

文章编号: 0258-7106 (2009) 03-0265-17

东秦岭金堆城大型斑岩钼矿床同位素及元素地球化学研究*

郭波¹ 朱赖民^{1*} 李犇¹ 许江² 王建其¹ 弓虎军¹

(1 西北大学地质系 大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069; 2 国家海洋局第三海洋研究所, 福建 厦门 361005)

摘 要 文章系统研究了金堆城钼矿床的含矿钾长斑岩、围岩、矿石、矿石中的黄铁矿及矿化围岩的地球化学特征, 深入探讨了矿区成矿物质的来源。金堆城含矿斑岩的稀土元素分布和特征地球化学参数显示, 金堆城含矿斑岩富集 LREE($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5.40 \sim 16.84$), 轻、重稀土元素分馏较明显, Eu 异常不明显或无 Eu 异常($\delta\text{Eu} = 0.70 \sim 0.96$)。矿石中黄铁矿富集 LREE($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.15 \sim 26.28$), 具有弱的 Eu 负异常, 无 Ce 异常($\delta\text{Eu} = 0.64 \sim 0.81$, $\delta\text{Ce} = 0.88 \sim 1.03$), 并与金堆城含矿钾长斑岩和矿石具有一致的球粒陨石标准化配分曲线和特征的地球化学参数, 显示金堆城钼矿床的成矿物质来源与钾长斑岩同源。矿床铅、硫、碳和氢-氧同位素地球化学综合研究表明, 成矿物质来源于深部, 与钾长斑岩同源。围岩在矿化和蚀变过程中元素的迁移计算结果表明, 在热液成矿过程中 Mo 随成矿流体加入到围岩并使围岩发生蚀变和矿化。钼矿床的成矿物质主要来自钾长斑岩, 围岩不提供成矿物质。金堆城含矿斑岩和钼矿化的发生处于秦岭造山带在中新生代的挤压-伸展转变期, 受板片断离作用和壳幔边界附近发生的基性岩浆底侵作用影响, 加厚的华北地块南缘下地壳物质发生熔融形成花岗质岩浆, 并沿构造薄弱带上升到浅部侵位, 形成金堆城等同熔型斑岩和斑岩型矿床。

关键词: 地质学; 同位素地球化学; 元素地球化学; 流体-岩石作用; 金堆城钼矿床

中图分类号: P618.65

文献标志码: A

Isotopic and element geochemical study of Jinduicheng superlarge porphyry Mo deposit in East Qinling area

GUO Bo¹, ZHU LaiMin^{1*}, LI Ben¹, XU Jiang², WANG JianQi¹ and GONG HuJun¹

(1 State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China; 2. No. 3 Institute of Oceanography, SOA, Xiamen 361005, Fujian, China)

Abstract

This paper made a systemic study of isotopic and element geochemical characteristics of the ore-bearing porphyry, wall rocks, ores, pyrites in the ore and mineralized wall rocks in the Jinduicheng Mo deposit, with a discussion on the origin of the ore-forming materials. The results indicate that the Jinduicheng ore-bearing porphyry is enriched with light rare earth elements (LREE) and has obvious fractionation between LREE and HREE as

* 本文得到国家重大基础研究项目(编号 2006CB403502)国家自然科学基金项目(编号 40872071)中国科学院矿床地球化学国家重点实验室项目(编号 20060)陕西省教育厅基金项目(07JK414)南京大学成矿作用国家重点实验室项目(编号 14-08-1)和国家海洋局第三海洋研究所基本科研业务费专项(2007019)联合资助

第一作者简介 郭波,男,1983年生,硕士研究生,研究方向为矿床地球化学。Email: guobo83@163.com

* 通讯作者 朱赖民,男,1966年生,教授,博士,主要从事矿床地质-地球化学教学和研究。通讯地址:西安市太白北路 229 号西北大学地质系。大陆动力学国家重点实验室。Email: zhulaimin@nwwu.edu.cn

收稿日期 2008-07-11; 改回日期 2008-11-13。张绮玲编辑。

well as indistinct or no negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.70 \sim 0.96$). Four pyrite samples are enriched with LREE and have slightly negative Eu and no Ce ($\delta\text{Eu} = 0.64 \sim 0.81$, $\delta\text{Ce} = 0.88 \sim 1.03$) anomalies. In addition, their chondrite-normalized REE patterns are similar to those of Jinduicheng porphyry and other types of ores. All these characteristics indicate that the ore-bearing hydrothermal fluids were derived from the porphyry. Lead, sulfur, carbon and hydrogen-oxygen isotopic characteristics show that the ore-forming materials of the Jinduicheng deposit had the same source as the porphyry, and they were all derived from the lower crust and the upper mantle. Immobility isocon diagrams were plotted based on the element transform formula during alteration. The slope of the immobility isocon straight line represents the fundamental ratio of the rock mass before alteration to the rock mass after alteration. These diagrams show that Mo was consistently and significantly added to the country rocks from the Jinduicheng porphyry. All this has led the authors to reach the conclusion that the ore-forming materials were mainly derived from the porphyry instead of from the wall rocks. The Jinduicheng porphyry Mo deposit was formed during the transforming stage of the Qinling Orogen from compression to extension in Mesozoic-Cenozoic period. Influenced by the slab breaking off and underplating of basaltic magma from the boundary between the crust and the mantle, the thickening lower crust at the south edge of the North China plate was subjected to partial melting and generated granitic magma. With the magma migrating upward to the upper crust along the structural loci, the ore-forming fluid generated by magmatic condensation and fractionation filled the cracks and replaced the wall rocks, and finally resulted in the formation of the Jinduicheng Mo deposit.

Key words: geology, isotopic geochemistry, element geochemistry, fluid-rock interaction, Jinduicheng Mo deposit

位于华北克拉通南缘的东秦岭钼矿带是中国重要的大型钼矿分布区之一,该钼矿带西起陕西省的金堆城地区,东至河南省栾川南泥湖—三道庄—上房沟、嵩县雷门沟地区,该矿带中有金堆城、南泥湖、三道庄、上房沟、东沟超大型钼矿床和雷门沟等 10 余个(钨)多金属矿床,钼储量约占全国总储量的 52%(李永峰等,2005;张正伟等,2001)。因此,东秦岭钼矿带的矿化地质特征、成岩成矿年龄、成矿物质和成矿岩浆的来源及成矿地球动力学背景受到国内外学者的关注。

金堆城钼矿床作为东秦岭西部代表性的斑岩型钼矿床,前人对该矿床的矿化地质特征(黄典豪等,1987;1989)、同位素地球化学(黄典豪,1984a;1987)、流体包裹体(刘孝善等,1989;徐兆文等,1998)、元素地球化学特征(刘长命等,1989;聂凤军等,1989)、含矿斑岩与矿化的关系(黄典豪等,1989)及成矿地质背景(卢欣祥等,2002;李永峰,2005)进行了大量研究。近年来,锆石 U-Pb 和 Re-Os 测年技术被运用于金堆城钼矿床的定年研究中,相继发表了大批精确的岩体 U-Pb 年龄及辉钼矿 Re-Os 年龄数据(李永峰等,2004;2005;黄典豪等,1994;1996;Stein et al.,1997;卢欣祥等,2002;毛景文等,2003;朱赖民等,2008)。但是,针对赋矿围岩(熊耳群火山

岩和高山河组石英岩及板岩)含矿钾长斑岩体-矿石的综合地球化学研究比较薄弱(黄典豪等,1984;1987;卢欣祥等,2002;张汉成等,2003;裴玉华等,2007)。目前,关于围岩对成矿作用有无贡献的问题还存在着争论,如黄典豪等(1985)认为成矿物质主要来自地幔;胡受奚等(1988)和陈衍景等(2000)认为成矿岩体主要来自东秦岭陆壳板片 A 型俯冲引发的陆壳重熔作用;刘孝善等(1987)和刘永春等(2007)则认为赋矿地层可能也是东秦岭钼矿床的矿源层。为此,本文在前人研究的基础上,开展了硫、碳、氧、氢、氧和铅同位素研究,并通过对金堆城矿区含矿钾长斑岩、围岩、矿石、矿石中的黄铁矿及矿化围岩的微量元素和稀土元素的综合地球化学研究,进一步探讨了该矿区成矿物质的来源。

1 矿床地质特征

金堆城斑岩钼矿床为大型-超大型钼矿床,位于陕西省华县境内,是华北克拉通南缘的东秦岭钼矿带的西端(图 1)。矿区北部分布有太古界太华群片麻岩和混合岩,构成基底构造层(相当于下地壳);矿区出露地层有中元古界熊耳群火山岩,矿区南部的新元古界官道口群高山河组不整合覆盖于熊耳群之

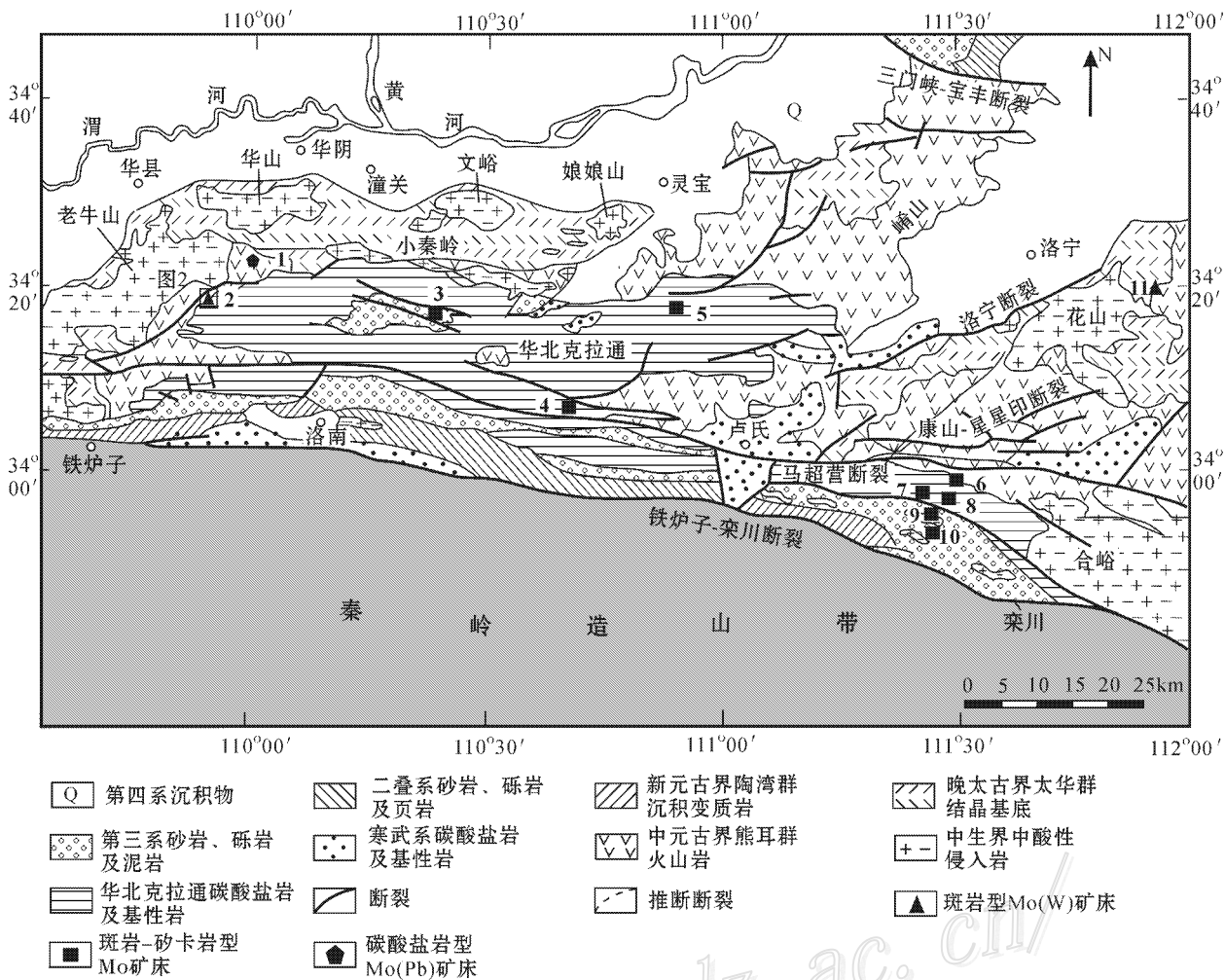


Fig. 1 Geological sketch map of the East Qinling molybdenum ore deposits belt (after Mao et al. ,2002)

1—Huanglongpu ;2—Jinduicheng ;3—Mulonggou ;4—Yechangping ;5—Yinjiagou ;6—Majuan ;7—Shangfanggou ;8—Nannihu ;
9—Sandaozhuang ;10—Shibaogou ;11—Leimengou

上,高山河组岩性主要为石英岩、泥岩和板岩。区内褶皱构造为金堆城背斜,轴向大致呈东西向展布,由熊耳群火山岩构成。矿区断裂构造发育,矿区北侧的近东西向燕门凹张性断裂限制了钼矿化北界,南部碌碡沟逆冲压性断裂倾向南,倾角 70°左右,限制了钼矿化南界(图 2)。NW 向断裂倾向南西,倾角 75°左右,控制着金堆城钾长斑岩的侵位和蚀变分带。区内岩浆岩为辉绿岩、老牛山花岗岩和金堆城含矿钾长斑岩,矿体以金堆城含矿钾长斑岩为中心,形成走向 N30°W 的巨大扁豆体,沿 325—145°方向延伸。根据赋矿岩石类型可将矿石分为 3 种类型:钾长斑岩型、玄武安山岩型和石英岩型。矿化围岩

包括硅化玄武安山岩和青磐岩化玄武安山岩。各蚀变带矿化均由不同矿物组合的交错细脉所组成,大致可分为 3 个阶段:前阶段为无矿化的钾长石-石英脉;主阶段为成矿阶段,形成硫化物-石英、硫化物-萤石-钾长石-石英脉;晚阶段为硫化物-方解石-石英和黄铁矿-沸石-石英脉(任启江等,1987)。辉钼矿呈细脉、网脉状分布于含矿钾长斑岩、玄武安山岩和石英岩中。矿化与蚀变发育于含矿钾长斑岩体及其外接触带,自含矿钾长斑岩体向外呈现有规律的面型蚀变:钾化→绢英岩化→硅化→青磐岩化。含矿钾长斑岩体的钾化表现为微斜长石和微斜条纹长石形成聚合斑晶,斜长石被钾长石交代,含矿钾长斑岩中含

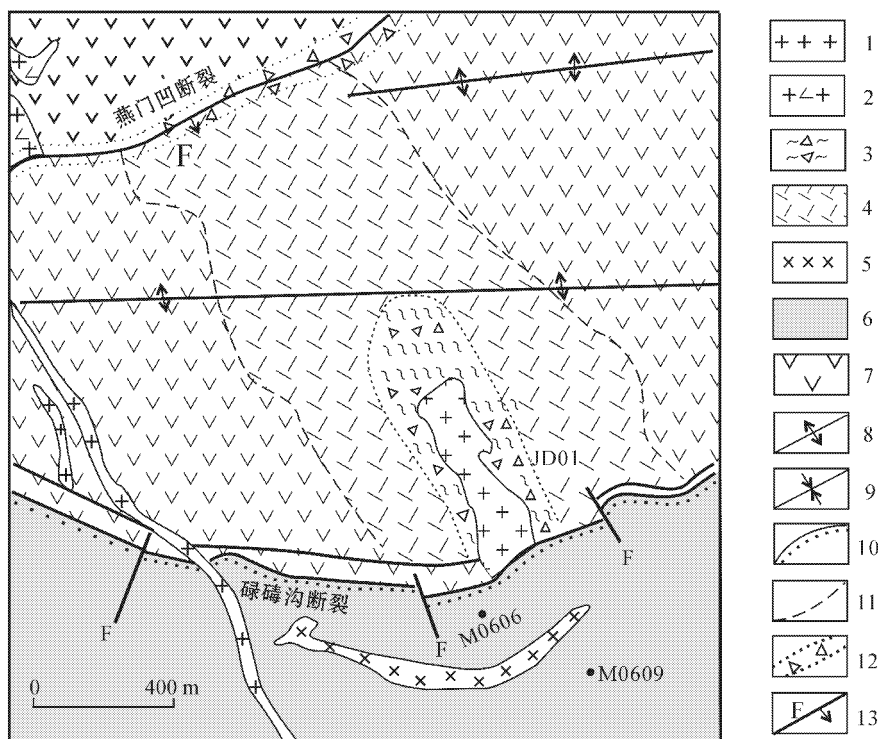


图2 金堆城矿区地质图(据黄典豪等,1987)

- 1—金堆城含矿钾长斑岩;2—老牛山二长花岗岩;3—角岩化玄武安山岩;4—黑云母化玄武安山岩;5—辉绿岩;
6—高山河组石英岩;7—熊耳群玄武安山岩;8—背斜;9—向斜;10—不整合界线;11—矿体界线;12—张性断裂破碎带;13—断裂
- Fig. 2 Geological map of the Jinduicheng Mo deposit (after Huang et al., 1987)
- 1—Jinduicheng ore-bearing K-feldspar porphyry; 2—Laoniushan monzonitic granite; 3—Hornfelsized basaltic andesite; 4—Biotitized basaltic andesite; 5—Diabase; 6—Quartzite of Gaoshanhe Formation; 7—Basaltic andesite of Xiong'er Group; 8—Anticline; 9—Syncline; 10—Unconformity; 11—Ore body boundary; 12—Tensional fracture; 13—Fault

钼石英脉脉壁发育有钾长石单矿物带,绢英岩化形成于含矿钾长斑岩体的顶部,主要受裂隙控制,呈不规则的团块状产出,其中有浸染状黄铁矿、辉钼矿和萤石等,硅化作用最为强烈,表现为纵横交错的石英细脉广泛发育,多分布于岩体的外接触带围岩中,同时也叠加在钾长斑岩上,青磐岩化离矿化中心最远,主要见于矿体的边部,在黑云母化玄武安山岩中发育绿帘石、绿泥石,并有纯净的方解石脉和沸石网脉产出。硅化、绢英岩化和钾化与钼矿化关系密切(黄典豪等,1987)。

金堆城含矿钾长斑岩体,呈岩枝状侵入于熊耳群玄武安山岩中。岩体呈 340° 方向延伸,地表出露长400 m,宽150 m,面积 0.067 km^2 ,厚度约600~700 m,深部岩体长2 000 m,宽400 m,最宽处达450 m,为一南高北低、南窄北宽、南薄北厚,由北朝南东向上侵入的不规则状岩枝,岩体相带不明显,与围岩界线清楚,蚀变强烈。含矿钾长斑岩体呈浅肉红色,斑状结构,斑晶为石英、钾长石,粒度 $2.5 \sim 5 \text{ mm}$,

在岩体边部含量 $10\% \sim 20\%$,内部可达 50% 。基质粒度 $0.1 \sim 0.4 \text{ mm}$,个别达 1 mm ,矿物成分为钠长石 $5\% \sim 15\%$ 、钾长石 $20\% \sim 45\%$ 、石英 $25\% \sim 35\%$ 、斜长石 $5\% \sim 25\%$ 、绢云母 5% ,黑云母分布不均匀,局部集中。副矿物以磁铁矿、磷灰石为主,尚有锆石、金红石等。岩石 SiO_2 含量高,属硅过饱和富钾钙碱性岩石系列岩石。

2 样品采集与实验分析

本文研究的样品包括金堆城含矿钾长斑岩(JD01、JD02、JD03)玄武安山岩(M0603、M0604、M0605)高山河组石英岩(M0609、M0610、JD09、JD10)板岩(M0607、M0608)玄武安山岩型矿石(JD05)石英岩型矿石(M0606)矿化围岩——硅化玄武安山岩(JD04)和青磐岩化玄武安山岩(JD06)及矿石中黄铁矿单矿物样品(JD13、JD22-1、JD23-1、JD24)。

含矿钾长斑岩、围岩(熊耳群玄武安山岩和高山

河组石英岩及板岩)矿化围岩及矿石(安山岩型矿石、石英岩型矿石)样品的微量元素及稀土元素分析在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所完成。黄铁矿单矿物中的微量元素和稀土元素在中国科学院地质与地球物理研究所分析。铅同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。硫、碳、氢-氧同位素测试分析在国土资源部宜昌地质矿产研究所完成。

3 结果与讨论

3.1 元素地球化学

(1) 稀土元素 鉴于稀土元素属于不活泼元素,在热液体系中,稀土元素地球化学可以十分有效地示踪成矿流体的来源和水-岩相互作用(Henderson, 1984),本文对金堆城斑岩钼矿床含矿钾长斑岩、高山河组石英岩和板岩、玄武安山岩型矿石、石英岩型矿石及矿化围岩(硅化玄武安山岩和青磐岩化玄武安山岩)样品进行了系统的分析测试,其稀土元素含量及特征值列于表 1、表 2 和表 3,据这些数据制作的球粒陨石标准化配分曲线如图 3 所示。

含矿钾长斑岩体的 ΣREE 变化范围在 $18.02 \sim 142.88 \mu\text{g/g}$ 之间(表 1、表 3),平均 $59.41 \mu\text{g/g}$, δEu 值 $0.70 \sim 0.96$, 平均 0.83 , 显示了较弱的 Eu 异常; δCe 的变化范围在 $0.93 \sim 0.94$ 之间, 平均值 0.93 , 显示了弱的 Ce 负异常。LREE/HREE 比值在 $6.15 \sim 14.71$ 之间, 平均 9.17 (La/Yb)_N 值为 $5.40 \sim 16.84$, 平均值 9.32 (La/Sm)_N 值在 $3.02 \sim 4.68$ 之间, 表明轻稀土元素比较富集, 轻、重稀土元素分馏程度不高(图 3A); 显示了壳幔混合成因花岗岩的特点(朱赖民等, 2008)。

熊耳群玄武安山岩的 ΣREE 变化范围为 $187.44 \sim 226.61 \mu\text{g/g}$, 平均值 $209.57 \mu\text{g/g}$; 玄武安山岩的 δEu 值为 $0.79 \sim 0.86$, 平均 0.83 , 显示了弱的 Eu 异常, δCe 在 $0.95 \sim 0.98$ 之间变化, 平均值 0.96 , 显示了弱的 Ce 负异常; LREE/HREE 比值为 $6.38 \sim 7.72$ (表 2、表 3), 平均值 6.95 (La/Yb)_N 值 $6.51 \sim 8.86$, 平均 7.51 (La/Sm)_N 值在 $2.32 \sim 3.18$ 之间, 表明轻稀土元素较富集, 轻、重稀土元素之间的分馏程度不明显(图 3B)。

高山河组石英岩的 ΣREE 在 $2.87 \sim 57.71 \mu\text{g/g}$ 之间变化(表 2、表 3), 平均值为 $37.03 \mu\text{g/g}$, δEu 值 $0.70 \sim 0.79$, 平均 0.76 , δCe 值在 $0.81 \sim 0.93$ 之间,

平均值 0.89 , 显示了较弱的 Eu 异常和弱的 Ce 负异常。LREE/HREE 比值在 $5.14 \sim 12.87$ 之间, 平均值 9.65 (La/Yb)_N 比值在 $5.05 \sim 16.61$ 之间, 平均值 13.51 (La/Sm)_N 比值在 $1.75 \sim 5.32$ 之间, 平均值 3.83 , 显示轻稀土元素富集, 轻、重稀土元素分馏程度较高(图 3C); 高山河组板岩的 REE 变化范围在 $220.64 \sim 352.26 \mu\text{g/g}$ 之间(表 2、表 3), 平均值为 $286.45 \mu\text{g/g}$, δEu 的值在 $0.69 \sim 0.80$ 之间, 平均 0.75 , 显示了较弱的 Eu 异常; δCe 的变化范围窄, 平均值 0.97 , 无 Ce 异常; LREE/HREE 比值 $9.40 \sim 13.66$, 平均值 11.53 , (La/Yb)_N 值为 $11.02 \sim 15.88$, 平均 13.45 (La/Sm)_N 值在 $3.21 \sim 4.72$ 之间, 平均 3.97 , 表明轻稀土元素富集, 轻、重稀土元素分馏程度较高(图 3C)。

REE^{3+} 在黄铁矿晶格中替代 Fe^{2+} 是比较困难的, REE 主要赋存在黄铁矿中的流体包裹体中, 所以黄铁矿 REE 组成特点可以直接反映成矿流体中 REE 组成特点和沉淀时的温度、压力、pH 值及 E_h 值等物化条件(李厚民等, 2003; 毕献武等, 2004; 毛光周等, 2006)。黄铁矿单矿物的 ΣREE 值在 $8.36 \sim 38.96 \mu\text{g/g}$ 之间(表 1、表 3), 平均 $19.83 \mu\text{g/g}$, δEu 值在 $0.64 \sim 0.81$ 之间, 平均 0.73 , 显示了较弱的 Eu 异常; δCe 的变化范围在 $0.88 \sim 1.03$ 之间, 平均值 0.94 , 无 Ce 负异常。 δEu 的负异常及无 δCe 异常表明该矿区成矿环境可能为还原环境(王中刚等, 1989)。LREE/HREE 比值在 $3.53 \sim 12.35$ 之间, 平均值 9.26 (La/Yb)_N 的变化范围在 $3.15 \sim 26.28$ 之间, 平均值 13.93 (La/Sm)_N 的值在 $2.28 \sim 4.63$ 之间, 平均值 3.48 , 说明热液中轻稀土元素富集, 轻、重稀土元素分馏程度高。黄铁矿稀土元素配分与含矿钾长斑岩相似, 均表现为右倾斜的配分曲线(图 3E), 其特征参数也与含矿钾长斑岩相似(表 3)。石英岩型矿石、玄武安山岩型矿石及矿化围岩(硅化玄武安山岩和青磐岩化玄武安山岩)样品的稀土元素配分曲线一致(图 3D), 并且都与含矿钾长斑岩相似, 说明其成矿物质来源的同源性。高山河组石英岩型矿石比石英岩的 REE 含量高, 特别是 LREE 的含量增加, 推断是受到了富 LREE 热液的影响。

由以上分析看出, 矿石中黄铁矿的稀土元素配分曲线与斑岩相似, 其稀土元素特征值 (La/Yb)_N、LREE/HREE、 δEu 、 δCe 也与含矿钾长斑岩相似(表 3), 而与围岩熊耳群玄武安山岩差异较大, 说明成矿热液稀土元素继承了斑岩岩浆的稀土元素特征。各

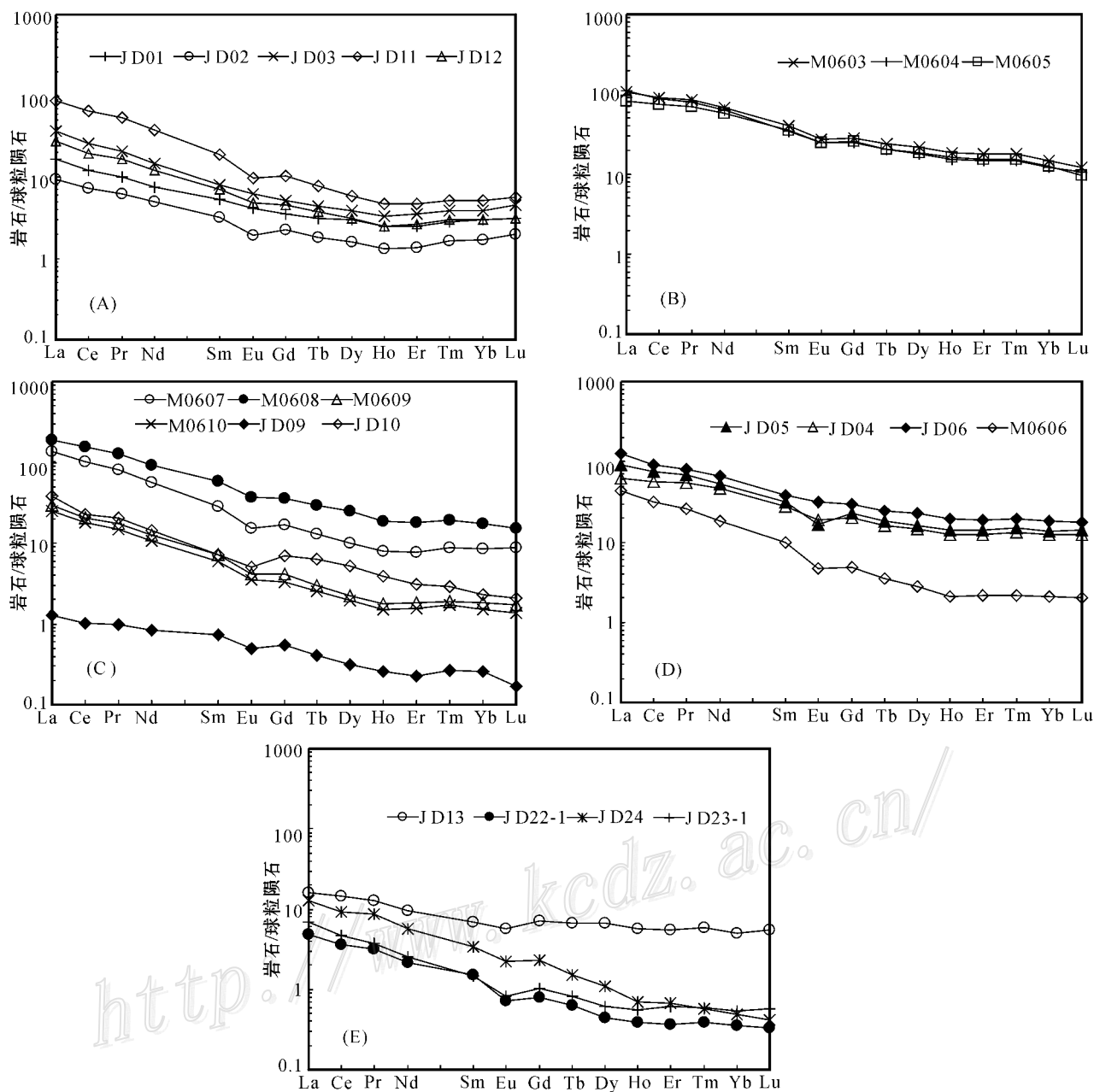


图 3 含矿钾长斑岩(A)、熊耳群玄武安山岩(B)、高山河组石英岩、板岩(C)、石英岩型矿石、玄武安山岩型矿石和矿化围岩(D)及矿石中黄铁矿(E)的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(球粒陨石标准值据 Sun et al., 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of ore-bearing porphyry (A), basaltic andesite of Xiong'er Group (B), quartzite and slate of Gaoshanhe Formation (C), quartzite and basaltic andesite type ores as well as mineralized country rocks (D) and pyrite in the ore (E) (chondrite and primitive mantle data from Sun et al., 1989)

种矿石及矿化围岩对球粒陨石配分曲线显示了很好的谐和性(图3D),表明它们的成矿物质来源相同,它们的配分曲线与含矿钾长斑岩相似,表明成矿物质来源与斑岩同源。

(2)成矿元素丰度 Mo的地幔来源已被许多学者接受(Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Mungall, 2002;

Robb, 2005), Mo 为不相容元素,岩浆演化导致 Mo 在岩浆结晶的晚期富集(Candela et al., 1986)。华北地块南缘与钼矿化有关的斑岩总体富 Mo,前人对该区 27 个岩体 667 件样品 Mo 丰度统计,获得平均值高达 $59.02 \mu\text{g/g}$ 。130 件熊耳群样品中 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 的平均含量分别为 $0.37 \mu\text{g/g}$ 、 $0.9 \mu\text{g/g}$ 、

表 1 含钾长斑岩及矿石中黄铁矿的稀土元素和微量元素分析结果[$w_B/(\mu\text{g/g})$]
Table 1 REE and trace elements analytical results [$w_B/(\mu\text{g/g})$]of ore-bearing porphyry and ore

项目	含钾长斑岩					钾长斑岩型矿石 中的黄铁矿		玄武安山岩型 矿石中黄铁矿	石英岩型 矿石中黄铁矿
	JD01	JD02	JD03	JD11	JD12	JD13	JD23-1	JD22-1	JD24
La	6.03	3.49	13.65	32.22	10.16	5.87	2.50	1.76	4.73
Ce	11.43	6.88	24.92	61.96	18.85	13.97	4.50	3.51	8.84
Pr	1.37	0.86	2.84	7.35	2.24	1.73	0.51	0.44	1.18
Nd	5.34	3.48	10.29	27.07	8.49	6.69	1.80	1.54	4.00
Sm	1.24	0.73	1.84	4.33	1.61	1.62	0.34	0.35	0.78
Eu	0.35	0.17	0.54	0.85	0.42	0.49	0.07	0.06	0.19
Gd	1.08	0.69	1.58	3.14	1.38	2.15	0.31	0.24	0.71
Tb	0.18	0.10	0.25	0.45	0.21	0.39	0.05	0.04	0.09
Dy	1.13	0.61	1.45	2.24	1.18	2.52	0.23	0.17	0.41
Ho	0.21	0.11	0.28	0.40	0.21	0.48	0.05	0.03	0.06
Er	0.62	0.34	0.87	1.17	0.67	1.38	0.15	0.09	0.17
Tm	0.10	0.06	0.14	0.18	0.11	0.21	0.02	0.01	0.02
Yb	0.75	0.42	0.97	1.29	0.74	1.26	0.13	0.09	0.12
Lu	0.12	0.07	0.17	0.22	0.12	0.21	0.02	0.01	0.02
ΣREE	29.96	18.02	59.79	142.88	46.38	38.96	10.69	8.36	21.31
LREE/HREE *	6.15	6.46	9.47	14.71	9.05	3.53	10.05	11.12	12.35
(La/Yb) _N *	5.40	5.60	9.55	16.84	9.22	3.15	12.65	13.63	26.28
(La/Sm) _N *	3.05	3.02	4.67	4.68	3.97	2.28	4.63	3.17	3.84
δEu *	0.93	0.71	0.96	0.70	0.86	0.81	0.67	0.64	0.80
δCe *	0.93	0.93	0.94	0.94	0.93	1.03	0.94	0.93	0.88
Ba	638.40	103.30	619.80			1.65	10.50	4.91	5.33
Rb	220.40	74.00	291.30			0.22	7.17	4.24	7.09
Sr	76.50	37.30	219.50			358.61	7.96	6.76	6.77
Y	5.40	3.41	8.77			20.03	1.69	1.10	2.23
Zr	63.40	37.10	85.40			0.05	9.38	5.97	3.85
Nb	20.98	14.30	22.42			0.02	5.02	1.13	0.65
Ti	226.50	158.90	643.50						
Th	11.61	4.27	22.16			0.22	0.91	0.59	0.67
Pb	20.20	2.00	29.20			3.18	37.29	8.36	
Ga	10.04	5.72	20.80			0.31	4.34	2.33	2.15
Zn	2.00	2.00	365.40			2.37	830.02	350.66	
Cu	51.30	92.10	300.13			2.52	110.93	167.33	
Ni	2.00	2.00	2.00			10.73	10.80	35.95	3.17
V	5.40	4.90	18.40						
Cr	3.00	3.00	9.30			1.10	5.39	3.93	2.00
Hf	3.07	1.89	3.98			0.01	0.27	0.29	0.13
Cs	1.38	0.69	2.82			0.02	0.09	0.06	0.07
Sc	1.43	1.25	2.82			1.27	1.41	1.29	0.81
Ta	2.14	1.31	2.31			0.00	0.12	0.23	0.04
Co	371.04	461.76	193.68			1.90	123.51	32.98	22.74
Li	5.03	6.38	9.93						
U	9.64	2.50	27.08			0.03	0.32	0.15	0.51
W	2082.00	2334.00	1227.60						
Sn	1.06	0.82	2.21				0.50	0.39	26.76
Mo	6092.90	686.95	837.65			0.22	406.09	16.94	123.22
As	0.45	0.36	0.55						
Bi	0.23	0.14	20.00			0.01	2.83	2.67	
In	0.02	0.02	0.66						
Mn	81.50	91.90	328.90						
Sb	0.22	0.14	0.22						
Tl	1.32	0.45	1.78						
Ag	0.07	0.09	0.61						
Cd	7.11	1.33	3.59						

* 者单位为 1。

表 2 围岩、矿化围岩及矿石的稀土元素及微量元素分析结果($w_B/(\mu\text{g/g})$)

Table 2 REE and trace elements analytical results ($w_B/(\mu\text{g/g})$) of wall rocks , mineralized wall rocks and ore

项目	熊耳群玄武安山岩			高山河组板岩		高山河组石英岩				硅化玄武安山岩	安山岩型矿石	青磐岩化玄武安山岩	石英岩型矿石
	M0603	M0604	M0605	M0607	M0608	M0609	M0610	JD09	JD10	JD04	JD05	JD06	M0606
La	38.74	40.09	29.74	50.08	69.51	10.74	9.15	0.48	14.10	22.85	33.76	46.56	16.07
Ce	86.97	84.65	70.96	95.91	147.78	19.71	17.02	0.98	21.98	53.79	71.85	87.26	30.06
Pr	11.49	10.82	9.74	11.01	17.68	2.38	2.01	0.14	2.86	7.53	9.28	11.17	3.53
Nd	48.51	44.46	41.38	40.56	66.59	8.82	7.60	0.60	10.32	32.53	37.58	46.56	12.91
Sm	9.33	7.93	8.05	6.68	13.62	1.65	1.39	0.17	1.67	6.35	7.31	8.89	2.25
Eu	2.35	2.17	2.17	1.35	3.21	0.36	0.31	0.04	0.43	1.65	1.45	2.75	0.41
Gd	8.76	7.54	7.91	5.16	11.05	1.27	1.01	0.17	2.11	6.12	6.87	8.98	1.50
Tb	1.38	1.18	1.20	0.75	1.73	0.18	0.14	0.02	0.37	0.92	1.07	1.40	0.20
Dy	8.33	6.91	7.12	3.75	9.46	0.85	0.75	0.12	2.00	5.60	6.16	8.57	1.07
Ho	1.58	1.31	1.38	0.67	1.60	0.15	0.13	0.02	0.33	1.06	1.18	1.63	0.18
Er	4.40	3.70	3.78	1.94	4.51	0.46	0.39	0.06	0.78	3.12	3.49	4.69	0.54
Tm	0.64	0.52	0.55	0.31	0.68	0.07	0.06	0.01	0.10	0.47	0.54	0.70	0.08
Yb	3.66	3.06	3.09	2.13	4.26	0.45	0.38	0.06	0.57	3.06	3.37	4.57	0.51
Lu	0.47	0.41	0.37	0.34	0.58	0.06	0.05	0.01	0.08	0.46	0.54	0.67	0.08
ΣREE	226.61	214.73	187.44	220.64	352.26	47.15	40.38	2.87	57.71	145.51	184.45	234.42	69.37
LREE/HREE*	6.76	7.72	6.38	13.66	9.40	12.50	12.87	5.14	8.09	5.99	6.95	6.51	15.70
(La/Yb) _N *	7.15	8.86	6.51	15.88	11.02	16.02	16.35	5.05	16.61	5.04	6.78	6.89	21.29
(La/Sm) _N *	2.61	3.18	2.32	4.72	3.21	4.09	4.15	1.75	5.32	2.27	2.91	3.30	4.50
δEu*	0.79	0.86	0.83	0.70	0.80	0.75	0.79	0.79	0.70	0.81	0.62	0.94	0.69
δCe*	0.97	0.95	0.98	0.96	0.99	0.91	0.93	0.90	0.81	0.96	0.95	0.90	0.93
Ba	969.00	582.30	1421.20	801.50	636.90	79.50	62.90	15.00	18.30	751.80	1173.20	270.90	9.20
Rb	368.80	280.90	273.00	256.90	525.10	23.20	14.30	13.70	27.40	446.80	540.10	72.20	2.80
Sr	185.20	215.30	218.50	15.60	53.70	8.10	10.90	9.60	10.50	43.90	147.10	347.30	10.60
Y	41.91	35.00	36.88	17.09	58.24	4.02	3.69	0.59	10.10	28.80	34.05	44.91	5.62
Zr	206.50	179.40	192.20	207.20	197.90	286.10	123.30	5.60	82.20	195.50	224.40	179.50	105.90
Nb	12.40	9.91	10.79	14.30	15.13	1.18	0.36	0.05	0.20	37.03	80.88	10.05	1.21
Ti	8970.60	7232.20	8469.90	5669.40	4293.50	954.50	526.30	0.00	240.50	7702.20	7768.80	7541.30	198.50
Th	5.03	3.28	2.88	14.47	10.15	1.25	0.73	0.11	0.76	3.51	4.24	6.15	1.30
Pb	9.70	14.90	21.50	3.90	31.60	2.00	2.00	21.10	2.00	13.90	21.40	32.90	2.00
Ga	22.80	24.88	22.94	25.01	29.85	3.10	1.99	1.50	2.75	23.85	27.50	27.90	0.44
Zn	252.20	300.70	683.80	71.60	288.60	2.00	2.00	7.70	10.00	259.80	273.30	149.30	2.00
Cu	370.25	81.56	24.14	411.88	5.23	7.97	18.01	11.66	252.13	237.38	247.75	7.58	
Ni	29.00	24.00	26.80	40.10	32.60	2.00	2.00	2.00	2.00	15.80	11.10	15.50	2.00
V	150.00	138.30	149.40	113.10	137.10	13.20	8.30	3.30	9.40	126.60	119.10	147.00	5.10
Cr	174.15	150.00	152.70	137.70	147.15	16.05	3.00	3.00	9.75	101.25	108.15	96.60	6.00
Hf	11.22	7.32	10.41	5.96	5.56	9.16	3.66	0.13	2.35	5.71	8.27	7.74	3.47
Cs	18.50	18.93	15.41	4.06	5.13	0.19	0.13	0.16	0.30	20.96	20.59	4.13	0.10
Sc	33.62	25.32	27.36	16.57	13.80	1.40	1.02	0.94	1.46	21.24	22.55	21.28	0.79
Ta	0.73	0.61	0.62	0.93	1.01	0.22	0.06	0.01	0.04	0.70	2.73	0.67	0.07
Co	72.48	93.73	61.36	33.36	43.51	270.36	306.48	544.68	428.52	114.31	105.16	143.52	299.88
Li	38.56	36.59	32.69	10.61	46.62	3.55	2.80	2.51	3.40	112.99	159.75	21.56	1.80
U	0.87	2.13	0.83	2.59	2.56	0.51	0.29	0.21	1.11	2.15	3.23	2.00	0.93
W	207.36	509.76	184.92	117.95	221.28	1550.40	1532.40	692.76	1579.20	710.28	282.24	959.40	1822.80
Sn	1.72	8.82	5.27	2.29	11.34	0.97	0.88	1.72	1.64	9.51	15.03	7.46	0.90
Mo	1.01	1.42	3.36	4.11	3.94	5.41	1.73	4.49	9.52	1505.90	904.20	4.56	293.59
As	0.74	0.74	0.55	0.45	0.45	0.45	0.26	0.36	0.55	0.45	0.36	0.36	0.74
Bi	0.84	9.11	3.77	20.00	5.99	20.00	0.22	5.22	0.96	0.31	0.33	4.07	20.00
In	0.14	0.49	0.50	0.15	0.84	0.02	0.02	0.06	0.04	0.15	0.18	1.00	0.05
Mn	1636.00	1571.90	2063.60	390.70	1095.30	65.10	38.20	49.70	91.50	1245.00	2037.00	2722.60	35.70
Sb	0.14	0.16	0.14	0.19	0.14	0.34	0.16	0.19	0.24	0.14	0.14	0.14	1.58
Tl	5.01	3.60	3.85	1.59	4.29	0.20	0.10	0.08	0.21	3.08	3.30	0.62	0.05
Ag	0.06	0.31	0.26	0.12	0.39	0.07	0.04	0.45	0.08	0.23	0.31	0.27	0.22
Cd	0.23	0.38	2.14	0.05	0.05	0.04	0.03	0.59	0.24	1.87	1.30	0.22	0.49

注 : * 者单位为 1。

表 3 金堆城钼矿床稀土元素特征值对比
Table 3 Contrast of REE characteristics in the Jinduicheng Mo deposit

特征值		含矿钾长斑岩	玄武安山岩	石英岩	板岩	黄铁矿
$\Sigma\text{REE}(\mu\text{g/g})$	含量区间	18.02~142.88	187.44~226.61	2.87~57.71	220.64~352.26	8.36~38.96
	均值	59.41	209.57	37.03	286.45	19.83
LREE/HREE	含量区间	6.15~14.71	6.38~7.72	5.14~12.87	9.40~13.66	3.53~12.35
	均值	9.17	6.95	9.65	11.53	9.26
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	含量区间	5.40~16.84	6.51~8.86	5.05~16.61	11.02~15.88	3.15~26.28
	均值	9.32	7.51	13.51	13.45	13.93
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	含量区间	3.02~4.68	2.32~3.18	1.75~5.32	3.21~4.72	2.28~4.63
	均值	3.88	2.71	3.83	3.97	3.48
δEu	含量区间	0.70~0.96	0.79~0.86	0.70~0.79	0.70~0.80	0.64~0.81
	均值	0.83	0.83	0.76	0.75	0.73
δCe	含量区间	0.93~0.94	0.95~0.98	0.81~0.93	0.96~0.99	0.88~1.03
	均值	0.93	0.96	0.89	0.97	0.94

12.72 $\mu\text{g/g}$ 、28.22 $\mu\text{g/g}$ 和 93.38 $\mu\text{g/g}$ (卢欣祥等, 2002; 刘永春等, 2007) 26 件高山河组样品中 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 的平均含量为 0.68 $\mu\text{g/g}$ 、1.19 $\mu\text{g/g}$ 、18.98 $\mu\text{g/g}$ 、15.98 $\mu\text{g/g}$ 和 24.40 $\mu\text{g/g}$ (刘永春等 2007)。华北地台地壳 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 平均丰度分别为 0.5 $\mu\text{g/g}$ 、0.6 $\mu\text{g/g}$ 、30 $\mu\text{g/g}$ 、13 $\mu\text{g/g}$ 和 74 $\mu\text{g/g}$ (鄯明才等, 1997)。金堆城熊耳群玄武安山岩的 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 平均含量分别为 1.93 $\mu\text{g/g}$ 、300.68 $\mu\text{g/g}$ 、167.95 $\mu\text{g/g}$ 、15.37 $\mu\text{g/g}$ 和 412.23 $\mu\text{g/g}$, 都高于华北地台地壳 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 的平均丰度, 除了 Pb 以外, 其他元素含量也分别高于区域熊耳群样品的相应元素的平均含量 (图 4); 高山河组石英岩的 Mo、W、Cu、Pb 和 Zn 平均含量分别为 5.25 $\mu\text{g/g}$ 、1 338.69 $\mu\text{g/g}$ 、10.72 $\mu\text{g/g}$ 、6.78 $\mu\text{g/g}$ 和 5.43 $\mu\text{g/g}$, 其中 Mo 和 W 含量均比华北地台地壳丰度及区域高山河组平均含量高, 而 Cu、Pb 和 Zn 含量则比华北地台地壳丰度及区域高山河组样品平均含量低 (图 4)。由此可知, 东秦岭区域上, 熊耳群及高山河组的 Mo 含量都很低, 均低于相应的地壳丰度值, 而矿区围岩 (熊耳群玄武安山岩和高山河组石英岩) 中成矿元素含量较高, 暗示斑岩体在成岩成矿过程中可能没有萃取周围地层的成矿物质, 矿区地层中成矿元素含量大幅度升高, 与岩浆侵入相伴的含矿热流体与地层岩石发生物质交换有关。

3.2 同位素地球化学

(1) 硫同位素 地球上硫有 3 个储存库, 一是幔源硫, 其同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $-3\text{‰} \sim 3\text{‰}$, 二是海水硫, 其同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 为 20‰ 左右, 第三种是沉积物

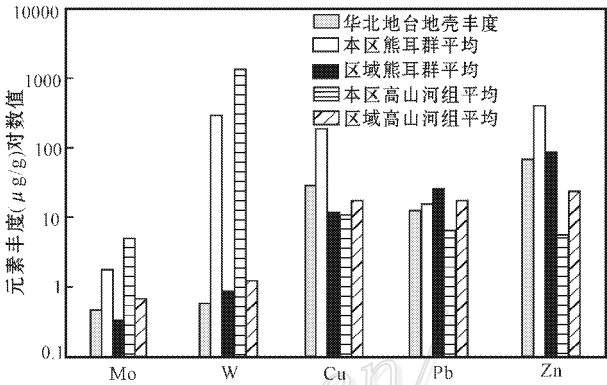


图 4 地层岩石的成矿元素、区域对应地层和地壳丰度的对比柱状图

Fig. 4 Correlation column of ore-forming elements in stratigraphic rocks, regional corresponding strata and the crust

中的还原硫, 其硫同位素主要以具有较大的负值为特征 (Chaussidon et al., 1990)。将本次测得的黄铁矿及辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值与前人所测的黄铁矿及辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (黄典豪等, 1984a; 刘孝善等, 1989) 一并列于表 4。黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值介于 $1.33\text{‰} \sim 5.60\text{‰}$ 之间, 平均值为 4.33‰ ; 辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值在 $2.90\text{‰} \sim 6.19\text{‰}$ 之间, 平均值为 4.21‰ , 两者相差不大, 显示了相同的来源。金堆城钼矿床矿石黄铁矿和辉钼矿 $\delta^{34}\text{S}$ 均为较小的正值, 其分布具明显的塔式效应 (图 5), 与幔源硫接近, 说明矿床的硫主要为深源硫, 但与正常幔源硫相比略有偏离 (相对略富集 $\delta^{34}\text{S}$), 表明矿床的矿化剂硫主要为幔源硫, 但混入了少量壳源硫。

(2) 碳同位素 成矿热液中的碳主要有 3 种可

表 4 金堆城钼矿床硫同位素组成
Table 4 Sulfur isotopic composition of the Jinduicheng Mo deposit

样品号	矿物组合	成矿阶段	矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{DT}}/\text{‰}$	资料来源
JD07	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	黄铁矿	5.01	本文
JD08	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	黄铁矿	5.38	本文
JD13	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	黄铁矿	5.12	本文
JD14	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	辉钼矿	5.57	本文
JD15	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	辉钼矿	6.19	本文
	石英-黄铁矿-钾长石	成矿前阶段	7 件黄铁矿	2.82~5.44(平均 4.36)	黄典豪等 ,1984a ;刘孝善等 ,1989
	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	28 件黄铁矿	1.33~5.6(平均 4.22)	黄典豪等 ,1984a ;刘孝善等 ,1989
	黄铁矿-辉钼矿-钾长石-石英	成矿主阶段	13 件辉钼矿	2.90~4.90(平均 3.95)	黄典豪等 ,1984a ;刘孝善等 ,1989

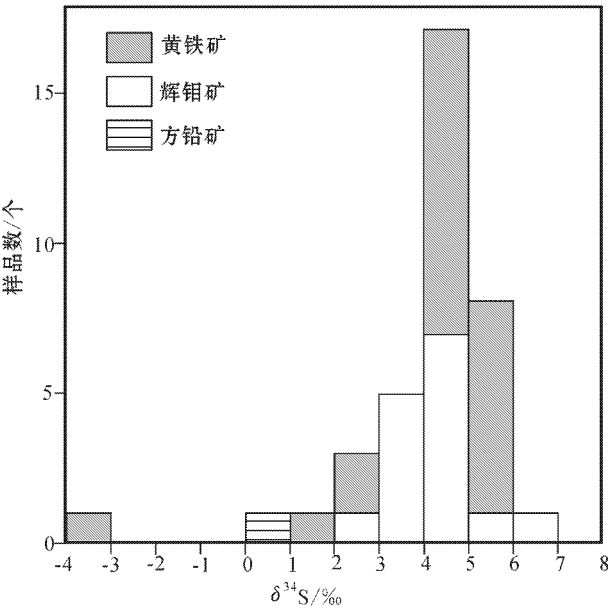


图 5 黄铁矿及辉钼矿硫同位素直方图(包括本文、黄典豪等(1984a)、刘孝善等(1989)数据)

Fig. 5 Histogram of sulfur isotopes of pyrite and molybdenite(data after this paper , Huang et al. , 1984a and Liu et al. , 1989)

能来源,一是深源地幔射气或岩浆来源,其碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-4\text{‰} \sim -8\text{‰}$, 平均值 -5‰ (Taylor et al. , 1986);二是沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用,这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的特征,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 的变化范围为 $-2\text{‰} \sim 3\text{‰}$, 海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 大多稳定在 0‰ 左右 (Veizer et al. , 1980);三是各种岩石中的有机碳,有机碳一般富集 ^{12}C , 因而碳同位素组成很低,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-30\text{‰} \sim -15\text{‰}$, 平均为 -22‰ (Ohmoto, 1972)。根据本文所测数据(表 5)及刘孝善等(1989)数据得出,金堆城矿床矿石中方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 变化范围分别为 $-4.56\text{‰} \sim -6.51\text{‰}$, 平均 -5.50‰ , 与深源地幔岩碳的碳同位

素组成相近,指示成矿流体中碳是一种深部幔源碳。

(3) 铅同位素 铅同位素由于其质量大,同位素间的相对质量差较小,外界条件的变化对其组成的影响很小,故铅同位素组成具有明显的“指纹特征”。金堆城钼矿床矿石硫化物、地层岩石和含矿钾长斑岩的铅同位素组成测定结果见表 6。结合前人所测的本矿区铅同位素数据(黄典豪等,1984b;李英等,1990;崔毫,1991;邵克忠,1992;罗铭玖等,1992;范宏瑞等,1994;赵太平,2000)得出,金堆城钼矿床矿石硫化物和含矿钾长斑岩的铅同位素组成变化范围不大($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.284 \sim 18.251$, 平均值 17.693 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.382 \sim 15.528$, 平均值 15.470 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.673 \sim 38.198$, 平均值 37.938), 地层岩石熊耳群安山岩($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.125 \sim 17.707$, 平均值 16.722 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.271 \sim 15.495$, 平均值 15.364 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.346 \sim 38.001$, 平均值 37.054)和太华群片麻岩($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.406 \sim 19.428$, 平均值 17.131 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 14.492 \sim 15.667$, 平均值 15.353 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.902 \sim 42.558$, 平均值 38.365)的铅同位素组成变化大,且其同位素比值比矿石硫化物和含矿钾长斑岩明显偏低,如果再考虑到地层全岩岩石中存在因 U、Th 衰变而加入的放射性成因铅的加入,则地层岩石的初始铅的同位素比值相对矿石硫化物和含矿钾长斑岩会更低,因此笔者认为矿石和斑岩中的铅不可能主要来自地层岩石。在 Zartman(1981)的铅构造模式图解 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 6A)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 6B)中,含矿钾长斑岩及矿石铅同位素组成投点接近,而与地层全岩岩石(太华群和熊耳群)差异较大,含矿钾长斑岩及矿石主要落在地幔线和造山带线之间,多数靠近地幔线,表明成矿流体中铅等成矿物质主要来源于地幔,而造山带本身代表了壳幔混合来源,因此,说明岩体和矿石具有相同的铅源,并主要属深

表 5 金堆城矿床方解石碳-氧同位素组成

Table 5 Carbon-oxygen isotopic composition of calcite in the Jinduicheng Mo deposit

编号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水-SMOW}}/\text{‰}$	数据来源
C01	-4.918	-16.501	13.899	-1.2105	刘孝善等,1989
C03	-4.555	-18.887	11.439	-3.6703	刘孝善等,1989
J123031	-6.046	-20.321	9.961	-5.1486	本文
JD18	-6.510	-25.750	4.364	-10.7454	本文

方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 是笔者根据 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 1.03091 \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.91$ (Coplen et al., 1983) 重新计算。方解石平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水-SMOW}}$ 是根据 $1\,000 \lg \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6/T^2 - 2.89$ (O'Neil et al., 1969) 重新计算, 温度选取成矿后期 120°C (孙晓明等, 1998)。

表 6 金堆城矿床铅同位素组成

Table 6 Lead isotopic composition of the Jinduicheng Mo deposit

样品编号	样品描述	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	资料来源
JD01	含矿钾长斑岩中钾长石	17.872	15.508	38.082	本文
JD02	含矿钾长斑岩中钾长石	18.251	15.528	38.115	本文
JD07	斑岩型矿石中黄铁矿	17.477	15.485	37.983	本文
JD23	斑岩型矿石中辉钼矿	17.589	15.490	38.198	本文
M0603	熊耳群安山岩	17.707	15.495	38.001	本文
M0605	熊耳群安山岩	17.005	15.427	37.710	本文
JD22	熊耳群安山岩	16.982	15.427	37.594	本文
4 件含矿钾长斑岩		17.284~18.129 (平均 17.588)	15.382~15.511 (平均 15.437)	37.673~38.049 (平均 37.782)	黄典豪等,1984b; 罗铭玖等,1992
8 件熊耳群安山岩		16.125~17.123 (平均 16.532)	15.271~15.421 (平均 15.331)	36.346~37.310 (平均 36.786)	罗铭玖等,1992; 赵太平,2000
16 件太华群片麻岩和混合岩		15.406~19.428 (平均 17.131)	14.492~15.667 (平均 15.353)	35.902~42.558 (平均 38.365)	李英等,1990; 崔毫,1991; 邵克忠,1992; 范宏瑞等,1994

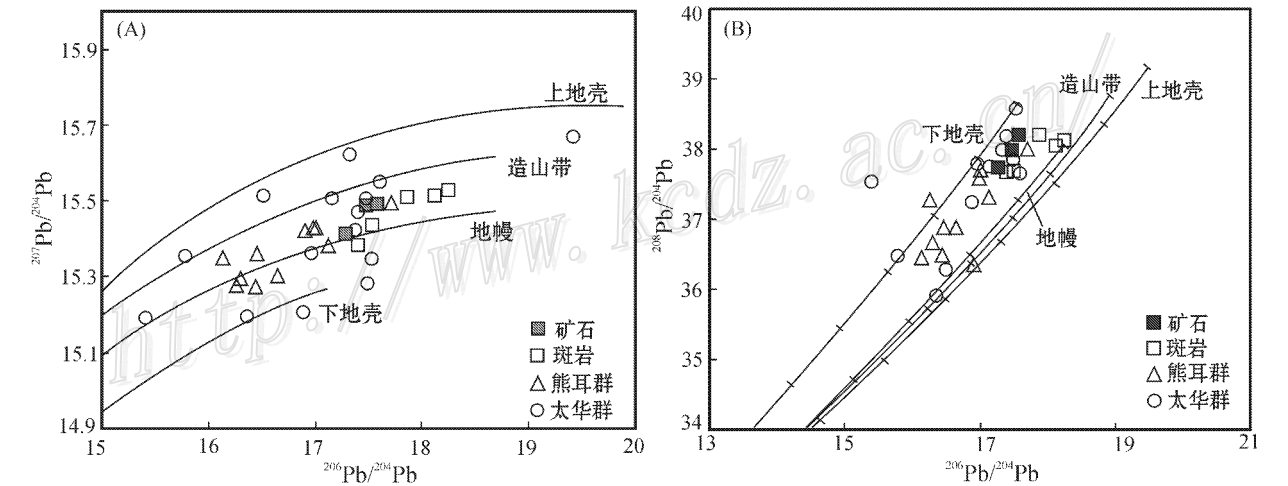


图 6 含矿钾长斑岩及本区地层岩石的铅同位素图解

Fig. 6 Lead isotopic diagram of ore-bearing porphyry and stratigraphic rocks

表 7 矿床不同成矿阶段成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 及 δD 值

Table 7 $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of ore-forming fluids at different stages

成矿阶段	测定矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	成矿温度/ $^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}/\text{‰}$	数据来源
成矿前阶段	石英	10.24	-78.2	500	7.98	本文
成矿前阶段	石英	9.71	-77.2	500	7.45	本文
成矿前阶段	石英	8.68	—	500	6.42	本文
成矿前阶段	石英	9.03~10.03 (平均 9.59)	-96.7~-57.2 (平均 -79.16)	500	6.77~7.7 (平均 7.29)	孙晓明等,1998
成矿主阶段	石英	8.77~9.8 (平均 9.22)	-84.35~-64.9 (平均 -76.11)	250	-1.74~3.3 (平均 0.04)	孙晓明等,1998
成矿晚阶段	石英	8.36~9.8 (平均 9.12)	-120.62~-79.7 (平均 -100.20)	120	-10.12~-1.8 (平均 -4.14)	孙晓明等,1998

—表示未测定, 本文成矿前阶段成矿温度 500°C (孙晓明等, 1998); 石英平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 是根据 $1\,000 \lg \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$ (Clayton et al., 1972) 计算得出。

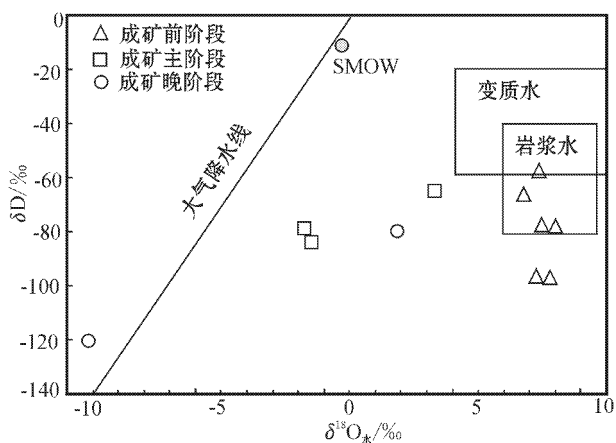


图 7 氢氧同位素图解

Fig. 7 Hydrogen-oxygen isotopic diagram

源铅和地幔与下地壳的混合成因铅。

(4) 氢氧同位素 金堆城矿床矿石中石英样品氧同位素组成及其内流体包裹体水的氢同位素组成测定结果见表 7。结合孙晓明等(1998)发表的氢氧同位素数据得出,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化较大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 变化范围为 $7.77\text{‰} \sim -10.12\text{‰}$, 均值为 -1.03‰ ; δD 变化范围为 $-57.22\text{‰} \sim -120.62\text{‰}$, 均值为 -82.83‰ ; 从成矿前阶段→成矿主阶段→成矿晚阶段, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 δD 值有逐渐降低的趋势, 说明成矿流体早期主要受到来自深部岩浆热液的影响, 晚期伴有雨水加入(图 7, 孙晓明等, 1998)。

3.3 流体与岩石作用与成矿

金堆城含矿钾长斑岩体自内向外呈现有规律的面型蚀变: 钾化-绢英岩化-硅化-青磐岩化, 由黄铁矿-稀土元素研究得出引起这种围岩蚀变的是富含 LREE 的热液与容矿围岩相互作用的结果。矿化蚀变在宏观上表现为围岩的颜色、质量、体积及矿物成分变化, 在微观上则表现为成矿元素及伴生元素的带入带出。

稳定元素在蚀变或矿化过程中被稀释, 但含量不变, 稳定元素在 X-Y 图解(蚀变前后所有样品某元素浓度对另一元素浓度图解)上表现出很好的相关性(Finlow-Bates et al., 1981; Grant, 1986), 稳定元素的连线(回归线)穿过原点, 稳定元素浓度变化沿着该回归直线无限稀释到(原点)。稳定元素的选择要考虑到各个特定矿区中元素迁移的规律不同, 并用 X-Y 图解来判断特定矿区的稳定元素相关性。前人研究表明(McCuaig et al., 1998), REE 在热液蚀变中具有很好的稳定性, 或者对蚀变不敏感, 它们

成组迁移(Manikyamba et al., 2004)。熊耳群火山岩样品的 REE 在 X-Y 图解上的相关性很好, 大多数 REE 元素对的 X-Y 图解上 $R^2 > 0.9$, 故选出最相关的 Pr、Nd、Sm 做为熊耳群玄武安山岩蚀变或矿化过程中的稳定元素。高山河组石英岩矿化蚀变前后岩石的 Zr、Ti、Hf 和 Ta 相关性很好, 故选取最相关的 Zr、Hf、Ta 作为高山河组石英岩矿化过程中的稳定元素。

根据岩石蚀变过程中元素迁移公式(Grant, 1986), 计算由表 2 给出的数据, 做出稳定元素等浓度图解(图 8), 图中等质量线把围岩蚀变和矿化前后等浓度图解平分为 2 个部分, 反映了在蚀变过程中原岩质量的得或失, 稳定元素等浓度线与等质量线相关(Cail et al., 2001; Yigit et al., 2003); Pr、Nd、Sm 连线作为玄武安山岩在蚀变和矿化过程中的稳定元素等浓度线(immobility isocon); Zr、Hf、Ta 的连线作为高山河组石英岩在矿化过程中的稳定元素等浓度线。在稳定元素等浓度线之上的元素为蚀变或矿化过程中加入到岩石中的元素, 在该线之下的元素为蚀变或矿化过程中迁出元素。如果稳定元素在蚀变岩中的含量高于在原岩中的含量, 则稳定元素等浓度线位于等质量线之上(图 8A), 说明原岩在蚀变过程中质量增加; 相反, 如果稳定元素在蚀变岩中的含量低于在原岩中的含量, 则稳定元素等浓度线位于等质量线之下(图 8B、8C、8D), 反映了原岩在蚀变过程中质量丢失(Cail et al., 2001)。原岩的质量得失与等浓度线的斜率 k 有关, 斜率 k 代表了岩石质量在蚀变前后基本比值(Grant, 1986); 其 k 值计算结果如图 8 所示(详细计算方法参考 Grant, 1986), 如果等浓度线的斜率 k 小于等质量线斜率(slope = 1) 那么原岩的质量丢失, 相反则得到。其质量得失量可以用以下方程来计算(Hofstra, 1994):

$$\Delta\text{mass}(\%) = [(1/k) - 1] \times 100$$

玄武安山岩及石英岩在蚀变和矿化阶段质量得失量计算结果显示: 金堆城玄武安山岩在青磐岩化过程中质量增加; 而玄武安山岩在硅化和矿化过程中质量丢失; 高山河组石英岩在矿化过程中质量丢失。玄武安山岩在发生青磐岩化、硅化和钼矿化过程中及石英岩在发生矿化过程中, 元素迁移规律基本相同, 主要带出的元素有亲石元素(Ba、Rb、Sr)及过渡族元素(Zn、Ni、V、Cr、Sc、Pb), 亲石元素主要赋存在玄武安山岩的长石和石英中(魏俊洁等, 2000)。蚀变过程中, 长石和石英被杏仁状充填物绿泥石、

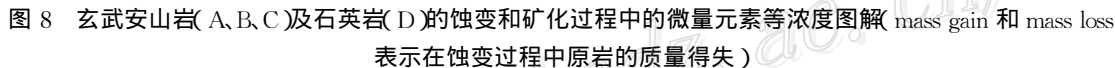


Fig. 8 Isocon diagrams showing element concentration and mass transfer in alteration and ore-forming processes of basaltic andesite (A B C) and quartzite (D) (mass gain and mass loss mean the gain or loss of mass in original rocks during the alteration and ore-forming process)

玄武安山岩和石英岩的蚀变和矿化过程中物质

迁移计算结果,表明金堆城钼矿床的成矿热液为一种与钾长斑岩同源的,富含大离子亲石元素(Rb、Ba、Sr、U、LREE等)、高场强元素(Ta、Nb等)和亲硫元素(Cu、Pb、Zn、Ni、V、W、Mo等)的流体,这种流体与围岩发生作用,Mo一致地从热液中加入到了围岩中,从而造成了围岩的矿化。而围岩在蚀变和矿化过程中,没有提供成矿元素Mo。结合本矿区硫、铅同位素研究,本矿区硫、铅来自深部,所以热液中亲硫元素的富集与深部岩浆热液的上侵有关,可以认为蚀变热液是一种来自深部,并携带大量亲硫元素的热液。这种热液在运移过程中与围岩发生作用,使得围岩中的长石、辉石和石英等都发生了改变,造成大量亲硫元素包括成矿元素Mo带入到围岩中,在构造裂隙中富集沉淀成矿。

3.4 成岩成矿构造背景

矿石及其中黄铁矿的稀土元素配分曲线及特征参数与含矿钾长斑岩相似,而与围岩熊耳群玄武安山岩差异较大,表明成矿物质与含矿钾长斑岩同源。硫、碳、铅和氢-氧同位素地球化学研究表明,成矿物质主要来自与含矿钾长斑岩同源的深源流体,而非围岩岩石。金堆城含矿钾长斑岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄值为 $(140.95 \pm 0.45) \text{ Ma}$ (朱赖民等, 2008),与辉钼矿 Re-Os 模式年龄 $(141 \pm 4) \sim (127 \pm 7) \text{ Ma}$ (黄典豪等, 1994; Stein et al., 1997) 的下限值一致,显示成矿与成岩同时或略滞后于成岩(朱赖民等, 2008),这与秦岭造山带在中新生代的构造体制的转换时期相吻合。秦岭前中生代长期受冈瓦纳、劳亚和古特提斯等古板块构造的控制,形成东西向为主的造山期构造。中生代以来秦岭位于太平洋板块、印度板块和欧亚板块内的西伯利亚地块 3 个构造动力学系统的交汇复合部位,东部更多受太平洋板块的影响,使之处于前、后两期动力学系统转换时期(张国伟等, 2001; Meng et al., 2000)。受特提斯构造域和太平洋构造域构造动力此弱彼强的影响,整个中国大陆中东部的区域构造体制发生转换(任纪舜等, 1992),从印支期以近 EW 向构造为主、NNE-近 NS 向构造为次,进入以 NNE-近 NS 向构造为主、近 NW 向构造为次的构造-动力体制大转换的时期,构造体制上经历了从古生代 EW 向构造格局转变到中生代早期的 NNE 向构造格局,由挤压为主到伸展为主的构造体制转变。原秦岭造山带中华北板块、扬子板块和秦岭板块三板块的俯冲造山形成的岩石圈根,在中新生代新的地幔动力学系统中,东部地幔流动形式与方向发生向太平洋的近 SN 向物理场结构与状态的调整转换,引起秦岭岩石圈地幔拆沉作用,流变减薄,软流圈急剧抬升,幔源物质、热流流体上涌,发生强烈壳幔物质交换,中下地壳加热,部分熔融,强烈伸展流变,形成水平状流变的壳内流体软层和新莫霍面,造成显著的岩石圈去根作用(张国伟等, 2001)。由于岩石圈不同程度减薄,发生的岩石圈拆沉作用,引发软流圈的上隆抬升,东秦岭受板片断离作用和壳幔边界附近发生的基性岩浆底侵作用影响,加厚的下地壳物质发生熔融形成花岗质岩浆,并沿构造薄弱带上升到浅层次,侵位形成金堆城等同熔型斑岩体和斑岩型矿床。

4 结 论

(1) 金堆城钼矿床的矿石及其中的黄铁矿稀土元素配分曲线及特征参数与含矿钾长斑岩相似,而与围岩熊耳群玄武安山岩差异较大,表明成矿物质来源与含矿钾长斑岩关系密切。

(2) 硫、碳、铅和氢-氧同位素地球化学研究表明,成矿物质主要来自与含矿钾长斑岩同源的深源流体,而非围岩岩石。围岩在蚀变和矿化过程中元素迁移计算结果表明,成矿热液为一种富含成矿元素、大离子亲石元素和亲硫元素的岩浆流体,在流体与围岩发生反应过程中,大量的成矿元素加入到了围岩中,造成矿区围岩的成矿元素含量大幅度升高。

(3) 金堆城含矿钾长斑岩体的形成和钼矿化的发生处于秦岭造山带在中-新生代的挤压-伸展转变期,受板片断离作用和壳幔边界附近发生的基性岩浆底侵作用影响,加厚的下地壳物质发生熔融形成花岗质岩浆,并沿构造薄弱带上升到浅部,侵位形成金堆城等同熔型花岗斑岩及斑岩型矿床。

志 谢 评审专家及编委对本文提出了建设性的意见,样品分析过程中得到了西北大学大陆动力学国家重点实验室第五春荣、戴梦宁和宗春蕾等的大力帮助,作者在此表示衷心的感谢!

References

- Bi X W, Hu R Z, Peng J T and Wu K X. 2004. REE and HFSE geochemical characteristics of pyrites in Yao 'an gold deposit: Tracing ore forming fluid signatures[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23(1): 1-4 (in Chinese with English abstract).
- Cail T L and Cline J S. 2001. Alteration associated with gold deposition at the getchell Carlin-type gold deposit, North-Central Nevada[J]. Econ. Geol., 96: 1343-1359.
- Candela P A and Holland H. D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits[J]. Econ. Geol., 81(1): 1-19.
- Chaussidon M and Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariege (North-eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54: 2835-2846.
- Chen Y J, Li C, Zhang J, Li X and Wang H H. 2000. Isotopic Characters of Sr-O, rock forming mechanism and style of porphyry molybdenum deposit zone in Qinling[J]. Science in China (Series D), 30 (Supp.): 65-72 (in Chinese).

- Clayton R N, O Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Geophysics Research letters*, 7: 3055-3067.
- Coplen T B, Kendall C and Hopple J. 1983. Intercomparison of stable isotope reference samples[J]. *Nature*, 302: 236-238.
- Cui H. 1991. Lead isotopic characteristics and metallogenic significance of nonferrous metals and noble metals in North China Craton, Henan, China[J]. *Geological Exploration for Non-ferrous Metals*, (2): 30-41(in Chinese).
- Fan H R, Xie Y H, Zheng X Z and Wang Y L. 2000. Ore-forming fluids in hydrothermal breccia-related gold mineralization in Qiyugou, Henan Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 559-563(in Chinese with English abstract).
- Finlow-Bates T and Stumpff E F. 1981. The behaviour of so-called immobile elements in hydrothermal altered rocks associated with volcanogenic submarine exhalative ore deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 16: 319-328.
- Grant J A. 1986. The isocon diagram: A simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration[J]. *Econ. Geol.*, 81: 1976-1982.
- Henderson P. 1984. Rare earth element geochemistry, *Developments in Geochemistry*[M]. Amsterdam: Elsevier. 317-342.
- Hofstra A H. 1994. Geology and genesis of the Carlin-type gold deposits in the Jerritt Canyon district, Nevada: Boulder(dissertation for doctor degree [D]. (PhD thesis) University of Colorado. 1-719.
- Hu S X, Lin Q L, Chen Z M, et al. 1988. Geology and ore-forming of north and south China ancient plate suture[M]. Nanjing: Nanjing University Press. 442-489.
- Huang D H, Wang Y C, Nie F J and Jiang X J. 1984a. Isotopic composition of sulfur, carbon and oxygen and source material of the Huanglongpu carbonatite vein-type of molybdenum (lead) deposits[J]. *Acta Geologica Sinica*, 3: 252-264(in Chinese).
- Huang D H, Nie F J, Wang Y C and Jing X J. 1984b. Lead isotopic composition and the source of metallogenetic materials research on molybdenum deposit of east Qinling[J]. *Mineral Deposits*, 3(4): 20-28(in Chinese with English abstract).
- Huang D H, Wang Y C and Nie F J. 1985. A new type of molybdenum deposit- geological characteristics and metal-logenic mechanism of the Huanglongpu carbonatite vein-type of molybdenum (lead) deposit, Shaanxi Province, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 59(3): 221-257(in Chinese with English abstract).
- Huang D H, Wu C Y and Nie F J. 1987. Geologic features and genesis of Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Shaanxi Province[J]. *Mineral Deposits*, 6(3): 22-34(in Chinese with English abstract).
- Huang D H, Dong Q Y and Gan Z X. 1989. Chinese molybdenum dopsit [A]. Shong Shuhe (editor in chief). *Chinese mine deposit*[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 482-512.
- Huang D H. 1992. Rhenium content and polytype characteristics of molybdenite from molybdenum deposit in east Qinling[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 11(1): 74-83(in Chinese with English abstract).
- Huang D H, Wu C Y, Du A D and He H L. 1994. Re-Os isotope age of molybdenum deposits in east Qinling and there significance[J]. *Mineral Deposits*, 13(3): 221-230(in Chinese with English abstract).
- Huang D H, Du A D, Wu C Z, Liu L S, Sun Y L and Zou X Q. 1996. Metallochronology of molybdenum (copper) deposit in the north China platform: Re-Os age of molybdenite and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 15(4): 365-373(in Chinese with English abstract).
- Huang Z L and Wang L K. 1997. The regularity of element activity during the alteration and mineralization of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposit, Yunnan Province[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(1): 10-21(in Chinese with English abstract).
- Huang Z L, Xiao H Y, Zhu D and Wang L K. 1998. The law of element activities in the processes of mineralization for lamprophyres in Zhenyuan gold orefield, Yunan Province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 18(3): 337-343(in Chinese with English abstract).
- Li H M, Shen Y C, Mao J W, Liu T B and Zhu H P. 2003. REE features of quartz and pyrite and their fluid inclusions: An example of Jiaojia-type gold deposits, northwestern Jiaodong peninsula[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 267-274(in Chinese with English abstract).
- Li Y F, Wang C Q, Bai F J and Song Y L. 2004. Re-Os isotopic ages of Mo deposits in east Qinling and their geodynamic settings[J]. *Mineral Resources and Geology*, 18(6): 571-578(in Chinese with English abstract).
- Li Y F, Mao J W, Hu H B, Guo B J and Bai F J. 2005. Geology, distribution, types and tectonic settings of Mesozoic molybdenum deposits in east Qinling area[J]. *Mineral Deposits*, 24(3): 292-304(in Chinese with English abstract).
- Li Y and Ren C S. 1990. Lead isotopic evolvement of North China Craton[J]. *Journal of Xi'an College of Geology*, 13(2): 1-12.
- Liu C M, Lu X X and Zhang Z W. 1989. Geochemical features of rare elements for granites, east Qinling[J]. *Henan Geology*, 7(2): 32-39(in Chinese with English abstract).
- Liu X S, Yan Z F, Zheng S J, Wu Y C and Huang B. 1987. Geology, geochemical study on ore-hosted strata of classic mine deposits in nonferrous metals-forming belt, east Qinling[J]. *Mineral Deposits*, 6(4): 1-10(in Chinese with English abstract).
- Liu X S and Sun X M. 1989. Ore-forming fluid inclusions and stable isotopes of Jinduicheng porphyry molybdenum deposit[J]. *Geology and Exploration*, 25(2): 12-19(in Chinese with English abstract).
- Liu Y C, Jin Y H, Ban Y H, Wu F, Fu Z G and Zhang P. 2007. The distribution law of bearing ore stratum in east Qinling-Dabie mountain mineralization belt[J]. *China Molybdenum Industry*, 31(1): 12-17(in Chinese).
- Lu X X, Yu Z P, Feng Y L, Wang Y T, Ma W F and Cui H F. 2002. Mineralization and Tectonic setting of deep-hypabyssal granites in east Qinling mountain[J]. *Mineral Deposits*, 21(2): 168-177.
- Luo M J. 1992. Conspectus of gold deposits in Henan Province [M]. Beijing: Seism. Press. 1-312(in Chinese).
- MacLean W H. 1990. Mass change calculations in altered rock series [J]. *Mineralium Deposita*, 25: 44-49.
- Manikyamba C, Naqvi S M, Mohan M R and Rao T G. 2004. Gold mineralization and alteration of Penakacherla schist belt, India, constraints on Archaean subduction and fluid processes[J]. *Ore Geol-*

- gy Reviews, 24 : 199-227.
- Mao G Z, Hua R M, Gao J F, Zhao K D, Long G M, Lu H J and Yao J M. 2006. REE composition and trace element features of gold-bearing pyrite in Jinshan gold deposit, Jiangxi Province [J]. Mineral Deposits, 25(4): 412-426 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Richard J G, Zhang Z W, Xu W Y, Qiu Y M and Deng J. 2002. Gold deposits in the Xiaolinling-Xiong 'ershan region, Qinling Mountains, Central China [J]. Mineralium Deposita, 37(3-4): 306-325.
- Mao J W, Zhang Z H, Yu J J, Wang Y T and Niu B G. 2003. Mesozoic tectonic setting of large scale ore-forming in east China and adjacent areas: Revealed by precise ages of metallic deposits [J]. Science in China (Ser. D), 33(4): 289-299 (in Chinese).
- McCuaig T C, Kerrich R, Groves D I and Archer N. 1993. The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Norseman gold fields: The missing link in a crustal continuum of gold deposits [J]. Mineralium Deposita, 28: 420-435.
- Meng Q R and Zhang G W. 2000. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China [J]. Tectonophysics, 323: 183-196.
- Mou B L. 1999. Elemental geochemistry [M]. Beijing: Peking University Press. 1-227 (in Chinese).
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. Geology, 30(10): 915-918.
- Nie F J and Fan J T. 1989. A study on REE geochemistry of the molybdenum-bearing granitoids in the Jinduicheng-Huanglongpu area, Shaanxi [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 8(1): 24-33 (in Chinese).
- O'Neil J R, Clayton R. N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. Journal of Chemical Physics, 51: 5547-5558.
- Pei Y H, Yan H Q and Ma Y F. 2007. The relationship between plaeo-volcanic apparatus and mineral resources of Xiong 'er Group along Songxian-Ruzhou zone in Henan Province [J]. Geology and Mineral Resources of South China, 1: 51-58 (in Chinese).
- Ren J S, Chen T Y, Niu B G, et al. 1992. Tectonic Evolution of continental lithosphere and ore-forming beneath east China and its adjacent areas [M]. Beijing: Science Press. 1-230 (in Chinese).
- Ren Q J, Wu Y B, Wu Y C, Zhou H Q and Xu Z W. 1987. Distribution and formation of ore-containing cracks in Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Shanxi Province [J]. Mineral Deposits, 6(3): 35-48 (in Chinese with English abstract).
- Robb L. 2005. Introduction to ore-forming process [M]. Oxford: Blackwell. 1-166.
- Shao K Z. 1992. The study of mine explorative condition and exposure in Qiyugou gold deposit of explosion breccia type [J]. Journal of Hebei College of Geology, 15: 105-195 (in Chinese).
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 44(3): 373-388.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs [J]. Geology, 18(7): 630-633.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, et al. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenum from the east Qinling molybdenum belt, Shanxi Province, China [J]. Econ. Geol., 98: 175-180.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for the mantle composition and process [A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. Magmatism in the ocean basins, geological society of London special publication [C]. London: Geological Society of London and Blackwell Scientific Publications. 42: 313-345.
- Sun X M, Ren Q J, Yang R Y, Xu Z W and Liu X S. 1998. Theoretical modelling of water-rock δD - $\delta^{18}O$ isotopic exchange system and source of ore-forming fluid: A case study on Jinduicheng superlarge-scale molybdenum deposit, Central China [J]. Geology-Geochemistry, 26(2): 16-21 (in Chinese with English abstract).
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S [A]. In: Valley J W, Jr. Taylor H P and O'Neil J R, ed. Stable isotopes in high temperature geological processes, review [C]. Mineral, 16: 185-225.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variation [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 579-588.
- Wei J J, Liu C Q and Ding Z J. 2000. Active laws of element migration in wall-rock alteration processes for hydrothermal gold deposits: As evidenced by Dongping, Hougou and Shuijingtun gold deposits [J]. Acta Mineralogica Sinica, 20(2): 200-206 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z W, Yang R Y, Liu H Y, Lu X C, Xu W Y and Ren Q J. 1998. Study on the ore-forming fluid of the Jinduicheng porphyry molybdenum deposit, Shanxi Province [J]. Geological Journal of China Universities, 4(4): 423-431 (in Chinese with English abstract).
- Yan M C, Chi Q H, Gu T X and Wang C S. 1997. Chemical compositions of continental crust and rocks in Eastern China [J]. Geophysical & Geochemical Exploration, 21(6): 451-459 (in Chinese with English abstract).
- Yigit O and Hofstra A H. 2003. Lithogeochemistry of Carlin-type gold mineralization in the Gold Butte district, Battle Mountain-Eureka trend, Nevada [J]. Ore Geology Reviews, 22: 201-224.
- Zartman R. E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics the model [J]. Tectonophysics, 75: 135-162.
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. 2001. Qinling belt and continental dynamics [M]. Beijing: Science Press. 1-729.
- Zhang H C, Xiao R G, An G Y, Zhang L, Hou W R and Fei H C. 2003. Hydrothermal mineralization of Au(Ag)-polymetallic ore deposit in the volcanic rock series of the Xiong 'er Group [J]. Geology in China, 30(4): 400-405 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z W, Zhu B Q, Chang X Y and Wen M X. 2001. Petrogenetic-metallogenetic background and time-space relationship of the east Qinling molybdenum ore belt, China [J]. Geological Journal of China Universities, 7(3): 307-315 (in Chinese with English abstract).
- Zhao T P. 2000. The characteristics and genesis of Proterozoic Xiong 'er volcanics at North China Croton (dissertation for doctor degree) [D]. Supervisor: Zhai M G. Guangzhou: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences. 1-102.

Zhu L M, Zhang G W, Guo B and Li B. 2008. U-Pb(LA-ICP-MS) zircon dating for the large Jinduicheng porphyry Mo deposit in the East Qinling, China, and its metallogenetic geodynamical Setting[J]. Acta Geologica Sinica, 82(2): 204-220(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴. 2004. 黄铁矿微量元素地球化学特征及其对成矿流体性质的指示[J]. 矿物岩石地球化学通报, 23(1): 1-4.

陈衍景, 李超, 张静, 李霞, 王海华. 2000. 秦岭钼矿带斑岩体锆氧同位素特征与岩石成因机制和类型[J]. 中国科学(D辑), 30(增刊): 64-72.

崔毫. 1991. 华北地台南缘(河南)有色、贵金属矿床铅同位素组成特征及成矿意义[J]. 矿产与勘查(2): 30-41.

范宏瑞, 谢奕汉, 郑学正, 王英兰. 2000. 河南祁雨沟热液角砾岩体型金矿床成矿流体研究[J]. 岩石学报, 15(4): 559-563.

胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿[M]. 南京: 南京大学出版社. 442-489.

黄典豪, 王义昌, 聂凤军, 江秀杰. 1984a. 黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床硫、碳、氧同位素组成及成矿物质来源[J]. 地质学报, 3: 252-264.

黄典豪, 聂凤军, 王义昌, 江秀杰. 1984b. 东秦岭地区钼矿床铅同位素组成特征及其成矿物质来源初探[J]. 矿床地质, 3(4): 20-28.

黄典豪, 王义昌, 聂凤军. 1985. 一种新的钼矿床类型——陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质特征及成矿机制[J]. 地质学报, 59(3): 221-257.

黄典豪, 吴澄宇, 聂凤军. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因讨论[J]. 矿床地质, 6(3): 22-34.

黄典豪, 董群英, 甘志贤. 1989. 中国钼矿床[A]. 宋叔和, 主编. 中国矿床[C]. 北京: 地质出版社. 482-512.

黄典豪. 1992. 东秦岭地区钼矿床中辉钼矿的铼含量及多型特征[J]. 岩石矿物学杂志, 11(1): 74-83.

黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钼同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 13(3): 221-230.

黄典豪, 杜安道, 吴澄宇, 刘兰笙, 孙亚莉, 邹晓秋. 1996. 华北地台钼(铜)矿床成矿年代学研究——辉钼矿-铼年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 15(4): 365-373.

黄智龙, 王联魁. 1997. 云南老王寨金矿煌斑岩蚀变、矿化过程中元素活动规律[J]. 岩石矿物学杂志, 16(1): 10-21.

黄智龙, 肖化云, 朱丹, 王联魁. 1998. 云南镇沅金矿煌斑岩矿化过程中元素活动规律[J]. 矿物学报, 18(3): 337-343.

李厚民, 沈远超, 毛景文, 刘铁兵, 朱和平. 2003. 石英、黄铁矿及其包裹体的稀土元素特征——以胶东焦家式金矿为例[J]. 岩石学报, 19(2): 267-274.

李英, 任崔锁. 1990. 华北地台南缘铅同位素演化[J]. 西安地质学院学报, 13(2): 1-12.

李永峰, 王春秋, 白凤军, 宋艳铃. 2004. 东秦岭钼矿 Re-Os 同位素年龄及其成矿动力学背景[J]. 矿产与地质, 18(6): 571-578.

李永峰, 毛景文, 胡华斌, 郭保健, 白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型特征成矿时代及其地球动力学背景[J]. 矿床地质, 24(3): 292-304.

刘长命, 卢欣祥, 张正伟. 1989. 东秦岭花岗岩类稀土元素的地球化学特征[J]. 河南地质, 7(2): 32-39.

刘孝善, 严正富, 郑素娟, 武耀成, 黄标. 1987. 东秦岭有色金属成矿带中典型矿床赋矿地层的地质地球化学研究[J]. 矿床地质, 6(4): 1-10.

刘孝善, 孙晓明. 1989. 金堆城钼矿成矿流体包裹体及稳定同位素研究[J]. 地质与勘探, 25(2): 12-19.

刘永春, 靳拥护, 班宜红, 吴飞, 付治国, 张鹏. 2007. 东秦岭-大别山钼成矿带赋矿地层分布规律[J]. 中国钼业, 31(1): 12-17.

卢欣祥, 于在平, 冯有利, 王义天, 马维峰, 崔海峰. 2002. 东秦岭深源浅成型花岗岩的成矿作用及地质构造背景[J]. 矿床地质, 21(2): 168-177.

罗铭玖. 1992. 河南金矿概论[M]. 北京: 地震出版社. 1-312.

毛光周, 华仁民, 高剑锋, 赵葵东, 龙光明, 陆慧娟, 姚军明. 2006. 江西金山金矿含金黄铁矿的稀土元素和微量元素特征[J]. 矿床地质, 25(4): 412-426.

毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精确得到启示[J]. 中国科学(D辑), 33(4): 289-299.

牟保磊. 1989. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社. 1-227.

聂凤军, 樊建庭. 1989. 陕西金堆城—黄龙铺地区含钼花岗岩类稀土元素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 8(1): 24-33.

裴玉华, 严海麒, 马雁飞. 2007. 河南嵩县—汝州熊耳群古火山机构与矿产关系[J]. 华南地质与矿产(1): 51-58.

任纪舜, 陈廷恩, 牛宝贵. 1992. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社. 1-230.

任启江, 吴俞斌, 武耀成, 周会群, 徐兆文. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿含矿裂隙分布规律与成因[J]. 矿床地质, 6(3): 35-48.

邵克忠. 1992. 祁雨沟地区爆破角砾岩型金矿找矿条件和找矿方向研究[J]. 河北地质学院学报, 15: 105-195.

孙晓明, 任启江, 杨荣勇, 徐兆文, 刘孝善. 1998. 金堆城超大型钼矿水-岩 δD-δ18O 同位素交换体系理论模型及成矿流体来源[J]. 地质地球化学, 26(2): 16-21.

王中刚, 于学元, 赵振华, 等. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 1-535.

魏俊浩, 刘从强, 丁振举. 2000. 热液型金矿床围岩蚀变过程中元素迁移规律——以张家口地区东坪、后沟、水晶屯金矿为例[J]. 矿物学报, 20(2): 200-206.

徐兆文, 杨荣勇, 刘红樱, 陆现彩, 徐文艺, 任启江. 1998. 陕西金堆城斑岩钼矿床成矿流体研究[J]. 高校地质学报, 4(4): 423-431.

鄢明才, 迟清华, 顾铁新, 王春书. 1997. 中国东部地壳丰度与岩石平均化学组成研究[J]. 物探与化探, 21(6): 451-459.

张国伟, 张本仁, 袁学诚. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社. 1-729.

张汉成, 肖荣阁, 安国英, 张龙, 侯万荣, 费虹彩. 2003. 熊耳群火山岩系金银多金属矿床热水成矿作用[J]. 中国地质, 30(4): 400-405.

张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 强立志, 温明星. 2001. 东秦岭钼矿带成矿背景及时空统一性[J]. 高校地质学报, 7(3): 307-315.

赵太平. 2000. 华北陆块南缘元古宙熊耳群钾质火山岩特征与成因(博士学位论文[D]). 导师: 翟明国. 广州: 中国科学院地质地球物理研究所. 102页.

朱赖民, 张国伟, 郭波, 李桦. 2008. 东秦岭金堆城大型斑岩钼矿床 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成矿动力学背景[J]. 地质学报, 82(2): 204-220.