

# 中条铜矿峪超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿

崔春香, 真允庆

(中国冶金地质总局三局, 太原 030002)

**摘要:** 山西中条山铜矿峪超大型斑岩铜矿床位于华北板块南部, 秦岭造山带北侧, 处在聚合板块活动大陆边缘的挤压-伸展的构造转换环境。矿区地层主要为古元古界“铜矿峪亚群”, 即火山-次火山岩, 岩石经变质作用为绿片岩相和低角闪岩相。铜矿床在空间上与元古代钙碱性 S 型花岗斑(杂)岩体紧密共生, 严格受火山机构控制。据辉钼矿 Re-Os 年龄, 成矿时代为  $(2\ 108 \pm 32)$  Ma, 是我国最古老的斑岩型铜矿床。铜矿床呈厚板状透镜体产出, 矿石以细脉浸染状构造为主, 有少量块状矿石产出。铜矿平均品位为 0.68%, 其中 30% 为富铜矿, 并伴生钼、金。成矿热液主要源自深部地幔, 也与地壳成分和天水渗入有关。因火山喷气和二次沸腾, 在高侵位后, 由分离作用形成碱质交代及石英绢云母化叠加红长石化的围岩蚀变, 无面型环状分带特征。矿床成因推测为变火山热液斑岩型铜矿床。预测矿床深部可能赋存有岩浆房, 找矿潜力很大。

**关键词:** 铜矿峪铜矿; 中条山; 斑岩型铜矿; 火山机构; 岩浆房; 山西省

**中图分类号:** P611; P618.41 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2013)01-0001-11

## 0 引言

世界上斑岩铜矿床主要分布在中亚-蒙古带(古亚洲带)、环太平洋带和特提斯带, 这 3 个带分别为古生代、中生代及新生代的聚合板块最活跃的地区<sup>[1]</sup>。而唯独我国山西中条山铜矿峪超大型斑岩铜矿床产于华北克拉通的南缘, 形成于古元古代。本文在原国家计委“八五”全国铜矿攻关项目部分成果的基础上进行再研究, 是从区域成矿地质背景入手, 探讨中条铜矿峪超大型斑岩铜矿床的地质特征、围岩蚀变及成矿作用, 并对深部进一步找矿提出建议。

## 1 区域成矿地质背景

中条裂谷位于华北板块南缘, 秦岭造山带的北

侧。以河南黑沟-栾川-确山深大断裂为界, 北为古大陆, 南为古大洋(扬子古板块)<sup>[2]</sup>, 中条裂谷实为两大板块的俯冲构造带(图 1a)。

据白瑾等研究<sup>[3-4]</sup>, 区域内中条群和嵩山群原始构造方向与秦岭相似, 均为 NNW 向或 EW 向, 以平卧褶皱样式为特征, 可见中条裂谷应属秦岭造山带的范畴<sup>[3-5]</sup>。

区域结晶基底涑水杂岩由 TTG 岩系构成。其中, 寨子-西姚灰色片麻岩、斜长角闪岩及二长花岗岩的结晶年龄分别为  $(2\ 625 \pm 11)$  Ma,  $(2\ 592 \pm 16)$  Ma 和  $(2\ 548 \pm 15)$  Ma; 古老继承性锆石年龄分别为  $(2\ 790 \pm 15)$  Ma,  $(2\ 773 \pm 24)$  Ma 和  $(2\ 782 \pm 34)$  Ma, 均为太古宙变质核杂岩<sup>[6]</sup>。

从涑水杂岩的页理走向、强应变带走向为 NEE-NE 向、所围限透镜状弱应变域的构造格局来看, 中条裂谷与所在太古宙临汾古陆核南缘的构造

**收稿日期:** 2012-10-15; **改回日期:** 2013-01-22; **责任编辑:** 赵庆

**基金项目:** 在原国家计委“八五”全国铜矿攻关项目成果基础上的再研究成果。

**作者简介:** 崔春香(1962-), 女, 高级工程师, 找矿与勘探专业。通信地址: 山西省太原市三桥街 39 号; 邮政编码: 030002; E-mail: 330824141@qq.com

**通信作者:** 真允庆(1932-), 男, 教授级高级工程师, 矿床学专业。通信地址: 江苏镇江朱方路 814 队; 邮政编码: 212005; E-mail: zheny-  
unqing.1932@yahoo.com.cn

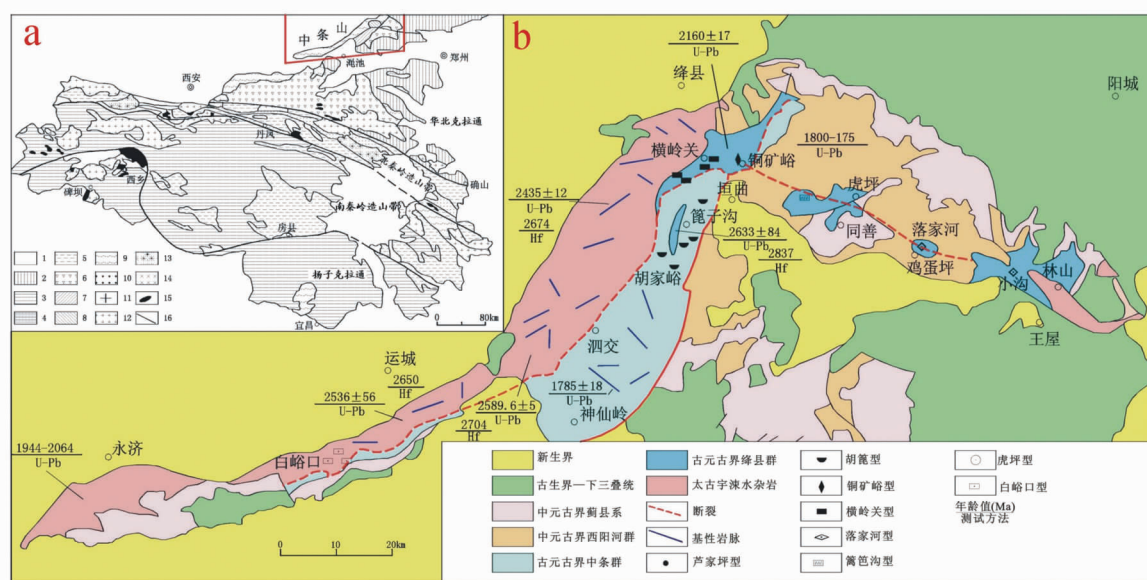


图 1 中条山及东秦岭造山带地质略图

Fig. 1 Geological sketch of the Zhongtiao Mountains and Eastern Qinling orogenic belt

图 a 图例: 1. 第四系; 2. 华北克拉通沉积盖层; 3. 南秦岭造山带沉积盖层; 4. 扬子克拉通沉积盖层; 5. 元古宇;

6. 熊耳群(西阳河群); 7. 中条群; 8. 绛县群; 9. 涑水杂岩、龙华群、登封群; 10. 蛇绿岩; 11. 燕山晚期花岗岩;

12. 晚古生代—中生代花岗岩; 13. 早古生代花岗岩; 14. 中—晚元古代花岗岩; 15. 基性侵入岩; 16. 断裂俯冲带

方向一致,体现了临汾陆核的直立轴呈逆时针运动的涡旋构造<sup>[3]</sup>,亦为中条裂谷—热幔柱活动的佐证<sup>[7-8]</sup>。铜矿峪铜矿位于区域 NWW 向和 NE 向 2 组断裂的交汇部位(图 1b)。

## 2 矿区地质特征

铜矿峪铜矿区位于恒曲县之北,元头山高山区的东南部。区内主要分布有古元古界“铜矿峪亚群”的骆驼峰组、西井沟组与竖井沟组<sup>[9]</sup>。骆驼峰组主要由石英岩、绢英片岩、绢英岩组成;西井沟组和竖井沟组均由石英绿泥片岩(即变富钾质基性火山岩)、变(质)钾质流纹岩及变流纹质凝灰岩组成。

区域内,后山村—元头山—铜矿峪为紧闭倒转的复向斜构造,其轴线及岩石片理呈向北西突出的弧形展布。南西翼在小竖井沟附近,与以变富钾流纹岩为核心的背斜构造过渡;北东翼至元头山北西坡,逐渐被次级褶皱倒转单斜所代替。区内主要有折腰山正断层,可能为区域 NNE 向断裂的延续(图 1),将 5 号矿体错移 200 m;区内尚有规模不大的逆冲断层及水平断层。

矿区内岩浆岩繁多,分布有变酸性流纹岩及变

基性火山岩,见有变辉长辉绿岩呈岩席侵入。与斑岩型铜矿关系密切的有变花岗闪长斑岩、变二长花岗斑岩及变石英斑岩等(包括变石英晶屑凝灰岩),均具有次火山岩特征;还有不同方向的多种岩脉展布(图 2)<sup>[10]</sup>。

铜矿床主要分为 3 种类型<sup>[11]</sup>:①与酸性侵入杂岩有密切关系的斑岩铜矿床(4 号、5 号矿体);②赋存于变钾质基性火山岩中的变质火山热液铜矿床(1 号、3 号矿体);③赋存于变钙碱质层状辉绿岩内的变质分异铜矿床(2 号矿体)。第一类为超大型铜矿床,第二、三类小型铜矿床经多年开采资源已枯竭<sup>[10]</sup>(图 3)。

## 3 区域控矿因素

### 3.1 斜向的陆—陆碰撞、挤压—伸展构造转换是斑岩铜矿形成的关键因素<sup>[12]</sup>

在潼关小秦岭的东桐峪、鸭峪、蒲岭等地,山前断续出露的太华群(相当于中条山涑水杂岩)见有自南而北的逆冲断层、沿商丹断裂带侵入的松树沟蛇纹岩,具有 E-MORB 和 N-MORB 特性,为过渡洋脊玄武岩;而且在勉略构造造山带中发现古生代的蛇绿岩套等,这些迹象均显示了秦岭为古—中元古代

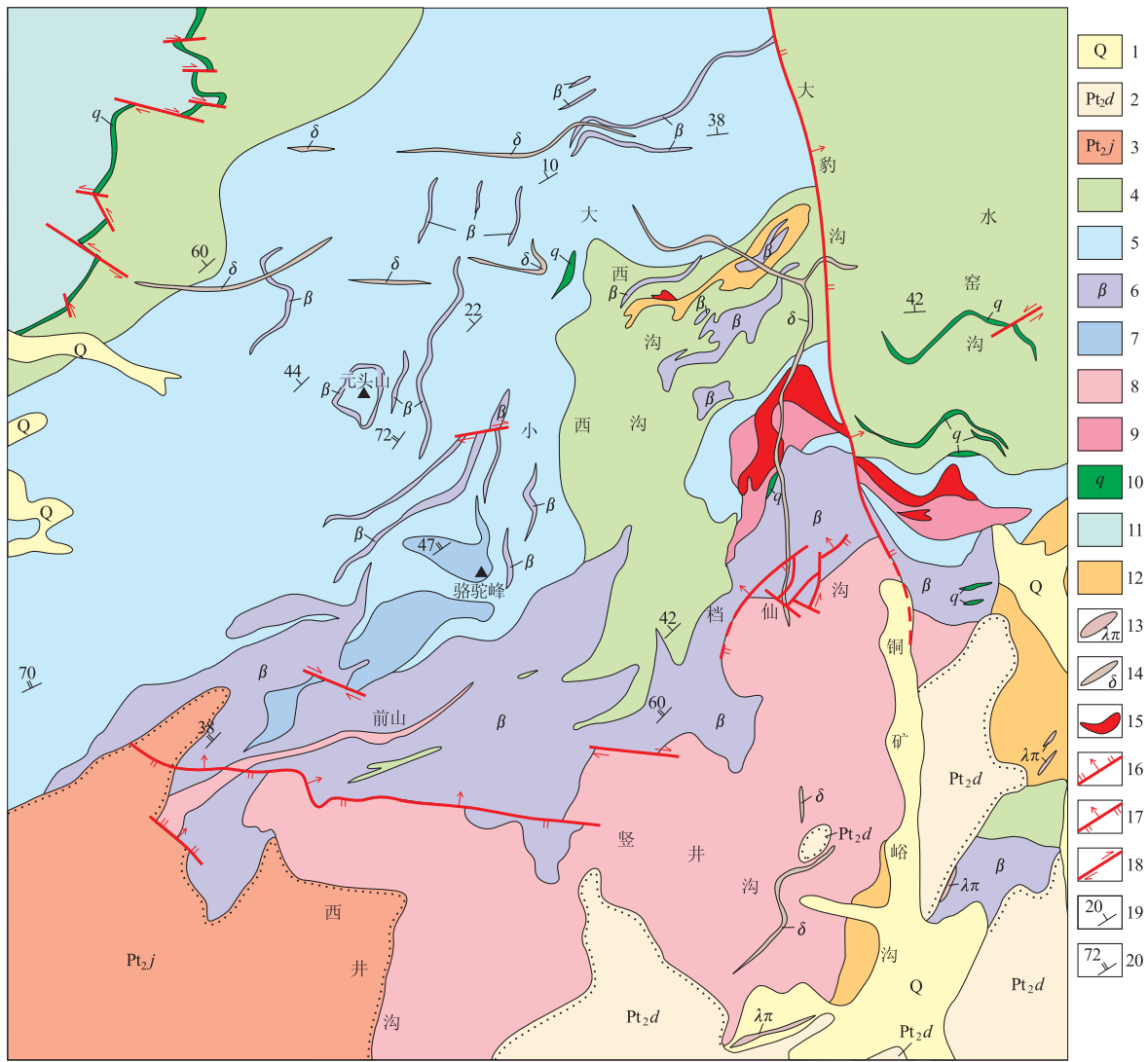


图 2 铜矿峪地区地质图<sup>[10]</sup>

Fig. 2 Geological map of Tongkuangyu area

1. 第四系;2. 担山石英岩;3. 界牌梁石英岩;4~10. 铜矿峪亚群;4. 绢云石英片岩;5. 绢云石英岩;6. 变钾质基性火山岩;  
7. 变石英晶屑凝灰岩;8. 变富钾流纹岩;9. 变石英斑岩、变石英晶屑凝灰岩及变石英二长斑岩;10. 石英岩;11. 横岭关片  
岩;12. 变辉绿岩;13. 石英斑岩;14. 辉绿岩脉;15. 铜矿体;16. 正断层;17. 逆断层;18. 平移断层;19. 层理产状;20. 片理产状

的板块俯冲带<sup>[5]</sup>。推测扬子板块以 NNE 向的地质营力向华北板块俯冲,中条山—王屋山的地貌因此受挤压而成为高山峻岭区,与秦岭造山带近 EW 向一致(图 1)。

同时遥感资料亦显示,铜矿峪矿区处于 NWW 向与 NNE 向(20°)2 组断裂的交汇部位,属于伸展构造环境,可能为软流圈地幔上升的通道,直接或间接经历了板片流体交代、板块断离或岩石圈拆沉,从而诱发岩浆物质上涌。由于斜向碰撞,导致产生挤压-伸展的构造机制转换,这应是本区火山-次火山喷侵的区域外部条件。

### 3.2 火山-次火山建造的火山机构是斑岩铜矿的控矿空间

很显然,“铜矿峪亚群”是由浅海相砂岩和火山-次火山岩建造所组成的岩石系列(图 2),从三维观察应是古元古代由火山-次火山建造组成的火山机构(图 3)。其地质依据有以下几点:①从地貌景观看,围绕花岗岩体(4 号、5 号矿体)两侧有不同方向的大西沟、小西沟、大豹沟、水窑沟、挡仙沟和铜峪沟,呈似放射状分布;②围岩绢云石英片岩以凝灰质-泥砂质沉积为主,夹有多期频繁喷发的基性和酸性火山物质成分;③早期喷溢的西井沟组为变富钾质

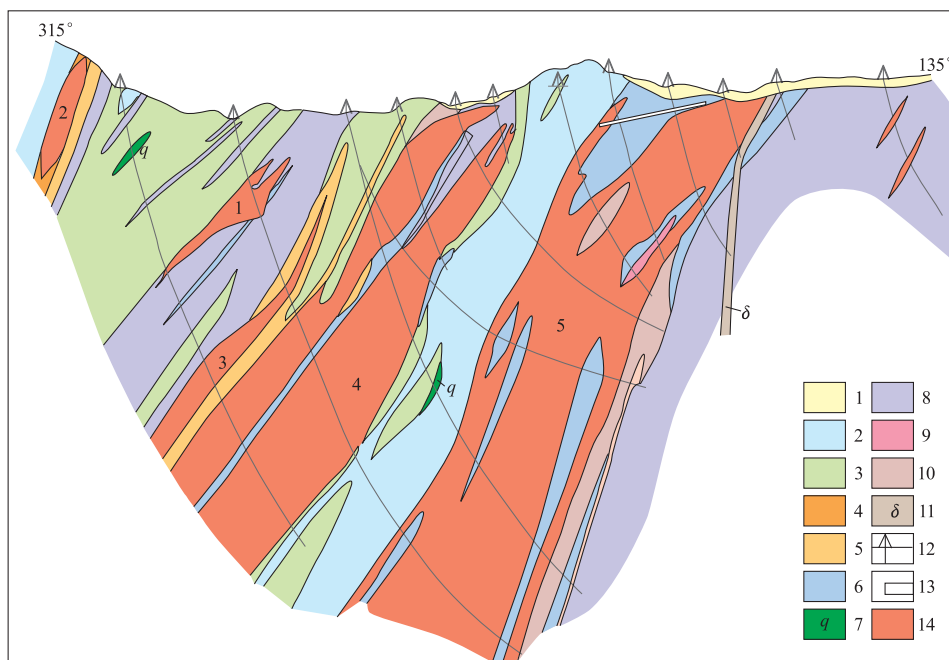


图3 铜矿峪主要剖面岩石和矿体分布图<sup>[10]</sup>

Fig. 3 Sketch showing the distribution of the rock types and ore bodies along the main section of the Tongkuangyu copper deposit

1. 坡积物; 2. 绢云石英岩; 3. 绢云石英片岩; 4. 变花斑英安岩; 5. 变辉绿岩; 6. 变石英晶屑凝灰岩; 7. 石英岩; 8. 变钾质基性火山岩; 9. 变石英二长斑岩; 10. 变石英斑岩; 11. 辉绿岩脉; 12. 钻孔; 13. 坑道; 14. 矿体

流纹岩与变富钾流纹质凝灰岩的喷发旋回, 晚期竖井沟组为变富钾质基性火山岩, 不论在地表还是在深部, 均为同一岩性的黑云母片岩, 最显著特征就是杏仁-气孔构造极为发育, 在竖井沟见有变钾质流纹岩的角砾, 而且覆盖在元头山一带不同岩层之上, 两者呈双峰态出现; ④矿区内岩脉广为分布, 见有辉绿

岩脉、基性岩脉、斜长角闪岩脉和石英斑岩脉等 (图 2); ⑤与斑岩铜矿紧密共生的容矿斑岩, 多呈斑状结构, 原生斑晶主要为石英和钠长石 (石英具有明显的熔融结构, 且为六方双锥的高温石英; 钠长石斑晶为聚片双晶, 偶见棋盘格子双晶), 尚有少量绿泥石化黑云母斑晶和钾长石斑晶。

### 3.3 弧环境与成矿作用密切相关

据统计, 世界范围内绝大多数大型-巨型斑岩铜矿都产于岩浆弧环境<sup>[13]</sup>, 本区亦不例外。本区涑水期、绛县期、中条期及西阳河期的变质基性火山岩主要微量元素 Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce 的富集, Ti, Y, Yb, Sc,

Cr, Nb, Ta 的亏损, 体现了典型的消减带特点<sup>[14]</sup>, 在 Ti/Zr—Zr/Y 和 Ta/Yb—Th/Yb 图解 (图 4) 中均落入大陆边缘弧钙碱性玄武岩区<sup>[3]</sup>。同样, 铜矿峪矿区的变花岗闪长斑岩和变二长花岗斑岩亦为钙碱系列花岗岩, 在洋脊花岗岩标准化图谱和 Nb—Y,

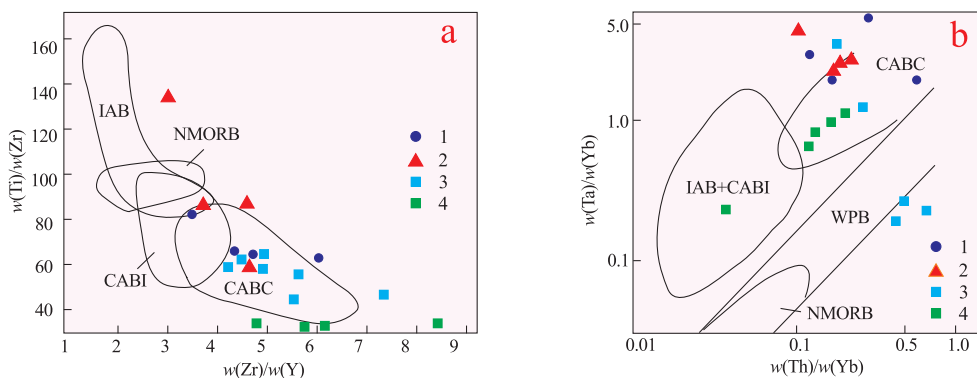


图4 中条裂谷前寒武纪变基性火山岩 Ti/Zr—Zr/Y(a) 及 Ta/Yb—Th/Yb(b) 图解<sup>[3]</sup>

(a. 据 Condie, 1989; b. 据 Pearce, 1983)

Fig. 4 Ti/Zr—Zr/Y(a) and Ta/Yb—Th/Yb(b) diagram of Precambrian metabasic volcanic rocks in Zhongtiao rift WPB. 板内玄武岩; NMORB. 洋中脊拉斑玄武岩; CABC. 大陆边缘弧钙碱性玄武岩; IAB. 岛弧; CABI. 边缘岛弧

1. 涑水杂岩; 2. 绛县群; 3. 中条群; 4. 西阳河群 (熊耳群)

Ta—Yb 及 Rb—(Y + Nb) 图解(图略)中,亦为火山弧花岗岩或同构造碰撞花岗岩<sup>[3]</sup>。由此可见,本区斑岩铜矿是在板块俯冲<sup>[15]</sup>、碰撞和拉张环境<sup>[16]</sup>下形成的。

据 J. P. Rechards (2003, 2005)研究,弧环境下形成的钙碱性岩浆是由板片释放的流体交代楔形地幔部分熔融的产物;通过玄武质岩浆,在地下地壳下部经历 MASH 过程<sup>[17-18]</sup>所产生的安山质-英安质岩浆的密度,介于上地壳结晶基底及其上部盖层岩石的密度之间很难上侵,因而形成岩浆房(图 5)。若深部岩浆供给充足,常会沿早期断裂以岩株、岩枝或岩脉形式在浅部侵位形成火山-次火山岩<sup>[18]</sup>。

简言之,形成斑岩铜矿控制区域的地质构造背景有 2 个因素:①上地壳处于长期挤压状态的应力松弛期;②成矿域存在早期深大断裂,且处于伸张期<sup>[19]</sup>。

4 矿床成因讨论

4.1 矿床地质特征<sup>[20]</sup>

铜矿峪超大型斑岩铜矿床在时空上与矿区内变花岗闪长岩、变二长花岗斑岩(含变石英晶屑凝灰岩)密切共生(图 3),岩体的锆石 U-Pb 法年龄和 Pb-Pb 等时线年龄分别为 2 182 Ma 和 2 160 Ma,而成矿辉钼矿 Re-Os 年龄为(2 108±32) Ma(表 1)。

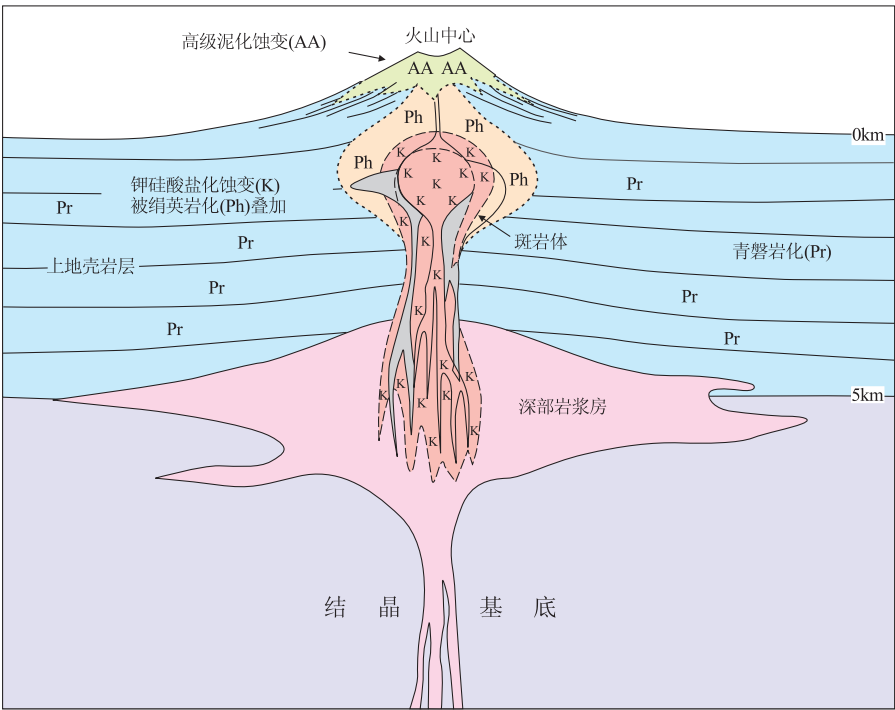


图 5 弧环境斑岩型矿床火山-岩浆系统的典型剖面(据 Richards,2003)

Fig. 5 Schematic cross section of porphyry Cu-metallogenic volcano-plutonic arc settings

本区容矿岩石化学成分投影到 QAP 图解(图 6a),均落入花岗闪长岩和花岗岩的范围;在 An-Ab-Or 图解(图 6b)中落在奥长花岗岩和花岗岩域<sup>[21]</sup>。若按矿物组成可命名为变花岗闪长斑岩及二长花岗斑岩,但岩体岩性结构变化较大。主要容矿岩石的片理明显,岩屑及变余晶屑十分发育。晶屑为石英和钠长石,前者普遍具有熔蚀结构,常呈似圆形或圆形,多呈高温六方双锥,表面干净;后者呈自形板状,多呈绢云母化。岩屑主要为绢云母片岩或绢英岩,往往呈透镜状、角砾状产出。实际应为次火山岩相的杂岩体,它与围岩绢英岩和绢英片岩没有明显界线,彼此为渐变过渡关系,据岩石化学成分属于钙碱系列 S 型花岗岩<sup>[22]</sup>。在坑道中见有钠长花岗斑岩呈脉状成群贯入岩体之中<sup>[21]</sup>。

表 1 中条裂谷铜矿峪铜(钼)矿床中辉钼矿的 Re-Os 年龄<sup>[36]</sup>

Table 1 Re-Os isotopic age of molybdenite from Tongkuangyu Cu deposit at Zhongtiaoshan rift

| 样号     | 主要矿物组合     | 取样量/mg | Re(2σ)/10 <sup>-6</sup> | <sup>187</sup> Re(2σ)/10 <sup>-6</sup> | <sup>187</sup> Os(2σ)/10 <sup>-6</sup> | 模式年龄/Ma | 等时线年龄/Ma |
|--------|------------|--------|-------------------------|----------------------------------------|----------------------------------------|---------|----------|
| S528-1 | Py+Cp+Mo+Q | 500    | 1.24±0.04               | 0.78±0.03                              | 27.52±0.30                             | 2109    | 2108±32  |
| S528-2 | Py+Cp+Mo+Q | 500    | 1.08±0.02               | 0.68±0.01                              | 23.58±0.29                             | 2076    |          |
| S-602  | Mo+Q       | 30     | 152.2±3.6               | 93.3±2.20                              | 3332±37                                | 2140    |          |
| S147-3 | Py+Cp+Mo+Q | 2000   | 0.172±0.003             | 0.1074±0.002                           | 3.81±0.14                              | 2098    |          |

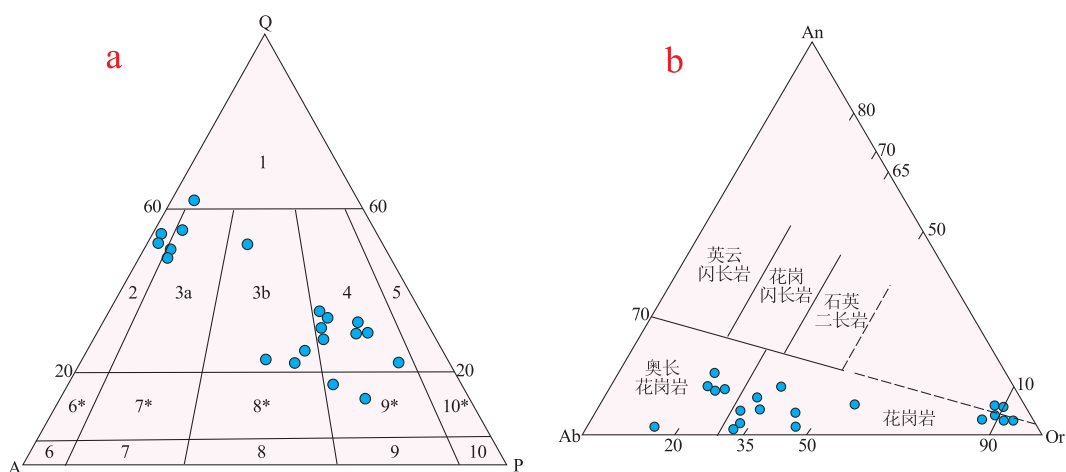


图 6 铜矿峪铜矿侵入岩 QAP(a) 及 An-Ab-Or(b) 图解<sup>[21]</sup>

Fig. 6 The QAP diagram(a) and An-Ab-Or diagram(b) of intrusive rock in Tongkuangyu copper mine

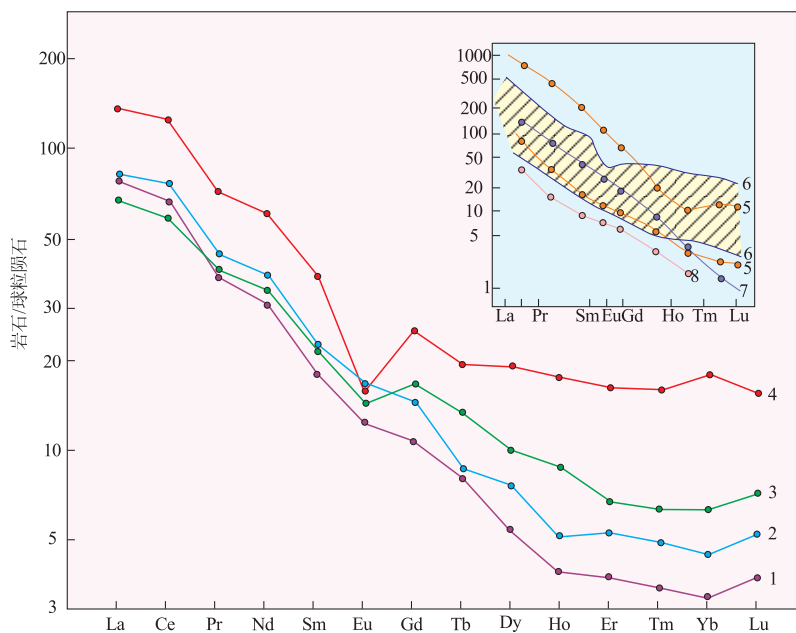


图 7 铜矿峪矿区火成岩 REE 配分曲线

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of igneous rock in the Tongkuangyu area

1. 变花岗闪长斑岩; 2. 变二长花岗斑岩(石英晶屑凝灰岩); 3. 变超钾质基性火山岩; 4. 变超钾质酸性火山岩(1~4 均为平均值); 5. 高钾碱性玄武岩; 6. 与高钾碱性玄武岩伴生的中酸性岩石; 7. 大陆内部奥长花岗岩; 8. 大陆边缘奥长花岗岩(5~6 据 R. L. Cullcrst 和 J. L. Graf, 1984; 7~8 据阿思, 1979)

L. Cullcrst 和 J. L. Graf, 1984; 7~8 据阿思, 1979)

区内容矿主岩变花岗闪长斑岩的稀土含量较低( $91 \times 10^{-6} \sim 196 \times 10^{-6}$ ), 平均  $156 \times 10^{-6}$ ; 而变超钾质火山岩稀土元素含量较高,  $\Sigma \text{REE} + \text{Y} = 93 \times 10^{-6} \sim 406 \times 10^{-6}$ , 平均  $228 \times 10^{-6}$ 。其中, 酸性火山岩的稀土元素含量高于基性火山岩。两类岩石 LREE 相对 HREE 明显富集, 前者  $\text{La}/\text{Yb} = 88 \sim 374$ , 平均值 179,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 5 \sim 9.5$ , 平均值 7.5; 而后者  $\text{La}/\text{Yb} = 133 \sim 450$ , 平均值 89,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 2 \sim 9$ , 平均值 4。这种特征亦意味着两种岩浆演化的分异程度不同, 与成矿有关的岩石分异程度较高。变超钾质火山岩均具有明显的 Eu 负异常, 酸性火山岩  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.43 \sim 0.59$ , 平均 0.54; 基性火山岩  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.62 \sim 1.09$ , 平均 0.80; 而容矿主岩基本无 Eu 异常显示,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.88 \sim 1.08$ , 平均 0.96。其稀土配分模型与大陆内部和大陆边缘奥长花岗岩类似(图 7)。

表 2 中条裂谷铜矿峪矿区石英电气石岩中电气石化学成分<sup>[21]</sup>

Table 2 Chemical analysis of tourmaline from quartz tourmaline rock in Tongkuangyu Cu deposit at Zhongtiaoshan rift

| 编号 | 名称    | 采样位置 | Na <sub>2</sub> O | MgO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | K <sub>2</sub> O | CaO  | TiO <sub>2</sub> | MnO | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | NiO  | FeO  | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | 备注         |
|----|-------|------|-------------------|------|--------------------------------|------------------|------------------|------|------------------|-----|--------------------------------|------|------|-------------------------------|------------|
| 1  | 电气石   | 大豹子沟 | 2.04              | 6.54 | 30.94                          | 37.44            | —                | 0.15 | 0.1              | —   | 0.1                            | 0.1  | 6.57 | —                             |            |
| 2  | 电气石   | 大豹子沟 | 2.22              | 7.76 | 29.1                           | 36.94            | 0.03             | 0.05 | 0.03             | —   | 0.11                           | 0.21 | 7.27 | —                             |            |
| 3  | 电气石   | 大豹子沟 | 1                 | 7.92 | 30.91                          | 37.64            | 0.03             | 0.07 | 0.69             | —   | —                              | —    | 6.14 | —                             |            |
| 4  | 环带电气石 | 水窑沟  | 1.38              | 7.01 | 32.3                           | 37.47            | —                | 0.35 | 0.15             | —   | —                              | 0.21 | 5.47 | 0.14                          | $\Delta^1$ |
| 5  | 环带电气石 | 水窑沟  | 1.98              | 6.55 | 30.37                          | 37.46            | —                | 0.07 | 0.33             | —   | 0.07                           | 0.18 | 7.82 | 0.08                          | $\Delta^2$ |
| 6  | 环带电气石 | 水窑沟  | 2.1               | 6.33 | 30.88                          | 37.74            | —                | 0.15 | 0.38             | —   | —                              | 0.22 | 8.29 | 0.04                          | $\Delta^3$ |

测试单位: 中国地质大学(北京)研究生院电子探针组, 1998;  $\Delta^1$ ,  $\Delta^2$ ,  $\Delta^3$  分别表示电气石内、中、外环部分。

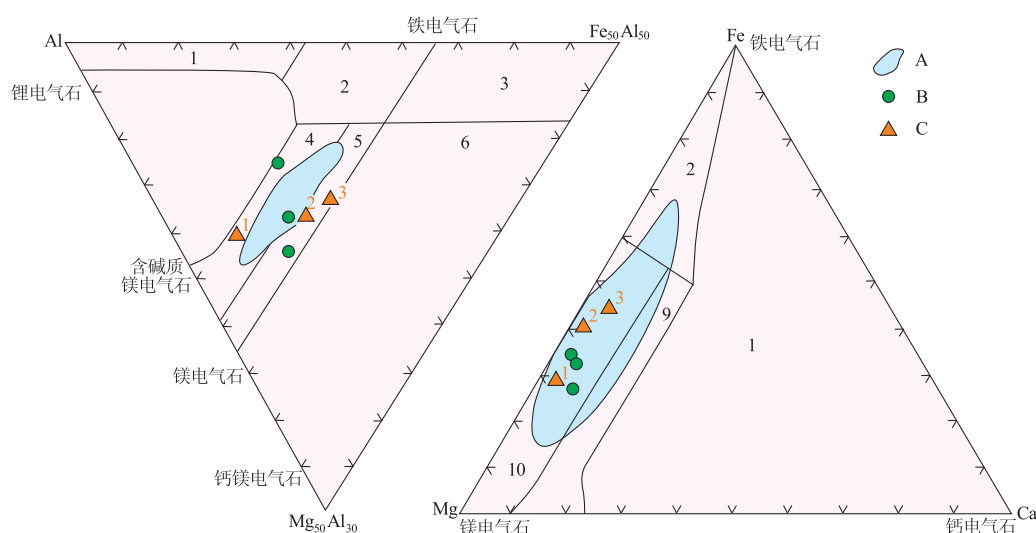


图 8 电气石成分  $\text{Al-Mg}_{50}\text{Al}_{30}\text{-Fe}_{50}\text{Al}_{50}$  和  $\text{Fe-Mg-Ca}$  分布范围<sup>[21]</sup> (原图据 Taylor, 1984)

Fig. 8 Range of chemical composition of tourmalines in  $\text{Al-Mg}_{50}\text{Al}_{30}\text{-Fe}_{50}\text{Al}_{50}$  and  $\text{Fe-Mg-Ca}$  digram

1. 富锂花岗岩、伟晶岩及细晶岩区; 2. 贫锂花岗岩、伟晶岩及细晶岩区; 3. 热液蚀变花岗岩区; 4. 含铝饱和矿物的泥质岩和砂屑变质岩区; 5. 泥质和砂屑变质岩区; 6. 富  $\text{Fe}^{3+}$  石英-电气石岩、钙-硅质岩石和泥质变质岩区; 9. 富钙泥质变质岩区; 10. 贫钙泥质、砂屑变质岩和石英-电气石岩区; A. 北澳大利亚 Golden Dyke Dome 层控贱金属块状硫化物矿床中电气石分布范围 (据 L. R. Plimer, 1986); B. 本区无环带电气石; C. 本区环带电气石 (从内带  $\Delta^1$  到外带  $\Delta^3$ )

值得一提的是,在容矿主岩内有大量镁铁电气石系列产出(表 2),按其化学成分均落在变泥质岩、变碎屑岩及石英-电气石岩区(图 8)。按其产状可分为两类:①电气石岩:多产于容矿主岩和围岩绢英岩内,常呈透镜状或似环状断续分布,岩石主要由石英和电气石组成,电气石含量很不均匀,约占 30%~40%,呈条带状或浸染状分布;②电气石:常呈半自形-自形粒状,含量很低,散布于矿体内。两类均属成矿热液喷气和蚀变交代的产物。

如上所述,本区变斑岩铜矿是指 4 号、5 号铜矿体(图 3)。矿体沿走向长约 1 100 余 m,两端变薄,中部较厚,5 号矿体中部厚达 155 m,边部 5~61 m; 4 号矿体也具有相同特征,相互平行,倾角  $40^\circ$  左右,延深有合而为一的趋势。截至目前,勘探资料证实矿体并无尖灭变小的迹象。总体来看,铜矿体呈延深较大的厚板状透镜体产出。

矿石以早期细脉浸染状(贫矿)为主,晚期有块状脉体贯入其中,多为富矿出现( $w(\text{Cu}) > 1\%$ ),约占全区储量的 30%。金属矿物以黄铁矿、黄铜矿为主,并有微量辉钼矿、辉钴矿、斑铜矿、磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿和金红石等;脉石矿物以蚀变矿物为主,见有石英、绢云母、方解石、电气石、钠长石、绿泥石、方柱石、黑云母等。全区矿石中 Cu, Co, Mo, Au 的

平均品位为  $w(\text{Cu}) = 0.68\%$ ,  $w(\text{Co}) = 0.0072\%$ ,  $w(\text{Mo}) = 0.0032\%$ ,  $w(\text{Au}) = 0.06 \times 10^{-6}$ ,尚有可综合利用元素 Ag, S, Ga<sup>[20]</sup>。

矿床围岩蚀变主要受原岩成分控制,不具有显生宙斑岩铜矿床同心环状面型蚀变的分带性<sup>[11]</sup>。可分为早、晚 2 期:早期为石英绢云母阶段,见有石英绢云母化、绿泥石化、黑云母化、钠长石化及硅化;晚期为红钠长石化阶段,表现为红钠长石化、硅化、方柱石化、黑云母化、白云母化、电气石化、绿泥石化及碳酸盐化,并往往叠加在早期蚀变之上,不易严格划分。

## 4.2 矿床成因讨论

### 4.2.1 矿床地球化学特征<sup>[24-25]</sup>

(1) 硫同位素地球化学。铜矿峪斑岩铜矿(4 号、5 号矿体)与卫星矿体(1 号、3 号和 2 号矿体)的  $\delta(^{34}\text{S})$  值有所不同(表 3)。总体  $\delta(^{34}\text{S}) = 5 \times 10^{-3} \sim 8 \times 10^{-3}$ , 具有陨硫特征,显示硫主要来自幔源。

(2) 铅同位素地球化学。从表 4 及图 9 得知,铜矿峪矿石铅源与造山带及上地壳有关。

(3) 氢、氧同位素地球化学。从铜矿峪铜矿床的氢氧同位素组成(表 5)及  $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}}) - \delta(\text{D})$  图解(图略)可知,铜矿峪铜矿的成矿流体主要来自岩浆,也有天水渗入。

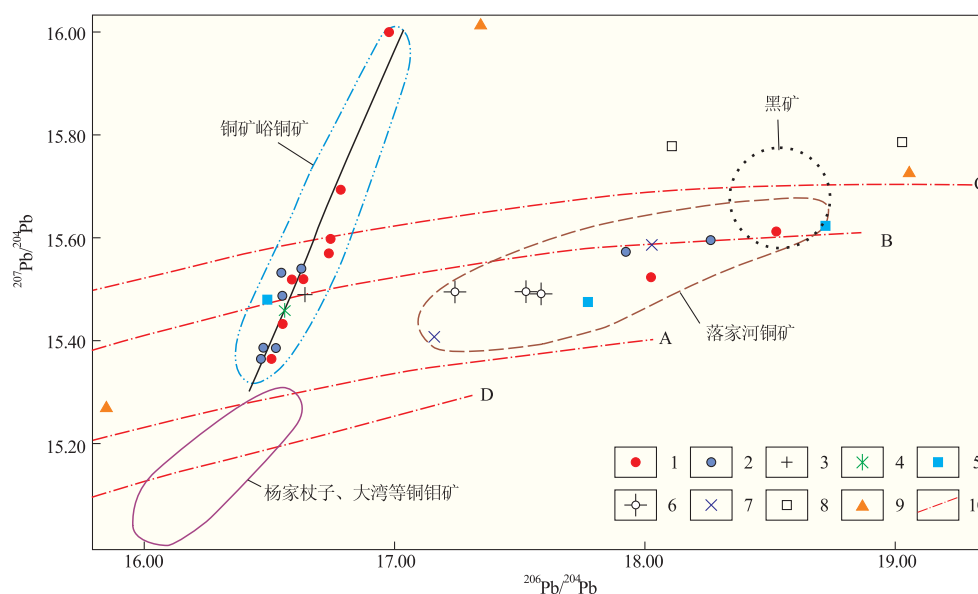


图9 中条裂谷铜矿床铅同位素组成图解

(据 R. E. Zartman 等)<sup>[24]</sup>

Fig. 9 Diagram showing Pb isotopic composition of copper deposits at Zhongtiao rift

1. 黄铁矿; 2. 黄铜矿; 3. 石英; 4. 长石; 5. 变花岗闪长斑岩; 6. 石墨绢云片岩; 7. 长英岩脉;  
8. 横岭关型铜矿; 9. 胡篦型铜矿; 10. 回归线性方程: A. 地幔; B. 造山带; C. 上地壳; D. 下地壳

表3 中条裂谷铜矿峪铜矿床中主要硫化物  $\delta(^{34}\text{S})$  组成Table 3 Analysis of  $\delta(^{34}\text{S})$  of the main sulfides in Tongkuangyu Cu deposit

| 测试对象 | $\delta(^{34}\text{S})/10^{-3}$ |                         |                       |
|------|---------------------------------|-------------------------|-----------------------|
|      | 4号、5号矿体                         | 2号矿体                    | 1号、3号矿体               |
| 黄铁矿  | -1.4~5.74, 平均 2.66(17)          | -2.24~6.80, 平均 2.11(14) | 3.40~9.55, 平均 6.15(6) |
| 黄铜矿  | -0.3~5.00, 平均 2.48(24)          | -4.50~2.20, 平均 0.50(7)  | 3.61~7.90, 平均 6.05(8) |

注: 括号内为样品数。

表4 中条裂谷铜矿峪铜矿床铅同位素组成

Table 4 Pb isotopic composition of Tongkuangyu Cu deposit

| 类别         | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 石英(1)      | 16.245                            | 15.540                            | 35.885                            |
| 长石(1)      | 16.124                            | 15.488                            | 35.776                            |
| 变花岗闪长斑岩(1) | 15.977                            | 15.338                            | 35.659                            |
| 黄铜矿(6)     | 16.161                            | 15.610                            | 35.685                            |
| 黄铁矿(9)     | 16.334                            | 15.606                            | 36.020                            |

注: 括号内为样品数。

表5 中条裂谷铜矿峪铜矿床氢氧同位素组成

Table 5  $\text{H}_2\text{O}$  isotopic composition of Tongkuangyu Cu deposit

| 矿物                                  | 石英               | 方解石               | 黑云母             | 白云母             |
|-------------------------------------|------------------|-------------------|-----------------|-----------------|
| $\delta(^{18}\text{O}_{\text{矿物}})$ | 9.75~16.30 (13)  | 12.6~36.62(?) (4) | 11.10 (1)       | 9.15 (1)        |
| $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})$  | 3.69~10.05 (12)  | 8.54~9.39 (3)     |                 |                 |
| $\delta(\text{D})$                  | -30.2~-84.9 (17) | -40~-99.9 (4)     | -90.9~-73.5 (2) | -58.1~-60.7 (3) |

注: 括号内为样品数。量的单位:  $\text{‰}$ 。

表 6 中条裂谷铜矿峪铜矿床包裹体化学成分<sup>[27]</sup>

Table 6 Chemical analysis of fluid inclusion from Tongkuangyu Cu depoist

| 样号     | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> | F <sup>-</sup> | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O | CH <sub>4</sub> | CO | H <sub>2</sub> |
|--------|-----------------|----------------|------------------|------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-----------------|------------------|-----------------|----|----------------|
| TSX-1  | 9.74            | 1.5            | 4.24             | 0.23             | 0.37           | 13.10           | 1.55                          |                 |                  |                 |    |                |
| TSX-3  | 2.70            | 1.65           | 1.92             | 0.45             | 1.33           | 23.54           | 2.87                          |                 |                  |                 |    |                |
| TSX-4  | 6.83            | 9.03           | 2.97             | 1.00             | 0.14           | 18.89           | 10.63                         |                 |                  |                 |    |                |
| TSX-6  | 2.83            | 10.97          | 0.68             | 1.23             | 0.22           | 3.11            | 8.47                          |                 |                  |                 |    |                |
| TSX-7  | 6.29            | 1.58           | 0.71             | 0.04             | 0.02           | 11.77           | 0.73                          |                 |                  |                 |    |                |
| 870-1  | 118.8           | 29.88          | 45.6             |                  | 0.76           | 101.24          | 5.43                          | 66.49           | 1154.0           | 0.47            |    | 0.49           |
| 870-4  | 14.85           | 2.8            | 16.1             |                  | 0.37           | 34.62           | 20.36                         | 49.10           | 346.0            | 0.24            |    | 2.18           |
| 870-10 | 5.24            | 0.26           | 200.0            |                  | 0.61           | 17.51           | 31.67                         | 43.99           | 1262.0           | 0.91            |    | 0.46           |
| 810-2  | 28.4            | 6.8            | 114.5            |                  | 0.30           | 87.75           | 113.69                        | 51.15           | 561.0            | 2.82            |    | 0.19           |
| 810-12 | 41.2            | 11.16          | 32.16            |                  | 0.31           | 54.40           | 95.0                          | 13.30           | 696.0            | 0.24            |    | 5.33           |
| 810-13 | 70.0            | 18.72          | 33.6             |                  | 0.28           | 114.62          | 6.79                          | 85.43           | 928.0            | 0.35            |    | 0.36           |
| 930-5  | 59.64           | 18.9           | 70.18            |                  | 0.24           | 94.65           | 9.26                          | 91.6            | 824.0            | 0.3             |    | 0.14           |
| 930-4  | 71.27           | 15.09          | 24.69            |                  | 0.63           | 91.17           | 2.47                          | 1734.87         | 634.0            | 0.42            |    | 0.53           |
| 930-2  | 46.44           | 19.67          | 22.73            |                  | 0.31           | 86.83           | 104.89                        | 2160.4          | 454.0            | 0.35            |    | 0.50           |
| 930-3  | 35.25           | 6.45           | 64.50            |                  | 0.52           | 107.45          | 17.82                         | 1906.72         | 725.0            | 0.34            |    | 0.35           |
| T308   | 32.48           | 8.92           | 5.49             | 0.03             | 0.03           | 71.23           | 0.5                           | 618.34          | 180.74           |                 |    |                |

量的单位:  $w_B/10^{-3}$ 。

(4)碳、氧同位素地球化学。铜矿峪铜矿矿石早期成矿(12 个样)的  $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}) = 12.10 \times 10^{-3} \sim 17.09 \times 10^{-3}$ , 平均值  $13.70 \times 10^{-3}$ ,  $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}}) = -0.62 \times 10^{-3} \sim -6.68 \times 10^{-3}$ , 平均值  $-3.44 \times 10^{-3}$ ; 晚期成矿(4 个样)的  $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SHOW}}) = 12.31 \times 10^{-3} \sim 12.83 \times 10^{-3}$ , 平均值  $12.51 \times 10^{-3}$ ,  $\delta(^{13}\text{C}_{\text{PDB}}) = -0.96 \times 10^{-3} \sim 1.05 \times 10^{-3}$ , 平均值  $0.39 \times 10^{-3}$ 。早期浸染状矿石比晚期矿石的  $\delta(^{18}\text{O}_{\text{SHOW}})$  要大, 而  $\delta(^{13}\text{C})$  则相反,  $\delta(^{18}\text{O}) - \delta(^{13}\text{C})$  的线性关系明显, 具有同步反消长规律, 这与成矿温度有关, 早期均一温度为  $100 \sim 360\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 晚期均一温度为  $260 \sim 488\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

(5)锶同位素地球化学。铜矿峪变花岗闪长斑岩(含变石英晶屑凝灰岩)的  $I_{\text{Sr}}$  为 0.710 34, 变石英斑岩的  $I_{\text{Sr}}$  为 0.714 781, 显示出与大陆地壳成分的参与有关。

(6)硅同位素地球化学<sup>[26]</sup>。容矿主岩变石英斑岩中, 石英的  $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{NBS}}) = -0.4 \times 10^{-3} \sim 0.4 \times 10^{-3}$ , 与矿区围岩绢英岩、元头山石英岩及界牌梁石英岩中石英的  $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{NBS}}) = -0.2 \times 10^{-3} \sim 0.4 \times 10^{-3}$  相似, 同样阐明成矿作用与围岩组分的参与有关。

4.2.2 成矿流体的物理化学条件<sup>[27]</sup>

铜矿峪铜矿石中, 包裹体多在  $5 \times 10^{-6} \sim 22 \times 10^{-6}\text{ m}$  之间, 大小变化剧烈, 分布极不均匀, 显示了成矿热液的沸腾状态。常见有液相包裹体、气相包裹体及含子矿物(NaCl)包裹体。均一温度主要为

$100 \sim 260\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $260 \sim 480\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 少量为  $540 \sim 620\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。由包裹体化学成分(表 6)可见, 化学序列为  $\text{Cl}^- > \text{Ca} > \text{Na} > \text{SO}_4^{2-} > \text{K} > \text{Mg} > \text{F}^-$ ; 含水量较高, 为  $346.0 \times 10^{-6} \sim 1\,154.0 \times 10^{-6}$ ,  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  比值为  $0.035 \sim 4.76$ , 均值 1.238, 表明有利矿化, 蚀变也最强烈。盐度可分为 2 组, 低盐度值  $w(\text{NaCl}) = 7.69\% \sim 17.09\%$ , 峰值为  $12\% \sim 18\%$ ; 高盐度值  $w(\text{NaCl}) = 31.65\% \sim 70.09\%$ , 峰值为  $32\% \sim 36\%$  和  $40\% \sim 42\%$ 。密度  $1.03 \sim 1.18\text{ g/cm}^3$ ; 压力  $200 \times 10^5 \sim 1\,000 \times 10^5\text{ Pa}$ ;  $\lg f_{\text{O}_2}$  为  $-29.93 \sim 33.29$ ,  $\lg f_{\text{CO}_2}$  为  $-29.93 \sim -33.29$ ; pH 值为 62; Eh 为 0.5。

4.3.3 矿床成因浅析及今后找矿建议

综上所述, 中条地区处于秦岭造山带的北部, 经历了新太古代—古元古代期间洋壳俯冲及陆-陆碰撞造山过程, 斑岩铜矿成矿构造环境为聚合时期的拉张条件<sup>[1]</sup>。

区内皆为火山热液成矿系列的铜矿床, 赋存于古元古代火山—次火山岩构成的火山机构之中(图 3)。斑岩铜矿的成矿时代 Re-Os 年龄为  $(2\,108 \pm 32)\text{ Ma}$ , 是我国最古老的斑岩铜矿床。

斑岩铜矿床的容矿主岩为变花岗闪长斑岩及变二长花岗岩等组成的杂岩体, 具有次火山岩相特征, 属于钙碱性的 S 型花岗岩。铜矿化分布在岩体内部及围岩接触带, 并遭受了绿片岩相—低角闪岩相区域变质作用。

围岩蚀变受原岩岩性的影响, 可分 2 期: 早期为石英绢云母化, 与铜矿化关系密切; 晚期为红钠长石

化及硅化叠加其上,无面型环状分带特征。矿层中常伴生有电气石岩,为含硅、硼的火山-喷气产物。

成矿热液主要源自深部地幔,并与地壳和天水渗入有关<sup>[28]</sup>。经岩浆二次沸腾,在高侵位后,分离出挥发相交交代形成钾硅酸盐交代岩(绢云母化)和钠硅酸盐交代岩(红长石化)<sup>[29]</sup>。由此足以说明,来自地幔热柱的上侵是经过熔融、同化、存储、均一的过程即所谓 MASH (melting-assimilation-storage-homogenization) 成矿的。概括地讲,本区斑岩铜矿应属于变火山热液斑岩型铜矿床<sup>[30]</sup>。

根据 D. Patane, et al<sup>[31]</sup> 的研究,在 Mount Etna 活火山系统下面 6 000~15 000 m 深处是一个巨大的受构造控制的岩床-岩墙复合体,它供给火山底部 3 000~5 000 m 处一个较浅的岩浆囊。在美国夏威夷,经过勘探已证实在地下约 2.41 km 岩浆房的存在<sup>[32]</sup>。同时,阿根廷的 Alumbra 斑岩铜矿床形成于 Farallon Negro 火山机构演化晚期,也存在浅部岩浆房<sup>[33]</sup>。Richards 曾提出,浅部岩浆房系统应当扎根于俯冲带上方的地幔楔中,在壳幔边界附近形成广泛的下地壳熔融和同化的 MASH 带<sup>[18]</sup>。通过本区大尺度的构造区域分析、对比和研究,以及从当前勘探成果来看,深部铜矿床并无尖灭的倾向(图 3),故尚有勘探的巨大潜力。因此,建议继续布置深钻验证浅部岩浆房的赋矿性,这不仅可扩大铜矿的远景储量,取得可观的经济效益,而且对铜矿地质成矿理论的进展亦可获得实践的证实。

## 5 结语

铜矿峪斑岩型铜矿床受古元古界“铜矿峪亚群”所组成的火山机构控制,为与火山-次火山岩有关的中、低温(高温)热液型铜矿床。

通过研究,深部可能有浅部岩浆房的存在,具有良好的深部找矿潜力。建议应迅速加强深部找矿勘查、研究,并适时进行深钻验证。

**致谢:**承蒙唐俊华博士对初稿提出了很好的意见,谨表谢意!

## 参考文献:

- [1] 芮宗瑶,张立生,陈振宁,等. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J]. 岩石学报,2004,20(2):229-238.
- [2] 胡受奚,林潜龙. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿[M]. 南京:南京大学出版社,1985:139-167.

- [3] 白瑾,黄学光,王惠初,等. 中国前寒武纪地壳演化[M]. 北京:地质出版社,1996:12-215.
- [4] 白瑾,余致信,颜跃阳,等. 中条山前寒武纪地质[M]. 天津:天津科学技术出版社,1997:8-130.
- [5] 真允庆. 中条铜矿与秦岭造山带[J]. 桂林工学院学报,2006,26(2):162-171.
- [6] 赵斌,王登红,侯可军,等. 中条山涑水杂岩同位素年代学研究及其地质意义[J]. 地球科学与环境学报,2012,34(1):1-8.
- [7] 真允庆. 中条幔柱构造的岩浆活动与成矿[J]. 桂林工学院学报,2005,25(1):1-8.
- [8] 真允庆. 中条裂谷的幔柱构造与成矿[J]. 地质找矿论丛,2012,27(2):307-315.
- [9] 孙继源,冀树楷,真允庆. 中条裂谷铜矿床[M]. 北京:地质出版社,1995:1-173.
- [10] 《中条山铜矿地质》编写组. 中条山铜矿地质[M]. 北京:地质出版社,1978:1-166.
- [11] 孙大中,胡继兴. 中条前寒纪构造格架和年代地壳结构[M]. 北京:地质出版社,1993:1-168.
- [12] 杨志明,侯增谦. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. 矿床地质,2009,28(5):515-538.
- [13] Kerrich R, Goldfarb R, Groves D, et al. The geodynamics of world class gold deposits: characteristics, spacetime distribution, and origins[J]. Reviews in Economic Geology, 2000, 13:501-551.
- [14] 赵凤清,唐敏. 晋南中条山北峪奥长花岗岩的岩石化学[J]. 华北地质矿产杂志,1994,9(3):271-280.
- [15] Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Econ Geol, 1972, 67(2):184-197.
- [16] 曾普胜,侯增谦,高永峰,等. 印度亚洲碰撞带东段喜马拉雅铜-钼矿床 Re-Os 年龄及成矿作用[J]. 地质论评,2006,52(1):72-84.
- [17] Richards J P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. Econ Geol, 2003, 98:1515-1533.
- [18] Richards J P. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[M]//Porter T M. Super-porphyry copper & gold deposits: A global perspective. PGC publishing, Adelaide, 2005:7-25.
- [19] 姚春亮,陆建军,郭维民,等. 斑岩铜矿若干问题的最新研究进展[J]. 矿床地质,2007,26(2):221-229.
- [20] 胡永胜. 铜矿峪变斑岩型含钼铜矿床成矿作用及找矿预测[J]. 矿床地质,2000,19(1):46-53.
- [21] 孙海田,葛朝华. 中条山式热液喷气成因铜矿床[M]. 北京:北京科学技术出版社,1990:54-121.
- [22] 真允庆,杜继盛,刘丽玲,等. 中条裂谷与落家河铜矿床[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1993:1-62.
- [23] 孙海田,葛朝华,冀树楷. 中条山铜矿区电气石特征及其对成矿作用的示踪意义[J]. 岩石矿物学杂志,1989,8(3):232-241.
- [24] 真允庆. 中条裂谷铜矿床稳定同位素地球化学[J]. 桂林工学院学报,1998,18(3):215-227.
- [25] 真允庆,束乾安. 中条山铜矿流体碳、氧同位素示踪[J]. 地质

- 调查与研究,2006,29(1):30-37.
- [26] 陈文明,李树屏. 中条山铜矿峪斑岩铜矿金属硫化物的铷-锶同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质,1998,17(3):224-228.
- [27] 真允庆,杜继盛,刘丽玲,等. 中条山裂谷铜矿床成矿流体的物理化学条件[J]. 桂林工学院学报,1995,15(2):113-123.
- [28] 毛景文,李晓峰,张荣华,等. 深部流体成矿研究[M]. 北京:中国大地出版社,2005:7-114.
- [29] 杜乐天,王文广. 碱性幔流与富碱热液成矿[J]. 矿床地质,2009,28(5):599-610.
- [30] 真允庆. 中条裂谷铜矿床的成矿规律及其找矿方向[J]. 桂林工学院学报,1999,19(1):9-18.
- [31] Patane D, De Gon P, Chiarabba C, et al. Magma ascent and the pressurization of Mount Etna volcanic system[J]. Science,2003,299:2061-2063.
- [32] Marsh B D, Teplaw W. Puma dacite magma at Kilauea: Unexpected drilling unto an active magma paster[C]. Eos Trans AGU 89(53) Fall Meet Sappl, Abstract.
- [33] Halter W E, Bain N, Becke K, et al. From andesitic volcanism to formation of a porphyry Cu, Au mineralizing magma chamber: The Farallon Negro volcanic complex, north western Argentina[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research,2004,136:1-30.
- [34] 李万伦. 斑岩铜矿浅部富矿岩浆房研究进展[J]. 矿床地质,2011,30(1):149-155.
- [35] 张三国,周朝宪. 斑岩铜矿床研究进展[J]. 地球科学进展,2011,26(11):1173-1190.
- [36] 陈文明,李树屏. 中条山铜矿峪斑岩铜矿金属硫化物的铷-锶同位素年龄及地质意义[J]. 矿床地质,1998,17(3):224-228.

## Geology, alteration and metallogenesis of giant Tongkuangyu porphyry copper deposit in Zhongtiaoshan area

CUI Chunxiang, ZHEN Yunqing

(No. 3 Bureau of Metallurgical Geology Bureau, Taiyuan 030002, China)

**Abstract:** The giant Tongkuangyu porphyry copper deposit in Zhongtiaoshan area, Shanxi province is located in the southern part of North China plate and/or the northern side of Qinling orogen where is a convergent active continent margin from compressional to extensional environment. The main stratum in the mining area is Tongkuangyu Subgroup of green schist of low amphibolite metamorphosed from volcanic and subvolcanic rocks. Spatially, the deposit is closely related to Proterozoic calc-alkaline S-type granite and is strictly controlled by volcanic apparatus. Re-Os age dating of molybdenite is  $(2108 \pm 32)\text{Ma}$  and is the oldest porphyry copper deposit in China. Copper ore body occurs in thick tabular lens with veinlet-disseminated ore dominated and injected massive ore. The average grade is 0.68% Cu. Rich ore is about 30%. Ag and Mo are the by-products. Ore fluid is mainly derived from mantle and incorporated with crustal materials and meteoric water. Alkaline replacement and quartz + sericitization and the overprinting albization occur at high level emplacement because of volcanic exhalation and secondary boiling. No planar ring structure is observed. The copper deposit is inferred a meta-volcanic hydrothermal porphyry copper deposit. Magma chamber is predicted and it is potential for further prospecting to depth of the deposit.

**Key Words:** Tongkuangyu copper deposit; Zhongtiaoshan; volcanic apparatus; porphyry copper deposit; magma chamber; Shanxi province