb-Sr 年龄为 140.7 Ma (陈迪云等, 1993)。盛源盆地鹅湖岭组上部流纹质凝灰岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 122.6 Ma (张利民, 1996)。近几年, 杨水源等 (2010) 在相山盆地获得的火山岩内早阶段流纹英安岩和晚阶段流纹英安斑岩锆石 U-Pb 年龄分别为 135.1 Ma 和 134.8 Ma。从上述年龄数据可以看出, 早前获得的年龄比近年测试的结果要大, 应是测试对象与测试方法不同而致。在诸多的年龄测试

对象及相应的同位素体系中,锆石的 U-Pb 同位素体系具有非常高的封闭温度,这使得锆石成为测定岩浆岩结晶年龄最理想的对象。运用离子探针质谱分析(SHRIMP)或激光等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析能够从单颗锆石上获得一个甚至多个年龄数据,并能得出非常准确的年龄信息(Compston et al., 1984; Feng et al., 1993)。因此,比较测试方法与测试对象,新近的年龄数据可信度更高。那么,相山与盛源两地的火山活动应在白垩纪,而不是早前认定的侏罗纪(杨水源等,2010; 张万良,2000)。

通过离子探针质谱(SHRIMP)分析方法对冷水坑矿田鹅湖岭组火山岩中的锆石进行 U-Pb 同位素分析,得到的年龄数据应代表了火山岩岩浆结晶的准确时间,即火山活动时间。冷水坑 3 个火山岩样品的年龄数据(157.2~158.2 Ma)具有高度的一致性,显示出冷水坑地区火山活动在侏罗纪而非白垩纪,与区域上其他火山岩盆地,如相山盆地和盛源盆地明显不同。

上述数据表明,武夷山北坡中生代火山岩带原先所划分的侏罗系打鼓顶组与鹅湖岭组火山岩形成的时间并不相同,不能将它们简单地统一归属为侏罗纪或白垩纪,显然这套地层(打鼓顶组与鹅湖岭组)在区域上应予重新厘定。同时,这套火山岩形成时间的差异,也指示出武夷山北缘火山岩浆活动具有阶段性或间隙性的演化过程,且火山活动的构造背景也有很大的差异。从区域构造演化历史来看,本区在中生代属于中国东南大陆边缘体系,经历了三叠纪—中-晚侏罗世(220~150 Ma)的陆内俯冲-拼贴碰撞造山、晚侏罗世[(145±5) Ma]由挤压向伸展扩张的转换、早白垩世(125~105 Ma)的陆内扩张及 92 Ma 开始的裂解等几个阶段(李兆鼎等,2003)。冷水坑火山岩形成于 158 Ma 左右,处于陆内碰撞挤压的构造环境,而相山及盛源火山岩活动则处于陆内伸展环境。

4.2 含矿斑岩侵位时代

前人已对冷水坑矿田含矿花岗斑岩活动时间有较多的研究,但采用的测试方法主要为单矿物或全岩 K-Ar 稀释法和 Rb-Sr 等时线法等,得到的年龄数据差别较大,精度也各不相同(孟祥金等,2007)。其中,花岗斑岩全岩 K-Ar 法得到的年龄最小,在 113~117 Ma 之间,蚀变绢云母 K-Ar 法年龄值波动较大,在 121~138 Ma 之间,钾长石 K-Ar 法年龄为 136.5 Ma,花岗斑岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 131

Ma。这些数据均显示含矿花岗斑岩形成于早白垩世。通过对地质现象的观察发现,冷水坑矿田较为广泛地发育矿化蚀变(孟祥金等,2009),尤其是含矿的花岗斑岩具较强的绢云母化、绿泥石化等蚀变,因此,采用含矿的花岗斑岩或其中的单矿物(绢云母、钾长石)测定得到的年龄数据,应代表流体活动时间而非岩浆侵位时间。本次工作运用离子探针质谱(SHRIMP)方法得到花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为(157.6±1.3) Ma,与左力艳等(2010)获得的锆石 U-Pb 年龄较为一致,也与其赋存的晶屑凝灰岩相同。157 Ma 应能代表冷水坑含矿花岗斑岩岩浆结晶时间,其岩浆侵入活动发生于侏罗纪而非白垩纪,与区域上的岩浆活动时间不一致。

在冷水坑矿田含矿花岗斑岩体的接触带部位发育大量的隐爆角砾岩,同时,花岗斑岩中有大量的斑晶呈碎斑出现,指示斑岩具有超浅成侵位特点(孟祥金等,2009)。含矿花岗斑岩与其赋存的火山岩在形成时间上高度一致,说明冷水坑地区火山喷发与岩浆侵入活动具有高度连贯性,它们是同一构造岩浆事件的产物,也暗示其具有同源性。冷水坑斑岩型铅锌银成矿作用发生于中国东部陆内碰撞挤压的构造环境。

5 结 论

冷水坑矿田鹅湖岭组 3 个凝灰岩样品 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄具有高度的一致性,在 157.2~158.2 Ma 之间,含矿的花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为(157.6±1.3) Ma,与其赋存的晶屑凝灰岩相同。冷水坑地区火山岩浆活动在侏罗纪而非白垩纪,与区域上其他火山岩盆地火山活动时间明显不同。

参考文献/References

- 陈小明,陆建军,刘昌实,赵连泽,王德滋,李惠民. 1999. 桐庐、相山火山-侵入杂岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄[J]. 岩石学报, 15(2): 272-278.
- 陈迪云,周文斌,周鲁民,吴伯林,谭敬华,孙占学. 1993. 相山铀矿田同位素地质学特征[J]. 矿床地质, 12(4): 370-377.
- 方锡珩,侯文尧,万国良. 1982. 相山破火山口火山杂岩体的岩石学研究[J]. 岩矿测试, 1(1): 1-10.
- 江西地质矿产局. 1982. 江西省区域地质志[M]. 北京:地质出版社. 1-921.
- 李坤英,沈加林,王小平. 1989. 中国浙闽赣地区中生代陆相火山岩同位素年代学[J]. 地层学杂志, 13(1): 1-13.

- 李兆鼎, 权恒, 李之彤, 毛建仁, 李汉声, 吴才来, 郝艳丽, 张招崇, 王碧香, 刘焰. 2003. 中国东部中生代火成岩及其深部过程[M]. 北京: 地质出版社. 1-357.
- 孟祥金, 董光裕, 刘建光, 左力艳, 何细荣, 赵志刚, 黄振强, 宁晋南, 杨小鹏, 饶克辛, 杨存来. 2007. 江西冷水坑斑岩型铅锌银矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1-148.
- 孟祥金, 侯增谦, 董光裕, 刘建光, 左力艳, 杨竹森, 肖茂章. 2009. 江西冷水坑斑岩型铅锌银矿床地质特征、热液蚀变与成矿时限[J]. 地质学报, 83(12): 1951-1967.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002a. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论[J]. 地质论评, 48(增刊): 26-30.
- 宋彪, 张玉海, 刘敦一. 2002b. 微理原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学[J]. 质谱学报, 23(1): 58-62.
- 杨水源, 蒋少涌, 姜耀辉, 赵葵东, 范洪海. 2010. 江西相山流纹英安岩和流纹英安斑岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素组成及其地质意义[J]. 中国科学 地球科学, 40(8): 953-969.
- 叶庆同. 1987. 赣东北铅锌矿床成矿系列和成矿机理[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 1-104.
- 张利民. 1996. 试论我国东部火山岩型铀矿床赋存层位的地质时代[J]. 铀矿地质, 12(3): 139-143.
- 张万良. 2000. 盛源盆地火山岩系地层的时代归属[J]. 铀矿地质, 16(2): 99-101.
- 左力艳, 孟祥金, 杨竹森. 2008. 冷水坑斑岩型银铅锌矿床含矿岩系岩石地球化学及 Sr、Nd 同位素研究[J]. 矿床地质, 27(3): 367-382.
- 左力艳, 侯增谦, 孟祥金, 杨志明, 宋玉财, 李政. 2010. 冷水坑斑岩型银铅锌矿床含矿斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究[J]. 中国地质, 37(5): 1450-1457.
- Compston W, Williams I S and Meyer C E. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe[J]. J. Geophys. Res., 89: B525-B534.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z and Guogan M. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale[J]. J. Geol. Soc., 149: 171-184.
- Feng R, Machado N and Ludden J. 1993. Lead geochronology of zircon by LaserProbe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LP-ICPMS)[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 3479-3486.
- Jiang Y H, Ling H F, Jiang S Y, Fan H H, Shen W Z and Ni P. 2005. Petrogenesis of a Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China[J]. J. Petrol., 46: 1121-1154.
- Ludwig K R. 2001. Users manual for isoplot/Ex (rev. 2.49): A geochronological toolkit for Microsoft Excel [R]. Berkeley Geochronology Center. Special Publication No. 1, 1-55.
- Williams I S and Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandania Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb[J]. Contrib. Mineral. Petrol., 97: 205-217.
- Williams I S, Buick S and Cartwright I. 1996. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia[J]. J. Metamorph. Geol., 14: 29-47.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe[A]. In: McKibben M A, Shanks Iii W C, eds. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes[C]. Rev. Econ. Geol., 7: 1-35.