

东秦岭及邻区各矿带稳定同位素地球化学研究

马 振 东

(中国地质大学, 武汉)

内容提要: 区域成矿带 Pb、S、H、O 等稳定同位素地球化学研究是阐明矿带内成岩、成矿物质来源、矿床成因的有效途径。我们在东秦岭及邻区成矿规律的地球化学研究中把同位素示踪作用与各构造环境中源区和物理化学条件结合起来, 把矿带内 Pb、S、H、O 等几种同位素示踪作用互相联系起来, 较好地揭示了东秦岭及邻区区域地壳(岩石圈)演化过程中成岩、成矿机制。

主题词: 稳定同位素 区域成矿带 成矿物质来源 矿床成因 东秦岭及邻区

一、区域各成矿带概况

东秦岭及邻区是我国金、钼、锌、铅、银等内生金属矿产的重要基地之一。由北至南分布着小秦岭—熊耳山金矿带、东秦岭钼矿带、泥盆系层控铅—锌矿带、汞—锑矿带及南秦岭贵金属矿带。这些矿带处于华北地台南缘、秦岭造山带及扬子地台北缘, 这种“两台夹一槽”的特定大地构造部位, 控制了成矿环境。按照现代成矿理论的观点, 各类矿床是各种构造环境中所形成主岩的一部分, 构造环境对岩石组合、岩石地球化学特征及成矿作用起决定作用, 即构造环境决定成岩、成矿的物质来源和物理化学条件。多年来, 人们在这些矿带上进行了大量的生产实践和科学研究工作, 取得了丰富的资料, 获得了许多有价值的认识。但是, 这些工作往往只涉及到单个矿床、矿田、矿带, 而对各构造单元内区域成矿作用的系统地球化学研究甚少。本文主要从稳定同位素地球化学侧面来进一步阐明成岩、成矿物质来源及成因问题。研究表明区域成矿带 Pb、S、H、O 等稳定同位素地球化学研究是阐明矿带内成岩、成矿物质来源、矿床成因的有效途径。在研究过程中把同位素示踪作用与各构造环境中的源区和物理化学条件结合起来, 把矿带内 Pb、S、H、O 等几种同位素示踪作用互相联系起来, 只有这样才能较好地揭示区域地壳(岩石圈)演化过程中的成岩、成矿机制。

二、区域各矿带铅同位素组成特征

铅同位素组成特征的变化明显受源区 U、Th 丰度(构造环境)及形成时代所控制, 而与任何物理化学条件的影响无关。由于 Au、Ag、Mo(W)、Pb—Zn、Hg—Sb 等矿带各自所处的构造环境及成岩、成矿时代的不同, 为此它们的铅同位素组成迥然有别。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 坐标图上它们的投点清晰地分聚在 5 个区内(图 1)。诸矿带铅同位素组成的变化反映了各自的内涵特征。

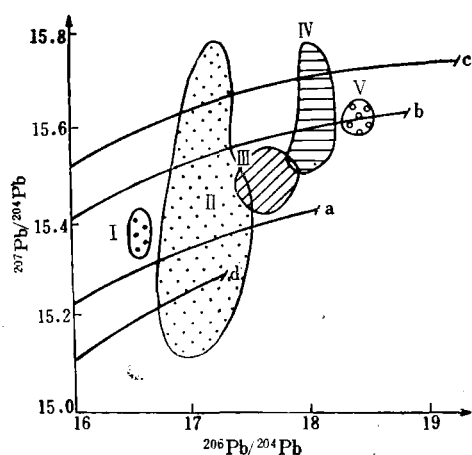


图1 东秦岭及邻区各矿带铅同位素组成座标图

I—中—晚元古代南秦岭岛弧火山热液-沉积 Ag、Au 矿床；II—华北地台南缘 Au 矿带；III—华北地台南缘东秦岭 Mo 矿带；IV—南秦岭泥盆系层控 Pb、Zn 矿带；V—南秦岭 Hg、Sb 矿带

Fig. 1 Lead isotopic composition of various ore belts in east Qinling and neighboring areas.

I—Middle-Late Proterozoic South Qinling island arc volcanic hydrothermal-sedimentary silver and gold deposits; II—Gold ore belt on the southern margin of North China platform; III—East Qinling molybdenum ore belt on the southern margin of North China platform; IV—South Qinling Devonian stratabound lead-zinc ore belt; V—South Qinling mercury and antimony ore belt.

1. I 区: 为中—晚元古代南秦岭岛弧型火山热液-沉积 Ag、Au 矿床。它们的铅同位素组成有两个显著的特点: ① $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值是东秦岭及邻区各矿带中最低的, 同位素组成非常均一, 投点集中在一个很小的范围内 (表 1, 图 2); ② 含矿围岩 (全岩和黄铁矿) 与矿石铅具有不同的铅同位素组成 (图 2)。这些特征所反映的信息: ① 矿石铅形成的时代相对较早 (中—晚元古代), 铅的源区较为单一, 后期叠加、改造作用不甚强烈, 其同位素组成基本不变; ② 成矿元素主要不是来自赋矿围岩。这些都与它们所处的中—晚元古代火山岛弧的构造环境有关, 即成矿物质来源主要来自上地幔。而与产生在早古生代弧后盆地中桐柏围山城 Ag、Au 矿床的铅同位素组成就有明显的差别, 其铅同位素组成变化范围相对较大 (图 2), 这恰好显示了处于弧后盆地环境中成岩、成矿物质较为复杂 (火山源+陆源碎屑) 的特征。

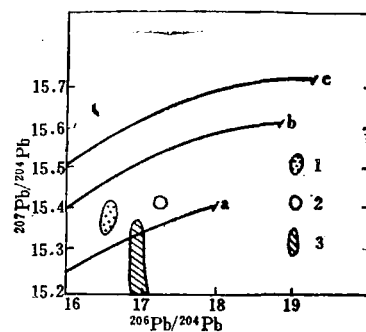
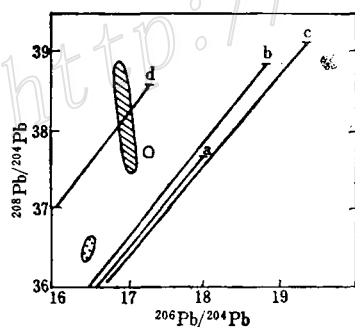


图2 中晚元古代南秦岭岛弧火山热液-沉积型 Ag、Au 矿床铅同位素座标图

1—矿石铅; 2—围岩中全岩和黄铁矿的铅; 3—早古生代弧后盆地中 Ag、Au 矿床的矿石铅

Fig. 2 Lead isotopic composition of Middle-Late Proterozoic South Qinling island arc volcanic hydrothermal-sedimentary silver and gold deposits.

1—Ore lead; 2—Lead in whole rock and pyrite from wall rocks; 3—Ore lead of silver and gold deposits in the Early Paleozoic back-arc basin.

2. II、III 区: 是处于华北地台南缘陆内俯冲带活化构造环境中 Au、Mo 矿带的铅同位素组成, 从表 1 上 Au、Mo 矿带中各地质体铅同位素组成也清晰地反映了 Au、Mo 成矿作

表 1 东秦岭及邻区各矿带铅同位素组成特征表

Table 1. Characteristics of lead isotopic composition of various ore belts in east Qinling and neighboring areas

矿带	矿物、岩石 (样品数)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	地质产状	成矿时代	成矿时的构造环境	资料来源
Au 矿带	方铅矿(3)	17.220	15.344	38.845	8.20	4.64	太华群片麻岩中方铅矿	中生代	陆内古俯冲带的活化	本项目
	钾长石(2)	17.172	15.438	37.511	8.15	4.00	凤岭黑云母二长花岗岩中钾长石			
	钾长石(3)	17.370	15.455	37.763	8.36	4.03	花山黑云母二长花岗岩中钾长石			
	自然金(1)	17.471	15.455	38.115	8.46	4.15	含金石英脉中的自然金			
	黄铁矿(9)	17.305	15.345	37.887	8.29	4.12	含金石英脉中的黄铁矿			
Mo 矿带	钾长石(6)	17.619	15.478	38.04	8.62	3.98	中性小岩体中钾长石	中生代		本项目
	方铅矿(15)	17.29	15.27	37.89	8.28	4.13	钼、钨矿床中的硫化物			
Pb、Zn 矿带	方铅矿						泥盆系铅、锌矿床中的矿石铅	晚古生代	碰撞诱发的裂谷海盆	本项目为主
	黄铁矿(56)	18.051	15.614	38.162	9.30	3.91				
	闪锌矿									
	黄铁矿(3)	17.370	15.423	36.931	8.57	3.65				
Hg、Sb 矿带	全岩(3)	17.929	15.525	38.196	9.17	3.98	碧口群砂质千枚岩、粉砂岩等	中生代	深大断裂(陆内)	陕西第一地质大队
	辉铋矿(10)	18.430	15.601	38.190	9.38	3.73	陕西公馆、青铜沟汞、铋矿床中的矿石铅			
	黄铁矿(1)	18.501	15.584	38.000	9.45	3.63	的矿石铅			
	白云岩(3)	19.471	15.660	38.202	10.45	3.36	陕西公馆、青铜沟汞铋矿的围岩			
Ag、Au 矿床 (武当地区)	方铅矿(17)	16.510	15.351	36.505	9.19	3.97	湖北银洞沟银、金矿床中的矿石铅	中一晚元古代	主动大陆边缘 火山岛弧	刘从强 本项目 本项目
	黄铁矿(2)	16.510	15.35	36.51	9.19	3.97	石铅			
	全岩(12)	17.326	15.433	37.415	10.23	4.03	武当群独山组石英角闪岩及其中的黄铁矿			
	黄铁矿(2)	17.295	15.425	37.68	10.14	4.18	中的黄铁矿			
	黄铁矿(4)	16.56	15.38	36.84	9.26	4.13	湖北许家坡金、银、铋矿床中的矿石铅			
	黄铁矿(2)	16.86	15.37	37.03	9.64	4.07	武当群独山组火山碎屑岩中的黄铁矿			
Ag、Au 矿床 (桐柏地区)	方铅矿(11)	16.804	15.211	37.933	8.26	4.48	河南围山城银、金矿矿石铅	早古生代	主动大陆边缘 弧后盆地	河南地调三队
	方铅矿(2)	16.741	16.254	37.981	8.19	4.54	破山银矿含矿云母岩脉中的方铅矿			
	方铅矿(1)	16.653	14.875	37.014	8.09	4.08	远矿大理岩中的方铅矿			

用分别与中生代燕山期壳熔花岗岩岩基及深源中酸性小斑岩体有关,与Au、Mo有密切时、空和成因关系的两类花岗岩的Pb、Sr、O同位素组成十分相似,与R. E. Zarterman(1984)所计算出的最后一次造山运动中的上地幔和下地壳的Pb、Sr同位素组成基本一致(表2)。这些特征表明:①虽然华北地台南缘Au、Mo的成矿作用及演化历史截然不同,但由于所处同一构造环境,为此它们在成岩、成矿的物源上有密切的联系;②从壳熔花岗岩的Pb、Sr、O同位素组成来看,比一般壳熔花岗岩明显偏低,其原因是华北地台的地壳分异程度较低,在漫长演化历史中保存了低放射成因的Pb、Sr同位素组成及低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的特征;③Au、Mo矿带虽处于同一构造环境,但毕竟它们各自在成矿前的最终物源及演化历史上存在着较大的差异,为此,在铅同位素组成上也明显地反映出来。Au矿带物源和成矿历史复杂,故

表2 华北地台南缘两类花岗岩的锶、氧、铅同位素组成

Table 2. Strontium, oxygen and lead isotopic composition of two sorts of granite on the southern margin of North China platform

岩体	同位素组成	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
闵峪黑云母二长花岗岩岩基		0.7072		17.172	15.438	37.511
花山黑云母二长花岗岩岩基		0.7078	5.57—10.00	17.370	15.455	37.763
老君山黑云母花岗岩		0.7037—0.7059	7.81—9.25			
熊耳岭黑云母花岗岩岩基		0.7054	7.00	17.701	15.484	38.332
太华群变玄武岩		0.7032—0.7046	4—5.19	17.162	15.504	37.746
金堆城花岗斑岩小岩体		0.7095 (磷灰石)	8.55—10.28	17.536	15.438	37.680
南泥湖斑状花岗岩小岩体		0.7080	7.7—7.9	17.89	15.48	38.20
小河口花岗闪长斑岩小岩体		0.7049 (磷灰石)		17.551	15.405	37.581
R. E. Zarterman(1984)	地幔	0.7028		18.06	15.49	37.70
	下地壳	0.7067		17.51	15.39	38.67

(据资料综合整理)

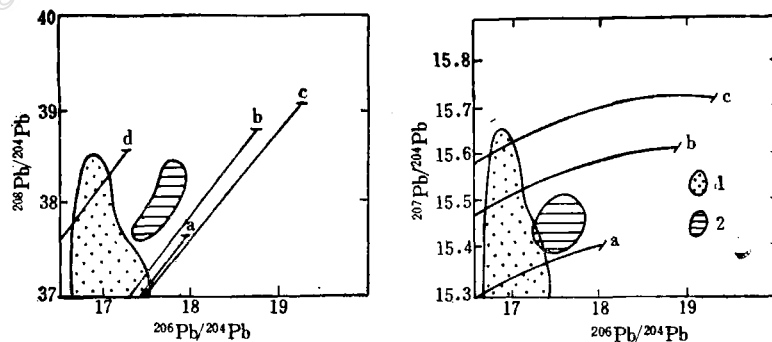


图3 中生代华北地台南缘陆内古俯冲带活化构造环境中Au、Mo矿带铅同位素组成座标图

1—金矿带; 2—钼矿带

Fig. 3 Lead isotopic composition of gold and molybdenum ore belts in the mobilized tectonic environment of the intracontinental paleo-subduction zone on the southern margin of the Mesozoic North China platform.

1—Gold ore belt; 2—Molybdenum ore belt.

矿带铅同位素组成很不均匀；Mo矿带的成矿作用较为简单，物源也较单一，故铅同位素组成相对均一（图3）。

3. IV区：是处于碰撞后诱发裂谷中泥盆系层控铅锌矿带的铅同位素组成，从表1，图4上看出：赋矿围岩和矿石铅的铅同位素组成有较大的差异，这与泥盆系成矿元素丰度特征研究所取得的认识是吻合的，即成矿物质主要不是来自泥盆系。而从成矿元素丰度讨论中可知：南秦岭早古生代和晚元古代一些地层和岩石中富集Zn、Pb、Ag等成矿元素，且它们呈易活化、迁移的赋存状态，为此这些岩层具备提供矿质的可能性。铅同位素的研究进一步论证了这种可能性的存在。高长林、马振东、周乐尧等曾对下古生界寒武系—奥陶系、晚元古跃岭河群、碧口群进行了铅同位素的测定（表3）。从表上可见，泥盆系层控铅锌矿床与前泥

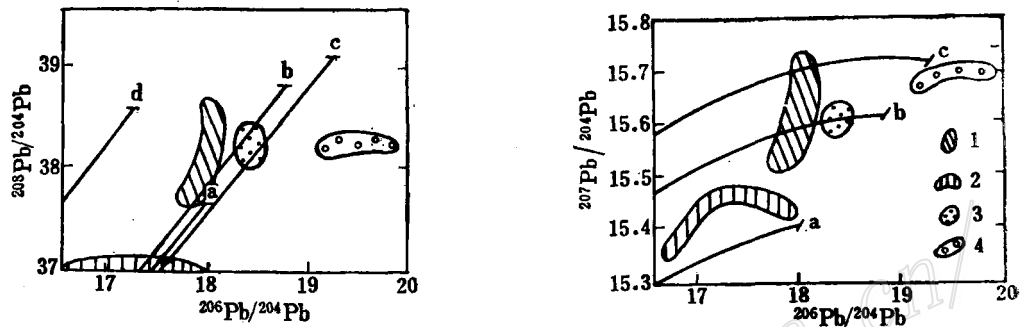


图4 铅-锌、汞-锑矿带铅同位素组成座标图

1—泥盆系铅锌矿床中的矿石铅；2—泥盆系中沉积黄铁矿；3—汞、锌矿床中的矿石铅；4—汞、锑矿床围岩（白云岩）

Fig. 4 Lead isotopic composition of lead-zinc and mercury-antimony ore belts.

1—Ore lead in Devonian lead-zinc deposits; 2—Sedimentary pyrite from Devonian sediments; 3—Ore lead in mercury and zinc deposits; 4—Wall rock (dolomite) of mercury and antimony deposits.

表3 泥盆系层控 Pb-Zn 矿与前泥盆系铅同位素组成对比表

Table 3. Comparison of lead isotopic composition between Devonian stratabound lead-zinc deposits and Pre-Devonian strata

地 区	矿田 (床) 和地层	测定对象	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	
			区间值	平均值	区间值	平均值	区间值	平均值
秦岭地区	西成(38)	黄铁矿、方铅矿	17.481—18.286	18.056	15.402—15.963	15.611	37.009—39.373	38.146
	凤太(28)	黄铁矿、方铅矿	17.903—18.190	18.040	15.559—15.645	15.621	37.977—38.722	38.175
	山柞(18)	黄铁矿、方铅矿	18.001—18.263	18.090	15.540—15.851	15.639	37.964—39.959	38.513
	洞河组(2)	黄铁矿		18.077		15.635		38.309
	毛坝关组(1)	黄铁矿		17.733		15.607		38.008
	跃岭河群(2)	黄铁矿		17.665		15.343		37.370
	碧口群(3)	全岩	17.644—18.126	17.929	15.471—15.553	15.525	38.060—38.393	38.196
粤北地区 ^①	凡口(3)	方铅矿	18.270—18.378	18.335	15.653—15.665	15.630	38.705—38.723	38.714
	杨柳塘(1)	方铅矿		18.311		15.656		38.779
	奥陶系(1)	黄铁矿		18.317		15.880		38.792
	寒武系(1)	黄铁矿		18.482		15.743		38.765
	震旦系(1)	黄铁矿		18.491		15.651		38.387

① 粤北地区资料引自南岭区域地球化学研究(1987)；括号内为样品数

盆系铅同位素组成十分相似,这一信息为深源热卤水萃取前泥盆系中的矿质的认识提供了有力的佐证。粤北地区泥盆系—石炭系层控铅锌矿床亦具有类似的特征。

4. V区:是南秦岭 Hg、Sb 矿带的铅同位素组成,其特征是铅同位素组成十分均一;同位素比值是秦岭地区各矿带矿石铅中最大的(表1);围岩(白云岩)的铅同位素组成,具铀异常铅同位素比值。这些特征说明了: Hg、Sb 的成矿元素不是来自围岩,而可能是来自深部,这与丁抗(1986)对石英和辉锑矿中的过剩 ^{40}Ar 研究结果是一致的,他根据中生代成矿年龄和 ^{39}Ar 值,在扣除了放射性成因氩后,获得了 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比值为357—890。另外他采用 Ozima 假定方法获得初始氩的浓度估计值为 $1.27 \times 10^{-6} \text{cm}^3 \text{STP/g}$,这与幔源玄武岩 $^{40}\text{Ar}_{\text{初始值}} = 10^{-6} \text{cm}^3 \text{STP/g}$ 值一致。为此,推断 Hg、Sb 物质很可能是燕山期从深部顺深断裂带上来的,过剩 ^{40}Ar 与深部喷气活动有关。

三、区域各矿带硫同位素组成特征

以往人们对硫同位素的应用存在着一种简单化的倾向,不结合具体地质、地球化学条件,单纯根据分析结果来判断矿床的硫源,这是不合适的。从目前的研究来看,根据地壳中硫同位素组成背景值以及硫同位素分馏特点,若矿床中的硫同位素组成相对集中, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围不超过10‰,在频率直方图上呈明显的“塔式”分布特征,即可表明:①硫的源区较为单一;②硫虽具有不同来源,但在矿床形成过程中硫同位素趋于均一化;③矿床形成过程中的物理化学条件相对稳定。相反,如果矿床中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显分散,变化范围大于或等于10—30‰,在频率直方图上呈现脉冲分布。那么表明:①矿床形成过程中存在着细菌还原硫酸盐形成的硫化物;②可能存在两个或两个以上的硫源,而且在硫化物形成之前未达到平衡;③成矿作用过程中物理化学条件发生明显变化。根据以上认识,结合秦巴地区各矿带地质、地球化学特征,将各矿带硫同位素组成成分成两大类:一是以深源硫为主的矿床;一类是以海水硫酸盐还原硫为主的矿床。各矿带硫同位素组成特征见图5。

(一)以深源硫为主的矿床 包括与基性—中酸性火山热液作用有关的 Ag、Au、Cu、Zn 矿床,受深源中酸性岩浆分异作用控制的 Mo、W 矿床及受深大断裂制约的 Hg、Sb 矿床。它们的硫同位素组成的共同特点是:变化范围窄, $\delta^{34}\text{S}$ 值接近0—+5‰,在直方图上呈现“塔式”分布,见图5 B、D、E、F。但由于各矿带所处的构造环境,成矿机制及成矿历史等方面的差异,为此硫同位素组成各具自己的特色。

1. 产于基性—中酸性火山—沉积岩系中的 Ag、Au、Cu、Zn 矿床。这类矿床无论成矿时代早晚或后期作用叠加改造的强弱,其硫同位素组成稳定,变化范围窄,接近陨石硫,见图5 E、F及表4。另外从表上可见围岩与矿体的硫同位素组成有较明显的差别,这些特征都反映了硫深部来源的可能性。当然在同一构造环境中硫同位素组成亦有变化,处于靠近火山喷发中心的矿体,由于尚未充分与海水硫酸盐发生交换反应就沉淀下来,故硫同位素组成基本保持深源特征。如产于中酸性火山熔岩中的银洞沟矿床, $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为3‰,产于安山质火山熔岩中的铜峪矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值仅为1.1‰。而距火山喷溢中心较远的较稳定海盆沉积环境下形成的火山碎屑岩及与之有关的矿床,其硫同位素组成变化就较大,如许家坡 Au、Ag 矿床的围岩及矿体均富集 ^{34}S (表4)。这很可能是矿液与海水硫酸较充分反应,进行同位

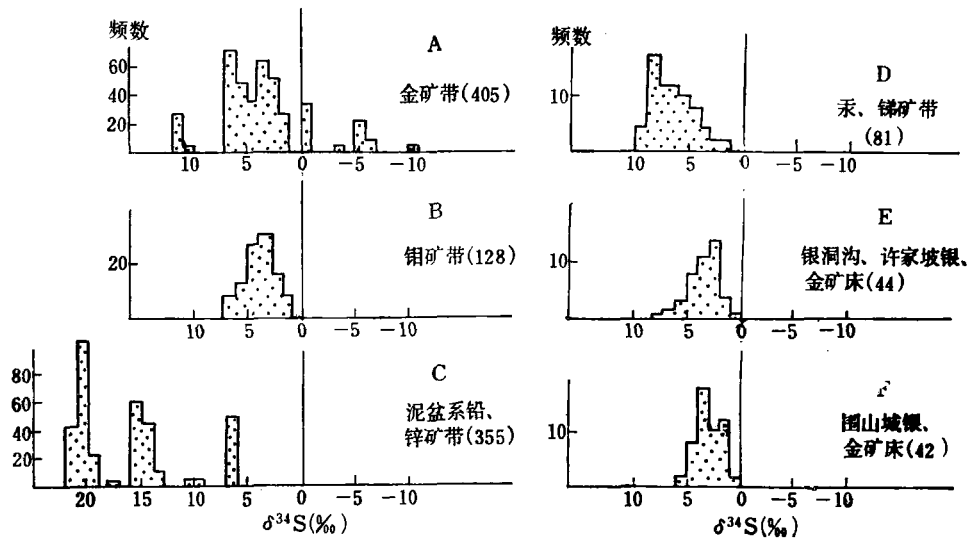


图 5 区域各矿带硫同位素组成直方图

(据 1055 个样品编制, 括号内为样品数)

Fig. 5 Histograms showing sulfur isotopic composition of various ore belts in the region.
(Based on analyses of 1055 samples, with numerals in brackets indicating number of samples)

表 4 产于基性—中酸性火山—沉积岩系中的 Ag、Au、Cu、Zn 矿床硫同位素组成

Table 4. Sulfur isotopic composition of silver, gold, copper and zinc deposits in basic-intermediate-acid volcanic-sedimentary sequence

成岩成矿时代	构造环境	地层	矿床围岩的岩类	测定对象	$\delta^{36}\text{S}(\text{‰})$	矿体	测定对象	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	资料来源
中晚元古代	火山岛弧	武当群	变石英角斑岩	黄铁矿	11.32	银洞沟 Ag、Au 矿体	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿	0.90—4.78 (平均 3)	刘丛强和本文
			绢云母石英片岩	黄铁矿	5.9—9.06	许家坡 Au、Ag 矿体	黄铜矿、黄铁矿	5.49—8.0 (平均 6.73)	
早古生代	弧后盆地	二郎坪群				铜峪 Cu、Zn 矿体	黄铁矿、黄铜矿	-0.2—2.7 (平均 1.1)	长春地院
		歪头山组	碳质绢云石英片岩	黄铁矿(大理岩中)	-9.9—-25.9	围山城 Ag、Au 矿体	黄铁矿、闪锌矿、方铅矿	-0.32—5.21 (平均 3.2)	河南地调三队

素成分交换的结果。

2. 与中酸性小斑岩体有关的 Mo(W) 矿床硫同位素组成特征(表 5)。从表可知 Mo(W) 矿带的 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围 -0.3—6.5‰, 具变化范围窄、塔式分布及均一化程度高的特征。说明其成岩、成矿中的硫源主要来源于下地壳与上地幔。

3. 南秦岭与深断裂有关的 Hg、Sb 矿带。除了铅同位素与泥盆系 Pb-Zn 矿带有明显区

表 5 钼(钨)矿带硫同位素组成(‰)

Table 5. Sulfur isotopic composition(‰) of molybdenum(tungsten) ore belts

矿床名称	样品个数	硫同位素组成及其变化		
		$\delta^{34}\text{S}$ (均值)	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S}$ (变化范围)
南泥湖斑岩-角岩型钼矿床	17	+2.92	22.155	+1.08—+4.6
三道庄矽卡岩型钼(钨)矿床	7	+4.06	22.130	+2.4—+5.2
上房斑岩-矽卡岩型钼(铁)矿床	4	+4.93	22.112	+2.8—+6.5
夜长坪矽卡岩型钼(钨)矿床	8	+3.3	22.145	-0.2—+5.1
金堆城斑岩-角岩型钼矿床	14	+4.4	22.123	+3.67—+4.9
石家湾斑岩-石英岩型钼矿床	5	+1.63	22.185	+1.0—+2.5
雷门沟斑岩-角砾岩型钼矿床	2	+2.81	22.158	+2.77—+2.84
银家沟斑岩型硫铁(铅、锌、钼)矿床	53	+2.67	22.161	-0.3—+5.8
后福峪斑岩型铅锌矿床	12	+2.56	22.164	+0.2—+5.0
八宝山斑岩型铁(铜)矿床	6	+2.34	22.166	+0.8—+3.6

别外,硫同位素组成亦与泥盆系 Pb-Zn 矿带迥然不同。根据丁抗对辉钨矿、辰砂等共生矿物对所计算的成矿溶液总硫 $\delta^{34}\text{S}_E$ 为 +4.88—+8.66‰ 的变化范围。表明其原始成矿溶液中硫同位素是比较均一的,硫源较为单一(顺深大断裂上升的深源硫)。

4. 金矿带的硫同位素组成特征较好地反映了它源区复杂,经历多次地质作用叠加及物理化学条件变化大的成矿过程。为此矿带 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化幅度大, -14.35—+11.61‰,在直方图上呈现脉冲型式;然而绝大部分样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值却集中在 +2—+6.7‰ 区间,与太华群的斜长角闪岩(变基性火山岩)中的黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值较为吻合(-0.77—8.68‰,平均 3.55‰)。后者可能说明了金矿带硫源主要是萃取了原基性火山岩中的深源硫。

(二) 以海水硫酸盐还原硫为主的矿床 该类矿床是以泥盆系层控 Pb-Zn 矿带的硫同位素组成为代表。Pb、Zn 矿体硫化物的硫同位素组成明显富集 ^{34}S , $\delta^{34}\text{S}$ 变化幅度较大,离散程度较高,其值可从 +4.32—+22.75‰,在直方图上呈现了典型的脉冲式分布。据研究表明,由于矿物原始沉淀时盆地物理化学环境的差异及后期部分深硫混入的缘故,致使各矿田(床)的硫同位素组成呈现了一定的变化趋势,其规律为:①处于相对封闭还原环境下的盆地,由于 H_2S 逐渐积累, SO_4^{2-} 浓度的不断下降,在这种情况下,瑞利分馏效应导致硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值增加,最后生成的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近于原始海水 SO_4^{2-} 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值;②后期改造作用强烈,如深部硫的加入,或温度升高等因素,亦导致 $\delta^{34}\text{S}$ 值相对偏低。为此弱改造型矿床相对富集 ^{34}S ,而强改造型矿床则相对富集 ^{32}S 。

四、区域各矿带成矿流体氢、氧同位素组成特征

成矿流体的来源是成矿物质来源的重要组成部分。与其他地区一样,东秦岭各矿带的成矿流体的来源是非常复杂的,它们受各种因素的影响,但主要受主成矿期热液来源的制约。从各矿带成矿流体氢、氧同位素组成特征来看(表 6,图 6),成矿流体主要有两个来源。一是与火山-岩浆作用有关的成矿作用,其成矿溶液中岩浆水的成分有相当明显的显示。①表现较为特征的是与深源中酸性小岩体有关的斑岩、矽卡岩型的 Mo(W)矿床,其钾化带

表 6 东秦岭及邻区各矿带成矿流体氢、氧同位素组成表

Table 6. Hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming fluids in various ore belts of east Qinling and neighboring areas

矿带	矿化阶段 或蚀变带	成矿流体 (石英)				石 英	碳酸盐	资料来源
		$\delta D(\text{‰})$		$\delta^{18}O(\text{‰})$		$\delta^{18}O(\text{‰})$	$\delta^{13}C_{PDB}$ (‰)	
		变化范围	平均值	变化范围	平均值			
金矿带	I	-48—79	-62(5)	-11.23—6.64	-4.9(5)	脉石英: 11.21(32)	方解石 -4.971(9)	河南地调一队 陕西地质六队
	II		-43	4.28—5.24				
			-52	1.28—2.74				
钼矿带	钾化带石英			>1.61—7.04		脉石英: 10.83(4)		徐士进
	—绢云母化带			4.4—5.03		斑晶石英: 10.2(2)		
	硅化带			3.16—4.16				
铅锌矿带	黄诸关岩体	-76—-89	-85(9)	5.09—14.14(9)	10.51	脉石英: 19.55(20)	CO ₂ 气体包体: -1.76—-5.80	本项目
			-56		-6.60			
			-58		6.58	斑晶石英: 11.36		
银洞沟矿床 Ag、Au	I—II	-65—-78	-73(3)	5.5—7.5	6.77(3)	脉石英: 12.98(12)	铁白云石: -1.11—-2.86	刘丛强及 本项目
	III	-67—-72	-69(3)	2.6—4.7	3.3(3)			
	变质分凝石英	-10—-39	-27(3)	3.3—6.5	4.77(3)		-1.86(8)	

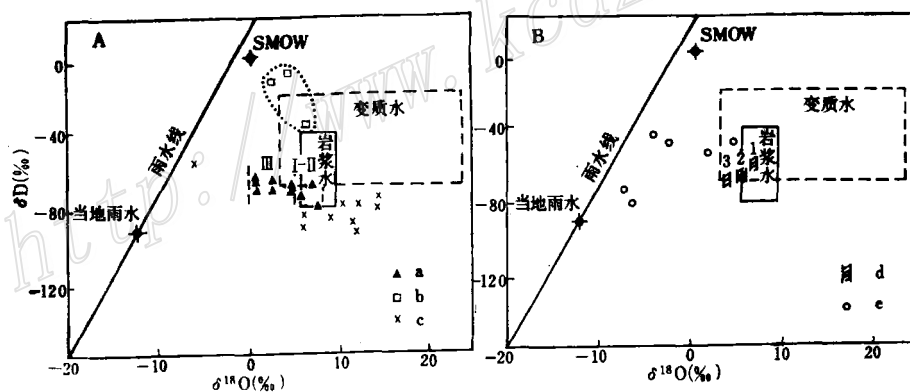


图 6 东秦岭及邻区各矿带成矿流体氢-氧同位素组成图

a—银洞沟 Ag, Au 矿床; I—II—早期矿化阶段; III—晚期矿化阶段; b—银洞沟 Ag, Au 矿床非矿化流体;
c—泥盆系层控 Pb-Zn 矿带; d—钼矿带; 1—钾化带; 2—石英-绢云母化带; 3—硅化带; e—金矿带

Fig. 6 Hydrogen-oxygen isotopic composition of ore-forming fluids in various ore belts of east Qinling and neighboring areas.

a—Yindonggou silver-gold deposit; I—II—Early mineralization stage; III—Late mineralization stage;
b—Barren fluids in Yindonggou silver-gold deposit; c—Devonian stratabound lead-zinc ore belt; d—Molybdenum ore belt; 1—Potassic alteration zone; 2—Quartz-sericitization zone; 3—Silicification zone; e—Gold ore belt.

$\delta^{18}O$ 主要以岩浆水为主, 往外侧的石英绢云母化带和硅化带相应围岩中大气降水成分增加 (图 6 B-d)。②火山热液型银洞沟 Ag、Au 矿床, 不同矿化期 δD 值无明显差别, 变化范围

在 -68‰ — -78‰ 。但是氧同位素值在早期矿化阶段(I-II),其投点位于岩浆水区域,而晚期矿化阶段(III)投点向左移动(图6 A-a)。这充分说明早期阶段成矿溶液中含有较多岩浆热液,而晚期矿化阶段则有大量大气降水的加入。它们在不同温度下与火山-岩浆岩发生同位素交换反应,并受火山-岩浆热液的不间断驱动循环。而围岩中变质分异作用形成的石英脉基氢、氧同位素组成与成矿流体截然不同(图6 A-b)。③金矿带成矿流体中氢、氧同位素组成的特征是变化范围宽: δD 为 -18‰ — -79‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 -11.23‰ — 6.63‰ 。为此很难从其数值特征上来确定成矿流体的来源。但是从金成矿机制(太华群地层是金源,燕山期壳熔花岗岩是热源来考虑,其成矿流体是一种变质水、岩浆水、大气降水的复杂混合流体。在有些矿床中大气降水成分是比较显著的,矿脉中石英包体流体 $\delta^{18}\text{O}$ 和碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 都具偏负特征,另外距离岩体远近不同的矿床,基氢、氧同位素值与当地雨水具一定的线型关系(图6 B-e)。二是与热卤水成矿作用有关的泥盆系层控Pb-Zn矿床。其石英包体流体的氢、氧同位素组成较为稳定, δD 为 -76‰ — -88‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 5.09‰ — 14.14‰ 。在 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图上的投点集中在岩浆水区域外的右下侧。从成矿流体的 δD 值来看,与当地大气降水值接近($\delta\text{D}\approx -90\text{‰}$,张理刚,1983),但 $\delta^{18}\text{O}$ 值却明显地富集 ^{18}O ,对于这一特征的认识,可能是大气降水经深部循环与具有高 $\delta^{18}\text{O}$ 值的成矿围岩——碳酸盐岩发生水-岩同位素交换反应所致,在这过程中由于沉积岩几乎不含氢,故成矿流体 δD 值基本保持不变,而氧同位素组成却向着富 ^{18}O 方向发生“漂移”,其漂移的程度主要与围岩的氧同位素组成及温度有关(同位素交换反应的分馏系数,随温度升高而减小),为此热卤水更趋于围岩的氧同位素组成。

参 考 文 献

- [1] 张本仁、骆庭川、马振东等 1990 秦巴区域地球化学文集 中国地质大学出版社
- [2] 沈渭洲 1987 稳定同位素地质 原子能出版社 第136—144页
- [3] 于崇文、骆庭川、鲍征宇等 1987 南岭地区区域地球化学 地质出版社 第203、219页
- [4] Mitchell, A. H. g and Garrison, 1981, Mineral deposits and global tectonic settings, Academic Press Inc. (London) Ltd.
- [5] Faure, G., 1986, Principles of Isotope Geology (second edition), John Wiley and Sons.
- [6] Hoefs, J., 1980, Stable Isotope Geochemistry, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

STABLE ISOTOPE GEOCHEMICAL STUDIES OF VARIOUS METALLOGENIC BELTS IN EAST QINLING AND NEIGHBORING AREAS

Ma Zhendong

(China University of Geosciences, Wuhan, Hubei Province)

Abstract

Geochemical studies of stable isotopes such as lead, sulfur, hydrogen and oxygen in regional metallogenic belts seem to be an effective way to approach sources of rock-forming and ore-forming substances and geneses of ore

deposits. During the geochemical study of metallogenic regularity for east Qinling and neighboring areas, the author combined the isotope tracer function with provenances and physicochemical conditions of various tectonic environments and connected several isotope tracer functions such as lead, sulfur, hydrogen and oxygen together. In this way, much light has been thrown on the rock-forming and ore-forming mechanism in the process of the evolution of the regional crust (lithosphere) in east Qinling and neighboring areas.

XX
(上接第44页 Continued from p.44)

sequence formed in the initial Changning-Menglian rift basin, where the basement of Baoshan-Stan Shate microplate might have served as an important source for ore constituents, especially Pb and Zn. The Besshi type deposits such as Tongchangjie, noted for $Cu > Zn$, occur in the Upper Paleozoic tholeiitic volcanic rocks which were formed in an advanced Changning-Menglian rift basin, where metals were partially supplied by selective leaching from the newly-formed oceanic crust. It is evident that the VMS deposits in Sanjiang region generally occur in groups in subbasins near volcanic centers and were formed during the extensional period of the volcanic arc or continental rift.

<http://www.kc12.com/>