

doi: 10.6053/j.issn.1001-1412.2017.02.003

东秦岭地区中生代金钼多金属矿 C-H-O 同位素组成研究

王涛^{1,2}, 祝朝辉², 刘淑霞², 白俊豪², 尉向东², 李明立²

(1. 中国地质大学(武汉), 武汉 430074; 2. 河南省国土资源科学研究院, 郑州 450053)

摘要: 文章在系统收集近年来东秦岭地区主要的钼、金、铅锌银矿 C-H-O 同位素数据分析的基础上, 对区内的 C-H-O 同位素组成进行了综合研究。其结果认为东秦岭钼金多金属矿床的成矿流体来源极为相似, 初始成矿流体均为与岩浆活动有关的高温深源流体, 随着岩浆活动和成矿作用的进行, 大气降水与地壳岩石水岩反应作用后的浅源流体不断加入其中, 使得矿床的成矿流体表现深源流体和具有雨水性质的浅部流体的混合特征; 富含成矿物质的成矿流体聚集在地壳下部的拆离带, 与下部地壳岩石相互作用, 形成复杂的流体-岩浆混合体系, 受构造运动控制, 在不同的地球物理化学边界层沉淀成矿。

关键词: 金钼多金属矿床; 碳氧同位素; 氢氧同位素; 东秦岭

中图分类号: P611; P618.4 **文献标识码:** A

0 引言

秦岭-大别山造山带是夹持于华北与华南海域之间的拼合带, 有长达三十多亿年的构造演化历史, 经过多次的板块俯冲碰撞作用, 壳幔物质交换和垂向增生十分强烈, 与岩浆活动有关的 Mo(W)、Au 多金属矿产规模大, 是举世瞩目的中国秦岭构造岩浆岩带和 Mo、Au 有色金属和贵金属成矿带。

秦岭-大别山地区中生代钼多金属矿床虽然具有明显的岩控性, 但成矿作用往往表现为成矿岩体很小, 一般小于 1 km², 而矿床规模很大, 形成巨量的金属堆积; 大规模的面状蚀带发育, 并且蚀变范围远大于岩体; 成矿流体沿接触带向两侧进行, 并且常常以岩体与围岩的接触带为中心, 分别向岩体和围

岩对称分布, 斑岩体中常有无矿核, 强大的热液蚀变不以岩体为中心向四周扩展; 成矿流体切穿花岗斑岩中石英长石斑晶和同时切过花岗斑岩和基性岩墙, 成矿流体不可能来源于岩浆分异的期后热液等^[1]。前述表明, 成岩成矿作用可能具有本质的区别^[2-4]。大量实际观测也表明, 花岗岩相关矿床的共同特征是强烈的围岩蚀变, 因而大规模流体活动是内生金属成矿作用的基本条件^[2,5]。因此, 深入研究成矿流体来源及成矿作用机制, 对秦岭-大别山地区钼金多金属成矿预测与深部找矿有重要理论指导意义。

区内以往的研究均是对单一矿床的 C-H-O 某种同位素进行研究, 缺少对本区成矿流体同位素示踪结果的对比和总结, 本文将对东秦岭地区主要的钼、金、铅锌银矿 C-H-O 同位素数据进行综合研究, 力图初步探讨东秦岭地区主要钼、金、铅锌银矿的成矿流体来源及其成矿作用过程。

收稿日期: 2016-04-07; **责任编辑:** 王传泰

基金项目: 国土资源部公益性行业科研基金专项项目(编号:201111007-1)资助。

作者简介: 王涛(1982—), 男, 博士研究生, 工程师, 主要从事区域地质找矿及项目管理研究。通信地址: 湖北省武汉市洪山区鲁磨路 388 号, 中国地质大学(武汉)资源学院; 邮政编码: 430074; E-mail: Wangtao0394@126.com

通信作者: 祝朝辉(1978—), 男, 博士, 高级工程师, 主要从事矿床地球化学及区域地质找矿研究。通信地址: 河南省郑州市黄河路 41 号, 河南省国土资源科学研究院; 邮政编码: 450053; E-mail: zch_7856@163.com

1 区域地质背景与成矿

东秦岭地区地处华北克拉通南缘,区内出露的地层有:新太古界结晶基底(2.6~2.9 Ga),中元古界熊耳群中基性火山岩(1.78 Ga)^[6],中-新元古界变质碎屑岩和碳酸盐岩,寒武系和下奥陶统碎屑岩和碳酸盐岩;由于上奥陶统至下石炭统的缺失,海陆交互的中上石炭统陆相碎屑岩和碳酸盐岩平行不整合地覆盖在早期的地层上。局部出现二叠系、三叠系和侏罗系—白垩系陆相碎屑沉积岩。在白垩系地层中广泛发育安山质火山岩(131.8~117 Ma)^[7-8]。区域构造主要表现为 NW 向三门峡—鲁山、栾川区域性构造断裂及与之平行的复式褶皱,以及一系列的变质核杂岩系。区内花岗质岩浆多次侵位,不仅有元古界花岗闪长岩和三叠纪的环斑花岗岩(213~217 Ma)、碱性岩(墙)(223~214 Ma)^[9],更广泛发育的是晚侏罗世至白垩世花岗质岩石,呈花岗岩基和斑岩体产出,成岩时代 157~

112 Ma 之间^[10]。

区内金矿化主要分布于小秦岭和熊耳山地区。小秦岭金矿类型主要为石英脉型,金矿成矿时代既有印支期的,也有燕山期的^[11]。熊耳山金矿类型以构造蚀变岩型和爆破角砾岩型为主,构造蚀变岩型金矿年龄基本全为印支期;而爆破角砾岩型金矿则全是燕山期成矿,它和整个东秦岭燕山期斑岩—爆破角砾岩型 Mo(Cu)矿成矿时代一致。这种现象有其深层次的原因,主要是受区域构造演化的制约^[11]。近年来,在小秦岭地区金矿深部发现一系列的钼矿化,矿床类型均为石英脉型,一般与金矿(共)伴生,比如银家沟、大湖、荆山峪、闫家峪、焕池峪、泉家峪等钼矿(点),成矿时代为印支期^[12-14]。

区内钼多金属矿化,除新发现的与金共(伴)生的石英脉型钼矿和碳酸岩脉型钼矿为印支期成矿外,几乎全部为燕山期成矿,其最主要的特征表现为以花岗质岩体为核心的斑岩—矽卡岩钼(钨)矿及岩体外围围岩中分布的脉状铅锌银矿(图 1)。金堆城、石家湾、银家沟、石窑沟、马圈、东沟等以典型斑岩钼矿产出,木龙沟、夜长坪、南泥湖、上房沟、火神

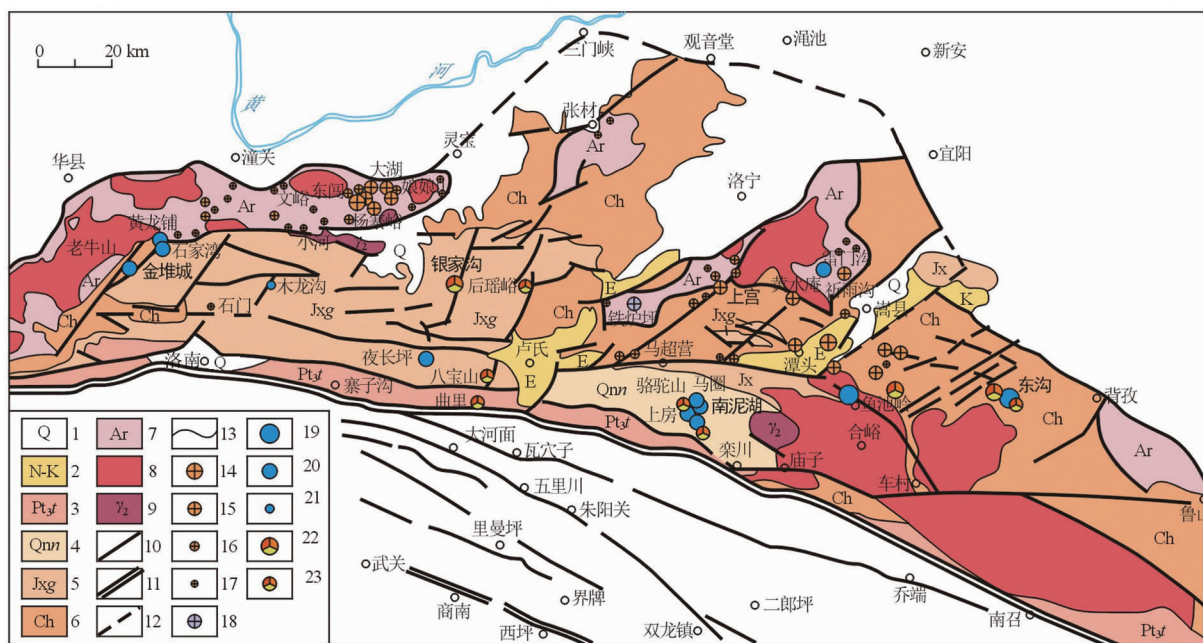


图 1 东秦岭地区地质矿产图^[15]

Fig. 1 Map showing geology and mineral resources distribution in the east Qinling

1. 第四系(Q); 2. 新近系—白垩系(N—K); 3. 新元古界陶湾群(Pt_{3t}); 4. 新元古界栾川群(Qnn);
5. 中元古界官道口群(Jxg); 6. 中元古界熊耳群(Ch); 7. 太古宇(Ar);
8. 燕山期花岗岩; 9. 元古代花岗岩; 10. 断层; 11. 深大断裂(带); 12. 推测断裂; 13. 地质界线;
14. 大型金矿床; 15. 中型金矿床; 16. 小型金矿床; 17. 金矿(化)点;
18. 银铅矿; 19. 大型钼矿床; 20. 中型钼矿床; 21. 小型钼矿床;
22. 大型钼多金属矿床; 23. 中小型钼多金属矿床

庙等钼矿以斑岩—矽卡岩或矽卡岩类型产出,鱼池岭、雷门沟、石门沟、祁雨沟Ⅶ号岩体则以隐爆角砾岩—斑岩或隐爆角砾岩产出;而铅锌(银)矿,如后窑峪、曲里、银家沟、骆驼山等矿床产于岩体外接触带,具有矽卡岩化的特征;其它如银家沟黑山、冷水北沟、西灶沟、老代丈沟、裂子山等矿床,多呈脉状产于岩体外围几百米至几公里的围岩断裂带中。毛景文等认为,这种钼与铅锌矿的密切时空分布关系构成了一个很好的成矿系统,斑岩—矽卡岩型钼矿与铅锌银矿互为找矿的指示标志^[15]。关于印支期成矿的问题,有学者指出印支期成矿作用是中国大陆构造转折期的一种地质效应,是中国东部及东亚中生代大规模成矿作用的开始和先导,印支成矿作用和燕山期成矿作用一起构成了中国(东部)中生代成矿作用大爆发的完整旋回^[16]。

2 同位素组成及成矿流体来源探讨

本次研究工作系统收集整理了前人针对东秦岭主要钼多金属矿测试获得的 C-H-O 同位素数据 187 件,其中 C-O 同位素数据 71 件, H-O 同位素数据 116 件;数据质量较好,可以满足成矿流体来源研究需要。

2.1 碳、氧同位素组成

从表 1 中可以看出,东秦岭地区钼金多矿床的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值为 $-9.1 \times 10^{-3} \sim 5.9 \times 10^{-3}$,集中于 $-7.0 \times 10^{-3} \sim 1 \times 10^{-3}$ 之间,由于区域内矿床中基本上未见碳酸盐矿物与石墨共生,因此,其碳酸盐岩的碳同位素组成可近似看作是成矿流体的总碳同位素组成^[17]。在 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}) - \delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 投图(图 2)中,绝大部分样品落在三大主要碳源(岩浆—地幔源、海相碳酸盐和有机碳)之一的岩浆—地幔区域里面及其附近,并且主要落在花岗岩区域,这表明东秦岭地区的成矿流体的碳主要与花岗岩岩浆活动有关,并且混入了少量的海相碳酸盐碳和有机碳。

其中,金堆城斑岩型矿床的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值($-6.5 \times 10^{-3} \sim -4.6 \times 10^{-3}$)与地幔碳储库的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值($-7 \times 10^{-3} \sim -5 \times 10^{-3}$)^[18] 很接近,其碳主要来自幔源。南泥湖—三道庄斑岩—矽卡岩型钼矿床的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值为 $-9.1 \times 10^{-3} \sim 5.9 \times 10^{-3}$,分布范围较宽,指示流体中的碳可能来自深部或花岗质岩浆的 CO_2 与地层碳酸盐的混合。南泥湖—三道庄钼矿床

寄主矿物不同,其 $\delta(^{13}\text{C})$ 值有所差别,矽卡岩中石英包裹体的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值多数为正值,这可能有两种原因导致:一是碳酸盐岩地层的变质脱气,其产生的 CO_2 的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值通常高于原岩的 $\delta(^{13}\text{C})$ ^[19-21];二是测试石英流体包裹体中 CO_2 的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值时,要用爆裂法提取 CO_2 ,这一过程造成具有低 $\delta(^{13}\text{C})$ 值的 CH_4 、 C_2H_6 等有机气体溢出,导致原来包裹体封闭体系的 $\delta(^{13}\text{C})_{\Sigma\text{C}}$ 值升高。第二种原因可能是东秦岭地区石英包裹体 $\delta(^{13}\text{C})$ 值整体较高的原因。大石沟、石家湾、华阳川和黄水庵等四个碳酸岩岩脉型矿床的碳、氧同位素组成较为均一,分别为 $\delta(^{13}\text{C}) = -7.0 \times 10^{-3} \sim -5.3 \times 10^{-3}$ 、 $\delta(^{18}\text{O}) = 7.7 \times 10^{-3} \sim 9.5 \times 10^{-3}$,均落在原始火成碳酸岩的碳($-8 \times 10^{-3} \sim -4 \times 10^{-3}$)、氧($6 \times 10^{-3} \sim 10 \times 10^{-3}$)同位素组成范围内^[22],表明这些方解石属于火成成因。祁雨沟爆破角砾岩型金矿和康山构造蚀变岩型金矿的 $\delta(^{13}\text{C})$ 值分别为 $-5.8 \times 10^{-3} \sim -1.6 \times 10^{-3}$ 和 $-2.05 \times 10^{-3} \sim -0.15 \times 10^{-3}$,略高于地幔碳,其成矿流体 CO_2 可能主要来自岩浆系统,同时可能存在碳酸盐地层变质分解的 CO_2 不同程度加入^[23]。冷水北沟、铁炉坪、蒿坪沟和银洞沟等四个脉状铅锌(银)矿的 $\delta(^{13}\text{C}) = -4.9 \times 10^{-3} \sim 0.9 \times 10^{-3}$,其组成较为均一,投影点主要落在花岗岩区域及附近,同时有少量的海相碳酸盐碳的混入。

2.2 氢、氧同位素

从表 2 可以看出,东秦岭地区钼金多金属矿床矿物(主要包括石英和方解石)的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值介于 $2.5 \times 10^{-3} \sim 16.2 \times 10^{-3}$ 之间,与矿物平衡的成矿流体的 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}}) = -10.1 \times 10^{-3} \sim 9.7 \times 10^{-3}$, $\delta\text{D} = -120.1 \times 10^{-3} \sim -52 \times 10^{-3}$ 。钼矿、金矿和铅锌(银)矿具有相似的 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})$ 、 δD 组成。在 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}}) - \delta\text{D}$ 投图(图 3)中,样品的分布范围较宽,除小部分落在岩浆水范围内外,大部分位于岩浆水范围的左侧,有向东秦岭中生代大气降水范围漂移的趋势。

为了便于对比成矿流体氢、氧同位素组成的变化和讨论不同来源的水对成矿流体的贡献,我们将东秦岭地区部分划分了成矿阶段的矿床的氢、氧同位素组成按成矿早、中和晚期阶段投图。在图 4 中,成矿早期样品投点主要落在岩浆水范围及其附近区域,这表明原始成矿流体的水主要来自岩浆水、变质水或者两者的混合水。随着成矿作用的演化,从成矿早期到晚期,由于大气降水不断加入成矿流体,造成氢、氧同位素组成向大气降水线方向漂移。与东

表 1 东秦岭地区钼金多金属矿床碳氧同位素组成

Table 1 C, O isotopic composition of Mo, Au deposits in the east Qinling

矿床名称	测试对象	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$	$\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})/10^{-3}$	备注	矿床名称	测试对象	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$	$\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})/10^{-3}$	备注	
大石沟碳酸岩型钼(铅)矿	方解石	8.5	-7	黄典豪等(1984a)	南泥湖-三道庄斑岩-矽卡岩型钼钨矿	石英	11	1	向君峰等(2012)	
	方解石	9.1	-6.6			石英	10.2	-0.4		
	方解石	9.3	-6.7			石英	10.4	-0.1		
	方解石	8.9	-6.8			石英	9.5	-0.3		
	方解石	9	-6.7			石英	9.7	0.5		
	方解石	9.5	-6.6			石英	8.9	4.2		
	方解石	8.6	-6.8			石英	10.2	-0.8		
	方解石	9	-6.6			石英	9.5	-0.2		
石家湾碳酸岩型钼(铅)矿	方解石	9.3	-6.9	许成等(2009)	祁雨沟爆破角砾岩型金矿	方解石	9.2	-4.2	郭东升等(2007)	
	方解石	9.5	-6.8			方解石	7.9	-5.8		
	方解石	8.7	-6.8			方解石	6.8	-5		
	方解石	8.8	-6.8			方解石	9.1	-4.2		
华阳川碳酸岩脉型铀-铅-稀土矿	方解石	7.7	-6.9	黄典豪等(1984a)		方解石	9.5	-2.1	高永丰等(1994)	
	方解石	7.8	-6.6			方解石	8.8	-1.6		
	方解石	8.1	-7			方解石	6.2	-1.8		
黄水庵碳酸岩脉型钼(铅)矿	方解石	7.7	-5.5	黄典豪等(2009)	康山构造蚀变岩型金矿	石英	15.62	-0.15	王海华等(2001)	
	方解石	8.2	-5.4			石英	16.18	-0.7		
	方解石	7.7	-5.4			石英	14.33	-2.05		
	方解石	8.2	-5.6		冷水北沟铅锌银矿	方解石	6.2	-0.7	付治国等(2010)	
	方解石	8	-5.3			方解石	6	-0.4		
金堆城斑岩型钼矿	方解石	13.9	-4.9	刘孝善等(1989)		方解石	12.5	-4.9	陈旺等(1996a)	
	方解石	11.4	-4.6			石英	8.94	-0.88		
	方解石	10	-6	郭波等(2009)	石英	8.69	-0.58			
	方解石	4.4	-6.5		石英	8.63	-0.75			
南泥湖-三道庄斑岩-矽卡岩型钼钨矿	方解石	14.7	-9.1	向君峰等(2012)	铁炉坪银铅矿	石英	12.72	-1.68		
	方解石	12.3	-6.4			石英	11.35	-1.22		
	方解石	7.8	-1.7			蒿坪沟银铅矿	石英	16.18		-2.96
	方解石	13.2	-1.6				石英	13.14		-1.7
	石英	9.6	-1		银洞沟银矿	石英	9	0.2	张静等(2005)	
	石英	9.7	-0.5			石英	3	0.1		
	石英	10.3	-1.5			石英	7.2	0.2		
	石英	10	1.4			石英	9.6	0.1		
	石英	9.8	-0.8			石英	9.2	0.9		
	石英	8.9	-0.3			石英	2.7	-0.2		
	石英	9.3	-1							
	石英	10.2	5.9							

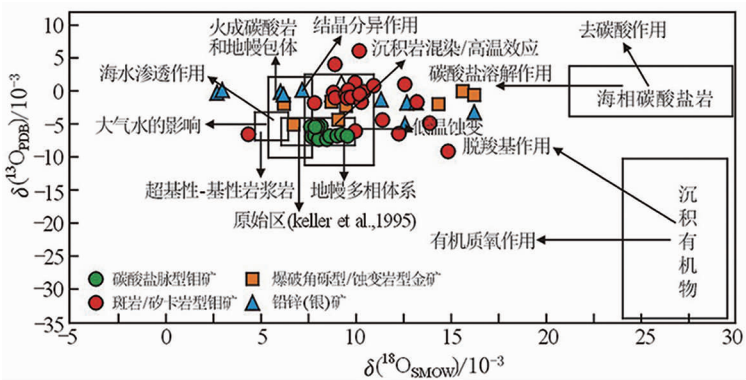


图 2 东秦岭钼金多金属矿 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})$ — $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ 同位素组成

Fig. 2 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})$ — $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}})$ isotopic composition of Mo, Au deposits in the east Qinling

表 2 东秦岭地区钼金多金属矿床 H-O 同位素组成

Table 2 H, O isotopic composition of Mo, Au deposits in the east Qinling

矿床名称	成矿阶段	测试对象	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})/10^{-3}$	$\delta\text{D}/10^{-3}$	资料来源
金堆城斑岩型钼矿	成矿早期	石英	10.3	7.77	-96.7	徐兆文等(1998)
	成矿早期	石英	9.03	6.77	-66.1	
	成矿早期	石英	9.62	7.36	-57.22	
	成矿早期	石英	9.69	7.27	-96.58	
	成矿早期	石英	9.7	3.16	-64.97	
	成矿中期	石英	11.83	1.66	-84.35	徐兆文等(1998)
	成矿中期	石英	10.39	-3.03	-79	
	成矿晚期	石英	9.36	-10.12	-120.69	
	成矿晚期	石英	9.87	1.85	-79.79	郭波等(2009b)
	成矿前阶段	石英	10.24	7.98	-78.2	
	成矿前阶段	石英	9.71	7.45	-77.2	
南泥湖-三道庄斑岩-矽卡岩型钼(钨)矿	石英钾长石阶段	石英	9.6	3.64	-93	向君峰等(2012b)
	石英钾长石阶段	石英	9.7	3.74	-100	
	石英钾长石阶段	石英	10.3	4.34	-97	
	石英钾长石阶段	石英	10	4.04	-98	
	石英硫化物阶段	石英	9.8	3.32	-92	
	石英硫化物阶段	石英	8.9	3.41	-96	
	石英硫化物阶段	石英	9.3	2.95	-94	
	石英硫化物阶段	石英	10.2	4.71	-92	
	石英硫化物阶段	石英	11	5.51	-91	
	石英硫化物阶段	石英	10.2	4.71	-102	
	石英硫化物阶段	石英	10.4	3.92	-92	
	石英硫化物阶段	石英	9.5	2.89	-93	
	石英硫化物阶段	石英	9.7	3.22	-85	
	石英硫化物阶段	石英	8.9	2.29	-79	
	石英方解石阶段	石英	10.2	-1.41	-90	
	石英方解石阶段	石英	9.5	-2.11	-93	
	石英方解石阶段	石英	12.5	0.89	-76	
	石英方解石阶段	方解石	14.7	1	-76	
	石英方解石阶段	方解石	12.3	1.53	-80	
	石英方解石阶段	方解石	7.8	-2.97	-84	
扫帚坡钼矿床		石英	10.4	0.92	-94	孟芳等(2012)
		石英	8.3	-0.51	-82	
		石英	7.4	-2.54	-91	
东沟口钼矿点		石英	8.1	-0.48	-108	
		石英	6.3	-3.18	-90	
老界岭钼矿点		石英	7.6	0.26	-93	
小秦岭平硐石英脉型金矿	成矿Ⅱ阶段	石英	11.2	2.7	-67	王义天等(2005)
	成矿Ⅲ阶段	石英	11.4	2.9	-79	
	成矿Ⅲ阶段	石英	11.8	3.3	-58	
	成矿Ⅱ阶段	石英	11.2	2.7	-78	
	成矿Ⅱ阶段	石英	9.9	1.4	-52	
	成矿Ⅱ阶段	石英	10.4	1.9	-55	
枪马石英脉型金矿	成矿Ⅱ阶段	石英	6	3.1	-53	
灵湖石英脉型金矿	成矿Ⅱ阶段	石英	9.4	0.9	-75	
灵宝公峪石英脉型金矿	成矿Ⅱ阶段	石英	9.5	-8.9	-84	李永峰等(2004b)
	成矿Ⅱ阶段	石英	10.8	-5	-79	
	成矿Ⅱ阶段	石英	11.5	-3	-77	
	成矿Ⅱ阶段	石英	12.2	-1.2	-67	
	成矿Ⅱ阶段	石英	11.4	-0.6	-69	
	成矿Ⅱ阶段	石英	11.6	0.6	-71	
	成矿Ⅰ阶段	石英	10.9	1.4	-68	
	成矿Ⅰ阶段	石英	11	1.9	-86	
	成矿Ⅰ阶段	石英	10.8	2.5	-78	
	成矿Ⅰ阶段	石英	8.5	1.3	-71	
	成矿Ⅰ阶段	石英	9.2	2.9	-70	
	成矿Ⅰ阶段	石英	10.7	4.9	-68	
	成矿Ⅰ阶段	石英	8.8	3.9	-80	

续表 2

矿床名称	成矿阶段	测试对象	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{SMOW}})/10^{-3}$	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})/10^{-3}$	$\delta\text{D}/10^{-3}$	资料来源
祁雨沟爆破角砾岩金矿	成矿早期	角闪石	6.2	8.9	-65	高永丰等(1994)
	成矿早期	绿泥石	2.5	7	-58	
	成矿早期	石英	11.7	8.3	-76	谢奕汉等(1991)
	成矿早期	石英	11.5	6.6	-77	
	成矿早期	石英	11.5	7.7	-62	范宏瑞等 (1994a,2000b)
	成矿早期	石英	11.9	7.8	-71	
	成矿早期	石英	11.7	7.6	-68	
	成矿早期	脉石英	11.6	6	-78	
	成矿早期	胶结物石英	11.8	6.5	-68	
	成矿中期	石英	10.7	5.4	-74	高永丰等(1994)
	成矿中期	石英	9.2	4.3	-66	
	成矿中期	石英	9.1	3.2	-65	
	成矿中期	石英	11.7	4	-68	谢奕汉等(1991)
	成矿中期	石英	11.5	3.8	-77	范宏瑞等 (1994a,2000b)
	成矿中期	石英	11.5	4.2	-78	
	成矿中期	石英	11.9	4.6	-76	
	成矿中期	胶结物	11.3	5.1	-70	
	成矿晚期	石英	10.4	1.4	-74	高永丰等(1994)
	成矿晚期	风化残余石英	10.3	0.3	-102	范宏瑞等(2000b)
	成矿晚期	脉石英	11.6	1.1	-79	
	成矿晚期	胶结物石英	11.3	2.3	-79	
	成矿晚期	胶结物石英	11.8	1.3	-72	
康山蚀变岩型金矿	成矿早期	石英	15.88	9.67	-75	王海华等(2001)
	成矿早期	石英	15.62	9.41	-84	
	成矿早期	石英	11.96	5.75	-73	
	成矿中期	石英	14.89	3.8	-71	
	成矿中期	石英	16.18	5.09	-82	
	成矿中期	石英	14.75	3.66	-92	
	成矿中期	石英	15.9	4.81	-81	
	成矿晚期	石英	14.33	-3.61	-85.9	
青岗坪金矿		石英	11.24	7.34	-92.5	陈旺等 (1996a,1996b)
		石英	10.7	5.93	-96.3	
		石英	9.1	3.4	-63.1	
		石英	9.5	4.73	-81.2	
冷水北沟铅锌银矿		石英	12	-0.03	-80	付治国等(2010)
		石英	13.9	0.543	-83	
		石英	12.5	1.934	-80	
铁炉坪银铅矿		石英	11.5	0.42	-70	
		石英	9.8	-1.28	-68	
		石英	8.9	-2.16	-60	
蒿坪沟银铅矿		石英	9.1	0.78	-80.15	陈旺等 (1996a,1996b)
		石英	9.5	1.81	-84	
		石英	10	2.55	-87.5	
		石英	10.8	3.91	-88.8	
		石英	9.35	1.42	-75	
		石英	9.55	1.61	-70.7	
		石英	11.41	3.48	-59.8	
		石英	10.08	2.24	-69.2	
		石英	13.09	5.15	-77.1	
银洞沟银矿		石英	13.93	6	-75.3	张静等(2005)
	成矿中期	石英	14.5	9	-78	
	成矿中期	石英	12.5	7	-73	
	成矿早期	石英	12.1	7.2	-95	
	成矿晚期	石英	12.1	3	-95	
	成矿早期	石英	12.2	7.2	-83	
	成矿早期	石英	14.5	9.6	-80	
	成矿中期	石英	15.5	9.2	-82	
	成矿晚期	石英	12.3	2.7	-82	

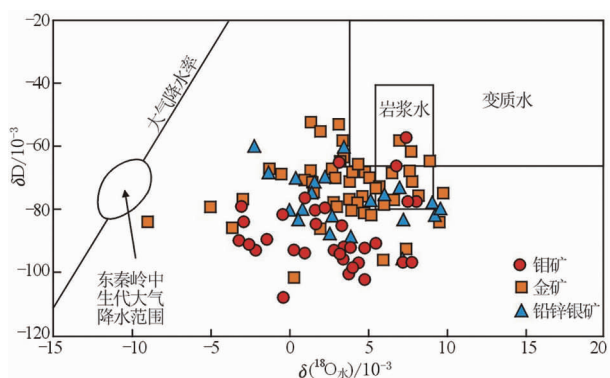


图3 东秦岭地区钼金多金属矿床
 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})-\delta\text{D}$ 同位素组成

Fig. 3 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})-\delta\text{D}$ isotopic composition of Mo, Au deposits in the east Qinling

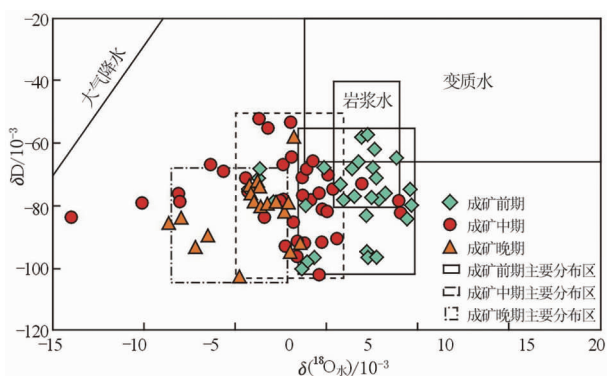


图4 东秦岭地区钼金多金属矿床不同成矿期次
 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})-\delta\text{D}$ 同位素组成

Fig. 4 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})-\delta\text{D}$ isotopic composition of different ore stages of Mo, Au deposits in the east Qinling

秦岭钼多金属矿床流体包裹体综合研究相似,初始成矿流体具有高温、高盐度、高氧化性、富 CO_2 的特征,随成矿作用进行,流体成矿系统的温度、盐度、氧化性、 CO_2 含量等逐步降低,至晚阶段成矿流体具有低温、低盐度、贫 CO_2 的特征,但氧化性有所增强,显示大气降水热液的性质^[24-25]。

3 深部流体成矿作用探讨

大量的实际观测表明所有的内生金属矿床都伴随着大规模围岩蚀变,大规模流体活动是内生金属成矿作用的基本条件^[2,5]。另一个事实是赋存矿体的岩体面积一般都在几平方公里以下,大多数小于 1 km^2 ,即“小岩体成大矿”^[26],也就是说大多数内生金属矿床都与小岩体有关^[4]。但是,小岩体的体积

与成矿作用的规模之间存在矛盾^[2,27],因此,罗照华等认为矿源层是真实存在的,并把矿源层看做是富含成矿物质的深部流体富集带,指出岩石圈—软流圈系统中的低速高导层可能是含矿流体聚集的地方^[4]。现代地球物理测深表明,在地壳中广泛存在低速高导层,而且有的地区低速高导层中还存在高速夹层^[28]。这种现象常常被解释成主要物质成分变化的结果^[29]。但是,罗照华等认为这种低带高导层也有可能纯粹是物理性质改变的产物,因为地震低速层的分布位置常常与大地测深的高导层一致,纯粹的物质成分的变化很难解释这种现象,换句话说,至少某些低速高导层是深部流体聚集的结果,推测认为低速高导层实际上就是高孔隙度、富含深部流体的圈层^[4,30-31]。并且,由岩浆起源的基本控制要素可知,含水体系的固相线温度要比干体系低得多^[2],因而上述低速高导层也是容易发生强烈构造剪切作用的圈层。万天丰等研究表明,中国东部晚中生代岩浆活动大致起源于层圈滑脱带(拆离带)^[32]。因此,罗照华等将拆离带理解为流体聚集带的推论与岩浆起源深度的估算结果共同指向了流体的聚集部位,具有一定的合理性^[2-4]。也就是说,从深部上来的流体很容易在这些构造薄弱带聚集,并萃取岩石中的有用元素,与从深部带上来的成矿元素一起,将使赋存于低速高导层中的流体含有丰富的成矿物质。同时,富含流体的低速高导层也比相邻圈层更容易发生部分熔融,一旦条件成熟,这些部位就会产生岩浆并携同含矿流体一同侵位,导致成矿作用^[2]。同时,已有研究资料表明,岩石圈普遍存在层圈拆离现象^[32-33],其最有可能的位置包括软流圈顶部、莫霍面和中-下地壳交界处^[4]。

印支期华北板块与扬子板块实现了焊接,东秦岭地区进入了以强烈的南北向挤压缩短为特点的陆内推覆与造山阶段^[34]。由于强大的南北向挤压,秦岭造山带发生缩短,沿着古俯冲带或深大断裂带产生了一系列的大陆内部俯冲作用,即 A 型俯冲,使上部地壳发育了一系列逆冲、逆掩和叠瓦状断裂体系^[35],形成一系列板片呈薄皮或厚皮方式堆叠,导致造山带隆升;同时,下插板片增温增压,发生变质、脱水和部分熔融,流体和岩浆势必向低温低压的浅部(即仰冲板片)迁移或侵位,在仰冲板片发育流体成矿系统或岩浆—流体(成矿)系统^[21]。东秦岭 DQL 和 QB-1 等以反射地震为主的综合地球物理探测一致揭示秦岭造山带北缘沿 F_1 一线出现华北地块自北向南的巨型陆内俯冲带,深入上地幔,切过现

今的 Moho 面,并与地表的自南向北的秦岭北缘逆冲推覆构造相伴而生,充分证明后者并非地壳上部浅层表生重力滑动构造或地壳层次上发生的拆离、滑脱、推覆和堆叠构造等,而是前者陆内深俯冲所导生的上部地壳必然构造产物^[36-37]。刘建华等对秦岭一大别造山带南北缘地震层析成像的研究结果显示,秦岭造山带上地幔顶部结构具有高、低速带非均匀成层性分布和穿插、倒置的特征^[38],可能是地幔热物质上涌侵蚀,造山带地壳基底发生拆沉作用造成的^[39]。梁涛等电磁成像成果也证实在熊耳山地区测深断面地表约 200 m 以下范围内,存在以接触式、环绕式、刺入式和孤立式四种形态产出低速高导体,并有被形态复杂的上凸弧状-膝折状高阻异常体封闭现象,具有明显的“刺入”和“被刺入”形态特征,认为是深部流体对其上覆的中、高阻封闭层进行击打的结果,表明它们是深部流体与未完全固结岩浆体系相互作用的产物^[40],即东秦岭地区岩石圈中存在大量的成矿流体聚集带。在 163 Ma—136 Ma 之间,是地球动力学发生调整的时期,中国东部的构造体制发生了大转换^[10],在构造体制转换晚期,也即地球动力学调整基本完成之时,大量 I 型或壳幔混合型花岗斑岩类伴随成矿流体一起上侵,在其深部岩浆房的热力作用、热液及断裂构造的作用下,导致雷门沟及邻区南泥湖、三道庄和上房沟等斑岩型钼矿的形成。其后,大约在 130~120 Ma 的早白垩世早期,中国东部岩石圈快速减薄,软流圈上涌,陆壳重熔形成大量岩浆上侵及少量喷发,形成了本区的花山岩基一类的大量花岗岩类;区域伸展环境使本区上覆熊耳群和太华群沿二者界面发生拆离,结晶基底上拱形成变质杂岩构造。在构造-热事件和含矿的深部流体、后期浅部流体的共同作用下,导致大规模以金矿为主的热液成矿作用的发生^[10],上官、祁雨沟、公峪、铁炉坪、沙沟等矿床就产于拆离断层附近太华群或熊耳群中,而青岗坪金矿则直接产于拆离断层及其次级构造中^[40]。

同时,业已有证据显示,华北地块南缘与钼矿化有关的花岗斑岩富 Mo,如前人对该区 27 个岩体 667 件样品 $\omega(\text{Mo})$ 统计获得平均值高达 59.02×10^{-6} ;而地层岩石如太华群、熊耳群、官道口群和栾川群的 $\omega(\text{Mo})$ 平均值仅为 1.05×10^{-6} 、 0.37×10^{-6} 、 $0.26 \times 10^{-6} \sim 0.55 \times 10^{-6}$ 、 $0.3 \times 10^{-6} \sim 0.9 \times 10^{-6}$ ^[42],表明东秦岭从基底到盖层各时代地层的 Mo 含量都很低,均低于相应的地壳丰度值,暗示斑岩体在成岩成矿过程中可能没有萃取周围地层的成

矿物质^[25],矿体在就位现存空间之前的深部或在就位过程中,发生了预富集成矿作用^[26]。基于上述研究成果,我们认为岩石圈或地壳深部的成矿元素丰度可以远远大于浅部,拆离带(流体聚集带)在发生部分熔融形成岩浆之前就预富集了某些成矿元素^[43]。

4 结语

(1)东秦岭钼金多金属矿床的初始成矿流体应为与岩浆活动有关的高温深源流体,随着岩浆活动和成矿作用的进行,大气降水与地壳岩石水岩反应作用后的浅源流体不断加入其中,使得矿床的成矿流体表现深源流体和具有雨水性质的浅部流体的混合特征。

(2)在不同地质作用过程中,富含成矿物质的流体不断在岩石圈-软流圈体系的某个或某些位置上聚焦,形成的深部流体储源,即矿源层。在形成岩石部分熔融形成岩浆初始阶段即加入成岩作用过程中,岩浆和成矿流体的耦合导致成矿物质搬运,解耦则导致成矿作用的发生。

参考文献:

- [1] 卢欣祥, 罗照华, 黄凡, 等. 河南省花岗岩类及与成矿关系研究——透岩浆成矿理论体系与河南省钼矿成矿作用[R]. 郑州: 河南省国土资源科学研究所, 2010: 1-25.
- [2] 罗照华, 莫宜学, 卢欣祥, 等. 透岩浆流体成矿作用—理论分析与野外证据[J]. 地学前缘, 2007, 14(3): 165-183.
- [3] 罗照华, 卢欣祥, 郭少丰, 等. 透岩浆流体成矿体系[J]. 岩石学报, 2008, 24(12): 2669-2678.
- [4] 罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 等. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京: 地质出版社, 2009: 1-167.
- [5] 毛景文, 李晓峰, 李厚民, 等. 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程探讨[J]. 地质学报, 2005, 79(3): 342-372.
- [6] Peng P, Zhai M G, Ernst R E, et al. A 1.78 Ga large igneous province in the North China Craton: The Xiong'er Volcanic Province and the North China Dyke Swarm [J]. Lithos, 2008, 101: 260-280.
- [7] Wang Y J, Fan W M, Guo F. K-Ar dating of Late Mesozoic volcanism and geochemistry of volcanic gravels in the North Huaiyang belt, Dabie Orogen: Constraints on the stratigraphic framework and exhumation of the northern Dabie orthogneiss complex [J]. Chin. Sci. Bull., 2002, 47: 1668-1695.
- [8] Xie G Q, Mao J W, Li L R, et al. SHRIMP zircon U-Pb dating for the volcanic rocks of the Dayingzi Group in the Baofeng

- basin in the East Qingling and its significance [J]. *Acta Petrol. Sin.*, 2007, 23: 2387–2396.
- [9] Wang X X, Wang T, Jahn B M, et al. Tectonic significance of Late Triassic post-collisional lamprophyre dykes from the Qinling Mountains (China) [J]. *Geol. Mag.*, 2007, 144: 1–12.
- [10] 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 等. 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[J]. *岩石学报*, 2005, 21(1): 169–188.
- [11] 卢欣祥, 尉向东, 董有, 等. 小秦岭—熊耳山地区金矿特征与地幔流体[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1–128.
- [12] 李厚民, 叶会寿, 毛景文, 等. 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*, 2007, 26(4): 417–424.
- [13] 李诺, 孙亚莉, 李晶, 等. 小秦岭大湖金钼矿床铼钼同位素年龄及印支期成矿事件[J]. *岩石学报*, 2008(4): 810–816.
- [14] 王义天, 叶会寿, 叶安旺, 等. 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[J]. *地学前缘*, 2010, 17(2): 140–145.
- [15] 毛景文, 叶会寿, 王瑞廷, 等. 东秦岭中生代铅钨铋银多金属矿床模型及其找矿评价[J]. *地质通报*, 2009, 28(1): 72–79.
- [16] 卢欣祥, 李明立, 王卫, 等. 秦岭造山带的印支运动及印支期成矿作用[J]. *矿床地质*, 2008, 27(6): 762–773.
- [17] 卢欣祥, 尉向东, 于在平, 等. 小秦岭—熊耳山地区金矿的成矿流体特征[J]. *矿床地质*, 2003, 22(4): 377–385.
- [18] Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry* (3rd Edition) [M]. Springer Verlag, Berlin, 1997: 201.
- [19] 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. CMF 模式的排他性依据和造山型银矿实例: 东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学[J]. *岩石学报*, 2003, 19(3): 551–568.
- [20] 祁进平, 张静, 唐国军. 熊耳地体南侧中晚元古代地层碳氧同位素组成: CMF 模式的证据[J]. *岩石学报*, 2005, 21(5): 1365–1372.
- [21] 张静, 陈衍景, 陈华勇, 等. 河南省桐柏县银洞坡金矿床同位素地球化学[J]. *岩石学报*, 2006, 22(10): 2551–2560.
- [22] Keller J, Hoefs J. *Stable Isotope Characteristics of Recent Natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai* [J]. *Carbonatite Volcanism*, 1995: 113.
- [23] 郭东升, 陈衍景, 祁进平. 河南祁雨沟金矿同位素地球化学和矿床成因分析[J]. *地质论评*, 2007, 53(2): 217–227.
- [24] 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, 等. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征[J]. *岩石学报*, 2007, 23(9): 2085–2108.
- [25] 朱赖民, 张国伟, 郭波, 等. 华北地块南缘钼矿床黄铁矿流体包裹体氦、氩同位素体系及其对成矿动力学背景的示踪[J]. *科学通报*, 2009, 54(12): 1725–1735.
- [26] 汤中立. 中国的小岩体岩浆矿床[J]. *中国工程科学*, 2002, 4(6): 9–12.
- [27] 黄凡, 罗照华, 卢欣祥, 等. 东沟含钼斑岩由太山庙岩基派生? [J]. *矿床地质*, 2009, 28(5): 569–584.
- [28] 滕吉文. *固体地球物理学概论* [M]. 北京: 地震出版社, 2003: 1–896.
- [29] 邓晋福, 吴宗絮, 杨建军, 等. 格尔木—额济纳旗地学断面走廊地壳—上地幔岩石学结构与深部过程[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(增刊 2): 130–144.
- [30] Jones A G, Ferguson I J, Chave A D, et al. Electric lithosphere of the Slave craton [J]. *Geology*, 2001, 29(5): 423–428.
- [31] Nover G. Electrical properties of crustal and mantle rocks: A review of laboratory measurements and their explanation [J]. *Survys in Geophysics*, 2005, 26: 593–651.
- [32] 万天丰, 王亚妹, 刘俊来. 中国东部燕山期和四川期岩石圈构造滑脱与岩浆起源深度[J]. *地学前缘*, 2008, 15(3): 1–35.
- [33] Brown M, Rushmer T. Evolution and differentiation of the continental crust. In: Brown M and Rushmer T (eds). *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University press, 2006: 1–20.
- [34] 张国伟, 孟庆任, 于在平, 等. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(3): 193–200.
- [35] 石铨曾, 尉向东, 李明立, 等. 河南省东秦岭山脉北缘的推覆构造及伸展拆离构造[M]. 北京: 地质出版社, 2004: 1–204.
- [36] 袁学诚. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(3): 209–215.
- [37] 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1–855.
- [38] 刘建华, 刘福田. 秦岭—大别造山带及其南北缘地震层析成像[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(1): 46–54.
- [39] 王团华, 毛景文, 王彦斌. 小秦岭—熊耳山地区岩墙锆石 SHRIMP 年代学研究——秦岭造山带岩石圈拆沉的证据[J]. *岩石学报*, 2008, 24(6): 1273–1287.
- [40] 梁涛, 卢仁, 白凤军, 等. 豫西故县水库—全包山岩石地球化学测量剖面及深部找矿启示[J]. *中国地质*, 2012, 39(5): 1406–1420.
- [41] 郭保健, 李永峰, 王志光, 等. 熊耳山 Au-Ag-Pb-Mo 矿集区成矿模式与找矿方向[J]. *地质与勘探*, 2005, 41(5): 43–47.
- [42] 卢欣祥, 于在平, 冯有利, 等. 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*, 2002, 21(2): 168–178.
- [42] 祝朝辉, 尉向东, 宋锋, 等. 豫西熊耳山多金属矿集区成矿物质来源研究: 来自铅同位素的地球化学证据[J]. 2014, 60(6): 1323–1336.

A study on the C-H-O isotopic compositions of the Mesozoic gold and molybdenum polymetallic deposits in eastern Qinling

WANG Tao^{1,2}, ZHU Chaohui², LIU Shuxia², BAI Junhao², YU Xiangdong², LI Mingli²

(1. *China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;*

2. *Hennan Academy of Land and Resources Sciences, Zhengzhou 450053, China*)

Abstract: Based on analysis of resent C-H-O isotopic results from Mo, Au, Pb-Zn-Ag deposits in eastern Qinling orogenic belt is comprehensively studied the C-H-O isotopic compositions which show similar source of ore fluid of the deposits. The primitive fluid is the high temperature-deep sourced fluid related to magmatism. With progress of the magmatism and mineralization is incorporated the post meteoric water rock interaction shallow fluid which is characterized by mix of deep source fluid and meteoric water. The ore material-rich fluid is accumulated in detachment zone at lower crust and interacted with rocks there to form complex fluid-magma mix system. Under control of tectonic movement the system precipitated ore at different physical and chemical boundaries.

Key Words: Au, Mo polymetallic ore; C, O isotope; H, O isotope; eastern Qinling;