

豫西老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床花岗斑岩脉成因、 辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义

周 栋^{1,2}, 金 昌^{1,2}, 高昕宇¹, 赵太平^{1*}, 包志伟¹, 姚军明¹

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 豫西老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床位于 EW 向马超营断裂带南侧, 矿体赋存于花岗斑岩脉与中元古界官道口群杜关组白云岩的内外接触带附近。为了获得该钼矿床的成岩成矿年龄, 对 7 件辉钼矿样品和 1 件花岗斑岩样品分别开展了 Re-Os 同位素测年和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 结果获得辉钼矿等时线年龄为 151.6 ± 5.1 Ma, 加权平均年龄为 151.9 ± 0.9 Ma, LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 152.1 ± 0.6 Ma, 成岩成矿年龄一致。结合野外辉钼矿矿体与岩脉的产状关系, 确定该岩脉为钼矿的成矿地质体。为了深入探讨成矿岩脉的岩石成因, 对 5 件岩石样品开展了主、微量元素和全岩 Sr-Nd 同位素分析, 以及锆石 Hf 同位素分析, 结果表明花岗斑岩具有高 Si、K 的特征, 为弱过铝质 I 型花岗岩; 相对亏损 P、Nb、Ta、Ti, 指示其母岩浆经历了磷灰石和富 Fe-Ti 矿物相的分离结晶; 其 $I_{Sr} = 0.7067 \sim 0.7099$, $\epsilon_{Nd}(t) = -20.6 \sim -17.6$, $\epsilon_{Hf}(t)$ 主要集中于 $-26.9 \sim -22.6$, $t_{DM2}(Nd)$ 和锆石 $t_{DM2}(Hf)$ 分别为 2.37~2.61 Ga 和 2.62~2.88 Ga, 与华北克拉通南缘太华岩群结晶基底年龄一致。综合老庙沟花岗斑岩脉的元素-同位素地球化学特征, 作者认为老庙沟花岗斑岩脉及钼主要源于太华岩群的部分熔融, 其形成的地球动力学背景为古太平洋板块向欧亚大陆俯冲的弧后伸展环境。

关键词: 豫西; 老庙沟; 斑岩-矽卡岩型钼矿床; 花岗斑岩脉; 锆石 U-Pb 年龄; 辉钼矿 Re-Os 年龄

中图分类号: P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2018)03-0534-016

0 引言

华北克拉通南缘是中国著名的钼矿成矿区。前人的研究表明, 中国东部晚中生代存在两期重要的钼成矿事件: 148~138 Ma 的钼矿化形成于古太平洋板块向欧亚大陆俯冲的弧后岩浆带, 尤其是 NE 向断裂与先期形成的 NWW 向断裂的(三叠纪碰撞或碰撞后的产物)交会部位; 131~112 Ma 的钼矿化成因上与岩石圈减薄、拆沉和热侵蚀事件相耦合

(Mao et al., 2008)。

老庙沟钼矿床位于华北克拉通南缘熊耳山地区, 是近些年来发现的斑岩-矽卡岩型钼矿床, 含矿的花岗斑岩脉露头面积很小(中化地质矿山总局河南地质勘查院, 2006)。Han et al. (2013)在石瑶沟钼矿床中识别出两期岩浆作用事件, 分别为 148 Ma 与成矿无关的花岗斑岩体和 132 Ma 成矿斑岩体。老庙沟钼矿床成矿时代、成矿母岩的岩石成因、成矿作用及成矿构造背景等问题, 对于认识熊耳山地区中生代

收稿日期: 2016-02-28; 改回日期: 2017-12-06

项目资助: 国家自然科学基金“华北南缘伏牛山-外方山地区晚中生代基性岩浆作用及其对深部动力学过程的制约”项目(41402047)和中国地质调查局整装勘查项目“河南省栾川地区铅锌金银矿整装勘查区康山-上宫金矿成矿带中深部金矿成矿预测研究”(12120114035001)联合资助。

第一作者简介: 周栋(1989-), 男, 博士, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: 781821834@qq.com

通信作者: 赵太平(1963-), 男, 研究员, 主要从事矿床学研究。Email: tpzhao@gig.ac.cn

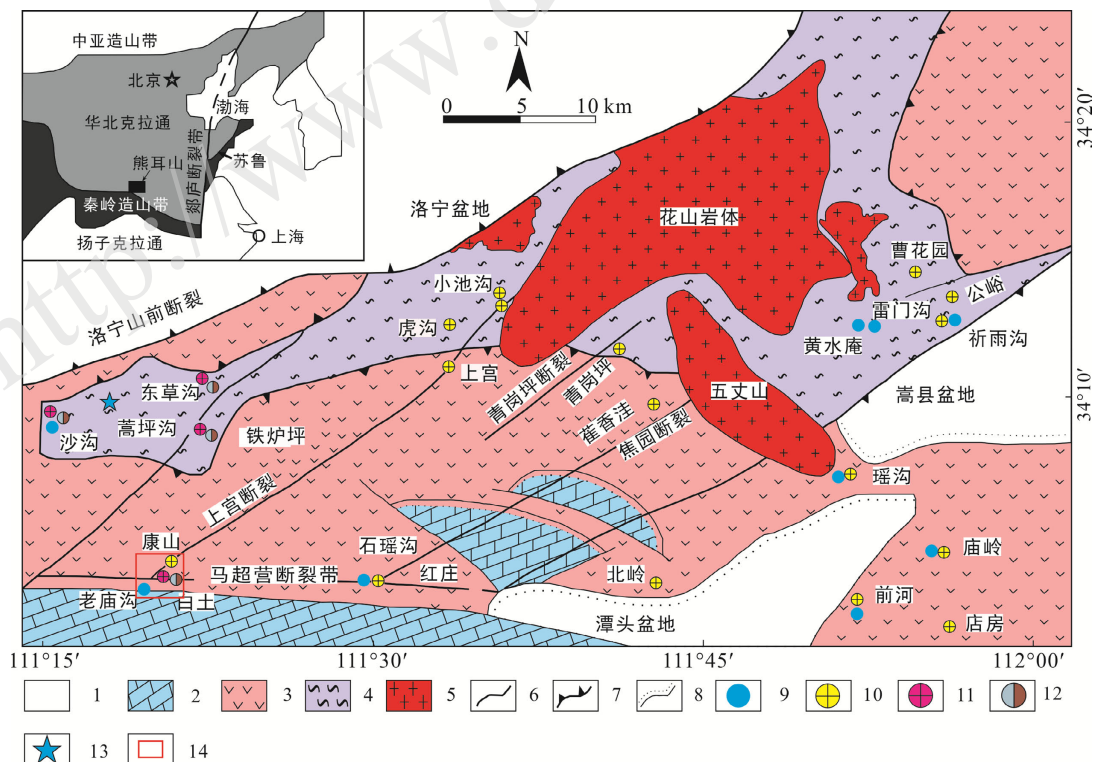
大规模岩浆活动与成矿地球动力学背景, 以及熊耳山地区进一步找矿勘探有非常重要的意义。为此, 作者在详细的野外地质调查基础上, 测定了老庙沟辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄, 对与矿化有关的花岗斑岩脉进行了锆石 U-Pb 测年、Hf 同位素分析、岩石地球化学及同位素地球化学研究, 并在此基础上, 探讨了花岗斑岩脉的成因, 分析本区钼矿成矿与成岩的关系及其形成的地球动力学背景。

1 矿区地质与岩石学特征

老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床位于河南省栾川县白土乡, 地理坐标为 $33^{\circ}59'34''\text{N}\sim 34^{\circ}00'00''\text{N}$ 、 $111^{\circ}24'21''\text{E}\sim 111^{\circ}24'56''\text{E}$ (图 1)。该矿床于 20 世纪 90 年代由河南省地质矿产局发现, 探明的 Pb、Zn 储量分别为 382 t、2067 t, 钼储量未见报道(中化地质矿山总局河南地质勘查院, 2006)。区域上, 华北陆块南缘地层具双层结构, 结晶基底为太华岩群变质岩, 主要由角闪岩、长英质片麻岩和混合岩组成; 盖层为中元古界熊耳群中基性火山岩(1800~1750 Ma; Zhao et al., 2004; He et al., 2009)和中元古界官道口群硅质白云岩(刘家齐和曾贻善, 2001)。

区内主要断裂为 EW 向马超营断裂带, NNE 向和 NWW 向次级断裂也广泛发育(图 1)。老庙沟矿区构造较简单, 褶皱不发育, 主要发育了两条 NNE 向和三条 NWW 向断裂, 分别为 F_2 、 F_3 和 F_1 、 F_4 、 F_5 (图 2)。

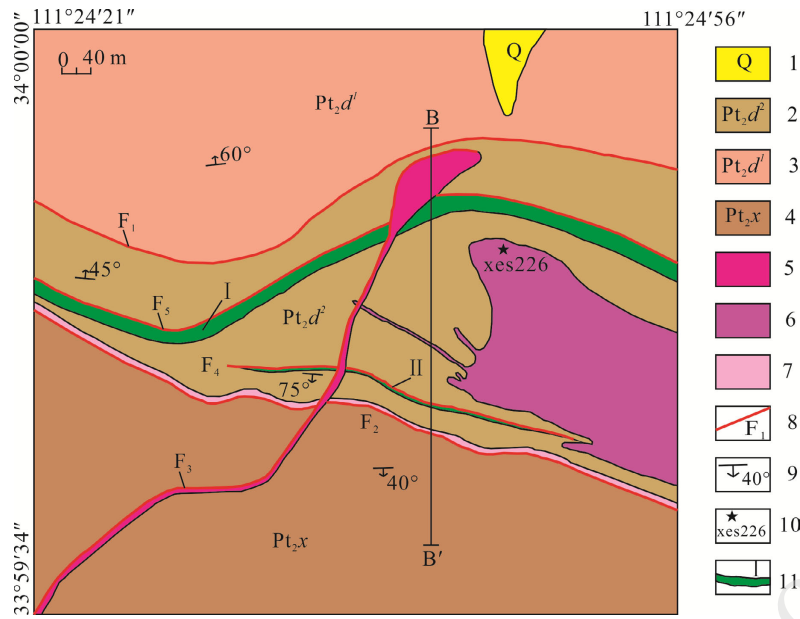
老庙沟花岗斑岩脉侵位于中元古界官道口群杜关组泥钙质板岩和白云岩中, 与围岩边界平直, 地表出露长约 4 m, 宽约 0.5 m 岩脉(图 3a)。在该岩脉的外围分布有不同岩性的岩脉, 如印支期黑云母正长斑岩脉(中化地质矿山总局河南地质勘查院, 2006)、早白垩世花岗斑岩脉(作者未刊数据, 图 2)。在老庙沟花岗斑岩脉与围岩的外接触带发育有钙质矽卡岩。花岗斑岩脉呈肉红色, 具斑状结构、块状构造(图 3a)。斑晶主要是钾长石、石英及少量黑云母(图 3b)。石英斑晶占 35%, 大小 0.75~1.25 mm, 呈它形粒状, 边缘有被熔蚀的现象(图 3b, 3c); 钾长石约 25%, 大小 0.6~2 mm, 表面较浑浊, 有些钾长石内部发生了碳酸盐化、绢云母化和泥化(图 3c)。黑云母含量较少(约 5%), 镜下可见黑云母绿泥石化现象(图 3b)。基质的成分和斑晶相同。副矿物以黄铁矿、锆石和金红石为主。



1. 古近系-新近系; 2. 官道口群沉积岩; 3. 熊耳群安山岩; 4. 太华群变质岩; 5. 中生代花岗岩类; 6. 正断层; 7. 拆离断层; 8. 不整合地质界线; 9. 钼矿床(化); 10. 金矿床; 11. 银矿床; 12. 铅锌矿床; 13. 金银铅锌矿床; 14. 研究区。

图 1 华北克拉通南缘熊耳山地区地质矿产简图(修改自李占轲, 2013)

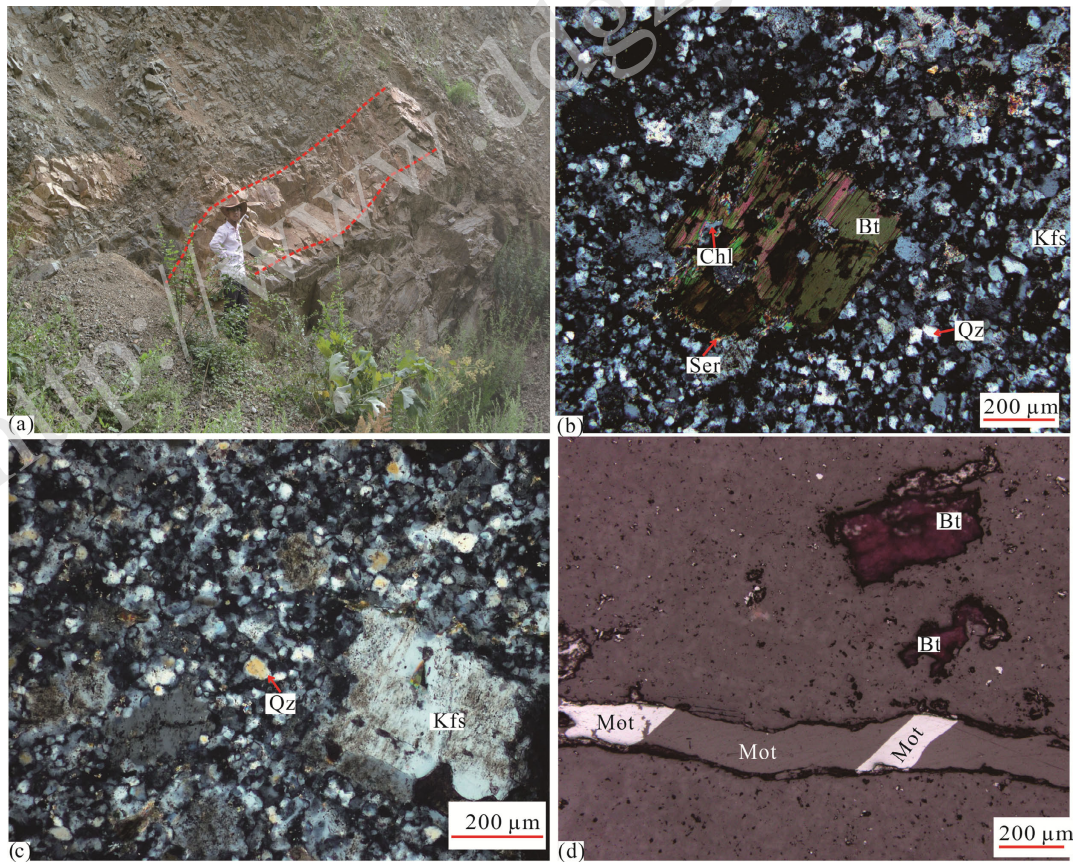
Fig.1 Geological map of the Xiong'er Mountain area, southern North China Craton



1. 第四系残积砂砾; 2. 杜关组上段绢云母白云片岩及白云岩; 3. 杜关组下段白云岩夹千枚状钙质片岩; 4. 巡检司组硅质条带白云石大理岩; 5. 早白垩世花岗斑岩脉; 6. 晚侏罗世花岗斑岩脉; 7. 早期黑云母正长斑岩脉; 8. 断层及代号; 9. 地层或矿体产状; 10. 锆石测年样品编号及采样位置; 11. 砂卡岩带、矿体及编号。

图 2 老庙沟钼矿床地质图(据中化地质矿山总局河南地质勘查院, 2006)

Fig.2 Geological map of the Laomiaogou Mo deposit



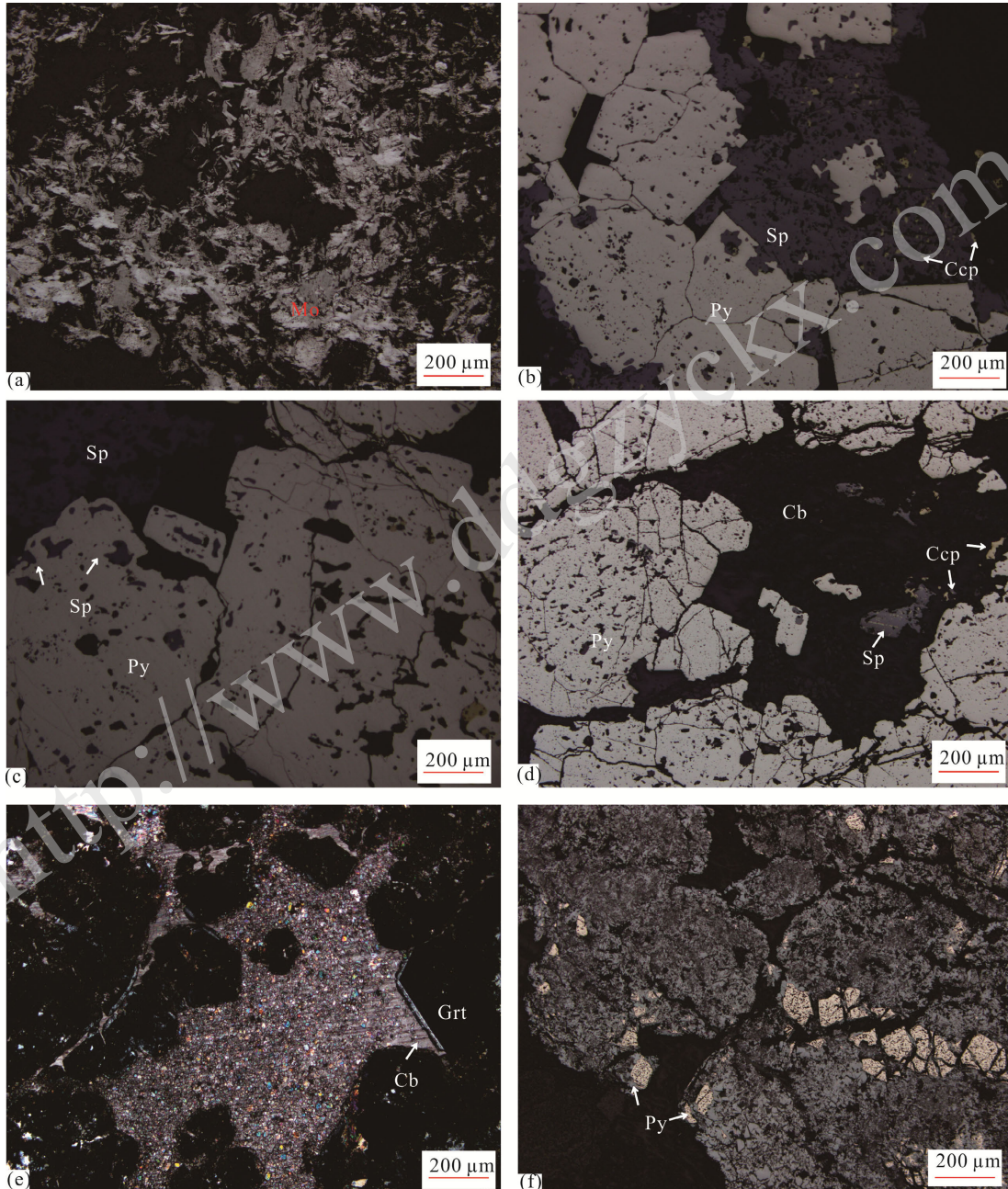
(a) 老庙沟花岗斑岩脉野外产状; (b) 花岗斑岩脉镜下特征(正交偏光); (c) 自形钾长石内部发生了碳酸盐化和泥化(正交偏光); (d) 岩脉辉钼矿化(反射光下)。矿物代号: Bt. 黑云母; Chl. 绿泥石; Kfs. 钾长石; Qz. 石英; Ser. 绢云母; Mot. 辉钼矿。

图 3 老庙沟花岗斑岩脉野外产状和岩相学特征

Fig.3 Photos showing the petrography of the Laomiaogou granite porphyry dyke

钼矿化主要发育在花岗斑岩脉与官道口群白云岩的内外接触带附近, 集中于外围的矽卡岩中, 岩体中可见脉状辉钼矿化(图 3d)。矿石中金属矿物主要为辉钼矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等; 脉石矿物主要为石英、石榴子石、绢云母等。矿石结构主要为自形-半自形、它形晶粒结构, 矿石构造为细脉浸染状、脉状。钼主要以独立矿物辉钼矿存在, 少

量分散于黄铁矿、石英等其它矿物中。镜下观察区分出以下矿化特点: 早期矽卡岩中主要发育颗粒细小的黄铁矿(图 4f), 角岩中普遍辉钼矿化, 辉钼矿呈片状(图 4a), 多金属硫化物阶段中的黄铜矿呈乳滴状, 同期的黄铁矿裂缝中包裹有闪锌矿(图 4b, c), 晚期碳酸盐阶段叠加改造了早期多金属硫化物阶段的矿化(图 4d), 并穿切了早期的石榴子石(图 4e)。



(a) 角岩中辉钼矿化(反射光); (b) 乳滴状黄铜矿, 黄铁矿中包裹有闪锌矿(反射光); (c) 黄铁矿的裂缝中包裹闪锌矿(反射光); (d) 晚期碳酸盐阶段叠加改造了早期多金属硫化物阶段的黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿(反射光); (e) 晚期的碳酸盐化穿切早期的石榴子石(正交偏光); (f) 早期矽卡岩化中颗粒较小的黄铁矿(反射光)。矿物代号: Mot. 辉钼矿; Ccp. 黄铜矿; Py. 黄铁矿; Sp. 闪锌矿; Cb. 碳酸盐矿物; Grt. 石榴子石。

图 4 老庙沟 Mo-Pb-Zn 矿床岩体和矿石显微照片

Fig.4 Photomicrographs showing texture, structure and mineral assemblage of the ores from the Laomiaogou Mo deposit

结合野外和室内观察,老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床热液期成矿可划分为以下三个阶段:

第 I 阶段:辉钼矿-黄铁矿-矽卡岩化阶段。该阶段以石榴子石的出现为特征,代表了成矿作用的开始。该阶段仅发育少量的硫化物。

第 II 阶段:多金属硫化物阶段。这一阶段表现为大量的黄铜矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿的沉淀,常见黄铜矿呈乳滴状分布,黄铁矿中包裹有闪锌矿自形晶,辉钼矿不可见。

第 III 阶段:碳酸盐-硫化物阶段。该阶段为热液成矿作用的最后阶段,表现为大量碳酸盐类矿物(铁白云石、白云石及方解石)呈脉状充填。该阶段矿化微弱,仅有少量硫化物沉淀。

2 样品及分析方法

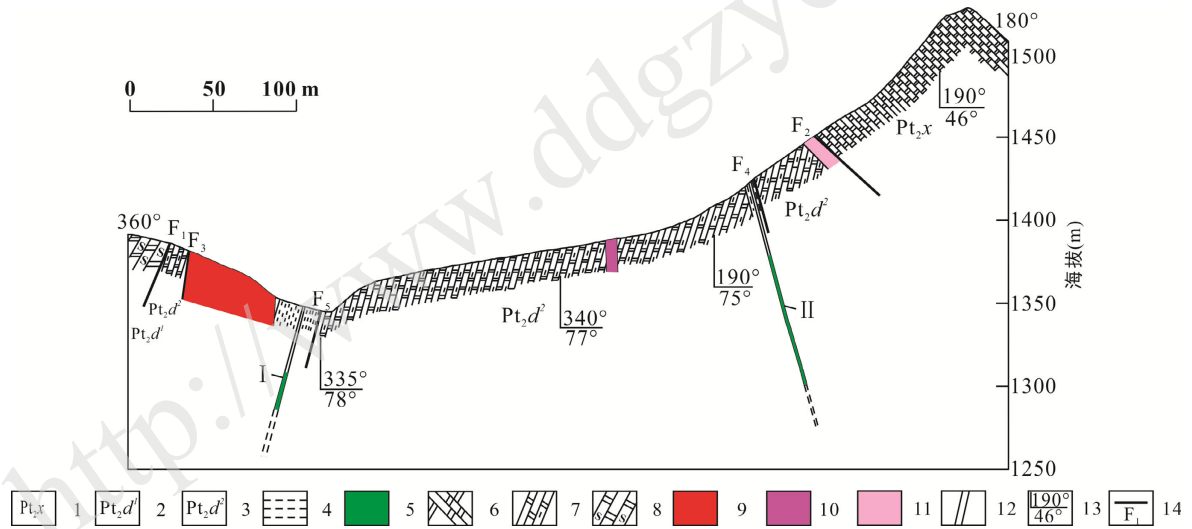
本次研究采集的老庙沟花岗斑岩脉样品新鲜,采样位置见图 2, Re-Os 测试样品采自斑岩型钼矿化

及角岩中的辉钼矿化,辉钼矿均呈细脉状产出。样品采自 B-B' 勘探线剖面的矿体(图 5)。关于样品的描述、矿物组合及对应的成矿期次列于表 1。

主量元素和微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。详细分析流程见刘颖等(1996)。XRF 分析精度优于 2%。

Sr-Nd 同位素在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室测定。详细的实验流程及仪器分析情况见梁细荣等(2003)。Sr、Nd 同位素分析精度高于 0.002%。

锆石单矿物挑选由廊坊地质服务有限公司完成。其分选流程是,经人工破碎、清水淘洗富集,按常规重力和磁选方法分选出锆石,再在双目镜下挑纯,最后挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒。将待测样品锆石颗粒置于环氧树脂中制靶,打磨抛光后露出锆石表面,然后进行反射光和透射光照相,并用阴极发光扫描电镜进行图像分析,检查锆石的内部结构。锆石阴极发光照相在重庆宇劲科技有限公司完成。



1. 中元古界官道口群巡检司组; 2. 中元古界官道口群杜关组下段; 3. 中元古界官道口群杜关组上段; 4. 矽卡岩; 5. 矿体; 6. 晚侏罗世花岗斑岩脉; 7. 硅质条带白云石大理岩; 8. 绢云母白云片岩及白云岩; 9. 白云岩夹干枚状钙质片岩; 10. 早白垩世花岗斑岩脉; 11. 早期黑云母正长斑岩脉; 12. 采空区; 13. 产状; 14. 断层及编号。

图 5 老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床 B-B' 勘探线剖面图(修改自中化地质矿山总局河南地质勘查院, 2006)

Fig.5 Geological profile of B-B' exploratory line in the Laomiaogou mining area

表 1 老庙沟钼矿床辉钼矿样品描述

Table 1 Description of molybdenite samples from the Laomiaogou Mo deposit

样品编号	样品描述	矿物组合	成矿阶段
xes219	岩体中的细脉状辉钼矿	辉钼矿-石英-钾长石	
xes220	岩体中的细脉状辉钼矿	辉钼矿-石英-钾长石	
xes221	岩体中的细脉状辉钼矿	辉钼矿-石英-钾长石	
xes223	角岩中的薄膜状辉钼矿	辉钼矿-石英	
xes224	角岩中的薄膜状辉钼矿	辉钼矿-石英	
xes225	角岩中的薄膜状辉钼矿	辉钼矿-石英	
xes232	角岩中的薄膜状辉钼矿	辉钼矿-石英	

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年在香港大学地球科学学院采用配有 193 nm 激光的 Nu Plasma HR 多接收电感耦合等离子质谱仪上完成, 样品分析时束斑直径为 30 μm, 激光频率 6 Hz/s。测试过程中采用标样 91500, GJ 和 NIST610。数据处理采用 Ludwig Isoplot/Ex_ver3 程序自动完成。

锆石 U-Pb 年龄测定后, 再在原位用 LA-MC-ICP-MS 进行 Lu-Hf 同位素分析, 测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。Lu-Hf 同位素测试使用 Thermo 公司制造的 Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱(LA-MC-ICP-MS), 加载德国 Lamda Physik 公司制造的 Geolas193nm 准分子激光取样系统。激光束直径为 45 μm, 剥蚀频率为 8 Hz, 能量密度为 15~20 J/cm², 剥蚀时间约 60 s。详细的分析程序见 Wu et al. (2006) 和谢烈文等(2008)。

Re、Os 纯化分离等前处理工作以及分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成, 所用仪器为 Thermo Scientific X-Series 2 ICP-MS。分析方法及流程见 Sun et al. (2001)和李诺等

(2007), 实验采用国家标准物质 GBW04435 和 GBW04436 检测化学流程和分析数据的可靠性。

3 成岩成矿时代

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

本文选取了 1 个老庙沟花岗斑岩脉样品进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年(样号 xes226, 采样位置 33°59'54.95"N, 111°24'48.10"E)。选出的锆石颗粒 70~250 μm, 自形程度较高, 呈长柱状或短柱状, 长宽比约 1~3, 振荡环带发育, Th/U 比值为 0.78~2.50, 具明显的岩浆锆石特征(Belousova et al., 2002)(图 6)。

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年分析结果见表 2。对样品 xes226 的 30 个分析点进行分析, 除 xes226-1, xes226-9, xes226-12, xes226-13, xes226-20, xes226-26 偏离谐和线较远(表明锆石遭受后期热事件的影响), 其余 24 个点均位于谐和线上或非常接近谐和线, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄数据范围是 150~155 Ma, 加权平均年龄为 152.1±0.6 Ma(MSWD=1.6)(图 7a), 属晚侏罗世, 代表了老庙沟花岗斑岩脉的结晶年龄。

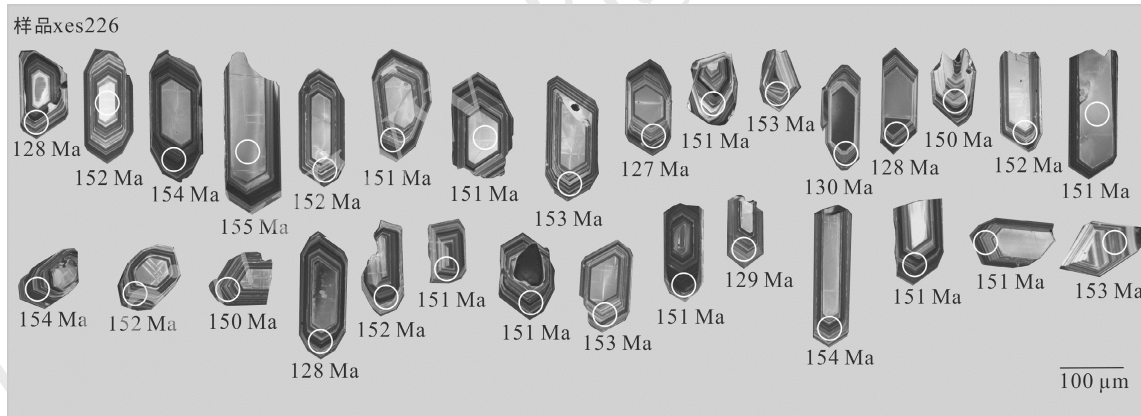


图 6 老庙沟花岗斑岩脉测年锆石 CL 图像

Fig.6 Cathodoluminescence images for zircons from the Laomiaogou granite porphyry dyke

表 2 老庙沟钼矿床花岗斑岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年数据

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb results for zircons from the Laomiaogou granite porphyry

序号	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)						谐和度
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1σ	
xes226-1	1.40	0.1498	0.0009	0.0200	0.0001	0.0064	0.0000	142	1	128	1	129	1	89%
xes226-2	1.45	0.1746	0.0015	0.0238	0.0002	0.0077	0.0001	163	1	152	2	155	2	92%
xes226-3	2.50	0.1652	0.0013	0.0241	0.0002	0.0077	0.0001	155	1	154	1	154	1	99%
xes226-4	1.34	0.1678	0.0009	0.0243	0.0001	0.0077	0.0000	158	1	155	1	156	1	98%
xes226-5	1.84	0.1644	0.0016	0.0238	0.0002	0.0078	0.0001	155	1	152	1	157	2	98%
xes226-6	1.62	0.1653	0.0012	0.0237	0.0002	0.0076	0.0001	155	1	151	1	153	1	97%
xes226-7	1.85	0.1654	0.0013	0.0237	0.0002	0.0076	0.0001	155	1	151	1	153	1	97%
xes226-8	1.82	0.1641	0.0016	0.0240	0.0002	0.0078	0.0001	154	1	153	1	157	2	99%

续表 2:

序号	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)						谐和度
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1σ	
xes226-9	1.51	0.1459	0.0022	0.0200	0.0002	0.0063	0.0001	138	2	127	1	127	2	91%
xes226-10	1.46	0.1645	0.0019	0.0237	0.0003	0.0080	0.0001	155	2	151	2	161	3	97%
xes226-11	1.88	0.1669	0.0017	0.0239	0.0003	0.0078	0.0001	157	2	153	2	156	2	97%
xes226-12	1.55	0.1508	0.0009	0.0204	0.0001	0.0065	0.0000	143	1	130	1	131	1	90%
xes226-13	1.52	0.1788	0.0017	0.0201	0.0001	0.0066	0.0000	167	1	128	1	134	1	73%
xes226-14	2.28	0.1667	0.0010	0.0235	0.0002	0.0072	0.0001	157	1	150	1	146	1	95%
xes226-15	1.84	0.1648	0.0010	0.0238	0.0001	0.0075	0.0001	155	1	152	1	151	1	97%
xes226-16	0.78	0.1631	0.0010	0.0238	0.0001	0.0076	0.0000	153	1	151	1	154	1	98%
xes226-17	1.81	0.1678	0.0018	0.0242	0.0003	0.0076	0.0001	157	2	154	2	153	2	97%
xes226-18	1.74	0.1913	0.0012	0.0238	0.0002	0.0079	0.0001	178	1	152	1	160	1	84%
xes226-19	2.00	0.1674	0.0012	0.0236	0.0002	0.0073	0.0001	157	1	150	1	147	1	95%
xes226-20	1.50	0.1402	0.0013	0.0200	0.0002	0.0063	0.0001	133	1	128	1	127	1	95%
xes226-21	1.52	0.1671	0.0017	0.0239	0.0002	0.0076	0.0001	157	1	152	2	154	2	96%
xes226-22	2.24	0.1691	0.0011	0.0237	0.0001	0.0074	0.0000	159	1	151	1	148	1	95%
xes226-23	2.04	0.1672	0.0014	0.0237	0.0002	0.0077	0.0001	157	1	151	1	155	2	96%
xes226-24	1.40	0.1734	0.0013	0.0240	0.0002	0.0087	0.0001	162	1	153	1	174	2	93%
xes226-25	1.01	0.1630	0.0016	0.0237	0.0002	0.0077	0.0001	153	1	151	1	155	2	98%
xes226-26	1.54	0.1797	0.0020	0.0203	0.0001	0.0068	0.0001	168	2	129	1	137	1	74%
xes226-27	1.59	0.1661	0.0018	0.0241	0.0003	0.0077	0.0001	156	2	154	2	156	2	98%
xes226-28	1.20	0.1755	0.0016	0.0238	0.0003	0.0080	0.0001	164	1	151	2	160	2	91%
xes226-29	2.40	0.1610	0.0009	0.0237	0.0001	0.0071	0.0001	152	1	151	1	143	1	99%
xes226-30	2.25	0.1663	0.0014	0.0240	0.0002	0.0076	0.0001	156	1	153	1	154	2	97%

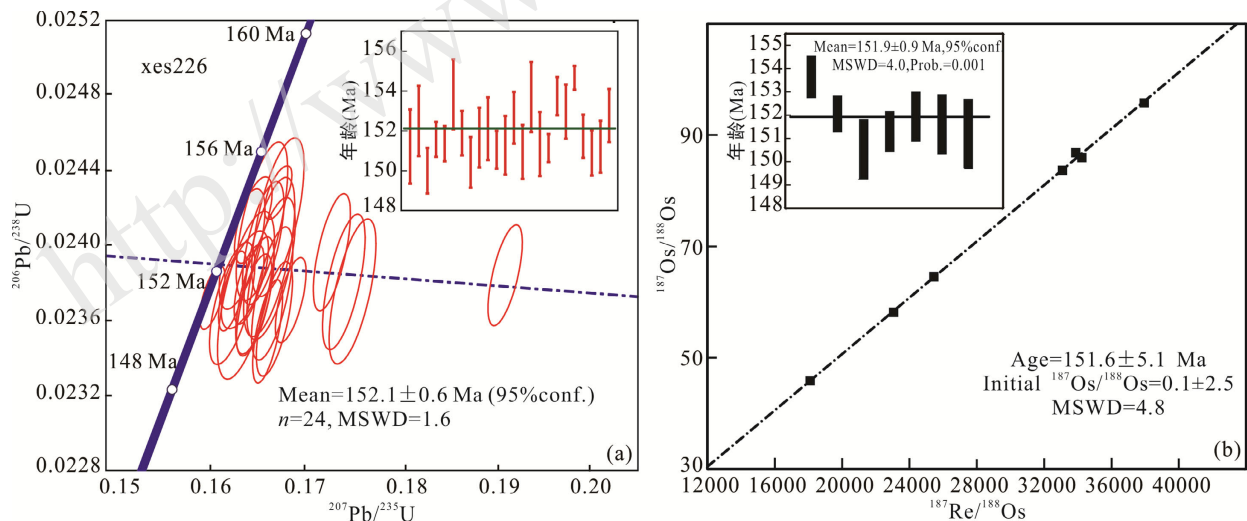


图 7 老庙沟花岗斑岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)及辉钼矿 Re-Os 同位素年龄(b)

Fig.7 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordant plot (a) of the Laomiaogou granite porphyry and molybdenite Re-Os isochron plot (b) for the Laomiaogou Mo deposit

3.2 辉钼矿 Re-Os 年龄

本次工作选取 7 件辉钼矿样品进行 Re-Os 同位素年龄测试, 结果见表 3, 模式年龄值从 150.5 Ma 到 153.6 Ma, 加权平均年龄为 151.9 ± 0.9 Ma, MSWD

为 $4.0(2\sigma)$; 利用 Isoplot 软件获得 Re-Os 等时线年龄为 151.6 ± 5.1 Ma, MSWD 为 $4.8(2\sigma)$ (图 7b), 与花岗斑岩成岩年龄在误差范围内一致, 均形成于晚侏罗世。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

样品的主量元素分析结果见表 4。老庙沟花岗

斑岩脉具有高硅($\text{SiO}_2=68.41\% \sim 71.73\%$)、高铝($\text{Al}_2\text{O}_3=13.54\% \sim 16.33\%$)、低镁($\text{MgO}=0.58\% \sim 1.07\%$)的特点。 $\text{Mg}^\# [100 \times \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})]$ 值介于 55.3~72.4 之间。岩脉碱含量较高, Na_2O 和 K_2O 分别

表 3 老庙沟钼矿体辉钼矿 Re-Os 同位素测年数据

Table 3 Re-Os isotopic results for molybdenites from the Laomiaogou molybdenum ores

样品号	样重(g)	$\text{Re}(\times 10^{-6})$		$^{187}\text{Re}(\times 10^{-6})$		$^{187}\text{Os}(\times 10^{-9})$		模式年龄(Ma)	
		测定值	2σ	测定值	2σ	测定值	2σ	测定值	2σ
xes219	0.0256	53.891	0.253	33.873	0.159	86.813	0.288	153.64	0.88
xes220	0.0249	40.482	0.192	25.444	0.120	64.525	0.113	152.02	0.77
xes221	0.0251	54.472	0.344	34.238	0.216	85.947	0.491	150.49	1.28
xes223	0.0261	60.373	0.300	37.947	0.188	95.746	0.266	151.26	0.86
xes224	0.0260	28.803	0.179	18.104	0.113	45.873	0.141	151.90	1.05
xes225	0.0251	52.650	0.380	33.092	0.239	83.669	0.361	151.57	1.27
xes232	0.0250	36.692	0.313	23.062	0.197	58.147	0.293	151.15	1.49

表 4 老庙沟花岗斑岩脉主量元素(%), 微量元素及稀土元素($\times 10^{-6}$)组成

Table 4 The major (%) and trace element concentrations ($\times 10^{-6}$) of the Laomiaogou granite porphyry

样号	xes226-1	xes226-2	xes226-3	xes226-4	xes226-5	样号	xes226-1	xes226-2	xes226-3	xes226-4	xes226-5
SiO_2	70.40	71.73	68.41	69.28	70.72	Ti	1416	1295	1327	1469	1375
TiO_2	0.23	0.21	0.20	0.24	0.23	Y	13.0	10.1	9.18	13.7	12.4
Al_2O_3	14.39	13.54	16.33	14.64	14.30	Nb/Ta	17.4	17.5	19.1	17.8	17.9
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$	0.86	0.85	0.81	1.09	0.75	La	37.7	25.6	32.5	49.2	36.5
MnO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	Ce	71.8	47.5	58.9	88.1	68.3
MgO	0.63	0.72	1.07	0.68	0.58	Pr	7.72	5.61	6.29	9.04	7.42
CaO	1.39	1.25	1.21	1.40	1.43	Nd	26.0	19.4	20.8	29.6	25.0
Na_2O	0.58	0.58	0.76	0.67	0.45	Sm	3.88	3.07	3.09	4.23	3.78
K_2O	8.87	8.72	8.61	9.09	9.12	Eu	0.98	0.76	0.76	1.04	0.95
P_2O_5	0.10	0.09	0.10	0.11	0.10	Gd	3.18	2.48	2.46	3.53	3.11
LOI	2.07	2.05	1.89	2.31	2.11	Tb	0.42	0.32	0.31	0.44	0.40
Total	99.54	99.79	99.40	99.54	99.80	Dy	2.37	1.83	1.75	2.53	2.27
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	0.07	0.07	0.09	0.07	0.05	Ho	0.48	0.38	0.36	0.52	0.47
$\text{Mg}^\#$	59.0	62.7	72.4	55.3	60.4	Er	1.37	1.06	1.02	1.43	1.31
A/NK	1.36	1.30	1.55	1.34	1.35	Tm	0.21	0.17	0.16	0.23	0.20
A/CNK	1.10	1.07	1.28	1.08	1.08	Yb	1.47	1.17	1.11	1.55	1.41
Rb	201	205	199	200	203	Lu	0.24	0.19	0.18	0.25	0.23
Ba	2921	2893	2901	2800	2944	ΣREE	158	110	130	192	151
Th	18.2	16.4	14.6	18.2	17.9	ΣLREE	148	102	122	181	142
U	3.47	2.87	2.89	3.57	3.27	ΣHREE	9.74	7.60	7.37	10.5	9.38
Nb	20.9	18.9	19.6	21.2	21.1	$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	15.2	13.4	16.6	17.3	15.1
Sr	215	156	151	235	185	$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	18.4	15.7	20.9	22.8	18.6
Zr	169	139	145	168	148	δEu	0.83	0.81	0.81	0.80	0.82
Ta	1.21	1.08	1.03	1.19	1.18	$T_{\text{Zr}}(\text{ }^\circ\text{C})$	796	778	794	793	783
Hf	4.45	3.94	4.05	4.41	4.22						

注: $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 为全铁, $\text{A}/\text{CNK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; $\text{A}/\text{NK}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; $\text{Mg}^\# = \text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+}) \times 100$; $\delta\text{Eu} = 2\text{Eu}_{\text{N}} / (\text{Sm}_{\text{N}} + \text{Gd}_{\text{N}})$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为球粒陨石标准化值, 标准化值引自 Sun and McDonough, 1989; T 为锆石饱和温度, $T_{\text{Zr}} = 12900 / [2.95 + 0.85M + \ln(496000/\text{Zr}_{\text{melt}})]$, $M = (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}) / (\text{Al} \times \text{Si})$, Zr_{melt} 为锆含量(Watson and Harrison, 1983)。

为 0.45%~0.76% 和 8.61%~9.12%， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为 0.05~0.09。在 A/NK-A/CNK 图解中(图 8)，老庙沟岩脉为强过铝质花岗岩。在 TAS 岩石分类图解上(图 9g)样品位于碱性系列和亚碱性系列的过渡区且主要落入花岗岩和石英二长岩范围，与岩石实际矿物组成的定名基本一致。在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解中(图 9h)，样品全部落入钾玄岩系列区域。岩脉的 $\text{A}/\text{CNK}[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]=1.07\sim 1.28$ 。在各类氧化物对 SiO_2 哈克图解中， SiO_2 与代表性主量元素之间均有明显的线性关系，其中 MgO 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 P_2O_5 均随 SiO_2 含量的增加而减少(图 9a, c, d, f)；而 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 CaO 随着 SiO_2 含量的增加呈抛物线形先增加后减少(图 9b, e)，显示了岩浆作用过程中的分离结晶作用。

4.2 微量元素

老庙沟花岗斑岩脉的全岩微量元素和稀土元素分析数据见表 4。表中可见老庙沟花岗斑岩脉稀土元素总量较低，介于 $(110\sim 193)\times 10^{-6}$ 之间，平均 148×10^{-6} 。在球粒陨石标准化稀土分布模式图上(图 10a)，老庙沟花岗斑岩脉样品曲线平滑右倾，为轻稀土元素富集、重稀土元素亏损，轻重稀土元素强烈分异($\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}=13.4\sim 17.3$ ， $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=15.7\sim 22.8$)。 $\delta\text{Eu}=0.80\sim 0.83$ ，平均 0.81，总体表现为弱负 Eu 异常。

老庙沟花岗斑岩脉微量元素特征表现为富集 Ba、Sr、Rb、U 等大离子亲石元素，相对亏损 Nb、Ta、P、Ti(图 10b)，具有较高的 Nb/Ta 比值(17.4~19.1)。Sr 含量变化于 $(150\sim 235)\times 10^{-6}$ ，平均 188×10^{-6} 。Y 和 Yb 含量分别变化于 $(9.18\sim 13.7)\times 10^{-6}$ (平均 11.7×10^{-6})和 $(1.11\sim 1.55)\times 10^{-6}$ (平均 1.34×10^{-6})，Sr/Y 比值低，变化于 14.9~17.1，平均 16.1。老庙沟花岗斑岩脉的 Rb/Sr 比值为 0.85~1.3，平均 1.1，高于



图 8 老庙沟花岗斑岩脉 A/NK-A/CNK 图解(据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig.8 A/NK-A/CNK diagram for the Laomiaogou granite porphyry

中国东部上地壳平均值(0.31, Gao et al., 1998)和全球上地壳平均值(0.32, Taylor and McLennan, 1995)，反映其源区为成熟度较高的地壳物质。

5 同位素地球化学特征

5.1 Sr-Nd 同位素特征

由表 5 可以看出，老庙沟花岗斑岩脉的 $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 变化范围较大，介于 37.3~82.9 之间。具有中等 Sr 初始比值(I_{Sr})，介于 0.7069~0.7102 之间，具有以地壳来源为主要的特征。

老庙沟花岗斑岩脉的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 初始比值较高(0.511479~0.511630)； $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-20.6\sim -17.7$ ，均为负值。 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 值均为负值，变化于 -0.54~-0.49 之间，与太古宙大陆地壳 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 平均值(-0.4)(McLennan and Hemming, 1992)相比偏差较大，用单阶段模式计算 Nd 同位素模式年龄会产生较大的偏差(李献华, 1996)。对于花岗岩这种主要由地壳部分熔融的岩石来说，为了最大限度减少因地壳演化阶段内 Sm-Nd 分馏对 Nd 模式年龄计算值产生的影响，本文采用两阶段 Nd 模式年龄计算方法。 t_{DM2} 年龄介于 2.38~2.61 Ga 之间。

5.2 锆石 Hf 同位素

对样品(xes226)中已完成 U-Pb 定年的锆石颗粒进行 Hf 同位素原位分析，共测试了 30 个点，结果见表 6。分析表明老庙沟花岗斑岩脉的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -26.9~-22.6 之间，二阶段模式年龄(t_{DM2})为 2.62~2.88 Ga。

6 讨论

6.1 老庙沟花岗斑岩脉的岩石成因

老庙沟与钼矿化有关的花岗斑岩脉的 A/CNK 值介于 1.07~1.28 之间，除一个样品为 1.28 之外，其余均 < 1.1 。实验研究表明，在准铝质到弱过铝质岩浆中，磷灰石的溶解度很低，并在岩浆分异过程中随 SiO_2 的增加而降低；而在强过铝质岩浆中，磷灰石溶解度变化趋势与此相反，磷灰石的溶解度随 A/CNK 的增加而呈线性增加，当 A/CNK 为 1.3 时， P_2O_5 可高达 0.63%(Watson, 1979; Watson and Green, 1981; Green and Watson, 1982; Harrison and Watson, 1984; Wolf and London, 1994)。这些实验结果证明磷灰石在准铝质/弱过铝质和过碱性花岗岩浆中总是优先结晶的矿物，而残余岩浆的 P_2O_5 越来越低，因

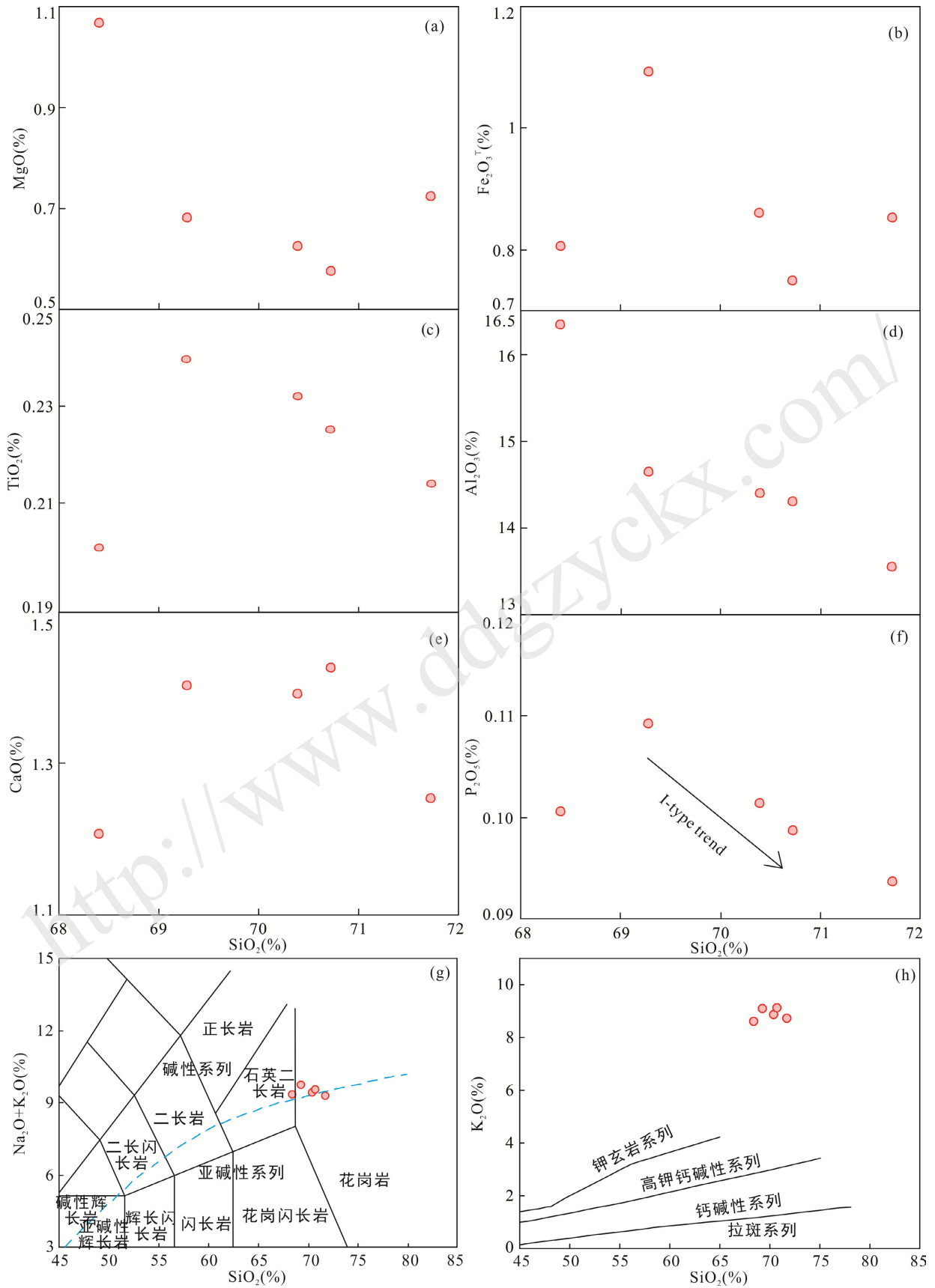


图 9 老庙沟花岗斑岩脉主要元素对 SiO₂ 变化图解(底图据 Le Maitre et al., 1989)

Fig. 9 Major oxides vs. SiO₂ plots for the Laomiaogou granite porphyry

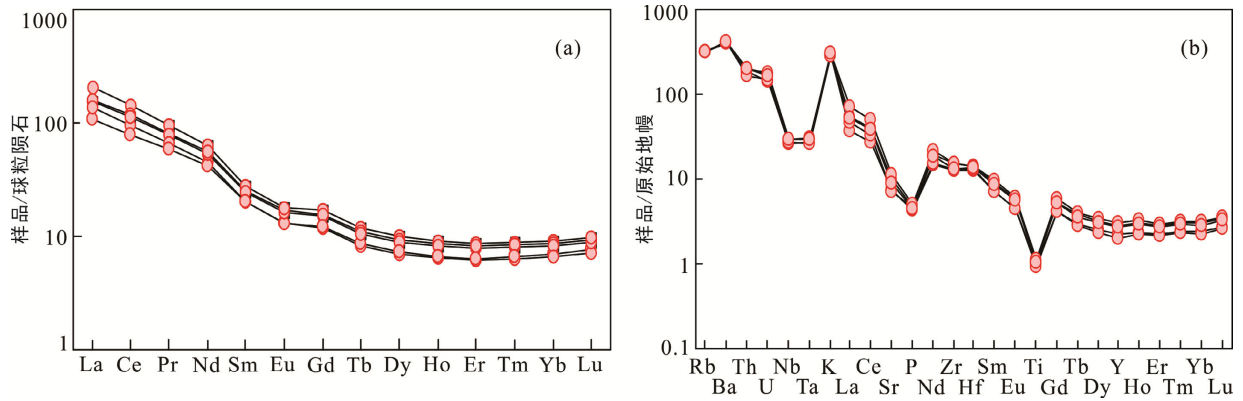


图 10 老庙沟花岗斑岩脉球粒陨石标准化 REE 分布模式图(a)及原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 10 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle normalized trace elements spider diagram for the Laomiaogou granite porphyry

表 5 老庙沟花岗斑岩脉 Sr-Nd 同位素组成

Table 5 Whole rock Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions of the Laomiaogou granite porphyry

样品号	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	I_{Sr}	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
xes226-1	201	215	2.6406	0.715576	0.000014	0.7099	157.2	78.8
xes226-2	205	156	3.7117	0.714965	0.000016	0.7069	148.5	37.3
xes226-3	199	151	3.7224	0.718204	0.000016	0.7102	194.5	82.9
xes226-4	200	235	2.4039	0.714935	0.000020	0.7097	148.1	76.9
xes226-5	203	185	3.0994	0.716759	0.000019	0.7101	174.0	81.5

样品号	Sm($\times 10^{-6}$)	Nd($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
xes226-1	3.88	26.0	0.0947	0.511479	0.000009	-20.6	2.61	-0.52
xes226-2	3.07	19.4	0.1002	0.511516	0.000009	-20.0	2.57	-0.49
xes226-3	3.09	20.8	0.0943	0.511516	0.000009	-19.9	2.56	-0.52
xes226-4	4.23	29.6	0.0907	0.511510	0.000006	-19.9	2.56	-0.54
xes226-5	3.78	25.0	0.0959	0.511630	0.000007	-17.7	2.38	-0.51

表 6 老庙沟钼矿床花岗斑岩脉锆石 Hf 同位素数据

Table 6 Hf isotopic compositions of zircons from the Laomiaogou granite porphyry

样品号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$
xes226-1	0.034028	0.001111	0.281963	-28.7	-25.5	1822	2797	-0.97
xes226-2	0.045025	0.001521	0.281933	-29.8	-26.6	1885	2866	-0.95
xes226-3	0.061516	0.002050	0.281935	-29.7	-26.6	1909	2864	-0.94
xes226-4	0.040197	0.001358	0.281992	-27.7	-24.5	1794	2735	-0.96
xes226-5	0.065328	0.002095	0.281926	-30.0	-26.9	1923	2883	-0.94
xes226-6	0.048682	0.001558	0.281962	-28.7	-25.5	1845	2801	-0.95
xes226-7	0.035748	0.001175	0.281974	-28.3	-25.1	1811	2774	-0.96
xes226-8	0.039777	0.001295	0.281994	-27.6	-24.4	1788	2731	-0.96
xes226-9	0.053985	0.001818	0.281969	-28.5	-25.3	1849	2789	-0.95
xes226-10	0.036275	0.001162	0.282043	-25.9	-22.6	1713	2622	-0.96
xes226-11	0.060242	0.001971	0.281955	-29.0	-25.8	1876	2820	-0.94
xes226-12	0.042170	0.001390	0.281932	-29.8	-26.6	1880	2867	-0.96
xes226-13	0.048461	0.001571	0.281956	-28.9	-25.8	1855	2815	-0.95
xes226-14	0.039356	0.001317	0.281950	-29.1	-26.0	1851	2827	-0.96
xes226-15	0.047987	0.001615	0.281941	-29.5	-26.3	1878	2848	-0.95

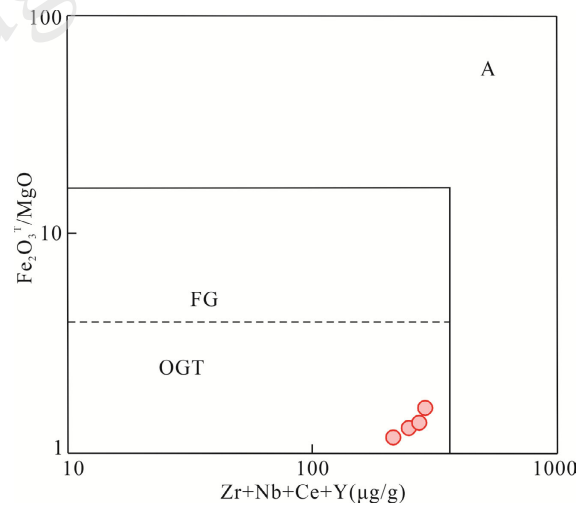
续表 6:

样品号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$	$t_{\text{DM2}}(\text{Ma})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
xes226-16	0.050390	0.001682	0.281978	-28.2	-25.0	1829	2768	-0.95
xes226-17	0.036435	0.001220	0.282002	-27.3	-24.1	1774	2713	-0.96
xes226-18	0.043510	0.001497	0.281970	-28.4	-25.3	1831	2784	-0.95
xes226-19	0.038344	0.001324	0.281935	-29.7	-26.5	1871	2858	-0.96
xes226-20	0.052617	0.001745	0.281960	-28.8	-25.6	1857	2807	-0.95
xes226-21	0.065767	0.002158	0.281954	-29.0	-25.9	1886	2822	-0.93
xes226-22	0.052785	0.001773	0.281960	-28.8	-25.6	1859	2807	-0.95
xes226-23	0.044052	0.001476	0.281977	-28.2	-25.0	1820	2767	-0.96
xes226-24	0.056822	0.001896	0.281960	-28.8	-25.7	1865	2808	-0.94
xes226-25	0.041313	0.001350	0.281951	-29.1	-25.9	1850	2824	-0.96
xes226-26	0.050119	0.001673	0.281986	-27.9	-24.7	1817	2750	-0.95
xes226-27	0.062010	0.002044	0.281950	-29.1	-26.0	1887	2831	-0.94
xes226-28	0.053810	0.001806	0.281937	-29.6	-26.4	1893	2857	-0.95
xes226-29	0.052030	0.001777	0.282001	-27.4	-24.2	1802	2719	-0.95
xes226-30	0.052334	0.001791	0.281956	-28.9	-25.8	1866	2817	-0.95

注: $\epsilon_{\text{Hf}}(0) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} - 1) \times 10000$;
 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1)) / ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} \times (e^{\lambda t} - 1)) \times 10000$;
 $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln(1 + ((^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}) / ((^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} - (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}}))$; $t_{\text{DM2}} = t_{\text{DM}} - (t_{\text{DM}} - t) \times (f_{\text{CC}} - f_{\text{S}}) / (f_{\text{CC}} - f_{\text{DM}})$;
 $f_{\text{Lu/Hf}} = (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}} / (^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}, 0} - 1$, 其中, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 和 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{S}}$ 为样品测得值, 球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 分别为 0.03321, 0.282772, 0.03842, 0.28325 (Blichert-Toft and Albarede, 1997; Griffin et al., 2000), t 为锆石结晶年龄, ^{176}Lu 衰变常数 $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004), 平均地壳 $f_{\text{Lu/Hf}} = -0.55$ (Vervoort et al., 1996).

此 I 型和 A 型花岗岩的 P_2O_5 将随着 SiO_2 的增高而降低, 并导致强分异的 I 型和 A 型花岗岩的 P_2O_5 含量非常低。磷灰石在 I 型和 S 型花岗岩浆中的不同地球化学行为已被成功地用于区分 I 型和 S 型花岗岩类 (Chappell, 1999; Wu et al., 2003; Li et al., 2007; 李献华等, 2007)。本文的数据显示, 老庙沟花岗岩主要为弱过铝质岩石, P_2O_5 含量很低 (0.09%~0.11%), 并且随 SiO_2 含量增加, P_2O_5 含量降低 (图 9f), 与 I 型花岗岩演化趋势一致。在图 11 的成因类型判别图上, 老庙沟花岗岩斑岩脉落入非分异花岗岩范围。Nb、Ti 元素的亏损指示了富 Ti 矿物相的分离, P 的强烈亏损表明发生了磷灰石的分离结晶。

华北克拉通南缘的基底岩石为太华岩群, 其原岩形成年龄为 2.84~2.26 Ga, 并在 2.1~1.8 Ga 发生强烈的变形变质作用 (Kröner et al., 1988; Wan et al., 2006; Xu et al., 2009)。覆盖于太华岩群之上的为 1.75~1.80 Ga 的熊耳群中基性火山岩 (Zhao et al., 2004)。老庙沟花岗岩斑岩脉具有高的 SiO_2 (68.41%~71.73%), 相对低的 MgO 含量 (0.58%~1.07%) 和 $\text{Mg}^\#$ (55.3~72.4), 岩石为过铝质, 显示出地壳来源的特征。全岩 Nd 同位素分析结果显示岩体具有较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-20.6~-17.6) 和较古老的模式年龄 (2.37~2.61 Ga), 该模式年龄与华北克拉通基底的形成时代相吻合, 表明源岩为古老地壳物质。

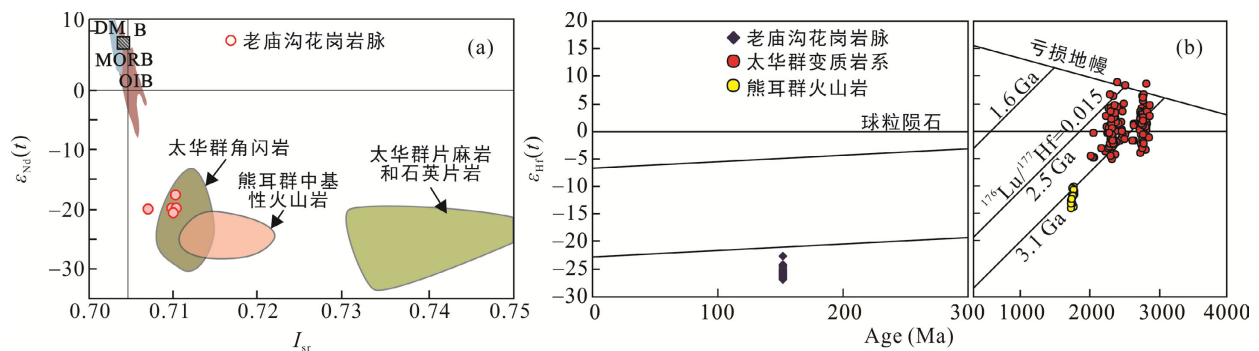


A. A 型花岗岩; FG. 分异 M+I+S 型花岗岩; OGT. 非分异 M+I+S 型花岗岩。

图 11 老庙沟花岗岩斑岩脉成因类型判别图 (据 Whalen et al., 1987)

Fig. 11 $(\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}/\text{MgO})-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ discrimination diagram for the Laomiaogou granite porphyry dyke

在 Nd-Sr 同位素图解上 (图 12a), 老庙沟花岗岩斑岩脉的投影点落在太华岩群角闪岩源区范围内, 花岗岩斑岩脉岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 -26.9~-22.6, 投点落入太华岩群的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 演化线上 (图 12b)。两阶段 Hf 模式年龄为 2.62~2.88 Ga, 反映初始物质为新太古代下陆壳物质 (图 12b)。

图 12 老庙沟花岗斑岩脉 $I_{Sr}-\epsilon_{Nd}(t)$ 及 $\epsilon_{Hf}(t)-t$ 图解Fig.12 Plots of $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. t and I_{Sr} vs. $\epsilon_{Nd}(t)$ for the Laomiaogou granite porphyry

6.2 老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿的成岩成矿时代

Deng et al. (2014) 总结熊耳山地区石英斑岩体、岩脉、岩株的锆石 U-Pb 年龄数据时发现, 熊耳山地区的岩浆事件主要在 160、150、143、133、125、115 Ma, 并认为熊耳山 Au-Mo 矿化所对应的岩浆热事件时间为 143、133、125 和 115 Ma。最近, 李正远等 (2014) 报道了庙岭金矿区花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 ~157 Ma, 但未见辉钼矿化。位于老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床东侧石瑶沟钼矿床存在两期岩浆作用事件 (高亚龙等, 2010), 分别为 148 Ma 与成矿无关的花岗斑岩体和 132 Ma 成矿斑岩体 (Han et al., 2013)。本文获取的老庙沟钼矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄在误差范围内一致, 为 ~152 Ma。因此, 熊耳山地区存在 152 Ma 左右的岩浆作用事件, 这与前人对豫西熊耳山地区一些花岗岩体的 SHRIMP 锆石定年结果一致, 如五丈山岩体年龄为 153.6 ± 1.3 Ma (孟芳等, 2012)。

最近的一些地质年代学资料表明, 豫西地区的成岩成矿时代主要集中在 150~115 Ma (叶会寿, 2006; Chen et al., 2009; 郭波, 2009; Mao et al., 2010; Gao et al., 2014)。老庙沟钼矿位于马超营断裂带南侧, Re-Os 同位素年龄所揭示的钼矿成矿时代介于 150~115 Ma, 说明钼成矿是多期次、连续的过程。如: 熊耳山南部的南泥湖钼矿的 Re-Os 同位素年龄为 141.8 ± 2.1 Ma。小秦岭地区金堆城斑岩钼矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 141 ± 4 Ma~ 127 ± 7 Ma (黄典豪等, 1994; Stein et al., 1997)。位于熊耳山地区的雷门沟和石瑶沟斑岩钼矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄分别为 132.4 ± 1.9 Ma (李永峰, 2005) 和 132.3 ± 2.8 Ma (Han et al., 2013)。位于熊耳山东部的外方山地区东沟超大型斑岩钼矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 116.5 ± 1.7 Ma~ 115.5 ± 1.7 Ma (叶会寿等, 2006)。这表明, 豫西地区钼矿在形成时间上和花岗岩的形成时

间一致, 钼成矿与花岗质岩浆作用密切相关。

6.3 成矿地球动力学背景

Mao et al. (2008) 基于东秦岭-大别造山带辉钼矿年龄和与矿化相关花岗岩体的年龄等资料, 提出中国东部中生代三期主要成矿事件及其构造背景: 233~221 Ma 的钼矿为华北与扬子克拉通碰撞晚期局部伸展环境的产物; 148~138 Ma 的钼矿形成于古太平洋板块向欧亚大陆板块俯冲的弧后岩浆带, 尤其是 NE 向断裂与先期形成的 NWW 向断裂的 (三叠纪碰撞或碰撞后的产物) 交汇部位; 131~112 Ma 的钼矿成因上与岩石圈减薄、拆沉和热侵蚀事件相耦合。本次研究通过 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定, 确定老庙沟岩体形成于 152 Ma; 对老庙沟钼矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素精确测年, 获得老庙沟钼矿的 Re-Os 同位素等时线年龄和加权平均年龄分别为 151.6 ± 5.1 Ma 和 151.9 ± 0.9 Ma, 对应于 Mao et al. (2008) 提出的中国东部第二期成矿事件。该时期岩浆成分由碱性-偏碱性-钙碱性依次演化, 表明这一时期挤压活动渐趋缓和, 伸展活动逐渐加强, 成岩物质的物源逐步由深部转向较浅部 (李永峰, 2005)。与该阶段成矿事件有关的岩浆来自深源, 表现为 I 型花岗岩的特征 (毛景文等, 2009)。老庙沟成矿岩脉的主微量元素同位素地球化学特征显示, 老庙沟岩脉样品位于碱性系列与亚碱性系列的过渡区域, 为弱过铝质的 I 型花岗岩, 太华岩群在重熔过程中混入了一定数量的幔源成分。这些特征符合该阶段岩浆岩特征。因此, 老庙沟钼矿床成矿岩脉和辉钼矿化形成的地球动力学背景可能为古太平洋板块向欧亚大陆俯冲的弧后伸展环境。

7 结 论

(1) 老庙沟斑岩-矽卡岩型钼矿床花岗斑岩脉的

锆石 U-Pb 年龄为~152 Ma, 辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为~151.6 Ma, 成岩成矿年龄一致, 且花岗斑岩脉中存在辉钼矿化, 说明老庙沟花岗斑岩脉为钼矿的成矿岩体;

(2) 老庙沟花岗斑岩脉属于弱过铝质 I 型花岗岩, 全岩 Sr-Nd 和锆石 Hf 同位素分析结果表明, 形成老庙沟花岗斑岩脉的源区物质为新太古代-古元古代下地壳物质;

(3) 老庙沟钼矿床形成的动力学模式可能为古太平洋板块向欧亚大陆板块俯冲的弧后伸展环境。

致谢: 野外工作得到河南省洛阳市国土资源局王智辉工程师的帮助。感谢匿名审稿专家在一、二审过程中对本文提出宝贵的修改意见, 他们的诸多建设性意见使本文质量得以提高。

参考文献(References):

高亚龙, 张江明, 叶会寿, 孟芳, 周珂, 高阳. 2010. 东秦岭石瑶沟斑岩钼矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 年龄. 岩石学报, 26(3): 729-739.

郭波. 2009. 东秦岭金堆城斑岩钼矿床地质地球化学特征与成矿动力学背景. 西安: 西北大学硕士学位论文.

黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 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, (3): 221-230.

李诺, 孙亚莉, 李晶, 李文博. 2007. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床辉钼矿铼钨等时线年龄及其成矿地球动力学背景. 岩石学报, 23(11): 2881-2888.

李献华. 1996. Sm-Nd 模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性. 地质科学, 31(1): 97-104.

李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52: 981-992.

李永峰. 2005. 豫西熊耳山地区中生代花岗岩类时空演化与钼(金)成矿作用. 北京: 中国地质大学博士学位论文.

李占轲. 2013. 华北克拉通南缘中生代银-铅-锌矿床成矿作用研究. 武汉: 中国地质大学博士学位论文.

李正远, 叶会寿, 曹晶, 张兴康, 翟雷. 2014. 河南嵩县庙岭金矿区花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素特征. 岩石矿物学杂志, 33(3): 424-440.

梁细荣, 韦刚建, 李献华, 刘颖. 2003. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. 地球化学, 32(1): 91-96.

刘家齐, 曾贻善. 2001. 豫西八宝山斑岩型铜铁矿床包裹体研究. 华南地质与矿产, (2): 43-51.

刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.

毛景文, 叶会寿, 王瑞廷, 代军治, 简伟, 向君锋, 周珂, 孟芳. 2009. 东秦岭中生代钼铅锌银多金属矿床模型及其找矿评价. 地质通报, 28(1): 72-79.

孟芳, 叶会寿, 周珂, 高亚龙. 2012. 豫西老君山地区钼矿地质特征及辉钼矿 Re-Os 同位素年龄. 矿床地质, 31(3): 480-492.

谢烈文, 张艳斌, 张辉煌, 孙金凤, 吴福元. 2008. 锆石/斜锆石 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素以及微量元素成分的同时原位测定. 科学通报, 53(2): 220-228.

叶会寿. 2006. 华北陆块南缘中生代构造演化与铅锌银成矿作用. 北京: 中国地质科学院博士学位论文.

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.

中化地质矿山总局河南地质勘查院. 2006. 河南省栾川县鑫鑫矿业有限公司老庙沟铅锌矿资源储量核查报告: 1-35.

Belousova E, Griffin W L, O'reilly S Y and Fisher N. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602-622.

Blichert-Toft J and Albarede F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 243-258.

Chappell B. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos*, 46: 535-551.

Chen Y J, Pirajno F, Li N, Guo D S and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling Orogen, Henan province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245-261.

Deng J, Gong Q J, Wang C M, Carranza E J M and Santosh M. 2014. Sequence of Late Jurassic-Early Cretaceous magmatic-hydrothermal events in the Xiong'er shan region, Central China: An overview with new zircon U-Pb geochronology data on quartz porphyries. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 161-172.

Gao S, Luo T C, Zhang B R, Zhang H F, Han Y W, Zhao Z D and Hu Y K. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(11): 1959-1975.

Gao X Y, Zhao T P, Bao Z W and Yang A Y. 2014. Petro-

- genesis of the early Cretaceous intermediate and felsic intrusions at the southern margin of the North China Craton: Implications for crust-mantle interaction. *Lithos*, 206–207(1): 65–78.
- Green T H and Watson E B. 1982. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to 'Orogenic' rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79 (1): 96–105.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, Achterbrgh E V, O'Reilly S Y and Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analyses of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1): 133–147.
- Han Y G, Zhang S H, Pirajno F, Zhou X W, Zhao G C, Qü W J, Liu S H, Zhang J M, Liang H B and Yang K. 2013. U-Pb and Re-Os isotopic systematics and zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios in the Shiyaogou Mo deposit in eastern Qinling, central China: Insights into the oxidation state of granitoids and Mo(Au) mineralization. *Ore Geology Reviews*, 55: 29–47.
- Harrison T M and Watson E B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1467–1477.
- He Y H, Zhao G C, Sun M and Xia X P. 2009. SHRIMP and LA-ICP-MS zircon geochronology of the Xiong'er volcanic rocks: Implications for the Paleo-Mesoproterozoic evolution of the southern margin of the North China craton. *Precambrian Research*, 168(3–4): 213–222.
- Kröner A, Compston W, Zhang G W, Guo A L and Todt W. 1988. Age and tectonic setting of Late Archean greenstone-gneiss terrain in Henan Province, China, as revealed by single-grain zircon dating. *Geology*, 16: 211–215.
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Le Bas M J, Sabine P A, Schmid R and Sorensen H. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Term: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford: 1–193.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G J and Qi C S. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96(1–2): 186–204.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Qu W J, Du A D, Ye H S, Pirajno F, Li H M, Guo B J, Li Y F and Yang Z Q. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 4607–4626.
- Mao J W, Xie G Q, Pirajno F, Ye H S, Wang Y B, Li Y F, Xiang J F and Zhao H J. 2010. Late Jurassic-Early Cretaceous granitoid magmatism in eastern Qinling, central-eastern China: SHRIMP zircon U-Pb ages and tectonic implications. *Australian Journal of Earth Sciences*, 57: 51–78.
- McLennan S M and Hemming S. 1992. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3): 887–898.
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4): 311–324.
- Stein H J. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Economic Geology*, 92(7): 827–835.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication*, 42: 313–345.
- Sun Y L, Zhou M F and Sun M. 2001. Routine Os analysis by isotope dilution-inductively coupled plasma mass spectrometry: OsO_4 in water solution gives high sensitivity. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 16: 345–349.
- Taylor S R and McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 241–265.
- Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E and Nutman A P. 1996. Constraints on early Earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes. *Nature*, 379(6566): 624–627.
- Wan Y S, Wilde S A, Liu D Y, Yang C X, Song B and Yin X Y. 2006. Further evidence for ~1.85 Ga metamorphism

- in the Central Zone of the North China Craton: SHRIMP U-Pb dating of zircon from metamorphic rocks in the Lushan area, Henan Province. *Gondwana Research*, 9: 189–197.
- Watson E B. 1979. Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophysical Research Letters*, 6(12): 937–940.
- Watson E B and Green T H. 1981. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Science Letters*, 56: 405–421.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and compositional effects in variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Wolf M B and London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4127–4145.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C and Sun D Y. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3–4): 241–273.
- Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, Yang J H and Xu P. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 234(1–2): 105–126.
- Xu X S, Griffin W L, Ma X, O'Reilly S Y, He Z Y and Zhang C L. 2009. The Taihua group on the southern margin of the North China craton: Further insights from U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons. *Mineralogy and Petrology*, 97: 43–59.
- Zhao T P, Zhai M G, Xia B, Li H M, Zhang Y X and Wan Y S. 2004. Zircon U-Pb SHRIMP dating for the volcanic rocks of the Xiong'er Group: Constraints on the initial formation age of the cover of the North China Craton. *Chinese Science Bulletin*, 49(23): 2495–2502.

Genesis of the Ore-related Granite Porphyry and Molybdenite Re-Os Age of Laomiaogou Porphyry-skarn Mo Deposit, Western Henan Province: Implications for Regional Mineralization

ZHOU Dong^{1,2}, JIN Chang^{1,2}, GAO Xinyu¹, ZHAO Taiping^{1*}, BAO Zhiwei¹ and YAO Junming¹

(1. CAS Key Laboratory for Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The newly discovered Laomiaogou porphyry-skarn Mo deposit is located south of the Machaoying fault in western Henan province. The ore-body is hosted in the contact between the Laomiaogou granite porphyry dyke and the Duguan Formation. LA-ICP-MS U-Pb analyses for zircons from the granite porphyry yield a weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 152.1 ± 0.6 Ma, and seven molybdenite separates yield a weighted mean age of 151.9 ± 0.9 Ma and isochron age of 151.6 ± 5.1 Ma. Thus, the granite porphyry dyke and Mo mineralization are contemporaneous. The ore-related granite porphyry dyke is a peraluminous I-type granite with high contents of SiO_2 and K_2O . The rocks are strongly depleted in P, Nb, Ta and Ti, indicative of intensive fractionation of apatite and Fe-Ti oxides, and characterized by low whole-rock $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-20.6 to -17.6) and zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (-26.9 to -22.6). The old $t_{\text{DM2}}(\text{Nd})$ ages (2.37 to 2.61 Ga) and zircon $t_{\text{DM2}}(\text{Hf})$ ages (2.62 to 2.88 Ga) suggest that the granite porphyry was likely derived from an ancient crustal source. Considering the tectonic evolution and geochemical characteristics of the granite as well as other Mesozoic granites in the southern margin of the North China Craton, we suggest that the Laomiaogou granite porphyry dyke and Mo were most likely derived from partial melting of the Taihua Group metamorphic rocks under extensional tectonic regime related to the subduction of the paleo-pacific plate.

Keywords: western Henan province; the Laomiaogou; porphyry-skarn Mo deposit; granite porphyry dyke; zircon U-Pb age; molybdenite Re-Os age