

文章编号: 0258-7106 (2003) 04-0377-09

## 小秦岭—熊耳山地区金矿的成矿流体特征\*

卢欣祥<sup>1,2</sup> 尉向东<sup>2</sup> 于在平<sup>3</sup> 叶安旺<sup>4</sup>

(1 河南省地质调查院, 河南 郑州 450007; 2 河南省地质科学研究所, 河南 郑州 450053;

3 西北大学地质系, 陕西 西安 710069; 4 河南省灵宝市地矿局, 河南 灵宝 472500)

**摘要** 文章系统地总结分析了小秦岭—熊耳山地区金矿的成矿流体特征和成矿作用及矿床的 S、Pb、O、C 等稳定同位素特征, 提出金矿床的成矿流体为地幔流体。流体的运移方向则是自南向北, 由下向上, 并非来自矿床北部的燕山期文峪花岗岩。新的测年结果表明, 不少矿床的成矿时代为印支期, 燕山期是迭加在印支期之上的成矿期。它们构成了中国东部中生代成矿作用的完整旋回。成矿受印支期构造作用的制约, 是在远离商丹主缝合带的拉张环境下形成的。

**关键词** 地球化学 地幔流体 稳定同位素 流体运移方向 印支期成矿 小秦岭—熊耳山

**中图分类号**: P618.51

**文献标识码**: A

小秦岭—熊耳山地区西起陕西北部的蓝田、华县, 东至河南的高县, 呈东西长 300 km, 南北宽 8~40 km 的狭长带状分布, 是我国第二大金矿产地。近二十多年来, 许多生产、科研单位和地质院校进行了大量的地质研究工作, 积累了许多有关金矿成矿流体与稳定同位素的资料。但以往的研究多把金矿的成矿和燕山期花岗岩联系在一起, 认为区内金矿是与燕山期花岗岩有关的热液金矿床。通过对本区有关金矿床的地质、地球化学和同位素的研究、测试(包括收集前人资料), 笔者认为金的成矿流体为地幔流体, 通过多种同位素示踪及成矿时代、热液流向等的研究, 认为区内金矿的形成与燕山期花岗岩及变质热液、混合演化热液作用无关, 而是与地幔热柱活动下产生的热液流体有关。本文是“小秦岭—熊耳山地区地幔流体与金矿关系研究”成果的一部分。

## 1 区域地质背景

小秦岭—熊耳山地区在大地构造背景上位于现今秦岭造山带与华北地块间的分界线南侧, 即秦岭北缘逆冲推覆构造带的后缘(张国伟, 1997)。

本区结晶基底由太古宇太华群地层构成, 分布于小秦岭、崤山、熊耳山等山岭的核部, 是一套以片麻岩为主的中深变质岩系, 变质程度普遍达角闪岩相, 局部已达麻粒岩相, 也是石英脉型金矿的赋矿围岩。盖层为古元古界铁铜沟组, 中元古界熊耳群, 中新元古界官道口群。熊耳群系双峰式火山岩, 其形成于拉张环境, 是蚀变岩型金矿的赋矿围岩。在小秦岭、崤

山和熊耳山等山岭之间是由白垩纪和第三纪沉积岩构成的红色沉积盆地。

区内的岩浆活动十分频繁、强烈, 主要岩浆活动有阜平期、中岳期和燕山期。阜平期以基性、超基性岩浆活动为主, 中岳期主要是中基性岩浆喷出、侵入活动, 燕山期则以酸性岩浆侵入为主, 其强度与规模最大。

## 2 金矿地质特征

依据矿床中硫化物赋存的介质及其生成的不同矿石类型所占的比例, 区内金矿床可划分为石英脉型、构造蚀变岩型、爆破角砾岩型 3 种矿床类型, 在石英脉型与蚀变岩型矿床之间还有一种石英脉+蚀变岩型金矿床, 是介于石英脉型和构造蚀变岩型的过渡类型。

石英脉型金矿是小秦岭地区金矿的最主要矿床类型。据不完全统计, 该区内不同规模的含金石英脉有 1 200 余条, 规模自几十米至数千米不等。矿体多呈不连续的透镜状、脉体, 以单脉为主, 具分枝复合、尖灭再现特征, 所有矿体均产在韧性剪切带中。分布在东西长 80 km, 南北宽 7~15 km 的范围内, 与太古界太华群隆起区完全一致。文峪、东闯、杨砦峪、金铜岔等大型金矿床为石英脉型金矿的典型代表。

构造蚀变岩型金矿主要分布于熊耳山地区, 小秦岭地区较少。目前在熊耳山区已发现有 13 个大中型金矿和 2 个大型金银矿床以及许多小型矿床和矿点。著名的上宫金矿、前河金矿、北岭金矿等是构造蚀变岩型金矿的典型代表。它们

\* 国家重点基础研究项目(编号: G1999043200)和中国地调局花岗岩重大基础项目(编号: 200113900018)成果

第一作者简介 卢欣祥, 男, 1939 年生, 教授, 西北大学兼职教授, 长期从事秦岭花岗岩及矿床研究。

收稿日期 2002-02-26; 改回日期 2003-07-20。张绮玲编辑。

均产在熊耳群中或在熊耳群与太华群的接触界面附近的构造蚀变带中。小秦岭蚀变岩型金矿主要分布于边缘韧-脆性剪切带内,如陕西的葫芦沟、煤田沟、莲子沟及灵宝的周家山、武家山等金矿,但这些蚀变岩型金矿与石英脉型金矿相比,矿床规模及品位都大为逊色。

石英脉型与构造蚀变岩型金矿的过渡类型出现在小秦岭与熊耳山的衔接部位,即白土-康山一带的几个矿床中,它们在一个地区既出现石英脉型也出现蚀变岩型。

爆破角砾岩型金矿是熊耳山及伏牛山地区的一种重要的金矿类型,并且可形成大中型矿床,其形成与岩浆地下隐蔽爆发有关,且常与同源、同时代的花岗(闪长)斑岩密切相关,一般成岩筒状,岩筒下部岩浆物质增加,并向花岗斑岩过渡。爆破角砾岩筒主要分布在熊耳山南麓,少数在伏牛山地区(店房)。该类金矿床最大和最具有代表性的为祁雨沟(大型)和店房(中型)2个矿床,两者成矿特征相同。

### 3 含矿流体特征

根据对已获得的140件流体包裹体测试样品资料的分析(卢欣祥等,2002;2003;周作侠等,1993;黎世美,1993;1996;谢奕汉等,1991;任富根等,1996;徐九华等,1996;李绍儒等,1997;范宏瑞等,1998),研究区内金矿床含矿流体成分的气相组分主要是 $H_2O$ 、 $CO_2$ ,及少量的 $H_2S$ 、 $CH_4$ 、 $N_2$ 、 $He$ 等。液相组分中阴离子为 $Cl^-$ 、 $F^-$ 、 $HS^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $S_2^-$ 、 $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$ 等,阳离子主要有 $Na^+$ 、 $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 及少量 $Mg^{2+}$ 。由于不同矿床类型金矿的成矿构造环境、温压条件等的差别,成矿流体也有一定差别。

#### 3.1 包裹体类型

研究表明,依据包裹体常温下的相态,区内金矿床内的流体包裹体可分为:①气液包裹体;②液体包裹体;③气体包裹体;④ $CO_2$ 包裹体;⑤含子晶多相包裹体等5类。

不同矿床类型及整个成矿过程的不同成矿阶段,其包裹体特征各不相同。

#### 3.2 盐度特征

不同类型金矿与变质岩、混合岩、混合花岗岩流体盐度有较大的差别,盐度最高的为太古宙中深变质岩及元古宙花岗伟晶岩中的流体包裹体。小秦岭蚀变片麻岩、混合岩类的石英中含 $NaCl$ 子晶的高盐度流体包裹体盐度 $w(NaCl_{eq})$ 为31%~52%,元古代花岗伟晶岩内的石英流体包裹体,高盐度包裹体及含子矿物包裹体的盐度达35.2%~37.5%,气液包裹体盐度为18%~19.2%(周作侠等,1993)。石英脉型金矿、构造蚀变岩型金矿的盐度变化范围大, $w(NaCl_{eq})$ 达1%~24%,一般为5%~7%,少数为15%左右,属低盐度流体包裹体。爆破角砾岩型金矿流体盐度一般为10%~30%,低于太华群变质岩及其内花岗伟晶岩、混合岩内包裹体的盐度,但明显高于其他类型金矿的盐度(谢奕汉等,1991)。蚀变岩型金矿的流体盐度最低,多数小于5%。从而表明,各类金矿

的含矿流体的盐度与区内太古宙地层、变质作用和混合岩化的关系不密切。

#### 3.3 成矿流体类型

成矿流体液相组分中,阳离子主要为 $Na^+$ 、 $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ ,其含量低且变化较大。石英脉型金矿富 $Na^+$ ,蚀变岩型金矿的流体相对石英脉型金矿, $Ca^{2+}$ 增加,构造蚀变岩型银-金矿流体富 $K^+$ 贫 $Ca^{2+}$ 。

流体内液相组分中阴离子主要为 $Cl^-$ 、 $F^-$ 、 $SO_4^{2-}$ 、 $HS^-$ 等,石英脉型金矿流体富 $Cl^-$ 、 $HS^-$ 离子。角砾岩型金矿、蚀变岩型银矿流体虽然仍以 $Cl^-$ 、 $HS^-$ 离子为主,但 $F^-$ 离子增加。成矿流体中气相组分主要为 $H_2O$ 、 $CO_2$ 及少量的 $CH_4$ 、 $H_2$ 、 $CO$ 等。根据流体内阴阳离子特征及气相组分,可将本区成矿流体划分为下列类型:石英脉型金矿为 $H_2O-CO_2-Na^+-Cl^-HS^-$ 型,蚀变岩型金矿与爆破角砾岩型金矿属 $H_2O-CO_2-Na^+(K^+)-Ca^{2+}-Cl^-HS^-$ 型。

根据成矿流体包裹体特征及形成的温度、压力等条件分析,熊耳山—小秦岭地区金矿成矿流体属于临界-超临界的地幔流体(卢欣祥等,2002)。熊耳山上宫蚀变岩型金矿流体属中低盐度含 $CO_2$ 流体,范宏瑞(1998)分别测得第一和第二成矿阶段的压力为285~205 MPa和160~103 MPa,从Bowers等(1983)的 $H_2O-CO_2-NaCl$ 相图上获得均一温度约340℃,盐度为8%的 $H_2O-CO_2$ 流体,其 $CO_2$ 摩尔分数 $x_{CO_2}$ 为0.18~0.24,属于临界流体包裹体,该热液在200 MPa左右的条件下,接近临界流体(范宏瑞,1998)。小秦岭文峪、东闯石英脉型金矿,也发现临界包裹体,其均一温度为238~308℃,平均279.5℃,低于纯水的临界温度(374℃)(徐九华,1996),其原因是 $CO_2$ 含量高, $CO_2$ 的摩尔分数 $x_{CO_2}$ 为0.19~0.29。 $CO_2$ 的临界温度为31.05℃,因而 $CO_2$ 含量的增高大大降低了超临界流体的温度。

### 4 稳定同位素特征及成矿流体来源

#### 4.1 碳同位素特征

根据近百件区内金矿的碳同位素分析结果(任富根等,1996;陈衍景等,1992;薛良伟等,1996),小秦岭石英脉型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为-1.40‰~-7.726‰,平均-5.02‰,其中熊耳山石英脉型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为-4.73‰~-4.89‰,平均-4.8‰;蚀变岩型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为-5.83‰~0.03‰,平均-1.869‰;爆破角砾岩型金矿的 $\delta^{13}C$ 值为-2.7‰~-5.8‰,平均-4.132‰。绝大多数金矿中碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值与世界岩浆碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值(-4.0‰~-7.5‰,平均-5.1‰),金刚石的 $\delta^{13}C$ 值(-3.2‰~-8.8‰,平均-5.8‰),金伯利岩中碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 值(-4.7‰ $\pm$ 1.2‰)(魏菊英等,1988)相近,从而反映了区内金矿成矿流体中碳的深源特征(图1)。

由于区内所有金矿床中基本上未见碳酸盐矿物与石墨共生,因此,其碳酸盐的碳同位素组成,可近似看作是成矿流

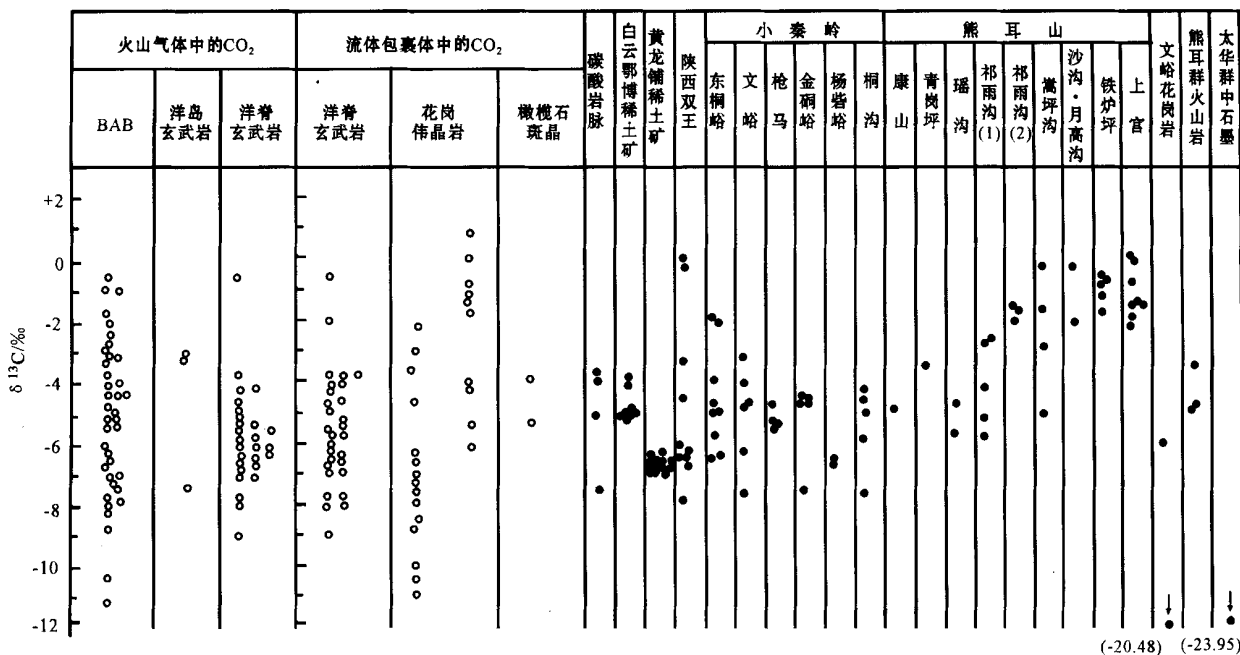


图 1 小秦岭—熊耳山金矿的  $\delta^{13}\text{C}$  与幔源火山气体及岩浆岩内流体包裹体的  $\delta^{13}\text{C}$  对比图

(1) 爆破角砾岩型;(2) 蚀变岩型。●:本文及正文所注;○:引自 Taylor,1986 和胡瑞忠等,1993

Fig. 1 A comparison of  $\delta^{13}\text{C}$  between fluid inclusions of magmatite and gases derived from volcanics of mantle sources and gold deposits in Xiaqingling - Xiong'er shan area

(1) —Explosion breccia type; (2) —Altered rock type; ● —In this text; ○ —From Taylor, 1986 and Hu et al., 1993

体的总碳同位素组成。

一般认为成矿流体中碳的可能来源主要有 3 个:岩浆或地幔、沉积碳酸盐及各类岩石中的有机碳。多数研究者认为岩浆或地幔源的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-5.0\text{‰}$ , 沉积碳酸盐的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-2\text{‰} \sim 5\text{‰}$ , 而各类岩石中有机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-15\text{‰} \sim -35\text{‰}$ 。很明显,区内金矿成矿流体  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{C}}$  的分布范围,与沉积碳酸盐和有机碳有着较大的差别,与幔源火山气体中的  $\text{CO}_2$  以及岩浆岩流体包裹体中  $\text{CO}_2$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值基本一致,清楚的显示了区内金矿成矿流体中的碳,主要为地幔来源。

#### 4.2 铅同位素特征

尽管铅同位素单阶段模式年龄值本身不具有确定成岩、成矿时代的意义,但仍然可以给出很好的成因信息。区内不同金矿床类型铅同位素模式年龄的特征为(尉向东等,1998):石英脉型金矿铅同位素的模式年龄出现 3 个明显的峰值,其范围分别是  $150 \sim 250 \text{ Ma}$ ,  $300 \sim 500 \text{ Ma}$  和  $550 \sim 850 \text{ Ma}$ ;蚀变岩型金矿铅同位素模式年龄也出现 3 个明显的峰值,其范围分别是  $100 \sim 350 \text{ Ma}$ ,  $400 \sim 500 \text{ Ma}$  和  $550 \sim 800 \text{ Ma}$ ,基本上与石英脉型金矿的 3 个峰值相对应(图 2)。将对应于 3 个峰区的铅同位素分析结果投影到铅同位素的构造模式图上(图 3),对应于不同峰区的铅有着不同的源区特征。对应于  $500 \sim 850 \text{ Ma}$  的样品绝大部分(大约 90%)投影在地幔线上,反映了明显的幔源特征。对应于  $300 \sim 500 \text{ Ma}$  的样品虽然有大部分投影在地幔线上,但也有相当部分(约 40%)

投影在造山带与地幔线之间,从而反映了其铅的壳幔混合特征。事实上,由于造山带常常与深部作用过程有关,壳幔作用强烈,地幔活动起了很大作用,所以这种落于地幔与造山带之间的铅,亦应反映为深源铅,而对应于  $150 \sim 300 \text{ Ma}$  的样品投影点相对分散,处于上地壳与下地壳线之间,反映了明显的壳源特征。上述特征说明,随着构造演化、时代变新,参与地壳的再循环作用不断加强,晚期铅表现出较多的地壳污染特征。

对比不同金矿床类型的铅同位素模式年龄直方图,显示出对应于 3 个峰值铅的样品在不同矿床类型的铅同位素分析样品中所占的比例各不相同。对应于  $500 \sim 850 \text{ Ma}$  峰区的铅样品,在石英脉型金矿中所占的比例较大,约 60%;在蚀变岩型金矿中所占比例相对较小,约 40%;在爆破角砾岩型金矿中所占比例最高,约 100%。而对应于  $300 \sim 500 \text{ Ma}$  峰区的样品,在石英脉型金矿中所占比例约 30%;在蚀变岩型金矿中约占 30%~35%。对应于  $100 \sim 300 \text{ Ma}$  的铅同位素样品在石英脉型金矿中所占比例约 10%,在蚀变岩型金矿中约占 30%。从而反映了区内金矿床中的铅主要来自于地幔,并在成矿作用过程中受到浅部铅的不同程度的混染。另外,与石英脉型及爆破角砾岩型金矿相比,蚀变岩型金矿中的铅受到了相对较多的浅部铅的混染。

#### 4.3 硫同位素特征

近 900 件硫同位素统计结果表明(周作侠等,1993;陈衍

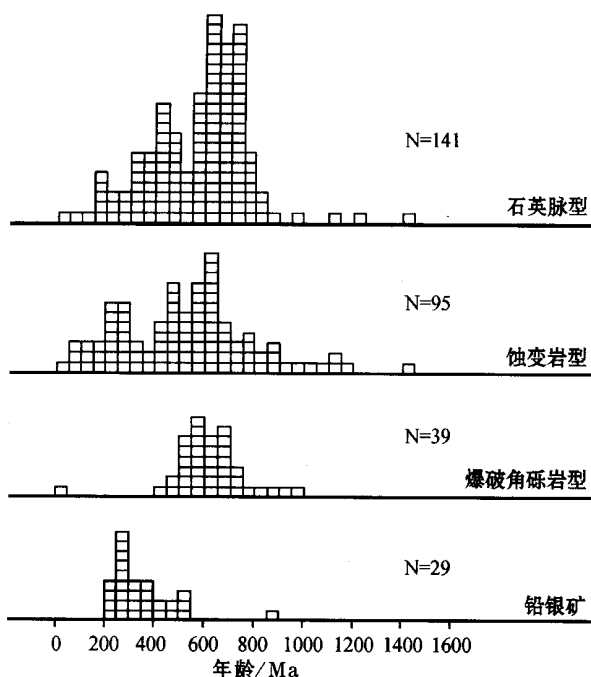


图2 小秦岭—熊耳山地区不同类型金矿床的铅同位素模式年龄直方图

Fig. 2 Histogram showing lead isotopic model ages of different types of gold deposits in Xiaolinling - Xionger area

景等,1992;罗铭玖等,1991;王志光等,1997;任富根等,1996;胡正国等,1994),不同矿床的硫同位素可分为两类。一类绝大部分为石英脉型金矿,硫同位素值变化不大,直方图上,塔式效应明显,峰值为低的正值或绝对值小的负值。硫化物对高温外推法获得的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 值为:文峪2.4‰,东桐峪6.4‰,梁干岔3.4‰,枪马4.4‰,康山2.2‰,店房4.6‰,祁雨沟1‰,绝大部分集中在-5‰~5‰范围内,反映了硫的幔源特征(图4)。第二类绝大多数为蚀变岩型金矿,少部分为石英脉型金矿,其硫化物的硫同位素出现明显的负值,且变化较大。研究表明,一般在矿化早期,其硫同位素仍为较小的正值,随着成矿作用的进行,开始出现明显的负值,许多矿床中有负值逐渐增大的趋势。产生负值的原因并非由于 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 不同,而是成矿过程中成矿热液的 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值发生变化。本类矿床在成矿作用早期晶出的含铁硫化物为黄铁矿,不见硫酸盐矿物,说明早期成矿热液中 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 比值相对较高,所以晶出的黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值出现小的正值或绝对值小的负值,随着成矿作用的进行,热液中 $\text{H}_2\text{S}$ 的消耗,特别是在方铅矿等多金属硫化物沉淀时,以及热液 $f(\text{O}_2)$ 升高时,可引起 $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ 快速减小,并使随后晶出的黄铁矿等硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 出现较大的负值。

#### 4.4 氢、氧同位素特征

本区金矿床的氢、氧同位素测试数据结果表明,在小秦

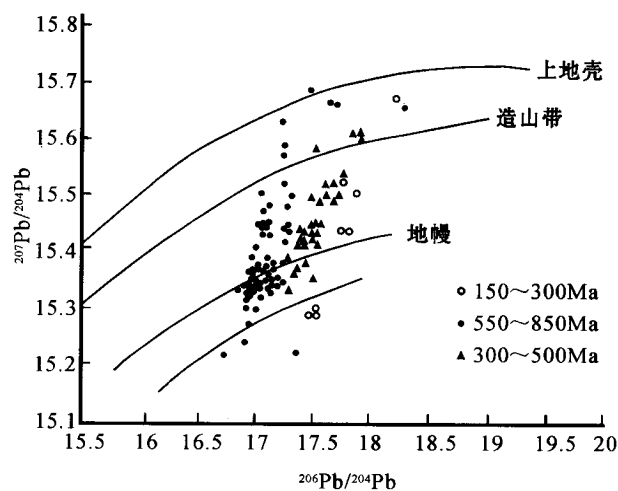


图3 铅同位素构造模式图

Fig. 3 Structural model of lead isotopes

岭、崆山、熊耳山3个地区中,不同地区、不同矿床类型的金矿均具有基本相同的氢、氧同位素。从空间分布看,小秦岭地区金矿的成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-6.4‰~6.0‰, $\delta\text{D}$ 为-47‰~-124‰;崆山地区金矿成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-6.8‰~7.4‰, $\delta\text{D}$ 为-67‰~-116‰;熊耳山地区金矿成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-7.2‰~8.7‰, $\delta\text{D}$ 为-45‰~-100‰。从不同矿床类型看,石英脉型金矿成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 为-8.0‰~7.4‰, $\delta\text{D}$ -47‰~-124‰;蚀变岩型金矿的成矿流体 $\delta^{18}\text{O}$ 为-7.2‰~8.7‰, $\delta\text{D}$ -45‰~-100‰。从而表明3个地区所有金矿床的成矿流体应具有共同的来源和演化历史。而且它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最小为-8.0‰,最大可达8.7‰,具有较大的变化范围,明显地反映了成矿流体受大气水混染的特征。

从不同矿化阶段的氢氧同位素变化看,自成矿早期到成矿晚期,氢同位素基本相同,其 $\delta\text{D}$ (‰)值为:小秦岭地区-67(I),-85(II),-52(III);熊耳山地区石英脉型-64(I),-73(II),蚀变岩型-64(I),-77(II),-72(III)。其 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)值:小秦岭地区为4.1(I)→-1.7(II)→-2.5(III);崆山石英脉型为6.7(I)→2.8(II),蚀变岩型为4.7(I)→1.9(II)→-6.8(III);熊耳山地区石英脉型为5.7(I)→3.5(II),蚀变岩型为4.6(I)→4.3(II)→3.4(III)。成矿晚期所有矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均为负值,显示了大气降水混入的特征。因此,区内金矿的氧同位素规律性变化反映出下部成矿流体与大气降水逐步混合的结果,随着成矿作用的进行,成矿流体中混入的大气降水逐渐增多。同时,在成矿的早期,其 $\delta^{18}\text{O}$ 为4.1‰~7.2‰, $\delta\text{D}$ -64‰~-67‰,虽然近于变质水或岩浆水,但绝大部分矿床具有近乎相同的同位素组成,表明区内金矿的早期成矿流体的同一性。它与小秦岭—熊耳山不同地区间变质水和岩浆水的不均一性又有着明显的差异。测定的秦岭地区岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 为7.504‰, $\delta\text{D}$ 为-106.1‰(胡正国,1994),变质水 $\delta^{18}\text{O}$ 为6.598‰, $\delta\text{D}$ 为-70.46‰;熊耳山地区

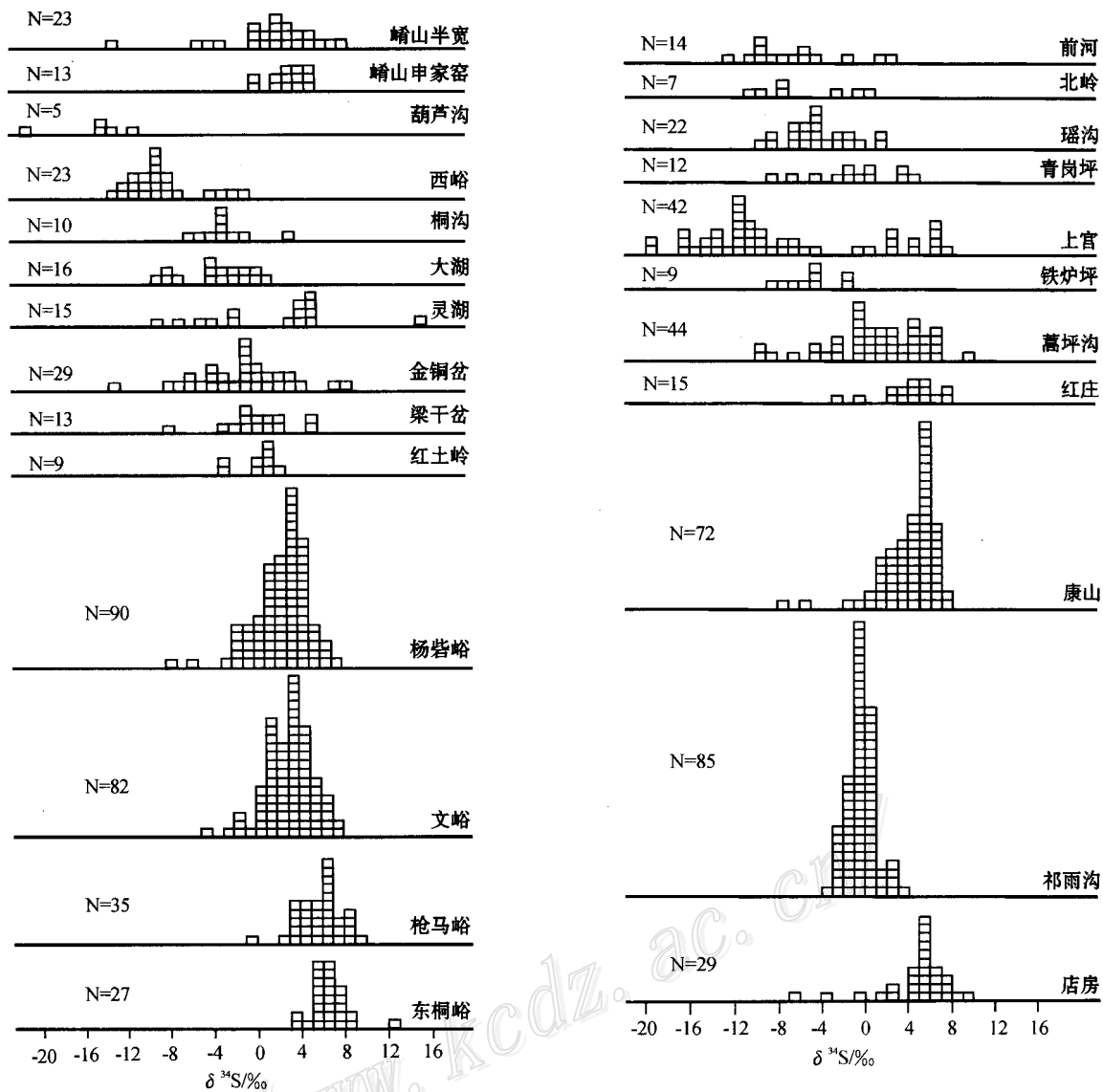


图 4 小秦岭-熊耳山地区金矿的硫同位素分布直方图

Fig. 4 Histogram showing S isotopic composition of gold deposits in Xiaolinling - Xiong'ershan area

岩浆水的  $\delta^{18}\text{O}$  为 6.326 ‰,  $\delta\text{D}$  为 - 68.67 ‰, 变质水  $\delta^{18}\text{O}$  为 5.8 ‰,  $\delta\text{D}$  为 - 26.05 ‰。从而说明区内金矿的早期成矿流体并非来源于变质作用或花岗岩的岩浆活动, 而是来自于地下深处(地幔)的深部流体。

### 5 金在成矿流体内运移形式及沉淀机制

测定结果表明, 在区内金矿的成矿流体中, 金主要呈  $\text{AuCl}_2^-$ 、 $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 、 $\text{AuH}_3\text{SiO}_4$  等形式迁移(樊文玲等, 1993; 1995; 谢广东等, 1994), 个别情况下还可出现  $[\text{Au}^{2+}(\text{Te}_2)_2]^{2-}$ 、 $[\text{Au}(\text{Te}_2)_2]^{3-}$ 、 $[\text{Au}^{3+}(\text{Te}_2)]^-$  形式。成矿前期, 区内成矿流体中金主要以  $\text{AuCl}_2^-$  的形式存在, 并随流体迁移。

黄铁矿-石英阶段与成矿前相比温度明显变低, 以  $\text{AuCl}_2^-$  形式迁移的金氯络合物稳定性降低, 而  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  及  $\text{AuH}_3\text{SiO}_4$  的稳定性增加, 使溶液中出现  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ 、 $\text{AuH}_3\text{SiO}_4$  和  $\text{AuCl}_2^-$  共存的现象。

石英-黄铁矿多金属硫化物阶段是区内金矿的主要成矿阶段, 以石英-黄铁矿-多金属硫化物脉及黄铁绢英岩为代表, 成矿温度在 300 ~ 200 °C 之间。与前一阶段相比, pH、 $f(\text{O}_2)$  等明显升高。随着温度降低, pH、 $f(\text{O}_2)$  升高,  $\text{AuCl}_2^-$  络合物稳定性进一步降低, Au-S 络合物稳定性增加, 使得热液中  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  的迁移具有重要意义。

石英-黄铁矿-碳酸盐阶段属成矿作用的末期及晚期, 由于热液中的硫化物、 $\text{SiO}_2$ , 特别是金在早期的大量沉淀, 到了本阶段, 热液中金含量已微乎其微了。无论其呈何形式存

在,对于研究区内金的成矿来说已无重要意义。

小秦岭—熊耳山地区金矿的沉淀有减压、降温、两种流体混合作用的因素,但石英脉型金矿床的流体包裹体特征表明:该类矿床包裹体类型以气液包裹体为主,部分矿床中可见少量的气相包裹体与气液包裹体(充填度相差较大)共存,表明了弱的沸腾作用及相分离作用的存在。虽然沸腾作用较弱,尚不足以成为引起金等沉淀的主要机制,但压力的降低及相分离作用,必然引起溶液中  $\text{HS}^-$  浓度降低及  $\text{pH}$  的改变,从而使得  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  不稳定,压力降低造成金的沉淀,还将引起  $\text{SiO}_2$  溶解度明显降低及  $\text{SiO}_2$  的沉淀。由于溶液中  $\text{SiO}_2$  的沉淀引起  $\text{AuH}_3\text{SiO}_4$  络合物分解,金自热液中沉淀成矿。矿床的氢、氧同位素研究表明,在成矿作用过程中成矿流体被大气水混染。在石英脉型金矿成矿过程中,成矿流体与大气降水的混合作用也是引起该类金矿流体中金等成矿物质沉淀的重要机制之一。蚀变岩型金矿床的氢、氧同位素组成同石英脉型金矿一样,流体的  $\delta^{18}\text{O}$  值由高到低变化,晚期还出现明显的负值,反映出成矿过程中大气降水的混染。成矿过程中温度、压力降低,大气水的混染均可使成矿流体中金等成矿物质发生沉淀而成矿。在蚀变岩型金矿中,围岩蚀变广泛而强烈,绝大部分金矿石即是强烈蚀变的蚀变岩,反映了围岩蚀变与金矿成矿的密切关系以及成矿过程中强烈的水-岩交换作用的存在,蚀变作用过程实际上同时消耗了热液中的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{Fe}$  等物质,并引起热液  $\text{pH}$  值的变化,这些物理化学参数的变化均可引起成矿流体中金等成矿物质的沉淀。因此,石英脉型金矿以相分离及混合作用为主,蚀变岩型金矿则更多的表现为水-岩交换作用。

## 6 成矿流体的运移方向

矿脉和近矿蚀变岩中重金属元素的比值可指示矿液当初的运移方向,因为重金属元素在热液中是以络离子形式迁移的。由于它们的络合物的稳定性不同,在迁移过程中的活动能力也不同。元素活动能力由大到小依次为  $\text{Hg}$ 、 $\text{Ag}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{Au}$ 、 $\text{Cu}$ 、 $\text{Zn}$  等。矿液由深部向浅部运移时,活动性强的元素就会富集到矿体的前缘,活动性弱的元素就滞后于矿体的尾部。对小秦岭文峪 505 号脉、东闯 507、503 号脉的控矿断裂顶板蚀变岩中的  $w_{\text{Ag}}/w_{\text{Pb}}$ 、 $w_{\text{Cu}}/w_{\text{Pb}}$  比值的研究,发现矿床东南深部顶板蚀变岩中,  $w_{\text{Ag}}/w_{\text{Pb}}$  比值(0.01)比北西浅部的比值(0.02~0.05)小得多(徐九华,1996)。  $w_{\text{Cu}}/w_{\text{Pb}}$  比值也有相同的由大到小的变化,说明矿液是由南东向北西方向流动的,自深部流向北部的文峪花岗岩。流体包裹体的热晕研究(徐九华等,1996;薛良伟等,1996)也表明矿液自南东深部向北西浅部运移,即矿液来自深部。

薛良伟等(1996)根据不同单位热晕的测量结果制成小秦

岭热晕及流体流向图,表明成矿热液也是自南向北方向,即向着文峪花岗岩体方向,自深部向浅部运移的,有力的证明了小秦岭地区成矿与文峪花岗岩无关。

小秦岭金矿田自西向东分布着老牛山、华山、文峪(鸦鸣山)、娘娘山(梁埝)4个相同时代、相同类型的花岗岩,且都分布在矿田的北部,周围地层全为太华群,它们与成矿无关。这也从另一个侧面说明成矿与这些岩体(包括文峪花岗岩)都无关系。

地球物理资料显示整个小秦岭地区是一个重力正异常区,表明这里是一个地幔上隆区,而文峪花岗岩以南为重力高值中心区,其他地区则相对较低,这便是该区成矿密度较大的原因。因此小秦岭地区金的成矿作用受深部构造过程制约,与地幔隆起造成的地幔流体上涌有关。

## 7 小秦岭-熊耳山地区金矿时代

(1) 关于小秦岭金矿的时代,不少研究者认为小秦岭金矿与燕山期的文峪花岗岩有关,因此成矿时代确定为燕山期。但随着研究的不断深入,发现不少成矿年龄大于花岗岩的年龄。其次,区内金矿的各种稳定同位素示踪表明,小秦岭—熊耳山地区的金矿来自深源,成矿流体的运移方向不是来自文峪花岗岩,而是反向的。说明区内金矿的成矿物质、成矿流体的起源与燕山期花岗岩并无直接的关系。

(2) 关于小秦岭—熊耳山地区金矿的时代,近几年用  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  及石英流体包裹体  $\text{Rb}-\text{Sr}$  法测试,发表了一批比较精确的数据,其时间主要在 208~245 Ma 之间(卢欣祥等,1998),表现出明显的趋同性,与早期采用全岩  $\text{K}-\text{Ar}$  法所测年龄完全不同,几乎都为印支期。即小秦岭及熊耳山地区金矿的成矿时代,主体应该是印支晚期,而不是燕山晚期。印支期正是秦岭与华北板块碰撞拼合对接期,在前缘挤压,后缘处在拉张环境下,小秦岭—熊耳山地区的金矿形成。但是燕山期的成矿作用又叠加在印支期成矿作用之上,构成了小秦岭—熊耳山地区金矿成矿的复杂格局,构成了整个中生代成矿作用的完整旋回,并成为中国东部中生代成矿大爆发的重要组成部分。

(3) 印支期是本区及秦岭地区重要的成矿期。除本区之外,整个秦岭地区在印支期的成矿作用也十分显著。任启江(1995,私人通讯)获得了秦岭泥盆系中的西成  $\text{Pb}-\text{Zn}$  矿床及公馆的  $\text{Hg}-\text{Au}$  矿床的成矿时代为 240~260 Ma。王平安(1998)测得的公馆  $\text{Sb}-\text{Au}$  矿成矿时代为 250 Ma( $\text{Rb}-\text{Sr}$ ),黄典豪(1994)测定黄龙铺钼矿的  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄为 206 Ma,  $\text{Re}-\text{Os}$  年龄为 220~231 Ma。卢欣祥等<sup>①</sup>测得秋树湾  $\text{Cu}-\text{Mo}$  矿年龄为 226 Ma( $\text{Ar}-\text{Ar}$ ),冯建忠等(2002)测得陕西八卦庙金矿的成矿时代为(232.58±1.59) Ma( $\text{Ar}-\text{Ar}$ )。也有报导西秦岭的柴家庄、李坝等地的金矿为印支期的(冯建忠等,2003)。整个

① 卢欣祥,董有,刘长命. 1989. 东秦岭花岗岩及其成矿作用(科研报告).

秦岭中,印支期是一次十分明显和重要的成矿期。印支期成矿作用的确定,对秦岭成矿带的区域成矿规律的再认识具有重要的理论意义。

## 8 金矿的成矿机制

金主要来自地核,只有少部分来自赋矿围岩。随着分析灵敏度的提高,近年来测定的中国绿岩地层以及区内混合岩、花岗岩金丰度值都很低,多数小于  $1 \times 10^{-9}$ ,小秦岭—熊耳山地区所谓太古宙绿岩及中元古代熊耳群也如此。所以不存在含金矿源层、矿源体。在地球形成初期,金主要集中于铁镍核心,地核是金的巨大储库。地球中金的分布极不均一,地壳、地幔、地核中金的丰度分别为  $3 \times 10^{-9}$ 、 $1 \times 10^{-9}$ 、 $900 \times 10^{-9}$ ,也就是说,形成大型金矿床的金主要应由深部的地核提供。地幔柱的活动可以把地球内部的金迁移到地壳浅部。牛树银等(2001)认为地幔热柱多级演化是物质运动的上行机制。地核的金就是通过地幔热柱的多级演化上升至地表,在有利的构造部位成矿的。

印支期是秦岭造山带的一次极为重要的构造演化期,华北与秦岭(扬子)于印支期碰撞对接(张国伟等,1997;卢欣祥等,1998),结束了南海北陆的格局(王鸿祯,1985;张二朋等,1993)。小秦岭—熊耳山地区的成矿作用明显受印支期的碰撞事件的制约。沿商丹主缝合带,碰撞挤压时期,远离缝合带的小秦岭—熊耳山地区则处于滞后拉张时期,成为河淮地幔柱的一部分(牛树银等,2001),岩石圈发生拆沉作用(卢欣祥等,1996),并产生的大量印支期岩浆岩,已发现的碱性岩、火成碳酸岩及碱性花岗岩就是这种构造岩浆耦合作用下拉张环境的记录。此时,地幔柱的活动,使该区深部地核的金随着地幔流体上升至地壳浅部的有利构造部位,如韧性剪切带及构造交汇复合部位,在地表主要表现为构造控矿(卢欣祥,1989)。随着减压、降温,使流体发生沸腾、相分离,并发生水-岩交换,尤其在浅部由于天水的渗透,并与成矿流体混合,使成矿物质发生解聚、沉淀而成矿。

## References

- Chen Y J and Fu S G. 1992. Metallogenic rule of gold deposit in western Henan province[ M ]. Beijing: Seismic Press. 72 ~ 155( in Chinese with English abstract ).
- Fan H R, Xie Y H and Wang L Y. 1998. Fluid rock Interaction during Mineralization of the Shanggong Structure Controlled Alteration Type Gold Deposit in Western Henan Province, Central China[ J ]. Acta Petrologica Sinica, 14(4): 529 ~ 541( Chinese with English abstract ).
- Fan W L, Wang S Y and Wu J J. 1993. Experiment demarcation of gold-silic composition in low temperature hydrothermal system[ J ]. Chinese Science Bulletin, 38(10): 933 ~ 935.
- Fan W L, Wang S Y and Tian G F. 1995. Experiment study on dissolution and transference gold in silic rich alkali hydrothermal solution [ J ]. Acta Mineralogica Sinica, 15(2): 176 ~ 183( in Chinese with English abstract ).
- Feng J Z, Shao S C, Wang D B, et al. 2002. Characteristics of Baguamiao gold deposit in brittle-ductile shear zone in Shaanxi province and metallogenic tectonic dynamics[ J ]. Geology in China, 29(1): 58 ~ 66( in Chinese with English abstract ).
- Feng J Z, Wang D B, Wang X M, et al. 2003. Geology and metallogenesis of Liba Large-size gold deposit in Lixian, Gansu Province[ J ]. Mineral Deposits, 22(3): 257 ~ 263( in Chinese with English abstract ).
- Hu Z G, Qian Z Z, Yan G M, et al. 1994. Structure of detachment-metamorphic complex core and metallization[ M ]. Xi'an: Shaanxi Tech. Pub. House. 85 ~ 106( in Chinese with English abstract ).
- Hu R Z, Li C Y and Ni S J. 1993. A study on the genesis of  $\Sigma\text{CO}_2$  hydrathermal fluid in U-deposit of granite type in Huanan area[ J ]. Science in China(B), 23(2): 189 ~ 196.
- Huang D H, Wu C Y, Du A D, et al. 1994. Re-Os isotope ages of molybdenum deposit in east Qinling and their significance[ J ]. Mineral Deposits, 13(3): 221 ~ 230( in Chinese with English abstract ).
- Luo M J, Wang H Z, et al. 1991. Conspectus of gold deposit in Henan province[ M ]. Beijing: Seismic Press. 104 ~ 169( in Chinese ).
- Luo M J, Lu X X, Zheng D Q, et al. 1995. Fluid, granite and deposit [ J ]. Henan Geol., (4): 253 ~ 260( in Chinese with English abstract ).
- Lu X X. 1989. Discussion on the control condition of gold deposits in Xiaoqinling area[ A ]. In: Abstract of the fourth conference on mineral Deposit in China[ C ]. 249 ~ 250( in Chinese ).
- Lu X X, Xiao Q H, Dong Y, et al. 1996. Indosinian Shahe wan rapakivi granite in Qinling and its dynamic significance[ J ]. Science in China( D ), 39(3): 244 ~ 248.
- Lu X X. 1998. Tectonic evolution showed by the granites of Qinling[ J ]. Geoscience Progress, 13(2): 214 ~ 216( in Chinese with English abstract ).
- Lu X X, Yu X D, Dong Y, et al. 1998. Age of the gold deposits in Xiqinling-Xong'er shan area[ J ]. Mineral Deposits, 17(supp): 765 ~ 568( in Chinese with English abstract ).
- Lu X X, Yu X D, Dong Y, et al. 2002. critical-over critical fluid in the formation of gold deposit In Qinling-Xong'er shan area[ M ]. Gold Geol., 8(3): 1 ~ 6.
- Lu X X, Yu X D, Dong Y, et al. 2003. A study on the relationship between gold deposit and mantle fluid in Xiaoqinling-Xongershan area [ M ]. ( in Chinese, in press ).
- Li S M, Huang J J, Ju L Q, et al. 1996. Geology and forecast of gold deposit in Xiaoqinling area[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. ( in Chinese ).
- Li S M, et al. 1993. The enrichment rule of metallogenic condition of structure-alternating type of gold deposits and their metallogenic mode and forecast[ A ]. Thesis on gold deposits in Qinling and Dabieshan[ C ]. Beijing: Geol. Pub. House. 96 ~ 132( in Chinese ).
- Li S R, Li Q Z, Li W L, et al. 1997. Characteristic of fluid inclusion of

- Dongchuang lead and gold deposits in Xiaqingling[ J ]. *Gold Geol.*, 3(4):21~28(in Chinese with English abstract).
- Niu S Y, Hou Z Q and Sun A Q. 2001. The anti-gravity migration of metallogenic fluid from core and mantle [ J ]. *Earth Science Frontiers*, 8(3):95~101(in Chinese with English abstract).
- Ren F G, Li W M, Li Z H, et al. 1996. Geological condition for gold deposit formation and evolution mode on polyseeking of deposits in Xong'ershan-Yaoshan area[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. (in Chinese).
- Wang H Z. 1985. Palaogeographic map of China[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~283 (in Chineses).
- Wang Z G, Cui H, Xu M L, et al. 1997. Tectonic evolution and metalization on the southern margin of Huabei Block [ M ]. Beijing: Metallurgy Pub. House. 135~256 (in Chinese with English abstract).
- Wang P A, Chen Y C, Pei R F, et al. 1998. Metallogenic series, structure, metallogenic gyration and evolution of region deposit in Qinling orogen[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 81~83(in Chinese with English abstract).
- Wei J Y and Wang G Y. 1998. Isotope geochemistry[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 141p (in Chineses).
- Xue L W, Zhuo C M, et al. 1996. Reversal structure and mineralogy of Tongguo gold deposit in Xiaqingling[ M ]. Wuhan: China Univ. of Geoscience Pub. House. (in Chinese).
- Xu J H, He Z L, Xie Y L, et al. 1996. Geochemistry of metallogenic fluid of greenstone type gold deposit[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. (in Chinese).
- Xie Y H and Fan H R. 1991. Characteristic of enclaves in the gold deposits of explosion breccia in Qiyuguo Qinling and their application in evaluation of gold deposit[ J ]. *Gold*, 12(11):1~4(Chinese with English abstract).
- Xie G D. 1992. Research progresses on the transport forms and depositional mechanisms of gold[ J ]. *Geoscience*, 4, 8(3):357~363(in Chinese with English abstract).
- Yu X D, Lu X X and Dong Y. 1998. Characteristic of stable isotopes of the gold deposits in Xiaqingling-Xong'ershan area[ J ]. *Mineral Deposits*, 17(Supp.):817~820(in Chinese with English abstract).
- Zhang G W, Meng Q R, Liu S F, et al. 1997. Inner continental subduction along the south margin of the Huabei block and three-dimensional structure of the Qinling orogenic belt[ J ]. *Geol. J. China Univ.*, 3(2):129~143(in Chinese with English abstract).
- Zhang E P. 1993. Geology and tectonics of Qinling-Bashan area[ M ]. Beijing: Geol. Pub. House. 226~272(in Chinese with English abstract).
- Zhuo Z X, Li B L, Gou K H, et al. 1993. Genesis of gold(molybdenum) deposits on the southern margin of Huabei Block[ M ]. Beijing: Seismic Press. (in Chinese).
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王兰英. 1998. 豫西上官构造蚀变岩型金矿成矿过程的流体-岩石反应[ J ]. *岩石学报*, 14(4):529~541.
- 冯建忠, 邵世才, 汪东坡, 等. 2002. 陕西八卦庙金矿脆-韧性剪切带控矿特征及成矿构造动力学机制[ J ]. *中国地质*, 29(1):58~66.
- 冯建忠, 汪东坡, 王学明, 等. 2003. 甘肃礼县李坝大型金矿床成矿地质特征及成因[ J ]. *矿床地质*, 22(3):257~263.
- 樊文苓, 王声远, 吴建军. 1993. 低温热液中金-硅络合作用的实验标定[ J ]. *科学通报*, 38(10):933~935.
- 樊文苓, 王声远, 田弋夫. 1995. 金在碱性富硅热液中溶解和迁移的实验研究[ J ]. *矿物学报*, 15(2):176~183.
- 胡正国, 钱社志, 闫广民, 等. 1994. 折高-变质杂岩核构造与金矿[ M ]. 西安: 陕西科学技术出版社. 183~194.
- 胡瑞忠, 李朝阳, 倪师军. 1993. 华南花岗岩型铀矿床成矿热液中 $\Sigma$ CO<sub>2</sub>来源研究, 中国科学(B辑), 23(2):189~196.
- 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 等. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铀-钼同位素年龄及意义[ J ]. *矿床地质*, 13(3):221~230.
- 罗铭玖, 王亨治, 等. 1991. 河南金矿概论[ M ]. 北京: 地震出版社. 104~169.
- 罗铭玖, 卢欣祥, 郑德琼, 等. 1995. 流体花岗岩金矿[ J ]. *河南地质*, (4):253~260.
- 卢欣祥. 1989. 小秦岭金矿控制条件综述[ A ]. 第四届全国矿床矿床会议论文摘要汇编(上)[ C ]. 中国地质学会矿床地质专业委员会. 249~250.
- 卢欣祥, 肖辉辉, 董有, 等. 1996. 秦岭印支期沙河湾奥长环斑花岗岩及其动力学意义[ J ]. *中国科学(D)*, 26(3):244~248.
- 卢欣祥. 1998. 秦岭花岗岩揭示的构造演化过程[ J ]. *地球科学进展*, 13(2):214~216.
- 卢欣祥, 尉向东, 董有, 等. 1998. 小秦岭-熊耳山地区金矿时代[ J ]. *矿床地质*, 17(增刊):765~768.
- 卢欣祥, 尉向东, 董有, 等. 2002. 小秦岭-熊耳山地区金矿成矿的临界-超临界流体[ J ]. *黄金地质*, 8(3):1~6.
- 卢欣祥, 尉向东, 董有, 等. 2003. 小秦岭-熊耳山地区地幔流体与金矿关系研究[ M ]. 西安: 西安地图出版社. (待版).
- 黎世美, 黄建军, 瞿伦全, 等. 1996. 小秦岭金矿地质和成矿预测[ M ]. 北京: 地质出版社.
- 黎世美, 等. 1993. 熊耳山地区构造蚀变岩型金矿成矿地质条件富集规律, 成矿模式及远景预测[ A ]. 秦巴金矿论文集[ C ]. 北京: 地质出版社. 96~132.
- 李绍儒, 李强之, 李文良, 等. 1997. 小秦岭东闯铅-金矿床流体包裹体地球化学特征[ J ]. *黄金地质*, 3(4):21~28.
- 牛树银, 侯增谦, 孙爱群. 2001. 核幔成矿物质(流体)的反重力迁移-地幔热柱多级演化成矿作用[ J ]. *地学前缘*, 8(3):95~101.
- 任富根, 李维明, 李增慧, 等. 1996. 熊耳山-崆山地区金矿成矿地质条件和找矿综合评价模型[ M ]. 北京: 地质出版社.
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图册[ M ]. 北京: 地质出版社. 1~283.
- 王志光, 崔毫, 徐孟罗, 等. 1997. 华北地块南缘地质构造演化与成矿[ M ]. 北京: 冶金工业出版社. 135~256.
- 王平安, 陈毓川, 裴荣富, 等. 1998. 秦岭造山带区域矿床成矿系列, 构造, 成矿旋回与演化[ M ]. 北京: 地质出版社. 81~83.
- 魏菊英, 王关玉. 1988. 同位素地球化学[ M ]. 北京: 地质出版社. 141页.

#### 附中文参考文献

- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律[ M ]. 北京: 地震出版社. 72~155.



- 薛良伟, 周长命, 等. 1996. 小秦岭桐沟金矿反转构造及找矿矿物学 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 徐九华, 何知礼, 谢玉玲, 等. 1996. 绿岩型金矿成矿流体的地球化学 [M]. 北京: 地质出版社.
- 谢奕汉, 范宏瑞. 1991. 祁雨沟爆破角砾岩型金矿包体特征及其在金矿评价中的应用 [J]. 黄金, 12(11): 1~4.
- 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.
- 尉向东, 卢欣祥, 董有. 1998. 小秦岭—熊耳山地区金矿的稳定同位素地球化学特征 [J]. 矿床地质, 17(增刊): 817~820.
- 张国伟, 孟庆仁, 刘少峰, 等. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带现今三维结构 [J]. 高校地质学报, 3(2): 129~143.
- 张二册. 1993. 秦巴及邻区地质—构造特征概论 [M]. 北京: 地质出版社. 226~272.
- 周作侠, 李秉伦, 郭抗衡, 等. 1993. 华北地台南缘金(铂)矿床成因 [M]. 北京: 地震出版社.

## Characteristics of Ore-forming Fluids in Gold Deposits of Xiaoqinling-Xiong' ershan Area

Lu Xinxiang<sup>1,2</sup>, Yu Xiangdong<sup>2</sup>, Yu Zaiping<sup>3</sup> and Ye Anwang<sup>4</sup>

(1 Henan Geological Survey, Zhengzhou 450007, Henan, China; 2 Henan Institute of Geological Sciences, Zhengzhou 450003, Henan, China; 3 Department of Geology, North west University, Xi' an 710069, Shanaxi, China; 4 Bureau of Geology and Mineral Resources of Lingbao City, Henan Province, Lingbao 472500, Henan, China)

### Abstract

This paper has summed up systematically characteristics of ore-forming fluids and ore-forming processes as well as features of such stable isotopes as S, Pb, O and C in gold deposits of Xiaoqinling-Xiong' ershan area, and pointed out that the ore-forming fluids are actually mantle fluids. The migration of fluids was from south to north and from the depth to the shallow part rather than from Wenyu granitic body in the north. New age data show that the ore-forming processes of most gold deposits took place in Indosinian epoch, whereas Yanshanian was another ore-forming epoch superimposed upon the Indosinian epoch. Geophysical data reveal that in this area mantle upheaval occurred. Hence the gold deposits were formed at the shallow part of the crust during the upward migration of mantle fluids due to the mantle upheaval and mantle plume. The ore-forming processes had nothing to do with Yanshanian granites.

**Key words:** geochemistry, mantle fluid, stable isotope, direction of fluid migration, ore-forming process of Indosinian epoch, Xiaoqinling-Xiong' ershan area

## “峨眉地幔柱及其资源环境效应”学术研讨会在成都召开

2003年10月13~15日,由中国地质学会矿床专业委员会、中国矿物岩石地球化学学会矿床地质专业委员会、中国地质科学院矿产资源研究所发起并组织,由四川省地质矿产勘查与开发局、云南省会泽铅锌矿、福建紫金矿业公司及国家973项目“大规模成矿作用及大型矿集区预测”项目办共同承办的“峨眉地幔柱及其资源环境效应”学术研讨会在四川省成都市召开。涂光炽院士、翟裕生院士、刘宝院士及108位专家学者参加了此次会议。四川省国土资源厅、四川省地质矿产勘查开发局、四川地质学会及成都理工大学等各方领导到会祝贺。会议期间,共有36位代表作了学术报告。

峨眉地幔柱是世界上发育良好、影响巨大、保存良好的地幔柱之一,它对于中国古生代与中生代之间地质历史的演化具有极其深刻的影响。本次研讨会是国内举行的第一次关于峨眉地幔柱问题的专题讨论会,旨在通过对峨眉火成岩省的地质特征和形成机制等方面的研讨,探索峨眉地幔柱的性质、结构、形成、演化及其对于资源、环境、古地理、古生态、地球化学场和地球物理场等方面所产生的影响,进一步揭示地幔柱体制下地球动力学对于成矿作用、构造发展和生命演化的意义,推动我国的地幔柱研究。

(矿产资源研究所 王登红 毛景文)