

云南大理笔架山矿区煌斑岩地球化学、年代学 及其对源区和成岩环境的指示

徐 恒^{1,2}, 崔银亮^{1,3}, 张苗红², 周家喜⁴, 刘利超⁵
陈 梁⁵, 梁庭祥², 荣惠锋²

1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 云南 昆明 650093;
2. 云南省有色地质局地质勘查院, 云南 昆明 650216;
3. 云南省有色地质局, 云南 昆明 650051;
4. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;
5. 云南省有色地质局 310 队, 云南 大理 671000

【摘 要】 笔架山金矿区位于滇西著名的马厂箐铜钼(金)多金属矿区西南部约 5 km 处, 区内发育有花岗斑岩、石英二长斑岩和煌斑岩等。针对矿区煌斑岩进行的岩石学、岩石地球化学和锆石 U-Pb 年代学研究, 结果表明其为云煌斑岩, 具有富碱($w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 5.00\% \sim 9.26\%$, 均值为 7.57%)、高钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.92 \sim 19.02$, 均值为 4.69)和低钛($w(\text{TiO}_2) = 0.43\% \sim 0.77\%$, 均值为 0.66%)特征, 属钾质—超钾质钙碱性系列岩石。岩石轻稀土元素富集而重稀土亏损($\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 9.13 \sim 10.71$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 11.60 \sim 15.32$), 并具有弱负 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.61 \sim 0.85$, 均值为 0.79); 岩石富集大离子亲石元素(Rb, Ba, U 和 Sr), 而亏损高场强元素(Nb, Ta, Zr 和 Ti)以及元素 Ta, Nb 和 Ti 具显著“TNT”负异常。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年显示煌斑岩成岩年龄为 $33.6 \text{ Ma} \pm 0.29 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.18$, $n = 16$), 表明其形成时代为古近纪始新世, 与滇西金沙江—红河富碱斑岩岩浆活动高峰期(45 Ma~30 Ma)一致。综合岩石学、岩石地球化学、年代学和区域地质背景, 认为笔架山煌斑岩是喜马拉雅期印度-欧亚板块碰撞后伸展构造环境的产物, 其起源于受俯冲沉积物交代作用影响的岩石圈富集地幔, 由源区性质为含金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩富集地幔的低程度(2%~10%)部分熔融形成的基性岩浆上升侵位形成的。

【关键词】 煌斑岩; 地球化学; 锆石 U-Pb 定年; 岩浆源区; 构造环境; 大理笔架山
中图分类号: P588.12⁺4; P597⁺.2 文献标识码: A
文章编号: 1001-6872(2015)03-0041-11

收稿日期: 2015-05-06; 改回日期: 2015-07-10

基金项目: 中国地质调查局项目(1212011120607); 云南省有色地质局项目(2013100001)

作者简介: 徐 恒, 男, 34 岁, 工程师(博士生), 矿产普查与勘探专业, 研究方向: 岩石地球化学. E-mail: 306551439@qq.com

通讯作者: 崔银亮, 男, 49 岁, 教授(博士生导师), 矿产普查与勘探专业, 研究方向: 矿床地质. E-mail: cyl186@163.com.

0 引 言

滇西沿金沙江—红河断裂分布的富碱斑岩带是新生代印度—欧亚板块碰撞造山作用的响应,已成为我国重要的铜、钼、金等多金属产区之一^[1]。近年来,许多学者对带内的铜、钼、金等多金属矿床和相关的中、酸性岩浆岩进行了大量研究,认为成矿与新生代富碱酸性斑岩密切相关^[2]。同时,在时空上与成矿富碱斑岩密切相关的煌斑岩,也越来越多的引起人们重视^[3]。以往对金沙江—红河富碱斑岩带中煌斑岩的研究主要集中于南段哀牢山地区^[3,4],而对中段大理一带煌斑岩的研究相对薄弱^[5,6]。煌斑岩为富含自形镁铁质矿物斑晶(主要是黑云母和角闪石)的一类暗色浅成火山岩^[7],其由于成分复杂、种类繁多和 SiO₂ 含量变化较大,其成因至今争议较大,目前主要存有富集地幔部分熔融^[8]、基性岩浆陆壳混染^[9]和幔源+陆壳混染^[10]等 3 种模式来解释煌斑岩成因。研究煌斑岩成因可为分析大陆伸展、地幔富集和同化混染等提供地球动力学信息,是揭示壳幔相互作用的“窗口”和“探针”^[6]。

笔架山金矿区位于马厂箐铜钼(金)矿区 225° 方位 5 km 处,属近年新发现矿区,区内发育有花岗斑岩、石英二长斑岩及煌斑岩等,以往的工作主要针对矿区内的花岗斑岩和石英二长斑岩^[11],认为它们属于古近纪始新世大规模岩浆活动的产物,而对煌斑岩的岩石成因、源区特征、成岩年龄和构造背景等尚缺乏有效制约。希望对笔架山矿区 ZK5101 钻孔所揭露新鲜煌斑岩的岩石学、岩石地球化学和成岩年代学研究,能够探讨煌斑岩的源区特征及其形成的构造背景以及其与成矿石英二长斑岩的成因联系,为理解滇西金沙江—红河富碱斑岩带始新世岩浆活动的成岩成矿作用提供丰富信息。

1 区域地质概况和岩体特征

研究区位于云南省大理市区与弥渡县交接处,大地构造位置处于扬子地台与三江褶皱带的过渡部位之金沙江—红河深大断裂与宾川—程海深大断裂交汇部位(图 1a)。区内出露的地层主要有下奥陶统向阳组(O_{1x})长石石英、粉砂岩以及细砂岩夹灰岩条带,下泥盆统康廊组(D_{1k})白云质灰岩和青山组(D_{1q})灰岩和第四系(Q)。区内岩浆活动受区域性 NW 向金沙江—红河断裂和 NE 向宾川—程海断裂的影响,本区断裂显多期多阶段性特点,发育

NE, NW 和 EW 三组断裂,其中 NW 向和 NE 向断裂组为本区控岩断裂,对笔架山斑岩体的空间展布起决定作用。

区内喜马拉雅期斑岩由石英二长斑岩、花岗斑岩和煌斑岩组成(图 1b),属滇西金沙江—红河富碱斑岩带的组成部分。笔架山煌斑岩集中分布在矿区东部红岩坡—玉石箐一带,共计出露 49 个(受比例尺限制,图 1b 中只反映出 19 个),长 15 m~340 m,宽 2 m~60 m,其中以 NNW 和近 SN 走向居多,少量为 NE 走向,明显受本区控岩断裂制约,其呈岩脉状侵入到花岗斑岩、石英二长斑岩和灰岩内,其中以侵入到石英二长斑岩内煌斑岩与成矿关系最为密切。因煌斑岩具有明显切过矿化石英二长斑岩特征,判定本区煌斑岩属成矿期或成矿后岩浆活动的产物。煌斑岩呈深灰绿色,具有典型的煌斑结构,块状构造,地表岩石风化后呈碎粒状。岩石由斑晶和基质组成,斑晶粒度为 0.15 mm~3 mm,基质粒度介于 0.02 mm~0.15 mm 之间。斑晶矿物为黑云母(30%~40%)、钾长石(20%~30%)、角闪石(10%~20%)和辉石(1%~2%),基质主要为钾长石(20%~25%)、黑云母(10%~15%)和斜长石(2%~5%)。副矿物为磷灰石、榍石,偶见褐帘石和锆石。按照 IUGS 分类方案,笔架山煌斑岩均属云煌岩。

2 样品来源及分析方法

2.1 样品来源

鉴于笔架山矿区地表出露煌斑岩风化非常强烈,故本次研究的样品均取自 ZK5101 钻孔深部,采样钻孔位置见图 1b。选取样品时尽量选择新鲜并避开蚀变强烈的煌斑岩,共采集样品 8 件。将岩石破碎至 200 目以下,以备主—微量元素含量分析。选择其中的 B07 号样品作为此次年代学研究挑选锆石的对象。

2.2 分析方法

主量、微量和稀土元素含量分析均在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。主量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF)分析,其精度优于 10%。稀土、微量元素采用四级杆型电感耦合等离子体质谱(Q-ICP-MS)仪进行测定,其稀土元素分析精度优于 5%,其他微量元素分析精度优于 10%,分析流程同文献^[12]。

本次用于 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年的锆石样品挑选工作在廊坊诚信地质服务公司完成。样品

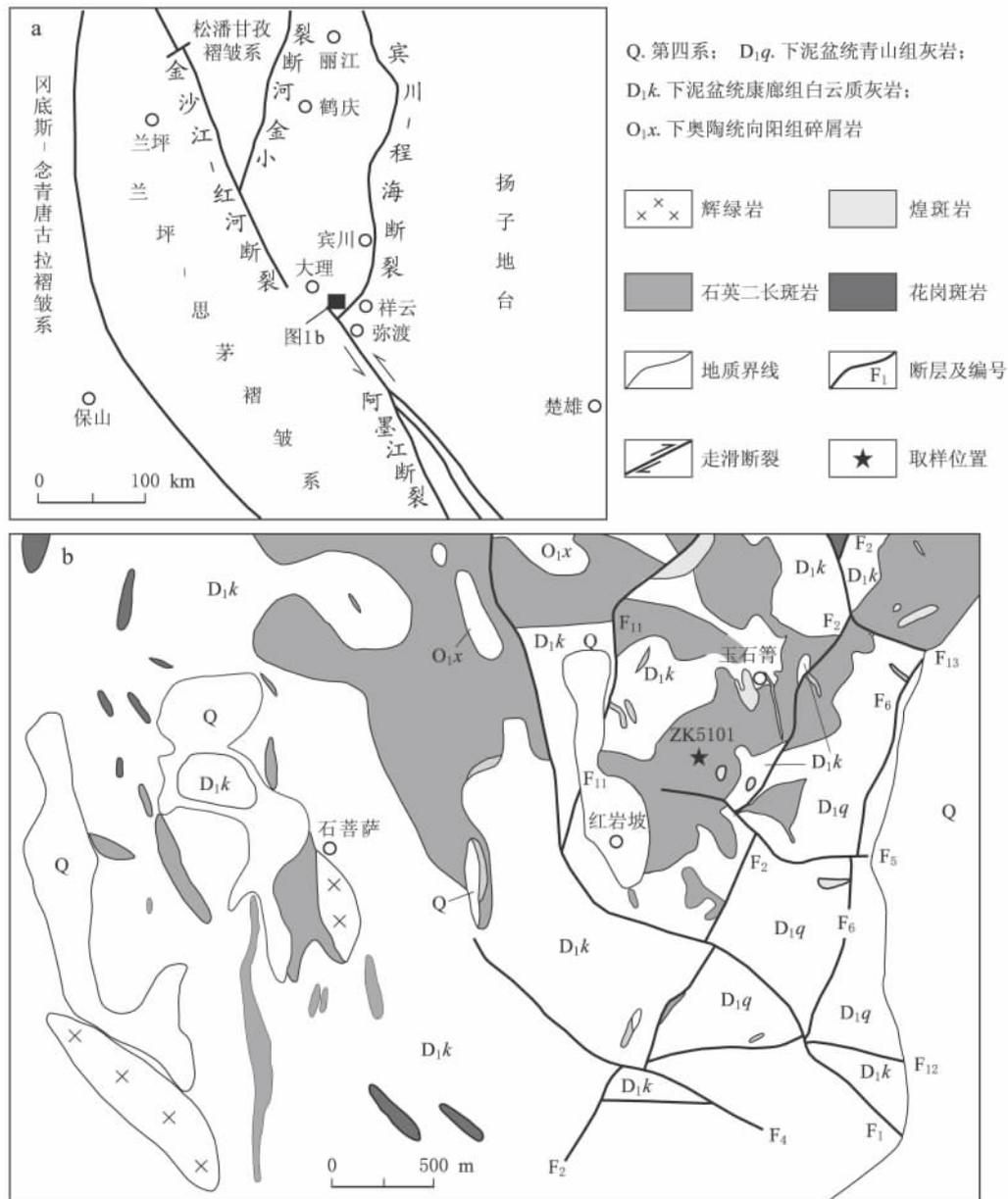


图 1 笔架山矿区地质简图(据文献[11]修改)

Fig. 1 Sketch geological map of Bijiashan ore deposit, Yunnan Province

逐级粉碎后,经人工分选淘洗,在双目镜下挑选出晶形完整的锆石。将锆石置于环氧树脂上,进行抛光,用于阴极发光图像观察和激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,该仪器激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司制造,ArF 准分子激光发生器产生 193 nm 深紫外光束,经均匀化光路聚焦于锆石表面,分析时采用的激光剥蚀束斑直径为 32 μm ,能量密度 10 J/cm²,剥蚀频率 5 Hz,共计 40 s,剥蚀颗粒物被氦气送入质谱仪中完成测试,数据处理采用 ICP-MS Data Cal 程序进行,锆石 U-Pb 年龄谐和曲线采用 Isoplot 3.0 程序获得^[13]。考虑

到²³⁸U和²³⁵U在半衰期和丰度上的差异,锆石中积累的放射成因²⁰⁷Pb的丰度较²⁰⁶Pb的丰度大约低 20 倍,使得²⁰⁷Pb的测量精度较²⁰⁶Pb差,从而导致²⁰⁷Pb/²³⁵U和²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄值不能如实地反映岩体形成的真实年龄,故对于放射成因组分积累较少的年轻锆石,通常²⁰⁶Pb/²³⁸U更能反映锆石的结晶时间^[14]。因此,本次锆石加权平均年龄采用²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄。

3 分析结果

3.1 主量元素

研究区煌斑岩主量元素分析结果及相关参数见

表 1。岩石 $w(\text{SiO}_2)$ 为 45.78%~54.31%，平均为 51.00%； $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 4.75%~6.35%，平均为 5.53%； $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 为 5.00%~9.26%，平均为 7.57%； $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 1.92~19.02，平均为 4.69，总体 $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$ ； $w(\text{TiO}_2)$ 总体较低，介于 0.43%~0.77%，平均为 0.66%，表明笔架山煌斑岩属富碱、高钾、低钛的基性岩。与区内含矿石英二长斑岩主量元素 SiO_2 质量分数 ($w(\text{SiO}_2)$) 平

均为 65.72%，未发表数据)相比，煌斑岩具有明显低硅特征。在 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 图上(图 2a)，所有样品落在了钙碱性煌斑岩区域范围内；在路凤香(1991)^[15] 提出的分类方案 $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ - K/Al 图解(图 2b)中，样品点主要落入了钾质煌斑岩与超钾质煌斑岩过渡区域。表明本区煌斑岩属钾质—超钾质钙碱系列岩石，与马厂箐矿区煌斑岩类似^[5]。

表 1 笔架山矿区煌斑岩主量元素测试分析数据. $w(\text{B})/\%$

Table 1 Major element contents of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit (in percentage)

样号	B04	B06	B07	B14	B25	B34	B40	B41
位置	45 m	153 m	158 m	184 m	236 m	287 m	309 m	314 m
SiO_2	54.06	53.41	54.31	45.78	48.54	50.25	51.19	50.49
Al_2O_3	13.76	13.54	13.53	9.06	11.25	11.22	11.40	11.80
TFe_2O_3	6.67	6.56	6.75	6.89	4.44	6.63	6.50	7.22
MgO	5.79	7.27	5.89	13.23	8.31	14.09	11.92	6.79
CaO	6.21	6.35	6.46	9.42	7.89	5.92	6.68	6.12
Na_2O	2.98	2.91	3.05	0.25	1.47	1.97	2.13	1.49
K_2O	5.98	6.35	5.87	4.75	5.65	4.93	5.56	5.20
MnO	0.100	0.117	0.109	0.142	0.061	0.087	0.120	0.085
P_2O_5	0.698	0.680	0.703	0.490	0.393	0.439	0.576	0.697
TiO_2	0.770	0.760	0.760	0.510	0.430	0.520	0.670	0.630
LOI	1.98	1.34	1.99	8.85	12.28	3.07	3.63	8.54
TOTAL	99.00	99.28	99.42	99.38	100.71	99.13	100.38	99.06
$\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$	8.96	9.26	8.92	5.00	7.12	6.90	7.69	6.68
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	2.01	2.18	1.92	19.02	3.84	2.50	2.61	3.49
$\text{Mg}^\#$	63.23	68.70	63.35	79.18	78.76	80.81	78.41	65.07

注： $\text{Mg}^\# = (\text{MgO}/40.31)/(\text{MgO}/40.31 + \text{TFe}_2\text{O}_3 \times 0.899/87.1/85) \times 100$

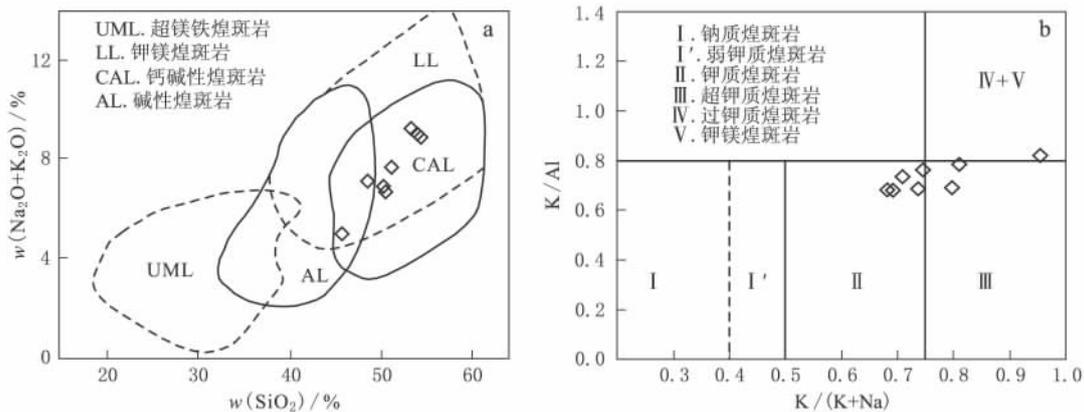


图 2 笔架山矿区煌斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 图(a)和 $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ - K/Al 图(b)(底图据文献[15])

Fig. 2 $w(\text{SiO}_2)$ vs. $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ diagram (a) and $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ vs. K/Al (b) diagram of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit

样品 $w(\text{MgO})$ 为 5.79%~14.09%，平均为 9.16%， $\text{Mg}^\#$ 为 63.23~80.81，平均为 72.91，与原始岩浆成分接近，暗示煌斑岩浆可能来源于地幔^[16]；在 Harke 图解上(图 3)， $w(\text{MgO})$ 与 $w(\text{SiO}_2)$ 和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 具有明显负相关，暗示成岩过程中斜长石分离结晶作用可能不强； $w(\text{MgO})$ 与 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 、 $w(\text{TFe}_2\text{O}_3)$ 和 $w(\text{TiO}_2)$ 相关性不明显，表明岩浆演化过程中，单斜辉石、磷灰石和铁钛氧化物的分离结晶作用不明显。

3.2 稀土元素

笔架山矿区煌斑岩稀土元素含量分析结果及相关参数列于表 2。可见本区煌斑岩脉的稀土总量 (ΣREE) 介于 $106.59 \times 10^{-6} \sim 173.96 \times 10^{-6}$ 之间，均值为 147.60×10^{-6} ； ΣLREE 为 $96.81 \times 10^{-6} \sim 156.79 \times 10^{-6}$ ，平均 133.62×10^{-6} ， ΣHREE 为 $9.78 \times 10^{-6} \sim 17.17 \times 10^{-6}$ ，平均 13.98×10^{-6} ， $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE} = 9.13 \sim 10.71$ ，平均 9.62，具轻稀土富集特征，并明显高于原始地幔的相应值，暗示

有 LREE 含量较高的壳源物质参与岩浆作用的特点^[17]。在球粒陨石标准化配分图(图 4a)中,所有样品的均具有相似的右倾海鸥型配分模式,且(La/

Yb)_N 介于 11.60~15.32 之间,平均 13.05,表现出轻稀土富集而重稀土亏损。样品 δCe 介于 0.95~1.01 之间,平均 0.97,基本不存在 δCe 异常,δEu 介

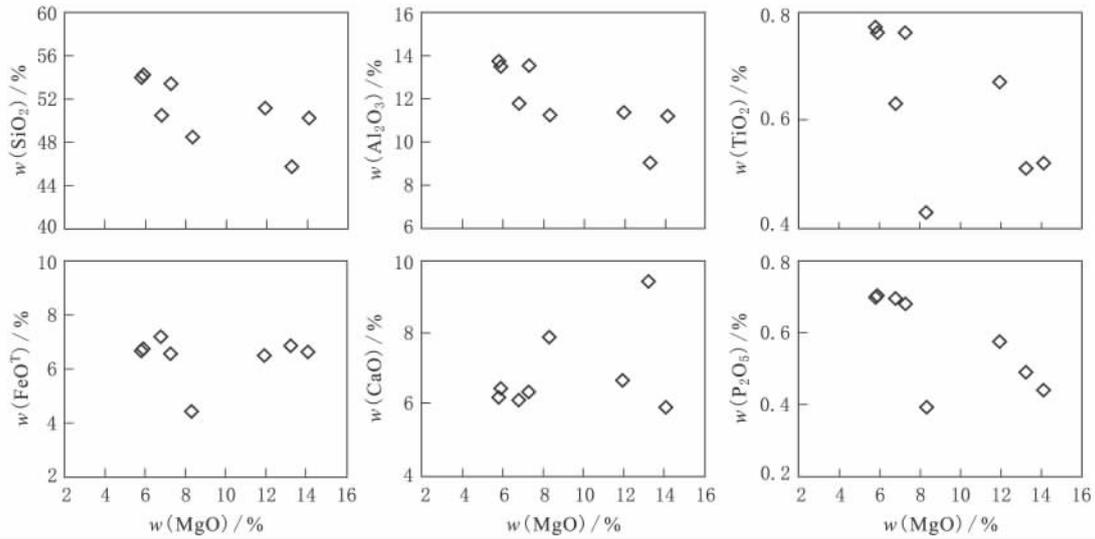


图 3 笔架山矿区煌斑岩 Harker 图解

Fig. 3 Harker diagram of lamprophyres from Bijiashan ore deposit

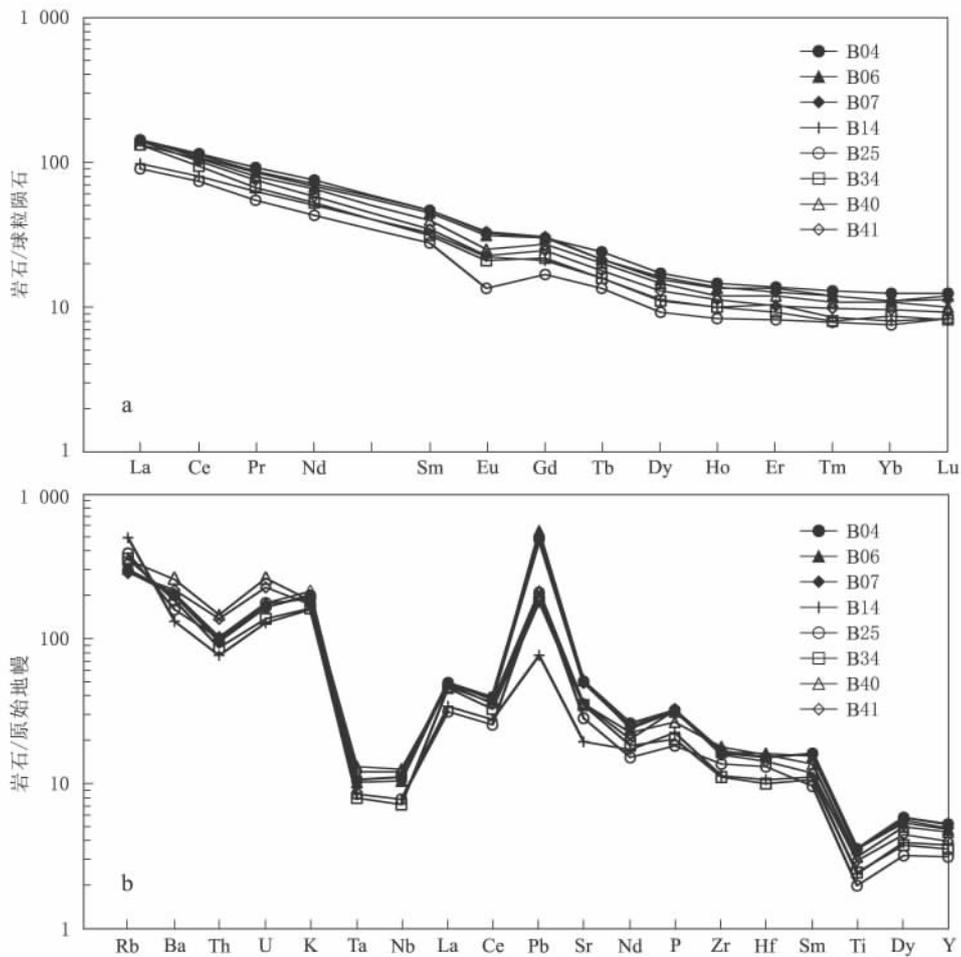


图 4 笔架山矿区煌斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(球粒陨石和原始地幔数据据文献[21])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantel-normalized trace element spider diagram (b) of lamprophyres from Bijiashan ore deposit

于 0.61~0.85 之间,平均 0.79,具 Eu 弱负异常特征,暗示岩浆演化过程斜长石分离结晶作用不强。与笔架山矿区含矿石英二长斑岩稀土元素特征(Σ REE 均值为 149.50×10^{-6} ; Σ LREE 平均为 138.84×10^{-6} ; Σ HREE 平均为 10.70×10^{-6} ,未发表数据)相比,两类岩体具有相似的稀土总量,但煌斑岩轻稀土略低而重稀土略高。

3.3 微量元素

笔架山煌斑岩微量元素分析结果(表 2)和原始地幔标准化蛛网图(图 4b)显示,所有样品微量元素含量没有明显的差异,具有一致的变化趋势。相容元素 Sc 为 $11.50 \times 10^{-6} \sim 18.80 \times 10^{-6}$,平均 16.20

$\times 10^{-6}$,Co 为 $41.60 \times 10^{-6} \sim 73.00 \times 10^{-6}$,平均 58.60×10^{-6} ,Ni 为 $106.00 \times 10^{-6} \sim 566.00 \times 10^{-6}$,平均 234.75×10^{-6} ,除个别元素含量较低外,大多数样品的相容元素含量都落在 Rock^[7]统计的原生岩浆含量(Sc = $15 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$,Cr = $200 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$,Co = $25 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$,Ni = $90 \times 10^{-6} \sim 700 \times 10^{-6}$)范围内,表明笔架山煌斑岩具有原生岩浆的性质^[18]。不相容元素中,大离子亲石元素 Rb($182.00 \times 10^{-6} \sim 315.00 \times 10^{-6}$),Ba($917.00 \times 10^{-6} \sim 1780.00 \times 10^{-6}$),U($2.70 \times 10^{-6} \sim 5.47 \times 10^{-6}$)和 Sr($411.00 \times 10^{-6} \sim 1080.00 \times 10^{-6}$)明显富集,而高场强元素 Nb($5.13 \times 10^{-6} \sim$

表 2 笔架山矿区煌斑岩微量及稀土元素测试分析数据。 $w(B)/10^{-6}$

Table 2 REE data and trace element contents of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit (in [$\times 10^{-6}$])

样号	B04	B06	B07	B14	B25	B34	B40	B41
位置	45 m	153 m	158 m	184 m	236 m	287 m	309 m	314 m
Be	4.81	5.52	5.93	7.36	3.82	3.59	5.77	5.90
Sc	17.2	16.0	16.5	16.9	11.5	18.8	17.4	15.3
V	144	137	146	120	97	135	140	129
Cr	177	165	182	1200	620	870	506	544
Co	59.3	73.0	69.1	60.2	48.0	63.0	54.6	41.6
Ni	106	108	114	566	309	348	142	185
Cu	39.5	48.6	11.1	38.4	54.1	286.0	82.6	56.7
Zn	72.3	78.9	72.7	95.4	41.9	59.5	124.0	97.6
Ga	17.3	16.3	16.6	11.8	13.2	12.9	14.7	14.0
Rb	187	193	185	315	246	227	224	182
Sr	1070	1080	1050	411	591	735	752	754
Zr	188	185	180	127	152	125	201	177
Nb	7.90	7.47	7.45	5.53	5.55	5.13	8.89	8.56
Cs	6.47	8.31	8.41	38.20	21.80	18.90	8.74	12.10
Ba	1400	1420	1400	917	1110	1270	1780	1520
Hf	4.66	4.93	4.67	3.31	4.04	3.11	4.91	4.35
Ta	0.438	0.421	0.420	0.346	0.343	0.328	0.535	0.488
Pb	34.8	39.3	35.9	5.5	14.9	12.8	15.2	13.1
Th	8.16	8.66	8.32	6.48	8.59	7.38	12.30	11.60
U	3.45	3.68	3.49	2.70	3.73	2.89	5.47	4.74
Y	23.7	22.0	22.4	16.9	14.1	16.1	21.1	18.0
Nb/U	2.29	2.03	2.13	2.05	1.49	1.77	1.63	1.81
Nb/Ta	18.02	17.75	17.73	15.99	16.17	15.63	16.63	17.53
Zr/Hf	40.37	37.45	38.60	38.31	37.71	40.13	41.02	40.67
La/Yb	16.17	18.24	17.98	16.93	16.72	21.36	17.32	20.81
La	33.8	34.1	33.8	23.2	21.4	31.4	31.7	33.5
Ce	70.1	66.7	68.5	48.7	44.9	57.8	64.5	62.9
Pr	8.73	8.11	8.26	5.97	5.21	6.40	7.58	7.11
Nd	35.2	32.1	33.2	23.4	20.3	24.8	30.4	27.2
Sm	7.08	6.90	7.19	4.93	4.22	4.75	6.08	5.24
Eu	1.88	1.80	1.91	1.28	0.78	1.21	1.45	1.32
Gd	6.11	6.11	6.34	4.26	3.41	4.49	5.58	5.05
Tb	0.894	0.803	0.805	0.586	0.506	0.587	0.755	0.665
Dy	4.31	3.91	4.11	2.86	2.34	2.78	3.72	3.25
Ho	0.828	0.767	0.780	0.558	0.469	0.559	0.677	0.637
Er	2.29	2.23	2.08	1.70	1.36	1.51	1.96	1.68
Tm	0.327	0.303	0.303	0.218	0.201	0.203	0.277	0.249
Yb	2.09	1.87	1.88	1.37	1.28	1.47	1.83	1.61
Lu	0.318	0.301	0.287	0.211	0.211	0.207	0.251	0.233
Σ REE	173.96	166.01	169.44	119.24	106.59	138.16	156.76	150.64
Σ LREE	156.79	149.71	152.86	107.48	96.81	126.36	141.71	137.27
Σ HREE	17.17	16.29	16.58	11.76	9.78	11.80	15.05	13.37
Σ LREE/ Σ HREE	9.13	9.19	9.22	9.14	9.90	10.71	9.42	10.27
(La/Yb) _N	11.60	13.08	12.90	12.15	11.99	15.32	12.43	14.93
δ Eu	0.85	0.83	0.85	0.83	0.61	0.79	0.75	0.78
δ Ce	0.98	0.95	0.98	0.99	1.01	0.95	0.99	0.95

8.89×10^{-6}), Ta ($0.33 \times 10^{-6} \sim 0.53 \times 10^{-6}$) 和 Zr ($124.62 \times 10^{-6} \sim 201.40 \times 10^{-6}$) 相对亏损, 具有明显的“TNT”负异常特征, 与矿区含矿石英二长斑岩微量元素组成特征相似 (未发表数据), 与起源于俯冲环境有关的岩石圈地幔特征相似, 与大陆地壳特征 (LILE Rb, Ba, U 和 Th 富集; HFSE Zr, Hf 富集, 亏损 Nb 和 Ti)^[19] 相似, 但不完全一致。上述特征暗示笔架山煌斑岩和含矿石英二长斑岩源区岩浆具有类似俯冲带壳-幔混合特征。另外, 所有样品在 La/Nb-Ba/Nb 相关图解 (图 5) 中显示 La/Nb 和 Ba/Nb 比值与弧火山相同, 且明显高于 N-MORB, OIB 相应比值, 表明大陆物质 (花岗质岩石, 麻粒岩、沉积物等) 在煌斑岩岩浆生成中起了重要作用^[20]。

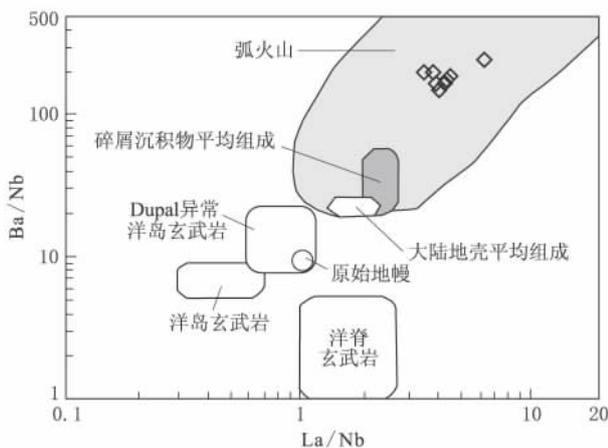


图 5 笔架山矿区煌斑岩 La/Nb-Ba/Nb 相关图解 (底图据文献^[20])

Fig. 5 Plot of La/Nb vs. Ba/Nb of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit

3.4 锆石特征及 U-Pb 年代学

用于锆石 U-Pb 同位素分析的煌斑岩样品 (B07) 采自笔架山矿区钻孔深部。煌斑岩锆石 CL 图像及分析点位如图 6a 所示, 挑选锆石晶体呈无色

透明, 以长柱状为主, 少量短柱状, 锆石粒径介于 $90 \mu\text{m} \sim 150 \mu\text{m}$, 长宽比为 $1.5:1 \sim 2:1$, 晶体形态较完整, 晶体棱角分明, 锆石边部具有清晰振荡环带特征, 锆石 Th/U 比值为 $0.49 \sim 2.01$, 均大于 0.4 ^[22], 上述特征表明所选锆石均属岩浆成因。

样品 (B07) 16 颗锆石 16 个点的 U-Pb 同位素数据测点 (表 3) 几乎均位于谐和线附近 (图 6b), 谐和度 95% 以上, 暗示这些锆石未遭受明显后期热事件影响, U-Pb 同位素体系封闭性较好。16 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值为 $33.6 \text{ Ma} \pm 0.29 \text{ Ma}$, 代表煌斑岩的结晶年龄, 该年龄值与笔架山矿区石英二长斑岩成岩年龄 ($35.6 \text{ Ma} \pm 0.19 \text{ Ma}$, 未发表数据) 相近, 表明它们均属古近纪始新世岩浆活动产物。

4 讨 论

4.1 岩浆源区特征

笔架山煌斑岩具有富碱高钾低钛、富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 相对亏损高场强元素的特征。这些特征通常与岩浆上升过程中遭受强烈的地壳物质的混染^[22] 或者是与岩浆源区存在因俯冲作用进入地幔的地壳物质有关^[24]。笔架山煌斑岩的这些特征到底是由浅部地壳混染所致还是与俯冲作用相关, 值得深入讨论。对于地壳混染方式研究, 目前主流研究主要是采用微量元素对比值 (Nb/U, Nb/Ta, Zr/Hf 和 La/Yb) 来判别。笔架山煌斑岩 Nb/U 介于 $1.49 \sim 2.29$ 之间, 平均 1.90 , 与俯冲作用有关的消减板片的流体的 Nb/U 比值 (0.22)^[25] 接近, 而明显低于上地壳 (Nb/U=9) 和下地壳 (Nb/U=21) 以及洋中脊玄武岩 (MORB) 和大洋岛玄武

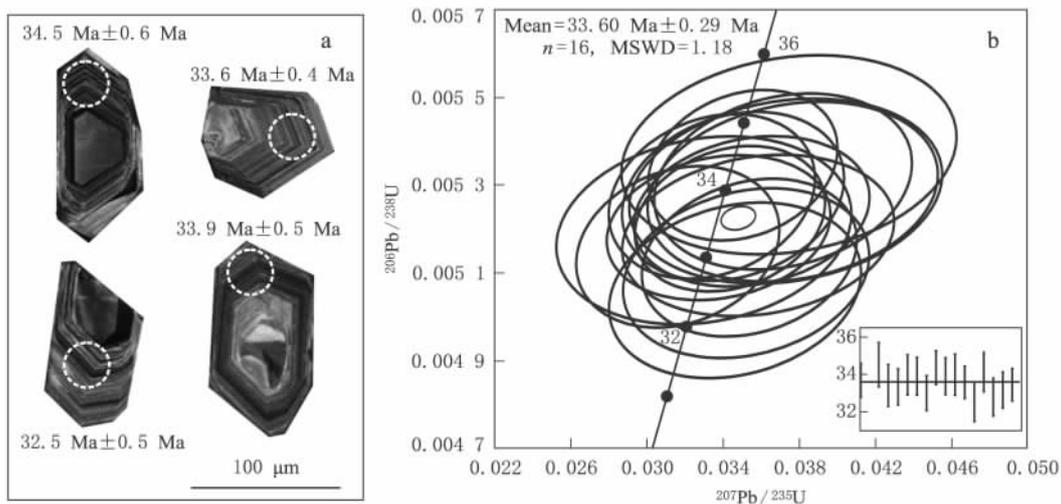


图 6 笔架山矿区煌斑岩锆石 CL 图像 (a) 和 U-Pb 年龄谐和图 (b)

Fig. 6 CL images (a) and concordia U-Pb age diagram (b) of zircons in lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit

表 3 笔架山矿区煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析数据
Table 3 LA-ICP-MS zircons U-Pb analysis data of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit

分析 点号	$w(\text{Th})$ / 10^{-6}	$w(\text{U})$ / 10^{-6}	$w(\text{Pb})$ / 10^{-6}	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
					比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ
1	2 422	1 666	12.43	1.45	0.049 2	0.003 5	0.035 5	0.002 5	0.005 2	0.000 1	35.4	2.5	33.7	0.4
2	1 247	985	7.46	1.27	0.052 3	0.005 3	0.037 5	0.003 6	0.005 4	0.000 1	37.3	3.5	34.5	0.6
3	436	886	5.36	0.49	0.045 2	0.004 3	0.033 0	0.003 2	0.005 2	0.000 1	33.0	3.1	33.4	0.6
4	1 623	1 087	8.08	1.49	0.049 9	0.004 1	0.035 8	0.002 9	0.005 2	0.000 1	35.8	2.9	33.3	0.5
5	856	1 043	7.03	0.82	0.052 2	0.004 4	0.037 7	0.003 1	0.005 3	0.000 1	37.5	3.1	34.0	0.5
6	649	1 059	6.63	0.61	0.048 3	0.003 4	0.034 5	0.002 4	0.005 3	0.000 1	34.5	2.3	33.9	0.5
7	930	1 318	8.19	0.71	0.050 6	0.003 5	0.035 4	0.002 3	0.005 1	0.000 1	35.4	2.3	33.0	0.5
8	1 421	1 433	10.09	0.99	0.047 7	0.002 8	0.035 0	0.002 0	0.005 3	0.000 1	35.0	2.0	34.4	0.5
9	702	1 186	7.44	0.59	0.045 6	0.003 1	0.033 4	0.002 2	0.005 3	0.000 1	33.4	2.2	33.9	0.5
10	450	921	5.58	0.49	0.052 3	0.005 0	0.037 3	0.003 4	0.005 3	0.000 1	37.2	3.3	34.0	0.6
11	3 245	1 615	13.23	2.01	0.048 0	0.002 9	0.034 4	0.002 0	0.005 2	0.000 1	34.3	2.0	33.6	0.4
12	674	1 176	7.18	0.57	0.050 8	0.004 1	0.034 6	0.002 7	0.005 1	0.000 1	34.6	2.7	32.5	0.5
13	533	937	5.88	0.57	0.051 5	0.003 9	0.037 2	0.002 8	0.005 3	0.000 1	37.0	2.7	34.1	0.5
14	854	1 231	7.71	0.69	0.050 3	0.003 7	0.035 2	0.002 6	0.005 1	0.000 1	35.1	2.6	32.8	0.5
15	570	1 081	6.60	0.53	0.045 5	0.003 2	0.031 6	0.002 2	0.005 2	0.000 1	31.6	2.1	33.2	0.5
16	901	1 233	7.83	0.73	0.047 3	0.003 4	0.033 8	0.002 4	0.005 2	0.000 1	33.7	2.4	33.5	0.4

岩(OIB)($\text{Nb}/\text{U}=47\pm 10$)^[26]的 Nb/U 比值,表明与俯冲作用有关的消减板片释放的流体对地幔的交代作用是引起地幔源区成分变化的重要原因,这一结论与煌斑岩显著的“TNT(Ta, Nb 和 Ti)”负异常体现出的煌斑岩起源于与俯冲环境有关的岩石圈富集地幔结论不谋而合。另外,地壳混染岩石在 Nb/Ta 与 La/Yb 相关关系中具有明显负相关性^[18],而笔架山煌斑岩 Nb/Ta 与 La/Yb 比值也正好具负相关性特征(图 7),且 Nb/Ta=15.63~18.02,均值 16.63, Zr/Hf=37.45~41.02,均值为 39.28,与原始地幔值(Nb/Ta=17.5, Zr/Hf=36.3)^[21]接近,而远高于大陆地壳值(Nb/Ta=12~13, Zr/Hf=11)^[27],再次表明本区岩石确实存在地壳混染特征,但岩浆上升过程中的地壳混染作用并不是主因。

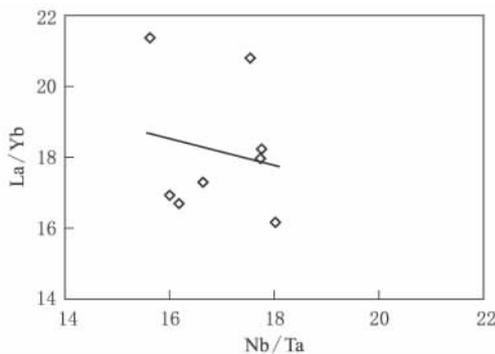


图 7 笔架山矿区煌斑岩 Nb/Ta-La/Yb 图解

Fig. 7 Nb/Ta-La/Yb diagram of lamprophyres from Bijiaoshan ore deposit

由于笔架山煌斑岩稀土元素含量主要受岩浆源区组成以及部分熔融作用的控制。因此,微量元素对比值可以对其源区特征和部分熔融程度进行限定^[28]。在 Zr/Sm-Ce/Y 图解(图 8a)中,煌斑岩样品点位于石榴子石二辉橄榄岩部分熔融曲线附近,部

分熔融程度为 2%~5%,在 La/Sm-Sm/Yb(图 8b)图解中,样品点位于金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩部分熔融曲线附近,部分熔融程度为 7%~10%,综合认为笔架山煌斑岩源区性质可能为含金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩富集地幔的低程度部分熔融。而在表 1 中显示煌斑岩样品的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值除 B07 样外其余均大于 2,且与 MgO , SiO_2 含量无关,表明富钾属岩石固有特征,岩浆源区本身存在高钾的矿物(云母类)^[29],这与岩矿鉴定成果岩石中存在含水矿物黑云母和角闪石结论一致。因此,岩浆源区性质为含金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩富集地幔的低程度部分熔融是可信的。

综上所述认为笔架山煌斑岩起源于与俯冲环境有关的岩石圈富集地幔,并受俯冲带流体交代作用影响而混入壳源物质,源区性质为含金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩富集地幔的低程度(2%~10%)部分熔融,与笔架山矿区含石英二长斑岩源自加厚下地壳和上地幔部分熔融的壳幔混合源区特征(另文)不同。

4.2 构造环境及成因

煌斑岩作为岩石圈伸展减薄构造背景下岩石圈地幔部分熔融产物^[30],可作为中上部地壳伸展作用的标志^[31],其对于煌斑岩形成构造环境解释具有重要意义。前已述及,由于笔架山煌斑岩具有显著富钾和亏损高场强元素(Ta, Nb 和 Ti)特征,属典型钾质火成岩。按照赵振华^[32]提出的适用于钾质火成岩构造环境判别图解显示,在 $\text{TiO}_2/100\text{-La-Hf}\times 10$ 图解中(图 9a),笔架山煌斑岩样品点落入了大陆弧(CAP)和后碰撞弧(PAP)所在范围,在进一步判别的 $\text{Zr}\times 3\text{-Nb}\times 5\text{-Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ 图解中(图 9b),样品点均

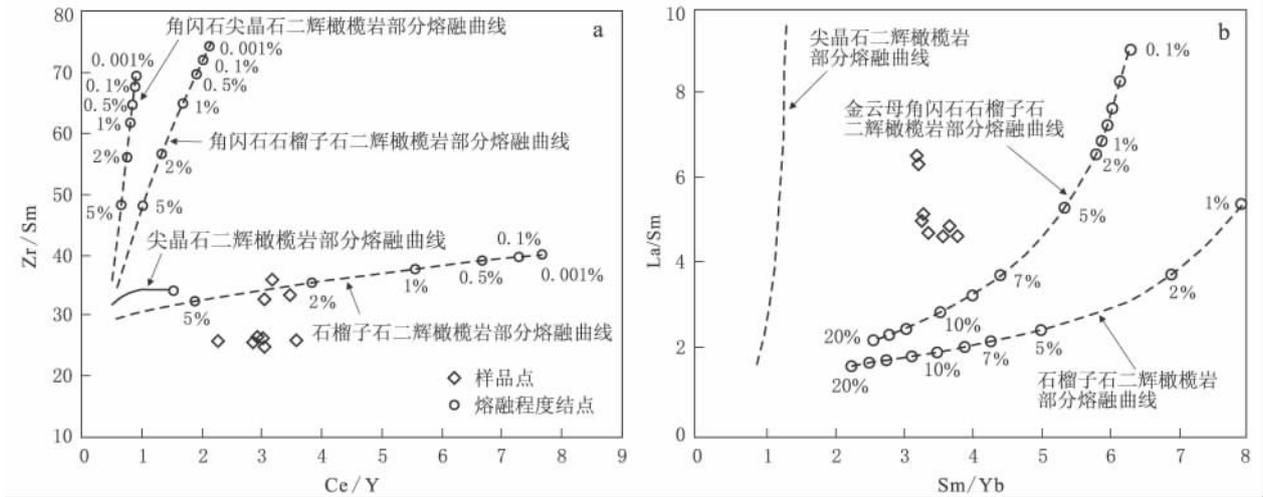


图 8 笔架山矿区煌斑岩 Zr/Sr-Ce/Y 和 La/Sm-Sm/Yb 相关图解(底图据文献[18])

Fig. 8 Zr/Sr-Ce/Y diagram and La/Sm-Sm/Yb diagram of lamprophyres from Bijiashan ore deposit

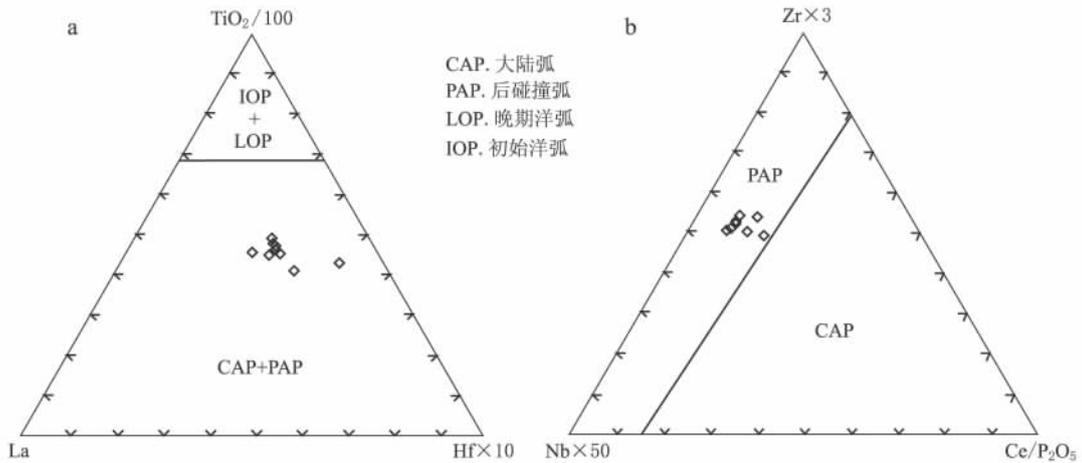


图 9 笔架山矿区煌斑岩构造环境判别图(底图据文献[32])

Fig. 9 Discrimination diagrams of tectonic setting of lamprophyres from Bijiashan ore deposit

落入了后碰撞弧(PAP)区域,表明笔架山煌斑岩形成于后碰撞弧环境。

笔架山矿区位于扬子地台西缘,金沙江-红河深大断裂东部。本区构造演化史显示,在二叠纪金沙江洋壳板片经历了向西俯冲历史^[33],金沙江洋壳俯冲到一定深度后,发生脱水作用释放流体,并与俯冲带上方的地幔楔发生交代作用,形成富集地幔^[5]。古近纪初(55 Ma)以来,印度-欧亚板块碰撞作用使三江地区全面进入陆内挤压汇聚环境(即主碰撞期,55 Ma~30 Ma)^[34]。强烈的挤压与周围刚性块体的阻挡,使本区地层发生峰期变质和壳幔作用与幔源岩浆活动,并形成了大规模以逆冲推覆为主的“薄皮板块构造”^[35]。由于边界条件的限制,三江及青藏高原内部的地壳缩短尚不能抵消强大的挤压应力。强烈的挤压碰撞作用过后,一部分物质和块体向东南方向挤出,随之产生了能够切穿岩石圈地幔的大型走滑断裂——金沙江-红河断裂^[36]。本文获得煌斑岩锆石 U-Pb 结晶年龄为 33.6 Ma ± 0.29

Ma,与笔架山矿区含石英二长斑岩成岩年龄(35.6 Ma ± 0.19 Ma,未发表数据)相近,与青藏高原晚碰撞阶段(40 Ma~26 Ma)大规模走滑断裂系统有关的斑岩型 Cu-Mo(Au)成矿事件的时间相吻合^[37],均落入金沙江-红河富碱斑带岩浆活动高峰期(45 Ma~30 Ma)内,表明笔架山矿区煌斑岩和含石英二长斑岩属同期不同源岩浆活动产物,并具有相同成岩环境,均形成于后碰撞期走滑-伸展构造环境,与金沙江-红河富碱斑带形成背景一致,与区域构造背景相吻合。

综合本区的煌斑岩岩石地球化学、年代学和区域构造演化史认为笔架山煌斑岩起源于二叠纪金沙江洋壳板片俯冲对地幔楔交代富集作用形成的含金云母角闪石石榴子石二辉橄榄岩富集地幔的低程度部分熔融源区,由其形成的具有富碱高钾低钛、富集大离子亲石元素和轻稀土元素,相对亏损高场强元素的特征组成的基性岩浆,在印度-欧亚板块后碰撞期走滑-伸展构造背景下,沿金沙江-红河断裂与

其他断裂的交汇处上升侵位形成的, 而由加厚下地壳和上地幔部分熔融作用形成的富碱酸性岩浆沿构造交汇部位上升侵位形成矿区含石英二长斑岩。

5 结 论

(1) 岩石学和岩石地球化学特征表明, 笔架山矿区煌斑岩属富碱、高钾、低钛的钾质-超钾质钙碱系列的云煌斑岩, 其起源于与俯冲环境有关的岩石圈富集地幔, 并受俯冲板片释放壳源物质混染, 源区性质为含金云母角闪石榴子石二辉橄辉岩富集地幔

的低程度(2%~10%)部分熔融。

(2) LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄结果表明, 笔架山煌斑岩侵入年龄为 $33.6 \text{ Ma} \pm 0.29 \text{ Ma}$, 与矿区含石英二长斑岩成岩年龄 ($35.6 \text{ Ma} \pm 0.19 \text{ Ma}$) 相近, 与金沙江-红河富碱斑岩带岩浆活动高峰期 (45 Ma~30 Ma) 一致, 同属喜马拉雅期古近纪始新世同期不同源岩浆活动产物, 其形成于印度-欧亚板块后碰撞期力学性质转变的伸展构造背景条件下, 由受早期俯冲地壳物质混染的岩石圈富集地幔部分熔融形成的基性岩浆沿金沙江-红河断裂与其他断裂的交汇部位上升侵位形成。

参考文献

- [1] 孙 诺, 黄 明, 闵 毅, 等. 滇西宝兴厂斑岩铜钼金矿床成矿流体特征[J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2 644-2 656.
- [2] 李献华, 周汉文, 韦刚健, 等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约[J]. 地球化学, 2002, 31(1): 26-34.
- [3] 黄智龙, 王联魁. 云南老王寨金矿煌斑岩地球化学研究中的某些问题[J]. 矿物岩石, 1997, 17(2): 102-109.
- [4] 管 涛, 黄智龙, 谢力华, 等. 云南白马寨镍矿区煌斑岩地球化学: I. 主要元素和微量元素[J]. 矿物学报, 2003, 23(3): 278-288.
- [5] 贾丽琼, 莫宣学, 董国臣, 等. 滇西马厂箐煌斑岩成因: 地球化学、年代学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束[J]. 岩石学报, 2013, 29(4): 1 247-1 260.
- [6] 和文言, 莫宣学, 喻学惠, 等. 滇西北衙煌斑岩的岩石成因及动力学背景: 年代学、地球化学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束[J]. 岩石学报, 2014, 30(11): 3 287-3 300.
- [7] Rock N M S. *Lamprophyres: the global occurrence petrology, origin and economic significance of some rocks of deep origine*[M]. Glasgow and London: Blackie, 1990.
- [8] Rock N M S, Groves D I. Do lamprophyres carry gold as well as diamond[J]. *Nature*, 1988, 332: 253-255.
- [9] 翟 淳. 论煌斑岩的成因模式[J]. 地质论评, 1981, 27(6): 527-532.
- [10] 谢桂青, 彭建堂, 胡瑞忠, 等. 湖南锡矿山锑矿矿区煌斑岩的地球化学特征[J]. 岩石学报, 2001, 17(4): 29-36.
- [11] 王文超, 张金学, 刘利超, 等. 云南大理-弥渡笔架山金矿找矿前景分析[J]. 地球学报, 2013, 34(s1): 108-114.
- [12] Qi L, Hu J, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. *Talanta*, 2000, 51(3): 507-513.
- [13] Liu Y S, Hu Z C, Cao S, *et al.* In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1-2): 34-43.
- [14] Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, *et al.* Zircon U-Pb ages for the early cambrian time scale [J]. *Journal of the Geological Society*, 1992, 149: 171-184.
- [15] 路凤香, 舒小辛, 赵崇贺. 有关煌斑岩分类的建议[J]. 地质科技情报, 1991, 10(增刊): 55-62.
- [16] 邓晋福. 岩石相平衡与岩石成因[M]. 武汉: 地质学院出版社, 1987.
- [17] 王力圆, 郑有业, 高顺宝, 等. 西藏吉瓦地区中冈底斯带岗在岩体晚白垩世的岩浆作用及构造意义[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2014, 45(8): 2 740-2 751.
- [18] 柴凤梅, 帕拉提. 阿布都卡迪尔, 张招崇, 等. 塔里木板块西南缘钾质煌斑岩地球化学及源区特征[J]. 地质论评, 2007, 53(1): 11-21.
- [19] 孔 华, 费利东, 钟江临, 等. 湖南新生矿区花岗岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义[J]. 中国有色金属学报, 2014, 24(1): 229-238.
- [20] 刘 葵, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 1 247-1 260.
- [21] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes, Magmatism in the ocean basins [J]. *Geol Soc London Spec Pub*, 1989, 42: 313-345.
- [22] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 27-62.
- [23] Ma CQ, Li ZC, Ehlers C, *et al.* A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east-central China [J]. *Lithos*, 1998, 45(1-4): 431-456.
- [24] Tarney J, Jones CE. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models [J]. *Journal of the Geological Society*, 1994, 151(5): 855-868.
- [25] Ayers J. Trace element modeling of aqueous fluid-peridotite interaction in the Mantle wedge of subduction zones [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1998, 132(4): 390-404.
- [26] Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, *et al.* Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 79(1-2): 33-45.
- [27] Taylor S R, McLennan S M. *The continental crust: its composition and evolution*[M]. Oxford Press, Blackwell, 1985.
- [28] 张文林, 曹华文, 杨志民, 等. 四川梭罗沟大型金矿区新生代碱性煌斑岩脉地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(1): 110-119.
- [29] 路凤香. 地幔岩石学[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1989.
- [30] 罗照华, 魏 阳, 辛后田, 等. 造山后脉岩组合的岩石成因—对岩石圈拆沉作用的约束[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1 672-1 684.

- [31] 程彦博,毛景文,陈懋弘,等. 云南个旧锡矿田碱性岩和煌斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 2008, 35(6): 1138-1149.
- [32] 赵振华. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题[J]. 大地构造与成矿学, 2007, 31(1): 92-103.
- [33] 莫宣学,路凤香,沈上越,等. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1993.
- [34] 杨文采,于常青. 从地壳上地幔构造看大陆碰撞作用(上)[J]. 地质论评, 2014, 60(2): 237-259.
- [35] 刘增乾,李兴振,叶庆同,等. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M]. 北京:地质出版社, 1993.
- [36] 李龚健. 三江特提斯复合造山带构造演化与典型矿床成矿过程研究[D]. 北京:中国地质大学(北京), 2014.
- [37] 侯增谦,潘桂棠,王安建,等. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用[J]. 矿床地质, 2006, 25(5): 521-543.

GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF THE LAMPROPHYRES IN THE BIJIASHAN ORE DEPOSIT, DALI CITY, YUNNAN PROVINCE: IMPLICATIONS FOR SOURCE REGION AND DIAGENETIC ENVIRONMENT

XU Heng^{1,2}, CUI Yin-liang^{1,3}, ZHANG Miao-hong², ZHOU Jia-xi⁴,
LIU Li-chao⁵, CHEN Liang⁵, LIANG Ting-xiang², RONG Hui-feng²

1. Faculty of Land Resources Engineering Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;
2. Nonferrous Metals Geological Survey, Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Kunming 650216, China;
3. Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Kunming 650051, China;
4. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;
5. No. 310 Geological Team, Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Dali 671000, China

Abstract: The Bijiaoshan Au ore deposit occurred with granite porphyry, quartz-monzonite porphyry and lamprophyre. Petrology, petrogeochemistry and zircon U-Pb geochronology of lamprophyres in the Bijiaoshan ore deposit are studied. It shows that they are mica lamprophyre and belong to the potassic and ultra-potassic calc-alkaline series, with alkali-rich ($w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 5.00\% \sim 9.26\%$, average 7.57%), high-K ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.92 \sim 19.02$, average 4.69) and low Ti ($w(\text{TiO}_2) = 0.43\% \sim 0.77\%$, average 0.66%) features. The lamprophyre samples display high ratios of $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ ($9.13 \sim 10.71$) and $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ($11.60 \sim 15.32$), with weak negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.61 \sim 0.85$, average 0.73). They are enriched in large iron lithophile elements (Rb, Ba, U and Sr) and depleted in high field strength elements (Nb, Ta, Zr and Ti), especially depleted Ta, Nb and Ti, showing "TNT" negative anomalies in trace element spider diagram. Zircon grains from lamprophyres were analyzed by using Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), which yields a U-Pb age of $33.6 \text{ Ma} \pm 0.29 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD} = 1.18, n = 16$), indicating that it was formed during Paleogene Eocene, and is consistent with the peak ages ($45 \text{ Ma} \sim 30 \text{ Ma}$) of the Jinshajiang-Red River alkali-rich porphyry belt. Based on the petrology, petrogeochemistry, zircon U-Pb geochronology and geological setting, It is proposed that the lamprophyres in Bijiaoshan ore deposit were formed by low degree ($2\% \sim 10\%$) partial melting of phlogopite-hornblende-bearing garnet lherzolite enriched lithospheric mantle under the post-collision tensional setting of India-Eurasian plate.

Key words: Lamprophyres; petrogeochemistry; zircon U-Pb geochronology; magma source; diagenetic environment; Bijiaoshan ore deposit of Dali city

ISSN 1001-6872(2015)03-0041-11; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Xu Heng, male, 34 years old, an engineer of mineral deposit geology and a Ph D candidate of mineral resource and exploration. Now he is engaged in the research of petro-geochemistry.