

云南永胜分水岭矿区富碱斑岩地球化学、 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

徐 恒^{1,2}, 崔银亮^{1,3*}, 周家喜⁴, 张苗红², 梁庭祥², 姜永果³

(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)

摘 要: 云南永胜分水岭矿区富碱斑岩体位于扬子地块西缘宾川-程海断裂与箐河断裂交汇部位, 属于金沙江-哀牢山富碱斑岩带组成部分, 主要由黑云母花岗闪长斑岩(BGDP)和花岗闪长斑岩(GDP)组成。两类岩石均具有富碱(BGDP的 K_2O+Na_2O 均值为 8.22%、GDP的 K_2O+Na_2O 均值为 8.13%)、富钾(BGDP的 K_2O/Na_2O 均值为 1.08, GDP的 K_2O/Na_2O 均值为 1.2)和准铝质(BGDP的 A/CNK 均值为 0.95、GDP的 A/CNK 均值为 0.94)特征, 表明二者均属准铝质高钾钙碱性系列的富碱斑岩。两类岩石均富集大离子亲石元素(Rb、Ba、Pb、Sr)、Th、U 和 LREE, 亏损高场强元素(Ta、Nb 和 Ti), 二者稀土元素配分模式均为右倾平滑型, 且 Eu 异常不显著($\delta Eu=0.85\sim 1.12$)。地球化学特征表明它们属同源岩浆演化的产物, 具有相似的源区特征和成岩动力学背景。花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 34.5 ± 0.3 Ma(MSWD=1.5, $n=19$), 落在金沙江-哀牢山富碱斑岩带岩浆活动的高峰期内(45~30 Ma)。综合岩石学、地球化学和成岩年代学资料, 认为分水岭矿区富碱斑岩形成的动力学条件和源区特征与金沙江-哀牢山富碱斑岩带一致, 即形成于印度-欧亚板块碰撞期后动力学性质转换背景下, 是加厚下地壳和上地幔部分熔融的产物, 与金沙江-哀牢山走滑断裂构造活动密切相关。

关键词: 富碱斑岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学; 成岩环境; 云南永胜分水岭

中图分类号: P595; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2016)03-0614-011

0 引 言

云南省永胜分水岭铜(金)矿矿区, 位于扬子地块西缘丽江台缘褶皱带东侧边缘与川滇台背斜接触部位, 近 SN 向宾川-程海深大断裂东部。该区在中-新生代表现为古陆缘裂陷环境, 属大陆边缘活动带, 由于受到喜马拉雅期印度板块与欧亚板块碰撞的远程效应影响, 诱发了区内强烈的构造-岩浆活动, 并为深源岩浆上侵形成多金属矿床提供了通道、空间和物质基础(Hou et al., 2007; 李建军等, 2013)。近年

来, 学者对金沙江-哀牢山富碱斑岩带内的富碱侵入岩及相关 Cu-Mo-Au 等多金属矿床进行了大量的研究(Wang et al., 2001; 崔银亮等, 2002; 何明勤等, 2004; Hou et al., 2007; Xu et al., 2007; 李光斗, 2009; Lu et al., 2012; 郭晓东等, 2012; 李建军等, 2013; Mao et al., 2014), 取得了丰硕成果。云南省有色地质局通过 2009~2012 年的地质勘查, 发现了云南永胜县分水岭斑岩型铜(金)矿床(中型规模), 但对与成矿关系密切的斑岩体, 仅有少量的岩相学报道(李光斗, 2009)。岩石成因和成岩环境是认识成岩作用的关键,

收稿日期: 2014-09-06; 改回日期: 2014-12-15

项目资助: 中国地质调查局项目(1212011120607)和云南省有色地质局项目(2013100001)联合资助。

第一作者简介: 徐恒(1981-), 男, 博士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: 306551439@qq.com

通信作者: 崔银亮(1966-), 男, 教授, 博士生导师, 从事找矿勘查与地质科研工作。Email: cy1186@163.com

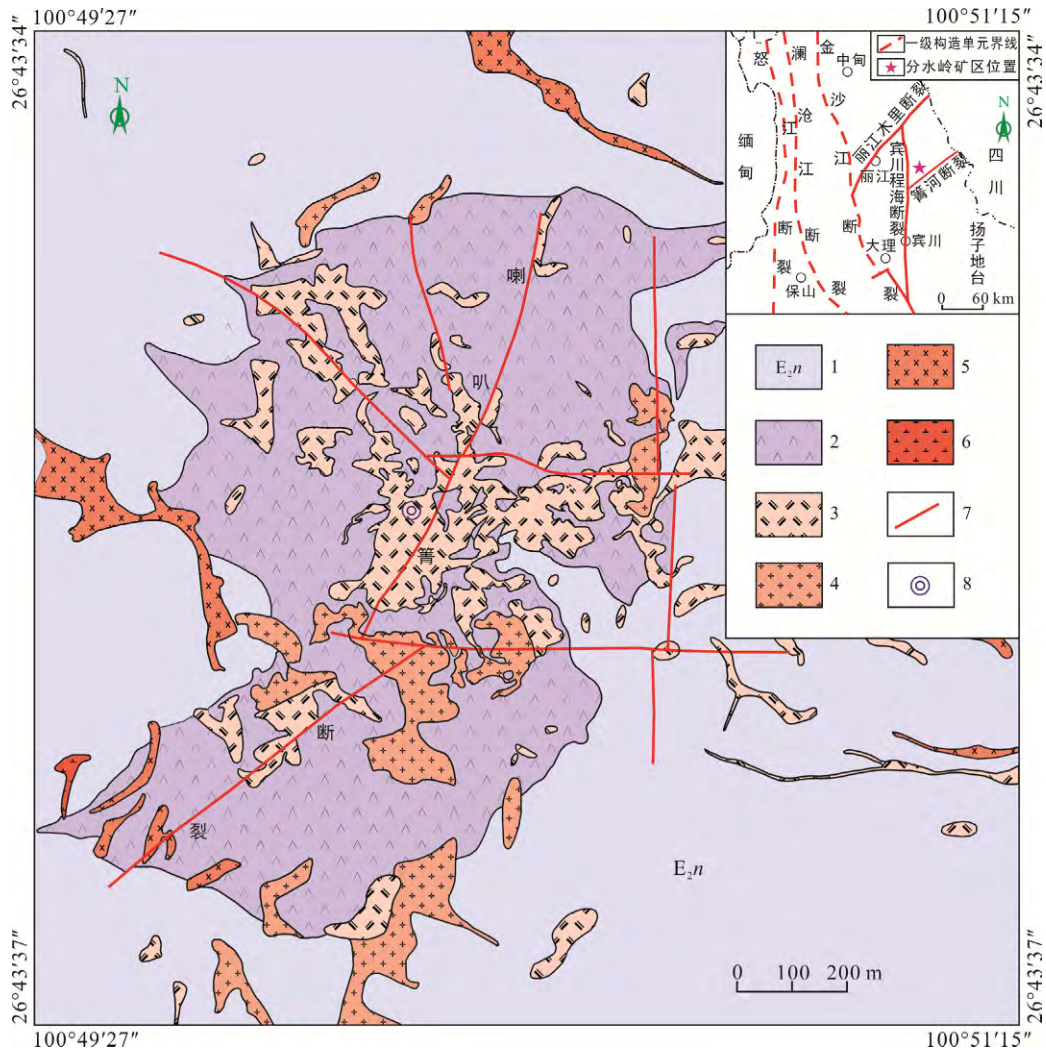
并对理解其成矿作用具有重要意义。本文对 ZK2703 钻孔所揭露的新鲜斑岩, 开展了系统的岩石学、地球化学及成岩年代学研究, 以期为理解斑岩成岩成矿作用提供更加丰富的信息。

1 地质背景

由于印度-欧亚板块碰撞, 青藏高原整体抬升, 形成了上千公里的 NW-NNW 向金沙江-哀牢山构造带(Wang et al., 2001)。碰撞期后, 动力学条件发生转换, 诱发加厚下地壳和上地幔部分熔融, 形成富碱岩浆沿金沙江-哀牢山走滑构造带上侵形成长约 1000 km, 宽 50~80 km 的富碱侵入岩带(Wang et al., 2001; 毕献武等, 2005; 侯增谦等, 2006a; Hou et al., 2007; 刘显凡等, 2010)。侵入岩呈岩基、岩株、岩墙

和岩脉等侵位于沉积地层中, 成岩年代学研究表明, 富碱岩浆活动的高峰期年龄为 45~30 Ma(Wang et al., 2001; 毕献武等, 2005; Hou et al., 2007; Lu et al., 2012; 和文言等, 2013; Mao et al., 2014)。此外, 金沙江-哀牢山富碱斑岩带也是我国新生代大规模成矿作用的重要地区之一, 是重要的 Cu-Mo-Au 等多金属资源产地(Hou et al., 2007; 邓军等, 2010; 郭晓东等, 2012; Mao et al., 2014)。

分水岭铜(金)矿矿区位于金沙江-哀牢山深大断裂带的东侧, 扬子地台西缘宾川-程海断裂与箐河断裂系交汇地带。区内构造岩浆活动频繁且强烈, 分布大面积的侵入岩体(图 1)及相关 Cu-Mo-Au 等多金属矿产。岩相学资料表明, 与分水岭铜(金)矿床成矿有关的岩体属滇西金沙江-哀牢山富碱斑岩带的



1. 古近系始新统宁蒗组砂岩夹泥岩; 2. 角岩; 3. 中-粗粒石英二长斑岩; 4. 中-细粒石英二长斑岩; 5. 二长花岗岩斑岩; 6. 花岗岩闪长斑岩; 7. 断层; 8. 采样钻孔位置。

图 1 云南永胜分水岭矿区地质简图

Fig.1 Sketch geological map of the Fenshuiling ore district, Yongsheng city, Yunnan province

组成部分(李光斗, 2009)。已发现的斑岩体主要由石英二长斑岩、二长花岗斑岩和花岗闪长斑岩组成, 主要呈脉状产出, 脉体走向与主控断裂一致(图 1)。研究区出露地层主要为新生界古近系始新统宁蒗组(E_2n)第三段紫色、紫红色中厚层状泥岩夹同色砂岩, 厚约 550 m, 与侵入岩接触带形成角岩。受宾川—程海断裂和箐河断裂多期活动的影响, 区内断裂早期呈 NNE 向展布, 晚期呈近 EW 向展布。

2 岩体特征

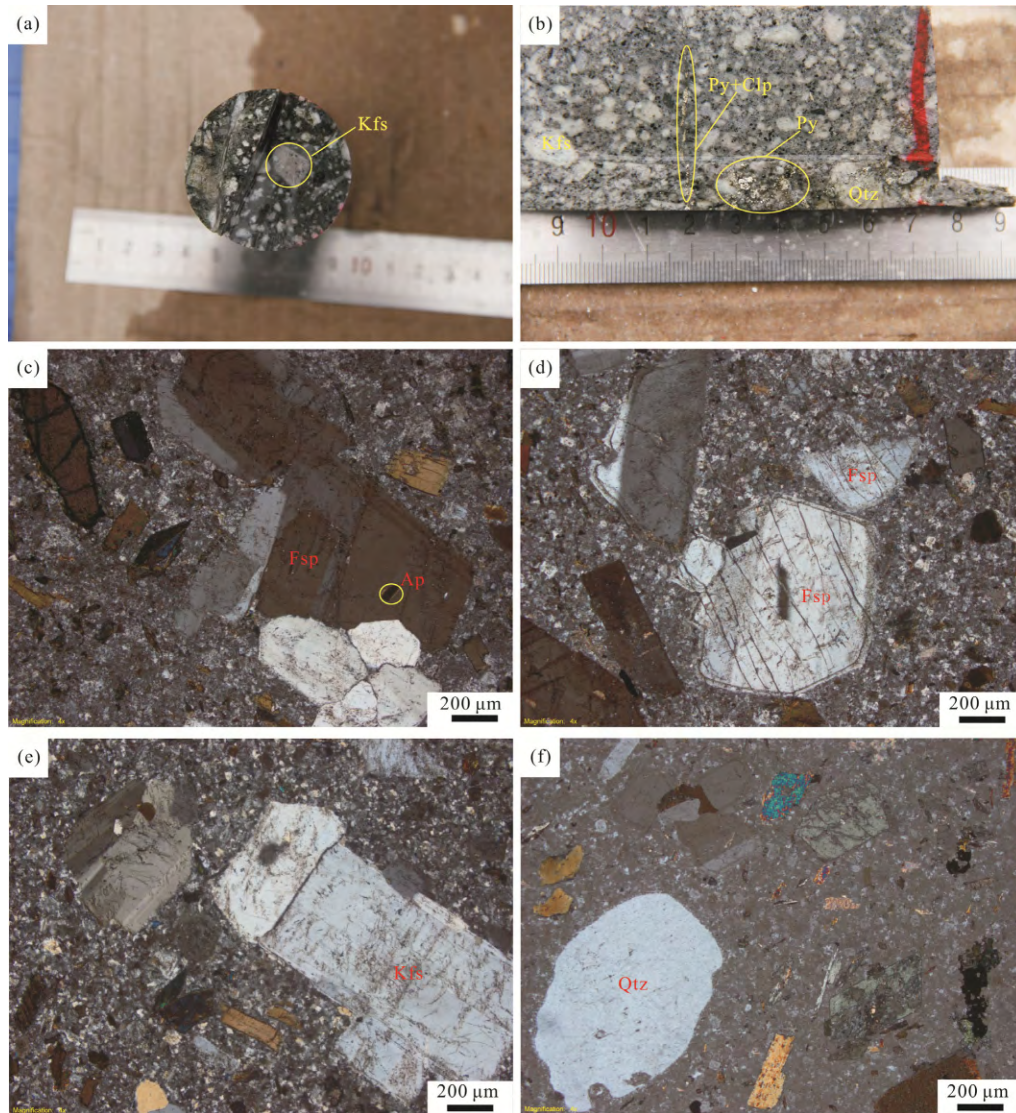
2.1 岩体地质特征

分水岭矿区内发育长约 50~400 m, 宽约 10~100 m,

大小不等的几十个斑岩体, 它们以喇叭筒断裂为侵位中心呈岩株产出、少量呈岩枝和岩脉产出, 侵入接触关系明显, 岩体总体呈 NE-NW 向展布(图 1)。斑岩体侵入古近系始新统宁蒗组(E_2n)砂岩夹泥岩中, 野外观察并结合地质资料, 显示岩体边缘相边部也具斑状结构, 但斑晶数量较少, 基质为隐晶质, 同时可见与角岩过渡接触关系。

2.2 岩相学特征

由于矿区地表出露的斑岩体风化非常强烈, 故本次研究样品均采自新近施工的 ZK2703 钻孔。野外观察和室内岩矿鉴定显示, 富碱斑岩主要由黑云母花岗闪长斑岩和花岗闪长斑岩组成(图 2)。



(a) 黑云母花岗闪长斑岩; (b) 花岗闪长斑岩; (c) 长石的次生边和磷灰石包体; (d) 长石的环带结构; (e) 钾长石的卡氏双晶; (f) 石英的港湾结构。矿物名称缩写: Fsp. 长石; Kfs. 钾长石; Clp. 黄铜矿; Py. 黄铁矿; Qtz. 石英; Ap. 磷灰石。

图 2 分水岭矿区富碱斑岩手标本和显微镜下照片

Fig.2 Photos and micrographs of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

黑云母花岗闪长斑岩由斑晶和基质组成。其中斑晶占全岩的 20%~30%，主要为斜长石、钾长石、黑云母及少量角闪石、石英。斜长石占斑晶 30%~40%，斑晶大小 0.3~0.5 mm，主要为中酸性或酸性斜长石，自形板状晶体，聚片双晶常见，双晶纹较密集，多有次生边。钾长石占斑晶 20%~30%，斑晶大小为 0.15~0.2 mm，主要为正长石和微斜长石，见卡氏双晶(图 2e)和格子双晶，多有次生边结构(图 2c、d)。黑云母占斑晶 20%~30%，斑晶大小为 0.5~0.9 mm×0.14~0.2 mm，斑晶鳞片状。角闪石占斑晶 5%~10%，具强烈的绿泥石化，局部发育绿帘石化和碳酸盐化。石英占斑晶 1%~5%，近圆形，具明显的次生边。基质占全岩 70%~80%，主要为隐晶质-细晶质的长石和黑云母。不透明金属矿物主要为黄铁矿和少量黄铜矿，两者共生呈细脉状充填到岩石节理中。副矿物为磷灰石和榍石。

花岗闪长斑岩由斑晶和基质组成。其中斑晶占全岩的 30%~40%，主要为长石及少量石英和黑云母。长石占斑晶的 60%~70%，主要为中酸性斜长石及少量钾长石。中酸性斜长石为自形板状晶体，大小为 0.3~5 mm，环带结构发育(图 2d)，聚片双晶，双晶纹较宽，钾长石见卡氏双晶。石英占斑晶 20%~30%，粒径 0.2~0.6 mm，它形粒状，可见熔蚀的港湾结构(图 2f)，多具弱的波状消光。黑云母占斑晶 1%~5%，具鳞片状，镜下呈暗褐色，亮黄色，多色性明显，正吸收性强，有弱的绿泥石化现象。角闪石量较少，粒径 0.01~0.02 mm，具不规则粒状，偶见假六边形横截面，可见两组菱形相交的解理，镜下绿色，黄绿色，亮黄色，干涉色为一级橙色。基质占全岩 60%~70%，主要为隐晶-细晶质的长石和黑云母。不透明矿物主要见黄铜矿和黄铁矿共生，呈不规则质点斑点或细脉状产出(图 2b)。副矿物为磷灰石，柱状，长 0.08~0.15 mm。

3 样品及分析方法

样品采自钻孔 ZK2703 深部揭露的含矿富碱斑岩体，选取样品时尽量选择新鲜并避开蚀变强烈的斑岩体，共采集样品 8 件。岩石碎至 200 目以下，用于化学分析。分析方法如下：

3.1 主量、微量和稀土元素分析

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)测试，分

析精度优于 10%。微量元素含量使用四级杆型电感耦合等离子体质谱(Q-ICP-MS)仪测定，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%，分析流程见 Qi et al. (2000)。

3.2 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年

锆石样品选自花岗闪长斑岩，分选由廊坊诚信地质服务公司完成。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析在中国地质大学(武汉)完成。锆石制靶抛光后，用于阴极发光图像观察和激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析。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(Liu et al., 2008, 2010)，锆石 U-Pb 年龄谐和图绘制采用 Isoplot 3.0 程序(Ludwig, 2003)完成。

4 分析结果

4.1 主量元素

分水岭矿区富碱斑岩主量元素分析结果见表 1。两类岩石的 SiO₂ 含量介于 65.69%~69.94%，K₂O 含量为 3.94%~4.75%，Na₂O+K₂O 含量介于 7.69%~8.63%，总体 K₂O>Na₂O，K₂O/Na₂O 介于 0.93~1.41，表明它们相对富碱且富钾贫钠。在 SiO₂-K₂O 图解(图 3)中，

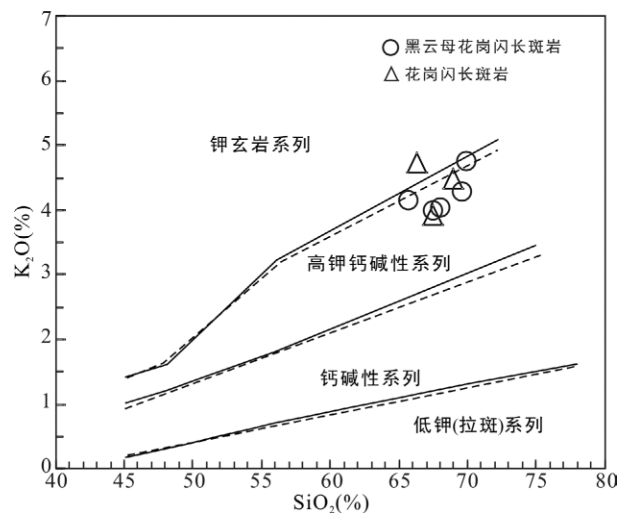


图 3 分水岭矿区富碱斑岩 SiO₂-K₂O 图解(底图据 Rickwood, 1989)

Fig.3 SiO₂ vs. K₂O diagram of the alkali-rich porphyry from the Fenshuiling ore district

样品投点介于高钾钙碱性和钾玄岩系列。样品的 Al_2O_3 含量介于 13.69%~15.32%，过铝指数(A/CNK)介于 0.90~1.01，平均 0.95，在 A/CNK-A/NK 图解中(图 4a)，全部样品落入准铝质-过铝质分界区，属准铝质系列。二者分异指数(DI)介于 80.94~85.27，

平均 82.26，固结指数(SI)介于 10.86~16.44，平均 14.85，表明它们的结晶分异程度高且均匀。在 K_2O - Na_2O 判别图(图 4b)解中，样品落入了 A 型花岗岩区，表明研究区富碱斑岩具有类似 A 型花岗岩的特征。

表 1 分水岭矿区富碱斑岩主量元素分析结果(%)

Table 1 Major (%) element contents of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

样号	F03	F07	F09	F15	F20	F27	F56	F61
位置	25 m	56 m	75 m	117 m	159 m	232 m	405 m	430 m
岩性	BGDP	BGDP	GDP	GDP	BGDP	BGDP	BGDP	GDP
SiO_2	67.45	69.62	68.94	66.28	69.94	68.05	65.69	67.44
Al_2O_3	15.32	14.08	13.69	14.91	14.77	14.5	14.25	14.55
TFe_2O_3	2.25	2.3	2.83	3.01	1.87	2.86	3.35	2.72
MgO	1.86	1.95	2.07	1.41	1.87	2.34	1.65	1.97
CaO	2.42	2.18	2.11	2.52	1.72	2.62	2.6	2.7
Na_2O	4.32	3.70	3.20	3.81	3.88	4.09	3.89	4.20
K_2O	4.00	4.28	4.50	4.75	4.76	4.04	4.16	3.94
MnO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.03
P_2O_5	0.19	0.21	0.24	0.25	0.20	0.25	0.21	0.24
TiO_2	0.4	0.36	0.35	0.36	0.38	0.4	0.38	0.39
LOI	0.79	1.07	1.44	1.97	0.75	0.68	1.97	1.28
Total	99.02	99.77	99.38	99.28	100.13	99.87	98.2	99.46
K_2O+Na_2O	8.32	7.98	7.69	8.56	8.63	8.13	8.05	8.14
K_2O/Na_2O	0.93	1.16	1.41	1.25	1.23	0.99	1.07	0.94
A/CNK	0.97	0.96	0.98	0.93	1.01	0.91	0.91	0.90
A/NK	1.34	1.31	1.35	1.31	1.28	1.31	1.31	1.30
AR	2.77	2.67	2.36	2.56	2.78	2.81	2.71	2.78
DI	81.32	82.59	81.62	82.61	85.27	80.94	81.79	81.90
SI	14.96	15.94	16.44	10.86	15.11	17.56	12.65	15.36
R_1	1994	2288	2378	1920	2128	2074	2008	2042
R_2	664	615	610	650	571	687	666	685

注: BGDP. 黑云母花岗岩闪长斑岩; GDP. 花岗岩闪长斑岩。

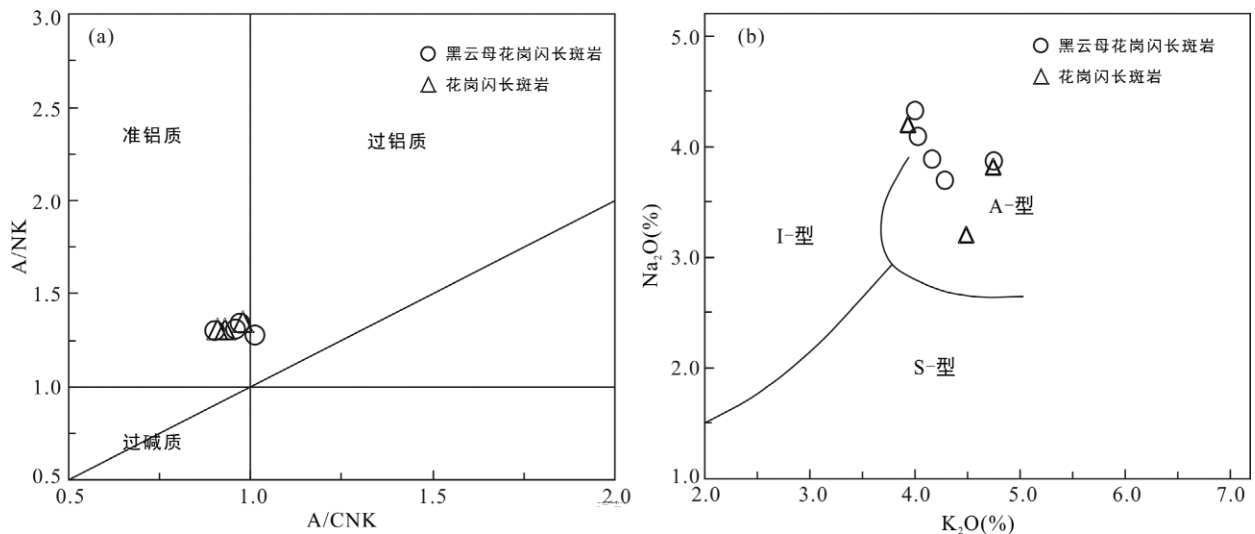


图 4 分水岭矿区富碱斑岩 A/CNK-A/NK (a, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)和 K_2O - Na_2O (b, 据 Collin et al., 1982)图解
Fig.4 A/CNK vs. A/NK (a) and K_2O vs. Na_2O (b) diagrams of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

4.2 微量和稀土元素

分水岭矿区富碱斑岩微量和稀土元素含量分析结果见表 2。两类岩石的稀土总量(ΣREE)均较低, 为 $114 \times 10^{-6} \sim 175 \times 10^{-6}$, 是球粒陨石(3.89×10^{-6})的 29~45 倍, 略低于中国花岗岩的 ΣREE 均值(169×10^{-6} , 史长义等, 2008)。样品的 $\text{LREE} = 95.9 \times 10^{-6} \sim 156 \times 10^{-6}$, $\text{HREE} = 14.8 \times 10^{-6} \sim 21.0 \times 10^{-6}$, $\text{LREE}/\text{HREE} = 5.44 \sim 8.26$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值介于 23.5~35.9, 具有富集轻稀土元素的特征。球粒陨石标准化稀土元素配分模式图为右

倾平滑型(图 5a), δEu 值在 0.85~1.12 之间, Eu 异常不显著, 暗示成岩过程中斜长石分离结晶作用可能不强。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5b)显示, 明显富集大离子亲石元素(Rb、Ba、Sr)和 Th、U, 而高场强元素 Nb、Ta、Zr 和 Hf 相对亏损, 具有明显的“TNT (Ta、Nb 和 Ti)”负异常特征。微量和稀土元素含量在黑云母花岗闪长斑岩和花岗闪长斑岩间没有明显的差异, 也表明二者是同源岩浆演化的产物, 具有类似的源区特征。

表 2 分水岭矿区富碱斑岩微量及稀土元素分析结果($\times 10^{-6}$)

Table 2 Trace and rare earth element ($\times 10^{-6}$) concentrations of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

样号	F03	F07	F09	F15	F20	F27	F56	F61	中国花岗岩
位置	25 m	56 m	75 m	117 m	159 m	232 m	405 m	430 m	
岩性	BGDP	BGDP	GDP	GDP	BGDP	BGDP	BGDP	GDP	
Rb	86.9	100	120	114	110	109	131	119	160
Ba	1230	1310	1240	1280	1500	1290	1280	1460	560
Cu	111	184	814	790	188	158	102	235	5
Th	10.1	9.18	6.61	7.19	13.1	12.8	13.7	14.5	17
U	2.94	2.93	2.39	2.55	4.22	4.01	4.69	5.15	2.9
Ta	0.31	0.32	0.34	0.35	0.39	0.48	0.40	0.48	1.3
Nb	5.95	6.05	6.00	6.74	6.074	8.03	6.45	7.64	14
Sr	762	709	666	675	827	796	858	935	170
Pb	15	15.2	9.78	12	21.8	19.3	24.5	21.1	26
Zr	149	134	132	146	145	137	169	174	150
Hf	3.34	2.98	3.29	3.22	3.47	3.06	4.85	4.29	5
La	29.6	28.3	23.7	26.3	38.1	36.4	35.2	39.3	33
Ce	54.3	51.5	44.6	47.8	69.7	67.4	67.9	76.4	63
Pr	6.27	5.85	5.06	5.29	7.78	7.85	7.55	7.86	7
Nd	21.8	20.6	18.2	18.9	25.4	26.2	24.8	26.4	25
Sm	3.64	3.43	3.34	3.29	4.17	4.72	4.31	4.34	4.6
Eu	1.08	1.04	0.950	0.966	1.461	1.56	1.02	1.18	0.82
Gd	2.74	2.75	2.92	2.77	3.63	4.49	2.78	3.13	4.6
Tb	0.30	0.28	0.31	0.31	0.34	0.42	0.38	0.41	0.64
Dy	1.49	1.43	1.64	1.68	1.73	1.97	1.64	1.85	4
Ho	0.26	0.25	0.30	0.30	0.33	0.40	0.35	0.36	0.80
Er	0.73	0.65	0.83	0.81	0.87	1.00	0.88	1.03	2.25
Tm	0.10	0.08	0.11	0.12	0.09	0.12	0.12	0.12	0.38
Yb	0.56	0.54	0.68	0.75	0.71	0.76	0.72	0.82	2.1
Lu	0.07	0.08	0.11	0.11	0.09	0.09	0.12	0.15	0.33
Y	9.04	8.79	10.7	10.9	9.98	11.7	10.5	11.3	20
ΣREE	131	126	114	120	164	165	158	175	169
LREE	117	111	95.9	103	147	144	141	156	133
HREE	15.3	14.8	17.6	17.8	17.8	21.0	17.5	19.2	35.1
LREE/HREE	7.63	7.46	5.44	5.78	8.26	6.88	8.05	8.11	7.2
δEu	1.01	1.00	0.91	0.95	1.12	1.02	0.85	0.94	0.54
δCe	0.90	0.90	0.92	0.91	0.91	0.90	0.94	0.97	0.93
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	35.9	35.3	23.5	23.6	36.5	32.2	33.1	32.4	10.62
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	5.12	5.19	4.47	5.03	5.75	4.85	5.14	5.70	
$(\text{Gd}/\text{Lu})_{\text{N}}$	4.59	4.32	3.40	3.29	5.29	6.12	2.94	2.67	

注: 中国花岗岩数据引自史长义等(2008)。 ΣREE 含 Y。

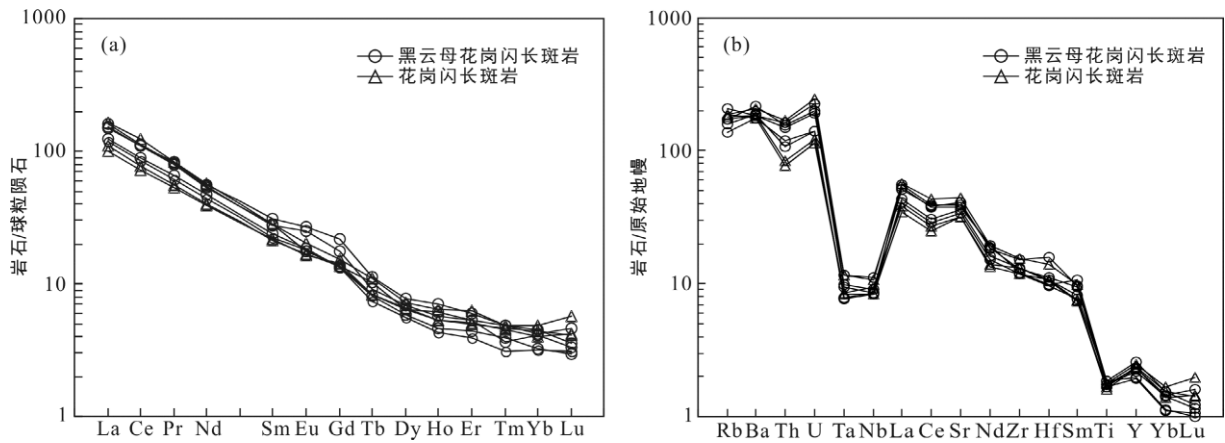


图 5 富碱斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, 标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b) of the alkali-rich porphyry

4.3 锆石特征及成岩年龄

由于分水岭矿区黑云母花岗闪长斑岩和花岗闪长斑岩在岩相学和地球化学方面表现出了高度的相似性,且二者没有明显的空间分带关系(图 1),表明它们属同期同源岩浆演化的产物。花岗闪长斑岩成岩年龄可以代表分水岭矿区富碱斑岩的成岩年龄,故本次只选择了花岗闪长斑岩样品进行 LA-ICP-MS

锆石 U-Pb 年龄测定,测试结果见表 3。挑选的锆石粒径为 80~150 μm,多为半自形、长柱状和短柱状,具有明显的振荡环带(图 6a),且锆石 Th/U 比值为 0.17~0.47(大于 0.1),说明其为岩浆成因锆石。所测 19 颗锆石的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄介于 33.7±0.6~35.6±0.6 Ma 之间,加权平均年龄为 34.5±0.3 Ma (MSWD=1.5) (图 6b),表明分水岭矿区富碱斑岩的结晶时代为始新世。

表 3 分水岭矿区富碱斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析结果

Table 3 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

测点	元素含量(×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值						年龄(Ma)			
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
FSL-01	9.27	462	1563	0.30	0.0500	0.0030	0.0371	0.0022	0.0054	0.0001	36.9	2.2	34.6	0.5
FSL-02	10.99	723	1882	0.38	0.0465	0.0023	0.0337	0.0016	0.0052	0.0001	33.7	1.6	33.7	0.4
FSL-03	7.21	234	1283	0.18	0.0472	0.0031	0.0342	0.0022	0.0053	0.0001	34.1	2.1	34.1	0.5
FSL-04	7.72	345	1304	0.26	0.0489	0.0032	0.0364	0.0023	0.0054	0.0001	36.3	2.2	34.9	0.5
FSL-05	10.80	737	1835	0.40	0.0483	0.0023	0.0355	0.0017	0.0053	0.0001	35.4	1.6	34.2	0.4
FSL-06	6.68	515	1094	0.47	0.0457	0.0029	0.0332	0.0021	0.0053	0.0001	33.1	2.0	34.2	0.5
FSL-07	8.23	289	1473	0.20	0.0501	0.0034	0.0359	0.0023	0.0052	0.0001	35.8	2.3	33.7	0.6
FSL-08	7.28	318	1217	0.26	0.0452	0.0034	0.0340	0.0024	0.0055	0.0001	34.0	2.4	35.6	0.6
FSL-09	9.80	424	1662	0.26	0.0468	0.0027	0.0353	0.0021	0.0055	0.0001	35.2	2.0	35.4	0.4
FSL-10	6.42	233	1112	0.21	0.0472	0.0028	0.0350	0.0021	0.0054	0.0001	34.9	2.1	34.4	0.5
FSL-11	7.71	229	1354	0.17	0.0508	0.0038	0.0375	0.0027	0.0054	0.0001	37.3	2.6	34.7	0.5
FSL-12	8.47	281	1506	0.19	0.0459	0.0028	0.0334	0.0020	0.0053	0.0001	33.4	1.9	34.1	0.4
FSL-13	8.11	325	1415	0.23	0.0454	0.0026	0.0336	0.0019	0.0054	0.0001	33.5	1.8	34.5	0.4
FSL-14	7.56	276	1348	0.20	0.0453	0.0027	0.0330	0.0019	0.0053	0.0001	33.0	1.9	34.2	0.4
FSL-15	10.20	599	1738	0.34	0.0425	0.0028	0.0312	0.0020	0.0054	0.0001	31.2	1.9	34.5	0.4
FSL-16	10.87	571	1812	0.32	0.0469	0.0025	0.0359	0.0018	0.0055	0.0001	35.8	1.8	35.5	0.4
FSL-17	5.81	254	1044	0.24	0.0497	0.0039	0.0361	0.0027	0.0054	0.0001	36.0	2.6	34.4	0.6
FSL-18	5.89	187	1065	0.18	0.0464	0.0029	0.0352	0.0022	0.0054	0.0001	35.1	2.1	35.0	0.5
FSL-19	5.25	194	947	0.20	0.0493	0.0039	0.0362	0.0027	0.0054	0.0001	36.1	2.7	34.5	0.5

5 讨 论

5.1 岩浆源区特征

前人对北衙和马厂箐等地的富碱斑岩源区特征研究表明(毕献武等, 2005; Xu et al., 2007; 肖晓牛等, 2009; Lu et al., 2012; 和文言等, 2013), 金沙江-哀牢山斑岩带内富碱侵入岩为加厚下地壳和上地幔部分熔融的产物。分水岭矿区富碱斑岩属准铝质高钾钙碱性系列, 具有类似于 A 型花岗岩的特征, 暗示其源区有幔源物质加入(侯增谦等, 2003; Hou et al., 2007)。在岩浆源区判别图解 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解(图 7a)中本区所有样品均落入了壳幔源区, 与北衙和马厂箐富碱斑岩样品分布范围重叠, 显示它们具有相

似的源区特征。而在 La-La/Sm 图解(图 7b)上显示本区富碱斑岩还经历了部分熔融, 也与北衙和马厂箐富碱斑岩一致。综上, 认为本区斑岩与北衙、马厂箐等地富碱斑岩体的源区相似, 均为加厚下地壳和上地幔部分熔融的产物。

5.2 构造环境及动力学背景

大量的成岩成矿年代学研究表明, 喜马拉雅期金沙江-哀牢山富碱斑岩多金属成矿带的大规模成岩成矿作用发生于始新世(侯增谦等, 2003, 2006a, 2006b; 曾普胜等, 2006; Hou et al., 2007; Xu et al., 2007, 2012; 邓军等, 2010; Lu et al., 2012; Mao et al., 2014)。本次锆石 U-Pb 定年结果($34.5 \pm 0.3 \text{ Ma}$), 表明分水岭矿区富碱斑岩也是始新世富碱岩浆活动的产

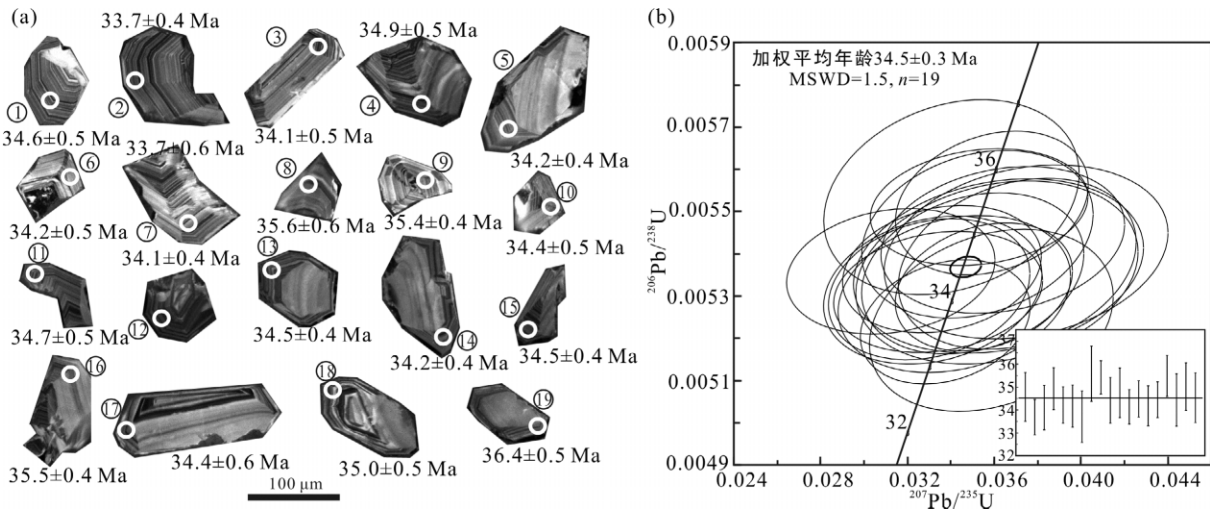


图 6 锆石阴极发光图像和测年点与年龄(a), 及锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig.6 Cathodoluminescence images with test spots and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of zircon grains (a) and U-Pb concordia diagram (b)

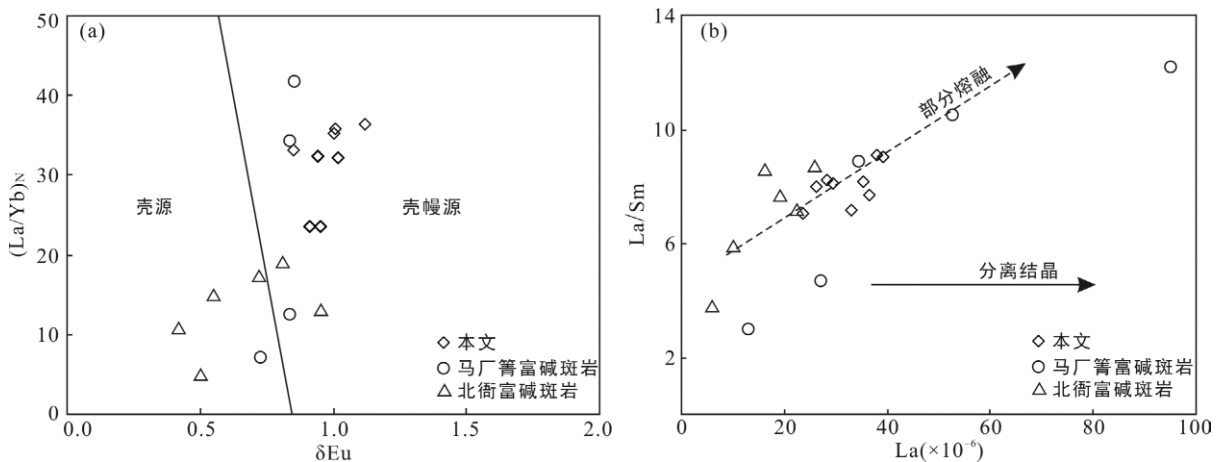


图 7 富碱斑岩 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_N$ (a, 据王中刚等, 1989)和 La-La/Sm (b, 据申屠保湧, 1995)图解(北衙富碱斑岩数据来自徐受民等, 2006; 马厂箐富碱斑岩数据来自王治华等, 2010 和刀艳等, 2015)

Fig.7 δEu vs. $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (a), and La vs. La/Sm (b) plots for the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district

物。分水岭铜(金)矿区富碱斑岩成矿系统的形成与青藏高原晚碰撞阶段(40~26 Ma)大规模走滑断裂系统有关的斑岩型 Cu-Mo(Au)成矿事件相对应(侯增谦等, 2006a, 2006b), 落入金沙江-哀牢山富碱斑岩带岩浆活动高峰期(45~30 Ma)内。因此, 其形成的构造环境及动力学背景等均与金沙江-哀牢山富碱斑岩带一致。印度-欧亚板块碰撞始于 65 Ma, 受此俯冲碰撞的影响, 青藏高原的东缘形成了一系列近 SN 向的巨型走滑断裂带, 并诱发了加厚下地壳和上地幔的部分熔融, 形成的富碱岩浆沿规模巨大的金沙江-哀牢山走滑断裂及其与基底断裂交切处, 上升侵位形成浅成富碱侵入岩体, 并形成相关 Cu-Mo-Au 等多金属矿产。

6 结 论

分水岭铜(金)矿区与成矿有关的斑岩(黑云母花岗闪长斑岩和花岗闪长斑岩)具有富碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.69\% \sim 8.63\%$)和富钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.93 \sim 1.41$)特征, 属准铝质高钾钙碱性系列的富碱斑岩。微量和稀土元素特征表明, 岩浆源区具有壳-幔混合特征。锆石 U-Pb 年龄为 34.5 Ma, 与金沙江-哀牢山富碱斑岩带岩浆活动高峰期年龄吻合, 其岩石成因和源区特征与该碱性斑岩带一致, 均为印度-欧亚板块碰撞期后, 力学性质转换背景下, 加厚下地壳和上地幔部分熔融的产物。

致谢: 野外工作得到了中国科学院地球化学研究所严再飞研究员、云南省有色地质局 310 队刘利超队长、陈梁总工、张金学高级工程师以及中国地质大学(北京)王根厚教授的帮助。中国地质大学(北京)喻学惠教授和贵州大学何明勤教授对本文提出了宝贵的修改意见, 编辑老师对本文进行了认真仔细的审阅, 在此一并向他们表示衷心的感谢!

参考文献(References):

毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征. 岩石学报, 21(1): 113-124.

崔银亮, 陈贤胜, 张映旭, 和浪涛. 2002. 滇西新生代与富碱斑岩有关的金矿床成矿特征和成矿条件. 大地构造与成矿学, 26(4): 404-408.

刀艳, 李峰, 王蓉, 吴静, 范柱国. 2015. 云南九顶山正长斑岩年代学、岩石地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素特征. 大地构造与成矿学, 39(3): 497-509.

邓军, 侯增谦, 莫宣学, 杨立强, 王庆飞, 王长明. 2010. 三江特提斯复合造山与成矿作用. 矿床地质, 29(1): 37-42.

郭晓东, 葛良胜, 王梁, 王治华, 史小翠. 2012. 云南马厂箐岩体中深源包体特征及其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄. 岩石学报, 28(5): 1413-1424.

何明勤, 杨世瑜, 陈昌勇, 马德云, 钟昆明. 2004. 滇西小龙潭-马厂箐地区铜金多金属矿床地质地球化学及成因研究. 北京: 地质出版社: 1-120.

和文言, 莫宣学, 喻学惠, 和中华, 董国臣, 刘晓波, 苏纲生, 黄雄飞. 2013. 滇西北衙金多金属矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 岩石学报, 29(4): 1301-1310.

侯增谦, 吕庆田, 王安建, 李晓波, 王宗起, 王二七. 2003. 试论陆陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例. 矿床地质, 22(4): 319-334.

侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006a. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. 矿床地质, 25(4): 337-358.

侯增谦, 潘桂棠, 王安建, 莫宣学, 田世洪, 孙晓明, 丁林, 王二七, 高永丰, 谢玉玲, 曾普胜, 秦克章, 许继峰, 曲晓明, 杨志明, 杨竹森, 费红彩, 孟祥金, 李振清. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. 矿床地质, 25(5): 521-543.

李光斗. 2009. 宁蒗-祥云斑岩型矿床成矿条件及找矿方向研究. 昆明理工大学学报(理工版), 34(1): 1-6.

李建军, 杨飞, 何志芳, 陈梁, 刘利超, 张贵平. 2013. 云南省永胜县分水岭铜矿找矿模型初探. 矿物学报, 33(4): 606-612.

刘显凡, 蔡永文, 卢秋霞. 2010. 滇西地区富碱斑岩中地幔流体作用踪迹及成矿作用意义. 地学前缘, 17(1): 104-136.

申屠保湧. 1995. 藏东花岗岩类稀土元素地球化学特征. 特提斯地质, 19: 90-105.

史长义, 鄢明才, 迟清华. 2008. 中国花岗岩类化学元素丰度. 北京: 地质出版社: 15-20.

王中刚, 于学元, 赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社: 1-535.

王治华, 郭晓东, 陈祥, 葛良生, 邹依琳. 2010. 云南祥云马厂箐富碱斑岩体的地球化学特征及其形成的构造环境. 地质论评, 56(1): 125-135.

徐受民, 莫宣学, 曾普胜, 张文洪, 赵海滨, 赵寒冬. 2006. 滇西北衙富碱斑岩的特征及成因. 现代地质, 20(4): 527-535.

肖晓牛, 喻学惠, 莫宣学, 杨贵来, 李勇, 黄行凯. 2009.

- 滇西洱海北部北衙地区富碱斑岩的地球化学、锆石 SHRIMP U-Pb定年及成因. *地质通报*, 28(12): 1786–1803.
- 曾普胜, 侯增谦, 高永峰, 杜安道. 2006. 印度–亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜–钼–金矿床 Re–Os 年龄及成矿作用. *地质论评*, 52(1): 72–84.
- Collin W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 189–200.
- Hou Z Q, Zaw K, Pan G T, Mo X X, Xu Q, Hu Y Z and Li X Z. 2007. The Sanjiang Tethyan metallogensis in SW China: Tectonic setting, metallogenic epoch and deposit type. *Ore Geology Reviews*, 31: 48–87.
- Liu Y S, Cao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and 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 element in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51: 537–571.
- Liu Y S, Hu Z C, Cao S, Cünther D, Xu J, Gao C and Chen H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257(1-2): 34–43.
- Lu Y J, Kerrich R, Cawood P A, McCuaig T C, Hart C J R, Li Z X, Hou Z Q and Bagas L. 2012. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of potassic felsic intrusions in western Yunnan, SW China: Constraints on the relationship of magmatism to the Jinshajiang suture. *Gondwana Research*, 22: 737–747.
- Ludwig R K. 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre Special Publication: 1–70.
- Mao J W, Pirajno F, Lehmann B, Luo M C and Berzina A. 2014. Distribution of porphyry deposits in the Eurasian continent and their corresponding tectonic settings. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 576–584.
- Peccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Qi L, Hu J and Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507–513.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides for major and minor elements. *Lithos*, 22: 247–263.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes, Magmatism in the ocean basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Wang J H, Yin A, Harrison T M, Grove M, Zhang Y Q and Xie G H. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 88: 123–133.
- Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Zhang X C, Su W C, Qu W J, Hu Z C and Tang Y Y. 2012. Relationships between porphyry Cu–Mo mineralization in the Jinshajiang–Red River metallogenic belt and tectonic activity: Constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 48: 460–473.
- Xu X W, Cai X P, Xiao Q B and Peters S G. 2007. Porphyry Cu–Au and associated polymetallic Fe–Cu–Au deposits in the Beiya area, western Yunnan Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31: 224–246.

Geochemistry and Zircon U-Pb Age of the Alkali-rich Porphyry in the Fenshuiling Ore District, Yongsheng City, Yunnan Province, and its Geological Implications

XU Heng^{1,2}, CUI Yinliang^{1,3*}, ZHOU Jiayi⁴, ZHANG Miaohong²,
LIANG Tingxiang² and JIANG Yongguo³

(1. Faculty of Land Resources Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 2. Nonferrous Metals Geological Survey, Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Kunming 650216, Yunnan, China; 3. Yunnan Nonferrous Metals Geological Bureau, Kunming 650051, Yunnan, China; 4. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, Guizhou, China)

Abstract: The alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district, Yongsheng city, Yunnan province, which located in the intersection zone of the Binchuan-Chenghai fault and Qinghe fault, is an important part of the Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich porphyry belt. The porphyry consists of biotite granodiorite porphyry (BGDP) and granodiorite porphyry (GDP). They are enriched in alkali (the average K_2O+Na_2O values of BGDP and GDP are 8.22% and 8.13%, respectively) and potassium (the average K_2O/Na_2O ratios for BGDP and GDP are 1.08 and 1.2, respectively), and metaluminous (the average A/CNK values for BGDP and GDP are 0.95 and 0.94, respectively). These results show they belong to the metaluminous and high-k calc-alkaline porphyry, and the products of the same magma. BGDP and GDP are enriched in LILE (Rb, Ba, Pb, Sr), Th, U and LREE, and depleted in HFSE (Ta, Nb and Ti), with insignificant Eu anomalies ($\delta Eu=0.85-1.12$). These features of the Fenshuiling porphyry are similar to those of A-type granite. LA-ICP-MS dating of zircon grains from GDP yields a U-Pb age of 34.5 ± 0.3 Ma. It is in the peak ages (45–30 Ma) of the Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich porphyry. The petrological, geochemistry and geochronological results suggest that the origin of the alkali-rich porphyry in the Fenshuiling ore district is similar to that of the Jinshajiang-Ailaoshan alkali-rich porphyry. The porphyries in the belt were likely derived from partial melting of the over-thickened lower crust and the upper mantle under post-collisional setting subsequent to the India-Eurasian plate collision, and are closely related to the activity of the Jinshajiang-Ailaoshan strike-slip fault.

Keywords: alkali-rich porphyry; zircon U-Pb age; geochemistry; tectonic setting; Yongsheng city, Yunnan province