

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

王治华^{1,2)}, 郭晓东²⁾, 陈祥²⁾, 葛良胜²⁾, 邹依林²⁾

1) 中国地质大学, 北京, 100083; 2) 武警黄金地质研究所, 河北廊坊, 065000

内容提要: 云南祥云马厂箐岩体处于扬子板块西缘与 NW 向的金沙江—哀牢山深大断裂带东侧交汇部位, 属于哀牢山—金沙江富碱侵入岩带的组成部分。马厂箐岩体主要为花岗斑岩、二长斑岩和正长斑岩, 岩体化学成分具有富碱、富铝和高钾的特点。岩石富集大离子亲石元素 (Rb、Sr、Ba、Th 和 U) 和轻稀土元素 (LREE)、相对亏损高场强元素 (Ta、Nb 和 Ti), 且 Ta、Nb 和 Ti 具“TNT”负异常; LREE/HREE 值为 8.04~23.99, δEu 值为 0.72~0.88, 负 Eu 异常不明显; $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值范围为 0.7072~0.7086, 均值为 0.7080, 高于原始地幔现代值 0.7045; $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 值范围为 0.5121~0.5124, 均值 0.5123, 低于原始地幔现代值 0.512638; I_{Sr} 值范围为 0.7061~0.7075, 均值为 0.7070; ϵ_{Nd} 值范围为 -3.1~-10.2, 均值为 -6.8。马厂箐岩体既不属于传统的含碱性暗色矿物的碱性岩类, 也不同于典型的 A 型花岗岩, 应属于富碱侵入岩类; 岩体的岩浆起源于壳—幔物质混合的一种所谓 EM II 型富集地幔源; 其壳幔混合特征, 主要是俯冲进入上地幔的地壳物质与地幔物质发生了源区混合作用的结果; 形成于碰撞后的板内构造环境。

关键词: 富碱侵入岩; 地球化学特征; 构造环境; 原始地幔; 云南马厂箐

富碱斑岩是指富碱侵入岩中的浅成岩类。富碱侵入岩是一组产于特定构造环境、具有特殊性质的岩石类型, 与钙碱性岩石相比, 具有较高的碱含量 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 8\%$)。这类岩石主要包括碱性花岗岩和正长岩, 也包括高碱含量的碱长花岗岩, 产于裂谷、地堑、地幔上拱带的拉张条件下, 常与幔源岩浆活动相联系 (涂光炽等, 1984; 涂光炽, 1989)。

沿印度大陆与欧亚大陆的碰撞边界即金沙江—哀牢山深大断裂及其附近, 分布着一总体呈北西走向的喜马拉雅期巨型富碱侵入岩带, 即哀牢山—金沙江富碱侵入岩带。马厂箐岩体出露于云南祥云县马厂箐一带, 岩性为富碱斑岩, 属于哀牢山—金沙江富碱侵入岩带的组成部分 (毕献武等, 1999)。马厂箐岩体是马厂箐斑岩型铜钼矿床的成矿母岩, 长期以来, 众多学者对马厂箐铜钼矿床进行了广泛而深入的研究工作, 取得了许多重要的成果 (胡瑞忠等, 1997a, 1997b; 毕献武等, 1999; 梁华英等, 2004; 葛良胜等, 2002a; 刘显凡等, 2004; 王登红等, 2004; 彭建

堂等, 2005)。但目前对马厂箐岩体的研究仍然比较薄弱, 只有个别学者如毕献武 (1999, 2005) 和曾普胜等 (2002) 对其岩石特征和地球化学特征进行过研究, 探讨了其形成的地质背景和构造环境。对马厂箐岩体进行深入的地质地球化学研究, 不仅对揭示岩石本身的形成演化过程及其相关成矿作用具有重要价值, 而且把其作为了解上地幔性质的一个重要窗口, 对揭示该区上地幔组成、演化及壳幔相互作用都具有重要的意义。

笔者从岩石地球化学、微量元素和稀土元素等方面进行系统的研究, 再结合前人资料, 对比区域大地构造演化史, 对马厂箐岩体形成的地质背景和构造环境再做进一步探讨。

1 地质背景

马厂箐岩体地处扬子板块西缘与 NW 向的金沙江—哀牢山深大断裂带东侧交汇部位, 属于金沙江—哀牢山成矿带的中段。金沙江—哀牢山成矿带

注: 本文为“十一五”国家攻关项目 (编号 2006BAB01B10) 和武警黄金指挥部专项基金资助项目 (编号 HJ07-02) 的成果。

收稿日期: 2009-02-11; 改回日期: 2009-06-04; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 王治华, 男, 1978 年生。2000 年毕业于成都理工学院地质矿产勘查专业, 现中国地质大学 (北京) 在职博士研究生, 武警黄金地质研究所工程师。主要从事金矿地质研究。通讯地址: 065000, 河北省廊坊市丰盛路 159 号武警黄金地质研究所; Email: zhihuawang686@sina.com。

作为西南三江地区重要的地质构造单元,在漫长的地质历史时期中,以区域特提斯构造演化为主体,经历了伸展—挤压推覆—剪切走滑等多类型、多期次构造变形活动,NW向断裂发育,产生多期次、多成因的成矿作用,形成了复杂的大地构造成矿环境。区内岩浆活动强烈而频繁,有华力西期超基性—基性侵入岩、基性火山岩,印支期—燕山期中酸性侵入岩和喜马拉雅期富碱斑岩等。

马厂箐岩体主要指喜马拉雅早期多阶段侵入的复式杂岩体(图1)。其产状为岩株、岩脉、岩墙、岩床等。区内大小岩体共260多个,二长斑岩占50%,花岗斑岩占35%,其他岩类占15%。其中最大的岩体呈岩株状产出,其形态为不对称的蘑菇状,面积1.36 km²,侵位于下奥陶统向阳组细碎屑岩和下泥盆统康廊组灰岩中。马厂箐铜钼矿属于富碱斑岩型矿床,与马厂箐斑岩体关系密切,铜钼矿体主要赋存在斑岩体内部及岩体东侧和北东侧内外接触带上的下奥陶统角岩和部分砂卡岩中。

2 岩相学特征

马厂箐岩体矿物成分相当复杂,岩体主要岩性

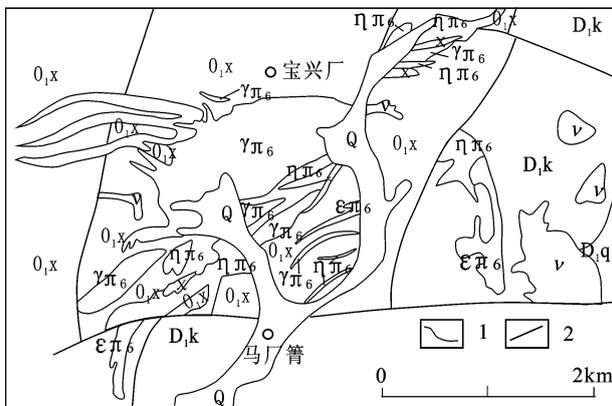


图1 祥云马厂箐岩体地质简图

(据葛文洲等,有修改,1981^①)

Fig. 1 Geological sketch of the Machangqing intrusives, Xiangyun, Yunnan

(modified after Ge Wenzhou et al., 1981^①)

Q—第四系;D₁q—下泥盆统青山组灰岩;D₁k—下泥盆统康郎组白云质灰岩;O₁x—下奥陶统向阳组砂岩;γπ₆—花岗斑岩;ηπ₆—二长斑岩;ξπ₆—正长斑岩;χ—煌斑岩;ν—辉长岩;1—地质界线;2—断裂

1—Geological boundary; 2—fault; Q—Quaternary; D₁q—Middle Devonian Qingshan Formation limestone; D₁k—Middle Devonian Kanglang Formation dolomitic limestone; O₁x—Lower Ordovician Xiangyang Formation sandstone; γπ₆—granite porphyry; ηπ₆—monzonite porphyry; ξπ₆—syenite—porphyry; χ—lamprophyre; ν—gabbro

为花岗斑岩、石英二长斑岩和角闪正长斑岩。

(1)角闪正长斑岩:岩石多数为灰白色和浅红色,斑状结构,有时可见半自形连续不等粒结构,块状构造。斑晶含量在50%左右或更高。斑晶主要由正长石、角闪石和少量黑云母组成。正长石新鲜的呈无色,蚀变的正长石微带灰黄色,长柱状、宽板状自形晶,粒径5~12mm,大的可达20mm,可见解理和卡尔斯巴双晶,有时还见环带,含量占斑晶的65%左右;角闪石呈深浅不等的绿色,自形柱状,晶体破碎强烈,沿裂隙常有磁铁矿析出,粒度2~8mm。电子探针分析显示,角闪石主要为普通角闪石或铁角闪石,少量为浅闪石质角闪石。含量约占斑晶的25%;黑云母大多数暗化成黑色,但保留了长条状外形。含量约占斑晶的10%基质部分的矿物成分与斑晶相似,但粒度细,具细粒—微粒结构。副矿物主要为磷灰石、榍石、锆石和磁铁矿。

(2)石英二长斑岩:岩石呈灰白色,斑状结构,斑晶含量约为55%,主要由钾长石、斜长石和石英组成。钾长石斑晶呈自形—半自形柱状,粒度较大,可见卡尔斯巴双晶,大多数已蚀变,占斑晶含量的55%左右;斜长石斑晶,无色,以清晰的聚片双晶为特征,占斑晶含量的35%左右;石英斑晶表面非常干净,多呈似圆形,粒度大,最大的可达3mm×7mm,表面有少量裂纹,含量约为10%;偶见角闪石斑晶,呈深浅不等的绿色,自形柱状,晶体破碎强烈,沿裂隙常有磁铁矿析出。基质具微粒—细粒结构,由钾长石、角闪石和石英组成。呈深浅不等的绿色,自形柱状,晶体破碎强烈,沿裂隙常有磁铁矿析出,粒度2~8mm。

(3)花岗斑岩:岩石呈灰白色,斑状结构,斑晶含量约为60%,主要由钾长石、石英和少量斜长石组成。钾长石斑晶呈自形—半自形柱状,粒度较大,可见卡尔斯巴双晶,大多数已蚀变,含量占斑晶含量的60%左右;石英斑晶表面非常干净,多呈似圆形,粒度大,最大的可达6mm×8.5mm,表面有少量裂纹,含量约为30%;偶见斜长石斑晶,无色,以清晰的聚片双晶为特征。基质具微粒—细粒结构,由钾长石、石英、角闪石和斜长石组成。副矿物主要为磷灰石、榍石、锆石和磁铁矿。

3 分析方法

本文选取了马厂箐岩体中的具有代表性的新鲜岩石样品进行分析:主量元素在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所采用熔片法 X-射线荧

表 1 祥云马厂箐斑岩体主量元素化学分析结果 (%)

Table 1 Major composition (%) of the Machangqing intrusives, Xiangyun, Yunnan

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂
07BB9	花岗斑岩	70.47	0.26	14.96	0.29	1.08	0.03	1.12	1.54	3.40	5.45	0.13	0.48	0.20
07BB22	二长斑岩	67.88	0.36	14.80	0.62	1.90	0.04	1.51	1.96	4.46	5.15	0.23	0.54	0.34
07BB31	花岗斑岩	71.09	0.30	14.68	0.45	1.06	0.02	1.21	1.27	3.86	4.43	0.21	0.54	0.34
07BB32	花岗斑岩	70.34	0.25	14.58	0.81	1.02	0.03	0.76	1.49	4.01	5.40	0.12	0.59	0.42
07BB37	花岗斑岩	71.63	0.25	14.79	0.61	1.06	0.03	0.97	1.40	3.46	5.13	0.14	0.31	0.23
07BB40	正长斑岩	63.11	0.31	13.38	0.96	1.72	0.06	4.59	3.04	2.23	8.92	0.33	0.54	0.25
07BB42	二长斑岩	69.28	0.28	14.91	0.52	1.10	0.03	1.33	1.46	4.39	4.29	0.11	1.00	1.05
07BB43	花岗斑岩	71.38	0.27	14.15	0.65	1.03	0.03	0.81	1.21	4.02	5.36	0.14	0.36	0.39
07BB44	花岗斑岩	70.16	0.27	14.73	0.90	0.90	0.03	0.75	1.55	3.85	5.32	0.14	0.56	0.22
07BB46	花岗斑岩	69.61	0.33	15.50	0.97	0.88	0.03	1.16	1.09	4.90	3.36	0.14	1.23	0.52
07RB1	正长斑岩	65.54	0.41	15.80	1.61	1.84	0.08	1.49	1.75	4.24	5.89	0.25	0.73	0.26
马厂箐岩体均值		69.14	0.30	14.75	0.76	1.24	0.04	1.43	1.61	3.89	5.34	0.18	69.14	0.30
华南碱性花岗岩(36)		76.30	0.15	12.15	0.89	0.76	0.05	0.17	0.39	4.49	4.11	0.01	/	/
中国 A 型(197)		73.55	0.23	12.81	1.42	1.18	0.09	0.27	0.82	3.76	4.69	0.07	/	/
世界 A 型(148)		73.81	0.26	12.40	1.24	1.58	0.06	0.2	0.75	4.07	4.65	0.04	/	/

注:表中 A 型(197)表示 A 型花岗岩 197 个样品;数据来源:华南碱性花岗岩的数据来源于涂光炽(1982)。世界 A 型花岗岩平均值引自付建明等(2005)。中国 A 型花岗岩平均值原始数据分别引自薛良伟等(1996)、许保良等(1998)、施光海等(2004)、马昌前等(2004)、陈丹玲等(2001)、孙德有等(2005)、付建明等(2005)、姜耀辉等(1999)、钟华明(1997)、曲晓明等(2002)、贾大成等(2002)、柏道远等(2005)、肖庆辉等(2002)。马厂箐岩体的数据由笔者 2007 年在中国地质科学院地球物理地球化学研究所测试。

光光谱(XRF)分析;微量和稀土元素在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所采用等离子体质谱法(ICP-MS)或压片法 X-射线荧光光谱(XRF)分析。

4 地球化学特征

4.1 主量元素特征

为了便于讨论,将马厂箐岩体的岩石化学成分及华南碱性花岗岩、中国 A 型花岗岩和世界 A 型花

岗岩的岩石化学成分及某些参数列于表 1。从表 1 中可以看出,与华南碱性花岗岩及中国 A 型花岗岩和世界 A 型花岗岩相比较,马厂箐岩体的岩石化学成分和某些参数具有如下特点。

(1) 富 Al₂O₃: SiO₂ 含量范围为 63.11% ~ 71.63%, 平均 69.50%, 属中性到酸性岩, 其中多数样品属酸性岩。与华南碱性花岗岩、中国 A 型花岗岩和世界 A 型花岗岩的平均 SiO₂ 含量分别为

表 2 祥云马厂箐斑岩体岩石化学特征参数

Table 2 Petrochemical characteristic parameters of the Machangqing intrusives, Xiangyun, Yunnan

样号	A. R	DI	SI	FI	σ	OX'	OX	R1	R2	CI	ACNK	F/M
07BB9	2.4	85.58	9.88	85.18	2.85	0.21	0.27	2167.78	513.79	5.07	1.05	1.2
07BB22	3.28	83.47	11.07	83.06	3.71	0.24	0.33	1655.57	574.94	7.8	0.9	1.63
07BB31	2.88	86.08	10.99	86.72	2.45	0.29	0.42	2279.55	483.87	5.35	1.09	1.21
07BB32	2.99	87.81	6.33	86.33	3.24	0.44	0.79	1943.17	483.12	4.39	0.96	2.3
07BB37	2.49	86.91	8.64	85.99	2.58	0.36	0.58	2291.23	488.03	4.86	1.07	1.66
07BB40	5.23	74.25	24.92	78.58	6.18	0.35	0.56	1246.82	815.47	15.38	0.71	0.56
07BB42	3.26	84.48	11.44	85.6	2.87	0.32	0.47	2001.25	514.67	5.78	1.03	1.18
07BB43	3.2	89.32	6.82	88.57	3.10	0.38	0.63	2021.43	447.21	4.44	0.97	1.99
07BB44	2.79	87.13	6.4	85.54	3.10	0.49	1	2007.25	491.99	4.2	0.99	2.28
07BB46	2.98	85.75	10.29	88.34	2.56	0.52	1.1	2053	478.22	5.25	1.13	1.51
07RB1	2.87	83.05	9.89	85.27	4.55	0.46	0.88	1380.67	571.09	8.34	0.96	2.21
马厂箐岩体均值		2.81	84.91	11.3	85.15	3.26	0.37	1913.77	532.54	6.46	0.98	1.35
华南碱性花岗岩(36)		5.37	95.44	1.63	95.66	2.22	0.52	2478.59	288.49	2.5	0.97	9.18
中国 A 型(197)		3.46	90.94	2.39	91.15	2.34	0.53	2392.2	352.4	3.95	1	9.1
世界 A 型(148)		4.25	91.75	1.7	92.08	2.47	0.43	2301.44	333.4	4.35	0.95	13.48

76.30%、73.55%、73.81%相比,马厂箐岩体的 SiO_2 含量较低。 Al_2O_3 含量范围为13.38%~15.50%,均值为14.65%,与华南碱性花岗岩、中国A型花岗岩和世界A型花岗岩的 Al_2O_3 平均含量分别为12.15%、12.81%、12.40%比较,马厂箐岩体的 Al_2O_3 含量偏高。过铝指数A/CNK为0.71~1.13,均值0.98,与华南碱性花岗岩、中国A型花岗岩和世界A型花岗岩分别为0.97、1和0.95相当。

(2)富碱高钾:平均全碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)含量为9.14%,与华南碱性花岗岩、中国A型花岗岩和世界A型花岗岩的平均全碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)含量分别为8.60%、8.45%、8.72%对比相差不多,相对于世

界花岗岩类岩石($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.62\%$,黎彤,1998)和我国花岗岩类岩石($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.71\%$,黎彤,1998)的平均成分,马厂箐岩体的碱质含量偏高,并且除个别样品外,绝大部分样品的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值大于1.0,总体显示出富钾的特征,且岩石 K_2O 含量与 SiO_2 含量间不具相关性(图2),表明富钾是岩石本身固有的特征。里特曼指数 σ 为2.45~6.18,均值为3.26,比华南碱性花岗岩、中国A型花岗岩和世界A型花岗岩的 σ 值都高。在A₁R— SiO_2 图解(图3)中,样品的投点都落在广义碱性系列岩的区域。但无论是野外、镜下观察还是岩石化学计算,马厂箐岩体中均少见霞石、石榴石或者碱

表3 马厂箐岩体的微量、稀土元素分析结果($\mu\text{g/g}$)

Table 3 Trace elements, rare earth elements analysis result of the Machangqing intrusives($\mu\text{g/g}$)

样号	07BB9	07BB31	07BB32	07BB37	07BB43	07BB44	07BB46	07BB22	07BB42	07BB40	07RB1
岩性	花岗斑岩	二长斑岩	二长斑岩	正长斑岩	正长斑岩						
Rb	187.80	208.00	222.70	254.00	300.70	258.40	263.60	197.50	266.90	369.90	227.60
Ba	1019.82	1348.69	1175.71	1220.92	829.12	2076.47	920.60	1361.85	960.92	1056.86	2098.75
Th	19.77	25.10	30.65	30.41	31.11	33.15	15.01	25.22	14.74	19.23	11.48
U	6.65	6.78	11.27	8.77	10.68	10.16	4.25	8.23	4.71	5.38	4.33
Ta	0.98	0.80	1.56	0.96	1.18	1.15	0.37	1.07	0.56	0.78	0.67
Nb	11.81	9.79	19.42	12.22	14.83	14.88	4.50	13.10	6.14	10.68	11.01
Sr	558.40	687.80	603.80	711.60	563.70	646.60	348.50	629.60	355.70	337.40	1046.40
Hf	7.64	5.34	8.34	7.73	8.38	7.51	4.55	5.96	4.51	8.24	7.65
Zr	171.71	151.71	253.52	213.71	186.95	164.29	140.48	165.81	130.67	253.52	205.81
Ti	1486.51	1934.74	1620.21	1700.78	1700.32	2011.14	2040.66	2161.29	1796.87	1685.27	2564.26
Lu	0.12	0.16	0.20	0.16	0.18	0.16	0.06	0.17	0.06	0.17	0.21
V	27.20	33.29	23.73	27.93	31.61	32.24	34.65	40.32	30.77	45.26	41.27
Cr	19.40	21.30	12.40	26.50	19.60	18.40	46.30	27.10	42.10	292.70	45.40
Mn	204.51	159.31	259.97	247.84	266.25	230.86	228.44	302.64	230.09	364.71	605.71
Co	3.70	6.56	3.69	3.99	4.19	4.86	7.01	9.39	4.87	8.16	6.15
Ni	13.57	10.54	7.25	11.57	13.24	12.71	34.97	21.78	27.03	99.29	55.21
Cu	367.74	511.84	33.07	56.33	141.64	87.01	365.44	709.84	201.74	583.34	51.51
Zn	24.97	17.18	17.05	16.87	18.57	21.15	27.35	33.28	22.44	61.40	108.03
La	38.75	59.49	72.11	72.69	60.85	45.84	36.84	51.10	24.12	12.87	27.03
Ce	73.72	115.54	130.76	130.76	111.25	96.04	69.27	106.52	50.13	37.09	59.92
Pr	8.17	12.65	13.56	13.42	11.35	10.89	8.15	12.28	5.84	5.22	7.86
Nd	29.60	46.01	46.97	45.48	39.64	38.94	29.49	45.66	21.97	21.94	32.00
Sm	4.49	6.49	6.26	6.15	5.78	5.60	4.32	6.77	3.35	4.32	5.77
Eu	1.07	1.52	1.43	1.39	1.27	1.34	1.01	1.74	0.83	0.95	1.52
Gd	3.28	4.65	4.39	4.34	4.04	4.04	2.97	4.93	2.45	3.52	5.19
Tb	0.41	0.57	0.57	0.55	0.50	0.49	0.34	0.59	0.29	0.50	0.66
Dy	2.10	2.83	3.05	2.80	2.60	2.50	1.57	2.88	1.38	2.75	3.59
Ho	0.35	0.47	0.53	0.50	0.45	0.44	0.25	0.48	0.21	0.49	0.63
Er	0.95	1.28	1.45	1.37	1.25	1.20	0.59	1.29	0.57	1.32	1.66
Tm	0.15	0.20	0.23	0.21	0.19	0.19	0.08	0.20	0.08	0.21	0.25
Yb	0.94	1.18	1.51	1.32	1.23	1.19	0.49	1.24	0.47	1.30	1.54
Lu	0.12	0.16	0.20	0.16	0.18	0.16	0.06	0.17	0.06	0.17	0.21
Y	10.58	12.43	14.89	13.95	12.46	12.80	6.82	13.22	6.21	13.65	19.26

注:表中数据由笔者等2007年在中国地质科学院地球物理地球化学研究所测试。

性暗色矿物分子出现, SiO₂ 饱和或过饱和, 表明它们不属于传统认为的含碱性暗色矿物的碱性岩类, 也不同于典型的 A 型花岗岩, 应属于富碱岩类。富碱岩类与碱性岩类不一样的是, 富碱岩石(体)并不是岩浆岩的一个种类, 而是其岩石化学方面的一个特征, 是一个十分模糊或是笼统的说法。富碱岩石与碱性岩类虽然都主要是用岩石中 K₂O+Na₂O 含量作为关键参数之一予以确定的, 但它们不是同一类概念, 不具可比性。但现实中, 碱性岩类基本都具有富碱的特征, 但富碱岩石却并不全是碱性岩类。

(3) 马厂箐岩体的固结指数(SI)为 6.4~24.92, 均值 11.3, 远高于华南碱性花岗岩、中国 A 型花岗岩和世界 A 型花岗岩 SI 的 1.63、2.39 和 1.7; 分异指数(DI)为 74.29~89.32, 均值 84.91; 氧化度(OX)为 0.21~0.52, 均值 0.37; 氧化率(OX)为 0.27~1.1, 均值 0.61; 结晶指数(CI)为 4.2~15.38, 均值 6.46; 镁铁比值(F/M)为 0.56~2.3, 均值 1.35, 远远小于华南碱性花岗岩、中国 A 型花岗岩和世界 A 型花岗岩 F/M 值 9.18、9.1 和 13.48。

根据以上分析, 马厂箐岩体在岩石成分上相当于玄武安山质或向安山质过渡岩浆系列, 既不属于传统上认为的含碱性暗色矿物的碱性岩类, 也不同于典型的 A 型花岗岩, 应属于富碱侵入岩类。

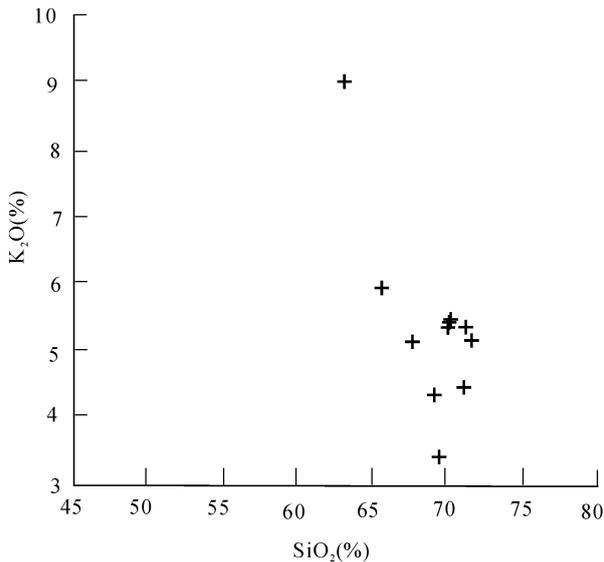


图 2 马厂箐岩体 SiO₂ 与 K₂O 图解
(底图据邱检生等, 2002)

Fig. 2 SiO₂ vs K₂O correlation diagram of the Machangqing intrusives, Xiangyun, Yunnan (bottom diagram after Qiu Jiansheng et al., 2002)

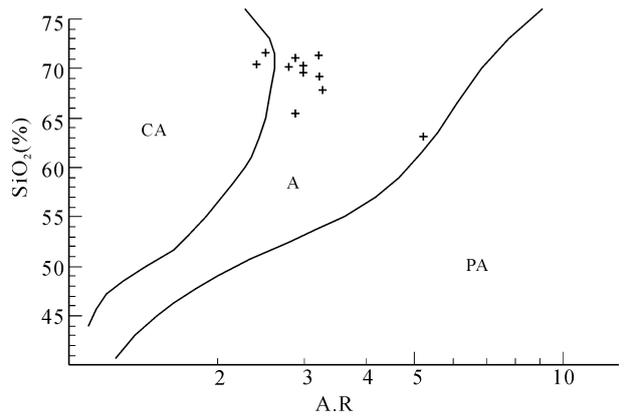


图 3 马厂箐岩体 A. R—SiO₂ 图解
(底图据薛良伟等, 1996)

Fig. 3 A. R vs SiO₂ correlation diagram of the Machangqing intrusives (bottom diagram after Xue Liiangwei et al., 1995)

CA—钙碱性; A—碱性; PA 过碱性
CA—calc-alkaline; A—alkaline; PA—peralkaline

4.2 稀土元素和微量元素地球化学

4.2.1 稀土元素

稀土元素具有相近或相似的地球化学行为, 稀土元素的地球化学行为与岩石成因关系十分密切。从马厂箐岩体的稀土元素组成特征(表 4)中, 可以发现马厂箐岩体的 Σ REE 为 106.29~297.9 $\times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 8.04~23.99, 值均变化较大, 表明稀土元素具强烈分馏且富集轻稀土。Sm/Nd 与 Eu/Sm 及 δ Eu 等也十分特征, Sm/Nd 值为 0.13~0.20, 全部低于 0.21, 也小于球粒陨石的 Sm/Nd=0.333 (彭勇民, 1998)。Eu/Sm 值为 0.22~0.26, 一般该比值在上地幔为 0.23, 在地壳中为 0.16~0.20, 而球粒陨石为 0.365 (彭勇民, 1998); δ Eu 值为 0.72~0.88, 负 Eu 异常不明显。邓晋福等(1996)根据岩石相平衡理论, 进一步论证了中酸性火成岩的成因, 并指出在正常陆壳厚度或加厚陆壳的中上部, 陆壳岩石局部熔融产生的是具有负 Eu 异常的花岗岩(纹岩)岩浆, 而在加厚的陆壳底部(深度为 50~60km), 陆壳岩石局部熔融产生的是粗面岩(正长岩)岩浆。马厂箐斑岩不具有或仅具有弱的负 Eu 异常, 因此可以排除研究区的富碱斑岩起源于正常厚度的陆壳内或双倍陆壳中上部的可能。

马厂箐富碱斑岩的稀土配分模式图表现为左高右低的较平滑曲线(图 4), 轻稀土富集, 重稀土亏损, 且轻微的 Eu 负异常。这种曲线与典型的地壳

REE“V”字形配分模式截然不同,与I型花岗岩配分曲线相似,因此也排除了岩浆源区完全来自地壳的可能性(彭勇民,1998)。通过对部分熔融作用和结晶分离作用形成的岩浆岩的稀土研究,发现部分熔融作用形成的岩浆岩 La/Sm 值随 La 含量的增高而增大,而结晶分离作用形成的岩浆岩,当 La 含量增高时,La/Sm 值基本保持不变,因此通过 La/Sm 和 La 的直角坐标图,可获得部分熔融和分离结晶 2 个模型(申屠保湧,1995)。笔者对马厂箐富碱斑岩的 11 个样品作 La—La/Sm 图解(图 5),其投影点主要呈倾斜分布的趋势,这表明本区富碱斑岩主要为部分熔融作用形成的。

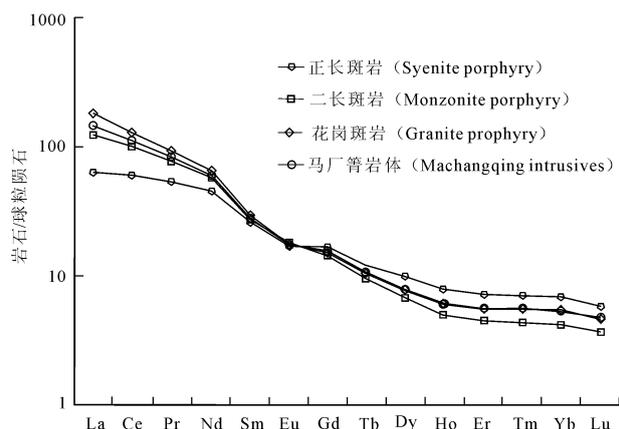


图 4 马厂箐岩体的稀土元素配分曲线图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE pattern of rocks from the Machangqing intrusives

4.2.2 过度族元素

微量元素分析结果见表 3,马厂箐岩体过渡族

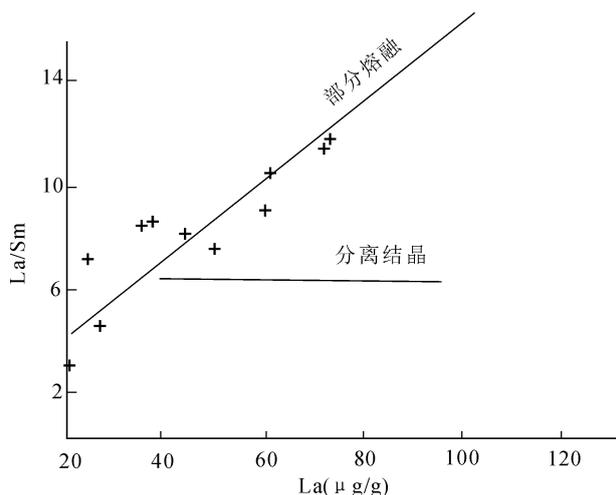


图 5 马厂箐岩体的 La—La/Sm 图

(底图据申屠保湧,1995)

Fig. 5 Plot of La vs La/Sm of rocks from the Machangqing intrusives (bottom diagram after Shengtuo Baoyong,1995)

元素 Ti、V、Mn、Co 和 Cu 的含量稳定,只有 Cr、Ni 和 Zn 的含量变化较大。从以原始地幔标准化的过渡族元素蛛网图(图 6)中可见,马厂箐岩体的微量元素 Ti、Cu 和 Zn 等有轻微富集;而 Cr 和 Ni 则亏损明显。从曲线的形状看,均呈大致相同的“W”形,相容元素 Cr、Ni 处于低谷。同时据对不同源区岩石的分配曲线特征看,地幔岩石的分配曲线趋于平缓,而经地幔派生的岩石则趋于 W 型。对比马厂箐岩体过渡族元素的配分曲线图,结合主量元素特征,可以认为其源区具有经地幔派生岩浆的特征。

表 4 马厂箐岩体的稀土元素成因参数

Table 4 Characteristic parameters of rare earth element of the Machangqing intrusives

样号	07BB9	07BB22	07BB31	07BB32	07BB37	07BB40	07BB42	07BB43	07BB44	07BB46	07RB1
岩性	花岗斑岩	二长斑岩	花岗斑岩	花岗斑岩	花岗斑岩	正长斑岩	二长斑岩	花岗斑岩	花岗斑岩	花岗斑岩	正长斑岩
ΣREE	174.68	249.07	265.47	297.9	295.08	106.29	117.96	253.02	221.67	162.25	167.1
LREE	155.8	224.07	241.7	271.09	269.88	82.39	106.23	230.14	198.66	149.08	134.1
HREE	8.3	11.78	11.35	11.92	11.25	10.25	5.52	10.42	10.2	6.35	13.73
LR/HR	18.76	19.02	21.3	22.74	23.99	8.04	19.25	22.08	19.47	23.47	9.77
δEu	0.82	0.88	0.81	0.79	0.78	0.72	0.84	0.76	0.83	0.82	0.83
La/Sm	8.63	7.55	9.17	11.52	11.82	2.98	7.2	10.53	8.19	8.53	4.68
La/Yb	41.26	41.07	50.27	47.73	54.96	9.86	50.94	49.66	38.67	75.16	17.55
Ce/Yb	78.49	85.62	97.64	86.55	98.87	28.42	105.86	90.78	81.03	141.31	38.91
Eu/Sm	0.24	0.26	0.23	0.23	0.23	0.22	0.25	0.22	0.24	0.23	0.26
Sm/Nd	0.15	0.15	0.14	0.13	0.14	0.2	0.15	0.15	0.14	0.15	0.18
(La/Yb) _N	27.84	27.71	33.9	32.18	37.04	6.65	34.28	33.5	26.08	50.57	11.83
(Ce/Yb) _N	20.32	22.16	25.27	22.38	25.57	7.36	27.33	23.49	20.96	36.48	10.06
(Sm/Eu) _N	1.58	1.47	1.61	1.65	1.67	1.72	1.53	1.72	1.57	1.61	1.43

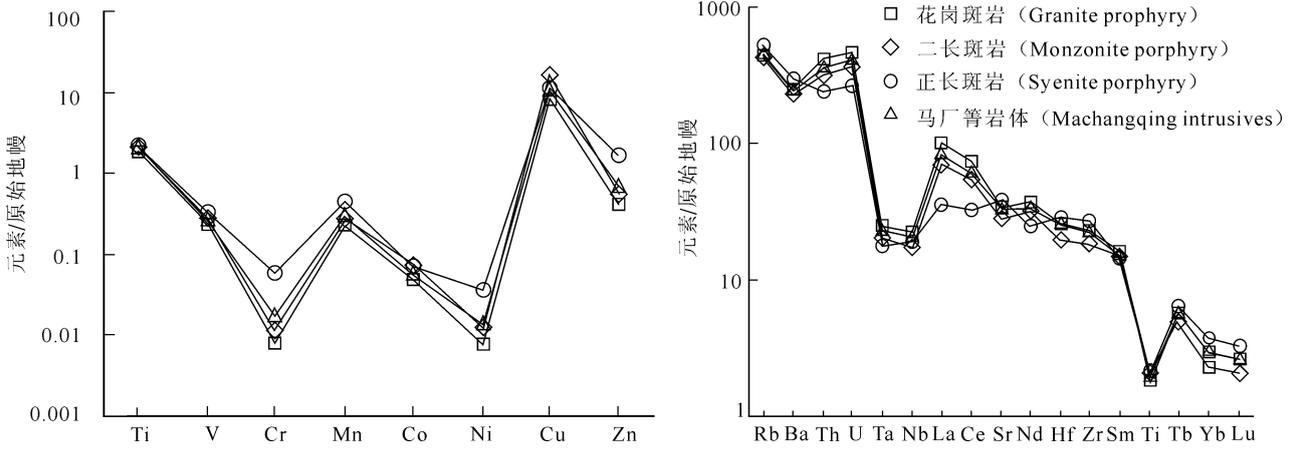


图 6(a)马厂箐岩体的过渡族元素蜘蛛网图; 图 6(b) 马厂箐岩体的不相容元素蜘蛛网图

Fig. 6(a) Primitive mantle-normalized transitional elements spidergram of rocks from the Machangqing intrusives;

Fig. 6(b) Primitive mantle-normalized Incompatible elements spidergrams of rocks from the Machangqing intrusives

(a)原始地幔值引自 Taylor S R,1985;花岗斑岩值为 7 个样品的均值;二长斑岩为 2 个样品的均值;正长斑岩为 2 个样品的均值;马厂箐岩体为 11 个样品的均值;(b)原始地幔值引自 Taylor S R,1985;花岗斑岩值为 7 个样品的均值;二长斑岩为 2 个样品的均值;正长斑岩为 2 个样品的均值;马厂箐岩体为 11 个样品的均值

(a)Primitive mantle values are from Taylor S R,1985;the value of granite porphyry is mean of 7 samples; the value of monzonite porphyry is mean of 2 samples; the value of syenite-porphyry is 2 samples; the Machangqing intrusives i 11 samples;(b)Primitive mantle values are from Taylor S R,1985;the value of granite porphyry is mean of 7 samples; the value of monzonite porphyry is mean of 2 samples; the value of syenite-porphyry is 2 samples; the Machangqing intrusives i 11 samples

4.2.3 不相容元素

马厂箐岩体的不相容元素含量整体上都比较稳定,只有个别元素如 La 和 Ce 的含量变化较大。从不相容元素的蛛网图(图 7)可以看出,马厂箐岩体的微量元素变化特征,相对于原始地幔,它们明显富集 Rb、Sr、Ba、Th 和 U 等大离子亲石元素,而相对亏损 Ta、Nb 和 Ti 等高场强元素,且 Ta、Nb 和 Ti 具“TNT”负异常,显示出俯冲带幔源岩石的成分特点(Sun and McDonough, 1989; Cornell et al., 1995)。

5 讨论

5.1 岩浆的源区

从前面的分析可以看出,马厂箐富碱斑岩在地球化学和同位素组成上独具特色,揭示其源区既不是典型的原始地幔,也不是来自于地壳物质的重熔,而是来自于“壳—幔混合带”的部分熔融,这种源区是壳—幔物质混合的一种所谓 EM II 型富集地幔源(Hart S R,1984;周新华,1992)。主要证据如下:

(1)岩石化学成分上 SiO₂ 含量为 63.11%~71.63%,具有富碱、高铝和高钾的特点,相当于玄武安山质或向安山质过渡岩浆系列,并且 K₂O 含量不随 SiO₂ 含量变化而变化,表明岩体所具有的地球化

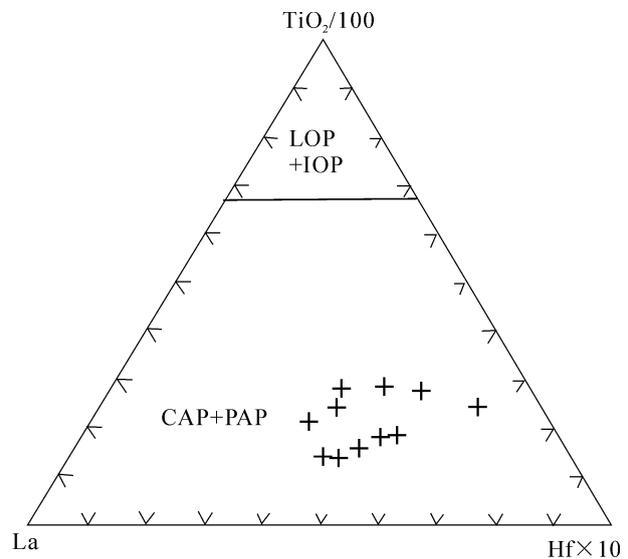


图 7 马厂箐岩体的 La、Hf 和 TiO₂ 图解

(底图据 Müller, et al., 2000)

Fig. 7 La—Hf—TiO₂ diagram of the Machangqing intrusives(bottom diagram after Müller, et al., 2000)

CAP—大陆弧;LOP—晚期洋弧; IOP—早期洋弧; PAP—后碰撞弧

CAP—continental arc;LOP—later oceanic arc; IOP—early oceanic arc; PAP—post-collisional arc

学特征是由源区性质决定的。

(2)岩体明显富集具有中酸性岩特征的 Rb、Sr、

Ba、Th 和 La 等大离子亲石元素,相对亏损 Ta、Nb 和 Ti 等高场强元素,并且 Ta、Nb 和 Ti 具“TNT”负异常,显示出俯冲带幔源岩石的成分特点。以原始地幔标准化的过渡族元素蛛网图中曲线均呈大致相同的“W”形,一些在幔源岩石中富集的 Ti、Cu 和 Zn 元素相对富集,相容元素 Cr、Ni 明显亏损。

(3) 岩体轻稀土富集,重稀土亏损,且轻微的 Eu 负异常。这种曲线与典型的地壳 REE“V”字形配分模式截然不同,与 I 型花岗岩配分曲线相似,表明斑岩岩浆并不是幔源玄武岩浆在基性斜长石分异作用后的残余熔体。

(4) Sr、Nd 同位素结果表明(毕献武等,2005),马厂箐岩体 Sr、Nd 同位素组成相对稳定。 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值范围为 0.7072~0.7086,均值 0.7080,高于原始地幔现代值 0.7045(DePaolo,1979); $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 值范围为 0.5121~0.5124,均值 0.5123,低于原始地幔现代值 0.512638(Wasserburg,1981); I_{Sr} 值范围为 0.7061~0.7075,均值为 0.7070; ϵ_{Nd} 值范围为 -3.1~-10.2,均值为 -6.8。显示马厂箐岩体具有高 I_{Sr} 值和低 ϵ_{Nd} 值的特征。它们既不同于典型的原始地幔也不同于典型的大陆地壳。与前人测定的哀牢山—金沙江岩带内其他岩体的 Sr、Nd 同位素组成(I_{Sr} 比值为 0.7054~0.7072, ϵ_{Nd} 为 -1.8~-6.3;张玉泉等,1997;邓万明等,1998a)有类似的变化趋势,接近 EM II 地幔端元。EM II 地幔是与壳幔物质再循环相联系的交代富集地幔,具有较高的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和较低的 $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 值(路凤香,1988;郑永飞,1999)。

一般认为能够引起原始地幔的交代富集事件主要有 3 种作用方式:一是深部地幔上升流体交代作用(Meen et al.,1989);二是地幔小比例部分熔融形成地幔成分变化(Roden et al.,1985;Arai et al.,1989;Schiano et al.,1992);三是俯冲板块富含碱质、轻稀土及不相容元素的洋壳被带入地幔脱水形成深部地幔交代作用以及地壳或岩石圈物质混入(Holm et al.,1982;Ujike,1988;Fabries et al.,1989;Maury et al.,1992)。正如 Rock(1990)提到的“不相容元素特有的 Ta—Nb—Ti 负异常分配模式可作为俯冲环境的判别标志”,本区富碱斑岩具 Ta—Nb—Ti 的亏损模式、富集大离子亲石元素 LILE、相对亏损高场强元素 HFSE 和高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值和低 $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 值特征,共同印证了早期的俯冲带组分或岩石圈底部拆沉物质脱水产

生富集 LILE 而亏损 HFSE 的流体,富集流体交代岩石圈地幔,部分熔融形成了富碱斑岩母岩浆。在 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})-1000\text{Sr}$ 图解(毕献武等,2005)中,随着样品 Sr 含量的变化,富碱斑岩的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值基本不变,指示岩浆上侵过程中地壳物质混染作用不明显。这表明,马厂箐岩体 Sr、Nd 同位素的特征应代表其源区 Sr、Nd 同位素的特征。同样也证明了本区富碱斑岩所具有的壳—幔混合特征,应主要是其源区由俯冲到地幔的俯冲带组分脱水形成的富集流体交代岩石圈地幔的结果。综上所述,本区煌斑岩样品的地球化学特征主要反映的是富集流体交代岩石圈地幔的煌斑岩母岩浆的特征,地壳的影响并不是主导因素。

高名修等(1997)通过研究认为,在川滇西部发现在红河断裂以北、元谋—绿汁江断裂带和安宁河断裂以西,存在着速度为 7.7~7.8 km/s 的过渡带(即壳—幔混合带),其厚度为 10km 左右。笔者研究的马厂箐富碱斑岩正好处在上述区域之中。张玉泉等(1997)通过对哀牢山—金沙江富碱侵入岩带进行岩石的微量、稀土元素的地球化学特征进行系统研究认为其物质来源于地幔源区。胡祥昭等(1995)认为包括马厂箐岩体在内的滇西北的富碱花岗斑岩的物质来源于地壳深部或上地幔。邓万明等(1998b)认为滇西北的富碱斑岩物质来自“壳—幔混合层”的部分熔融。毕献武等(2005)通过对姚安和马厂箐的富碱斑岩的研究认为马厂箐岩体物质来源于富集地幔。赵欣等(2004)认为滇西北的富碱斑岩物质来源于富集地幔。由以上可以看出,马厂箐富碱斑岩的物质来源于壳—幔混合带是没有争议的,也与本文结论一致。

5.2 成岩构造环境

富碱侵入岩物质来源较深,一般源于上地幔,形成于拉张环境中(涂光炽等,1984;)。前人对包括马厂箐岩体在内的滇西北的富碱花岗斑岩的产出构造环境的认识有争议:曾普胜等(2002)认为形成于剪切走滑挤压为主、局部引张的构造环境;赵欣等(2004)认为形成于后碰撞弧环境;毕献武等(2005)认为形成于大陆弧环境;而邓万明等(1998)和葛良胜等(2002b)认为形成于碰撞后板内构造环境。

在 La、Hf 和 TiO_2 图解(图 7)中,马厂箐富碱斑岩在图解上的投影点位于后碰撞弧和大陆弧的混合区;在 R_1-R_2 图解(图 8)上,投影点位于造山晚期—晚造山期花岗岩区。上述图解表明,马厂箐岩体应较大可能形成于一种碰撞后的板内构造环境。

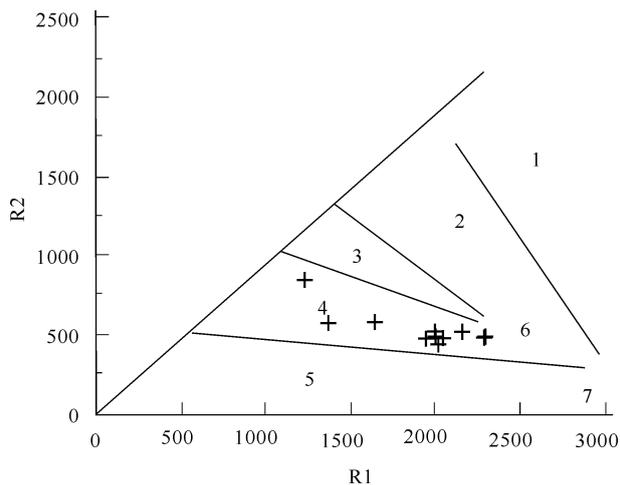


图 8 马厂箐岩体构造环境判别 R_1 — R_2 图解

Fig. 8 R_1 — R_2 diagram of tectonic discrimination on the Machangqing intrusives

1—地幔斜长花岗岩; 2—碰撞前花岗岩; 3—碰撞后隆起的花岗岩; 4—造山晚期花岗岩; 5、7—非造山区花岗岩; 6—同造山花岗岩—同碰撞花岗岩

1—mantle plagiogranite; 2—pre-collisional granite; 3—post-collisional granite in uplifts; 4—late orogenic granite; 5, 7—anorogenic granite; 6—syn-orogenic granite—syn-collisional granite

根据本区的构造演化史(张志斌, 2005), 本区区域上在晚二叠世结束了金沙江—哀牢山特提斯的演化过程, 开始进入陆内俯冲造山阶段。在洋壳消减过程中, 必然有拆沉的俯冲岩石圈在下降到一定深度的时候, 脱水形成高度富集大离子亲石元素(LILE)和轻稀土(LREE)而强烈亏损高场强元素(HFSE)的流体, 这些上升的富集流体交代岩石圈地幔, 引起壳幔物质发生混合, 形成富集斑岩母岩浆。自中三叠世拉丁期开始, 陆内俯冲作用所导致的地块碰撞, 结束了以下冲作用为主的造山前期阶段, 转入了以逆冲推覆作用为主的造山抬升阶段——造山主期。自古近纪开始, 喜马拉雅阶段的造山作用影响云南全境, 在 50~45Ma 时, 印度大陆与欧亚大陆发生碰撞(张连升, 1996), 造成三江地区地壳和岩石圈缩短, 形成不同方向的走滑断裂组合, 其中包括了沿着金沙江—哀牢山洋的地方逐步形成的左行走滑断裂带以及一系列新生代走滑拉分盆地(罗均烈等, 1994; 钟大赉等, 2000); 由于盆地下陷和地幔上拱诱发了“富碱斑岩母岩浆”在走滑断裂带有利部位上侵和喷发, 最终形成富碱斑岩带。马厂箐岩体锆石 U—Th—Pb 年龄在 35.0~35.6 Ma 之间(梁华英, 2004), 为喜马拉雅中期岩浆活动的产

物。由此可见, 受喜马拉雅运动影响而侵位的马厂箐富碱岩浆活动在时间、空间和机制上与哀牢山地区新生代的构造背景一致, 应产于印度大陆与欧亚大陆碰撞造山后期或晚期的构造环境中, 即碰撞后的板内构造环境。同时, 交代富集地幔源区的富碱斑岩在本区的出现, 标志着在喜马拉雅中晚期区域上构造运动, 是一个地壳持续减薄的过程, 并且在伸展拉张的不同阶段, 表现出不同的壳—幔关系。因此马厂箐岩体的形成无论在时间、空间和机制上都与这些大的构造事件有着密切的耦合关系。

6 结论

马厂箐岩体在岩石成分上相当于玄武安山质或向安山质过渡岩浆系列, 既不属于传统于认为的含碱性暗色矿物的碱性岩类, 也不同于典型的 A 型花岗岩, 应属于富碱侵入岩类中的富碱斑岩。

马厂箐岩体的稀土、微量元素和 Sr、Nd 同位素特征显示其源区具有交代富集地幔的地球化学特征。交代富集地幔主要是由俯冲到地幔的俯冲带组分脱水形成的富集流体交代岩石圈地幔的结果。

交代富集地幔源区的富碱斑岩在本区的出现, 标志着金沙江—哀牢山构造带第三纪大地构造运动, 是一个地壳持续减薄的过程, 并且在伸展拉张的不同阶段, 表现出不同的壳—幔关系。

注 释 / Note

① 葛文洲, 顾福祺, 吴永国, 王炳汉, 杨孟中, 杨周栋, 刘荣庆, 牛焕亭, 马秀松. 1981. 云南省祥云县马厂箐矿区铜铅矿评价地质报告. 编写单位: 西南冶金地质勘探公司 310 队地质分队, 1~58.

参 考 文 献 / References

- 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. 1999. A 型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例. 中国科学(D 辑), 29(6), 489~495.
- 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏又超, 赵新志. 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.
- 柏道远, 陈建超, 马铁球, 王先辉. 2005. 湘东南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 24(4): 255~272.
- 陈丹玲, 刘良, 车自成, 罗金海, 张云翔. 2001. 祁漫塔格印支期铝质 A 型花岗岩的确定及初步研究. 地球化学, 30(6): 540~546.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学. 1996. 中国大陆根—柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1~110.
- 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 1998a. 滇西新生代富碱斑岩的岩石学特征与成因. 地质科学, 33(4): 412~425.
- 邓万明, 黄莹, 钟大赉. 1998b. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学(D 辑), 28(2), 111~116.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 张业明, 彭松柏. 2005. 湖南金鸡岭铝质 A 型花岗岩的厘定及构造环境分析. 地球化学, 34(3): 215~226.

- 高名修, 阚荣举, 郑剑东. 1991. 中国川滇西部岩石圈结构与喜马拉雅运动. 见: 中国科学院地质研究所岩石圈构造演化. 开放实验室年报(1989~1990). 北京: 中国科学技术出版社, 49~53.
- 葛良胜, 邹依林, 李振华, 郭晓东, 邢俊兵, 张晓辉. 2002a. 云南马厂箐(铜、钼)金矿床地质特征及成因研究. 地质与勘探, 38(5), 11~17.
- 葛良胜, 邹依林, 邢俊兵, 李振华, 郭晓东, 张学军. 2002b. 滇西北地区富碱岩体(脉)地质学及岩石化学特征. 矿产与地质, 16(3): 147~153.
- 胡瑞忠, 毕献武, 邵树勋, Turnery G. G. Burnard P G. 1997a. 云南马厂箐铜矿床氩同位素组成研究. 科学通报, 42(14): 1542~1545.
- 胡瑞忠, 毕献武. 1997b. 马厂箐铜矿床黄铁矿流体包裹体 He—Ar 同位素体系. 中国科学(D辑), 27(6), 503~508.
- 胡祥昭, 万方. 1995. 滇西富碱花岗岩的岩石学与成因. 中国有色金属学报, 5(1), 1~3, 13.
- 贾大成, 胡瑞忠. 2002. 湘东北燕山晚期花岗岩构造环境判别. 地质地球化学, 30(2): 10~14.
- 姜耀辉, 戚建中, 刘红樱. 1999. 浙赣皖相地区 A2 型花岗岩. 火山地质与矿产, 20(1): 48~55.
- 李汉光, 郭晓东, 王绍明, 皮清明, 和正中. 2008. 云南宝兴厂金矿床地质特征及成因. 矿床地质, 27(5), 587~595.
- 黎彬, 袁怀雨, 吴胜普. 1998. 中国花岗岩类和世界花岗岩类平均化学成分的对比如. 大地构造与成矿学. 22(1), 29~34.
- 梁华英, 谢应雯, 张玉泉. 2004. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约—以马厂箐铜矿为例. 自然科学进展, 4(1), 116~120.
- 刘显凡, 刘家铎, 张成江, 阳正熙, 吴德超, 李佑国. 2004. 滇西富碱斑岩型矿床岩体和矿脉同位素地球化学研究. 矿物岩石地球化学通报, 23(1), 32~39.
- 路凤香. 1988. 地幔岩石学, 武汉: 中国地质大学出版社.
- 罗君烈, 杨友华, 赵准, 陈吉琛, 杨荆舟. 1994. 滇西特提斯的演化及主要金属矿床成矿作用. 北京: 地质出版社, 1~340.
- 马昌前, 余振兵, 许聘, 王琳燕. 2004. 桐柏—大别山南缘的志留纪 A 型花岗岩类: SHRIMP 锆石年代学和地球化学证据. 中国科学(D辑), 34(12): 1100~1110.
- 彭建堂, 毕献武, 胡瑞忠, 吴开兴, 桑海清. 2005. 滇西马厂箐斑岩铜(钼)矿床成岩成矿时限的厘定. 矿物学报, 25(1): 69~74.
- 彭勇民, 潘桂荣, 罗建宁. 1998. 昌都盆地碱性岩的稀土元素地球化学特征——以高吉岩体为例. 特提斯地质, 第 22 号, 97~105.
- 曲晓明, 侯增谦, 周书贵, 唐绍华. 2002. 川西连龙含锡花岗岩的时代与形成构造环境. 地球学报, 23(3): 223~228.
- 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, 第 19 号: 90~105.
- 施光海, 苗来成, 张福勤, 简平, 范蔚茗, 刘敦一. 2004. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义. 科学通报, 49(4): 384~389.
- 孙德有, 吴福元, 高山, 路孝平, 等. 2005. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质 A 型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约. 地学前缘, 21(2): 63~275.
- 涂光炽. 1982. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究. 中国科学院贵阳地球化学研究所年报. 贵阳: 贵州人民出版社, 127~129.
- 涂光炽, 张玉泉, 赵振华. 1984. 华南两个富碱侵入岩带的初步研究. 花岗岩地质与成矿关系. 南京: 江苏科学出版社, 21~37.
- 涂光炽. 1989. 关于富碱侵入岩. 矿产与地质, 13(3): 1~4.
- 邱检生, 王德滋, 刘洪, 凌文黎. 2002. 大别造山带北缘后碰撞富钾火山岩: 地球化学与岩石成因. 岩石学报, 18(3), 319~330.
- 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江—红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re—Os 同位素定年. 中国科学(D), 34(4): 345~349.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 1~294.
- 许保良, 阎国翰, 张臣. 1998. A 型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源. 地学前缘, 5(3): 113~124.
- 薛良伟, 尉向东, 赵太平. 1996. 嵩山 A 型花岗岩的地质地球化学特征和构造环境. 岩石学报, 12(1): 137~144.
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 2002. 滇西富碱斑岩带的 Nd, Sr, Pb 同位素特征及其挤压走滑背景. 岩石矿物学杂志, 21(3), 231~241.
- 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 1997. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr: 同位素特征. 中国科学(D辑), 27: 289~293.
- 张连生, 钟大赉. 1996. 从红河剪切带走滑运动看东亚大陆新生代构造. 地质科学, 31(4), 327~340.
- 张志斌, 刘发刚, 包佳凤. 2005. 哀牢山造山带构造演化. 云南地质, 24(2), 137~141.
- 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 张瑾, 吕伯西. 2004. 滇西新生代富碱斑岩及其深源包体的岩石学和地球化学特征. 现代地质, 18(2), 21~228.
- 郑永飞. 1999. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社
- 周新华, 朱炳泉. 1992. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地幔化学区划. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 366~391
- 钟大赉, 丁林, 刘福田, 刘建华, 张进江, 季建清, 陈辉. 2000. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. 中国科学(D辑), 30(增): 1~8.
- 钟华明. 1997. 安徽柯村 A 型花岗岩岩墙群地质地球化学特征及构造环境. 安徽地质, 7(2): 20~25.
- Arai S, Takahashi N. 1989. Formation and compositional variation of phlogopites in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, Northern Japan: implication for origin and fractionation of metasomatic fluids in the upper mantle. Contributions to Mineralogy Petrology, 101(2): 165~175.
- Cornell D H. et al. 1995. The Ongeluk basaltic andesite formation in Grigualanel West South Africa: submarine alteration in a 2222Ma Proterozoic sea. Precambrian Reserch, 79: 102~123.
- DePaolo D J, Wasserburg G J. 1979. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Geophy Res, Lett, 3: 743~746.
- Fabries J, Bodinier J L, Dupuy L, Lorand J P, Benkerrou C. 1989. Evidence for modal metasomatism in the orogenic sinpel Ihercolite body from Caussou(Northeastern Pyrenees, France). Journal of Petrology, 30(1): 199~228.
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. Nature, 309: 753~757
- Holm PM, Munksgaard NC. 1982. Evidence for mantle metasomatism: an oxen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy. Earth and Planetary Science Letters, 60(3): 376~388.
- Maury RC, Defant MJ, Joron JL. 1992. Metasomatism of the subarc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. Nature, 360(6405): 661~663.
- Meen JK, Eggler DH, A year JC. 1989. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO_2 -rich fluids at mantle condition. Nature, 340(6231): 301~303.
- M ller D, Groves D I. 2000. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold—Copper Mineralization. Berlin: Springer-Verlag, 1~252.
- Rock NMS. 1990. Lamprophyres. Glasgow, Blackie, 23~65.
- Roden MF, Murthy VK. 1985. Mantle metasomatism. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 13: 269~296.

Schiano P, Clocchiatti R, Joron J L. 1992. Melt and fluid inclusions in basalts and xenoliths from Tahaa Island, Society Archipelago; evidence for a metasomatized upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(1):69~82.

Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes. In: Sannder A D and Norry M J eds. *Magmaism in the Ocean Basins*, Geological Society of Special Publications 42. London: Geological Society of London and Blackwell Scientific Publications, 312~345.

Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. London:Blackwell, 57~72.

Ujike O. 1988. Probable mineralogic control on the mantle metasomatic fluid composition beneath the Northeast Japan arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 (8):2037~2046.

Wasserburg G J, Jacobsen S B, DePaolo D J et al. 1981. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 45:2311~2323.

Geochemistry Characteristics of Machangqing Alkaline-rich Intrusives, Yunnan, and Its Forming Tectonic Settings

WANG Zhihua^{1,2}; GUO Xiaodong²; CHEN Xiang²; GE Liangsheng²; ZHOU Yiling²

1) *China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

2) *Institute of Gold Geology, Chinese Armed Police Force; Langfang, Hebei, 065000, China*

Abstract: Located at the joint of western margin of the Yangtze plate and eastern side of the NW-trending Ailao Mts.—Jinsha River major fault, the Machangqing intrusives is a part of alkaline-rich intrusion belt of the Ailao Mts.—Jinsha River. The Machangqing intrusives mainly consist of granite porphyry, monzonite porphyry and syenite-porphyry. The compositions of the rocks are riched in alkaline, aluminum, potassic, large ion lithophile elements(Rb, Sr, Ba, Th and U) and light rare earth elements, depleted in Ta, Nb and Ti, with “TNT” negative anomaly. The value of LREE/HREE ranges from 8.04 to 23.99, δEu from 0.72 to 0.88, is no conspicuous Eu anomaly; $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ranges from 0.7072 to 0.7086, averaging 0.7080, higher than present mantle value (0.7045); $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ varies in the range of 0.5121~0.5124, averaging 0.5123, lower than present mantle value (0.512638); I_{Sr} varies in the range of 0.7061~0.7075, averaging 0.7070; ϵ_{Nd} varies in the range of -3.1~-10.2, averaging -6.8. The Machangqing intrusives are neither traditional alkaline rocks with some dark alkaline minerals nor typical A-type granite, but alkaline-rich intrusions. The magma of the intrusives is derived from the mixture of crust—mantle, as being called EM II-type. The intrusives show the characteristics of crust—mantle mixture, resulting from mixing in the mantle source with the crust subduction formed in a post-collisional intraplate.

Key Words: Alkali-rich intrusion; geochemistry characteristics; tectonic settings; original mantle; Yunnan; Machangqing