

文章编号 0258-7106(2009)01-0093-11

山东沂南金铜铁矿床同位素地球化学研究*

李科¹, 顾雪祥¹, 董树义^{1, 2}

(1 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059)

摘要 山东沂南矽卡岩-热液型金铜铁矿床位于沂沭断裂带西侧, 矿床受控于燕山期中酸性杂岩体与围岩的接触带及围岩中的构造薄弱带(不整合面、层间破碎带、滑脱带), 矿体围绕岩体呈环带状产出。文章在成矿地质条件分析基础上, 系统研究了沂南金矿床的氢、氧、碳、硫、铅同位素以及铷锶同位素的组成特征, 探讨了成矿热液类型和成岩成矿物质来源。研究表明, 成矿热液早期以岩浆热液为主, 后期有部分大气降水的加入, 且两者均与围岩发生了同位素交换作用, 热液中碳主要为深源岩浆来源, 少量来自海相碳酸盐岩的溶解作用; 硫化物矿石中的硫同位素组成特征反映了硫源具有深源岩浆硫的特征, 铅主要为放射性成因的“J型铅”, 其源区年龄(2.37 Ga)暗示了矿床的成矿物质来源于结晶基底(新太古代泰山群); 铷锶同位素组成特征表明, 含矿中酸性岩体的成岩物质来源为幔壳混合型。

关键词 地球化学; 矽卡岩-热液型金铜铁矿床; 同位素; 中酸性杂岩体; 中生代; 鲁西

中图分类号: P618.51; P618.41; P618.31

文献标志码: A

Isotopic geochemistry of Yinan Au-Cu-Fe deposit in Shandong Province

LI Ke¹, GU XueXiang¹ and DONG ShuYi^{1, 2}

(1 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China)

Abstract

The Yinan Au-Cu-Fe deposit located west of the Yishu deep fault zone in western Shandong Province is a skarn and hydrothermal type ore deposit. The ore bodies occur in the contact zones between the Yanshanian intermediate-acidic composite intrusions and their surrounding wall rocks. Based on metallogenic settings, this paper has analyzed the composition characteristics of H, O, C, S, Pb and Rb-Sr isotopes and the indicative meaning of these isotopes to chemistry of the ore fluids and the sources of the ore-forming materials and intrusions. The composition of H and O isotopes shows that ore fluids were most likely composed of magmatic water mixed with limited meteoric water at the late ore-forming stage. Sulfur and carbon isotopic data suggest that the ore-forming materials were mainly derived from the deep magma and subordinately from the dissolution of wall rocks. The significant Pb isotopic values of the ore might have resulted from the interfusion with a large amount of radioactive anomalous Pb (“J” type Pb), whose calculated age (2.37Ga) implies that the ore-forming materials had close genetic relations with the crystalline basement (Taishan Group). It can be deduced from the composition of Rb-Sr isotopes that the ore-forming stocks might have been the remelting products of high-maturity crustal materials or have resulted from the mixture of crustal materials with limited mantle components.

* 本文得到国家自然科学基金(40772060)、中国地质调查局危机矿山接替资源找矿项目(200637035)、高等学校学科创新引智计划(B07011)、中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室基金(GPMR0531)的联合资助

第一作者简介 李科,男,1986年生,在读硕士研究生,主要从事矿床学、矿床地球化学研究。Email:likeyou518@163.com

通讯作者 顾雪祥,男,博士,教授,矿床学、岩石学、矿床学专业。Email:xuexiang-gu@cugb.edu.cn

收稿日期 2008-07-24; 改回日期 2008-09-21。李德先编辑。

Key words: geochemistry, skarn and hydrothermal type Au-Cu-Fe deposit, isotope, intermediate-acidic composite intrusions, Mesozoic, western Shandong

沂南砂卡岩-热液型金铜铁矿床位于华北板块东南缘,沂沭断裂带(郯庐断裂带的山东境内部分)西侧的鲁西地区,是沂沭断裂带西侧与中生代火山作用有关的金铜铁多金属矿床的典型代表。矿山隶属于山东黄金集团有限公司,是一座有 50 年开采历史的老矿企业,由相距 6 km 的铜井、金场 2 个矿区组成。前人^①(邱检生等,1996)曾对该区的成矿规律等方面进行了初步研究,但有关矿床同位素地球化学方面的研究尚显薄弱。本文在已有工作的基础上,对该区进行了氢、氧、碳、硫、铅及铷锶同位素组成的研究,这对系统探讨该区成矿热液类型和成岩成矿物质来源等问题,具有重要的指导意义。

1 地质背景与矿床特征

区域出露地层主要有新太古代泰山群雁翎关组、新元古代土门群佟家庄组、寒武系下统长清群和中上统九龙群,其中太古宙雁翎关组为该区结晶基底,新元古界和寒武系构成其盖层,两者之间为角度不整合。太古宙基底岩石主要为花岗片麻岩、斜长角闪岩、角闪变粒岩等,由一套钙镁铁质火山沉积岩系经中高级区域变质作用形成。新元古代土门群佟家庄组为一套浅海相沉积,底部为灰白色中细粒砂岩、含砾砂岩,中上部为灰黄、灰紫色页岩夹薄层泥灰岩。寒武系长清群自下而上由李官组、朱砂洞组和馒头组组成,主要为一套细碎屑岩、钙质泥岩、页岩与薄层泥灰岩、鲕粒灰岩、砂屑灰岩、白云质灰岩互层,寒武系九龙群自下而上包括张夏组、崮山组、炒米店组和三山子组,岩性以薄层灰岩、竹叶状灰岩、鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩和泥质白云岩为主,局部夹页岩。山东沂南金铜铁矿床出露地层主要有寒武系朱砂洞组、馒头组、张夏组和崮山组(图 1)。

矿区燕山期中酸性岩浆活动频繁,形成多期次侵入的杂岩体。铜井矿区与成矿有关的铜井杂岩体边缘呈似层状或舌状岩床侵入围岩中,地表形态不规则(图 1a)。在垂直剖面上,杂岩体西部以石英闪长岩为主,全岩 K-Ar 年龄为 125.5 Ma;东部主要为

石英闪长玢岩,全岩 K-Ar 年龄为 117.5 Ma(郑子恒等,1996)。金场矿区与成矿有关的金场杂岩体呈复式岩颈和岩枝状,西部为金场复式岩颈,由斑状中细粒二长花岗岩组成,东部为冶官墓岩枝,由花岗斑岩组成,杂岩体周围分布有环状、放射状岩脉群(图 1b),花岗斑岩的全岩 K-Ar 年龄为 121 Ma^①。

区内构造以断裂为主,其次为穹隆及其相关构造,两者均以多期、多阶段活动为特征。铜井矿区的断裂构造主要有 NW 向、NNE 向 2 组,其中以 NNE 向断层最为发育,构成区内基本构造轮廓(图 1a)。金场矿区的断裂构造主要有 NW 向、NNE(NE)向 2 组(图 1b),基本控制了杂岩体的侵位和矿体的分布。

矿体主要赋存于铜井和金场杂岩体的接触带及其围岩中的构造薄弱带(不整合面、层间破碎带、滑脱带)以及顺层侵入的岩床(岩舌)内部及其上下两侧。矿体形态复杂,多呈似层状、扁豆状、透镜状、囊状或不规则状,厚度变化于 0.5~11.6 m 之间。矿石中主要金属矿物有自然金、黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、磁铁矿、镜铁矿,非金属矿物主要为石榴子石、透辉石、绿泥石、绿帘石、石英、方解石等。矿石结构以粒状结构、自形-半自形结构、他形结构为主,次为交代残余结构、包含结构、骸晶结构、假象结构、压碎结构等。矿石构造主要有块状、浸染状、脉状-网脉状、条带状和角砾状构造等。矿石类型有磁铁矿型、含金铜磁铁矿型、含金铜砂卡岩型、含金铜大理岩型和含金铜角岩型 5 类。根据矿物共生组合和脉体间的穿插关系,成矿过程大致可分为 4 个阶段,即干砂卡岩阶段(Ⅰ)、湿砂卡岩-磁铁矿阶段(Ⅱ)、石英-硫化物阶段(Ⅲ)和碳酸盐阶段(Ⅳ)。

矿区内与成矿作用有关的围岩蚀变发育,主要有角岩化、大理岩化、砂卡岩化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化、钾长石化、钠长石化、绢云母化、石膏化等,广泛分布于杂岩体与围岩接触带及其附近层间破碎带和不整合面附近。自岩体向外,矿化具有一定的分带性,由钼矿化→磁铁矿化→砷黝铜矿化-斑铜矿化-黄铜矿化-金矿化→黄铜矿化-金矿化,矿石类型由磁铁矿型→含金铜磁铁矿型→含金铜砂卡岩型→含金

① 万天丰,郑子恒,郑宽喜等. 1992. 铜井、金场矿田成矿规律与成矿预测研究报告.

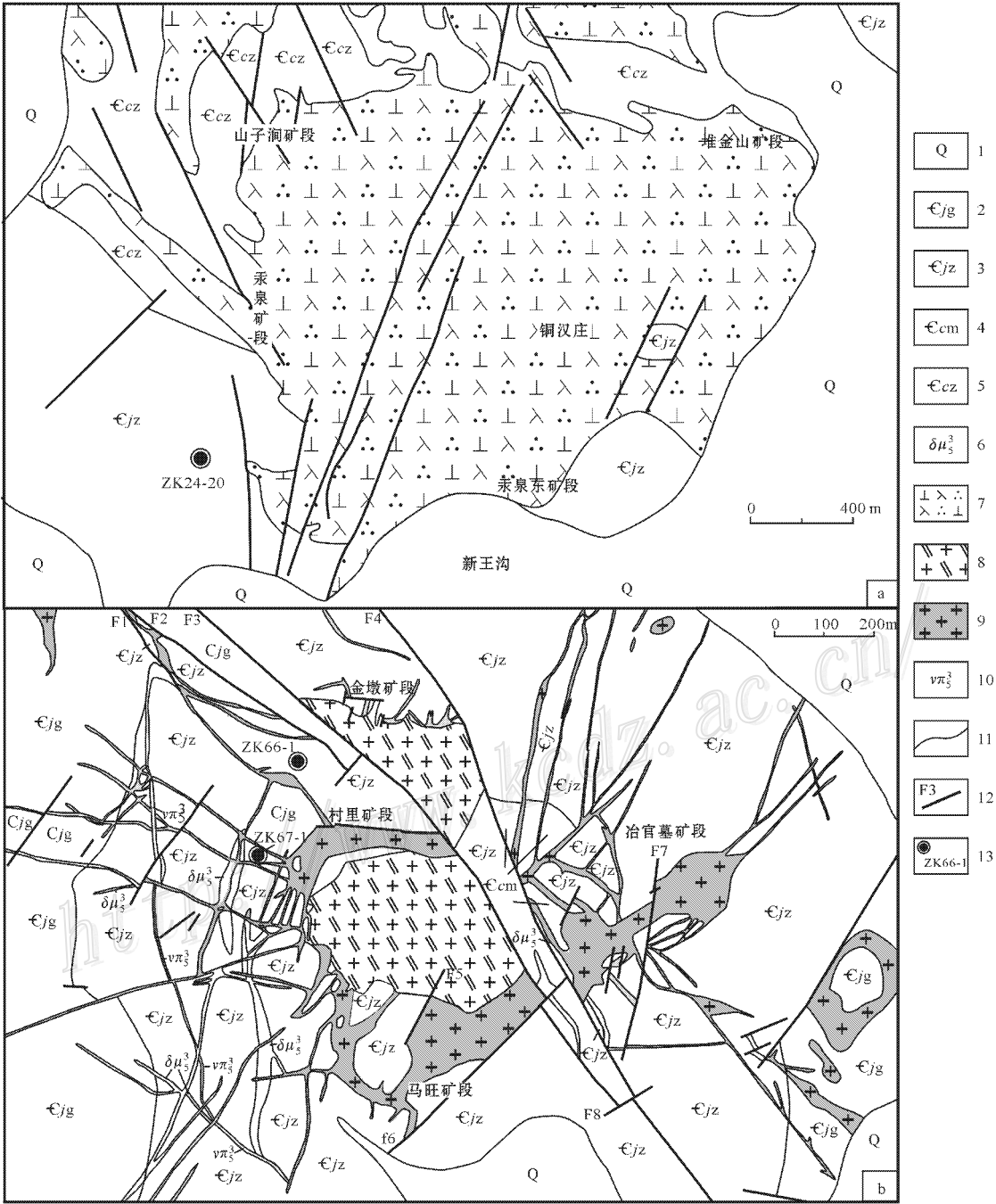


图 1 沂南金铜铁矿床铜井(a)和金场(b)矿区地质简图(据顾雪祥等 2008)

1—第四系；2—寒武系九龙群苗山组；3—寒武系九龙群张夏组；4—寒武系长清群馒头组；5—寒武系长清群朱砂洞组；6—闪长玢岩；7—石英闪长玢岩；8—二长花岗岩；9—花岗斑岩；10—角闪花岗斑岩；11—地质界线；12—断层及编号；13—钻孔及编号

Fig. 1 Simplified geological map of the Tongjing(a) and Jinchang(b) ore districts in the Yinan Au-Cu-Fe ore zone (after Gu et al. , 2008)

1—Quaternary；2—Cambrian Gushan Formation；3—Cambrian Zhangxia Formation；4—Cambrian Mantou Formation；5—Cambrian Zhushadong Formation；6—Diorite porphyrite；7—Quartz diorite porphyrite；8—Monzonitic granite；9—Granite porphyry；10—Hornblende granite porphyry；11—Geological boundary；12—Fault and its serial number；13—Drill hole and its serial number

铜大理岩型。

2 样品采集与分析方法

2.1 样品采集

本文同位素分析测试的样品均采自沂南金矿区的地表、坑道和钻孔岩心。氢、氧同位素样品主要采自铜井矿区汞泉矿段 + 16 m 中段(石榴子石和镜铁矿)、山子涧矿段 - 10 m 中段(石英闪长玢岩、磁铁矿、镜铁矿及方解石)及金场矿区马旺矿段 - 280 m 中段(磁铁矿);碳、氧同位素样品采自地表(灰岩),铜井矿区汞泉矿段 + 16 m 中段(蚀变灰岩、大理岩及方解石)、山子涧矿段 - 10 m 中段(大理岩及方解石)、金场矿区冶官墓 - 330 m 中段(大理岩及方解石)硫和铅同位素样品(硫化物矿物)采于铜井矿区汞泉矿段 + 30 m 中段、山子涧矿段 - 10 m 中段和 - 50 m 中段、堆金山矿段、金场矿区马旺矿段 - 280 m 中段、金场 ZK67-1 钻孔和 ZK66-1 钻孔、金龙 ZK24-20 钻孔;全岩铷锶同位素测定样品(闪长玢岩)采自铜井矿区不同矿段。所采样品均未遭受任何蚀变和风化。

2.2 分析及步骤

选取具代表性样品,经手工逐级破碎、过筛,在双目镜下挑选 40~60 目、纯度大于 99% 的单矿物样品 5~10 mg。部分样品直接送实验室进行氢、氧同位素分析,其余挑纯后的单矿物或全岩样品在玛瑙钵里研磨至 200 目以下,送实验室分析。氢、氧同位素分析在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成,其他同位素分析均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行。

2.2.1 矿物(岩石)氧及其包裹体水的氢同位素

石英闪长玢岩全岩、磁铁矿、镜铁矿、石榴子石和方解石的氧同位素分析采用 BrF₅ 法(Clayton, 1963),矿物流体包裹体水氢同位素分析采用爆裂法取水、锌法制氢,爆裂温度为 550℃,采用的质谱仪为 MAT253,分析结果均以 SMOW 为标准。氧同位素分析精度为 $\pm 0.2\text{‰}$,氢同位素分析精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。

2.2.2 碳酸盐全岩和矿物的碳、氧同位素

碳酸盐的碳、氧同位素组成通过测定 CO₂ 得到。在真空系统中,样品与 100% 的磷酸在 25℃ 恒温条件下反应 4 小时以上,用冷冻法分离生成的水,收集纯净的 CO₂ 气体,并在 MAT251 质谱仪上进行测定。碳、氧同位素测定结果分别以 PDB 和 SMOW

为标准,分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。碳酸盐标准参考 GBW04417 方解石标准,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -24.12‰ 和 -6.06‰ 。

2.2.3 硫化物的硫同位素

硫同位素组成通过测定 SO₂ 获得。将硫化物单矿物和氧化亚铜按一定的比例(黄铁矿为 1:10,黄铜矿为 1:8)研磨,并在高温处理好的瓷舟中混合均匀,装入石英管,在真空 $2.0 \times 10^{-2}\text{Pa}$ 状态下加热(反应温度为 980℃),进行氧化反应,生成 SO₂,用冷冻法收集,并用 MAT251 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测量结果以 CDT 为标准,分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。硫化物标准参考 GBW-04414、GBW-04415 硫化银标准,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别是 $-0.07\text{‰} \pm 0.13\text{‰}$ 和 $22.15\text{‰} \pm 0.14\text{‰}$ 。

2.2.4 硫化物的铅同位素

称取适量硫化物放入聚四氟乙烯坩埚中,加入混合酸(HF + HClO₄)溶样。样品分解后,将其蒸干,再加入盐酸溶解、蒸干,最后加入 0.5 mol/L HBr 溶液溶解样品,进行铅的分离。铅的分离是将溶解的样品倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中,然后用 0.5 mol/L HBr 溶液淋洗树脂,再用 2 mol/L HCl 溶液淋洗树脂,最后用 6 mol/L HCl 溶液解脱,将解脱溶液蒸干备质谱测定。用热表面电离质谱法进行铅同位素测量,仪器型号为 ISOPROBE-T,1 μg 的 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 测量精度 $\leq 0.005\%$ 。

2.2.5 全岩铷锶同位素

准确称取 0.1~0.2 g 粉末样品于低压密闭溶样罐中,准确加入铷锶稀释剂,用混合酸(HF + HNO₃ + HClO₄)溶解 24 小时。待样品完全溶解后,蒸干,加入 6 mol/L 的盐酸转为氯化物,蒸干。用 0.5 mol/L 的盐酸溶液溶解,离心分离,清液载入阳离子交换柱(0.5 cm × 15 cm, AG50W × 8(H⁺))100~200 目,用 1.75 mol/L 的盐酸溶液淋洗铷,用 2.5 mol/L 的盐酸溶液淋洗锶,蒸干,待质谱分析。同位素分析采用 ISOPROBE-T 热电离质谱计,单带, M⁺, 可调多法拉第接收器接收。质量分馏用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正,标准测量结果 NBS987 为 0.710250 ± 0.000007 。

3 结果与讨论

3.1 氢、氧同位素地球化学

沂南金矿床中代表不同成矿阶段的热液矿物氧

同位素组成和包裹体水的氢同位素组成测试结果列于表 1。所测矿物包裹体水的 δD_{H_2O} 值变化于 $-112\text{‰} \sim -67\text{‰}$ 之间,平均值为 -85.5‰ ,极差较大(45‰);计算获得的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值介于 $-2.9\text{‰} \sim 11.6\text{‰}$ 之间,平均值为 6.3‰ ,极差为 14.5‰ 。计算所采用的氧同位素平衡分馏方程为 ①镜铁矿-水: $1000 \ln \alpha = 0.75 \times 10^6 T^{-2} - 8.0$ (O'Neil et al, 1966); ②石榴子石-水: $1000 \ln \alpha = 1.14 \times 10^6 T^{-2} - 3.70$ (卢武长等, 1982); ③磁铁矿-水: $1000 \ln \alpha = 2.88 \times 10^6 T^{-2} - 11.36$ (郑永飞等, 2000); ④方解石-水: $1000 \ln \alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ (O'Neil et al, 1969)。

在矿物包裹体水的氢、氧同位素组成图解中(图 2),代表干矽卡岩阶段的 1 个石榴子石样品的 δD_{H_2O} 值为 -73‰ , $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 6.8‰ ,位于正常岩浆水($\delta D_{H_2O}: -80\text{‰} \sim -40\text{‰}$; $\delta^{18}O_{H_2O}: 5.5\text{‰} \sim 9.0\text{‰}$; Taylor, 1974)范围内。代表湿矽卡岩阶段的磁铁矿中包裹体水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值($8.0\text{‰} \sim 8.3\text{‰}$)也具岩浆水特征,而 δD_{H_2O} 值偏低,为 $-112\text{‰} \sim -107\text{‰}$,明显偏离与其他矿物平衡水的 δD_{H_2O} 值,与张理刚(1985)定义的初始混合岩浆水的氢、氧同位素组成($\delta D_{H_2O}: -110\text{‰} \sim -65\text{‰}$; $\delta^{18}O_{H_2O}: 6.0\text{‰} \sim 9.0\text{‰}$)相似,表明此阶段很可能有少量天水的混入。与初始混合岩浆水相比,湿矽卡岩阶段后期析出的镜铁矿中包裹体水的氢、氧同位素组成($\delta D_{H_2O}: -84\text{‰}$

$\sim -82\text{‰}$; $\delta^{18}O_{H_2O}: 7.9\text{‰} \sim 11.6\text{‰}$)明显富 δD_{H_2O} 值和 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值(尤其是 δD_{H_2O} 值),可能为一种含矿的再平衡混合岩浆水热液(张理刚, 1985)。因此,沂南金矿床成矿早阶段或者矽卡岩阶段流体的氢、氧同位素组成比较复杂,一定程度上也说明了矽卡岩型金矿床成矿过程的复杂性。成矿晚期石英-硫化物阶段及碳酸盐阶段,石英和方解石的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值($-2.9\text{‰} \sim -0.4\text{‰}$)较低,显示出具“ $\delta^{18}O$ 漂移”的大气降水成矿热液特征,表明此阶段的成矿热液为岩浆水与大气降水的混合热液。

3.2 碳、氧同位素地球化学

沂南金矿床中各种碳酸盐全岩和矿物的碳、氧同位素组成测试结果列于表 2($\delta^{18}O_{SMOW}$ 值由公式 $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086 \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$ 计算得出; Friedman et al, 1977)。热液方解石的 $\delta^{13}C$ 值变化于 $-3.85\text{‰} \sim 0.29\text{‰}$ 之间,平均值为 -1.25‰ ,极差为 4.14‰ ; $\delta^{18}O$ 值在 $9.00\text{‰} \sim 12.74\text{‰}$ 范围内变化,平均值为 11.10‰ ,极差为 3.74‰ 。大理岩的 $\delta^{13}C$ 值在 $-5.31\text{‰} \sim -1.17\text{‰}$ 范围内变化,平均值为 -3.17‰ ,极差为 4.14‰ ; $\delta^{18}O$ 值变化于 $10.90\text{‰} \sim 15.00\text{‰}$ 之间,平均值为 12.40‰ ,极差为 4.10‰ 。灰岩的 $\delta^{13}C$ 值介于 $-2.36\text{‰} \sim 0.26\text{‰}$ 之间,平均值为 -0.68‰ ,极差为 2.62‰ ; $\delta^{18}O$ 值在 $16.69\text{‰} \sim 21.04\text{‰}$ 范围内变化,平均值为 21.04‰ ,极差为 4.35‰ 。

表 1 岩石和矿物的氢、氧同位素组成

Table 1 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of rocks and minerals								
样品号	基本产状	矿物/岩石	$\delta^{18}O_{SMOW}/\text{‰}$	$\delta D_{H_2O}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$	$t/^\circ\text{C}$	阶段	数据来源
S10-12	铜井矿区山子涧-10 m 中段	石英闪长玢岩	15.7					本文
S10-10	铜井矿区山子涧-10 m 中段	石英闪长玢岩	17.4					本文
KG16-9	铜井矿区汞泉+16 m 中段	石榴子石	5.4	-73	6.8	430	I	本文
1	金场矿区块状磁铁矿矿石	磁铁矿	4.3		10.8	450	II	邱检生等, 1996
2	金场矿区含铜磁铁矿矿石	磁铁矿	1.3		8.0	430	II	邱检生等, 1996
3	金场矿区含铜磁铁矿矿石	磁铁矿	3.6		10.5	410	II	邱检生等, 1996
4	金场矿区含铜磁铁矿矿石	磁铁矿	3.2		10.0	410	II	邱检生等, 1996
KS10-12	铜井矿区山子涧-10 m 中段	磁铁矿	4.6	-107	8.3	340	II	本文
MW280-B1	金场矿区马旺-280 m 中段	磁铁矿	4.6	-112	8.0	330	II	本文
KG16-9	铜井矿区汞泉+16 m 中段	镜铁矿	2.2	-82	7.9	300	II	本文
KS10-2	铜井矿区山子涧-10 m 中段	镜铁矿	6.0	-84	11.6	290	II	本文
5	金场矿区石英脉	石英	8.1	-87	-0.4	260	III	邱检生等, 1996
KS10-10	铜井矿区山子涧-10 m 中段	方解石	10.55	-72	-2.9	140	IV	本文
S10-8	铜井矿区山子涧-10 m 中段	方解石	12.70	-67	-2.4	120	IV	本文

注 方解石样品由核工业北京地质研究院分析测试研究中心测定,其他样品由中国地质科学院矿产资源所测定,温度为包裹体均一温度的平均值。

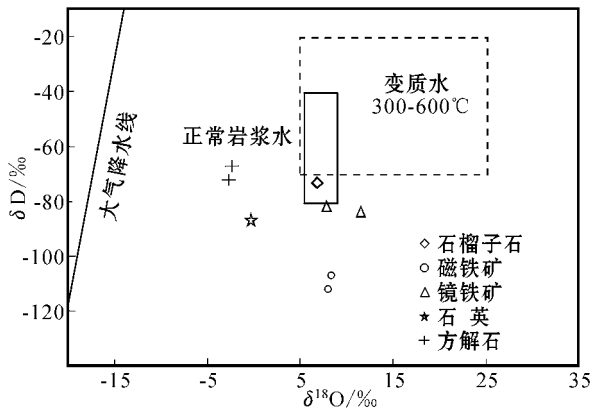


图 2 成矿热液的氢、氧同位素组成

(正常岩浆水和变质水的同位素组成范围据 Taylor, 1974 ;
胶东地区中生代大气降水线据张理刚等 ,1994)

Fig. 2 $\delta^{18}\text{O}$ versus δD diagram for the ore-forming fluids
(Isotopic compositional ranges of normal magmatic water
and metamorphic water after Taylor, 1974, whereas meteoric
water line after Zhang et al., 1994)

表 2 碳酸盐的碳、氧同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates

样品名称	样品号	基本产状	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$
方解石	TJ16-5	方解石脉(角岩区)	0.29	9.00
方解石	JYG330-B13	方解石脉	-1.69	9.61
方解石	KS10-10	矿石中的方解石脉	0.71	10.55
方解石	S10-8	方解石脉(靠近砂卡岩)	-1.69	12.70
方解石	TJ16-11	方解石-硫化物矿石	-3.85	12.74
大理岩	S10-5	条带状砂卡岩化大理岩	-1.17	10.90
大理岩	TJ16-15	蚀变大理岩(近矿体)	-5.31	11.30
大理岩	JYG330-B14	大理岩	-3.02	15.00
灰岩	TJ16-14	疙瘩状灰岩	-2.36	16.69
灰岩	B2070	地表薄层灰岩	0.06	21.02
灰岩	B1057	地表结晶灰岩	0.26	21.04

在碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 组成关系图解(图 3)中,3 个热液方解石的投点完全落在花岗岩类源区范围之内,其余 2 个样品则落在花岗岩与海相碳酸盐岩之间,但明显靠近花岗岩区,显示了主成矿流体中的碳源主要为岩浆来源,少量碳可能来自海相碳酸盐岩的溶解作用。

3 个大理岩样品的投点比较分散(图 3),但都远离其源岩区(海相碳酸盐岩)而靠近花岗岩区,其中 2 个大理岩样品落在了花岗岩范围内或者边缘,显示了强烈的氧同位素交换效应,这说明碳酸盐岩在经受热接触变质而重结晶形成大理岩(或者发生热变质反应而释放出 CO_2)的过程中,其同位素组成(尤其是氧同位素)受到了岩浆热液的强烈影响,即与岩浆热液发生了强烈的氧同位素交换作用,使得大理

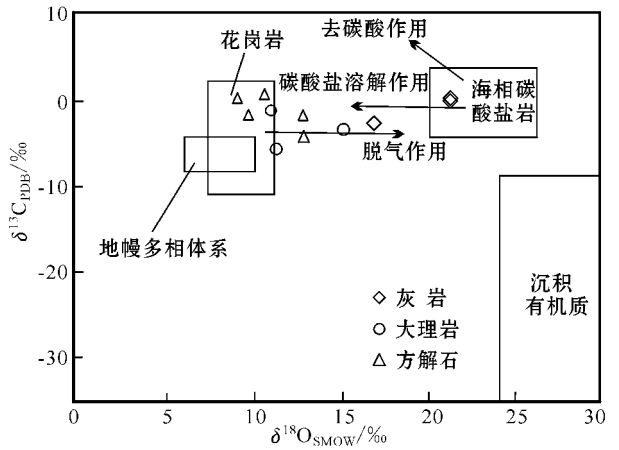


图 3 碳酸盐的碳氧同位素组成

(碳、氧同位素不同储库范围据刘建明等,1997 和刘家军等,
2004 资料修改)

Fig. 3 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ diagram of carbonate minerals
(variation ranges of C and O isotopes from Liu et al., 1997 ;
Liu et al., 2004)

岩显著亏损 ^{18}O 。采于地表的 2 个未受岩浆作用影响的灰岩样品,其投点完全落在正常海相碳酸盐岩值的范围($\delta^{13}\text{C}:-2\text{‰}\sim 4\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}:20\text{‰}\sim 26\text{‰}$)内,说明它们基本没有受岩浆热液同位素交换作用的影响,而在矿区开采中段所采集的灰岩,其碳、氧同位素组成($\delta^{13}\text{C}:-2.36\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O}:16.69\text{‰}$)却偏离正常碳酸盐值范围,趋近于岩浆岩区,显示了近岩体的灰岩与岩浆热液发生了少量的同位素交换作用。

3.3 硫同位素地球化学

沂南金矿床中 22 个黄铁矿和黄铜矿(本文所测为 12 个)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $1.53\text{‰}\sim 5.60\text{‰}$ 之间(表 3)极差为 4.07‰ ,均值为 3.19‰ 。硫同位素组成变化范围窄,在硫化物硫同位素组成频率直方图中(图 4), $\delta^{34}\text{S}$ 峰值分布在 $2\text{‰}\sim 4\text{‰}$ 之间,呈明显的塔式分布,说明硫同位素分馏基本达到平衡,且来源较单一。

关于矿床中硫的来源的讨论,必须依据硫化物沉淀期间热液的总硫同位素组成,而在矿物组合简单的情况下,硫化物中 $\delta^{34}\text{S}$ 的平均值可大致代表热液的总硫同位素组成(Ohmoto et al., 1979)。沂南金矿床含硫矿物主要为硫化物,因此,硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值相当于热液的总 $\delta^{34}\text{S}$ 值,为 3.2‰ ,该值反映了矿石中的硫总体具有深源硫的特征,即硫主要来源于深源岩浆,极少量可能来自于地层中的海水硫酸盐。以两端简单混合模式计算两种硫源对热液总硫同位素组成的贡献:以早古生代海水硫酸盐的

表 3 硫化物的硫同位素组成
Table 3 Sulfur isotopic composition of sulfides

样品号	基本产状	测定对象	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$	资料来源
TJ30-12	铜井汞泉矿段 + 30 m 中段	黄铜矿	2.72	本文
Kg30-8	铜井汞泉矿段 + 30 m 中段	黄铜矿	4.27	本文
KS10-4	铜井山子涧矿段 - 10 m 中段	黄铜矿	2.55	本文
KS50-12	铜井山子涧矿段 - 50 m 中段	黄铜矿	4.12	本文
MW280- B1	金场马旺矿段 - 280 m 中段	黄铜矿	3.03	本文
Jc-25	金场矿区	黄铜矿	1.9	邱检生等 ,1996
Jc-3Ⅹ(1)	金场矿区	黄铜矿	3.5	邱检生等 ,1996
Jc-4Ⅹ(3)	金场矿区	黄铜矿	2.0	邱检生等 ,1996
Jc-4Ⅸ(1)	金场矿区	黄铜矿	3.4	邱检生等 ,1996
ZK67-1-22	金场 ZK67-1 钻孔 473.1 m 处	黄铜矿	3.84	本文
DJSB3-2	堆金山矿石	黄铜矿	2.00	本文
TJ30-12	铜井汞泉矿段 - 30 m 中段	黄铁矿	2.52	本文
KS50-12	铜井山子涧矿段 - 50 m 中段	黄铁矿	3.57	本文
Jc-8	金场矿区	黄铁矿	3.4	邱检生等 ,1996
Jc-40	金场矿区	黄铁矿	2.8	邱检生等 ,1996
ZK66-1-42	金场 ZK66-1 钻孔 532.1 m 处	黄铁矿	3.53	本文
ZK24-20-107	金龙 ZK24-20 钻孔 665.9 m 处	黄铁矿	2.95	本文
DJSB3-2	堆金山矿石	黄铁矿	1.53	本文
S-1	与矽卡岩共生的黄铁矿	黄铁矿	4.10	万天丰等 ,1992 ^①
S-2	不与矽卡岩共生的黄铁矿	黄铁矿	5.60	万天丰等 ,1992 ^①
S-3	石英硫化物阶段的黄铁矿	黄铁矿	2.10(?)	万天丰等 ,1992 ^①
S-4	斑岩型黄铁矿	黄铁矿	4.Ⅹ(3.9 ~ 5.9)	万天丰等 ,1992 ^①

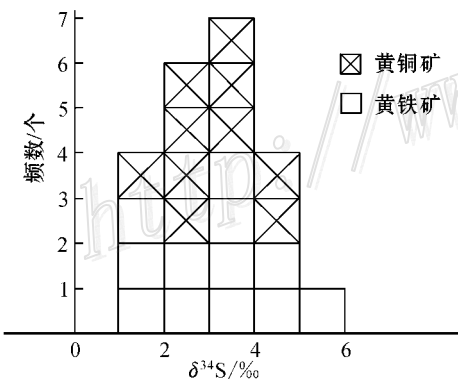


图 4 硫化物中硫同位素组成频率直方图
Fig. 4 Frequency histogram of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides

$\delta^{34}\text{S}$ 最大值 30 ‰(Hoefs ,1997)作为一个端员 ,另一端员为零值的深源岩浆(幔源)硫(Hoefs ,1997) ,计算得出前者提供了 5% ~ 18% 的硫 ,而深源岩浆相应的贡献为 82% ~ 95% ,占绝大多数。

3.4 铅同位素地球化学

沂南金矿床 12 件硫化物矿物的铅同位素组成见表 4。其中 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 17.790 ~ 23.083 ,平均值为 19.950 ,极差为 5.293 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

变化范围为 15.482 ~ 16.298 ,平均值为 15.822 ,极差为 0.816 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 37.713 ~ 41.455 ,平均值为 39.329 ,极差为 3.742。

除堆金山的 2 个硫化物样品(DJSB3-2 的黄铜矿和黄铁矿)为正常普通铅外 ,其他样品均显示异常铅的特征 ,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值高 ,离差较大 ,为含放射性成因铅的异常铅 ,其单阶段模式年龄不具有计时意义。在铅同位素 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造环境演化图解(Zartman et al. ,1981)上(图 5) ,除 2 个样品落在上地幔与造山带演化曲线之间外 ,其余 10 个硫化物样品均位于上地壳演化曲线之外 ,说明矿石铅主要来自含大量 U、Th 的地壳物质。

在 Staacy-Kramers(1975)两阶段铅演化的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 坐标图解(图 6)中 ,绝大多数样品均位于第二阶段铅增长曲线和零等时线以外 ,也表明矿石硫化物中的铅含有过剩的放射性成因铅 ,这种异常的铅称为“ J 型铅”(Faure et al. , 2005)。

图 6 中 ,所有 12 件硫化物样品构成一条相关系数达 0.997 的直线 ,经拟合得到直线的方程为 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 12.761 + 0.1534(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 1)$

① 万天丰 ,郑子恒 ,郑宽喜 ,等 . 1992. 铜井、金场矿田成矿规律与成矿预测研究报告 .

表 4 矿石中硫化物的铅同位素组成
Table 4 Lead isotopic composition of ore sulfides

样品号	采样位置	矿物	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
TJ30-12	铜井汞泉矿段+30 m 中段	黄铜矿	19.568	15.746	39.303
Kg30-8	铜井汞泉矿段+30 m 中段	黄铜矿	20.131	15.841	39.744
KS10-4	铜井山子涧-10 m 中段	黄铜矿	21.217	16.016	40.027
KS50-12	铜井山子涧-50 m 中段	黄铜矿	19.510	15.749	39.457
MW280-B1	金场马旺矿段-280 m 中段	黄铜矿	19.391	15.776	38.749
ZK67-1-22	金场 ZK67-1 钻孔 473.1 m 处	黄铜矿	19.043	15.703	38.398
DJSB3-2	堆金山矿石	黄铜矿	17.790	15.503	37.764
TJ30-12	铜井汞泉矿段+30 m 中段	黄铁矿	20.904	15.953	40.036
KS50-12	铜井山子涧-50 m 中段	黄铁矿	19.252	15.687	39.127
ZK66-1-42	金场 ZK66-1 钻孔 532.1m 处	黄铁矿	21.683	16.110	40.170
ZK24-20-107	金龙 ZK24-20 钻孔 665.9 m	黄铁矿	23.083	16.298	41.455
DJSB3-2	堆金山矿石	黄铁矿	17.832	15.482	37.713

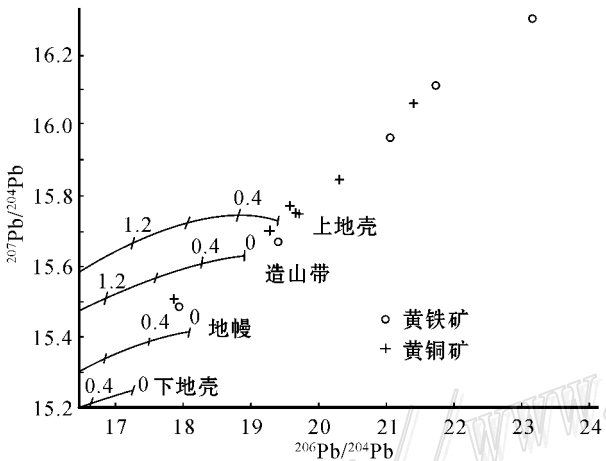


图 5 铅同位素²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 构造环境演化图解
(底图据 Zartman et al. , 1981)
Fig. 5 Diagram showing evolutionary tectonic settings for
²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb
(covariant line in the figure from Zartman et al. , 1981)

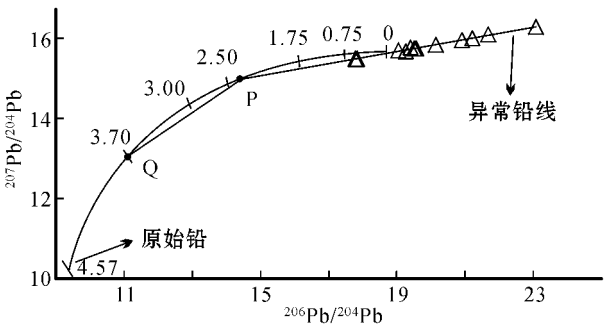


图 6 沂南金铜铁矿床异常铅演化图
(底图据 Staacy et al. , 1975)
Fig. 6 Evolutionary map of anomalous Pb in the Yinan Au-
Cu-Fe deposit (curve in the figure from Staacy et al. , 1975)

直线的斜率为 0.1534 , r^2 值达 99% ,为线性相关性很好的异常铅线。Staacy-Kramers(1975)两阶段铅演化模式中的第二阶段铅演化曲线方程为:

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 12.998}{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - 11.152} = \frac{(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t}) / 137.88}{(e^{\lambda_2 T} - e^{\lambda_2 t})} \quad (2)$$

式中 $\lambda_1 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$, $\lambda_2 = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ y}^{-1}$ (以下同) , T 为 Q 点的两阶段模式年龄 (3.70 Ga) , t 为 P 点的两阶段模式年龄。

异常铅线(直线)和正常铅生长曲线交于 P 点,由方程(1)和方程(2)联立求得 P 点坐标为 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 14.352$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 14.963$ 。P 点相对于 Staacy-Kramers 两阶段铅演化模式第二阶段的起点 Q 点坐标由 Q 点模式年龄 3.70 Ga 计算得出,为 ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 11.152$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 12.988$ 。根据 P 点和 Q 点坐标,求得 PQ 直线斜率为 0.614。

查表(Faure et al. , 2005)用内插法计算得出 P 点的 Staacy-Kramers 模式年龄为 2.38 Ga。该年龄值代表了铅脱离 Staacy-Kramers 模式中第二阶段铅储库并与 U、Th 分离的年龄,其后,这种铅即与不同数量的放射性成因铅发生混合,并保留在黄铜矿、黄铁矿等硫化物中(Faure et al. , 2005)。

若按瞬间增长模式计算(公式 3) ,可求得 $t = 1.45 \text{ Ga}$

$$t = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \ln(137.88 R \lambda_2 / \lambda_1) \quad (3)$$

(R 为异常铅线斜率)

该年龄就是放射性铅 ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ 的比值为 0.1534 的瞬时时间。若按连续增长模式计算(公式 4) ,并令 $t = 120 \text{ Ma}$ ① ,可求得放射性成因铅的源区

① 万天丰,郑子恒,郑宽喜,等. 1992. 铜井、金场矿田成矿规律与成矿预测报告.

年龄 $t_r = 2.37 \text{ Ga}$ 。
$$\left({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} \right) = \left[\left(e^{\lambda_2 t_r} - e^{\lambda_2 t} \right) / \left(e^{\lambda_1 t_r} - e^{\lambda_1 t} \right) \right] / 137.88 \quad (4)$$

式中 t_r 为源区年龄, t 为成矿年龄。
由此推断, 在 2.38 Ga 前, 沂南金矿床的铅脱离 Stacey-Kramers 模式中的第二阶段铅储库, 然后经过 930 Ma 之后, 在 1.45 Ga 左右与 U 衰变而成的放射性铅相混合(瞬间增长模式)或者是放射性成因铅从 2.37 Ga 到 120 Ma 之间连续演化, 然后在矿化阶段(120 Ma)或者之前与两阶段演化的正常铅混合, 并且保留到硫化物中(连续增长模式, Faure et al., 2005)。

据前人对鲁西地区早前寒武纪地质构造的研究(王世进, 1993; 曹国权, 1995; 宋明春等, 2001; 侯贵廷等, 2004), 鲁西地区从太古宙至古元古代早期, 地壳经历了沉积作用、变质作用、混合岩化作用、岩浆活动、上隆固结、陆核生成、地壳上升及两次挤压; 古元古代早期, 鲁西地壳表现为引张作用、裂隙作用、沉积作用、区域变质作用, 形成太古宙至古元古代不整合面基底岩石。本文计算所获得的矿石放射性铅源区年龄为古元古代早期(2.37 Ga), 与鲁西地区不整合面基底岩石形成时间一致, 可以初步判断放射性铅来自于结晶基底。陈常富等(1995)研究认为, 沂南金矿区的地层具典型的双层结构, 其结晶基底太古宙泰山群雁翎关组属大陆型花岗绿岩地体, 同位素年龄大于 2.58 Ga, 所以鲁西地区结晶基底在古元古代早期或者之前已经形成, 并且在随后演化过程中很有可能提供大量放射性成因的异常铅。研究证实, 中生代以来, 鲁西地块演化到板内变形阶段, 多层次、多向伸展活动造成了本区差异升降、隆起与

断陷并存的构造格局, 随着郯庐裂谷的深切, 地幔呈脊状隆起, 为壳源重熔岩浆(泰山群)活动提供了条件, 壳源重熔型岩浆便携带成矿元素及放射性铅上升到浅部成岩成矿, 但仍保留了源区的铅同位素组成的特征。因此, 沂南金矿床是经构造、岩浆活动使其基底物质活化、迁移、混合、富集而形成的。

3.5 铷锶同位素地球化学

搜集前人对沂南金矿床铷锶同位素组成的研究成果^①(邱检生等, 1996), 与本研究测试结果一并列于表 5。Rb 和 Sr 的含量分别在 $56.1 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$ 和 $362 \times 10^{-6} \sim 757 \times 10^{-6}$ 之间, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别在 $0.2145 \sim 0.8558$ 和 $0.709610 \pm 0.00001 \sim 0.711281 \pm 0.000007$ 之间。

研究表明, 沂南金矿床铜井矿区闪长玢岩体的全岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值为 0.709907 ± 0.000069 (表 5), 高于壳幔混合源岩石的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值($0.704 \sim 0.709$, Faure, 1986), 但未达到大陆地壳全岩的平均($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.712), 推断成岩物质来源为幔壳型。万天丰等^①通过铷-锶同位素和 $t-I_0$ 图解法, 得出铜井矿区闪长岩体物质来源为幔壳型(MC), 金场矿区二长花岗斑岩体为壳源型(C1), 即下部大陆壳的结论。这与本文得出的结论相近。

4 结 论

(1) 矿床成矿早阶段或者矽卡岩阶段流体的氢、氧同位素组成比较复杂, 但总体显示了成矿流体主要来源于岩浆热液, 或是演化了的岩浆水热液(混合岩浆水); 成矿后期大气降水的比重越来越大, 且

表 5 岩体 Rb-Sr 同位素组成
Table 5 Rb-Sr isotopic composition of igneous rocks

样品号	岩石名称	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	数据来源
TJ30-1	铜井闪长玢岩	107	362	0.8558	0.711281 ± 0.000007		本文
TJ16-1	铜井闪长玢岩	68.2	508	0.3890	0.710852 ± 0.000010		本文
TJ16-9	铜井闪长玢岩	82.0	635	0.3740	0.711073 ± 0.000009		本文
S10-3	铜井闪长玢岩	61.2	372	0.4757	0.709610 ± 0.000010		本文
G10-8	铜井闪长玢岩	56.1	757	0.2145	0.710063 ± 0.000009		本文
	铜井闪长玢岩					0.709907 ± 0.000069	本文
Jc-1	金场二长花岗斑岩					0.711205 ± 0.000937	万天丰等, 1992 ^①
Tj	铜井闪长岩					0.708312	万天丰等, 1992 ^①

注: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为全岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值。

① 万天丰, 郑子恒, 郑宽喜, 等. 1992. 铜井、金场矿田成矿规律与成矿预测报告.

两者都与围岩发生了同位素交换。

(2) 碳同位素组成特征表明, 成矿流体中碳的主要来源是深源岩浆, 少量可能来自海相碳酸盐岩的溶解作用。本区碳酸盐岩在经受热接触变质形成大理岩的过程中, 其同位素组成(尤其是氧同位素组成)受到了岩浆热液的强烈影响, 与岩浆热液发生了强烈的氧同位素交换作用。碳酸盐岩本身也不同程度地受到与岩浆热液的同位素交换作用的影响。

(3) 硫同位素的组成变化范围较窄, 平均值为 $+3.2\text{‰}$, 反映了矿石中的硫总体具有深源硫的特征, 即硫主要来源于深源岩浆, 少量可能来自地层中的海水硫酸盐。

(4) 铅同位素组成的分析表明, 矿石铅主要为含大量 U、Th 的地壳物质演化的结果。矿石硫化物中的铅基本为放射性成因的“J 型铅”, 其源区年龄 2.37 Ga 暗示了沂南金矿床的成矿物质来源于结晶基底。

(5) 铷锶同位素组成表明, 含矿岩体的成岩物质来源为幔壳混合型。

志 谢 野外工作期间得到山东沂南金矿杜树浩矿长和胡贵增、王炳成、焦鹏等工程师及硕士研究生刘丽、陶涛、向中林和王艳慧等同学的热心帮助, 在图件制作过程中得到陈留勤同学的无私帮助, 在此一并志谢!

References

Cao G Q. 1995. The early Precambrian crustal evolution in western Shandong [J]. *Geology of Shandong*, 19(2): 1-14 (in Chinese with English abstract).

Chen C F, Guo Z Y, Hu J Y and Jiang M X. 1995. Tectonic magmatic evolution and metallogenic model for Jinchang Au-Cu deposit, Yinan area, Shandong Province [J]. *Contribution to Geology and Mineral Resources Research*, 10(1): 9-14 (in Chinese with English abstract).

Clayton R N. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27(1): 43-52.

Faure G. 1986. *Principles of isotope geology* [M]. New York: John Wiley & Sons.

Faure G and Mensing T M. 2005. *Isotopes: Principles and applications* (the third edition) [M]. New York: John Wiley & Sons. 256-283.

Friedman I and O'Neil J R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest [A]. In: Fleischer M, ed.

U. S. Geological professional paper [C]. Washington: U. S. Govst. Print. Off. 440p.

Gu X X, Dong S Y, Wang Y H, Hu G Z, Du S H and Jiao P. 2008. A new example of unconformity-related endogenic metallization: The Yinan Au-Cu-Fe deposit in Shandong Province, China. [J]. *Geoscience*, 22(2): 151-161 (in Chinese with English abstract).

Hoefs J. 1997. *Stable isotope geochemistry* (the forth edition) [M]. Berlin: Springer-Verlag. 119-120.

Hou G T, Li J H, Jin A W and Qian X L. 2004. New comment on the early Precambrian tectono-magmatic subdivision and evolution in the western Shandong block [J]. *Geological Journal of China Universities*, 10(2): 239-249 (in Chinese with English abstract).

Liu J J, He M Q, Li Z M, Liu Y P, Li C Y, Zhang Q, Yang W G and Yang A P. 2004. 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*, 23(1): 3-6 (in Chinese with English abstract).

Liu J M and Liu J J. 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted microdisseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Gangxi and Yunnan [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(4): 451 (in Chinese with English abstract).

Lu W C and Yang S Q. 1982. Use of oxygen bonds to calculate fractionation on equations of oxygen isotope for minerals containing kyanite and staurolite [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 2: 106-112 (in Chinese with English abstract).

Ohmoto H and Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [C]. New York: John Wiley & Sons. 509-567.

O'Neil J R and Epstein S. 1966. Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide [J]. *Science*, 152(3719): 198-201.

O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *J. Chem. Phys.*, 51(12): 5547-5558.

Qiu J S, Wang D Z and Ren Q J. 1996. Geological-geochemistry characteristics and genesis of the Jinchang skarn type gold-copper deposit, Yinan County, Shandong Province [J]. *Mineral Deposits*, 15(4): 331-340.

Song M C and Li H Q. 2001. Study on regional geological structural evolution in Shandong Province [J]. *Geology of Shandong*, 17(6): 12-21 (in Chinese with English abstract).

Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model [J]. *Earth and Plant Sci. Letters*, 26(2): 207-221.

Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Econ. Geol.*, 69(6): 843-883.

Wang S J. 1993. The early Precambrian geological-structural evolution in western Shandong Province [J]. *Regional Geology of China*, (3): 216-222 (in Chinese with English abstract).

- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbtectonics : The model [J]. *Tectonophysics* , 75 (1-2): 135-162.
- Zhang L G. 1985. The application of the stable isotope to geology [M]. Xi 'an : Shanxi Science and Technology Publishing House . 152-185 (in Chinese).
- Zhang L G , Chen Z S , Liu J X , Yu G X , Wang B C , Xu J F and Zheng W S. 1994. Water-rock exchange in the Jiaojia type gold deposit : A study of hydrogen and oxygen isotope composition of ore-forming fluids [J]. *Mineral Deposits* , 13 (3): 196-197 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing : Science Press. 143-245 (in Chinese).
- Zheng Z H and Luo G Q. 1996. Using the tectonic shape of rock mass to forecast skarn type blind ore body [J]. *Nonferrous Metals (Mining)* , (6): 26-29 (in Chinese).
- 侯贵廷 , 李江海 , 金爱文 , 钱祥麟. 2004. 鲁西地块早前寒武纪构造-岩浆活动区划及演化的新认识 [J]. *高校地质学报* , 10 (2): 239-249.
- 刘家军 , 何明勤 , 李志明 , 刘玉平 , 李朝阳 , 张 乾 , 杨伟光 , 杨爱平. 2004. 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* , 23 (1): 3-6.
- 刘建明 , 刘家军. 1997. 滇黔贵金三角区微细浸染型金矿床的盆地流体成因模式 [J]. *矿物学报* , 17 (4): 451.
- 卢武长 , 杨绍全. 1982. 利用氧键计算兰晶石、十字石等矿物的氧同位素分馏方程 [J]. *矿物岩石* (2): 106-112.
- 邱检生 , 王德滋 , 任启江. 1996. 山东沂南金场砂卡岩型金铜矿床地质地球化学特征及矿床成因 [J]. *矿床地质* , 15 (4): 331-340.
- 宋明春 , 李洪奎. 2001. 山东省区域地质构造演化探讨 [J]. *山东地质* , 17 (6): 12-21 , 38.
- 王世进. 1993. 鲁西地区早前寒武纪地质构造 [J]. *中国区域地质* , (3): 216-222.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用 [M]. 西安 : 陕西科学技术出版社. 152-185.
- 张理刚 , 陈振胜 , 刘敬秀 , 于桂香 , 王炳成 , 徐金方 , 郑文深. 1994. 焦家式金矿水岩交换作用—成矿流体氢氧同位素组成研究 [J]. *矿床地质* , 13 (3): 196-197.
- 郑永飞 , 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京 : 科学出版社. 143-245.
- 郑子恒 , 罗根全. 1996. 利用岩体边部构造形态预测砂卡岩型矿床盲小矿体 [J]. *有色金属(矿山部分)* (6): 26-29.

附中文参考文献

- 曹国权. 1995. 鲁西山区早前寒武纪地壳演化再探讨 [J]. *山东地质* , 11 (2): 1-14.
- 陈常富 , 郭志远 , 胡京宇 , 蒋明霞. 1995. 山东沂南金厂金铜矿床构造、岩浆演化与成矿模式 [J]. *地质找矿论丛* , 10 (1): 9-14.
- 顾雪祥 , 董树义 , 王银宏 , 胡贵增 , 杜树浩 , 焦 鹏. 2008. 不整合面控制内生金属成矿的新实例 : 山东沂南金铜铁矿床 [J]. *现代地质* , 22 (2): 151-161.