

# 云南老王寨金矿区煌斑岩成因讨论<sup>\*</sup>

黄智龙

(中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

王联魁

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

**主 提 词** 老王寨金矿区 煌斑岩 地球化学 成因

**提 要** 本文在系统报导云南老王寨金矿区煌斑岩主要元素、微量元素、同位素地球化学和高温高压实验的基础上, 总结出该区煌斑岩的成因信息。从原始岩浆及源区特征、岩浆过程模拟、与富碱侵入岩的成因联系等方面讨论了煌斑岩的成因, 并建立了煌斑岩的成因模式。

## 1 前 言

随着大量同位素资料的积累, 煌斑岩成因的“基性岩浆陆壳混染”模式已被越来越多的学者接受<sup>[1-3]</sup>。该模式认为煌斑岩本质上就是受到陆壳物质不同程度混染的基性岩, 成岩方式则多强调结晶分异<sup>[6-9]</sup>和陆壳混染作用<sup>[1-5, 10]</sup>, 液态不混溶作用主要用来解释煌斑岩中的球粒结构<sup>[11-13]</sup>。按照这一成因模式, 不同类型煌斑岩的差别主要归于母岩浆性质的不同和陆壳混染程度的强弱。

云南老王寨金矿区煌斑岩特别发育, 在时间和空间上与金矿化密切相关<sup>[4]</sup>, 在国内外很具典型性。笔者相继从主要元素、微量元素、同位素特征<sup>①</sup>和高温高压实验<sup>②</sup>两部分报导了该区煌斑岩的地球化学, 本文在此基础上主要从原始岩浆及源区特征、岩浆过程模拟、与富碱侵入岩的成因联系等方面讨论了研究区煌斑岩的成因, 最后建立该区煌斑岩的成因模式。

## 2 煌斑岩地质地球化学特征及成因信息

### 2.1 地质地球化学特征

研究表明<sup>①②</sup>, 本区煌斑岩具以下地质地球化学特征:

①煌斑岩在哀牢山断裂带北段广泛分布, 由冬瓜林、老王寨等五个矿段组成的老王寨

\* 本文为国家自然科学基金项目的部分内容。

① 黄智龙等, 云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学——主要元素、微量元素、同位素特征, 待刊。

② 黄智龙等, 云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学——高温高压实验, 待刊。

③ 黄智龙, 云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学及成因, 中国科学院广州地球化学研究所博士论文, 1995, 本文于1995年4月收到, 1995年7月改回。

超大型金矿区,与金矿化空间上(同位素年龄证实均为喜山期产物,煌斑岩型金矿石占冬瓜林矿段金属总储量的 $50\% \pm^{(14)}$ )密切共生,岩石类型以云煌岩为主,少量云斜煌岩,根据岩石蚀变相对强弱及是否矿化( $Au > 0.5 \times 10^{-6}$ ),可分为新鲜(弱蚀变)、蚀变、矿化三种。

②各矿段云煌岩、云斜煌岩具有相似的化学成分,与国外同类型岩石相比<sup>[4,15-17]</sup>,除 $TiO_2$ 和 $P_2O_5$ 较低外,其它成分相当; $SiO_2$ : 48.07%—56.64%,  $Na_2O + K_2O$ : 5.01%—8.25%,  $K_2O/Na_2O$ : 1.25—6.73,  $K/Al$ : 0.26—0.51, 组合指数 $\sigma$ 主要在4.05—7.28,属于碱性系列、钾质—富钾质钙碱性煌斑岩; M值 [ $M = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ] 和固结指数  $SI$  [ $SI = 100 \times MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ ] 相对稳定(分别为72.28—83.26和25.79—37.22),反映本区煌斑岩分异程度较差。

③本区煌斑岩除Sc较低外,其它过渡元素含量与国外同类岩石<sup>[4,15-17]</sup>相近。不同矿段云煌岩、云斜煌岩过渡元素分配模式为相似的“W”型,与原始地幔相比<sup>(18)</sup>,相对富集Ti、V、Cu( $D < 0.2$ ), Mn、Fe、Zn ( $D = 1$ )略高或大致相等,明显亏损Cr、Co、Ni( $D > 1$ ); 多数样品的Ni  $106-428(\times 10^{-6})$ 、Cr  $199-465(\times 10^{-6})$ , 含量低于原始碱性玄武岩Ni、Cr的平均含量(分别为 $290 \times 10^{-6}$ 和 $380 \times 10^{-6}$ ),表明本区少数煌斑岩由原始岩浆直接结晶成岩,而多数煌斑岩为成岩之前发生过以橄榄石为主的分馏作用的产物。

④亲石元素含量明显高于原始地幔<sup>(19)</sup>,但大部分低于国外同类型岩石<sup>[4,15-17]</sup>;不相容元素分配模式为相似的“驼峰”型,与钙碱性煌斑岩不相容元素特有的“Ta-Nb-Ti(TNT)”负异常分配模式<sup>(2)</sup>相比,除Ta明显富集外,其它元素分配模式相似。

⑤ $\Sigma REE$ (包括Y)为149.12—376.81( $\times 10^{-6}$ ),高于原始地幔<sup>(19)</sup>,但相对低于国外同类型岩石<sup>[4,15-17]</sup>,尤其是LREE相对更低;分配模式均表现为相似的右倾轻稀土富集型[(La/Yb)<sub>n</sub>: 10.08—42.53],普遍具有弱的Eu负异常( $\delta Eu$ : 0.68—0.91),Ce异常不明显( $\delta Ce$ : 0.89—1.01);本区煌斑岩稀土总量本身可分成高 $\Sigma REE$ 组( $\Sigma REE$ : 255.97—376.31)( $\times 10^{-6}$ )和低 $\Sigma REE$ 组( $\Sigma REE$ : 149.12—195.66) $\times 10^{-6}$ ,前者可能为地幔相对低部分熔融的产物,后者则可能是地幔相对较高部分熔融的结果。

⑥本区煌斑岩的( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub>(0.70671—0.70748)和( $^{143}Nd/^{144}Nd$ )<sub>i</sub>(0.512460—0.512468)均在国外同类岩石Sr、Nd变化范围<sup>(4)</sup>之内; $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高于原始地幔的现代值(0.7045)<sup>(20)</sup>, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值低于原始地幔的现代值(0.512638)<sup>(20)</sup>,这是哀牢山断裂带煌斑岩及其它富钾火山岩<sup>(21-22)</sup>、富碱侵入岩<sup>①</sup><sup>[23-26]</sup>一种普遍特征,也是地幔源区本身特征的反映,可能与地壳物质俯冲进入地幔楔发生地幔混染(本文称之为源区地壳混染)有关<sup>(21,22)</sup>。

⑦高温高压实验表明,煌斑岩熔体与花岗斑岩熔体在相对高压条件下( $30 \times 10^8 Pa$ )出现混合现象;煌斑岩、花岗斑岩混合熔体在相对低压条件下( $15 \times 10^8 Pa$ )随温度降低( $1400^\circ C \rightarrow 850^\circ C$ )发生分离现象,但没有发现作为岩浆液态不混溶作用标志的球粒结构<sup>(11-13)</sup>。

## 2.2 成因信息

根据上述地质地球化学特征可以总结出以下成因信息:①分布于矿区不同矿段、不同

① 黄智龙,云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学及成因,中国科学院广州地球化学研究所博士论文,1995。

类型(云煌岩、云斜煌岩)、不同种类(相对新鲜、蚀变、矿化)、同种不同组(高 $\Sigma$ REE组和低 $\Sigma$ REE组)的煌斑岩为同源岩浆产物;②煌斑岩具原生岩浆性质;③煌斑岩源区经历过地壳物质的混染;④煌斑岩源区为富集不相容元素的交代地幔;⑤煌斑岩与花岗斑岩共生的主要因素为岩浆混合作用。

### 3 岩浆类型及源区特征

#### 3.1 岩浆类型

地幔部分熔融能否熔出煌斑岩,也就是说,“煌斑岩岩浆是否存在”是一个长期争论的问题<sup>[4]</sup>。国外学者在讨论煌斑岩成因过程中较少提到煌斑岩原始岩浆,而多用“煌斑岩岩浆类型”,即成分与煌斑岩相当的幔源岩浆。Rock<sup>[4]</sup>根据煌斑岩5个分支(钙碱性煌斑岩、碱性煌斑岩、超基性煌斑岩、钾镁煌斑岩和金伯利岩)划分出7种煌斑岩岩浆类型( $M_1-M_7$ ),钙碱性煌斑岩对应“ $M_6$ ”和“ $M_7$ ”两种类型。其中“ $M_6$ ”的基本特征为:岩石类型主要与美国Navajo云煌岩对应,具俯冲环境微量元素特征,同位素均为 $\epsilon_{Sr} > 0$ 、 $\epsilon_{Nd} < 0$ ,属微弱地壳混染的地幔岩浆(而“ $M_7$ ”为严重地壳混染的原生岩浆)。研究区煌斑岩形成时代、产出构造环境、微量元素和同位素地球化学性质等都与“ $M_6$ ”相近,故应属这种岩浆类型,即原始岩浆成分相当于橄榄玄粗岩。

#### 3.2 岩浆源岩模拟

研究基性—超基性岩的成因,对岩浆源区微量元素进行模拟计算是重要的一环。本文对源区岩石微量元素模拟计算采用如下步骤:①原始岩浆成分的确立;②部分熔融程度的估算;③熔融残留相矿物比例计算;④源区岩石微量元素的计算。

##### 3.2.1 原始岩浆成分的确立

对比橄榄玄粗岩(“ $M_6$ ”岩浆类型)化学成分,结合许多学者提出的原始岩浆判别标准<sup>[26-29]</sup>,选择矿区冬瓜林、老王寨矿段各一个新鲜煌斑岩样品作为原始岩浆代表(化学成分列于表1第1、2列),这两个样品分别代表了本区新鲜煌斑岩的高 $\Sigma$ REE组和低 $\Sigma$ REE组,通过模拟计算,即可以起到相互验证的作用,也可进一步探讨两组煌斑岩的成因联系。

##### 3.2.2 部分熔融程度的估算

本文选用地幔部分熔融过程中不相容性与 $K_2O$ 相近、岩浆(熔体)中相对稳定、受后生过程(结晶分异、地壳同化混染、风化蚀变等)影响较小的 $P_2O_5$ 来估算部分熔融程度。估算时采用Ringwood<sup>[30]</sup>提出的地幔岩模型(表1第3列)。估算结果,新鲜煌斑岩中高 $\Sigma$ REE组的原始岩浆为地幔岩7.5%部分熔融程度的产物;低 $\Sigma$ REE组的原始岩浆为地幔岩13%部分熔融程度的产物。这与Sun et al.<sup>[31]</sup>认为的“大陆碱性玄武岩岩浆岩主要是REE富集型地幔7%—15%部分熔融的产物”一致;同时也证实了前文所得出“高 $\Sigma$ REE组和低 $\Sigma$ REE组煌斑岩主要是源岩不同熔融程度的反映”的结论。

##### 3.2.3 熔融残留相矿物比例计算

利用岩石学混合计算来模拟原始岩浆熔融残留相的矿物比例。此法较早由Bryan et al.<sup>[32]</sup>提出,后经修改完善<sup>[33-35]</sup>,在成因岩石学研究中得到广泛的应用。目前多采用最小二

表1 部分熔融过程中残留相矿物比例混合计算

Table 1 Mixed calculation for proportions of residual facies minerals in the process of partial melting

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	48.07	51.05	45.16	45.27	45.27	44.47	44.47	40.61	54.12	51.61	42.50	41.28
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.78	0.71	0.71	0.13	0.70	0.12	0.06	0.14	0.45	0.20	3.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.94	14.14	3.54	2.72	2.77	1.96	1.97	0.10	4.02	5.64	22.21	11.20
(FeO)	6.49	6.74	8.04	8.23	7.96	8.27	8.20	9.35	6.57	3.67	7.66	4.51
MnO	0.11	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15	0.12	0.11	0.15	0.10	0.26	0.07
MgO	11.63	10.05	37.49	39.89	39.96	41.76	41.77	40.76	33.06	16.08	21.10	21.39
CaO	9.81	8.36	3.08	2.55	2.58	2.30	2.32	0.17	0.81	19.56	4.44	0.12
Na <sub>2</sub> O	1.71	1.75	0.57	0.48	0.28	0.39	0.21	0.13	0.18	1.49	0.00	1.28
K <sub>2</sub> O	3.94	4.70	0.13									
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.80	0.46	0.06									

- 注: 1—样号为VD-20, 代表研究区内高LREE煌斑岩, 全岩成分去CO<sub>2</sub>再换算成%;  
 2—样号为YLW-21, 代表研究区内低LREE煌斑岩, 全岩成分去CO<sub>2</sub>再换算成%;  
 3—地幔岩成分=3份方辉橄榄岩(人工合成)+1份夏威夷拉班玄武岩(据文献[30]);  
 4—3列-1列×7.5%再换算成%, 代表高LREE煌斑岩熔融残留相成分;  
 5—混合计算拟合的4列成分, 拟合平方差为0.459, 残留相矿物比例: Ol<sub>59.10</sub> Opx<sub>25.41</sub> Cpx<sub>10.51</sub> Gar<sub>4.92</sub>;  
 6—3列-2列×13%再换算成%, 代表低LREE煌斑岩熔融残留相成分;  
 7—混合计算拟合的6列成分, 拟合平方差为0.359, 残留相矿物比例: Ol<sub>67.86</sub> Opx<sub>19.88</sub> Cpx<sub>9.90</sub> Gar<sub>2.41</sub>;  
 8—中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中橄榄石平均成分(据文献[36]);  
 9—中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中斜方辉石平均成分(据文献[36]);  
 10—中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中单斜辉石平均成分(据文献[36]);  
 11—中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中石榴石平均成分(据文献[36]);  
 12—中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩中金云母平均成分(据文献[36]).

乘法和线性规划法, 这里采用前一种方法。

首先根据部分熔融程度计算出形成高 $\Sigma$ REE组和低 $\Sigma$ REE组煌斑岩的原始岩浆熔融残留相的化学成分(表1第4、6列); 选取中国东部新生代玄武岩地幔橄榄岩包体中橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、石榴石和金云母的平均化学成分<sup>[36]</sup>(表1第8、9、10、11、12列)。混合计算得本区高 $\Sigma$ REE组煌斑岩熔融残留相矿物比例为Ol<sub>59.10</sub>Opx<sub>25.41</sub>Cpx<sub>10.51</sub>Gar<sub>4.92</sub>, 低 $\Sigma$ REE组煌斑岩熔融残留相的矿物比例为Ol<sub>67.86</sub>Opx<sub>19.88</sub>Cpx<sub>9.90</sub>Gar<sub>2.45</sub>。计算过程中金云母出现较小的负值, 因而认为熔融残留相中不出现这种矿物, 换句话说, 本区交代富集的金云母石榴石二辉橄榄岩地幔岩在熔出高 $\Sigma$ REE组和低 $\Sigma$ REE组煌斑岩原始岩浆的部分熔融程度(7.5%和13%)条件下金云母已全部进入熔体。表1第5、7列分别为两组煌斑岩熔融残留相混合计算的拟合值, 其拟合差平方和均较低(分别为0.459和0.359), 说明拟合程度较高, 可作进一步讨论。

### 3.2.4 源区岩石微量元素的计算

按稀土元素的分配系数<sup>[37]</sup>和熔融残留相矿物比例计算出残留固相与熔体间*i*元素的总分配系数, 采用所选样品的稀土丰度(表2), 通过Shaw<sup>[38]</sup>提出的批式熔融公式:  $C_L/C_0 = 1/[D_{n,s}^i + F(1-D_{n,s}^i)]$  (式中:  $C_L$ —元素*i*在部分熔体的丰度,  $C_0$ —元素*i*在源岩的丰度,  $F$ —部分熔融程度,  $D_{n,s}^i$ —元素*i*在残留固相与熔体间的总分配系数), 计算出源区岩石的稀土丰度(表2)。

表 2 老王寨金矿区煌斑岩源岩稀土元素含量计算结果( $\times 10^{-6}$ )

Table 2 REE contents of lamprophyre from the Laowangzhai gold deposit ( $\times 10^{-6}$ )

计算样品	高LREE组煌斑岩(YD-20)			低LREE组煌斑岩(YLW-21)		
熔融程度	F=7.5%			F=13%		
矿物比例	Ol <sub>59.10</sub> Op <sub>25.41</sub> Cpx <sub>10.51</sub> Gar <sub>4.42</sub>			Ol <sub>67.86</sub> Op <sub>19.90</sub> Cpx <sub>9.90</sub> Gar <sub>2.45</sub>		
	实测值( $C_L$ )	$D_{R.S}^1$	计算值( $C_0$ )	实测值( $C_L$ )	$D_{R.S}^1$	计算值( $C_0$ )
La	50.07	0.0223	4.789	30.75	0.0217	4.591
Ce	98.52	0.0259	9.752	59.83	0.0248	9.094
Nd	48.75	0.0411	5.510	29.18	0.0367	4.724
Sm	8.44	0.0902	1.338	5.53	0.0770	1.091
Eu	2.00	0.0817	0.301	1.46	0.0700	0.279
Gd	5.92	0.0903	0.938	4.32	0.0737	0.840
Tb	0.81	0.1126	0.163	0.69	0.0775	0.137
Dy	4.93	0.2086	1.321	3.97	0.1261	0.953
Ho	0.74	0.2489	0.226	0.73	0.1563	0.194
Er	1.96	0.3819	0.839	2.04	0.2160	0.649
Tm	0.27	0.3744	0.114	0.27	0.2179	0.086
Yb	1.56	0.4064	0.703	1.72	0.2378	0.580
Lu	0.22	0.4197	0.102	0.27	0.2428	0.092

注：YD-20、YLW-21的稀土元素资料据①

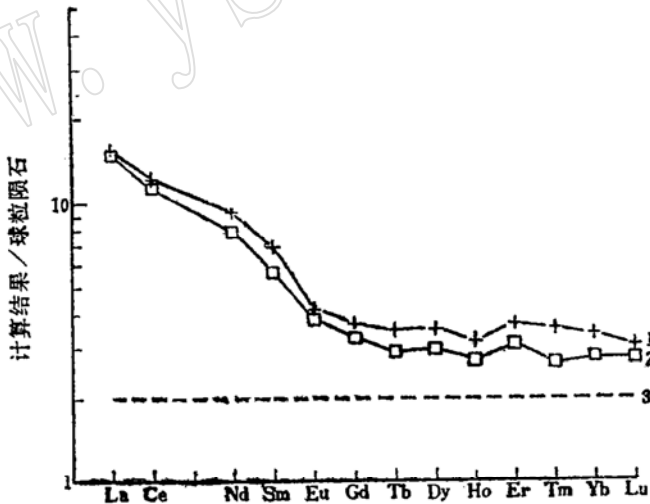


图1 老王寨金矿区煌斑岩源区稀土元素模拟计算结果

Fig. Analog computation of REE in lamprophyre source area of the Laowangzhai gold district

①一样号YD-20的计算结果；②一样号YLW-21的计算结果；③一两倍于球粒陨石的原始地幔(据文献[40])

④黄智龙等，云南老王寨金矿区煌斑岩地球化学特征，待刊。

两组煌斑岩稀土元素含量的计算结果对应的球粒陨石<sup>(49)</sup>标准化分配模式为图1。可见本区煌斑岩源区岩石具有以下特征：两组煌斑岩模拟的源岩稀土元素含量非常接近，进一步证实两者为同源不同熔融程度的产物；稀土含量明显高于Sun et al.<sup>(50)</sup>报道的原始地幔稀土含量，也高于Frey<sup>(40)</sup>认为的“地幔稀土丰度为球粒陨石的二倍”；分配模式为右倾的轻稀土富集型，其(La/Yb)<sub>n</sub>分别为3.59和4.06，(La/Sm)<sub>n</sub>分别为2.25和2.65，(Gd/Yb)<sub>n</sub>为1.08和1.17，δEu分别为0.78和0.86。这些特征均说明研究区煌斑岩源于稀土元素相对富集的富集地幔，前已述及，引起该区地幔富集的机制是源区地壳混染和（或）地幔交代作用。

## 4 富集源区形成过程模拟

微量元素、同位素地球化学及模拟计算均表明老王寨金矿区煌斑岩具有富集源区，本区所处的古俯冲环境进一步证明富集源区与地壳物质俯冲进入地幔楔有关。因此，洋壳物质如大洋中脊玄武岩（MORB）、蚀变MORB、大洋沉积物（PAWMS）、下地壳物质等都可能被俯冲带入地幔参与富集作用；同时在地幔富集过程中也不排除蚀变MORB脱水形成的流体以及源于深部（深度大于100—150km）流体（如碳酸岩熔体等）的参与，表3为这些物质的部分微量元素含量。本文通过有关数学方法计算出本区煌斑岩源区富集可能卷入的成分及数量，进一步探讨源区富集过程。

### 4.1 模拟方法

地壳物质和（或）深部流体参与形成富集地幔，其微量元素含量通常按二元混合模式<sup>(44)</sup>、多元混合模式（三元以上）<sup>(46)</sup>计算。模拟计算表明，二元混合模式无法计算出与本文模拟计算的源区地幔微量元素平均值相近的含量，可见本区的富集源区应是多源混合的产物。常规的多元混合模式计算过程中最明显的不足是假设条件太多，不仅要花费大量的计算时间，而且所得结果可能与实际相差较远。本文也选用了上文曾提到的岩石学混合计算的最小二乘法拟合混合源区的微量元素含量，从而计算混合组分的种类及含量，这种方法虽然可在较低“拟合差平方和”下模拟出本文模拟计算的源区地幔微量元素平均值，但计算结果中较多组分出现负值，这显然与实际不符。

为更准确计算出可能卷入研究区煌斑岩源区富集的组分种类及数量，本文采用岩石学混合计算的“线性规划法”来拟合混合源区的微量元素含量（方法介绍略）。建立的线性规划数学模型为：

$$\begin{aligned} \text{求} \quad & \min W = \sum e'_j + e''_j \\ \text{满足} \quad & \sum X_{ij} a_i + e'_j - e''_j = X_j \quad j = 1, 2, \dots, m \\ & \sum a_i = 1 \quad i = 1, 2, \dots, n \\ & a_i \geq 0 \quad i = 1, 2, \dots, n \\ & e'_j, e''_j \geq 0 \quad j = 1, 2, \dots, m \end{aligned}$$

其中 $a_i$ 为参与源区富集组分 $i$ 的相对含量， $X_{ij}$ 为微量元素 $j$ 在组分 $i$ 中的含量， $X_j$ 为微量元素 $j$ 在组分 $i$ 中的含量总和， $n$ 为组分数量， $m$ 为微量元素的数量， $e'_j$ 、 $e''_j$ 为任意正数。

### 4.2 计算结果

表 3 模拟计算过程中的源区组分

Table 3 Source area components in the process of analog computation

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
源区	源区地幔	原始地幔	N-MORS	蚀变MORB	蚀变MORB的脱水产物	蚀变MORB的熔融产物	大洋沉积物 (PAWMS)	碳酸岩 (Carbonatite)	上地壳	下地壳
Sr	115.20	21.1	90	110	110	1030	1144	1250	350	230
Ba	214.83	6.989	6.30	26.0	520	400	1338	2450	350	150
Th	1.05	0.085	0.120	0.27	2	5.3	0.23	126	10.7	1.06
Nd	0.85	0.713	2.33	2.8	<0.1	27	1.25	1030	25	6
La	4.69	0.687	2.50	3.3	<0.1	28	25.8	1890	30	11
Ce	9.42	1.775	7.50	12.7	<0.1	96	9.6	3370	64	23
Nd	5.12	1.354	3.30	11.4	<0.1	56	19.3	1260	26	12.7
Sm	1.22	0.444	2.63	3.93	<0.1	1.27	4.40	205	4.5	3.17
Eu	0.29	0.168	1.02	1.44	<0.1	0.50	1.13	49	0.88	1.17
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		0.70264	0.70264	0.7024~			0.7150	0.70325	0.7140	0.7057
										0.7138

注：1—本文计算源区地幔平均值；2、3—微量元素数据文献(19)，同位素数据文献(41)；4、5、7—微量元素和Sr同位素数据文献(42)；6—假设蚀变洋壳经5%熔融残留物为榴辉岩 ( $C_{pr}: C_{gr}=0.55: 0.45$ )，按理想批式熔融公式： $C_i = C_0 / (D_{h,s} + F(1 - D_{h,s}))$  (公式中符号说明见正文) 计算；8—乌干达 Nakap 碳酸岩，据文献(43)；9、10—微量元素数据文献(44)，同位素数据文献(45)。

将可能参与混合组分(原始地幔、MORB、蚀变MORB、蚀变MORB的脱水产物、蚀变MORB的熔融产物、大洋沉积物、下地壳物质和碳酸岩等)的地球化学性质相似、分配系数近于零的强不相容元素(Sr、Ba、Th、Nb、La、Ce、Nd、Sm和Eu,表3)代入上述线性规划目标函数和约束条件,用单纯形法(已有计算机程序)计算,结果表明,本区煌斑岩富集源区卷入的组分及相对含量分别为:原始地幔92.48%,蚀变MORB0.64%、大洋沉积物1.49%、碳酸岩熔体0.25%、蚀变MORB脱水形成的流体4.61%、下地壳0.53%;模拟计算的微量元素含量除Nb含量相差较远,其它元素相近,拟合差之和为1.9703,小于Banks给出的在95%置信度的拟合差 $W = 12.065$ ,也就是说,本文的计算结果是可信的。

### 4.3 讨论

从线性规划法计算结果看,蚀变MORB、大洋沉积物和下地壳物质可能以“固态”形式与地幔相互作用,也就是说,这些组分使地幔富集可能以混合作用方式为主;而蚀变MORB脱水形成的流体和深部碳酸岩熔体使地幔富集则可能以交代作用方式为主。“蚀变MORB脱水形成的流体”+“深部碳酸岩熔体”明显大于“蚀变MORB”+“大洋沉积物”+“下地壳物质”,可见本区地壳富集应是以交代作用为主,混合作用为辅。

虽然本区地幔富集过程中被卷入的大洋地壳物质相对较少,但对富集地幔的同位素组成却有明显的影响。按Faure<sup>[47]</sup>的二元混合模式同位素计算公式,可计算得只要原始地幔混合1%的大洋沉积物其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比例可达0.707,该比值便与老王寨金矿区煌斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.70671~0.70748)相近。因此,该区以及整个哀牢山断裂带和腾冲火山岩、碱性侵入岩煌斑岩具有相对高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值,用源区地壳混染来解释是可靠的。源区地壳混染也可能是哀牢山断裂带富钾火山岩、碱性侵入岩普遍具有相对高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值最主要因素之一。

## 5 与富碱侵入岩的成因联系

老王寨金矿区以及整个哀牢山断裂带煌斑岩和花岗斑岩密切共生,而花岗斑岩属该带富碱侵入岩的一部分,因此讨论煌斑岩与富碱侵入岩的成因联系,可从另一个侧面探讨煌斑岩的成因。

### 5.1 富碱侵入岩的基本特征

综合前人的研究成果<sup>[22,24,48]</sup>,哀牢山断裂带富碱侵入岩具以下基本特征:

①岩体呈北西—南东向分布,明显受哀牢山断裂带控制;成岩时代与煌斑岩相近或稍早(36—52Ma);岩石类型以中性的正长岩、霞石正长岩、正长斑岩为主,其次为基性的正长辉石岩和酸性的花岗斑岩、石英斑岩。

②主要元素明显特征为富 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ,并普遍有 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ,属钾质岩石类型;正长辉石岩→正长岩→花岗斑岩,表现出较好的随 $\text{SiO}_2$ 增加, $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 减少的演化关系;过渡元素含量具有随岩石演化递减的变化特征。

③三类岩石与原始地幔相比富集亲石元素和稀土元素,不相容元素和稀土分配模式都具有相似的形态。值得注意的是,从正长辉石岩→正长岩→花岗斑岩亲石元素和稀土元素



含量均具有两种变化趋势，其一是亲石元素和稀土元素含量逐渐减少（趋势Ⅰ）；其二是亲石元素和稀土元素含量变化不大（趋势Ⅱ）。

④与原始地幔相比相对高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值，普遍具有 $\epsilon_{\text{Sr}} > 0$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$ 的特征；而且从正长辉石岩→正长岩→花岗斑岩，总体有 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值降低，而 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值升高的特点。

⑤富碱侵入岩的基性岩类源于经交代作用和源区地壳混染形成的富集不相容元素、高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值的地幔，而中性、酸性岩类为原始岩浆（成分相当于正长辉石岩）同化分异结晶作用的产物。

## 5.2 煌斑岩与富碱侵入岩的成因联系

笔者在另文详细讨论了两者的成因联系，主要结论为：哀牢山断裂带富碱侵入岩的原始岩浆与研究区高 $\Sigma\text{REE}$ 组、低 $\Sigma\text{REE}$ 组煌斑岩的原始岩浆为同源（交代富集地幔）不同部分熔融程度的产物（三种岩浆的熔融程度分别3.5%、7.5%和13%），煌斑岩与花岗斑岩密切共生主要为岩浆混合作用的结果，也不排除地壳混染作用和岩浆液态不混溶作用的存在。

## 6 成因模式

综上所述，将老王寨金矿区（以及哀牢山断裂带）煌斑岩（和富碱侵入岩）的成因模式总结为图2，该图可简述为：

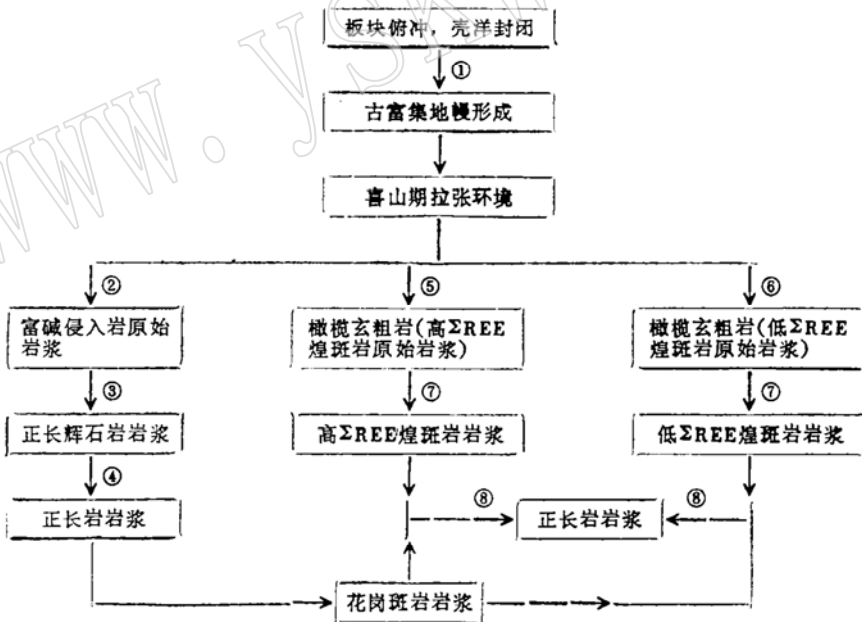


图2 老王寨金矿区煌斑岩成因模式图

Fig. 2 Genetic model of lamprophyre in the Laowangzhai gold district

- ①—地幔交代作用、混合作用；②—3.5%部分熔融作用；③—结晶分异作用；  
④—同化结晶分异作用；⑤—7.5%部分熔融作用；⑥—13%部分熔融作用；  
⑦—结晶分异作用、地壳混染作用、液态不混溶作用；⑧—岩浆混合作用。

由于印度板块向欧亚板块俯冲,位于保山地块与思茅地块之间的昌宁—孟连洋盆地三叠纪<sup>[49-50]</sup>封闭。俯冲过程中洋壳物质(MORB、蚀变MORB等)随俯冲带前缘进入地幔,这些物质脱水形成的流体、深部熔体(深度大于100km~150km)对地幔进行交代作用,同时也存在少量洋壳物质的混合作用,形成哀牢山断裂带相对高<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr、低<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd比值,高LILE、HFSE和LREE含量的富集地幔。

自中侏罗世以来,滇西三江地区进入了新的地质历史演化阶段,以哀牢山断裂带不同期次、不同力学性质的频繁构造活动最为特征。该带喜山期处于拉张环境<sup>[48-50]</sup>,已形成的富集地幔发生部分熔融,不同部分熔融程度形成本区富碱侵入岩、煌斑岩(高 $\Sigma$ REE、低 $\Sigma$ REE组)的原始岩浆。

富碱侵入岩的原始岩浆形成相对较早、规模大,上升过程中同化下地壳物质的同时发生结晶分异作用,形成一系列的正长岩、花岗斑岩岩浆(富碱侵入岩演化趋势I);两组煌斑岩的原始岩浆(成分相当于橄榄玄粗岩)形成相对较晚、规模小,经过较差的演化形成两种煌斑岩岩浆;煌斑岩岩浆与花岗斑岩岩浆形成时代相近,并且沿同一构造上升,两种岩浆发生混合作用形成正长岩岩浆(富碱侵入岩演化趋势II),由于熔体的粘度高和相对快速的结晶速度阻止了两种熔体进一步均一化,因此,这种作用形成的正长岩岩浆较少,而更多的是煌斑岩岩浆与花岗斑岩岩浆共存,表现为两种岩石形成的时空密切伴生。

#### 参 考 文 献

- 1 Domenick R A and Basu A R. Age and origin of the Cortland complex, New York; implications from Sm-Nd data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1982, 79, 290—294.
- 2 Nelson D R, McCulloch M T and Sun S S. The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochem. Cosmochem. Acta.* 1986, 50, 231—245.
- 3 Nelson D R and McCulloch M T. Enriched mantle components and mantle recycling of sediments. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 1989, 14, 560—570.
- 4 Rock N M S. *Lamprophyres.* Blackie, Glasgow, 1990, 285.
- 5 Bernard-Griffiths J, Fourcade S. and Dupuy C. Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics. *Earth planet. Sci. Lett.* 1991, 103, 190—199.
- 6 Macdonald R, Rock N M S, Rundle C C and Russell O L. Relationships between late Caledonian lamprophyric, syenitic, and granitic magmas in a differentiated dyke, Southern Scotland. *Mineral. Mag.* 1986, 50, 547—5557.
- 7 Rock N M S, Gaskarth J W and Rundle C C. Late Caledonian dyke-swarms in southern Scotland; a regional zone of primitive K-rich lamprophyres and associated vents. *J. Geol.* 1986, 94: 505—522.
- 8 Rock N M S and Hunter R H. Late Caledonian dyke-swarm of northern Britain; spatial and temporal intimacy between lamprophyric and granitic magmatism around the Ross of Mull Pluton, Inner Hebrides. *Geol. Rundsch.* 1987, 76: 805—826.
- 9 Rock N M S, Gaskarth J W, Henney P A and Shand P. Late Caledonian dyke swarms of northern Britain; Some preliminary petrogenetic and tectonic implications of their province-wide distribution and chemical variation. *Can. Mineral.* 1988, 26: 3—22.
- 10 Hall A. Crustal contamination of minette magmas; evidence from their ammonium contents. *Neues Jb. Mineral. Mh.* 1988, (3): 137—143.

- 11 Philpotts A R. Silicate liquid immiscibility; its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.* 1976, 1147—1177.
- 12 Cooper A F. Petrology of celler lamprophyres from Western Otago New Zealand. *J. Petrol.* 1979, 20: 139—163.
- 13 Eby G N. Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dykes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980, 75: 269—278.
- 14 何文举. 镇源金矿田煌斑岩特征及其与金矿成矿的关系. *云南地质*, 1993, 12(2): 148—158.
- 15 Bergman S C. Lamproites and other potassium-rich rocks; a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In: J. Fitton and B. G. J. Upton(Eds), *Alaline Igneous Rocks*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1987, 30: 103—190.
- 16 Bergman S C, Dunn D P and Krol L G. Rock and mineral chemistry of the Linhaisai minette, Central Kalimantan, Indonesia, and the origin of Borneo diamonds. *Can. Mineral.* 1988, 26: 23—43.
- 17 Shappard S and Taylor W R. Barium-and LREE-rich olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Buadey, Northern Territory, Australia. *Lithos.* 1992, 28: 303—325.
- 18 Jagouta E et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's as derived from Primitive ultramafic nodules, *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1979, 10: 2031—2050.
- 19 Sun S S and McDoonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. publ.* 1989, 42: 313—345.
- 20 Depaolo D J and Wasserburg G J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Geophys. Res. Lett.* 1976, 3: 743—746.
- 21 朱炳泉, 张玉泉, 谢应受. 印度与欧亚板块东部碰撞边界-腾冲火山岩的 Nd-Sr 同位素与微量元素研究. *地球化学*, 1983, (1): 1—14.
- 22 朱炳泉, 张玉泉, 谢应受. 滇西洱海东第三纪超钾质火成岩系的 Nd-Sr-Pb 同位素特征与西南大陆地幔演化. *地球化学*, 1992, (3): 201—212.
- 23 张玉泉, 朱炳泉, 谢应受. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩 Rb, Nd 同位素研究. 见: 壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学, 北京: 地震出版社, 1993, 42.
- 24 吕伯西等. 三江地区花岗岩类及其成矿专属性. 北京: 地质出版社, 1992.
- 25 解方袁等. 青藏高原周边地区新生代火山岩地球化学特征——古老富集地幔存在的证据. 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, 400—427.
- 26 Sato H. Nickel content of basaltic magmas; identification of primary magmas and a measure of the degree of the olivine fractionation. *Lithos*, 1977, 10: 113—120.
- 27 Frey F A, Green D H and Roy S D. Integrated models of basalt petrogenesis, a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 1978, 19: 463—513.
- 28 邓晋福. 原生玄武岩浆的起源及其识别标志. *地质研究*, 1984, (2).
- 29 莫宣学. 中国东部新生代玄武岩岩浆的起源. 池际尚主编, 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩). 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 108—127.
- 30 Ringwood A E. *Composition and petrology of the earth's mantle.* McGraw-Hill, New York. 1975.
- 31 Sun S S and Hanson G N. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1975, 52: 77—106.
- 32 Bryan W B, Finger L W and Chayes F. Estimating proportion in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Sci.* 1969, 163: 926—927.
- 33 Wright T L and Doherty P C. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Bull. Geol. Soc. Am.* 1970, 81: 1995—2008.
- 34 Banks R. The use of linear programming in the analysis of petrological mixing problem. *Mineral. Petrol.* 1979, 70: 237—244.
- 35 Le Maitre R W. A new generalised petrological mixing model. *Mineral. Petrol.* 1979, 71: 133—137.
- 36 赵海玲. 中国东部新生代上地幔的矿物学特征. 池际尚主编, 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩). 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, 157—174.
- 37 干国梁. 矿物-熔体间元素分配系数资料及主要变化规律. *岩石矿物学杂志*, 1993, 12(2): 144—181.
- 38 Shaw D M. Trace element fractional during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, 34:

- 237—243.
- 39 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Dev. Geochem.* 1984, 2: 63—114.
- 40 Frey F A. Rare earth abundances in upper mantle rocks, In: *Rare Earth Element Geochemistry*. Henderson P. (eds), Elsevier Sci. Publ. B. V. Amsterdam, 1984, 153—203.
- 41 Ito E, White W M and Gopel C. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.* 1987, 62: 157—176.
- 42 Hole M J, Saunders A D, Marriner G F and Tarney J. Subduction of pelagic sediments, implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *J. Geol. Soc. London.* 1984, 141: 453—472.
- 43 Nelson D R, Chivas A R, Chappell B W and McMulloch M T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of oceanic island sources. *Geochem. Cosmochem. Acta.* 1988, 52: 1—17.
- 44 Taylor S R and McLennan S M. *The continental crust: Its composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications.
- 45 Zartman R E. Lead, strontium and neodymium isotopic characterization of mineral deposits relative to their geologic environments. In: *Metallogenesis and Mineral Ore Deposits*. Proc. 27th Intl. Geol. Moscow, VNU Science Press, 1984, 12: 83—106.
- 46 Allegre C J and Minster J F. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978, 38: 1—25.
- 47 Faure G. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York.
- 48 张玉泉. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩及其裂谷构造关系初步研究. *岩石学报*, 1987, (1)17—25.
- 49 李继亮. 滇西三江带的大地构造演化. *地质科学*, 1988, (4), 337—345.
- 50 从柏林等. 中国滇西古特提斯构造带岩石大地构造演化. *中国科学(B辑)*, 1993, 23(11)1201—1207.

## Discussion on the Genesis of Lamprophyre in the Laowangzhai Gold District, Yunnan Province

Huang Zhilong

(Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang 550002)

Wang Liankui

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guangzhou 510649)

**Key words:** Laowangzhai gold district, lamprophyre, geochemistry, genesis

### Abstract

Based on the data of main elements, trace elements, isotopic geochemistry and high-temperature and high-pressure experimentation of lamprophyre from the Laowangzhai gold district, the present paper has summed up its genetic information. The genesis of lamprophyre is discussed in terms of original magma, composition of the characteristics source region, modeling of magmatic process, and genetic connection with alkali-rich intrusive rocks, with a genetic model established.