

文章编号: 1000-4734(2011)03-0578-09

云南保山核桃坪铅锌矿床同位素地球化学特征

高伟^{1,2}, 叶霖^{1*}, 程增涛^{1,3}, 杨玉龙^{1,2}(1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室 贵州 贵阳 550002;
2. 中国科学院研究生院 北京 100049; 3. 有色金属华东地质勘查局 江苏 南京 210007)

摘要:核桃坪铅锌多金属矿床是云南保山地块近年来所发现的一个大型多金属矿床。地勘工作显示该类型矿床在该区具备良好的找矿前景。对矿区围岩及矿石矿物的硫同位素组成、铅同位素组成与氢、氧同位素进行系统研究与对比,结果表明:矿床中的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 的变化区间较窄,在+2.9‰~+6.6‰之间,峰值集中于+4.5‰~+5.5‰,具有深部岩浆硫同位素组成特征;硫化物单矿物(闪锌矿和方铅矿)及矿石铅的铅同位素组成以高 μ 值和低放射性成因铅为特征,显示壳源铅的特征,暗示矿床成矿物质以壳源为主;与硫化物共生的石英 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 变化范围在+10.5‰~+12.1‰之间,平均值为+11.3‰,极差为1.6‰, $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为-109‰~-91‰,平均值为-100.8‰,极差为8‰,表明成矿流体主要来源于深部的岩浆水,可能遭受了后期的大气降水或者是底层建造水的混合。结合矿床地质特征,笔者认为本矿床的成矿物质主要与深部隐伏岩体有关,属于与深部岩浆热液活动有关的夕卡岩型矿床。

关键词:核桃坪;铅锌矿;同位素特征;矿床成因

中图分类号:P597;P618.4 文献标识码:A

作者简介:高伟,男,1985年生,硕士研究生,研究方向矿床地球化学。E-mail: gfb00@163.com

云南三江地区是我国重要的多金属成矿带,分布有大型-超大型铅锌多金属矿床多处(如呷村、金顶、澜沧老厂等),是我国重要的铅锌多金属矿床基地之一^[1]。其中,核桃坪铅锌矿区是近年来在三江南段保山地块内发现的又一个新的铅锌多金属矿集区。目前,在以核桃坪为中心约15 km的弧形矿化集中区内,已初步查明2个大型矿床,5个中小型矿床,10余个矿点,矿种涉及铅、锌、铜、金、银和铁等^[2]。尽管铅锌矿勘探工作取得很大进展^[3-4],但相对而言,矿床的地球化学研究却相对薄弱,对矿床的成因认识分歧甚大,包括:①沉积-热液改造型矿床,其热液改造因素与隐伏花岗岩有关^[3-5];②与花岗岩有关的夕卡岩型矿床,成矿物质来源于地层及隐伏岩体^[6,9,3,10];③与火山-喷流活动有关的VMS或Sedex型块状硫化物矿床,也存在岩浆结晶分异等多元矿化作

用^[11]。由于该区所处的大地构造位置特殊,经历的地质演化过程复杂,且迄今尚未揭露到中酸性岩体。因此,对“矿区成矿作用与隐伏花岗岩有关”的认识仍缺乏必要的证据。本文通过对矿床中硫化物单矿物硫和铅同位素及含矿与不含矿的石英的氢氧同位素地球化学的研究,结合矿床地质特征,探讨矿床成因。

1 矿区概况

核桃坪矿区位于云南省保山市正北约35 km处。矿区西起核桃坪,东到岩房,北至小尖山,南抵魏家大山,面积约12 km²。在构造背景上,矿区位于保山-永德褶皱束北部楔状体与北西向澜沧江断裂带的锐角交汇部位(图1),处于“三江”地区“蜂腰”的南侧散开端,其东部的澜沧江断裂是深切地幔的超岩石圈断裂^[12]。在成矿背景上,矿区处于保山微陆块和兰坪-思茅盆地的交接部位,属于“三江”蜂腰-东川和木里-潞西矿集区的一部分^[12-14]。

矿区主要出露地层由新到老为:第四系(Q)残坡积及洪冲积层;侏罗系中统(J₂)紫红色砂岩、泥岩、砾岩;三叠系中统(T₂)灰岩、白云质灰岩;

收稿日期:2010-11-09

基金项目:国家重点基础研究发展计划973项目(编号:2009CB421003);中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-436-2;KZCX2-YW-111-03);中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室项目

* 通讯作者, E-mail: yelin@vip.gyig.ac.cn

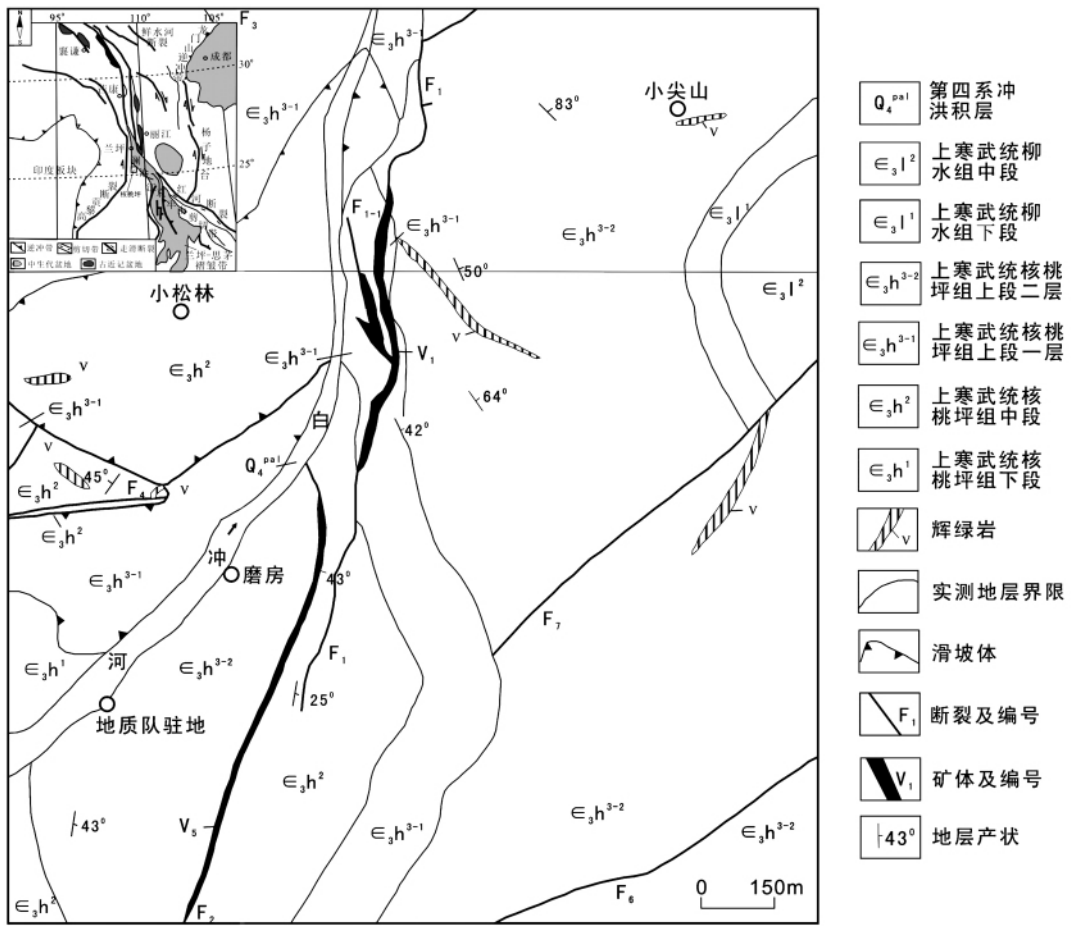


图1 保山核桃坪铅锌矿床地质图 (据云南第四地质大队资料^[17]修绘)

Fig. 1. Geological sketch map of the Hetaoping Pb-Zn deposit in Baoshan, Yunnan Province.

石炭系上统 (C₃) 紫灰色玄武岩,灰绿、灰黑色页岩;下统 (C₁) 灰色燧石灰岩、灰岩及泥质灰岩;泥盆系上统 (D₃) 灰黑色页岩;中统 (D₂) 泥质网纹状灰岩、泥质条带灰岩;志留系上统 (S₃) 桃红色泥质条带灰岩与白色纯灰岩互层,中统 (S₂) 泥质条带与网脉状灰岩,下统 (S₁) 灰黑色页岩夹粉砂岩;奥陶系 (O) 灰绿色粉砂岩、泥岩、变质页岩、泥质灰岩;寒武系的地层由上寒武统沙河厂组、核桃坪组和保山组地层组成。其中,寒武统保山组 (ε_{3b}) 为灰、灰绿及深灰色页岩、粉砂岩夹泥质条带灰岩或呈不等厚互层,厚度大于 500 m,主要分布于矿区的南侧;上寒武统沙河厂 (ε_{3sh}) 组以泥质灰岩夹板岩、页岩与粉砂岩互层,为矿区主要地层且分布广泛;上寒武统核桃坪组 (ε_{3h}) 是由白云质灰岩、泥质灰岩、钙质泥岩夹粉砂岩及页岩组成,本组岩性在矿集区内分布较为广泛。其中,核桃坪组和沙河厂组白云质大理岩、大理岩化灰岩及沿断裂产出的夕卡岩是铅锌多金属矿体的

主要赋矿围岩。

区内地质构造发育,褶皱主要为茅竹棚-核桃坪复背斜,轴向近南北,为短轴背斜,其核部地层为寒武系,两翼分别为奥陶系、志留系及泥盆系。其中,茅竹棚-核桃坪复背斜的次级褶皱构造白冲河背斜是主要控矿构造之一。受澜沧江深大断裂影响,区内断裂构造发育,主要有近南北向、北东向、北西向及近东西向四组。其中,主要的控矿断层为近 SN 向的 F₁₋₁ 和 F₂。目前,矿区出露的侵入岩仅为华力西期辉绿岩,多呈脉状、透镜状沿断层、层间破碎带及构造裂隙产出,规模较小,一般长几米至上百米,最长大于 1000 m,宽几厘米至几十米,最宽大于 150 m,出露面积一般几平方米至上千平方米,最大约 0.15 km²,该类岩石与铅锌矿化关系不明显,而与 Au 矿化关系密切,并以较高 Au 背景值为特征^[15]。地质地球物理资料显示,矿区深部可能存在中酸性隐伏岩体^[3,5]。

核桃坪矿集区为多矿种的矿床(点)聚集区,

各个矿点的分布都是围绕区内隐伏岩体及外接触带分布,涉及矿种有金、铅、锌、铜、铁等^[16]。其中核桃坪铅锌多金属矿集区由打厂凹、黑岩凹、椅子山、核桃坪、金厂河(隐伏)等多个矿段组成,而本文以核桃坪矿段为主要的研究对象。

依据朱余银^[18]研究显示核桃坪矿段的矿化带分布于白冲河背斜东翼,延长大于650 m,近南北向展布,经地表和少量中浅部工程揭露,共圈出铅锌矿体多个,以V号矿体最为重要,其中V₁矿体呈似层状产于F₁上盘及其断层破碎带中,在矿层的顶板或底板多能见到0.1~1.7 m不等的角砾岩或糜棱岩。矿体地表长590 m,最大倾斜延伸大于150 m。该矿体走向为186°左右,倾向为60°~80°,平均为76°,倾角多在30°~45°之间,平均为38°,其最大厚度为27.65 m,最小为0.52 m,一般在5~12 m,平均为8.14 m。矿体形态不规则,沿走向厚度变化较大(变化系数约为114%),而沿倾斜方向厚度变化较小(变化系数为61%),Pb+Zn品位达8%~12%;V₂矿体一般厚约3 m,产状与地层产状基本一致,矿体被尖灭现象明显,Zn、Pb和Cu的品位分别在7%~17%、0.5%~0.4%和0.5%;V₃矿体产于F₁断层的上盘薄层状、条纹状大理岩中,呈N30°~40°W和N40°~50°E展布,长约为60 m,延伸为40 m,厚度在3~10 m,Zn、Pb和Cu的品位分别为6%~14%、1%~3%和0.7%~1%。由于矿体受背斜东翼的F₁断层控制,呈南北向产在断裂带及层间裂隙带内的夕卡岩中,矿体多呈层状、似层状沿断裂断续产出,也有透镜状和脉状、不规则状矿体;沿倾向和走向(在平面上、剖面上)具膨大收缩、尖灭再现的现象。矿体在平面上、剖面上还具等间距左行斜列展布的特点。

矿床中矿石矿物硫化物以闪锌矿、方铅矿为主,次为黄铁矿、黄铜矿、方黄铜矿、斑铜矿、白铁矿等;氧化矿物以白铅矿、异极矿、菱锌矿、水锌矿为主,次为铅矾、硅锌矿、硫镉矿、褐铁矿、孔雀石等。脉石矿物主要为石榴石、透辉石、钙铁辉石、黑柱石、阳起石、透闪石、绿帘石、绿泥石、石英、方解石、重晶石以及萤石等。矿石的结构构造主要具粒状结构、交代结构和残余结构,且具稀疏-稠密浸染状、致密块状、条带状构造和脉状构造。

矿石类型有:夕卡岩型铅锌矿石;石英-方解石脉型铅锌矿石;含铅锌的黄铁矿矿石;浸染状铅锌矿石;氧化型锌铅(金)矿石。以夕卡岩型铅锌

矿石和石英-方解石脉型铅锌矿石为主。

常见的近矿围岩蚀变有夕卡岩化、硅化、大理岩化、方解石化、黄铁矿化和褐铁矿化等,局部地段可见角岩化,其中夕卡岩化、黄铁矿化、硅化、方解石化是主要蚀变,且与矿体的形成关系密切。

2 样品采集及分析测试方法

矿石、夕卡岩和大理岩样品采自核桃坪矿段不同中段的坑道中。分别对样品进行S、Pb、H和O同位素组成的测试。测试所用单矿物样品经分离粉碎至20~60目不等,在显微镜下手工挑选,单矿物纯度均在99%以上。

2.1 硫同位素分析方法

硫化物硫同位素分析是在中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室分析。黄铁矿、方铅矿和闪锌矿分别加不同比例的CuO(黄铁矿:CuO=1:8;闪锌矿:CuO=1:6;方铅矿:CuO=1:2)置于马弗炉内,在1000℃真空条件下反应15 min,将S氧化成SO₂,分析采用CF-IRMS同位素质谱仪,对同一样品重复测定2次,采用国际标准CDT,测定方法总精确度为0.2%。

2.2 铅同位素分析方法

硫化物单矿物样品用0.5 mol/L HCl和高纯水清洗,碳酸岩样品用高纯水清洗,然后在玛瑙研钵中磨到100目以下。在国土资源部中南矿产资源监督检测中心(宜昌)采用MAT262多接受器的热电离质谱计分析,测定采用静态模式,用标准样SRM981控制质谱计中的质量分馏,检测温度为20℃,检测湿度为30%,总体误差小于0.026%,大部分误差小于0.01%,而监控样品用NB981系列标准样。其铅同位素组成平均值²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb控制在2.1684±0.0012以内,²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb在0.91464±0.00035以内,²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb为0.059042±0.000040以内。

2.3 氢氧同位素分析方法

用于氢氧同位素测试样品经人工碎至适当的目数,并在双目镜下挑选至10 g,在国土资源部同位素地质重点实验室Finningan MAT 251质谱仪进行分析。石英内包裹体水的氢同位素组成(δD)测定用爆裂法获取水,并与金属锌反应生成H₂,氧同位素的分析误差为±0.2%,氢同位素分

表 1 核桃坪矿床硫同位素分析结果

Table 1. Sulfur isotope composition analysis from the Hetaoping Pb-Zn deposit

样品	采样地点	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$	样品	采样地点	矿物	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$
HTP08-16	88#大巷	黄铜矿	+5.2	HTP08-31	88#大巷	闪锌矿	+5.3
HTP08-35	88#大巷	黄铜矿	+4.7	HTP08-16	88#大巷	闪锌矿	+5.2
HTP08-81	88#大巷	黄铜矿	+5.6	HTP08-30	88#大巷	闪锌矿	+5.2
HTP08-161	88#大巷	黄铜矿	+5.5	HTP08-58	36#巷道	闪锌矿	+5.6
HTP08-23	88#大巷	黄铁矿	+5.0	HTP08-73	36#巷道	闪锌矿	+5.5
HTP08-26	88#大巷	黄铁矿	+4.5	HTP08-81	88#大巷	闪锌矿	+5.2
HTP08-10	88#大巷	方铅矿	+2.9	HTP08-100	50#巷道	闪锌矿	+5.7
HTP08-30	88#大巷	方铅矿	+4.0	HTP08-139	2048 平巷	闪锌矿	+5.0
HTP08-81	88#大巷	方铅矿	+3.2	HTP08-145	2048 平巷	闪锌矿	+6.6
HTP08-139	2048 平巷	方铅矿	+3.1	HTP08-161	88#大巷	闪锌矿	+5.3
HTP08-152	2048 平巷	方铅矿	+3.0	HTP08-165	88#大巷	闪锌矿	+4.7
HTP08-165	88#大巷	方铅矿	+3.2	HTP08-177	88#大巷	闪锌矿	+4.8
HTP08-177	88#大巷	方铅矿	+3.5				

注: 由中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室安宁分析。

析精度为 $\pm 2\text{‰}$ 相对标准为 V-SMOW。

3 分析结果

3.1 硫同位素

硫化物硫同位素分析结果如表 1 所示,核桃坪铅锌矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 属低正值范围,且变化范围较窄($+2.92\text{‰} \sim +6.57\text{‰}$),平均值为 $+4.69\text{‰}$,主峰在 $+4.50\text{‰} \sim +5.50\text{‰}$ (图 2),表明矿床中硫来源较为均一。整体上,矿床中闪锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 相对最高,变化范围在 $+4.73\text{‰} \sim +6.57\text{‰}$ 之间,平均值为 $+5.34\text{‰}$ 极差为 1.6‰ ;其次为黄铜矿,该类矿物 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围在 $+4.75\text{‰} \sim +5.57\text{‰}$ 之间,平均值为 $+5.24\text{‰}$ 极差为 0.9‰ ;黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 相对较低,变化范围在 $+4.5\text{‰} \sim +5.0\text{‰}$ 之间,平均值为 $+4.75\text{‰}$ 极差为 0.5‰ ;方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 最低,其变化范围在 $+2.9\text{‰} \sim +4.0\text{‰}$ 之间,平均值为 $+3.3\text{‰}$,极差为 1.1‰ 。

4.75‰,极差为 0.5‰;方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 最低,其变化范围在 $+2.9\text{‰} \sim +4.0\text{‰}$ 之间,平均值为 $+3.3\text{‰}$,极差为 1.1‰ 。

3.2 铅同位素地球化学特征

核桃坪铅锌矿床所测试的铅同位素结果见表 2,其中有 5 件样品为围岩样品,其余样品均为矿石硫化物单矿物样品(方铅矿,闪锌矿),从表中结果显示表明: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $18.21 \sim 18.46$,平均值为 $18.31 (n=16)$,极差为 0.25 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $15.70 \sim 15.96$,平均值为 $15.80 (n=16)$ 极差为 0.26 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $38.37 \sim 39.31$,平均值为 $38.70 (n=16)$,极差为 0.94 。由此可见,本矿床方铅矿及闪锌矿的铅同位素比值组成基本相似,极差均小于 1 ,数据比较集中,且变化范围较小,除闪锌矿中的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 2.3% 相对较高外,其他的均小于 1.6% 暗示矿床中的铅来源较为稳定。此外,本矿床的矿石样品(夕卡岩化含黄铁矿铅锌矿石)的铅同位素组成也与硫化物的铅同位素组成类似。

矿区寒武系核桃坪组地层(大理岩、泥质板岩和大理岩化板岩)的铅同位素组成比较分散,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $18.28 \sim 19.18$,平均值为 $18.77 (n=5)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $15.74 \sim 15.88$,平均值为 $15.79 (n=5)$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 分布区间为 $38.46 \sim 40.65$,平均值为 $39.58 (n=5)$, μ 分布区间为 $9.68 \sim 9.93$,平均值为 $9.80 (n=5)$ 。

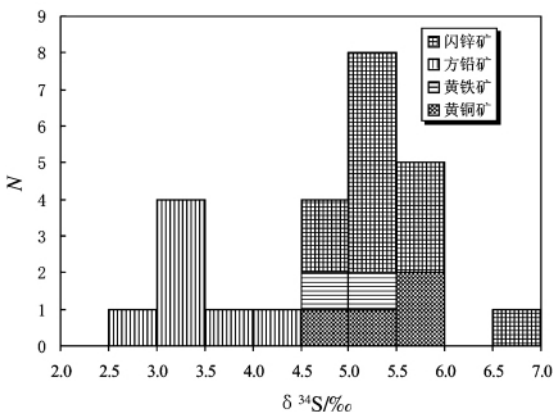


图 2 核桃坪铅锌矿 $\delta^{34}\text{S}$ 直方图

Fig. 2. Histogram showing sulfur isotopic compositions of sulfides from the Hetaoping Pb-Zn deposit

表2 核桃坪铅锌矿铅同位素组成分析结果

Table 2. Pb isotope composition analysis from the Hetaoping Pb-Zn deposit

样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	t_a/Ma	φ	μ	Th/U
HYA08-22 大理岩	18.28	15.75					3.84
HTP08-68 大理岩	19.18	15.88	40.65	-42.20	0.57	9.93	4.26
HYA08-93 泥质板岩	18.87	15.74	39.90	0.30	0.57	9.68	4.11
JCH08-11 泥质板岩	18.98	15.84	40.05	56.90	0.57	9.87	4.13
HTP08-63 大理岩化板岩	18.56	15.75	38.82	219.00	0.59	9.75	3.84
HTP08-11 夕卡岩化矿石	18.21	15.70	38.37	423.00	0.61	9.68	3.83
HTP08-10 方铅矿	18.43	15.88	39.02	487.00	0.61	10.02	4.02
HTP08-81 方铅矿	18.32	15.80	38.70	465.00	0.61	9.87	3.93
HTP08-139 方铅矿	18.22	15.71	38.39	433.00	0.61	9.71	3.83
HTP08-152 方铅矿	18.30	15.79	38.66	474.00	0.61	9.86	3.92
HTP08-165 方铅矿	18.28	15.75	38.57	440.00	0.61	9.78	3.89
HTP08-177 方铅矿	18.28	15.76	38.55	450.00	0.61	9.79	3.88
HYA08-64 方铅矿	18.24	15.74	38.45	449.00	0.61	9.76	3.85
HTP08-30 闪锌矿	18.29	15.77	38.59	454.00	0.61	9.81	3.89
HTP08-31 闪锌矿	18.23	15.72	38.44	437.00	0.61	9.72	3.85
HTP08-73 闪锌矿	18.34	15.83	38.78	491.00	0.61	9.93	3.96
HTP08-81 闪锌矿	18.29	15.77	38.66	457.00	0.61	9.81	3.92
HTP08-100 闪锌矿	18.30	15.77	38.62	447.00	0.61	9.81	3.90
HTP08-139 闪锌矿	18.36	15.89	38.98	538.00	0.62	10.04	4.04
HTP08-177 闪锌矿	18.46	15.96	39.31	551.00	0.62	10.18	4.13
HYA08-64 闪锌矿	18.42	15.92	39.07	533.00	0.62	10.10	4.05

样品	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	t/Ma	ω	V_1	V_2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
HYA08-22	1.16	443	38.82	79.98	65.05	87.79	29.29	46.00
HTP08-68	1.21	-42	43.67	122.43	65.87	105.27	35.37	84.72
HYA08-93	1.20	0	41.10	96.86	55.94	87.55	26.17	64.93
JCH08-11	1.20	57	42.14	107.16	64.37	97.83	33.17	71.35
HTP08-63	1.18	249	38.71	78.83	63.48	86.13	28.26	45.54
HTP08-11	1.16	423	38.25	74.54	60.59	82.37	25.52	42.60
HTP08-10	1.16	487	41.62	100.93	71.70	100.46	38.12	63.12
HTP08-81	1.16	465.0	40.05	88.82	67.06	92.50	32.62	53.53
HTP08-139	1.16	434	38.43	76.11	61.80	83.86	26.62	43.62
HTP08-152	1.16	473	39.92	87.72	66.73	91.83	32.22	52.64
HTP08-165	1.16	440.	39.25	82.36	63.78	87.65	29.21	48.72
HTP08-177	1.16	450	39.26	82.67	64.66	88.43	29.79	48.69
HYA08-64	1.16	448	38.80	79.29	63.66	86.45	28.41	45.89
HTP08-30	1.16	454.	39.45	84.10	65.12	89.31	30.40	49.85
HTP08-31	1.16	436.	38.65	77.62	61.90	84.49	27.04	45.00
HTP08-73	1.16	491.	40.61	93.09	69.05	95.55	34.87	56.80
HTP08-81	1.16	456	39.78	86.09	64.52	89.56	30.55	51.94
HTP08-100	1.16	446	39.50	84.61	65.18	89.55	30.49	50.29
HTP08-139	1.16	538.	41.91	102.23	71.68	100.80	38.76	64.40
HTP08-177	1.16	550	43.49	114.06	75.53	108.05	43.75	74.02
HYA08-64	1.16	532	42.24	105.47	74.06	103.84	40.76	66.52

注: 国土资源部中南矿产资源监督检测中心(宜昌)测试分析; φ = 中子剂量, μ = $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, ω = $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, α = $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, β = $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, γ = $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $\Delta\alpha = (\frac{\alpha}{\alpha_M(t)} - 1) \times 1000$, $\Delta\beta = (\frac{\beta}{\beta_M(t)} - 1) \times 1000$, $\Delta\gamma = (\frac{\gamma}{\gamma_M(t)} - 1) \times 1000$; $\alpha_M(t)$, $\beta_M(t)$, $\gamma_M(t)$ 为 t 时地幔值)。

Th/U 分布区间为 3.84 ~ 4.26, 平均值为 4.04 ($n = 5$)。可见, 地层中的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值都比单矿物硫化物的分布范围大, 说明单矿物硫化物铅同位素组成与地层的铅同位素组成差异明显, 可能暗示本矿床成矿物质主要源于地层的可能性较小。

方铅矿和闪锌矿所计算的模式年龄分布区间为 423 ~ 550 Ma, 其中有 3 个闪锌矿单矿物模式年龄 (538 Ma, 550 Ma, 532 Ma) 与赋矿的寒武系地层时代吻合, 其余样品模式年龄集中分布于 423 ~ 491 Ma 之间, 皆晚于其赋矿地层, 可能暗示成矿晚于成岩时代。此外, 地层样品的铅模式年

表 3 核桃坪铅锌矿床石英样品氢、氧同位素组成分析结果

Table 3. Oxygen isotope composition analysis from the Hetaoping Pb-Zn deposit

样品	取样位置	样品描述	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} / \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} / \text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} / \text{‰}$	成矿阶段
HYA08-14	黑岩凹 1960 坑道 F 断层旁	无矿石英脉	12.6	6.6	-92	成矿早阶段
HTP08-11	核桃坪 88#大巷	含黄铜矿、闪锌矿、方铅矿 石英脉	11.7	5.7	-107	主成矿阶段
HTP08-52	核桃坪 36#巷道	含石英脉条带状闪锌矿、黄 铜矿矿石	10.8	4.8	-109	主成矿阶段
HTP08-177	核桃坪选厂矿石堆	夕卡岩化含闪锌矿、方铅矿 石英脉	10.5	4.5	-105	主成矿阶段
HTP08-115	核桃坪 50#巷道	含闪锌矿石英方解石脉	12.1	6.1	-91	主成矿阶段

注: 国土资源部同位素地质重点实验室分析。

龄分别在 0 ~ 249 Ma 之间, 明显较寒武系地层新, 表明该方法不适于地层定年。已有的研究表明铅同位素的模式年龄与矿床成矿年龄大多出入较大^[19-20], 本矿床硫化物单矿物的 Rb-Sr 等时线年龄为 $116.1 \pm 3.9 \text{ Ma}$ ^[21], 表明本矿床铅同位素模式年龄不能代表矿床成矿年龄。

3.3 石英-氧同位素组成特征

氢、氧同位素分析结果如表 3 所示。5 件石英样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 分布于 $+10.5\text{‰} \sim +12.6\text{‰}$ 之间, 平均值为 $+11.54\text{‰}$, 变化幅度为 2.1‰ 。其中无矿石英脉中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值略高于含矿石英脉中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值。而在含矿石英样品中, 处于主成矿期(石英-硫化物阶段)的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 要低于晚成矿期(石英-方解石阶段), 这可能由于晚成矿期的温度要低于主成矿期, 温度越高, 同位素分馏越弱, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 越低的原因所致^[22]。根据单个样品测定的石英的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值, 采用石英-水同位素分馏方程:

$$1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40^{[23]}$$

可换算成与石英氧同位素交换平衡时流体包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值, 计算结果显示该阶段成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值变化范围在 $4.5\text{‰} \sim 6.6\text{‰}$ 。而矿床的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-109\text{‰} \sim -91\text{‰}$, 平均为 -100.8‰ , 极差为 -8‰ , 与前人分析结果相似^[3]。

4 讨论

4.1 S 源

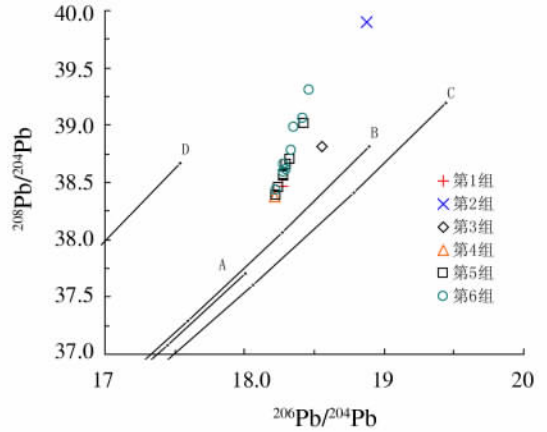
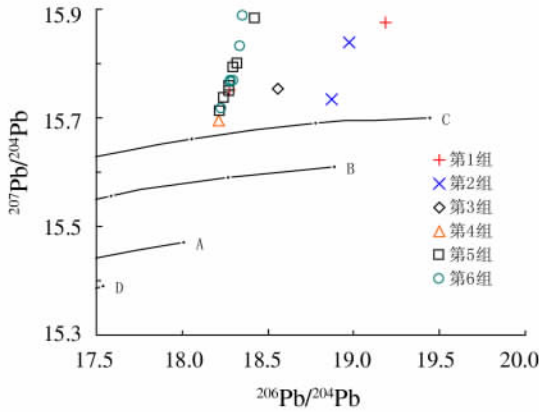
一般而言, 矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围在 $+10\text{‰} \sim +30\text{‰}$ 之间, 就不能作为单一硫源处理^[24]。本矿

区的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围小且较为集中(表 1), 仅略高于源于深部与岩浆作用有关硫化物的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S} = 0 \pm 3\text{‰}$), 明显低于围岩地层同期海水的硫同位素值(寒武纪海水 $\delta^{34}\text{S}$ 下限值为 $+15\text{‰}$), 与区域燕山晚期-喜山早期与壳源花岗岩有关的矿床(梁河 Sn 矿床^[25]) 和典型夕卡岩型矿床(日本 Skarn 矿床^[26]) 的 S 同位素组成较为相似, 暗示本矿床 S 可能以深源硫为主, 并混有少量地层硫。

总体上矿床中方铅矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值最低, 黄铜矿居中, 闪锌矿最高, 对于同一样品, 如 HTP₀₈₋₁₈₅ 为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} (5.6) > \delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} (5.2) > \delta^{34}\text{S}_{\text{方铅矿}} (3.2)$ 、HTP₀₈₋₁₆₁ 为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} (5.5) > \delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} (5.3)$ 、HTP₀₈₋₁₆ 为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} (5.3) > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}} (5.2)$ 等。而这与硫同位素在热液矿物体系中的平衡结晶顺序^[27] 相一致, 说明成矿物质沉淀时基本达到了同位素分馏平衡, 但前者的差异可能是黄铜矿交代闪锌矿所致, 因为在对闪锌矿电子探针分析时发现大量内嵌其中的块状黄铜矿, 且与黄铜矿接触的闪锌矿界面不清, 呈不规则或者港湾状。

4.2 Pb 源

本矿床硫化物的单矿物(闪锌矿和方铅矿)及矿石铅的铅同位素组成以高 μ 值和低放射性成因铅为特征, 显示其铅的来源应以壳源铅为主, 在 Zartman 和 Doe^[27] $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 3), 样品点呈直线分布在上地壳铅演化曲线之上或造山带铅曲线附近, 而地层铅组成在图中的投影极为分散, 与前者明显不同。在 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 构造环境图解(图 4)^[29] 投影样品点多分布在上地壳与岩浆铅之间, 可见其



第1组-大理岩; 第2组-泥质板岩; 第3组-大理岩化板岩; 第4组-夕卡岩化含黄铁矿铅锌矿石;
第5组-方铅矿; 第6组-闪锌矿; A-地幔; B-造山带; C-上地壳; D-下地壳

图3 核桃坪矿床岩石、矿石矿物²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb和²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb图解(据Zartman和Doe^[28])

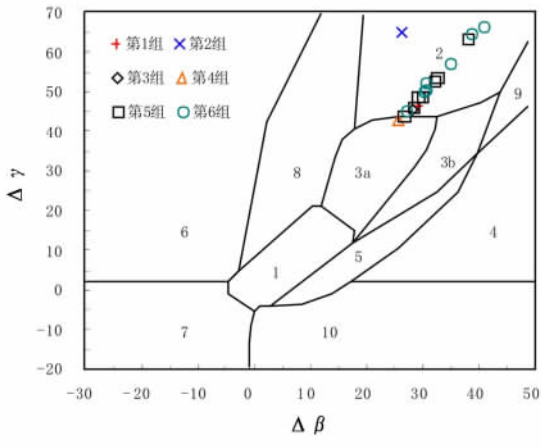
Fig. 3. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb and ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb vs. ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb diagram for rock and ore minerals of Hetaoping Deposit.

铅同位素组成具有岩浆作用有关幔源铅与壳源铅相混合的造山带铅特征,和区域与壳源花岗岩有关的W、Sn、Cu、Pb矿床的铅同位素组成^[30-31]较相似,如澜沧老厂银铅锌多金属矿床、腾冲铜厂山夕卡岩型铅锌矿床。此外,硫化物单矿物铅同位素和地层铅同位素有部分交叉现象,暗示铅源可

能部分来自地层。

4.3 成矿流体来源

分析结果显示,石英 δD_{V-SMOW} 值接近于滇西中-新生代大气降水的 δD 值(-110‰~90‰)^[32]及滇西地区现代温泉水的 δD 值(-113‰~-81‰)^[33]分布范围。石英的 $\delta^{18}O$ 值(+10.5‰~+12.6‰)类似于日本黑矿硅矿带的石英 $\delta^{18}O$ 组成(+8.7‰~+10.5‰)^[34],而与JADE热水区脉状硫化物矿带的 $\delta^{18}O$ 同位素组成(+12.3‰~+14.7‰)^[35]明显不同,暗示矿区深源成矿热液与底层建造水(或大气降水)发生了较明显的同位素交换反应。此外,在Taylor^[36]的 δD - $\delta^{18}O$ 水关系图解中(图5),本矿床氢-氧同位



1. 地幔源铅; 2. 上地壳铅; 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用); 4. 化学沉积型铅; 5. 海底热水作用铅; 6. 中深变质作用铅; 7. 深变质下地壳铅; 8. 造山带铅; 9. 古老页岩上地壳铅; 10. 退变质铅

样品: 第1组-大理岩,第2组-泥质板岩,第3组-大理岩化板岩,第4组-夕卡岩化含黄铁矿铅锌矿石,第5组-方铅矿,第6组-闪锌矿

图4 核桃坪矿床岩石、矿石矿物铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 构造环境图解(底图据朱炳泉^[29])

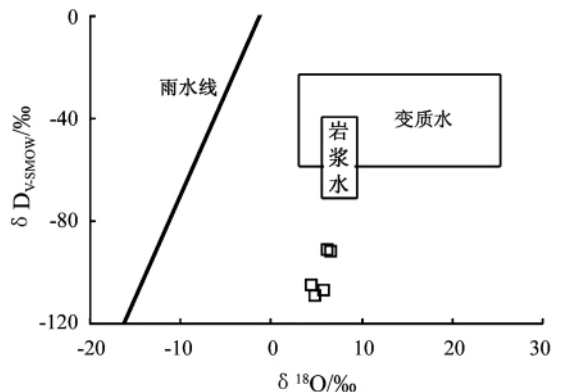


图5 核桃坪铅锌矿床成矿流体 δD - $\delta^{18}O$ 图解

Fig. 5. δD vs. $\delta^{18}O$ of ore-forming fluid

素分析结果投影点皆落在与原生岩浆水相邻近的左下方区域内,表明其热液来源于岩浆水与底层建造水或大气降水的混合。

5 结 论

(1) 矿床中硫应以深源硫为主,成矿过程中与部分地层硫发生混合,致使矿床硫略高于岩浆硫;

(2) 矿床中铅同位素组成以高 μ 值和低放射

性成因铅为特征,显示其铅的来源应以壳源铅为主,铅主要来源应与深部侵入体有关,部分铅源与下寒武统地层有关;

(3) 矿床成矿流体为多源混合成因,其来源于岩浆水与底层建造水(或大气降水)的混合。

结合矿化多与夕卡岩化关系密切等诸多地质事实,本研究认为该矿床为与深部热液有关的夕卡岩型矿床,其中深部隐伏岩体对铅锌多金属成矿过程至关重要。

参 考 文 献:

- [1] 侯增谦等. 现代与古代海底热水成矿作用[M]. 北京:地质出版社,2003.
- [2] 张生辉. 云南三江地区铜铅锌金银综合信息矿产预测[D]. 沈阳:吉林大学,2007.
- [3] 符德贵,崔力良,官德任. 保山金厂河铜多金属隐伏矿综合找矿[J]. 云南地质,2004,23(2):188-198.
- [4] 薛传东,韩润生,杨海林,杨志明,田世洪,刘勇强,郝百武. 滇西北保山核桃坪铅锌矿床成矿流体来源的同位素地球化学证据[J]. 矿床地质,2008,27(2):243-252.
- [5] 邓必芳. 保山一镇康地区汞、铅锌矿床的成矿模式[J]. 云南地质,1995,14(4):355-364.
- [6] 胡斌,戴塔根,谢力华. 滇西澜沧江中北段铜(金)多金属成矿特征[J]. 地质找矿论丛,1999,14(3):78-82.
- [7] 陈永清,卢映祥,夏庆霖,蒋成兴,刘红光,吕志成. 云南保山核桃坪铅锌矿床地球化学特征与其成矿模式与找矿模型[J]. 中国地质,2005,32(1):90-99.
- [8] Xue C D, Han R S, Hu Y Z, Zou H J, Zhu Y Y. Physical chemistry study on the ore-forming process of the Hetaoping Pb-Zn polymetallic deposit, Baoshan County, Yunnan Province China [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70(18): A715.
- [9] 朱余银,韩润生,薛传东,陆森林,邹海俊,袁志红. 云南保山核桃坪铅-锌矿床地质特征[J]. 矿产与地质,2006,20(1):32-35.
- [10] 董文伟. 保山镇康地块成矿条件及典型矿床成矿模式[J]. 云南地质,2007,26(1):56-61.
- [11] 李志国,曾善胜,符得贵,喻学惠. 云南核桃坪矿集区矿床特征及成因初探[J]. 东华理工学院学报,2006,29(3):211-215.
- [12] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1990.
- [13] 王登红等. 西南“三江”新生代矿集区的分布格局及找矿前景[J]. 地球学报,2002,23(2):135-140.
- [14] 莫宣学,路凤香,沈上越等. “三江”特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社,1993.
- [15] 云南省地质调查院. 云南盈江-保山核桃坪铜多金属矿评价成果报告[R]. 2006.
- [16] 张恩才,陈新敏,李志宏,董学兰,杨苏焕. 云南保山珑阳矿集区矿床分带及其找矿意义[J]. 云南地质,2010,29(2):141-145.
- [17] 云南省地质矿产局第四地质大队. 云南省保山市瓦窑乡核桃坪铅锌矿区普查地质报告[R]. 1993.
- [18] 朱余银. 保山核桃坪铅锌矿床构造地球化学特征及隐伏矿预测(硕士学位论文)[D]. 昆明:昆明理工大学,2006.
- [19] 张理刚. 铅同位素地质研究现状及展望[J]. 地质与勘探,1992,28(4):21-29.
- [20] 高子英. 云南主要铅锌矿床的铅同位素特征[J]. 云南地质,1997,16(4):359-367.
- [21] 陶琰,胡瑞忠,朱飞霖,马言胜,叶霖,程增涛. 云南保山核桃坪铅锌矿成矿年龄及动力学背景分析[J]. 岩石学报,2010,26(6):1760-1762.
- [22] 陈道公. 地球化学[M]. 合肥:中国科学技术大学出版社,1994.
- [23] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. *Geophys Res*, 1972, B77: 3057-3657.
- [24] 梁一鸿,张宏颖. 十八垭金矿床硫同位素组成的构造学意义[J]. 地质与勘探,2004,40(6):1-4.
- [25] 徐恒,张苗红,朱淑桢. 梁河锡矿床地质特征及成因探讨[J]. 地质学报,2010,30(2):206-209.
- [26] Shimazaki H, Yamamoto H. Sulfur isotope ratios of the akatani, HIDE and wage-sennin skarn deposits, and their bearing on mineralizations in the Green tuff region [J]. *Japan Geochemical Journal*, 1983, 17(4): 197-207.
- [27] Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits [J]. *Rev Miner*, 1986, 16: 491-559.
- [28] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics the model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135-162.
- [29] 朱炳泉. 地球科学中同位素体系理论与应用[M]. 北京:科学出版社,1998:224-246.
- [30] 陈吉琛. 滇西花岗岩类 Pb、Sr 同位素组成特征及其基底时代和性质[J]. 地质科学,1991,2:174-183.
- [31] 吴绍军. 腾冲铜长山夕卡岩型铅锌矿床[J]. 云南地质,2003,22(2):170-175.
- [32] 徐启东,莫宣学. 三江中段新特提斯阶段区域流体的性质与状态[J]. 岩石学报,2000,16(4):639-648.
- [33] 上官志冠,张仲禄. 滇西实验场区温泉的稳定同位素地球化学研究[A]. 国家地震局地质研究所. 现代地壳运动研究(5) [C].

北京:地震出版社,1991:87-95.

- [34] Hattori K, Muehlenbachs K. Marine hydrothermal alteration at a Kuroko ore deposit, Kosaka, Japan [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1980, 74: 285-292.
- [35] 侯增谦,艾永德,曲晓明,等. 岩浆流体对冲绳海槽海底成矿热水系统的可能贡献[J]. *地质学报*, 1999, 73(1): 57-65.
- [36] Taylor H P. Oxygen and hydrogen isotope relationships [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M]. New York: John Wiley and Sons, 1979: 236-277.

Characteristics of Isotope Geochemistry of Hetaoping Pb-Zn Ore in Baoshan, Yunnan Province, China

GAO Wei^{1,2}, YE Lin¹, CHENG Zeng-tao³, YANG Yu-long^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. East China Mineral Exploration and Development Bureau, Nanjing 210007, China)

Abstract: Hetaoping Pb-Zn polymetallic deposits is a large polymetallic deposit which was found in Baoshan block in recent years. There are two large-scale deposits, five medium-small-scale deposits and more than 10 ore occurrences having been explored with the new round of land resources survey project since 1999, including the mineralization of Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Fe and so on. In which, the Hetaoping Pb-Zn-polymetallic deposits has been evaluated as a large-scale deposit and there is a very good exploration prospects for the same type deposit in Baoshan region with the geological survey. Based on studying and comparison on sulfur, lead, hydrogen and oxygen isotope composition of ore minerals and wall rocks in the deposit, it shows that: (1) sulfur isotope is in the range from +2.9‰ to +6.6‰ with the peak value between +4.5‰ and +5.5‰, showing the characteristic of source of deep magmatic sulfur; (2) There are high μ values with low radiogenic lead for single mineral of sulfide (sphalerite and galena) and ores, showing the significant features of crust-derived lead, and implying that metallogenic material may mainly come from the crustal resources; (3) Oxygen isotopic compositions of quartz in ores are in the range from +10.5‰ to +12.1‰ with an average of +11.3‰ and a variance of 1.6‰. The hydrogen isotopic compositions of quartz in ores are in the range from -109‰ to -91‰ with an average of -100.8‰ and a variance of -8‰, indicating that the ore-forming fluids were mainly derived from the deep concealed magmatic activities and mixed with meteoric water or shallow-seated water. Combined with the geological features in the deposit, it is suggested that the major metallogenic material is related to the concealed rocks and the deposit is belong to a typical skarn-bound hydrothermal deposit.

Key words: Hetaoping lead-zinc ore; isotopic characteristics; deposit genesis