

# 安徽安庆铁铜矿床物质来源与演化

## ——地质和硫、碳、氧同位素制约

杨光树<sup>1</sup>, 温汉捷<sup>2</sup>, 胡瑞忠<sup>2</sup>, 范良伍<sup>3</sup>, 燕永锋<sup>1</sup>, 毛致博<sup>1</sup>, 王凯<sup>1</sup>

(1. 昆明理工大学 国土资源工程学院, 云南 昆明 650093; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550081; 3. 北京华盛金泰资源科技有限公司, 北京 100012)

**摘要:** 安庆铁铜矿床是安徽沿江地区具代表性的大型铁铜矿床之一, 其形成机制一直存在较大争议。本文在分析成矿地质特征的基础上, 研究了矿石和围岩的硫、碳、氧同位素组成特征, 探讨了该矿床的成矿物质来源与成矿过程。研究表明, 矿床具有显著的水平分带特征。矿石硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值范围为 $-6.5\text{‰}$ ~ $10.6\text{‰}$ , 变化大, 闪长岩浆为成矿提供了大部分硫, 前三叠纪碎屑地层和三叠纪围岩提供了部分硫; 从闪长岩体到围岩,  $\delta^{34}\text{S}$  值呈 V 字型变化, 是不同来源硫混合的结果。碳酸盐矿物  $\delta^{13}\text{C}$  范围为 $-5.5\text{‰}$ ~ $2.0\text{‰}$ , 从外带到内带呈下降趋势, 表明碳主要源自岩浆热液, 混入了部分地层碳。近矿围岩中  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值相对地层偏低, 是流体改造作用的结果。外接触带致密块状磁铁矿体具有最低的  $\delta^{18}\text{O}$  值和部分贯入成因地质特征, 可能为高温流体沿接触带和断层贯入充填的产物。综合研究认为, 该矿床可能存在流体贯入充填与热液交代两种成矿形式。高温富铁流体贯入接触带形成了外带块状磁铁矿体, 其分异热液与闪长岩体的交代作用、地层流体混入等综合作用形成了矽卡岩型铜矿体和含铜蚀变闪长岩, 二者在空间上的叠加构成了矽卡岩型铁铜矿床, 不同成矿方式的叠加导致了矿床分带及元素迁移特征有别于典型矽卡岩矿床。

**关键词:** 安庆铁铜矿床; 矽卡岩; 硫、碳、氧同位素; 成矿过程; 成矿物质来源

中图分类号: P611 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2018)04-0651-013

## 0 引言

安庆铁铜矿床(以下简称安庆铜矿)是长江中下游铜-金-铁成矿带中段安庆-贵池矿集区的代表性矿床之一。近年来, 安徽省地矿局 326 地质队在该矿区北部朱冲地区新发现一大型富磁铁矿, 矿石量达 5164 万吨, 全铁平均品位 50%, 显示出巨大找矿潜力, 备受关注。前人在月山地区开展过成岩成矿地质背景(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; 董树文和邱瑞龙, 1993; 唐永成等, 1998)、成矿物质来源(周涛发和岳书仓, 1996; 周涛发等, 2005; Zhou et al.,

2007)、成岩成矿年代学 (Sun et al., 2003; 毛景文等, 2004; 张乐骏等, 2008; 许逢明等, 2012; 王次松等, 2017; 陈志洪等, 2017)、控矿条件及找矿(Liu et al., 2011, 2012; 邹旭等, 2016)等研究, 认为矿床与月山闪长岩有密切成因联系。然而, 对成矿过程仍存在几种不同认识: (1) 接触交代成矿, 岩浆提供主要成矿物质, 成矿流体为岩浆期后热液(Pan and Dong, 1999; 束学福, 2004; Zhou et al., 2007; 滕传耀等, 2012; 董玉翠等, 2013); (2) 含矿的矽卡岩岩浆贯入围岩地层冷却成矿(赵斌和朱成明, 1993; 吴言昌等, 1996; 吴言昌和常印佛, 1998; 凌其聪和程惠兰,

收稿日期: 2017-03-15; 改回日期: 2017-10-26

项目资助: 国家自然科学基金项目(41103026; 41373050)和国家重点研发计划(2017YFC0602500)联合资助。

第一作者简介: 杨光树(1980-), 男, 副教授, 从事矿床学、地球化学教学和研究工作。Email: 13888600582@163.com

1998; 林新多, 1998); (3) 矿浆贯入与接触交代复合成矿(张智宇等, 2012; 陈星霖等, 2013)。为进一步揭示安庆铁铜矿床的成矿过程, 本文结合矿床地质特征和硫、碳、氧同位素组成等, 讨论了成矿物质来源和成矿过程。

## 1 地质背景与矿床特征

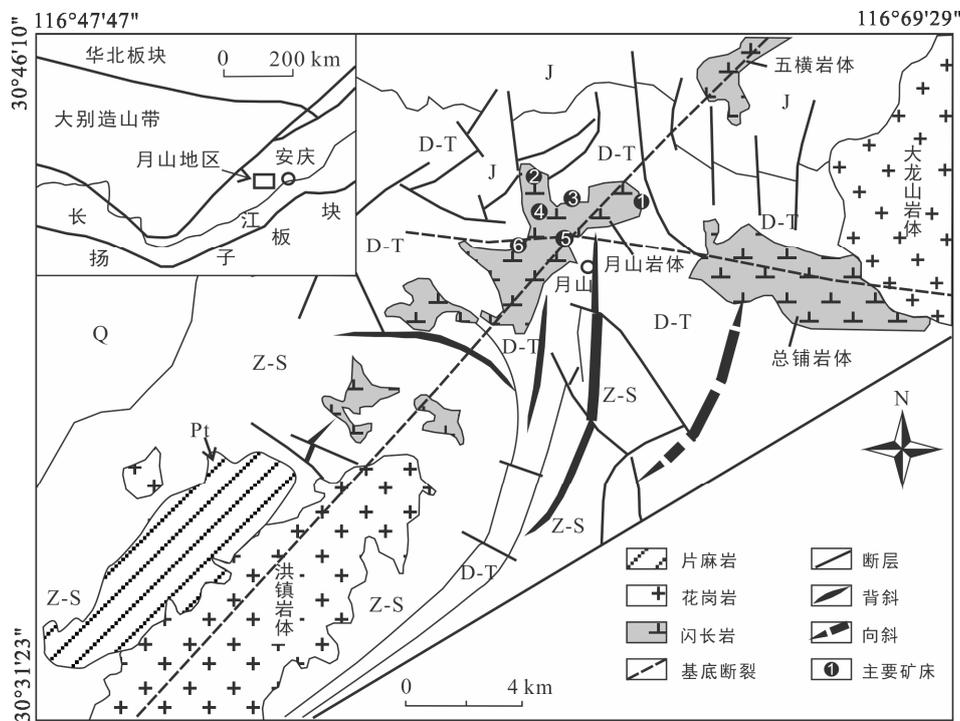
### 1.1 地质背景

安庆铜矿位于安庆市怀宁县月山镇, 大地构造位置处于扬子板块北缘沿江断裂带中段(图 1)。区内主要出露三叠纪地层, 从老到新依次为下三叠统南陵湖组( $T_{1n}$ ): 灰白色薄-中厚层状灰岩, 靠近岩体多已经变质为大理岩, 上部 and 下部含泥质条带, 为有利的成矿围岩(邹旭等, 2016)。中三叠统月山组( $T_{2y}$ ): 下部为灰白色薄-中层状白云岩, 上部渐变为青灰色薄层状粉砂岩; 中三叠统铜头尖组( $T_{2t}$ ): 灰紫、紫红色薄层状粉砂岩夹细砂岩。上三叠统拉犁尖组( $T_{3l}$ ): 主要为灰、灰黑色薄层状细砂岩、粉砂岩、砂质页岩夹炭质页岩及煤层。其中南陵湖组和月山组下段由灰岩、白云岩变质而成的大理岩是主要赋矿地层。

区内构造复杂, 自西向东主要发育北东向西马鞍山背斜和北北西向东马鞍山倒转背斜, 其形态和产状对矿体的形态影响较大(陈星霖等, 2013)。北东向和近东西向的基底断裂控制了区域内主要岩体和矿床(点)的分布(周涛发等, 2005), 区内东部以近南北向断裂为主, 西部以北东向和北北西向断裂为主(图 1)。燕山期岩浆活动强烈, 广泛发育中酸性侵入岩, 主要有大龙山、洪镇花岗岩类岩体和月山、总铺、五横等闪长岩类岩体(图 1)。月山岩体出露于月山一带, 面积约  $11 \text{ km}^2$ , 以闪长岩为主, 其次为石英闪长岩, 与区内 Fe-Cu(Au)成矿关系最密切。区内有工业意义的矿床主要分布于近“Y”字型的月山岩体边部接触带或内部, 共同构成了月山矿田(图 1)。前人测得月山岩体的锆石 U-Pb 年龄分别为  $138.7 \pm 0.5 \text{ Ma}$ (张乐骏等, 2008)和  $139.3 \pm 1.5 \text{ Ma}$ (刘园园等, 2009), 表明其形成于早白垩世。

### 1.2 矿床特征

安庆铜矿产于月山岩体东枝北侧与大理岩的接触带内, 产状和形态严格受近东西向构造和接触带形态控制, 最大埋深超过  $-900 \text{ m}$ , 探明总矿石量近 4000 万吨(表 1), 平均铜品位 1.18%, 平均全铁品位 45%。主矿



Pt. 元古宇董岭群; Z-S. 震旦系-志留系; D-T. 泥盆系-三叠系; J. 侏罗系。主要矿床编号依次为: 1. 安庆铁铜矿床; 2. 铜牛井铜、钼矿床; 3. 铁铺岭铁铜矿床; 4. 刘家凹铜矿床; 5. 龙门山铜矿床; 6. 大排山铜矿床。

图 1 月山地区地质简图(据董树文和邱瑞龙, 1993 改绘)

Fig.1 Sketch geological map of the Yueshan orefield

表1 安庆铜矿主要矿体特征(据范良伍等, 2008)  
Table 1 The characteristics of main ore bodies in the Anqing Cu-Fe deposit

| 矿床名称 | 矿体编号 | 矿种    | 矿体规模  |         |         |                       |                        | 埋深标高  |       | 产出地质部位 |
|------|------|-------|-------|---------|---------|-----------------------|------------------------|-------|-------|--------|
|      |      |       | 长(m)  | 平均沿深(m) | 平均厚度(m) | 矿石量( $\times 10^4$ t) | 铜金属量( $\times 10^4$ t) | 最浅(m) | 最深(m) |        |
| 安庆铜矿 | 1    | Cu-Fe | >1000 | 400~600 | 28      | >2340                 | >33                    | -185  | -900  | 接触带    |
|      | 2    | Cu-Fe | 419   | 354     | 19.4    | 558                   | 6.56                   | -236  | -600  | 舌状体接触带 |
|      | 3    | Cu    | 400   | 50~260  | 4.35    |                       | 1.295                  | +22   | -215  | 岩体内    |
|      | 马头山  | Fe-Cu | 1250  | 142     | 20.87   | 891                   | 1.72                   | -335  | -920  | 舌状体接触带 |

体被北北西向的  $F_1$ 、 $F_6$  断层错断, 形成了自西向东分布的马头山-西马鞍山(2号矿体)-东马鞍山(1号矿体)矽卡岩型含铜磁铁矿体(图 2a), 1号主矿体产于月山闪长岩体的东枝与南陵湖组灰岩间的“S”型接触带上, 走向近东西, 局部波动变化大(图 2b)。在接触带内凹外凸部位, 尤其是舌状体构造的前缘, 矿体较厚大, 铜铁品位也较高。

矿体具有较显著的水平分带特征(表 2, 图 2)。外接触带常发育磁铁矿和石榴子石矽卡岩型铁铜矿体, 与围岩界线清楚; 内接触带发育石榴-透辉石矽卡岩型铜矿体, 与闪长岩体呈过渡关系; 近矿岩体发生广泛钠质交代作用, 形成蚀变闪长岩。主要矿石类型为含铜磁铁矿石和石榴子石矽卡岩型铁铜矿石, 其次为透辉石矽卡岩型铜矿石。矿石中主要金属矿物有磁铁矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿及少量斑铜矿等, 主要脉石矿物有石榴子石、透辉石、透闪石、黝帘石、绿泥石、石英、方解石、方柱石、钠长石等。矿石结构以自形-半自形粒状结构、交代残余结构、包含结构等为主, 构造有块状、浸染状、脉状等(图 3)。

结合野外地质调查、镜下矽卡岩与矿石矿物共生组合、穿插关系等, 将安庆铜矿的成矿作用分为两期: 矽卡岩期, 包括早期干矽卡岩、氧化物和晚期矽卡岩三个阶段, 是矽卡岩和磁铁矿体的成岩成矿期。其特征为较厚大的块状中细粒磁铁矿和含铜石榴子石矽卡岩分布于靠近大理岩一侧(图 2), 空间上与三叠纪大理岩呈截然接触关系, 界线清楚(图 3a), 其

表2 安庆铜矿与典型矽卡岩铜矿床分带特征对比  
Table 2 Zoning of mineralization in the Anqing Cu-Fe deposit and typical skarn-type Cu deposit

| 位置            | 典型矽卡岩铜矿床    | 安庆铜矿(1号矿体)       |
|---------------|-------------|------------------|
| 外带<br>↓<br>内带 | 碳酸盐岩        | 大理岩              |
|               | 硅灰石化大理岩带    | 磁铁矿带             |
|               | 符山石矽卡岩带     | 石榴子石矽卡岩带(含Cu)    |
|               | (云母)透辉石矽卡岩带 | 透辉-石榴子石矽卡岩带(含Cu) |
|               | 透辉-石榴矽卡岩带   | 透辉石矽卡岩带(含Cu)     |
|               | 磁铁-石榴子石矽卡岩带 | 方柱-透辉石矽卡岩带(含Cu)  |
|               | 蚀变岩体        | 钠长石化褪色蚀变闪长岩带     |
|               | 未蚀变岩体       | 闪长岩              |

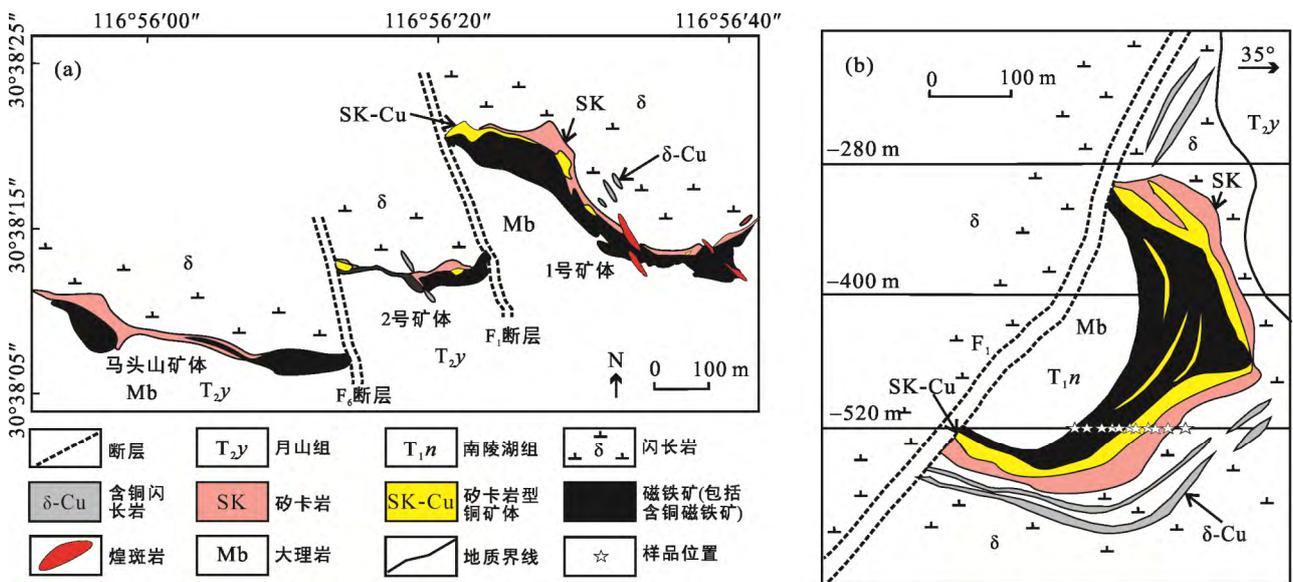
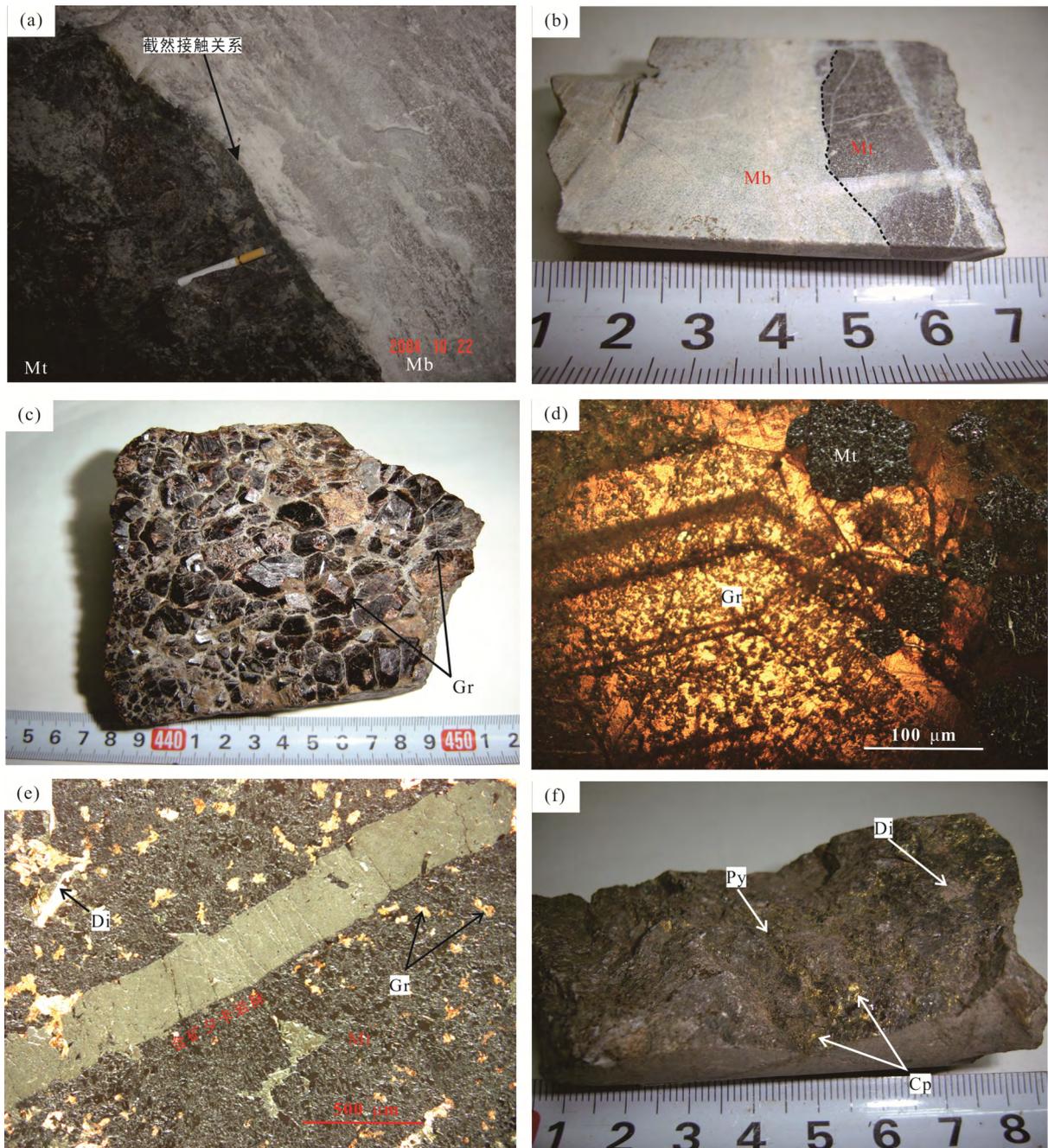


图2 安庆铜矿-400 m中段矿体分布图(a)和1号矿体1号线剖面图(b)(据范良伍等, 2008 修改)

Fig. 2 Distribution of the ore bodies in -400 m (a) and the 1 cross section of No.1 ore body (b) from the Anqing copper-iron deposit



(a) 外带磁铁矿体与大理岩呈截然接触, 界线清楚(据范良伍, 2008); (b) 块状磁铁矿体中不规则状碳酸盐脉和团块; (c) 含铜石榴子石砂卡岩; (d) 细粒磁铁矿沿环带状石榴子石的裂隙和边缘充填交代(单偏光); (e) 后期含硫化物砂卡岩脉穿插交代早期砂卡岩和磁铁矿(单偏光); (f) 浸染状黄铜、黄铁矿叠加于早期砂卡岩上。矿物代号: Di. 透辉石; Gr. 石榴子石; Mb. 大理岩; Mt. 磁铁矿; Cp. 黄铜矿; Po. 磁黄铁矿; Py. 黄铁矿。

图 3 安庆铜矿矿石结构构造特征

Fig. 3 Textures and structures of the ores in the Anqing Cu-Fe deposit

间常穿插灰白色碳酸盐细脉(图 3b)。石榴子石砂卡岩多具有中-粗粒结构, 石榴子石成分主要为钙铁榴石, 常呈自形粒状(图 3c), 暗红褐色, 环带结构和裂理发育, 沿裂理常被细粒磁铁矿充填交代(图 3d); 石榴子石砂卡岩中常叠加有后期一些浸染状黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿等。(次)透辉石砂卡岩主要产于内接触带, (次)透辉石呈浅绿色, 中-细粒半自形

短柱状, 常与石榴子石共生, 被较晚的脉状钙铁辉石、透闪石以及金属硫化物穿插交代(图 3e)。热液硫化物期, 包括石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段, 是铜矿的主成矿阶段。大量浸染状、脉状金属硫化物(黄铜矿、黄铁矿、磁黄铁矿等)形成, 并沿早期砂卡岩和磁铁矿裂隙充填交代, 构成了砂卡岩型铜矿体(图 3f)和含铜磁铁矿体, 早期形成的砂卡岩

矿物进一步发生交代蚀变, 形成中低温热液蚀变矿物, 如帘石类、绿泥石类等; 与接触带闪长岩多发生钠质交代而褪色, 多呈灰白色, 含大量钠长石和方柱石。石英-碳酸盐阶段则伴随着少量的金矿化, 形成了较多方解石, 多呈不规则状晶体充填于砂卡岩孔隙中, 或呈细脉状穿插矿体。

## 2 样品与分析方法

通过野外调研, 系统采集了安庆铜矿-520 m 中段 1 号矿体接触带(图 2b)中不同类型砂卡岩、矿石样, 以及代表性围岩、蚀变闪长岩和未蚀变新鲜闪长岩样品, 同时采集了 1 号矿体东部-400 m 中段的钻孔岩心(CK20-6、CKW1-4)岩矿样品。在岩相学研究的基础上, 主要挑选了砂卡岩型矿石、钻孔岩心里后期脉状硫化物、方解石和近矿大理岩破碎至 60~80 目, 在双目镜下挑选磁铁矿、石英硫化物期黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿和后期脉状黄铁矿及方解石等单矿物, 挑选后纯度大于 99%, 分别开展了硫、碳、氧同位素分析。

硫同位素测试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完成, 分析方法如下: 双目镜下挑选黄铁矿、黄铜矿单矿物, 纯度>99%, 研磨至 200 目左右, 与氧化亚铜按一定比例(黄铁矿为 1:10, 黄铜矿为 1:8)混合均匀, 在真空达  $2.0 \times 10^2$  Pa 状态下加热, 进行氧化反应, 生成  $\text{SO}_2$  气体, 反应温度 1000 °C; 在真空条件下用冷冻法收集  $\text{SO}_2$  气体, 在 MAT252 型质谱仪上测定硫同位素组成, 测量结果以 CDT 为标准, 记为  $\delta^{34}\text{S}$ , 分析精度优于  $\pm 0.2\text{‰}$ 。方解石碳、氧同位素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成, 分析方法如下: 在真空条件下, 样品与 100% 的磷酸在 25 °C 恒温反应 4 h 以上, 用冷冻法分离生成的水, 收集纯净的  $\text{CO}_2$  气体, 并在 MAT253 质谱仪上测量碳、氧同位素组成数据, 测量结果以 PDB 为标准, 分别记为  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}$ , 分析精度优于  $\pm 0.2\text{‰}$ 。

## 3 测试结果

### 3.1 硫同位素

硫同位素测试结果见表 3 和图 4。

表 3 安庆铜矿硫化物硫同位素组成

Table 3 Sulfur isotopic compositions of sulfide separates from the Anqing skarn-type Fe-Cu deposit

| 样号                  | 采样位置 | 测试对象 | $\delta^{34}\text{S}$ (‰) | 样号                 | 采样位置          | 测试对象 | $\delta^{34}\text{S}$ (‰) |
|---------------------|------|------|---------------------------|--------------------|---------------|------|---------------------------|
| A <sub>400-5</sub>  | 安庆铜矿 | Po   | -11.25                    | A <sub>250-8</sub> | 安庆铜矿          | Py   | 10.90                     |
| A <sub>2</sub>      | 安庆铜矿 | Po   | -5.81                     | A <sub>363</sub>   | 安庆铜矿          | Py   | -4.72                     |
| A <sub>153-26</sub> | 安庆铜矿 | Po   | -11.21                    | X <sub>7</sub>     | 安庆铜矿          | Py   | -4.59                     |
| A <sub>250-3</sub>  | 安庆铜矿 | Po   | -11.17                    | A <sub>354</sub>   | 安庆铜矿          | Py   | -3.78                     |
| X <sub>3</sub>      | 安庆铜矿 | Po   | -3.66                     | A <sub>5</sub>     | 安庆铜矿          | Py   | -3.23                     |
| A <sub>250-3</sub>  | 安庆铜矿 | Po   | 18.78                     | Y <sub>114</sub>   | 安庆铜矿          | Py   | -0.71                     |
| A <sub>T-Z</sub>    | 安庆铜矿 | Po   | 19.24                     | A <sub>4</sub>     | 安庆铜矿          | Py   | 1.00                      |
| Y <sub>200</sub>    | 安庆铜矿 | Po   | 6.11                      | A <sub>7-y</sub>   | 安庆铜矿          | Py   | 1.37                      |
| A <sub>12</sub>     | 安庆铜矿 | Py   | -6.71                     | A <sub>8</sub>     | 安庆铜矿          | Cp   | -9.75                     |
| A <sub>250-1</sub>  | 安庆铜矿 | Py   | 10.80                     | A <sub>400-7</sub> | 安庆铜矿          | Cp   | -11.2                     |
| X <sub>2</sub>      | 安庆铜矿 | Py   | 11.39                     | A <sub>100-5</sub> | 安庆铜矿          | Cp   | -8.32                     |
| Y <sub>363</sub>    | 安庆铜矿 | Py   | 11.78                     | AQ-1               | -520 m中段含铜磁铁矿 | Cp   | 1.60                      |
| A <sub>10</sub>     | 安庆铜矿 | Py   | -9.08                     | AQ-2               | -520 m中段含铜磁铁矿 | Cp   | 6.80                      |
| A <sub>150-3</sub>  | 安庆铜矿 | Py   | -9.48                     | AQ-3               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Cp   | -5.20                     |
| Y <sub>117</sub>    | 安庆铜矿 | Py   | -5.34                     | AQ-4               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Cp   | -3.60                     |
| X <sub>5</sub>      | 安庆铜矿 | Py   | 4.49                      | AQ-5               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Py   | -5.80                     |
| 月山岩体                | 全岩   |      | 3.50~4.80                 | AQ-6               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Py   | -6.50                     |
| 月山组粉砂质大理岩           | 全岩   |      | 26.10                     | AQ-7               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Py   | -3.90                     |
| 月山组膏盐层              | 石膏   |      | 25.37~34.41               | AQ-8               | -520 m中段含矿砂卡岩 | Py   | -3.50                     |
| 月山组蚀变地层             | 全岩   |      | 5.40~9.00                 | AQ-9               | -520 m中段蚀变闪长岩 | Cp   | -2.40                     |
| 月山组蚀变地层             | Py   |      | 9.00                      | AQ-10              | -520 m中段蚀变闪长岩 | Py   | -1.10                     |
| 殷坑组钙质页岩             | Py   |      | -17.91                    | AQ-11              | -520 m中段蚀变闪长岩 | Py   | 1.60                      |
| 银珠山ZK26沉积地层         | Py   |      | -16.70~-17.80             | AQ-12              | CKW1钻孔硫化物脉    | Py   | 8.40                      |
| 银珠山沉积地层Q-Py脉        | Py   |      | 3.40                      | AQ-13              | CKW1钻孔硫化物脉    | Py   | 6.40                      |
| 大隆-孤峰组黑色页岩          | 全岩   |      | -17.91~-31.06             | AQ-14              | CKW1钻孔硫化物脉    | Py   | 10.60                     |
| 铜头尖组钙质粉砂岩           | Py   |      | 4.99~9.62                 | AQ-15              | 月山组地层中硫化物     | Py   | 13.00                     |

注: Cp. 黄铜矿; Py. 黄铁矿; Po. 磁黄铁矿; AQ-1~15 为本文测试, 其余数据引自周涛发等(2005)。

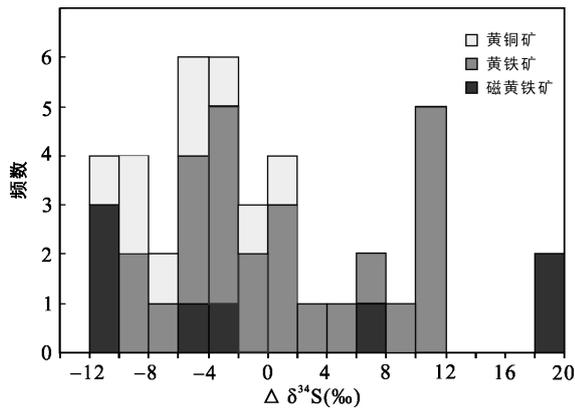


图 4 安庆铜矿硫化物硫同位素组成直方图

Fig. 4 Histogram of sulfur isotopic compositions of sulfides from the Anqing Fe-Cu deposit

安庆铜矿硫同位素组成具有如下特征:

(1)  $\delta^{34}\text{S}$  值总体变化较大, 具有不平衡性。本次测试的硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值范围为  $-6.50\%$ ~ $13.00\%$ , 一组峰值在  $-4.00\%$  左右, 另一组在  $10\%$  附近(图 4)。不同测试对象的硫同位素组成差异较大, 如成矿期黄铁矿(Py)的  $\delta^{34}\text{S}$  值在  $-6.50\%$ ~ $1.6\%$  之间, 与之共生的黄铜矿(Cp)则为  $-5.20\%$ ~ $6.80\%$ 。据 Ohmoto (1972) 研究, 岩浆中的硫同位素分馏较小, 岩浆与原生硫化物之间的  $\delta^{34}\text{S}$  分馏只有  $1\%$ ~ $3\%$  量级, 在  $250\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$  温度范围内, Py、Cp 及 Po 之间的  $\Delta$  值(相对富集系数)在  $0.15\text{--}0.45$  之间。矿石中共生硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值差异较大, 表明矿床形成过程中硫同位素分馏未达到平衡, 热液的总硫同位素组成( $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ )是变化的。

(2) 不同位置和阶段硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  组成差异大。从表 3 中可见, 接触带含矿砂卡岩中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  平均值为  $-4.25\%$ , 而蚀变闪长岩体中黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值平均为  $0.30\%$ , 后期脉状黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值平均为  $8.00\%$ ; 与磁铁矿体和闪长岩体相比, 内带砂卡岩中的硫化物亏损  $^{34}\text{S}$ 。

(3) 从外带到内带, 硫同位素组成总体呈规律性变化。硫同位素组成总体具有围岩、外带相对富集  $^{34}\text{S}$ , 内带相对亏损  $^{34}\text{S}$  的特征。其中, 含铜透辉石砂卡岩带  $\delta^{34}\text{S}$  值最低(平均  $-4.75\%$ ), 近矿大理岩中最高(平均  $9.00\%$ ), 未蚀变含膏盐的月山组地层则多大于  $20\%$ 。周涛发等(2005)测得黄铁矿和黄铜矿  $\delta^{34}\text{S}$  值分别为  $-9.48\%$ ~ $19.24\%$  和  $-11.23\%$ ~ $1.50\%$ , 极差达  $30\%$ 。如此宽的  $\delta^{34}\text{S}$  值变化范围(表 3, 图 4)在同类矿床中也较少见, 反映矿床硫的来源和演化可能较复杂。

### 3.2 碳、氧同位素

方解石或碳酸盐岩样品的碳、氧同位素分析结

果见表 4。

安庆铜矿主要碳酸盐(矿物)的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值范围为  $-5.50\%$ ~ $2.00\%$ 。其中, 产于砂卡岩中与石榴子石伴生的方解石(ACK26-96)具有最低  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值( $-5.50\%$ ), 其次为外接触带边部方解石( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值为  $-3.70\%$ ~ $-2.50\%$ , 平均  $-3.03\%$ ); 近矿大理岩  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值变化较大( $-2.80\%$ ~ $2.00\%$ , 平均  $-0.40\%$ ), 远矿白云质大理岩的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值较高( $1.50\%$ )。而矿体中的后期方解石脉(A1Cp-C1)的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值( $-0.90\%$ )和断裂构造中的后期方解石  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值( $-0.50\%$ ~ $-0.10\%$ , 平均  $-0.23\%$ )都为较接近于零的负值。可见, 从外接触带含矿砂卡岩-近矿围岩-远矿围岩, 碳酸盐矿物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值总体具有逐渐升高的趋势。

安庆铜矿 1 号矿体中水平分带的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值由远矿围岩( $16.50\%$ ~ $21.21\%$ , 平均  $17.24\%$ )→近矿大理岩( $6.33\%$ ~ $17.50\%$ , 平均  $14.80\%$ )→外带石榴子石砂卡岩( $7.0\%$ )依次降低, 与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  变化特征一致; 但内带透辉石砂卡岩( $9.8\%$ )和透辉石化闪长岩( $10.85\%$ )略高于月山闪长岩(平均  $8.25\%$ ), 磁铁矿体具有最低的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值( $4.25\%$ )。

## 4 讨论

### 4.1 成矿物质来源

Hoefs(2009)指出, 热液硫化物的硫同位素组成主要受制于: 矿物沉淀时热液流体的硫同位素组成; 成矿物理化学条件(如成矿温度、氧逸度、pH 值等); 从流体中沉淀出的矿物相对含量; 水-岩作用程度(W/R 值)。安庆铜矿硫同位素组成的较大分异为确定矿床的硫源与演化带来了困难。前人从不同研究角度讨论了矿床的硫源, 沈渭洲和黄耀生(1987)研究认为, 物理化学条件(成矿温度、氧逸度、pH 值等)是硫同位素变化重要影响因素; 周涛发等(2005)则强调水-岩作用程度(W/R 值)对  $\delta^{34}\text{S}$  值变化的重要性, 认为物理化学条件的影响较小, 并通过 6 种模型对比认为该矿床硫源为: 岩浆硫+碎屑地层硫+含膏盐地层硫, 且岩浆硫约占  $78\%$ , 地层硫约占  $22\%$ 。安庆铜矿的成矿作用具有多阶段性, 矿床具有显著水平分带, 不同位置和不同阶段样品的硫同位素组成有较大差别。因此, 部分前人测试数据因缺少具体采样位置和样品特征, 难以进行有效的硫源讨论。

研究表明, 该矿床成矿早期到晚期流体温度盐度依次降低, 早期以岩浆水为主, 晚期混有大气降水, 与矿石硫化物共生的石英中流体包裹体均一温

表4 安庆铜矿大理岩和方解石碳、氧同位素组成

Table 4 Carbon and oxygen isotopic compositions of the marbles and calcites from the Anqing skarn-type Fe-Cu deposit

| 样号          | 采样位置                           | 测试对象       | $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}(\text{‰})$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}(\text{‰})$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}(\text{‰})$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$ |
|-------------|--------------------------------|------------|---|---|--|--|
| G-1         | 安庆铜矿                           | 灰岩(远矿)     | 21.21                                       |   |  |  |
| Z-1         | 安庆铜矿                           | 外带砂卡岩      | 7.00  |   |  |  |
| Z-2         | 安庆铜矿                           | 内带砂卡岩      | 9.80  |   |  |  |
| Z-3         | 1号矿体-280 m中段                   | 大理岩(近矿)    | 17.50                                       |   |  | 1.00   |
| Z-4         | 安庆铜矿                           | 闪长岩        | 8.25  |   | 9.32                                       |  |
| Z-5         | 安庆铜矿(6件平均)                     | 透辉石        |   | 5.97  | 9.87                                       |  |
| Z-6         | 安庆铜矿(20件平均)                    | 磁铁矿        |   | 4.20  | 10.26                                      |  |
| Z-7         | 安庆铜矿(7件平均)                     | 石榴子石       |   | 6.35  | 8.48                                       |  |
| TZ-1        | 安庆铜矿(4件平均)                     | 石英         |   | 11.48                                       | 7.24                                       |  |
| TZ-2        | 安庆铜矿1号矿体                       | 铜矿石中石英     |   | 9.70  | 4.01                                       |  |
| TZ-3        | 安庆铜矿1号矿体                       | 方解石        |   | 9.39  | 4.00                                       | -3.33  |
| TZ-4        | 安庆铜矿1号矿体                       | 方解石        |   | 9.90  | 3.14                                       | -1.20  |
| TZ-5        | 安庆铜矿                           | 大理岩(近矿)    | 6.33  |   |  | -1.68  |
| TZ-6        | 安庆铜矿                           | 透辉石化闪长岩    | 10.85                                       |   | 10.81                                      |  |
| A1T1n-3     | 1号矿体-180 m中段沿脉巷                | 白云质大理岩(远矿) | 16.50                                       |   |  | 1.50   |
| AM18-K11    | 马头山矿体ZKW18-4钻孔                 | 大理岩(近矿)    | 15.10                                       |   |  | -0.50  |
| AM56-1      | -560 m中段黄铜矿化大理岩                | 大理岩(近矿)    | 16.90                                       |   |  | -2.80  |
| AZKW18-2-40 | 马头山矿体ZKW18-2-4钻孔               | 大理岩(近矿)    | 17.90                                       |   |  | 2.00   |
| AM57-4      | -574 m中段断裂中方解石脉                | 方解石        |   | 15.20                                       | 5.43                                       | -0.10  |
| AM57-7      | -574 m中段断裂中方解石脉                | 方解石        |   | 15.00                                       | 5.23                                       | -0.10  |
| AQF6-7      | 1号矿体-460 m中段F <sub>6</sub> 断层中 | 方解石        |   | 17.10                                       | 7.33                                       | -0.50  |
| AM56        | 马头山矿体-563 m外接触带边部              | 方解石        |   | 16.70                                       | 6.93                                       | -2.90  |
| AM56-3      | 马头山矿体-563 m外接触带边部              | 方解石        |   | 16.30                                       | 6.53                                       | -2.50  |
| AMZL4-1     | 马头山矿体-563 m外接触带边部              | 方解石        |   | 17.20                                       | 7.43                                       | -3.70  |
| A1Cp-C1     | 1号矿体-460 m中段矿体中方解石脉            | 方解石        |   | 10.70                                       | 0.93                                       | -0.90  |
| ACK26-96    | 1号矿体中与石榴子石伴生的方解石               | 方解石        |   | 13.00                                       | 3.23                                       | -5.50  |

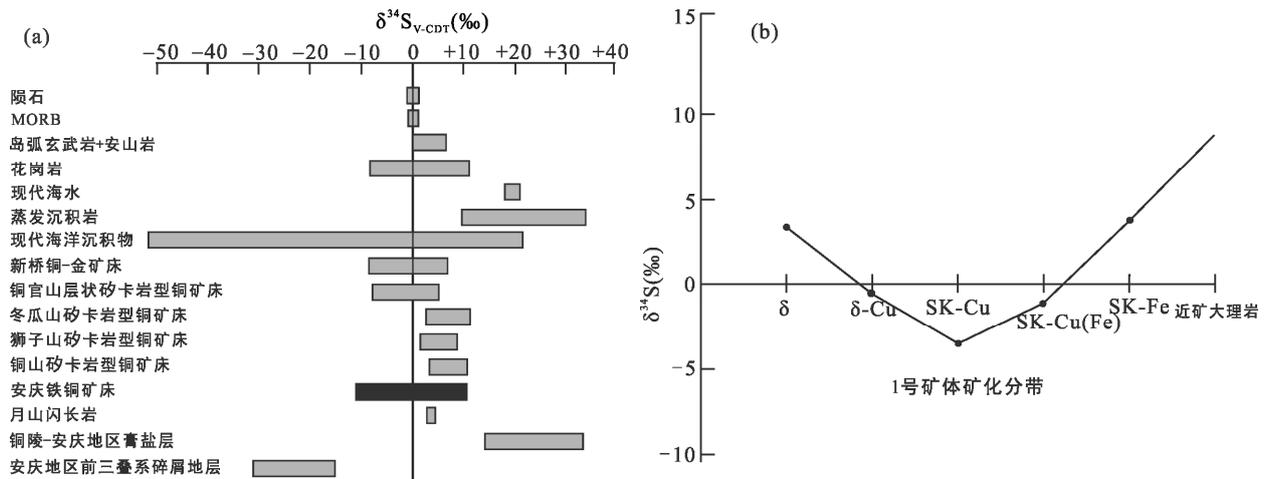
注: G-1 引自郭吉保等(2000); Z-1~7 引自赵斌和赵劲松(1997); TZ-1~6 引自 Zhou et al.(2007); 方解石与流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$  的转换采用公式  $1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}}=4.01\times 10^6/T^2-4.66\times 10^3/T+1.71$  (郑永飞, 1999),  $T$  (绝对温度)取包裹体测温峰值  $260\text{ }^{\circ}\text{C}+273.15$  (杨光树等, 2008)计算得到。

度集中在  $260\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ , pH 值为  $5.1\sim 6.7$ , 且流体中氧逸度从砂卡岩阶段( $\lg f_{\text{O}_2}=-18\sim -25$ )到石英硫化物阶段( $\lg f_{\text{O}_2}=-23\sim -35$ )依次降低(Zhou et al., 2007, 杨光树等, 2008; 董玉翠等, 2013)。周涛发等(2005)研究表明, 随温度下降, 氧逸度, pH 值等发生系统变化, 但并未引起热液中  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$  比值的较大变化而造成的  $\delta^{34}\text{S}$  值规律性下降或升高, 热液中硫离子类型始终以  $\text{H}_2\text{S}$  占绝对优势, 且大气降水对硫同位素组成影响不大。可见, 物理化学条件变化不是矿床硫同位素组成变化大的主要原因。

从图5可见, 与铜陵-安庆地区典型砂卡岩铜矿床相比, 安庆铜矿具有更宽泛的硫同位素组成(图5a), 铜陵地区砂卡岩矿床  $\delta^{34}\text{S}$  多集中在  $0\sim 3\text{‰}$  范围内, 被认为主要源自岩浆(Pan and Dong, 1999)。本文测试的矿石硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值范围为  $-6.5\text{‰}\sim 6.8\text{‰}$ , 呈分散

状分布(图4), 难以从单一硫源演化而成, 可能为不同来源硫混合的结果。矿床可能的硫源主要来自三叠纪地层(含膏盐层)、岩浆和前三叠纪碎屑地层, 其中三叠纪地层具有富集重硫的特征,  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $13.00\text{‰}\sim 34.41\text{‰}$ , 其中产出的硬石膏  $\delta^{34}\text{S}$  值  $>25\text{‰}$  (表3), 月山闪长岩体的  $\delta^{34}\text{S}$  值为  $3.50\text{‰}\sim 4.80\text{‰}$ , 前三叠纪碎屑地层则富集轻硫,  $\delta^{34}\text{S}$  值范围为  $-16.70\text{‰}\sim -31.06\text{‰}$ 。

研究表明, 长江中下游地区玢岩型铁矿床(储雪蓄等, 1986; 李延河等, 2014; 周涛发等, 2014)和部砂卡岩型矿床(蔡本俊, 1980; 侯增谦等, 2004; 李延河等, 2013; 朱乔乔等, 2013)与三叠纪含膏盐地层关系密切, 矿石的  $\delta^{34}\text{S}$  值与膏盐层接近, 后者可能为矿石硫化物的形成提供了主要的硫。安庆铜矿硫化物矿石主要由黄铁矿、黄铜矿和磁黄铁矿组成,



δ. 闪长岩体; δ-Cu. 含铜蚀变闪长岩带; SK-Cu. 含铜透辉石砂卡岩带; SK-Cu(Fe). 含铜磁铁-石榴子石砂卡岩带; SK-Fe. 石榴子石砂卡岩-磁铁矿带。区域矿床数据引自 Pan and Dong (1999)、周涛发等(2005)。

图 5 铜陵-安庆地区典型砂卡岩矿床硫同位素组成(a)和安庆铜矿 1 号矿体各分带 δ<sup>34</sup>S 特征(b)

Fig. 5 δ<sup>34</sup>S values of the representative skarn-type deposits from the Tongling-Anqing district (a) and average δ<sup>34</sup>S values in the mineralization zonings of the Anqing Fe-Cu deposit (b)

是矿床硫的主要载体, 它们的 δ<sup>34</sup>S 值平均为-2.0‰, 略低于铜陵地区典型砂卡岩矿床, 低于月山闪长岩体的 δ<sup>34</sup>S 值(3.50‰~4.80‰), 明显低于三叠纪围岩和产于其中的硬石膏 δ<sup>34</sup>S 值。假如成矿热液中大量硫源自三叠纪地层或膏盐层, 则从中析出的矿石硫化物应富集重硫。因此, 三叠纪围岩地层不是主要的硫源, 3 个后期脉状硫化物样品(AQ-12~14)和外带磁铁矿体中硫化物样品(AQ-1, 2) δ<sup>34</sup>S 较高, 可能与之有关。矿石 δ<sup>34</sup>S 值低于月山岩体和三叠纪围岩, 难以通过热液与围岩的双交代作用或单一岩浆硫的演化形成, 但总体上更接近岩浆硫特征, 因此岩浆可能是矿床最重要的硫源。此外, 除了样品 AQ-1, 2, 11 外, 砂卡岩型和蚀变闪长岩型铜矿石均具有负 δ<sup>34</sup>S 值(-6.5‰~-1.1‰), 前人测试结果中(表 3)部分矿石硫化物也具有富集轻硫的特征, 表明除岩浆硫外, 成矿过程中可能还有部分轻硫的混入, 这些硫可能主要来自前三叠纪碎屑地层, 如孤峰组、大隆组等(δ<sup>34</sup>S 值范围-16.70‰~-31.06‰), 是矿床的次要硫源。可见, 闪长岩浆是安庆铜矿最主要的硫源, 提供了成矿所需的大部分硫, 其次为前三叠纪碎屑地层, 再次为三叠纪围岩, 不同来源的硫混合导致矿床 δ<sup>34</sup>S 值变化范围大, 矿床不同位置、不同期次金属硫化物中 δ<sup>34</sup>S 值差异较大。

本文研究了 1 号矿体-520 m 中段接触带硫同位素组成(图 5b), 从外带到内带 δ<sup>34</sup>S 均值呈“V”字型分布, 显示一定分带性, 其中三叠纪围岩具有最高的 δ<sup>34</sup>S 值, 砂卡岩型矿石硫化物 δ<sup>34</sup>S 值最低。沈渭洲

和黄耀生(1987)认为砂卡岩矿床中 δ<sup>34</sup>S 值从内带到外带的规律性分布是由成矿溶液的温度、pH 值、氧逸度、硫逸度等条件变化引起的。但该矿床中, 不同来源硫的混合可能是矿石硫化物硫同位素组成变化的主要因素, 且矿石形成时热液中总 δ<sup>34</sup>S 值为负值, 因而矿体 δ<sup>34</sup>S 值分带效应可能为不同来源硫混合的结果, 外带磁铁矿中硫化物 δ<sup>34</sup>S 值多为正值, 表明其形成时可能混入了一些三叠纪地层硫, 砂卡岩型矿石具有的低 δ<sup>34</sup>S 值则可能为岩浆硫和前三叠纪碎屑岩硫混合的结果。

安庆铜矿主成矿温度大于 200 °C, 热液呈弱酸性(pH=5.1~6.7), 高氧逸度(log<sub>f</sub>O<sub>2</sub>>10<sup>-32</sup>), 因而从热液中沉淀的碳酸盐矿物受 pH 和 f<sub>O2</sub> 影响较小。方解石是安庆铜矿成矿期或期后的主要含碳矿物, 其 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值基本可代表矿物沉淀时的热液总 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值(Ohmoto, 1972)。与砂卡岩矿物伴生的方解石 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值(-5.50‰)处于岩浆碳的 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值(-8‰~-5‰)范围(Hoefs, 2009)内, 表明其形成与岩浆热液有关; 近矿大理岩 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 平均值为 0.40‰, 接近于正常海相碳酸盐岩的 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值(0 左右), 接触带边缘方解石 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 平均值为-3.03‰, 介于上述二者之间, 与远矿白云质大理岩 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub> 值(1.50‰)相差较大, 可能为成矿过程中海相沉积碳与岩浆热液中碳发生同位素交换的结果。

一般而言, 接触交代过程中, 流体从岩体向围岩扩散, 并与围岩发生不同比例水岩反应和同位素交换, 碳酸盐岩发生脱碳反应释放 CO<sub>2</sub> 加入流体中,

导致从早期到晚期、从岩体到围岩  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值呈升高趋势, 矽卡岩及热液碳酸盐脉的碳、氧同位素组成变化于岩浆和围岩之间(Bowman, 1998; Pan and Dong, 1999; 谢银财等, 2015)。安庆铜矿矽卡岩、石英和方解石  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值平均为 9.80‰、11.49‰和 14.05‰, 与该趋势基本相符。可见, 成矿过程中, 三叠纪碳酸盐岩受热结晶形成了大理岩, 靠近接触带的碳酸盐岩受热分解, 生成 CaO、MgO、CO<sub>2</sub>, 与高温、低  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  的岩浆热液发生了物质和碳、氧同位素交换, 导致近矿围岩的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值降低(郭吉保等, 2000)。计算得到热液方解石形成时热液中的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$  值范围为 0.93‰~7.43‰, 且主要集中于 5‰~7‰之间, 与岩浆水(约 5.5‰~8.5‰, Ohmoto, 1972)基本吻合, 而远高于该地区中生代的大气降水(-10‰左右, Pan and Dong, 1999), 暗示成矿流体以岩浆水为主。产于外带的磁铁矿和石榴子石矽卡岩  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  均值分别为 4.20‰和 7.02‰, 明显低于闪长岩(8.25‰)、内带矽卡岩(9.80‰)和三叠纪围岩(14.80‰), 表明其形成时流体具有较低的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值, 并未与围岩发生较多氧同位素交换, 其形成方式可能不同于接触交代矽卡岩。

在  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  图解(图 6)中, 绝大多数围岩(大理岩)样品投点位于火成碳酸岩和海相沉积碳酸盐端元之间, 处于碳酸盐溶解作用线附近。外带方解石样品落在岩浆与沉积岩高温反应演化线上, 可能为高温岩浆热液与碳酸盐围岩反应的结果。外带与矽卡岩矿物伴生的方解石(ACK26-96)落在火成碳酸盐的低温蚀变演化线上, 可能为退化蚀变的结果。接触带大理岩和断裂中方解石样品落入海相碳酸盐岩溶解作用演化线和低温蚀变演化线之间, 可能与岩浆热液交代作用有关(Zhou et al., 2007)。近矿

蚀变大理岩样品 TZO-1 投点落入岩浆碳范围内, 显示了岩浆热液对地层碳同位素组成的改造(Veizer and Hoefs, 1976; 郑永飞, 1999)。

综上, 安庆铜矿的碳、氧同位素组成特征表明, 成矿流体以岩浆热液为主, 热液中碳具有岩浆热液和正常海相沉积地层两种来源, 且以前者为主, 混入了一部分地层碳; 相对于地层而言, 近矿围岩中  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值偏低, 可能受到了低  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值流体的改造。

#### 4.2 成矿过程讨论

安徽沿江地区大量集中分布了一系列矽卡岩-热液型铜、铁(金)矿床, 是我国矽卡岩型矿床研究程度最高的地区之一。目前, 该区主要矽卡岩矿床都被证实与中生代大规模花岗岩岩浆活动有关, 矽卡岩矿床形成过程中岩浆提供了主要成矿物质已达成共识, 但形成过程仍存在较大争议(Xu et al., 2004; 张智宇等, 2012; Xie et al., 2012; Wang et al., 2015; Xu et al., 2015)。

安庆铜矿与区内月山闪长岩体关系密切, 该矿床和其他具有工业意义的矿床(点)都分布于岩体内或边缘接触带(图 1)。前人测得的月山岩体锆石 U-Pb 年龄( $138.7\pm 0.5$  Ma, 张乐骏等, 2008)稍早于铜牛井矿床辉钼矿 Re-Os 年龄  $137.4\pm 2.2$  Ma(毛景文等, 2004)和 Os-Os 年龄  $136.1\pm 2.0$  Ma (Sun et al., 2003), 表明该区成岩成矿作用发生于燕山早期, 矿化略晚于闪长岩体。已有研究都认为岩浆提供了主要成矿物质, 但对于矽卡岩和磁铁矿体成因、成矿流体形成与演化过程等的认识仍存在较大分歧。对于含矿矽卡岩和磁铁矿体, 目前主要有接触交代和矽卡岩岩浆贯入成因两种观点。袁峰等(2002)、Zhou et al. (2007)通过地质、同位素地球化学示踪研究,

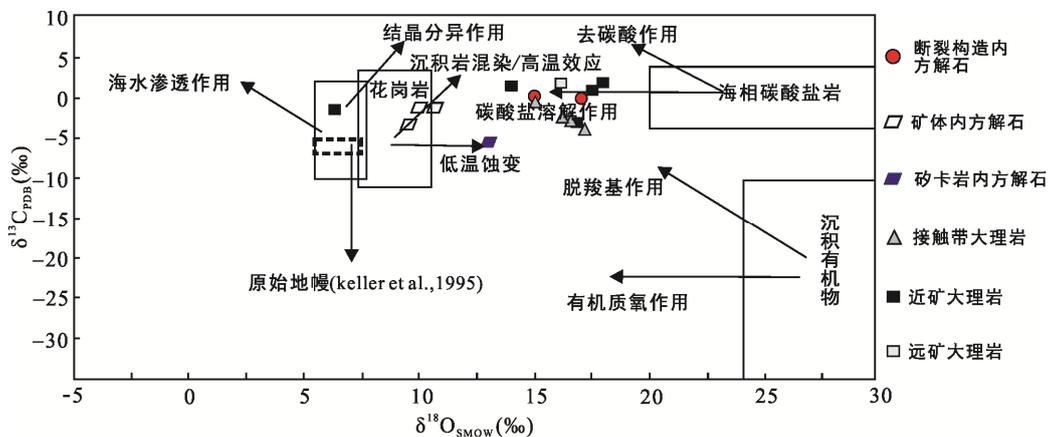


图 6 安庆铜铁矿床方解石和大理岩  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  图解(底图据刘家军等, 2004)

Fig. 6  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  vs.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  plot for calcites and marbles from the Anqing Cu-Fe deposit

滕传耀等(2012)和董玉翠等(2013)通过岩相学和流体包裹体等研究认为含矿矽卡岩形成于岩浆热液与围岩的接触交代作用。王训诚和周育才(1995)、杜杨松等(2011)通过地质特征研究,吴言昌等(1996)、赵斌和朱成明(1993)、赵劲松等(2015)通过实验、流体包裹体及地球化学研究认为矽卡岩为高位岩浆房中富碱中酸性岩浆在同化混染了部分钙质岩石后,经去气、脱硅和液态不混溶分离作用所生成的矽卡岩岩浆沿接触带贯入形成。范良伍等(2008)和张智宇等(2012)通过矿床地质地球化学研究认为磁铁矿由矿浆贯入形成。

通常,接触交代过程中,侵入岩中的  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  组分向碳酸盐岩扩散交代,在内接触带形成石榴子石、透辉石、硅灰石等矿物;而碳酸盐岩中的  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  组分则向侵入岩扩散交代,在外接触带形成方柱石、透辉石等矿物,各分带一般连续变化,与围岩常呈渐变接触(Einaudi et al., 1981; Meinert, 1997; 赵一鸣, 2002; Meinert et al., 2005)。李延河等(2013)研究表明,矽卡岩矿床中有矿浆贯入和热液交代等成矿方式,矿浆充填型铁矿体在矽卡岩型铁矿床中是一种普遍的成矿形式,其主要特征为矿石品位高,呈块状产出,气孔状和角砾状构造发育,与围岩界线截然,磁铁矿爆裂温度多大于  $500\text{ }^\circ\text{C}$ ,这一特征在大冶矽卡岩型铁矿床中较为典型。安庆铜矿外接触带常发育较厚(数十米)的块状磁铁矿体(图2),与围岩(大理岩)呈突变接触,界线清楚(图3a, b),内带则主要发育(次)透辉石矽卡岩,与闪长岩呈渐变关系(表2),与传统接触交代矿床分带特征相反,与大冶矽卡岩铁矿床分带特征基本一致(赵一鸣, 2013)。部分研究也报道了安庆铜矿磁铁矿体的矿浆充填成因特征,如张智宇等(2012)报道了磁铁矿体具有冷凝边和气孔构造,围岩具有烘烤边,REE 配分模型与梅山铁矿、瑞典基鲁纳岩浆型磁铁矿具相似性;王训诚和周育才(1995)报道了磁铁矿爆裂温度多大于  $500\text{ }^\circ\text{C}$ ,赵斌和朱成明(1993)、林新多(1998)曾报道了石榴子石中存在熔-流包裹体,认为其形成过程中以岩浆流体(矿浆)为主,方式为矿浆贯入成矿。此外,据 Sr-Nd-Pb 同位素示踪结果(课题组未发数据),与闪长岩相比,低  $\delta^{18}\text{O}$  值的磁铁矿体来源中含有更多壳源物质,表明其形成过程中从浅部地层中混染了部分成矿物质,本文硫同位素研究也得到了相同结果,这些都表明其可能形成于高温流体

贯入充填作用。

安庆铜矿从外带到内带,  $\text{SiO}_2$  和  $\text{MgO}$  含量逐渐增加,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  含量则依次降低(图7),表明矽卡岩带形成过程中, Mg、Si 由内带向外带迁移, Fe 则可能相反,或富铁流体在岩浆上升过程中发生大规模的分离和迁移(范良伍等, 2008; 杨光树等, 2008)。矿区围岩和闪长岩中  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$  含量分别为 4.8% 和 4.7%, 明显低于外带矽卡岩,且月山闪长岩中 Fe 和 Cu 富集系数均小于 1(杨光树等, 2007),难以通过双交代作用在外带形成数十米厚的致密块状磁铁矿体。内带含矿矽卡岩具有横向连续过渡分带,且从石榴子石矽卡岩到闪长岩体各分带间成分(图7)和同位素组成呈连续变化,矽卡岩中含较多退化蚀变矿物,穿插、交代结构发育,矿物中流体包裹体以气-液两相包裹体为主,部分含子晶三相包裹体,石英硫化物期流体包裹体均一温度主要集中在  $260\sim 300\text{ }^\circ\text{C}$  间(杨光树等, 2008; 董玉翠等, 2013),表明其主要形成于热液交代作用。

综上所述,安庆铜矿为高温流体贯入充填与热液交代复合型矽卡岩矿床,其中外带磁铁矿可能主要由流体贯入充填而成,内带含铜矽卡岩则主要由热液交代作用形成。其成矿过程可概述如下:深部岩浆上升过程中发生熔-流分离作用形成了高温、高盐度流体,沿断裂上升过程中从前三叠纪地层中萃取了部分成矿物质,形成了高温富铁流体,沿接触带贯入充填形成了外带块状磁铁矿体,其分异热液与闪长岩的交代作用及地层流体混入,在内接触带形成了矽卡岩型铜矿体和含铜蚀变闪长岩。

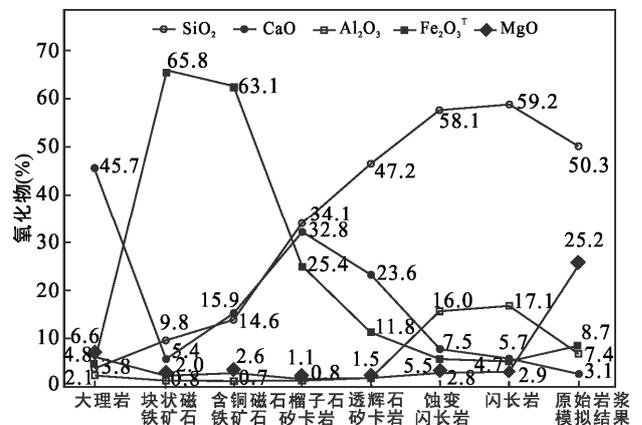


图7 安庆铜矿1号矿体主量元素含量变化曲线图  
Fig. 7 Variation curves of major elements in the No.1 ore body of the Anqing Cu-Fe deposit

## 5 结 论

(1) 安庆铜矿矿石硫化物  $\delta^{34}\text{S}$  值变化大, 范围为 $-6.5\%$ ~ $10.6\%$ , 且从闪长岩体到围岩呈 V 字型变化, 这种特征是不同的来源硫混合的结果。闪长岩浆是安庆铜矿最重要的硫源, 提供了成矿所需的大部分硫, 前三叠纪碎屑地层和三叠纪围岩提供了部分硫。

(2) 碳酸盐矿物  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  范围为 $-5.5\%$ ~ $2.0\%$ , 从外带到内带呈下降趋势, 表明成矿流体以岩浆热液为主, 碳主要源自岩浆热液, 混入了一部分地层碳; 近矿围岩中  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  和  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值相对地层偏低, 是受到低  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值流体改造的结果。外带块状磁铁铁矿体具有低  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值和贯入成因地质特征, 可能为高温流体沿接触带和断层贯入充填的产物。

(3) 安庆铜矿为高温流体贯入充填与热液交代复合型砂卡岩矿床。高温富铁流体贯入接触带形成了早期磁铁铁矿体, 其分异热液与闪长岩体的交代作用、地层流体混入等综合作用形成了砂卡岩型铜矿体, 二者在空间上的叠加组合形成了砂卡岩型铁铜矿床。

致谢: 铜陵有色金属集团股份有限公司和安庆铜矿在野外工作中给予了大力支持, 两位匿名审稿专家对稿件进行了耐心细致审阅, 并提出了宝贵的修改建议, 在此一并深表感谢!

### 参考文献(References):

- 蔡本俊. 1980. 长江中下游地区内生铁铜矿床与膏盐的关系. 地球化学, (2): 193-199.
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铁铜成矿带. 北京: 地质出版社: 1-377.
- 陈星霖, 邵拥军, 刘忠法, 疏志明. 2013. 安徽安庆铜矿床成矿地质条件及成因分析. 中南大学学报(自然科学版), 44(2): 626-631.
- 陈志洪, 赵玲, 匡福祥, 李亚楠, 李功振. 2017. 长江中下游地区怀宁盆地侵入岩的锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究. 大地构造与成矿学, 41(3): 551-560.
- 储雪蕾, 陈锦石, 王守信. 1986. 罗河铁矿的硫同位素分馏机制和矿床形成的物理化学条件. 地质科学, 26(3): 189-195.
- 董树文, 邱瑞龙. 1993. 安庆月山地区构造作用与岩浆活动. 北京: 地质出版社: 1-158.
- 董玉翠, 张智宇, 杜杨松, 龙旺生, 滕传耀, 李湘莲. 2013. 安徽安庆铜铁矿床成矿流体演化特征及其成矿意义.

- 高校地质学报, 19(2): 245-258.
- 杜杨松, 曹毅, 张智宇, 庞振山, 李大鹏. 2011. 安徽沿江地区中生代原地和异地砂卡岩岩浆-热液成矿作用. 地质学报, 85(5): 699-713.
- 范良伍, 张乾, 温汉捷. 2008. 安庆铜铁矿床磁铁铁矿成矿机理探讨. 矿物学报, 28(4): 476-482.
- 郭吉保, 钱雅倩, 黄耀生. 2000. 安庆砂卡岩矿床的氧同位素交换动力学. 火山地质与矿产, 21(1): 23-29.
- 侯增谦, 杨竹森, 李荫清, 曾普胜, 蒙义峰, 徐文艺, 田世洪. 2004. 碰撞造山过程中流体向前陆盆地大规模迁移汇聚: 来自长江中下游三叠纪膏盐建造和区域蚀变的证据. 矿床地质, 23(3): 310-326.
- 李延河, 段超, 韩丹, 陈新旺, 王丛林, 杨秉阳, 张成, 刘锋. 2014. 膏盐层氧化障在长江中下游玢岩铁矿成矿中的作用. 岩石学报, 30(5): 1355-1368.
- 李延河, 谢桂青, 段超, 韩丹, 王成玉. 2013. 膏盐层在砂卡岩型铁矿成矿中的作用. 地质学报, 87(9): 1324-1333.
- 林新多. 1998. 岩浆-热液过渡型矿床的若干特征. 现代地质, 12(4): 485-492.
- 凌其聪, 程惠兰. 1998. 岩浆砂卡岩的地质特征及其形成机理讨论: 以铜陵地区为例. 长春科技大学学报, 28(4): 366-372.
- 刘家军, 何明勤, 李志明. 2004. 云南白秧坪银铜多金属矿集区同位素组成及其意义. 矿床地质, 23(1): 1-10.
- 刘园园, 马昌前, 张超. 2009. 安徽月山闪长岩的成因探讨——锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素证据. 地质科技情报, 28(5): 23-30.
- 毛景文, Holly STEIN, 杜安道. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿的指示作用. 地质学报, 78(1): 121-131.
- 沈渭洲, 黄耀生. 1987. 稳定同位素地质. 北京: 原子能出版社: 1-203.
- 束学福. 2004. 安庆砂卡岩型铁铜矿床地质地球化学特征及铁质来源研究. 矿物岩石地球化学通报, 23(3): 219-224.
- 唐永成, 邢凤鸣, 吴言昌. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质. 北京: 地质出版社: 1-334.
- 滕传耀, 杜杨松, 张智宇, 龙旺生, 董玉翠, 李湘莲. 2012. 安徽安庆铜铁矿床砂卡岩相学和矿物学特征及意义. 矿物岩石, 32(3): 80-90.
- 王次松, 陈林杰, 简东川, 方德, 谢建成. 2017. 安徽安庆月山岩体锆石年代学和 Hf 同位素: 岩石成因的指示. 安徽地质, 27(1): 11-17.
- 王训诚, 周育才. 1995. 安徽省安庆铜铁矿床地质特征及成因探讨. 地质与勘探, 31(3): 16-23.

- 吴言昌, 常印佛. 1998. 关于岩浆矽卡岩问题. 地学前缘, 5(4): 291-301.
- 吴言昌, 邵桂清, 吴炼. 1996. 岩浆矽卡岩及其矿床. 安徽地质, 6(2): 30-39.
- 谢银财, 陆建军, 杨平, 马东升, 徐兆文, 章荣清, 蔡杨, 丁腾. 2015. 湘南宝山铅锌矿床硫、铅、碳、氧同位素特征及成矿物质来源. 矿床地质, 34(2): 333-351.
- 许逢明, 杜杨松, 王功文, 曹毅, 东前, 方福康. 2012. 安徽月山复式岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学特征及其地质意义. 矿物岩石, 30(1): 61-66.
- 杨光树, 温汉捷, 胡瑞忠. 2007. 安徽月山岩体岩石地球化学特征及成因. 矿物学报, 27(3/4): 406-412.
- 杨光树, 温汉捷, 胡瑞忠. 2008. 安庆矽卡岩型铁铜矿床流体包裹体研究. 地球化学, 37(1): 27-36.
- 袁峰, 周涛发, 刘晓东, 岳书仓. 2002. 安徽安庆铜矿床稀土元素地球化学研究. 中国稀土学报, 20(3): 199-203.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律. 北京: 地质出版社: 1-235.
- 张乐骏, 周涛发, 范裕. 2008. 安徽月山岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义. 岩石学报, 24(8): 1725-1732.
- 张智宇, 杜杨松, 向文帅, 滕传耀, 龙旺生, 董玉翠, 李湘莲. 2012. 安徽安庆铜铁矿床成因: 矿床地质特征与元素地球化学约束. 岩石学报, 28(11): 3739-3756.
- 赵斌, 赵劲松. 1997. 长江中下游地区若干铁铜(金)矿床中块状及脉状钙质矽卡岩的氧、锶同位素地球化学研究. 地球化学, 26(5): 34-54.
- 赵斌, 朱成明. 1993. 岩浆成因矽卡岩的实验证据. 科学通报, 38(21): 1986-1989.
- 赵劲松, 赵斌, 李建威, 许德如, 何谋春, 郑建平. 2015. 矽卡岩岩浆对中国北方某些矽卡岩型矿床形成的制约来——自包裹体激光拉曼分析证据. 岩石学报, 31(4): 1079-1088.
- 赵一鸣. 2002. 矽卡岩矿床研究的某些重要新进展. 矿床地质, 21(2): 113-121.
- 赵一鸣. 2013. 中国主要富铁矿床类型. 矿床地质, 32(4): 685-704.
- 郑永飞. 1999. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社: 1-392.
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 吴明安, 赵文广, 钱兵, 马良, 王文财, 刘一男, Noel WHITE. 2014. 安徽庐枞盆地泥河铁矿床与膏盐层的成因联系及矿床成矿模式. 地质学报, 88(4): 562-573.
- 周涛发, 岳书仓. 1996. 月山地区铜成矿作用同位素地球化学研究. 矿床地质, 15(4): 341-350.
- 周涛发, 岳书仓, 袁峰. 2005. 安徽月山地区成岩成矿作用. 北京: 地质出版社: 1-146.
- 朱乔乔, 谢桂青, 王建, 李伟, 于炳飞. 2013. 含膏盐地层与矽卡岩铁矿的关系: 以金山店铁矿为例. 地质学报, 87(9): 1419-1429.
- 邹旭, 解国爱, 张庆龙, 李永祥. 2016. 可控源音频大地电磁法(CSAMT)在安庆铜矿乌珠尖探区深部找矿中的应用. 世界地质, 35(2): 526-535.
- Bowman J R. 1998. Stable isotope systematics of skarns// Lentz D R. Mineralized Intrusion Related Skarn Systems. Mineralogical Association of Canada, Short Course 26. Ottawa: 99-145.
- Einaudi M T, Meinert L D and New berry R J. 1981. Skarn deposits. *Economic Geology, 75th Anniversary volume*: 317-319.
- Hoefs J. 2009. Stable Isotope Geochemistry (sixth edition). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-259.
- Liu L M, Wan C L, Zhao C B and Zhao Y L. 2011. Geodynamic constraints on orebody localization in the Anqing orefield, China: Computational modeling and facilitating predictive exploration of deep deposits. *Ore Geology Reviews*, (43) 1: 249-263.
- Liu L M, Zhao Y L and Sun T. 2012. 3D computational shape- and cooling process-modeling of magmatic intrusion and its implication for genesis and exploration of intrusion-related ore deposits: An example from the Yueshan intrusion in Anqing, China. *Tectonophysics*, 526-529: 110-123.
- Meinert L D. 1997. Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6(2): 185-208.
- Meinert L D, Dipple G M and Nicolescu S. 2005. World skarn deposits. *Economic Geology, one hundredth anniversary volume*: 299-336.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551-578.
- Pan Y M and Dong P. 1999. The Lower Chanjiang (Yangtzi/Yangtze River) metallogenic belt, east central China: intrusion and wallrock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits. *Ore Geology Reviews*, 51: 177-242.
- Sun W D, Xie Z, Chen J F and Zhou, T F. 2003. Os-Os dating of copper and molybdenum deposits along the Middle and Lower reaches of the Yangtze River, China. *Economic Geology*, 98: 175-180.
- Veizer J and Hoefs J. 1976. The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.
- Wang S W, Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Zhang L J and Song Y

- L. 2015. Petrogenesis of Dongguashan skarn-porphyry Cu-Au deposit related intrusion in the Tongling district, eastern China: Geochronological, mineralogical, geochemical and Hf isotopic evidence. *Ore Geology Reviews*, 64: 53–70.
- Xie J C, Yang X Y, Sun W D and Du J G. 2012. Early Cretaceous dioritic rocks in the Tongling region, eastern China: Implications for the tectonic settings. *Lithos*, 150: 49–61.
- Xu X S, Fan Q C, O'Reilly S Y, Jiang S Y, Griffin W L, Wang R C and Qiu J S. 2004. U-Pb dating of zircons from quartz diorite and its enclaves at Tongguanshan in Anhui and its petrogenetic implication. *Chinese Science Bulletin*, 49: 2073–2082.
- Xu Y M, Jiang S Y, Zhu Z Y and Zhou W. 2015. Mineral chemistry and H-O-S-Pb isotopic compositions of skarn type copper deposits in the Jiurui district of the Middle-Lower Yangtze River metallogenic belt, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 69: 88–103.
- Zhou T F, Yuan F, Yue S C, Liu X D, Zhang X and Fan Y. 2007. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au skarn-and vein-type deposits, Anhui Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31(1–4): 279–303.

## Sources and Evolution of the Ore-forming Materials in the Anqing Cu-Fe Deposit in Anhui Province—Geological and S, C, O Isotopic Constraints

YANG Guangshu<sup>1</sup>, WEN Hanjie<sup>2</sup>, HU Ruizhong<sup>2</sup>, FAN Liangwu<sup>3</sup>,  
YAN Yongfeng<sup>1</sup>, MAO Zhibo<sup>1</sup> and WANG Kai<sup>1</sup>

(1. Faculty of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, Yunnan, China; 2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang 550081, Guizhou, China; 3. Beijing Sinoking Resource Company, Beijing 100012, China)

**Abstract:** The Anqing Cu-Fe deposit is one of the representative large Cu-Fe deposits along the Yangtze River in Anhui province, with controversial metallogenic mechanism. Based on the ore-forming geological characteristics, this paper focus on the sulfur, carbon and oxygen isotopic compositions of the ores and surrounding rocks, and discuss the sources and evolution processes of the ore-forming materials. The Cu-Fe deposit occurs in the contact zone between the early Yanshanian Yueshan diorite and Triassic marble, with clear horizontal zonings in the skarns and ore bodies. The garnet skarn and thick massive magnetite ore body commonly occur within the external contact zone, which have clear boundaries with the surrounding rocks; whereas the diopside skarns with disseminated copper sulfide commonly occur within the internal contact zone and show gradual and transitional relations with the diorite. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of the ores range from  $-6.5\%$  to  $10.6\%$ , and show a V-shaped trend from the diorite to the outer marble. This compositional variation indicates that most of the sulfur may come from magma, with involvement of some pre-Triassic clastic strata sulfur and Triassic marine sulfates in the later stage. The  $\delta^{13}\text{C}$  values of the gangue minerals range from  $-5.5\%$  to  $2.0\%$ , which decrease from the external contact zone to internal contact zone, indicating that the carbons of the ore-forming fluids may be mainly derived from magma, with some Triassic carbonate stratigraphic carbon involved. The marbles nearby the orebody show  $\delta^{18}\text{O}$  values lower than those of the Triassic strata, indicating that they have been remolded by the low  $\delta^{18}\text{O}$  magmatic hydrothermal fluids. The magnetite have some magma filling geological features and extremely low  $\delta^{18}\text{O}$  value, may be the result from the filling of the high temperature iron-rich fluids along the contact zone and fault. This study shows that the ore-magma filling type and hydrothermal-metasomatic type ore bodies coexist in the Anqing Fe-Cu deposit. The immiscibility between iron oxide and silicate melt occurred in magma chamber, which resulted in the formation of iron-rich fluid. The fluid migrated upward and eventually precipitated in a favorable tectonic area or contact zone, and the magnetite ore bodies were formed in the outer contact zone. By the later fluid mixing, filling metasomatism, and water-rock reaction between the differentiated hydrothermal solutions and diorite, the copper ore bodies and the copper-bearing altered diorite were formed in the internal contact zone.

**Keywords:** Anqing Cu-Fe deposit; skarn; sulfur, carbon, oxygen isotope; ore-forming process; ore-forming material sources