

辽西兰家沟钼矿床花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及岩石化学特征

代军治^{1, 2)}, 毛景文¹⁾, 赵财胜³⁾, 李福让⁴⁾, 王瑞廷²⁾, 谢桂青¹⁾, 杨富全¹⁾

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) 西北有色地质勘查局, 西安, 710054; 3) 中国地质调查局发展研究中心, 北京, 100037;

4) 西北有色地质勘查局 711 总队, 陕西勉县, 724212

内容提要:兰家沟钼矿床位于辽宁西部, 矿体主要赋存于兰家沟细粒花岗岩岩体内, 少部分赋存在细粒花岗岩与粗粒花岗岩的接触部位。岩石学和地球化学分析表明, 兰家沟花岗岩具高硅($\omega(\text{SiO}_2) = 73.65\% \sim 77.88\%$)、富碱($\omega(\text{K}_2\text{O}) + \omega(\text{Na}_2\text{O}) = 5.92\% \sim 9.14\%$)、准铝质($A/\text{CNK} = 0.99 \sim 1.07$)特征。花岗岩的 P_2O_5 随 SiO_2 含量的增高呈现出降低趋势。REE 配分模式图和原始地幔多元素蜘蛛网图显示 Th、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Y、Yb、Lu 和 LREE 相对富集, 而 Nb、Ta、Ti、Ba 和 Sr 亏损, Eu 为中等负异常($\delta\text{Eu} = 0.52 \sim 0.66$)。岩石地球化学特征表明兰家沟花岗岩在演化的过程中经历了一定程度的分离结晶作用, 属于分异的 I 型花岗岩, 细粒花岗岩和粗粒花岗岩属于同源演化系列。SHRIMP 锆石 U-Pb 测年表明, 兰家沟细粒花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 $(184.7 \sim 196.4) \text{ Ma}$, 加权平均年龄为 $(188.9 \pm 1.2) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.03$)。花岗岩侵位时间为早侏罗世, 与钼矿化的时间相当。结合区域资料分析认为, 兰家沟花岗岩的侵位和钼矿化形成于早侏罗世燕辽地区的挤压变形过程中。

关键词: 兰家沟; 花岗岩; SHRIMP U-Pb 年龄; 地球化学

燕山—辽西(简称燕辽)钼、铜成矿带是华北板块北缘重要的多金属成矿带之一, 同时也是继东秦岭钼矿带之后, 中国第二大钼矿带。目前, 该带已发现钼(铜)矿床(点)20 余处, 如杨家杖子、兰家沟、肖家营子、撒岱沟门、贾家营、大庄科等钼矿床和寿王坟、小寺沟等铜(钼)矿床。位于燕辽钼、铜成矿带东端的兰家沟钼矿床是继杨家杖子钼矿区之后中国又一大型钼业生产基地。该矿床发现于 20 世纪 50 年代, 由上兰家沟、中兰家沟、下兰家沟、小马沟、元宝山、西山等 6 个矿区组成, 矿体呈脉状或网脉状赋存于细粒花岗岩岩体内及细粒花岗岩与粗粒花岗岩的接触部位。前人曾在矿床地质特征、控矿构造、成矿流体、成矿机制及成矿年龄等方面做过较详细的研究(余和勇等, 1985; 黄典豪等, 1989, 1996; 田豫才, 1999; 马永昌等, 2002; 代军治等, 2007), 取得了大量成果, 但关于赋矿岩体的侵位时代尚无准确的定年数据。虽然, 余和勇等(1985)曾获得兰家沟赋矿细粒花岗岩的 K-Ar 年龄为 154 Ma, 而黄典豪等(1996)报道的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 186.5 Ma, 赋矿岩体侵位年龄远小于

成矿年龄, 由此可见该 K-Ar 年龄是不可靠的, 有必要对该岩体成岩年龄进行精测。文章拟通过对细粒花岗岩的岩石地球化学分析和 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素测试的研究, 旨在了解花岗岩的形成机制和侵位年龄, 并进一步探讨成岩与成矿的关系及矿床形成的动力学背景。

1 成矿地质背景

兰家沟钼矿床处于华北板块北缘山海关—北镇古隆起与辽西凹陷之间的过渡带上。该过渡地带南东侧以青龙锦西大断裂为界, 与山海关北镇古隆起相接壤, 北西侧以女儿河大断裂为界, 与辽西凹陷邻接。矿区出露地层为中元古界蓟县系雾迷山组白云质灰岩、含燧石条带白云岩, 寒武系—奥陶系灰岩、页岩和白垩系义县组火山碎屑岩不整合覆盖于其上。中生代构造-岩浆活动强烈, 区内岩浆岩主要为红螺山花岗岩类复式侵入体(图 1), 该岩体出露面积超过 200 km^2 , 由细粒花岗岩、粗粒花岗岩和花岗斑岩组成。中心部位为细粒花岗岩, 周边为粗粒花

注: 本文为国土资源大调查项目(编号 1212010634001)和中央级公益性科研院所基本科研业务费(编号 K0729)的成果。

收稿日期: 2008-07-12; 改回日期: 2008-09-03; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 代军治, 男, 1978 年生。博士, 矿床学专业。主要从事金属矿床成矿规律及成矿作用研究。Email: daijunzhi@163.com。

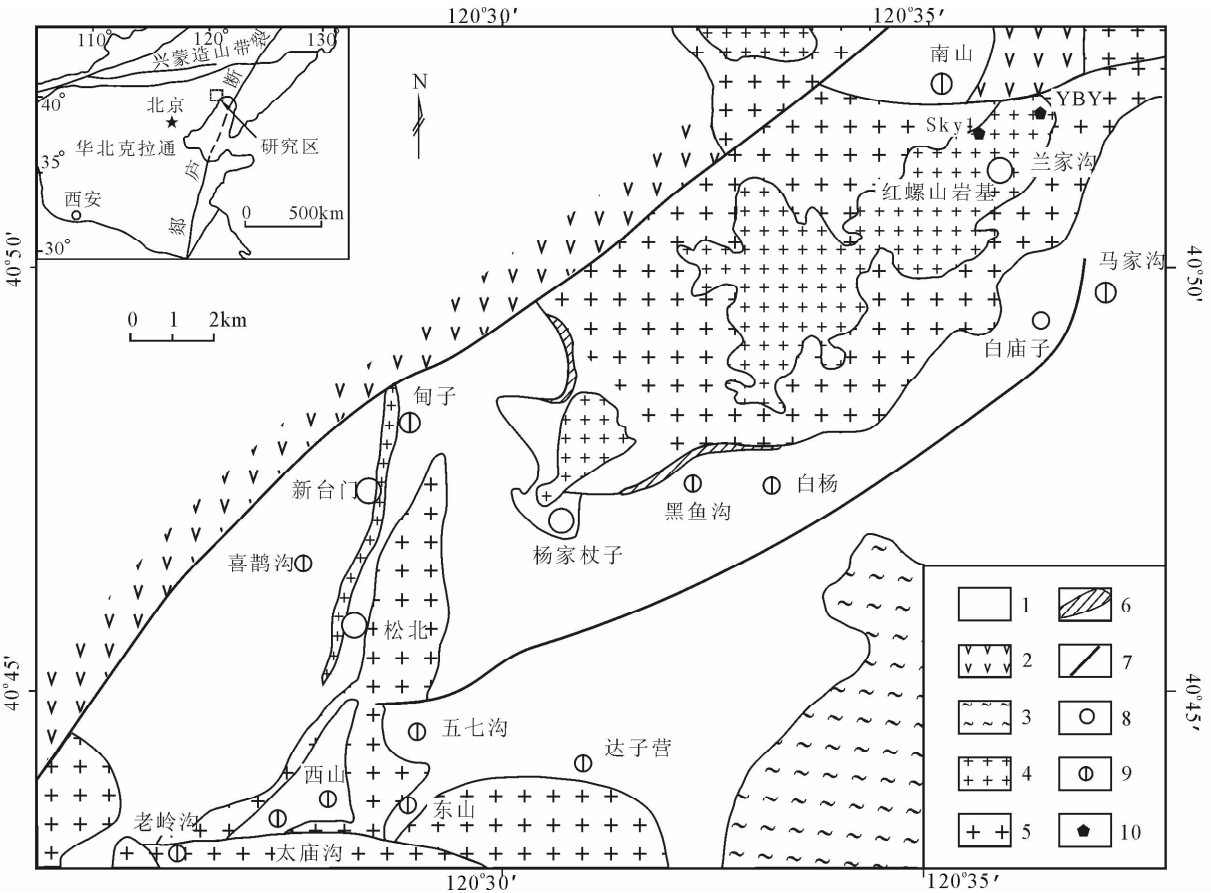


图 1 兰家沟-杨家杖子矿区区域地质略图(据马永昌等,2002)

Fig.1 Geological sketch map of Lanjiagou-Yangjiazhangzi molybdenum deposits(after Ma et al. , 2002)

1—元古界—第四系沉积物;2—早侏罗世火山岩;3—太古代混合岩;4—中生代细粒花岗岩;5—中生代粗粒花岗岩;6—矽卡岩;

7—断裂;8—钼矿床;9—多金属矿床;10—取样点

1—Proterozoic-Quaternary sediments; 2—Early Jurassic volcanic rocks; 3—Archean migmatite; 4—Mesozoic fine granite;

5—Mesozoic coarse granite; 6—skarn; 7—fault; 8—Mo deposit; 9—polymetallic deposit; 10—sample spot

花岗岩,花岗斑岩呈脉状或岩株状分布于细粒花岗岩或粗粒花岗岩所形成的弧形裂隙中。

粗粒花岗岩:岩石呈淡肉红色,花岗结构,矿物粒度一般为 4.5~6.5 mm。主要由正长石(40%~50%)、更钠长石($An=8\sim16$, 15%~20%)、石英(30%~33%)、黑云母(3%~5%)组成。

细粒花岗岩:呈岩株状侵入于粗粒花岗岩岩基中,大小 1~20 km²不等。岩石呈肉红色,细粒似斑状结构,斑晶大小 2.5~3.5 mm,斑晶多为斜长石、正长石或石英,基质矿物与斑晶矿物相同,粒度为 0.36~0.85 mm。细粒花岗岩由正长石(40%~45%)、斜长石(15%~20%)、石英(28%~35%)、黑云母(3%)及少量方解石、次生白云母和绿帘石等组成。该岩体是钼矿体的主要赋矿岩石。

花岗斑岩:呈脉状或小岩株,面积小于 0.1 km²。矿物成分除主要的石英、正长石、斜长石外,

含少量黑云母、白云母、辉钼矿、方铅矿和黄铁矿等。斑岩中伴随有爆破角砾岩,角砾成分有细粒花岗岩和石英脉。

兰家沟钼矿床现已发现钼矿体 101 条,主要的有 13 条,多赋存于细粒花岗岩体内部及细粒花岗岩与粗粒花岗岩的接触部位。矿体规模较大,一般长 76~1288 m,延深 64~439 m,平均厚 3.1~31.8 m。矿体受岩体内部不同方向的断裂带及裂隙控制,走向多为 NW 向、近 SN 向,其次为近 EW 向,倾角多在 45°左右,形态多为脉状、不规则状,空间上有分枝复合、尖灭再现及膨缩现象。矿化类型主要有 2 种:① 辉钼矿-石英大脉,脉宽多数为 0.1~0.5 m,少数达 1~3 m,构成主要矿体;② 辉钼矿-石英细脉或网脉,脉宽小于 5 mm。矿石品位在 0.076%~0.54%之间,平均 0.13%,钼金属量 21 万吨,达到大型钼矿规模。金属矿物主要有辉钼矿、

黄铁矿,少量闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、磁铁矿等。

2 样品采集及处理分析

用于锆石 SHRIMP 测年的样品采自细粒花岗岩岩体中。为了确保测试年龄的准确性,本次在细粒花岗岩体不同部位采集了 2 块样品(取样点位置:Sly1-40°52'23"N,120°36'58"E;YBY-40°53'33"N,120°38'13.3"E 图 1)。2 件样品基本无矿化,主要由正长石(35%~40%)、斜长石(15%~20%)、石英(30%~35%)、黑云母(5%)、白云母(3%)组成,副矿物有锆石、磷灰石、榍石等。其中正长石主要为条纹长石和微斜长石,斜长石主要为更钠长石。用于岩石化学成分分析的样品采自矿区外围细粒花岗岩和粗粒花岗岩体中,岩石新鲜,无风化,矿化弱或无矿化。

室内对测年样品进行粉碎,并通过磁选和重选,分选出纯度较高的锆石,然后选出晶形完好、具有代表性的锆石颗粒和标准锆石(TEM)一起粘贴在环氧树脂表面,再经过抛光镀金。在进行 SHRIMP 测试前对锆石样品进行透射光和反射光显微照相,并用阴极发光扫描电镜进行图像分析,选择出那些具有明显韵律环带结构且无裂纹的岩浆锆石(图 2)进行测试。锆石微区原位 U-Pb 同位素分析在北京离子探针中心 SHRIMP II 离子探针上进行,测试标准流程见宋彪等文章(2002)。分析数据处理采用 Ludwig 的

Isoplot3.0 软件,普通铅根据实测²⁰⁴Pb 进行校正,单个数据点误差均为 1σ,加权平均值误差为 2σ。

岩石地球化学分析样品采用无污染法破碎、磨碎(>200 目)制成分析样品,测试工作在国家测试中心(北京)进行。岩石主量元素 FeO 采用容量法,CO₂采用电导法,H₂O_p采用重量法,其他用熔片法 X-射线荧光光谱法(XRF)分析;稀土和微量元素采用 ICP-MS 分析。岩石地球化学数据处理及作图采用路远发的 Geokit 软件(路远发,2004)。

3 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

兰家沟细粒花岗岩 2 件样共 24 个测点 SHRIMP U-Pb 分析结果见表 1。由表 1 可以看出锆石的 U 含量变化比较均匀,为 196~635×10⁻⁶,Th 含量为 150~771×10⁻⁶,Th/U 为 0.69~1.44,具典型岩浆锆石 Th/U 比值特征,表明这些锆石为岩浆锆石。2 个样品中除 3 个测点(13.1、16.1、23.1)的年龄值偏小外,其它测点的年龄值相近,变化范围为 184.7~196.4 Ma。Sly1 样品的年龄值与 YBY 样品(除 23.1 号测点外)相近,表明本次测年数据非常可靠。在一致曲线图中(图 3)数据点密集成群分布于一致曲线上或其附近,²⁰⁶Pb/²³⁸U 比值年龄的加权平均值为(188.9±1.2)Ma(MSWD=1.03),代表了细粒花岗岩的侵位年龄。13.1、16.1、

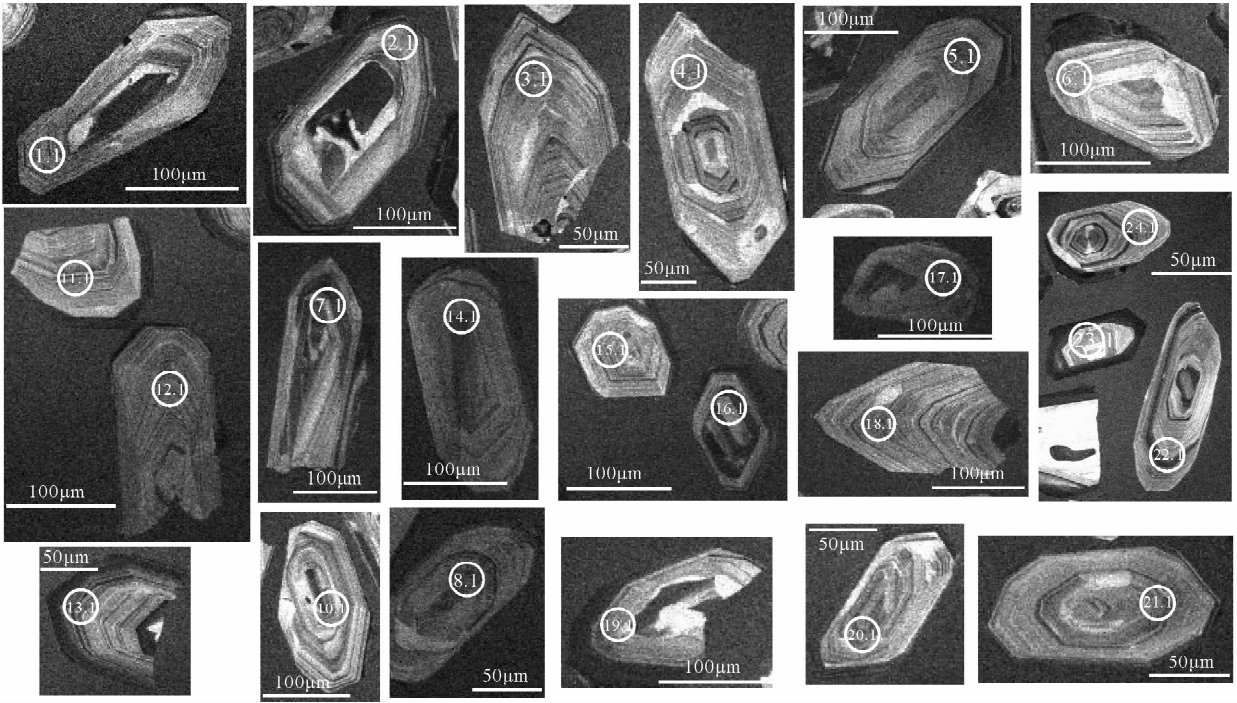


图 2 兰家沟矿床细粒花岗岩锆石 CL 图像及测点
Fig. 2 CL images of zircon and analysis spot from Lanjiagou fine-grain granite

表 1 兰家沟细粒花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb dating results of Lanjiagou fine-grain granite

Spot	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age(Ma)	
Sly1-1.1	1.66	258.06	221.15	0.89	6.68	0.0436	9.6	0.178	9.7	0.02961	1.4	188.1	±2.6
Sly1-2.1	0.70	327.71	443.78	1.40	8.24	0.0514	4.9	0.206	5.1	0.02906	1.3	184.7	±2.4
Sly1-3.1	0.62	284.25	270.25	0.98	7.46	0.0510	4.5	0.214	4.7	0.03038	1.3	192.9	±2.5
Sly1-4.1	0.84	244.71	207.26	0.88	6.35	0.0469	5.4	0.194	5.6	0.02993	1.4	190.1	±2.6
Sly1-5.1	1.54	264.77	196.30	0.77	6.88	0.0413	6.0	0.169	6.2	0.02977	1.3	189.1	±2.5
Sly1-6.1	1.80	225.25	150.77	0.69	5.77	0.0403	13	0.163	13	0.02930	1.5	186.2	±2.8
Sly1-7.1	2.49	205.96	194.41	0.98	5.36	0.0371	16	0.151	16	0.02956	1.6	187.8	±3.0
Sly1-8.1	0.41	359.71	394.49	1.13	9.58	0.0482	4.3	0.206	4.4	0.03089	1.2	196.1	±2.4
Sly1-9.1	0.69	479.87	466.25	1.00	12.7	0.0475	4.6	0.201	4.7	0.03067	1.2	194.7	±2.2
Sly1-10.1	0.78	196.66	202.67	1.06	5.27	0.0502	4.5	0.214	4.7	0.03094	1.4	196.4	±2.7
Sly1-11.1	0.51	296.15	243.23	0.85	7.68	0.0524	3.5	0.217	3.8	0.03003	1.3	190.8	±2.4
Sly1-12.1	0.89	357.85	335.95	0.97	9.13	0.0489	5.4	0.198	5.6	0.02944	1.3	187.0	±2.3
Sly1-13.1	0.19	506.87	556.49	1.13	12.5	0.0529	2.3	0.209	2.6	0.02857	1.1	181.6	±2.0
Sly1-14.1	1.18	251.16	218.77	0.90	6.41	0.0484	7.8	0.196	7.9	0.02935	1.4	186.5	±2.6
Sly1-15.1	2.40	281.06	224.84	0.83	7.22	0.0357	14	0.144	14	0.02919	1.4	185.5	±2.6
Sly1-16.1	0.54	635.30	771.18	1.25	15.2	0.0466	4.4	0.178	4.6	0.02773	1.5	176.3	±2.6
Sly1-17.1	0.65	259.69	213.20	0.85	6.79	0.0530	3.9	0.221	4.1	0.03025	1.4	192.1	±2.6
Sly1-18.1	0.32	408.42	423.90	1.07	10.4	0.0530	3.4	0.215	3.6	0.02947	1.2	187.3	±2.2
Sly1-19.1	0.83	460.42	456.40	1.02	11.9	0.0472	4.4	0.194	4.6	0.02976	1.2	189.0	±2.1
Sly1-20.1	1.36	334.42	349.04	1.08	8.72	0.0431	6.9	0.178	7.0	0.02993	1.3	190.1	±2.4
YBY-21.1	0.94	273.34	380.60	1.44	7.12	0.0484	7.2	0.201	7.4	0.03005	1.4	190.9	±2.7
YBY-22.1	0.29	342.41	309.62	0.93	9.02	0.0512	4.1	0.216	4.4	0.03058	1.4	194.2	±2.7
YBY-23.1	3.44	227.23	213.52	0.97	4.60	0.0421	18	0.132	18	0.02274	1.7	145.0	±2.5
YBY-24.1	1.20	430.44	431.95	1.04	11.1	0.0477	7.1	0.195	7.3	0.02973	1.3	188.9	±2.4

注:Pbc 和 Pb* 表示普通 Pb 和放射成因 Pb。

23.1 测点年龄值明显偏小的原因可能与这些锆石含有的暗色边界(图 2)有关,这些暗色边界可能是后期地质作用所形成的热液锆石,热液锆石的普通铅含量变化较大,引起了测年值偏小。

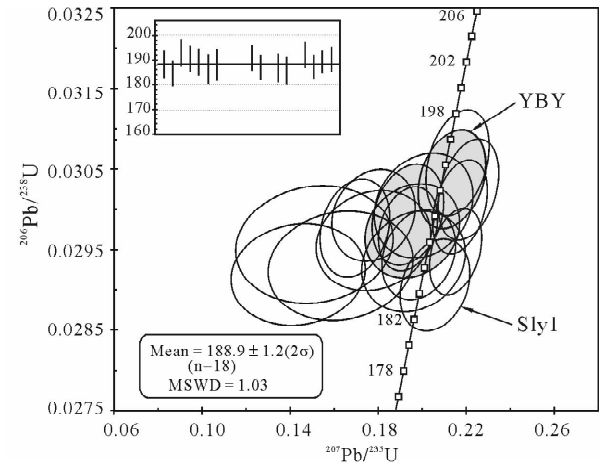


图 3 兰家沟细粒花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

Fig. 3 SHRIMP U-Pb concordia diagram of zircon from Lanjiagou fine-grain granite

4 岩石化学特征

岩石地球化学测试结果见表 2。另外,本文还收集了原辽宁有色地勘公司测试的 4 件花岗岩的主元素数据。由表 2 可以看出,这些花岗岩具有高硅($\omega(\text{SiO}_2)=73.65\% \sim 77.88\%$),富碱($\omega(\text{K}_2\text{O})+\omega(\text{Na}_2\text{O})=5.92\% \sim 9.14\%$, $\omega(\text{K}_2\text{O})/\omega(\text{Na}_2\text{O})=1.09 \sim 1.79$),低 Fe($\omega(\text{FeO}^\text{T})=0.75\% \sim 1.55\%$),Mg($\omega(\text{MgO})=0.14\% \sim 0.28\%$),Mn($\omega(\text{MnO})=0.02\% \sim 0.14\%$),Ti($\omega(\text{TiO}_2)=0.09\% \sim 0.22\%$),P($\omega(\text{P}_2\text{O}_5)=0.01\% \sim 0.10\%$)特征,总体属于高 K 钙碱性系列; $\omega(\text{Al}_2\text{O}_3)=11.73\% \sim 13.60\%$,A/CNK=0.99~1.07(除花岗斑岩和石英斑岩外),属于准铝质花岗岩。

稀土元素分析表明(表 3),兰家沟花岗岩稀土总量偏低($\sum \text{REE}=86.98 \times 10^{-6} \sim 151.27 \times 10^{-6}$),富集轻稀土, $\sum \text{LREE}/\sum \text{HREE}=12.86 \sim 19.40$, $(\text{La}/\text{Yb})_\text{N}=9.88 \sim 21.86$,稀土配分模式右倾斜(图 4a),轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显。重稀土富集 Yb 和 Lu 可能与深部或幔源较基性的岩浆混

入有关。花岗岩 $\delta\text{Eu}=0.52\sim0.66$,显示中等 Eu 负异常,中等 Eu 负异常与锆石、磷灰石等副矿物的分离结晶有关。由稀土配分模式可以看出,兰家沟花岗岩分为两组,细粒花岗岩富集稀土元素,且具有较高的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值,而中-粗粒花岗岩相对亏损稀

土元素,但两者相似的配分模式和矿物组合,显示出他们具同源演化系列的特征。

在微量元素组成上(表 3),细粒花岗岩明显富集 Cu、Mo、Pb、W 等成矿元素,表明细粒花岗岩与成矿存在密切的联系。在微量元素蛛网图上(图

表 2 兰家沟花岗岩主元素分析结果 (%)

Table 2 Major elements analysis results of Lanjiagou granite (%)

样号	LJY01	LJY03	LJY04	LJY06	LJ1 ^①	LJ2 ^①	LJ3 ^①	LJ4 ^①
岩石名称	中粒花岗岩	粗粒花岗岩	细粒花岗岩	细粒花岗岩	花岗斑岩	粗粒花岗岩	细粒花岗岩	石英斑岩
SiO ₂	76.46	75.30	75.60	74.59	76.50	73.65	76.44	77.88
TiO ₂	0.10	0.11	0.16	0.22	0.09	0.21	0.18	0.12
Al ₂ O ₃	12.42	13.09	12.53	13.24	12.46	13.60	12.71	11.73
Fe ₂ O ₃	0.53	0.61	0.74	0.68	0.75	0.87	1.03	0.37
FeO	0.27	0.25	0.24	0.16	0.80	0.77	0.54	1.08
MnO	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.06	0.03	0.14
MgO	0.23	0.17	0.23	0.28	0.14	0.20	0.16	0.16
CaO	0.55	0.54	0.68	0.39	0.55	0.93	0.54	0.56
Na ₂ O	3.98	4.15	3.55	3.28	3.04	4.27	3.42	2.56
K ₂ O	4.53	4.68	4.94	5.86	4.30	4.65	4.86	3.36
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.04	0.06	/	0.10	0.04	0.02
H ₂ O _p	0.23	0.30	0.33	0.58	/	1.00	0.44	1.28
CO ₂	0.12	0.17	0.40	0.25	/	/	/	/
Total	99.47	99.44	99.46	99.61	98.67	100.31	100.39	99.26
K ₂ O+Na ₂ O	8.51	8.83	8.49	9.14	7.34	8.92	8.28	5.92
K ₂ O/Na ₂ O	1.14	1.13	1.39	1.79	1.41	1.09	1.42	1.31
A/CNK	1.00	1.02	1.01	1.06	1.17	0.99	1.07	1.32

注:① 为原辽宁有色地勘公司分析样品,转引自田豫才等(1999);“/”表示未测出。

表 3 兰家沟花岗岩 REE 及微量元素分析结果 ($\times 10^{-6}$)

Table 3 REE and trace elements analysis results of Lanjiagou granite ($\times 10^{-6}$)

样号	LJY01	LJY03	LJY04	LJY06	样号	LJY01	LJY03	LJY04	LJY06
岩石名称	中粒花岗岩	粗粒花岗岩	细粒花岗岩	细粒花岗岩	岩石名称	中粒花岗岩	粗粒花岗岩	细粒花岗岩	细粒花岗岩
La	24.00	20.80	39.00	40.40	V	6.33	5.76	8.63	13.4
Ce	39.90	35.50	63.10	64.50	Cr	6.01	3.05	5.72	6.10
Pr	3.69	3.39	6.09	6.24	Co	0.75	0.92	1.10	1.32
Nd	9.92	9.47	17.30	18.00	Ni	0.83	1.43	1.63	1.93
Sm	1.50	1.43	2.52	2.61	Cu	2.62	2.91	3.37	5.94
Eu	0.23	0.28	0.41	0.50	Zn	14.8	14.3	11.2	13.5
Gd	1.13	1.09	1.78	1.95	Ga	17.4	15.3	14.4	15.4
Tb	0.19	0.19	0.29	0.29	Rb	293	313	212	263
Dy	1.13	1.10	1.54	1.63	Sr	71.9	107	118	146
Ho	0.26	0.25	0.31	0.34	Nb	25.1	23.5	15.2	16.4
Er	0.97	0.90	1.02	1.12	Mo	0.26	0.38	1.45	1.34
Tm	0.20	0.18	0.17	0.19	Cs	5.89	6.46	2.69	3.78
Yb	1.74	1.51	1.28	1.46	Ba	124	213	349	335
Lu	0.34	0.29	0.23	0.24	Ta	2.43	2.42	1.57	1.53
Y	11.70	10.60	11.80	11.80	W	0.52	0.70	0.97	7.89
ΣREE	96.90	86.98	123.82	151.27	Pb	26.5	27.9	23.9	35.5
LREE/HREE	13.30	12.86	19.40	18.32	Th	28.5	24.0	14.4	13.9
La _N /Yb _N	9.89	9.88	21.86	19.85	U	4.89	2.56	3.34	1.47
δEu	0.52	0.66	0.56	0.65	Zr	97.5	103	125	146
δCe	0.93	0.94	0.90	0.89	Hf	3.81	3.91	3.67	4.08

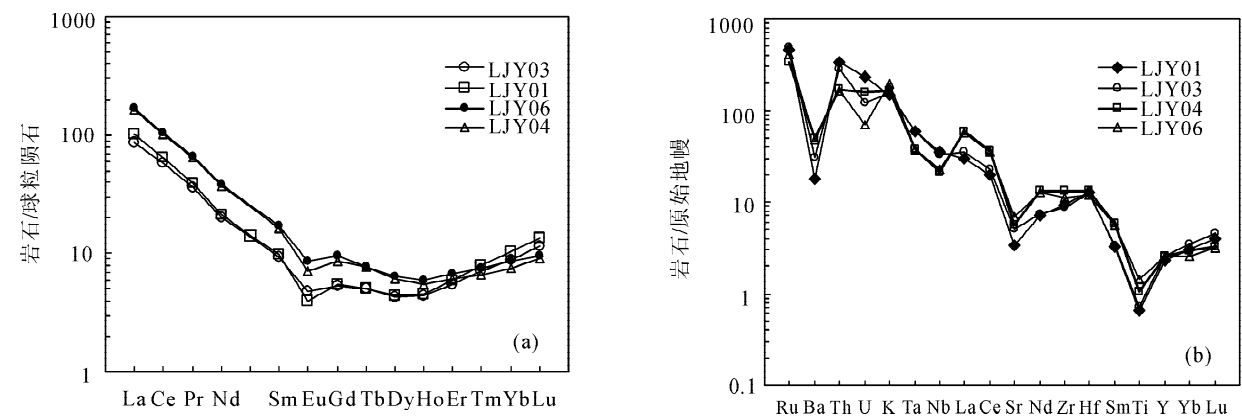


图 4 兰家沟花岗岩 REE 球粒陨石标准化配分模式图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
(标准化值参考 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 REE chondrite normalized(a) and trace elements spider(b) patterns of Lanjiagou granites
(normalizing values used from Sun and McDonough, 1989)

4b), Nb、Ta、Ti、Ba 和 Sr 等呈现出负异常, 而 Th、La、Ce、Nd、Zr、Hf、Y、Yb 和 Lu 等元素均高出原始地幔十倍至数十倍, 且富集程度近于一致。低的 Nb、Ta 和 Ti 表明兰家沟花岗岩经历了强烈的结晶分异演化, 而花岗岩较低的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始值(0.7031~0.7046, 余和勇等, 1985)表明其形成可能受到过地壳深部玄武质岩浆同化混染早期地壳的影响。

5 讨论

5.1 岩石成因

地球化学分析表明, 兰家沟花岗岩随 SiO₂ 含量的增高, TiO₂、Al₂O₃、FeO^T、MgO 等呈现出降低的趋势, 表明岩浆在演化的过程中发生了一定程度的结晶分异作用。兰家沟粗粒花岗岩与细粒花岗岩具有相似的地球化学成分关系和相当的形成时代, 表明他们是同一岩浆分离结晶的产物。这些花岗岩具高硅、富 K, 准铝质特征(A/CNK 比值基本小于 1.1), 与分异的 I 型花岗岩相似, 而不同于 S 型花岗岩(Chappell, 1999)。主元素成分中 P₂O₅ 含量平均 0.04%, 在 P₂O₅-SiO₂ 图上(图 5), 表现出随 SiO₂ 含量的增高 P₂O₅ 呈现降低的趋势, 这与中国东北地区 and 南岭地区分异的 I 型花岗岩(Wu et al., 2003; 李献华等, 2007)存在一定相似性。在微量元素方面, 兰家沟花岗岩中 Ba、Sr、P、Ti、Nb、Eu 等元素的亏损, 与钛铁矿、榍石、磷灰石等副矿物及长石的分离结晶存在一定的联系, 是岩浆高度结晶分异演化的反映。在(K₂O+Na₂O)/CaO—(Zr+Nb+Ce+Y) 关系图上(图 6), 所有样品投点落于高度分异的 I 型花岗岩区域(Whalen et al., 1987)。此外, 兰家沟

花岗岩全岩 δ¹⁸O 值为 8.39‰~9.71‰(艾永富等, 1985), 类似于长江中下游地区 I 型花岗岩的 δ¹⁸O 值(7.5‰~9.9‰, 高秉璋等, 1991)。这些特征表明兰家沟花岗岩属于分异的 I 型花岗岩。兰家沟花岗岩的这种特征和东秦岭地区与 I 型花岗岩有关的钼钨矿床相似(叶会寿等, 2006)。

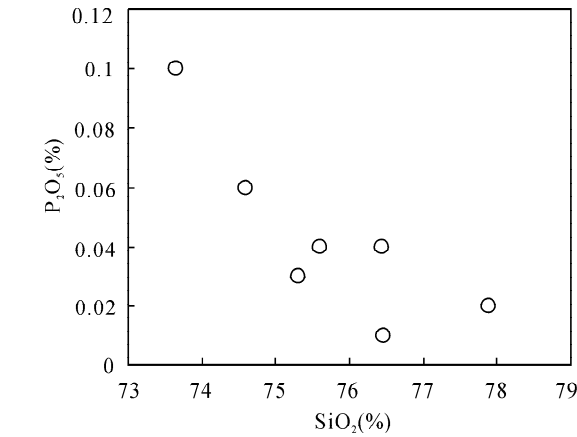


图 5 兰家沟花岗岩 SiO₂-P₂O₅ 关系图
Fig. 5 SiO₂-P₂O₅ diagram of Lanjiagou granites

5.2 成岩成矿年龄

兰家沟钼矿体主要赋存于细粒花岗岩中, 少数矿体赋存于粗粒花岗岩体中。野外和室内研究表明, 兰家沟细粒花岗岩与粗粒花岗岩呈相变过渡关系, 两者之间没有明显的接触关系, 且两者都含有相似的副矿物(锆石、磷灰石、榍石等)和相似的岩石化学配分模式, 表明他们属于同一岩浆演化系列, 两者的年龄值应该相近。然而这与前人的同位素年龄研究明显不符, 前人曾报道细粒花岗岩 K-Ar 年龄为

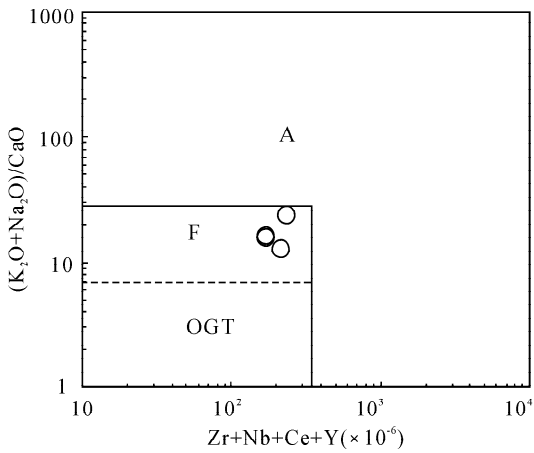


图 6 花岗岩的 $(K_2O+Na_2O)/CaO-(Zr+Nb+Ce+Y)$

图解(据 Whalen et al. , 1987)

Fig. 6 $(K_2O+Na_2O)/(CaO-Zr+Nb+Ce+Y)$ diagram of granites(after Whalen et al. , 1987)

OGT—I, S 和 M 型花岗岩区; FG—分异的 I 型花岗岩区

OGT—I, S and M-type granites scope; FG—fractional I-type granites scope

154Ma,全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 (154.5 ± 14.7) Ma,粗粒花岗岩 K-Ar 年龄 $186.3 \sim 178$ Ma(余和勇等,1985),而辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 (186.5 ± 0.7) Ma(黄典豪等,1996)。细粒花岗岩年龄数据明显偏小,这种差别可能是细粒花岗岩遭受了后期的矿化事件的影响,导致 K-Ar 和 Rb-Sr 同位素体系的破坏的缘故。本文通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 法得到比较集中的同位素年龄值,加权平均值为 (188.9 ± 1.2) Ma(表 1,图 3),可代表细粒花岗岩的侵位时代。细粒花岗岩锆石 U-Pb 年龄与辉钼矿年龄相似,表明钼矿化作用伴随岩体侵位之后形成,岩体侵位与矿化作用形成于早侏罗世。

早侏罗世是燕山内陆造山作用的初始阶段,燕辽地区的岩浆活动主要表现为强烈的火山喷发作用,岩浆侵入活动弱。火山岩以玄武岩和安山岩为主,属高钾碱钙性-碱性玄武岩系列。如北京地区南大岭组玄武岩和辽西兴隆沟组英安岩。同位素测年结果表明,南大岭组玄武岩的 K-Ar 年龄为 $177 \sim 198$ Ma(孙家树等,1994),最近赵越等(2006)获得了南大岭组玄武岩中 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (174 ± 8) Ma 和 190 Ma,指示南大岭组玄武岩形成于早侏罗世;辽西兴隆沟组英安岩比较可靠的 Ar-Ar 年龄为 188 Ma(陈义贤等,1997)。

燕辽地区侵入岩主要为一些基性-中性侵入体,是一套低硅、富碱的铝过饱和型辉长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩类的钙碱性岩类(朱大

岗等,1999),多呈岩枝、岩脉、岩株状。如辽西碱厂、宽帮、杨家杖子等岩体(吴福元等,2006)。吴福元等(2006)采用锆石激光剥蚀等离子体分析技术(LA-ICP-MS)测得碱厂花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 $185 \sim 190$ Ma,宽帮二长闪长岩锆石 U-Pb 年龄为 182 Ma,杨家杖子细粒花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 189 Ma。这些岩体成岩年龄均与兰家沟细粒花岗岩相当,特别是杨家杖子岩体,两者在岩石组成和成岩年龄上相近,反映了红螺山复式岩体的特征。红螺山细粒花岗岩的侵位对兰家沟钼矿床和杨家杖子钼矿床的形成提供了重要物源和热源。

大量研究表明,燕辽地区早侏罗世不仅发生频繁的岩浆活动,同时也伴随大规模的成矿作用。早侏罗世,燕辽地区与岩浆活动相伴的大规模成矿事件如:辽西杨家杖子钼矿床,辉钼矿 Re-Os 年龄为 $187 \sim 191$ Ma(黄典豪等,1996);冀东金厂峪金矿床,SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 199 Ma(罗镇宽等,2001);冀北黄土梁金矿床,绢云母 Ar-Ar 年龄为 187 Ma(江思宏等,2000),后沟金矿床,绢云母 Ar-Ar 年龄为 188 Ma(江思宏等,2000)。以上证据表明,燕辽地区早侏罗世曾发生过强烈的岩浆活动和大规模 Mo、Au 成矿事件。

5.3 构造背景

燕辽地区位于华北板块北缘中部。目前大家比较公认的是,华北板块在晚古生代与蒙古地块拼贴到一起,形成了华北—蒙古联合板块,此后燕山地区进入板内造山环境中(赵越,1990;Wang H 等,1995;Yin A 等,1996)。早侏罗世是燕山板内变形的初始阶段,目前关于燕辽地区早侏罗世的构造变形虽然仍在讨论中。郑亚东等(2000)和 Davis et al. (1998;2001)认为燕山地区在 180Ma 前发育大型向南的强烈逆冲推覆构造,反映了早侏罗世燕辽地区存在强烈的挤压应力场。朱大岗等(1999)、邵济安等(2000;2005)则提出早侏罗世燕山地区区域性伸展作用占据主要地位,代表性事件为南大岭—兴隆沟期以裂隙式溢流相作用为主的火山活动和一系列裂谷盆地的形成。早侏罗世,燕辽地区构造演化到底是挤压还是伸展?如果是伸展作用为主,这种构造背景与早侏罗世大规模发育的逆冲推覆构造及区域低级变质作用相矛盾。尽管南大岭组(或兴隆沟组)的玄武岩以裂隙式溢流相喷发为主,但岩浆规模小,活动时间短,不足以反映大范围内的地壳都曾发生了伸展变形作用。近年来,越来越多的证据表明,早侏罗世时期燕辽地区构造变形仍以挤压

变形为主,局部发生伸展作用。如辽西凌源太阳沟地区逆冲推覆构造(胡健民等,2004),平泉-古北口逆冲断层(赵越等,1990;Davis et al., 1998)以及辽西建昌县南东向的逆冲断层被中侏罗世蓝旗组火山岩覆盖的事件,正是早侏罗世挤压过程的产物。而南大岭组和兴隆沟组火山岩可能是挤压后应力松弛期间诱发岩石圈深部或软流圈地幔物质沿着先存的区域性东西向深大断裂上升形成的。业已证明,西伯利亚板块与华北—蒙古板块的碰撞缝合作用一直持续到晚侏罗世蒙古—鄂霍次克洋的闭合(李锦铁, 1998;Zorin,1999;Davis et al., 1998;2000;邓晋福等,2005)。以上事实表明,早侏罗世时期燕辽地区地壳运动以挤压作用为主,局部地区发育伸展构造,这一挤压作用的动力来源可能与蒙古—鄂霍茨克海的消减、闭合作用有关(Davis et al., 1998;2001)。

兰家沟花岗岩在化学成分上属高钾钙碱性系列。Liegeois 等(1998)认为高钾钙碱性岩石的岩浆源区通常与先期的碰撞或俯冲作用有关,它们主要形成于同碰撞岩石圈加厚之后的伸展垮塌向非造山板内的过渡阶段。微量元素分析表明,兰家沟花岗岩投点落于同碰撞造山环境和碰撞后造山环境(图7),表明其源岩形成于同碰撞晚期岩石圈加厚之后的伸展垮塌向非造山板内的过渡阶段。兰家沟分异的I型花岗岩的形成和大规模的钼矿化正是在早侏罗世地壳挤压过程中,由富含成矿元素的岩石圈物质上侵熔融并交代太古代基底而成的。

6 结 论

(1) SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素测年表明,兰

家沟细粒花岗岩的形成年龄为 $(188.9 \pm 1.2)\text{Ma}$,岩体侵位与辉钼矿成矿作用近于同时,时代上属于早侏罗世。

(2) 岩石地球化学分析显示,兰家沟花岗岩具高硅、富碱、准铝质特征, P_2O_5 随 SiO_2 含量的增高而降低,Ba、Sr、P、Ti、Nb、Eu 等微量元素的亏损表明兰家沟花岗岩经历了一定程度的分离结晶作用,属于分异的I型花岗岩。

(3) 兰家沟花岗岩侵位和大规模的钼矿化发生于早侏罗世中期(186~189 Ma),形成于燕山内陆造山运动初期的挤压变形过程中。

致谢: 野外工作期间得到了葫芦岛连山钼业有限公司李文武同志及葫芦岛地质勘查院马永昌总工等的大力帮助;锆石 SHRIMP 测试过程中得到了中国地质科学院地质研究所颀颀强博士的指导与帮助;长江大学地球化学系路远发教授在岩石地球化学数据处理方面提供了方便,在此对上述个人及单位一并表示致谢!

参 考 文 献

艾永富,冯瑞志. 1985. 杨家杖子—兰家沟地区含钼花岗岩类物质来源及成因类型. 全国钼矿学术讨论论文集,河南地质(增刊),198~204.

陈义贤,陈文奇. 1997. 辽西及邻区中生代火山岩-年代学、地球化学和构造背景. 北京:地震出版社,1~279.

代军治,毛景文,谢桂青,杨富全,赵财胜. 2007. 辽西兰家沟钼矿床成矿流体特征及成因探讨. 矿床地质,26(4): 443~454.

邓晋福,赵国春,苏尚国,刘翠,陈亦寒,李芳凝,赵兴国. 2005. 燕山造山带燕山期构造叠加及其大地构造背景. 大地构造与成矿学,29(2): 157~165.

高秉璋,洪大卫,郑基俭,等. 1991. 花岗岩类区 1: 5 万区域地质填图方法指南. 武汉:中国地质大学出版社.

胡健民,刘晓文,赵越,徐刚,刘健,张拴宏. 2004. 燕山板内造山带早期构造变形演化—以辽西凌源太阳沟地区为例. 地学前缘,11(3): 255~271.

黄典豪,董群英,甘志贤. 1989. 中国钼矿床. 见:宋叔和主编. 中国矿床(上册). 北京:地质出版社,493~536.

黄典豪,杜安道,吴澄宇,刘兰笙,孙亚莉,邹晓秋. 1996. 华北地台钼(铜)矿床—钼年龄及其地质意义. 矿床地质,15(4): 289~297.

江思宏,聂凤军. 2000. 冀西北水泉沟杂岩体及其有关金矿床的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 同位素年代学研究. 地质论评,46(6): 621~627.

李锦铁. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识. 地质论评,44(4): 339~347.

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(9): 981~991.

刘春燕,林畅松,吴茂炳,巩固,郑孟林. 2006. 银根-额济纳旗中生代盆地构造演化及油气勘探前景. 中国地质,33(6): 1328~

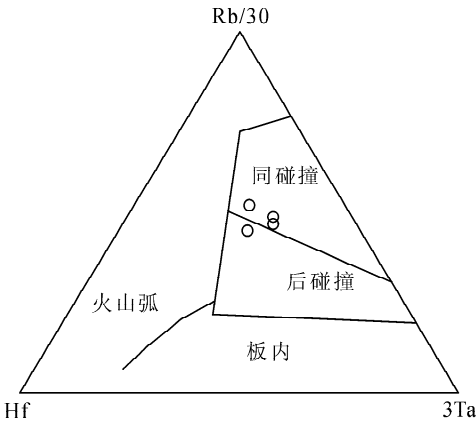


图 7 花岗岩类 Rb/30-Hf-3Ta 图解
(据 Harris et al., 1986)

Fig. 7 Rb/30-Hf-3Ta diagram of granites
(after Harris et al., 1986)

- 1335.
- 路远发. 2004. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学, 33(5): 459~464.
- 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, 1~425.
- 罗镇宽, 关康, 裴有守, 苗来成. 2001. 冀东金厂峪金矿区钠长岩脉及青山口花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义. 地质找矿论丛, 16(4): 226~231.
- 马寅生, 崔盛芹, 赵越, 曾庆利, 吴满路. 2002. 华北北部中生代构造体制的转换过程. 地质力学学报, 8(1): 15~25.
- 马永昌, 王长刚, 冯国清, 李友权, 宋雨春, 贾广宁. 2002. 杨家杖子矿区再找矿. 矿床地质, 21: 434~438.
- 邵济安, 何国琦, 张履桥. 2005. 燕山陆内造山作用的深部制约因素. 地学前缘, 12(3): 137~148.
- 邵济安, 牟保磊, 张履桥. 2000. 华北东部中生代构造格局转换过程中的深部作用与浅部响应. 地质论评, 46(1): 32~40.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.
- 孙家树, 张淑坤, 汪西海. 1994. 燕山地区构造运动及成岩成矿同位素地质研究. 北京:地震出版社, 11.
- 田豫才. 1999. 辽西兰家沟钼矿区域成矿构造、岩浆演化及成矿作用. 矿产与地质, 13(3): 135~140.
- 吴福元, 杨进辉, 张艳斌, 柳小明. 2006. 辽西东南部中生代花岗岩时代. 岩石学报, 22(2): 315~325.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 燕长海, 郭保健, 赵财胜, 何春芬, 郑榕芬, 陈莉. 2006. 豫西南泥湖矿田钼钨及铅锌银矿床地质特征及其成矿机理探讨. 现代地质, 20(1): 165~175.
- 余和勇, 王吉珏. 1985. 辽宁下兰家沟钼矿含钼岩体的地质年龄. 全国钼矿学术讨论论文集, 河南地质(增刊), 204~205.
- 赵越, 崔盛芹, 郭涛, 徐刚. 2002. 北京西山侏罗纪盆地演化及其构造意义. 地质通报, 21(4): 211~217.
- 赵越, 宋彪, 张拴宏, 刘健. 2006. 北京西山侏罗纪南大岭组玄武岩的继承锆石年代学及其含义. 地学前缘, 13(2): 184~190.
- 赵越, 徐刚, 张拴宏, 杨振宇, 张岳桥, 胡健民. 2004. 燕山运动与东亚构造体制的转变. 地学前缘, 11(3): 319~328.
- 赵越. 1990. 燕山地区中生代造山运动及构造演化. 地质论评, 36(1): 1~13.
- 郑亚东, Davis G A, 王琮, Darby B J, 张长厚. 2000. 燕山带中生代主要构造事件与板块构造背景问题. 地质学报, 74(4): 289~302.
- 朱大岗, 吴珍汉, 崔盛芹. 1999. 燕山地区中生代岩浆活动特征及其与陆内造山作用关系. 地质论评, 45(2): 163~172.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46: 535~551.
- Craddock J P, van der Pluijm B A. 1999. Late Paleozoic deformation of the cratonic carbonate cover of eastern North America. Geology, 17: 416~419.
- Darby, B J, Davis, G A, Zheng, Y. 2001. Structural evolution of the southern Daqing Shan, Yinshan belt, Inner Mongolia, China. In: Hendrix, M. S., Davis, G. A. (Eds.), Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: from Continental Assembly to Intracontinental Deformation. Geol. Soc. Am. Mem., 194: 199~214.
- Davis G A, Zheng Y, Zhang C, Xu B. 2001. The Mesozoic Fengning-Longhua and Jiaoqier fault zone, North China: new interpretations of controversial structures. 2001 GSA Abstracts with Programs, A-49.
- Davis G A, Zheng Y, Zhang J, et al. 1998. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: new views on its intraplate contractional styles. Geology, 26: 43~46.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A J. 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. Coward M P, et al. Collision Tectonic. Geol. Soc. Sp. Publ., 19: 67~81.
- Ludwig K R. 2004. Isoplot/Ex, version 3.0: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.
- Meng Q R. 2003. What drove Late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics, 369: 155~174.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A D, et al. Magmatism in the Oceanic Basins. Special Publication of Geological Society of London, 42: 313~346.
- Wang H, Mo X. 1995. An outline of tectonic evolution of China. Episodes, 18: 6~16.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407~419.
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, Lo C H, Yui T F, Lin Q, Ge W C, Sun D Y. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. Lithos, 66: 241~273.
- Yin A, Nie S. 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions. In: Yin A and Harrison T M ed. Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 442~485.
- Zorin V A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia Okhotsk collisional belt, Trans Baikal region (Russia) and Mongolia: Tectonophysics, 306: 33~56.

Zircon SHRIMP U-Pb Age and Petrogeochemical Features of the Lanjiagou Granite in Western Liaoning Province

DAI Junzhi^{1, 2)}, MAO Jingwen¹⁾, ZHAO Caisheng³⁾, LI Furang⁴⁾,
WANG Ruiting²⁾, XIE Guiqing¹⁾, YANG Fuquan¹⁾

1) *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;* 2) *North-West Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, Xi'an, 710054;* 3) *Development and Resource center of China Geological Survey, Beijing, 100037;* 4) *No. 711 Geological Party, North-West Mining and Geological Exploration Bureau for Nonferrous Metals, Mianxian, Shannxi, 724212*

Abstract

Lanjiagou molybdenum deposit is located in western Liaoning province, and orebodies mostly occur in the Lanjiagou fine-grained granite with minor in the contact zone of -grained and coarse-grained granite. Lithogical and geochemical analysis of the Lanjiagou granites shows that they are rich in Si ($\omega(\text{SiO}_2) = 73.65\% \sim 77.88\%$), alkalis ($\omega(\text{K}_2\text{O}) + \omega(\text{Na}_2\text{O}) = 5.92\% \sim 9.14\%$), metaluminous ($A/\text{CNK} = 0.99 \sim 1.07$). The chondrite-normalized REE patterns are characterized by LREE enrichment and medium negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.52 \sim 0.66$). The primitive mantle-normalized spidergrams show that they are depleted in Ba, Sr, P, Ti and Nb. In the $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ diagram, the P_2O_5 content dereases with increasing SiO_2 content. These geochemical characteristics suggest that the Lanjiagou granite had undergone to some extent fractional crystallization processes and belongs to differential I-type composite granite. The fine-grained granite and coarse-grained granite were the results of the congnate evolutionary series. The zircon SHRIMP U-Pb dating for the fine-grained granite yields concordant ages ranging from 184.7 to 196.4 Ma, with a weighted mean age of (188.9 ± 1.2) Ma. The granite emplaced in Early Jurassic, and that is corresponding to Mo mineralization, suggesting that the mineralization in this area may be genetically associated with the granite. Base on regional geology data, it can be concluded that the emplacement of the Lanjiagou granite and the mineralization timing of the molybdenum deposit occurred in the Yan-liao area during the compressional deformation period in Early Jurassic.

Key words: Lanjiagou; granite; SHRIMP U-Pb age; geochemistry

