

文章编号: 0258-7106(2012)03-0480-13

豫西老君山地区钼矿地质特征及辉钼矿 Re-Os 同位素年龄*

孟芳¹, 叶会寿², 周珂³, 高亚龙⁴

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 3 中国地质学会, 北京 100037; 4 华北地质勘查局, 天津 300170)

摘要 东秦岭钼矿带内的金堆城、南泥湖、上房沟、石家湾、雷门沟、东沟、夜长坪等钼矿床均产于燕山期小规模的花岗斑岩体中。近些年来, 在大面积出露的老君山花岗岩基内及其与围岩的接触带中亦发现了斑岩型钼矿床和矿点, 是一个找矿潜力较大的远景区。为了总结该区钼矿的成矿规律和建立成矿模式, 以便更有效地指导找矿勘查, 笔者在矿床地质特征和成因研究的基础上, 对钼矿的成矿作用时限进行了约束。硫同位素研究显示, 老君山地区钼矿床(点)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 2.4‰~6.3‰, 表明其硫很可能来自岩浆流体。氢、氧同位素研究表明, 其成矿流体的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 为 -108‰~-82‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 为 6.3‰~10.4‰, 反映出成矿流体来自混合的岩浆水与大气降水。文章对该区 3 个钼矿床(点)的 6 件不同矿化类型的辉钼矿样品进行了 Re-Os 同位素测年, 获得了辉钼矿的 Re-Os 模式年龄为 $(109.8 \pm 1.6) \sim (114.5 \pm 1.7)$ Ma, 等时线年龄为 (114.3 ± 3.4) Ma, 表明其成矿作用发生于早白垩世, 与赋矿的老君山花岗岩体的侵位年龄相一致, 应为同一岩浆-构造-流体活动的产物。老君山地区钼矿床(点)与东沟、鱼池岭、汤家坪和沙坪沟等斑岩钼矿床, 均形成于早白垩世中国东部区域岩石圈大规模伸展的构造环境。

关键词 地质学, 地球化学, 矿床特征, Re-Os 同位素年龄, 辉钼矿, 伸展环境, 老君山地区, 豫西
中图分类号: P618.65 文献标志码: A

Geological characteristics and molybdenite Re-Os isotopic dating of Mo deposits in Laojunshan area, western Henan

MENG Fang¹, YE HuiShou², ZHOU Ke³ and GAO YaLong⁴

(1 School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 Geological Society of China, Beijing 100037, China; 4 North China Geological Exploration Bureau, Tianjin 300170, China)

Abstract

Jinduicheng, Nannihu, Shangfanggou, Shijiawan, Leimengou, Donggou and Yechangping molybdenum deposits occur in Yanshanian small-size porphyry granite of eastern Qinling molybdenum belt. In recent years, molybdenum deposits (ore spots) have also been found in large-size Laojunshan granitic batholith and surrounding rocks in contact with host rocks, and the Mo deposits of Laojunshan area belong to the porphyry-contact zone type and have considerable prospecting potential. In order to summarize metallogenic regularity and establish mineralization model so as to guide exploration and prospecting effectively, the authors made a constraint on the

* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿项目(编号 20089949)资助

第一作者简介 孟芳, 女, 1982年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: mengfang0617@126.com

通讯作者简介 叶会寿, 男, 1964年生, 研究员, 矿床学专业。Email: yehuishou@163.com

收稿日期 2011-06-10; 改回日期 2012-04-10。许德焕编辑。

age of molybdenum mineralization on the basis of the geological characteristics and the genesis. $\delta^{34}\text{S}$ values of the sulfur isotopic range from 2.4‰ to 6.3‰, suggesting that sulfur probably came from magmatic fluid. Hydrogen and oxygen isotopic components of typical ores indicate that $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ values of ore-forming fluids are from -82‰ to -108‰, while $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ vary from 6.3‰ to 10.4‰, suggesting that the ore-forming fluids might have been produced by mixed magmatic and meteoric water. Six molybdenite-bearing samples of different mineralizing types were selected for precise Re-Os dating by using such ionic mass spectrographs as inductance coupling, which yielded model ages ranging from (109.8 ± 1.6) Ma to (114.5 ± 1.7) Ma and an isochron age of (114.3 ± 3.4) Ma. The deposit was formed in Early Cretaceous, which is consistent with the emplacing age of the host rock Laojunshan granitic pluton. The authors thus believe that they are products of the same magma-structure-fluid activity. The Mo deposits of Laojunshan area were formed at the same time as Donggou, Yuchiling, Tangjiaping and Jinzhai Mo deposits, and hence should be the response to Late Mesozoic large-scale regional lithospheric extension.

Key words: geology, geochemistry, deposit characteristics, Re-Os isotopic age, molybdenite, extensional environment, Laojunshan area, western Henan

东秦岭是中国重要的钼矿成矿带(图 1),已查明三道庄、上房沟、东沟、雷门沟、鱼池岭、秋树湾等 10 余个钼(钨)矿床,其钼金属储量已达 500 万吨以上;

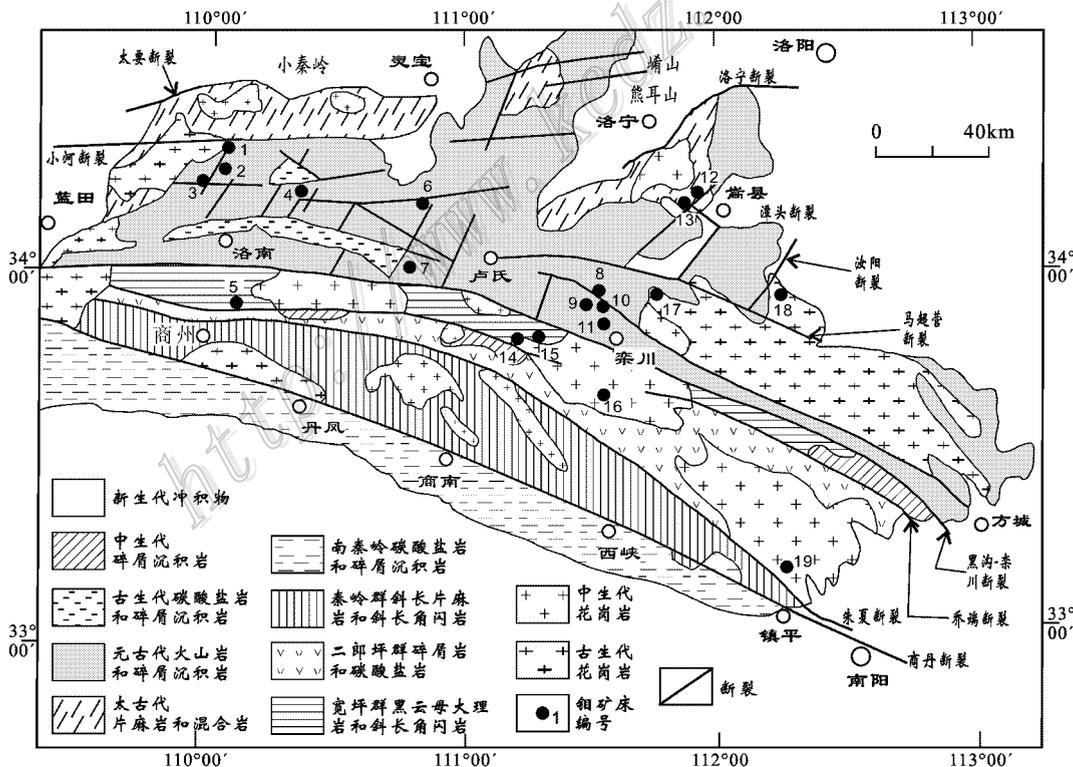


图 1 东秦岭钼矿带地质略图(据张正伟等, 2007 略改)

钼矿床名称: 1—黄龙铺; 2—石家湾; 3—金堆城; 4—木龙沟; 5—南台; 6—银家沟; 7—夜长坪; 8—马圈; 9—上房沟; 10—南泥湖; 11—三道庄; 12—雷门沟; 13—黄水庵; 14—扫帚坡; 15—东沟口; 16—老界岭; 17—鱼池岭; 18—东沟; 19—秋树湾

Fig. 1 Geological sketch map showing the distribution of molybdenum ore zones in Eastern Qinling Mountains (modified after Zhang et al., 2007)

Names of molybdenum deposits: 1—Huanglongpu; 2—Shijiaowan; 3—Jinduicheng; 4—Mulonggou; 5—Nantai; 6—Yinjiaogou; 7—Yechangping; 8—Majuan; 9—Shangfanggou; 10—Nannihu; 11—Sandaozhuang; 12—Leimengou; 13—Huangshuian; 14—Shaozhoupo; 15—Donggoukou; 16—Laojieling; 17—Yuchiling; 18—Donggou; 19—Qiushuwan

向东延伸至大别地区,也发现了众多钼矿床,如汤家坪(杨泽强,2007)、千鹤冲(杨梅珍等,2010)、沙坪沟(张怀东等,2010;2012)、银山(徐晓春等,2009)等,累计查明的资源量达250万吨以上。

已有的钼矿勘查资料和科研成果表明,东秦岭的钼矿床属于斑岩型或斑岩-矽卡岩型,主要与晚侏罗世(140 Ma左右)同熔型中-酸性小斑岩体有关(罗铭玖等,1991;黄典豪等,1994;Stein et al.,1997;张正伟等,2001;李永峰等,2004;2005;Mao et al.,2008;卢欣祥等,2002;徐兆文等,2000;叶会寿等,2006)。近些年来,东秦岭和大别地区的钼矿找矿取得了重大进展,除发现了晚三叠世形成的大湖石英脉型金钼矿床(李厚民等,2007)和纸房沟石英脉型钨(铅)矿床(邓小华等,2008)之外,还找到了东沟(叶会寿等,2006)、鱼池岭(周珂等,2009)、汤家坪(杨泽强,2007)、千鹤冲(杨梅珍等,2010)、沙坪沟(张怀东等,2010;2012)等大型-超大型斑岩型钼矿床,与130~110 Ma的不同成因类型的斑岩体有关(叶会寿等,2006;杨泽强,2007;周珂等,2009)。此外,在大面积出露的老君山花岗岩基内及其接触带围岩中亦发现了钼矿床(点),如扫帚钼矿床、东沟口钼矿点、老界岭钼矿点,是一个找矿潜力较大的成矿远景区,该地区的钼矿勘查工作仍在进行中。因此,及时总结研究该区的钼矿地质特征、成矿作用、成矿年代学、成矿构造环境,建立起成矿模型和找矿模型,以指导找矿工作,具有重要意义。

1 成矿区域地质背景

成矿区内出露的地层主要为古元古界秦岭群、中元古界宽坪群和下古生界二郎坪群。秦岭群夹持于商丹断裂带与朱夏断裂带之间,为一套形成于活动大陆边缘的陆源碎屑岩、碳酸盐岩、基性火山岩的组合,变质程度达角闪岩相。宽坪群分布于黑沟-栾川断裂带与瓦穴子-乔端断裂带之间,为一套形成于裂谷-洋盆中的陆源碎屑岩、碳酸盐岩、中-基性火山岩,并经历了晋宁期(1000 Ma左右)绿片岩相-低角闪岩相的变形变质作用,已变成各类片岩、大理岩和斜长角闪岩。二郎坪群分布于瓦穴子-乔端断裂带与朱夏断裂带之间,为一套形成于大陆边缘岛弧-弧后裂谷的细碧岩-石英角闪岩、火山碎屑岩、陆源碎屑岩和碳酸盐岩,已遭受绿片岩相变质作用。黑沟-栾川断裂带以北为华北陆块南缘,由结晶基底新太

古界花岗岩-绿岩以及盖层中元古界熊耳群火山岩、官道口群碎屑岩-碳酸盐岩和新元古界栾川群碎屑岩-碳酸盐岩组成(河南省地质矿产局,1989)。

区内出露大量的中生代花岗岩,呈岩基产出的有老牛山、华山、文峪、娘娘山、花山、五丈山、合峪、太山庙、老君山、四棵树等,已在一些岩体(如文峪、合峪、太山庙、老君山等)中发现了钼矿床。呈岩株、岩脉等小斑岩体产出的有金堆城、石家湾、木龙沟、八宝山、东沟、银家沟、后瑶峪、南泥湖、上房沟、黄背岭、雷门沟、秋树湾、二郎坪等,其中大多数都伴有钼多金属矿床。

2 老君山花岗岩

老君山花岗岩基位于华北地块南缘与北秦岭构造带的结合部,出露在近EW向的黑沟-栾川断裂带以南的北秦岭造山带一侧,呈NWW向展布,面积约394 km²,与中元古界宽坪群、下古生界二郎坪群及早古生代花岗岩呈侵入接触。根据接触关系和矿物颗粒大小,可将老君山岩体划分出3个期次,即第1期、第2期和第3期,以第3期的规模最大。第1期为含小斑细-中粒黑云母二长花岗岩,第2期中斑中粒黑云母二长花岗岩,第3期为大班中-粗粒黑云母二长花岗岩。这3个期次具有同心环带分布的特点。

第1期含小斑细-中粒黑云母二长花岗岩,分布于老君山岩体的内部,呈不规则岩株产出,灰白色-灰红色,含小斑似斑状结构,块状构造。斑晶为钾长石,粒径5~13 mm,含量约4%,分布不均。基质由钾长石(33%)、斜长石(37%)、石英(20%)、黑云母(5%)及少量角闪石组成,粒径0.3~3 mm,具中-细粒花岗岩结构。

第2期中斑中粒黑云母二长花岗岩,分布于老君山岩体的中部,出露于老君山、玉皇顶等地。岩石呈灰白色-灰红色,中斑似斑状结构,块状构造。斑晶为钾长石,分布均匀,含量5%~10%,呈自形-半自形长条状,长轴定向排列,与基质一起构成定向结构。基质由钾长石(20%~35%)、斜长石(25%~35%)、石英(21%~25%)、黑云母(3%~6%)组成,粒径1.3~4.5 mm。与第1期二长花岗岩呈脉动接触。

第3期大班中-粗粒黑云母二长花岗岩,位于老君山岩体的外部,呈不规则的环状分布。岩石呈

灰白色-浅红色, 大斑似斑状结构, 块状构造。斑晶为钾长石, 呈自形-半自形长条板柱状, 含量约 5%~17%。基质由钾长石(22%~31%)、斜长石(30%~35%)、石英(21%~24%)、黑云母(5%~7%)及少量角闪石组成, 粒径 2~6 mm, 具中粗粒花岗岩结构。

应用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法对岩体进行了年代学研究, 获得第 2 期中斑中粒黑云母二长花岗岩的成岩年龄为(111.22±0.73)Ma 以及第 3 期大斑中-粗粒黑云母二长花岗岩的成岩年龄为(108.07±0.62)Ma(另文发表)。

3 矿床(点)地质特征

在老君山岩体内及其外接触带围岩中, 已发现 3 处钼矿床(点), 即扫帚坡钼矿床、东沟口钼矿点和老界岭钼矿点。

扫帚坡钼矿床产于老君山岩体的边部及其外接触带的宽坪群片岩中, 目前的工作程度较低, 仅在地表施工了探槽, 圈出了钼矿体, 显示出较好的找矿前景。东沟口钼矿点产于老君山岩体的外接触带宽坪群片岩中。老界岭钼矿点产于老君山岩体内。三者的钼矿化均呈细(网)脉浸染状、薄膜状和浸染状产出(图 2)。

3.1 扫帚坡钼矿床

在老君山地区所发现的 3 处钼矿床(点)中, 扫帚坡钼矿床的特点最为显著, 故本章节主要叙述其地质特征。

3.1.1 矿区地质

矿区内主要出露中-新元古界宽坪群二云石英片岩、黑云母石英片岩、绢云母石英片岩及少量角闪石英片岩等(图 3)。地层总体呈 NW 向单斜构造展布。

断裂构造有近 SN 向、NE 向、NW 向等, 规模较小。

岩浆岩主要出露有老君山岩体第 3 期大斑中-粗粒黑云母二长花岗岩, 在其外接触带的片岩中, 岩脉、岩枝较发育, 并常伴有辉钼矿化和黄铁矿化。

3.1.2 矿床特征

(1) 矿体特征

已发现 3 条矿体, 其中的 I 号矿体为主矿体。

I 号矿体 分布于老君山岩体边部的细粒花岗岩及外接触带的二云石英片岩中。矿体长 102 m, 平均厚度 22.42 m, 呈透镜状, $w(\text{Mo})$ 为 0.03%~

0.15%。

II 号矿体 分布在细粒花岗岩中。矿体长 210 m, 平均厚度 5.06 m, 呈透镜状, $w(\text{Mo})$ 为 0.03%~0.10%。

III 号矿体 产于外接触带的二云石英片岩和细粒花岗岩中。矿体长 90 m, 平均厚度 3.60 m, $w(\text{Mo})$ 为 0.035%~0.095%。

(2) 矿石特征

矿石矿物主要为辉钼矿和黄铁矿, 含微量的褐铁矿、磁铁矿等。脉石矿物主要为石英、钾长石、斜长石、黑云母、白云母、绢云母、角闪石、绿泥石等。矿石结构主要为片状、束状、放射状结构, 其次为镶嵌结构和充填结构, 矿石构造主要为细(网)脉浸染状、浸染状构造。

辉钼矿多呈叶片状、束状、放射状、团块状、细脉浸染状分布于各类脉体中, 或呈薄膜状分布于微裂隙或构造带中。

(3) 围岩蚀变

与辉钼矿化有关的围岩蚀变主要有硅化、钾长石化、黄铁矿化和绢云母化, 其次为绿泥石化和黑云母化。

硅化 广泛分布于花岗斑岩及其外接触带的围岩中, 是与钼矿化关系最密切的蚀变类型。早期硅化多呈细粒或团块状分布, 由于斑岩和长英质围岩富含二氧化硅, 故多以粒间交代为主。晚期硅化多呈细脉-网脉状充填节理和裂隙, 脉体有钾长石-石英脉、石英-黄铁矿-辉钼矿脉、石英-辉钼矿脉等。

钾长石化 早期钾长石化在斑岩体中以粒间交代为主, 呈面型广泛分布。晚期钾长石化多呈细脉状, 与石英共生并充填节理、裂隙, 常伴生钼矿化。

绢云母化 沿裂隙两侧以微鳞片-细片状集合体形式交代斜长石和钾长石, 局部形成条带状绢英岩, 当伴有黄铁矿时, 形成黄铁绢英岩化。

绿泥石化 主要分布在外接触带的围岩中, 以绿泥石交代黑云母为主, 绿泥石多呈条带状沿裂隙分布。该类蚀变与成矿关系不密切。

(4) 成矿期次及成矿阶段划分

根据野外地质观察、矿物共生组合和矿石构造特点, 可将成矿过程分为热液期和表生期。热液期可划分为 3 个成矿阶段: 第 I 阶段为纯净石英脉阶段, 以纯净乳白色石英脉为特征, 含少量辉钼矿; 第 II 阶段为石英-辉钼矿阶段, 是主成矿阶段, 以辉钼矿大量出现为特征, 主要形成细脉浸染状、网脉状辉

钼矿化石英脉,可见少量黄铁矿;第Ⅲ阶段为石英-黄铁矿阶段,是重要成矿阶段,形成黄铁矿化石英脉,黄铁矿的含量明显增多。表生期主要表现为褐铁矿化、钼华等。

3.2 东沟口和老界岭钼矿点

东沟口钼矿点 产于老君山岩体外接触带的宽坪

群片岩中。辉钼矿呈薄膜状、细脉状分布于围岩内。

老界岭钼矿点 产于老君山岩体的中斑中粒黑云母二长花岗岩岩相内。其辉钼矿有2种产出状态,一是呈浸染状分布岩体中,二是呈浸染状产于石英脉中,可见少量黄铁矿。

目前,对这2个钼矿点的研究工作做得较少。

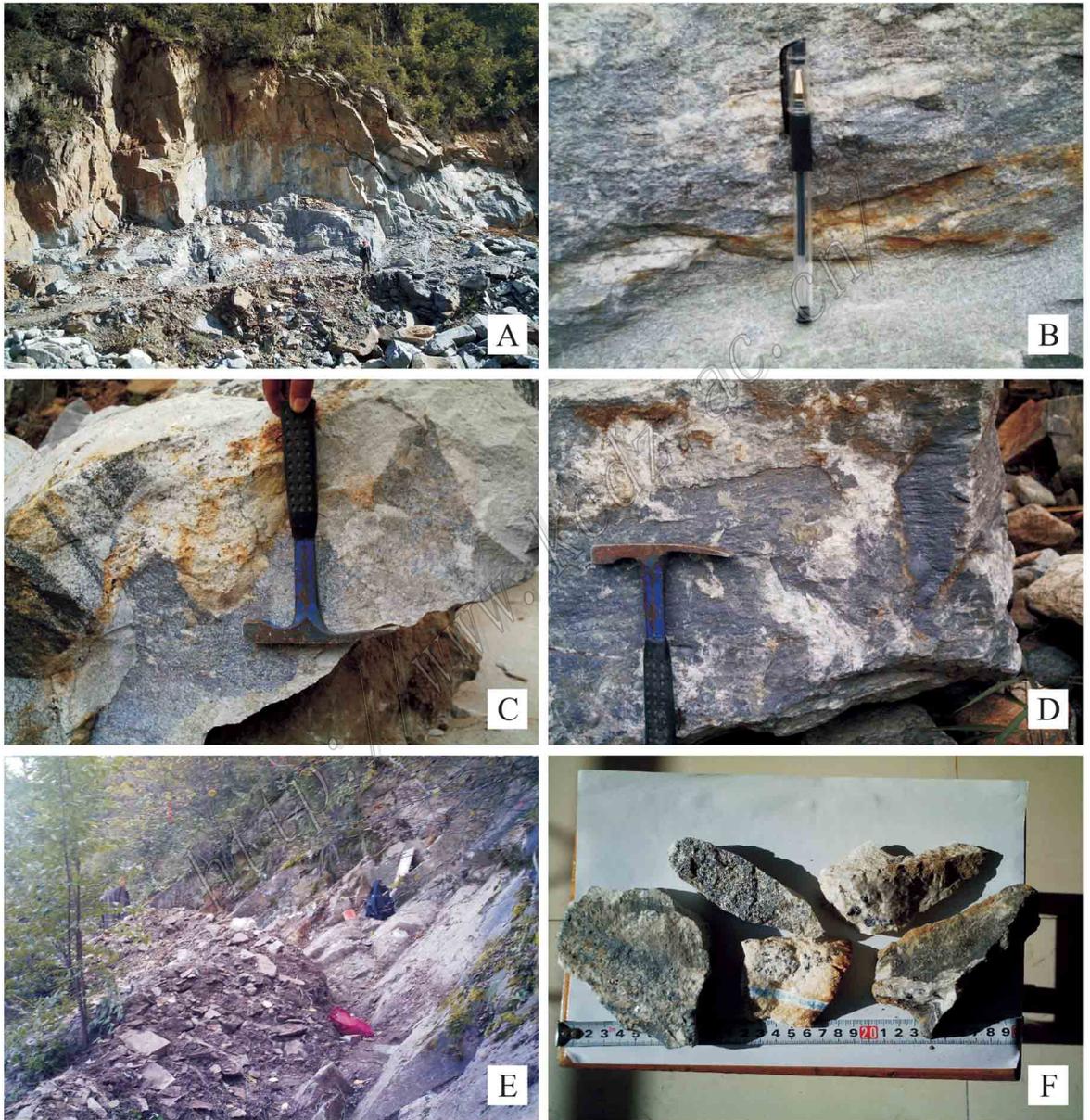


图2 老君山地区钼矿的矿石类型

- A. 细粒花岗岩节理中辉钼矿; B. 硅化二云石英片岩裂隙中辉钼矿; C. 石英片岩中辉钼矿化石英脉; D. 挤压破碎带中薄饼状辉钼矿;
E. 硅化二云石英片岩中辉钼矿化石英脉; F. 花岗岩裂隙中薄膜状辉钼矿

Fig. 2 Ore types of Mo deposits in Laojunshan area

- A. Molybdenite in joint plane of fine-grained granite; B. Molybdenite along fracture surface of siliceous two-mica quartz schist;
C. Molybdenite in feldspar quartz veins hosted in quartz schist; D. Molybdenite in fracture surface hosted in siliceous two-mica quartz schist;
E. Molybdenite in quartz vein hosted in siliceous two-mica quartz schist; F. Molybdenite in granite

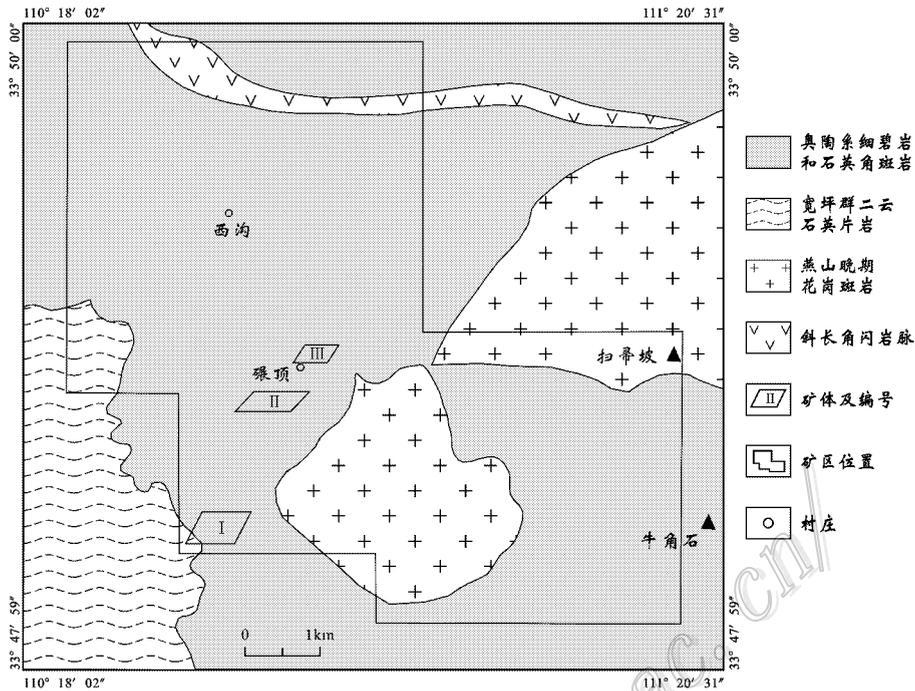


图 3 扫帚坡钼矿床地质简图(据河南瑞鑫工贸有限责任公司 2007^①略改)

Fig. 3 Geological sketch map of the Saozhoupo Mo deposit

4 成矿流体特征

4.1 流体包裹体类型

老君山地区钼矿中石英内流体包裹体的类型主要有：气体包裹体(V型)、液体包裹体(L型)、气液包裹体(V-L型)、含CO₂多相包裹体(C型)。其中，气液包裹体最多，占测试样品总量的80%，主要由水溶液和水气组成，气体包裹体的成分为水气，偶见二氧化碳；液体包裹体的成分为盐水溶液，个别样品(DHG-B14-1和DHG-B14-2)由盐水溶液、水气和二氧化碳组成(图4)。包裹体的长轴多数为4~20 μm。

4.2 包裹体群体成分分析

本文选取了5件石英样品，挑纯并研磨至60~80目，进行包裹体群体成分分析(亦称总体成分分析)。流体包裹体群体气、液相成分分析在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室完成。具体的测试方法和流程详见朱和平等(2003)。

由石英内包裹体的气体和液体成分(表1、表2)

可知，流体的气相成分以H₂O和CO₂为主，其次为N₂、CH₄、H₂S、C₂H₆，具有岩浆热液的特征。在流体的液相成分中，阳离子以Na⁺、K⁺、Ca²⁺为主，阴离子以Cl⁻、SO₄²⁻为主，F⁻无或极少。

5 稳定同位素特征

5.1 硫同位素

本文选取了矿区内分布最广的辉钼矿和黄铁矿进行S同位素分析。测试工作在中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室完成。硫化物样品以Cu₂O作为氧化剂制样，测试仪器为MAT-251EM型质谱仪，以VCDT为标准，测试精度为±0.2‰。老君山地区钼矿的6件辉钼矿样品和2件黄铁矿样品的硫同位素测试结果见表3。

地球上的硫同位素主要有3个储存库：幔源硫(δ³⁴S=0±3‰)(Chaussidon et al., 1990)；海水硫，现代海水的δ³⁴S≈20‰；沉积物中的还原硫，其硫同位素以具有较大的负值为特征(Rollinson, 1993)。

老君山地区钼矿的硫同位素分析结果(表3)表

① 河南瑞鑫工贸有限责任公司. 2007. 河南省栾川县扫帚坡钼矿区地质普查报告. 内部资料.

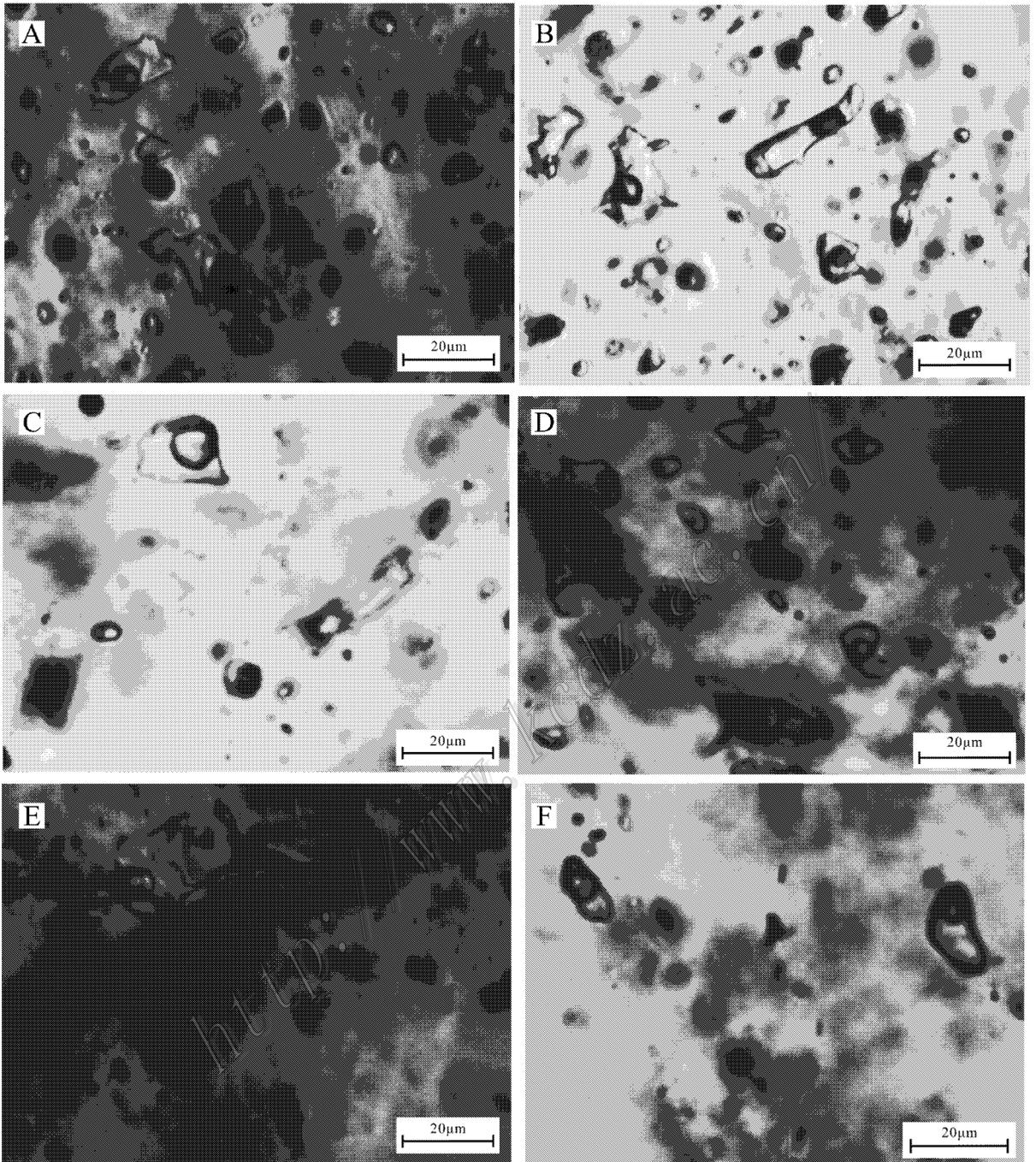


图4 老君山地区钼矿床流体包裹体显微照片

A~D. V-L型包裹体; E、F. C型包裹体

Fig. 4 Photomicrographs of fluid inclusions in Mo deposits of Laojunshan area

A~D. V-L type inclusions; E and F. C type inclusions

明,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围较窄,6件辉钼矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $2.8\text{‰}\sim 6.3\text{‰}$,平均 4.0‰ ,2件黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $2.4\text{‰}\sim 4.1\text{‰}$,平均 3.2‰ ,都接近陨石硫的数值,具有深源硫的特征。

硫同位素研究结果表明,当岩浆流体与富水花岗岩质熔体($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}=0$)处于平衡状态时, $\delta^{34}\text{S}$ 值接近 4.0‰ 。另外,典型斑岩型铜或钼矿床主成矿期硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $2.8\text{‰}\sim 4.8\text{‰}$ 。在与中-酸性岩浆体

表 1 流体包裹体气体成分

Table 1 Gas compositions of fluid inclusions

矿区名称	样品编号	$\mu(B) \times 10^{-6}$								
		H ₂ O	N ₂	He	Ar	O ₂	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	H ₂ S
老界岭	LJS-B9	89.63	0.548	—	0.124	—	9.148	0.505	0.044	0.001
扫帚坡	DHG-B14-2	92.51	0.232	—	0.031	—	7.077	0.130	0.020	0.0003
扫帚坡	SEP-B7	95.77	0.342	—	0.052	—	3.603	0.178	0.054	0.001
扫帚坡	DHG-B14-1	90.31	0.230	—	0.031	—	9.233	0.167	0.029	0.001
东沟口	DZK-B3-1	88.81	1.451	—	0.553	—	5.826	3.044	0.314	0.002

表 2 流体包裹体液相成分

Table 2 Chemical compositions of liquid phase in fluid inclusions

矿区名称	样品编号	$\mu(B) \times 10^{-6}$						K ⁺ /Na ⁺	Na ⁺ /(Ca ²⁺ + Mg ²⁺)	Cl ⁻ /F ⁻
		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻			
老界岭	LJS-B9	2.610	0.390	0.108	—	2.490	3.840	0.159	24.017	—
扫帚坡	DHG-B14-2	2.154	0.108	0.108	—	1.515	1.563	0.050	19.907	—
扫帚坡	SEP-B7	1.878	0.159	0.054	—	1.200	0.963	0.085	34.778	—
扫帚坡	DHG-B14-1	2.616	0.081	0.108	—	1.866	1.929	0.031	24.222	—
东沟口	DZK-B3-1	1.308	0.267	0.000	0.201	0.258	0.858	0.204	—	12.836

表 3 君山地区钼矿硫同位素组成

Table 3 S isotopic composition of Mo deposits in Laojunshan area

矿区名称	样号	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	矿区名称	样号	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
扫帚坡	SZP-B2	辉钼矿	3.4	东沟口	DZK-B1	黄铁矿	4.1
扫帚坡	SZP-B3	辉钼矿	3.7	东沟口	DZK-B3	黄铁矿	2.4
扫帚坡	SZP-B7	辉钼矿	6.3	东沟口	DZK-B3-1	辉钼矿	2.8
老界岭	LJS-B10	辉钼矿	3.6	东沟口	DZK-B2	辉钼矿	4.6

表 4 老君山地区钼矿氢、氧同位素组成

Table 4 H and O isotopic composition of Mo deposits in Laojunshan area

取样地点	样品	测试样品	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$t_h/\text{°C}$
扫帚坡钼矿床	SZP-B7	石英	10.4	-94	0.92	238
扫帚坡钼矿床	DHG-B14-1	石英	8.3	-82	-0.51	252
扫帚坡钼矿床	DHG-B14-2	石英	7.4	-91	-2.54	229
东沟口钼矿点	DZK-B1	石英	8.1	-108	-0.48	257
东沟口钼矿点	DZK-B3-1	石英	6.3	-90	-3.18	238
老界岭钼矿点	LJS-B9	石英	7.6	-93	0.26	287

系处于平衡状态时,成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}$ 值应该与主成矿阶段辉钼矿的硫同位素平均值(4.0‰)相似(Taylor, 1987),因此,老君山地区钼矿中的硫很可能来自岩浆流体。

5.2 氢、氧同位素

本文选取了老君山地区钼矿的 6 件石英脉样品进行氢、氧同位素测试。测试工作由国土资源部同位素地质重点实验室完成。测试仪器为 MAT 253 EM 型质谱仪。

测试结果(表 4)显示, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 6.3\text{‰} \sim$

10.4‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -108\text{‰} \sim -82\text{‰}$ 。表 4 中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为计算值,是根据石英-水分馏方程 $1000 \ln \alpha_{\text{Q-H}_2\text{O}} = 3.306 \times 10^6/T^2 - 2.71$ (Zhang, 1989) 计算得出,均一温度(t_h)为实测的平均值。

6 辉钼矿 Re-Os 同位素测年

6.1 样品采集

在老君山地区的钼矿床(点)中,采集了 6 件不

表5 老君山地区辉钼矿样品位置与描述

Table 5 Location and description of samples from Laojunshan area

样品编号	矿区名称	样品位置	样品描述
SZP-B2	扫帚坡	E111°18'33" N33°48'16"	细粒花岗岩节理中辉钼矿(图2A)
SZP-B3	扫帚坡	E111°18'33" N33°48'16"	硅化二云石英片岩裂隙中辉钼矿(图2B)
SZP-B7	扫帚坡	E111°18'33" N33°48'16"	石英片岩中辉钼矿化长石石英脉(图2C)
DZK-B2	东沟口	E111°19'21" N33°48'52"	挤压破碎带中薄饼状辉钼矿(图2D)
DZK-B3-1	东沟口	E111°19'21" N33°48'52"	硅化二云石英片岩中辉钼矿化石英脉(图2E)
LJS-B10	老界岭	E111°42'04" N33°40'04"	花岗岩裂隙中薄膜状辉钼矿(图2F)

同矿石类型的辉钼矿用以进行 Re-Os 同位素年龄测定。其中,扫帚坡钼矿床3件,东沟口钼矿点2件,老界岭钼矿点1件。采样位置用便携式GPS定位,其具体位置、矿石类型和样品描述见表5。

辉钼矿多呈叶片状、束状、放射状、团块状、细脉浸染状或浸染状产出。将野外采集的矿石样品送交河北省区域地质矿产调查研究所实验室,经无污染粉碎及浮选、重液选矿后,在双目镜下挑纯,最终得到纯度大于98%的辉钼矿备测样品。

6.2 样品化学处理流程及测试方法

辉钼矿样品 Re-Os 含量的测定在中国地质科学院国家测试中心 Re-Os 同位素实验室完成。测试仪器为美国 TJA 公司生产的电感耦合等离子体质谱仪(TJA X-series ICP-MS)。采用 Carius tube 熔样法,所用的¹⁹⁰Os 和¹⁸⁵Re 稀释剂来自美国橡树岭国家实验室。测试的具体流程及操作请见相关文献(杜安道等,1994;2001;Du et al.,2004;Shirey et al.,1995;Stein et al.,1997;Markey et al.,1998)。

样品熔样过程中的平均 Re、Os 空白分别小于 30 pg 和 0.5 pg,未检测出普 Os(表6),因此,Re、Os 同位素含量的测定未受影响。标样 HLP 被 2 次用于监测分析数据。测试结果和标准值列于表7。由表7可见,本次测试结果相当可靠,因而,所获得的辉钼矿 Re-Os 数据亦相当精确。

表7 实验标准物质 GBW04435 HLP 测定值和标准值

Table 7 Analytical data and certified values of Re-Os isotopes for standard sample HLP

编号	原样名	m/g	$\alpha(\text{Re})(\mu\text{g/g})$		$\alpha(^{187}\text{Os})(\text{ng/g})$		模式年龄/Ma	
			测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
081111-23	HLP	0.01064	279.7	2.5	649.2	5.8	221.2	3.3
081125-23	HLP	0.1004	283.6	2.4	654	6.4	219.8	3.3
GBW04435	HLP		283.8	6.2	659	14	221.4	5.6

表6 本次实验空白水平

Table 6 Blank level of this experiment

编号	$\alpha(\text{Re})(\text{ng})$		$\alpha(\text{普Os})(\text{ng})$		$\alpha(^{187}\text{Os})(\text{ng})$	
	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
081006-19	0.0252	0.0011	0.0001	0	0.0001	0
081111-24	0.0411	0.0007	0.0003	0	0.0002	0.0001

6.3 测试结果

Re-Os 模式年龄 t 按下式计算:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}} \right)$$

其中 $\lambda(^{187}\text{Re} \text{ 衰变常数}) = 1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

辉钼矿样品的 Re-Os 同位素测试结果列于表8。6件辉钼矿样品中均未检测出普通 Os。根据以上公式计算获得老君山地区钼矿床辉钼矿的 Re-Os 模式年龄如下:扫帚坡矿床为(111.5 ± 1.6)~(114.5 ± 1.7)Ma;东沟口矿点为(113.1 ± 1.6)Ma 和(113.6 ± 1.9)Ma;老界岭矿点为(109.8 ± 1.6)Ma。其模式年龄加权平均值为(112.9 ± 1.7)Ma,平方权重方差 MSWD = 4.6(图5)。应用 ISOPLOT 软件(Ludwig,2001)对所获得的7个数据进行了等时线计算,得到一条好的¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os 等时线,其等时线年龄为(114.3 ± 3.4)Ma,平方权重方差 MSWD = 7.6(图6)。所得到的等时线年龄与模式年龄加权平均值非常接近。

表 8 老君山地区钼矿辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果

Table 8 Re-Os isotope data of molybdenite from Mo deposits in Laojunshan area

编号	原样名	m/g	$\omega(\text{Re})(\mu\text{g/g})$		$\omega(^{187}\text{Os})(\text{ng/g})$		$\omega(^{187}\text{Os})(\text{ng/g})$		模式年龄/Ma	
			测定值	2 σ	测定值	2 σ	测定值	2 σ	测定值	2 σ
081029-11	SZP-B7	0.05302	26.36	0.21	16.57	0.13	31.63	0.26	114.5	1.6
081119-13	SZP-B2	0.04046	18.88	0.19	11.87	0.12	22.53	0.18	113.9	1.7
081119-14	SZP-B3	0.0401	24.31	0.2	15.28	0.13	28.4	0.24	111.5	1.6
081119-15	SZP-B7	0.03982	29.02	0.25	18.24	0.16	34.81	0.3	114.5	1.7
081119-16	DZK-B2	0.03988	5.934	0.071	3.73	0.045	7.06	0.06	113.6	1.9
081119-17	DZK-B3-1	0.0401	7.184	0.059	4.515	0.037	8.52	0.07	113.1	1.6
-081119-18	LJS-B10	0.15086	11.02	0.1	6.929	0.063	12.68	0.1	109.8	1.6

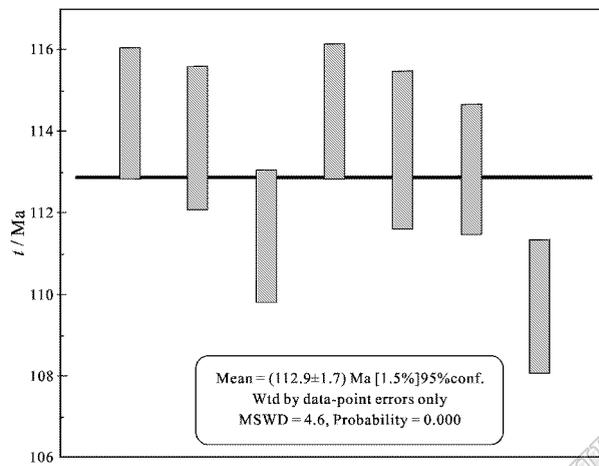
注：2 σ 为不确定值。

图 5 老君山地区钼矿中辉钼矿 Re-Os 模式年龄加权平均值

Fig. 5 Weighted mean of Re-Os model ages of molybdenite from Mo deposits in Laojunshan area

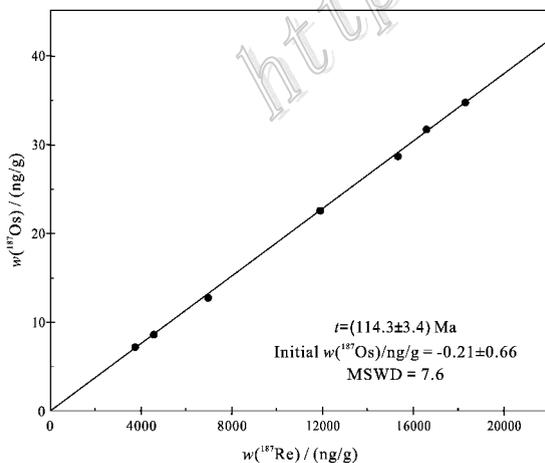


图 6 老君山地区钼矿中辉钼矿 Re-Os 同位素等时线

Fig. 6 Re-Os isochron age of molybdenite from Mo deposits in Laojunshan area

7 讨论

7.1 成矿流体来源

$\omega(\text{K}^+) / \omega(\text{Na}^+)$ 比值常被用作判别成矿流体成因的依据之一 (Roedder, 1984; 高永丰等, 1995; 张德会等, 1998)。Roedder (1984) 通过大量矿床实例研究得出结论: 成矿流体中的 $\omega(\text{K}^+)$ 代表了岩浆的贡献, 岩浆来源成矿流体的 $\omega(\text{K}^+) / \omega(\text{Na}^+)$ 值一般大于 1。张德会等 (1998) 对国内外已发表的大量矿床实例资料进行了统计分析, 结果表明, 流体包裹体成分中 $\omega(\text{K}^+) / \omega(\text{Na}^+)$ 值小于 1 的矿床, 其成矿流体既可以是岩浆热液也可以是其他热液, 而 $\omega(\text{K}^+) / \omega(\text{Na}^+)$ 值大于 1 的矿床, 则基本上是岩浆热液。老君山地区钼矿成矿流体的 $\omega(\text{K}^+) / \omega(\text{Na}^+)$ 值小于 1, 表明其成矿流体可能除岩浆热液外还与其他热液来源有关。

Ross 等 (2002) 按照高温 (550°C) 和中温 (350°C) 对全球不同类型的 19 个钼矿床的氢氧同位素值进行了重新计算, 并将这些矿床分成 4 类: 富 F 的斑岩型钼矿床、贫 F 的斑岩型钼矿床、与浅成低温热液有关的斑岩型钼矿床和与侵入岩有关的热液脉型钼矿床。其计算结果表明: ① 在高温条件下, 富 F 的斑岩型钼矿床 (如 Climax, Henderson 等) 的成矿流体以岩浆水为主, 大气降水影响较小, 流体的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围较大, 分别为 $-173\text{‰} \sim -41\text{‰}$ 和 $-5.4\text{‰} \sim +13.8\text{‰}$, 大多数矿床的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $6\text{‰} \sim 9\text{‰}$, 属于典型的岩浆水来源, 低的 δD 值主要由岩浆脱气引起; ② 在中温条件下, 贫 F 的斑岩型钼矿床、与浅成低温热液有关的斑岩型钼矿床和与侵入岩有关的热液脉型钼矿床的成矿流体以混合的

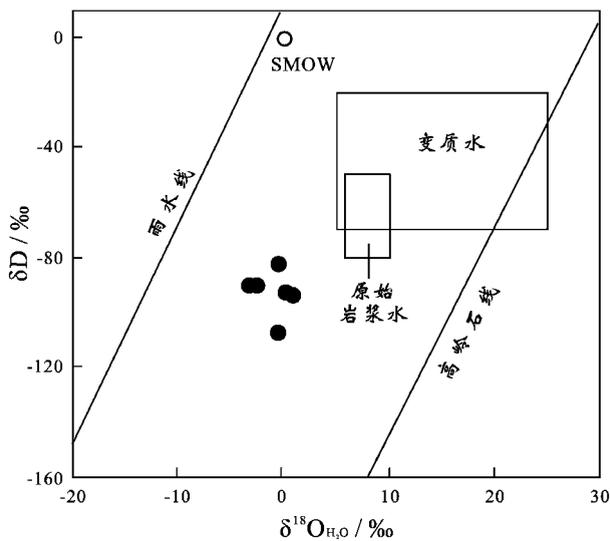


图7 老君山地区钼矿成矿流体氢氧同位素组成投影图

Fig. 7 δD versus $\delta^{18}O_{H_2O}$ diagram of fluid

inclusions from Mo deposits in Laojunshan area

岩浆水和大气降水为主,流体的 δD 和 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值的变化范围分别为 $-173\text{‰} \sim -15\text{‰}$ 和 $-8.6\text{‰} \sim +10.2\text{‰}$,多数矿床的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值小于 6‰ ,小于长英质岩浆脱气所形成的 $\delta^{18}O$ 值的变化范围(Taylor, 1992)并且随着流体 $\delta^{18}O$ 值的降低,这些矿床的 δD 值也降低,而且表现出较大的变化范围,这种变化属于岩浆水与大气降水混合的现象。

老君山地区钼矿的氢、氧同位素数据显示, $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 6.3\text{‰} \sim 10.4\text{‰}$, $\delta D_{V-SMOW} = -108\text{‰} \sim -82\text{‰}$ 。将该氢、氧同位素组成投影到 δD - $\delta^{18}O$ 关系图(图7)上,可以看出,成矿流体主要为深部岩浆流体与大气降水混合的产物。

7.2 成矿物质来源

关于东秦岭地区成矿物质的来源,不同学者提出了不同的见解。依据岩石学(张正伟等,1989)和同位素地球化学(罗铭玖等,1991)提供的证据表明,岩石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 $0.7034 \sim 0.7080$,接近或略高于上地幔的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值($0.702 \sim 0.706$)。张正伟等(2001)认为,其成矿物质来源于下地壳与上地幔的同熔产物。毛景文等(1999)在综合分析、对比了中国各种类型钼矿床中辉钼矿的铼含量之后,总结认为,从地幔到壳幔混源再到地壳,矿石中的铼含量呈十倍地下降,从幔源 \rightarrow I型花岗岩 \rightarrow S型花岗岩有关的矿床,Re含量从($n \times 10^{-4}$) \rightarrow ($n \times 10^{-5}$) \rightarrow ($n \times 10^{-6}$)。因此,辉钼矿的Re含量可以指示成矿物质的来源(毛景文等,1999;Stein et al., 2001)。本次研究所获得的老君山地区钼矿中辉钼矿的 $\alpha(Re)$ 为(5.934×10^{-6}) \sim (29.02×10^{-6}) (表8),因此可推测,老君山地区钼矿的成矿物质与其成矿母岩的成岩物质一样,可能为壳幔混合来源(表9)。

7.3 成矿时代

Mao等(2008)经统计认为,东秦岭地区的钼矿有3个重要的成矿期,即 $233 \sim 221$ Ma、 $148 \sim 138$ Ma和 $131 \sim 112$ Ma。老君山地区钼矿辉钼矿的Re-Os等时线年龄为(114.3 ± 3.4) Ma,与该成矿带中东沟、鱼池岭、汤家坪等钼矿床的形成时代一致(表10)。将其与Mao等(2008)的统计结果相对比,可归为第3成矿期($131 \sim 112$) Ma。

应用SHRIMP锆石U-Pb测年技术,对老君山岩体进行了年代学研究,获得第2期中斑中粒黑云母二长花岗岩的成岩年龄为(111.22 ± 0.73) Ma,第3期大斑中-粗粒黑云母二长花岗岩的成岩年龄为

表9 东秦岭钼矿床辉钼矿的铼含量

Table 9 Re content of molybdenite from Mo deposits in east Qinling area

矿床名称	矿床类型	样数	$\alpha(Re)(\mu g/g)$		成矿物质来源	资料来源
			范围	平均值		
黄龙铺钼矿床	碳酸岩脉型	5	256.0~633.1	428.36	成岩成矿物质主要来源于上地幔	黄典豪等,1994
金堆城钼矿床	斑岩型	3	12.9~19.7	16.13		
南泥湖-三道庄钨(钼)矿床	斑岩-矽卡岩型	9	13.1~53.7	28.09	成岩成岩物质主要源于下地壳,成矿流体以岩浆水为主,混有大气水	黄典豪等,1987;1994;李永峰等,2003
上房沟钼矿床	斑岩型	2	19.0~20.2	19.6		
雷门沟钼矿床	斑岩型	2	18.4~25.9	22.15		
东沟钼矿床	斑岩型	2	4.04~4.19	4.12	成岩成矿物质源于上地壳	叶会寿等,2006
鱼池岭钼矿床	斑岩型	6	9.42~53.39	32.12	成岩成矿物质应主要来源于下地壳,同时有地幔物质的加入	周珂等,2009
扫帚坡钼矿床	斑岩型	3	18.88~29.02	24.07	成岩成矿物质应主要来源于下地壳,同时有地幔物质的加入	本文

表 10 东秦岭地区钼矿床成矿作用时间
Table 10 Re-Os ages of molybdenite from Mo deposits in east Qinling area

矿床名称	矿床类型	年龄/Ma		成矿期/Ma	资料来源
		Re-Os 模式年龄	Re-Os 等时线年龄		
黄龙铺钨(钼)矿床	碳酸岩脉型	230 ± 7 ~ 220.0 ± 5.0		233 ~ 221	黄典豪等, 1985
大湖金钼矿床	石英脉型	223.0 ± 2.8 ~ 232.9 ± 2.7		233 ~ 221	李厚民等, 2007
前范岭钼矿床	石英脉型		239 ± 13	233 ~ 221	高阳等, 2010
南泥湖钨(钼)矿田	斑岩-矽卡岩型		141.5 ± 7.8	148 ~ 138	李永峰等, 2003
金堆城钼矿床	斑岩型	139 ± 3 ~ 129 ± 7		148 ~ 138	黄典豪等, 1985
石家湾钼矿床	斑岩型	136.0 ± 6		148 ~ 138	Stein et al., 1997
雷门沟钼矿床	斑岩型	129.5 ± 2.6 ~ 131.4 ± 1.4		131 ~ 112	Mao et al., 2008
鱼池岭钼矿床	斑岩型		131.2 ± 1.4	131 ~ 112	周珂等, 2009
东沟钼矿床	斑岩型	116.5 ± 1.7 ~ 115.5 ± 1.7		131 ~ 112	叶会寿等, 2006
汤家坪钼矿床	斑岩型		113.1 ± 7.9	131 ~ 112	杨泽强, 2007
老君山地区钼矿床	斑岩型	109.8 ± 1.6 ~ 114.5 ± 1.6		131 ~ 112	本文

(108.07 ± 0.62) Ma (另文发表)。

老君山地区钼矿的成矿时代[(114.3 ± 3.4) Ma]与老君山花岗岩体的形成时代相近,均形成于早白垩世,表明它们应为同一构造-岩浆-流体活动的产物,老君山地区钼矿的形成应与早白垩世老君山花岗岩有关。

8 结 论

(1) 老君山地区的钼矿是东秦岭成矿带中新发现的钼矿床,产于老君山花岗岩基内及其外接触带中,钼矿化类型主要有细(网)脉浸染状、薄膜状、浸染状。热液蚀变主要有硅化、钾长石化、黄铁矿化和绢云母化,其次为绿泥石化和黑云母化。成矿流体主要为深部岩浆流体,成矿物质主要来源于下地壳,矿床成因类型为斑岩型。与东秦岭钼矿带中其他钼矿床相比,老君山地区的钼矿化具有独特性,其成矿与老君山花岗岩基密切相关,这与以往关于斑岩型钼矿通常与晚中生代小斑岩体有关的认识明显不同。

(2) 老君山地区钼矿的 6 件辉钼矿样品的 Re-Os 同位素模式年龄为(109.8 ± 1.6) ~ (114.5 ± 1.7) Ma,等时线年龄为(114.3 ± 3.4) Ma,准确厘定钼矿的成矿时代为早白垩世,与老君山岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄相近,表明成矿与成岩大致同时,应是同一构造-岩浆-流体活动的产物。

(3) 老君山地区斑岩型钼矿与东沟、鱼池岭、汤家坪钼矿一样形成于 114 Ma 左右,成矿作用发生于东秦岭-大别地区中生代钼成矿作用的第 3 个峰期

(131 ~ 112 Ma),形成于中国东部岩石圈减薄、拆沉和热侵蚀伸展拉张的构造背景。

志 谢 本次工作在野外得到向君峰博士及河南瑞鑫工贸有限责任公司何毅等工程师的大力支持与帮助,室内工作得到 Re-Os 同位素实验室、中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室、国土资源部同位素实验室及中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室等各位老师的热心帮助,成文过程中得到审稿人的细致评阅和中肯建议。在此一并表示衷心感谢!

参考文献/References

- 邓小华,李文博,李 诺,糜 梅,张 颖. 2008. 河南嵩县纸房钼矿床流体包裹体研究及矿床成因[J]. 岩石学报, 24(9): 2133-2148.
- 杜安道,何红蓼,殷宁万,邹晓秋,孙亚利,孙德忠,陈少珍,屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 68(4): 339-347.
- 杜安道,赵敦敏,王淑贤,孙德忠,刘敦一. 2001. Carius 管溶样-负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼-钨同位素地质年龄[J]. 岩矿测试, 20(4): 247-252.
- 高 阳,李永峰,郭保健,程国祥,刘彦伟. 2010. 豫西嵩县前范岭石英脉型钼矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 同位素年龄[J]. 岩石学报, 26(3): 757-767.
- 高永丰,栾文楼,魏瑞华,李院生. 1995. 河南祁雨沟金矿流体包裹体研究[J]. 地球化学, 24(增刊): 150-159.
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社. 772 页.
- 黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1985. 一种新的钼矿床类型—陕西黄龙铺碳酸岩脉型钨(钼)矿床地质特征及成矿机制[J]. 地质学报, 59(3): 241-257.
- 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

- 因探讨[J]. 矿床地质, 28(3):22-32.
- 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 13(3):221-230.
- 李厚民, 叶会寿, 毛景文, 王登红, 陈毓川, 屈文俊, 杜安道. 2007. 小秦岭金(钼)矿床辉钼矿铼-钨定年及其地质意义[J]. 矿床地质, 26(4):417-424.
- 李永峰, 毛景文, 白凤军, 李俊平, 和志军. 2003. 东秦岭南泥湖钼(钨)矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 地质论评, 49(6):652-659.
- 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.
- 李永峰, 王春秋, 白凤军, 宋艳玲. 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):571-577.
- 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):168-178.
- 罗铭玖, 张辅民, 董群英, 许永仁, 黎世美, 李昆华. 1991. 中国钼矿床[M]. 郑州:河南科学技术出版社. 118-128, 403-408.
- 毛景文, 张作衡, 张招崇, 杨建民, 王志良, 杜安道. 1999. 北祁连山小柳沟钨矿床中辉钼矿 Re-Os 年龄测定及其意义[J]. 地质论评, 45(4):412-417.
- 徐晓春, 楼金伟, 陆三明, 谢巧勤, 褚平利, 尹滔. 2009. 安徽金寨银山铅-锌多金属矿床 Re-Os 和有关岩浆岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄测定[J]. 矿床地质, 28(5):621-632.
- 徐兆文, 陆现彩, 杨荣勇, 解晓军, 任启江. 2000. 河南省栾川县上房斑岩钼矿床地质地球化学特征及成因[J]. 地质与勘探, 36(1):14-16.
- 杨梅珍, 曾键年, 覃永军, 李法岭, 万守权. 2010. 大别山北缘千鹤冲斑岩型钼矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年代学及其地质意义[J]. 地质科技情报, 29(5):35-45.
- 杨泽强. 2007. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-钨同位素年龄及其地质意义[J]. 矿床地质, 26(3):289-295.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘璐, 闫全人, 刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 80(7):1078-1088.
- 张德会, 刘伟. 1998. 流体包裹体成分与金矿床成矿流体来源——以河南西峡石板沟金矿床为例[J]. 地质科技情报, 17(增刊):67-71.
- 张怀东, 史东方, 郝越进, 王波华. 2010. 安徽省金寨县沙坪沟斑岩型钼矿成矿地质特征[J]. 安徽地质, 20(2):104-108.
- 张怀东, 王波华, 郝越进, 程松, 项斌. 2012. 安徽沙坪沟斑岩型钼矿床地质特征及综合找矿信息[J]. 矿床地质, 31(1):41-51.
- 张正伟, 卢欣祥. 1989. 东秦岭花岗岩类岩石化学统计特征[J]. 河南地质, 7(3):44-54.
- 张正伟, 翟裕生, 邓军, 朱炳泉, 林潜龙. 2001. 华北古大陆南缘的金属成矿作用[J]. 地球学报, 22(2):129-134.
- 张正伟, 张中山, 董有, 彭万夫, 张建军. 2007. 东秦岭钼矿床及其深部构造制约[J]. 矿物学报, 27(3/4):372-378.
- 周珂, 叶会寿, 毛景文, 屈文俊, 周树峰, 孟芳, 高亚龙. 2009. 豫西鱼池岭斑岩型钼矿床地质特征及其辉钼矿铼-钨同位素年龄[J]. 矿床地质, 28(2):170-184.
- 朱和平, 王莉娟, 刘建明. 2003. 不同成矿阶段流体包裹体气相成分的四极质谱测定[J]. 岩石学报, 19(2):314-318.
- Chaussidon M and Lorand J P. 1990. Sulfur isotope composition of orogenic spinel ilmenite massifs from ariege :Ion microprobe study[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 54:2835-2846.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stein H, Morgan J W and Malinovskiy D. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials :Molybdenite HLP and JDC[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 28(1):41-52.
- Ludwig K. 2001. Isoplot/Ex, version 3.0 :A geochronological tool kit for Microsoft Excel[M]. Berkeley :Berkeley Geochronology Center Special Publication, 43.
- Mao J W, Xie G Q, Bierlein F, Qu W J, Du A D, Ye H S, Pirajno F, Li H M, Guo B J, Li Y F and Yang Z Q. 2008. Tectonic implications from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling-Dabie orogenic belt[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 72(18):4607-4626.
- Markey R, Stein H and Morgan J. 1998. Highly precise Re-Os dating for molybdenite using alkaline fusion and NTIMS[J]. Talanta, 45(5):935-946.
- Roedder E. 1984. Inclusion[J]. Rev. Mineralogy, 12:250-254.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data :Evaluation, presentation, interpretation[M]. London :Longman Scientific and Technical Press, 306-308.
- Ross P S, Jébrak M and Walker B M. 2002. Discharge of hydrothermal fluids from a magma chamber and concomitant formation of a stratified breccia zone at the Questa porphyry molybdenum deposit, New Mexico[J]. Econ. Geol., 97(8):1679-1699.
- Shirey S B and Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis[J]. Analytical Chemistry, 67(13):2136-2141.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A and Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China[J]. Econ. Geol., 92:175-180.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Hannah J L and Schersten A. 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite :How and why it works[J]. Terra Nova, 13(6):479-486.
- Taylor B E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluid[J]. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 13:337-445.
- Taylor B E. 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems[A]. In :Hedenquist J W, ed. Magmatic contributions to hydrothermal systems[C]. Tokyo :Geological Survey of Japan, 190-194.
- Zhang L G. 1989. Lead isotopic compositions of feldspars and ores and their geologic significance[J]. Chinese Journal of Geochemistry, 8(1):25-36.