

安徽逍遥钨多金属矿床成矿物质来源与成矿： 碳、硫和铅同位素证据

杜玉雕^{1,2} 刘家军¹ 余心起¹ 周 翔¹ 杨赫鸣¹ 杨隆勃¹ 黄永海²

(1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 安徽省地质调查院, 安徽 合肥 230001)

摘要:安徽逍遥钨多金属矿床是江南隆起带的一个 W-Ag-Zn-Pb-Cu-Mo 矿床, 钨多金属矿化主要呈透镜状、似层状、脉状产于岩体接触带附近。该矿床的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 特征表明碳主要来源于深部岩浆, 同时少量碳可能是具有大气降水来源的地下水从地层中淋取而来。硫同位素测试结果表明磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿之间硫同位素分馏未达到平衡, 其硫源来自岩浆, 在成矿过程中受到了部分围岩地层硫的混染。根据铅构造模式图解和其参数综合分析, 表明铅源与岩浆作用密切相关, 整体上显示下地壳来源特征, 具有壳幔混源特点。碳硫铅同位素数据表明, 燕山期逍遥地区大规模的构造-岩浆活动不仅带来了大量的成矿物质, 而且使地层中的成矿物质活化迁移, 并在有利的构造部位沉淀富集, 从而形成钨多金属矿床。

关 键 字:逍遥矿床; 同位素; 成矿物质; 成矿

中图分类号: P618.67; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2013)02-0566-14

安徽逍遥钨多金属矿床是江南隆起带内重要的大型 W-Ag-Zn-Pb-Cu-Mo 矿床, 位于江南隆起北东缘的皖浙坳褶带内, 白际岭—天目山断裂和绩溪—宁国断裂带之间。该矿床于 20 世纪 50 年代被安徽省地质矿产勘查局 332 地质队发现, 钨多金属矿化主要呈透镜状、似层状脉状产于岩体接触带附近, 由西矿段、东矿段和南矿段组成, 矿体数量较多, 矿产资源量丰富, 具有良好的找矿前景和重要的经济价值。

由于受地理和交通条件的限制, 到目前为止, 地质工作研究程度较低, 仅处于矿产普查阶段。此前, 仅个别学者曾对靠背尖黑云母花岗闪长岩和逍遥花岗斑岩的黑云母 $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 测年方面进行了一定的研究和探讨^[1], 为逍遥钨多金属矿床成因提供了重要约束。而碳、硫、铅同位素方面的资料相对缺乏, 对于逍遥钨多金属矿床的成矿物质来源方面研究甚

少, 这在很大程度上制约了对成矿过程的深入理解。本文在总结前人研究成果的基础上, 分析测试矿区典型样品的碳、硫、铅同位素组成, 探讨其成矿物质来源与成矿, 为矿床成因提供重要的地球化学证据。

1 区域地质特征

研究区位于安徽省绩溪县北东 63 km, 其大地构造位置处于扬子地块南东部、江南隆起带东段的北缘(图 1), 北侧毗邻“沿江过渡带”, 向南与江南造山带为邻; 处于江南隆起北东缘的皖浙坳褶带内、白际岭—天目山断裂和绩溪—宁国断裂带之间。

研究区域南部主要出露含有海相火山岩的蛇绿岩套组合的中元古界西村岩组(Pt_{2x}), 北部主要出露中元古界大谷运组(Pt_{2d})。南华系下统休宁组、南华系上统南沱组、下寒武统蓝田组是该区白钨矿主要赋存层位。古生界出露的地层主要有寒武系荷塘组

收稿日期: 2012-05-14; 改回日期: 2012-11-05

基金项目: 国家自然科学基金项目“浙赣皖相邻区侏罗—白垩纪花岗岩及其构造背景研究”(41272232)安徽省国土资源厅公益性地质(科研)工作项目“祁门东源—绩溪逍遥一带钨多金属矿成矿规律研究”(2009-20)资助。

作者简介: 杜玉雕, 男, 1985 年生, 硕士, 主要从事矿床学与矿床地球化学方面的研究; E-mail: garnetdyd@sina.com。

通讯作者: 刘家军, 男, 1963 年生, 教授, 从事矿床学与矿床地球化学研究; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn。

(ϵ_{1h}),为深水盆地相硅质岩、硅质板岩、泥岩沉积;大陈岭组(ϵ_{1d})、杨柳岗组(ϵ_{2y})、华严寺组(ϵ_{3h})、西阳山组(ϵ_{3x})为陆棚内缘灰岩、泥灰岩沉积;奥陶系、志留系以陆棚相泥质碎屑岩沉积为主。其中荷塘组、大陈岭组、杨柳岗组也是区内钨多金属矿化层位。中生界为内陆盆地沉积,其中晚侏罗世黄尖组(J_3h)为陆相火山岩沉积。

区域上褶皱构造形成于加里东—印支期,主要发育有3期:(1)皖南(晋宁)期基底褶皱:区内出露较少,主要表现为浅变质岩系内的韧性、韧脆性的片理(或劈理)发育等,由于受到晚期构造运动的多次叠加,其构造形态复杂;(2)加里东—印支期的盖层褶皱:区域内的主要褶皱,褶皱轴以近东西向为主,由于受后期构造运动的叠加改造,特别是大断裂的影响,造成了部分褶皱轴呈北东向;(3)燕山期盆地构造:晚侏罗世发育有清凉峰火山岩盆地,晚白垩世发育有绩溪“红层”盆地。区域内南东侧为皖浙赣断裂带,从南至北发育有三阳断裂、伏岭隐伏断裂、绩溪—宁国断裂;断裂方向由南东至北西分别由北东东、北东至北北东呈规律的逆时针偏转,形成区域内由北东向南西收敛的扇形构造格架;区域性大断裂有密集的次级断裂相伴,以NE、NNE向为主,其次为北西向和南北向。

区内发生了大规模的岩浆侵入,岩浆活动具有多阶段多期的特点,主要集中在皖南(晋宁)期和燕山期:(1)皖南(晋宁)期:侵入岩岩性为黑云母花岗(英云)闪长岩,其次为少量的闪长岩、辉长辉绿岩和辉橄岩,多呈北东向的长条形产于伏岭隐伏断裂和三阳断裂之间,岩体主要侵入于中元古界西村岩组中,花岗闪长岩有里方、半坞和小岫等岩体;(2)燕山期:侵入岩体为界水村和果子山闪长玢岩体、旌德和龙丛等花岗闪长岩体,逍遥和靠背尖地区发育细粒花岗闪长岩和似斑状黑云母二长花岗岩;伏岭粗粒花岗岩体北西侧侵入南华纪—寒武纪地层中,接触面外倾,南东有晚序次岩体侵入;杨溪似斑状黑云母二长花岗岩呈大型岩株产出。

2 矿床地质特征

区内出露地层为南华系休宁组、南沱组,震旦系蓝田组、寒武系荷塘组等。其中蓝田组与荷塘组是皖南重要的矿源层。蓝田组纵贯矿区中部,分布较广;底部为深灰、灰褐色含锰白云质灰岩;下部为黑色薄

层板岩夹透镜状泥灰岩、粉砂质泥岩及硅钙质页岩等;中部为浅灰、深灰色薄层硅质灰岩与泥灰岩互层;上部为灰黑色、浅灰色板岩夹扁豆状泥灰岩及薄层硅钙质页岩、粉砂岩。荷塘组分布在矿区中部及北部;下部为炭质页岩夹薄燧石层、石煤层及结核状磷块岩;上部为黑色薄层状炭质页岩夹灰色泥页岩、钙质页岩。巧川、际下及大坞尖等钨矿即产在休宁组、南沱组、蓝田组砂卡岩中,受层位控制明显。休宁组分布在矿区南部,下段(Nh_1x^1)为灰紫、灰绿色中、细粒砂岩;上段(Nh_1x^2)为灰绿、黄绿色厚层细砂岩,条带状层理发育;顶部有青灰色薄层硅、钙质条带状粉砂岩分布。南沱组分布在矿区北部、中部和南东部;总体上岩性为灰绿、黄绿色含砾粉砂岩,下部含砾少而小,局部地段夹透镜状灰岩和黑色板岩;中部含砾稍多,成分杂;顶部有青灰色硅质粉砂岩,含砾较少。

矿区褶皱构造发育,其共同特点是:轴向均为北东 $50\sim 60^\circ$,枢纽向北东倾伏,两翼大体对称,轴面近于直立。此外,更次一级的花边褶皱在矿区西侧发育,褶皱两翼产状较陡($>60^\circ$),褶皱的横向幅度宽窄不一。自北西向南东,褶皱依次为:竹岭向斜、石谿背斜、霞间坞向斜和逍遥背斜。断裂广泛发育,主要产于褶皱的翼部,特别是褶皱的倒转翼处,具多期活动特点,总体断裂带倾向西,倾角陡倾。可分为NE、NNE、近SN、NNW和NW向几组;而NE向及NNE、近SN、NNW向断裂规模相对较大,NW向断裂规模相对较小;断裂带由许多次级或伴生小断裂复合而成,次级断裂与主干断裂的锐夹角表现出了断裂带的总体动向。NE向断裂发育时间相对较早,NW向断裂相对较晚,而NNE、近SN、NNW向断裂最晚。其中中坞断裂、和阳—大坞尖断裂与金矿化关系密切,逍遥—方家湾断裂(后山庵断裂)与钨、铅锌等多金属矿化关系密切,是区域内两条重要的导矿、控矿断裂。际下、巧川、西坞口、大坞尖和阳金矿区和逍遥钨多金属矿区则分别位于这两条断裂之间。

矿区岩浆活动频繁,以中酸性小岩株为主,各类岩脉次之。岩体多呈不规则岩株状、脉状产出,延伸方向与区域构造线方向基本一致,平面形态呈多边形,岩体出露面积较小,岩性为花岗斑岩、花岗闪长岩;主要有伏岭复式岩体、逍遥岩体、靠背尖岩体、荆碛崖岩体、鸟嘴岩体,以及一些岩脉。周边出露休宁组、南沱组,震旦系蓝田组、寒武系荷塘组,岩性为白

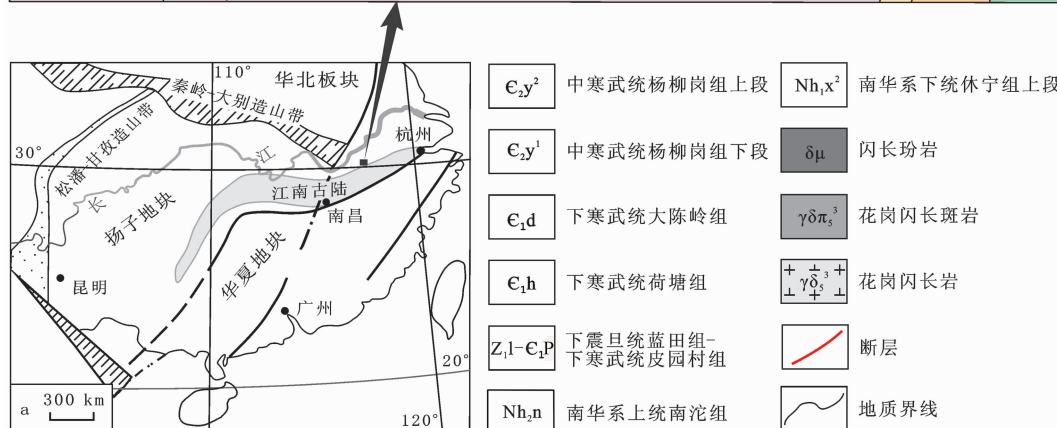
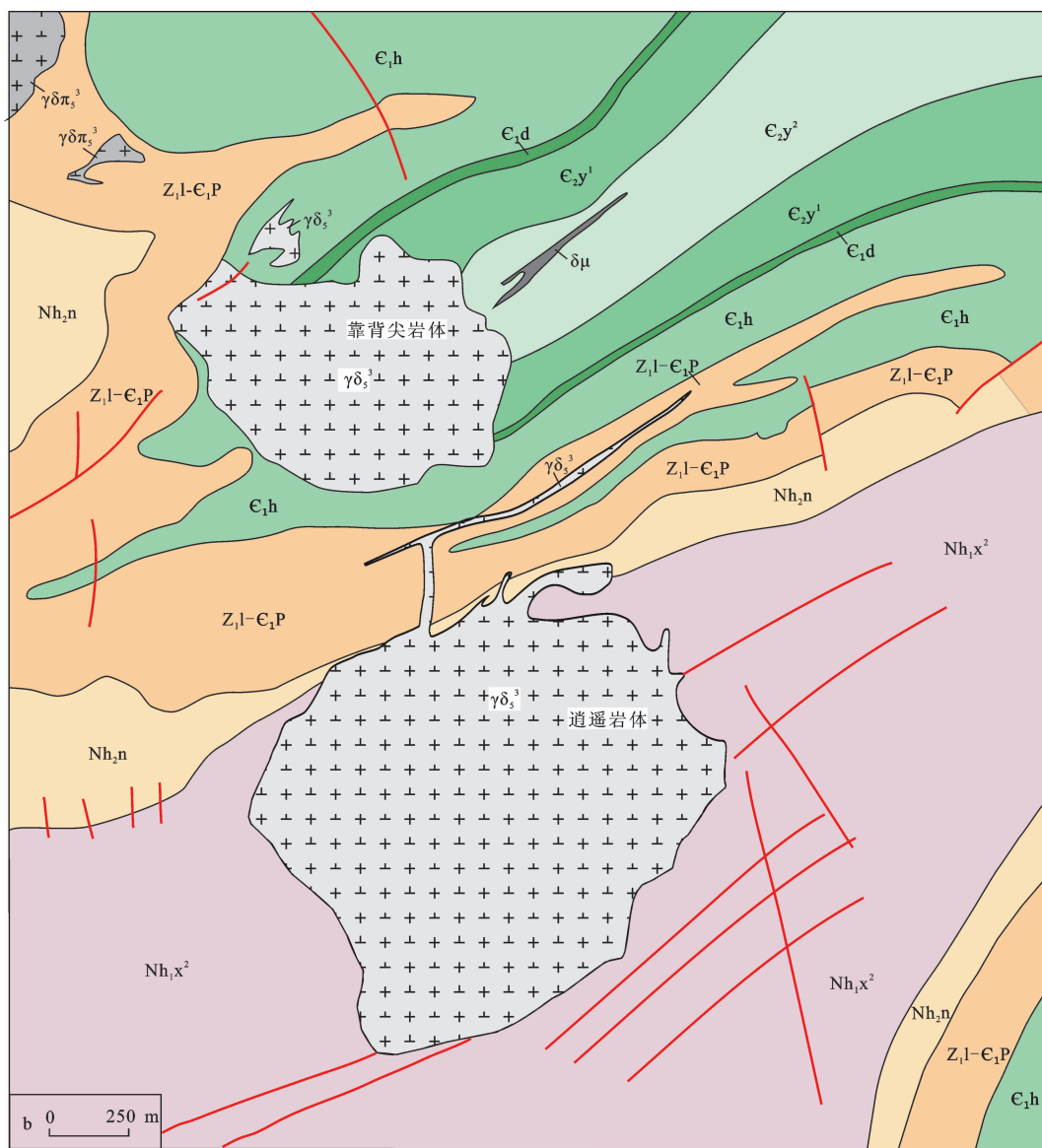


图 1 安徽绩溪逍遥区域地质简图

Fig.1 Geological sketch map of Xiaoyao area, Jixi County, Anhui

云质灰岩、泥灰岩、粉砂质泥岩、硅钙质页岩、粉砂岩、砂岩和板岩,地层倾向和倾角均有较大变化。岩体与围岩接触面多不规则,侵入接触带呈波状弯曲且外倾,倾角中等,有岩枝伸入围岩之中,二者呈侵入接触关系。

矿床由西矿段、东矿段和南矿段组成,西矿段矿体呈透镜状、扁豆状、似层状分布于靠背尖岩体西北和西接触带的石党、长岩下、观山和大源,矿化带总长度大于3000 m,包括了南沱组底部、蓝田组一段、蓝田组三段三个赋矿层位,赋存有9个银多金属矿体。东矿段矿体呈似层状、脉状、小透镜状、囊状、瘤状分布于靠背尖岩体北、东北及东部接触带的荆桐崖、杉树湾及靠背尖一带,赋矿层位为大陈岭组、杨柳岗组,大陈岭组有数个银多金属矿体和大小不等的钨矿体,并伴随铜、钼矿化。南矿段由钨矿带和含铜磁铁矿带组成,前者赋存在蓝田组三段石榴石砂卡岩中,东西长约1300 m,宽20~37 m,矿体呈似层状;后者赋存在蓝田组一段透辉石角岩中,东西长约1500 m,宽1~15 m,矿体呈似层状,有尖灭再现特点。

矿石矿物组分类型复杂,金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、辉钼矿、斑铜矿、磁铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、白钨矿等;脉石矿物主要为石英、斜长石、角闪石、黑云母、绢云母、绿泥石、钾长石、绿帘石、石榴子石、阳起石、透辉石、黝帘石、萤石、符山石、榍石、磷灰石、电气石、萤石、方解石、石膏等,另含少量金红石、锆石、独居石。

矿石的主要结构类型(图2)有:微细粒粒状变晶结构、不等粒粒状变晶结构、交代结构、侵浊结构、半自形晶结构、自形晶结构、他形晶结构、球粒结构、包裹结构、反应边结构、连生结构等。矿石的主要构造类型(图2)有斑杂状构造、条带状构造、块状构造、脉状及网脉状构造、浸染状构造等。岩石发生了较强的钾长石化、绿帘石化、绿泥石化,其中逍遥岩体中的钾长石化、绿帘石化与黄铜矿化关系密切。广泛发育有角岩化、大理岩化和砂卡岩化,尚有硅化,蛇纹石化、碳酸盐化、萤石矿化等蚀变。

3 样品测试方法

3.1 C、O 同位素测试

方解石的C、O同位素组成分析在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用100%磷酸法完成。在Isoprime同位素质谱仪上进行测

试。经质量分馏校正后,数据以PDB标准给出。 $\delta^{18}\text{O}$ 值用Friedman等给出的平衡方程^[3], $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30.86$,换算为SMOW标准,分析精度优于 $\pm 0.15\%$ 。分析结果见表1。

3.2 S、Pb 同位素测试

硫同位素分析测试在核工业地质分析测试研究中心完成。在MAT-251型质谱仪上测定分析;质谱计工作条件为加速电压约为580 V,永久磁场强度0.585 T,灯丝发射电流为300 μA ;分析精密密度为 $\pm 0.2\%$ 。其测试结果见表2。铅同位素分析测试在核工业地质分析测试研究中心完成。样品先用三酸分解,然后用树脂交换法分离出铅,蒸干后进行同位素测定,所用仪器为ISOPROBE-T热电离质谱仪,误差以 2σ 记。其测试结果见表2。

4 讨论

4.1 碳同位素特征

方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值受成矿溶液的温度、碳离子浓度、氧逸度和pH等因素的制约^[3]。经研究表明,当矿体热液脉中无石墨与方解石共生时,方解石的碳同位素组成可以近似作为成矿热液的总碳同位素组成^[4];根据逍遥矿区野外调研和显微镜下观察,未见到石墨与方解石共生,故所测试的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 可代表成矿热液的总碳同位素组成。

由表1可知,方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为 -5.31% ~ -7.42% ,平均值为 -6.55% ,极差为2.11。而成矿热液中的碳主要有3种可能来源,一是深源地幔射气或岩浆来源,其碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 变化范围分别为 -5% ~ -2% 和 -9% ~ -3% ,平均值 -5% ^[5];二是沉积岩中碳酸盐岩的脱气或含盐卤水与泥质岩相互作用,这种来源的碳同位素组成具有重碳同位素的特征,其 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 的变化范围为 -2% ~ -3% ,海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 大多稳定在 0% 左右^[6];三是各种岩石中的有机碳,有机碳一般富集 ^{12}C ,因而碳同位素组成很低,其 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 变化范围为 -30% ~ -15% ,平均为 -22% ^[4]。可见逍遥矿床 $\delta^{13}\text{C}$ 与深源岩浆来源碳同位素组成相近,而与海相碳酸盐和沉积有机质有着较大的差别;碳同位素组成变化范围很窄且都很接近(表1),具有相近的 $\delta^{13}\text{C}$ 值;表明这些方解石的碳可能来自于一个相同的、均匀地区。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围介于 -20.83% ~ -26.15% ,平均值为 -23.63% ,极差为5.32%;经过计算得到方解石

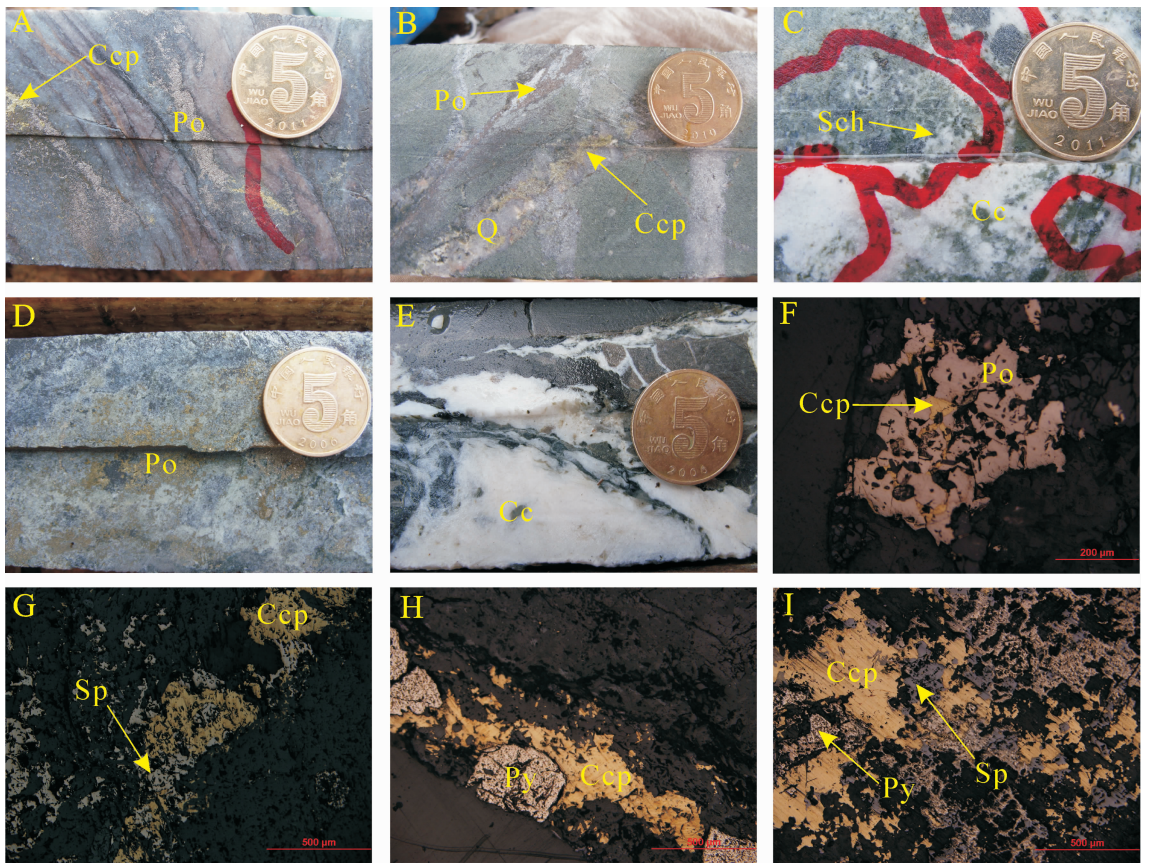


图2 安徽逍遥钨多金属矿床的样品照片

Po—磁黄铁矿;Py—黄铁矿;Ccp—黄铜矿;Sp—闪锌矿;Sch—白钨矿;Q—石英;Cc—方解石

A—条带状构造,磁黄铁矿在砂卡岩中呈条带状分布;B—细脉状构造,磁黄铁矿和黄铜矿在蚀变带内呈细脉状分布;C—钨矿石中的碳酸盐化现象;D—浸染状构造,磁黄铁矿呈浸染状分布;E—角岩内的碳酸盐化现象;F—碎裂结构,反射光,磁黄铁矿受应力作用破碎呈碎裂结构,其裂隙内有他形的黄铜矿;G—交代结构,反射光,闪锌矿呈他形交代黄铜矿;H—半自形—他形结构,反射光,半自形的黄铁矿和他形的黄铜矿呈脉状分布;I—浸蚀结构,反射光,闪锌矿呈他形交代黄铁矿和黄铜矿

Fig.2 Photographs of samples from the Xiaoyao W-polymetallic deposit in Anhui

Po— Pyrrhotine; Py— Pyrite; Ccp— Chalcopyrite; Sp— Sphalerite; Sch— Scheelite; Q— Quartz; Cc— Calcite

A— Banded structure, the pyrrhotine assuming a banded distribution in skarn rock; B— Veinlet structure, pyrrhotine and chalcopyrite showing veinlet distribution in the alteration zone; C— Carbonation of tungsten ore; D— Disseminated structure, pyrrhotine showing disseminated distribution; E— Carbonation of hornstone; F— Cataclastic texture, reflected light, pyrrhotine showing cataclastic texture under stress action, anhedral chalcopyrite occurring in the fracture of pyrrhotine; G— Metasomatic texture, reflected light, anhedral sphalerite replacing chalcopyrite; H— Subhedral and anhedral texture, subhedral pyrite and anhedral chalcopyrite showing vein distribution; I— Etch texture, reflected light, anhedral sphalerite replacing pyrite and chalcopyrite

的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围介于 3.90‰~9.39‰, 平均值为 6.50‰, 极差为 5.49‰; 除 2 个样品外, 绝大多数样品与岩浆成因 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (5‰~11‰) 很相近^[7]。

在碳酸盐 C—O 组成关系图解中(图 3), 样品点主要落在岩浆—地幔源区及其左侧(2 个样品), 显示成矿流体中 C 的岩浆—地幔源特征, 同时受大气降水的影响; 说明其成矿流体中的碳主要来源于深部岩浆, 同时少量碳是由大气降水来源的地下水从地

层中淋取而来混入到成矿流体中。

值得注意的是, 样品的碳、氧同位素组成在 O—C 图解(图 3)中, 总体上呈近水平方向展布。碳、氧同位素的这种水平分布形式可能由 2 个原因所致^[8,9]: (1) CO_2 的脱气作用; (2) 流体与围岩之间的水—岩反映。如果碳、氧同位素的分布形式是由 CO_2 的脱气作用所致, 则因热液流体一般以 H_2O 为主, CO_2 的去气对流体氧同位素的影响并不明显, 而对

表 1 逍遥钨多金属矿床方解石 C、O 同位素测试结果

Table 1 Carbon and oxygen isotope data of calcite in the Xiaoyao W-polymetallic deposit

样号	产状	$\delta^{13}\text{C}(\text{V-PDB})/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{V-SMOW})/\text{‰}$
XYZK4501-B5	硅化带	-6.8	-23.0	7.2
XYZK4902-B2	花岗斑岩体	-5.5	-20.9	9.4
XYZK5103-B4	矿体	-7.4	-24.1	6.0
XYZK5501-B6		-6.5	-26.2	3.9
XYZK5501-B7		-7.2	-26.0	4.1
XYZK5501-B9	接触带	-5.3	-24.5	5.6
XYZK5103-B1		-7.1	-20.9	9.4

表 2 逍遥钨多金属矿床 S、Pb 同位素测试结果

Table 2 Sulfur and lead isotope data of the Xiaoyao W-polymetallic deposit

样品号	产状	测试矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
XY09	岩体	黄铁矿	5.6			
XYZK5501-B8		磁黄铁矿	15.3	38.158	15.567	18.019
XYZK5103-B4		黄铁矿	7.7	38.396	15.598	18.149
XYZK5701-B6-1	矿体	黄铜矿	3.5	38.270	15.572	18.299
XYZK5701-B6-2		磁黄铁矿	2.2	38.231	15.569	18.479
XYZK5501-B1		黄铜矿	5.9	38.156	15.530	17.836
XY08-2		花岗岩		38.650	15.650	18.670
XY14	岩体	闪长岩		38.616	15.615	18.338
XY10		闪长岩		38.774	15.666	18.465
XY11-2	接触带	角岩		38.364	15.595	18.578
XY05	围岩	粉砂岩		39.054	15.884	23.321

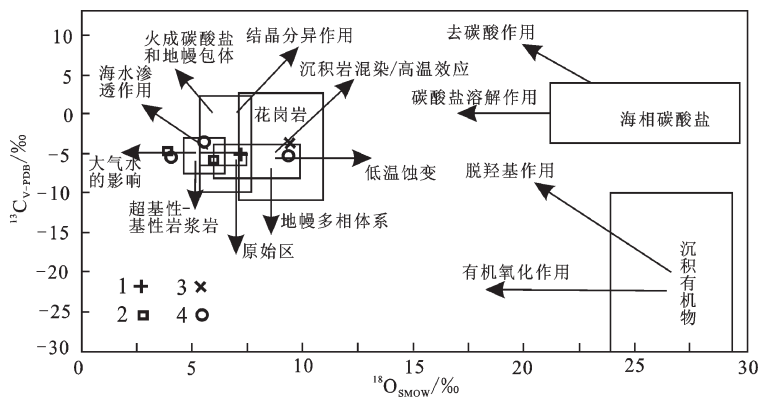


图 3 逍遥钨多金属矿床方解石的 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(底图据文献[12])

1—岩体;2—矿体;3—硅化带;4—接触带

Fig.3 $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ diagram of calcite from the Xiaoyao W-polymetallic deposit

1—Intrusion; 2—Ore body; 3—Silicified zone; 4—Contact zone

碳同位素组成的影响是显著的^[10],所形成的方解石碳同位素组成变化也是显著的。但本区热液方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化范围较小 ($-5.31\text{‰} \sim -7.42\text{‰}$),因此, CO_2 的脱气作用不应是影响方解石矿物沉淀的主要因素。在热液流体中,方解石的溶解度随温度的降低而升高,随压力的降低而降低^[11];在封闭体系中的单纯冷却不能使方解石从热液流体中沉淀^[12],故本区方解石的沉淀应主要由水-岩反应和温度降低的耦合作用所致。另外,本区方解石中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值变化范围 ($3.90\text{‰} \sim 9.39\text{‰}$) 比 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化范围 ($-5.31\text{‰} \sim -7.42\text{‰}$) 大,这可能是受具有大气降水来源的地下水影响^[13],与岩浆水发生氧同位素交换作用,导致形成的方解石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 轻微亏损。

4.2 硫同位素特征

逍遥钨多金属矿床中的金属矿物主要为黄铁矿、辉钼矿、黄铜矿、磁黄铁矿和白钨矿等,因此,研究其成矿流体中硫的来源具有重要的意义,本次研究对象主要为黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿,产于岩体和其接触带附近,对整个矿山具有代表性。硫是大多数矿床中最重要成矿元素之一,不仅参与矿质的迁移和搬运,还与金属成矿物质结合,结晶沉淀成矿,因此对硫来源的研究可以为成矿物质来源和矿床成因提供重要信息。

由于硫是变价元素,它在热液中可呈多种价态形式出现,电价高的(即氧化形式)倾向富集重同位素。在热液矿床中,由于热液成矿作用中固-液相间的同位素分馏,热液形成的硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值一般并不等于热液总的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,而是总硫同位素组成 f_{O_2} 、pH、离子强度和温度的函数,即 $\delta^{34}\text{S} = f(\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}, f_{\text{O}_2}, \text{pH}, I, T)$ ^[14]。由于热液矿物的硫同位素组成不仅取决于源区物质的 $\delta^{34}\text{S}$ 值,而且取决于含硫物质在热液中迁移和矿物沉淀时的物理化学条件^[14-16],因此在热液矿床中要准确得到成矿热液中的 $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ 却相当不易,但可以给出一些定性的估计。

硫同位素测试结果表明(表2), $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿值主要介于 $5.6\text{‰} \sim 7.7\text{‰}$, 平均值为 6.65‰ ; $\delta^{34}\text{S}$ 磁黄铁矿值主要介于 $2.2\text{‰} \sim 15.3\text{‰}$, 平均值为 8.75‰ ; $\delta^{34}\text{S}$ 黄铜矿值主要介于 $3.5\text{‰} \sim 5.9\text{‰}$, 平均值为 4.7‰ ; 与花岗岩 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值 ($0 \sim 10\text{‰}$) 有些相近^[15]。除个别样品 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值为 15.3‰) 外,绝大多数样品 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 值主要集中于 $2.2\text{‰} \sim 7.7\text{‰}$ 之间,平均值为 5.0‰ , 极差为 5.5‰ 。由于本区 ^{34}S 磁黄铁矿 $>^{34}\text{S}$

黄铁矿 $>^{34}\text{S}$ 黄铜矿,并且具有共生关系的磁黄铁矿和黄铜矿存在 ^{34}S 黄铜矿 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 为 3.5‰) $>^{34}\text{S}$ 磁黄铁矿 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 为 2.2‰); 这与硫同位素在成矿过程中分馏的基本规律 (^{34}S 黄铁矿 $>^{34}\text{S}$ 磁黄铁矿 $>^{34}\text{S}$ 黄铜矿) 不相符合,这可能是由于金属硫化物快速沉淀导致硫同位素很难达到平衡^[16]。因此难以利用硫同位素相对富集系数求得其总硫同位素值来判断矿源^[17],但能说明热液成矿作用中硫源多样性和复杂过程^[18-20]。

即使在高温的内生条件下,地幔源硫形成硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值偏离陨石值一般不超过 $\pm 10\text{‰}$ ^[21];而典型的岩浆来源矿床硫同位素一般不超过 $+8\text{‰}$ ^[22]。根据 Ohomoto 等^[23]的意见,岩浆硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 4.0‰ 。本区硫化物平均 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 6.7‰ , 比岩浆硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大 2.7‰ 。由于矿区及外围无膏盐存在,所测试样品主要采集于岩体和其接触带附近;地层中休宁组、南沱组、蓝田组是该区白钨矿主要赋存层位,荷塘组、大陈岭组、杨柳岗组也是区内钨多金属矿化层位,岩性主要为白云质灰岩、泥灰岩、粉砂质泥岩、硅钙质页岩和粉砂岩等;结合碳氧同位素研究成果,可推测其硫源来自岩浆,但在成矿过程中由于具有大气降水来源的地下水渗入参与成矿流体循环,混入了一部分围岩地层硫,这与下述铅同位素研究结论相吻合。

4.3 铅同位素特征

矿石铅同位素的研究对象主要为逍遥钨多金属矿床的黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿,矿石铅组成主要受源区的初始铅、U/Pb、Th/U, 即 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 ν ($^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$)、 κ (Th/U) 及形成时间等因素的制约,而基本不受形成后所处的地球化学环境的影响。因此,通过对矿石铅同位素组成的分析可以逆推源区的 U-Th-Pb 体系特征,从而获得有关成矿物质来源的信息。

一般来说,金属硫化物中的 U、Th 含量很低,而在其结晶以后通过衰变作用所产生的放射性成因铅的含量非常低,与矿物中的铅含量相比可以忽略不计,矿物形成后不再有放射性成因铅的明显加入,可反映原始热液中金属物质源区的 U-Th-Pb 体系及其初始铅同位素组成特征,对硫化物铅同位素组成的影响可以忽略不计^[24-26]。因此,本次测试硫化物得到的铅同位素组成不需要经过校正,即代表硫化物形成时的初始铅同位素比值。另外,铅同位素的质量数大,不同的同位素之间相对质量差小,因此除受

放射性衰变和混合作用影响外,铅同位素组成不仅从矿源岩中浸取时不会产生同位素分馏,而且在转移进入成矿热液并随之迁移的过程中,即使成矿热液的物理化学条件发生变化,它们的同位素组成一般也不会发生变化^[27]。

逍遥钨多金属矿床的铅同位素测试结果显示(表 2),矿石样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 38.156~38.396(平均值为 38.242), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.530~15.598(平均值为 15.567), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 17.836~18.479(平均值为 18.156);岩体全岩样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 38.616~38.774(平均值为 38.680), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.615~15.666(平均值为 15.644), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.338~18.670(平均值为 18.491);接触带样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 38.364, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.595, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 18.578;围岩样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 39.054, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 15.884, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 23.321。

一些学者在总结世界上各类矿床大量铅同位素数据的基础上^[28],提出把铅同位素与地质环境和时间联系起来的构造模式,根据同位素比值投影点的分布特征及与不同地质单元平均演化曲线的关系判断成矿物质的来源。为了进一步探讨逍遥钨多金属矿床矿石铅的来源,将本区矿石铅同位素组成投影到铅同位素构造环境演化图解中(图 4),除一个围岩样品(超出图解范围)外,绝大多数样品落在造山带演化曲线上或其附近,并且相对集中,具有一定的

线性趋势,显示出造山带铅的特征;部分岩体和接触带样品与矿石铅同位素组成基本一致,反映了它们的同源关系;这与地质背景相吻合。

应该说明的是,上述铅同位素组成演化线是基于地壳和地幔各个储库的平均 Pb 同位素组成模拟而成^[28],只能反映各储库的大致演化趋势,因而未能囊括逍遥钨多金属矿床样品的全部范围。同时,铅构造模式图解中造山带的铅包括了高 μ 值的整合铅、俯冲带的壳幔混合铅、海底热水作用铅和部分沉积与变质作用铅^[29],在这种环境中进行着沉积作用、火山作用、深成作用、变质作用和迅速的侵蚀旋回的有效的均匀化作用,可以消除在地幔、上部地壳和下部地壳中自然增长的许多同位素的差异^[26,30]。因此,仅依靠铅同位素的构造模式图解并不能更好地示踪逍遥钨多金属矿床中的铅源,需要参考铅同位素参数特征进行综合分析判断。

从表 3 中所列结果可知,逍遥钨多金属矿床矿石铅的模式年龄(介于 77~498 Ma)均为正值且变化范围较大,说明这些样品的铅不是单阶段演化成因,可能具有复杂的形成过程。通常认为,铅同位素源区特征值,尤其是 μ 值的变化能提供地质体经历地质作用的信息,反映铅的来源。具有高 μ 值(大于 9.58)的铅^[31]或者位于零等时线右侧的放射成因铅通常被认为是来自 U、Th 相对富集的上部地壳物质^[28,31]。从表 3 可以看出,逍遥钨多金属矿床矿石铅同

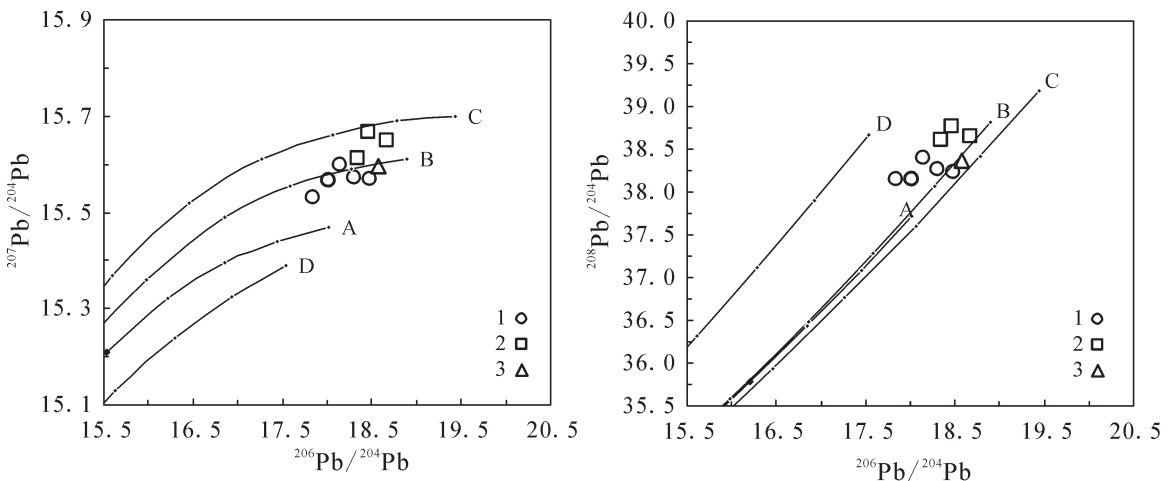


图 4 逍遥钨多金属矿床铅同位素构造环境演化图解(底图据文献[28])

A—地幔;B—造山带;C—上地壳;D—下地壳;1—矿石;2—岩体;3—接触带

Fig.4 Diagram showing evolutionary tectonic settings for Pb isotope from the Xiaoyao W-polymetallic deposit (base map after Zartman et al., 1981)

A—Mantle; B—Orogenic; C—Upper crust; D— Lower crust; 1—Ore; 2—Intrusion; 3—Contact zone

表3 逍遥钨多金属矿床铅同位素参数
Table 3 Lead isotope parameters from the Xiaoyao W-polymetallic deposit

样号	采样位置	t/Ma	μ	ω	Th/U	V1	V2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
XYZK5501-B8		410	9.44	37.23	3.82	43.84	36.71	49.21	15.80	24.68
XYZK5103-B4		354	9.49	37.79	3.85	52.91	41.14	56.78	17.83	31.07
XYZK5701-B6-1	矿体	213	9.42	36.18	3.72	53.72	49.31	65.51	16.13	27.68
XYZK5701-B6-2		77	9.40	35.04	3.61	57.40	58.50	75.99	15.93	26.64
XYZK5501-B1		498	9.39	37.94	3.91	39.09	26.92	38.55	13.39	24.62
XY14		238	9.50	37.79	3.85	63.06	48.35	67.78	18.94	36.98
XY08-2	岩体	40	9.54	36.45	3.70	72.40	65.04	87.12	21.22	37.89
XY10		209	9.59	38.22	3.86	70.13	53.98	75.18	22.26	41.22
XY11-2	接触带	37	9.44	35.29	3.62	63.15	62.46	81.76	17.63	30.21
XY05	围岩	-1000	12.38	31.72	2.48	201.49	293.88	357.93	36.49	48.74

注:铅同位素参数由 Geokit 软件^[34]计算得到。

位素 μ 值(介于 9.39~9.49,平均值为 9.43,极差为 0.10)相对集中,高于地幔原始铅 μ 值范围,但均低于地壳铅平均 μ 值(9.58),表明铅源不具有上地壳物质特征。本区矿石铅同位素参数 ω 值(介于 35.04~37.79,平均值为 36.84,极差为 2.75)总体上高于平均地壳铅的 ω 值(36.84);只有个别样品低于该值,具有混源特征。通常,具有低 μ 值的铅可能来自下地壳或上地幔^[32],低 μ 、高 ω 值被认为是下地壳的特征^[31,33]。逍遥矿床矿石铅的 Th/U 比值变化于 3.61~3.91,平均值为 3.78,均高于地幔值 3.45,与地壳的 Th/U 比值(约为 4)基本相当,揭示了成矿物质的壳源特征。因此,逍遥钨多金属矿床矿石铅同位素参数特征表明矿石铅整体上具有下地壳来源特征,具有混源特点。

一些学者根据不同成因类型岩石铅资料和已知成因的矿石铅资料^[35],给出了不同成因类型矿石矿物的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 变化范围。该模式突出铅同位素组成之间的变化关系和消除了时间因素的影响,理论上比那些全球性的演化模式有更好的示踪意义^[36]。通过计算得到逍遥钨多金属矿床矿石铅与同时代地幔的相对偏差 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ (表 3),并投影到铅同位素的 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 成因分类图解(图 5)上,除一个围岩样品投点落在上地壳铅同位素源区外,矿石铅样品靠近造山带铅源区和地幔铅源区,岩体和接触带样品靠近造山带铅源区和上地壳铅源区;部分岩体样品投点与矿石样品投点有重叠,说明它们有相似的成因。

结合矿床地质特征,表明矿床中铅主要与岩浆作用有关,其来自地壳与地幔混合的源区;这一特征与 Zartman 的铅构造模式中样品的分布特征基本一致,反映地壳和地幔各个储库的混合趋势,也与碳氧同位素研究结论基本吻合。

因此,硫化物铅同位素比值和参数投图揭示本区成矿物质来源具壳幔混合特点,且与岩浆作用有关。逍遥源区的壳幔混合,岩浆上升过程中对地壳围岩的同化,以及岩浆流体和地下水对基底和盖层岩石中 W 等物质的萃取,为混合作用提供了种种可能。

4.4 成矿物质来源与成矿

逍遥钨多金属矿床位于江南隆起带东段,碳、硫和铅同位素组成特征表明逍遥矿床的成矿物质来源于岩浆,同时受到壳源物质的混染,铅同位素数据进一步表明成矿流体中的铅具有下地壳来源特征。前人对靠背尖岩体花岗闪长岩进行黑云母阶段加热法 ^{39}Ar - ^{40}Ar 测年,认为岩体侵位年龄为 $(134.3\pm 1.4)\text{Ma}$ ^[1],属燕山期。此时该地区发生了强烈的岩浆活动^[37,38],皖南张性或向张性过渡的地球动力学背景之下,其性质类似于碰撞造山作用的挤压-伸展转变期^[39]。中国东部由近 EW 向构造体制转换为受古太平洋板块向欧亚板块下俯冲控制的 NE-NNE 向构造体制^[40];俯冲消减碰撞造山引发软流层上涌的深部地质过程联合作用的这一构造体制,控制着中国中东部大陆的形成演化与变形^[41];皖浙赣断裂带控制着皖浙赣相邻区燕山期岩浆岩、矿床的形成和分布,中国东南部由近东西向的古亚洲构造域向北东-北北东向的太平洋构

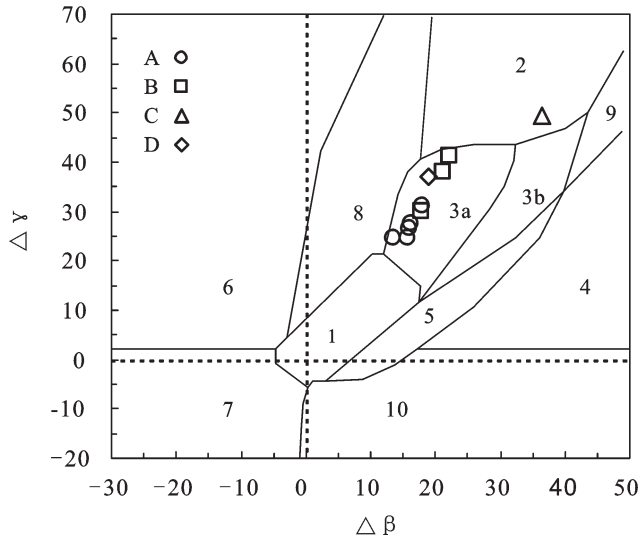


图 5 逍遥钨多金属矿床铅同位素的 $\Delta\beta - \Delta\gamma$ 成因分类图解 (底图据朱炳泉等, 1998)
 1—地幔源铅; 2—上地壳铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a. 岩浆作用; 3b. 沉积作用); 4—化学沉积型铅; 5—海底热水作用铅; 6—中深变质作用铅; 7—深变质下地壳铅; 8—造山带铅; 9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质铅; A—矿石; B—岩体; C—接触带; D—围岩

Fig.5 $\Delta\beta - \Delta\gamma$ diagram of genetic classification of lead isotopes from the Xiaoyao W-polymetallic deposit (base map after Zhu et al., 1981)

1—Mantle lead; 2—Upper crust lead; 3—Mixed lead between upper crust and mantle subduction zone (3a: magmatism; 3b: sedimentation); 4—Chemical sedimentation lead; 5—Submarine hydrothermal deposition lead; 6—Middle-high grade metamorphism lead; 7—High-grade metamorphism lead in lower crust; 8—Orogenic belt lead; 9—Upper crust lead of ancient shale; 10—Retrograde metamorphism lead; A—Ore; B—Intrusion; C—Contact zone; D—Country rock

造域的转换^[42]。

燕山期, 江南陆内造山带形成于壳-幔相互作用等深部过程、北部华北与扬子地块发生陆-陆碰撞、南部华南地块向北推挤以及随之作用的太平洋板块与欧亚板块相互作用的区域复合动力学背景^[43], 岩石圈减薄引起软流圈地幔上涌^[44-47], 同时发生减压熔融, 产生基性岩浆^[48], 底侵在壳幔边界和下地壳中, 下地壳局部熔融产生中酸性岩浆。随着底侵作用的增强, 下地壳温度增高并发生部分熔融, 熔融的岩浆通过早期形成的深大断裂上侵至地壳^[49], 使之发生重融, 形成富硅铝质的花岗质岩浆。深源岩浆在上升侵位过程中, 除本身产生分异外, 同时能与穿过的含矿建造发生同化混染作用, 随着岩浆演化分异程度的提高, 成矿物质在岩浆热液中不断富集。

岩浆作用不仅从深部带来了成矿物质, 而且还为地下水的对流循环提供了大量的热量。在大量热能和挥发分作用下, 使地层中的成矿物质活化迁移并驱动流体活化迁移, 在一定层位中预富集。在岩浆上侵过程中, 岩浆热液对地层中预富集的成矿物质进行活化, 然后在有利的构造部位富集、沉淀, 形成

钨多金属矿床。

5 结论

(1) 逍遥钨多金属矿床的方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为 $-5.31\text{‰} \sim -7.42\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $3.90\text{‰} \sim 9.39\text{‰}$; 碳主要来源于深部岩浆, 同时少量碳是由大气降水来源的地下水从地层中淋取而来混入到成矿流体中。

(2) 硫同位素: $\delta^{34}\text{S}$ 黄铁矿值主要介于 $5.6\text{‰} \sim 7.7\text{‰}$, 平均值为 6.65‰ ; $\delta^{34}\text{S}$ 磁黄铁矿值主要介于 $2.2\text{‰} \sim 15.3\text{‰}$, 平均值为 8.75‰ ; $\delta^{34}\text{S}$ 黄铜矿值主要介于 $3.5\text{‰} \sim 5.9\text{‰}$, 平均值为 4.7‰ ; 表明成矿热液中的硫同位素分馏未达到平衡, 其硫源来自岩浆, 在成矿过程中由于具有大气降水来源的地下水渗入参与成矿流体循环, 混入了一部分围岩地层硫。

(3) 矿石样品 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 $38.156 \sim 38.396$ (平均值为 38.242), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 $15.530 \sim 15.598$ (平均值为 15.567), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为 $17.836 \sim 18.479$ (平均值为 18.156); 利用矿石、岩浆岩和围岩铅同位素对比, 结合铅构造模式图解和其参数综合分析, 表明铅源与岩浆作用密切相关, 整体上显示下地壳来源特征,

具有壳幔混源特点。

(4) 碳硫铅同位素数据表明, 燕山期逍遥地区大规模的构造-岩浆活动不仅带来了大量的成矿物质, 而且使地层中的成矿物质活化迁移, 并在有利的构造部位沉淀富集, 从而形成钨多金属矿床。

参考文献 (References):

- [1] 侯明金. 江南隆起带 (安徽部分) 燕山晚期岩浆活动与深部过程 [D]. 安徽: 合肥工业大学, 2005: 1-102.
Hou Mingjin. The Magmatic Activities and Its Depth Process of the Later Yanshannian Granitoids in the Jiangnan Uplift in the Area of Anhui Province [D]. Anhui: Hefei University of Technology, 2005, 1-102.
- [2] Friedman I, O'Neil J R, Fleischer M. Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest [R]. US Geological Survey Professional Paper, 1977.
- [3] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000: 212-217.
Zhen Yongfei and Chen Jiangfeng. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Science Press, 2000: 212-217 (in Chinese).
- [4] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. Economic Geology, 1972, 67(5): 551-578.
- [5] Taylor BE. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S reviews in mineralogy [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 1986, 16(1): 185-225.
- [6] Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variation [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1980, 44: 579-588.
- [7] 温春齐. 矿床研究方法 [M]. 成都: 成都理工大学, 2008: 132-139.
Wen Chunqi. The Researchful Method of Deposit [M]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2008: 132-139 (in Chinese).
- [8] Zheng Y F. Carbon-oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcite during degassing of CO_2 : A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan [J]. Mineralium Deposita, 1990, 25: 246-250.
- [9] Zheng Y F and Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites [J]. Mineralium Deposita, 1993, 28: 79-89.
- [10] 郑永飞. 稳定同位素体系理论模型及其矿床地球化学应用 [J]. 矿床地质, 2001, 20(1): 57-70.
Zhen Yongfei. The modeling of stable isotopic system and application for ore deposit geochemistry [J]. Mineral Deposits, 2001, 20(1): 57-70 (in Chinese with English abstract).
- [11] Barnes H L. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons, 1997: 972.
- [12] 刘家军, 何明勤, 李志明, 等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义 [J]. 矿床地质, 2004, 23(1): 1-10.
Liu Jiajun, He Mingqin, Li Zhiming, et al. Oxygen and carbon isotopic geochemistry of Baiyangping silver-copper polymetallic ore concentration area in Lanping basin of Yunnan Province and its significance [J]. Mineral Deposits, 2004, 23 (1): 1-10 (in Chinese with English abstract).
- [13] 储雪蕾, 霍卫国, 张翼. 内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源 [J]. 岩石学报, 2002, 18(4): 566-574.
Chu Xuelei, Huo Weiguang, Zhang Yun. S, C and Pb isotopes and sources of metallogenetic elements of the Dajing Cu-polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia, China [J]. Acta Petrologica Sinica, 18 (4): 566-574 (in Chinese with English abstract).
- [14] 韩吟文, 马振东. 地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 2003: 231-239.
Han Yinwen, Ma Zhendong. Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2003: 231-239 (in Chinese).
- [15] 范寿龙, 何谋春, 姚书振, 等. 豫西东闯金矿床流体包裹体及稳定同位素研究 [J]. 矿床地质, 2012, 31(1): 27-40.
Fan Shoulong, He Mouchun, Yao Shuzhen, et al. Fluid inclusions and stable isotope geochemistry of Dongchuang gold deposit in western Henan: Implications for genesis [J]. Mineral Deposits, 2012, 31(1): 27-40 (in Chinese with English abstract).
- [16] 杨向荣, 彭建堂, 胡瑞忠. 新疆塔里木西南缘塔木铅锌矿硫同位素特征与成因 [J]. 岩石学报, 2010, 26(10): 3074-3084.
Yang Xiangrong, Peng Jiantang, Hu Ruizhong, et al. Sulfur isotopes characteristics and genesis of Tamu lead and zinc ore deposit, southwest margin of Tarim, Xinjiang [J]. Acta petrologica sinica, 2010, 26(10): 3074-3084 (in Chinese with English abstract).
- [17] 胡小蝶, 沈保丰, 毛德宝, 等. 冀北蔡家营铅锌矿床成因探讨 [J]. 地质调查与研究, 2005, 28(5): 221-227.
Hu Xiaodie, Shen Baofeng, Mao Debao, et al. On metallogeny of the Caijiaying Pb-Zn deposit in northern of Hebei Province [J]. Geological Survey and Research, 2005, 28(5): 221-227 (in Chinese with English abstract).
- [18] 阚亮, 郑有业, 许荣科, 等. 硫同位素示踪与热液成矿作用研究 [J]. 地质与资源, 2009, 18(3): 197-203.
Shan Liang, Zheng Youye, Xu Rongke, et al. Review on sulfur isotopic tracing and hydrothermal metallogenesis [J]. Geology and Resources, 2009, 18(3): 197-203 (in Chinese with English abstract).
- [19] 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹. 同位素地质年代学与地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 2005. 262-276.
Chen Yuelong, Yang Zhongfang, Zhao Zhidan. Isotopic Geochronology and Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2005: 262-276 (in Chinese).
- [20] 聂凤军, 江思宏, 赵月明. 小秦岭地区文峪和东闯石英脉型金矿床铅及硫同位素研究 [J]. 矿床地质, 2001, 20(2): 163-173.
Nie Fengjun, Jiang Shihong, Zhao Yueming. Lead and sulfur isotopic studies of the Wenyu and the Dongchuang Quartz vein type gold deposits in Xiaoqinling area, Henan and Shanxi Provinces, Central China [J]. Mineral Deposits, 2001, 20 (2): 163-173 (in Chinese with English abstract).

- [21] 耿新霞, 杨富全, 杨建民, 等. 新疆阿尔泰铁木尔特铅锌矿床稳定同位素组成特征[J]. 矿床地质, 2010, 29(6):1088-1100.
Geng Xinxia, Yang Fuquan, Yang Jianmin, et al. Stable isotope characteristics of Tiemurte Pb-Zn deposit in Altay, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2010, 29(6):1088-1100(in Chinese with English abstract).
- [22] 陈柏林, 杨屹, 王小凤, 等. 阿尔金北缘大平沟金矿床成因[J]. 矿床地质, 2005, 24(2):168-175.
Chen Bailin, Yang Yi, Wang Xiaofen, et al. Origin of Dapinggou gold deposit in northern Altun area, northwestern China[J]. Mineral Deposits, 2005, 24(2):168-175(in Chinese with English abstract).
- [23] Ohmoto H L, Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon [C]// Barnes H L, et al (eds.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York. John Wiley and Sons, 1979, 509-567.
- [24] 魏菊英, 王关玉. 同位素地球化学[M]. 北京:地质出版社, 1988: 1-166.
Wei Juying, Wang Guanyu. Isotope and Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988:1-166(in Chinese).
- [25] 张乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些多金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 2000, 29(3):231-238.
Zhang Qian, Pan Jiayong, Shao Shuxun. An interpretation of ore lead sources from lead isotopic compositions of some ore deposits in China[J]. Geochimica, 2000, 29(3):231-238 (in Chinese with English abstract).
- [26] 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.
Zhang Ligang. The geology present and future of lead isotope [J]. Geology and Prospecting, 1992, 28 (4):21-29 (in Chinese with English Abstract).
- [27] 沈渭洲. 稳定同位素地质[M]. 北京:原子能出版社, 1987:337-402.
Shen Weizhou. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Atomic Energy Press, 1987(in Chinese).
- [28] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics; the model [J]. Tectonophysics, 1981, 75:135-162.
- [29] 付超, 王建平, 彭润民, 等. 内蒙古甲生盘铅锌硫矿床铅同位素组成及其对成矿物质来源的示踪意义 [J]. 中国地质, 2010, 37(6): 1690-1698.
Fu Chao, Wang Jianping, Peng Runmin, et al. Lead isotope composition of the Jiashengpan lead-zinc-sulfur deposit in Inner Mongolia and its tracing significance for ore-forming materials[J]. Geology in China, 2010, 37 (6):1690-1698 (in Chinese with English abstract).
- [30] 沈能平. 湖北徐家山锑矿床铅同位素组成与成矿物质来源探讨 [J]. 矿物学报, 2008, 28(2):169-176.
Shen Nengping. Lead isotope compositions and its significance for ore-forming material of the Xujiashan antimony deposit, Hubei Province [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2008, 28 (2):169-176 (in Chinese with English Abstract).
- [31] 吴开兴, 胡瑞忠, 毕献武, 等. 矿石铅同位素示踪成矿物质来源综述[J]. 地质地球化学, 2002, 30(3):73-79.
Wu Kaixing, Hu Ruizhong, Bi Xianwu, et al. Ore lead isotopes as a tracer for ore-forming material sources: a review[J]. Geology and Geochemistry, 2002, 30 (3):73-79 (in Chinese with English abstract).
- [32] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1975, 26: 207-221.
- [33] Kamona A F, Leveque J, Friedrich G, et al. Lead isotopes of the carbonate-hosted Kabwe, Tsumeb, and Kipushi Pb-Zn-Cu sulphide deposits in relation to Pan African orogenesis in the Damaran-Lufilian fold belt of central Africa [J]. Mineralium Deposita, 1999, 34:273-283.
- [34] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5):459-464.
Lu Yuanfa. GeoKit: A geochemical toolkit for Microsoft excel [J]. Geochimica, 2004, 33 (5):459-464 (in Chinese with English abstract).
- [35] 朱炳泉, 李献华, 戴潼谟. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化 [M]. 北京: 科学出版社, 1998: 216-235.
Zhu Bingquan, Li Xianhua, Dai Tongmo, et al. The Theory and Application of Isotopic System in Earth Sciences [M]. Beijing: Science Press, 1998: 1-330(in Chinese).
- [36] 郑明华, 张寿庭, 刘家军, 等. 西南天山穆龙套型金矿床产出地质背景与成矿机制[M]. 北京:地质出版社, 2001. 84-89.
Zheng Minghua, Zhang Shouting, Liu Jiajun, et al. The Geological Background and Metallogenic Mechanism of Muluntau Type Gold Deposit from Southwestern Tianshan [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2001. 84-89(in Chinese).
- [37] 周涛发, 袁峰, 侯明金, 等. 江南隆起带东段皖赣相邻区燕山期花岗岩类的成因及形成的地球动力学背景 [J]. 矿物岩石, 2004, 24(3):65-71.
Zhou Taofa, Yuan Feng, Hou Mingjin, et al. Genesis and geodynamic background of Yanshanian granitoids in the eastern Jiangnan uplift in the adjacent area of Anhui and Jiangxi Provinces, China [J]. Journal Petrol., 2004, 24 (3):65-71 (in Chinese with English abstract).
- [38] 陈国达, 向缉熙, 朱廷华, 等. 安徽省大地构造与成矿[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988:1-191.
Chen Guoda, Xiang Jixi, Zhu Tinghua, et al. Tectonics and Metallogeny of Anhui Province [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988:1-191(in Chinese).
- [39] 周涛发, 岳书仓, 袁峰, 等. 长江中下游两个系列铜、金矿床及其成矿流体系统的氢、氧、硫、铅同位素研究[J]. 中国科学(D辑), 2000, 30(增刊):122-128.
Zhou Taofa, Yue Shucang, Yuan Feng, et al. H, O, S and Pb isotopic study of two series of copper-gold deposit and their metallogenic fluid system in middle-lower Yangtze area[J]. Science in China (Ser.D), 2000, 30 (supp.):122-128 (in Chinese with English abstract).

- [40] 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. Mao Jingwen, Xie Guiqing, Zhang Zuoheng, et al. Mesozoic large-scale metallogenic pulses in north China and corresponding geodynamic settings [J]. Acta petrologica sinica, 2005, 21 (1):169-188(in Chinese with English abstract).
- [41] 肖庆辉, 刘勇, 冯艳芳, 等. 中国东部中生代岩石圈演化与太平洋板块俯冲消减关系的讨论 [J]. 中国地质, 2010, 37 (4):1092-1101. Xiao Qinghui, Liu Yong, Feng Yanfang, et al. A preliminary study of the relationship between Mesozoic lithosphere evolution in eastern China and the subduction of the Pacific plate[J]. Geology in China, 2010, 37(4):1092-1101(in Chinese with English abstract).
- [42] 余心起, 江来利, 许卫, 等. 皖浙赣断裂带的界定及其基本特征 [J]. 地学前缘, 2007, 14(3):102-113. Yu Xinqi, Jiang Laili, Xu Wei, et al. Identification and basic characteristics of the Anhui-Zhejiang-Jiangxi Fault Zone [J]. Earth Science Frontiers, 2007, 14 (3):102-113 (in Chinese with English abstract).
- [43] 周涛发, 袁峰, 侯明金, 等. 江南隆起带东段皖赣相邻区的成矿条件与资源潜力对比研究 [J]. 自然科学进展, 2003, 13(10):1036-1041. Zhou Taofa, Yuan Feng, Hou Mingjin, et al. The comparative study of metallogenic condition and resource potential in the eastern Jiangnan uplift in the adjacent area of Anhui and Jiangxi Provinces, China [J]. Progress in Natural Science, 2003, 13(10):1036-1041(in Chinese with English abstract).
- [44] 路凤香, 郑建平, 侯青叶, 等. 中国东部壳-幔、岩石圈-软流圈之间的相互作用带: 特征及转换时限[J]. 中国地质, 2006, 33(4):773-781. Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Hou Qingye, et al. Zones of crust-mantle and lithosphere-asthenosphere interaction in eastern China: Characteristics and timing of transformation [J]. Geology in China, 2006, 33(4):773-781(in Chinese with English abstract).
- [45] 张彦杰, 廖圣兵, 周效华, 等. 江南造山带北缘鄣公山地区新元古代地层构造变形特征及其动力学机制[J]. 中国地质, 2010, 37 (4): 978-994. Zhang Yanjie, Liao Shengbing, Zhou Xiaohua, et al. Structural deformation features and dynamic mechanism of Neoproterozoic strata in Zhanggongshan area, northern margin of the Jiangnan Orogen [J]. Geology in China, 2010, 37(4):978-994 (in Chinese with English abstract).
- [46] 孙卫东, 凌明星, 汪方跃, 等. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(3):219-225. Sun Weidong, Ling Mingxing, Wang Fangyue, et al. Pacific plate subduction and Mesozoic geological event in eastern China [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2008, 27(3):219-225(in Chinese with English abstract).
- [47] 肖庆辉, 邱瑞照, 伍光英, 等. 中国东部中生代软流层上涌造山作用[J]. 中国地质, 2006, 33(4):731-750. Xiao Qinghui, Qiu Ruizhao, Wu Guangying, et al. Mesozoic asthenospheric upwelling orogeny in eastern China [J]. Geology in China, 2006, 33(4):731-750(in Chinese with English abstract).
- [48] 吕庆田, 侯增谦, 杨竹森, 等. 长江中下游地区的底侵作用及动力学演化模式: 来自地球物理资料的约束[J]. 中国科学(D 辑), 2004, 34(9):783-794. Lv Qingtian, Hou Zengqian, Yang Zhusheng, et al. The model of geodynamic evolution and underplating in middle-lower Yangtze area: Constraints from geophysical data [J]. Science in China (Ser.D), 2004, 34(9):783-794(in Chinese with English abstract).
- [49] 赵文津. 长江中下游金属矿找矿前景与找矿方法 [J]. 中国地质, 2008, 35(5):771-802. Zhao Wenjin. Ore prospects and ore exploration methods for metal deposits in the middle and lower Yangtze River valley [J]. Geology in China, 2008, 35(5):771-802(in Chinese with English abstract).

The sources of metallogenic materials and mineralization of the Xiaoyao W-polymetallic deposit in Anhui Province: Evidence from carbon, sulfur and lead isotopes

DU Yu-diao^{1,2}, LIU Jia-jun¹, YU Xin-qi¹, ZHOU Xiang¹,
YANG He-ming¹, YANG Long-bo¹, HUANG Yong-hai²

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Geological Survey of Anhui Province, Hefei 230001, Anhui, China)

Abstract: The Xiaoyao W-polymetallic deposit of Anhui Province is a W-Ag-Zn-Pb-Cu-Mo deposit in Jiangnan uplift. The W-polymetallic ore bodies mainly occur as lenses, layers and veins in the contact zone between the intrusion and the wall rock. The $\delta^{13}\text{C}$ characteristics of calcite in this deposit suggest that the carbon was mainly derived from magmatic rocks with a certain amount from the country rocks through the leaching of groundwater derived from meteoric waters. The $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ values suggest that sulfur isotopes in pyrrhotine, pyrite, chalcopyrite have not reached equilibrium. Sulfur was mainly derived from magmatic rocks, contaminated by the country rocks during the metallogenic process. The tectonic patterns of lead isotope and related parameters indicate that the metallogenic material was closely related to magmatism. The lead generally came from the lower crust and was characterized by the mixture of the crust and the mantle. Based on the features of carbon, sulfur and lead isotopes of the W-polymetallic deposit, the authors have concluded that the large-scale Yanshanian tectonic-magmatic activity not only brought a large amount of metallogenic materials for the deposit but also promoted the activation and migration of metallogenic materials from the strata. These materials were precipitated and concentrated in some favorable structures and formed the W-polymetallic deposit.

Key words: Xiaoyao deposit; isotopes; metallogenic materials; mineralization

About the first author: DU Yu-diao, male, born in 1985, master candidate, mainly engages in the study of mineral deposits and geochemistry; E-mail: garnetdyd@sina.com.

About the corresponding author: LIU Jia-jun, male, born in 1963, professor, engages in the study of mineral deposits and geochemistry; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn.