

# 北大别山肖畈岩体地球化学特征和 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年

杨泽强, 唐相伟

河南省地质矿产勘查开发局第三地质矿产调查院, 河南信阳, 464000

**内容提要:**本文对肖畈岩体进行了系统的锆石 U-Pb 定年、岩石全分析测试,认为该岩体化学成分具超酸、富碱、弱过铝和贫钠富钾等特点,属超酸性富碱钾玄岩系列岩浆岩。岩石轻稀土明显富集,重稀土亏损,( $\text{La}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub>在 10.65~20.53 之间,δEu 负异常中等,稀土元素分布曲线为左高右平倾斜的“U”字型,属后碰撞花岗岩类,与东秦岭一大别钼多金属成矿带中富钼中酸性小岩体地球化学特征一致。利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测得肖畈岩体似斑状花岗岩体的加权平均年龄值为  $139.30 \pm 0.64$  Ma ( $2\sigma, n=12$ , MSWD=1.3),代表岩体的结晶年龄。研究认为肖畈岩体不是灵山花岗岩基同源岩浆演化的产物,它们分属两期岩浆活动,依据如下:①肖畈岩体成岩年龄早于灵山岩体近 10 Ma;②肖畈岩体来源于下地壳相对高温高压岩浆源区,不可能由灵山岩体(低温岩浆)分异而成。肖畈岩体形成的地球动力学背景为中生代构造体制转换及其后伸展机制下岩石圈大规模拆沉减薄而引起的岩浆活动。地壳拆沉,幔源物质上侵,含斜长石一角闪石-石榴子石-辉石的高压麻粒岩下地壳部分熔融,形成肖畈深源浅成型富钼(铜)花岗岩体。

**关键词:**矿床地球化学;LA-ICP-MS 定年;后碰撞花岗岩;斑岩型钼矿;肖畈岩体

东秦岭一大别钼成矿带是我国最著名的钼多金属成矿带之一,以矿床多、规模大著称。随着国家“358”找矿战略的不断深入,在大别山北麓相继发现了千鹅冲、姚冲、汤家坪、沙坪沟、陡坡等大中型钼矿床,并对矿床的地球化学特征、成矿规律和成矿时代作了总结(卢欣祥等,1983;杨泽强,2007;杨泽强等,2008;李靖辉,2008;续金海等,2008;李明立,2009;周红升等,2009;李法岭,2011;杨梅珍等,2011;张怀东等,2012;李伟等,2013;李毅等,2013),为该区的矿产勘查和科研提供了丰富的资料。肖畈钼矿床是河南省地矿局地调三队在 20 世纪 80 年代勘查的一处中型钼(铜)矿床<sup>①</sup>,初步求得钼资源量  $7.15 \times 10^4$  t,伴生铜资源量  $10.24 \times 10^4$  t,认为肖畈斑岩体是灵山岩体外围的卫星式小岩株。孟芳等(2012)总结了矿床的赋矿岩石特征、矿床特征和动力学背景,李厚明等(2008)认为成矿时代为 142 Ma。本文在系统采集样品的基础上,总结肖畈岩体地球化学特征,厘定了成岩时代,初步探讨肖畈小岩体与临近的灵山花岗岩基的关系。

## 1 区域地质背景

大别造山带为秦岭造山带的东延部分,秦岭造山带内以龟山-梅山断裂为界,其北侧为北秦岭弧盆系,南侧为南秦岭陆棚-陆坡带和桐柏-大别高压-超高压变质杂岩带。肖畈岩体位于南秦岭陆棚-陆坡带中部(图 1)。大别地区中生代岩浆活动强烈,大的花岗岩基和中酸性小岩体共存,既有深成相,也有浅成相、超浅成相和喷发相,时代从早白垩世的中性岩开始,到晚白垩世的酸性岩结束。区内中酸性小岩体密布,可划分为桃花岭-亮山和母山-汤家坪两个构造岩浆岩带,岩性多为酸性富碱的花岗斑岩、似斑状花岗岩、石英斑岩及花岗闪长斑岩等,小岩体明显受北西西向和近南北向断裂交织构成的网格状断裂体系控制,具有成群成带、等间距分布特点,与斑岩型钼铜成矿关系密切,如母山岩体、肖畈岩体、大银尖岩体、汤家坪岩体等,构成东秦岭-大别钼铜成矿带的东段。

注:本文为河南省地勘基金科研攻关项目资助成果。

收稿日期:2014-05-16;改回日期:2014-09-10;责任编辑:周健。

作者简介:杨泽强,男,1967 年生。教授级高级工程师,主要从事地质矿产调查评价和科研工作。通讯地址:464000,河南省信阳市东方红大道 527 号;Email:yzq816@126.com。

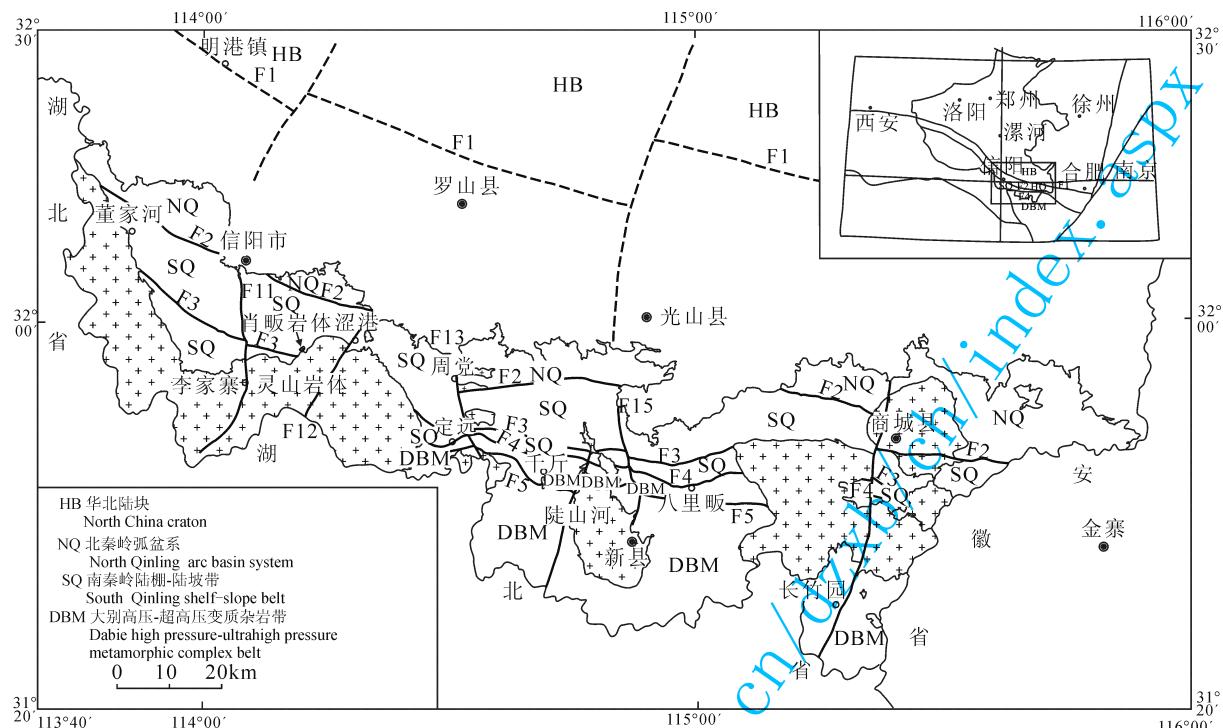


图1 大别山北麓(河南段)地质略图

Fig. 1 Sketch geological map of the north Dabieshan (Henan section)

## 2 肖畈岩体地质特征

### 2.1 岩石特征

肖畈岩体位于灵山岩体的北侧,由3个小岩株组成(图2)。按岩性可分两期,第一期为花岗斑岩,第二期为似斑状花岗岩(图3)。花岗斑岩面积较大,约 $0.039\text{ km}^2$ ,近于等轴状,呈南东向倾斜、上大下小的楔形体。似斑状花岗岩体由两个分开的小岩株组成,在空间形态上均呈上大下小,逐渐收敛,边缘有树枝状分叉。岩石呈浅肉红色,似斑状结构,斑晶主要为石英和钾长石,少量斜长石,含量约25%;石英斑晶为六方双锥,边缘多溶蚀成锯齿状,整体外形呈浑圆状(图3),可见多颗粒集中呈聚斑状,粒径一般1~4 mm,并可见其被后期石英脉穿插;钾长石斑晶呈他形粒状结构,粒径一般1.2~2.5 mm,主要为条纹长石,被石英交代明显;斜长石斑晶主要为中一更长石,半自形板状,粒度一般为0.8 mm左右,聚片双晶结构。基质具有微粒—细粒结构。

肖畈岩体的围岩为泥盆系南湾组的一套快速沉积、低成熟度陆源碎屑复理石建造,主要岩性为残余微细韵律层理发育的黑云长英质片岩、绿帘石英片岩和变粒岩等,受岩体烘烤,近矿围岩多角岩化。灵山岩体位于肖畈岩体南部,两者相距仅仅几十米。

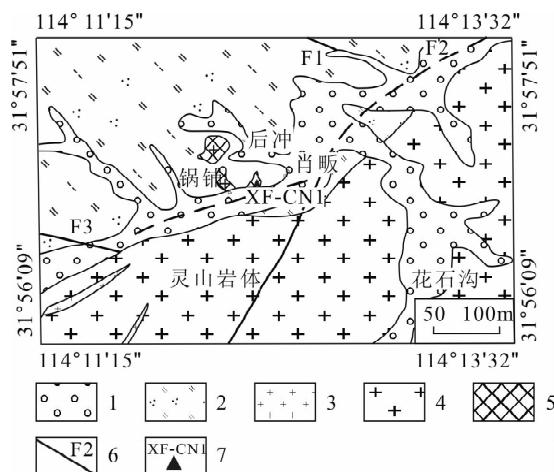


图2 河南省罗山县肖畈钼铜矿地质略图

Fig. 2 Sketch geological map of Xiaofan molybdenum

copper mine in Luoshan County, Henan Province

1—第四系;2—泥盆系南湾组二云石英片岩;3—二长花岗岩;4—花岗斑岩;5—肖畈含钼岩体;6—实测或推测断层;7—测年样品位置及编号

1—Quaternary; 2—Devonian Nanwan Formation two-mica quartz schist; 3—monzogranite; 4—granite porphyry; 5—Xiaofan molybdenum-bearing rock mass; 6—measured or speculated fault; 7—position and serial number of dating sample

出露面积 $550\text{ km}^2$ ,分为4个单元,岩性以黑云二长花岗岩为主。

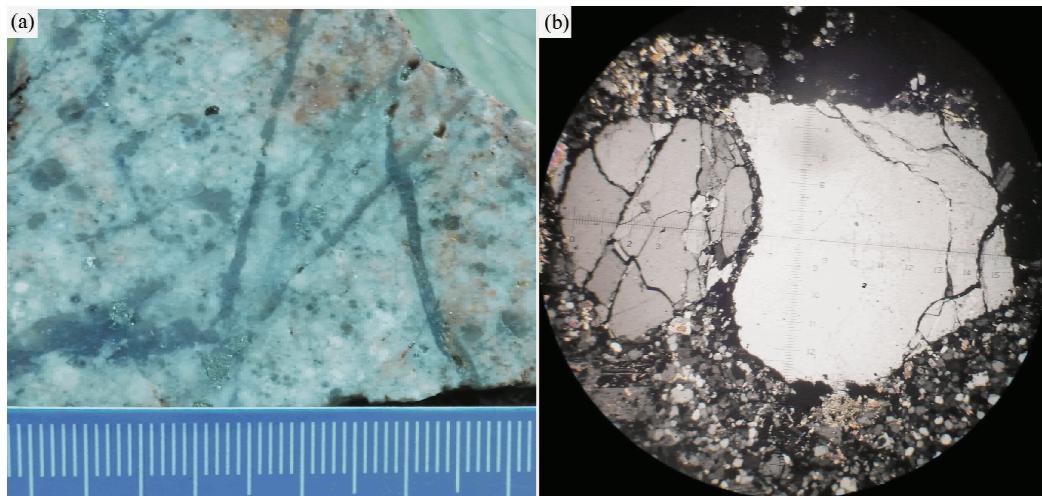


图 3 肖畈岩体似斑状花岗岩岩石照片(a)和正交偏光照片(b)(d=4.5 mm)

Xiaofan rock body porphyry-like granite photos (a) and orthogonal polarized photos (b) ( $d=4.5$  mm)

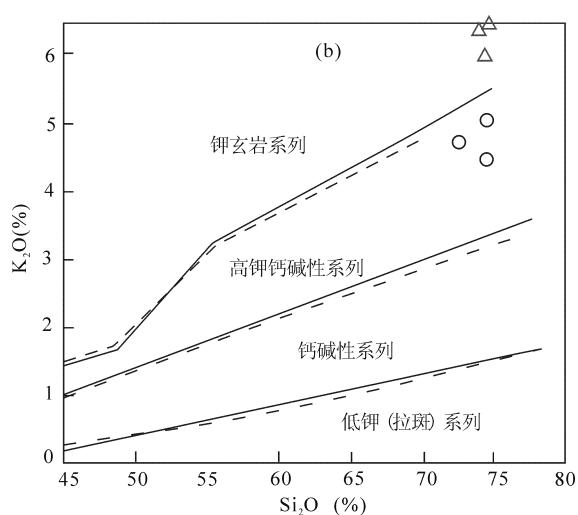
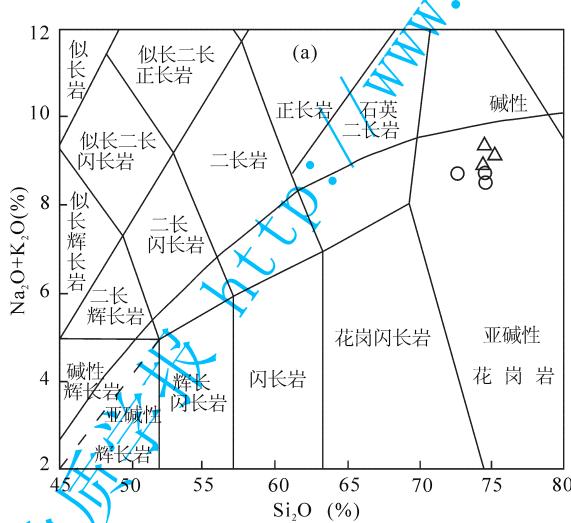
## 2.2 岩石地球化学特征

本次在肖畈公路边的采石场,在似斑状花岗岩的中心和边部分别采集硅酸盐样品 XF-QF1 和 XF-QF2,在另一处花岗斑岩采集样品 XF-QF3,送国土资源部中南矿产资源监督检测中心做硅酸盐和微量元素全分析。灵山岩体样品为收集河南省地矿厅地调三队李家寨幅区调报告资料<sup>②</sup>。岩体的全分析结果见表 1,由表可知:肖畈岩体  $\text{SiO}_2$  含量介于 74.1%~74.91% 之间,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量介于 11.85%~12.81% 之间,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量较高,介于 8.79%~9.23% 之间,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  介于 2.1~3.34 之间,

明显的富钾贫钠;含铝指数  $\text{A/CNK}$  介于 1.01~1.09 之间。灵山岩体  $\text{SiO}_2$  含量介于 72.3%~74.22% 之间,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量介于 13.3%~14.12% 之间,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  介于 1.06~1.47 之间, 略微富钾贫钠;含铝指数  $\text{A/CNK}$  介于 1.01~1.11 之间。在硅-碱图上,两岩体投点均落在亚碱性花岗岩类区域。在  $\text{Si}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  图解上,灵山岩体投到高钾钙碱性系列,而肖畈岩体落入钾玄岩系列(图 4)。

## 2.3 微量元素特征

采用 Boynton(1984)推荐的球粒陨石平均值为标准,肖畈岩体稀土配分曲线呈左高右平较平滑的

图 4 肖畈和灵山岩体的全碱-硅图解(a)(据 Middlemost, 1994)和  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解(b)(据 Middlemost, 1985)Fig. 4 Total alkali-silica (a) (from Middlemost, 1994) and  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  diagrams (b)

(from Middlemost, 1985) of Xiaofan and Lingshan rock mass

○—灵山岩体;△—肖畈岩体

○—Lingshan rock mass;△—Xiaofan rock mass

表 1 北大别罗山县肖畈和灵山岩体主量元素(%)和微量元素( $\times 10^{-6}$ )含量分析结果  
 Table 1 Major elements (%) and trace element ( $\times 10^{-6}$ ) content of  
 Xiaofan and Lingshan rock in Luoshan county, North Dabie

岩体样品编号	灵山岩体			肖畈岩体		
	细粒花岗岩	中粒花岗岩	中粗粒花岗岩	斑状花岗岩	斑状花岗岩	花岗斑岩
	I-94-YQ35	I-94-YQ12	I-94-YQ36	XF-QF1	XF-QF2	XF-QF3
SiO <sub>2</sub>	74.22	72.30	74.22	74.10	74.91	74.22
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.20	0.26	0.14	0.14	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.85	14.12	13.30	12.56	11.85	12.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	0.94	1.34	1.82	1.90	1.94
FeO	0.43	0.70	0.49	0.26	0.23	0.16
CaO	0.68	1.32	0.55	0.50	0.42	0.20
MgO	0.45	0.44	0.45	0.16	0.15	0.11
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04
K <sub>2</sub> O	4.42	4.68	5.00	5.95	6.91	6.81
Na <sub>2</sub> O	4.16	3.92	3.40	2.84	2.09	2.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.05	0.13	0.11	0.10
烧失量	0.70	0.78	0.98	1.64	1.39	1.37
总量	99.69	99.5	100.06	100.11	100.15	100.3
$\sigma$	2.36	2.52	2.26	2.48	2.54	2.73
A/CNK	1.08	1.01	1.11	1.04	1.01	1.09
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	8.58	8.60	8.40	8.79	9.00	9.23
Ni	6.29	9.43	5.89	2.62	2.53	2.49
Co	22.00	19.00	16.00	4.25	5.82	5.15
Rb	197.00	145.00	248.00	251.96	251.65	276.59
Sr	275.00	330.00	120.00	93.36	93.97	103.39
Ba	1500	1310	640.00	499.25	391.50	426.13
Nb	12.90	11.80	23.40	14.66	9.54	13.18
Ta	1.60	1.40	2.90	2.67	0.69	0.98
Zr	74.0	16.0	156.0	139.3	114.14	126.75
Hf	3.20	3.70	5.20	5.28	4.33	5.16
U	2.53	2.50	4.80	9.89	8.09	12.67
Th	14.70	28.40	41.30	20.12	19.15	22.96
Sc	2.80	2.00	2.30	3.40	3.34	3.29
La	23.10	32.30	36.70	20.63	21.22	13.62
Ce	34.60	52.10	61.50	40.63	38.84	26.98
Pr	2.84	6.86	6.78	4.75	4.49	3.23
Nd	15.5	28.1	26.6	16.76	15.74	11.32
Sm	2.38	3.73	5.08	2.66	2.48	1.91
Eu	0.53	0.91	0.64	0.51	0.51	0.41
Gd	1.42	2.16	3.54	2.01	1.94	1.52
Tb	0.23	0.30	0.63	0.30	0.28	0.26
Dy	1.39	1.86	3.84	1.18	1.10	1.08
Ho	0.29	0.31	0.9	0.3	0.28	0.3
Er	0.99	0.85	2.69	0.61	0.57	0.63
Tm	0.16	0.14	0.38	0.12	0.11	0.13
Yb	1.01	0.89	2.40	0.77	0.70	0.86
Lu	0.14	0.13	0.36	0.13	0.12	0.14
Y	8.25	7.09	24.60	6.90	6.38	7.07
$\Sigma$ REE	92.83	137.73	176.64	98.26	94.77	69.47
LREE/HREE	14.02	18.67	9.31	15.86	16.30	11.66
$\delta^{18}\text{O}$	0.88	0.98	0.46	0.67	0.71	0.73
(La/Yb) <sub>N</sub>	15.42	24.47	10.31	18.03	20.53	10.65

右倾斜型(图 5), Yb 含量为  $0.70 \times 10^{-6} \sim 0.86 \times 10^{-6}$  之间, 稀土总量( $\Sigma$  REE)为  $69.47 \times 10^{-6} \sim$

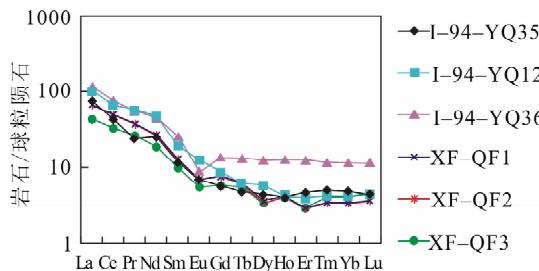


图 5 肖畈和灵山岩体稀土元素分布曲线图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE pattern of Xiaofan and Lingshan rock mass

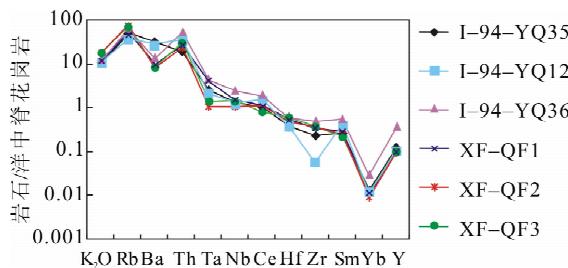


图 6 肖畈和灵山岩体岩石样品洋脊花岗岩标准化不相容元素配分蛛网图

Fig. 6 Ocean ridge granite standardized pattern of incompatible element of Xiaofan and Lingshan rock

$98.26 \times 10^{-6}$ ; LREE/HREE 在  $11.66 \sim 16.3$  之间。 $\delta\text{Eu}$  在  $0.67 \sim 0.73$  之间, 显示负铕异常中等。利用洋脊花岗岩(ORG)微量元素值为标准, 岩体富大离

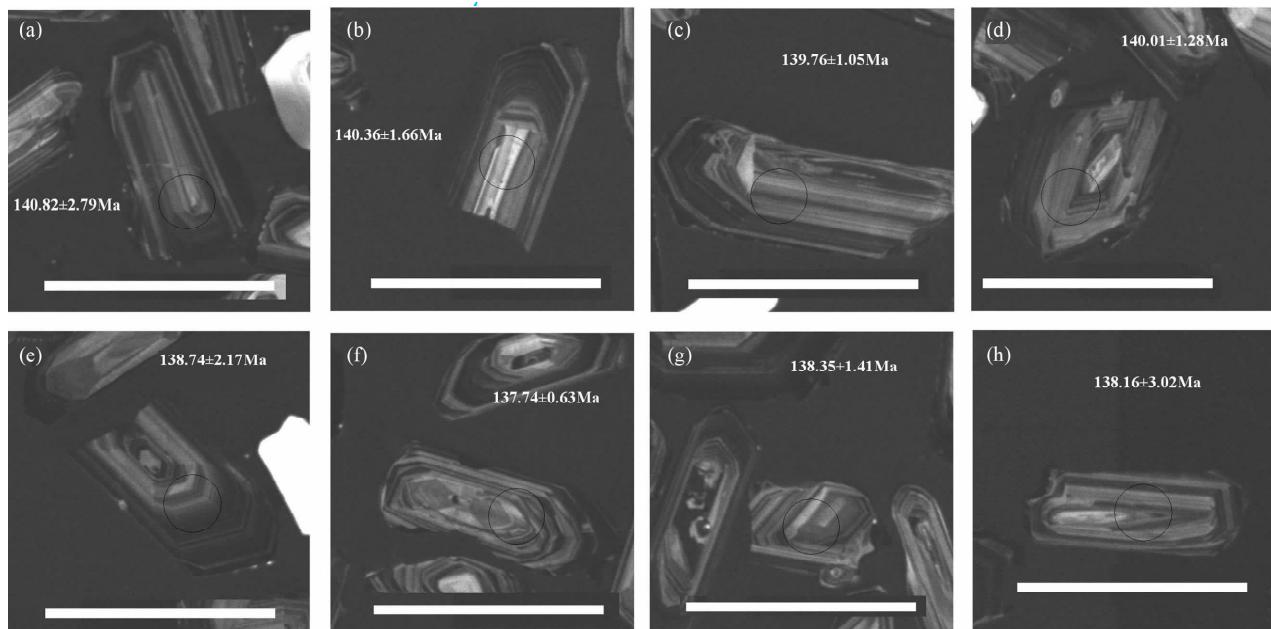
子亲石元素 Rb、Th、U 和 K, 亏损 Sr、Ba、Nb、Ta、Y 和 Yb。Sr 含量介于  $93.36 \times 10^{-6} \sim 103.39 \times 10^{-6}$  之间, Y 含量低, 介于  $6.38 \times 10^{-6} \sim 7.07 \times 10^{-6}$  之间, Sr/Y 介于  $13.53 \sim 14.73$  之间, 微量元素比值曲线上 Rb、Th 出现不同程度的峰值(图 6), Ba、Y 和 Yb 出现低谷, 曲线呈近锯齿状向右倾斜, 其曲线走势与 Pearce 等(1984)建立的后碰撞花岗岩的分布形式相同。

肖畈岩体亏损 HREE 和 Y, 表明源区可能有石榴子石存在, HREE 具平坦型的分布,  $\text{Ho}_N$  与  $\text{Yb}_N$  大体相当或  $\text{Ho}_N < \text{Yb}_N$ (即 MREE 亏损), 暗示角闪石可能是重要的残留相。岩浆贫 Sr, 负铕异常明显, 说明残留相中可能有富 Ca 的斜长石存在, 致使熔融的岩浆贫 Ca 和 Sr。因此推测源岩可能是含斜长石-角闪石-石榴子石-辉石的高压麻粒岩在较高的压力下部分熔融形成的(李承东等, 2004)。

### 3 肖畈岩体锆石 U-Pb 同位素定年

#### 3.1 样品采集及分析方法

本次在肖畈公路边的采石场采集似斑状花岗岩样品一件, 进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年。采样点坐标:  $114^{\circ}12'13''\text{E}, 31^{\circ}57'03''\text{N}$ 。岩石呈浅肉红色, 似斑状结构, 新鲜无风化, 有轻微绢云母化。岩石样品送河北省区调队选出单矿物锆石, 制靶后进行阴极发光(CL)照相(图 7), 经观察锆石晶

图 7 肖畈似斑状花岗岩体锆石阴极发光图像(标尺为  $100 \mu\text{m}$ )Fig. 7 Cathodoluminescence images of zircon from Xiaofan porphyritic-like granite rock ( $100 \mu\text{m}$  scale)

形完好,发育清晰、密集的震荡环带,绝大多数都是岩浆锆石。锆石晶形主要为短柱状棱角分明,长宽比 2:1,长度一般在 50~100  $\mu\text{m}$ ;少数为长柱状,长宽比在 3:1~5:1,长 150~200  $\mu\text{m}$ 。

LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成,锆石定年分析所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用斑束直径为 25  $\mu\text{m}$ ,频率为 10 Hz,能量密度约为 2.5 J/cm<sup>2</sup>,以 He 为载气。详细实验测试过程可参见侯可军等(2009)。锆石年龄谱和图用 Isoplot 3.0 程序获得。

### 3.2 测定结果

对该似斑状花岗岩样品中的 19 粒锆石进行了 LA-MC-ICP-MS 定年测试,每粒锆石测试一个点,锆石中的 U/Th 含量变化大,U 为  $35 \times 10^{-6} \sim 1300 \times 10^{-6}$ ,Th 含量为  $18 \times 10^{-6} \sim 1756 \times 10^{-6}$ (表 2),去掉一致性较差的 7 个测点(XF-CN1-02、03、04、06、13、14、15 点),剩余的 12 个测点数据基本位于 U-Pb 谱和线上,或其下方附近,它们的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄基本一致,介于 137.7 ± 0.6 ~ 141.1 ± 0.8 Ma 之间,给出的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄值为  $139.30 \pm 0.64$  Ma ( $2\sigma, n=12, \text{MSWD}=1.3$ )(图 8),代表花岗斑岩的结晶年龄,为早白垩世,属燕山晚期的岩浆岩。

表 2 肖畈岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果表

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb age of Xiaofan rock

样品编号	(×10 <sup>-6</sup> )		Th/U	同位素比值					表面年龄(Ma)					一致性 (%)		
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	
XF-CN1-01	18	35	0.51	0.0526	0.0024	0.1564	0.0064	0.0217	0.0003	309.3	99.1	147.6	5.6	138.4	2.1	93%
XF-CN1-02	366	576	0.64	0.0518	0.0003	0.1551	0.0027	0.0217	0.0003	276	19.4	146.4	2.4	138.5	1.6	94%
XF-CN1-03	318	1012	0.31	0.0546	0.0007	0.1736	0.0015	0.0231	0.0005	398.2	32.4	162.5	1.3	147	2.9	89%
XF-CN1-04	1032	398	2.59	0.3229	0.0074	0.5471	0.0169	0.0122	0.0002	3583.6	34.2	443.1	11.1	77.9	1.0	-41%
XF-CN1-05	151	324	0.47	0.0492	0.0024	0.1494	0.0046	0.0221	0.0004	166.8	112.9	141.4	4.1	140.8	2.8	99%
XF-CN1-06	199	830	0.24	0.055	0.0008	0.1694	0.0034	0.0223	0.0002	413.0	33.3	158.9	2.9	142.4	1.3	89%
XF-CN1-07	350	332	1.06	0.0505	0.0007	0.1529	0.0022	0.022	0.0001	220.4	31.5	144.4	2.0	140.1	0.8	96%
XF-CN1-08	128	111	0.16	0.0511	0.0015	0.155	0.0047	0.022	0.0003	255.6	73.1	146.4	4.1	140.4	1.7	95%
XF-CN1-09	262	740	0.35	0.0494	0.0012	0.1493	0.0037	0.0219	0.0002	164.9	55.5	141.3	3.3	139.8	1.0	98%
XF-CN1-10	219	487	0.45	0.0482	0.0026	0.1459	0.0066	0.022	0.0002	109.4	122.2	138.3	5.8	140	1.3	98%
XF-CN1-11	364	433	0.84	0.0498	0.0023	0.1495	0.0073	0.0218	0.0003	187.1	112	141.4	6.4	138.7	2.2	98%
XF-CN1-12	584	798	0.86	0.0501	0.0007	0.1492	0.0018	0.0216	0.0001	198.2	33.3	141.2	1.6	137.7	0.6	97%
XF-CN1-13	1756	1291	1.36	0.267	0.0015	0.6859	0.0048	0.0186	0.0001	3288.6	9.0	530.4	2.9	119	0.7	-27%
XF-CN1-14	289	362	0.8	0.0712	0.0013	0.1964	0.0038	0.02	0.0002	964.8	43.1	182.1	3.2	127.7	1.0	64%
XF-CN1-15	412	1300	0.32	0.0601	0.0011	0.1833	0.0052	0.0221	0.0004	607.1	43.5	170.9	4.4	141	2.4	80%
XF-CN1-16	259	287	0.9	0.049	0.0012	0.1469	0.0036	0.0218	0.0002	146.4	55.5	139.2	3.2	138.8	1.0	99%
XF-CN1-17	423	548	0.77	0.0495	0.0006	0.1509	0.002	0.0221	0.0001	168.6	29.6	142.7	1.8	141.1	0.8	98%
XF-CN1-18	375	606	0.62	0.0515	0.0016	0.1538	0.0041	0.0217	0.0002	261.2	70.4	145.2	3.6	138.4	1.4	95%
XF-CN1-19	291	437	0.67	0.0515	0.0027	0.1533	0.0062	0.0217	0.0005	261.2	94.4	144.8	5.4	138.2	3.0	95%

## 4 讨论

### 4.1 岩体形成的构造环境

许志琴等(2003)认为扬子陆块陆壳向北深俯冲事件发生在 220~242 Ma 的中—晚三叠世,150 Ma 以后进入后折返伸展时期,大量的花岗岩侵位,肖畈和灵山岩体皆形成于该期岩浆活动。在 Maniar 和 Piccoli(1987)提出的多组分主元素构造环境判别图解(图 9)中,肖畈和灵山岩体在 AFM(图 9d)和 ACF(图 9e)三元图解中部分投点分布于 IAG+CAG+CCG 外,其他图解皆分布于 POG 范围内及其附近,故认为其与大别山区中生代其他花岗岩体具有相同的构造环境,即为后造山花岗岩类(POG)。对一些在蚀变过程中不活泼的元素进行构造环境判别,样点投入后碰撞花岗岩区域。

### 4.2 与灵山岩体的关系

肖畈岩体位于灵山花岗岩岩基的北侧(图 2),两者没有直接接触。三个小岩株的外侧形成大面积的环状角岩化带,角岩化带的南边缘距灵山岩体仅十几米。肖畈岩体具斑状结构,石英斑晶为六方双锥,与高温  $\beta$ -石英特征相一致,指示其岩浆是在地壳深部相对高温高压区域缓慢结晶,然后快速上侵到地壳浅部,早期结晶的石英斑晶部分被溶蚀,边缘呈浑圆状。灵山岩体具半自形粒状结构,文象结构,局

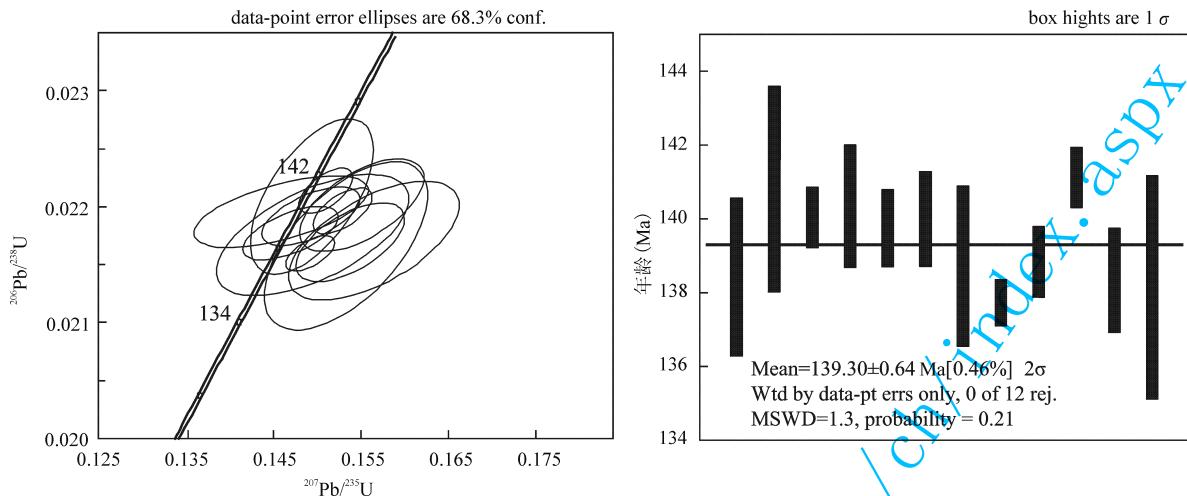


图 8 肖畈似斑状花岗岩的锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 谱和图

Fig. 8 LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb concordia plot of Xiaofan porphyritic-like granite

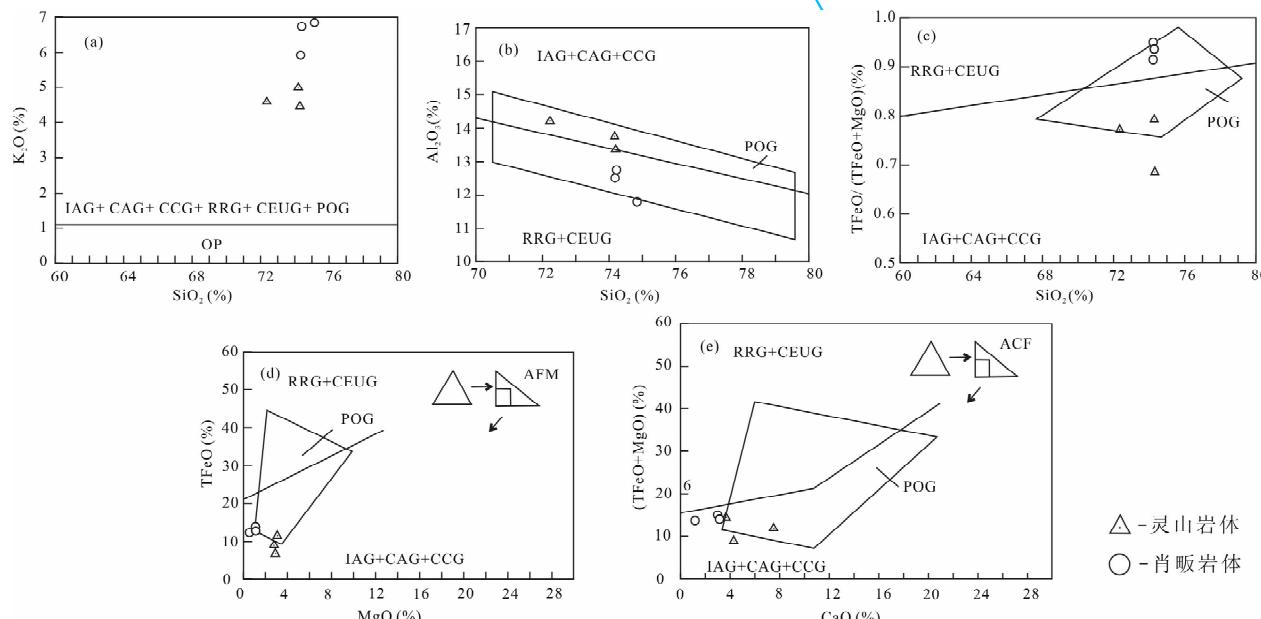


图 9 肖畈和灵山岩体形成的构造环境判别图

Fig. 9 Tectonic environment discrimination diagram of Xiaofan and Lingshan rock

(a)— $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  图解; (b)— $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  图解; (c)— $\text{SiO}_2-\text{TiFeO}/(\text{TiFeO}+\text{MgO})$  图解; (d)—AFM 三元图解; (e)—ACF 三元图解; IAG—岛弧花岗岩类; CAG—大陆弧花岗岩类; CCG—大陆碰撞花岗岩类; POG—后造山花岗岩类; RRG—与裂谷有关的花岗岩类; CEUG—与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类; OP—大洋斜长花岗岩类。

(a)— $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  diagram; (b)— $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$  diagram; (c)— $\text{SiO}_2-\text{TiFeO}/(\text{TiFeO}+\text{MgO})$  diagram; (d)—AFM ternary diagram; (e)—ACF ternary diagram; IAG—island arc granitoid; CAG—continent arc granitoid; CCG—continent collision granitoid; POG—post orogenic granitoid; RRG—rift related granitoid; CEUG—with the continental epeirogenic uplift related granitoid; oceanic plagiogranite; △—Lingshan rock mass; ○—Xiaofan rock mass

部可见围绕钾长石的斜长石环边,反映出初始岩浆的低温共结性质。按照热力学基本原理,高温岩浆不可能由低温岩浆分异而成,故肖畈岩体不可能是由灵山花岗岩基同源岩浆演化的产物。

本次采集的肖畈岩体第二单元似斑状花岗岩样

品锆石 LA-ICP-MS 定年为  $139.30 \pm 0.64 \text{ Ma}$  ( $\text{MSWD}=1.3$ ),而灵山岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $129.3 \pm 2.5 \text{ Ma}$  (周红升等, 2009),晚于肖畈岩体近 10 Ma。肖畈斑岩体是灵山岩体外围的卫星式小岩株的说法不成立,他们分属两期岩浆

活动。

### 4.3 岩体成因

肖畈岩体的成岩年龄为  $139.30 \pm 0.64$  Ma, 其地球动力学背景为秦岭-大别造山带中生代构造体制转换及其后伸展机制下岩石圈大规模拆沉减薄而引起的岩浆活动(毛景文等, 2003, 2005)。加厚下地壳的重熔形成了伏山和朴店等具埃达克型花岗岩的岩浆源, 在高压下与石榴子石达到平衡, 酸性物质的不断熔出沿断裂带上侵, 源区难熔物质(如石榴子石、部分角闪石或单斜辉石)使下地壳逐步榴辉岩化, 当下地壳的密度逐渐大于上地幔岩石圈时, 重力局部不均衡, 在区域应力场等双重因素影响下, 导致下地壳的拆沉, 加厚下地壳的部分熔融并不是同时的, 而是受局部软流圈上涌形成的热点控制。

肖畈岩体的岩石  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $-0.4\%$   $\sim +0.678\%$ , 平均  $0.09\%$ (未发表数据), 表明硫的来源较深(张理刚, 1985), 并且均匀化程度较高; 岩石 LREE/HREE 为  $11.66 \sim 16.3$  之间,  $\delta\text{Eu}$  负异常中等, 轻稀土富集型, 与幔源特征相差甚远。岩体普遍钼铜矿化, 可能形成于下地壳拆沉后, 镂源物质加入导致下地壳部分熔融, 形成的源区物质以斜长石+角闪石+辉石为主, 少量石榴子石为深源浅成型花岗岩。受拆沉规模影响, 镂源物质加入显然不足, 导致岩体贫铜富钼。

## 5 结论

(1) 肖畈岩体化学成分具超酸( $\text{SiO}_2$  74.1%  $\sim$  74.91%)、富碱( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  为 8.79%  $\sim$  9.23%)、弱过铝( $\text{A/CNK}$  介于 1.01  $\sim$  1.09)、贫钠富钾( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 2.1  $\sim$  3.31)等特点, 属超酸性富碱钾玄岩系列岩浆岩。岩石轻稀土明显富集, 重稀土亏损,  $(\text{La/Yb})_N$  在  $10.65 \sim 20.53$  之间,  $\delta\text{Eu}$  在  $0.67 \sim 0.73$  之间, 钡负异常中等, 稀土元素分布曲线为左高右平倾斜的“U”字型, 与东秦岭-大别钼多金属成矿带富钼中酸性小岩体地球化学特征一致(李诺等, 2007)。

(2) 利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 测得肖畈岩体似斑状花岗岩的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄值为  $139.30 \pm 0.64$  Ma( $2\sigma, n=12$ , MSWD=1.3), 代表岩体的结晶年龄, 为早白垩世的岩浆活动。

(3) 肖畈岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄早于灵山岩体近 10 Ma, 且肖畈岩体来源于下地壳相对高温高压岩浆源区, 不可能由灵山岩体(低温岩浆)分异而成, 故肖畈岩体不可能是灵山花岗岩基同源

岩浆演化的产物, 他们分属两期岩浆岩。

(4) 肖畈岩体形成的地球动力学背景为中生代构造体制转换及其后伸展机制下岩石圈大规模拆沉减薄而引起的岩浆活动。地壳拆沉, 幔源物质上侵, 含斜长石-角闪石-石榴子石-辉石的高压麻粒岩下地壳部分熔融, 形成了肖畈深源浅成型富钼(铜)花岗岩体。

### 注释

- ① 河南省地质局第三地质调查队. 1981. 河南省罗山县涩港肖畈钼矿普查评价地质报告.
- ② 河南省地质矿产厅第三地质调查队. 1996. 1:5万游河幅、信阳市幅、谭家河幅、浉河港幅、李家寨幅区域地质调查报告.

### 参 考 文 献

- 陈伟, 徐兆文, 李红超, 等. 2013. 河南新县花岗岩基的岩石成因、来源及对西大别构造演化的启示. 地质学报, 87(10): 1~15.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术. 矿床地质, 28(4): 481~492.
- 李承东, 张旗, 苗来成, 等. 2004. 冀北中生代高 Sr 低 Y 和低 Sr 低 Y 型花岗岩: 地球化学、成因及其与成矿作用的关系. 岩石学报, 20(2): 269~284.
- 李法岭. 2011. 河南大别山北麓千鹅冲特大隐伏斑岩型钼矿床地质特征及成矿时代. 矿床地质, 30(3): 457~462.
- 李厚民, 陈毓川, 叶会寿, 等. 2008. 东秦岭-大别地区中生代与岩浆活动有关钼(钨)金银铅锌矿床成矿系列. 地质学报, 82(11): 1468~1477.
- 李靖辉. 2008. 大别山(北麓)斑岩型钼矿床成矿系列及成矿规律. 东华理工大学学报(自然科学版), 31(1): 25~30.
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 等. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. 地学前缘, 14(5): 186~198.
- 李毅, 李诺, 杨永飞, 等. 2013. 大别山北麓钼矿床地质特征和地球动力学背景. 岩石学报, 29(1): 95~106.
- 李明立. 2009. 河南省大别山地区中生代中酸性小岩体岩体特征及钼多金属成矿系统. 中国地质大学(北京)博士学位论文.
- 卢欣祥. 1983. 河南省秦岭-大别山地区燕山期中酸性小岩体的基本地质特征及成矿专属性. 河南地质, 1(1): 49~55.
- 卢欣祥, 于在平, 玛有利, 等. 2002. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景. 矿床地质, 21(2): 168~178.
- 毛景文, 李晓峰, 李厚民, 等. 2005. 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程探讨. 地质学报, 79(3): 342~372.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学(D辑), 33(4): 289~299.
- 孟芳, 欧阳兆灼, 骆亚南. 2012. 河南省肖畈钼矿地质特征及动力学背景. 地质与资源, 21(4): 400~406.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 1~294.
- 续海金, 叶凯, 马昌前. 2008. 北大别早白垩纪花岗岩类的 Sm-Nd 和锆石 Hf 同位素及其构造意义. 岩石学报, 24(01): 0087~0103.

- 许志琴,张泽明,刘福来,等.2003.苏鲁高压—超高压变质带的折返构造及折返机制.地质学报,77(4):433~450.
- 杨梅珍,曾键年,任爱琴,等.2011.河南罗山县母山钼矿床成矿作用特征及锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年代学.矿床地质,30(3):435~447.
- 杨泽强.2007.河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-锇同位素年龄及地质意义.矿床地质,26(3):289~295.
- 杨泽强,万守全,马宏卫,等.2008.河南商城县汤家坪钼矿床地球化学特征与成矿模式.地质学报,82(6):788~794.
- 张旗,钱青,王二七,等.2001.燕山中晚期的中国东部高原:埃达克岩的启示.地质科学,36(2):236~255.
- 张怀东,王波华,郝越进,等.2012.安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息.矿床地质,31(1):41~51.
- 张理刚.1985.稳定同位素在地质科学中的应用.西安:陕西科学技术出版社.
- 周红军,苏华,马昌前.2009.灵山岩体的形成时代、构造背景及其 A 型花岗岩的厘定.信阳师范学院学报:自然科学版.22(2):222~226.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, dev. Geochem., 2, 63~114.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1987. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 635~643.
- Middlemost E A K. 1985. Magmas and Magmatic Rocks. London: Longman, 1~266.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37(3~4): 215~224.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C Q, 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 from mantle xenoliths. Journal of Petrology, 51: 537~571.
- Pearce J. et al. 1984. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol., 25(4): 956~983.

## Geochemical Characteristics and Zircon LA-ICP-MS U-Pb Isotopic Dating of the Xiaofan Rock Bodies in North Dabieshan

YANG Zeqiang, TANG Xiangwei

No. 3 Institute of Geological & Mineral Resources Survey of Henan Geological Bureau, Xinyang, Henan, 464000

### Abstract

In this article, the author conducted systematical zircon U-Pb dating and rock analysis. The study shows that those rock bodies have characteristics of superacid, alkali-rich, weak peraluminous, poor sodium and rich potassium, suggesting that they belong to magmatic rocks of shoshonite series with superacid, alkali-rich. Those rocks are rich in light rare earth and poor in heavy rare earth, with  $(La/Yb)_N$  of 10.65~20.53 and medium negative Eu anomaly. U-type REE distribution diagram suggests they belongs to post-collision granitoid rocks, which is in accordance with geochemical characteristics of rich molybdenum, intermediate-acid rock bodies in east Qinling-Dabie molybdenum polymetallic metallogenic belt. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating yields a weighted average age of  $139.30 \pm 0.64$  Ma ( $2\sigma, n=12$ , MSWD=1.3) for porphyry-like granite body of Xiaofan rock bodies, which represents the crystallization age of rock bodies. The research suggests that Xiaofan rock bodies are not the evolution product of Lingshan granite batholiths homologous magma. Xiaofan and Lingshan rock bodies belong to two different magma activities. The main evidence is listed as follows: (1) The Xiaofan rock bodies formed 10 Ma earlier than Lingshan rock bodies. (2) Xiaofan rock bodies originated from magma source region with relatively high temperature and high pressure in lower crust, but not from differentiation of the Lingshan rock bodies (low temperature magma). The geodynamics background of Xiaofan rock bodies is magma activities which resulted from Mesozoic tectonic regimes changes and large-scale lithosphere delaminating thinning under post stretching mechanism. Crust delaminating and mantle material intruding resulted in partial melting of the lower crust high pressure granulites consisting of plagioclase-hornblende-garnet-pyroxene, thus forming the Xiaofan deep-sourced and hypabyssal type rich molybdenum (copper) granite rock bodies.

**Key words:** geochemistry of mineral deposits; LA-ICP-MS dating; post-collision granite; porphyry molybdenum deposits; Xiaofan rock bodies