

南秦岭凤县八方山—八卦庙 Pb—Zn 与 Au 矿化的共生/共存关系研究

李强1),薛春纪2),刘淑文1),王晓虎1)

- 1)长安大学成矿作用及其动力学国土资源部开放实验室,资源学院,西安,710054;
- 2)中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室,地球科学与资源学院,北京,100083

内容提要: 南秦岭晚古生代凤县—太白盆地是在扬子地台北缘早古生代被动大陆边缘发展起来的具裂陷性质的盆地,处在秦岭微板块当中,在盆地内既产有八卦庙超大型金矿也产有八方山—二里河大型铅锌矿床,是铅锌与金矿床共生/共存的—个典型地区。两种矿床在地质背景、产出层位和成矿特征等方面具有某些关联,铅锌矿层产在中泥盆统古道岭组灰岩与上泥盆统星红铺组变泥质岩过渡层位的铁白云石—钠长石—硅质热水沉积岩系中,金矿体位于上泥盆统星红铺组底部,由含石英细脉多期变形的蚀变钠长石、铁白云石粉砂岩等热水沉积岩系构成。硅同位素组成反映金矿床中存在两类不同来源的硅,一类是钠长石岩和顺层石英细脉的硅同位素组成(δ³0 Si = -0.40%e~-0.32%e),与铅锌含矿层中硅质岩的硅同位素组成相似,硅质与热水沉积作用相关,另一类是金矿体中的穿层石英脉,其硅同位素反映硅来自晚期岩浆流体;铅锌矿床硫化物中硫同位素(δ³4 S = 6.03%e~16.88%e)反映硫主要来自海底热水沉积,形成于盆地早期开放体系;金矿石中硫化物硫同位素组成(δ³4 S = 4.10%e~15.40%e)反映硫主要为地层硫,形成于盆地晚期半封闭—封闭体系;铅同位素组成反映盆地内由西坝岩体—→泥盆系地层—→铅锌矿石—→金矿石铅同位素演化有幔源成分减少,壳源成分增加的趋势;氢、氧同位素数据揭示出铅锌矿成矿流体中的水来自于大气降水,金矿则具多源性,包括岩浆水、大气降水和变质水。研究认为泥盆纪海底热水沉积作用形成了铅锌矿层的主体,也使金(银、铜)在热水沉积岩系中明显富集,而中生代造山过程中的构造—流体作用使金矿体定位。金与铅锌的共生/共存关系,受控于这种成矿地质过程及流体化学、物理化学演化。金与铅锌的这种时空关系可作为已知矿床深部勘查和外围找矿的依据。

关键词:南秦岭;铅锌矿;金矿;流体特征;共生关系

在国内外许多造山带盆地中,沉积岩容矿的Pb—Zn 矿床常见,随着对其勘查和开采,在近期,于相同沉积岩系的不同层位发现沉积岩容矿的金银矿床,例如辽宁青城子铅锌矿,早先作为Pb—Zn 矿开采,20世纪80年代末,在Pb—Zn 含矿岩系内发现高家堡子大型银矿和小佟家堡子大型金矿床,并已勘探开发。

南秦岭凤(县)—太(白)矿田位于秦岭泥盆系铅锌、金、银、汞、锑多金属成矿带中段,是中国重要的多金属矿化集中区之一。20世纪60年代以来,在泥盆系内相继发现了铅硐山、八方山—二里河、银母寺、银洞梁等大、中型铅锌矿(祁思敬等,1991;王俊发等,1991;王集磊等,1996;方维萱,1999);80年代后,随着双王和八卦庙等大型—超大型金矿的发现,本区的金矿床研究又有了突破性的进展(李文

亢等,1993;韦龙明等,1994,2004;张复新,1997;吴烈善等,1999;方维萱,2000;刘方杰等,2000;王学明等,2001)。人们注意到本区铅锌矿均产于中泥盆统古道岭组(D₂g)灰岩和热水沉积岩顶部的硅质岩中,金矿则赋存在上泥盆统星红铺组(D₃x)海相细碎屑岩及热水沉积岩系中;从赋矿层位的纵向上看,金矿位于铅锌矿层之上数十米范围内,就矿床横向空间位置而言,八卦庙金矿距八方山铅锌矿床仅几千米距离,距银母寺铅锌矿床也不足十千米(注:丝毛岭金矿较八卦庙更靠近八方山铅锌矿,但由于缺少同位素测试数据且规模较小,故此未作对比讨论)。金与铅锌这种共生/共存关系是偶然的?还是有其必然的内在联系?这将直接关系到找矿工作的有效性。目前对本区矿产研究多集中在热水沉积和晚期改造成矿作用等方面,对金与铅锌这两类矿

注:本文为中国地质调查局重点科技项目(编号200313000063)和教育部优秀青年教师资助计划项目的成果。

收稿日期:2006-05-10;改回日期:2006-11-16;责任编辑:章雨旭。

作者简介:李强,男,1972 年生,在读博士。从事矿产资源评价与预测研究。Email:liq2000@163.com。

床共生/共存关系和机理研究相对较少。汪东坡等进行过有益的探索,认为造成金同铅锌共生和分离的原因是成矿流体的化学成分和流体流动循环方式所决定(汪东波等,1998,1999,2001;汪东波等,1999)。本文结合八卦庙金矿床和八方山铅锌矿床的矿床地质、地球化学研究,进一步探索金与铅锌矿化共生/共存的关系,为造山带盆地有色一贵金属矿产勘查提供依据。

八方山铅锌矿床及八卦庙金矿床 形成的地质环境

八方山铅锌矿与八卦庙金矿产于南秦岭凤(县)一太(白)热水沉积盆地内。凤一太盆地是南秦岭泥盆系裂陷盆地的组成部分,位于中秦岭海西褶皱带。盆地北部基底由丹凤群火山岩系组成,南部基底为寒武系一志留系的正常沉积岩系,盆地基底岩系为震旦系下古生界火山碎屑岩沉积。受佛坪隆起和凤县一成县基底隆起隔挡影响,盆地南西深,北东浅。盆地内出露地层主要为泥盆系,另有石炭系、二叠系地层局部出露。镇安一板岩镇断裂和凤镇一山阳断裂分别控制盆地的南北界,核桃坝一王家楞、太白河一二郎坝、三里河一西河断裂均为盆地内部的同生断裂(图1),区域构造线方向为 NWW向。西坝岩体为盆地内出露最大的岩体,从西坝岩

体向西断续有中、酸性岩脉和小岩体产出。盆地内矿产以金矿和铅锌矿为主,另外还有铜和银矿。

2 矿床地质特征

2.1 八方山铅锌矿床

八方山铅锌矿位于凤县—太白矿田西部偏北侧。矿区出露的地层主要为中泥盆统古道岭组(D₂g)和上泥盆统星红铺组(D₃x),两者整合接触。矿区构造主要表现为褶皱和断裂,矿体产在古岔河—殷家坝复式向斜带北翼的次级褶皱尖端山—八方山背斜中(图 2b)。区内岩浆活动弱,仅见一些石英斑岩和石英闪长玢岩脉顺层或沿裂隙带充填。

含矿带分布于古道岭组灰岩与星红铺组千枚岩过渡层位的硅质岩层中,矿体与顶底板岩层整合接触,硅质岩层厚1~30m,延伸约7km。矿体形态主要为似层状、透镜状。

矿石成分较简单,主要原生金属矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿,其次有黄铁矿,少量毒砂,黝铜矿等,非金属矿物主要是石英、铁白云石、方解石、绢云母和少量绿泥石等。

2.2 八卦庙金矿

八卦庙金矿床位于秦岭造山带中部凤县—太白

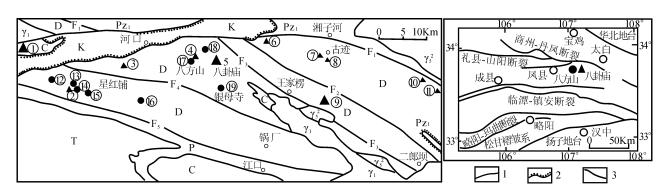


图 1 凤县—太白矿田地质矿产分布及构造位置图

Fig. 1 Distribution of geologic — mineral resources and structural position map of the Fengxian—Taibai orefield K—白垩系;T—三叠系;C—石炭系;D—泥盆系;Pz₁—下古生界; γ_1 —太古代花岗岩; γ_5^2 —燕山期花岗岩;●—铅锌矿床;▲—金矿床;1—地质界线;2—不整合面;3—断裂,断裂名称: F_1 —湘子河—黄柏塬断裂; F_2 —修石岩—观音峡断裂; F_3 —王家楞—二郎坝断裂; F_4 —倒回沟—柘梨园断裂; F_5 —酒奠梁—江口断裂;矿床名称:①庞家河;②谭家沟;③青崖沟;④丝毛岭;⑤八卦庙;⑥大沟;⑦古迹;⑧马槽沟;⑨双王:⑪ 红水河;⑪ 老铁厂;⑫ 银洞梁;⑬ 峰崖;⑭ 手攀崖;⑮ 铅硐山;⑯ 苇子坪;⑰ 八方山;⑱ 长沟;⑰ 银母寺

K—Cretaceous; T—Triassic; P—Permian; C—Carboniferous; D—Devonian; Pz_1 —Lower Paleozoic; γ_1 —Archean granite; γ_5^2 —Yanshanian granite; \bullet —Pb—Zn ore deposits; \blacktriangle — gold ore deposits; 1—line of geological limitation; 2—unconformity interface; 3—fault; fault names: F_1 —Xiangzihe—Huangboyuan; F_2 —Xiushiyan—Guanyingxia; F_3 —Wangjialeng—Erlangba; F_4 —Daohuigou—Zheliyuan; F_5 —Jiudianliang—Jiangkou; names of mineral deposits: ① Pangjiahe; ② Tanjiagou; ③ Qingyagou; ④ Simaoling; ⑤ Baguamiao; ⑥ Dagou; ⑦ Guji; ⑧ Macaogou; ⑨ Shuangwang; ⑩ Hongshuihe; ⑪ Laotiechang; ② Yindongliang; ③ Fengya; ④ Shoupanya; ⑤ Qiandongshan; ⑥ Weiziping; ⑦ Bafangshan; ⑱ Changgou; ④ Yinmusi

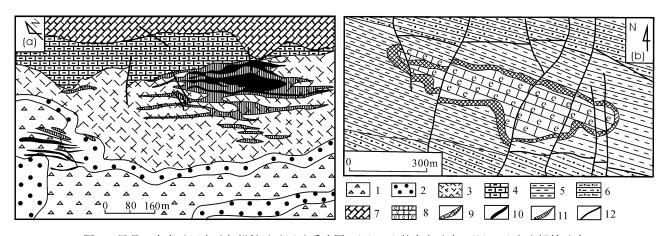


图 2 凤县—太白矿田金矿与铅锌矿矿区地质略图:(a)—八卦庙金矿床;(b)—八方山铅锌矿床

Fig. 2 Geological map of gold deposit and lead—zinc deposit in the Fengxian—Taibai ore-field; (a)—Baguamiao gold deposit; (b)—Bafangshan lead—zinc deposit

上泥盆统星红铺组:1一粉砂质铁白云石千枚岩夹灰岩;2一大理岩、灰岩局部千枚岩;3一斑点状铁白云石千枚岩;4一大理岩、灰岩夹钙质千枚岩;5一绿泥石绢云母千枚岩;6一含黄铁矿、绢云母、方解石千枚岩;中泥盆统古道岭组:7一结晶灰岩;8一生物碎屑灰岩、含生物灰岩;9一铅锌矿体;10一金矿体;11一蚀变带;12一断层

Upper Devonian Xinghongpu Formation: 1—silty ankeritic phyllite intercalated with limestone; 2—marble, limestone and phyllite; 3—macle ankeritic phyllite; 4—marble, limestone intercalated with calcareous phyllite; 5—chlorine—sericitizationed phyllite; 6—pyrite—sericite—calcite-bearing phyllite; Middle Devonian Gudaoling Formation: 7—cryatallined limestone; 8—bioclastic limestone; 9—lead—zinc deposit; 10—gold deposit; 11—alteration zone; 12—fault

可田北西缘。矿区出露地层主要为中泥盆统古道岭组(D₂g)上岩段和上泥盆统星红铺组(D₃x)下岩段。古道岭组上岩段为中厚层灰岩、含炭灰岩夹少量铁白云石千枚岩,星红铺组下岩段为一套浅变质细碎屑岩,岩性为斑点状铁白云质粉砂质千枚岩、条带状铁白云质千枚岩等。矿区内古道岭组与星红铺组呈断层接触。矿区构造主体表现为断裂和褶皱,矿体产在 NWW 向苏家沟一空棺沟复式向斜西端北翼的次级倒转复式向斜的北翼。矿区内断裂主要为 NW 向和 NE 向(图 2a)。

区内岩浆活动弱,仅东南部有印支晚期—燕山早期西坝中酸性岩体和其他几个小岩体。但普遍发育有燕山期花岗斑岩、闪长玢岩、辉绿岩和印支期煌斑岩等岩脉。

八卦庙金矿的容矿岩石主要有斑点状铁白云质 粉砂质绢云千枚岩、粉砂质绢云千枚岩、含钙质铁白云质粉砂质千枚岩、条带状大理岩。另外,局部还发现有含黄铁矿、磁黄铁矿千枚岩、黑云母钠长石岩(图3)。矿区内与热水沉积作用相关的岩石类型主要有两类,一为含铁白云石条带硅质岩,另一类是钠长石岩。含铁白云石条带硅质岩与成矿关系密切,多分布于矿体外侧,白色一灰白色,具有纹层构造。它与在矿田内八方山、银母寺等铅锌矿床中所见到并已证实的硅质岩类岩石学性质十分相似。钠长石

岩呈透镜状产出,具有块状、纹层状构造,仅见于矿床北部,与桐木沟锌矿床石英钠长石岩类相比(薛春纪,1997)含 MgO、FeO、 K_2O 、 TiO_2 较高, CaO 略低,SiO₂、 Al_2O_3 、 Na_2O 比较接近,反映了形成环境的差异。

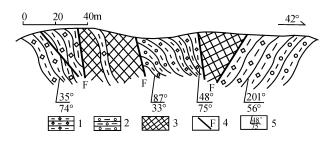


图 3 八卦庙金矿体素描图(1340 中段,72CM)

Fig. 3 Sketch map of the Baguamiao gold orebody (1340 level, 72 ort)

1—褪色化含铁白云石千枚岩;2—斑点状千枚岩;3—金矿体; 4—脆性断裂;5—产状

1—fading ankerite-bearing phyllite; 2—maculose phyllite; 3—gold deposit; 4—fragile fault; 5—occurrence

原生金矿石类型主要有石英脉型和蚀变碎裂岩型两类,金矿物种类以自然金为主。自然金的嵌布形态主要为晶间金,其次为裂隙金和包体金。矿石中主要金属矿物为黄铁矿、磁黄铁矿,少量黄铜矿、闪锌矿、方铅矿和褐铁矿等。脉石矿物为石英、组云

母、方解石、铁白云石和少量钠长石、电气石。

金矿区石英脉与金矿化关系最为密切,石英脉 按产状分为两类,即顺层脉和节理脉(裂隙脉)。顺 层脉走向与地层走向一致或呈小角度相交,为 NWW 向;脉体呈白色、灰白色,脉体相对较粗大,厚 度在5~30cm;在走向上厚度、形态、产状变化大,并 与地层同步褶皱,局部呈不规则团块状、囊状产出。 节理石英脉主要沿 NE 向裂隙充填,与地层走向近 于直交,脉体宽度多在1~3cm,沿走向延伸很远(图 4)。从成因上分析,顺层石英脉可能是由富硅质的 沉积岩在成岩或后生变质过程中,受热动力作用 "活化"而来。而裂隙石英脉是伴随晚期岩浆活动、 构造运动的产物,岩浆活动可能为其提供了大量的 外来 SiO;;穿插关系反映顺层石英脉形成较早,裂 隙石英脉形成较晚,时间可能与区域岩浆活动同期。 实测顺层石英脉 Ar-Ar 法坪年龄为 232.58 ± 1.59 Ma, 等时线年龄为 222. 14 ± 3. 45 Ma(冯建忠等, 2002), 裂隙石英脉 Ar-Ar 法坪年龄为 131.91 ±0.89 Ma, 等时线年龄为 129. 45 ± 0. 35 Ma(邵世才等, 2001),也说明两者是不同时代不同方式形成的。

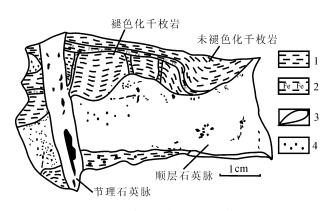


图 4 八卦庙金矿典型金矿石素描图
Fig. 4 sketch map of the Baguamiao gold ore
1—千枚岩;2—含铁白云石千枚岩;3—石英脉;4—金属硫化物
1—phyllite; 2—ankerite-bearing phyllite; 3—quartz vein;
4—metallic sulphide

2.3 金矿与铅锌矿床宏观地质关系

八方山铅锌矿产于中泥盆统古道岭组灰岩与上泥盆统星红铺组细碎屑岩过渡层位中的热水沉积硅质岩系中,八卦庙金矿赋存于上泥盆统星红铺组海相细碎屑岩及热水沉积岩系中,金矿化层处在铅锌矿含矿层之上约数十米(图 5);平面上,八卦庙金矿距八方山铅锌矿床仅5km。而且在八卦庙金矿的矿体中发现有铅锌矿化,在八方山铅锌矿中也存在有银、金、铜的矿化异常。结合两类矿床成矿时代与成

矿环境可以看出:铅锌矿床产在碳酸盐台地边部,地 层层序位于碳酸盐顶部向细碎屑岩过渡的部位,金 矿床则位于碳酸盐台地边缘细碎屑岩的底部;铅锌 矿床的主期成矿应在泥盆纪,印支一燕山期 Pb—Zn 矿层受改造;金矿床的主期成矿明显要晚于铅锌矿 床,其成矿作用主要发生在印支晚期—燕山早期,从 而造成平面上金矿位于铅锌矿的外围,剖面上构成 上金下铅锌共生/共存关系。

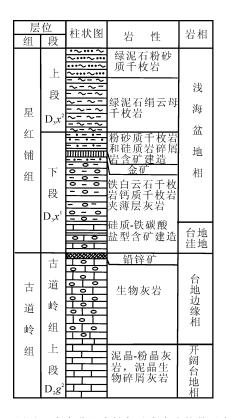


图 5 凤县—太白盆地岩性与矿产产出柱状示意图 Fig. 5 Columnar section of lithology and mineral resources in the Fengxian—Taibai basin

3 流体成矿地球化学

流体成矿地球化学记录着流体成矿过程。

3.1 硅同位素组成

不同方式形成的石英有不同的 δ^{30} Si值(Clayton等,1975;Douthitt,1982;丁悌平等,1994)。脉石英和硅化岩石因其在自然界分布广泛,产出地质环境多样而受到研究者广泛重视。据丁悌平(1994)、Douthitt(1982)、Allenby(1954)等研究,各类脉石英 δ^{30} Si值变化范围为0.7%~-1.5%,集中于0.7%~-0.9%;硅化岩石的 δ^{30} Si值变化范围为1.1%~-0.5%,均反映了硅来源的多样性。生物成因硅质

岩 δ^{30} Si变化在 -1.1% $\sim 1.7\%$ 之间;低温地下水中自生石英 δ^{30} Si值的变化范围 1.1% $\sim 1.4\%$;热水沉积硅质岩的 δ^{30} Si介于 -1.5% $\sim 0.8\%$ 之间;成岩过程中的次生石英,其 δ^{30} Si介于 -0.2% $\sim 0.3\%$ 之间;火山喷发—化学沉积硅质岩 δ^{30} Si变化范围为 -0.4% $\sim -0.5\%$ 。

八卦庙金矿钠长石岩和顺层石英脉中的 δ^{30} Si平 均值为 -0.40% ~ -0.32% (朱宏洲,1998),八方 山一二里河铅锌矿硅质岩的 δ^{30} Si平均值为 -0.38‰ (丁悌平,1994),两者非常相似。均分布在热水来 源和生物成因硅质岩范围内,接近火山喷发一化学 沉积硅质岩,同本区海底热水沉积成因硅质岩的 Si 同位素值 δ^{30} Si变化范围在 -0.3% ~ +0.6% (薛春 纪,1997)接近,而与正常海相沉积的硅质岩(δ^{30} Si =0.3%~~2.5%)相差较大。说明八卦庙金矿顺层 石英脉中的 SiO, 与八方山铅锌矿硅质岩中的 SiO, 有共同的来源,可能反映出铅锌矿床热水沉积硅质 岩中 Si 与金矿床中钠长石及顺层石英脉中 Si 具有 同源性。全区及邻区研究表明(薛春纪,1997),硅 质岩和钠长石岩以热水沉积成因为主,根据冯建忠 等(2002)测得的 Ar-Ar 年龄,顺层石英脉形成于印 支早一中期的区域变质作用阶段,顺层石英脉的成 因为动热变质脉,所以顺层石英脉硅同位素反映了 地层岩石中的硅同位素组成特征,硅可能来源于地 层中的热水沉积硅质岩。八卦庙矿床中裂隙石英脉 硅同位素(-0.1% ~0.1%)与顺层石英脉的组成 差别较大(图6),反映出两种不同产状脉石英的 Si 来源的成因差异。裂隙脉形成时代近于燕山期,此 时秦岭处于陆—陆碰撞褶皱造山阶段,构造运动引 发深部流体的侵入,裂隙石英脉的 δ^{30} Si值与岩浆热 液脉石英(如西华山黑钨矿石英脉矿床脉石英,东 坪金矿床石英脉) 硅同位素值(δ^{30} Si = -0.2‰ ~ 0.1‰)(丁悌平,1994)完全一致,反映了造山期岩 浆热流的特征,所以裂隙石英脉中的硅更可能来自 燕山期中酸性岩浆活动。

硅同位素组成揭示八卦庙金矿矿石中存在两类不同来源和时代的石英脉,顺层石英脉中硅质来源于热水沉积岩系地层,形成于印支早一中期;裂隙石英脉中硅质来自中一酸性岩浆流体,形成于燕山期。反映了金矿床的形成经历了动力变质一热液叠加的过程。同时金矿床顺层脉硅同位素与热水沉积铅锌矿床硅质岩硅同位素组成相似性可能反映了早期热水沉积作用对金成矿具有"矿胚"效应。

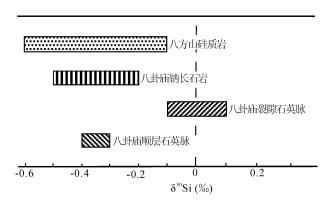


图 6 八卦庙金矿与八方山铅锌矿硅同位素分布区间 Fig. 6 Diagram showing silicon isotope composition of the Baguamiao gold deposit and the Bafangshan lead—zinc deposit

3.2 硫同位素地球化学

无论是八方山铅锌矿床还是八卦庙金矿床,硫 都与成矿有着密切的关系,八卦庙石英脉型金矿石 中的金属硫化物含量较高,蚀变千枚岩中含大量的 黄铁矿,对两个矿床硫同位素的研究有着重要的意 义。八卦庙金矿硫化物矿物 δ^{34} S变化范围在 4. 10%~15.40‰,平均值为11.30‰(韦龙明,1994;毛景 文等,2005),八方山铅锌矿床硫化物δ³⁴S变化范围 在 6.03% ~ 16.88%, 平均值为 8.4% (祁思敬等, 1993)。δ³⁴S变化总体趋势表现为铅锌矿较之金矿 δ^{34} S变化范围和均值小,反映了两类矿床硫化物沉 积环境和生物作用的差异,其可能原因是八方山铅 锌矿床的硫化物形成时,体系环境相对开放,生物还 原活动导致硫同位素生物还原分馏较大;而八卦庙 金矿床硫化物形成时体系环境相对闭塞,生物还原 活动与海水硫酸盐的剩余量呈反相关,导致硫同位 素生物还原分馏较小。八卦庙金矿硫化物 δ^{34} S的平 均值黄铁矿>磁黄铁矿>白铁矿,表明硫同位素分 馏基本达到平衡,也可能反映成矿过程中,形成硫化 物的834S逐渐降低。八方山铅锌矿床同一硫化物在 矿石和围岩的δ³⁴S有明显差异,矿石中闪锌矿和方 铅矿的 δ^{34} S平均值分别为 8.5‰和 6.37‰(祁思敬, 1993),围岩中相应的两种矿物δ³⁴S平均值分别为 $13.01‰和8.82‰, 而黄铁矿<math>\delta^{34}$ S的矿石和围岩分别 是6.5‰和-5.95‰。也许证明铅锌矿床的硫同位 素分馏未能达到平衡,可能是由矿石与围岩的形成 环境不同或硫化物的硫源不一致引起。结合本区大 地构造演化背景和矿床形成时代可以认为成矿流体 从早到晚黄铁矿 δ^{34} S在增高,由于形成矿石矿物时 环境体系的差异导致硫同位素分馏平衡作用的不一致:铅锌矿中的硫形成于盆地早期开放的环境体系,海底热水喷流沉积作用提供了部分硫源,生物还原分馏作用导致沉积物δ³⁴S相对较小。八卦庙金矿中硫形成于盆地晚期半封闭—封闭的环境体系,其硫源主要为地层硫。

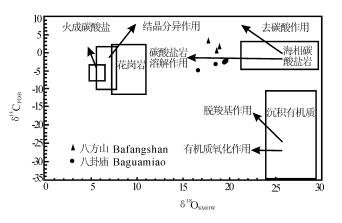


图 7 碳来源 δ^{18} O— δ^{13} C判别图解 Fig. 7 Classification of C—O isotope source

3.3 碳酸盐的 C、O 同位素组成

八卦庙金矿床矿石中铁白云石 δ^{13} C变化范围为 -1.91% ~ -4.87%, 平均值为 -2.43%, 低于海相碳酸盐岩(0.5% ± 1.65%), 与地幔碳酸盐 -5.1% ± 1.4% 比较接近, 可能指示成矿流体具有深源性质; δ^{18} O的变化范围在 + 16.64% ~ + 19.73%, 平均值为 + 19.45% (郑作平, 1994)。八方山—二里河铅锌矿区铁白云石 δ^{13} C变化范围为 + 0.04% ~

+0.79%, 平均值为 +0.28%, 相对八卦庙 金矿石中铁白云石 δ^{13} C值更接近于海相 碳酸盐岩中的方解石; δ^{18} O的变化范围在 +17.17% ~ +18.95%, 平均值为 +18.06%(祁思敬等, 1993)。大量研究证明 从寒武纪到新近纪海相成因碳酸盐岩的 δ^{13} C_{PDB}接近于零且基

本恒定不变,平均为

 $0. 56\%c \pm 1. 55\%c$

(Keith 等,1964),由此

可推断铅锌矿成矿过程中碳质来源于泥盆纪正常海相碳酸盐岩。在δ¹⁸ O_{SMOW}—δ¹³ C_{PDB}判别图上,八方山铅锌矿碳氧同位素组成数据均落在受海相碳酸盐岩溶解作用影响的氢氧同位素演化线上方;而八卦庙金矿样品投影点均落在氢氧同位素演化线下方。同时八卦庙金矿样品变化范围更大且偏向火成岩,表明受后期岩浆热液的影响相对明显。

3.4 铅同位素组成

地壳中不同圈层、不同地质环境具有不同的铅 同位素初始比值。矿床的物质来源不同,形成的地 质环境不同,矿床的铅同位素初始比值也就存在差 别。矿床的铅同位素组成可揭示铅的来源。据 Doe 和 Zartman (1974, 1981) 研究, 在地质历史进程中, 基本上只有三种广义的铅储库的存在,即地幔、上部 大陆地壳和下部大陆地壳,另外还有一种存在时间 相对较短的造山带环境,其铅同位素可被视为地壳 与地幔物质以不同比例混合的结果。将其他学者所 测得的本区泥盆系地层、西坝岩体和矿石铅同位素 组成进行综合对比(图8),八方山铅锌矿床矿石铅 同位素组成比较均匀和集中,与本区泥盆系沉积岩 石铅基本一致,而且矿石铅与沉积岩石铅同位素组 成形成很好的线性相关,在²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 图中,样品投影点均落在造山带演化线左侧附近;在 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb图中,绝大多数样品分布在 造山带演化线附近,可能指示成矿金属元素主要来 自沉积地层。八卦庙金矿石中硫化物铅同位素变化 较大,并与泥盆系沉积岩石铅差别大,在²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb图中,样品点分散于地幔、造山带 和上地壳演化线附近,但多数样品位于上地壳演化

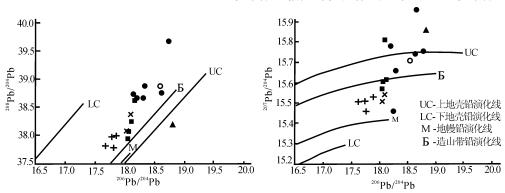


图 8 206 Pb/204 Pb—208 Pb/204 Pb和206 Pb/204 Pb—207 Pb/204 Pb投影图解
Fig. 8 Projection of Pb isotope of the Fengxian—Taibai basin
×—凤县—太白盆地泥盆系地层;●—八卦庙金矿石中硫化物;■—八方山铅锌矿石中硫化物;▲—钠长石岩;○—八方山闪长玢岩脉;+—西坝中酸性复式花岗岩体
×—Devonian stratum in the Fengxian—Taibai basin;●—sulfide of gold ore in the Baguamiao deposit;■—sulfide of lead—zinc ore in the Bafangshan deposit;▲—albite rock;

○—diorite porphyrite; +—Xiba neutral—acid composite granite

线两侧,反映了八卦庙金矿床的成矿金属的多来源性,其大部分是由地壳提供。总体上,本区由岩体-地层-铅锌矿-金矿铅同位素演化趋向于幔源成分减少,壳源成分增加。

3.5 成矿流体的 H、O 同位素组成

为确定成矿流体来源,我们利用两个矿床矿物 包裹体测温数据(表1)并综合八卦庙金矿床矿石中 石英包裹体(毛景文等,2005)与八方山铅锌矿矿石 中石英包裹体的氢、氧同位素组成(王集磊等, 1996),利用矿物—水氧同位素分馏方程(郑永飞 等,2000),求得成矿流体中水的 H、O 同位素组成变 化范围分别为:八卦庙金矿δ¹⁸O_{H,0}为 -4.94‰ ~ 15.40‰, δD 为 -53‰ ~ -118‰; 八方山铅锌矿 $\delta^{18}O_{H_{2}O}$ 为 -13.22% ~ -1.70%, δD 为 -68% ~ -76‰。显示金矿成矿流体 H、O 同位素组成在远 离雨水线的右侧,范围包括原生岩浆水,大气水和变 质水,反映成矿流体具有多源性;铅锌矿成矿流体 H、O 同位素组成处在雨水线下部附近, 且靠近雨水 线而远离原生岩浆水和变质水,表明其主体为经过 演化了的雨水或海水。铅锌矿床与金矿床在成矿流 体性质的差异清楚反映了 Pb—Zn 成矿流体是在沉 积地层中演化的雨水或海水,而金矿成矿流体则更 明显与后期(造山期)岩浆—构造流体有关。

3.6 小结

通过以上矿床同位素地球化学特征分析,八方山铅锌矿床与八卦庙金矿床在成矿物质、来源、成矿流体等方面既有内在联系又有差别。八方山铅锌矿具有南秦岭热水沉积型铅锌矿床的一般特征,矿床形成主要受控于泥盆系热水沉积作用,后期区域变质和动力作用对矿床有改造。而八卦庙金矿的形成经历同生期热水沉积形成矿胚、造山期构造热液作

用使矿床就位,各时期的地质作用对金成矿都有不同程度的贡献,泥盆系热水沉积作用是两个矿床成矿的先决条件,也是造成金矿床与铅锌矿床同盆共生的根本因素。

4 铅锌与金成矿共生/共存机理探讨

4.1 铅锌与金沉淀机理

金从热液中沉淀的机理是研究金矿床成矿机制 的关键。金在自然界中是一种稳定金属元素,不易 被氧化和还原,也不溶于大多数的酸、碱溶液。目前 研究者普遍认为在自然界低温系统中,金主要以金 硫络合物 {[Au(HS)₂]⁻、[Au₂(HS)S₂]²⁻}(Seward, 1973; Shenberger 等, 1989) 和金氯络合物 {[AuCl₂] - ,[AuCl₄] - }(Huston, 1989; Gammons, 1995) 形式存在。且以[Au(HS),] - 和[AuCl,] - 两 种配合物占绝对优势(毛华海等,1997)。无论是 [Au(HS),] · 还是[AuCl,] · 在热液中的稳定性是 与溶液的温度、压力、pH 值、Eh 值、氧逸度值(f_{o_0})和 总硫活度 $[a(\Sigma S)]$ 等物理化学条件密切相关。而 且通过实验室模拟试验,已经发现[Au(HS),] 在 相对还原、高温和中等pH值条件下的稳定性最强 (Seward,1973),[AuCl₂] 在相对氧化、高温和偏碱 性的条件下稳定(Gammons, 1995)。对于「Au $(HS)_2$] , 当溶液氧逸度下降, 以及总硫活度 $[a(\Sigma)]$ S)]减小时,将导致溶液中[Au(HS),]-不稳定而发 生金的沉淀。而造成总硫活度减小的主要地质作用 有:贫硫流体混合于含金溶液中、水岩反应或含铁矿 化发生硫化作用,硫化物从热液中析出沉淀、温度降 低等;对于[AuCl₂] $\overline{}$ 溶液,热液中 Cl $\overline{}$ 和 f_{o} 的降低 以及 pH 值升高,有利于金从热液中析出沉淀(吴厚 泽等,1997)。

表 1 凤县—太白盆地金矿与铅锌矿矿物流体包裹体测温数据

Table 1 The date of inclusion temperature of gold deposit and lead—zinc deposit in Fengxian—Taibai basin

地点	编号	测试矿物	产状	包体形态	包体 (μm)	$V_{\stackrel{\leftarrow}{=}}/(V_{\stackrel{\leftarrow}{=}}+V_{\stackrel{\rightarrow}{i}})$ (%)	均一温度 (℃)	平均温度(℃)	
八卦庙金矿	B69-3	石英	金矿石	气液两相	4 ~ 20	10 ~ 25	145 ~ 232	217	
	B69-1	石英	金矿石	气液两相	10 ~ 25	5 ~ 30	330 ~415	380	
	B74-3	石英	顺层脉	气液两相	2 ~ 8	10 ~ 20	184 ~ 265	233	
	B74-3	白云石	围岩	气液两相	2 ~ 5	20 ~ 30	230 ~ 310	265	
	B72-3	石英	金矿石	气液两相	4 ~ 15	10 ~ 20	320 ~416	370	
	B72-3	石英	金矿石	气液两相	5 ~ 20	60 ~ 80	187 ~ 244	240	
八方山	BBF-4	石英	顺层脉	气液两相	2 ~ 10	10 ~ 15	217 ~ 310	254	
铅锌矿	BBF-5	石英	裂隙脉	气液两相	2 ~ 10	5 ~ 15	240 ~ 295	275	

注:李强在长安大学流体包裹体实验室测试。测试仪器为 Leica-Linkam600-1500。

铅、锌都属于亲硫元素, 主要是以硫化物——方铅矿和闪锌矿形式出现。铅的氯化物络合物可能是铅在热液中的主要搬运形式,锌也主要以氯化物形式搬运,影响铅、锌沉淀的主要机制有温度下降、pH值变化、硫浓度的增加(刘英俊等,1986)。

4.2 热水沉积作用与铅 锌和金共生关系

自然界元素所处环境的 物化条件的改变是元素稳定 状态改变的外部原因。但即使处于相同外界条件,元素稳定性也不相同,这是由元素自身性质所决定。也就是说在某一条件下,只可能是某一(或几)种元素失去稳定而先沉淀(Pb、Zn 往往伴生出现就是很好的例证),其余仍处于稳定或亚稳定,直到这一条件改变。由于影响铅锌与金迁移和沉淀的控制因素不同,铅锌与金沉淀外界因素变化不是同时发生,通常情况下溶液中铅锌和金不会同时沉淀。

风太盆地热水沉积作用将盆地深部成矿元素带到盆地沉淀下来,各种元素是分别沉淀的,首先是Pb、Zn 的大量沉积和少量 Au、Ag 的沉积,随后是Au、Ag 的大量卸载沉淀。沉淀的时间和位置的差异可能是造成铅锌与金共生但却分离的一个原因。

4.3 凤太盆地金矿与铅锌矿成矿模式

泥盆纪时扬子板块与华北板块开始靠近,区域 应力表现为南北向主压应力和东西向主张应力,形 成了南秦岭泥盆纪的断陷盆地(包括凤太海盆)。 同时应力作用造成海盆内同生断裂活动强烈,促使 海水沿断裂系统向深部下渗,途中可能汇集了基底 岩层中封存的各种流体,最终形成热水对流循环系 统(图 9a)。在盆地内发育的热对流循环系统,具有 更强的水一岩反应,对金属矿物质具有更强的溶解、 淋取能力,随着萃取沉积柱与基底岩石中的成矿物 质不断加强,逐渐发展演化为高矿化度成矿热液 (图 9b)。由于盆地边缘同生断层的脉动式活动,导 致高矿化度热液间歇性地沿生长断层上升、喷发并 进入沉积盆地底部。含矿热液排出后即在喷口附近 沉淀,或者沿斜坡流动,并在局部洼地中停聚形成卤 水池。由于温度的进一步降低和密度的减小以及介 质的 pH、Eh 值发生变化导致金属络合物的分解,从 而使成矿物质沉淀。由于洼地较封闭,发生细菌还 原海水硫酸盐的作用,是溶液中还原硫增加,也促使 了铅锌物质的沉淀,形成富含金属硫化物的富厚矿 层(图9c)。华里西晚期一印支期,华北、秦岭及扬 子板块完成了俯冲碰撞,隆升造山的过程,区域构 造、流体活动强烈。流体活动主要是板块碰撞造山 过程中引发的一系列岩浆流体活动、构造运动引起 的动力改造热液以及区域变质作用产生的变质流体 活动。造山期构造作用对金矿与铅锌矿的成矿作用 完全不同,造山期是金矿的主要成矿和就位时期,同 生期海底喷流、热水沉积形成的矿源层,在本期发生 矿质活化、溶解、迁移,并有深部流体的加入,最终在 有利的构造部位聚集、沉淀,形成真正具有工业意义 的金矿床。铅锌矿床在造山期均遭受不同程度的改 造与变形,所以晚期造山运动对铅锌矿床起到了破坏作用。(图 9d)。

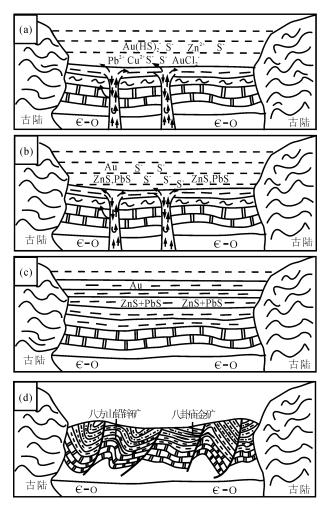


图 9 凤县—太白盆地金矿与铅锌矿演化模式图

Fig. 9 Evolution model of gold deposit and lead—znic deposit in the Fengxian—Taibai basin

4.4 讨论

金矿床与铅锌矿床的这种相伴相生、同盆共存的时空关系,并不是凤太盆地独有的现象,也不仅限于秦岭造山带盆地内。如位于凤太盆地西部的西成矿田,铅锌矿体均产于中泥盆统西汉水组(D₂x)的大理岩中,其上部层位安家岔组(D₂₊₃a)的细碎屑岩是金矿床的赋矿层位(田继孝,2004;冯建忠等,2005)。最近,在广东发现的富湾一长坑特大型金银矿床在空间上与铅锌矿共同分布在小于50km²的范围内,金矿体与银矿体就位于下石炭统梓门桥组上部,铅锌矿体产于下石炭统孟公坳组和石磴子组中(翟裕生等,1997),其赋矿层位也明显表现为金矿在上,铅锌矿在下的特点。由此可见,金矿与铅锌矿这种时空关系有着一定的普遍性。

笔者认为,虽然南秦岭凤太盆地的金矿与铅锌矿是在特定的大地构造背景之下特定时代的产物,与中国其他地区(如辽东早元古代裂谷中产出青城子铅锌矿)不同,但这些矿区都存在一个共性特征一即海底热水(喷流)沉积作用。正是由于海底热水(喷流)作用,地壳下部的富含成矿元素 Au、Ag、Pb、Zn、Cu等才能被带到盆底,发生初始的富集沉淀,形成最初的矿源层。而矿床的最终形成、改造与保存则取决于晚期地壳构造运动及其相关的成矿作用,这些作用决定了最终的矿床类型、矿床地质、地球化学特征。所以南秦岭凤太盆地这种金矿与铅锌(铜)时空演化模式可以作为一般性的勘查模式应用于其他地区的找矿勘探工作中。

5 主要认识

- (1) 凤太盆地中的八方山铅锌矿床与八卦庙金矿床的形成都与泥盆系热水沉积相联系,泥盆纪时的海盆内同生断裂活动引发的海底喷流和热水沉积作用造成了 Pb, Zn 的堆积和 Au 的初步富集(金矿胚),同时由于元素物理化学性质和温度、压力、氧逸度、pH 值等条件的差异,铅锌与金并未富集在相同层位而分离。
- (2) 伴随造山运动,构造一岩浆流体使 Pb—Zn 矿床受到改造,Au 进一步聚集于有利的构造部位。八方山铅锌矿受构造挤压应力作用控制,在挤压作用形成的褶皱转折端矿体就位。八卦庙金矿则是受韧一脆性剪切作用的控制,初始富集的矿源层在韧性剪切作用下活化、迁移至有利的脆性叠加部位而最终定位。
- (3) 凤太盆地金矿床与铅锌矿床的这种特殊的时空分布规律具有重要的理论意义和勘查找矿意义。在矿产勘查中,两类矿床的出现可互为标志,可作为一些已知矿区的深部勘查和外围找矿的新思路。

参 考 文 献 / References

- 丁悌平,蒋少涌,万德芳,等.1994. 硅同位素地球化学. 北京:地质出版社,79~82.
- 方维萱. 1999. 陕西铅硐山大型铅锌矿床热水沉积岩相特征. 沉积学报,17(1):44~50.
- 方维萱,黄转莹,刘方杰. 2000. 八卦庙超大型金矿床构造—矿物— 地球化学. 矿物学报,20(2):121~127.
- 冯建忠,汪东坡,王学明,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. 中国地质, 29(1):58~66. 冯建忠,汪东波,王学明. 2005. 西秦岭泥盆系 Au 背景值的确定、元
- 素地球化学特征及地质意义. 中国地质,32(1):100~106. 李文亢,方永安,石准立,等. 1993. 秦岭东部微细金矿成矿条件. 北

- 京:地质出版社,5~6.
- 刘方杰,贾润幸,郭健. 2000. 陕西八卦庙特大型金矿床成矿机理. 西北地质科学, 21(1);27~36.
- 刘英俊,曹励明,李兆麟,等. 1988. 元素地球化学. 北京:科学出版 社.
- 毛华海,张哲儒. 1997. 热液中金的沉淀机理研究综述. 地质地球化学,2.89~92.
- 毛景文,李晓峰,张荣华,等. 2005. 深部流体成矿系统. 北京:中国地质大学出版社,269~313.
- 祁思敬,李英. 1991. 秦岭泥盆纪铅锌成矿带. 北京: 地质出版社,124
- 祁思敬,李英,等. 1993. 秦岭热水沉积型铅锌(铜)矿床. 北京:地质出版社,49~70.
- 邵世才,汪东波. 2001. 南秦岭三个典型金矿床的 Ar Ar 年代及其地质意义. 地质学报, 75(1):106~110.
- 田继孝. 2004. 甘肃西成地区金矿地质特征及找矿方向. 黄金地质, 25(5):8~11.
- 汪东波. 1998. 金同铅锌矿化的分离及共生. 地质找矿论丛,13(4): 53~60.
- 汪东波. 1999. 喷流沉积与金矿化的关系. 地质与勘探,35(1):1~5. 汪东波,邵世才,徐勇. 1999. 金矿化过程中两个地球化学问题探讨. 地球科学,24(3):292~297.
- 汪东波,邵世才,刘国平,徐勇. 2001. 金与铅锌矿化的时空关系及应用. 矿床地质,20(1):78~84.
- 王集磊,何伯墀,李健中,等. 1996. 中国秦岭型铅锌矿床. 北京:地质 出版社,195~218.
- 王俊发,张复新,炎金才,等. 1991.秦岭泥盆系层控金属矿床.西安: 陕西科学技术出版社,2~71.
- 王学明,汪东波,邵世才,冯建忠,陈梦熊. 2001.陕西八卦庙金矿钠长石的成因.矿床地质,20(3):223~228.
- 韦龙明,曹远贵,王明良. 1994. 陕西八卦庙金矿床地质特征及成因分析. 见:刘东升主编. 中国卡林型(微细浸染型)金矿. 南京:南京大学出版社,286~305.
- 韦龙明,吴烈善.1999.秦岭造山带泥盆系金矿与铅锌矿关系研究.有 色金属矿产与勘查,8(6).393~395.
- 韦龙明,林锦富. 吴烈善. 2004. 凤县八卦庙特大型金矿热水沉积岩的 地质地球化学特征. 地质学报,78(6):829~835.
- 吴厚泽,苏惠娴. 1997. 高温高压气液相中金迁移形式的实验研究. 矿产与地质,11(5).330~335
- 吴烈善,韦龙明. 1999. 八卦庙超大型金矿地球化学特征及物源. 地质找矿论丛,14(4):62~68.
- 薛春纪. 1997. 秦岭泥盆纪热水沉积. 西安: 西安地图出版社,101~112.
- 翟裕生,张湖,宋鸿林,等.1997.大型构造与超大型矿床.北京:地质出版社,14~31.
- 张复新. 1997. 陕西双王金矿成矿作用及金的赋存状态研究. 西北地质,18(2):28~32.
- 郑永飞,徐宝龙,周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究. 地学前缘,7(2):299~320.
- 郑作平. 1994. 八卦庙金矿地质及稳定同位素研究,陕西地质, 12 (2):22-30.
- 朱宏州,郭健,安峥嵘. 1998. 陕西八卦庙金矿床硅同位素组成及地质意义,有色金属矿产与勘查, 7(6):326~329.
- Allenby R J. 1954. Determination of the isotopic ratios of silicon in rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, 5:44 ~48.
- Clayton R N and Steiner A. 1975. Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand. Geochimca et Cosmochimca Acta, 39(5):1179 ~ 1186.

Doe B R. 1974. The application of the lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evoluation; A review. Econ. Geol., $69:757 \sim 776$.

Douthitt C B. 1982. The geochemistry of the stable isotopes of silicon. Geoch. et Cosmoch. Acta, 46(8): 1449 ~1458.

Research on the Paragenesis (Coexist) Relationship of Lead—znic and Gold Mineralization in the Bafangshan—Baguamiao Deposit, Fengxian County, Southern Qinglin Mountains

LI Qiang¹⁾, XUE Chunji²⁾, LIU Shuwen¹⁾, WANG Xiaohu¹⁾

- 1) Open Laboratory of Mineralization Dynamics, Ministry of Land and Resources, Chang' an University, Xi' an, Shaanxi, 710054;
- Key Laboratory of Lithospheric Tectonics, Processes in Deep and Probing Technique, Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract

Lower Paleozoic Fengxian—Taibai basin in the southern Qinling Mountains was the fault basin which developed from Late Paleozoic passive continental margin, belonging to the northern margin of the Yangtze platform. The basin is located at the Qinling micro tectonic plate. In this basin there exist the Baguamiao super large gold deposit and Bafangshan—Erlihe large-scale lead—zinc deposit. It is the typical area where lead—zinc and gold deposits paragenesis (coexist). There are some relationships between two kinds of deposits in geological background, position and mineralizing characteristics, etc. The lead—zinc ore-bodies lie in ankerite—albite—silicon hydrothermal sediment rock series between calcareous rocks of the Middle Devonian Gudaoling Formation and metapelite of the Upper Devonian Xinghongpu Formation. The gold ore bodies are located at the bottom of the Upper Devonian Xinghongpu Fm., which is composed of hydrothermal sediment rock series, including alteration albite, ankerite siltstone that suffer multiple phases of deformation, and quartz stringer vein. The silicon isotopic data reflect there are two types of different origin silicon in gold ore bodies. One is albitite and bedding-parallel quartz stringer veins $(\delta^{30}\text{Si} = -0.40\% \sim -0.32\%)$, which is similar to the silicalite of lead—zinc ore-bearing beds. The silicon origin correlates with hydrothermal sediment. The other is transecting quartz vein in the gold ore bodies. The data reflect that silicon comes from magmatic fluid of the later period; The sulfur isotope data of sulfide in the lead—zinc deposit (δ^{34} S = 6.03 ~ 16.88 %) reflect that the sulfur mainly comes from the hydrothermal sediment and forms in the open system of early time basin; The sulfur isotope contents of sulfide in gold ore (δ^{34} S = 4.10 ~ 15.40‰) reflect that the sulfur are mainly from the strata and form at half seal—closed system of later period basin; The data of lead isotopic reflect the lead isotope evolution tendency of mantle material reducing and crust material increasing data indicate that the water of mineralization fluid in lead—zinc ore-bodies comes from meteoric water but the gold ore-bodies are characterized by multiple sourced water, including magma water, meteoric water and metamorphic water. It is concluded that the Devonian sea-bottom hydrothermal sediment formed the main part of lead—zinc orebeds and enriched obviously gold, silver and copper; then Mesozoic structure-fluid processes caused the gold orebodies allocation. The relationship of paragenesis between gold and lead—zinc is controlled by mineralization process, fluid chemistry and the physical—chemistry evolution. This temporal—spacial relationship of gold and lead—zinc can be regarded as the base for deep exploration and peripheral prospecting.

Key words: southern Qinling Mountains; lead—zinc deposit; gold deposit; fluid characteristic; paragenesis relationship