

(2)9-15

1998 年

华南地质与矿产  
Geology and Mineral Resources of South China

第 2 期

湖北大悟白云金矿区煌斑岩的  
元素地球化学特征\*周汉文<sup>①</sup> 索书田<sup>②</sup> 钟增球<sup>②</sup> 徐启东<sup>②</sup>

(①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

(②中国地质大学, 武汉 430074)

**摘 要** 白云金矿区煌斑岩和含金石英脉的产状受区域北西、北东向脆性破裂控制。煌斑岩为钾质-富钾质钙碱性煌斑岩, 其稀土元素总量高, 轻重稀土分馏强烈, 大离子亲石元素为“Nb(Ta)-Ti”负异常型, 过渡元素配分模式具有幔源岩石的“W”型。该岩石是大别碰撞造山带后碰撞拉伸背景下幔源岩浆活动的结果。

**关键词** 煌斑岩 元素地球化学 后碰撞拉张构造 白云金矿区 湖北

p618.51  
p588.13  
全新床, 成矿作用,

湖北大悟白云金矿为石英脉型金矿, 该金矿位于桐柏-大别造山带内的大磊山穹隆核部及东翼, 是至今在古老的大别变质地体内部找到的唯一中型金矿床, 其赋矿围岩为大别杂岩和红安群片麻岩。含金石英脉占据北西向、北东向及红安群与大别杂岩之间变形带的破裂空间, 与区内煌斑岩等脉岩群所充填的裂隙系统共同构成一个以脆性破裂为主的空间阵列。本文对矿区发育的煌斑岩的元素地球化学特征进行分析, 并探讨其成因意义。

## 1 区域地质背景

大磊山穹隆核部出露的大别杂岩, 主要由花岗质片麻岩组成, 与上覆红安群接触的岩石已糜棱岩化。红安群由两部分组成, 下部是一套典型的含磷、炭、锰的沉积变质岩系, 上部是一套以变质酸性火山岩为主的岩石组合。金矿脉发育于大磊山穹隆核部及东翼, 主要金矿脉分布于大别杂岩内, 含金银的石英脉主要分布于红安群中。与矿脉在空间上密切共生的有煌斑岩、正长斑岩、花岗斑岩和不含金石英脉(图 1)。

大磊山地区煌斑岩主要有两种类型, 角闪云斜煌岩和云斜煌岩。岩石发生水热化作用, 见变余煌斑结构, 并可见角闪石和黑云母变余斑晶的暗化边和环带, 基质主要由细粒斜长石和暗色矿物组成, 少量石英和钾长石, 偶见石英捕虏晶。全岩粉末 X 射线衍射分析表明, 研究区煌斑岩的水热化类型主要有绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化及粘土化。

## 2 分析方法和分析结果

选择上述煌斑岩的典型岩石样品进行主量元素和微量元素分析, 分析工作在湖北省地质

1997 年 11 月 8 日收稿。

\* 地质矿产部定向研究基金项目“桐柏-大别地区剪切带阵列及其与金矿成矿关系”的部分成果。

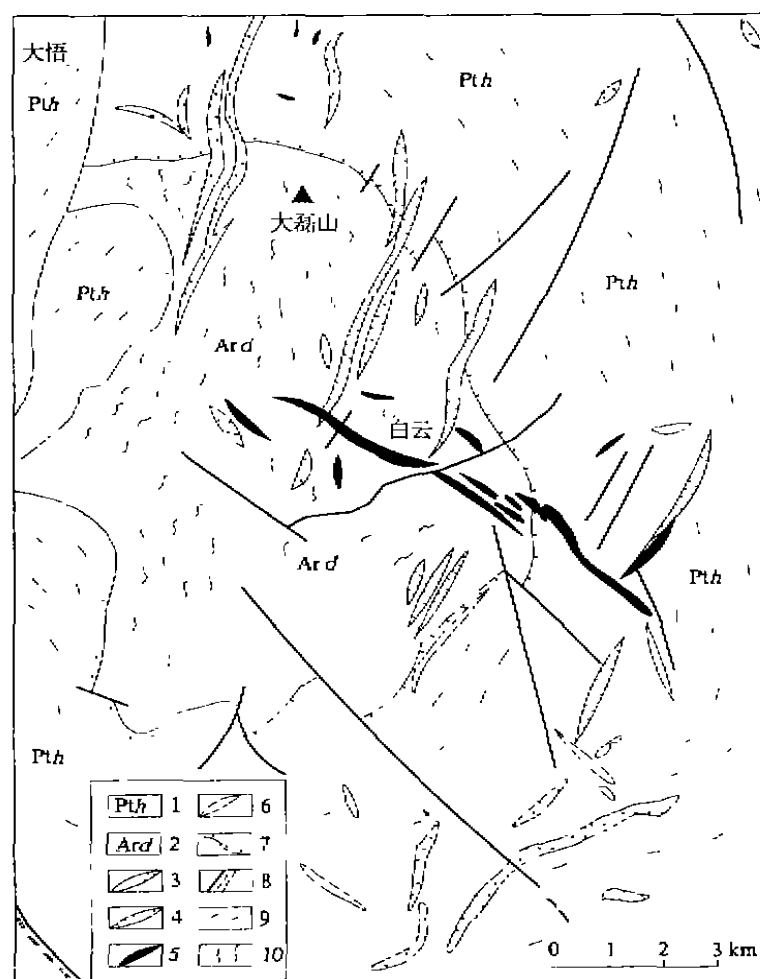


图 1 大悟白云金矿区地质图(据部分实测资料和鄂东北地质大队 1975 年资料)

Fig. 1 Geological map of Baiyun gold deposit in Dawu

1. 红安群 2. 大别杂岩 3. 花岗斑岩 4. 煌斑岩 5. 含金(银)石英脉 6. 不含金石英脉  
7. 不整合界线 8. 断层及韧性剪切带 9. 片理产状 10. 片麻理产状

实验研究所完成。主量元素用常规湿法分析,微量元素用中子活化和电感耦合等离子光谱(ICP-AES)分析,分析结果列于表 1。

### 3 元素地球化学特征

#### 3.1 主量元素

研究区煌斑岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 45.80% ~ 66.24%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  为 5.24% ~ 7.71%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 0.67 ~ 57.00, 里特曼指数  $\sigma$  为 1.7 ~ 3.6, 属于 Rock<sup>[1]</sup> 的钙碱性煌斑岩;  $\text{K}/\text{Al}$  为 0.25 ~ 0.61,  $\text{K}/(\text{K} + \text{Na})$  为 0.43 ~ 0.98, 属于路凤香等<sup>[2]</sup> 划分的钾质-富钾质煌斑岩。因此, 研究区的煌斑岩为钾质-富钾质钙碱性煌斑岩。

表1 煌斑岩主量和微量元素分析结果  
Table 1 Major and trace element abundances of lamprophyre

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	La	Ce
1	50.37	1.08	14.08	2.21	4.42	0.080	5.30	7.05	2.26	3.35	0.56	5.34	3.14	83.28	163.65
2	60.49	1.00	15.93	4.18	1.75	0.073	3.46	0.99	3.88	3.57	0.43	0.09	3.27	97.24	193.5
3	66.24	0.94	16.09	1.43	0.40	0.082	1.64	1.11	6.27	0.11	0.42	0.11	3.66	114.75	193.47
4	49.87	1.03	13.21	2.47	3.58	0.340	5.76	5.86	4.08	1.94	0.54	7.93	2.47	64.69	133.91
5	51.91	0.97	12.72	1.45	4.92	0.210	7.58	4.36	3.72	1.00	0.56	5.91	3.88	71.79	137.95
6	45.80	0.99	14.26	2.86	3.88	0.120	5.42	7.57	4.72	0.10	0.49	10.08	3.19	61.50	116.05
	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Sr	Rb
1	19.16	67.21	10.78	2.62	7.26	0.91	4.48	0.81	2.14	0.33	1.79	0.25	20.03	822	72
2	22.98	81.42	13.10	3.18	8.38	1.02	4.74	0.81	2.07	0.30	1.59	0.22	21.49	508	102
3	27.27	101.83	16.86	3.59	11.65	1.55	7.49	1.34	3.51	0.51	2.66	0.38	38.46	293	227
4	16.55	57.27	9.57	2.51	6.93	0.87	4.46	0.83	2.19	0.32	1.77	0.26	22.59	491	212
5	16.50	56.66	9.74	2.39	7.47	0.95	4.92	0.92	2.50	0.38	2.09	0.33	25.53	304	164
6	13.99	49.30	8.15	2.25	5.71	0.72	3.70	0.66	1.74	0.25	1.44	0.21	17.85	227	291
	Ba	Th	Ta	Nb	Zr	Hf	V	Co	Ni	Cu	Zn	U	Sc	Cr	Au
1	2848	10.7	1.13	19.89	204	4.5	164	24.5	86.8	34.2	101.4	3.03	11.3	323	1.1
2	2019	15.2	1.26	22.18	299	6.0	152	21.9	78.2	51.4	97.5	2.17	14.6	337	0.6
3	7079	13.4	0.97	17.07	287	5.4	156	18.2	49.4	77.5	165.5	2.35	13.3	199	0.9
4	3267	14.9	0.98	17.25	374	8.0	164	28.2	157.0	51.2	83.7	4.71	12.9	465	2.8
5	960	12.7	1.23	21.65	316	6.6	163	31.4	233.0	64.9	180.5	2.35	15.8	383	2.3
6	876	12.7	1.14	20.06	207	3.4	157	23.1	101.4	34.0	96.9	1.73	14.9	342	0.4

注:主量元素单位为%,微量元素单位为 $10^{-6}$ ,Au单位为 $10^{-9}$

1.D 91011 2.D 91016 3.D 91017 4.D 91023 5.D 91037 6.D 91039

### 3.2 稀土元素

分析样品具有较高的稀土元素总量( $\Sigma\text{REE} = 283.52 \times 10^{-6} \sim 525.32 \times 10^{-6}$ ),球粒陨石标准化配分模式为轻稀土富集型(图2),轻重稀土元素具有很好的分馏[(La/Yb)<sub>N</sub> = 23.16 ~ 41.23],铈具有极弱的负异常( $\delta\text{Eu} = 0.74 \sim 0.96$ ),铈基本无异常( $\delta\text{Ce} = 0.81 \sim 0.95$ )。这些特征表明煌斑岩的源区地幔相对富集稀土元素。原始地幔<sup>[3]</sup>不同熔融程度计算结果<sup>[4]</sup>表明,正常地幔只有当部分熔融程度低于0.5%时产生的熔体的稀土元素丰度及其配分模式才接近

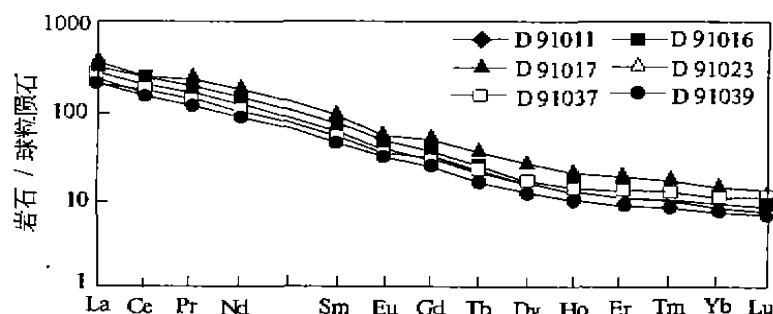


图2 煌斑岩 REE 球粒陨石标准化配分模式

Fig.2 Chondrite-normalized REE patterns for lamprophyres

本区煌斑岩,而实验岩石学研究<sup>[4]</sup>表明,部分熔融程度低于2%时形成的熔体很难与源岩分离,这同样说明本区煌斑岩源区地幔富集稀土元素。分析样品的稀土元素总量变化范围较大意味着部分熔融程度不同。

### 3.3 亲石元素

研究区煌斑岩的亲石元素含量变化范围较大,与国外同类岩石相比偏低,但其平均值与 Rock<sup>[1]</sup>统计的钙碱性煌斑岩相近。图3为煌斑岩的洋中脊玄武岩(MORB)标准化微量元素分布图解,其具有典型煌斑岩的“Nb(Ta)-Ti”负异常配分模式<sup>[1]</sup>,富集大离子亲石元素(LILE: Sr, Ba, Rb)和高场强元素(HFSE: Zr, Hf, Nb, Ta, Y),表明岩石来源于富集地幔。

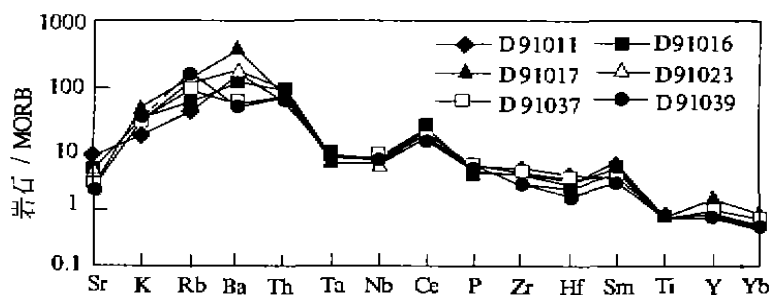


图3 煌斑岩微量元素 N-MORB 标准化配分模式

Fig.3 N-normalized trace element patterns for lamprophyres

### 3.4 过渡元素

从表1可以看出,研究区煌斑岩的过渡元素含量有一定的变化范围,但接近于 Rock<sup>[1]</sup>统计的钙碱性煌斑岩,其原始地幔标准化配分模式(图4)为“W”型。与原始地幔相比, Ti, V, Mn, Cu 相对富集, Cr, Ni 明显亏损,但与许多幔源基性-超基性岩、碱性岩的过渡元素配分模式一致。除 Sc 略偏低外, Co, Cr, Ni 的含量在 Rock<sup>[1]</sup>统计的原生岩浆的标准(Sc:  $15 \times 10^{-6} \sim 30 \times 10^{-6}$ , Co:  $25 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$ , Cr:  $200 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$ , Ni:  $90 \times 10^{-6} \sim 700 \times 10^{-6}$ )之内,表明具有原生岩浆性质。

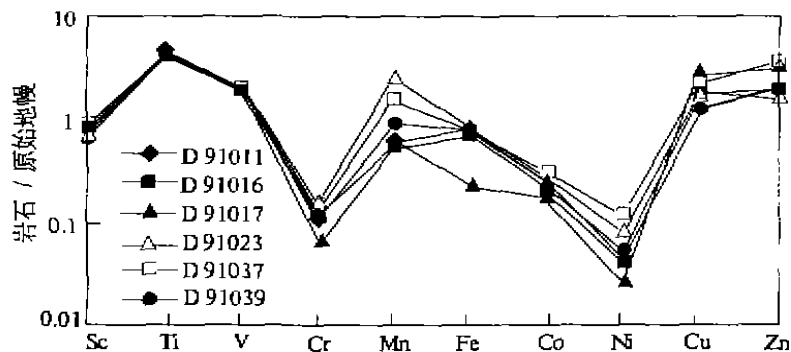


图4 煌斑岩过渡元素原始地幔标准化分布图解

Fig.4 Primary mantle-normalized transition element patterns for lamprophyres

## 4 讨论

### 4.1 热液蚀变过程中元素的地球化学行为

详细的岩相观察发现,岩石均发生一定程度的蚀变,但只是暗色矿物和斜长石被绿泥石、绢云母和方解石取代,而岩石的煌斑结构仍然可辨。蚀变的结果导致岩石主量元素的明显变化,如  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$  和  $\text{SiO}_2$  含量的升高(其含量分别为 2.47% ~ 3.88%, 0.09% ~ 10.08%, 45.80% ~ 66.24%)。大量实际资料 and 高温高压实验结果表明,原生煌斑岩的  $\text{CO}_2$  含量不超过 0.5%<sup>[1,5,6]</sup>。研究区分析样品的  $\text{CO}_2$  与  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  及  $\text{FeO}$  均不具相关性,暗示煌斑岩的碳酸盐化主要由外来  $\text{CO}_2$  引起,而形成碳酸盐的  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  及  $\text{FeO}$  由煌斑岩本身提供。研究区成矿期不同阶段的石英脉流体包裹体的成分以  $\text{CO}_2$  为主<sup>[7]</sup>,说明石英脉形成过程热液富  $\text{CO}_2$ 。

从图 2, 3, 4 中可以看出,煌斑岩的稀土元素、微量亲石元素和过渡元素具有非常一致的分布型式,说明不同类型的蚀变对煌斑岩微量元素没有影响或者影响的程度都一样。

### 4.2 煌斑岩与成矿的关系

国内外著名的中温热液型金矿区均普遍发育煌斑岩,并与金矿在时空上具有密切的共生关系,由此许多研究者特别强调煌斑岩在金矿成矿作用中的作用<sup>[8,9,10,11]</sup>,甚至认为煌斑岩浆携带上地幔的金<sup>[12]</sup>。煌斑岩的金是原生富集还是后期富集可以由地球化学研究进行判别<sup>[12]</sup>。事实上,与中温热液金矿共生的煌斑岩主要是钙碱性的钾玄岩类,而显生宙钾玄岩类通常形成于与俯冲带相关的转换压缩后碰撞造山环境,这种大规模的后碰撞-挤压剪切带也是形成中温热液金矿最重要的构造环境。因此,形成于相同的构造环境是煌斑岩与中温热液金矿时空上密切共生的根本原因,即两者往往具有构造上的共因关系<sup>[13]</sup>。

白云金矿区断裂系统与脉岩类和含金石英脉在空间分布上具一致性(图 1),煌斑岩具有较为平缓的微量元素分布型式(图 3),Nb(Ta)-Ti 的负异常意味着煌斑岩的形成与俯冲碰撞环境的构造背景有关<sup>[1]</sup>。大别造山带是扬子地块和华北地块的碰撞对接带,金矿脉和脉岩类所充填的脆性断裂正是大别碰撞造山带后碰撞伸展张性断裂。由此可见煌斑岩实际上是造山带的重要构造标志。至于煌斑岩浆的形成,目前一般认为与俯冲带相关的富集交代地幔地质

作用有关<sup>[14]</sup>。

## 5 结 论

湖北大悟白云金矿区的煌斑岩为钾质-富钾质钙碱性煌斑岩,其稀土元素总量高,轻重稀土分馏强烈,大离子亲石元素为“Nb(Ta)-Ti”负异常型,过渡元素配分模式具有幔源岩石的“W”型,它是大别碰撞造山带后碰撞拉伸背景下幔源岩浆活动的结果。

本研究得到地质矿产部专项基金资助,野外工作得到鄂东北地质大队的大力协助,在此表示衷心的感谢。

## 参 考 文 献

- [1] Rock N M S. Lamprophyres. Glasgow: Blakie, 1990, 285
- [2] 路凤香、舒小辛、赵崇贺. 有关煌斑岩分类建议. 地质科技情报, 1991, 10(增刊): 55—62
- [3] Sun S S, McDonough W. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes. Geol Soc London Spec Pub, 1989, 42: 313—345
- [4] 黄智龙、王联魁. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因讨论. 岩石矿物学杂志, 1995, 14(4): 313—324
- [5] Esperanca S, Holloway J R. On the origin of some mica-lamprophyres: Experimental evidence from a mafic minette. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95: 207—216
- [6] Taylor W R, Rock N M S, Groves D I, et al. Archean shoshonitic lamprophyres from the Yilgarn Block, western Australia: Au abundance and association with gold mineralization. Appl Geochem, 1994, 9: 197—222
- [7] 徐启东、钟增球、黎书田、齐先茂. 桐柏-大别地区中温热液金矿床成矿流体与沉淀机理. 矿床地质, 1995, 14(1): 59—72
- [8] 罗天明. 煌斑岩与金矿的关系. 黄金科技动态, 1991, 2: 19—21
- [9] 檀国平. 煌斑岩可以用来找金. 黄金科技动态, 1990, 2: 24—25
- [10] 倪师军. 小秦岭中基性岩脉与金矿成因关系新模式. 成都: 西南交通大学出版社, 1994, 89—90
- [11] Rock N M S, Groves D I. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposit?. Geology, 1988, 16: 538—541
- [12] Rock N M S, Groves D I. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds?. Nature, 1988, 332: 253—255
- [13] 李献华、孙贤祜. “煌斑岩”与金矿的实际观察与理论评述. 地质论评, 1995, 41(3): 252—260
- [14] Rock N M S. The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: An overview. Geol Soc London Spec Pub, 1987, 30: 191—226

## GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF LAMPROPHYRES IN BAIYUN GOLD DEPOSIT DISTRICT IN DAWU, HUBEI

Zhou Hanwen<sup>①</sup> Suo Shutian<sup>②</sup> Zhong Zengqiu<sup>②</sup> Xu Qidong<sup>②</sup>

(<sup>①</sup>Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

(<sup>②</sup>China University of Geosciences, Wuhan 430074)

### Abstract

The occurrence of lamprophyric dikes and gold-bearing quartz veins in Baiyun gold district of Hubei are controlled by brittle faults striking northwestwards and northeastwards. The components of major elements show that the lamprophyres belong to alkaline series or potassic calc-alkaline series, they are enriched in REEs (especially LREEs), LILE and HFSE with MORB-normalized LILE distribution patterns being "Nb(Ta)-Ti" negative anomaly type and primary mantle-normalized distribution patterns of the transition elements being "W" type, which suggests that the lamprophyres were derived from the mantle during the extensional setting after collision which resulted the formation of the Dabie orogenic belt.

**Key words** lamprophyre element geochemistry extensional setting Baiyun gold district Hubei