文章编号:0258-7106 (2014) 03-0447-24

中国钼多金属矿床的组合类型、成矿作用和成矿谱系*

王京彬[1,3],邹 滔[3],王玉往[1,2],龙灵利[3],张会琼[3],廖 震[3],解洪晶[2]
(1 北京矿产地质研究院,北京 100012;2 中色地科矿产勘查股份有限公司,北京 100012;
3 有色金属矿产地质调查中心,北京 100012)

摘 要 中国钼矿资源丰富,近十几年来,钼矿找矿工作取得了重大的突破。文章以中国目前发现的 104 个中型以上的钼多金属矿床为基础,基于前人的研究成果,从矿床类型、成矿岩体特征、成矿作用等方面,对中国钼多金属矿床进行了较全面的总结,并从成矿谱系角度分析了矿床之间的内在联系。中国钼多金属矿床可分为 6 种组合类型 独立钼矿、Mo-Au 组合、Mo-Cu(Au)组合、Mo-Pb-Zn 组合、Mo-W 组合、Mo-Fe 组合。通过含矿岩系的岩体特征、岩石学特征、岩石地球化学和同位素特征的对比分析,将中国钼多金属矿床的成矿岩体分为 3 种类型:① 壳源(下地壳为主)高氧化、低演化岩浆;② 壳源(上地壳为主)低氧化、高演化岩浆;③ 壳幔混源岩浆。不同矿床组合的矿体空间组合样式主要表现为:Mo-Cu(Au)、Mo-Pb-Zn 和 Mo-Fe 组合以倾向渐变式为主,Mo-Au 矿床以走向渐变式为主。矿化分带表现为 岩体中以 Mo、Cu、W 矿化为主,接触带以 Fe、Pb-Zn、Cu(Au)矿化为主,围岩中以 Pb-Zn、Au 矿化为主。在成矿阶段特征上,中国钼多金属矿床可分为矽卡岩化阶段(以 Fe、W、Mo 矿化为主)、云英岩化阶段(以 W、Mo 矿化为主)、高中温热液阶段(以 Mo、W、Cu 矿化为主)和中低温热液阶段(以 Cu、Au、Pb-Zn、Ag 矿化为主)。Mo-W、Mo-Au 组合的成矿岩体以壳源为主,独立钼矿、Mo-Cu(Au)、Mo-Fe 组合以壳幔混源为主。钼多金属矿床的金属沉淀机制主要体现在:① 反应机制(地球化学障),包括矽卡岩矿床中的硅-钙界面、由热液引起的围岩蚀变以及由构造作用引起的构造地球化学障等;② 减压降温机制;③ 流体混合机制。总体上,上述 6 类钼多金属矿床组合可分为 2 个成矿谱系:Mo-W-Pb-Zn 成矿谱系,与成矿有关的岩浆岩具有壳源特征,岩浆分异程度较高;Mo-Cu-Fe-Pb-Zn-(Au)成矿谱系,其成矿岩浆岩多具有壳幔混源特征。

关键词 地质学;钼多金属矿床;元素组合类型;成矿岩体;成矿谱系;成矿机制;中国
中图分类号:P618.65 **文献标志码**:A

Deposit associations, metallogenesis and metallogenic lineage of molybdenum-polymetallic deposits in China

WANG JingBin[1,3], ZOU Tao[3], WANG YuWang[1,2], LONG LingLi[3], ZHANG HuiQiong[3], LIAO Zhen[3] and XIE HongJing[2]
(1 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 2 Sinotech Mineral Exploration Co., Ltd., Beijing 100012, China; 3 China Non-ferrous Metals Resource Geological Survey, Beijing 100012, China)

Abstract

China is rich in molybdenum resources and hosts several world-class molybdenum belts. In the last decade, many large/giant Mo deposits were discovered in China. Based on the study of 104 Mo deposits in China, this paper summarizes the mineralization types, metallogenic intrusions and metallogenesis of Mo-polymetallic deposits, and analyzes the intrinsic link between these deposits. The Mo deposits in China can be divided into six

* 本文得到老矿山深部和外围找矿项目(121200113086300)、全国危机矿山找矿专项(200699105)和国家重点基础研究发展计划(2014CB440803)联合资助
第一作者简介 王京彬,男,1961 年生,博士,研究员,研究方向为矿床学与成矿预测。Email:wjb@cnncm.com
收稿日期 2013-07-09;改回日期 2013-11-08。张绮玲编辑。

association types: Mo only, Mo-Au, Mo-Cu(Au), Mo-Pb-Zn, Mo-W and Mo-Fe. According to the geology, petrology, geochemistry and isotopic characteristics of the related intrusions, the metallogenic intrusions can be divided into three types, i.e., ① crust-derived magma (mainly lower crust) with high oxidation and low differentiation; ② crust-derived magma (mainly upper crust) with low oxidation and high differentiation; and ③ crust-mantle mixed magma. Different spatial association styles of orebodies have been recognized, i.e., Mo-Cu(Au), Mo-Pb-Zn and Mo-Fe deposits characterized by gradational contact, with Mo-Au deposit represented by abrupt contact. From intrusion through contact zone to host rocks, the mineralization is demonstrated by Mo-Cu-W, Fe-Pb-Zn-Cu-Au and Pb-Zn, Au, respectively. The ore-forming stages of Mo-polymetallic deposits include skarn (Fe-W-Mo mineralization), greisenization (W-Mo mineralization), high-middle-temperature hydrothermal (Mo-W-Cu), and middle-low-temperature hydrothermal (Cu-Au-Pb-Zn-Ag) stages. The ore-forming materials of Mo-W and Mo-Au deposits were derived from the crust, and the Mo only, Mo-Cu(Au) and Mo-Fe deposits were mainly from the mixing of the crust-mantle. The metal precipitation mechanisms of Mo-polymetallic deposits include ① water-rock reaction (geochemical barrier); ② reduction of pressure and decrease of temperature; ③ fluid mixing. In sum, the above-mentioned six types of Mo-polymetallic deposits can be grouped into two metallogenic lineages: ① the Mo-W-Pb-Zn metallogenic lineage characterized by crust-sourced and high differentiated magma; ② Mo-Cu-Fe-Pb-Zn-(Au) metallogenic lineage characterized by crust-mantle mixing sourced magma.

Key words: geology, molybdenum-polymetallic deposit, metallogenic elements association, metallogenic intrusion, ore-forming lineage, metallogenic mechanism, China

中国是钼矿资源丰富的国家,也是钼矿生产大国。有关统计资料(国土资源部矿产开发管理司,2002)表明,中国钼矿资源储量处于世界前列,且以规模大、类型多、伴生组分复杂及品位相对较低为特征。目前,中国已知的钼矿床类型主要有斑岩型、矽卡岩型、热液脉型和沉积型等,其中以斑岩型和矽卡岩型为主。

近十几年来,中国钼矿的找矿工作取得了重大突破,发现了数十处大型-超大型钼多金属矿床,其中 Mo 资源储量超过 50 万吨(超大型)的矿床有:河南洛阳东沟(71 万吨,肖萍等,2011)、河南嵩县鱼池岭(55 万吨,周珂,2008)、安徽金寨沙坪沟(220 万吨,黄凡等,2011a)、黑龙江岔路口(134 万吨,聂凤军等,2011)、黑龙江霍吉河(>100 万吨,陈静等,2012)、内蒙古曹四夭(>200 万吨,聂凤军等,2012;李香资等,2012)、新疆东戈壁(50.35 万吨,涂其军等,2012)等。随着这些钼矿床的发现,也迎来了钼矿床的研究热潮,在矿床类型、地质特征、矿床成因、控矿因素、找矿模型,以及成矿专属性、成矿构造背景等方面获得了丰硕的成果(李诺等,2007;张正伟等,2007;戴宝章等,2009;代军治,2008;张连昌等,2009;白凤军,2010;李光明等,2010;王国君等,2010;张怀东等,2010;黄凡等,2011b;卢欣祥等,2011;曾庆栋等,2011;赵俊兴等,2011;孙燕等,2012;王玉往等,2012;李文龙等,2013;黄凡等,2013)。

中国钼多金属矿床的成矿元素组合具有多样性的特点。不仅是传统的斑岩-矽卡岩型 Mo-Cu(Au)组合的找矿成果和找矿潜力巨大,而且还发现了钼-铅锌矿床(而 Cu-Au 不具规模和价值),如黑龙江岔路口、河南东沟等,揭示出 Pb-Zn 可作为 Mo 矿化的外带形成特殊的 Mo-Pb-Zn 组合;此外,在(斑岩型)Mo-Cu(Au)系列中,Mo 亦可与 Au 单独形成矿床(而 Cu 不具规模和价值),如河南大湖、山西铺子湾等;Mo 还可以与 Fe 共生形成 Mo-Fe 组合,如辽宁肖家营子、福建马坑、河南上房沟等。除上述与 I 型花岗岩类有关的成矿元素组合外,传统上被认为是典型的壳源元素 W(刘英俊等,1984a),也可与 Mo 共生形成 Mo-W 多金属矿床,如河南南泥湖-三道庄和卢氏、甘肃小柳沟、江西阳储岭等矿床,或与 Sn、Bi、Cu、Pb-Zn 等构成多元素组合,如湖南黄沙坪和瑶岗仙、江西大湖塘、福建行洛坑等矿床。从矿床形成的构造背景和区带来看,Mo 的成矿区带(或矿集区)不仅从传统的岩浆弧扩展到了碰撞、后碰撞造山带,而且也可产于传统 W-Sn 成矿省(如华夏地块等)、Au 成矿省(如胶东的邢家山、小秦岭的大湖等)。上述钼

成矿元素组合的多样性特点，引出的一个关键科学问题是：这些组合之间从矿化源到成矿集聚机制上是否存在某种联系？如是，则上述组合可作为端员，其相互之间的过渡可能是寻找其他元素组合的有利条件，例如单一钼矿床中常伴生不同数量的 Cu，那么什么情况下可以形成 Mo-Cu 共生，矿床的深部、边部是否具有寻找 Cu 矿或 Cu-Mo 矿的潜力？同样，在 Mo-Au 矿床中是否具有找到 Cu 矿的可能，Mo-Cu(Au)矿床是否可演化成 Mo-Cu-Pb-Zn 矿床？Mo-W 组合是否具有形成 Cu 矿或 Pb-Zn 矿的潜力？等等 如果不是，则它们分属几个系列？各自的成矿谱系和成矿演化序列如何？同样关系到成矿专属性和找矿预测问题。

为了更好的了解不同成矿元素组合的钼多金属矿床在中国的分布及其地质特征，以及不同组合的钼矿床之间的相互过渡关系，本文以中国 104 个中型以上的钼多金属矿床为基础，基于前人的研究成果，从矿床类型、成矿地质体特征、成矿作用等方面对中国钼多金属矿床进行较全面的总结和研究，进而从成矿谱系角度分析矿床之间的内在联系，建立综合成矿模式，以便使人们对钼多金属矿床的成矿作用有更深入的了解，从而有利于钼多金属矿床的综合找矿。

1　钼多金属矿床的类型、特征和时空分布

从主要成矿元素的共生组合关系考虑，可将中国钼多金属矿床分为以下 6 种类型(表 1)：独立钼矿、Mo-Au 组合、Mo-Cu(Au)组合、Mo-Pb-Zn 组合、Mo-W 组合、Mo-Fe 组合。值得说明的是，为便于统计和对比，本文只针对与中酸性岩体有关的内生矿床展开讨论，而沉积型钼多金属矿床(如：贵州遵义钼镍矿床、湘西下寒武统中的镍钼钒矿床)，以及一些碳酸岩型钼多金属矿床(如：黄龙铺、黄水庵等钼铅矿床)未在本文讨论范围之内。

空间上，中国钼多金属矿床多分布于中国的中东部地区，绝大多数处于由黄凡等(2011b)提出的 17 个钼矿集中区内(图 1)。时间上，从中国大中型钼多金属矿床的成岩成矿年龄数据的统计结果看(图 2)，其成矿时间多集中在 180～100 Ma，即燕山中晚期，其次为喜马拉雅期和印支期。

6 类钼多金属矿床组合的主要特征如下：

独立钼矿：主要金属为 Mo，常伴生有 Cu、Fe、Pb、Zn、Sn、W等。该类型是中国钼资源的主要来源，

表 1　中国钼多金属矿床矿化组合、成因类型及典型矿床

Table 1　Mineralization associations, genetic types and typical deposits of molybdenum-polymetallic deposits in China

矿化组合类型	矿床成因类型	代表性典型矿床
独立钼矿	斑岩型	黑龙江霍吉河，内蒙古曹四夭、敖仑花、鸡冠山、小东沟、半砬山，吉林大黑山，陕西金堆城，河南雷门沟、鱼池岭、千鹅冲、汤家坪，甘肃温泉，西藏沙让，新疆东戈壁，海南罗葵洞等
	热液脉型	内蒙古碾子沟，浙江石平川
	矽卡岩型	辽宁杨家杖子，河南火神庙
	斑岩-矽卡岩型	河南大银尖
Mo-Au	斑岩型、角砾岩型	山西堡子湾，内蒙古流沙山
	斑岩-热液脉型	河南石窑沟
	热液脉型	河南大湖
Mo-Cu(Au)	斑岩型	西藏驱龙、玉龙、邦铺，云南哈播、马厂箐，青海纳日贡玛，内蒙古乌奴格吐山、太平川、车户沟、好力宝、乌兰德勒，河南秋树湾，新疆莱历斯高尔、希勒库都克，河北小寺沟，山东邹平，浙江桐村，江西高家山等
	矽卡岩型	西藏甲玛，青海索拉吉尔，湖南宝山等
	热液脉型	安徽安庆铜牛井
Mo-Pb-Zn	矽卡岩型	西藏亚贵拉，湖南黄沙坪
	斑岩型	河南东沟，黑龙江岔路口
	斑岩-隐爆角砾岩型	安徽金寨银山(亦称沙坪沟)
Mo-W	矽卡岩型	湖南新田岭、柿竹园，黑龙江翠宏山，广东始兴南山，安徽皖南南山，甘肃小柳沟等
	斑岩-矽卡岩型	河南三道庄-南泥湖，河南夜长坪
	斑岩型	福建行洛坑、江西大湖塘
	石英脉型	湖南瑶岗仙
Mo-Fe	矽卡岩型	福建马坑，辽宁肖家营子，陕西木龙沟，黑龙江五道岭等
	斑岩-矽卡岩型	河南上房沟

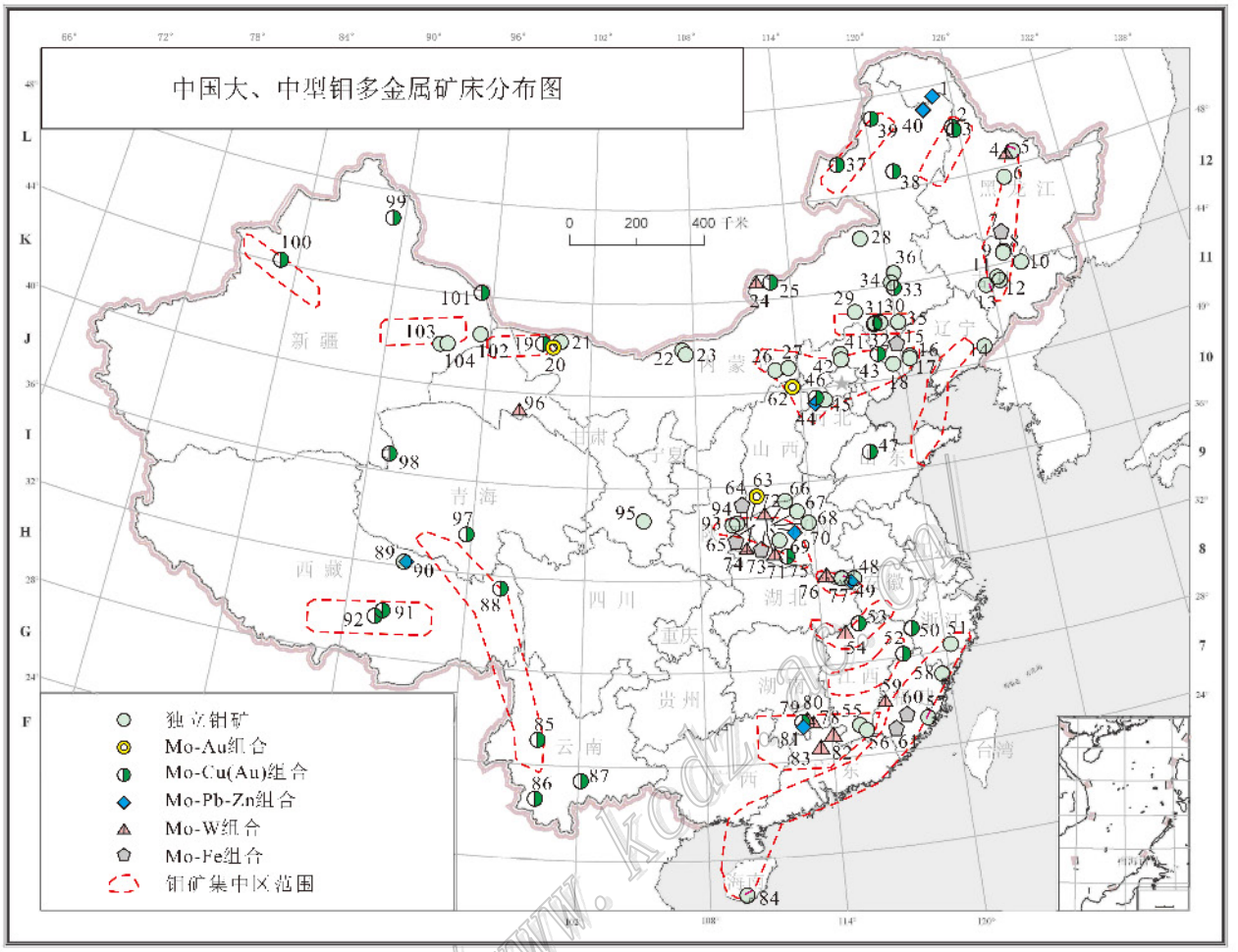


图 1 中国大、中型钼多金属矿床分布图(钼矿集中区范围据黄凡等,2011b)

Fig. 1 The distribution of large- and medium-size molybdenum-polymetallic deposits in China (modified after Huang et al., 2011b)

其矿床成因类型主要为斑岩型和热液脉型,其他类型极少见。矿体多呈透镜状、似层状,矿石构造以脉状、细脉(浸染)状、网脉状为特征,矿体多赋存于成矿岩体内,以及部分处于外接触带的围岩中。目前资料显示,该类型矿床多分布于华北板块的南北缘,如东秦岭钼矿带的金堆城、雷门沟等,西拉木伦钼多金属矿带的小东沟、鸡冠山、碾子沟等矿床。

Mo-Au 组合:主要金属为 Mo、Au,伴生金属有 Cu、Pb、Sn、Bi 等。矿床成因类型有热液脉型、角砾岩型,受岩体-构造控制明显。目前,该类型钼多金属矿床发现较少,以河南石窑沟、山西堡子湾、内蒙古流沙山矿床为代表,河南大湖金钼矿床也属于典型的 Mo-Au 组合,多数研究者认为 Au 与 Mo 为共生分带关系,但也有人认为 Au 为晚期叠加的产物(叶会寿等,2012)。

Mo-Cu(Au)组合:主要金属为 Cu、Mo,部分与

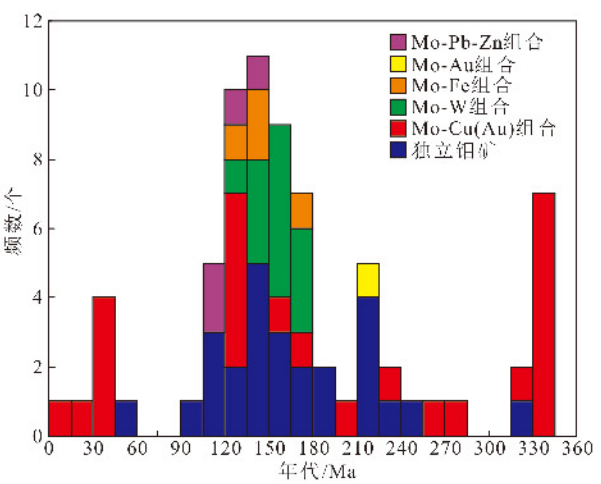


图 2 中国大、中型钼多金属矿床的成岩成矿年代统计图

Fig. 2 Rock-forming and ore-forming age statistics of large- and medium-size molybdenum-polymetallic deposits in China

Au 共生，常伴生有 Pb、Zn、Fe 等。矿床成因类型较多，斑岩型(角岩型)、矽卡岩型、热液脉型均有，一般该组合类型矿床的规模相对较大。由于矿床成因类型较多，其矿体的赋矿围岩及矿体特征也比较复杂。该类型矿床的分布范围也很广，如青藏高原的冈底斯、玉龙矿带(西藏甲玛、驱龙、玉龙等)，华南扬子地块东缘(江西德兴等)，大兴安岭地区(内蒙古乌奴格吐山、黑龙江多宝山等)。

Mo-Pb-Zn 组合：主要金属为 Pb、Zn、Mo，常伴生有 Ag、Cu、Fe 等。矿床成因类型主要为斑岩型、矽卡岩型、热液脉型；其中 Mo 常为斑岩型，钼矿体多靠近岩体；Pb、Zn 多为矽卡岩型、热液脉型，距岩体较远。目前，该组合类型矿床在冈底斯铅锌铜钼多金属成矿带及东秦岭钼矿带中常出现，表现为具有成因联系的矿田，如西藏亚贵拉、河南东沟等矿床；独立的 Mo-Pb-Zn 组合矿床相对较少，如黑龙江岔路口。

Mo-W 组合：主要金属为 Mo、W，常伴(共)生有 Fe、Cu、Zn、Pb、Bi、Sn、Ag、Cd、Ge、In 等金属。矿床成因类型有(似)斑岩型、矽卡岩型、热液脉型，矿体受岩体-构造控制明显。目前，该类矿床多分布于东秦岭、南岭等地区，如，秦岭地区的三道庄-南泥湖、夜长坪，南岭地区的新田岭、瑶岗仙、柿竹园，以及福建的行洛坑等矿床。

Mo-Fe 组合：主要金属为 Mo、Fe，常伴生有 Cu、Zn、Pb 等。矿床成因类型主要为斑岩型和矽卡岩型，其中 Fe 矿化与矽卡岩化关系密切，代表矿床有辽宁肖家营子、浙江漓渚、福建马坑、东秦岭上房沟和陕西木龙沟、黑龙江五道岭、江西阳储岭等。

2　成矿岩体特征

2.1　含矿岩体特征

对典型矿床的统计发现，钼多金属矿区岩浆岩类型一般比较复杂，从酸性到基性岩浆都有出现，如金堆城钼矿床、肖家营子钼多金属矿床、行洛坑钼-钨矿床，等等。但与成矿有关的岩体(即成矿地质体)大多数属于酸性岩类(图 3)，少部分为中性岩，如肖家营子矿床。这与前人研究认为酸性花岗质岩石

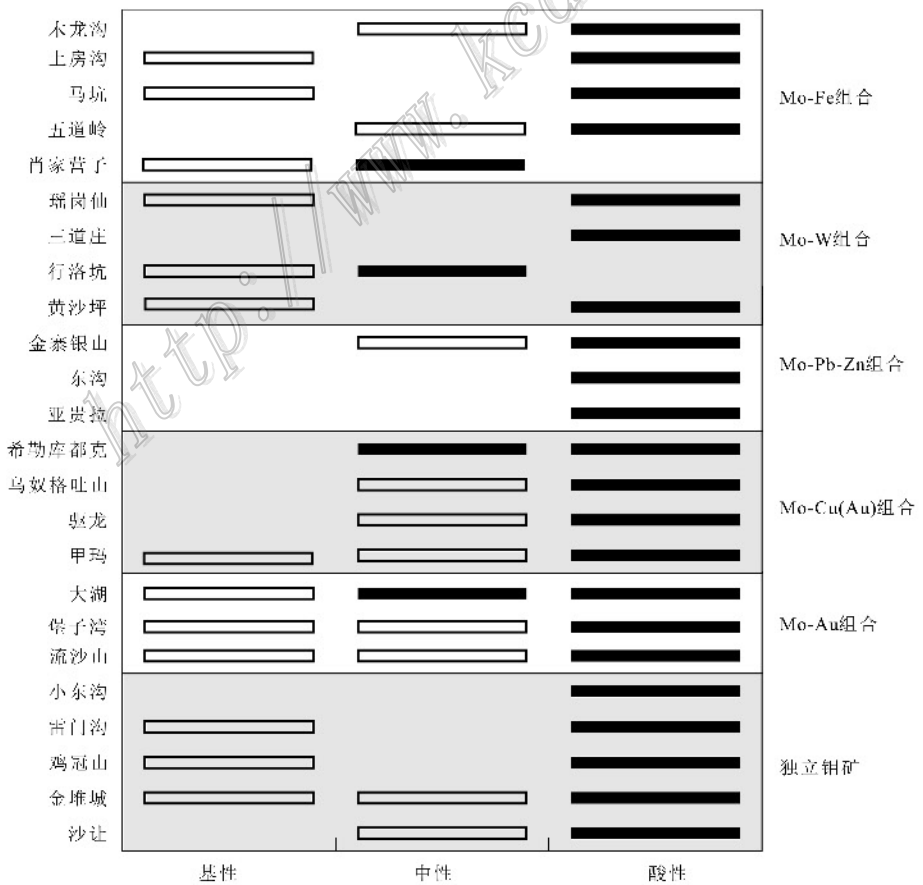


图 3　中国钼多金属矿床含矿岩体组合类型(实心代表含矿岩石)

Fig. 3　Ore-bearing rock association type of molybdenum-polymetallic deposits in China

对形成钼矿有利的观点是一致的。

各类钼多金属组合典型矿床的成矿岩体特征如下：

独立钼矿：以小东沟、金堆城、沙让、敖仑花、大黑山、碾子沟、兰家沟、东沟、合峪等矿床为例，其成矿岩体均为酸性岩石，形态多以不规则状为主，其中，斑岩型矿床的成矿岩体出露面积较小，一般小于 1 km^2，侵位深度以中浅成为主，多数具有多期侵位特征，如小东沟、金堆城、沙让、敖仑花、合峪矿床；热液脉型矿床的成矿岩体相对较大，如碾子沟矿床的四道沟岩体、兰家沟矿床的兰家沟细粒花岗岩岩体，面积可达 100 km^2 以上(陈志广等，2008a；代军治，2008)。

Mo-Au 组合：目前已知该类型矿床有山西堡子湾-九对沟、河南石窑沟、内蒙古流沙山等，其中堡子湾为隐爆角砾岩型矿床，其成矿岩体为二长花岗(斑)岩，为浅成-超浅成隐伏岩体，隐爆角砾岩的出露面积为 2.4 km^2。

Mo-Cu(Au)组合：以驱龙、甲玛、乌奴格吐山、希勒库都克等矿床为例，成矿岩体主要为中酸性，一般较独立钼矿的岩体略偏中性。岩体形态多为岩株状，少量为岩脉，如希勒库都克矿床，岩体的侵位深度多为中浅成，具有多期侵入特征。

Mo-Pb-Zn 组合：该类型以亚贵拉矿床为例，成矿岩体为酸性岩石，呈岩株状，中浅成相。

Mo-W 组合：成矿岩体以酸性岩为主，多呈岩株状，为分异杂岩体或者复式岩体，其出露面积一般较小，以浅成-超浅成相为主，如河南南泥湖岩体地表出露面积＜1 km^2。

Mo-Fe 组合：成矿岩体多为中-酸性的复式岩体，呈岩株状产出，岩体以中浅成相为主。

2.2 岩石地球化学特征

不同元素组合矿床成矿岩体的岩石地球化学特征如下：

独立钼矿：该类矿床一般都具有高硅、高碱、富钾的特征，SiO_2 含量较高，属高钾钙碱性系列及钾玄岩系列(图 4A、B)；在 A/NK-A/CNK 图上(图 4C)，落入准铝质区域。稀土元素配分曲线多为右倾的轻稀土元素富集型，略显负铕异常(图 5)。

Mo-Au 组合：成矿岩体具有高硅特征，以高钾钙碱性系列为主(图 4A、B)。在 A/NK-A/CNK 图(图 4C)上，分布较广，在准铝质和过铝质范围均有分布。稀土元素总量变化范围较大，配分曲线为右倾的轻稀土元素富集型(图 5)。

Mo-Cu(Au)组合：成矿岩体以高钾钙碱性和钙碱性系列为主，SiO_2 含量较独立钼矿的稍低，分布范围也较大(图 4A、B)，主要为准铝质岩石(图 4C)。稀土元素配分曲线为右倾的轻稀土元素富集型，负铕异常不常见(图 5)。

Mo-Pb-Zn 组合：该类岩石从钙碱性到钾玄岩系列都有分布，但以高钾钙碱性系列为主(图 4A、B)，在 A/NK-A/CNK 图(图 4C)上，分布较广，也在准铝质和过铝质范围内分布。稀土元素配分曲线呈 V 型分布，负铕异常比较明显(图 5)，如东沟矿床。

Mo-W 组合：该类岩石一般 SiO_2 含量较高，以钾玄岩-高钾钙碱性系列为主(图 4A、B)，以准铝质为主(图 4C)。该类型组合的岩石稀土元素配分曲线类型比较复杂，有右倾的轻稀土元素富集型，也有呈 V 型分布及具有强烈的负铕异常特征(图 5)，如多宝山、瑶岗仙矿床。

Mo-Fe 组合：SiO_2 含量分布范围较大，从中性到酸性均有分布，以高钾钙碱性系列为主(图 4A、B)；在 A/NK-A/CNK 图(图 4C)上，主要落入准铝质区域。该类型的稀土元素配分曲线比较平缓，多具较明显的负铕异常(图 5)，如马坑铁钼矿床、五道岭矿床等。

在 Fe_2O_3/FeO-Rb/Sr 图解(图 4D)上，6 类钼多金属矿床显示了较为明显的规律，Mo-Au 和 Mo-Pb-Zn 组合的氧化程度相对较高，Fe_2O_3/FeO 比值相对较大；Rb/Sr 比值特征上，独立钼矿和 Mo-Au 组合类型相对较小，Mo-Cu(Au)组合类型次之，Mo-W、Mo-Pb-Zn 和 Mo-Fe 组合类型最大。

2.3 岩浆源区及演化

钼多金属矿床的 Sr-Nd-Pb 同位素(图 6)特征显示，不同矿床组合类型的成矿岩体具有不同的岩浆源区特征。

独立钼矿：Pb 同位素显示，其含矿岩浆多为下地壳，部分处于造山带中；Sr-Nd 同位素数据显示其处于幔源岩浆与下地壳的演化线上，表明为正常古老的下地壳，并可能受到幔源岩浆的影响。

Mo-Au 组合：Pb 同位素显示，含矿岩浆为下地壳来源，处于再活化的克拉通区域；Sr-Nd 同位素反映其源区以下地壳来源为主。

Mo-Cu(Au)组合：Pb 同位素显示其处于造山带中；Sr-Nd 同位素显示其处于幔源岩浆与下地壳的演

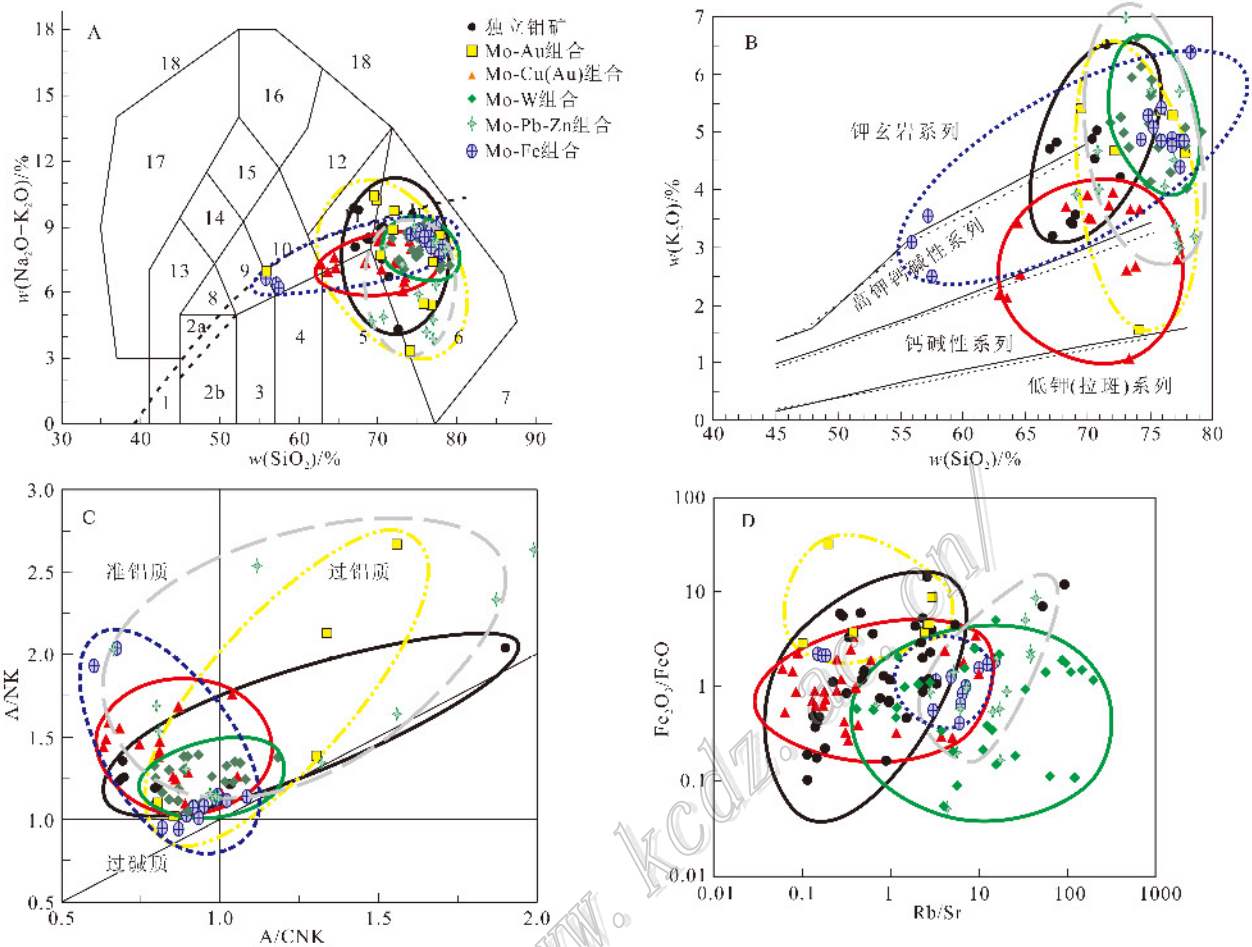


图 4　钼多金属矿床有关岩浆岩类型判别图

数据来源：独立钼矿—金堆城、小东沟、碾子沟、敖仑花等（焦建刚等，2010；聂凤军等，2007；陈志广等，2008a；邹滔，2012）；Mo-Au 组合—垦子湾（龙灵利等，2012）；Mo-Cu（Au）组合—驱龙、乌奴格吐山、希勒库都克、甲玛等（秦克章等，2011；陈志广等，2008b；龙灵利等，2009；秦志鹏等，2012）；Mo-W 组合—瑶岗仙、行洛坑等（李顺庭，2011；张家元，1983）；Mo-Pb-Zn 组合—亚贵拉、东沟（赵俊兴等，2012a；戴宝章等，2009）；Mo-Fe 组合—马坑、肖家营子、五道岭等（张承帅，2012；马建德等，2002；史鹏会等，2012）

Fig. 4　Discriminant diagrams of magmatite types related to molybdenum-polymetallic deposits

Data source: Mo only—Jinduicheng, Xiaodonggou, Nianzigou, Aolunhua, etc. (after Jiao et al., 2010; Nie et al., 2007; Chen et al., 2008a; Zou T, 2012); Mo-Au—Puziwan (after Long et al., 2012); Mo-Cu(Au)—Qulong, Wulugetushan, Xiliekuduke, Jiama, etc. (after Qin et al., 2011; Chen Z G et al., 2008b; Long et al., 2009; Qin et al., 2012); Mo-W—Yaogangxian, Hangluoken etc. (after Li, 2011; Zhang et al., 1983); Mo-Pb-Zn—Yaguila, Donggou (after Zhao et al., 2012a; Dai et al., 2009); Mo-Fe—Maken, Xiaojiayingzi, Wudaolin etc. (after Zhang, 2012; Ma et al., 2002; Shi et al., 2012)

化线上，并靠近幔源端员，暗示幔源岩浆的影响十分明显。侯增谦等（2007）对中国斑岩 Cu-Mo-Au 矿床的总结认为，斑岩 Cu-Mo-Au 矿床含矿岩浆为含大量幔源组分的加厚下地壳，可能表现为以下 3 种形式：新生的镁铁质下地壳、被交代的镁铁质下地壳、下地壳岩浆与地幔反应。

Mo-Pb-Zn 组合：Pb 同位素统计数据显示，处于下地壳与上地壳界线附近，位于陆内或大陆碰撞带中，在铅同位素构造演化线上多为上地壳来源；Sr-Nd 同位素数据落在亏损地幔与上地壳的演化线上，表现为上地壳和幔源岩浆的相互影响。

Mo-W 组合：Pb 同位素显示比较复杂，统计数据分布较宽，主要处于上地壳及造山带中；Sr-Nd 同位素数据分布较宽，$\varepsilon_{Nd}(t)$值多介于 −5～−10，初始 Sr 值范围较大，反映了上地壳的特征，部分可能受到幔源的影响。

Mo-Fe 组合：Pb 同位素统计数据显示，处于上地壳及陆内或大陆碰撞带中。Sr-Nd同位素特征不

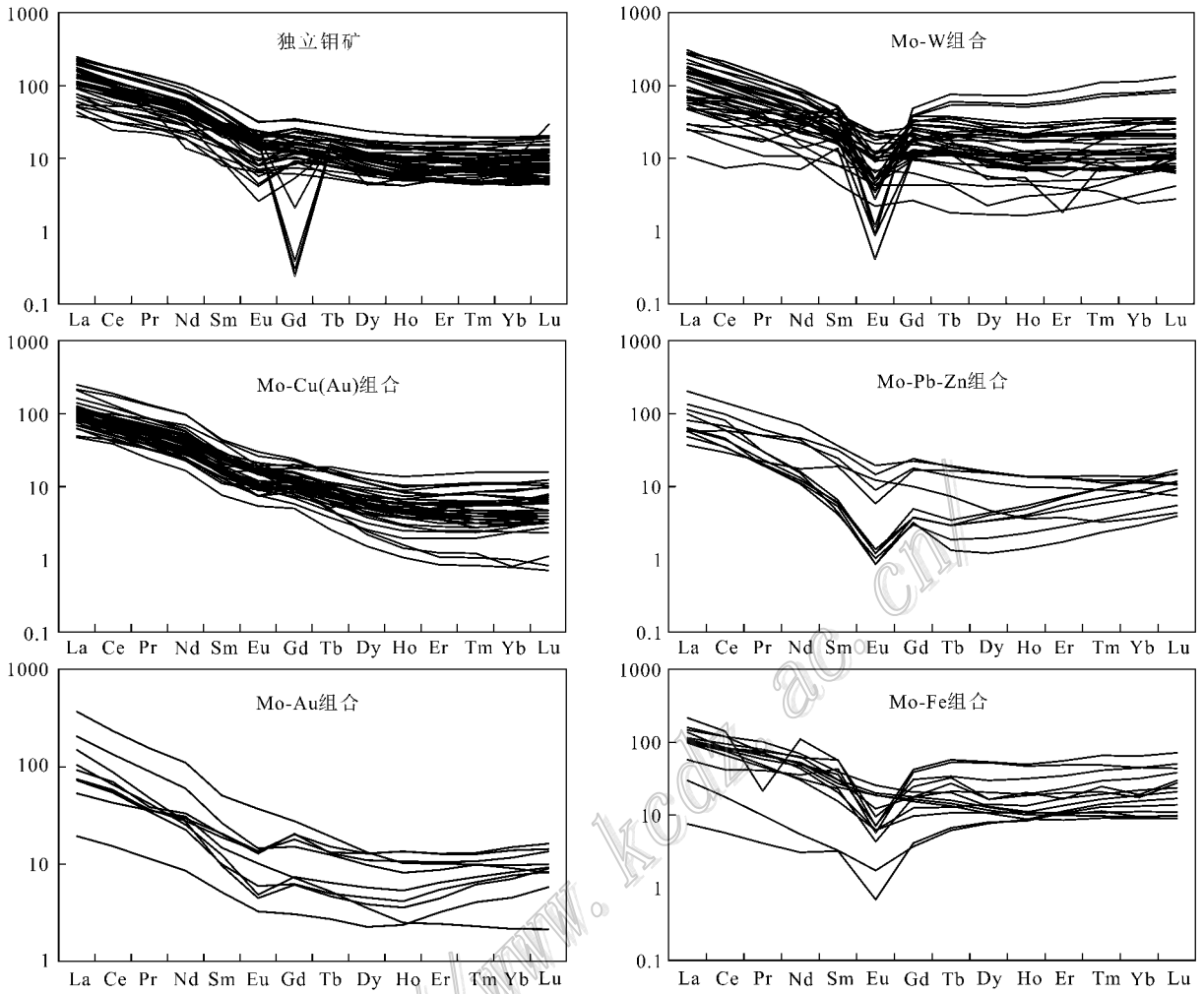


图 5 钼多金属组合典型矿床稀土元素特征

数据来源:独立钼矿—金堆城、小东沟、碾子沟、敖仑花、大黑山等(焦建刚等,2010;聂凤军等,2007;陈志广等,2008a;邹滔,2012;王磊,2012);Mo-Au 组合—堡子湾、流沙山等(龙灵利等,2012,聂风军等,2002);Mo-Cu(Au)组合—驱龙、乌奴格吐山、希勒库都克、甲玛等(秦克章等,2011;陈志广等,2008b;龙灵利等,2009;秦志鹏等,2012);Mo-W 组合—瑶岗仙、行洛坑、小柳沟等(李顺庭,2011;张家元,1983,张自森等,2010);Mo-Pb-Zn 组合—亚贵拉、东沟(赵俊兴等,2012a;戴宝章等,2009);Mo-Fe 组合—马坑、肖家营子、五道岭等(张承帅,2012;冯建德等,2002;史鹏会等,2012)

Fig. 5 REE patterns of typical molybdenum-polymetallic deposits

Data source: Mo only—Jinduicheng, Xiaodonggou, Nianzigou, Aolunhua, Daheishan etc. (after Jiao et al., 2010; Nie et al., 2007; Chen et al., 2008a; Zou, 2012; Wang, 2012); Mo-Au—Puziwan, Liushashan etc. (after Long et al., 2012; Nie et al., 2002); Mo-Cu(Au)—Qulong, Wulugetushan, Xiliekuduke, Jiama etc. (Qin K Z et al., 2011; Chen Z G et al., 2008b; Long et al., 2012; Qin et al., 2012); Mo-W—Yaogangxian, Hangluoken, Xiaoliugou etc. (after Li, 2011; Zhang et al., 1983; Zhang et al., 2010); Mo-Pb-Zn—Yaguila, Donggou (after Zhao et al., 2012a; Dai et al., 2009); Mo-Fe—Maken, Xiaojiayingzi, Wudaolin etc. (after Zhang, 2012; Ma et al., 2002; Shi et al., 2012)

明显,处于 Mo-W 组合和 Mo-Au 组合的交汇处。

2.4 成矿岩体类型

对上述 6 类矿床组合的含矿岩石类型、岩石地球化学和同位素特征对比可以看出,钼多金属矿床的成矿岩体的岩浆源特征可归纳为如下 3 种类型(表 2):

(1) 壳源(下地壳为主)高氧化、低演化岩浆来源:具有较高氧化程度、较低分异程度。该类型以 Mo-Au 组合为主,元素地球化学特征以高硅、高钾、钙碱性系列为特征,同位素组成显示其岩浆来源以壳源为主。

(2) 壳源(上地壳为主)低氧化、高演化岩浆来源:具有较低氧化程度,较高分异程度。以 Mo-W 组合为主,元素地球化学及同位素特征相对较复杂。

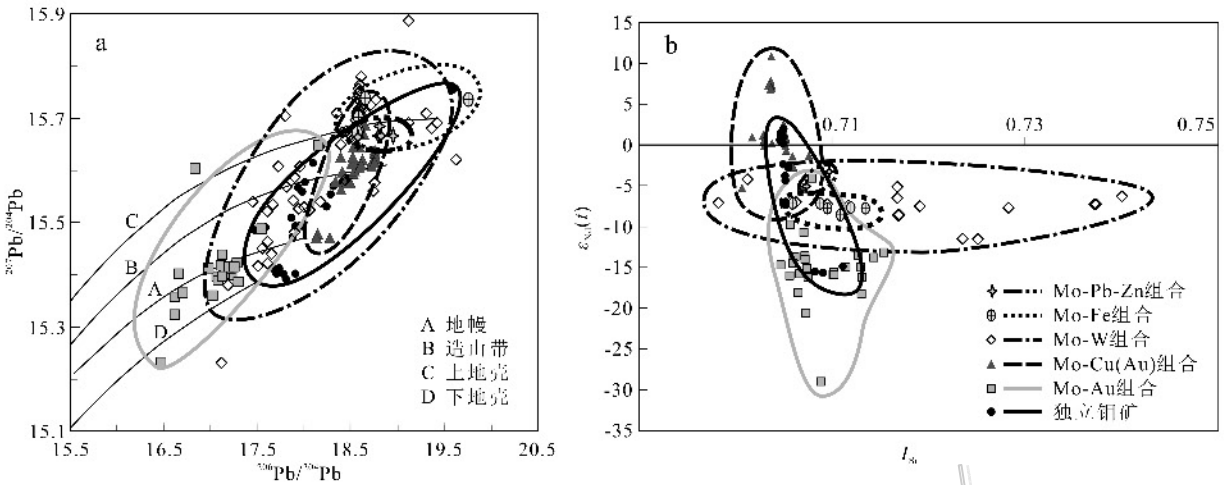


图 6　中国部分钼多金属矿床的 Sr-Nd-Pb 同位素特征

a. Pb 同位素构造图解(Zartman et al.，1981)；b. Sr-Nd 同位素图(底图据 Zindler et al.，1986)

数据来源：独立钼矿—金堆城、小东沟、猴子沟、敖仑花等(焦建刚等，2010；聂凤军等，2007；陈志广等，2008a；邹滔，2012；王聪，2012)；Mo-Au 组合—堡子湾、大湖(龙灵利等，2012，倪智勇等，2009)；Mo-Cu(Au)组合—驱龙、乌奴格吐山、甲玛等(秦克章等，2011；陈志广等，2008b；秦志鹏，2010)；Mo-W 组合—瑶岗仙、南泥湖等(李顺庭，2011；向君峰等，2012)；Mo-Pb-Zn 组合—亚贵拉等(赵俊兴等，2012a)；Mo-Fe 组合—马坑(张承帅，2012)

Fig. 6　Sr-Nd-Pb isotope diagram for molybdenum-polymetallic deposits in China

a. Pb isotope diagram (after Zartman, 1981), b. Sr-Nd isotope diagram (after Zindler et al., 1986)

data source: Mo only—Jinduicheng, Xiaodonggou, Nianzigou, Aolunhua, Daheishan etc. (after Jiao et al., 2010; Nie et al., 2007; Chen et al., 2008a; Zou, 2012; Wang, 2012); Mo-Au—Puziwan, Dahu etc. (after Long et al., 2012; Ni et al., 2009); Mo-Cu(Au)—Qulong, Wuluge-tushan, Jiama, etc. (after Qin et al., 2011; Chen et al., 2008b; Qin, 2010); Mo-W—Yaogangxian, Nannihu etc. (after Li, 2011; Xiang et al., 2012); Mo-Pb-Zn—Yaguila etc. (after Zhao et al., 2012a); Mo-Fe—Maken etc. (after Zhang, 2012)

表 2　钼多金属矿床组合类型成矿岩体特征

Table 2　Characteristics of metallogenic intrusions for molybdenum-polymetallic deposits

矿床组合类型	岩石 Si、碱、Al 特征	岩石 REE 曲线特征	Sr-Nd-Pb 同位素特征	岩浆演化特征	岩浆来源特征
独立钼矿	高Si，准铝质，高 K 钙碱性-钾玄岩系列	右倾，LREE 富集，弱负 Eu 异常	正常古老下地壳，并可能受到幔源岩浆的影响	中低氧化、低演化	壳幔混源
Mo-Cu(Au)	中高 Si，准铝质，高 K-中 K 钙碱性系列	右倾，LREE 富集，无 Eu 异常	新生的镁铁质下地壳、被交代的镁铁质下地壳、下地壳岩浆与地幔反应	中低氧化、低演化	
Mo-Pb-Zn	高Si，准铝质-过铝质，高 K 钙碱性系列	V 型分布，负 Eu 异常	上地壳和幔源岩浆相互作用	高氧化、高演化	
Mo-Fe	中低 Si，准铝质，高 K 钙碱性系列	平缓分布，负 Eu 异常	上地壳及陆内或大陆碰撞造山带中	高氧化、高演化	
Mo-Au	高Si，准铝质，高 K 钙碱性-钾玄岩系列	右倾，LREE 富集，强烈的负 Eu 异常	上地壳及造山带中	高氧化、低演化	下地壳为主
Mo-W	高Si，准铝质-过铝质，高 K 钙碱性系列	右倾，LREE 富集，无 Eu 异常	下地壳来源为主	低氧化、高演化	上地壳为主

(3) 壳幔混源岩浆来源：又可分为 2 个亚类：一类是高氧化、高演化岩浆，以 Mo-Pb-Zn 组合、Mo-Fe 组合为主，元素地球化学特征以高硅、高钾、钙碱性系列为特征，Pb同位素显示以壳源为主，Sr-Nd同位素显示出上地壳与地幔混源的特征；另一类为中低氧化程度、低演化岩浆，以独立钼矿和 Mo-Cu(Au)组合为主，同位素组成显示其为下地壳以及地幔来源，或者两者混源的特征。

3 成矿作用

3.1 矿化类型

钼多金属矿床的成因类型总结如下：独立钼矿的成因类型有斑岩型、热液脉型、矽卡岩型等，其中以斑岩型为主，它是中国钼矿资源的主要来源，代表性矿床较多，如金堆城、大黑山、沙让等；热液脉型的代表性矿床为内蒙古碾子沟、浙江石平川；矽卡岩型则以杨家杖子矿床为代表。Mo-Au 组合的成因类型相对简单，主要有热液脉型（如：大湖钼金矿床）和角砾岩型（如：堡子湾）。Mo-Cu（Au）组合的成因类型较多，有斑岩型（如：驱龙、乌奴格吐山）、矽卡岩型（如甲玛、索拉吉尔）和热液脉型（如：安徽安庆铜牛井），并以斑岩型为主。Mo-Pb-Zn 组合的钼多金属矿床在中国的成因类型有矽卡岩型（如：亚贵拉）和斑岩-热液脉型（如：河南东沟、安徽沙坪沟）。Mo-W 组合的成因类型相对较多，有矽卡岩型、石英脉型、斑岩型等，以矽卡岩型为主，其代表性矿床有柿竹园、黄沙坪、新田岭等。Mo-Fe 组合矿床成因类型主要为矽卡岩型，代表性矿床有肖家营子、五道岭、马坑等，而其他成因类型相对少见。

总体上，钼多金属矿床的成因类型以斑岩型为主，其次为矽卡岩型，部分为热液脉型（石英脉型）及角砾岩型。其中，斑岩型矿床的成矿深度一般在 1.7～5.1 km 之间，显示一定的变化范围；矽卡岩型矿床深度相对较浅，一般在 2 km 以内，石英脉型矿床的深度变化较大，如大湖石英脉型钼金矿床的成矿深度在 9～12 km，而瑶岗仙矿床的成矿深度约在 2 km。

3.2 矿体空间特征和组合样式

不同组合类型矿床的空间特征与其矿化类型关系比较密切（表 3）。例如，当矿床成因类型为斑岩型时，矿体一般分布于岩体内和围岩接触部位，且多以

表 3 钼多金属矿床组合类型的矿体空间特征

Table 3 Spatial characteristics of orebodies in molybdenum-polymetallic deposits

矿床组合类型	矿化类型	矿体空间特征			代表性矿床
		岩体内	接触带	围岩中	
独立钼矿	斑岩型	矿体呈似层状产于花岗斑岩中	接触带内有部分脉状辉钼矿化	部分为外接触带角岩型钼矿体	沙让、敖仑花、金堆城
	热液脉型	矿体主要以热液脉状产于岩体中	内外接触带约 200 m 的范围		碾子沟钼矿、石平川
	矽卡岩型		岩体和碳酸盐岩的接触部位		杨家杖子
Mo-Cu（Au）	斑岩型	铜、钼矿体多位于岩体中	矿体绕岩体呈环形筒状分布		乌奴格吐山、驱龙
	矽卡岩型		矿体主要赋存于岩体与地层接触的矽卡岩中		甲玛
	热液脉型	矿体赋存于岩体内			铜牛井
Mo-Au	石英脉型			矿体受断裂控制，产于围岩地层或者蚀变岩中	大湖
	角砾岩型	矿体产于隐爆角砾岩体内	矿体产于隐爆角砾岩体内及其与围岩的接触带		堡子湾-九对沟
Mo-Pb-Zn	矽卡岩型	钼矿体产于岩体内	铅锌矿化主要产于矽卡岩中		亚贵拉
	斑岩型	矿体产于岩体内	岩体内外接触带中		河南东沟、金寨银山
Mo-W	斑岩-矽卡岩型	矿体产于岩体内	接触带内的矽卡岩中		三道庄
	斑岩型	矿体产于岩体内			行洛坑
	石英脉型	矿体产于岩体内		围岩地层中存在矿体	瑶岗仙
Mo-Fe	与中基性岩石有关的矽卡岩型矿床	矿体产于岩体内	接触带的矽卡岩中	围岩地层中	肖家营子

http://www.kcdz.ac.cn

岩体内为主；当成因类型为热液脉型时，矿体可以产于岩体、接触带或者围岩中，一般矿体产在岩体中，而产于围岩中的矿体多受断裂控制；当成因类型为矽卡岩型时，矿体多产于岩体与地层的接触带矽卡岩中，部分矿体产于围岩中，而斑岩-矽卡岩型复合成因的矿床，其斑岩型矿体一般在岩体内，矽卡岩型矿体一般在接触带中；角砾岩型矿床的矿体与爆破角砾岩的位置一致，可以在岩体或者围岩中。

不同组合类型矿床中各矿种的矿体空间组合样式存在一定的规律性。例如以云南马厂箐斑岩型钼-铜(金)矿床为例，从岩体向外依次为钼(铜)矿化→铜-钼(金)矿化→金-银-铅锌矿化，表现出由高温→低温系列成矿效应(郭晓东等，2009)。因此，对 6 种主要金属组合类型的不同金属矿体的空间组合规律的总结，对于矿化分带和成矿预测研究具有重要意义。

本文将中国钼多金属矿床组合的矿体空间组合归纳总结为以下 4 种类型(表 4)：① 倾向渐变式，主要指不同金属的矿体沿矿体倾向方位所呈现的规律性变化特征；② 倾向叠加式，是指不同金属的矿体在矿体倾向方向上的相互叠加；③ 走向渐变式，主要指不同金属的矿体沿矿体走向所呈现的规律性变化特征；④ 叠加复合式，主要是指不同金属矿体在倾向和走向上都有规律性变化，或者呈现不同于前面两者的空间组合特征。从矿床金属组合类型上看，Mo-Cu(Au)、Mo-Pb-Zn、Mo-Fe 组合以倾向渐变式为主；Mo-Au 组合以走向渐变式为主；Mo-W 组合其矿体空间组合类型相对比较复杂。从成因类型看，斑岩型和角砾岩型矿床的矿体空间组合多为倾向渐变式；热液脉型(石英脉型)的矿体多为走向渐变式；矽卡岩型矿体组合类型相对复杂。

综合上述，不同矿床组合类型的空间特征和组合样式，可用图 7 示意。

3.3　矿化及热液蚀变特征

不同成因类型钼多金属矿床的矿化和蚀变特征如下：

(1) 斑岩型矿床

独立钼矿：如西藏沙让斑岩型钼矿床，蚀变类型较多，有钾硅酸盐化、硅化、绢云母化、黄铁矿化、黏土化、绿泥石化、绿帘石化，蚀变分带由内往外分别为钾硅酸盐化(弱钾长石化和黑云母化)、硅化-弱绢英岩化-弱黏土化、黏土化(伊利石-水白云母化和高岭土化)-绢英岩化和绿泥石-绿帘石化(赵俊兴等，2011)，钼矿化主要与钾硅酸盐化和绢云母化有关。内蒙古敖仑花斑岩钼矿床，由内往外蚀变分带为：石英-钾长石化带→石英-绢云母化带，岩体外围存在角岩带，矿化主要产于钾长石化和绢云母化叠加过渡带中(邹滔，2012)。雷门沟斑岩钼矿床，蚀变类型较多，钾长石化、硅化、绢云母化、碳酸盐化、萤石化等，蚀变分带主要为钾长石化蚀变带和石英-绢云母化蚀变带(陈小丹等，2010)。

Mo-Cu(Au)组合：如内蒙古乌奴格吐山铜钼矿床(张海心，2006)，蚀变类型有硅化、钾长石化、绢云母化、水白云母化、伊利石化、碳酸盐化，次为黑云母化、高岭土化，少见绿泥石化。蚀变分带由内往外为

表 4　钼多金属矿床组合类型的矿体空间组合样式

Table 4　Spatial distribution styles of orebodies in molybdenum-polymetallic deposits

组合类型	倾向渐变式	倾向叠加式	走向渐变式	复合叠加式	矿床成因类型	典型矿床
Mo-Cu(Au)	√	√			斑岩型	乌奴格吐山、马厂箐、驱龙、太平川
	√?				矽卡岩型	甲玛
			√?		热液脉型	铜牛井、安庆月山铜钼矿床
Mo-Au			√		石英脉型	大湖
	√?	√?			角砾岩型	堡子湾-九对沟
Mo-Pb-Zn	√				矽卡岩型	亚贵拉
	√?				斑岩型	河南东沟
Mo-W		√			斑岩-矽卡岩型	三道庄
		√			斑岩型	行洛坑
			√		石英脉型	瑶岗仙
	√			√	矽卡岩型矿床	黄沙坪、柿竹园
Mo-Fe	√				矽卡岩型矿床	肖家营子、马坑

注：√为确定的类型；√?为推测类型。

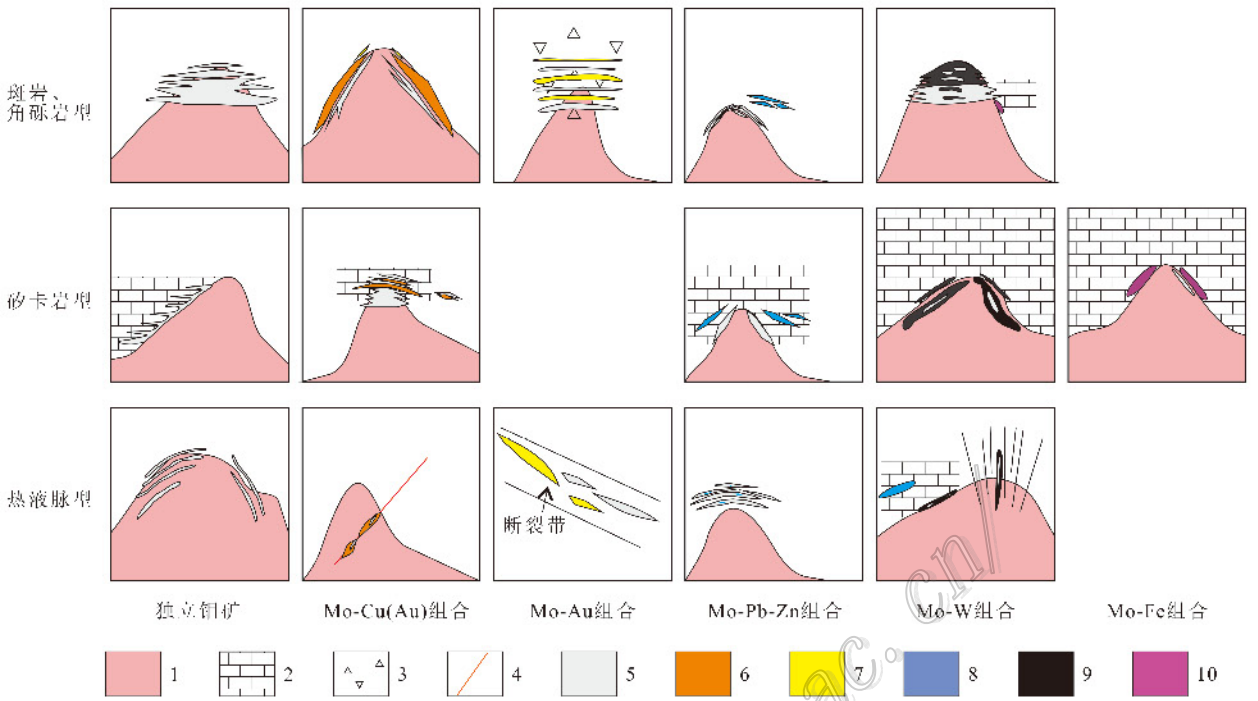


图 7 钼多金属矿体空间特征和组合样式

1—侵入岩；2—碳酸盐岩；3—角砾岩；4—断裂；5—钼矿体；6—铜矿体；7—金矿体；8—铅锌矿体；9—钨多金属矿体；10—铁多金属矿体

Fig. 7 Spatial distribution styles of orebodies in molybdenum-polymetallic deposits

1—Intrusive rock; 2—Carbonate rocks; 3—Breccia; 4—Fracture; 5—Molybdenum orebody; 6—Copper orebody; 7—Gold orebody; 8—Lead-zinc orebody; 9—Tungsten-polymetallic orebody; 10—Iron-polymetallic orebody

石英-钾化带→石英-绢云母化带→伊利石-水白云母化带，其中石英-钾化带以辉钼矿化为主，伴有少量铜矿化，石英-绢云母化带为铜矿化的主要赋存部位。驱龙斑岩铜钼矿床，据杨志明(2008)的研究结果，从岩体中心向外依次为钾硅酸盐化带→石英-绢云母化带→青磐岩化带，钼矿化主要在钾硅酸盐化带，铜矿化在钾硅酸盐及长石分解蚀变(即：石英-绢云母-绿泥石-黏土化)较发育处。

Mo-Pb-Zn 组合：以金寨银山矿床为例，其中铅锌多金属矿化蚀变以硅化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化为主，钼矿化围岩以钾化、硅化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化为主(徐晓春等，2009)。

Mo-W 组合：以福建行洛坑大型钨钼矿床为例(张家菁等，2008)，岩体中存在不同程度的蚀变，类型有钾长石化、云英岩化、蒙脱石-绢云母化、钠长石化、绿泥石化、石英-绢云母化和硅化等，不同类型蚀变重叠造成矿床蚀变分带模糊复杂，一般钼矿化多发生在早期的钾长石化阶段和早期石英脉阶段，钨矿化主要产于晚期蚀变中。

由上可见，不同成矿元素组合类型的斑岩矿床在蚀变分带上具有相似性，总体上呈现出由内往外，钾硅酸盐化带→绢云母化带→黏土化带→青磐岩化带/角岩化带(泥质围岩时)的分带特征。钼矿化多发生在钾硅酸盐化带及绢云母化带中；铜矿化往往稍晚于钼矿化，在绢云母化带较强；钨矿化一般在钼矿化之后，钾化有时与钨矿化关系也密切；铅锌矿体一般在晚期低温蚀变或者外围蚀变带中分布，以及在一些斑岩矿床外围的矽卡岩化带中。

(2) 矽卡岩型矿床

Mo-Cu(Au)组合：以甲玛铜钼矿床为例(秦志鹏，2010)，矿区蚀变类型有矽卡岩化、绢云母化、硅化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化、钾化及泥化；蚀变在空间上(即水平分带和垂向分带)呈现出由绢云母化为主，逐渐向以矽卡岩化为主的分带，而硅化在矿区普遍发育，绿帘石化和绿泥石化富集于岩层破碎带中。

Mo-Pb-Zn 组合：以西藏亚贵拉铅锌银钼矿床为例，围岩蚀变主要发生在近矿围岩中，远离矿体基本

没有矿化蚀变发生，其类型有矽卡岩化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化、绢云母化等，在矿化体中远离矿体方向依次为矽卡岩化→硅化→绿泥石化→碳酸盐化，在围岩中由内向外分别为硅化→绢云母化→绿泥石化等（连永牢等，2009）。

Mo-W 组合：以郴州新田岭钨钼矿床为例（殷顺生等，1994），矿区围岩蚀变主要有矽卡岩化、云英岩化和大理岩化，其次有角岩化、硅化、绢云母化以及绿帘石化、绿泥石化等，其中以矽卡岩化与矿化关系最为密切，矿化随矽卡岩化的复杂程度而变强。又如黄沙坪多金属矿床，其蚀变由岩体往外呈现以下综合分带规律：岩体（花岗斑岩、石英斑岩、花斑岩）→矽卡岩化岩体→矽卡岩→矽卡岩化大理岩→大理岩化灰岩（重结晶灰岩）→灰岩。矽卡岩是黄沙坪矿区钨钼矿体的赋矿部位，矽卡岩带中围岩蚀变有萤石化、硅化、绿泥石化以及碳酸盐化等（潘卓，2011）。

Mo-Fe 组合：以马坑铁钼矿床为例，矿区围岩蚀变最普遍的为矽卡岩化，在矿体中还存在硅化、含氯角闪石化、萤石化、钾长石化和绢云母化，矿化主要发生在矽卡岩期退化蚀变阶段（张承帅，2012）。

虽然矽卡岩的主要特征之一是它经常具有明显的分带性（赵一鸣，2002），但其分带的规模不一，形式多样。总结发现矽卡岩型钼多金属矿床在蚀变特征上，多表现出一定的分带性，由岩体到灰岩呈现规律性的变化，如黄沙坪、亚贵拉矿床等。部分的蚀变分带规律性较差，如新田岭等矿床。但不论蚀变特征如何，其矿化主要是与矽卡岩有关，绝大多数矿体产于矽卡岩中，其矿化强度以及部分矿体形态都受其影响。

（3）热液脉状矿床

独立钼矿：以浙江石平川钼矿床为例，其围岩蚀变有绢英岩化、黄铁矿化、碳酸盐化、绿泥石化，蚀变对称分布于热液脉体两侧，其宽度与热液脉体宽度成正相关；矿化与绢英岩化关系密切，碳酸盐化和绿泥石化与成矿关系不明显（肖广玲等，2010）。

Mo-Cu（Au）组合：以安徽安庆铜牛井铜钼金矿床为例，围岩蚀变多呈线性，在矿脉两侧分布，构成沿裂隙两侧发育的线状蚀变带，蚀变的范围较小。蚀变类型主要为硅化，次为碳酸盐化、高岭土化、绿帘石化、绿泥石化（杨学明等，1999）。

Mo-W 组合：以瑶岗仙钨钼矿床为例，在热液脉（即石英脉）两侧发育有不同程度的云英岩化，在小脉带、细脉带表现更为明显；蚀变带的宽度与脉体宽度成正相关，且近脉体的蚀变较强，与成矿有关的微量元素（W、Sn、Mo、Bi、Cu 等）在蚀变岩中明显增加，显示流体对围岩发生了物质交换（祝新友等，2012）。

热液脉型钼多金属矿床的蚀变特征显示，蚀变类型以硅化、绢英岩化为主，次为云英岩化、碳酸盐化、绿泥石化、绿帘石化等；蚀变发生在热液脉体的两侧，呈对称分布，蚀变带的宽度受热液脉体大小的控制，蚀变强度与脉体距离正相关，蚀变过程中，热液对围岩的化学成分有显著的影响。

从矿床侧向分带特征来看，不同组合类型矿床的矿化-蚀变分带由岩体到围岩呈现出由高温蚀变到中低温蚀变过渡的特征；矿化由岩体向外表现为，岩体中以 Mo、Cu、W 矿化为主，接触带以 Fe、Pb-Zn、Cu、Au 矿化为主，围岩中以 Pb-Zn、Au 矿化为主的特征（表 5）。

从钼多金属矿床的矿化分带特征看，可分为 2 个成矿谱系：Mo-W-Pb-Zn 系列成矿谱系，该谱系岩浆岩具有壳源特征，岩浆的分异程度较高；Mo-Cu-Fe-Pb-Zn 成矿谱系，该谱系岩浆岩具有壳幔混源或者幔源特征。而对 Mo-Au 组合典型矿床研究较少，且已有资料显示 Mo-Au 组合可能是不同成矿期叠加的产物，本文暂不对其单独归类。结合矿床的成矿地质特征，可大致厘定出钼多金属矿床两大成矿谱系的矿化-蚀变分带模式（图 8）。

3.4　成矿阶段

不同组合类型中各成矿元素的矿化阶段如下：

独立钼矿：① 斑岩型独立钼矿床主要成矿阶段为高温-中高温热液阶段，矿物组合主要为石英、钾长石、辉钼矿，少量黄铜矿、黄铁矿和磁铁矿等，成矿压力相对较大，蚀变类型以钾长石化、黑云母化、绢云母化为特征；而中低温热液阶段的成矿规模较小，矿物组合多为一些低温矿物，如方解石、绿泥石、绿帘石、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等；表生期多为一些氧化矿物，如钼华、褐铁矿、孔雀石之类；如金堆城、沙让、敖仑花等斑岩矿床（郭波，2009；郭波等，2009；赵俊兴等，2012b；邹滔，2012）。② 热液脉型钼矿床以热液期为主，成矿主要在高-中高温阶段，矿物组合主要为石英、辉钼矿，伴生有少量黄铁矿、黄铜矿、白钨矿等，矿化蚀变主要为绢云岩化和黄铁矿化；中低温热液阶段成矿规模小，矿物组合为石英、方解石等，多为一些低温蚀变如碳酸盐化和绿泥石化等，该类矿床如石平川（肖广玲等，2010）。③ 矽卡岩型钼矿床矿化期次可分为矽卡岩期、云英岩期和热液

表 5 钼多金属矿床矿化-蚀变分带空间特征

Table 5 Mineralization-alteration zoning of molybdenum-polymetallic deposits

矿床组合类型	矿化类型 / 典型蚀变组合	岩体内 碱性长石化、石英钾长石化、绢英岩化	接触带(0~0.5 km) 矽卡岩化、石英钾长石化、绢云母化	围岩中(>0.5 km) 青磐岩化(角岩化)	代表性矿床
Mo-Cu(Au)	斑岩型	Mo, Cu	Cu, Mo(Au)	Cu, Mo(Au)	乌奴格吐山、驱龙、马厂箐
	矽卡岩型		Cu, Mo, Pb-Zn	Cu, Mo, Pb-Zn	甲玛、索拉吉尔
	热液脉型	Cu, Mo			铜牛井
Mo-Au	石英脉型			Mo, Au	大湖
	斑岩型	Au, Mo			流沙山
	角砾岩型	Mo, Au	Au		堡子湾-九对沟
Mo-Pb-Zn	矽卡岩型	Mo	Pb-Zn		亚贵拉
	斑岩型	Mo	Mo, Pb-Zn	Pb-Zn	东沟、金寨银山、岔路口
Mo-W	斑岩-矽卡岩型	W, Mo	W, Mo		三道庄
	斑岩型	W, Mo			行洛坑
	石英脉型	W, Mo	W, Mo	W, Mo, Pb-Zn	瑶岗仙
Mo-Fe	矽卡岩型	Mo, Fe	Mo, Fe	Mo, Fe	肖家营子、五道岭

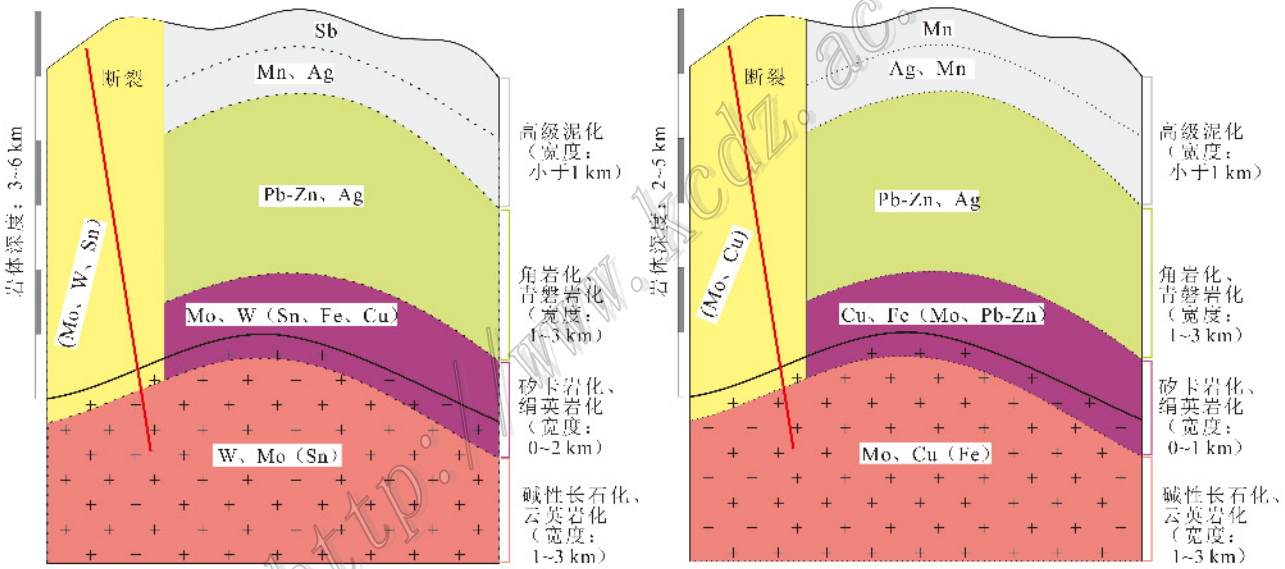


图 8 矿化蚀变分带图(a. Mo-W-Pb-Zn 成矿谱系；b. Mo-Cu-Fe-Pb-Zn 成矿谱系)

Fig. 8 Diagram of mineralization-alteration zoning(a. Mo-W-Pb-Zn metallogenic lineage; b. Mo-Cu-Fe-Pb-Zn metallogenic lineage)

期，其中热液期成矿规模较大，以杨家杖子钼矿床为例(刘晓林等，2009)：其矽卡岩期钼矿化较弱，主要矿物为一些矽卡岩矿物，云英岩化期矿化较弱，主要金属矿物为磁铁矿等；热液期的高温热液阶段是钼矿化的主要时期，而中高温-中低温阶段多为一些多金属(Cu、Fe、Pb、Zn)硫化物。

Mo-Cu(Au)组合：斑岩型 Mo-Cu 矿床成矿期以热液期为主，如：西藏驱龙、玉龙铜钼矿床和内蒙古乌奴格吐山铜钼矿床(杨志明，2008；唐菊兴，2003；谭钢，2011)，一般矿质主要在成矿期的高温-中温阶段沉淀，其中高温阶段矿物组合主要为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿等，蚀变主要为钾长石化和黑云母化，成矿温度多在 300～500℃；中温阶段矿物组合为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿、方铅矿、闪锌矿等，蚀变矿物以绿泥石、绢云母、绿帘石等为主，成矿温度多在 150～350℃；低温阶段成矿规模较小，特征矿物以绿泥石和黏土矿物为主，伴有少量金属硫化物。部分斑岩型矿床由于其围岩为碳酸盐岩，因此还存

http://www.kcdz.ac.cn/

在一个矽卡岩期，如西藏玉龙矿床。矽卡岩型 Mo-Cu 矿床以甲玛铜钼矿床为例，其成矿期次有矽卡岩期和热液成矿期，铜钼矿化主要发生在热液成矿期；其矽卡岩期以矽卡岩蚀变为主，成矿温度相对较高（一般在 250～370℃），矿化相对较弱；高温热液阶段以辉钼矿、黄铁矿为特征，中温热液阶段以黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿为特征，低温阶段以铅锌矿化为主，热液阶段成矿温度为 170～250℃（周云，2010）。

Mo-Au 组合：该组合主要以热液脉型为主，如河南大湖矿床（简伟，2010），成矿主要发生在热液期，钼金矿化主要发生在高-中温热液阶段，高温阶段矿物组合主要为辉钼矿、黄铁矿、自然金，成矿元素主要为 Mo、Au，成矿温度在 220～440℃，成矿压力在（1352～3463）×10^5 Pa；中温阶段矿物组合为黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、自然金，成矿温度在 198～309℃，成矿压力为（1055～2649）×10^5 Pa；低温热液阶段矿物组合主要为方解石、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿。

Mo-Pb-Zn 组合：矽卡岩型 Mo-Pb-Zn 矿床，以西藏亚贵拉矿床为例（赵俊兴等，2012a），其成矿期次分为矽卡岩期和热液期，其中矽卡岩期以矽卡岩矿物组合为特征，成矿温度在 244～385℃，成矿压力为（200～280）×10^5 Pa；热液期是形成钼铅锌矿体的主要时期，高温热液阶段成矿规模较大，矿物组合为黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉钼矿、石英等，特征矿物为石英、辉钼矿，成矿温度在 211～446℃，成矿压力在（60～260）×10^5 Pa；中温成矿阶段成矿规模中等，矿物组合有闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿、绿泥石、绢云母、绿帘石，特征矿物为绿泥石、绢云母、绿帘石，成矿温度在 168～357℃，成矿压力为（40～180）×10^5 Pa；低温成矿阶段以碳酸盐和黄铁矿为主，成矿温度较低，温度范围为 168～233℃。斑岩型 Mo-Pb-Zn 多金属矿床，以金寨银山矿床为例（徐晓春等，2009），成矿作用分为热液期和表生期，热液期有 3 个阶段：高温热液阶段，主要形成他形辉钼矿，伴生有黄铁矿、辉铋矿和磁铁矿，蚀变以钾长石化为主；中温热液阶段，主要形成铅锌矿体，伴生有黄铜矿和黄铁矿，围岩蚀变多为绿泥石化、绿帘石化、绢云母化等；低温阶段形成黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿，脉石矿物为石英和方解石。

Mo-W 组合：斑岩型钨钼矿床，以行洛坑矿床为例（张家菁等，2008），其成矿阶段划分为高、中、低温 3 个阶段，高温阶段矿化规模较大，钼钨矿化程度中等，特征矿物主要为钾长石；中温阶段钼钨矿化较强，特征矿物为石英、绿柱石等，低温阶段矿物组合主要为碳酸盐、石英、白钨矿、黑钨矿等，以碳酸盐矿物为特征。矽卡岩型钼钨矿床，以三道庄矿床为例（瓮纪昌等，2010），矿化阶段分为矽卡岩期和热液期，热液期分为 3 个阶段；其中矽卡岩期矿物组合为透辉石、石榴子石、符山石、方柱石、辉钼矿、白钨矿，矿化蚀变以矽卡岩化为主，成矿温度在 347～458℃；高温热液阶段的矿物组合为辉钼矿、白钨矿、石英、钾长石、黑云母，热液蚀变以钾化和硅化为主，成矿温度为 300～382℃；中温热液阶段的矿物组合为磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿、白钨矿、辉钼矿、石英，成矿温度在 261～292℃；低温热液阶段矿物组合为辉钼矿、白钨矿、黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿、石英、萤石、方解石、沸石、绿泥石，成矿温度为 169～200℃。

Mo-Fe 组合：矽卡岩型 Mo-Fe 多金属矿床，以马坑矿床为例（张承帅，2012），其成矿阶段划分为矽卡岩期和热液期，热液期分为 2 个阶段，即退化蚀变阶段、石英-硫化物-碳酸盐阶段；矽卡岩期主要矿物有透辉石、石榴子石、符山石，该阶段后期有少量磁铁矿产出，常出现磁铁矿交代辉石和石榴子石的现象；退化蚀变阶段的主要矿物有含氯角闪石、透闪石、绿帘石、绿泥石、金云母和石英等，这些矿物交代早阶段的矽卡岩矿物，同时形成大量磁铁矿，是最重要的矿化阶段；石英-硫化物-碳酸盐阶段主要发育石英-硫化物组合和石英-碳酸盐-硫化物组合，一般叠加在磁铁矿矿体、矽卡岩、蚀变辉绿岩和交代岩（例如石英岩）之上，呈石英-辉钼矿细脉、石英-方解石-黄铁矿细脉产出，偶见细脉穿插，主矿体上部见闪锌矿化。

矽卡岩型钼多金属矿床，成矿作用分为矽卡岩期和热液期，矽卡岩期以矽卡岩矿物为主，有一定的矿化，成矿温度较高；热液期存在不同的阶段，呈现由高温到低温矿物系列变化的特征。有些矿床中存在云英岩化过程，如柿竹园矿床（程细音，2012）。

综上，钼多金属矿床可归纳为 4 个主要成矿阶段：接触变质阶段（角岩阶段）、接触交代阶段（即矽卡岩阶段）、云英岩化阶段和热液阶段（见表 6）。钼多金属成矿阶段受到成因类型的影响较明显；但不同金属组合在主要矿物形成次序及特征矿物上具有不同的特征。如在矿化次序上，钨、铁矿化形成时间相对要早，其次为钼、铜矿化，再次为金、铅、锌等矿化，这可能与不同金属元素的沉淀机制有关。

表 6 钼多金属矿床的成矿阶段

Table 6 Mineralization stages of molybdenum-polymetallic deposits

成矿期次	成矿期次及矿化阶段		主要成矿元素	标志矿物组合(或岩石)
	矿化阶段	亚阶段		
接触变质期	接触变质阶段	硅酸盐岩阶段	-	角岩、矽卡岩
矽卡岩化期	早期矽卡岩阶段	氧化物阶段	少量 Fe、W	石榴子石、透辉石、少量符山石、硅灰石
	退蚀变-氧化物阶段	退蚀变-氧化物阶段	Fe、W、Mo	磁铁矿、辉钼矿、白钨矿、萤石、阳起石、透闪石、绿泥石、绿帘石
云英岩化期	云英岩化阶段	云英岩化阶段	W、Mo	白云母(锂云母)、石英、黄玉、萤石
热液成矿期	高中温热液阶段	石英-钾长石阶段	Mo、W,少量 Cu	钾长石、黑云母、石英
		石英-辉钼矿阶段	Mo、Cu	辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、绢云母、石英
	中低温热液阶段	石英-黄铜矿阶段	Cu、Au	黄铜矿、黄铁矿、绢云母、绿泥石、绿帘石
		碳酸盐-铅锌阶段	Pb-Zn、Ag	碳酸盐、萤石、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿

4 成矿组合系列谱系和成矿模式

4.1 成矿物质来源

(1) 辉钼矿中 Re 含量对成矿物质来源的示踪意义

前人研究发现,辉钼矿中铼的含量对其物质来源可能具有一定的指示意义(Foster et al., 1996; Mao et al., 1999;丰成友等,2009):成矿物质来源于上地幔或以幔源为主的矿床,其辉钼矿中 w(Re)多在 100～1000 μg/g;成矿物质具有壳幔混源特征的矿床,其辉钼矿的 w(Re)多在 10～100 μg/g;成矿物质来自壳源(主要为上地壳)的矿床,辉钼矿中的 w(Re)多在 10 μg/g 以内。本文对 6 类钼多金属矿床组合的辉钼矿 Re 含量统计(图 9)表明:① 独立钼矿床:不同成因类型的独立钼矿床大多数显示出壳幔混源的特征,少部分指示偏向于壳源(如小东沟);② Mo-Au 组合:该类型获取的辉钼矿 Re-Os 同位素数据比较少,如大湖辉钼矿中 Re 的含量非常低,指示辉钼矿来源为壳源;③ Mo-Cu(Au)组合:中国钼铜

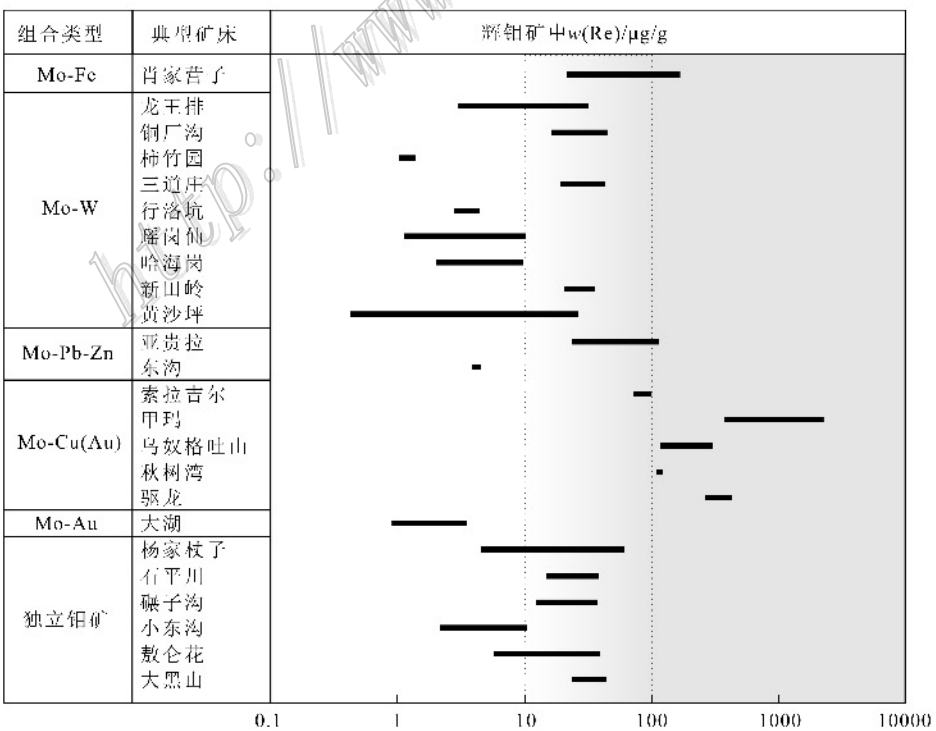


图 9 钼多金属矿床辉钼矿中 w(Re)特征

Fig. 9 Re content of molybdenite in molybdenum-polymetallic deposits

矿床较多，大多数矿床的 Re-Os 同位素数据显示源于下地壳，受幔源物质影响较大，或者来源于上地幔；④ Mo-Pb-Zn 组合：以壳源或壳幔混源为主，不同成因类型矿床的金属物质来源有所不同，斑岩型、热液脉型多有幔源特征；⑤ Mo-W 组合：多以壳源为主，部分为壳幔混源，一般矽卡岩型矿床的物质来源较复杂；⑥ Mo-Fe 组合：成矿物质主要为壳幔混源，目前该类型的典型矿床相对较少。

(2) S、Pb 同位素的特征

不同矿床组合类型的 S 同位素组成显示(图 10)，矿床中硫的来源与成因类型有关。如斑岩型与热液脉型矿床硫同位素组成相对单一，多以深源硫为特征，指示来自于岩浆作用；而矽卡岩型矿床的硫源比较复杂，既有地层硫也存在岩浆来源。但从组合类型考虑，独立钼矿、Mo-Cu(Au)组合、Mo-Fe 组合及 Mo-Pb-Zn 组合的硫源以深源硫为特征，而 Mo-W 组合和 Mo-Au 组合硫的来源相对复杂。

资料表明，在金属元素组合类型上，Mo-W、Mo-Pb-Zn 组合多具有壳源特征，如瑶岗仙、东沟矿床(李顺庭，2011；叶会寿等，2012)；独立钼矿多为壳幔混源，如敖仑花、小东沟、碾子沟等矿床(邹滔，2012；谭锋等，2009；张作伦等，2009)；Mo-Cu(Au)组合多以壳幔混源为主，并且受幔源影响明显，如驱龙、乌奴格吐山、甲玛矿床(王亮亮，2007；谭钢，2011；李永胜等，2011)。与上述辉钼矿中铼含量对成矿物质来源的指示基本一致。

4.2　流体迁移、沉淀机制和条件

4.2.1　不同金属在岩浆-流体过程中的迁移形式

以往实验研究表明，成矿的金属元素在热液中的迁移形式一般以络合物为主(杨家琮，1990)，而络合物的类型或形式与成矿流体的物理化学条件密切相关(Henley et al.，1992；周涛发等，2000)。已有研究表明，Mo、Cu、Au、W、Pb-Zn、Fe 等金属在岩浆-热液中的赋存状态和迁移形式多样，主要表现如下：

(1) Mo：在花岗质熔体中，钼以 Mo^{6+} 和 Mo^{4+} 的形式存在(Candela et al.，1984)，在热液作用中，Mo 以气相络合物的形式迁移。已有实验表明 MoO_3 在水蒸汽中的溶解度足以满足高温下钼的大规模迁移，其络合物呈 $MoO_3 \cdot nH_2O$ 存在；在中温条件下，随 f_{HCl} 的增加，钼络合物由水和氧化物变为钼的卤合氧化物(Rempel et al.，2006；2008)。在 f_{S_2} 的逸度较大时，Mo 的卤化物不稳定，此时在中偏碱性的介质中，钼以 MoS_4^{2-}(或者 K_2MoS_4、Na_2MoS_4)的形式搬运，在 pH 值较低、E_h 值较高的条件下，钼的迁移形式以 H_2MoS_4 为主(刘英俊等，1984b)。

(2) Cu：由于 Cu 是变价元素，Cu 可能以一价或二价形式存在于硅酸盐熔体和热液流体中。据铜、钼、钨的 Me-O 化学键特性显示，铜迁移能力较强，因此其矿化岩体多为中性、中酸性岩体。在热液中，Cu 的迁移方式主要呈氯的络合物及硫氢络合物等形式，并可能主要以 Cu^+ 形式存在，如 $Cu(HS)_2^-$、$Cu(HS)_2(H_2S)^-$ 和 $CuCl_3^{2-}$、$CuCl$、$CuCl^{2-}$ 等(涂光炽，

组合类型	典型矿床	矿化类型
Mo-Fe	肖家营子	矽卡岩型
Mo-W	三道庄	斑岩-矽卡岩型
	东源	斑岩型
	行洛坑	斑岩型
	瑶岗仙	石英脉型
	新田岭	矽卡岩型
Mo-Pb-Zn	亚贵拉	矽卡岩型
Mo-Cu(Au)	甲玛	矽卡岩型
	乌奴格吐山	斑岩型
	秋树湾	斑岩-矽卡岩型
	驱龙	斑岩型
Mo-Au	堡子湾	角砾岩型
	大湖	热液脉型
独立钼矿	石平川	石英脉型
	碾子沟	热液脉型
	小东沟	斑岩型
	敖仑花	斑岩型

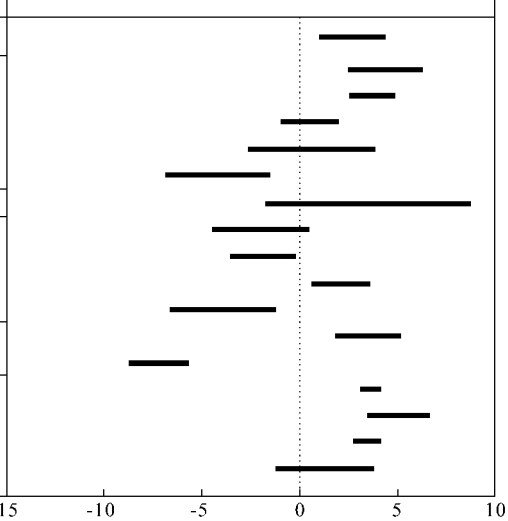


图 10　钼多金属矿床的 S 同位素组成特征

Fig. 10　S isotope characteristics of molybdenum-polymetallic deposits

1988；谭凯旋，1998；蒋国豪，2004）。在高温时，铜氯络合物是大多数地质环境中铜的主要存在形式，只有在高碱性和高浓度还原硫的热液中，铜的氢硫络合物才占主导地位（Mountain et al.，1999；2003）。

（3）Au：金在溶液中可形成 Au^+ 或 Au^{3+}，在热液流体中金以相对较稳定的络合物形式存在，热液体系中金的迁移形式多样，Au-S 和 Au-Cl 络合物是金在热液中迁移的 2 种主要形式（胡庆成等，2012）。在中低温热液中，Au 主要呈硫氢络合物或与有机质吸附在一起搬运；而在低硫高盐高温热液系统中，Au 主要以氯络合物形式迁移（谢广东，1994；张德会，1997；胡庆成等，2012）。在近中性含硫热液中，金的络合物主要为 $Au(HS)_2^-$，在酸性含硫热液中，Au-S 的二次中性络合物是金的主要迁移载体（胡庆成等，2012）。

（4）W：在岩浆阶段多以类质同象的形式进入造岩矿物和副矿物的晶格或转入岩浆期后热液中；在热液中，钨的络合物主要有卤化物、氧卤化物、聚合钨酸、杂多钨酸、钨酸盐以及氧硫钨酸盐等等（蒋国豪，2004）。Wood 等（2000）认为热液中钨主要以 H_2WO_4、HWO_4^-、WO_4^{2-}、$NaHWO_4$、$NaWO_4^-$ 存在，而 W 的 Cl、F、CO_3^{2-} 或其他外来络合物不能迁移足够的 W。在中低温、高度富 F 的热液流体中，钨可能以 WO_3F^-、$WO_2F_4^{2-}$ 的形式迁移（蒋国豪，2004）。

（5）Pb 和 Zn：在岩浆演化过程中，Pb、Zn 主要呈挥发性的化合物（如：$PbCl_2$、$ZnCl_2$、$Zn(OH)_2$ 等）进入岩浆期后的气水热液中。在热液流体中，Pb、Zn 的迁移形式取决于温度、溶液的 pH 值、Cl^-/HS^- 比值等，在酸性富 Cl^- 的条件下，Pb、Zn 的迁移形式以复杂的络合物为主；而在碱性条件下，其也可呈硫氢络合物的形式运移（刘英俊等，1984b）。

（6）Fe：铁在基性岩浆中含量较高。在热液阶段，Fe 容易从残余岩浆或者含铁的已固结岩石中萃取而来，一般在酸性成矿流体中的搬运形式主要为 Cl、F、B、P 的络合物；在碱性成矿流体中，铁主要以羟基络合物的形式运移；还原环境和酸性介质比较有利于铁的运移（刘英俊等，1984b）。

总的来看，在热液成矿作用中，Mo、W、Cu、Pb-Zn、Fe 等多是比较活泼的元素，它们都以络合物的形式从岩浆中分离并进行运移与富集成矿；虽然 Au 的化学性质不活泼，但是热液中 Au 的络合物是比较稳定的。不同的物理化学条件下，金属元素的络合物类型也存在多样性。

4.2.2 不同金属元素在成矿过程中的沉淀机制和条件

张德会（1997）认为，成矿金属元素的沉淀机制可归结为络合物本身的性质和影响络合物稳定性的环境两方面。导致钼多金属矿床成矿流体中金属沉淀的机制和条件可归纳为：

（1）反应机制（地球化学障）

目前在矿床研究中常见的地球化学障有：矽卡岩矿床中的硅/钙界面、由热液引起的围岩蚀变带、由构造作用引起的构造地球化学障等等。

硅/钙界面：Si/Ca 界面是指含硅酸盐类岩石（Si）与含碳酸盐类岩石（Ca）之间形成的岩性界面；它既是岩石物理条件变化的界面（如岩性变化），又是地球化学条件变化的界面（它涉及到酸碱度、氧化还原环境等的变化）（张长青等，2012）。Si/Ca 界面与其他各种物理化学交换界面一样，也是地球化学障，属于一种地球化学动力学界面（叶天竺等，2007）。其中碳酸盐岩与中-酸性岩的界面是一种重要的硅/钙界面，形成相应的矽卡岩型和斑岩-矽卡岩型矿床，如独立钼矿中的杨家杖子矿床等。Mo-Cu（Au）组合可以甲玛矿床为例，该矿床是一个斑岩-矽卡岩复合型矿床，其成矿主要发生在多底沟组灰岩和林布宗组砂板岩的界面处及上覆的砂板岩中，界面处发生较强的矽卡岩化，其中钼矿化多发生于岩体周边及围岩中，铜矿化多发育于矽卡岩及外部地层中（王焕，2011）。Mo-W 组合中矽卡岩型矿床较多，如黑龙江翠宏山、甘肃小柳沟等矿床，矿化发生于岩体（花岗斑岩、石英二长岩体）与碳酸盐地层接触部位，而不同接触形态及围岩类型所产生的矿床组合类型有所不同（刘志宏，2009；汪海峰等，2009）。

围岩蚀变带：主要体现在斑岩型矿床中（叶天竺等，2007），以斑岩矿床的蚀变模式来看，从上到下或从外到内，分别是青磐岩化→泥岩化→绢云母化→钾化，而这种蚀变分带表示了从弱酸性→中性→强碱性的物理化学环境的改变，而斑岩型矿体多数产于绢云母化带中，代表地球化学界面从碱性（钾长石化）到酸性（泥化化、硬石膏化）之间的中性界面（绢云母化、硅化），导致金属物质的沉淀。

（2）减压降温机制

研究表明，温度的降低可以引起成矿金属的沉淀，绝大多数金属矿物特别是硫化物的溶解度在高温下增大，温度的降低会引起溶解度降低，在溶液达

到饱和时，就可以造成矿物的沉淀。一般斑岩型、隐爆角砾岩型以及矽卡岩型矿床等都具有这种特征。减压多表现在封闭体系向开发体系的转变过程中，一般是以水压致裂导致的流体压力的突然降低，导致流体的沸腾。而这种沸腾作用是斑岩型、热液脉型及浅成热液等矿床金属物质沉淀的主要原因之一（张德会，1997）。如鸡冠山钼矿床主成矿阶段的液相包裹体、气相包裹体和含子矿物包裹体密切共存，且均一温度非常接近、盐度相差较大、均一方式不同，表明其流体包裹体是从非均匀流体中捕获的，反映了流体的沸腾作用或是不混溶作用（陈伟军等，2010）。这种现象在驱龙、乌奴格吐山、南木、敖仑花等斑岩型钼多金属矿床中也非常常见。

在不同组合类型的矿床中，各成矿元素也随温度变化而呈现规律性变化。例如，在 Mo-Cu(Au)组合的矿床中，钼矿体一般产于岩体中部或近岩体的部位，铜矿体则相应稍在外侧，如驱龙铜钼矿床；Mo-Au 组合矿床，钼矿体一般比金矿体产出位置要深，如大湖金矿床；Mo-W 组合，钨矿体多产于钼矿体的下部，以三道庄矿床为例；Mo-Pb-Zn 组合矿床，一般钼矿体较铅锌矿体产出要深，如亚贵拉矿床。

（3）流体混合机制

天水加入（即流体的混合作用）在钼多金属矿床的成矿物质沉淀中具有重要的意义。已有研究表明，其主要以降温机制和稀释效应诱发矿质沉淀（张德会，1997），目前有关天水的加入与否一般通过 H-O 同位素来示踪。本文对 6 类钼多金属组合的 H-O 同位素进行统计整理（图 11）发现，钼-多金属成矿流体的 H-O 同位素组成总体上均处于岩浆水和雨水线之间，但不同组合类型其投点有所不同：例如 Mo-Cu(Au)和 Mo-W 组合更靠近岩浆水区域，说明这 2 种组合受到天水的影响但不够强烈；独立钼矿和 Mo-Au 组合则较前两者远，表明其受天水影响较大；而 Mo-Fe 和 Mo-Pb-Zn 组合投点分布范围较广，反映其来源比较复杂。

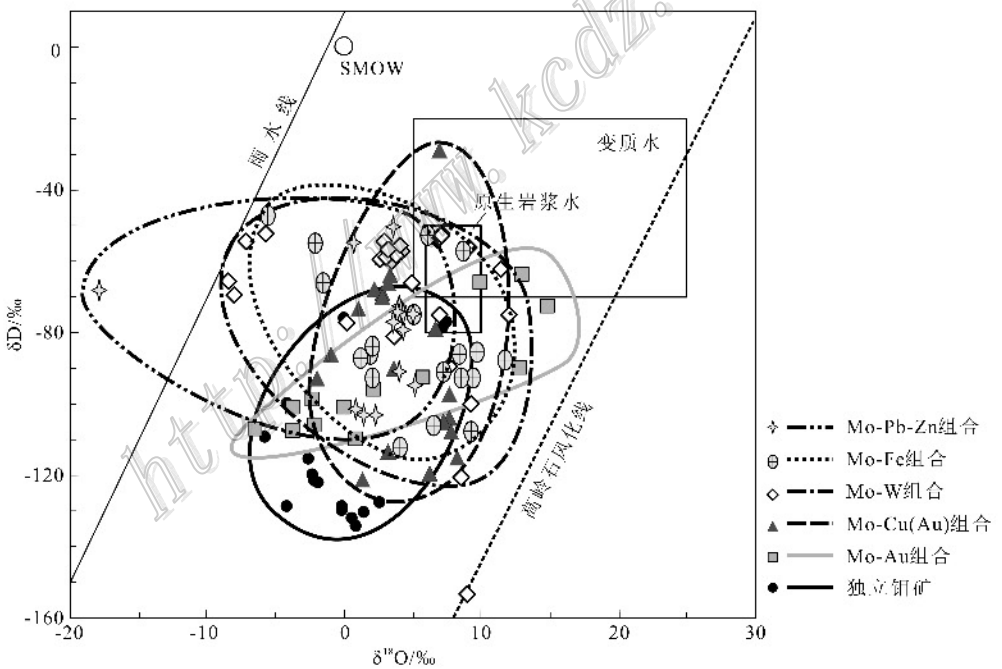


图 11　钼多金属矿床 H-O 同位素组成

数据来源：独立钼矿—金堆城、碾子沟、敖仑花等（郭波，2009；郭波等，2009；张作伦等，2010；邹滔，2012）；Mo-Au 组合—壁子湾、大湖（龙灵利等，2012；陈莉，2010）；Mo-Cu(Au)组合—驱龙、乌奴格吐山等（秦克章等，2011；谭钢，2011；）；Mo-W 组合—瑶岗仙、南泥湖等（李顺庭，2011，向君峰等，2012）；Mo-Pb-Zn 组合—亚贵拉（赵俊兴等，2012a）；Mo-Fe 组合—马坑、肖家营子（张承帅，2012；代沿军，2008）

Fig. 11　H-O isotope composition in molybdenum-polymetallic deposits

Data source: Mo only-Jinduicheng, Xiaodonggou, Nianzigou, Aolunhua, Daheishan etc. (after Guo, 2009; Guo et al., 2009; Zhang et al., 2010; Zou, 2012); Mo-Au—Puziwan, Dahu etc. (after Long et al., 2012; Chen, 2009); Mo-Cu(Au)—Qulong, Wulugetushan etc. (after Qin et al., 2011; Tan, 2011); Mo-W—Yaogangxian, Nannihu etc. (after Li, 2011; Xiang J F et al., 2012); Mo-Pb-Zn-Yaguila etc. (after Zhao et al., 2012a); Mo-Fe—Maken, Xiaojiayingzi etc. (after Zhang, 2012; Dai, 2008)

4.3 成矿谱系

成矿谱系作为成矿系统研究的一个重要内容，以发现和确立一组矿床之间的共同特征、揭示其中各矿床之间的内在联系为主要内容，是成矿理论研究发展的新趋势。复合/过渡矿床类型是成矿谱系研究的关键，在成矿谱系研究中起着桥梁和纽带作用。通过对这些复合/过渡类型矿床的深化研究，并将其与端员矿床类型对比分析，建立和完善综合成矿模式，将有助于指导‘缺位’找矿，对于丰富成矿学理论具有重要意义。

4.3.1 钼多金属矿床组合之间的过渡特性及其联系

前已述及，中国钼多金属矿床，依主要有用金属能否达到工业品位和资源量可归纳为 6 类组合类型。实事上，这 6 种组合类型除主要元素外，都含有一定的其他元素，当伴生元素达到综合利用（但不能达到共生矿床）时，就与其他组合类型（多元素共生矿床）形成过渡。理论上，这种两两过渡的组合类型可达到 15 种，但目前仅统计出以下 11 种常见的复合/过渡类型（图 12）。

独立钼矿与 Mo-Cu(Au)组合：一般独立钼矿（多为斑岩型）中总是含一定量的 Cu，只是后者未达到综合利用价值，如金堆城、沙让、东戈壁等矿床；而当 Cu 可达到综合利用，但又不够工业利用品位或无法形成独立 Cu 矿体时，仍称为斑岩钼矿，如内蒙古的敖仑花、甘肃温泉钼矿床等；当二者同时达到边界品位，均具有一定规模时，则过渡为Mo-Cu矿床，如黑龙江多宝山、西藏驱龙等矿床。对于这类过渡类型的形成，可以用斑岩钼矿与斑岩铜矿之间的差别来分析。研究表明，斑岩 Cu-Mo 矿含矿岩浆以含大量幔源组分的加厚下地壳熔融为特征，斑岩钼矿含矿岩浆以正常古老下地壳为特征（侯增谦等，2009）。在敖仑花、温泉等矿区存在明显的岩浆混合（邹滔，2012；李永军等，2004），可能反映出源区物质的混合是形成独立钼矿与 Mo-Cu(Au)组合过渡的原因之一。同样，独立钼矿与 Mo-Pb-Zn 组合也可存在复合与过渡，实际为 Mo 与 Pb-Zn(Ag)的正常分带，表现为矿床成因类型上多为斑岩型-矽卡岩型复合，以及在斑岩钼矿外发育中低温热液脉型 Pb-Zn 矿体，如内蒙古小东沟的东沟脑矿段和大湾钼矿床。而独立钼矿与 Mo-Fe 组合的复合/过渡，和独立钼矿与 Mo-Pb-Zn 组合的复合/过渡情况比较相似，实例如陕西木龙沟、河南银家沟矿床。

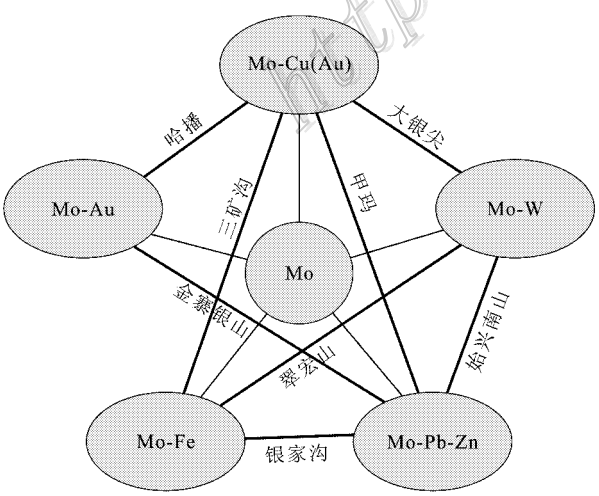


图 12 Mo-多金属矿床组合之间的复合与过渡关系

Fig. 12 Compound and transitional relationship between molybdenum-polymetallic deposits

Mo-Cu(Au)组合与其他组合的关系类似于独立钼矿与其他组合的关系。其与 Mo-Au 组合的过渡，表现为 Mo-Cu 矿床，特别是斑岩型矿床中总含一定量的 Au，或 Mo-Au 矿床含一定量的 Cu（如大湖、堡子湾）；当以 Mo-Cu 为主的矿床中存在可综合利用的 Au 矿石，或者在以 Mo-Au 为主的矿床中存在可综合利用的 Cu 矿石时即构成两者的过渡类型，以前者比较常见，如西藏哈播、云南马厂箐矿床。Mo-Cu(Au)组合与 Mo-Pb-Zn 组合的过渡，表现为深部以 Mo-Cu 为主，到浅部以 Cu、Pb-Zn 为主，如西藏甲玛矿床，它具有斑岩-矽卡岩-角岩型三位一体的复合成矿特征（康菊兴等，2011）。Mo-Cu(Au)组合与 Mo-W 组合的关系，如小柳沟矿床为典型的 Mo-W 组合（Cu 无利用价值），而江西的大湖塘矿床虽然以 W 为主，但 Cu、Mo 均达大中型以上，因此可视为 Mo-Cu(Au)组合与 Mo-W 组合的过渡，类似的情况还有西藏努日、河南大银尖等矿床。

Mo-W 组合与 Mo-Pb-Zn 组合的过渡最常见，如广东南山钨钼多金属矿床。同时 Mo-W 组合本身还常含一定量的 Sn、Bi 等共/伴生元素。另外，还常见与 Mo-Pb-Zn 组合、Mo-Fe 组合、Mo-Cu(Au)组合的复合/过渡，即 3 种以上组合的复合/过渡，形成 Mo-W-Cu-Fe-Pb-Zn-Sn-Bi 多元素矿床，这在华南钦杭结合带两侧表现尤为明显，如湖南黄沙坪、柿竹园等矿床，中国北方黑龙江的翠宏山矿床也是一个 Mo-Pb-Zn 组合与 Mo-Fe 组合、Mo-W 组合之间复合/过渡的矿床。

4.3.2 钼多金属矿床成矿谱系特征

上述 6 种钼多金属矿床的成矿岩体，主要来自 3 种类型的岩浆：壳源（下地壳为主）高氧化、低演化岩浆，壳源（上地壳为主）低氧化、高演化岩浆和壳幔混源岩浆，而钼与其他金属的共生组合可能是这 3 类不同类型岩浆演化的结果。

不同组合类型的矿床成因类型，以斑岩型、矽卡岩型、热液脉型为主。矿体呈似层状、透镜状和脉状，多产于岩体、接触带及围岩断裂带中。在蚀变分带特征上，从岩体到围岩呈现由高温蚀变到低温蚀变过渡的特征。矿化由岩体向外表现为，岩体中以 Mo、Cu、W 矿化为主，接触带以 Fe、Pb-Zn、Cu、Au 矿化为主，围岩中以 Pb-Zn、Au、Ag 矿化为主的特征。成矿阶段矿化特征上，矽卡岩期以 Fe、W、Mo 矿化为主，云英岩阶段主要为 W、Mo 矿化，热液期成矿元素从早到晚表现为 Mo、Cu、Au、Pb-Zn、Ag 的过渡变化。成矿物质来源上，表现为 Mo-W、Mo-Au 组合以壳源为主；独立钼矿、Mo-Cu（Au）、Mo-Fe 组合以壳幔混源为主；而 Mo-Pb-Zn 组合不同成因类型其物质来源表现不一。Mo、W、Cu、Au、Pb-Zn、Fe 等元素的络合物形式，利于成矿金属在流体中运移、富集，成矿流体物理化学条件的变化，将导致成矿物质沉淀。

5 结 论

（1）根据钼多金属矿床的类型、特征和时空分布等方面，将中国钼多金属矿床划分为 6 种组合类型：独立钼矿、Mo-Au 组合、Mo-Cu（Au）组合、Mo-Pb-Zn 组合、Mo-W 组合、Mo-Fe 组合。

（2）通过含矿岩系的岩体特征、岩石学特征、岩石地球化学和同位素特征的对比分析，可将钼多金属矿床的成矿岩体分为 3 种类型：① 壳源（下地壳为主）高氧化、低演化岩浆；② 壳源（上地壳为主）低氧化、高演化岩浆；③ 壳幔混源岩浆，包括高氧化、高演化岩浆与中低氧化程度、低演化岩浆两类。

（3）不同矿床组合的矿体空间组合样式，主要表现为 Mo-Cu（Au）、Mo-Pb-Zn 与 Mo-Fe 组合以倾向渐变式为主，Mo-Au 矿床以走向渐变式为主，Mo-W 组合其矿体空间组合类型较复杂。

（4）从矿床侧向分带特征来看，不同组合类型矿床的蚀变分带由岩体到围岩，呈现由高温蚀变到低温蚀变过渡的特征。矿化由岩体向外表现为，岩体中以 Mo、Cu、W 矿化为主，接触带以 Fe、Pb-Zn、Cu、Au 矿化为主，围岩中以 Pb-Zn、Au、Ag 矿化为主的特征。

（5）成矿阶段特征上，不同成矿阶段主要成矿元素呈现规律性的演化：矽卡岩化阶段主要为 Fe、W、Mo 矿化，在矽卡岩型矿床或者斑岩-矽卡岩型复合矿床中常见；云英岩化阶段以 W、Mo 矿化为主，该阶段主要出现在热液脉型 Mo-W 组合中；热液成矿阶段可分为高中温阶段（以 Mo、W、Cu 矿化为主）和中低温阶段（以 Cu、Au、Pb-Zn、Ag 矿化为主）两个亚阶段，也是钼多金属矿床的主要成矿阶段。

（6）成矿物质来源及矿质迁移-沉淀方面，表现为 Mo-W、Mo-Au 组合以壳源为主；独立钼矿、Mo-Cu（Au）、Mo-Fe 组合以壳幔混源为主；而 Mo-Pb-Zn 组合不同成因类型其物质来源表现不一。钼多金属矿床的金属沉淀机制主要体现在：①反应机制（地球化学障），包括矽卡岩矿床中的硅/钙界面、由热液作用引起的围岩蚀变带、以及由构造作用引起的构造地球化学障等等；②减压降温机制；③流体混合机制。

（7）中国上述 6 类钼多金属矿床组合可分为 2 个主要成矿谱系：Mo-W-Pb-Zn 成矿谱系，其成矿岩体以壳源为特征，岩浆的分异程度较高；Mo-Cu-Fe-Pb-Zn-（Au）成矿谱系，其成矿岩体以壳幔混源为特征。

志 谢 本文引述大量前人成果，但限于篇幅，部分文献未能在参考文献中列出，特表歉意！

参考文献/References

白凤军. 2010. 豫西地区钼矿床类型-控矿因素与找矿模型研究（博士论文）[D]. 导师：肖荣阁. 北京：中国地质大学. 177 页.

陈 静，孙丰月，潘 彤，王 瑾，霍 亮. 2012. 黑龙江霍吉河钼矿成矿地质特征及花岗闪长岩年代学、地球化学特征[J]. 吉林大学学报（地球科学版），42（增刊 1）：207-215.

陈 莉，毛景文，叶会寿. 2010. 小秦岭大湖金矿成矿流体特征及矿床成因[J]. 沉积与特提斯地质，30（2）：103-107.

陈伟军，刘建明，刘红涛，孙兴国，张瑞斌，张作伦，覃 锋. 2010. 内蒙古鸡冠山斑岩钼矿床成矿时代和成矿流体研究[J]. 岩石学报，26（5）：1423-1436.

陈小丹，叶会寿，向君峰，毛 冰，褚松涛. 2010. 豫西雷门沟斑岩钼矿床围岩蚀变特征及其意义[J]. 矿床地质，29（增刊）：173-174.

陈志广，张连昌，吴华英，万 博，曾庆栋. 2008a. 内蒙古西拉木伦成矿带碾子沟钼矿区 A 型花岗岩地球化学和构造背景[J]. 岩石学报，24（4）：879-889.

陈志广,张连昌,万博,张玉涛,吴华英. 2008b. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床低 Sr-Yb 型成矿斑岩地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报,24(1):115-128.

程细音. 2012. 湖南柿竹园钨锡多金属矿床矽卡岩演化成因机制研究(硕士学位论文)[D]. 导师:祝新友. 昆明:昆明理工大学. 94 页.

戴宝章,蒋少涌,王孝磊. 2009. 河南东沟钼矿花岗斑岩成因:岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. 岩石学报,24(9):2889-2901.

代军治. 2008. 燕辽成矿带钼(铜)矿床成矿作用及成矿动力学背景(博士学位论文)[D]. 导师:毛景文,张作衡. 北京:中国地质科学院. 107 页.

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矽卡岩型铜钼矿床辉钼矿铼-锇同位素定年及其地质意义[J]. 岩矿测试,28(3):223-227.

郭 波. 2009. 东秦岭金堆城斑岩钼矿床地质地球化学特征与成矿动力学背景(硕士论文)[D]. 导师:朱赖民. 西安:西北大学. 128 页.

郭 波,朱赖民,许 江,王建其,弓虎军. 2009. 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[J]. 矿床地质,28(3):256-281.

郭晓东,王治华,陈 祥,王 欣,王淑贤. 2009. 云南马厂箐斑岩型铜钼(金)矿床地质特征与矿床成因[J]. 地质学报,83(12):1901-1914.

国土资源部矿产开发管理司. 2002. 中国矿产资源主要矿种开发利用水平与政策建议[M]. 北京:冶金工业出版社. 253-265.

侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质,21(2):332-351.

侯增谦,杨志明. 2009. 中国大陆环境斑岩型矿床:基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J]. 地质学报,83(12):1779-1817.

胡庆成,吕新彪,高 奇,刘 洪,朱 江,杨恩林. 2012. 热液金矿金的溶解和迁移研究进展[J]. 地球科学进展,27(8):847-856.

黄 凡,王登红,陆三明,陈毓川,王波华,李 超. 2011a. 安徽省金寨县沙坪沟钼矿辉钼矿 Re-Os 年龄——兼论东秦岭-大别山中生代钼成矿作用期次划分[J]. 矿床地质,30(6):1039-1057.

黄 凡,陈毓川,王登红,袁忠信,陈郑辉. 2011b. 中国钼矿主要矿集区及其资源潜力探讨[J]. 中国地质,38(5):1111-1134.

黄 凡,王登红,陈毓川,王成辉,唐菊兴,陈郑辉,王立强,刘善宝,李建康,李 超,张长青,应立娟,王永磊,李立兴. 2013. 中国钼矿中辉钼矿的稀土元素地球化学及其应用[J]. 中国地质,40(1):287-301.

简 伟. 2010. 河南小秦岭大湖金钼矿床地质特征、成矿流体及矿床成因研究(硕士学位论文)[D]. 导师:毛景文,叶会寿. 北京:中国地质大学(北京). 79 页.

蒋国豪. 2004. 氟、氯对热液钨、铜成矿的制约——以江西德兴铜矿、大吉山钨矿为例(博士学位论文)[D]. 导师:胡瑞忠. 贵阳:中国科学院地球化学研究所. 100 页.

焦建刚,汤中立,钱壮志,袁海潮,闫海卿,孙 涛,徐 刚,李小东. 2010. 东秦岭金堆城花岗斑岩体的锆石 U-Pb 年龄、物质来源及成矿机制[J]. 地球科学,35(6):1011-1022.

李光明,秦克章,陈 雷,陈金标,范 新,琚宜太. 2010. 冈底斯东段山南地区第三纪矽卡岩-斑岩 Cu-Mo-W (Au)多金属矿床勘查模型及深部找矿意义[J]. 地质与矿产,47(1):20-30.

李 诺,陈衍景,张 辉,赵太平,邓小华,王 运,倪智勇. 2007. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景[J]. 地学前缘,14(5):186-198.

李顺庭. 2011. 湖南瑶岗仙钨多金属矿床特征与成因(博士论文)[D]. 导师:杜杨松,王京彬. 北京:中国地质大学. 114 页.

李文龙,都士卓. 2013. 斑岩型钼矿岩石化学指标及其指示意义[J]. 甘肃冶金,35(1):67-69.

李香资,班宜红,权知心,瓮纪昌,王卫东. 2012. 内蒙古兴和县曹四夭钼矿床地球化学特征及成矿模型探讨[J]. 地质调查与研究,35(1):39-46.

李永军,李注苍,丁仨平,刘志武,李民贤,李金宝. 2004. 西秦岭温泉花岗岩体岩石学特征及岩浆混合标志[J]. 地球科学与环境学报,26(3):1-11.

李永胜,吕志成,严光生,甄世民,杜泽忠. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床 S、Pb、H、O 同位素特征及其指示意义[J]. 地学前缘,18:1-10.

连永牢,曹新志,燕长海,杜 欣,高 明,罗 雪. 2009. 西藏工布江达县亚贵拉铅锌矿床地质特征及成因分析[J]. 地质与勘探,45(5):570-576.

刘晓林,范 平,郑志丰,李爱莉. 2009. 辽西杨家杖子-八家子钼多金属成矿带-典型钼矿床特征及找矿远景预测[J]. 地质与资源,18(2):110-115.

刘英俊,曹励明. 1984a. 元素地球化学导论[M]. 北京:地质出版社. 1-281.

刘英俊,曹励明,李兆麟,王鹤年,储同庆,张景荣. 1984b. 元素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 1-548.

刘志宏. 2009. 黑龙江省翠宏山钨钼锌多金属矿床地质特征及成因(硕士学位论文)[M]. 导师:杨言辰. 长春:吉林大学. 84 页.

龙灵利,王京彬,王玉往,王莉娟,王书来,蒲克信. 2009. 新疆富蕴地区希勒库都克铜钼矿床含矿斑岩的年代学与地球化学特征[J]. 地质通报,28(12):1840-1851.

龙灵利,王玉往,王京彬,廖 震,张会琼,唐萍芝. 2012. 山西堡子湾-九对沟金(钼)矿区岩石地球化学特征及其意义[J]. 矿床地质,31(3):493-505.

卢欣祥,罗照华,黄 凡,谷德敏,李明立,杨宗峰,黄丹峰,梁 涛,刘传权,张 震,高 源. 2011. 秦岭-大别山地区钼矿类型与矿化组合特征[J]. 中国地质,38(6):1518-1535.

马建德,徐天波,敖颖峰,李祥才,张志伟,国铁成. 2002. 辽宁肖家营子钼多金属矿床地质特征及成因[J]. 桂林工学院学报,22(1):5-10.

倪智勇,李 诺,张 辉,薛良伟. 2009. 河南大湖金钼矿床成矿物质来源的锶钕铅同位素约束[J]. 岩石学报,25(11):2823-2832.

聂凤军,江思宏,赵省民,白大明,刘 妍,赵月明,王新亮,苏新旭. 2002. 内蒙古流沙山金(钼)矿床地质特征及矿床类型的划分

[J]. 地质地球化学,30(1):1-7.

聂凤军,张万益,杜安道,江思宏,刘　妍. 2007. 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铼-锇同位素年龄及地质意义[J]. 地质学报,81(7):898-905.

聂凤军,孙振江,李　超,刘翼飞,吕克鹏,张　可,刘　勇. 2011. 黑龙江岔路口钼多金属矿床辉钼矿铼-锇同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质,30(5):828-836.

聂凤军,刘翼飞,赵宇安,曹　毅. 2012. 内蒙古大苏计和曹四夭大型钼矿床的发现及意义[J]. 矿床地质,31(4):930-941.

潘　卓. 2011. 湖南黄沙坪矿区南部钨钼多金属矿床地质特征-控矿因素及矿床成因(硕士论文)[D]. 导师:邵拥军,龚述清. 长沙:中南大学. 52 页.

覃　锋,刘建明,曾庆栋,罗照华. 2009. 内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型钼矿床成岩成矿机制探讨[J]. 岩石学报,25(12):3357-3368.

秦克章,李光明,肖　波,李金祥,陈　雷,赵俊兴,范　新,曹明坚. 2011. 危机矿山接替资源找矿专项典型矿床及成矿规律总结研究项目-西藏墨竹工卡县驱龙斑岩铜(钼)矿床总结报告[R]. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所. 293 页.

秦志鹏. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿床似埃达克岩的成岩成矿作用(硕士学位论文)[D]. 导师:汪雄武. 成都:成都理工大学. 63 页.

秦志鹏,汪雄武,唐菊兴,周　云,唐晓倩. 2012. 西藏甲玛埃达克质斑岩的地球化学特征及意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版),42(增刊 1):267-280.

史鹏会,杨言辰,叶松青,韩世炯. 2012. 黑龙江五道岭钼铁矿床地质地球化学特征及成因[J]. 世界地质,31(2):262-270.

孙　燕,刘建明,曾庆栋. 2012. 斑岩型铜(钼)矿床和斑岩型钼(铜)矿床的形成机制探讨:流体演化及构造背景的影响[J]. 地学前缘,19(6):179-193.

谭　钢. 2011. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床成矿作用研究(硕士学位论文)[D]. 导师:余宏全. 北京:中国地质科学院. 91 页.

谭凯旋. 1998. 砂岩型铜矿床地球化学和成矿动力学[M]. 北京:地震出版社. 73-83.

唐菊兴. 2003. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿成矿作用与矿床定位预测研究(博士论文)[D]. 导师:王成善. 长春:吉林大学. 190 页.

康菊兴,邓世林,郑文宝,应立娟,汪雄武,钟康惠,秦志鹏,丁　枫,黎枫佶,唐晓倩,钟裕峰,彭慧娟. 2011. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿床勘查模型[J]. 矿床地质, 30(2):179-196.

涂光炽. 1988. 中国层控矿床地球化学[M]. 北京:科学出版社. 1-299 页.

涂其军,董连慧,王克卓. 2012. 东天山东戈壁钼矿辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及地质意义[J]. 新疆地质,30(3):272-276.

汪海峰,周继强. 2009. 小柳沟钨钼矿区控矿特征及矿床成因探讨[J]. 甘肃冶金,31(4):50-53.

王国君,刘　君,曹玉莲,张馨宁. 2010. 海南罗葵洞斑岩型钼矿地质特征及矿床成因[J]. 矿产勘查,1(5):453-457.

王　焕. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床矿物学特征及其成因意义研究(硕士学位论文)[D]. 导师:唐菊兴. 北京:中国地质科学院. 90 页.

王　磊. 2012. 吉林大黑山钼矿矿床地质特征及成矿模式研究(硕士学位论文)[D]. 导师:孙丰月. 成都:成都理工大学. 88 页.

王亮亮. 2007. 西藏冈底斯带驱龙含矿斑岩的特征及与 Cu(Mo)成矿的关系(博士论文)[D]. 导师:莫宣学,董国臣. 北京:中国地质大学. 97 页.

王玉往,王京彬,龙灵利,邹　滔,王莉娟. 2012. 新疆北部大地构造演化阶段与斑岩-浅成低温热液矿床的构造环境类型[J]. 中国地质,39(3):695-716.

瓮纪昌,张云政,黄超勇,李文智,崔蓓蕾,罗明伟. 2010. 栾川三道庄特大型钼钨矿床地质特征及矿床成因[J]. 地质与勘探,46(1):41-48.

向君峰,叶会寿,毛景文,李洪英,何春芬,高建京,简　伟,周　珂,陈小丹,孟　芳,毛　冰,高亚龙. 2012. 全国危机矿山接替资源找矿专项综合研究项目-河南省南泥湖-三道庄钼矿典型矿床研究报告[R]. 北京:中国地质科学院矿产资源研究所. 1-135 页.

肖广玲,孙晓雁,王　启,刘国春,于海涛,李艳军,潘锦勃. 2010. 浙东南石平川钼矿床地质特征、成矿时代及成因[J]. 地质科技情报,29(1):74-79.

肖　萍,王延斌,杨国良. 2011. 东沟斑岩钼矿成矿阶段及相关花岗斑岩特征[J]. 中国钼业,20(8):64-68.

谢广东. 1994. Au 的迁移形式及沉淀机制研究的某些进展[J]. 现代地质,8(3):357-363.

徐晓春,楼金伟,陆三明,谢巧勤,褚平利,尹　滔. 2009. 安徽金寨银山钼-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.

杨家琮. 1990. 关于内生成矿作用中重金属元素在热液中迁移形式的讨论[J]. 昆明工学院学报,1:1-14.

杨学明,杨晓勇,王奎仁,林秀清,王贤觉,张玉良. 1999. 安庆月山铜钼矿床金的赋存状态与分布规律研究[J]. 高校地质学报,5(1):33-43.

杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床-岩浆作用与矿床成因(博士学位论文)[D]. 导师:侯增谦. 北京:中国地质科学院. 145 页.

叶会寿,毛景文,何春芬,毛　冰,李洪英,向君峰,高建京,简　伟,陈小丹,孟　芳,高亚龙,高　阳. 2012. 全国危机矿山接替资源找矿专项综合研究项目-河南省汝县东沟钼矿典型矿床研究报告[R]. 北京:中国地质科学院矿产资源研究所. 1-157.

叶天竺,薛建玲. 2007. 金属矿床深部找矿中的地质研究[J]. 中国地质,34(5):855-869.

殷顺生,王昌烈. 1994. 郴县新田岭钨矿床地质特征[J]. 湖南地质,13(4):205-211.

曾庆栋,刘建明,褚少雄,付国立,于文斌,李泽明,高玉友,李元九,孙　燕,周伶俐,段晓侠,张　松,王永彬. 2011. 西拉沐伦成矿带中生代花岗岩浆活动与钼成矿作用[J]. 吉林大学学报(地球科学版),41(6):1705-1714.

张长青,叶天竺,吴 越,王成辉,吉 海,李 莉,张婷婷. 2012. Si/Ca 界面对铅锌矿床定位的控制作用及其找矿意义[J]. 矿床地质,31(3):405-416.

张承帅. 2012. 福建马坑铁矿床地质与地球化学(博士论文)[D]. 导师:毛景文. 北京:中国地质大学. 188 页.

张德会. 1997. 成矿流体中金的沉淀机理研究综述[J]. 矿物岩石,7(4):122-129.

张海心. 2006. 内蒙古乌奴格吐山铜钼矿床地质特征及成矿模式(硕士学位论文)[D]. 导师:杨言辰. 长春:吉林大学. 72 页.

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.

张家菁,陈郑辉,王登红,陈振宇,刘善宝,王成辉. 2008. 福建行洛坑大型钨矿的地质特征、成矿时代及其找矿意义[J]. 大地构造与成矿学,32(1):92-97.

张家元. 1983. 行洛坑花岗岩地球化学特征[J]. 福建地质,(3):33-45.

张连昌,吴华英,陈志广,万 博,相 鹏,张晓静. 2009. 华北地台南北缘斑岩型铜金钼矿床成矿规律与专属性研究[J]. 矿物学报,(增刊):39-40.

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.

张自森,林 森. 2010. 甘肃小柳沟含矿隐伏花岗岩稀土元素地球化学特征[J]. 河南理工大学学报(自然科学版),29(2):173-179.

张作伦,曾庆栋,屈文俊,刘建明,孙兴国,张瑞斌,陈伟军,覃 锋. 2009. 内蒙碾子沟钼矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 岩石学报,25(1):212-218.

张作伦,刘建明,段晓侠,陈伟军. 2010. 内蒙古西拉沐伦成矿带碾子沟钼矿床成矿流体地球化学特征[J]. 岩石学报,26(5):1375-1385.

赵俊兴,秦克章,李光明,李金祥. 2011. 冈底斯北缘沙让斑岩钼矿蚀变矿化特征及与典型斑岩钼矿床的对比[J]. 地质与勘探,47(1):54-70.

赵俊兴,肖 波,李光明,李金祥,陈 雷,秦克章. 2012a. 全国危机矿山接替资源找矿专项综合研究项目-西藏林芝地区工布江达县亚圭拉铅锌银矿总结报告[R]. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所. 1-125.

赵俊兴,李光明,秦克章, 等. 2012b. 全国危机矿山接替资源找矿专项综合研究项目-西藏林芝地区工布江达县沙让钼矿总结报告[R]. 北京:中国科学院地质与地球物理研究所. 1-209.

赵一鸣. 2002. 矽卡岩矿床研究的某些重要新进展[J]. 矿床地质,21(2):113-120.

周 珂. 2008. 豫西鱼池岭斑岩型钼矿床的地质地球化学特征与成因研究(硕士学位论文)[D]. 导师:毛景文,叶会寿. 北京:中国地质大学(北京). 74 页.

周涛发,刘晓东,袁 峰,赵 勇,岳书仓. 2000. 安徽月山矿田成矿流体中铜、金的迁移形式和沉淀的物理化学条件[J]. 16(4):551-558.

周 云. 2010. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿成矿流体特征及演化(硕士论文)[D]. 导师:汪雄武. 成都:成都理工大学. 91 页.

祝新友,王艳丽,汤静如,程细音,李顺庭. 2012. 危机矿山接替资源找矿专项典型矿床及成矿规律总结研究项目-湖南瑶岗仙钨矿典型矿床研究[R]. 北京:北京矿产地质研究院. 1-375.

邹 滔. 2012. 内蒙古敖仑花斑岩型钼矿床岩浆演化与成矿机理研究(博士论文)[D]. 导师:王京彬,王玉往. 昆明:昆明理工大学. 151 页.

Candela P A and Holland H D. 1984. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueous fluids [J]. Geochimica et. Cosmochimica. Acta, 48:373-380.

Foster J G, Lambert D D, Frick L R and Maas R. 1996. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatiites[J]. Nature, 382:703-706.

Henley J J, Cygan G L and Fein J B. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered system: I. Iron-copper-zinc-lead sulfides solubility reactions[J]. Econ. Geol., 87:1-22.

Mao J W, Zhang Z C and Zhang Z H. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W(Mo) deposit in the Northern Qilian Mountains and its geological signigicance[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63(11-12):1815-1818.

Mountain B W and Seward T M. 1999. The HydrosulPhide/sulphide complexes of copper(I): Experimental determination of stoichiometry and stability at 22℃ and reassessment of high temperature data [J]. Geochimica et Cosmochimiea Acta, 63(1):11-29.

Mountain B W and Seward T M. 2003. HydrosulPhide/sulphide complexes of copper(I): Experimental confirmation of the stoichiometry and stability of $Cu(HS)_2^-$ to elevated temperatures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67(16):3005-3014.

Rempel K U, Migdisov A A and Williams-Jones A E. 2006. The solubility and speciation of molybdenum in water vapour at elevated temperatures and pressures: Impliccations for ore genesis [J]. Geocheimica et Cosmocheimica Acta, 70:687-696.

Rempel K U, Williams-Jones A E and Migdisov A A. 2008. The solubility of molybdenumdioxide and trioxide in HCl-bearing water vapour at 350℃ and pressures up to 160 bars [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72:3074-3083.

Wood S A and Samson I M. 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid enviroments: I. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T, P, PH and mNaCl [J]. Econ. Geol., 95:143-182.

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics the model [J]. Tectonophysics, 75:135-162.

Zindler A and Hart S. 1986. Chemieal geodynamies[J]. Annual Review of Earth and Planetary sciences, 14:493-571.

http://www.kcdz.ac.cn