编号:0258-7106(2013)03-0614-11

江西省兴源冲铜矿床同位素地球化学 特征及成矿机制探讨

刘 婷¹²,刘成东^{1**},严兆彬¹,陈益平¹,吴旭铃³,凡秀君³

(1东华理工大学核资源与环境省部共建国家重点实验室培育基地,放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室,

江西 南昌 330013;2 安徽工业经济职业技术学院,安徽 合肥 230051;3 江西省地质调查研究院,

江西南昌 330030)

摘 要 兴源冲铜矿床地处九岭南缘铜多金属大型矿集区西段的黄茅地区。文章在成矿地质特征的基础上, 通过对矿石进行稳定同位素地球化学研究,重点分析了成矿物质来源,探讨了矿床成矿机制。碳、氧同位素分析结 果表明,矿区碳酸盐岩 $\delta^{13}C_{VPDB}$ 为 - 5.4‰ ~ 1.9‰,平均为 0.6‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 变化范围为 9.0‰ ~ 13.9‰,平均为 10.9‰,主要为海相碳酸盐岩,碳、氧同位素图解表明碳可能主要来源于深部,且受高温变质作用和低温蚀变作用明 显,矿石硫化物硫同位素 δ^{34} S 变化范围主要在 1.0‰ ~ 6.2‰之间,个别样品同位素比值偏大,对比相似矿床,表明该 矿床具有海底喷流沉积和后期岩浆热液叠加作用的特征。上述同位素地球化学特征表明,兴源冲铜矿床是在中元 古代海底火山沉积基础上,经新元古代晋宁造山期岩浆热液、动力变质叠加成矿作用所形成。

关键词 地球化学 稳定同位素 成矿物质来源 成矿机制 海底火山沉积 兴源冲中图分类号: P618.41文献标志码 A

Carbon, oxygen and sulfur isotopic geochemistry and metallogenic mechanism of Xingyuanchong copper deposit in Jiangxi Province

LIU Ting^{1,2}, LIU ChengDong¹, YAN ZhaoBin¹, CHEN YiPing¹, WU XuLing³ and FAN XiuJun³ (1 State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, Fundamental Science on Radioactive Geology and Exploration Technology Laboratory, East China Institute of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China; 2 Auhui Technical College of Industry and Economy, Hefei 230051, Anhui, China; 3 Jiangxi Institute of Geological Survey, Nanchang 330030, Jiangxi, China)

Abstract

The Xingyuanchong copper deposit of Huangmao area is located in the west segment of the South Jiuling large copper polymetallic ore concentration area. In combination with the metallogenic characteristics of the ore deposit, the authors mainly studied stable isotopes of the ores to probe into the sources of metallogenic materials and metallogenic mechanism of the deposit. $\delta^{13} C_{VPDB}$ values of carbonates in this area vary in the range of $-5.4\% \sim 1.9\%$, 0.6‰ on average, whereas $\delta^{18}O_{SMOW}$ values range from 9.0‰ to 13.8‰, 10.9‰ on average, indicating that carbonates were mainly marine carbonates. The $\delta^{18}O-\delta^{13}C$ diagram shows that carbon in the region probably came from the deep earth, and experienced metamorphism at high temperatures and alteration at low temperatures. Except two higher values of $\delta^{34}S$, most $\delta^{34}S$ values in this deposit vary in the range of 1.0‰ $\sim 6.2\%$; in comparison with other similar deposits, sulfur of this deposit is characterized by submarine exhala-

第一作者简介 刘 婷,女,1988年生,硕士研究生,主要从事矿床地球化学、同位素地球化学方面的工作。Email:verating77@163.com **通讯作者 刘成东,男,1964年生,博士,教授,主要从事岩石学,岩石地球化学的教学和研究工作。Email:chdliu@ecit.cn 收稿日期 2012-09-02;改回日期 2013-02-26。张绮玲编辑。

tion sedimentation and hydrothermal superimposition. In combination with isotopic data and geological setting, it is proposed that the ore-forming processes of the Xingyuanchong copper deposit could be divided into two stages. At the first stage, submarine volcanic sediments or protore layers were formed in Mesoproterozoic. At the second stage, the pre-existing protores were altered by the hydrothermal fluids and dynamic metamorphism mainly derived from Jinning orogenic period in Late Proterozoic.

Key words: geochemistry, stable isotope, sources of metallogenic materials, metallogenic mechanism, submarine volcanic sediment, Xingyuanchong

地处扬子古板块和华夏古板块结合处的钦杭成 矿带是一个罕见的板内多金属成矿带,发育一系列 铜多金属和钨锡多金属矿产。近年来,该带已被中 国地质调查局列为重点找矿区带 ,而江西段的深部 铜矿勘探更是重中之重(毛景文等,2011;孟雨, 2009 ;楼法生等,2012)。兴源冲铜矿床位于钦杭成 矿带北侧的宜丰-景德镇板缘深断裂带西段 ,九岭南 缘大型推(滑)覆构造西段 ,是近几年发现的具有较 大潜力的铜多金属矿床(毛景文等,2007;2011;丁少 辉等 2004 ;周宝直 2000 ;楼法生等 2012)。 邹建成 (2010) 报道该矿区具中型以上的铜矿资源潜力,李 均良等(2012a,2012b)通过对矿区地、物、化、遥等信 息的研究,肯定了矿床具有深部找矿的潜力。 虽然 楼法生等(2012)探讨了矿床的成矿地质特征及成 因 但在成矿物质来源及成矿机制方面的研究甚少。◎ 因此 ,本文通过对兴源冲矿床进行系统的矿石矿物 的碳、氧、硫同位素地球化学研究 ,试图探讨成矿物 质来源 ,并结合成矿地质特征 ,进一步探讨成矿机 制。该研究将对进一步认识钦杭成矿带的成矿作用 及对区域上同类矿床的找矿勘探有一定的参考价 值。

1 成矿地质背景

兴源冲铜矿床所属的黄茅地段地处钦杭成矿带 北东端,宜丰-景德镇北东东向深断裂带北侧,九岭 南缘大型推(滑)覆构造西段向南弧型大转折与北北 东向走滑推覆冲断带复合部位,断裂构造极为发育, 为江西省重要的铜高背景区之一(毛景文等,2011; 钱国华,2003;丁少辉等,2004;楼法生等,2012;李均 良等,2012a,2012b)[图1]。

矿区出露地层主要为中元古界蓟县系宜丰岩 组属一套沉积变质火山岩系(表1),是铜、铅、锌、 金、银多金属矿的赋矿层位,其中夹含的细碧岩或变 辉绿岩等古火山岩岩石组合中常见有铜、铅、锌矿化 (江西省地质矿产厅,1997;张艳宜等,1995;丁少辉 等2004)。部分地区出露晚古生代地层,属一套滨 浅海碳酸盐岩、碎屑岩。

区内构造总体为 NE 向围绕大型"构造窗"的复 合推(滑)覆构造,推(滑)覆断裂极为普遍,北东向韧 脆性硅化片理化带最为发育,为含矿变质热液的运 移、富集提供了条件(楼法生等,2012;李均良等, 2012a 2012b;周宝直,2000)。区内岩浆活动频繁, 主要发生在晋宁期。晋宁早期发生了较大规模的 "双峰式"火山活动,表现为宜丰岩组中含有变石英 角斑岩、变玄武岩、变辉绿岩夹层,岩石年龄为 (1038.3±27.5)Ma(江西省地质矿产厅,1997);晋 宁晚期大规模中酸性岩浆侵入形成了九岭大型复式 黑云花岗闪长岩基,在矿区的北东部大面积出露(楼 法生等,2012;李均良等,2012a;2012b)。此外,在矿 区北东角小面积产出燕山期细粒含斑黑云母二长花 岗岩,并见有二长花岗岩脉、霏细斑岩等岩脉(李均 良,2009)。

2 成矿地质特征

兴源冲铜矿床按地段可分成野猫冲、刘家冲、枫 树坳 3 个矿段(图 1)。野猫冲矿段是矿区内已知矿 化最好、工程控制程度也最高的矿段。

野猫冲矿段内共发现铜矿体 4 个,呈似层状、脉状,主要由含铜硅化片理化带构成(楼法生等,2012; 李均良等,2012a,2012b),编号为 V1、V2、V3、V4,其 中 V2 矿体规模最大。矿体走向北东东,倾向 150~ 160°,倾角 20~50°,图 2 为该矿段典型钻孔剖面图。

矿石类型属石英硫化物型,呈微细脉浸染状、不 规则团块状。矿石矿物以黄铜矿、黄铁矿为主,次为 闪锌矿、方铅矿、斑铜矿、方铜矿等,脉石矿物主要为 石英、绢云母、白云母、绿泥石、铁白云石等,其中黄 铜矿为主要工业矿物。矿石主要结构类型有: 自形晶、半自形晶、他形粒状结构。矿石构造以细脉



兴源冲铜矿床地质图(据李均良等,2012b;毛景文等,2011修改) 图 1

1-第四系全新统联圩组;2-上石炭统马平组;3-上石炭统大埔组;4-蓟县系宜丰岩组第三岩片上部;5-宜丰岩组第三岩片中部; 6一宜丰岩组第三岩片下部:7一宜丰岩组第二岩片中部;8一宜丰岩组第二岩片下部:9一宜丰岩组第一岩片中部;10一宜丰岩组第一岩片 下部; 11一燕山早期第一阶段第二次: 细粒含斑黑云二长花岗岩; 12一晋宁晚期第一阶段: 细粒含斑黑云母花岗闪长岩; 13一变石英角斑 岩: 14—辉绿岩、辉绿玢岩; 15—花岗斑岩; 16—二长花岗岩: 17—地质界线; 18—推覆断层; 19—正断层; 20—性质不明断层; 21—推测 断层; 22一韧性剪切带; 23一古板块结合带(断线为推测部分); 24、蛇绿岩体; 25一构造窗; 26一倒转地层产状; 27一铜矿化带

Fig. 1 Geological map of the Xingyuanchong copper deposit (modified after Li et al., 2012b; Mao et al., 2011) 1-Holocene Lianxu Formation of Quaternary; 2-Upper Carboniferous Maping Formation; 3-Upper Carboniferous Dapu Formation; 4-3rd upper rock sheet of Yifengyan Formation in Jixianian; 5—3rd middle rock sheet of Yifengyan Formation; 6—3rd lower rock sheet of Yifengyan Formation: 7-2nd middle rock sheet of Yifengyan Formation: 8-2nd lower rock sheet of Yifengyan Formation: 9-1st middle rock sheet of Yifengyan Formation; 10—1st lower rock sheet of Yifengyan Formation; 11—Second time at the first stage of Early Yanshannian period: fine -grained biotite adamellite; 12—First stage in Late Jinning period: fine-grained biotite granodiorite porphyry; 13—Meta-quartz keratophyre; 14—Diabase, diabase-porphyrite; 15—Granite porphyry; 16—Adamellite; 17—Geological boundary; 18—Nappe faults; 19—Normal faults; 20—Unidentified faults: 21—Inferred fault: 22—Ductile shear zone: 23—Paleoplate collage belt (the dotted lines are inferred parts); 24—Ophiolite; 25—Tectonic window; 26—Attitude of overturned strata; 27—Cu mineralization belt

表 1 矿区宜丰岩组岩石组合及特征

T	ab	ole	1	Rock	combinations	and	characteristics	of	Yifengyan F	Formation

岩段名称	宜丰岩组岩石组合及岩性特征
第三岩片(Pt ₂ y ³)	石英二云母片岩、含石榴子石二云母石英片岩、绢云母石英千枚岩夹变石英角斑岩、阳起石组合
第二岩片上部(Pt ₂ y ²⁻³)	绢云母片岩与石英绢云(二云)母片岩、千枚岩互层
第二岩片中部(Pt ₂ y ²⁻²)	二云母片岩、绢云母片岩夹薄层透镜状变质砂岩,发现有层状、似层状的石英电气石岩和大理岩
第二岩片下部(Pt ₂ y ²⁻¹)	石英二云母片岩、绢云母片岩夹千枚岩、变质砂岩及阳起石组合,其阳起石由细碧岩或细碧质玄武岩变质而成
第一岩片(Pt_2y^1)	片状变质石英砂岩、粉砂质绢云母千枚岩夹含菱铁矿绿泥绢云母片岩

-网脉状构造为主,其次为浸染状构造、条带状构造、 块状构造、角砾状构造。从图3可以看出,黄铜矿多 为不规则他形粒状,多呈细脉状、浸染状产出,与黄 铁矿、菱铁矿、方铅矿、闪锌矿共生于石英颗粒或石 英颗粒与绿泥石、绢云母的接触带上,且常有铁白云

石共生。

区内揉皱小构造发育(图 3b),蚀变较强烈,主要 有硅化、绿泥石化、绿帘石化、绢云母化。磁黄铁矿、 黄铁矿有时在石英集合体中呈斑点状产出。蚀变一 般发育在片理化带或构造破碎带附近,与黄铜矿化



图 2 兴源冲矿床野猫冲矿段 00 号勘探线剖面简图(改自楼法生等 2012)

1—联圩组;2—宜丰岩组第二岩片下部;3—石英绢云千枚岩;4—绿泥绢云片岩;5—钠长石英片岩;6—片麻状花岗岩;7—变基性岩; 8—变石英角斑岩;9—变酸性凝灰岩;10—辉绿岩;11—硅化;12—构造角砾岩;13—韧性剪切带;14—黄铜矿化、黄铁矿化、菱铁矿化; 15—铜矿体及编号;16—矿化体及编号

Fig. 2 Geological section of Yemaochong ore block along No. 00 exploration line in the Xingyuanchong ore deposit (modified after Lou et al., 2012)

1—Lianxu Formation ; 2—2nd lower rock sheet of Yifengyan Formation ; 3—Quartz sericite phyllite ; 4—Chlorite sericite schist ; 5—Albite quartz schist ; 6—Gneissic granite ; 7—Metabasic rocks ; 8—Metamorphic quartz porphyry ; 9—Meta—acid volcanic tuff ; 10—Gabbro ; 11—Silicification ; 12—Structural breccia ; 13—Ductile shear zone ; 14—Cu , Fe , Sd mineralization ; 15—Cu ore body and its serial number ; 16—Cu mineralization belt and its serial number



图 3 a. 野猫冲矿段 Zk0401 钻孔深 7.46 m 处的岩芯,挤压揉皱,石英脉顺层发育; b. 反射光下细脉浸染状黄铜矿(Chal) 赋存在石英(Q)颗粒中,且见揉皱构造; c. 电子探针背散射电子图像,黄铜矿与菱铁矿(Sd)、黄铁矿(Py)、铁白云石(Ank) 共生在石英颗粒中,方铅矿(Gn)赋存于黄铜矿中,先于黄铜矿生成,黄铜矿出现在黄铁矿裂隙中,表明黄铜矿晚于黄铁矿生 成; d. 电子探针背散射电子图像,不规则细脉浸染状黄铜矿产在石英和绿泥石、绢云母的接触带上,绿泥石化强烈,方铅 矿、钛铁矿(TiO₂)零散分布; e. 电子探针背散射电子图像,黄铜矿与菱铁矿、方铅矿共生于石英颗粒中,黄铜矿与菱铁矿对 称分布,铁白云石呈带状分布; f. 电子探针背散射电子图像,黄铜矿与菱铁矿、黄铁矿、闪锌矿共生于石英颗粒中,黄铁矿 自形程度较高,闪锌矿(Spha)赋存于其中

Fig. 3 a. Photograph of selected cores at -7.46 m in Zk0401, Yemaochong ore block, showing crumble structures with quartz developing along the strata; b. Photomicrograph of disseminated chalcopyrite (Chal) in quartz (Q) and crumble structures, reflected light; c. Chalcopyrite is coexistent with siderite (Sd), pyrite (Py) and ankerite (Ank) in quartz grains, galena (Gn) is found in chalcopyrite, indicating that its formation was later than chalcopyrite, chalcopyrite is also in the fissure of pyrite, showing that its formation was later than chalcopyrite, chalcopyrite is also in the fissure of pyrite, showing that its formation was later than chalcopyrite, chalcopyrite is also in the fissure of pyrite, showing that its formation was later than pyrite, EPMA COMP image; d. Irregular veinlet/disseminated chalcopyrite developed in the contact zone of quartz and metamorphic rocks with intense chloritization, galena and ilmenite (TiO₂) are sparsely distributed, EPMA COMP image; e. Chalcopyrite is coexistent with siderite and galena in quartz grains, and chalcopyrite is symmetric with siderite, ankerite is in zonal distribution, EPMA COMP image; f. Chalcopyrite coexists with siderite, pyrite and sphalerite (Spha) are in quartz grains, pyrite shows euhedral crystal, with sphalerite in it, EPMA COMP image

关系密切。

3 碳、氧、硫同位素特征

3.1 碳、氧同位素特征

碳、氧同位素分析样品主要采自兴源冲矿床中 部野猫冲矿段 Zk0202、Zk0602 和 Zk0802 孔 野猫冲 矿段是研究区内已知矿化最好、工程控制程度也最 高的矿段。样品主要为含矿层位宜丰岩组绿泥石绢 云母片岩、千枚岩中的菱铁矿、片岩或千枚岩裂隙中 后生方解石脉体,以及宜丰岩组下伏不整合接触上 石炭统灰岩碎屑颗粒。其中上石炭统灰岩产状与宜 丰岩组一致,与铜矿化关系不明显,灰岩碎屑颗粒大 小不一,有近1m到 cm级。

测试方法为:首先将岩石样品磨成粉末(200 目),用双氧水与样品反应,除去有机碳,取样品残渣 在烘箱中烘干,然后在充满氦气的试管中与98%磷 酸反应,在65℃恒温槽中平衡60分钟后用GBench-MAT-253 联机测试所得。

野猫冲矿段碳、氧同位素分析结果见表 2。从表

11

衣 2 野油冲矿段恢、氧何位素分析结果衣

Table 2	Analyses of	carbon and	oxygen	isotopes of	Yemaochong	ore block
---------	-------------	------------	--------	-------------	------------	-----------

样号	钻孔号	孔深/m	样品描述	$\delta^{13}C_{VPDB}/\%$	$\delta^{18}O_{VPDB}$ /‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$ /‰
X01	Zk0802	220.7	含菱铁矿千枚岩	0.2	- 19.6	10.7
X02	Zk0802	226.4	千枚岩中菱铁矿单矿物	1.6	19.3	11.0
X03	Zk0802	225.4	千枚岩中菱铁矿单矿物	1.7	- 19.3	11.0
X05	Zk0802	223.2	千枚岩中菱铁矿单矿物	1.3	0 - 19.8	10.5
X07	Zk0802	216.9	千枚岩中菱铁矿单矿物	0.6	-19.9	10.4
X08	Zk0802	216.0	千枚岩中菱铁矿单矿物	1.3	-19.2	11.1
X09	Zk0802	212.6	千枚岩中菱铁矿单矿物	0.2	-20.4	9.9
X11	Zk0802	210.0	含菱铁矿千枚岩	0.7	-20.0	10.3
X12	Zk0802	206.6	含菱铁矿千枚岩	1.3	-19.1	11.3
X13	Zk0802	204.4	含菱铁矿千枚岩 🔬 🦷	1.9	-20.4	9.9
X14	Zk0802	203.4	含菱铁矿千枚岩	1.6	-20.4	9.9
X15	Zk0802	201.0	菱铁矿千枚岩	1.0	-20.0	10.4
X22	Zk0602	149.0	含菱铁矿千枚岩 🔾	1.1	-19.0	11.3
X23	Zk0602	147.6	含菱铁矿千枚岩	1.5	- 19.3	11.0
X24	Zk0602	145.5	含菱铁矿千枚岩	1.9	-18.0	12.4
X25	Zk0602	140.5	含菱铁矿千枚岩	1.1	-19.6	10.7
X26	Zk0602	139.0	含菱铁矿千枚岩	1.2	-19.4	10.9
X27	Zk0602	156.6	含菱铁矿千枚岩	1.0	- 19.5	10.8
X28	Zk0602	136.0	含菱铁矿千枚岩	1.2	-19.9	10.4
X29	Zk0602	130.8	含菱铁矿千枚岩	1.0	-19.6	10.7
X30	Zk0602	128.4	含菱铁矿千枚岩	1.1	-19.6	10.7
X31	Zk0602	124.0	含菱铁矿千枚岩	1.0	-19.7	10.6
X32	Zk0602	121.5	含菱铁矿千枚岩	1.3	-19.2	11.1
X33	Zk0602	116.2	含菱铁矿千枚岩	0.7	-17.9	12.5
X34	Zk0602	114.5	含菱铁矿千枚岩	1.4	-19.2	11.1
X35	Zk0602	109.7	含菱铁矿千枚岩	1.7	-19.2	11.1
X36a	Zk0602	339.0	灰岩及方解石脉体	-1.1	-16.6	13.9
X36b	Zk0602	339.0	灰岩及方解石脉体	-0.5	-17.7	12.7
X37	Zk0602	341.5	灰岩及方解石脉体	-0.7	-16.9	13.5
X40	Zk0202	290.2	灰岩碎屑颗粒	-5.4	-17.9	12.5
X41	Zk0202	288.8	灰岩碎屑颗粒	-2.8	-21.2	9.1
X42	Zk0202	288.0	灰岩碎屑颗粒	-5.0	-21.3	9.0
X43	Zk0202	274.4	灰岩碎屑中的菱铁矿	0.2	-20.0	10.3
X45	Zk0202	247.4	菱铁矿呈眼球状定向拉长	1.8	-19.7	10.6
X48	Zk0202	253.7	含菱铁矿千枚岩	1.9	-19.6	10.7
X50	Zk0202	95.0	大量菱铁矿,面积上有30%	0.9	-19.9	10.4
X51	Zk0202	92.3	大量菱铁矿	1.1	- 19.9	10.4
X52	Zk0202	90.3	大量菱铁矿	0.9	-19.6	10.7
X53	Zk0202	88.4	大量菱铁矿	1.3	- 19.7	10.6
X54	Zk0202	84.5	较少菱铁矿	1.0	- 19.9	10.4

测试单位:东华理工大学核资源与环境省部共建国家重点实验室培育基地。

2013 年

中可知,研究区碳酸盐岩 $\delta^{13} C_{VPDB}$ 为 $- 5.4\% \sim 1.9\%$,平均为 0.6‰。其中,样号为 X40~X42 的灰岩碎屑颗粒的 $\delta^{13}C_{VPDB}$ 为 $- 5.4\% \sim -2.8\%$,平均为 - 4.4%;样号为 X36、X37 的灰岩及方解石脉体的 $\delta^{13}C_{VPDB}$ 为 $- 1.1\% \sim -0.5\%$,平均为 - 0.8%;其他 千枚岩或灰岩中菱铁矿单矿物的 $\delta^{13}C_{VPDB}$ 变化范围 为 $0.2\% \sim 1.9\%$ 均值为 1.2%。

研究区碳酸盐岩 $\delta^{18}O_{VPDB}$ 变化范围为 - 21.3‰ ~ - 16.6‰,平均为 - 19.4‰。在转变 $\delta^{18}O_{VPDB}$ 与 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 时,使用 Friedman 等(1977)的方程: $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.03086\delta^{18}O_{VPDB} + 30.86$ (赵海杰等, 2012)。得出 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 变化范围为 9.0‰~13.9‰, 平均为 10.9‰。

3.2 硫同位素特征

硫同位素样品主要采自位于矿床中部的野猫冲 矿段及位于中东部的刘家冲矿段,主要是产于千枚 岩中浸染状黄铜矿和石英脉中的黄铜矿矿石。

分析方法为 把待测矿物碎样,在镜下挑出单矿 物,研磨至 200 目以下,称取待测样品 500 µg,在 1020℃下氧化为 SO₂,用 Flash-EA 与 MAT-253 质谱 仪联机测试所得,测试精度为±0.2‰。 从 42 个硫化物硫同位素测试结果可知(X04~X47 引自楼法生等 ,2012),硫化物 δ^{34} S_{V-CDT}值变化范围主要为 1.0‰ ~ 6.2‰ ,离差不大 ,平均为 4.5‰。但样品 Zk0304-S1 和 S3 的值偏大 ,分别为 13.0‰和 13.9‰(表 3)。

4 成矿物质来源讨论

研究区灰岩碎屑颗粒(样号 X40 ~ X42)的 $\delta^{13}C_{VPDB}$ 为-5.4‰~-2.8‰,根据不同地质储库的 $\delta^{13}C4$ 组成图(图4),其 $\delta^{13}C4$ 组成位于地幔来源范围内 (-5‰±2‰,Hoefs,1997);灰岩及方解石脉体的碳 同位素组成以及千枚岩或灰岩中菱铁矿单矿物的碳 同位素组成明显增大($\delta^{13}C_{VPDB}$ 为-1.1‰~1.9‰), 可以看出该类碳酸盐岩在海相碳酸盐岩碳同位素4 成(-1‰~+2‰)范围内(Ohmoto et al.,1979)。 虽然古代海水的碳同位素没有恒定的组成,Veizer等 (1986)和 Hoffman等(1991)也已注意到在元古代记录 中海水对现代数值的偏差达到最大值,高达6‰ (PDB) Hugh,1993);另据陈锦石测定的燕山地区井儿 峪组桃园亚组海相碳酸盐,其年龄近8亿年 $\delta^{13}C_{VPDB}$

表 3 兴源冲铜矿床中黄铜矿的硫同位素分析结果 Table 3 Analyses of sulfur isotopes of the Xingyuanchong deposit

样号	孔深/m	岩性	δ ³⁴ S/‰	样号	孔深/m	岩性	8 ³⁴ S/‰
Zk0003-S2	235.0	黄铜矿化体	4.8	Zk0802-S4	228.2	硅化片理化带	4.0
Zk0004-S1	158.3	绿泥石绢云母片岩	3.5	Zk5301-S1	274.8	绿泥绢云千枚岩	5.9
Zk0004-S2	171.6	绿泥石绢云母片岩	4.5	Zk5301-S2	208.2	绿泥绢云千枚岩	6.0
Zk0004-S3	185.4	绿泥石绢云母片岩	3.6	Zk5701-S1	39.0	绿泥绢云千枚岩	1.8
Zk0005-S1	361.4	绿泥绢云千枚岩	5.7	Zk5701-S2	41.2	绿泥绢云千枚岩	1.4
Zk0005-S2	514.7	构造破碎带	2.8	Zk0304- S1	193.8	绿泥绢云千枚岩	13.0
Zk0601-S1	157.5	绿泥石绢云母片岩	3.7	Zk0304- S2	95.7	绿泥绢云千枚岩	5.7
Zk0601-S2	164.0	绿泥石绢云母片岩	3.0	Zk0304- S3	202.3	绿泥绢云千枚岩	13.9
Zk0601-S3	256.1	绿泥石绢云母片岩	3.5	Zk04 '03- S1	77.8	绿泥绢云千枚岩	5.6
Zk0602-S1	64.8	绿泥石绢云母片岩	5.6	Zk04 '03- S2	60.5	绿泥绢云千枚岩	5.2
Zk0602-S2	68.7	绿泥石绢云母片岩	6.2	X04	225.0	绿泥绢云千枚岩	4.7
Zk0602-S3	170.3	硅化片理化带	4.7	X06	223.0	绿泥绢云千枚岩	2.8
Zk0602-S4	173.2	硅化片理化带	5.5	X10	211.0	石英脉中	3.4
Zk0602-S5	238.2	硅化片理化带	4.7	X16	154.9	石英脉中	3.5
Zk0602-S6	265.7	硅化片理化带	4.8	X17	153.5	石英脉中	3.5
Zk0602-S7	311.5	绿泥绢云千枚岩	3.8	X18	152.5	石英脉中	2.5
Zk01 '02-S1	360.0	石英绢云母片岩	2.1	X20	173.0	石英脉中	3.8
Zk01 '02-S2	315.3	石英绢云母千枚岩	1.0	X21	171.0	石英脉中	3.4
Zk0802-S1	146.7	绿泥石绢云母片岩	4.7	X39	311.6	石英脉中	3.7
Zk0802-S2	153.4	绿泥石绢云母片岩	3.8	X44	246.4	石英脉中	4.6
Zk0802-S3	210.5	硅化片理化带	4.5	X47	254.4	石英脉中	4.8

测试单位 : 东华理工大学核资源与环境省部共建国家重点实验室培育基地(样号 X04~X47 引自楼法生等 ,2012)。



图 4 不同地质储库及钦杭成矿带典型矿床的 &¹³C 组成(改自 Hugh, 1993;德兴铜矿碳酸盐岩 &¹³C 组成引自钱鹏 等, 2006;西裘引自黄有年, 1992;银山引自何国朝等, 1992;大宝山引自葛朝华等, 1986)

①一千枚岩或灰岩中菱铁矿单矿物;②一灰岩及方解石脉体;③一灰岩碎屑颗粒

Fig. 4 δ¹³C compositions in different geological reserves and typical ore deposits in the Qinhang metallogenic belts (modified after Hugh, 1993; δ¹³C compositions of carbonates at Dexing deposit after Qian et al., 2006; δ¹³C of Xiqiu after Huang, 1992; δ¹³C of Yinshan after He et al., 1992; δ¹³C of Dabaeshan after Ge et al., 1986)

 \mathbb{D} — $\delta^{13}C$ of siderite in phylite or carbonates: \mathbb{D} — $\delta^{13}C$ of carbonates and calcite veins: \mathbb{B} — $\delta^{13}C$ of carbonate particles

值在蓟县剖面为-0.9%~+3.9‰,明显富集¹³C (王可法,1994),但可以看出,后一类碳酸盐岩碳同 位素组成在当时古环境中也在海相碳酸盐岩碳同位 素组成范围内。

研究区碳酸盐岩 δ¹⁸ O_{VPDB} 变化范围为 -21.29‰~-16.55‰,而根据 Derry 等(1992)、严 兆彬等(2005),碳酸盐岩的氧同位素组成对蚀变作 用灵敏,一般情况下,当碳酸盐岩的δ¹⁸ O_{VPDB} <-10‰时岩石已发生了强烈的蚀变,样品的氧同 位素数据已不能使用,Kaufman等(1993)则认为应 当将δ¹⁸O_{VPDB}<-11‰作为界值。而研究区δ¹⁸O_{VPDB} <-11‰,因此认为研究区氧同位素已经发生后期 蚀变,数据已不能使用。

另外,将这些样品的碳、氧同位素组成投到了 δ¹⁸O-δ¹³C 图(图 5)上,δ¹⁸O-δ¹³C 图给出的是地壳流 体中 CO₂ 的三大主要来源(有机质、海相碳酸盐岩和 岩浆-地幔源)的碳、氧同素值组成范围,并且用箭头 标出了从这三个物源经 6 种主要过程产生 CO₂ 时, 其同位素组成的变化趋势(刘家军等,2004)。可以 看出变质岩中菱铁矿大都落在了"花岗岩区",说明 其与岩浆作用有关,并且与沉积岩混染/高温效应呈 线性关系,说明主要是受高温变质作用所致;灰岩及 方解石脉体落在"地幔多相体系-花岗岩区"和"海相 碳酸盐岩区"之间,也许是经碳酸盐溶解淋滤作用所 致;而灰岩碎屑颗粒样品则落在了"地幔多相体系 区",明显受低温蚀变作用的影响。也说明了这3种 不同的氧同位素值,受到高温变质和低温蚀变这两 种蚀变作用明显。

兴源冲矿床硫同位素比值除个别偏大外,变化 范围主要为1.0‰~6.2‰,离差不大,表明这些样品 中的硫具有均匀的同质来源,而且是在相似的物理-化学条件下形成的。硫同位素直方图呈明显的塔式 分布,峰值出现在 3.5‰~6.0‰(图 6),同幔源硫 (0‰~3‰, Ohmoto et al., 1997)相近。而且从不同 地质储库及矿床类型的硫化物硫同位素组成分布图 (图 7)中可以看出,兴源冲矿床硫化物 δ^{34} S 值与典 型火山沉积块状硫化物矿床(黑矿型块状硫化物和 塞浦路斯型块状硫化物)的δ³⁴S值-0.5‰~6.1‰ (Robinson et al., 1982)最为接近,且与钦杭成矿带 上相似矿床如铁砂街、永平、西裘、大宝山等块状硫 化物矿床硫化物 δ³⁴S 值(毛景文等,2011; 贺菊瑞等, 2008;田金辉等,2001;徐跃通等,2000;葛朝华等, 1986)及西澳 Gossan Hill 火山块状硫化物铜锌矿床 δ³⁴S值(-1.6‰~7.8‰)(Sharp et al., 2000)也都





图 5 矿石中菱铁矿、方解石及灰岩的 d¹⁸O-d¹³C 图解(据刘家军等,2004;毛景文等,2002;真允庆等,2006 资料修改) Fig. 5 d¹⁸O-d¹³C diagram of siderite, calcite and carbonates from the Xingyuanchong copper deposit (after Liu et al., 2004; Mao et al., 2002; Zhen et al., 2006)



十分相近,表明矿石中硫可能与海底喷流作用以及 后期的岩浆热液叠加改造作用有关。

其中两个样品同位素比值偏大,可能是受后期 强烈地质构造运动作用,如广泛发育的推(滑)覆构 造(江西地质局,1986;楼法生等,2012;钱国华, 2003;李均良等,2012a;2012b),使成矿流体可能与 其他成因硫接触、分馏、混合而产生混合硫,混合硫 不同于陨石硫而正向偏移(赵瑞,1980)。说明研究 区硫主要来源于深部,但因后期构造受到一定程度 地壳混染。

5 成矿机制探讨

晋宁早期构造阶段,兴源冲矿床所在的黄茅地 区属"原始江南古陆"和"华南海槽"接壤地带,海底 火山喷发活动及超基性、基性的侵入活动较频繁(江 西地质局,1986)。海底火山活动将地壳深部多种金 属元素喷出海底,矿液遇冰冷海水,其所含硫化物沉 积下来,形成矿源层(毛景文等,2012; Iizasa et al., 1999),属该矿床的成矿早期阶段。该期间发生的较 大规模"双峰式"火山活动表现为矿区蓟县系宜丰岩 组含有变细碧岩质玄武岩、变石英角斑岩、变辉绿岩 等海相变质火山岩夹层。

晋宁构造晚期,上扬子古陆块和下扬子微古陆 块发生俯冲、碰撞,形成江南俯冲、碰撞带及扬子始 板块,并使中元古代岩层变质和形成强烈的同斜褶 皱(江西地质局,1986;李献华,1998;马振东等, 1999)。该阶段使得早期形成的矿源层受变质热液 改造,形成富矿体,呈层状、似层状产出,多数与围岩 同步褶皱,明显受北东东向大型推(滑)覆构造控制, 为该矿床成矿晚期阶段(楼法生等,2012;钱国华,



图 7 不同地质储库与火山有关矿床类型及钦杭成矿带典型矿床的硫化物硫同位素组成(底图及前 5 个数据引自 Hugh, 1993;毛景文等,2011;Robinson et al.,1982;德兴铜矿的 8³⁴S 引自刘志远,2005;永平引自田金辉等,2001;银山引自何国朝 等,1992;大宝山引自葛朝华等,1986;七宝山引自胡祥昭等,2000;铁砂街引自贺菊瑞等,2008;西裘引自徐跃通等,2000;西 澳 Gossan Hill 引自 Sharp et al.,2000;Izu-Ogasawara 岛弧引自 Iizasa et al.,1999)

Fig. 7 Sulfur isotopic compositions of different geological reserves, different types of volcanic-hosted deposits and typical ore deposits in the Qinhang metallogenic belt (after Hugh, 1993; Mao et al., 2011; Robinson et al., 1982; δ³⁴S of Dexing after Liu et al., 2005; δ³⁴S of Yongping after Tian et al., 2001; δ³⁴S of Yinshan after He et al., 1992; δ³⁴S of Dabaoshan after Ge et al., 1986; δ³⁴S of Qibaoshan after Hu et al., 2000; δ³⁴S of Tieshajie after He et al., 2008; δ³⁴S of Xiqiu after Xu et al., 2000; δ³⁴S of Gossan Hill in Western Australia after Sharp et al., 2000; δ³⁴S of Izu-Ogasawara arc after Iizasa et al., 1999)

2003;李均良等,2012a;2012b)。

碳、氧、硫同位素地球化学研究表明:研究区碳 酸盐岩属海相沉积碳酸盐,碳主要来源于深部,后期 受到高温变质和低温蚀变作用明显;硫主要来源于 深部,但因后期构造受到一定程度地壳混染,具有海 底喷流沉积和后期岩浆热液叠加作用的特征;且楼 法生等(2012)的流体包裹体研究也反映出矿床至少 受两期成矿流体控制,这都与晋宁期发生的岩浆构 造事件相吻合。

因此结合以上成矿地质特征及同位素研究,可 以得出,兴源冲铜矿的成矿过程主要为:中元古代海 底火山沉积形成初始矿源层;后期多阶段岩浆构造 运动特别是新元古代晋宁造山期岩浆热液及动力变 质作用使成矿物质迁移至有利部位并富集成矿。

6 结 论

兴源冲矿床碳、氧同位素研究表明,研究区碳酸盐岩主要为海相碳酸盐岩,碳主要来源于深部,后期受到高温变质和低温蚀变作用明显;硫同位素表明硫具有海底喷流沉积和后期岩浆热液叠加作用的特征。

结合成矿地质特征,说明兴源冲矿床成矿主要 经历了中元古代海底火山沉积和后期特别是新元古 代晋宁造山期的岩浆热液、动力变质叠加改造两个 成矿阶段。

- 丁少辉,余忠珍,罗小洪,吴光明. 2004. 江西九岭南缘铜多金属矿 预测[J]. 资源调查与环境 25(3):178-183.
- 葛朝华,韩 发. 1986. 大宝山铁-多金属矿床的海相火山热液沉积 成因特征[J]. 矿床地质 <u>5</u>(1):1-12.
- 何国朝,林德松.1992. 江西银山矿床的稳定同位素组成特征[J]. 矿产与地质 ((31):406-411.
- 贺菊瑞,王爱国,芮行健,曾 勇,李春海.2008.江西弋阳铁砂街 中元古代海底火山喷流成矿作用[J].资源调查与环境,29(4): 261-269.
- 胡祥昭, 彭恩生, 孙振家. 2000. 湘东北七宝山铜多金属矿床地质特 征及成因探试[J]. 大地构造与成矿学, 24(4): 365-370.
- 黄有年.1992. 浙江西裘含铜块状硫化物矿床特征及成矿模式[J]. 地质找矿论丛, ((3) 22-34.
- 江西地质局. 1986. 江西省区域地质志 M] 北京:地质出版社. 1-921.
- 江西省地质矿产厅. 1997. 江西省岩石地园 M]. 武汉:中国地质大 学出版社. 19-21.
- 李均良. 2009. 江西省村前矽卡岩 + 斑岩复合型铜铅锌矿地质特征 [J]. 地质找矿论丛, 24(2):142-145.
- 李均良 陈振华 蒋金明 符海明. 2012a. 江西省兴源冲铜矿区资源 潜力评价[J] 东华理工大学学报 自然科学版),35(1):81-88.
- 李均良 陈振华 符海明. 2012b. 江西省兴源冲地区深部找矿潜力评 价[J]. 地质找矿论丛, 27(1):16-22.
- 李献华. 1998. 华南晋宁期造山运动——地质年代学和地球化学制 约[J]. 地球物理学报, 41(增刊):184-194.
- 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 []]. 矿床地质,23(1):1-10.
- 刘志远. 2005. 赣东北乐华-德兴成矿带成矿环境与成矿作用[D]. 东 北大学博士论文.
- 楼法生,吴旭铃,凡秀君,刘成东,严兆彬,陈益平,徐 磊. 2012. 江西万载县兴源冲铜矿成矿地质特征及矿床成因探讨[].地质 与勘探 A8(4):704-712.
- 马振东,李艳霞,单光祥.1999. 沉积叠加改造型矿床的物源及富集 机制的地球化学研究 J].矿床地质,18(2):110-120.
- 毛景文,赫 英,丁悌平.2002.胶东金矿形成期间地幔流体与成矿 过程的碳氧氢同位素证据[]]矿床地质,21(2):121-128.
- 毛景文,谢桂青,郭春丽,陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金 属成矿作用:成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报,23 (10):2329-2338.
- 毛景文,陈懋弘,袁顺达,郭春丽.2011.华南地区钦杭成矿带地质 特征和矿床时空分布规律[]]地质学报,85(5):636-658.
- 毛景文,张作衡,王义天,等. 2012. 国外主要矿床类型、特点及找矿 勘察 M]. 北京:地质出版社. 1-480.
- 孟 雨. 2009. 钦杭成矿带被列为重点找矿带[N]. 中国黄金报,第 004 版.
- 钱国华. 2003. 赣西铜铅锌矿床类型、地质特征及找矿认识[J]. 矿产 与地质,11(増刊):338-341.
- 钱 鹏,陆建军,刘风香. 2006. 江西德兴斑岩铜矿成矿物质来源同 位素示踪[J].世界地质,25(2):135-140.
- 田金辉,倪 培,范建国.2001. 永平铜矿成矿流体特征研究[].地 质找矿论丛,16(1)24-27.
- 王可法. 1994. 海相碳酸盐碳同位素组成及其意义[j]. 地质地球化

学,(5):50-54.

徐跃通,尚树川,张邦花.2000.浙江西裘铜块状硫化物矿床火山-热 泉沉积成矿的地质地球化学证瓶」] 地球化学,2(1):14-20.

- 严兆彬,郭福生,潘家永,郭国林,张曰静. 2005.碳酸盐岩C,O, Sr同位素组成在古气候、古海洋环境研究中的应用[J].地质找 矿论丛 20(1):53-56.
- 张艳宜,史晓红. 1995. 赣西萍乡-高安成矿区带地层含矿性统计分 析」]. 有色金属矿产与勘查,4(6):365-372.
- 赵海杰,谢桂青,魏克涛,柯于富. 2012. 湖北大冶铜绿山铜铁矿床砂卡 岩矿物学及碳氧硫同位素特征[]]. 地质论评,58(2):379-395.
- 赵 瑞 译), B. A. 格里年科 著. 1980. 硫同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 1-235.
- 真允庆,束乾安.2006.中条山铜矿流体碳、氧同位素示踪J] 地质 调查与研究,29(1):30-37.
- 周宝直. 2000. 萍乐坳陷东段推构造特征及煤田预测[J]. 华东地质 学院学报, 23(2):134-140.
- 邹建成. 2010. 江西万载兴源冲铜矿区发现中型规模铜矿资源潜力 [J]. 中国金属通报 ,(22):4.
- Derry L A , Kaufaman A J and Jacobsen S B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proeterozoic. Evidence from stable and radiogenic isotope. J J. Geochinmica Cosmochimica Acta , 56:1317-1329.
- Friedman I and O Neil J R. 1977. Complication of stable isotope fractionation fraction factors of geochemical interest[A]. In : Fleischer M. ed. Data of geochemistry (Sixth Edition): Geology survey professional paper[C]. 117p.
- Hoffman A , Gruszczynski M and Małkowski K. 1991. On the interrelationship between temporal trends in δ^{13} C , δ^{18} O and δ^{34} S in the world ocear[J]. J. Geol. , 99:355-370.
- Hoefs J. 1997. Stable isotope geochemistry [M]. 3rd ed. Berlin : Springer-Verlag. 1-201.
- Hugh R Rollison. 1993. Using geological data: Evaluation, presentation, interpretation[M]. U K: Longman Scientific & Technical. 266-315.
- Iizasa K , Fiske R S , Ishizuka O , Yuasa M , Hashimoto J , Ishibashi J , Naka J , Horii Y , Fujiwara Y , Imai A and Koyama S. 1999. A Kuroko-type polymetallic sulfide deposit in a Submarine silicic Calder{ J]. Science , 283(5404):975-977.
- Kaufman A J , Jacobsen S R and Knoll A H. 1993. The vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater , implications for tectonics and paleoclimate J]. Earth Plant. Sci. Lett. , 120:409-430.
- Ohmoto H and Rye R O. 1979. Geochemistry of ore deposits M J. Edition 2. New York : Wiley. 509-567.
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes [A]. In: Barnes H L, ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits [M]. 3rd ed. New York: Wiley. 517-611.
- Robinson D J and Hutchison R W. 1982. Evidence for a volcanogenic-exhalative origin of a massive nickel sulphide deposit at Redstone, Timmins, Ontarid J J. Geol. Assoc. Canada. Spec. (25):211-254.
- Sharp R and Gemmell J B. 2000. Sulfur isotopic characteristics of the Achean Cu-Zn Gossan Hill VHMS deposit, western Australia[J]. Mineralium Deposita, 35:533-550.
- Veizer J , Fritez P and Jones B. 1986. Geochemistry of brachiiopods : Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans [J]. Geochim. Cosmochim. Acta , 50 : 1679-1696.