

就若干矿床的类型、成矿物质来源及辉钼矿含铼量的地质意义等与毛景文研究员商榷

黄典豪

中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037

内容提要:毛景文研究员等多年来将陕西洛南黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床分别更改为碳酸盐(岩)型、热液碳酸盐脉型或脉型,把河南栾川南泥湖斑岩体形成复合的南泥湖—三道庄斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床,分解为南泥湖斑岩钼钨矿床和三道庄夕卡岩型钼钨矿床,和把长江中下游地区的绝大多数夕卡岩型铜(钼)矿床和少数斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床更改为斑岩—夕卡岩—层控铜—金—钼矿床等。本文对毛景文等更改这些矿床的矿床类型,以及毛景文等认为“辉钼矿的 Re 含量可指示成矿物质来源”,“大水沟热液型碲(金)矿床的成矿流体及其他物质主要来自于地幔”和“温泉钼矿是与 S-型花岗岩有关的斑岩钼矿床是一种新类型和新发现”等所存在的问题进行探讨。希能理清某些矿床学问题,进一步促进矿床学的发展。

关键词:矿床类型;辉钼矿含铼量;成矿物质来源;与毛景文商榷

众所周知,矿床类型乃是矿床成矿地质特征的象征性称谓。对前人所厘定的矿床类型有不同看法可以进行讨论或更改,但务必要有翔实的研究资料为依据。笔者从毛景文等(1999,2005,2008)文中可见,他们对陕西洛南黄龙铺钼(铅)矿床类型作了多次更改,而每次更改既无评述前人所称类型有何不当,也没有提及更改的理由和依据。此外,毛景文等还说“黄龙铺钼矿很可能为造山晚期地幔蠕动或脱气过程的一种成矿响应”,但同样未见到该说法的地质和同位素特征的证据。我们知道,复合的斑岩—夕卡岩型钼(钨或铁)或铜(钼)矿床在国外其他钼矿带内较为罕见,但在我国尤其在燕辽和东秦岭两个钼矿带内,其则是具有重要意义的矿床类型之一。毛景文等在一些文章中把独立的斑岩型钼矿床和夕卡岩型钼矿床更改为夕卡岩—斑岩型钼矿床,或将斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床分解为斑岩钼钨矿和夕卡岩型钼钨矿,……等等。他们的这种作法是否符合有关矿床成矿特征和矿床类型命名原则?至于矿床成矿物质来源,其乃是阐明成矿机制的关键问题之一,因而其引起了当代矿床学者的关注。毛景文等(1999)提出和尔后多次强调的“辉钼矿的 Re 含量可指示成矿物质来源”,这一说法是否有科学根据?毛景文(2012)所言“大水沟热液型碲

(金)矿床的成矿流体及其他物质主要来自于地幔”是否有可信的地质和同位素地球化学依据?

1 关于更改矿床类型及有关问题

(1) 毛景文等(1999)、李永峰等(2005)把黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床(黄典豪等,1985a,1989,1990)改称为碳酸盐型钼(铅)矿床,但并未提供新的资料。众所周知,碳酸岩(Carbonatite)与碳酸盐(Carbonate)或碳酸盐岩(Carbonate rock),虽仅一字之差,却是完全不同的两种岩石,前者为火成的侵入岩,后者为沉积岩。黄典豪等(1985a)指出,黄龙铺钼(铅)矿床产于元古代熊耳群变细碧岩中,受 NW 走向深断裂带控制。矿体由含矿脉群组成。矿脉主要由方解石(50%~70%)、石英(30%~50%)、微斜长石(~5%)、钡天青石(4.5%)以及辉钼矿、方铅矿和黄铁矿等组成。此外,还含有少量磁铁矿、闪锌矿、黄铜矿以及微量的楣石、金红石、铅铀钛铁矿、铌钛铀矿、独居石、氟碳铈镧矿、钇易解石等。基于含矿岩脉的方解石含量>石英+钾长石含量,将其定名为石英—方解石碳酸岩脉(以后简称为碳酸岩脉)。同时,业已查明,黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床的同位素组成特征为:方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为

$-6.6‰ \sim -7.0‰$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $+8.5‰ \sim +9.5‰$;方解石和钡天青石的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.7051 \sim 0.7065$, 平均值为 0.7058 ;成矿流体的全硫值 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx +1.0‰$ 、全碳值 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}(\text{PDB}) = -5.0‰$ (黄典豪等,1984a,1985a);矿石铅(方铅矿和钾长石)的平均 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 17.378$, $n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 15.387$, $n(^{208}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 37.418$ (黄典豪等,1984b);方解石的平均 $\Sigma\text{REE} = 2564.3\mu\text{g/g}$, $\text{LREE/HREE} \approx 3:1$, 以及成矿温度 $450 \sim 280^\circ\text{C}$ (黄典豪等,1985a, b)。显而易见,碳酸盐(岩)型钼(铅)矿床不可能具有上述的矿床物质成分、同位素组成和稀土元素特征!美国学者 Stein 等(1997)引用了黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床的物质成分和同位素组成等资料。同时指出,“东秦岭钼矿带内,黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床可能记录着在科罗拉多钼矿带和世界上其他钼矿带深部一种未被认识的钼起源、富集和储存的作用。”

(2) 李永峰等(2005)对黄龙铺和河南黄水庵两个钼(铅)矿床未作具体研究,文中所述有关资料均为前人的研究成果。但他们又将黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床改称为热液碳酸盐脉型,并曰“黄龙铺和黄水庵钼(铅)矿床为热液碳酸盐脉型的典型代表”。黄典豪等(2009)对黄龙铺和黄水庵钼(铅)矿床的成矿特征、物质成分和同位素地球化学研究的结果表明,这两个矿床同属于碳酸岩脉型,而不是李永峰等(2005)所称的热液碳酸盐脉型。同时,李永峰等(2005)所述黄龙铺钼(铅)矿床的矿化期(硅酸盐—硫化物、碳酸盐—硫化物、硫酸盐—硫化物—沸石等3个矿化期,其中碳酸盐—硫化物期为主矿化期)与黄典豪等(1985a)完全相同,但未注明源自黄典豪等(1985a)。而且他们还将该矿床的成矿流体的全硫值 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}} \approx +1.0‰$ 和全碳值 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}} = -5.0‰$, 分别写为成矿流体的 $\delta^{34}\text{S}$ 为 $+1.0‰$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-5.0‰$, 抹杀了 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ 值的地球化学含义,以及前二者与后二者的本质区别。

(3) Mao Jinwen 等(2008)又将黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床改称为脉型钼矿床。该文中不仅没有更改矿床类型的理由,而且笼统“脉型”钼矿床未能反映黄龙铺钼(铅)矿床的本质特征。在该文的参考文献中,还将黄典豪等(1985a)“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”(注此文有英文摘要),改译为“New type of molybdenum deposit—geological characteristics and ore-forming mechanism of

Huanglongpu molybdenum (lead) deposit in Shaanxi province”。这不仅与所引用文献题目相左,而且漏译“碳酸岩脉型”,其改译的题目让人看不出黄龙铺钼(铅)矿床是什么新类型。

(4) Mao Jinwen 等(2008)把甘肃武山温泉斑岩型钼矿床(宋史刚等,2008)视为一种新的与S-型花岗岩有关的斑岩钼矿床,并认为这一新发现启示在东秦岭地区寻找类似钼矿床的重大潜力。该看法值得商榷的是:① 该文所言与S-型花岗岩有关的斑岩钼矿床,与温泉花岗岩体的A/CNK值 $0.94 \sim 0.97$ (张宏飞等,2005)相矛盾,所言的S-型花岗岩的证据何在?② 与S-型花岗岩有关的斑岩钼矿床并不是新类型。我们知道,我国燕辽和东秦岭两个著名的钼矿带内,含矿斑岩既有I-型也有S-型,但均以前者占绝对优势。如东秦岭钼矿带内34个含矿和不含矿的花岗岩类岩体,含矿斑岩属I-型($\text{A/CNK} \leq 1.1$)的占77%,其余的属S-型($\text{A/CNK} > 1.1$)(黄典豪等,2009)。③ 像温泉这种所谓与“S-型”花岗岩有关的斑岩钼矿床对东秦岭地区寻找类似钼矿床并无启示意义。笔者认为,寻找与斑岩有关的钼矿,不在于先确定斑岩属于I-型或S-型,而对斑岩体的热液蚀变程度和钼矿化显示的强弱程度的了解,才是问题关键之所在。

(5) 关于大湖金钼矿床类型归属问题:Mao Jinwen 等(2002)把产于混合花岗岩断裂中的含金、钼石英脉所组成的大湖金钼矿床,称为石英脉型金矿床(Au储量为38t, Au品位为6.8g/t)。尔后, Mao Jinwen 等(2008)又将大湖金钼矿床命名为脉型钼矿床(Mo储量10万吨, Mo品位为0.24%)。由此可见,把大湖金钼矿床先后分别称为金矿床和钼矿床与实际矿种和成矿特征不符。实际上,大湖矿床应属石英脉型金钼矿床。此外, Mao Jinwen 等(2002)仅据大湖矿床的21个黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 $-9.4‰ \sim +2.9‰$ 和3个方铅矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 $-12.2‰ \sim -3.5‰$, 便认为这些 $\delta^{34}\text{S}$ 值更多指示是太华群岩石而不是中生代花岗岩是成矿流体硫的来源。这值得质疑。首先,文中没有关于矿区及外围太华群混合花岗岩和黑云斜长片麻岩的硫同位素资料,很难说明矿床的硫源于太华群岩石。其次,没有成矿流体全硫($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$)值,难以确定成矿流体的硫源。须知,矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值不能等同于成矿流体硫同位素值。再次,文中没有氢、氧同位素资料,成矿流体性质及来源不明。因而,笔者认为, Mao Jinwen 等(2002)关于大湖矿床“成矿流体硫来源”的判别

是缺乏科学依据的。

(6) 在毛景文(2012)主编的“中国矿床模型概论”中,赵海杰执笔的“黄龙铺式碳酸岩型钼铅矿床模型”一文,将黄龙铺碳酸岩脉型中高温热液充填—交代钼(铅)矿床视为罗铭玖(1991)确定的。同时把黄龙铺钼(铅)矿床的矿化期参考文献列成李永峰等(2005)。事实上,黄龙铺碳酸岩脉型中高温热液充填—交代钼(铅)矿床在黄典豪等(1985a, 1989, 1990)中均有阐述;黄龙铺钼(铅)矿床的矿化期也是由黄典豪等(1985a)确定的。

2 关于复合型矿床及有关问题

(1) 毛景文等(1999, 2003)把独立的辽西兰家沟斑岩钼矿床和杨家杖子夕卡岩型钼矿床改称为兰家沟—杨家杖子夕卡岩—斑岩型钼矿床。毛景文等(2003)、代军治等(2006)将冀东寿王坟斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床更改为夕卡岩型铜(钼)矿床,与类型不符合;又将涞源大湾斑岩—夕卡岩型钼矿床(黄典豪等, 1996)改为该类型铜(钼)矿床,与主要矿种不符。代军治等(2006)一文全文都是引用前人的成果,并没有自己的实际研究资料,该文认为,燕辽钼(铜)成矿带中,冀北地区以铜(钼)矿床为主,显然与该地区以钼矿床占主导的事实不符。该文所说“燕辽钼(铜)成矿带内矿床的分布受区域EW向、NE向、NNE向断裂的联合控制”在黄典豪等(1996)中已有阐述。

(2) 李永峰等(2003)只采集了Re—Os测年样品,并未进行成矿地质特征研究,就将河南栾川南泥湖—三道庄斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床(黄典豪等, 1985b, 1989; 胡受奚等, 1988)分解为南泥湖斑岩型钼(钨)矿床、三道庄夕卡岩型钼(钨)矿床;把上房沟斑岩—夕卡岩型钼(铁)矿床(胡受奚等, 1988; 黄典豪等, 1989)改称为斑岩型钼(铁)矿床。毛景文等(2005)曰:“小秦岭—熊耳山钼钨金矿带有两种类型矿床,即斑岩型—夕卡岩型Mo(W)矿和金矿。斑岩型—夕卡岩型Mo(W)矿包括金堆城钼矿、石家湾钼矿、南泥湖钼钨矿、木龙沟钼矿、上房钼钨矿、三道庄钼钨矿和雷门沟钼矿”。这一表述值得商榷:①毛景文等忽视小秦岭(又称东秦岭)地区客观存在的黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床。迄今,东秦岭钼矿带内,黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床不再是“独生子”,又增添了(豫)黄水庵和(陕)石家湾、桃园三位成员(黄典豪等, 2009)。②“斑岩型—夕卡岩型钼(钨)矿床包括金堆城钼矿……和雷门

沟钼矿”的表述是不确切的,这除“斑岩型—夕卡岩型”易造成是复合型矿床的误会外,实际上,金堆城、石家湾和雷门沟等钼矿床为斑岩型;南泥湖—三道庄和上房沟矿床同属于斑岩—夕卡岩型的钼(钨)矿床和钼(铁)矿床(胡受奚等, 1988; 黄典豪等, 1989, Huang Dianhao et al., 1990)。毛景文等把南泥湖斑岩体形成的斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床分解为南泥湖钼钨矿(笔者注:这与斑岩体中为钼矿体不符)和三道庄钼钨矿。③所言木龙沟钼矿,实际上是斑岩—夕卡岩型铁(钼)矿床。④“金矿”并不是矿床类型,而是矿种而已。

(3) 毛景文等(2005)把长江中下游地区[宁(南京)镇(江)、铜陵、安庆—贵池、宁(南京)芜(湖)、庐(州)枞(阳)以及九(江)瑞(昌)和鄂东南等矿集区]的矿床分为两种类型,即斑岩—夕卡岩—层控铜—金—钼矿床和玢岩铁矿。前一矿床类型与该地区内绝大多数为夕卡岩型铜矿床(芮宗瑶, 2006),少数为斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床(王立本等, 1997)的实际情况大相径庭。同时,毛景文等把所谓“斑岩—夕卡岩—层控Cu—Au—Mo矿床”,时而称之为矿化类型,时而又曰为成矿系统。这显然是把矿床类型、矿化类型和成矿系统混为一谈了。

3 关于辉钼矿含Re量地质意义所涉及的问题

天然产出的辉钼矿普遍都含有Re,其含Re量介于 $0. n \mu\text{g/g} \sim 1.88\%$ 。长期以来,国内外学者致力于研究辉钼矿含Re量变化的原因,有人从辉钼矿形成温度、辉钼矿多型或矿床成因类型方面进行探讨,有人提出辉钼矿含Re量可指示成矿物质来源。现就上述有关认识作以下简要的回顾、探讨和评述。

3.1 Re的主要地球化学特征及其赋存状态

大家知道,铼(Re)与锰(Mn)、锝(Tc)同属元素周期表第Ⅵ周期第Ⅶ副族元素,但Re与Mo比与Mn呈现更密切的地球化学共存关系。Re是一种稀少且分散的元素。Re在地外物质的平均含量为:普通球粒陨石为 57 ng/g ,铁陨石为 2500 ng/g ,月球为 $0.002 \sim 2 \text{ ng/g}$ 。Re在地球上物质平均含量为:橄榄岩 0.43 ng/g ,拉斑玄武岩 0.84 ng/g ,花岗岩 0.6 ng/g (Faure, 1986)。Re在地壳中的丰度为 $0.05 \sim 10 \text{ ng/g}$ (King, 1973)。上述表明,Re是亲Fe、Cu元素。Re有两种天然产出的同位素,其稳定同位素为

^{185}Re (自然界丰度为 37.398%)和放射性同位素 ^{187}Re (62.602%)(Faure,1986)。

迄今,已发现有不同产状的 5 种铼矿物:铜铼矿、硫铼矿、氧化铼、自然铼和钨铼矿(杨敏之,1983)。由于 Re^{4+} (0.071nm)和 Mo^{4+} (0.073nm)的离子半径和它们的负电性(为 2.2)都十分相近,故这两个元素在自然界密切共生,而且 Re 主要赋存于辉钼矿中。通常认为辉钼矿中的 Re 以类质同像取代其晶格中 Mo 的位置。根据 Мхитарян 和 Хуршудян(1981)所列举的辉钼矿单位晶胞参数与其中的 Re 含量关系资料,可见辉钼矿的 Re 含量变化(0.0002%~1.88%)对 a 值毫无影响, a 值恒为 0.3159 nm,而对 c 值有所影响,即 c 值随 Re 含量的增大而减小(1.2303~1.2241nm)。这可证明 Re 对 Mo 的类质同像置换关系。然而,Родзаевский(1970)曾指出,Re 主要聚集在辉钼矿的结晶格架表层。Terada 等(1992)认为辉钼矿自形晶中的 Re 呈现出遵循 Doerner—Hoskins 法则的有规律分布,这表明 Re 与 Mo 形成固溶体。Попов(1997)对辉钼矿的水萃取物研究表明,辉钼矿所含的部分 Re 呈易溶于水的化合物形式存在。上述说明,辉钼矿中的 Re 除主要以类质同像存在外,尚有一些 Re 并没有进入辉钼矿晶格之中。

3.2 影响辉钼矿含 Re 量的因素

(1) 温度因素:Badalov 等(1962)认为,低温形成的钼矿床中辉钼矿含 Re 量较高,而且与黄铜矿伴生的辉钼矿富含 Re。但 Ivanov 等(1972)对前苏联各种类型矿床中辉钼矿的系统研究,指出在中温成矿阶段形成的辉钼矿或在中温矿床中的辉钼矿,其含 Re 量一般比高温阶段或高温矿床中的辉钼矿含 Re 量高些。

(2) 辉钼矿多型因素:Wickman(1970)从理论上推导出辉钼矿可能有 112 种多型。而 Frandel 等(1970)研究过世界上 83 个产地的 108 个辉钼矿样品,其大约 80% 为 2H 型,仅 3 个辉钼矿为 3R 型,其余的为不同比例的 2H+3R 混合型。Фарамазян 等(1963)在亚美尼亚的铜矿床中发现了 3R 型辉钼矿,其含 Re 1.88%,因此推断 3R 型辉钼矿的含 Re 量比 2H 型辉钼矿的高。但是,Цухоров 等(1968)通过对 380 个辉钼矿样品的研究,得出辉钼矿的含 Re 量与其多型无关的结论。我们对东秦岭地区黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床(成矿温度 280~450℃)5 个辉钼矿样品、金堆城斑岩钼矿床(成矿温度 300~400℃)5 个辉钼矿样品、石家湾斑岩钼矿床

(成矿温度 300℃)2 个样品和南泥湖—三道庄斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床(成矿温度 220~410℃)7 个辉钼矿样品,进行了辉钼矿含 Re 量与多型研究,结果表明:① 这些矿床的成矿温度不同,但它们的辉钼矿多型都是 2H 型和 2H+3R 混合型;② 这些矿床中相同或不同多型的辉钼矿含 Re 量变化较大,如黄龙铺钼(铅)矿床中 4 个 2H+3R 混合型辉钼矿含 Re 为 71~156 $\mu\text{g/g}$,1 个 2H 型辉钼矿含 Re 174 $\mu\text{g/g}$;南泥湖—三道庄钼(钨)矿床中 4 个 2H 型辉钼矿含 Re 量为 18~51 $\mu\text{g/g}$,3 个 2H+3R 混合型辉钼矿含 Re 为 9~20 $\mu\text{g/g}$ 。故可认为,辉钼矿多型的发育与其形成温度和 Re 含量无关,而且辉钼矿多型对矿床类型没有标型意义(黄典豪等,1985b;黄典豪,1992)。

(3) 矿床类型因素:现有资料表明:① 北美和南美洲 16 个斑岩型铜(钼)矿床中 90 个辉钼矿的含 Re 量为 91~2840 $\mu\text{g/g}$,平均为 720 $\mu\text{g/g}$ (Giles et al.,1972);我国 6 个斑岩型铜(钼)矿床中 24 个辉钼矿含 Re 量为 66.9~1218 $\mu\text{g/g}$,平均为 439.6 $\mu\text{g/g}$ (赵一鸣等,1997;孟祥金等,2003;李诺等,2007;唐菊兴等,2009)。② 北美洲 6 个斑岩型钼矿床的 39 个辉钼矿含 Re 量为 7~129 $\mu\text{g/g}$,平均为 53 $\mu\text{g/g}$ (Giles et al.,1972);我国 10 个斑岩型钼矿床中 47 个辉钼矿含 Re 量为 3~74 $\mu\text{g/g}$,平均为 26 $\mu\text{g/g}$ (黄典豪等,1994,1996;Stein et al.,1997;李永峰等,2006;叶会寿等,2006;毛景文等,2008;王成辉等,2009;张彤等,2009;李立兴等,2009;唐菊兴等,2009;张遵忠等,2009)。③ 我国 5 个斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床的 19 个辉钼矿含 Re 量为 10.5~2232 $\mu\text{g/g}$,平均为 843 $\mu\text{g/g}$ (黄典豪等,1996;王立本等,1997;郭保健等,2006;应立娟等,2009)。④ 我国 3 个斑岩—夕卡岩型钼(钨或铁)矿床的 12 个辉钼矿含 Re 量为 13~53.7 $\mu\text{g/g}$,平均为 25.8 $\mu\text{g/g}$ (黄典豪等,1994,1996;李永峰等,2003)。⑤ 我国 10 个夕卡岩型铜(钼)矿床的 43 个辉钼矿含 Re 量为 29~1152 $\mu\text{g/g}$,平均为 313.3 $\mu\text{g/g}$ (毛景文等,2004;谢桂青等,2009;丰成友等,2009;瞿泓滢等,2010)。⑥ 我国 2 个夕卡岩型钼矿床的 10 个辉钼矿含 Re 量为 21.7~163 $\mu\text{g/g}$,平均为 61.8 $\mu\text{g/g}$ (黄典豪等,1996;代军治等,2007);⑦ 我国 2 个碳酸岩脉型钼(铅)矿床 9 个辉钼矿的含 Re 量为 88~633 $\mu\text{g/g}$,平均为 287 $\mu\text{g/g}$ (黄典豪等,1994,2009;Stein et al.,1997)。⑧ 我国 4 个石英脉型钼或金钼矿床的 23 个辉钼矿含 Re 量为 0.2~39 $\mu\text{g/g}$,平均

为 $8.9\mu\text{g/g}$ (李诺等, 2008; 陶锥雄等, 2009; 王义天等, 2010; 高阳等, 2010)。

上述表明: ① 不同矿床, 甚至同一矿床中的辉钼矿含 Re 量变化很大, 如驱龙斑岩型铜(钼)矿床的 6 个辉钼矿含 Re 量介于 $306.7 \sim 1218\mu\text{g/g}$ (孟祥金等, 2003); 兰家沟斑岩型钼矿床的 5 个辉钼矿含 Re 量介于 $4.7 \sim 60.6\mu\text{g/g}$ (黄典豪等, 1996), 这反映出 Re 分布的不均匀性; ② 我国斑岩型的铜(钼)矿床和钼矿床中辉钼矿含 Re 量不及国外同类型矿床的辉钼矿含 Re 量高; ③ 我国不同类型矿床的辉钼矿平均含 Re 量由高——低顺序为: 斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床 ($843\mu\text{g/g}$) > 斑岩型铜(钼)矿床 ($439.6\mu\text{g/g}$) > 夕卡岩型铜(钼)矿床 ($313\mu\text{g/g}$) > 碳酸岩脉型钼(铅)矿床 ($287\mu\text{g/g}$) > 夕卡岩钼矿床 ($61.8\mu\text{g/g}$) > 斑岩型钼矿床 ($26\mu\text{g/g}$) $\geq$ 斑岩—夕卡岩型钼(钨或铁)矿床 ($25.8\mu\text{g/g}$) > 石英脉型钼或金钼矿床 ($9\mu\text{g/g}$)。

造成不同类型铜(钼)或钼矿床中辉钼矿含 Re 量差别的原因, 迄今众说纷纭。黄典豪等 (1985b) 对东秦岭地区的斑岩型、斑岩—夕卡岩型和碳酸岩脉型钼矿床研究指出, 这些矿床的辉钼矿含 Re 量主要取决于矿床成因和成矿物质来源的不同, 以及含矿热流体中原始 Re 含量的差别所致。而后又指出, 黄龙铺钼(铅)矿床的辉钼矿含 Re 量高乃是其成矿物质主要源于上地幔, 而且成矿流体相对富含 Re 的结果 (黄典豪, 1992)。

Stein 等 (1997) 文中说, 在东秦岭钼矿带, 假定 Re 和 Mo 有类似的来源和聚集作用, 认为与规模大得多的金堆城钼矿床相比, 黄龙铺钼(铅)矿床的辉钼矿储量较小可以解释其辉钼矿的较高含 Re 量 ($284\mu\text{g/g}$), 金堆城矿床辉钼矿的较大储量具有相应低或稀释的 Re 含量 ($17.4\mu\text{g/g}$)。笔者对 Stein 等的所言有不同看法: ① 黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床的成矿物质主要源于上地幔 (黄典豪等, 1984a, 1985a), 而金堆城斑岩钼矿床的 Mo、S 主要源于由下地壳 (太古宇基底) 经深熔作用产生的花岗岩浆, 成矿流体是以岩浆水为主的混合液 (黄典豪等, 1987)。因而 Stein 等的上述假定是不成立的。而且这两个不同类型钼矿床的辉钼矿含 Re 量大不相同, 难以用辉钼矿储量大小来解释, 而它们成矿物质来源不同和成矿流体中含 Re 量有别才是根本原因。② 石家湾斑岩钼矿床辉钼矿的储量比金堆城斑岩钼矿床的小 8 倍多, 但前一矿床的辉钼矿平均含 Re $16\mu\text{g/g}$ (黄典豪等, 1994; 毛景文等, 2008),

而后一矿床的辉钼矿平均含 Re 量为 $16.4\mu\text{g/g}$ (黄典豪等, 1994; Stein et al., 1997)。这是 Stein 等 (1997) 说法所难以解释的。

Berzina 等 (2005) 通过对俄罗斯 (西伯利亚) 和蒙古斑岩 Cu—Mo 和 Mo—Cu 矿床的辉钼矿中 Re 分布的研究认为, 斑岩 Cu—Mo 矿床中辉钼矿的含 Re 量可能与母岩浆成分和 (或) 分异作用、物质来源和结晶作用的物理、化学条件 (f_{O_2} 、Cl 活度、 P 、 T) 变化有关。

综上所述, 笔者认为, 铜(钼)或钼矿床中辉钼矿的含 Re 量可能与矿床成因和成矿物质来源有关。此外, 相同类型的铜(钼)矿床通常比钼矿床的辉钼矿更富含 Re, Re 的亲铜性可能也是因素之一。这些认识有待今后的研究加以检验。但仅以辉钼矿中的 Re 含量高低, 不能推断钼的来源。

3.3 关于“辉钼矿的 Re 含量可指示成矿物质来源”问题

毛景文等 (1999) 仅据我国几个不同类型铜(钼)、钨(钼)、钼(铅)矿床中辉钼矿含 Re 量的有限数据, 提出幔源——壳幔混源——壳源 (几百 $\mu\text{g/g}$ ——几十 $\mu\text{g/g}$ ——几 $\mu\text{g/g}$) 辉钼矿的 Re 含量递降一个数量级, 这便成了毛景文等提出的“辉钼矿 Re 含量可有效指示成矿物质来源”的依据。但从毛景文等 (1999)、李永峰 (2005)、代军治等 (2006) 文中所列的辉钼矿含 Re 量和所判别“成矿物质”来源结论可见: ① 小柳沟、南泥湖矿田和燕辽钼(铜)矿带的有关矿床之辉钼矿含 Re 量与其归属的所谓幔源、壳幔混源、壳源自相矛盾; ② 不宜用成岩物质来源代替成矿物质来源 (毛景文等, 1999, 叶会寿等, 2006); ③ 甚至将矿石 Re 含量等同于辉钼矿 Re 含量 (代军治等, 2006)。

杨宗锋等 (2011) 在“关于辉钼矿中 Re 含量示踪来源的讨论”中指出, “辉钼矿 Re 含量的级数变化可能与其产出状态 (岩性和共生矿物种类) 密切相关, 以及结合近年来辉钼矿 Re 含量示踪和其他同位素示踪结果间矛盾的存在, 认为辉钼矿 Re 含量的级数变化似乎不能有效地反映出其成矿物质来源。”

我们在此特别指出的是, 李永峰等 (2005) 和叶会寿等 (2006) 说“辉钼矿的 Re 含量可指示成矿物质来源”时, 先后反复引用了毛景文等 (1999)、Stein 等 (1997、2001) 的论文, 其目的似乎是: ① “辉钼矿的 Re 含量可以指示成矿物质来源”是毛景文等 (1999) 首先提出来的; ② 这种新认识得到了 Stein

等国外学者的认可和应用。但是,如上所述,毛景文等所谓的“新认识”与事实不符,且依据不足。另外,经笔者查证:Stein 等(1997)文中根本没有提及所谓“辉钼矿的 Re 含量可指示成矿物质来源”的说法;Stein 等(2001)文中叙述控制辉钼矿的 Re 含量因素时,只是说“辉钼矿的 Re 含量可为矿床成因提供线索,例如,涉及地幔底侵作用(mantle underplaying)或交代作用形成的矿床,抑或涉及作为镁铁质或超镁铁质岩石部分成因的熔融作用形成的矿床,可预料其伴生的辉钼矿总体上具有较高的 Re 含量,相反,成因上与中间地壳岩石或与贫含有有机质的沉积岩有关的矿床,可预料其所伴生的辉钼矿具有较低的 Re 含量”。由此可见,毛景文等引用了 Stein 等(1997)作为认同其(1999)说法,不但时间上逻辑关系混乱,而且歪曲了美国学者 Stein 等(1997、2001)的本意。

一般说来,热液成矿作用的成矿物质来源不仅涉及成矿元素的来源,而且涉及成矿流体来源(黄典豪等,1985a)。

众所周知,斑岩型钼或铜(钼)、斑岩-夕卡岩型钼、铜(钼)或钼(钨)、夕卡岩型铜(钼)或钼、碳酸岩脉型钼(钨)和石英脉型钼等矿床,成因上均属热液金属硫化物矿床范畴。因此,其成矿物质无疑包括成矿金属元素、硫以及作为搬运成矿组分的热流体(水),这已成为国内外矿床学界的共识。笔者认为,只根据辉钼矿的 Re 含量来判断成矿物质(成矿的主、次金属,S 和 H_2O 等)来源,是没有任何科学依据的。

对于热液金属硫化物矿床来说,S、H、O、C 同位素示踪 S、C 和 H_2O 来源较为成熟且有效,但如果矿床中无平衡共生矿物对适合求得成矿流体全硫($\delta^{34}S_{SS}$)值时,则难以判断其确切硫源。有关成矿主要金属(如 Cu、Mo 等)来源,既是矿床研究的热点,也是难点。就斑岩型或夕卡岩型 Cu(Mo)或 Mo 矿床而言,成矿金属与成岩物质存在同源或不同源的问题,因而,只有同时查明成岩物质和成矿金属的来源,才能给出成矿金属来源的最终较合理答案。对此问题,研究者们以往多是利用 Pb、Sr 等同位素组成特征,并结合成矿地质特征来综合推断有关成矿金属的来源。近十年来,随着质谱测试技术日益精良,国内外学者已开展 Cu 和 Mo 等同位素特征及其应用研究。王跃、朱祥坤(2010)根据现有资料归纳出铜同位素在成矿温度、源区变化、流体出溶过程、成矿作用过程等方面所起的指示作用。

至于 Mo 同位素的研究现状,朱建明等(2008)指出,Mo 同位素是了解局部至区域沉积环境的氧化-还原条件、硫和碳地球化学循环及古海洋化学演化等的强有力工具。但是由于目前尚无 Mo 同位素统一的国际标准,而且 Mo 同位素分馏机制也不完全清楚,因此,现今尚未见到有关斑岩型钼或铜(钼)矿床成矿作用过程中钼同位素分馏特征,在氧化-还原条件下 Mo 同位素的地球化学行为,和 Mo 同位素指示成矿金属来源的研究成果面世。

从上简述可见,Cu、Mo 同位素研究尚处于资料积累阶段,随着研究工作的进一步深入,影响 Cu、Mo 同位素的物理、化学因素和它们同位素分馏机制的查明,Cu、Mo 同位素将是指示有关成矿金属来源最有效的手段,当与 Pb、Sr、Nd 等同位素资料结合,必然对查明有关矿床的成岩物质和成矿金属的真实来源起到重要的指示作用。

基于上述认识,我们认为,从成矿物质内涵及同位素示踪成矿物质来源等方法看,毛景文等所提出的“辉钼矿中 Re 含量可指示成矿物质来源”是值得商榷的。

4 关于大水沟碲(金)矿床和碳酸岩脉型钼(钨)矿床的成矿物质来源问题

4.1 大水沟热液型碲(金)矿床的成矿物质来源问题

毛景文(2012)“大水沟式被动大陆边缘热液型碲(金)矿床模型”一文中,对 3 组同位素值未做出任何解释,就断然地说“该矿床的成矿流体及其他物质主要来自于地幔。”这值得商榷。

从“大水沟矿石碳氢硫同位素组成图(图 1)”不难看出:该图名中“矿石”一词不妥;图 1a 图名用“碳酸盐岩”不确切。原图还将横坐标的 $\delta^{18}O$ 错标为 $\delta^{13}C$ 。图例▲应指具体矿物,而不是矿石和白云石脉。 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值投绘结果紧靠火成碳酸岩区右侧,尽管 $\delta^{13}C$ 值 $-5.3\text{‰} \sim -7.2\text{‰}$,但碳不一定是岩浆成因,其 $\delta^{18}O$ 值 $+10.9\text{‰} \sim +13.1\text{‰}$,远高于火成碳酸岩的 $\delta^{18}O$ 值,这指示其受到了非岩浆水的混合(染);毛景文把图 1c 硫同位素分布直方图和所述黄铁矿—磁黄铁矿和辉碲铋矿阶段的硫同位素平均值分别为 $+1.5\text{‰}$ 和 $+0.5\text{‰}$,便“对号入座”认为硫主要源于地幔。这是一种既过时又依据不足的说法。正如 Ohmoto (1972)所言,S 和 C 的同位素成分受成矿溶液化学成分(即 S 源和 C 源)的控制,而且

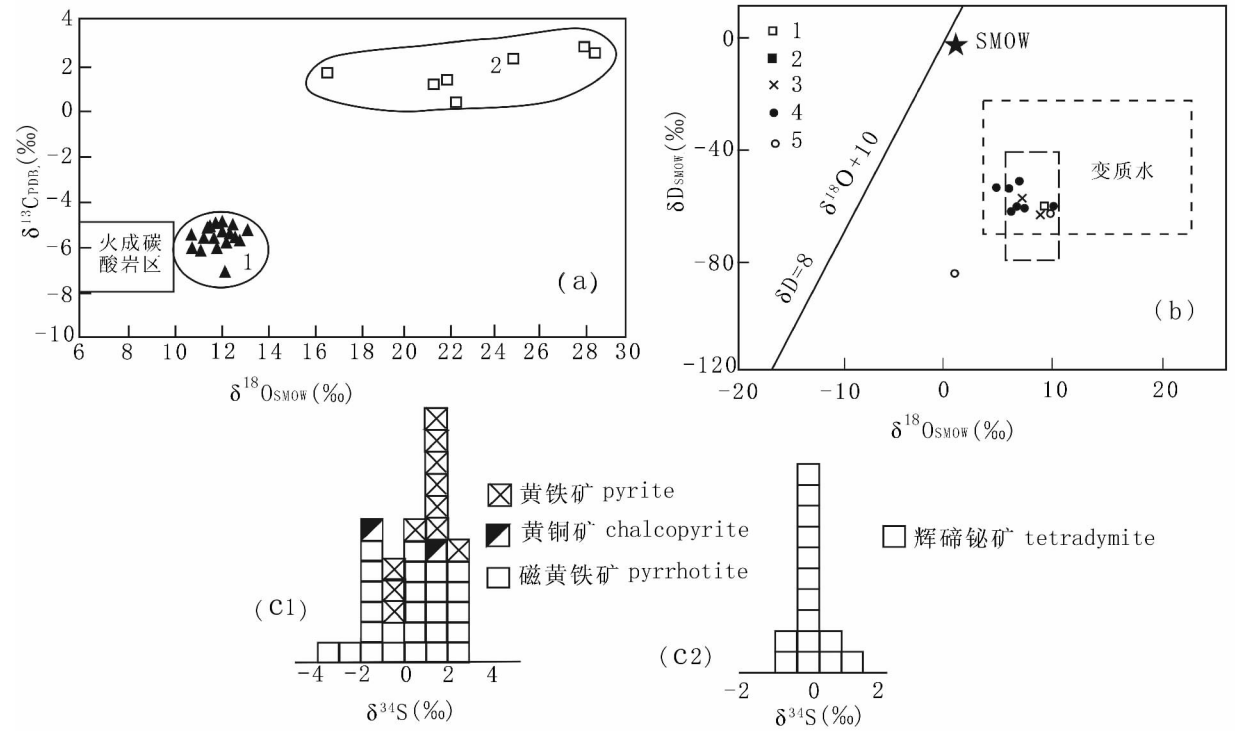


图 1 大水沟矿石碳氢氧硫同位素组成图

Fig. 1 Isotopic compositions of C, H, O, S in the ores from the Dashuigou deposit

[据毛景文,2012,原图 3 及样品说明;原图(a)、(b)的横坐标分别为 $\delta^{13}C_{SMOW}$ 和 δD_{SMOW} ,原图(c1)横坐标之下无物理量和单位,应为笔误,本文已更正。另,图(c1)和(c2)中几个矿物的英文名为本文所加,图的格式也按《地质论评》的格式进行了修订](a)碳酸盐岩 $\delta^{13}C_{PDB}$ 对 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解:1—第二阶段矿石和白云石脉;2—三叠系大理岩(矿区内矿体近邻围岩)。(b)矿床成矿流体 δD 对 $\delta^{18}O$ 图解:1—黄铁矿—磁黄铁矿阶段矿石的石英;2—黄铁矿—磁黄铁矿阶段矿脉周围蚀变岩中的黑云母;3—辉锑矿阶段矿石中的白云母和石英;4—辉锑矿阶段矿脉周围蚀变岩中的白云母;5—石英脉中的石英。(c)硫同位素分布直方图

同位素组成在含有氧化和还原形式 S 及含 C 热液的各种原子团之间进行分馏。因为氧化和还原形式的 S 或 C 原子团的比例取决于温度(T)、H 离子浓度(pH)和氧逸度(f_{O_2}),所以 $\delta^{34}S$ 和 $\delta^{13}C$ 值的变化也取决于这些参数。因而,具有 $\delta^{34}S \approx 0\text{‰}$ 的硫化物和 $\delta^{13}C$ 值接近于 -6‰ 的碳酸盐,未必表明它们的 S 或 C 就是岩浆成因,只有当确定某一热液矿床含矿流体的 $\delta^{34}S_{\Sigma S}$ 或 $\delta^{13}C_{\Sigma C}$ 值时,才能较合理地确定该矿床的 S 和 C 的来源。图 1b 的横坐标出现与图 1a 同样的错误,将 $\delta^{18}O$ 误标为 δD 。测试样品缺乏代表性。为何不用矿脉中主要脉石矿物白云母和黑云母而用蚀变岩的黑云母和白云母测定它们的氢、氧同位素组成,真是令人费解。须知,蚀变岩的黑云母和白云母的氢、氧同位素组成不能代表成矿流体的真实氢、氧同位素特征。尚须指出的是,在陈毓川等(1996)“四川大水沟碲(金)矿床地质和地球化学”一书中,只有石英、方解石的气液包裹体均一温度,无白云

母、黑云母的测温资料。同时,在毛景文(2012)中也未见到黑云母和白云母的温度数据。那么,云母的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值是据什么温度计算的就不得而知了。因而图 1b 有关云母投绘结果是难以令人置信的。退一步说,图 1b 上绝大多数投绘点落在变质水和岩浆水重叠区间内(注:图中小长方形未标注为岩浆水区),表明流体是岩浆水和变质水兼而有之的混合液。而且,文中没有与成矿有关岩体的岩石学和岩石化学特征以及有关同位素组成的任何资料。想说该矿床的成矿热流体为岩浆水都难也。

综上所述,笔者认为,毛景文(2012)所言大水沟热液型碲(金)矿床的成矿流体及硫、碳主要来自地幔,没有可靠的同位素证据。而且毛景文(2012)认为大水沟矿床的成矿物质主要来自于地幔亦与该矿床(黄铁矿、磁黄铁矿和辉锑矿)的 Pb 同位素显示的壳幔混合特征(陈毓川等,1996)相抵触。毛景文(2012)又说“Te 本身是一种亲地核和地幔元

素,其成矿作用与地幔活动有直接关系,不排除 Te 等元素可能直接来自地幔的排气作用”。但在文中既未见到 Te 成矿与地幔活动直接有关的同位素证据,也没有 Te 等元素可能直接来自地幔排气作用的地质、同位素地球化学依据。

4.2 碳酸岩脉型钼(铅)矿床的成矿物质来源及有关问题

毛景文等(2003,2005)说,“黄龙铺钼矿成矿物质来源于地幔(黄典豪等,1985a)是一个幔源物质成矿的典例,很可能为造山晚期地幔蠕动或脱气过程的一种成矿响应”。李永峰等(2005)、赵海杰(2012)重复引用毛的上述说法。许成等(2009)指出,毛景文的上述看法是缺乏科学依据的。笔者对毛景文等(2003,2005)这种看法提出以下质疑:①“黄龙铺钼矿成矿物质来源于地幔”,这与黄典豪等(1984a,1985a)认为的“黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床的成矿金属 Mo、Pb 除与 S、C、Sr 同源于上地幔外,一部分 Mo、Pb 借助于热流体对流萃取自于基底岩石;成矿流体是深源流体与地下水的混合物”不符。按毛景文等(2003,2005)所说“黄龙铺钼矿是幔源物质成矿的典例”,那他将该矿床改称为碳酸盐(岩)型,则是自相矛盾的。②东秦岭地区造山晚期地幔蠕动的机制是什么?有何地幔蠕动产生的地质现象和同位素地球化学证据?脱气过程的成矿响应的地质—地球化学特征何在?脱气过程不能解释该矿床中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-6.6\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$,和外围碳酸岩脉中方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-6.5\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$ (黄典豪等,1984a,1985b)的如此稳定和一致性。③“地幔蠕动或脱气过程成矿响应”的具体成矿作用过程是怎样发生的?硫化物淀积成矿的物理化学条件是什么?毛景文等(2003,2005)文中均缺乏必要的依据。

我们基于黄龙铺和黄水庵碳酸岩脉型钼(铅)矿床的成矿地质特征,和硫、碳、氧、锶、铅、钕同位素及稀土元素研究结果,认为东秦岭钼矿带内的碳酸岩脉型钼(铅)矿床,是源于富集地幔 I (EMI) 的含 Mo、Pb、S 和 REE 等组分的碱性硅酸盐—碳酸盐熔体—溶液,在晚三叠世时沿 NW—NWW 向深断裂带上侵结晶分异的产物。其岩浆—热液期的成岩和成矿过程大体上为,造岩矿物微斜长石、石英、方解石先后晶出,紧接的热液硫化物成矿阶段,在介质呈弱酸或弱碱性 f_{O_2} 降低 f_{S_2} 升高的还原条件下,于温度 $450 \sim 280^\circ\text{C}$ 时热流体发生沸腾,导致 Mo、Pb 硫化物淀积,便形成 Re-Os 年龄 $221 \sim 209.5\text{Ma}$ 的碳酸岩

脉型中高温热液充填—交代钼(铅)矿床(黄典豪等,1984a,1985a,2009)。因此,东秦岭钼矿带内,中生代的碳酸岩脉和花岗斑岩两个钼成矿体系并存,乃是其不同于世界上其他钼矿带的重要特征(黄典豪等,2009)。

5 结论

(1)毛景文等(1999,2005)没有提供黄龙铺(钼)铅矿床任何新资料,无根据地把黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床更改为“碳酸盐(岩)型”、“热液碳酸盐脉型”或“脉型”矿床(Mao Jingwen et al., 2008)。而且把黄龙铺碳酸岩脉型中高温热液充填—交代钼(铅)矿床的确定者张冠李戴。

(2)毛景文等(1999,2003,2005)、代军治等(2006)把独立的斑岩型钼矿和夕卡岩型钼矿更改为夕卡岩—斑岩型钼矿,又把由同一斑岩体形成的斑岩—夕卡岩型钼(钨)矿床分解为斑岩型钼钨矿和夕卡岩型钼钨矿;毛景文等(2005)把长江中下游地区众多的夕卡岩型铜矿和少数斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿,更改为斑岩—夕卡岩—层控(层状交代)型铜—金—钼矿床,这些更改后的矿床类型不符合相应矿床的成矿特征和矿床类型的命名原则。同时,毛景文等把矿床类型与“矿化类型”“成矿系统”混为一谈。

(3)不同类型甚至同一类型的钼或铜(钼)矿床中,辉钼矿的含 Re 量都有很大变化。按辉钼矿的平均含 Re 量看,我国斑岩—夕卡岩型铜(钼)矿床 > 斑岩型铜(钼)矿床 > 夕卡岩型铜(钼)矿床 > 碳酸岩脉型钼(铅)矿床 > 夕卡岩型钼矿床 > 斑岩型钼矿床 $\geq$ 斑岩—夕卡岩型钼(钨或铁)矿床 > 石英脉型钼或金钼矿床。这可以推断,辉钼矿含 Re 量的高低与矿床成因和成矿物质来源有关,但仅以辉钼矿中的 Re 含量高低,不能推断 Mo 的来源。成矿物质(金属元素、硫和水)来源不能用辉钼矿含 Re 量的大小来判断,务必要有翔实的同位素资料为佐证。

(4)毛景文等(1999)“辉钼矿中 Re 含量可指示成矿物质来源”一说,从成矿物质内涵及同位素示踪成矿物质来源等方法看,是值得商榷的;这一说法也并未“得到国外广泛认可和应用”。毛景文(2012)所说“大水沟碛(金)矿床的成矿流体及其他物质主要来自于地幔”,缺乏翔实的地质和同位素地球化学依据。

(5)Mao Jinwen 等(2008)认为温泉钼矿床与 S-

型花岗岩有关与实际岩体为 I-型不符,而且与 S-型花岗岩有关的斑岩钼矿床也不是新类型或新发现。

参 考 文 献 / References

陈毓川,毛景文,骆耀南,魏家秀,曹志敏,银剑钊,周剑雄,杨百川. 1996. 四川大水沟碛(金)矿床地质和地球化学. 北京:原子能出版社.

代军治,毛景文,杨富全,叶会寿,赵财胜,谢桂青,张长青. 2006. 华北地台北缘燕辽钼(铜)成矿带矿床地质特征及动力学背景. 矿床地质,25(5):598~612.

代军治,毛景文,杜安道,谢桂青,白杰,杨富全,屈文俊. 2007. 辽西肖家营子钼(铁)矿床 Re-Os 年龄及其地质意义. 地质学报,81(7):917~923.

丰成友,李东生,屈文俊,杜安道,王松,苏生顺,江军华. 2009. 青海祁漫塔格索拉吉尔砂卡岩型铜钼矿床辉钼矿铼-钨同位素定年及其地质意义. 岩矿测试,28(3):223~227.

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. 岩石学报,26(3):757~767.

郭保健,毛景文,李厚民,屈文俊,仇建军,叶会寿,李蒙文,竹学丽. 2006. 秦岭造山带秋树湾铜钼矿床辉钼矿 Re-Os 定年及其地质意义. 岩石学报,22(9):2341~2348.

胡受奚,林潜龙. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京:南京大学出版社,214~223.

黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1984a. 黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床的硫、碳、氧同位素组成及成矿物质来源. 地质学报,58(3):252~264.

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

黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1985a. 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. 地质学报,3:241~257.

黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1985b. 陕西黄龙铺钼(铅)矿床类型、成因及铼分布特点的研究. 矿床地质研究所科研成果(专辑6). 北京:地质出版社,1~126.

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. 矿床地质,6(3):22~34.

黄典豪,董群英,甘志贤. 1989. 中国钼矿床. 见:宋叔和. 主编. 中国矿床上册,第八章. 北京:地质出版社,482~539.

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. 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 Re-Os 同位素年龄及其意义. 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-钨年龄及其地质意义. 矿床地质,15(4):365~373.

黄典豪,侯增谦,杨志明,李振清,许道学. 2009. 东秦岭钼矿带内碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质—地球化学特征、成矿机制及成矿构造背景. 地质学报,83(12):1968~1984.

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. 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. 矿床地质,24(3):292~301.

李永峰,毛景文,刘敦一,王彦斌,王志良,王天义,李晓峰,张作衡,

郭保健. 2006. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 测年及地质意义. 地质论评,52(1):122~131.

李诺,孙亚莉,李晶,李文博. 2007. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床辉钼矿铼-钨等时线年龄及其成矿地球动力学背景. 岩石学报,23(11):2881~2888.

李诺,孙亚莉,李晶,薛良伟,李文博. 2008. 小秦岭大湖金钼矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及印支成矿事件. 岩石学报,24(4):810~816.

李立兴,松权衡,王登红,王成军,屈文俊,汪志刚,毕守业,于城. 2009. 吉林福安堡钼矿中辉钼矿铼-钨同位素定年及成矿作用探讨. 岩矿测试,28(3):283~287.

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. 地质论评,45(4):412~417.

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:从金属矿床年龄精测得到的启示. 中国科学(D)辑,33(4):289~299.

毛景文, Holly Stein, 杜安道,周涛发,梅燕雄,李永峰,藏文栓,李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿床年龄测定及其对成矿作用的指示. 地质学报,78(1):121~131.

毛景文,谢桂清,张作衡,李晓峰,王义天,张长青,李永峰. 2005. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. 岩石学报,21(1):169~188.

毛景文. 2012. 大水沟式被动大陆边缘热液型碲(金)矿床模型. 见:毛景文,张作衡,裴荣富. 主编. 中国矿床模型概论. 北京:地质出版社:540~544.

毛景文,张作衡,裴荣富. 2012. 中国矿床模型概论. 北京:地质出版社.

孟祥金,侯增谦,高永丰,黄卫,曲晓明,屈文俊. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义. 地质论评,49(4):660~666.

瞿泓滢,裴荣富,王永磊,李进文. 2010. 安徽铜陵凤凰山夕卡岩型铜矿床中辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 岩石学报,26(3):785~796.

宋史刚,丁振举,姚书振,周宗桂,张世新,杜安道. 2008. 甘肃武山温泉辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其成矿意义. 西北地质,41(1):67~73.

芮宗瑶. 2006. 中国铜矿矿产资源图(1:500 万)说明书. 见:赵一鸣,吴良士. 主编. 北京:地质出版社.

唐菊兴,陈毓川,王登红,王成军,许远平,屈文俊,黄卫,黄勇. 2009a. 西藏布江达县沙让斑岩钼矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及其地质意义. 地质学报,83(5):698~704.

唐菊兴,王成军,屈文俊,杜安道,应立娟,高一鸣. 2009b. 西藏玉龙斑岩铜钼矿辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿学意义. 岩矿测试,28(3):215~218.

陶维雄,王翌,陈郑辉,罗忠泽,许立权,郝先义,崔来旺. 2009. 内蒙古苏尼特左旗乌兰德勒铜钼多金属矿床辉钼矿铼-钨同位素定年及其地质特征. 岩矿测试,28(3):249~253.

王立本,季克俭,陈东. 1997. 安基山和铜山铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄及其意义. 岩石矿物学杂志,16(2):154~159.

王成辉,松权衡,王登红,李立兴,于城,汪志刚,屈文俊,杜安道,应立娟. 2009. 吉林大黑山超大型钼矿床辉钼矿铼-钨同位素定年及其地质意义. 岩矿测试,28(3):269~273.

王义天,叶会寿,叶安旺,李永革,帅云,张长青,代军治. 2010. 小秦岭北缘马家洼石英脉型金钼矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄及其意义. 地学前缘,17(2):140~145.

王跃,朱祥坤. 2010. 铜同位素在矿床学中的应用:认识与进展. 吉

- 林大学学报(地球科学版),40(4):739~751.
- 谢桂青,赵海杰,赵财胜,李向前,侯可军,潘怀军. 2009. 鄂东南铜绿山矿田矽卡岩型铜铁金矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 矿床地质,28(3):227~239.
- 许成,宁文磊,漆亮,王林均. 2009. 黄龙铺钼矿田含矿碳酸岩地球化学特征及其形成构造背景. 岩石学报,25(2):422~430.
- 叶会寿,毛景文,李永峰,郭保健,张长青,刘珺,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. 地质学报,80(7):1078~1088.
- 应立娟,唐菊兴,王登红,畅哲生,屈文俊,郑文宝. 2009. 西藏甲玛铜多金属矿床夕卡岩中辉钼矿铼-钼同位素定年及其成矿意义. 岩矿测试,28(3):265~268.
- 杨宗峰,罗照华,卢欣祥,程黎鹿,黄凡. 2011. 关于辉钼矿中 Re 含量示踪来源的讨论. 矿床地质,30(4):654~674.
- 杨敏之. 1983. 含铼矿床的新成因类型及其地质找矿方向. 地质地球化学,(1):13~14.
- 张彤,陈志勇,许立权,陈郑辉. 2009. 内蒙古卓资县大苏计钼矿辉钼矿铼-钼同位素定年及其地质意义. 岩矿测试,28(3):279~282.
- 张宏飞,靳兰兰,张利,Nigel Harris,周炼,胡圣虹,张本仁. 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb—Sr—Nd 同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学(D 辑),35(10):914~926.
- 张遵忠,吴昌志,顾连兴,冯慧,郑远川,黄建华,李晶,孙亚莉. 2009. 燕辽成矿带东段新台门钼矿床的 Re~Os 同位素年龄及其地质意义. 矿床地质,28(3):313~320.
- 赵一鸣,毕成思,邹晓秋,孙亚莉,杜安道,赵玉明. 1997. 黑龙江多宝山铜山大型斑岩铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钼同位素年龄. 地球学报,18(1):61~67.
- 赵海杰. 2012. 黄龙铺式碳酸岩型钼铅矿床模型. 见:毛景文,张作衡,裴荣富. 主编. 中国矿床模型概论. 北京:地质出版社,545~548.
- 朱建明,朱祥坤,黄方. 2008. 钼的稳定同位素体系及其地质应用. 岩石矿物学杂志,27(4):353~360.
- Badalov S T, Basitova S M and Godunova L I. 1962. Distribution of rhenium in central Asia molybdenite. Geokhimiya, 9: 813~817.
- Berzina A N, Sotnikov V I, Economou-Eliopoulos M, Eliopoulos D G. 2005. Distribution of rhenium in molybdenite from porphyry Cu—Mo and Mo—Cu deposits of Russia (Siberia) and Mongolia. Ore Geology Reviews, 26:91~113.
- Faure G. 1986. Principles of isotope geology (second edition). New York/Chichester/Brisbane/ Toronto/Singapore, John Wiley & Sons, 264~269.
- FrondeI J W, and Wickman F F. 1970. Molybdenite polytypes in theory and occurrence. II. Some naturally-occurring polytypes of molybdenite. Amer. Mineral., 55(11~12): 1865~1873.
- Giles D L and Schiling J H. 1972. Variation in rhenium content of molybdenite 24th International Geological Congress. Section 10. Geochemistry, Montreal. 145~152.
- Huang D H, Dong Q Y and Gan Z X. 1990. Molybdenum deposit of China. (In " Mineral deposits of China". Edited by the Editorial Committee of the Mineral Deposits of China. Geological Publishing House. 288~355.
- Ivanov V V, Poplavko E M and Corokhova V N. 1972. The Geochemistry of Rhenium. International Geology Review, 14: 1~105.
- King R U. 1973. Rhenium. United States Mineral Resources. Geological survey professional paper 820. 557~559.
- Mao Jingwen, Goldfarb R J, Zhang Z W, Xu W Y, Qiu Y M and Deng J. 2002. Gold deposits in the Xiaoqinling—Xiong'er shan region, Qinling Mountains, central China. Mineralium Deposita. 37: 306~325.
- Mao Jingwen, 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 implication from Re-Os dating of Mesozoic molybdenum deposits in the East Qinling—Dabie orogenic belt. Geochimica et Cosmochimica Acta 72: 4607~4626.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. 67(5): 551~578.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, A Du and Y Sun. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi province, China. Econ. Geol. 92(7/8): 827~835.
- Stein H J, Markey R J, Margan J W, Hannah J L, and Schersten A. 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: how and why it works. Terra Nova. 13, 479~486.
- Terada K, Osaki S, Ishihara S and Kiba T. 1971. Distribution of rhenium in molybdenites from Japan. Geochemical Journal, 4:123~141.
- Wickman F E and Smith D K. 1970. Molybdenite polytypes in theory and occurrence. I. Theoretical considerations of polytypism in molybdenite. Amer. Mineral., 55(11~12): 1843~1856.
- Мхитарян Р Г и Хуршудян Э Х. 1981. Политипия Минералов как типоморфное свойство. Издательство А Н Армянской ССР: 1~242.
- Фарамазян А С и Хуршудян Э Х. 1963. К вопросу об изоморфизме между молибденом и рением в молибденидах. Докл. АН Арм ССР. 37(4): 211~216.
- Попов В С. 1977. Геология и генезис медно и молибден—порфировых месторождений. Академия Наука СССР: 1~201.
- Родзаевский В В. 1970. Рении. Сырьевые ресурсы и технология производства. Цветметинформация: 99.
- Хуршудян Э Х, Арутюнян Л А и Меликсетян Б М. 1969. О генезисе политипов молибденита. Геохимия, (10): 1200~1209.
- Цухоров Ф В, Звягин Б Б, Ермилова Л П, Соболева С В и Хитров Ф Г. 1968. Политипы молибденита и их Нахождение в рудах. Геология Рудных Месторождений, 10(2): 12~26.

Discussion with Prof. Mao Jingwen on Types, Ore-Forming Material Source of Some Deposits and Geological Significance of Rhenium Content in Molybdenite

HUANG Dianhao

Institute of Mineral Resources, Chines Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract: We know that Prof. Mao Jingwen has not studied Mo or Cu (Mo) deposit, but Mao Jingwen et al. (1999, 2005, 2008) has changed the Huanglongpu carbonatite vein-type Mo (Pb) deposit (Huang Dianhao et al., 1985a, 1989, 1990) into carbonate (rock)-, hydrothermal carbonate vein-, or vein-type. Mao Jingwen et al. also separated the Nannihu—Sandaozhuang porphyry—skarn type Mo (W) deposit genetically associated with Nannihu porphyry body into the Nannihu porphyry Mo (W) and the Sandaozhuang skarn Mo (W) deposits. Mao Jingwen et al. (2005) changed a large number of skarn type Cu (Mo) and a small number of porphyry—skarn type Cu (Mo) deposits occurred in the Middle—Lower reaches of the Yangtze river valley into a porphyry—skarn—stratabound type Cu—Au—Mo deposit and it was known as a mineralization type or a metallogenic system. Mao Jingwen et al. (2002, 2008) named the Dahu quartz vein-type Au—Mo deposit as quartz vein-type Au deposit or as vein-type Mo deposit, respectively. It is clear that the ore deposit types defined by Mao Jingwen et al. are not based on ore-forming characteristics and denomination principle of these ore deposit types. Mao Jingwen et al. (2008) reported that the Wenquan Mo deposit is porphyry type Mo deposit related to S-type granite and considered that such deposit is a new type of Mo mineralization, however, this conflicts with the fact that the deposit is related to I-type granite (A/CNK is 0.94 ~ 0.97), not S-type granite.

The available data show that Re content of molybdenites of different type Mo or Cu (Mo) deposits has larger variation, and the mean Re content in molybdenite generally decreases with the following order of ore deposit types: porphyry—skarn type Cu (Mo) deposit (843 $\mu\text{g/g}$) > porphyry type Cu (Mo) deposit (439.6 $\mu\text{g/g}$) > skarn type Cu (Mo) deposit (313 $\mu\text{g/g}$) > carbonatite vein-type Mo (Pb) deposit (287 $\mu\text{g/g}$) > skarn type Mo deposit (61.8 $\mu\text{g/g}$) > porphyry type Mo deposit (26 $\mu\text{g/g}$) $\geq$ porphyry—skarn type Mo (W or Fe) deposit (25.8 $\mu\text{g/g}$) > quartz vein-type Mo or Au (Mo) deposit (9 $\mu\text{g/g}$). Re content in molybdenite may be associated with the origin of ore deposit and the source of ore-forming material. It is well known that the above all of Mo or Cu (Mo) deposits genetically belong to hydrothermal deposit, and so that their ore-forming materials should be included not only metallic elements, but also sulfur and hydrothermal fluids. It is clear that the idea that Re content in molybdenite may indicate the source of ore-forming material proposed by Mao Jingwen et al. (1999) has not any scientific evidence. Mao Jingwen et al. later clarified that such idea was supported by Stein et al. (2001); in fact, Stein et al. (2001) suggested that the Re concentration in molybdenite can only provide clues for the origin of a deposit.

Mao Jingwen (2012) considered that ore-forming fluid and other materials of the Dashuigou hydrothermal Te (Au) deposit came mainly from the mantle, but the paper has not the $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$ values of ore-forming fluid and the geological and isotopic geochemical evidences of tellurium and gold source, as well as the ore-forming fluid indicating hydrogen and oxygen isotopes is a mixing solution consisting of magmatic and metamorphic water. Therefore, Prof. Mao Jingwen's above opinions are unbelievable.

Keywords: ore deposit type; Re content of molybdenite; source of ore-forming material; discussion to Mao Jingwen