

滇西马厂箐岩体暗色包体成因研究

王 梁^{1,2}, 郭晓东², 贾丽琼¹, 王治华², 路英川², 张廷彦²

1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083;
2. 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000

摘要:滇西马厂箐岩体斑状花岗岩中发育大量暗色包体。对包体和寄主岩的主量、稀土、微量元素及 Pb 同位素进行分析。主量和微量元素研究表明,包体及寄主岩具有一定的成因联系。Pb 同位素则反映两者可能分别起源于 EM II 和下地壳。在此基础上结合包体岩相学研究,认为暗色包体是岩浆混合作用的产物。暗色包体对于揭示富碱岩浆起源、深部作用过程以及其与成矿的关系等提供了可靠的地质依据,反映了马厂箐岩体可能是壳幔岩浆混合成因,幔源岩浆提供了成矿物质。

关键词:暗色包体;岩浆混合作用;马厂箐岩体;滇西

中图分类号:P581 文献标识码:A 文章编号:1007-2802(2012)05-0479-10

Genesis Study on Dark Enclaves in the Machangqing Complex, West Yunnan

WANG Liang^{1,2}, GUO Xiao-dong², JIA Li-qiong¹, WANG Zhi-hua²,
LU Ying-chuan², ZHANG Ting-yan²

1. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
2. Gold Geology Institute of CAPF, Langfang 065000, Hebei China

Abstract: A large number of dark enclaves occur in the porphyritic granite of the Machangqing complex. Major elements, trace elements and Pb isotope compositions of enclaves and their host rocks have been analyzed. The characteristics of major and trace elements show that enclaves are genetically related to host rocks. Pb isotope results indicate that enclaves and host rocks may derive from the lower crust and EM II. Based on above results and the petrographical features, the magma mixing genesis of the enclaves was determined. Dark enclaves in the Machangqing complex can supply credible geological evidence to reveal the origin of the alkali-rich magma, deep geodynamics and the relationship between rock and ore-forming process. It indicates that the Machangqing complex may be the production of mixing of crust-derived and mantle-derived magmas and that the mantle-derived magma may supply the main ore-forming materials.

Key words: dark enclave; magma mixing; Machangqing complex; western Yunnan

花岗岩是大陆地壳的重要组成部分,研究大陆岩石圈的结构、组成和演化,必然要涉及花岗岩的形成和演化^[1]。而在花岗岩中,经常可以观察到暗色包体,这些包体包含了花岗岩形成及演化的信息,因而,暗色包体的研究历来受到人们的重视。迄今为止,岩石学家们已经提出了多种观点来解释暗色包体的成因,目前普遍比较能够被接受的主要有:(1)花岗质岩浆侵位过程中掉落其中的围岩捕虏体;(2)

地壳岩石发生部分熔融作用产生花岗质岩浆后形成的难熔残留体^[2]; (3)同源岩浆早阶段结晶的析离体或堆积体^[3]; (4)岩浆混合作用的产物,即注入花岗质岩浆中的基性岩浆^[4]。

滇西“三江”地区沿哀牢山-金沙江断裂带一线产出一条著名的新生代富碱斑岩带。目前在这条富碱斑岩带内的六合、新华、小桥头、甸心等多个岩体中均发现了大量的暗色包体,前人对这些包体开展

收稿日期:2011-8-22 收到;11-25 改回

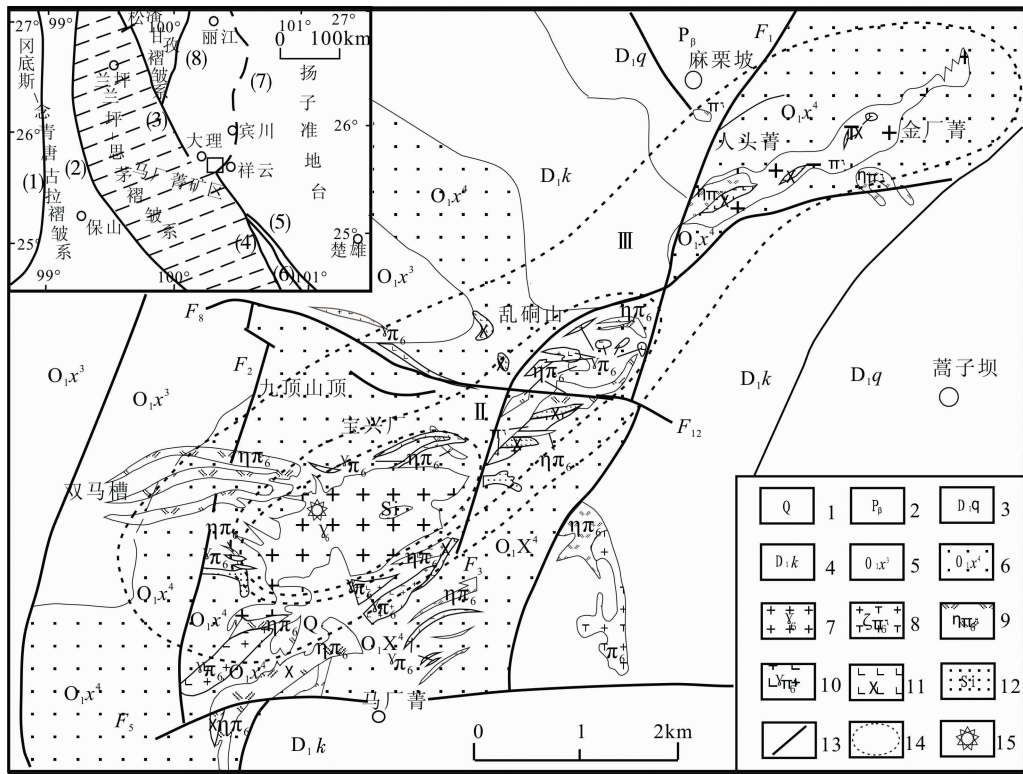
基金项目:国家重点基础研究发展计划资助项目(2009CB421000);武警黄金指挥部专项基金资助项目(HJ09-03)

第一作者简介:王梁(1987-),男,博士研究生,研究方向:岩石学及矿床学. E-mail: wckey@163.com.

了大量研究,从成因类型上来说,这些包体都属于捕掳体^[5~11]。在马厂箐复式岩体中同样也发育有暗色包体,对这些包体深入研究后发现,马厂箐复式岩体中的暗色包体不同于滇西富碱斑岩带中所发现的包体类型,而是具有岩浆混合作用特征,这为马厂箐复式岩体的壳幔岩浆混合成因提供了重要证据,对重新认识马厂箐复式岩体的成岩及成矿作用具有重要意义。

1 岩体及包体岩相学特征

马厂箐复式岩体位于云南省祥云、弥渡、大理三市县接壤部位。大地构造位置处于扬子板块西缘与金沙江-哀牢山深大断裂带东侧的交会部位,NW 向金沙江-哀牢山断裂带与 NNE 向程海-宾川断裂带所夹锐角区^[12](图 1)。



1-第四系; 2-二叠系玄武岩; 3-下泥盆统青山组灰岩; 4-下泥盆统康廊组白云质灰岩、白云岩; 5-下奥陶统向阳组三段黑色页岩夹粉砂岩,底部为灰白色石英砂岩; 6-下奥陶统向阳组四段长石英砂岩、砾岩夹灰岩透镜体; 7-斑状花岗岩; 8-正长斑岩; 9-二长斑岩; 10-花岗斑岩; 11-煌斑岩; 12-硅化核; 13-断层; 14-矿化分带; 15-取样位置; I -Mo-W-Cu-Fe-Sn 矿化; II -Cu-Au-Mo-Fe 矿化; III -Au-Ag-P-bZn-As-Sb 矿化

(1)-怒江断裂;(2)-澜沧江断裂;(3)-金沙江-红河断裂;(4)-阿墨江断裂;(5)-哀牢山断裂;(6)-红河断裂;(7)-宾川程海断裂;(8)-小金河断裂; F₁-响水断裂; F₂-乱洞山断裂; F₃-九顶山-梯子水顶断裂

1-Quaternary; 2-Permian basalt; 3-sandstone from lower Devonian Qingshan Formation; 4-dolomitic limestone, dolomite from lower Devonian Kanglang Formation; 5-the 3rd member of lower Ordovician Xiangyang Formation: black shale with siltstone, offwhite quartz sandstone at the bottom; 6-the 4rd member of Ordovician Xiangyang formation: feldspar-quartz sandstone, conglomerate with limestone lens; 7-porphyrific granite; 8-syenite porphyry; 9-monzonite porphyry; 10-granite porphyry; 11-lamprophyre; 12-silicated core; 13-fault; 14-zonation of mineralization; 15-the location of isotope-dated sample; I -Mo-W-Cu-Fe-Sn mineralization; II -Cu-Au-Mo-Fe mineralization; III -Au-Ag-PbZn-As-Sb mineralization

(1)-Nujiang fault;(2)- Lancangjiang fault;(3)-Jinshajiang fault;(4)-Amojiang fault;(5)-Ailaoshan fault; (6)-Honghe fault;(7)-Binchuan-chenghai fault;(8)-Xiaojinhe fault; F₁-Xiangshui fault;F₂-Luandongshan fault;F₃-Jiudingshan-Tizishuiding fault

图 1 马厂箐矿区地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of the Machangqin ore-field

马厂箐复式岩体具有从西南向东北侵入特征,由多种类型岩石组成,主要包括斑状花岗岩、正长斑

岩、二长斑岩、花岗斑岩和煌斑岩。各类斑岩呈岩株、岩脉、岩墙或岩床等产状侵位于下奥陶统向阳组

长石石英砂岩、粉砂岩、碳泥质细砂岩夹条带状灰岩、泥质白云岩透镜体以及下泥盆统康廊组灰岩中。岩体属中酸性到酸性岩,以酸性岩为主。无论是正长斑岩、石英正长斑岩、二长斑岩、石英二长斑岩,还是斑状花岗岩、花岗斑岩、碱长花岗斑岩,主要矿物基本为斜长石、石英、角闪石、黑云母以及钾长石,副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿。斑状结构,块状构造。斑晶主要为钾长石、斜长石、石英、角闪石和黑云母,镜下统计表明斑晶组合(面积)约占20%~47%;基质具微晶结构,主要由微细粒长石、石英和少量的黑云母组成。

斑状花岗岩在矿区大面积出露,构成马厂箐复式杂岩体的主体,目前所发现的暗色包体则主要赋存其中。斑状花岗岩呈岩株状产出,似斑状结构,块状构造。基质具显微花岗、显微文象结构,粒度为0.03~0.16 mm,斑晶0.3~25 mm,斑晶占47%。主要矿物有石英(23%)、钾长石(35%)、斜长石(27%)、黑云母(4%)、角闪石(3%);副矿物有磷灰石、榍石、锆石、磁铁矿,偶见磷钇石。钾长石主要为正长石及微斜长石,而斜长石主要为更长石。石英

斑晶多呈浑圆状,常有气液包裹体,边缘多被溶蚀。基质中长石、石英组成的文象石普遍存在。黑云母呈淡黄-红褐色,属铁云母,含钛较高。普通角闪石呈柱状,个别与黑云母呈连晶产出。

包体产状杂乱且分布不均。主要呈暗黑色、灰黑色,粒度较其寄主岩明显变细,多数集中在0.02~0.05 mm之间。包体大小不一,大者直径在4~10 cm之间,小者在0.5~2 cm之间,大多数在2~4 cm之间。包体形态多样,主要呈浑圆状,椭圆状,纺锤状,哑铃状,次棱角状等,部分包体呈拉长状(图2A),显示出明显的塑性流变特点。包体与寄主岩石之间常呈截然的接触关系,但接触界面不平直,而是呈圆弧形或港湾状(图2B),此外,亦可见包体与寄主岩之间为过渡关系,呈弥散状,与主岩界线模糊(图2C)。包体中常可见到与寄主斑状花岗岩中相似的钾长石斑晶(图2D),大小在0.5~1.5 cm之间,为半自形,边部棱角多被熔蚀圆化而呈浑圆状。在个别包体边部还可见到较大的钾长石斑晶分布在包体与寄主岩石的分界线间(图2E)。

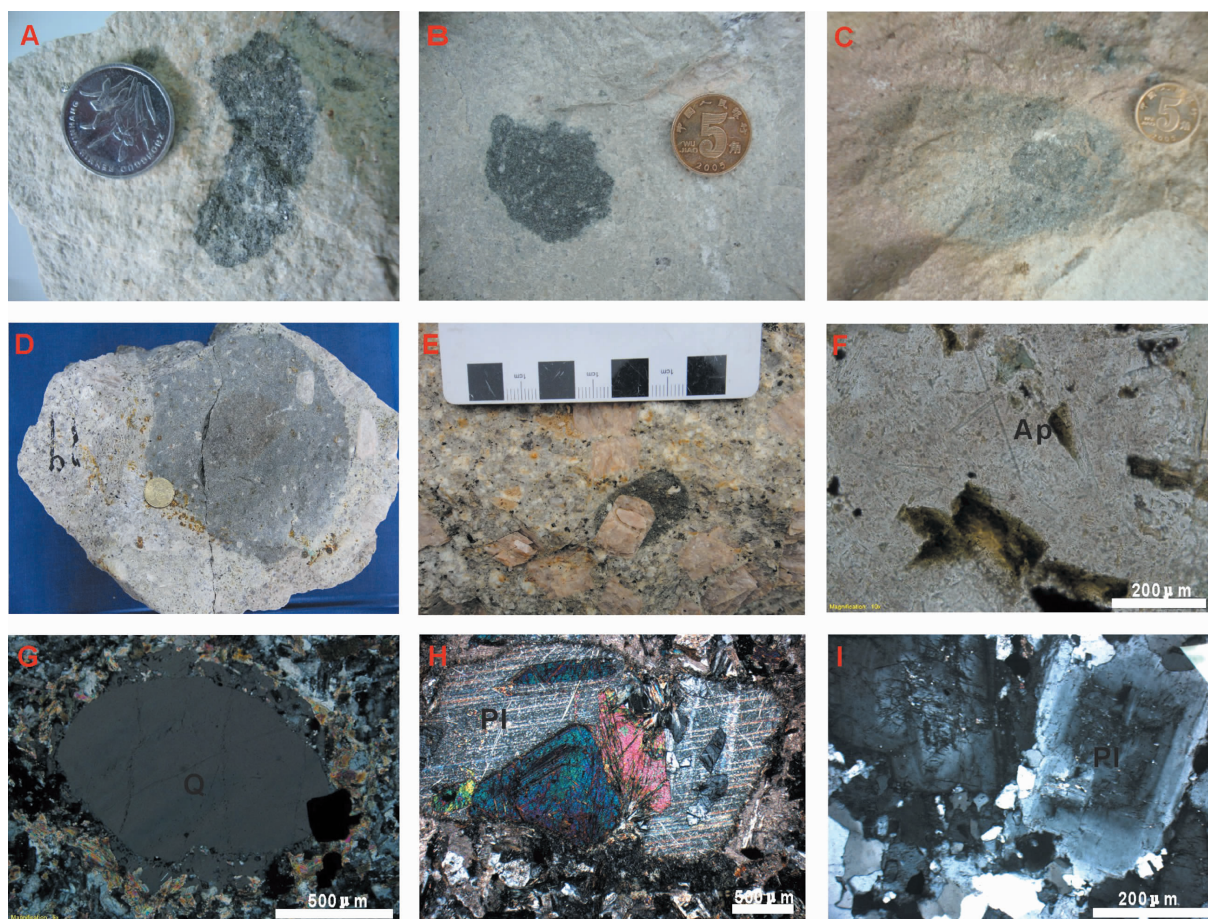


图2 暗色包体照片

Fig. 2 Photos of dark enclaves

镜下观察发现,包体具有典型的岩浆结构特征,如微细粒半自形粒状结构、似斑状结构和嵌晶结构等。从主要矿物含量来划分的话,包体主要表现出两种岩性:其中颜色呈暗黑色与主岩具有截然接触界面的包体,主要由斜长石(40%~50%)、辉石(20%~30%)、角闪石(5%~10%)组成,黑云母含量较少,偶见钾长石及石英晶粒,属于辉长岩;颜色呈暗灰色与主岩界线较为模糊的包体,主要由斜长石(60%)、角闪石(30%)、黑云母(10%)组成,辉石含量较少(5%),为闪长岩。两者的副矿物并没有太大差别,主要为磁铁矿、磷灰石和锆石等。值得一提的是,包体中的磷灰石大多呈细长的针状(图 2F),长宽比在 1:30~1:50 范围之间,明显不同于其寄主岩中的短柱状磷灰石。在个别包体中还存在具有黑云母、角闪石等微细粒暗色矿物集合体镶边的眼球状石英(图 2G)以及包含有斜长石、角闪石、针状磷灰石等较细小矿物所构成的嵌晶状斜长石(图 2H)。在与包体接触的寄主斑状花岗岩中斜长石的环境结构发育(图 2I)。

2 包体地球化学特征

2.1 测试方法

本次研究的样品为采自位于马厂箐岩体中的宝兴厂矿段采石场新鲜的斑状花岗岩及其中的暗色包体。主量及稀土微量元素测试工作在国家地质实验测试中心进行,常量元素采用 X 荧光光谱仪(3080E)测试,稀土元素和微量元素采用等离子质谱(X-series)测试。样品 Pb 同位素测试在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室进行,采用英国 Nu lustrum 公司生产的高分辨多接收等离子质谱仪(Nu Plasma HR)完成测试。

2.2 主量元素

马厂箐岩体中暗色包体及其寄主岩斑状花岗岩主量及微量元素分析结果列于表 1。在侵入岩的 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 分类图上(图 3),包体及寄主岩的化学成分投影点落于碱性岩系列,其中包体投影点主要集中于辉长岩和正长闪长岩范围附近,寄主岩全部落于花岗岩区域内,这与薄片鉴定的结果基本一致。另外,从表 1 中可以看出,除一个包体 SiO_2 含量为 52.2%,显得较为中性外,其余包体的基性程度明显较高, SiO_2 平均含量为 46.77%,而寄主岩的 SiO_2 含量却高达 67.57%~68.98%;包体的 A/NK 平均值为 1.33, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 平均值为 6.61,寄主岩 A/NK 平均值为 1.24, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 平均值为 8.67,在 A/CNK-A/NK 的图解上(图 4),

两者均属于准铝质,但寄主岩更偏向于过铝质,这些特点表明了包体较寄主岩更加贫碱和铝。包体较寄主岩显著富集铁镁, MgO 平均含量为 6.83%, TFeO 平均含量为 6.40%, 远远高于主岩(MgO 平均含量为 0.93%, TFeO 平均含量为 1.32%),但是两者的 TFeO/(TFeO+MgO) 却较为接近,暗示了包体与主岩在成因上可能存在一定的联系。

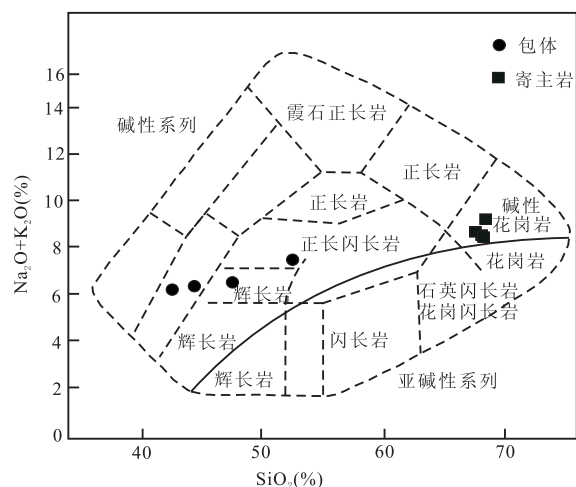


图 3 包体及寄主岩 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 分类图(底图据文献[13])

Fig. 3 $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ diagram of enclaves and host rocks(modified from ref. [13])

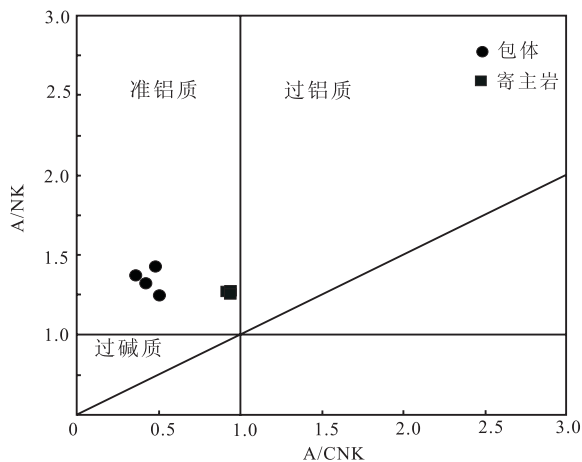


图 4 包体及寄主岩 A/CNK-A/NK 图解(底图据文献[14])

Fig. 4 A/CNK-A/NK diagram of enclaves and host rocks(modified from ref. [14])

2.3 稀土及微量元素

包体稀土总量较高, $\sum \text{REE}$ 平均为 386.44×10^{-6} , 显著高于寄主岩稀土总量(平均为 94.07×10^{-6}); 包体 LREE/HREE 平均为 19.64, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 平均为 29.61, 而寄主岩 LREE/HREE 平均为 16.58, $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 平均为 18.79, 两者均表现出轻稀土富集重稀土亏损的特征。包体的 $(\text{La}/\text{Sm})_N$

表 1 包体及斑状花岗岩的主量(%)及稀土、微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 1 The results of the major elements(%), REEs and trace elements ($\times 10^{-6}$) of enclave and porphyritic granite

测试 元素	暗色包体				斑状花岗岩			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	44.30	47.54	42.53	52.72	68.08	68.17	68.31	67.57
TiO ₂	0.63	0.59	0.64	0.52	0.24	0.25	0.24	0.25
Al ₂ O ₃	11.13	12.11	11.15	12.74	14.38	14.34	14.54	14.48
Fe ₂ O ₃	2.80	2.48	2.17	2.91	0.73	0.70	0.60	0.66
FeO	4.36	4.08	4.94	2.91	0.77	0.70	0.74	0.66
MnO	0.14	0.11	0.13	0.10	0.02	0.02	0.01	0.02
MgO	7.79	6.55	7.26	5.72	0.97	0.91	0.80	1.05
CaO	10.04	9.40	12.52	8.07	2.14	2.20	2.12	2.36
Na ₂ O	2.95	2.72	2.70	3.85	4.04	3.91	4.16	3.85
K ₂ O	3.34	3.79	3.48	3.60	4.45	4.48	5.00	4.77
P ₂ O ₅	0.85	0.77	0.84	0.64	0.10	0.11	0.11	0.13
H ₂ O	2.68	2.74	3.06	1.84	1.36	1.04	1.30	1.24
CO ₂	7.26	6.17	8.19	5.42	2.82	2.48	2.40	2.48
总量	98.27	99.05	99.61	101.04	100.10	99.31	100.33	99.52
NK	6.29	6.51	6.18	7.45	8.49	8.39	9.16	8.62
A/CNK	0.68	0.76	0.60	0.82	1.35	1.35	1.29	1.32
A/NK	1.77	1.86	1.80	1.71	1.69	1.71	1.59	1.68
TFeO/(TFeO+Mg)	0.47	0.49	0.49	0.49	0.60	0.59	0.62	0.54
Mg/(Mg+Fe)	0.67	0.65	0.65	0.65	0.55	0.55	0.53	0.60
Na/(Na+Ca)	0.35	0.34	0.28	0.46	0.77	0.76	0.78	0.75
La	93.80	96.50	97.10	84.10	23.20	23.20	24.20	25.10
Ce	183.00	181.00	185.00	146.00	38.80	38.30	40.10	41.80
Pr	19.50	19.30	19.60	16.80	4.57	4.47	4.69	4.99
Nd	75.00	72.00	72.90	62.60	16.40	16.30	16.60	17.90
Sm	11.80	11.20	12.00	9.89	2.83	2.80	2.84	3.05
Eu	3.08	2.84	2.77	2.61	0.70	0.66	0.63	0.72
Gd	9.29	8.72	9.46	7.77	2.24	2.15	2.23	2.46
Tb	1.00	0.92	1.02	0.85	0.25	0.25	0.24	0.28
Dy	4.58	4.22	4.78	3.93	1.27	1.22	1.24	1.39
Ho	0.80	0.74	0.79	0.67	0.22	0.23	0.21	0.24
Er	2.11	1.90	2.13	1.80	0.59	0.60	0.62	0.62
Tm	0.25	0.24	0.26	0.21	0.08	0.09	0.07	0.08
Yb	1.58	1.51	1.55	1.42	0.52	0.55	0.56	0.56
Lu	0.23	0.22	0.24	0.19	0.09	0.09	0.08	0.09
Y	20.10	19.00	20.70	17.00	5.92	5.80	6.04	6.58
∑REE	406.02	401.31	409.60	328.84	91.76	90.91	94.31	99.28
LREE	386.18	382.84	389.37	322.00	86.50	85.73	89.06	93.56
HREE	19.84	18.47	20.23	16.84	5.26	5.18	5.25	5.72
LREE/HREE	19.46	20.73	19.25	19.12	16.44	16.55	16.96	16.36
δEu	0.87	0.85	0.77	0.88	0.82	0.79	0.74	0.78
δCe	0.98	0.95	0.97	0.88	0.86	0.85	0.85	0.85
(Ce/Yb) _N	29.96	31.00	30.87	26.60	19.30	18.01	18.52	19.31
(La/Sm) _N	5.00	5.42	5.09	5.35	5.16	5.21	5.36	5.18
(Gd/Lu) _N	5.02	4.93	4.90	5.08	3.09	2.97	3.47	3.40
Rb	570.00	507.00	561.00	444.00	256.00	250.00	304.00	258.00
Ba	2499.00	2865.00	2929.00	1818.00	875.00	1222.00	1216.00	1209.00
Th	12.40	15.90	13.40	15.30	13.50	13.30	14.20	13.80
U	6.38	9.05	7.61	8.27	6.29	6.24	6.32	6.15
Ta	0.73	0.83	0.74	0.87	0.94	0.91	0.98	0.91
Nb	14.30	13.90	13.50	12.80	7.22	7.31	7.55	7.55
Sr	554.00	792.00	581.00	689.00	409.00	362.00	488.00	509.00
Hf	4.31	4.68	4.33	4.46	3.75	3.81	3.96	3.92
Zr	153.00	169.00	158.00	150.00	105.00	107.00	105.00	108.00
Rb/Sr	1.03	0.64	0.97	0.64	0.63	0.69	0.62	0.51
Nb/Ta	19.59	16.75	18.24	14.71	7.68	8.03	7.70	8.30

平均值为 5.21, $(Gd/Lu)_N$ 平均值为 4.98, 寄主岩的 $(La/Sm)_N$ 平均值为 5.23, $(Gd/Lu)_N$ 平均值为 3.23, 反映出轻重稀土各自内部也发生了轻微的分馏, 相对而言, 轻稀土内部分馏程度要高于重稀土。包体和寄主岩的 δEu 平均值分别为 0.84 和 0.78, δCe 平均值分别为 0.95 和 0.85, 都表现出轻微的负异常。在稀土配分模式图上(图 5), 包体及寄主岩稀土曲线除了位置高低不同外, 整体形态上具有很高的相似性, 均表现为向右倾斜的曲线, 在轻稀土一侧为向右陡倾斜的曲线, 重稀土一侧为较平坦的曲线。

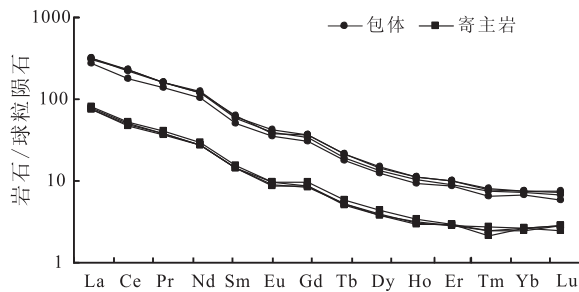


图 5 包体及寄主岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图
Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns of enclaves and host rocks

从微量元素蛛网图(图 6)可以看出, 与原始地幔相比, 包体和寄主岩中的不相容元素整体均表现出不同程度的富集, 大离子亲石元素的富集程度高于高场强元素, 且包体的元素富集程度略高于寄主岩。在不相容元素富集的大背景下, 部分元素富集程度明显较弱而在蛛网图上形成了槽, 包体的曲线中出现 Th、Nb、Ta 槽、Sr 槽和 Zr、Hf 槽, 而寄主岩

中却仅出现 Ba、Nb 槽、Zr 槽, 但包体和寄主岩的曲线变化不大, 形态比较类似。需要注意的是, 包体的 Rb/Sr 比值变化于 0.64~1.03 之间, 平均为 0.82, 明显高于原始地幔值 0.025^[15], 表明其应为幔源岩浆经改造的产物, 即很有可能为基性岩浆经演化或与酸性岩浆混合产生的过渡岩浆结晶造成^[16]。

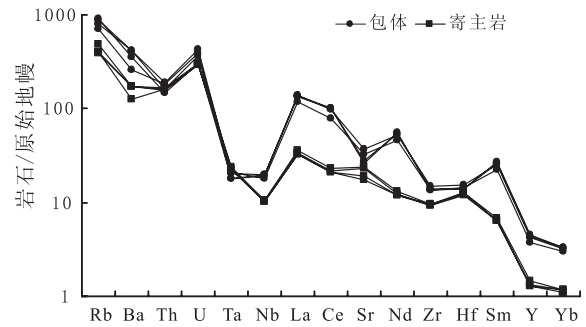


图 6 包体及寄主岩石微量元素原始地幔标准化蛛网图
Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace elements' spider diagrams of enclaves and host rocks

2.4 Pb 同位素

包体及其寄主岩的 Pb 同位素比值见表 2。包体 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化于 18.6396~18.9999, 平均为 18.7752, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化于 15.6293~15.6546, 平均为 15.6423, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化于 38.9344~39.2700, 平均为 39.1286。斑状花岗岩 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化于 18.6356~18.6840, 平均为 18.6548, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 变化于 15.6271~15.6333, 平均为 15.6306, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化于 38.9289~39.0627, 平均为 39.0000。

表 2 包体及斑状花岗岩的 Pb 同位素分析结果

Table 2 The results of Pb isotope of enclaves and porphyritic granites

岩性	序号	$^{208}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{206}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{208}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ
包体	1	39.2053	0.0016	15.6416	0.0006	18.7479	0.0007	2.09118	0.00004	0.83432	0.00001
	2	39.1354	0.0016	15.6435	0.0005	18.7324	0.0007	2.08919	0.00004	0.83511	0.00001
	3	39.175	0.002	15.6418	0.0007	18.7566	0.0009	2.0886	0.00003	0.83394	0.00001
	4	38.9344	0.0017	15.6293	0.0007	18.6396	0.0007	2.0888	0.00004	0.8385	0.00001
	5	39.0513	0.0012	15.6546	0.0005	18.9999	0.0008	2.05531	0.00006	0.82392	0.00002
	6	39.27	0.0014	15.6431	0.0005	18.7747	0.0006	2.09164	0.00003	0.8332	0.00001
斑状花岗岩	1	39.0355	0.0023	15.632	0.0009	18.6665	0.001	2.09121	0.00004	0.83744	0.00001
	2	38.9289	0.0018	15.6287	0.0007	18.6376	0.0008	2.08873	0.00004	0.83856	0.00001
	3	38.9575	0.0024	15.6271	0.0008	18.6412	0.0009	2.08984	0.00004	0.838311	0.00002
	4	38.9679	0.0019	15.6296	0.0008	18.6636	0.0009	2.08792	0.00003	0.83744	0.00001
	5	39.0477	0.0022	15.6333	0.0008	18.6356	0.0009	2.09533	0.00004	0.83889	0.00001
	6	39.0627	0.0017	15.6327	0.0007	18.684	0.0008	2.0907	0.00003	0.83669	0.00001

由图 7 知,包体及其寄主岩 Pb 同位素组成均落到了北半球参考线 NHRL 上方,且具有比 MORB 高得多的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值,说明其岩浆源区是富集的。图 7B 可见,投点主要落入 EM II 与下地壳的交界部位,说明存在有幔源岩浆与地壳物质之间的相互作用,其中暗色包体主要偏向于 EM II 区域,而寄主岩主要偏向于下部大陆地壳,暗示两者可能分别起源于 EM II 和下地壳。

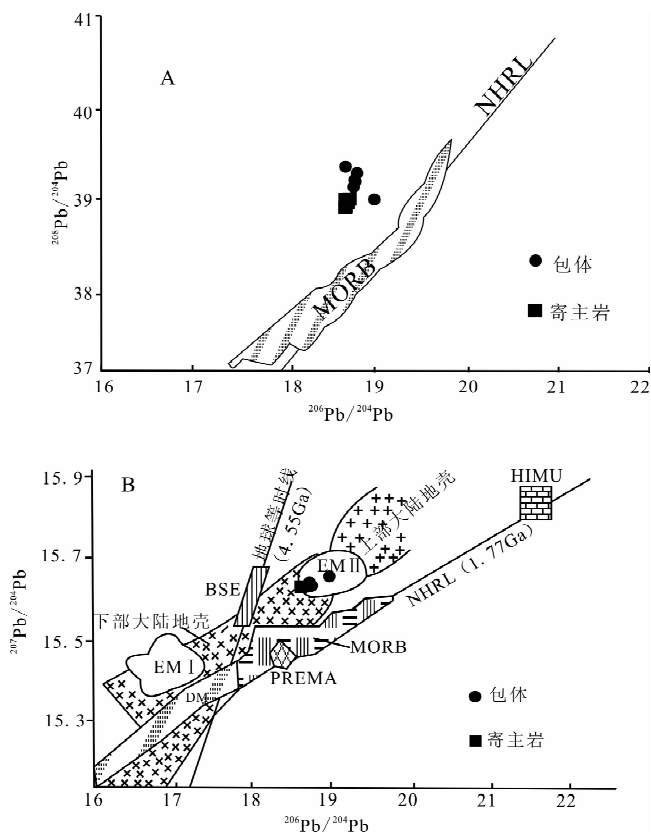


图 7 包体及寄主岩 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B)图解(底图据文献[17])

Fig. 7 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) Diagram of enclaves and host rocks of (modified from ref. [17])

3 包体成因分析

暗色包体具有典型的岩浆结构,较高的基性程度,不具有变晶结构、交代结构和面理构造等变质岩常见的特征,矿物成分上也同其围岩(灰岩、白云岩和砂岩)有较大差异,再结合其浑圆状的外形,因此可以排除包体的难熔残留体及围岩捕掳体成因。

包体及寄主岩有着相近的 $\text{TFeO}/(\text{TFeO} + \text{MgO})$ 值,在稀土配分模式图及微量元素蛛网图上具有相似的形态分布,这些特点都表明两者具有一定的亲缘性,但这种亲缘性既可能反映包体和寄主

岩具有同源性,包体是同源岩浆早期结晶的析离体或堆积体,也有可能是岩浆混合作用过程中物质交换的结果。但是,在正常的岩浆分异演化过程中,随着结晶分异的加强,残余熔体的 δEu 负异常将会愈加强烈,同源岩浆早期结晶产物的 δEu 负异常程度将会显著小于晚期产物。但现实情况却是包体与寄主岩的 δEu 较为接近。在稀土总量由于岩浆分异演化在包体与寄主岩之间造成了四倍多的差异之下,是不太可能只造成如此微小的 δEu 差异。另外,一般认为,在分离结晶过程中, $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 和 $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ 比值都有较大变化,而在混合作用过程中, $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ 比值变化较大, $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 则变化不明显^[18]。马厂箐暗色包体及其寄主岩的 $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ 比值变化于 0.28~0.78 之间,变化较大, $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ 比值变化于 0.53~0.67 之间,变化幅度较小,与分离结晶过程不同反而是与岩浆混合作用的结果相似,故可以排除包体的同源岩浆早期结晶的析离体或堆积体成因。

对于中酸性火成岩的岩石相平衡研究表明^[19]: 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(流纹岩)岩浆,在加厚的陆壳底部(深度大于 50~60 km),陆壳岩石局部熔融产生的是粗面岩(正长岩)岩浆,而粗面岩(正长岩)可以分出低压及高压两类。前者 $p < 1.5 \text{ GPa}$,由玄武质岩浆结晶分离斜长石后形成,因其与岩浆平衡的液相线矿物主要是 $\text{Pl}(\pm \text{Cpx})$,固有大的负 Eu 异常出现;而后者形成的 $p > 1.5 \text{ GPa}$,与岩浆平衡的液相线矿物是 $\text{Ga} + \text{Jd} + \text{Qz}$,相当于榴辉岩相的矿物组合,因此没有明显的负 Eu 异常。但是,当压力在 1.5~2.0 GPa 时仍有少量的 Pl ,依 Pl 的数量多少,可能会有一个小的负 Eu 异常出现。酸性的寄主岩斑状花岗岩具有弱的 δEu 负异常,因此其可能是起源于加厚的下地壳,而非正常厚度的陆壳内或双倍陆壳中、上部。Nb 和 Ta 两元素有相似的地球化学性质,其比值很难随着分离结晶和部分熔融等岩浆过程改变,可以反映源区的性质^[20]。而此次测得寄主岩及包体的 Nb/Ta 平均比值分别为 7.93 和 17.32,与下地壳之值 8.3^[21] 和富集地幔之值 17.7^[22] 相近。包体及寄主岩的 Pb 同位素特征、岩相学平衡研究及 Nb/Ta 值三方面证据都表明两者可能分别起源于不同的源区即下地壳和 EM II。因而,岩浆混合作用似乎是包体较为合理的成因,并能很好地解释包体在岩相学方面所表现出的一些特征。

暗色包体宏观上表现出明显的塑性流变特点,

但在包体内部却没有观察到任何塑性变形或者是重结晶现象,反映包体所表现出的塑性流变特点是岩浆流动而不是变质作用的固态流动所致,包体与其寄主岩应曾一度同为熔融状态,符合岩浆混合作用成因的特点。

一般来说,基性岩浆的温度为 1000~1225℃,而花岗质岩浆的温度为 700~890℃^[23],当温度较高的基性岩浆注入到温度较低的花岗质岩浆时,会发生急剧猛烈的冷却过程。Wyllie 等^[24] CaO-CaF₂-P₂O₅-CO₂ 系统的实验也证明了针状磷灰石是在淬冷状态下结晶形成的,而缓慢冷凝固晶形成的磷灰石是短柱状的。马厂箐暗色包体中针状磷灰石就是高温的基性岩浆遭遇较低温的花岗质岩浆发生“淬冷”的结果。

在镜下观察到包体中嵌晶状斜长石结构,是对高温的幔源岩浆注入较低温的壳源岩浆发生“淬冷”事件以及其后这两种岩浆慢慢达到温度上的平衡结晶过程的客观记录:被包裹的斜长石、角闪石、针状磷灰石等细小矿物是高温的幔源岩浆遭遇较低温的壳源岩浆后,过冷度较大,矿物快速结晶来不及进一步生长的结果;当两种混合的岩浆达到温度上的平衡之后便开始了正常冷却降温过程,此刻,在接近斜长石的液相线温度附近形成的斜长石晶核,由于具有充分的生长时间最终形成了粗大的晶体,包裹着早期形成的斜长石、角闪石、针状磷灰石等晶体。

在与包体接触过渡的寄主岩中大量斜长石斑晶发育环带结构,是岩浆混合过程中结晶环境动荡的体现。其中一种特殊的斜长石环带,在指示岩浆混合两个阶段方面与嵌晶状的斜长石具有异曲同工之妙。这种具环带结构的斜长石的核部较为均一,大体保留有自形形态,但其部分边角表现出不平整、圆滑、自形程度差的特点,表明后期结晶环境不稳定,外部覆盖的环带较核部则窄很多。在该类斜长石中,核部的斜长石可能代表了在幔源岩浆注入之前,壳源岩浆正常结晶的产物。由于高温岩浆的注入导致了早期晶出的斜长石的结晶环境发生了剧烈动荡,甚至还造成了不同程度的熔蚀,使早期结晶的斜长石的自形程度发生变化,而边部的斜长石则混合了幔源岩浆的混合岩浆后期正常结晶的产物。

包体和寄主岩呈弥散状过渡则反映了两种岩浆在达到温度平衡的同时以及之后,也在寻求化学成分上的平衡,进行物质交换。其中壳源岩浆中的硅铝质成分向包体内迁移,而镁铁质成分则从包体向壳源岩浆中迁移,便形成了内部呈暗黑色,往外呈浅灰色弥散状慢慢过渡到寄主岩现象。而那些与寄主

岩接触关系截然的包体,由于物质交换较少,能较好地保留原幔源岩浆的特点,为辉长质包体,而物质交换程度高则会形成闪长质包体。

在寄主岩斑状花岗岩中,横切包体与寄主岩的界线上以及部分暗色包体中都存在钾长石斑晶,且三种位置的钾长石,除了包体中的钾长石棱角显示出因熔蚀而圆化的特点外,其他特征与寄主岩中的钾长石斑晶并没有太大区别。从成分上来说,暗色包体所代表的幔源岩浆的化学成分应不适宜于较大的钾长石斑晶的结晶,因此钾长石组分应来源于包体之外,是早先结晶的寄主花岗岩浆的斑晶在壳幔混合时被带到幔源岩浆中的^[25]。而钾长石斑晶在这三种位置的存在,也勾勒出了钾长石斑晶从斑状花岗岩进入到暗色包体中的运移轨迹,也是两种不同的岩浆之间进行着物质交换最为直观的证据。

此外,镜下观察发现的暗色矿物集合体镶边的眼球状石英也能够从岩浆混合角度得到解释。一方面,幔源岩浆在高压下的液相线矿物是石榴石类和辉石类,在低压下为长石类和橄榄石类,不可能结晶出石英^[26]。另一方面,在石英晶体颗粒中还可以观察到数条清晰的裂纹,但这些裂纹只局限在石英晶体颗粒内部,并不延续切割与其相近的其它矿物晶体颗粒,与其相近的其它矿物晶体颗粒中也没有发现其他形式的破裂迹象,这可能说明这些裂纹并不是石英在当前位置中形成,而是在定位于当前位置之前形成。综上,石英肯定不是岩浆自然结晶过程的产物,是与幔源岩浆相混合的壳源岩浆中的捕虏晶。石英在被幔源岩浆捕获后,由于幔源岩浆温度较高,使其熔蚀而使边角圆化。且由于石英的熔蚀过程是一个吸热过程,会在紧邻石英边缘的一圈熔体中形成过冷却的环境,致使熔体中结晶出来的黑云母等暗色矿物不能够充分生长,呈细小的晶粒集合体围绕石英捕虏晶产出,形成这种特殊的石英。

当然,岩浆混合作用是在特定的大陆动力学背景下发生的,如果马厂箐岩体无法满足岩浆混合作用发生所需的特定条件,尽管它能够较好地解释岩体岩相学和地球化学方面所表现出的壳幔混合特点,也是不能完全令人信服的,但实际上,马厂箐岩体岩浆混合作用的发生得到了反映区域动力学背景的地球物理资料的很好支持。天然地震层析成像资料^[27]显示,在扬子板块西缘和兰坪-思茅地块之下 250 km 深度存在一个向西倾伏的板片状高速异常,它的西侧有一宽约 300 km 的低速柱。刘福田等^[27]将板片状高速异常体解释为往西俯冲的扬子板块,而低速柱则为被金沙江洋壳板块向下拖曳俯冲的扬

子板块在与金沙江洋壳板块断离后上涌的软流圈物质。马厂箐富碱斑岩就位于软流圈物质上涌的范围内,这表明其可能与软流圈物质上涌之间存在成因关系。而上涌的软流圈物质完全有可能和有能力提供岩浆形成所必需的热量。由于软流圈物质上涌带来的巨大的能量,在导致其上覆的富集地幔部分熔融后热量可能会继续作用于下地壳,致使下地壳物质熔融,形成壳源岩浆房。由于后期构造作用的影响,沿着一些构造薄弱部位,不断上升的幔源岩浆将与壳源岩浆发生混合。壳幔两种岩浆混合,如果混合作用进行得比较彻底,则会形成较为均一的花岗质岩石,不会出现暗色包体。而马厂箐斑状花岗岩中发育的暗色包体正是幔源的岩浆与壳源岩浆相混合时不彻底的残留,是壳源岩浆对幔源岩浆“消化不良”的产物。

4 地质意义

马厂箐富碱斑岩体是分布于滇西金沙江—哀牢山断裂带附近的喜马拉雅期富碱斑岩带的重要组成部分,其形成与其它斑岩一样,是区内大地构造复杂演化的结果。而关于滇西富碱斑岩的起源和成因问题,一直为我国地质学家们所关注,他们通过对滇西地区斑岩的地质、地球化学、年代学的大量研究工作,提出了许多不同的观点:①富碱侵入岩来源于地壳深部或上地幔,其形成与大陆裂谷作用有关^[28];②富碱斑岩的岩浆源部位在壳幔边界,是上地幔上部富集地幔直接生成的部分熔融岩浆^[5];③由于源区并不是典型的亏损地幔,也不是来自于地壳物质的重熔,富碱斑岩的原始岩浆来自于“壳-幔混合层”的部分熔融,这种源区是壳-幔物质混合的一种所谓“EM II”^[29];④岩浆起源于大规模走滑拉伸诱发“岛弧型”地幔部分熔融^[30];⑤本区富碱斑岩的成岩物质可能来源于上地幔,其成因类型可能属于“A”型花岗岩类,是地洼区所特有的花岗岩^[31];⑥富碱斑岩岩浆起源于加厚的下地壳^[32,33]。从已有研究成果中,不难归纳出富碱斑岩的形成不外乎上地幔、下地壳或者壳幔过渡带的部分熔融。

马厂箐岩体中暗色包体对揭示富碱岩浆的起源具有重要意义。它提供了富碱斑岩形成机制方面的另一种可能性——岩浆混合作用,即岩浆并非起源于单一物源,而是壳幔物质二源混合的产物,暗色包体正是马厂箐岩体壳幔岩浆混合成因最为直观和直接的证据。而岩浆混合作用也是对壳幔过渡带部分熔融成因认识的进一步深化和提高,因为壳幔过渡带物质的熔融必然涉及到分别来源于壳幔的两种岩

浆的混合。对于马厂箐岩体岩浆混合成因的新认识也将会促使有关富碱斑岩带成岩环境和动力学背景的重新认识和再次研究,为深入探讨滇西地区地壳结构、大地构造演化、壳幔相互作用等大陆动力学问题提供新的途径。另外,暗色包体还表现出与成矿的密切联系,这点也具有非常重要的指示意义。从目前所观察到的情况来看,包体仅出露于马厂箐Cu-Mo-Au多金属矿床的宝兴厂矿段,而这个矿段也正是整个矿床矿化发育程度最好的区块,此外,再从宝兴厂矿段中包体的发育程度来看,有包体的地方可见矿化,且包体越多,矿化也越发育,这尤其表现在与铜矿化联系紧密。这些现象都直观地反映出矿床在形成过程中幔源物质加入可能是决定性因素,幔源岩浆是重要的成矿物质来源。

参考文献 (References):

- [1] 王德滋,周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望[J]. 岩石学报,1999,15(2):161-169.
Wang Dezi, Zhou Jincheng. Look back and look forward to granite research[J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(2): 161-169. (in Chinese with English abstract)
- [2] Chappell B W, White A J R, Wyborn D. The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis[J]. Lithos, 1987, 46: 531-555.
- [3] Didier J. Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granite[A]. Development in Petrology 3[C]. Amsterdam: Elsevier, 1973: 393.
- [4] Vernon R H. Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment[J]. Nature, 1984, 309: 438-439.
- [5] 蔡新平. 扬子地台西缘新生代富碱斑岩中的深源包体及其意义[J]. 地质科学, 1992, 27(2): 183-189.
Cai Xinping. Discovery of deep-derived xenoliths in Cenozoic porphyries along the margin of the Yangtze platform and its significance[J]. Scientia Geologica Sinica, 1992, 27(2): 183-189. (in Chinese with English abstract)
- [6] 孙志明, 李兴振, 江新胜, 杜德勋. 滇西小桥头岩体深源包体的发现及其意义[J]. 沉积与特提斯地质, 1999, (23): 81-87.
Sun Zhiming, Li Xingzhen, Jiang Xinsheng, Du Dexun. The discovery and significance of the deep-seated enclaves from the Xiaoqiaotou Rock Body in Shigu, Western Yunnan[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 1999, (23): 81-87. (in Chinese with English abstract)
- [7] 吕伯西, 钱祥贵. 滇西新生代碱性火山岩、富碱斑岩深源包体岩石学研究[J]. 云南地质, 1999, 18(2): 127-143.
Lü Boixi, Qian Xiangui. A petrographic study on the hypogenic enclave in Cenozoic volcanics and alkali-rich porphyry of West Yunnan[J]. Yunnan Geology, 1999, 18(2): 127-143. (in Chinese with English abstract)

- [8] 王建, 李建平, 王江海, 马志红. 滇西剑川-大理地区新生代钾玄岩系中深源包体的地质意义[J]. 矿物学报, 2002, 22(2): 113-125.
Wang Jian, Li Jianping, Wang Jianghai, Ma Zhihong. Geological implications for the mafic enclaves of deep-derivation from cenozoic shoshonitic rocks in Jianchuan-Dali area, western yunnan[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2002, 22(2): 113-125. (in Chinese with English abstract)
- [9] 刘显凡, 刘家铎, 阳正熙, 张成江, 吴德超, 李佑国. 富碱斑岩中超镁铁深源包体岩石的矿物学特征研究[J]. 矿物学报, 2002, 22(3): 289-295.
Liu Xianfan, Liu Jiaduo, Yang Zhengxi, Zhang Chengjiang, Wu Dechao, Li Youguo. Study of elements geochemistry characteristics for ultramafic deep xenoliths in alkali-rich porphyry [J]. Mineral. Petrol., 2003, 23(3): 39-43. (in Chinese with English abstract)
- [10] 赵欣, 莫宣学, 喻学惠, 吕伯西, 张瑾. 滇西六合地区新生代正长斑岩中深源包体的矿物学特征与成因意义[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 93-104.
Zhao Xin, Mo Xuanxue, Yu Xuehui, Lü Boxi, Zhang Jin. Mineralogical characteristics and petrogenesis of deep-derived xenoliths in Cenozoic syenite porphyry in Liuhe, western Yunnan province[J]. Earth Science Frontiers, 2003, 10(3): 93-104. (in Chinese with English abstract)
- [11] 赵欣, 喻学惠, 莫宣学, 张瑾, 吕伯西. 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[J]. 现代地质, 2004, 18(2): 217-228.
Zhao Xin, Yu Xuehui, Mo Xuanxue, Zhang Jin, Lv Boxi. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic alkali-rich porphyries and xenoliths hosted in western Yunnan province[J]. Geosciences, 2004, 18(2): 217-228. (in Chinese with English abstract)
- [12] 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. A型花岗岩类与铜成矿关系研究—以马厂箐铜矿为例[J]. 中国科学(D辑), 1999, 29(6): 489-495.
Bi Xianwu, Hu Ruizhong, Ye Zaojun, Shao Shuxun. Research on the relationship between A-type granitoid and Cu metallogenic-taking Machangqing Cu Deposit as an example [J]. Science of China (D), 1999, 2(6): 489-495. (in Chinese with English abstract)
- [13] Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Allen and Unwin, 1989: 1-203.
- [14] Mania P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101: 635-643.
- [15] Hofmann A W. Chemical differentiation of the earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1988, 90: 297-314.
- [16] 马昌前. 造山套中镁铁质和长英质岩浆的相互作用研究进展[J]. 地质科技情报, 2003, 22(3): 1-7.
Ma Changqian. Advances in study on the interaction between mafic and felsic magmas in orogenic suites[J]. Geological Science and Technology Information, 2003, 22(3): 1-7. (in Chinese with English abstract)
- [17] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1986, 14: 493-572.
- [18] 陈荣, 邢光福, 杨祝良, 沈加林, 周宇章. 浙东白垩纪北漳和梁弄花岗岩体及其暗色岩石包体研究[J]. 高校地质学报, 2005, 11(2): 264-275.
Chen Rong, Xing Guangfu, Yang Zhuliang, Shen Jialin, Zhou Zhangyu. Study on Beizhang and Lianglong granites and the ir dark enclaves[J]. Geological Journal of China Universities, 2005, 11(2): 264-275. (in Chinese with English abstract)
- [19] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 吴宗絮, 罗照华. 中国大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1-110.
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, Wu Zhongxu, Luo Zhaohun. Continental Rootplume Tectonics of China-Key to Continental Dynamics [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996: 1-110. (in Chinese)
- [20] Jochum K P, McDonough W F, Palme H. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths [J]. Nature, 340 (6234): 544-550.
- [21] Roberta L R, Gao S. Composition of the continental crust [A]. Roberta L Rudnick. The Crust: Treaties on Geochemistry[M]. Oxford: Elsevier Pergamon, 2003: 1-64.
- [22] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[A]. Saunders A D, Norry M J. Magmatism in oceanic Basins[C]. Oxford: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989: 313-345.
- [23] 莫宣学, 赵志丹, 喻学惠, 董国臣, 李佑国, 周肃, 廖忠礼, 朱弟成. 青藏高原新生代碰撞-后碰撞火成岩[M]. 北京: 地质出版社, 2009: 67-78.
Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Yu Xuehui, Dong Guochen, Li Youguo, Zhou Su, Liao Zhongli, Zhu Dicheng. Cenozoic collisional-postcollisional igneous rocks in the Tibetan Plateau [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009: 67-78. (in Chinese)
- [24] Wyllie P L, Cox K G, Biggar G M. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks[J]. Petrology, 1962, 3(2): 238-243.
- [25] 肖庆辉, 邓晋福, 马大栓. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 2002: 53-71.
Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Dashua. The ways of investigation on granitoids [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002: 53-71. (in Chinese)
- [26] 刘成东. 东昆仑造山带东段花岗岩岩浆混合作用[M]. 北京: 地质出版社, 2008: 78-103.
Liu Chengdong. Magma mixing of granites in the east Kunlun Orogenic belt [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 78-103. (in Chinese)

- 射线荧光光谱法在土壤环境监测中的应用[J]. 光谱实验室, 2011, 28(2): 836—841.
- Dai Lihong, Liu Xiaowei, Wang Di, Liu Yan, Fang Kun, Jiang Meng. Application of Polarized Energy Dispersive X Ray Fluorescence Spectrometry in Soil Environmental Determination[J]. Chinese Journal of Spectroscopy Laboratory, 2011, 28(2): 836—841. (in Chinese with English abstract)
- [10] 梁钰. X 射线荧光光谱分析基础[M]. 北京: 科学出版社, 2007.
- Liang Yu. The basis of X-ray fluorescence spectrum analysis [M]. Beijing: Science Press, 2007. (in Chinese)
- [11] 文宏明. X 射线荧光分析中的相关技术研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2010.
- Wen Hongming. The research about the relevant technologies involved in X-ray fluorescence analysis[D]. Chengtu: Chengdu University of Technology, 2010. (in Chinese with English abstract)
- [12] 丰达明. 关于准确度和精密度的表达[J]. 分析化学, 1979, 7: 244—246.
- Feng Daming. The expression of the accuracy and precision [J]. Analytical Chemistry, 1979, 7: 244—246. (in Chinese with English abstract)
- [13] 王振亮. X 荧光仪找矿的影响因素对比研究及在金属矿地质勘查中的应用[D]. 北京: 中国地质大学, 2011.
- Wang Zhenliang. Comparative study of factors of exploration by the X-ray fluorescence and implication of geological exploration in the metal mine[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2011. (in Chinese with English abstract)
- [14] Radu T, Diamond D. Comparison of soil pollution concentrations determined using AAS and portable XRF techniques. Journal of Hazardous Materials, 2009, 171: 1168—1171.
- [15] Jang M. Application of portable X-ray fluorescence (PXRF) for heavy metal analysis of soils in crop fields near abandoned mine sites[J]. Environ. Geochem. Health, 2010, 32: 207—216.
-
- (上接第 488 页)
- [27] 刘福田, 刘建华, 何建坤, 游庆瑜. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片[J]. 科学通报, 2000, 45(1): 79—83.
- Liu Futian, Liu Jianhua, He jiankun, You Qingyu. The subducted slab of the Yangtze continental block beneath the Tethyan orogen in western Yunnan[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(1): 79—83. (in Chinese with English abstract)
- [28] 张玉泉, 谢应雯, 涂光焱, 袁牢山. 金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究[J]. 岩石学报, 1987, 3(1): 17—25.
- Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Tu Guangzhi. Preliminary studies of the alkali-rich intrusive rocks in the Ailaoshan-Jinshajiang belt and their bearing on rift tectonics[J]. Acta Petrologica Sinica, 1987, 3(1): 17—25. (in Chinese with English abstract)
- [29] 邓万明, 黄萱, 钟大赉. 滇西金沙江北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系[J]. 中国科学(D辑), 1998, 28(2): 111—117.
- Deng Wanming, Huang Xuan, Zhong Dalai. Alkali-rich porphyry and its relation with intraplate deformation of north part of Jinsha River belt in western Yunnan[J]. Science in China (D), 1998, 28(2): 111—117. (in Chinese with English abstract)
- [30] 王建, 李建平, 王江海. 滇西大理-剑川地区钾玄岩浆作用; 后碰撞走滑拉伸环境岛弧型岩浆作用的地球化学研究[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 61—69.
- Wang Jian, Li Jianping, Wang Jianghai. Shoshonitic magmatism in Dali-Jianchuan area, western: A geochemical study of arc magmatism in a post-collisional strike-slip extensional setting[J]. Acta Petrologica Sinica, 2003, 19(1): 61—69. (in Chinese with English abstract)
- [31] 胡祥昭, 黄震. 扬子地台西缘富碱花岗岩斑岩特征及成因探讨[J]. 大地构造与成矿学, 1997, 21(2): 173—180.
- Hu Xiangzhao, Huang Zhen. The petrology and petrogenesis of the Yangtze platform western margin's alkali-rich granite porphyry[J]. Geotectonica et Metallogenia, 1997, 21(2): 173—180. (in Chinese with English abstract)
- [32] 徐受民, 莫宣学, 曾普生, 张文洪, 赵海滨, 赵寒冬. 滇西北衙富碱斑岩的特征及成因[J]. 现代地质, 2006, 20(4): 527—534.
- Xu Shoumin, Mo Xuanxue, Zeng Pusheng, Zhang Wenhong, Zhao Haibin, Zhao Handong. Characteristics and origin of alkali-rich porphyries from Beiya in western Yunnan[J]. Geoscience, 2006, 20(4): 527—534. (in Chinese with English abstract)
- [33] 肖晓牛, 喻学惠, 莫宣学, 杨贵来, 李勇, 黄行凯. 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[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1786—1802.
- Xiao Xiaoni, Yu Xuehui, Mo Xuanxue, Yang Guilai, Li Yong, Huang Xingkai. Geochemistry, zircon SHRIMP U-Pb dating and origin of alkali-rich porphyries in Beiya area, north Erhai Lake, western Yunnan, China[J]. Geological Bulletin of China, 2009, 28(12): 1786—1802. (in Chinese with English abstract)