金属矿产

滇中小水井金矿煌斑岩特征及与金矿化的关系

符德贵[1]， 周云满[1]， 张长青[2]， 陈庆广[3]， 覃修平[1]
（1. 云南黄金矿业集团股份有限公司，昆明 650224；2. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037；
3. 云南省地质矿产勘查开发局第一地质大队，曲靖 655000）

[摘 要]小水井金矿床煌斑岩呈树枝状、环状、不规则状沿断裂带侵入，岩石为致密块状细晶辉石云斜煌斑岩，其 SiO_2 含量 32.28% ~49.72%，属基性-超基性范围，为碱性系列的富钾钙碱性煌斑岩，以富集大离子亲石元素和轻稀土元素，而亏损高场强元素（Ta-Nb-Ti）为特征，稀土元素分布型式类似于大陆玄武岩。煌斑岩为富含稀土元素的俯冲带流体交代过的富集地幔部分熔融所产生的岩浆，在上升过程中受到部分地壳混染的产物。对煌斑岩的黑云母进行 Ar-Ar 法年龄测定，获得煌斑岩 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 坪年龄值为（32.08±0.32）Ma，等时线年龄值为（31.86±0.40）Ma，形成时代属于新生代古近纪渐新世早期。煌斑岩与金矿化在空间分布、形成时间及成因上有密切的内在联系，煌斑岩与金元素均来自地幔，煌斑岩与金矿体均受控于断裂破碎带，共用了相同的断裂构造空间；金主成矿期早于煌斑岩，煌斑岩切穿了断裂破碎带及金矿体，煌斑岩的侵入为金进一步富集提供了物源、热能、含矿流体，使金矿化叠加富集。煌斑岩是寻找金矿的重要标志之一。

[关键词]破碎带 煌斑岩 地质-地球化学特征 金矿化 滇中小水井
[中图分类号]P581+P596 [文献标识码]A [文章编号]0495-5331(2010)03-0414-12

Fu De-gui, Zhou Yun-man, Zhang Chang-qing, Chen Qing-guang, Qin Xiu-ping. Geological characteristics of lamprophyres and their relations with gold mineralization of the Xiaoshuijing gold deposit in central Yunnan Province [J]. Geology and Exploration, 2010, 46(3): 0414-0425.

煌斑岩与金矿化的关系研究长期以来备受广大地质科学家的关注，并从构造学、岩石学、矿床学、地球化学等不同的角度和学科加以深入研究，提出了诸如“地幔去气成矿作用模式”（胡云中等，1995；黄智龙等，1999）、“中温热液金矿成因模式（Rock 模式）”（Rock *et al.*，1988b）、“类岩浆、富矿化剂、深源流体”模式（孙丰月等，1995；翟建平等，1996；孙树浩，1997）、“同构造”模式（Wyman *et al.*，1988）、“提供热液”模式（Golding *et al.*，1989；李献华等，1995）、“地球化学障”模式（徐红，1993）、“提供物源-找矿标志”（许德如，2000）、“与金矿化密切共生”（檀国平，1990；季海章等，1992；朱桂田等，1994；宋新宇等，1996；傅朝义，1999；涂怀奎，1999；申玉科等，2005）等观点和认识。煌斑岩类岩石起源于超深环境，也是了解地幔及其变化的窗口（鹿坤等，2009）。在哀牢山变质带之西的哀牢山断裂带以西老王寨金矿的煌斑岩及与金矿的关系由黄智龙等（1999）进行了大量的研究。哀牢山变质带之东的红河断裂带东缘的红河金矿带普遍发育煌斑岩，但在以往地质勘查找矿工作中对其岩石学、地球化学特征、成因及与金成矿作用关系等方面的研究尚属空白。故笔者开展了小水井金矿煌斑岩地质、地球化学特征及与金成矿作用关系的研究，这对深化本区地质构造环境演化的认识和指导在红河金矿带的找矿具有十分重要的理论和实际意义。

1 矿床地质概况和煌斑岩地质特征

滇中小水井金矿床的大地构造位置属于欧亚板块与扬子板块俯冲-碰撞造山形成的哀牢山-红河断裂带东侧，属红河金矿带（毛景文等，2006；周云

[收稿日期]2010-03-30；[修订日期]2010-05-20；[责任编辑]郑 杰。
[基金项目]云南黄金矿业集团股份有限公司科研项目“云南省楚雄市龙岗金矿带成矿规律及成矿预测”的资助。
[第一作者简介]符德贵（1963 年—），男，高级工程师，主要从事地质矿产勘查、矿床地质及找矿预测研究工作。
[通讯作者]周云满（1965 年—），男，博士，正高级工程师，主要从事地质矿产勘查、矿床地质及找矿预测研究工作，E-mail：1965yunman@sina.com。

满等,2006,2008)。矿区出露地层有上三叠统云南驿组二段的 T_3y^2 深灰色中~厚层状泥质灰岩、微~细晶灰岩夹浅灰、黄绿色薄层状钙质泥岩、砂岩,厚285m;三段 T_3y^3 为浅黄绿、灰色钙质泥岩、粉砂岩、泥质粉砂岩,下部夹泥灰岩透镜体及钙质页岩,厚度大于280m。矿区构造总体为 NW 向展布的破背斜,断裂主要有 NW 向张扭性正断层,其次为 NE 向、NWW 向的横断层。矿区初步探明11个金矿体,矿体空间分布范围受控于 NW 向 F_3 断裂破碎蚀变带,其产状与断层大体一致或略有斜交,同一矿带中的矿体在平面和剖面上平行排列。矿体长200~780m,倾斜延深50~200m,厚0.8~48.8m,平均7.86m,金品位(1.03~5.95)×10^{-6},平均1.63×10^{-6}(图1)。

煌斑岩墙在矿区各地层和矿区外围均见及,规模较小。矿区内地表出露于南部大田岭矿段,主要沿NW、SN、NE向断裂、裂隙侵入于上三叠统云南驿

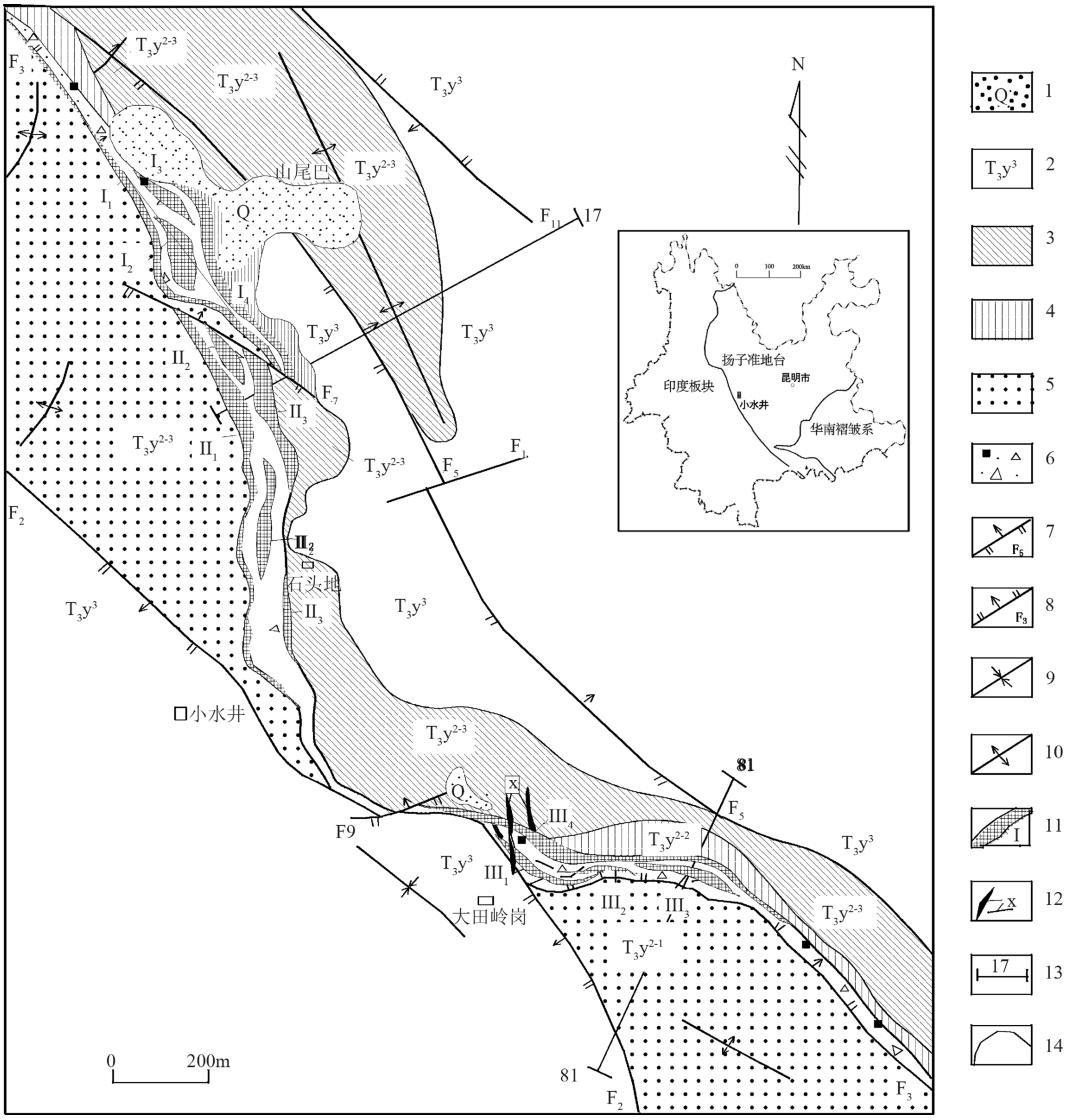


图1　小水井金矿地质图(据周云满等,2009 修改)

Fig. 1　Geological map of the Xiaoshuijing gold deposit (modified after Zhou *et al.*, 2009)

1-第四系;2~5-上三叠统云南驿组:2-第三段(T_3y^3);3-第二段泥灰岩(T_3y^{2-3});4-第二段砂岩(T_3y^{2-2});5-第二段灰岩(T_3y^{2-1});6-断层带;7-逆断层;8-正断层;9-向斜轴;10-背斜轴;11-金矿体及编号;12-煌斑岩;13-勘探线及编号;14-不整合界线

1-quaternary sediments;2~5-Upper Triassic Yunnanyi Formation:2-3rd(T_3y^3);3-marl of 2nd member(T_3y^{2-3});4-sandstone of 2nd member(T_3y^{2-2});5-limestone of 2nd member(T_3y^{2-1});6-fault zone;7-reverse fault;8-normal fault;9-synclinal axis;10-anticlinal axis;11-gold orebody and its serial number;12-lamprophyres;13-exploration line and its serial number;14-unconformity

组 T_3y 地层中(图 1),与围岩呈明显的侵入接触关系。岩墙呈树枝状、脉状、不规则状产出,倾角较陡,近于直立。岩墙宽度变化较大,最宽达 5m 左右,最窄 0.1m,一般为 2 ~ 4m。在大田岭岗地段 71—77 线间地表平行分布多条煌斑岩脉,走向 340° ~ 350°,长 30 ~ 200m,宽 1 ~ 5m,标高为 1900m ~ < 2000m,岩脉切割 NNW 向 F_3 含矿断裂带及矿体(图 2a、b);该地段采场 F_3 断层破碎带中见有长 30 ~ 50m,宽 0.1 ~ 5m 的云斜煌斑岩小脉体,呈树枝状、环带状、不规则状沿裂隙侵入,产状各异(图 2c、d)。在山尾巴矿段 ZK1502 钻孔深 115 ~ 122m 孔段、大田岭岗地段 ZK7702 孔 0 ~ 12.52m 孔段、PD7901 平硐中分别见垂厚 7m、12.52m 和 1 ~ 2m 的云斜煌斑岩。

岩墙大多数结构较均匀,个别岩脉发育 5 ~ 10cm宽结晶较细的冷凝边;岩墙边缘常见围岩捕虏体,捕虏体大小多在 0.5cm×2cm ~ 3cm×5cm,形态多为次圆状、棱角状及不规则状;捕虏体成分为灰岩、砂岩,部分发生硅化,捕虏体成分与煌斑岩墙围岩成分相当,可见捕虏体为煌斑岩墙侵位过程中捕虏围岩的产物。在矿区未发现煌斑岩脉有相互穿插的关系,推测本区煌斑岩应为同一岩浆活动的产物。

在煌斑岩墙与围岩之间发育破碎蚀变带,宽0.5 ~ 3m,接触破碎带有硅化、黄铁矿化、碳酸盐化,伴随金矿化,主要形成金矿化石英—黄铁矿—碳酸盐细脉和网脉,沿裂隙分布,有时石英、黄铁矿、方解石分别呈斑块状或团块状产出于角砾之间呈胶结物出现或沿角砾、胶结物中的裂隙分布。

2　煌斑岩的岩石学和地球化学特征

2.1　岩石学

煌斑岩呈灰绿、黄绿色,风化后呈灰黄色、土黄色,致密块状,具煌斑结构,矿物成分为斜长石、辉石、黑云母、磷灰石、磁铁矿,斑晶以辉石(15% ±)及黑云母(20% ±)为主,粒度在 0.5 ~ 1.5mm。基质主要为斜长石(35% ±),其次是黑云母(15% ±)、辉石(10% ±)、钾长石(3% ±)以及少量石英(1%

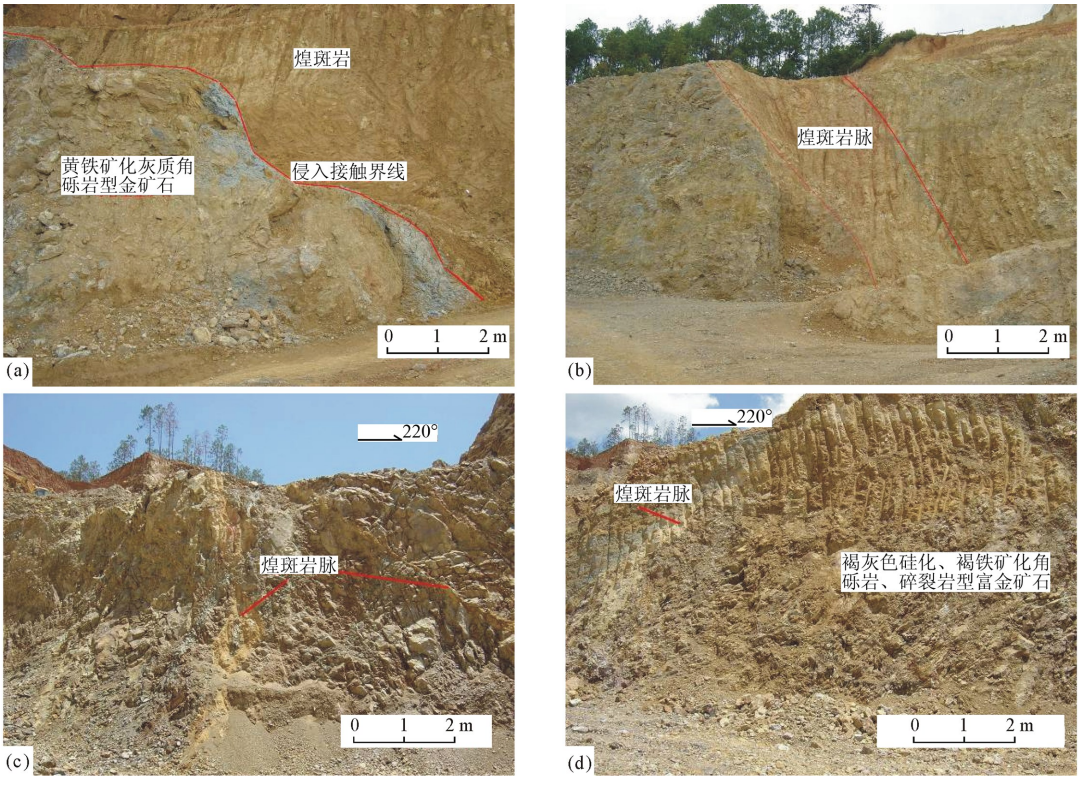


图 2　小水井金矿煌斑岩产状

Fig. 2　Occurrences of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit

(a)、(b)-煌斑岩脉切穿 F_3 及矿体;(c)-煌斑岩脉穿插于 F_3 及矿体中;(d)-煌斑岩脉呈环状穿插于 F_3 及矿体中

(a), (b)-lamprophyre vein incised the F_3 and orebody; (c)-lamprophyre vein intruded into F_3 and orebody; (d)-lamprophyre vein intruded into F_3 and orebody in abnormity

±)和碳酸盐(1% ±),粒度在 0.1 ~0.3 mm;副矿物有磷灰石、磁铁矿、钛铁矿、锆石。可见,其为辉石云斜煌斑岩。

在钻孔岩芯中采集 5 件新鲜的煌斑岩样品,由中国地质大学(北京)地学实验中心进行测试,结果见表 1。岩石的 SiO_2 含量为 32.28% ~49.72%,平均 43.14%, CaO 含量 11.30% ~ 21.90%,平均 14.25%, Al_2O_3 含量 9.71% ~ 12.46%,平均 11.54%, Fe_2O_3 含量 4.27% ~7.06%,平均 6.25%, MgO 含量 2.24% ~4.83%,平均 3.67%, K_2O 含量 2.56% ~4.77%,平均 3.98%, Na_2O 含量 1.51% ~ 2.92%,平均 2.11%,次为 P_2O_5 含量 0.78% ~ 1.55%,平均 1.25%, TiO_2 含量 0.52% ~0.90%,平均 0.74%, MnO 含量 0.11% ~ 0.24%,平均 0.14%。

表 1　小水井金矿床煌斑岩及国外同类岩石化学成分

Table 1　Chemical composition of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit and foreign countries

样号	采样地点	岩石名称	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)
XH-1	ZK7301 孔深 23m	云斜煌斑岩	49.72	0.52	12.46	4.27	0.12	2.24	11.79	2.92	4.77	0.78	9.53
XH-2	ZK7301 孔深 20m	云斜煌斑岩	32.28	0.68	9.71	6.35	0.24	3.58	21.90	1.75	2.56	1.15	19.06
XH-3	ZK7301 孔深 21m	云斜煌斑岩	44.11	0.90	11.46	7.06	0.11	4.70	12.94	1.64	4.13	1.55	10.42
XH-4	ZK1701 孔深 110m	云斜煌斑岩	42.68	0.89	11.74	7.04	0.13	4.83	13.34	1.51	4.39	1.50	11.12
XH-5	ZK1701 孔深 120m	云斜煌斑岩	46.92	0.70	12.31	6.54	0.11	3.00	11.30	2.75	4.05	1.25	10.32
平均值(5)			43.14	0.74	11.54	6.25	0.14	3.67	14.25	2.11	3.98	1.25	12.09
钙碱性煌斑岩(Rock,1987)(754)			51.5	1.3	14.0	3.7	0.15	6.9	6.6	2.7	3.8	0.71	
Navajo 云煌岩(Bergman,1987)(45)			48.4	1.7	10.5	7.7	0.15	10.7	9.0	1.9	5.1	1.1	
Mt. Bundey 云煌岩(Shappard,1992)(8)			47.5	1.7	10.9	8.6	0.15	9.5	7.2	1.7	6.6	2.2	
Colima 云煌岩(Luthr 1981)(95)			49.6	1.2	12.9	7.5	0.14	9.6	8.2	2.4	4.3	0.9	
Massif Certral 云煌岩(Bergman,1987)(65)			52.7	1.2	13.8	6.7	0.13	8.0	5.8	2.37	4.7	0.7	
Linhaisai 云煌岩(Bergman,1987)(21)			53.3	1.7	13.2	7.7	0.12	8.6	7.2	2.5	4.6	1.1	
老王寨金矿云煌岩(黄智龙,1999)(19)			47.35	0.67	12.12	2.34	0.14	8.32	7.29	1.63	4.39	0.57	
北衙铁金矿云煌岩①(2)			47.55	1.26	14.14	8.11	0.12	7.25	8.72	1.71	4.38	1.00	5.36

注:黑体括号内为样品数。矿区样品由中国地质大学(北京)地学实验中心进行检测;测试时间:2008.5。

与国外同类岩石(Luthr,1981;Rock,1987;Bergman,1987;Shappard,1992)对比矿区煌斑岩相对贫 SiO_2、TiO_2、MgO、Fe_2O_3、Al_2O_3,明显低于国外同类岩石的含量;突出的特点是富 CaO,高出国外同类岩石含量的两倍左右;其他氧化物含量均与国外同类岩石相当。而与邻近哀牢山变质带西侧的老王寨金矿(黄智龙等,1999)和红河断裂东侧北衙铁金矿煌斑岩对比,本矿区富 Fe_2O_3、CaO、P_2O_5,贫 MgO、SiO_2,稍富 Na_2O 而贫 K_2O,但 Na_2O+K_2O 的含量相近,在 6% 左右,其他氧化物含量相近。

矿区煌斑岩化学成分 SiO_2 含量 32.28% ~ 49.72%,平均 43.14%,$w(Na_2O+K_2O)$ 在 4.31% ~ 7.69% 之间,按 Rock(1987)的分类原则确定为钙碱性煌斑岩。煌斑岩 $w(K_2O) > w(Na_2O)$,其 $w(K_2O)/w(Na_2O)$ 比值为 1.46 ~2.91,平均 1.89,属钾质岩石类型。

煌斑岩 $n(K)/n(Al)$ 比值为 0.26 ~ 0.38, $n(K)/n(K+Na)$ 比值为 0.59 ~ 0.74,在路凤香等(1991)的 $n(K)/n(Al)-n(K)/n(K+Na)$ 图中(图 3),5 个样品全部落入钾质煌斑岩区。在 $w(SiO_2)-w(K_2O)$ 图中(图 4),1 件样品落入超镁铁质煌斑岩区但靠近钾质碱性煌斑岩区,2 件样品落入钾质碱性煌斑岩区,1 件样品落入超钾、过钾质及钾镁煌斑岩区但靠近钾质碱性煌斑岩区,1 件样品落入钾质钙碱性煌斑岩区但靠近钾质碱性煌斑岩区。可见,矿区煌斑岩为碱性岩系、钾质-富钾质钙碱性煌斑岩。

2.2　微量元素和稀土元素

中国地质大学(北京)地学实验中心分别用等离子光谱和中子活化方法测试了矿区 5 件新鲜的煌斑岩样品的微量元素含量,包括过渡元素(即相容元素 Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Cu、Zn)、亲石元素(即

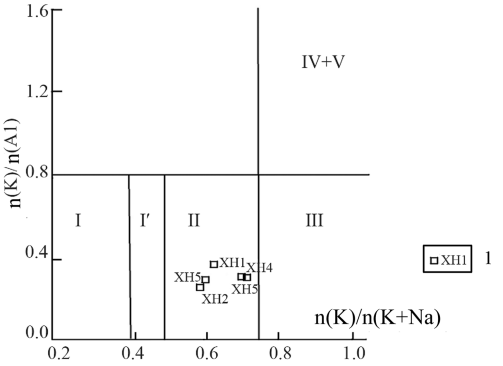


图 3　小水井金矿煌斑岩的 n(K)/n(K+Na)图
(据路凤香等,1991)

Fig. 3　n(K)/n(K+Na) diagram of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit(After Lu *et al.*, 1991)

Ⅰ-钠质煌斑岩;Ⅰ'-弱钾质煌斑岩;Ⅱ-钾质煌斑岩;Ⅲ-超钾质煌斑岩;Ⅳ-过钾质煌斑岩;Ⅴ-钾镁质煌斑岩;1-小水井金矿煌斑岩样品投影位置

Ⅰ-sodic lamprophyre; Ⅰ′-low-potassic lamprophyre; Ⅱ-potassic lamprophyre Ⅲ-ultrapotassic lamprophyre; Ⅳ-perpotassic lamprophyre; Ⅴ-lamproite; 1-sample projection point of lamprophyre in the Xiaoshuijing gold deposit

不相容元素 Sr、Rb、Ba、K、P、U、Th、Ta、Nb、Zr、Hf)和稀土元素,其含量详见(表 2)。

2.2.1　微量元素

矿区煌斑岩过渡元素含量变化范围较宽(表 2),但均在钙碱性煌斑岩范围内。以球粒陨石(Boynton,1984)标准化的分配模式为相似的"W"型(图 5),与 Jagoutz 等(1979)估算的原始地幔过渡元素含量相比,Sc、Ti、V 相对富集,深源元素 Cr、Co、Ni 则强烈亏损,略高或大致相等的是 Zn、Mn,这与许多幔源基性-超基性岩的过渡元素分配模式相似。

矿区煌斑岩亲石元素含量变化范围较宽(表 2),但均在世界钙碱性煌斑岩范围内。以 Pearce 等(1983)报导的 MORB 标准化不相容元素的分配模式为相似的"驼峰"型(图 6),与 Rock(1987)统计的钙碱性煌斑岩不相容元素特有的"Ta-Nb-Ti(TNT)"负异常分配模式基本一致;与 N-MORB 相比,富集 Sr-Sm 之间的元素,亏损 Ti-Ni 之间的元素,而 Y 元素大致相当。说明本区源区富集过程或岩浆上升过程中遭受了地壳混染,并经历了俯冲环境(Rock *et al.*,1987;李献华等,2002)。

2.2.2　稀土元素

矿区煌斑岩稀土元素总量较高(表 2),除 1 号样外,变化幅度不大,w(∑REE+Y)为(643.7~1268)×10^{-6},平均 1047.8×10^{-6},远高于世界钙碱性

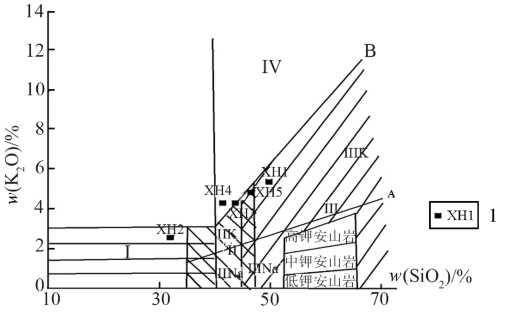


图 4　小水井金矿煌斑岩 w(SiO$_2$)—w(K$_2$O)图
(据路风香等,1991)

Fig. 4　w(SiO$_2$)—wW(K$_2$O) diagram of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit(After Lu *et al.*, 1991)

Ⅰ-超镁质煌斑岩(UML);ⅡK-钾质碱性煌斑岩(AL_K);ⅡNa-钠质碱性煌斑岩(AL_{Na});ⅢK-钾质钙碱性煌斑岩(CAL_K);ⅢNa-钠质钙碱性煌斑岩(CAL_{Na});Ⅳ-超钾、Ⅰ-Sodic lamprophyre; 过钾质及钾镁煌斑岩;A-钠质与钾质煌斑岩的分界线;B-钾质煌斑岩的上限;1-小水井金矿煌斑岩样品投影位置

Ⅰ-ultramagnesium-iron lamprophyre(UML); ⅡK-potassic alkalic lamprophyre(AL_K); ⅡNa-sodic alkalic lamprophyre(AL_{Na}); ⅢK-potassic calc-alkalic lamprophyre (CAL_K); ⅢNa-sodic calc-alkalic lamprophyre(CAL_{Na}); Ⅳ-ultrapotassic, perpotassic and lamproite; A-The boundary line of sodic and potassic lamprophyres; B-The up boundary line of potas-sic lamprophyres; 1-sample projection point of lamprophyre in the Xiaoshuijing gold deposit

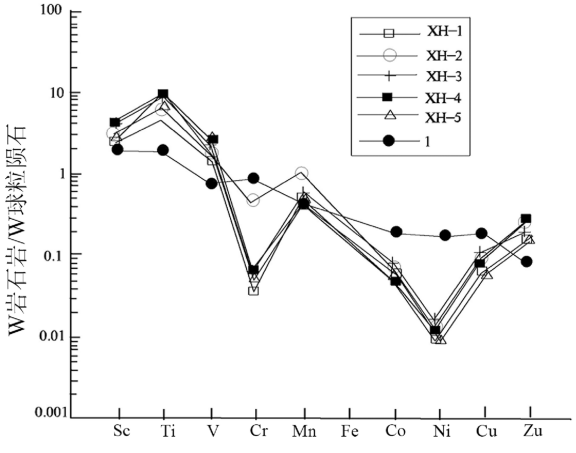


图 5　煌斑岩过渡元素分配模式

Fig. 5　Chondrite-normalized transition element distribution patterns of lamprophyres

1-原始地幔(据 Jagoutz *et al.*, 1979)

1-primitive mantle (values are from Jagoutz *et al.*, 1979)

煌斑岩稀土元素总量平均值 280.77×10^{-6},以及高出国外同类岩石(Roden,1981;Luthr *et al.*,1981;

Bergman,1987;Shappard,1992)和邻近哀牢山变质带西侧的老王寨金矿和红河断裂东侧北衙铁金矿煌

表 2　小水井金矿床煌斑岩及国外同类岩石微量元素和稀土元素含量($\omega_B/10^{-6}$)

Table 2　Trace and REE element contents of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit and foreign countries

元素	样号					平均值(5)	钙碱性煌斑岩(Rock,1987)(49)	Mt. Bundey 云煌岩(Shappard,1992)(7)	Linhaisa 云煌岩(Bergman,1987)(10)	老王寨金矿云煌岩(黄智龙,1999)(11)	北衙铁金矿云煌岩①(2)
	ZK7301,23m XH-1	ZK7301,20m XH-2	ZK7301,21m XH-3	ZK1701,110m XH-4	ZK1701,120m XH-5						
Sc	11.98	14.96	20.78	20.20	15.36	16.66	20	21	20	25.3	20.28
Ti	3140	4140	5592	5446	4308	4525					
V	77.08	98.04	122.7	118.9	150.2	113.38	167	143	209	127	150
Cr	96.36	107.7	175.9	169.1	120.5	133.91	462	279	300	415	330.5
Mn	870.0	1748	874.8	959.6	820.2	1045.5					
Co	21.66	31.96	35.58	36.02	30.06	31.06	35	45	47	27.7	42.67
Ni	73.90	123.3	162.0	164.5	99.58	94.66	186	273	273	184	169
Ga	21.02	15.52	19.30	18.98	19.44	18.85					16.63
Rb	135.4	79.36	112.4	119.2	115.4	112.35	124		170	173	146.5
Sr	720.4	896.4	1568	1311	1194	1137.9	896		1100	1069	867
Y	24.90	35.22	40.22	40.76	39.20	36.06	31	32	20	20.03	25.03
Zr	230.6	296.2	414.6	463.4	421.4	365.24	276		650	133	281
Nb	21.22	22.12	29.86	33.98	32.52	27.94	18		15	7.48	30.4
Mo	3.00	0.68	4.10	2.06	3.74	2.72					
Cs	7.16	7.18	7.70	8.16	8.64	7.77					6.27
Ba	1318	3000	3258	3214	3442	2846	1900		1500	1830	1651
Hf	5.08	5.82	8.16	8.82	8.16	7.21	10		26	4.18	
Ta	1.30	1.22	1.52	1.78	1.88	1.54	0.9		1.0	0.54	1.93
Th	22.82	28.64	37.72	39.10	38.64	33.38	20		19	9.6	15.19
U	4.18	4.78	6.02	6.72	7.14	5.77	5		5.4	3.94	3.62
La	157.5	248.0	316.2	314.0	270.8	261.3	53	223	105	39.07	69.81
Ce	278.6	429.8	552.4	538.8	478.4	455.6	125	482	205	78.88	137.2
Pr	31.28	49.16	64.02	62.46	51.76	51.73	14			9.69	16.59
Nd	109.8	173.0	218.0	215.4	176.9	178.62	54	210	88	37.67	63.0
Sm	15.70	24.26	30.30	29.98	24.46	24.94	10.8	29.2	16	7.21	10.89
Eu	3.78	5.78	7.18	7.10	5.84	5.93	3.1	7.76	3.9	1.80	2.88
Gd	10.80	16.50	20.22	20.00	16.52	16.80	8.2			5.71	8.71
Tb	1.10	1.60	1.96	1.94	1.68	1.66	1.2	1.75	1.4	0.76	1.10
Dy	5.06	7.28	8.68	8.74	7.92	7.54	5.4		7.4	4.03	5.24
Ho	0.86	1.22	1.42	1.42	1.36	1.26	0.9			0.76	0.92
Er	2.16	3.04	3.54	3.60	3.64	3.19	2.7			1.92	2.25
Tm	0.28	0.38	0.44	0.44	0.48	0.40	0.38			0.28	0.31
Yb	1.64	2.20	2.58	2.66	2.96	2.41	1.8	1.9	1.63	1.69	1.94
Lu	0.24	0.32	0.38	0.38	0.44	0.35	0.29	0.36	0.3	0.25	0.28

注:矿区样品由中国地质大学(北京)地学实验中心进行检测,测试方法为等离子光谱和中子活化方法,黑体括号内为样品数。测试时间:2008.5。

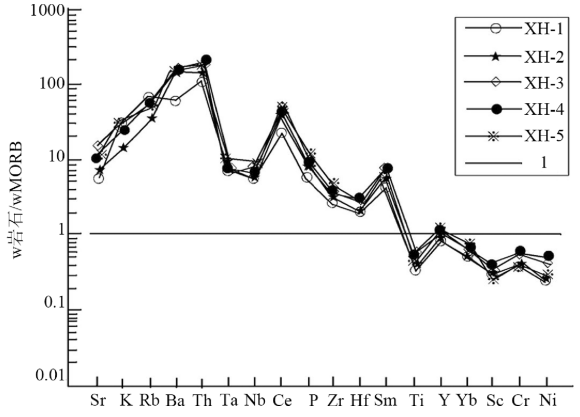


图 6 煌斑岩亲石元素分配模式

Fig. 6 N-normalized lithophile element patterns of amprophyres

1-N-MORB(据 Pearce *et al.*, 1993)

1- N-MORB (values are from Pearce *et al.*, 1993)

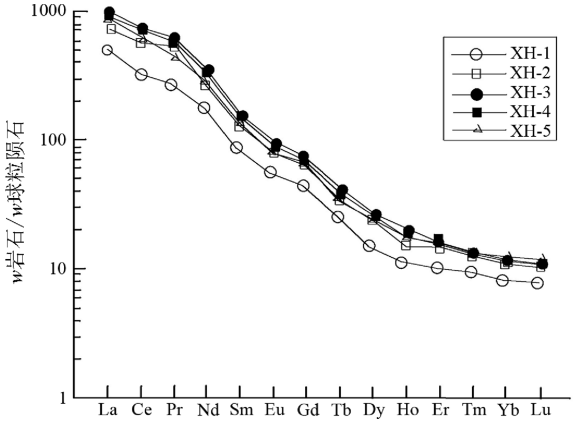


图 7 煌斑岩稀土元素分配模式(球粒陨石据 **Boynton, 1984**)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE distribution patterns of lamprophyres(Chondrite values are from Boynton, 1984)

斑岩稀土元素总量含量的 2 ~ 4 倍。其中, w(LREE)为(596.66 ~ 1188)×10^{-6}, 平均 978.13 × 10^{-6}, w(HREE+Y)为(47.04 ~ 79.94)×10^{-6}, 平均 69.68×10^{-6}, w(LREE)/w(HREE+Y)比值为 12.68 ~ 14.96, 平均 13.91×10^{-6}, 轻稀土远大于重稀土, 轻稀土元素含量变化范围大, 重稀土元素含量变化相对稳定。与原始地幔(Sun *et al.*, 1989)相比, 本区煌斑岩稀土元素均相对富集, 表明煌斑岩的源区地幔相对富集稀土元素。

矿区 5 件样品煌斑岩球粒陨石(Boynton, 1984)标准化后的稀土分配模式表现为相似的右陡倾轻稀土富集型(图 7), (La/Yb)n = 61.68 ~ 82.62; 轻、重稀土元素具有较好的分馏, (La/Sm)n = 6.31 ~ 6.96, (Gd/Yb)n = 4.50 ~ 6.32; δEu = 0.93 ~ 0.96, Eu 亏损极少或无亏损。

上述特点表明, 煌斑岩的微量元素含量也说明本区煌斑岩属富钾钙碱性煌斑岩, 煌斑岩球粒陨石标准化后的稀土分配模式具有典型的基性岩特征, 其岩浆在上侵过程中分异作用强烈, 深部经历过地幔交代作用。

3 煌斑岩的形成时间及成因

3.1 煌斑岩的形成时间

前人报导过用 K-Ar 法测定小水井一带煌斑岩绢云母的 K-Ar 年龄值为 50.95±0.89Ma(杨建民等, 2001), 但根据本次对矿区新鲜煌斑岩的岩石学特征的研究, 新鲜煌斑岩不含绢云母, 绢云母可能为蚀变围岩的混入物或蚀变煌斑岩的产物, 因此, 绢云母的 K-Ar 年龄值不能代表煌斑岩的年龄。

为了获得煌斑岩形成时间, 本人采取矿区 Zk7302 钻孔中穿插于断层破碎带内的新鲜煌斑岩样品, 由中国地质科学院地质所刘新宇等对煌斑岩的黑云母进行 Ar-Ar 法年龄测定, 实验数据及结果见表 3 和图 8。测定黑云母样品获得$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄值(Tp)为(32.08±0.32)Ma, 视年龄值范围为(24.49±0.94) ~ (48.3±1.0)Ma, 平均 31.2Ma, 与计算坪年龄的加热阶段相应数据的$^{40}Ar/^{39}Ar-^{39}Ar/^{36}Ar$等时线年龄值为(31.86±0.4)Ma, 三者在误差范围内相一致。等时线年龄的相关系数大于 0.999, $^{40}Ar/^{36}Ar$ 初始值为(298.9±3.7)Ma, 与尼尔值基本一致。煌斑岩的黑云母形成后没有受到后期地质作用的影响, 其年龄可以作为煌斑岩的形成年龄。小水井金矿煌斑岩形成时代属于新生代古近纪渐新世早期, 与哀牢山—红河成矿带中其他矿床煌斑岩的形成时代(27 ~ 36Ma, 王登红等, 2006)基本一致, 构造上处于喜马拉雅运动第Ⅰ幕与第Ⅱ幕之间, 是三江及扬子地台西缘最重要的幔源-幔壳混合源岩浆活动时期。

3.2 煌斑岩的成因

矿区煌斑岩为碱性系列、富钾钙碱性煌斑岩, 与哀牢山断裂带煌斑岩特征一致。地球化学特征与许多幔源基性-超基性岩的过渡元素分配模式相似, 且在富集过程或岩浆上升过程中遭受了地壳混染, 并经历了俯冲环境; 稀土元素结果显示, 煌斑岩具有典型的基性岩特征, 且演讲在上升过程中分异作用强烈。因此, 矿区煌斑岩应为富含稀土元素的俯冲带流体交代过的富集地幔部分熔融所产生的岩浆, 在上升过程中受到部分地壳混染的产物。

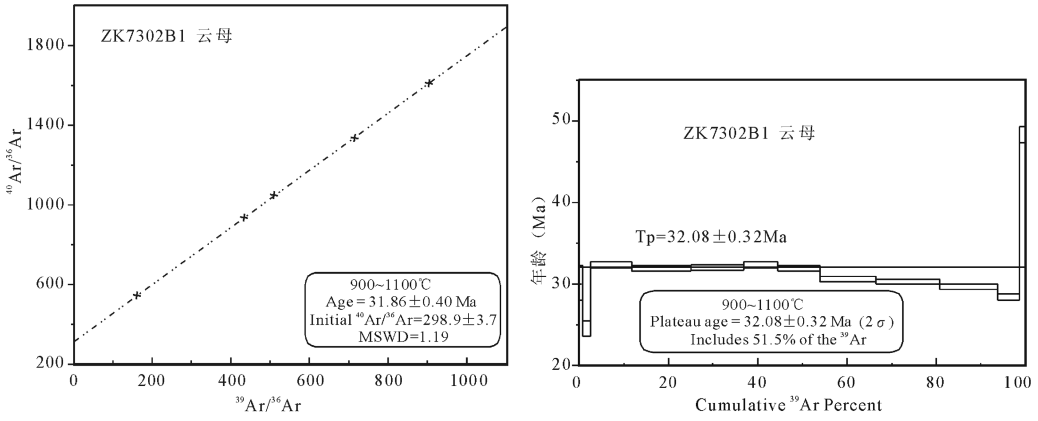


图 8　小水井金矿床煌斑岩黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄谱和等时线

Fig. 8　$^{40}Ar/^{39}Ar$ spectra and isochrone of biotitle in lamprophyre in the Xiaoshuijing gold deposit

表 3　小水井金矿床煌斑岩黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年数据

Table 3　$^{40}Ar/^{39}Ar$ dating data of biotite in lamprophyre in the Xiaoshuijing gold deposit

加热阶段	加热温度/℃	$(^{40}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{36}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{37}Ar/^{39}Ar)_m$	$(^{38}Ar/^{39}Ar)_m$	^{40}Ar /%	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	$^{39}Ar/\times10^{-14}$ mol	^{39}Ar(Cun.)/%	视年龄±1σ/Ma	平均视年龄/Ma
1	700	8.5640	0.0245	0.8378	0.0189	16.12	1.3810	0.85	0.85	30.1±2.1	
2	800	6.2354	0.0176	1.1328	0.0167	17.97	1.1215	1.67	2.54	24.49±0.94	
3	900	3.3065	0.0066	1.8084	0.0144	44.77	1.4826	9.18	11.81	32.31±0.37	
4	950	1.8814	0.0014	0.0700	0.0134	77.70	1.4620	13.09	25.02	31.87±0.34	
5	1000	1.8021	0.0011	0.0565	0.0134	81.49	1.4686	11.70	36.83	32.01±0.34	
6	1050	2.0718	0.0020	0.1350	0.0134	71.64	1.4845	7.65	44.55	32.35±0.37	31.2
7	1100	2.1489	0.0023	0.1067	0.0133	68.16	1.4648	9.38	54.01	31.92±0.35	
8	1150	1.7700	0.0012	0.0890	0.0133	79.31	1.4039	12.33	66.46	30.61±0.34	
9	1120	1.6153	0.0008	0.1489	0.0134	85.92	1.3880	14.13	80.72	30.27±0.31	
10	1250	1.6092	0.0009	0.2591	0.0136	84.49	1.3598	12.85	93.69	29.66±0.31	
11	1300	1.7290	0.0016	0.7277	0.0142	75.18	1.3007	4.93	98.67	28.38±0.34	
12	1400	3.2584	0.0040	2.1841	0.0146	68.17	2.2251	1.32	100.00	48.30±1.0	

注：样品编号为 ZK7302B1;表中下标 m 代表样品中测定的同位素比值;样品质量 W=55.74 mg;J=0.012189。测试时间:2009.7。

从区域地质构造演化分析,本区位于 SN 向三江陆内造山带中南部东缘,经历了中生代欧亚板块向扬子板块俯冲,新生代(65Ma 开始)陆-陆碰撞造山,古近纪中-晚期以来大规模逆冲推覆-走滑-拉张伸展作用的复杂演化历程,形成哀牢山造山带及其两侧逆冲推覆-剪切断裂系统以及断陷盆地。新生代处于"幔涌壳旋"的大陆动力学背景中(王登红等,2006),30~40Ma 区域构造机制处于从压扭向张扭转化阶段(杨志明等,2009),地幔上涌,富含 Mg、K 的岩浆沿深大断裂系统上升,进而沿次级断裂、裂隙呈墙状、柱状、脉状侵入地壳岩石中形成煌斑岩。

4　煌斑岩与金矿化的关系

4.1　空间上的共生关系

煌斑岩脉与金矿体或金矿化体以及蚀变带在空间上密切共生,共用了相同的构造空间,断裂构造为煌斑岩和金矿的形成提供了运移通道和赋存空间,主要表现在以下四方面:(1) 煌斑岩脉、金矿(化)体均产于 NW、SN、NE 向断裂、裂隙中;(2) 煌斑岩脉切错矿区各地层、F_3 断层破碎带及金矿体;(3) 煌斑岩脉呈树枝状、环状、不规则状沿裂隙侵入 F_3 断层破碎带及金矿体中,产状各异;(4) 在 F_3 断裂构造剪切破碎带内有煌斑岩沿其中的各种裂隙通道侵入的地段,周围金矿化作用进一步叠加,形成的矿石金品位较无煌斑岩脉发育地段高出 3~10 倍。在煌斑岩脉侵入正常地层的接触破碎带中也有明显的金矿化或贫金矿体产出。在南部 71—77 线间地表

平行分布的煌斑岩周围的矿石金品位普遍在(2 ~ 10)×10^{-6},高于其他地段。大田岭岗地段 ZK7302 孔、PD7901 平硐中的云斜煌岩脉接触破碎带中普遍具金矿化或形成贫金矿体,含 Au(0.2×10^{-6} ~0.8×10^{-6})。

4.2 时间上的序次关系

据区域褶皱卷入地层为白垩系及沉积盆地收缩迁移特征判断,本区构造的形成时代主要为燕山晚期—喜马拉雅早期,NW 向区域断裂及控矿断裂在喜马拉雅早期为左行走滑(云南地矿局,1990;曹淑云等,2009),伴随大规模流体活动,有利于成矿流体运移和成矿元素大规模堆积。王登红等(2006)对矿区成矿阶段含金黄铁矿-石英脉的石英进行了$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年,获得坪年龄(45.15±0.22)Ma ~ (45.73±0.28)Ma,说明金矿化形成于新生代古近纪始新世中期,这一时期为喜马拉雅运动主幕(第Ⅰ幕),区内处于陆内拉张地质构造环境中。本次获得煌斑岩$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄值(Tp)为(32.08±0.32)Ma,等时线年龄值为(31.86±0.4)Ma,属于新生代古近纪渐新世早期。煌斑岩的形成时代晚于金矿化主成矿期,原因可能是喜马拉雅运动主幕(第Ⅰ幕)时期的构造活动,深部地幔软流圈开始底辟上侵于下地壳范围内(可能形成岩浆房),其形成的成矿流体可通过构造带超前上升到地壳浅部有利的空间发生成矿作用;然后在喜马拉雅运动第Ⅰ幕与第Ⅱ幕之间,由于深部岩浆供运充足,岩浆房的岩浆以裂隙控制的岩墙扩展方式上升到中上地壳形成煌斑岩墙和岩脉,岩体带来的小规模岩浆热液对主成矿期形成的金矿化起到进一步叠加、富集作用,但其影响范围仅限于煌斑岩脉附近。因此煌斑岩是区内寻找富金矿体的重要标志。

4.3 成因关系

矿区煌斑岩为产于板块俯冲环境下,受俯冲带流体交代过的富集地幔部分熔融所产生的岩浆,在上升过程中受到部分地壳混染的产物。煌斑岩金属元素银、铅、锌、铜等元素的含量均高于地壳克拉克值几十倍(表 4),而总体含金量为(1.8 ~ 4.8)×10^{-9},与地壳克拉克值接近,金的低含量可能与岩脉周围的金矿化有关。煌斑岩岩浆从深部带来了金,为金矿化提供了部分金、热能和成矿流体;同时在贯入过程中分异出的富 CO_2 流体,沿途可淬取各地层中的 Au 形成含矿热液;岩浆形成的早期成矿流体上升与构造-热液混合,在韧-脆性剪切构造带中发生了成矿作用,形成了金矿床,后来侵入到地壳浅部的煌斑岩及随之而来的小规模成矿流体使金矿化在先期成矿作用的基础上叠加岩浆-热液成矿作用,金矿化再次富集,但其影响范围仅限于煌斑岩脉附近。因此,煌斑岩岩浆对矿区的主成矿期的金矿化和后期金的再次富集提供金属、热源和部分流体的作用。

表 4 小水井金矿床煌斑岩及国外同类岩石矿化元素含量($\omega_B/10^{-6}$)

Table 4 Mineralization element contents of lamprophyres in the Xiaoshuijing gold deposit and foreign countries

样号	采样地点	岩石名称	Au(10^{-9})	Ag	Cu	Pb	Zn	备注
XH-1	ZK7301 23m	云斜煌斑岩	3.8	469	1435	1294	145.6	由中国地质大学(北京)地学实验中心进行检测,测试方法为等离子光谱和中子活化方法。
XH-2	ZK7301 20m	云斜煌斑岩	1.8	354	49.88	39.88	61.46	
XH-3	ZK7301 21m	云斜煌斑岩	4.8	578	920.4	909.6	320.6	
XH-4	ZK1701 110m	云斜煌斑岩	3.7	321	288.4	170.0	123.4	
XH-5	ZK1701 120m	云斜煌斑岩	4.4	674	571.6	259.2	95.64	
平均值(5)			3.7	479	653.1	534.5	124.66	
钙碱性煌斑岩(Rock,1987)(49)					52		82	
Mt. Bundey 云煌岩(Shappard,1992)(7)							158	
Linhaisai 云煌岩(Bergman,1987)(10)					135		150	
老王寨金矿云煌岩(黄智龙等,1999)(25)			4.2	351	36.1		67	
北衙铁金矿云煌岩①(80)			15	17200	179	488.7	2611	
地壳克拉克值(维诺格拉多夫公布数字)			4.3	70	47	16	83	

5 结论

(1) 矿区煌斑岩呈树枝状、环状、不规则状沿断裂带侵入,SiO_2 含量 32.28% ~ 49.72%,平均 43.14%,w(Na_2O+K_2O)在 4.31% ~ 7.69% 之间,w(K_2O)>w(Na_2O),其 w(K_2O)/w(Na_2O)比值为 1.46 ~ 2.91,平均 1.89;n(K)/n(Al)比值为 0.26 ~ 0.38,n(K)/n(K+Na)比值为 0.59 ~ 0.74,属基性-

超基性范围,为碱性系列、富钾钙碱性煌斑岩。

(2) 煌斑岩微量元素含量变化范围较宽,过渡元素分配模式为相似的"W"型,亲石元素的分配模式为相似的"驼峰"型;稀土元素总量较高,分布型式类似于大陆玄武岩;以富集大离子亲石元素和轻稀土元素,而亏损高场强元素(Ta-Nb-Ti)为特征。

(3) 煌斑岩成因为富含稀土元素的俯冲带流体交代过的富集地幔部分熔融所产生的岩浆,在上升过程中受到部分地壳混染的产物。

(4) 煌斑岩黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄值(Tp)为(32.08±0.32)Ma,等时线年龄值为(31.86±0.4)Ma,形成时代属于新生代古近纪渐新世早期。

(5) 煌斑岩与金元素均来自地幔,煌斑岩与金矿体均受控于断裂破碎带,共用了相同的断裂构造空间,断裂破碎带为煌斑岩的侵入提供了通道和赋存空间,为成矿物质的沉淀提供场所;金主成矿期早于煌斑岩,煌斑岩的侵入为金进一步富集提供了物源、热能、含矿流体,使金矿化叠加富集。煌斑岩是寻找金矿的重要标志之一。

致谢　感谢中国地质科学院矿产资源研究所毛景文教授、张作衡教授、编辑部审稿专家对本文提出宝贵的修改意见。

[注释]

莫宣学. 2008.《北衙地区金铜矿床成矿模型及深部斑岩金铜矿潜力研究报告》

[References]

Bergman S C. 1987. 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[J]. Geol Soc Spec Publ,30:103-190

Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies[J]. Dev Geochem,2:63-114

Cao Shu-yun ,Liu Jun-lai,Bernd LAxel V,Zou Yun-xin,Zhao Chun-qiang. 2009. Timing of initiation of left-lateral shearing along the Ailao Shan - Red River Shear Zone: Microstructural, texture and thermochronological evidences from high temperature mylonites in Diancang Shan, SW China[J]. Acta Geological Sinica,83 (10): 1388-1400

Fu Cao-yi. 1999. The geological characteristics of lamprophyres in metamorphic core complexes and the relationship with Au metallization, Hebei province,China[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research,14(4):35-39

Golding S D. 1989. Archean carbon and oxygen reservoirs: Their significance for fluid sources and circulation paths for Archean mesothermal gold deposits of the Norseman-Wihuna Belt, Western Australia [J]. Econ Geol. Monograph, 6: 376-388

Hu Yun-zhong, Tang Shang-chun, Wang Hai-ping, Yang Yue-qing, Deng Jian. 1995. Geology of gold deposits in Ailaoshan [M]. Beijing: Geological Publishing House:1-272

Huang Zhi-long, Liu Cong-qiang, Zhu Cheng-ming, Wang Lian-kui, Xiao Hua-yun. 1999. The origin of lamprophyres of the Laowangzhai gold field in Yunnan province and their relations with gold mineralization[M]. Bejing: Geological Publishing House:1-252

Jagoutz E. 1979. The abundance of major, minor and trace element in the Earth's as derived from primitive ultramafic nodues[M]. Proc Lunar Sci conf:2031-2050

Ji Hai-zhang, Chen Dian-zhao. 1992. On the relation of lamprophyre to gold ore in the Jiaodong area[J]. Geology and Exploration, 28(2): 15-18

Li Xian-hua, Sun Xian-zhu. 1995. On the relation of lamprophyre to gold ore[J]. Geological Review,4(3):352-359

Li Xian-hua, Zhou Han-wen, Wei Gang-jian, Liu Ying, Zhong Sun-lin, Lou Qing-hua, Li Ji-yu. 2002. Geochemistry and Sr-Nd isotopic of Cenozoic ultrapotassic lamprophyres in western Yunnan: Constraints on the composition of sub-continental lithospheric mantle [J]. Geochemica,31(1):26-34

Lu Kun, Feng Zuo-hai, Hou Du-jie, Li Xiao-feng. 2009. Geochemistry and origin of lamprophre in the northeast of Guangxi[J]. Geology and Exploration,45(2):8-13

Lu Feng-xiang, Shu Xiao-xin, Zhao Cong-huo. 1991. A suggestion on classification of lamprophyres[J]. Geological Science and Technology Infornation,10(Supp.):55-62

Luthr J F, Carmichael I S E. 1981. The Colima volcanic complex, Mexico, Part. Late-Quaternary cinder cones[J]. Contrib Mineral . Petrol,76:127-147

Mao Jing-wen, Hui Run-zhong, Chen Yu-chuan, Wang Yi-tian, Gao Shan, Fan Wei-ming, Wang Xue-qiu, Wang Deng-hon, Wu Gan-guo, Zhai Ming-guo, Liu Jia-jun, Hua Ren-ming, Zhu Bing-quan, Xiang Yun-chuan, Li Xian-hua, Guo Feng, Du Yang-song, Ma Dong-sheng, Zhang Zhao-chong, Bi Xian-wu. 2006. Large-scale ore-forming events and large ore dense areas[M]. Beijing: Geological Publishing House:180-227

Pearce J A, Harris N B, Tindle A G. 1983. Trace element distcrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks[J]. J Petrol, 35: 956-983

Rock N M. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview [J]. Geol Soc Spec Publ, 30:191-226

Rock N M, Groves D I. 1988. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits[J]. Geology,16: 538-541

Roden M F. 1981. Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo Volcanic Field[J]. Contrib Mineral Petrol,77:195-206

Shappard S, Taylor W R. 1992. Barium and LREE-rich olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundey, Northren Territory, Australia[J]. Lithos,28:303-325

Shen Yi-ke, Deng Jun, Xu Ye-bing. 2005. Geological significance of lamprophyre during gold minerialization in the Linglong ore field [J].

Geology and Exploration, 43(3): 45-49

Song Xin-yu, Qin Gong-jiong. 1996. Metallogenetic significance of lamprophyre[J]. Mineral Resources and Geology, 10(6):368-376

Sun Feng-yue, Shi Zhun-li. 1995. The relationship between lamprophyres and some hydrothermal deposit: implications for a differentiation model of mantle-derived C-H-O fluids[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, (2):72-81

Sun Shu-hao. 1997. Lamprophyre and gold deposit in Ningcheng area, inner Mongulia[J]. Contributions to Geology and Mineral Resources Research, 12(2):59-66

Sun S S, McDoonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implication for mantle composition and processes [J]. Ceol Soc Spec Publ, 42: 313-345

Tan Guo-ping. 1990. Lamprophyre and gold deposit[J]. Mineral Resources and Exploration, (5): 56-58

Tu Huai-kui. 1999. Relationship between gold mineralization and lamprophyre characteristics in Qinling[J]. Gold Geology, 5(4):37-42

Wang Deng-hong, Ying Han-long, Liang Hua-ying, Huang Zhi-long, Luo Yao-nan. 2006. Cenozoic continental geodynamics and large scale mineralization in the Sanjiang(Nujiang, Lancangjiang and Jinshajiang) region, China [M]. Beijing: Geological Publishing House. 95-97

Wyman D, Kerrich R. 1988. Alkaline magmatism, major structures and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny [J]. Econ Geol., 83:454-461

Xu De-ru. 2000. Relationship between lamprophyre and gold mineralization in the Gezhen gold-bearing shear zone in Hainan province [J]. Geotectonical et Metallogenia, 24(3):258-265

Xu Hong. 1993. Study on oxygen isotope of the dark rock veins of the Rushan gold deposit in Eastern Shandong [A]. In: Crust-mantle evolvement and isotope geochemistry of the petrogenesis and metallogenesis [C]. Beijing: Seismic Press: 157-158

Yang Jian-ming, Xue Chun-ji, Xu Jie. 2001. Geological characteristics of fertile alkalic porphyry and mineralization event on Himalayan in the northwestern Yunnan[A]. In: Chen Y C, Wang D H, eds. Study on Himalayan endogenetic mineralization event [C]. Beijing: Geological Publishing House: 57-67

Yang Zhi-ming, Hou Zeng-qian. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model[J]. Mineral Deposits, 28(5):515-538

Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. Regional geology of Yunnan province[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1-645

Zhai Jian-ping, Hu Kai, Lu Jian-jun. 1996. Discuss on new origin mode of lamprophyre and gold mineralization [J]. Mineral Deposits, 15(1):80-85

Zhou Yun-man, Xie Xian-bo, Mao Jing-wen. 2006. The mineralization characteristics and prospecting of the Longgang polymetallic belt in middle Yunnan[J]. Mineral Deposits, 25(6):743-757

Zhou Yun-man. 2008. The regularities of the mineralization enrichment and ore prediction of the Xiaoshuijing gold deposit in middle Yunnan (doctoral degree paper) [D]. Supervisor: Mao Jing-wen. Beijing: China University of Geosciences: 1-106

Zhou Yun-man, Mao Jun-wen, Zhang Chang-qing. 2009. The ore-controlling structures and the regularizes of the mineralization enrichment of the Xizoshuijing gold deposit in middle Yunnan[J]. Geology and Exploration, 45(5):588-594

Zhu Gui-tian, Zhu Shi-jie. 1994. On the relation of lamprophyre to gold ore[J]. Mineral Resources and Geology, (2):81-89

[附中文参考文献]

曹淑云,刘俊来,Bernd Leiss,Axel Vollbrecht,邹运鑫,赵春强. 2009. 哀牢山-红河剪切带左行走滑作用起始时间约束—点苍山高温糜棱岩的显微构造,组构与热年代学证据[J]地质学报,83(10):1388-1400

傅朝义. 1999. 河北省变质核杂岩构造中煌斑岩的地质特征及其与金矿的关系探讨[J]. 地质找矿论丛,14(4):35-39

黄智龙,刘丛强,朱成明,王联魁,肖化云. 1999. 云南老王寨金矿区煌斑岩成因及其与金矿化的关系[M]. 北京:地质出版社:1-252

胡云中,唐尚鹑,王海平,杨岳清,邓 坚. 1995. 哀牢山金矿地质[M]. 北京:地质出版社:1-272

季海章,陈殿照. 1992. 胶东地区煌斑岩与金矿关系初探[J]. 地质与勘探,28(2):15-18

李献华,孙贤铢. 1995. 煌斑岩与金矿关系初探[J]. 地质评论, 4(3): 352-359

李献华,周汉文,韦刚建,刘 颖,钟孙霖,罗清华,李寄嵎. 2002. 滇西新生带超钾质煌斑岩的元素和 Sr-Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约[J]. 地球化学,31(1): 26-34

鹿 坤,冯佐海,侯读杰,李晓峰. 2009. 桂东北煌斑岩地球化学特征及其成因研究[J]. 地质与勘探,45(2):8-13

路凤香,苏小辛,赵崇贺. 1991. 有关煌斑岩分类的建议[J]. 地质科技情报,10(增刊): 55-62

毛景文,胡瑞忠,陈毓川,王义天,高 山,范蔚茗,王学求,王登红,吴淦国,翟明国,刘家军,华仁民,朱炳泉,向运川,李献华,郭峰,杜杨松,马东生,张招崇,毕献武. 2006. 大规模成矿作用与大型矿集区[M]. 北京:地质出版社:180-227

孙丰月,石准立. 1995. 煌斑岩与某些热液关系新探-兼论幔源 C-H-O 流体的分异演化[J]. 地质找矿论丛,(2):72-81

孙树浩. 1997. 内蒙古宁城地区煌斑岩与金矿[J]. 地质找矿论丛, 12(2): 59-66

申玉科,邓 军,徐叶兵. 2005. 煌斑岩在玲珑金矿田形成过程中的地质意义[J]. 地质与勘探, 43(3):45-49

宋新宇,覃功炯. 1996. 煌斑岩的成矿意义[J]. 矿产与地质,10(6): 368-376

檀国平. 1990. 煌斑岩与金矿床[J]. 矿产与勘查,(5): 56-58

涂怀奎. 1999. 秦岭地区煌斑岩特征及其与金矿成矿关系[J]. 黄金地质, 5(4): 37-42

王登红,应汉龙,梁华英,黄智龙,骆耀南. 2006. 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿[M]. 北京:地质出版社:95-97

许德如. 2000. 海南岛戈枕含金剪切带煌斑岩与金成矿关系研究[J]. 大地构造与成矿学,24(3):258-265

徐　红. 1993. 胶东乳山金矿及有关暗色岩脉的氧同位素研究[A]. 见:壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学[C]. 北京:地震出版社:157-158

杨建民,薛春纪,徐　钰. 2001. 滇西北喜马拉雅期富碱斑岩地质特征及其成矿作用[A]. 见:陈毓川,王登红主编. 喜马拉雅期内生成矿作用研究[C]. 北京:地质出版社:57-67

杨志明,侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质, 28(5): 515-538

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. [M]北京:地质出版社:1-645

翟建平,胡　凯,陆建军. 1996. 有关煌斑岩与金矿化新成因模式的讨论[J]. 矿床地质,15(1): 80-85

周云满,谢先柏,毛景文. 2006. 滇中龙岗地区多金属矿带成矿地质特征及找矿方向[J]. 矿床地质, 25(6): 743-757

周云满. 2008. 滇中小水井金矿床矿化富集规律及找矿预测(博士学位论文)[D]. 导师:毛景文. 北京:中国地质大学:1-106

周云满,毛景文,张长青. 2009. 滇中小水金矿床控矿构造与矿化富集规律[J]. 地质与勘探, 45(5): 588-594

朱桂田,朱世戒. 1994. 煌斑岩与金成矿关系探讨[J]. 矿产与地质,(2): 81-89

Geological Characteristics of Lamprophyres and their Relations with Gold Mineralization of the Xiaoshuijing Gold Deposit in Central Yunnan Province

FU De-gui[1], ZHOU Yun-man[1], ZHANG Chang-qing[2], CHEN Qing-guang[3], QIN Xiu-ping[1]

(1. *Yunnan Gold & Mining Group Co. Ltd.*, *Kunming*　650224;

2. *Institute of Mineral Resources*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing*　100037;

3. *No* 1 *Geology Party*, *Yunan Bureau of and Exploration*, *Qujing*　655000)

Abstract: The lamprophyre veins of the Xiaoshuijing gold deposit are intrusive bodies of dendrite, ring and irregular shapes. Its rock is dense block-shaped fine-crystal pyroxene kersantite, with content of SiO_2 ranging from 32.28% to 49.72%, which can be attributed to ultra-basic, potassic to ultra-potassic lamprophyre of the calc-alkaline rock series. The lamprophyre veins are characterized by significat LILE and LREE enrichment and a depletion in HFS elements (Ta-Nb-Ti). There is moderate to strong fractionation between the light and heavy REE. The lamprophyre formed by the magma derived from partial melting in the mantle with metasomatism fluids rich in REE at a subduction zone, and contamination with crustal materials during rising process of the magma. $^{40}Ar-^{39}Ar$ dating of biotite in lamprophyre gives the $^{40}Ar-^{39}Ar$ plateau age of (32.08±0.32) Ma and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isochronal age of (31.86±0.40) Ma, respectively, suggesting that the lamprophyre was formed at early Oligocene in Palaeogene of Cenozoic time. The lamprophyre veins are closely related with gold mineralization in space distribution, metallogenensis time and genesis. Lamprophyre and Au element are originated from mantle sources. When they developed, they were controlled by faults and shared the same fault structure. The Au mineralization time was slightly earlier than lamprophyre veins, and lamprophyre veins cut the fault fragmentation zones and gold ore bodies. The intrusion of lamprophyre provided the mineralization source, heat energy and ore-bearing fluids for the further gold enrichment, and promoted superposition of gold mineralization. Therefore lamprophyre is one of the important indicators for gold prospecting.

Key words: fault zone, lamprophyre, geological-geochemical characteristics, gold mineralization, Xiaoshuijing gold deposit in central Yunnan