

胶东埠上金矿煌斑岩地球化学特征及成因

马晓东, 孙雨沁, 孙斌, 彭庆吉, 夏传波, 宋英昕, 刘晶, 李济

(山东省地质科学研究所、山东省金属矿产成矿地质过程与资源利用重点实验室、国土资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室, 山东 济南 250013)

摘要:大量的研究资料表明煌斑岩与金矿在空间上、时间上具明显的对应关系。埠上金矿位于胶东玲珑金矿田西南方向的金岭金矿田的中北部;有关该矿区煌斑岩的研究资料较少。该文结合岩石学、矿物学、大地构造学等特征,对区内煌斑岩的地球化学进行了研究,揭示其内在成因,认为区内煌斑岩是因该区受到古太平洋板块的俯冲、华北板块与扬子板块碰撞造山及郯庐断裂带等构造岩浆活动的影响,俯冲洋壳析出的流体交代地幔形成的具氧化性的 EM1 型富集型地幔岩浆于造山拉张期在大陆活动边缘浅成侵入而成的。

关键词:埠上金矿;煌斑岩;地球化学;胶东地区

中图分类号:P618.51 **文献标识码:**A

引文格式:马晓东,孙雨沁,孙斌,等.胶东埠上金矿煌斑岩地球化学特征及成因[J].山东国土资源,2016,32(1):13-20.MA Xiaodong, SUN Yuqin, SUN Bin, etc. Geochemical Characteristics and Origin of Lamprophyre in Bushang Gold Deposit in Jiaodong Area[J].Shandong Land and Resources, 2016,32(1):13-20.

自 Rock, Groves 发表金矿与煌斑岩关系的论文以来^[1-2],有关煌斑岩与金矿的关系吸引了国内外很多学者的关注,胶东地区是我国最重要的金矿集中区,有金矿床 100 多个,其成矿年龄集中在 100~135 Ma^[3],各个矿床中也分布着大量的成矿前、成矿期及成矿后的煌斑岩,成岩时代集中于 89~130 Ma^[4],二者在时间、空间上具有明显的对应关系,因此有关煌斑岩的成因研究引起了不少学者的研究兴趣,也存在不少争议,徐红等曾对焦家、玲珑、栖霞、乳山 4 个金矿区的煌斑岩的地球化学及成因进行了研究和探讨^[3],认为煌斑岩的成岩物质来源与地壳有关;马芳曾对焦家金矿煌斑岩地球化学特征及其与金矿化关系进行了研究^[4],认为煌斑岩与金矿化为幔源 C-H-O 流体分异演化不同阶段的产物。埠上金矿是胶东发现较早的、具典型代表性金矿床,有关煌斑岩的研究资料较少,只有杨香月在研究金岭金矿带脉岩特征及控矿作用时^[5],涉及到该区的煌斑岩的产状,因此有关该区煌斑岩的研究相对较为薄弱,许多关键性问题仍未得到圆满解决。该次

通过对该区煌斑岩地球化学特征进行详细地研究,试图揭示其内在成因。

1 地质背景

埠上金矿处于在华北陆块(I级)鲁东隆起(II级)胶北隆起区(III级)胶北凸起(V级)构造单元内的玲珑金矿田西南方向的金岭金矿田的中北部;金岭金矿田以招平断裂和焦家断裂为东西边界(图1),北至界河,南到大尹格庄断裂,面积约为 960 km²,区内分布有灵山沟、埠上、原疃、黄埠岭、蒋家、魏家沟、北截、埠南、埃子王家、草沟头、谢家沟等 10 多个中小型金矿床。

区域内出露地层较为简单,主要为新生代第四纪松散堆积物;构造以脆性断裂构造发育为其显著特征,据其走向的不同,将其大致分为 NE 向、近 SN 向、NW 向 3 组。NE 向断裂最为发育,也是主要的控矿构造,具代表性的为焦家断裂带和灵北断裂带。焦家断裂带控制了焦家、新城、寺庄、东季、马塘等大型金矿床,灵北断裂带是金岭矿田内主要断裂,与其

收稿日期:2015-04-19;修订日期:2015-05-21;编辑:王敏

作者简介:马晓东(1972—),男,山东兰陵人,高级工程师,主要从事地质矿产勘查及科研工作;E-mail:mxd2007@qq.com

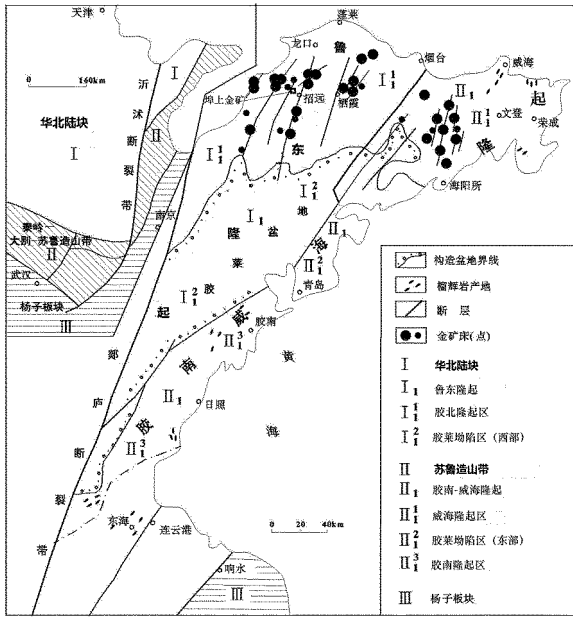
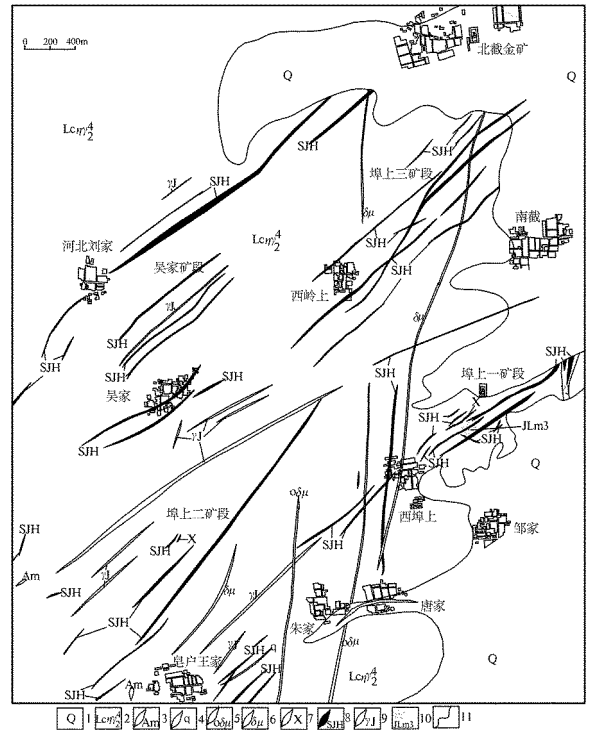


图 1 埠上金矿区域地质简图

次级断裂控制了区内众多的中小型金矿床,埠上金矿位于灵北断裂带上盘中段,属灵北断裂相伴生的次级断裂构造系统。NW 向与 SN 向断裂不甚发育,规模较小,多被后期脉岩充填,并对早期生成的矿体局部产生破坏作用。区域内岩浆岩发育,以中生代侏罗纪玲珑超单元花岗岩组合为主体,大面积展布;其次为中生代侏罗纪燕山早期郭家岭花岗岩组合、新太古代五台-阜平期马连庄超基性-基性侵入岩组合、栖霞片麻岩套以及不同期次的脉岩。区域内脉岩极为发育,主要有闪长玢岩、石英闪长玢岩、煌斑岩、石英脉、花岗斑岩、石英斑岩、辉绿玢岩脉等,多展布于玲珑超单元中,多数走向 NNE,倾向 NW,倾角 $50^{\circ} \sim 85^{\circ}$,长几百至几千米。

矿区地层为第四系(图 2),沿区内河流两岸分布;脆性断裂构造极为发育,以 NE 向断裂最为发育,其次为 NW 向,SN 向断裂;NE 向断裂控制了区内大小蚀变带及矿体的规模、形态和分布;区内岩浆岩广泛出露,主要为新元古代震旦期玲珑超单元崔召单元中粒二长花岗岩,及中生代燕山期派生脉岩(闪长玢岩、石英闪长玢岩及煌斑岩等)。在埠上矿区,自地表到-400 m 坑道中段共发现 50 多条脉岩,脉岩的空间分布严格受断裂控制,多沿花岗岩体 NW 向褶皱的轴部及褶皱内发育的 X 型张剪性断裂组贯入,脉岩的规模最长达几千米,宽十余米,最小几厘米,脉岩形状复杂,分支复合明显,共分为 3 大

类:①酸性脉岩:包括黑云母二长花岗伟晶岩、正长花岗伟晶岩及石英核、斜长花岗岩、花岗细晶岩、二



1—第四系;2—弱片麻状二长花岗岩;3—斜长角闪岩;4—石英脉;5—石英闪长玢岩;6—闪长玢岩;7—煌斑岩;8—矿化蚀变带;9—蚀变带;10—样点投影点;11—地质界线

图 2 埠上金矿区地质简图

长花岗岩。②中性脉岩:包括二长斑状闪长玢岩、细晶闪长玢岩、石英闪长玢岩、正长闪长岩和石英二长闪长岩,其中闪长玢岩为区内最为发育的脉岩,长几百米甚至上千米,宽 1~10 m,部分较破碎,蚀变微弱,多呈 NNE 走向,倾向 SE 或 NW,倾角较陡,多在 $70^{\circ} \sim 85^{\circ}$ 。③煌斑岩类:包括闪斜煌斑岩、黑云闪斜煌斑岩及拉辉煌斑岩,规模较小,分布于二长花岗岩内,长几十米,走向 NE;岩石呈灰绿色,斑状结构,基质显微粒状结构,块状构造;斑晶含量约 5%,主要为普通角闪石,斜长石少量;基质主要为斜长石(60%~65%),普通角闪石(30%~35%)及少量黑云母、磁铁矿、磷灰石等。这些脉岩多沿 NW 向褶皱的轴部和核部充填,其最佳产状为 $216^{\circ} \angle 40^{\circ}$, $266^{\circ} \angle 42^{\circ}$;走向多为 NW 和 SN 向,与该矿床的矿脉和矿体呈垂直关系。脉岩密集区是富矿体的出露地段,在垂向上,矿体与各类脉岩的倾伏方向基本一致。煌斑岩在区内分布最广,生成时间最长(成矿前、成矿期、成矿后均有),与闪长玢岩脉相比较,有

的在与矿脉相遇时可发生矿化形成矿体,如在区内风井坑内-50 m 处的煌斑岩脉与④号矿脉相遇发生矿化并形成矿体,黄铁矿呈细脉浸染状分布于脉岩中,矿石品位高达 50 g/t。故煌斑岩在该区与金矿在时间上相近、空间上相伴,具有密切的伴生关系。

2 样品采集与检测

煌斑岩样 JLM3 采集于该矿区-520 中段 1414 穿脉巷道 I 号矿体的下盘北约 5 m 处(图 3),脉岩切穿矿体。在去除受到后期的风化及热液蚀变影响的部分后,样品新鲜的部分粉碎至 200 目,进行全岩主、微量元素和同位素分析。全岩主、微量元素测试分析由山东省地质科学研究院(国土资源部济南矿产资源监督检测中心)完成。主量元素分析采用湿化学分析法完成,其中 SiO_2 、烧失量采用重量法, CaO 、 MgO 、 FeO 采用容量法; CO_2 采用非水滴定法,其余采用分光光度法分析完成;微量元素和稀土元

素分析采用等离子发射光谱仪(ICP-AES, IRISIntrepid II)等离子质谱仪(ICP-MS, XSERIES 2)、原子荧光光谱仪(AFS-820)、原子吸收光谱仪(AAS, PE400, PE600)等完成,采用国家标准 GB/T14506-2010《硅酸盐岩石化学分析方法》监控,一般主量元素的测定误差低于 5%,微量元素的测定误差低于 10%。样品分析结果见表 1。

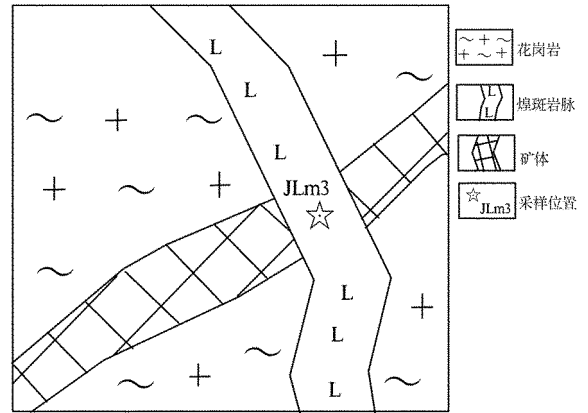


图 3 采样位置示意图

表 1 样 JLM3 岩石化学成分

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	FeO	S	K_2O	Na_2O	TiO_2	MnO
49.20	14.20	4.792	8.676	7.676	6.90	0.11	0.88	2.509	1.720	0.1596
P_2O_5	LOI	CO_2		Lu	Ta	Ni	Gd	Zn	Ho	Er
0.2939	2.06	6.90		0.30	1.729	192.20	4.05	124.9	0.81	2.29
Rb	As	Cs	Cr	Sr	V	Cu	Sn	B	W	Tl
19.3	0.99	1.65	277.2	604.0	191.7	88.2	1.12	2.90	0.63	0.970
Zr	Ce	Mo	Hf	Be	Se	Au	Th	Tm	Ag	Tb
278.0	38.08	1.30	9.42	1.07	0.17	0.08	2.69	0.32	0.049	0.74
Sb	Bi	Pb	Ba	U	Li	Sc	Ni	Co	Y	Te
0.17	0.03	8.765	498.9	0.600	15.30	25.03	192.2	52.4	20.81	0.18
Ga	Pr	Cd	Sm	Eu	Nd	Nb	Dy	La	Hg	Yb
20.1	4.84	0.15	4.46	1.63	19.89	24.24	4.38	19.93	53.54	2.04

注:主量元素为%;微量元素为 ug/g,其中 Au, Hg 为 ng/g。

3 岩石矿物学特征

煌斑岩样 JLM3 为拉辉煌斑岩,呈煌斑结构;基质为微粒结构,块状构造;岩石主要由辉石、角闪石、斜长石、不透明矿物等组成,构成岩石的主要矿物按大小明显分为 2 部分,呈煌斑结构,斑晶主要由斜长石、辉石、角闪石组成,粒径一般为 0.6~1.5 mm;基质主要由辉石、角闪石、斜长石、不透明矿物等组成,粒径一般为 0.06~0.3 mm。辉石呈淡褐色,柱粒状,有的沿周边及裂隙被角闪石、绿泥石交代;角闪石呈绿色,长条柱状,多发生黑云母化、绿泥石化,多分布于基质中;斜长石呈半自形板条状,可见聚片双晶,

有的发生绢云母化、帘石化,多分布于基质中。岩石中的金属矿物主要由黄铁矿、磁铁矿等组成。黄铁矿呈半自形粒状晶,粒径一般为 0.01~0.15 mm,零星分布;磁铁矿呈半自形粒状晶,粒径一般为 0.02~0.20 mm,零星分布;斑晶中辉石含量为 12%左右,角闪石含量为 10%左右,斜长石含量为 5%左右;基质中辉石含量为 25%左右,角闪石含量为 10%左右,斜长石含量为 35%左右,磁铁矿含量为 3%左右,黄铁矿含量不足 1%左右。

由此可见,煌斑岩样 JLM3 为原生岩浆矿物组成的基性岩浆岩,是由深源的岩浆直接浅成侵入冷凝固晶成的。

4 岩石化学特征

4.1 主要元素

主要元素扣除烧失量、CO₂、S 后重新换算为 100%，应用里特曼指数 $\sigma = ALK^2 / (SiO_2 - 43)$ ，其中的 $ALK = (Na_2O + K_2O)$ 和 SiO₂ 单位均为 wt%，依据表 1 中的数据计算出，样品 JLM3 的 σ 为 1.58，根据里特曼 (Rittmann, 1957) 的划分方案： $\sigma > 9$ 属碱性岩； $9 > \sigma > 3.3$ 属碱钙性岩； $3.3 > \sigma > 1.8$ 属钙碱性岩； $\sigma < 1.8$ 属钙性岩系，表明该煌斑岩属钙碱性岩 (太平洋型) 中的钙性岩系。在 SiO₂ - (K₂O + Na₂O) 图解 (图 4) 及 SiO₂ - K₂O 图解 (图 5) 上^[6]，煌斑岩样品落入钙碱性系列及钙碱性煌斑岩区域，说明岩石属钙碱性系列的钙碱性煌斑岩。经计算其碱度率指数 $AR = (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O) = 1.35$ ，表明其碱性程度较低；其固结指数 $SI = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O) = 33.8 < 40$ ，表明其岩浆的分异程度较差，基性程度较高，是由幔源岩浆经过分异或同化形成的。由里特曼-戈蒂里图解 (图 6) 可知，煌斑岩样 JLM3 形成于造山期，暗示该区经历过造山运动。另外样品的 LOI、CO₂ 元素含量分别为 2.06%、6.84%，表明煌斑岩富含 CO₂ 及挥发分，具氧化性。

4.2 微量元素

由微量元素 Ba - Nb - Ta 比值构造环境判别图可知 (图 7)，样品 JLM3 应属活动大陆边缘的玄武岩质类的岩石^[7]；其 ΣREE 为 103.76×10^{-6} ， $LREE/HREE$ 为 5.95； δEu 为 1.15，具轻微的铕正异常； δCe 为 0.91，Ce 具轻微的负异常；表明其分异程度较高；同时在图 8 上也可以看出，稀土元素配分模式为右倾轻稀土富集型，显示出 Eu 的正异常，表明其富含斜长石；Ce 负异常表明岩浆源具氧化弱酸性。

以原始地幔为标准化的过渡元素曲线为相似“W”型 (图 9)，与原始地幔相比，相对富集 Ti、Cu；大致相等的是 Mn、Fe；明显亏损 Cr、Ni；这与幔源基性岩的过渡元素分配模式一致。煌斑岩样 JLM3 的过渡元素含量 (ug/g)：Sc 25.03，Cr 277.2，Co 52.4，Ni 192.2；均在 Rock 统计的原生岩浆标准之内 (ug/g)：Sc 15~30，Cr 200~500，CO₂ 5~80，Ni 90~700；表明母岩浆来自地幔源区；依据 δEu 和 Sr 值的丰度范围图 (图 10)：煌斑岩远离壳源区接近幔源

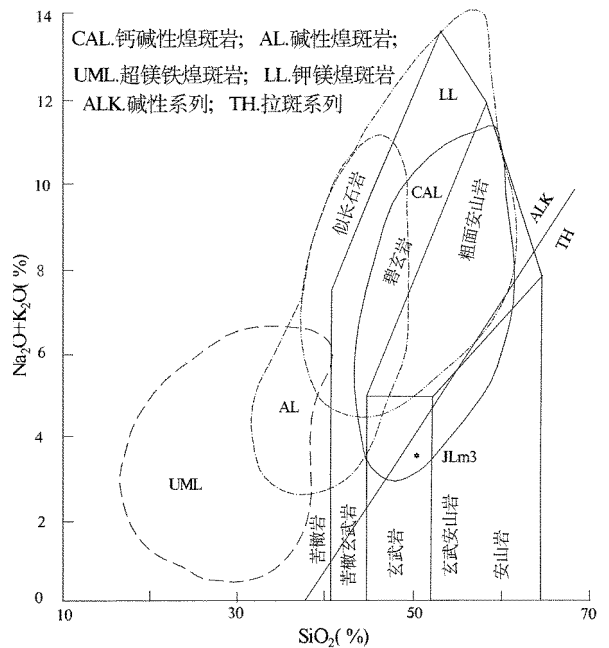


图 4 煌斑岩 SiO₂ - (K₂O + Na₂O) 图解 (据 Rock, 1987)

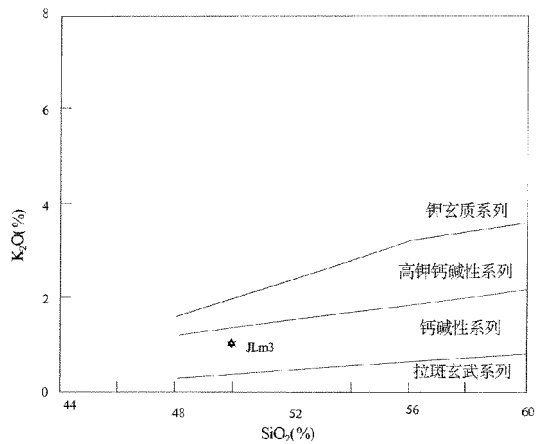


图 5 煌斑岩 SiO₂ - K₂O 图解

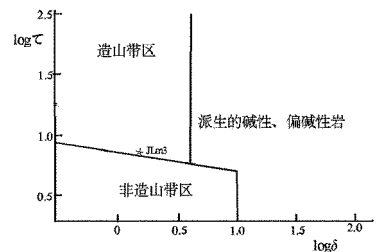


图 6 里特曼-戈蒂里图解 (里特曼, 1973)

区，另外依据 Zr、Nb、Y 丰度比值图可以看出煌斑岩更接近富集地幔源区 (图 11)；表明煌斑岩来源于富

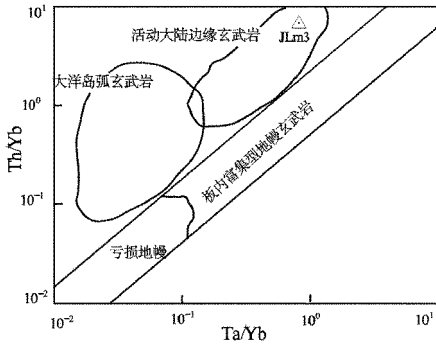


图 7 Ba - Nb - Ta 比值构造环境图
(Pearce, 1982)

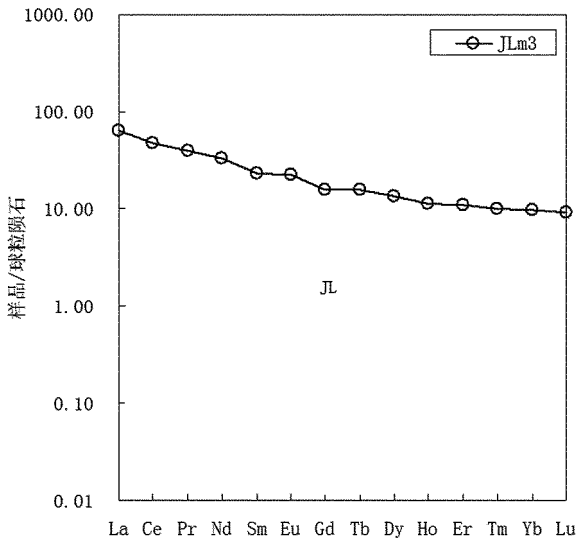


图 8 稀土元素分布型式图
(据韩吟文, 2003)

集地幔源区。

从不相容元素的蛛网图(图 12)可以看出,样品中的不相容元素含量的变化范围较小,变化特征相对于原始地幔,明显富集 Rb, U, Sr, Ba 等大离子亲石元素与 Ta, Nb, Ti 等高场强元素;并且 Rb_N/Yb_N 的值为 7 均远大于 1,表明样品来源于交代富集地幔并显示出俯冲带幔源岩石的成分;同时由于强不相容元素的比值(如 Nb/La, Th/La, Ba/Nb, Pb/C 等)及 2 种化学性质十分相似的不相容元素的比值(如 Nb/Ta, Zr/Hf, Y/T 等)已被证明在地幔岩石部分熔融形成玄武质岩浆的过程中不随熔融程度而变化,所以它们的比值可以代表它们在地幔源区中的比值。在 Ba - Nb - Ta 丰度比值图(图 13,符号含义同表 2)可以看出样 JLm3 靠近 EMI 型富集地幔区^[8],表明样 JLm3 来源于 EMI 型富集地幔区;在表 2 中看出样 JLm3 只有 Ba/La 的值稍大一点(近于陆壳),其他值都在 EMI 型富集地幔范围内,表明其来

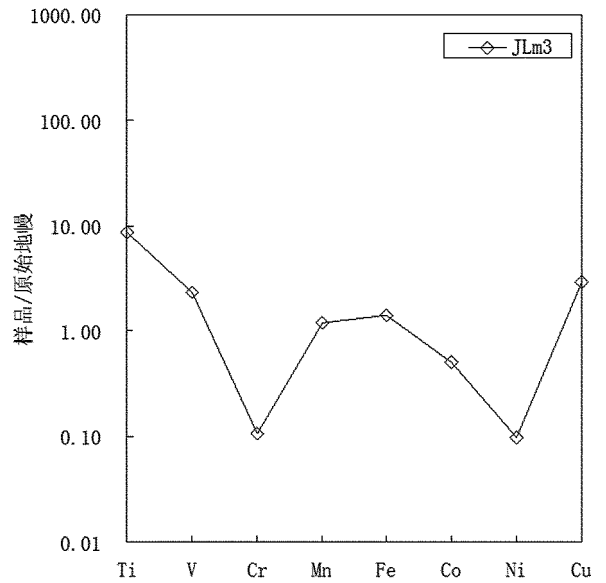


图 9 过渡元素分布型式图
(据韩吟文, 2003)

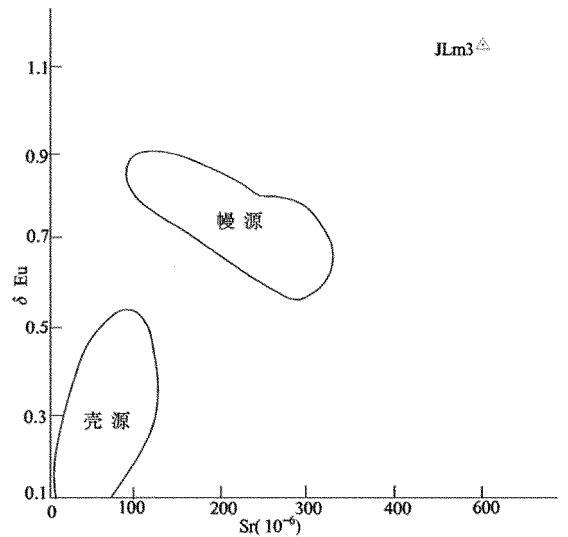


图 10 $\delta Eu - Sr$ 值范围图
(据霍玉华等, 1986)

源于 EMI 型富集地幔区,只是受到了少许壳源物质的污染。

4.3 碳氧同位素

选取了新鲜的煌斑岩样 JLm3 进行碳氧同位素测定,方解石单矿物分选由廊坊市科大岩石矿物分选技术服务有限公司完成,然后由中国地质科学院矿产资源研究所完成碳氧同位素测试工作,仪器质谱型号为 MAT - 253,使用 GasBench II 连续流法,其加热盘反应及平衡温度为 70℃;平衡时间 > 4 h,色谱柱温度为 70℃,共计使用 GBW04416, GBW04417,

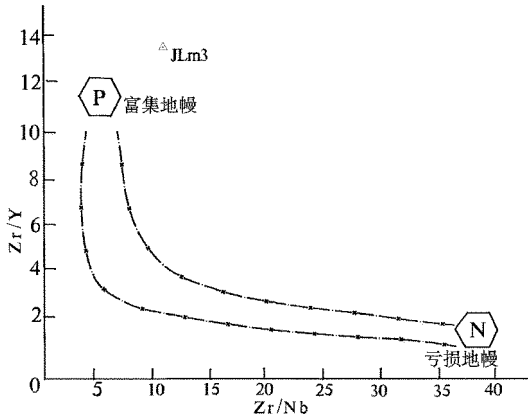


图 11 Zr, Nb, Y 丰度比值图 (Fodor, 1984)

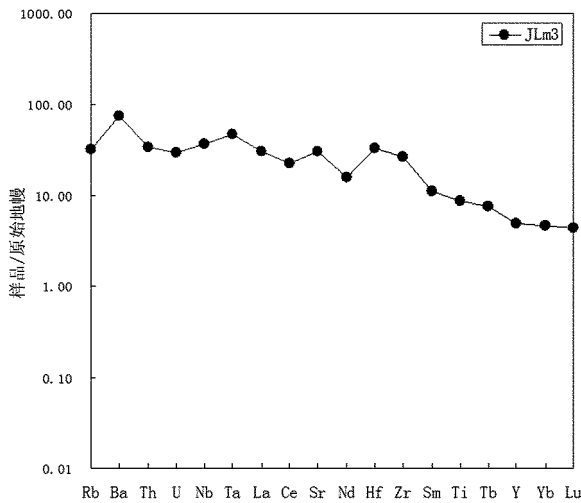


图 12 不相容元素分布型式图 (据韩吟文, 2003)

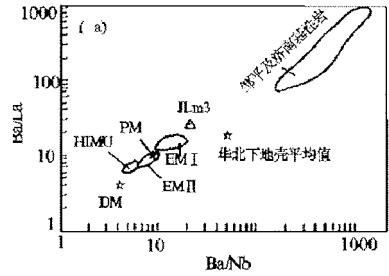


图 13 Ba - Nb - Ta 比值图 (Hoernle, 1993)

GBW04405, GBW04406 4 种 18 个标样对测定结果线性校正; 仪器的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 测试精度高于 0.1%, 利用公式 $\delta^{18}\text{O}_{(v\text{-SMOW})} = (\delta^{18}\text{O}_{(v\text{-SMOW})} - 30.91) / 1.0309$ (Gonflantini et al., 1995) 转换 PDB 与 SMOW。该次获得煌斑岩样 JLm3 的 $\delta^{13}\text{C}_{(PDB)}$ 值为 0.3‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{(PDB)}$ 值为 -20.5×10^{-3} , $\delta^{18}\text{O}_{(SMOW)}$ 值为 9.8×10^{-3} 。

如图 14 所示煌斑岩样 JLm3 的 $\delta^{13}\text{C}$ 略大于世界典型碳酸岩^[9], 落在原生碳酸盐岩的正上方, 表明其受到了壳源物质的污染。在图 15 中煌斑岩样 JLm3 同位素组成落在幔源多相体系流体演化的高温效应/沉积岩混染的趋势线上^[10], 并有偏向海水渗透作用的趋势, 由于煌斑岩的围岩为花岗岩, 区内也无沉积岩, 暗示煌斑岩受到了岩浆高温效应和洋壳析出的含海水质的流体作用影响。在图 16 中煌斑岩样 JLm3 较接近碳酸岩浆源区, 与地幔端元的连线和地幔与海水的混合线大致平行, 间接暗示了煌斑岩岩浆源区是洋壳俯冲提供流体 ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 等)

表 2 煌斑岩与洋岛玄武岩 (OIB) 各端元的微量元素特征

	JLm3	E - MORB	原始地幔	亏损地幔 (DM)	大陆地壳	洋岛玄武岩 (OIB)		
						HIMU	EMI	EMII
Zr/Nb	11.47	8.57	14.8	30	16.2	2.7~5.5	3.5~13.1	4.4~7.8
La/Nb	0.82	0.75	0.94	1.07	2.2	0.64~0.82	0.78~1.32	0.79~1.19
Ba/Nb	20.58	8.97	9.0	4.3	54	4.7~6.9	9.1~23.4	6.4~13.4
Ba/Th	185.5	72.20	77	60	124	39~85	80~204	57~105
Rb/Nb	0.80	0.74	0.91	0.36	4.7	0.30~0.43	0.69~1.23	0.58~0.87
K/Nb	301	239.30	323	296	1341	66~187	207~523	203~378
Th/Nb	0.11	0.12	0.117	0.07	0.44	0.07~0.12	0.09~0.13	0.10~0.17
Th/La	0.13	0.16	0.125	0.07	0.20	0.10~0.16	0.09~0.15	0.11~0.18
Ba/La	25	11.90	9.6	4.0	25	6.2~9.36	11.3~19.1	7.3~13.5

HIMU: 高 U/Pb 或高 μ 值地幔端元。EM1: I 型富集地幔端元。EM2: II 型富集地幔端元; E - MORB: 松树沟蛇绿岩片中异常洋脊玄武岩 (数据引自周鼎武等, 1995 年, 1998 年)。洋岛玄武岩微量元素和同位素数据引自文献 Weaver, 1991 和 Hart et al., 1992; 其余为该文数据。

交代岩石圈地幔而形成的, 即混合富集地幔岩浆区。

5 成因探讨

从主量、稀土、微量元素及碳氧同位素结合岩石矿物学特征可以看出该区煌斑岩来源于洋壳俯冲带析出流体交代地幔形成的 EM1 型富集地幔岩浆区,

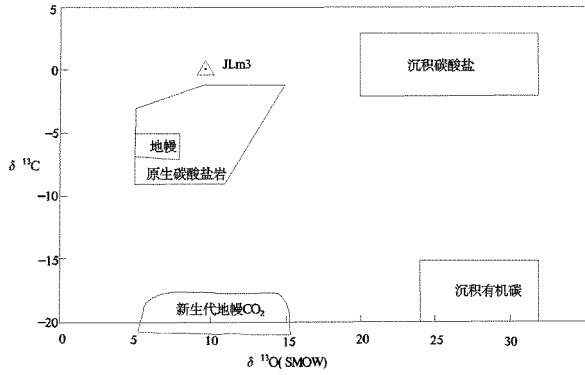


图 14 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 图解
(刘建明等, 2003)

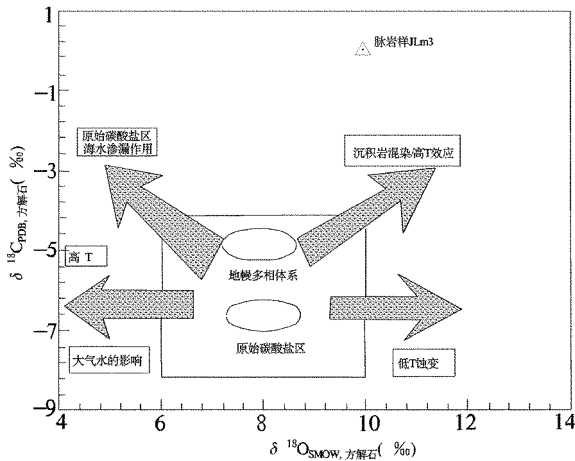


图 15 $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ 变异图解
(孙景贵等, 2001)

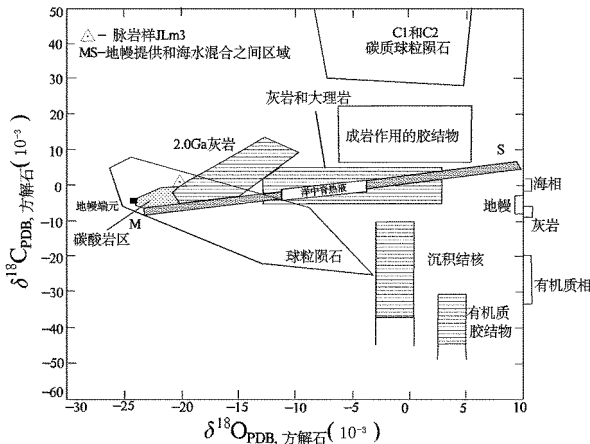


图 16 碳酸盐岩形成环境的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 图解
(孙景贵等, 2001)

是由直接原生的 EM1 型富集地幔岩浆浅成侵入冷凝结晶而成的产物,在大地构造学上,该区位于华北板块的东南边缘,处于古太平洋板块俯冲带区,靠近华北板块与扬子板块碰撞带及具壳幔特性的郯庐断

裂带^[10-11],可以推测反演该区成岩过程:由于古太平洋板块的俯冲挤压作用,导致华北板块与扬子板块碰撞造山及郯庐断裂带深切壳幔,其产生的次级断裂等构造与岩浆活动,可为幔源成岩物质创造了良好的运输通道和赋存空间;由于俯冲古洋壳深插地幔,在高温高压作用下,板片析出洋壳流体交代地幔形成了 EM1 型富集地幔岩浆,其岩浆于造山拉张期在大陆活动边缘浅成侵入形成煌斑岩。

6 结语

(1)在岩石学、矿物学上,该区煌斑岩为浅成的原生岩浆矿物组成的基性岩浆岩,是由深源的岩浆直接冷凝结晶而成的。

(2)通过研究主量元素,表明该区煌斑岩属钙碱性系列的钙性煌斑岩,是由具氧化性幔源岩浆于造山拉张期经过分异或同化形成的。

(3)通过微量元素,表明该区煌斑岩岩浆源区是具氧化弱酸性的 EM1 型富集地幔区;只是受到了少许壳源沉积物的污染。

(4)通过碳氧同位素暗示煌斑岩岩浆源区是洋壳俯冲提供的流体交代高温岩石圈地幔而形成的混合富集地幔岩浆区。

(5)结合大地构造特征,该煌斑岩是因区内受到古太平洋板块的俯冲、华北板块与扬子板块碰撞造山及郯庐断裂等构造岩浆活动的影响,板片析出的洋壳流体交代地幔形成 EM1 型富集地幔岩浆于造山拉张期在大陆活动边缘浅成侵入形成的。

致谢:本文得到单位领导同事及张志敏高工等专家老师们的大力支持,在此深表感谢!

参考文献:

- [1] Rock N M S, Groves D L. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds[J]. Nature, 1997, (332): 253 - 255.
- [2] Rock N M S, Groves D L. Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposit[J]. Geology, 1998, (16): 538 - 541.
- [3] 徐红, 徐光平. 胶东煌斑岩的地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 19(1): 36 - 43.
- [4] 马芳, 孙丰月, 霍亮. 山东焦家金矿煌斑岩特征及其与金矿化[J]. 世界地质, 2014, 33(2): 388 - 398.
- [5] 杨香月, 杨君敏, 张殿龙. 金岭金矿带脉岩特征及控矿作用[J]. 沈阳黄金学院学报, 1996, 15(4): 317 - 322.
- [6] 黄智龙, 王联魁, 朱成明. 云南马厂箐金矿区煌斑岩地球化学及成

- 因探讨[J].矿物岩石,1996,16(2):82-88.
- [7]李昌年.火成岩微量元素岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,1992.
- [8]曹洋.郯庐断裂带山东段晚中生代火山岩地球化学特征及其地质意义(硕士论文)[D].合肥工业大学,2009.
- [9]刘建明,张宏福,孙景贵.山东幔源岩浆岩的碳-氧和银-铍同位素地球化学研究[J].中国科学(D辑),2003,33(10):921-930.
- [10]刘洪文,邢树文,孙景贵.胶西北两类金矿床暗色脉岩的碳、氧同位素地球化学研究[J].吉林大学学报(地球科学版),2002,32(1):11-15.
- [11]宋明春,伊丕厚,崔书学.胶东金矿“热隆—伸展”成矿理论及其找矿意义[J].山东国土资源,2013,29(7):1-10.
- [12]单伟,张增奇,程光锁.胶东金矿成矿系统分析[J].山东国土资源,2011,27(10):7-14.

Geochemical Characteristics and Origin of Lamprophyre in Bushang Gold Deposit in Jiaodong Area

MA Xiaodong, SUN Yuqin, SUN Bin, PENG Qingji, XIA Chuanbo, SONG Yingxi, LIU Jing, LI Ji

(Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Resources Utilization, Ministry of Land and Resources, Key Laboratory of Metallogenic Process and Resource Utilization of Metallic Minerals of Shandong Province, Shandong Geological Sciences Institute, Shandong Jinan 250013, China)

Abstract: As showed by a great deal of research data, lamprophyre and gold deposit has obvious corresponding relationship in space and time. Bushang gold deposit is located in the north and central part of Jinling glod mine in the southwest of Linglong gold field in Jiaodong area. Research data of lamprophyres is very less. In this paper, combining with the characteristics of petrology, mineralogy and tectonics, geochemical characterisites of lamprophyre in this area have been studied, and the internal causes have been revealed. It is regarded that due to the effects of tectonic magmatic activities, such as the subduction of the paleo - pacific plate, collision between the North China plate and the Yangzi plate and Tanlu fault zone. EM1 type enriched mantle magma formed by metasomatism of fluid flowed from subducted ocean crust and the mantle intruded into the continental margin in the orogenic extensional period and formed lamprophyre.

Key words: Bushang gold deposit; lamprophyre; geochemistry; Jiaodong area