

安徽沙坪沟斑岩钼矿锆石 U-Pb 和 辉钼矿 Re-Os 年龄

孟祥金¹⁾, 徐文艺¹⁾, 吕庆田¹⁾, 屈文俊²⁾, 李先初³⁾, 史东方³⁾, 文春华⁴⁾

- 1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京, 100037;
2) 中国地质科学院国家测试分析中心, 北京, 100037; 3) 安徽地勘局 313 地质队, 安徽六安, 237010;
4) 中国科学院贵阳地球化学研究所, 贵阳, 550002

内容提要:沙坪沟斑岩钼矿是大别成矿带近年发现的超大型矿床。在对矿化特征分析的基础上, 对其进行了成岩成矿年代学研究。采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年技术, 得到含矿岩体的成岩年龄。细粒石英正长岩与中粒石英正长岩分别形成于 $122.51 \pm 0.81 \text{ Ma}$ 和 $121.5 \pm 1.3 \text{ Ma}$, 正长斑岩形成于 $120.7 \pm 1.1 \text{ Ma}$ 。通过矿床辉钼矿 Re-Os 同位素分析, 获得其模式年龄为 $100 \pm 1.8 \sim 113.6 \pm 1.7 \text{ Ma}$ 。成岩与成矿时差约 7Ma, 指示含矿热液活动时限较长。长时间的热液活动可能是形成沙坪沟超大型斑岩钼矿床的重要因素。沙坪沟钼成矿时间与大别带钼矿化时间(133~110Ma)高度一致, 与东秦岭晚期钼矿化时间相同。大别带钼矿是秦岭-大别成矿带的组成部分, 形成于相同构造背景下, 是区域构造岩浆作用的产物。

关键词: 锆石 U-Pb 年龄; 辉钼矿 Re-Os 年龄; 斑岩钼矿; 沙坪沟; 大别成矿带

位于华北克拉通南缘的东秦岭地区是我国重要的钼矿成矿区。近年来在东秦岭钼成矿带东延的大别带北缘, 也发现了众多具有一定规模的钼矿床, 如河南信阳的天目沟, 新县的大银尖、母山、肖畈, 商城的汤家坪, 光县的千鹅冲等(图 1, 罗铭玖等, 1991; 杨泽强, 2007; 李法岭, 2008; 罗齐云等, 2009; 罗正传等, 2010), 其中千鹅冲钼矿已达到超大型矿床规模(李吉林, 2010), 显示出大别带钼成矿潜力巨大。位于大别带东段的沙坪沟斑岩型钼矿, 是原银山铅锌钼多金属矿的一部分(徐晓春等, 2009), 近年找矿取得了重大突破, 初步估算钼资源量达 50 万吨, 已达超大型规模(张怀东等, 2010), 其成矿特征在大别带东段具有较强的代表性。本文在沙坪沟矿床矿化特征调查的基础上, 对含矿岩体及辉钼矿进行了同位素年代学研究, 获得了该矿床成岩成矿作用的时间, 并以期探讨矿床含矿岩浆演化与成矿的关系, 为大别带钼矿成矿作用分析提供参考。

1 矿床地质特征

安徽金寨沙坪沟矿床位于秦岭-大别造山带的北侧、近东西向桐柏-桐城断裂带(F_4 和 F_5) 与近南北向商城-麻城断裂带(F_9) 交汇部位的北东侧(图 1)。

区域出露地层主要为中元古界卢镇关岩群的变火山-沉积岩, 其岩性主要为黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩和花岗片麻岩等。在沙坪沟矿区, 由于强烈的岩浆侵入作用, 变质地层呈残留体产出, 主要岩性为角闪斜长片麻岩和少量的花岗片麻岩(图 2)。区内发育一系列北东向左行平移断层和近东西向平移断层, 矿化受上述两组断裂构造的控制和影响。

矿区侵入岩较发育, 主要岩性为二长花岗岩、花岗闪长岩、石英正长岩、正长斑岩与花岗斑岩, 在矿区西北侧盖井出露大片隐爆角砾岩(图 2), 呈不规则筒状或柱状。石英正长(斑)岩呈岩株状产出, 近于直立, 直径 500~1500m, 侵入二长花岗岩中(王玉

注: 本文为国家自然科学基金重点基金项目(编号 40930418)、深部矿产资源立体探测技术及实验研究项目(编号 SinoProbe-03-04)、国土资源部专项研究计划(编号 20010103)、国家地质调查专项(编号 1212010012010)共同资助的成果。

收稿日期: 2011-05-19; 改回日期: 2011-08-08; 责任编辑: 郝梓国, 黄敏。

作者简介: 孟祥金, 男, 1966 年生。博士, 研究员。矿物学、岩石学、矿床学专业。主要从事金属矿床成矿作用研究。通讯地址: 100037, 中国地质科学院矿产资源研究所。Email: xjmeng2000@sina.com。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20120307. 1327. 006 网络出版时间: 2012-3-7 13:27

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120307.1327.006.html>

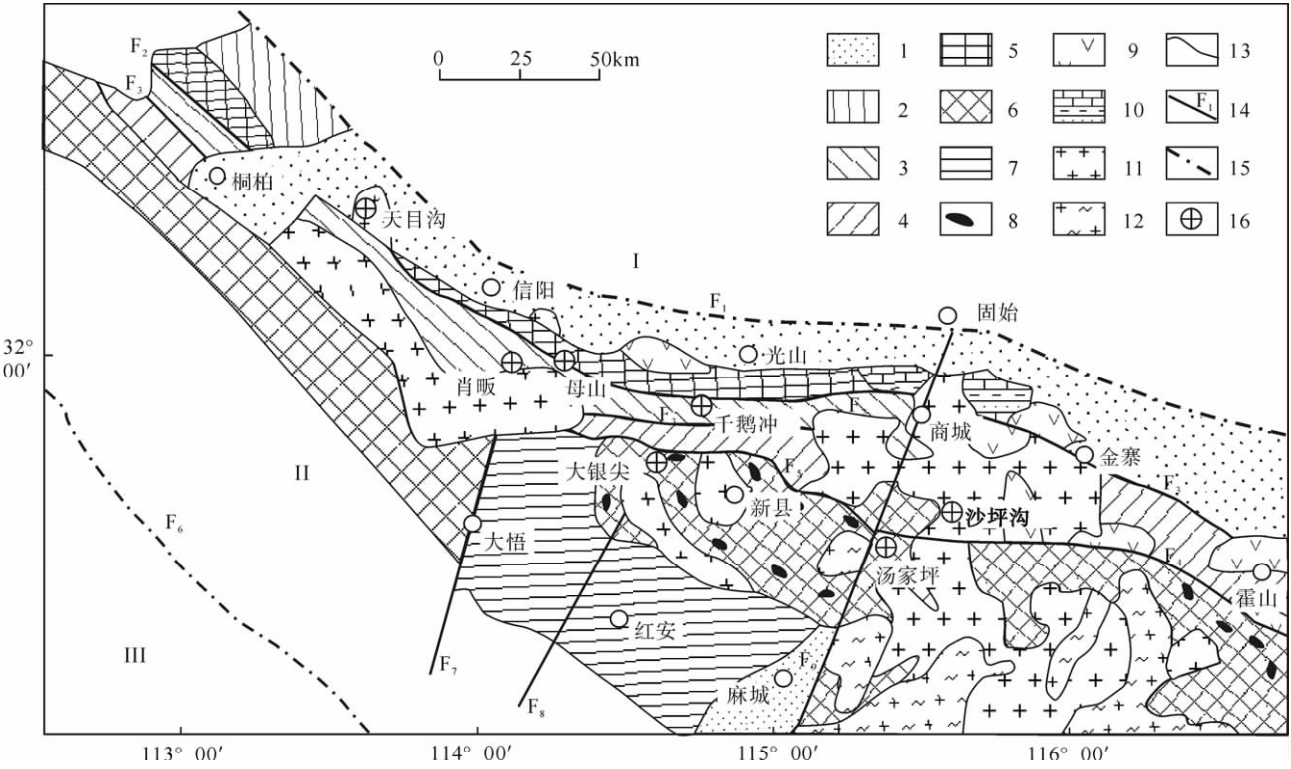


图 1 大别造山带地质略图(据杨泽强,2007)

Fig. 1 Geological sketch map of the Dabie orogenic belt(after Yang Zeqiang,2007)

1—中生代地层 (K-E);2—二郎坪群 (Pt₃-Pz);3—龟山岩组 ((Pt₂g)、南湾组 (Dn));4—肖家庙岩组 (Z-Ox);5—秦岭岩群 (Pt₂qn);6—桐柏-大别变质杂岩 (Ar₃-Pt₁);7—红安岩群 (Pt₃);8—榴辉岩;9—白垩纪火山岩 (K);10—石炭系;11—燕山期花岗岩;12—晋宁期花岗岩;13—地质界线;14—断裂带;15—大别造山带边界;16—钼矿床位置; I —华北地块; II —大别造山带; III —扬子地块
1—Mesozoic-Cenozoic strata (K-E); 2—Erlangping Group (Pt₃-Pz); 3—Guishanyan Formation ((Pt₂g), Nanwan Formation (Dn)); 4—Xiaojiamiao Rock Formation (Z-Ox); 5—Qinling Rock Group (Pt₂qn); 6—Tongbei-Dabie metamorphic complex (Ar₃-Pt₁); 7—Hong'an Rock Group (Pt₃); 8—eclogite; 9—Cretaceous volcanic rock (K); 10—Carboniferous; 11—Yanshanian granite; 12—granite of Jinning Stage; 13—geological boundary; 14—faulted zone and its serial number; 15—boundary of Dabie orogenic belt; 16—molybdenum deposit; I —North China block; II —Dabie orogenic belt; III —Yangtze block

贤,2006)。矿区大多数岩浆岩属高钾钙碱性系列,且具有由钙碱性向碱性过渡的特征(徐晓春等,2009)。中粒二长花岗岩、细粒二长花岗岩和细晶闪长岩脉分别形成于 136.8Ma、130.4Ma 和 125.4Ma,为燕山晚期岩浆活动的产物(徐晓春等,2009)。石英正长岩、正长斑岩、钾长花岗斑岩、花岗斑岩及爆发角砾岩是矿区内主要赋矿岩石。
该区发育钼、铅锌为主的多金属矿化带(陆三明等,2005;彭智等,2005),而沙坪沟超大型钼矿床即是该区铅锌钼多金属矿的一部分。钼矿化在地表较弱,向深部增强。隐爆角砾岩筒中控制矿化的最大深度达到 570 m(王玉贤,2006)。最新勘查结果显示,在石英正长岩和正长斑岩体中钼矿化的深度达 1000 余米。钼工业矿体均为隐伏状,呈筒状产出,矿体厚度大、矿化连续,厚度达 500~900m。矿石中钼品位较高 (Mo 0.1%~0.3%),最高可达 1% (张

怀东等,2010)。隐爆角砾岩中的辉钼矿主要赋存在胶结物内,构成斑点状浸染型矿石,而石英正长(斑)岩体内的辉钼矿则呈细脉状、网脉状,主要构成稀疏网脉状矿石,部分为浸染状矿石。矿床热液细脉非常发育,可分为黄铁矿-石英脉、黄铁矿-钾长石-石英脉、黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英脉、黄铁矿-辉钼矿-石英脉、辉钼矿-钾长石-石英脉、辉钼矿-石英脉、白云母-萤石-黄铁矿-辉钼矿-石英脉以及辉钼矿脉等多种类型,构成复杂的网脉系统。含钼脉体的多样性及相互关系表明本区钼成矿具有多阶段性。
钼矿床中矿物组合简单,主要金属矿物为辉钼矿,少量黄铁矿,局部偶见黄铜矿、方铅矿。浸染状的辉钼矿粒度小,一般小于 0.02mm,而纯辉钼矿细脉中的辉钼矿片径较大,一般在 0.02~0.5 mm 之间,最大可达 1.5mm。围岩蚀变主要有钾化、硅化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化等,其中钾化以钾长

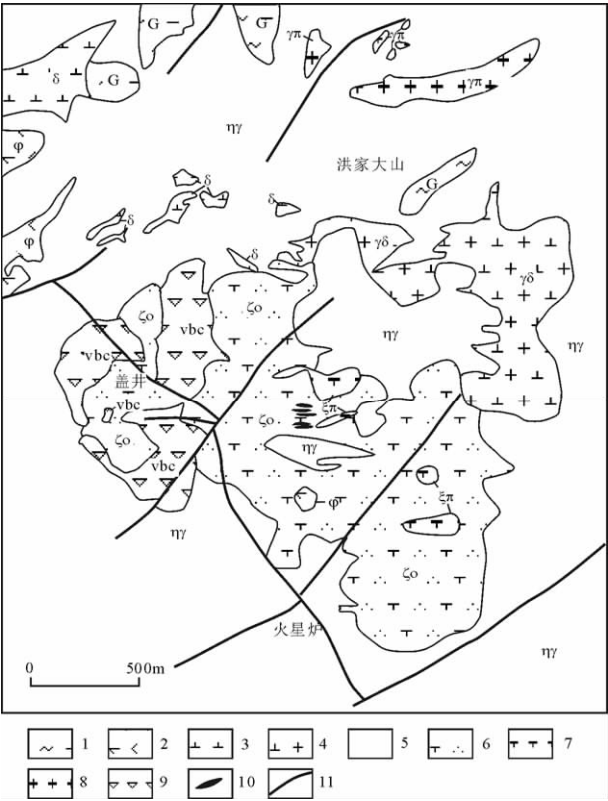


图 2 沙坪沟钼矿简要地质图(据徐晓春等,2009,改编)

Fig.2 Geological map of Shapingguo Molybdenum deposit (modified after Xu Xiaochun et al. , 2009)

1—片麻岩(G);2—角闪辉石岩(φ);3—闪长岩(δ);4—花岗闪长岩(γδ);5—二长花岗岩 (ηγ);6—石英正长岩(ζο);7—正长斑岩(ζπ);8—花岗斑岩(γπ);9—隐爆角砾岩(vbc);10—钼矿体;11—断层

1—Plagiogneiss(G);2—amphibole pyroxenite(φ);3—diorite(δ);4—granodiorite(γδ);5—damellite(ηγ);6—quartz Syenite(ζο);7—syenite porphyry(ζπ);8—granitic porphyry(γπ);9—explosion braccia(vbc);10—molybdenum ore body;11—faults

石化为主,局部表现为次生黑云母化。钾化、硅化蚀变最强烈最普遍,钼矿体多位于钾化带。

2 含矿岩石锆石 U-Pb 测年

本次工作对矿区含矿的中粒石英正长岩(SPG10-25)、细粒石英正长岩(SPG10-31)和正长斑岩(SPG10-33)进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析。SPG10-25 样品取自 ZK44 钻孔机台,SPG10-31 号样品取自 ZK98 孔 142m 处,SPG10-33 号样来自 ZK171 孔 84m 处。中粒石英正长岩(SPG10-25),具有网脉状与浸染状钼矿化,岩石具有强硅化、钾化、绢云母化及高岭土化蚀变。细粒石英正长岩(SPG10-31)与正长斑岩(SPG10-33)具有强硅化与钾化蚀变,见有细脉状钼矿化。

2.1 样品制备与分析方法

锆石样品的制备与分析方法与 Liu Y S 等(2008)报道的方法类似。所采集的样品,经破碎人工分选出锆石,每个样品分选出的锆石颗粒为 500 至数千颗不等。将待测的锆石颗粒制成环氧树脂圆片,抛光后进行阴极发光(CL)显微结构观察及年龄测定。锆石 CL 图像分析与锆石激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS) U-Pb 同位素分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。本次对锆石 U-Pb-Hf 同位素同时测定(Hf 同位素待刊),锆石同位素分析在由 GeoLas 2005 受激紫外准分子 ArF 的 193 nm 激光剥蚀系统、820-MS 等离子体质谱仪与 Nu Plasma HR MC-ICP-MS 多接收器等离子质谱仪组成的联机系统上进行。分析中使用的激光束斑直径为 44μm,激光频率为 10Hz,脉冲能量为 80mJ,剥蚀时间为 90s,用锆石 91500,MON-1 和 GJ-1 作外标,用 NIST610 硅玻璃标准优化仪器。仪器运行条件和详细的分析流程以及数据精度见袁洪林等(2007)描述。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal(Liu Y S et al. , 2008; Liu Y S et al. , 2010)。用 Isoplot3. 0 程序(Ludwig, 2003)进行锆石加权平均年龄计算与谐和图的绘制。

2.2 分析结果

三个样品中所挑选的锆石透明度较好,多呈黄色。中粒、细粒石英正长岩中的锆石为柱状双锥自形晶,大部分晶形完好,长轴在 100~200μm 之间,少部分有包裹体。正长斑岩中的锆石粒度相对较大,长轴多在 150~300μm 之间,颗粒破碎但结晶形态良好,部分颗粒表面有溶蚀。三个样品的 CL 图像呈现典型的岩浆成因密集震荡环带(图 3)。

表 1 为沙坪沟矿床含矿岩石 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析剔除了异常点后的分析结果。这些锆石的 Th/U 比值较高,均大于 1,且相对均一,显示锆石的典型岩浆成因特性。

沙坪沟中粒石英正长岩(SPG10-25),15 颗锆石点均投影在谐和曲线上或附近,它们的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 121.5 ± 1.3Ma (图 4)。细粒石英正长岩(SPG10-31)11 颗锆石投影结果与中粒石英正长岩相似,它们的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 122.51 ± 0.81Ma。正长斑岩(SPG10-25)11 颗锆石除一个较大偏离于谐和曲线的右侧外,其余均位于

表 1 沙坪沟含矿岩体锆石 U-Pb 同位素数据

Table 1 Isotopic compositions and U-Pb ages of zircons from ore-bearing rocks in Shapinggou molybdenum deposit

	Pb ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	U ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ (Ma)	1σ
SPG10-25																		
25-2	8.06	456.02	300.05	1.52	0.04445	0.00127	0.11515	0.00326	0.01877	0.00012	103.4	52.9	110.7	3.0	119.9	0.8	106.4	1.5
25-3	6.26	302.13	238.61	1.27	0.04791	0.00127	0.12747	0.0033	0.01932	0.00013	94.5	67.6	121.8	3.0	123.4	0.8	112.2	1.7
25-4	8.21	450.37	313.28	1.44	0.04884	0.0011	0.12879	0.00294	0.01908	0.00012	139.0	51.8	123.0	2.6	121.9	0.8	110.0	1.4
25-5	8.53	422.25	316.99	1.33	0.04672	0.00113	0.12631	0.00307	0.01958	0.00012	35.3	64.8	120.8	2.8	125.0	0.7	118.9	1.5
25-6	6.69	414.46	236.75	1.75	0.05005	0.00334	0.13237	0.00829	0.01920	0.00013	198.2	155.5	126.2	7.4	122.6	0.8	112.9	1.5
25-7	6.84	371.06	262.27	1.41	0.04851	0.00136	0.12495	0.00339	0.01872	0.00012	124.2	64.8	119.5	3.1	119.6	0.8	114.8	1.5
25-10	10.94	534.59	429.70	1.24	0.04810	0.00118	0.12919	0.00313	0.01950	0.00014	105.6	52.8	123.4	2.8	124.5	0.9	117.9	1.9
25-11	8.91	501.72	326.73	1.54	0.04908	0.00162	0.12817	0.00401	0.01907	0.00015	150.1	77.8	122.4	3.6	121.8	0.9	115.5	1.9
25-12	7.38	381.00	293.36	1.30	0.04783	0.00189	0.12344	0.00459	0.01882	0.00015	100.1	88.9	118.2	4.1	120.2	0.9	114.4	2.2
25-13	9.12	541.04	323.80	1.67	0.04843	0.00105	0.12587	0.00271	0.01881	0.00012	120.5	47.2	120.4	2.4	120.1	0.8	116.8	1.7
25-14	8.10	423.81	284.09	1.49	0.04824	0.00125	0.13107	0.00334	0.01967	0.00013	122.3	58.3	125.1	3.0	125.6	0.8	117.4	1.8
25-16	10.50	563.96	387.99	1.45	0.04843	0.00109	0.12473	0.00265	0.01868	0.00012	120.5	53.7	119.4	2.4	119.3	0.7	108.7	1.6
25-17	7.67	395.74	281.96	1.40	0.04603	0.00115	0.12011	0.00299	0.01891	0.00014	112.3	67.2	115.2	2.7	120.7	0.9	111.6	1.7
25-20	8.15	454.41	300.00	1.51	0.04741	0.00132	0.11924	0.00324	0.01822	0.00013	77.9	-100.0	114.4	2.9	116.4	0.8	110.5	1.8
25-19	9.78	492.59	375.16	1.31	0.04950	0.00115	0.12584	0.00290	0.01843	0.00013	172.3	58.3	120.4	2.6	117.7	0.8	109.6	1.4
SPG10-31																		
31-1	14.60	716.50	568.68	1.26	0.04691	0.00108	0.12123	0.0026	0.01881	0.00013	55.7	42.6	116.2	2.4	120.1	0.8	125.8	1.8
31-3	13.73	699.53	489.79	1.43	0.04899	0.00107	0.13449	0.0029	0.01997	0.00018	146.4	51.8	128.1	2.6	127.5	1.2	133.6	1.8
31-5	12.71	648.54	503.83	1.29	0.05359	0.00243	0.13883	0.00706	0.01855	0.00018	353.8	99.1	132.0	6.3	118.5	1.1	123.6	2.6
31-6	9.66	456.30	384.19	1.19	0.04940	0.00103	0.12980	0.00255	0.01910	0.00010	168.6	50.0	123.9	2.3	122.0	0.6	125.7	1.4
31-7	13.04	619.17	517.95	1.20	0.04673	0.00078	0.12403	0.0021	0.01924	0.00013	35.3	40.7	118.7	1.9	122.9	0.8	124.1	1.5
31-8	12.54	633.80	488.44	1.30	0.05078	0.00224	0.13076	0.00419	0.01916	0.00018	231.6	101.8	124.8	3.8	122.4	1.2	123.2	2.3
31-10	14.50	700.59	552.41	1.27	0.04857	0.00102	0.12865	0.0026	0.01921	0.00011	127.9	50.0	122.9	2.3	122.7	0.7	130.1	2.1
31-12	7.33	352.39	275.53	1.28	0.04784	0.0015	0.12752	0.00402	0.01934	0.00015	100.1	74.1	121.9	3.6	123.5	1.0	126.2	2.4
31-13	15.46	903.43	552.35	1.64	0.05105	0.0015	0.13562	0.00422	0.01923	0.00018	242.7	68.5	129.1	3.8	122.8	1.1	118.3	2.7
31-14	11.82	582.77	439.59	1.33	0.04707	0.00103	0.12596	0.00283	0.01938	0.00014	53.8	51.8	120.5	2.6	123.7	0.9	123.7	3.0
31-18	14.14	665.74	520.43	1.28	0.04986	0.00149	0.13168	0.00342	0.01934	0.00017	187.1	70.4	125.6	3.1	123.5	1.1	123.8	3.1
31-20	21.45	618.52	905.13	0.68	0.05049	0.00087	0.13654	0.00249	0.01959	0.00013	216.7	40.7	130.0	2.2	125.1	0.8	129.2	2.6
SPG10-33																		
33-1	57.82	3092.70	2152.45	1.44	0.05045	0.00098	0.12997	0.00266	0.01865	0.00011	216.7	46.3	124.1	2.4	119.1	0.7	113.4	1.5
33-3	27.33	1852.71	895.69	2.07	0.04551	0.00113	0.11749	0.00309	0.01878	0.00013	52.6	73.3	112.8	2.8	119.9	0.8	111.0	1.3
33-5	51.91	3222.47	1762.32	1.83	0.04648	0.00076	0.12372	0.00239	0.01935	0.00011	33.4	27.8	118.4	2.2	123.5	0.7	110.5	0.9
33-6	70.18	4071.21	2479.88	1.64	0.04666	0.00072	0.12260	0.00242	0.01906	0.00011	31.6	46.3	117.4	2.2	121.7	0.7	109.7	0.9
33-8	27.24	2100.82	822.66	2.55	0.04868	0.00182	0.12653	0.00481	0.01887	0.00016	131.6	87.0	121.0	4.3	120.5	1.0	108.0	1.9
33-11	78.67	4413.90	2878.88	1.53	0.04873	0.00108	0.12517	0.00257	0.01868	0.00014	200.1	51.8	119.8	2.3	119.3	0.9	116.2	1.8
33-12	47.89	2843.46	1659.73	1.71	0.04701	0.00087	0.12494	0.00229	0.01925	0.00012	50.1	—150.0	119.5	2.1	122.9	0.8	116.7	1.6
33-13	62.31	3582.64	2278.63	1.57	0.04786	0.00079	0.12478	0.00205	0.01889	0.00011	100.1	38.9	119.4	1.9	120.6	0.7	113.6	1.4
33-16	39.56	2273.43	1430.11	1.59	0.05487	0.00231	0.14159	0.00538	0.01887	0.00025	405.6	94.4	134.5	4.8	120.5	1.6	122.6	2.4
33-18	56.99	2942.54	2158.36	1.36	0.05082	0.00123	0.13110	0.00300	0.01878	0.00014	231.6	55.5	125.1	2.7	119.9	0.9	117.9	1.6
33-20	27.25	1762.32	915.89	1.92	0.04674	0.00119	0.11971	0.00304	0.01858	0.00012	35.3	59.3	114.8	2.8	118.7	0.7	113.5	1.6

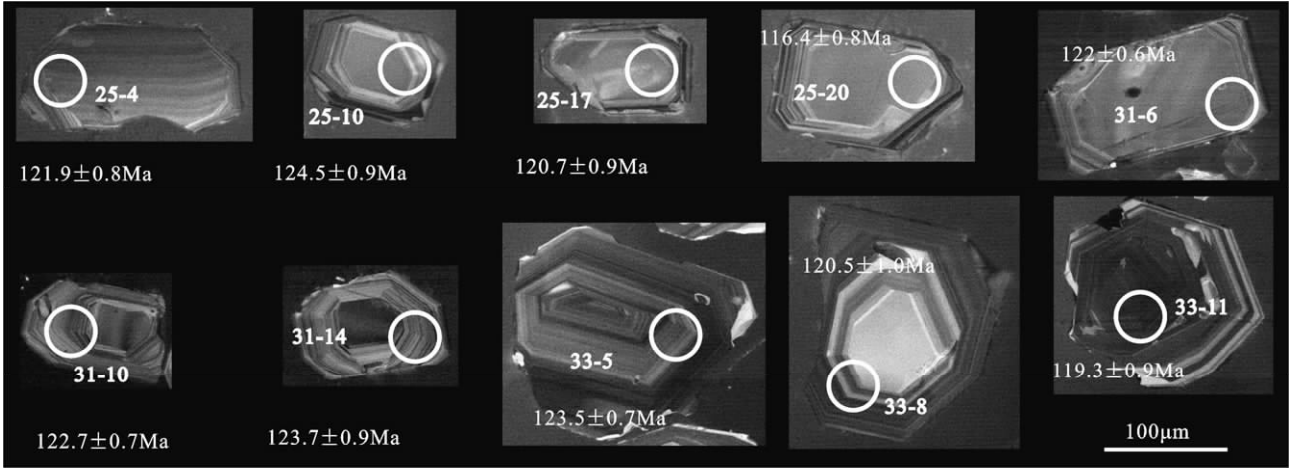


图 3 沙坪沟矿床含矿岩石样品部分锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 3 Cathodoluminescence(CL) images of zircons for quartz syenite and syenite porphyry from Shapingguo deposit

表 2 沙坪沟矿床辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果表

Table 2 Re-Os isotopic analyses of molybdenite from ores of Shapingguo molybdenum deposit

样名	样重(g)	$w(\text{Re}) (\times 10^{-6})$		$w(\text{普Os}) (\times 10^{-6})$		$w(^{187}\text{Re}) (\times 10^{-9})$		$w(^{187}\text{Os}) (\times 10^{-9})$		模式年龄(Ma)	
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
SPG10-34	0.01908	2.414	0.022	0.0186	0.0095	1.517	0.014	2.548	0.026	100.7	1.6
SPG10-35	0.06908	10.36	0.14	0.0016	0.0035	6.510	0.090	10.86	0.09	100.0	1.8
SPG10-36	0.10008	4.944	0.040	0.0013	0.0045	3.107	0.025	5.886	0.060	113.6	1.7
SPG10-37	0.10224	6.422	0.062	0.0013	0.0072	4.036	0.039	7.396	0.058	109.9	1.6
SPG10-38	0.05200	5.007	0.048	0.0013	0.0028	3.147	0.030	5.577	0.045	106.3	1.6
1*	0.03005	15.266		0.011		9.596	0.073	18.16	0.14	113.5	1.3
2*	0.03018	15.651		0.0278		9.837	0.077	18.47	0.14	112.6	1.3

注：普 Os 是根据 Nier 值的 Os 同位素丰度，通过¹⁹²Os/¹⁹⁰Os 测量比计算得出，Re、Os 含量的不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差，置信水平 95 %；模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度（1.02 %），置信水平 95 %；Re-Os 模式年龄按下列公式计算： $t = [\ln(1 + ^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re})]/\lambda$ ， $\lambda(^{187}\text{Re} \text{ 衰变常数}) = 1.666 \times 10^{-11} / \text{a}$ （Smoliar et al., 1996）；* 样品据徐晓春等（2009）。

谐和曲线上，其²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 120.7 ± 1.1Ma(图 4)。中、细粒石英正长岩形成的时间基本相同，而正长斑岩略晚。

3 辉钼矿 Re-Os 年龄测定

用于分析的辉钼矿样品(SPG10-34、35、36、37、38,表 2)分别采自矿区 ZK92 孔的 780.7m、812.8 m、813.95m、823.9m、824.8m 处。辉钼矿以细脉状分布于蚀变石英正长岩网脉状裂隙中。辉钼矿提纯后研磨至 200 目,分析在国家地质试验测试中心进行。Re-Os 同位素分析的化学分离过程与分析方法见有关文献(杜安道等,1994;屈文俊等,2003),分析结果见表 2。5 件辉钼矿样品¹⁸⁷Re 的含量为 1.517×10⁻⁶~6.510×10⁻⁶,¹⁸⁷Os 含量为 2.548×10⁻⁶~10.86×10⁻⁹(表 2)。辉钼矿 Re-Os 模式年

龄分布在 100.0~113.6Ma 范围内,模式年龄跨度较大,相差达到 13 个 Ma。

4 讨论

从矿区钻孔岩心观察可知,从地表到深部,含矿的石英正长岩岩性没有太大的变化,只是由于蚀变作用强度不同而使得岩石具有一定的差异(颜色、成分)。石英正长岩、正长斑岩发育广泛的与钼矿化有关的钾硅化蚀变,且富含网脉状辉钼矿脉及浸染状辉钼矿化,具有成矿斑岩的显著特征。徐晓春等(2009)工作显示,矿区出露的中粒、粗粒二长花岗岩及细晶闪长岩形成时间明显要早于含矿的石英正长岩及正长斑岩。目前揭示的钼矿化分布范围,主要局限于石英正长岩、正长斑岩、花岗斑岩及隐爆角砾岩内,而在二长花岗岩、细晶闪长岩内少见。从时空

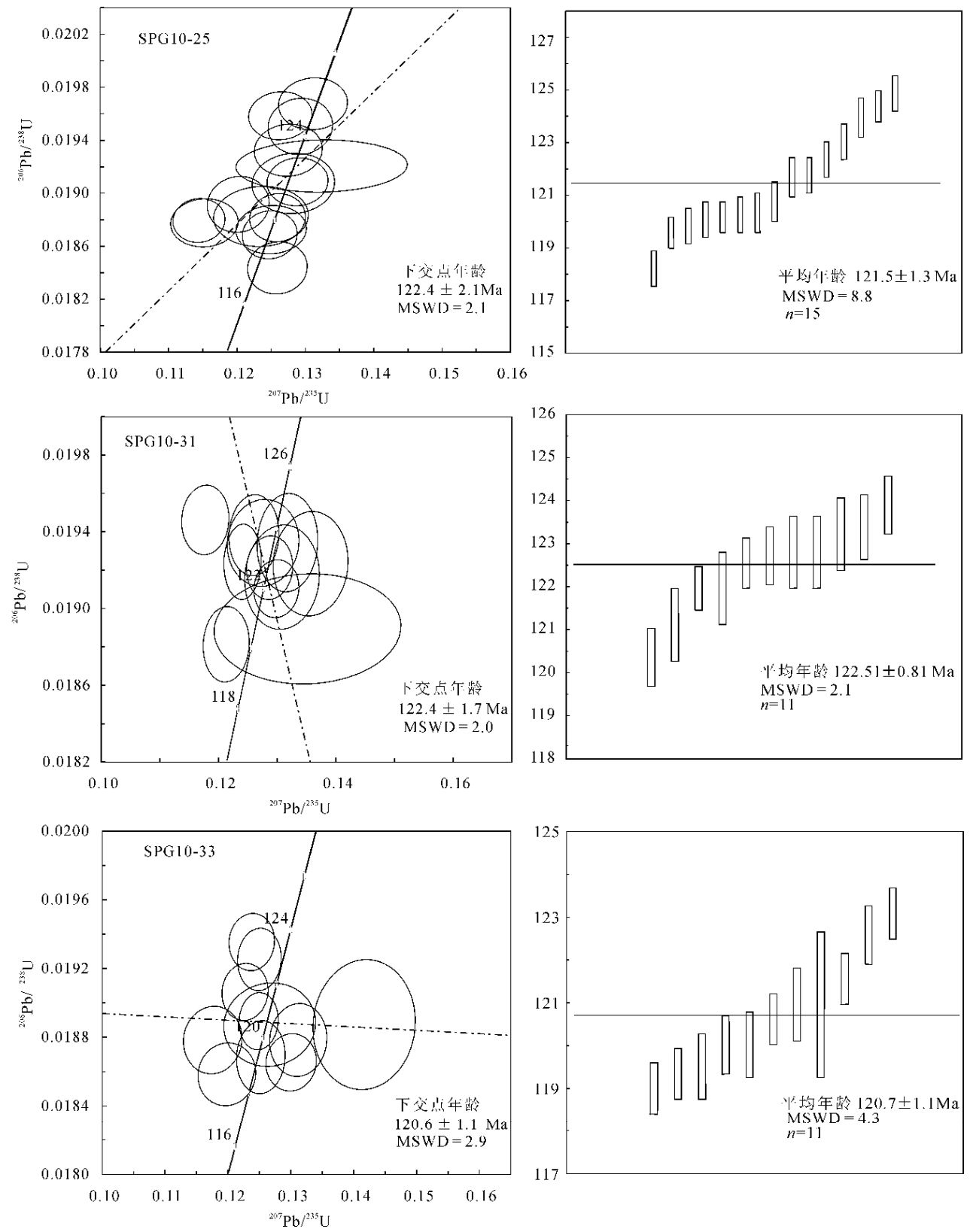


图 4 沙坪沟矿床侵入岩锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图
Fig. 4 U-Pb concordia diagram of zircons from the intrusive rocks in Shapingguo deposit

结构上看,二长花岗岩可能不属于沙坪沟钼成矿的岩浆系统。

辉钼矿 Re-Os 同位素测定是当前广泛应用于金属矿床的较为精确的测年方法。辉钼矿 Re-Os

定年的准确性、重现性与辉钼矿颗粒大小及取样量密切相关,颗粒较大、样品量少时不能产生准确且重现性好的结果,即 Re 与¹⁸⁷Os 的失耦现象(杜安道等,2007)。本次工作在同一钻孔中取得 5 件脉状辉钼矿样品,辉钼矿取样量均大于 1g,但每个样品的辉钼矿颗粒大小不一,其中 SPG10-34、35 及 38 三个样品的辉钼矿颗粒达 0.1~1.5mm。虽然都研磨至 200 目(0.074mm),但分析过程中取样量<0.1g,可能不能有效避免因辉钼矿颗粒大而引起的失耦现象,导致取得的模式年龄缺乏准确性与好的重现性。5 件样品所得到的 Re-Os 同位素等时线年龄为 99±21Ma,其精度较差(MWSD=17,图 5a),且这些模式年龄之间以及与 5 个样品组成的等时线年龄相差较大,可能指示有辉钼矿 Re 与¹⁸⁷Os 失耦现象的存在(杜安道等,2007),部分样品辉钼矿的模式年龄不具代表性。现场钻孔岩心观察显示,虽然矿区发育大量的热液细脉,但含辉钼矿细脉之间为互相穿插关系,切割的先后顺序不明显,未显示出辉钼矿脉有较为明显的多期活动特征。本次分析中取样量大的两个样品(SPG10-36、37)得到的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 109.9±1.6 Ma、113.6±1.7 Ma,与徐晓春等(2009)对矿区隐爆角砾岩胶结物中辉钼矿测得的模式年龄基本一致(表 2)。它们一起构成的等时线年龄为 113.5±7.6Ma,其 MSWD=2.2(图 5b),与本次测定的五个样品构成的等时线年龄精度相比有着显著的提高。这一等时线年龄(113.5±7.6 Ma)应该代表沙坪沟矿床钼矿化的确切时间。

本次工作得到的沙坪沟含矿岩浆结晶时间与矿

化时间之间相差约 7Ma,较一般斑岩型矿床成岩成矿时差要长。对斑岩型矿床而言,含矿斑岩与金属矿化时间多在 3~4Ma 之间或更短,如冈底斯斑岩铜钼矿(侯增谦等,2003)、大别带的千鹅冲斑岩钼矿不到 1Ma(杨梅珍等,2010)。然而,Richards 等(2001)对智利北部斑岩铜矿的研究显示,从成岩到成矿的时间差可以延续达到 35~40Ma。虽然沙坪沟斑岩钼矿床的成岩与成矿时差相对较大,但这个时间差仍符合一般斑岩型矿床的演化特点,并未脱离秦岭成矿带斑岩钼矿成岩成矿时差的一般规律(杜保峰等,2010)。

成岩成矿时差是岩浆锆石形成到辉钼矿结晶的时间。从斑岩型矿床成矿作用过程来看,矿化主要发生在含矿岩浆固结以后的岩浆热液演化阶段,矿化过程即是从岩浆中分异出的岩浆热液对固结的岩石进行交代、成矿物质沉淀聚集的过程。因此,岩浆锆石结晶到成矿物质沉淀形成这一时差代表了成矿热液活动的时限。钼矿成岩与成矿时间相差约 7Ma,表明其含矿热液活动时间较长。沙坪沟地区岩浆活动频繁,与成矿有关的岩浆就具有多期次的活动(正长岩→正长斑岩→花岗斑岩),含矿岩浆及其流体的多期次活动必然导致矿区发育大量的、互相穿插交织的网状热液脉体以及多阶段的隐爆活动(王玉贤,2006)。可能正是这一长时间的热液活动,使得矿床含矿岩体具有大面积的、强烈的热液蚀变现象和钼的高度富集(发育较多的纯辉钼矿脉),并形成超大型规模的钼矿床。

沙坪沟钼矿所在的大别山北麓,已由一系列的钼矿床构成了一条北西向展布的初具规模的钼矿带

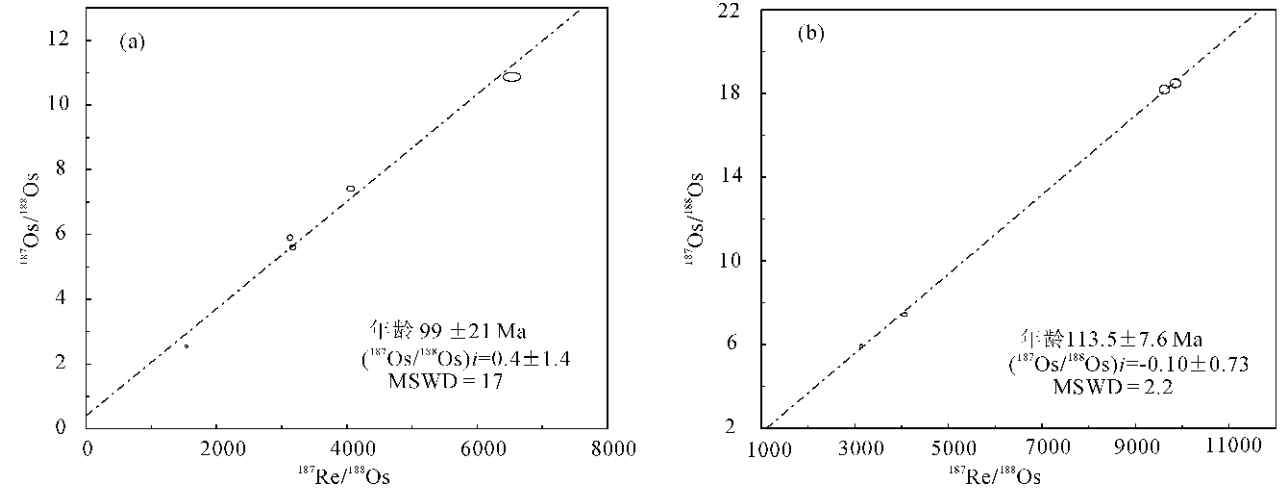


图 5 沙坪沟矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄

Fig. 5 Re-Os isochron diagram of molybdenite from Shapinggou Mo deposit

(图1)。这些钼矿床的成矿作用几乎都与中酸性斑岩有关。已有的资料显示,除母山矿床含斑岩形成于142Ma(杨梅珍等,2010)外,大别带斑岩型钼矿的成岩与成矿时间多在133~110Ma之间(罗铭玖等,1991;杨泽强,2007;罗正传等,2010;杨梅珍等,2010)。沙坪沟钼矿也是大别成矿带在这一时期统一构造岩浆活动作用下的产物。

位于大别带西部的东秦岭地区,其钼矿化极为发育。大量的辉钼矿 Re-Os 同位素测年获得的成矿时间(黄典豪等,1994;杜安道等,1994;Stein et al., 1997;叶会寿等,2006;李永峰等,2006;郭保健等,2006;苏捷等,2009;周珂等,2009)显示,东秦岭钼矿化可以分为三个主要时间段,即235~220 Ma、150~138Ma 和 133~110Ma。从空间看,燕山期150~138Ma 的钼成矿作用大多数发生在秦岭造山带腹地,而133~110Ma 的钼矿床多靠近华北板块南缘。在时间上,大别带钼矿化与东秦岭晚期成矿时间一致;在空间上,大别带133~110Ma 的钼矿床分布于大别造山带靠近华北板块南缘一侧,与东秦岭钼矿带晚期矿化的钼矿床分布特征完全相同。因此,大别带钼矿形成的构造背景与东秦岭晚期(133~110Ma)钼矿一样,为岩石圈大伸展环境(Mao et al., 2008),沙坪沟钼矿含矿岩浆的碱性属性为这一拉张背景提供了印证。

5 结论

(1)通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析,获得沙坪沟钼矿床含矿的石英正长岩形成于 122.51 ± 0.81 Ma 和 121.5 ± 1.3 Ma,正长斑岩形成于 120.7 ± 1.1 Ma,它们的形成时间极其相近,为同一期岩浆活动产物。辉钼矿 Re-Os 同位素分析,得到辉钼矿模式年龄为 $109.9 \pm 1.6 \sim 113.6 \pm 1.7$ Ma。成岩与成矿之间约7Ma 的时差,代表了含矿岩浆热液活动时限,含矿岩浆热液长时间活动是形成沙坪沟超大型斑岩钼矿的重要因素。

(2)大别钼矿带矿化时间在133~110Ma 之间,与东秦岭成矿带晚期钼矿化相比,不仅在成矿时间上一致,在构造位置分布上也基本相同。大别钼矿与东秦岭钼矿是在同一构造背景下统一的区域构造岩浆作用的产物,是秦岭-大别成矿带的组成部分。

致谢 野外工作得到安徽地矿局总工程师储国正教授的大力帮助,锆石阴极发光图像(CL)照相及 U-Pb 同位素测试得到西北大学大陆动力学重点实验室弓虎军教授、戴梦宁博士的帮助,特此致谢!

参 考 文 献

- 杜安道,何红廖,殷宁万,邹晓秋,孙亚利,孙德忠,陈少珍,屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究. 地质学报, 68(4): 339~347.
- 杜安道,屈文俊,王登红,李厚民,丰成友,刘华,任静,曾法刚. 2007. 辉钼矿亚晶粒范围内 Re 和 ^{187}Os 的失耦现象. 矿床地质, 26(5): 572~580.
- 杜保峰,魏俊浩,王启,李艳军,刘国春,于海涛,刘永利. 2010. 中国东部钼矿成矿背景与成岩=成矿时差讨论. 矿床地质, 29(6): 935~955.
- 郭保健,毛景文,李厚民,屈文俊,仇建军,叶会寿,李蒙文,竹学丽. 2006. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义. 岩石学报, 22(9): 2141~2148.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,高永丰,杜安道,黄卫. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄:成矿作用时限与动力学背景应用. 中国科学(D辑), 33(7): 609~618.
- 黄典豪,吴澄宇,杜安道,何红廖. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义. 矿床地质, 13(3): 220~210.
- 李法岭. 2008. 河南南部天目山岩体特征及其钼矿化. 矿产与地质, 22(2): 111~115.
- 李吉林. 2010. 河南省光山县千鹅冲矿区钼矿床成因研究. 现代矿业, 7(7): 79~83.
- 李永峰,毛景文,刘敦一,王彦斌,王志良,王义天,李晓峰,张作衡,郭保健. 2006. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义. 地质论评, 52(1): 122~131.
- 陆三明,徐晓春,彭智. 2005. 北淮阳构造带东段隐爆角砾岩型多金属矿床的地质特征及成因. 地质与勘探, 41(3): 7~11.
- 罗铭玖,张辅民,董群英,许永仁,黎世美,李昆华. 1991. 中国钼矿床. 郑州: 河南科学技术出版社, 1~452.
- 罗齐云,李吉林. 2009. 河南光山县千鹅冲铜钼多金属质特征及成因浅析. 地质与矿产, 23(6): 495~499.
- 罗正传,李永峰,王义天,王小高. 2010. 大别山北麓河南新县地区大银尖钼矿辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质通报, 9(9): 1349~1354.
- 彭智,陆三明,徐晓春. 2005. 北淮阳构造带东段金-多金属矿床区域成矿规律. 合肥工业大学学报(自然科学版), 28(4): 364~368.
- 屈文俊,杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼-钨地质年龄. 岩矿测试, 22(4): 254~257.
- 苏捷,张宝林,孙大亥,崔敏利,屈文俊,杜安道. 2009. 东秦岭东段新发现的沙坡岭细脉浸染型钼矿地质特征、Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质学报, 83(10): 1490~1496.
- 王玉贤. 2006. 安徽省金寨县银沙益井爆发角砾岩筒成矿特征. 安徽地质, 16(3): 180~186.
- 徐晓春,楼金伟,陆三明,谢巧勤,褚平利,尹滔. 2009. 安徽金寨银山钼-铅-锌多金属矿床 Re-Os 和有关岩浆岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄测定. 矿床地质, 28(5): 621~632.
- 杨梅珍,曾键年,覃永军,李法岭,万守权. 2010. 大别山北缘千鹅冲斑岩型钼矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年代学及其地质意义. 地质科技情报, 29(5): 35~45.
- 杨泽强. 2007. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-钨同位素年龄及地

质意义. 矿床地质, 26 (3) :289~295.

叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘珺, 闫全人, 刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 地质学报, 80 (7) : 1078~1088.

袁洪林, 高山, 罗彦, 宗春蕾, 戴梦宁, 柳小明, 第五春荣. 2007. Lu-Hf 年代学研究——以大别榴辉岩为例. 岩石学报, 23 (2) : 233~239.

张怀东, 史东方, 郝越进, 王波华. 2010. 安徽省金寨县沙坪沟斑岩型钼矿成矿地质特征, 安徽地质, 20(2):104~108.

周珂, 叶会寿, 毛景文, 屈文俊, 周树峰, 孟芳, 高亚龙. 2009. 豫西鱼池岭斑岩型钼矿床地质特征及其辉钼矿铼-钨同位素年龄. 矿床地质, 28 (2) :170~184.

Liu Y S, Hu Z C, Gao S, G nther D, Xu J, Gao C G, Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of an hydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology 257, 34~43.

Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q, Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths.

Journal of Petrology, 51(1&2), 537~571.

Ludwig K R. 2003. User's Manual for IsoplotPEX , version3. 0 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 1~67.

Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Qv W J, Du A D, Ye H S, Pirajno F, Li H M, Guo B J, Li Y F, Yang Z Q. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt. Geochim. Cosmochim. Acta, 72 (18) : 4607~4626.

Richards J P, Boyce A J Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a modle for spatial and temporal location of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96:271~306.

Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and VIB iron meteorites. Science, 271: 1099~1102.

Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A D. Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. Economic Geology, 92: 827~835.

Zircon U-Pb Dating of Ore-Bearing Rocks and Molybdenite Re-Os Age in Shapinggou Porphyry Molybdenum deposit, Anhui Province

MENG Xiangjin¹⁾, XU Wenyi¹⁾, LÜ Qintian¹⁾, QÜ Wenjun²⁾,
LI Xiancu³⁾, SHI Dongfang³⁾, WEN Cunhua⁴⁾

1) Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment , Beijing, 100037; 2) National Research Center of Geoanalysis, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037 ; 3) No. 313 Geological Party of Anhui Bureau of Geology and Mineral Exploration, Luan, Auhui, 237010; 4) Guiyang Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002

Abstract

The Shapinggou deposit occurred in the Dabie metallogenic belt is a superlarge porphyry molybdenum deposit discovered in recent years. Based on the analysis for the mineralization feature of the deposit, zircon LA-ICP-MS U-Pb ages were determined for the ore-bearing rocks in Shapingguo deposit. Zircon U-Pb dating yields ages of (122.51±0.81)Ma, (121.5±1.3)Ma and (120.7±1.1)Ma for fine-grained quartz syenite, medium-grained quartz syenite and syenite porphyry, respectively. The¹⁸⁷Re and¹⁸⁷Os contents of molybdenite from the molybdenum deposit are determined by the Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). The Re-Os model ages of the molybdenite samples vary from (100±1.8)Ma to (113.6±1.7) Ma. The time difference between magmatism and mineralization of the Shapingguo deposit was about 7 Ma, which implicated there long active history of the ore fluid in the deposit. The long activities of the ore fluid in the deposit may be a key condition of being a superlarge molybdenum deposit. The ore-forming age of the Shapingguo deposit is identical to the age of porphyry molybdenum mineralization in the Dabie metallogenic belt, which in the later molybdenum mineralization period in the East Qinglin Mountains. The molybdenum deposits occurred in Dabie Mountains are a main part of the East Qinglin-Dabie metallogenic belt. The porphyry molybdenum deposits in the East Qinglin belt and in the Dabie belt are products of syntectonic-magmatic activity, which shared similar settings of metallogenic dynamics.

Key word: zircon U-Pb age; molybdenite Re-Os age; porphyry molybdenum deposit; Shapingguo; Dabie metallogenic belt