

文章编号: 0258-7106 (2005) 03-0228-14

大厂锡多金属矿田铜坑-长坡矿床流体包裹体研究*

蔡明海^{1,2}, 毛景文³, 梁 婷⁴, 黄惠兰¹

(1 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003; 2 柳州华锡集团有限责任公司, 广西 柳州 545006;

3 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 4 长安大学地质矿产系, 陕西 西安 710054)

摘 要 铜坑-长坡锡石硫化物矿床是桂西北大厂矿田中的一个超大型矿床, 由浅部的脉状矿体和中-深部的层状矿体组成。文章应用显微测温 and 激光拉曼光谱分析对铜坑-长坡矿床进行了系统的流体包裹体参数和成分的测试。结果显示, 铜坑-长坡矿床脉状和层状矿体的流体包裹体具有相同特征, 包裹体的类型主要有 CO₂ 型和 NaCl-H₂O 型。3 个成矿阶段的均一温度分别为: 270 ~ 365 °C, 210 ~ 240 °C 和 140 ~ 190 °C。早阶段 (I、II 阶段) 成矿流体成分主要为 CO₂ 和 H₂O, 含少量 CH₄ 和 H₂S, 密度为 0.324 ~ 1.093 g/cm³, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中于 1% ~ 7%; 晚阶段 (III 阶段) 成矿流体成分主要为 H₂O, 且 Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 含量增加, 密度为 0.893 ~ 0.972 g/cm³, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中于 3% ~ 10%。流体包裹体特征和 He、Ar、S 同位素组成共同表明, 铜坑-长坡矿床脉状及层状矿体具有相同的成矿物质来源和相同的成因, 成矿作用与燕山期构造、岩浆热事件有关。基于 ³He/⁴He 比值高和富 CO₂ 流体的存在, 认为在铜坑-长坡矿床成矿过程中有深部地幔流体的参与。

关键词 地球化学; 流体包裹体; 成矿作用; 锡石硫化物矿床; 铜坑-长坡; 广西

中图分类号 P618.44; P599

文献标识码 A

广西南丹大厂锡多金属矿田是世界上最大的锡多金属矿田之一。矿田内的工业矿床有铜坑-长坡矿床、巴里、龙头山锡多金属矿床 (西矿带); 拉么锌铜矿床、茶山锑钨矿床 (中矿带) 和大福楼、灰乐、亢马锡多金属矿床 (东矿带) (图 1)。其中, 位于西矿带的铜坑-长坡矿床中的锡矿石量约占整个矿田的 80%, 是矿田中规模最大、特征最为典型的矿床。

铜坑-长坡矿床开采历史悠久, 民采活动始于南宋前期 (公元 1130 年), 1954 年至 1986 年期间, 广西有色地质勘探公司 215 地质队对铜坑-长坡矿床进行了地质勘探, 先期工作勘探到了浅部的脉状矿体, 随后又发现了中-深部的 91 号和 92 号层状矿体。铜坑-长坡矿床已成为中国最大的锡矿山 (叶绪孙等, 1994)。半个多世纪以来, 国内外众多学者对大厂锡矿进行了研究, 并对矿床成因进行了讨论。关于上部脉状矿体的成因, 研究者们一致认为其与矿田中部的龙箱盖岩体有关, 但对于中-深部层状矿体的成因则一直存在着岩浆热液型和海底热液喷流沉积型 (陈毓川等, 1985; 1993; 雷良奇, 1986; Fu et al.,

1991; 1993; 韩发等, 1997; 秦德先等, 2002; 叶绪孙等, 1999; Wang et al., 2004; 蔡宏渊等, 1983; 张国林等, 1987) 的争论。大厂锡矿流体包裹体的研究资料较为丰富, Fu 等 (1993) 对大厂矿田的拉么矽卡岩型锌铜矿和铜坑-长坡锡矿流体包裹体研究表明, 前者的成矿流体以高温、高盐度为特征, CO₂ 较少; 后者为中温、中-低盐度流体, CO₂ 占优势。李荫清等 (1988) 对包括大厂锡矿在内的南丹-河池锡多金属成矿带进行了流体包裹体研究, 认为带内成矿流体主要有两种来源: 一类为与黑云母花岗岩有关的岩浆热流体; 另一类为天水。成矿早期以岩浆流体为主, 成矿晚期则以天水成分占主导。近年来, Pašava 等 (2003) 在探讨东矿带黑色岩系对成矿贡献的同时, 对成矿的温度、压力进行了研究, 认为在主成矿阶段, 大福楼矿床的成矿温度高达 400 °C, 灰乐矿的成矿温度为 250 ~ 360 °C, 亢马矿的成矿温度为 260 ~ 370 °C。赵葵东等 (2002) 对取自铜坑-长坡矿床 92 号层状矿体的 1 件黄铁矿样品进行了流体包裹体 He、Ar 同位素测试, 指出成矿流体中有地幔流体的

* 本文得到华锡集团有限责任公司博士后工作站科研项目“丹池成矿带构造控矿规律研究”资助

第一作者简介 蔡明海, 男, 1965 年生, 研究员, 矿床及构造地质学专业。E-mail: yc502cmh@sina.com。

收稿日期 2005-02-03; 改回日期 2005-03-13。张绮玲编辑。

混入。

由于受矿山揭露情况的制约,针对铜坑-长坡矿床开展系统的对比研究尚不够深入,本文在以前较系统的 He、Ar 同位素研究基础上(蔡明海等, 2004a),补充了不同产出类型矿体中的流体包裹体的显微测温和拉曼激光光谱分析资料,同时分析了矿石中黄铁矿的 S 同位素组成,进一步探讨了成矿流体的来源,尤其是深部地幔流体参与成矿的程度,为大厂锡矿的成因研究提供了新的资料。

1 地质背景

大厂矿田位于 NW 向南丹—河池(丹池)褶皱断裂带的中段。南丹—河池褶皱断裂带属晚古生代右江盆地 NE 侧的边界构造带,经历了晚古生代(D-C)的张断凹陷和印支期(T_2)的褶皱作用,燕山期(K)的构造活动主要表现为拉张环境下的伸展剪切和断块作用,并控制了同期岩体的侵位(陈洪德等,1989;蔡明海等,2004b)。

大厂矿田的地层主要由泥盆系和石炭系一套碎屑岩-硅质岩-碳酸盐岩组成,厚约 2 500 m。岩性组

成自下而上为:中泥盆统纳标组黑色泥岩、页岩,厚约 800 m;中泥盆统罗富组粉砂岩、泥岩夹泥质灰岩,厚约 480 m;上泥盆统榴江组硅质岩,含钙质结核,厚 40 ~ 220 m;上泥盆统五指山组,厚 120 ~ 180 m,底部为宽条带状灰岩,向上依次为细条带状硅质灰岩、“小扁豆”状灰岩和“大扁豆”状灰岩;上泥盆统同车江组泥灰岩及底部黑色页岩,厚 350 ~ 450 m;下石炭统寺门组灰岩及底部黑色页岩,厚 40 ~ 150 m;上石炭统黄龙组粉砂岩、页岩及底部的灰岩,厚 290 ~ 360 m。其中,榴江组和五指山组为最主要的赋矿层位。

NW 向的龙箱盖背斜和龙箱盖断裂以及与之平行的大厂背斜、大厂断裂为矿田内的主干构造。背斜构造表现为 NE 翼平缓、SW 翼陡立的不对称褶皱,局部发生了倒转,总体向 NW 倾伏。NW 向的断裂构造倾向 NE,产状上陡下缓,具有“犁式”逆冲断裂特征。重力测量资料表明,NW 向断裂构造在地壳各圈层界面上均有表现,其下切深度可能达到下地壳或上地幔(蔡明海等,2004b)。

区内岩浆岩出露于矿田中部的龙箱盖地区,地表分布面积仅 0.5 km^2 ,经钻孔和坑道揭露,地表出露的小岩体向下成为一个巨大的隐伏岩珠,并延伸

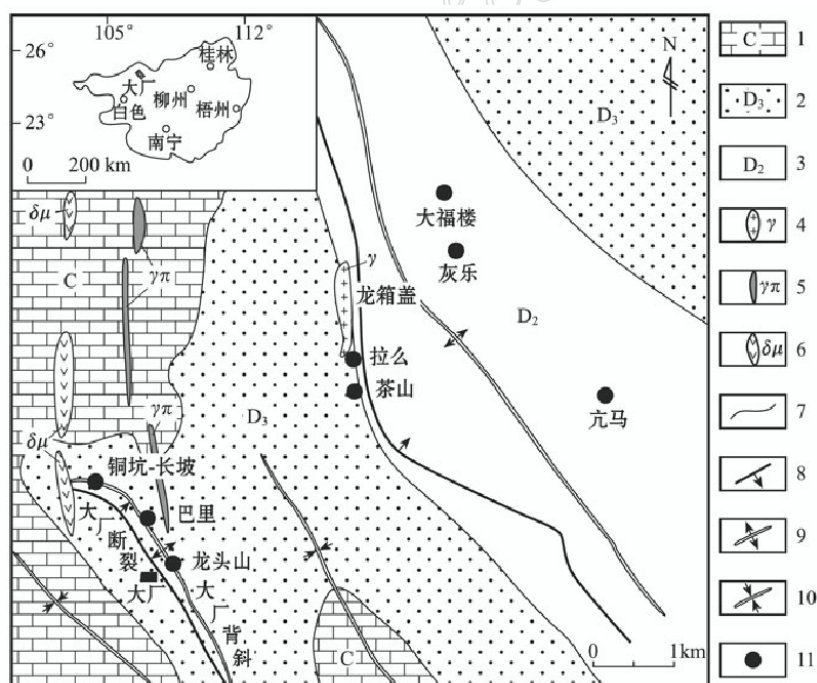


图 1 大厂矿田地质图(据铜坑矿山内部资料改编)

1—石炭系;2—上泥盆统;3—中泥盆统;4—花岗岩;5—花岗斑岩脉;6—闪长玢岩脉;7—地质界线;8—断裂;9—背斜轴;10—向斜轴;11—矿床

Fig.1 Geological map of the Dachang orefield (modified from maps provided by Tongkeng Mine)

1 — Carboniferous ; 2 — Upper Devonian ; 3 — Middle Devonian ; 4 — Granite ; 5 — Granite porphyry ; 6 — Diorite porphyrite ;

7 — Geological boundary; 8 — Fault; 9 — Anticline; 10 — Syncline; 11 — Deposit

到了西矿带的巴里矿区和铜坑-长坡矿区深部。龙箱盖岩体由黑云母花岗岩(主体)和斑状黑云母花岗岩(补体)组成。黑云母花岗岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为0.7110,全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 为9‰~12.96‰,属燕山期大陆地壳熔融产生的S型花岗岩(陈毓川等,1993)。在铜坑-长坡矿床的东西两侧发育有南北向的花岗斑岩脉和闪长玢岩脉,分别被称之为“东岩墙”和“西岩墙”。据笔者最新测试的资料(另文发表),龙箱盖岩体的主体岩性黑云母花岗岩中锆石SHRIMP U-Pb年龄为 $(93.00 \pm 0.97) \text{ Ma}$ (2σ , 8个点),MSWD=1.6;斑状黑云母花岗岩中锆石SHRIMP U-Pb年龄为 $(91.00 \pm 0.76) \text{ Ma}$ (2σ , 10个点),MSWD=1.7;花岗斑岩脉中锆石SHRIMP U-Pb年龄为 $(91.00 \pm 0.74) \text{ Ma}$ (2σ , 12个点),MSWD=1.13;闪长玢岩中锆石SHRIMP U-Pb年龄为 $(91.00 \pm 0.80) \text{ Ma}$ (2σ , 8个点),MSWD=1.11。测年资料表明,区内岩浆岩形成时代均属燕山晚期。

2 铜坑-长坡矿床特征

铜坑-长坡矿床位于大厂背斜的NE翼,大厂断

裂(F1)上盘,由91号、92号层状矿体和75号、77号、79号层面矿脉以及众多的穿层裂隙矿脉所组成。脉状矿体和层状矿体在空间上的分布有规律(图2),由下往上依次为:①92号层状矿体,产于最下部榴江组硅质岩中,由大量NE向微细脉、网脉和顺层矿化条带组成,矿体长1130m,向下延伸700m,平均厚26m, w_{Sn} 平均0.8%;②91号层状矿体,位于92号矿体之上的五指山组细条带状硅质灰岩中,由大量NE向小裂隙脉和顺层矿化条带组成,矿体长1030m,向下延伸250m,平均厚16m, w_{Sn} 平均1.3%。在五指山组不同岩性界面附近的顺层滑脱破碎带中分别产出有75号、77号及79号层面矿脉;③细脉带型矿体,分布在91号矿体之上同车江组泥灰岩和五指山组上部的扁豆灰岩之中,由大量NE向细脉构成密集的脉群,单脉厚0.5~1cm,矿脉密度为10~30条/米。矿石平均 w_{Sn} 1.1%;④大脉型矿体,赋存在同车江组泥灰岩和五指山组上部的扁豆灰岩之中,在矿区约有200多条,矿脉沿NE向延伸,陡倾斜。单脉厚0.2~1.5m,矿石平均 w_{Sn} 2.1%。

铜坑-长坡矿床的矿物组成复杂,主要矿石矿物

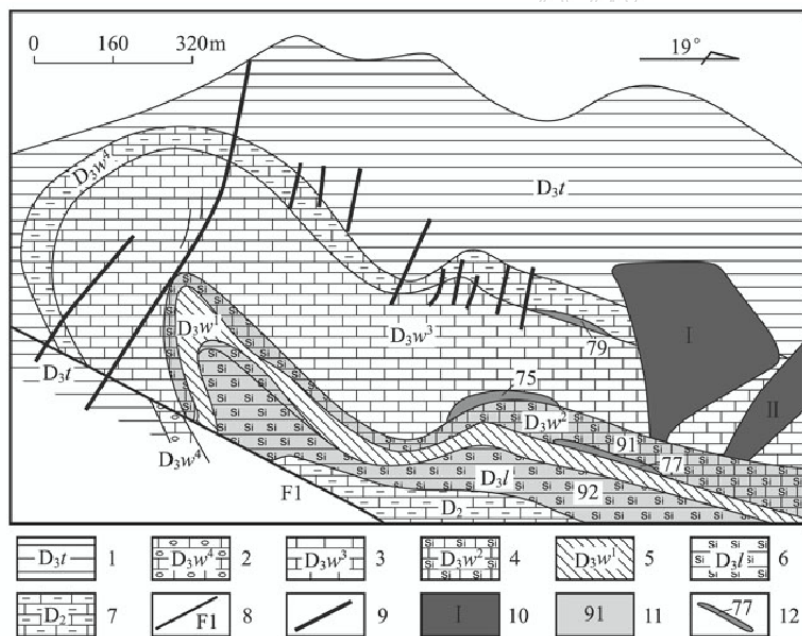


图2 铜坑-长坡矿床剖面图(据铜坑矿山内部资料改编)

1—上泥盆统泥灰岩;2—上泥盆统大扁豆灰岩;3—上泥盆统小扁豆灰岩;4—上泥盆统硅质灰岩;5—上泥盆统条带灰岩;6—上泥盆统硅质岩;
7—中泥盆统黑色页岩;8—大厂断层;9—大脉型矿体;10—细脉带型矿体及编号;11—层状矿体及编号;12—层面脉型矿体及编号

Fig.2 Geological section of the Tongkeng-Changpo deposit (modified from maps provided by Tongkeng Mine)

1—Upper Devonian marl; 2—Upper Devonian large-lenticle limestone; 3—Upper Devonian small-lenticle limestone; 4—Upper Devonian siliceous limestone; 5—Upper Devonian striped limestone; 6—Upper Devonian silicalite; 7—Middle Devonian black shale; 8—Dachang fault; 9—Large vein; 10—Veinlet orebody and its serial number; 11—Stratiform orebody and its serial number; 12—Layering vein body and its serial number

有锡石、磁黄铁矿、黄铁矿、毒砂、闪锌矿和硫盐矿物等,脉石矿物主要有石英、方解石等。脉状矿体(包括层面脉)与层状矿体的矿物组成基本相同,但脉状矿体中硫盐矿物和闪锌矿含量较高,而层状矿体则以磁黄铁矿、黄铁矿为主。根据野外观察和室内矿相学研究,铜坑-长坡矿床的成矿作用可分为3个阶段:Ⅰ.锡石-硫化物(以黄铁矿、磁黄铁矿为主)-电气石-石英阶段;Ⅱ.锡石-硫化物(以闪锌矿为主)-硫盐-石英阶段;Ⅲ.硫化物(少量)-硫盐(少量)-石英(少量)-方解石阶段。其中,Ⅰ和Ⅱ为主要成矿阶段。

3 流体包裹体研究

对取自铜坑-长坡矿区脉状(包括层面脉)和层状矿体的30件矿石样品进行了光、薄片的观察和显微测温实验,并选择其中的15件样品进行了单个包裹体的激光拉曼光谱分析。显微测温实验在宜昌地质矿产研究所完成,测试仪器为经校准的 Linkam THM600 冷热台,可测温度范围为 $-180^{\circ}\text{C} \sim 600^{\circ}\text{C}$,冷冻数据和加热数据精度分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。激光拉曼光谱在中国地质科学院矿产资源研究所完成,采用英国 Renishaw 公司生产的 RM2000 型激光共焦显微拉曼光谱仪,实验条件为: Ar^{+} 激光器,激光波长 514.5 nm ,激光功率 20 mW ;分辨率 $1 \sim 2\text{ cm}^{-1}$;扫描范围 $4000\text{ cm}^{-1} \sim 100\text{ cm}^{-1}$;50倍物镜,最小激光光斑直径 $1\text{ }\mu\text{m}$;实验室温度 20°C ,相对湿度 65% 。

3.1 流体包裹体类型和特征

石英是矿石中最主要的透明矿物,它与锡石紧密共生。石英中发育有大量的流体包裹体,它们多为形态规则的原生或假次生包裹体。按流体包裹体在室温下的物理相态和化学组成,将包裹体分为 CO_2 型和 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型。

(1) CO_2 型包裹体

以含有较多的 CO_2 为特征,它们在Ⅰ、Ⅱ成矿阶段的石英中普遍发育。包裹体形态一般较规则,为负晶形、长方形和多边形,呈小群状自由分布或与 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体混合分布,包裹体长轴 $3 \sim 40\text{ }\mu\text{m}$ (多为 $5 \sim 15\text{ }\mu\text{m}$)。按室温下包裹体的相数,这类包裹体可以分为三相型(A-1)和两相型(A-2),并以三相型为主,两相型包裹体比较少见。

A-1 型包裹体(图3A、B)由 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 L_{CO_2} 和 V_{CO_2} 3相组成, CO_2 相的体积分数为 $22\% \sim 70\%$ 。加热时

均一于 CO_2 者称富 CO_2 包裹体;均一于 H_2O 者,称为富 H_2O 包裹体。

A-2 型包裹体(图3C、D)由 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 、 V_{CO_2} 两相组成, CO_2 相的体积分数为 $20\% \sim 80\%$,在加热过程中同样出现均一于 CO_2 和均一于 H_2O 的两种情况。

(2) $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体

此类包裹体主要由 NaCl 和 H_2O 组成,可分为单相型(B-1)、两相型(B-2)和多相型(B-3)。

B-1 型包裹体由液相水 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 组成,主要在Ⅲ阶段石英矿物中发育,包裹体呈长方形、菱形和多边形自由分布或沿石英矿物微裂隙分布,但不穿过矿物边界。包裹体大小相差悬殊,小者长轴仅 $0.1\text{ }\mu\text{m}$,大者长轴可达 $40\text{ }\mu\text{m}$ 。

B-2 型包裹体(图3E)由液相水 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和气相水 $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两相组成,是 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体最主要的类型,在上述3个矿化阶段石英矿物中均有发育,形态为负晶形、多边形和椭圆形,呈小群状集中分布或与其他类型包裹体混合分布,包裹体长轴 $3 \sim 40\text{ }\mu\text{m}$ (多为 $3 \sim 15\text{ }\mu\text{m}$),气相百分数为 $10\% \sim 80\%$ (多为 $10\% \sim 20\%$)。

B-3 型含 NaCl 子晶多相包裹体(图3F),包裹体内除气、液两相外,尚有固相子晶,气相一般占包裹体体积的 $15\% \sim 20\%$,子矿物主要为浅绿色的石盐子晶,具立方体、长方形晶形,体积与包裹体中气相体积接近。该类包裹体比较少见,主要在Ⅰ和Ⅱ矿化阶段的石英矿物中发育,常与 CO_2 型包裹体共生,包裹体长轴约 $3 \sim 35\text{ }\mu\text{m}$ (多为 $3 \sim 15\text{ }\mu\text{m}$)。

3.2 流体包裹体的显微测温和相关参数

(1) CO_2 型包裹体

对15件样品(8件取自层状矿体,7件为脉状矿体)中的46个 CO_2 型包裹体样品进行了详细的显微测量,有关数据列于表1。

固相 CO_2 熔化温度为 $-56.7 \sim -59.6^{\circ}\text{C}$,比纯 CO_2 的三相点(-56.6°C)(Roedder,1984)略低,表明有少量 CH_4 等成分存在(Diamond,2001)。 CO_2 笼形水合物熔化温度(t_{mcl})为 $1.0 \sim 9.7^{\circ}\text{C}$,应用 Bozzo 等(1973)的公式进行盐度计算,铜坑-长坡矿区 CO_2 型包裹体水溶液的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $0.62\% \sim 14.67\%$,主要为 $1\% \sim 7\%$ (表1)。

CO_2 的部分均一温度为 $18.5 \sim 29.0^{\circ}\text{C}$ 。其中,18个均一到气相,28个均一到液相(图4)。用 CO_2 均一温度和包裹体的完全均一温度在纯 CO_2 气、液

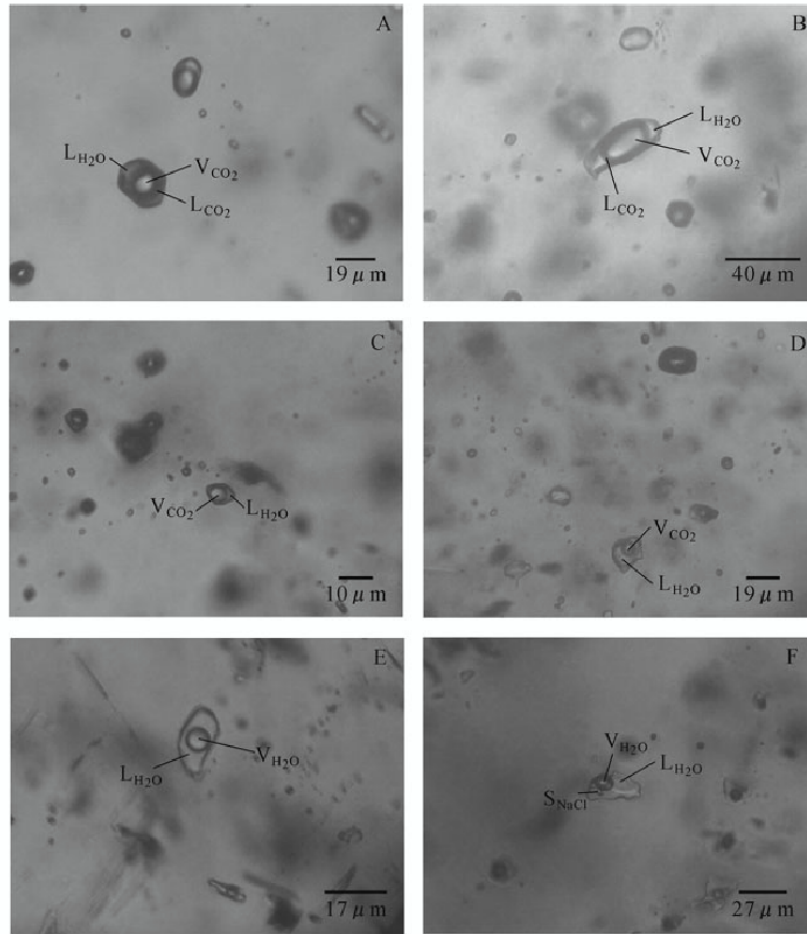


图 3 铜坑-长坡矿床包裹体类型

A、B—三相 CO_2 型包裹体 (A-1); C、D—两相 CO_2 型包裹体 (A-2); E—两相 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 型包裹体 (B-2); F—多相含子晶包裹体 (B-3)

Fig. 3 Fluid inclusion types of the Tongkeng-Changpo deposit

A and B—Three-phase CO_2 -type inclusions (A-1) in quartz; C and D—Two-phase CO_2 -type inclusions (A-2) in quartz; E—Two-phase $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ type inclusion (B-2) in quartz; F—Polyphase daughter crystal-bearing fluid inclusion (B-3) in quartz

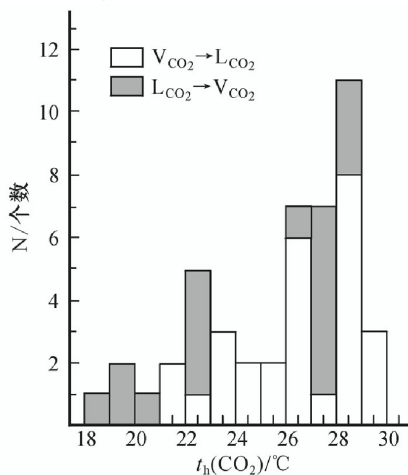
图 4 CO_2 包裹体部分均一温度直方图

Fig. 4 Histogram showing partial homogenization temperatures $t_h(\text{CO}_2)$ of CO_2 -type inclusions

相均一时的温度-密度参数表(刘斌等,1999)上求得相应包裹体 CO_2 相的密度。如表 1 所示, CO_2 相密度分为两组: ①低密度组, ρ 为 $0.180 \sim 0.282 \text{ g/cm}^3$; ②高密度组, ρ 为 $0.630 \sim 0.755 \text{ g/cm}^3$ 。

共获得了 183 个 CO_2 型包裹体的完全均一温度数据,其中均一于 H_2O 溶液的富水包裹体 104 个,均一温度范围为 $210 \sim 370^\circ\text{C}$,集中于 $275 \sim 365^\circ\text{C}$;均一于 CO_2 相的富 CO_2 相包裹体 79 个,均一温度为 $280 \sim 365^\circ\text{C}$ (图 5)。富 CO_2 和富 H_2O 两组包裹体的均一温度基本一致,表明这些包裹体是在大致相同的温度下捕获的。

应用完全均一温度和求得的盐度数据,在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系参数表(刘斌等,1999)中查得相应包裹体水溶液的密度为 $0.512 \sim 0.913 \text{ g/cm}^3$ (表 1)。

表 1 铜坑-长坡矿床 CO₂ 型包裹体参数

Table 1 Microthermometric data of CO₂-type inclusions in quartz from the Tongkeng Changpo deposit

样品 编号	矿体 产状	$t_m(\text{CO}_2)$	t_{mcl}	$t_h(\text{CO}_2)/^\circ\text{C}$		$t_h/^\circ\text{C}$		$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$	$\rho/(\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$			$\phi(\text{CO}_2)$	$x(\text{CO}_2)$	$x(\text{H}_2\text{O})$	$x(\text{NaCl})$
		$/^\circ\text{C}$	$/^\circ\text{C}$	V→L	L→V	H ₂ O	CO ₂	$/\%$	CO ₂	H ₂ O	总	$/\%$			
TK405-15	层状	-58.0	7.0	28.0		310		5.77	0.653	0.757	0.726	30	0.16	0.824	0.016
		-59.0	7.6		27.0		330	4.69	0.266	0.704	0.397	70	0.29	0.699	0.011
		-59.0	7.7		27.5		345	4.51	0.274	0.694	0.400	70	0.30	0.690	0.010
		-56.7	7.8	28.5		370		4.32	0.642	0.626	0.631	33	0.20	0.789	0.011
TK405-31	脉状	-58.0	0.8		28.0		320	14.67	0.282	0.847	0.452	70	0.27	0.693	0.037
		-57.0	5.0	28.0		310		9.08	0.653	0.803	0.754	33	0.15	0.823	0.027
		-58.0	1.0		22.5		320	14.44	0.212	0.840	0.388	72	0.24	0.722	0.038
TK355-4	层状	-58.5	9.1	21.0		310		1.83	0.755	0.712	0.729	40	0.25	0.746	0.004
		-59.5	9.3		19.0		335	1.43	0.183	0.654	0.324	70	0.24	0.757	0.003
		-59.0	9.0	29.0		300		2.03	0.630	0.734	0.700	33	0.17	0.825	0.005
		-59.5	9.2		19.5		340	1.63	0.186	0.730	0.431	55	0.14	0.856	0.004
TK355-1	层状	-59.0	6.0	23.5		210		7.48	0.724	0.913	0.866	25	0.12	0.859	0.021
TK554-2	脉状	-56.8	8.3	22.0		310		3.38	0.743	0.730	0.735	35	0.21	0.782	0.008
		-56.8	8.3		21.5		300	3.38	0.749	0.767	0.761	33	0.19	0.801	0.009
		-57.0	8.8		22.0		320	2.42	0.208	0.691	0.353	70	0.25	0.744	0.006
		-57.0	8.8		22.5		325	2.42	0.212	0.678	0.352	70	0.26	0.734	0.006
TK505-5	层状	-56.7	9.3	25.5		280		1.43	0.696	0.771	0.743	38	0.21	0.786	0.004
		-57.0	9.7		28.0		365	0.62	0.282	0.512	0.351	70	0.37	0.629	0.001
		-56.7	8.2		27.5		360	3.57	0.662	0.629	0.637	23	0.14	0.850	0.010
		-56.7	8.2		20.5		365	3.57	0.194	0.616	0.300	75	0.30	0.692	0.008
TK505-7	脉状	-56.8	9.3	26.0			322	1.43	0.688	0.684	0.687	70	0.51	0.488	0.002
		-56.7	8.0		28.5		300	3.95	0.642	0.755	0.732	20	0.10	0.889	0.011
		-56.9	8.7	29.0			360	2.62	0.630	0.604	0.613	33	0.20	0.793	0.007
TK505-15	层状	-58.5	3.5	29.0		315		11.29	0.630	0.796	0.743	32	0.16	0.808	0.032
		-58.5	8.5		28.0		320	3.00	0.282	0.701	0.408	70	0.30	0.693	0.007
		-56.8	3.8	28.5		280		10.87	0.642	0.858	0.815	20	0.09	0.877	0.033
TK505-16	层状	-59.5	9.3		27.5		330	1.43	0.274	0.659	0.390	70	0.31	0.687	0.003
		-59.0	8.7		27.4		230	2.62	0.664	0.850	0.789	33	0.16	0.833	0.007
		-56.8	9.1		27.6		330	1.83	0.662	0.664	0.663	28	0.16	0.835	0.005
TK483-3	脉状	-56.8	7.5	26.5		335		4.87	0.680	0.700	0.690	50	0.31	0.679	0.011
		-57.0	8.5		27.5		310	3.00	0.274	0.725	0.409	70	0.29	0.703	0.007
		-56.8	7.5		26.0		340	4.87	0.252	0.693	0.473	50	0.15	0.837	0.013
		-56.7	7.5	28.0		320		4.87	0.653	0.725	0.709	22	0.12	0.866	0.014
TK455-3	脉状	-56.7	4.0		27.5		340	10.58	0.274	0.763	0.430	68	0.26	0.714	0.026
		-56.8	8.0		28.5		315	3.95	0.642	0.725	0.707	22	0.12	0.869	0.011
		-56.7	9.0	29.0		320		2.03	0.630	0.691	0.676	25	0.13	0.865	0.005
TK455-15	脉状	-56.8	6.3	24.0		270		6.97	0.717	0.834	0.797	32	0.17	0.811	0.019
		-56.8	6.3		23.0		268	6.97	0.731	0.830	0.798	32	0.17	0.811	0.019
		-56.7	6.0	26.5		270		7.48	0.680	0.839	0.804	22	0.11	0.868	0.022
TK455-19	层状	-57.5	9.5	23.5		290		1.03	0.724	0.743	0.737	30	0.17	0.827	0.003
		-58.0	9.0		27.5		340	2.03	0.274	0.646	0.348	80	0.43	0.566	0.004
DC05	脉状	-57.0	8.5	24.5		285		3.00	0.710	0.772	0.752	32	0.18	0.812	0.008
		-58.0	9.5		22.5		290	1.03	0.212	0.743	0.371	70	0.24	0.758	0.002
		-56.8	6.1	26.0		280		7.31	0.688	0.824	0.749	22	0.11	0.869	0.021
DC37	层状	-59.5	3.5	25.5		305		11.29	0.696	0.826	0.784	32	0.16	0.808	0.032
		-59.6	4.8		18.5		320	9.39	0.180	0.787	0.362	70	0.21	0.765	0.025

注： $t_m(\text{CO}_2)$ 为固相 CO₂ 熔化温度； t_{mcl} 为笼形物熔化温度； $t_h(\text{CO}_2)$ 为 CO₂ 相部分均一温度； t_h 为完全均一温度； $\phi(\text{CO}_2)$ 为 CO₂ 部分均一时
的体积分数； $x(\text{CO}_2)$ 、 $x(\text{H}_2\text{O})$ 和 $x(\text{NaCl})$ 分别为 CO₂ 包裹体中 CO₂、H₂O 和 NaCl 的摩尔分数；V—气相；L—液相。

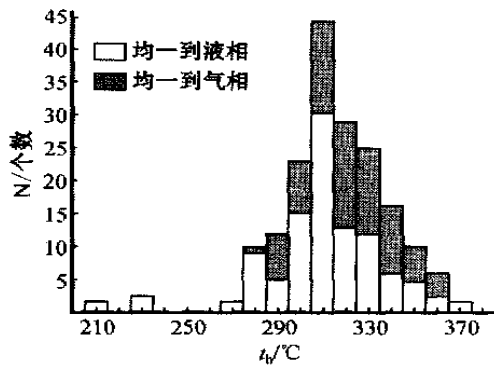
图 5 CO₂ 型包裹体完全均一温度直方图

Fig. 5 Histogram showing total homogenization temperatures (t_h) of CO₂-type inclusions

CO₂ 型包裹体的总密度应考虑 CO₂ 和 NaCl-H₂O 两部分之和,采用刘斌等(1999)公式计算:

$$\rho_{\text{total}} = \varphi(\text{CO}_2) \cdot \rho(\text{CO}_2) + [1 - \varphi(\text{CO}_2)] \cdot \rho_{\text{aq}}$$

式中 ρ_{total} 为流体总密度 (g/cm^3), $\varphi(\text{CO}_2)$ 为 CO₂ 部分均一时 CO₂ 相的体积分数, $\rho(\text{CO}_2)$ 为 CO₂ 部分均一时 CO₂ 相的密度, ρ_{aq} 为 CO₂ 部分均一时水溶液的密度。计算得出 CO₂ 型包裹体中流体的总密度为 0.300 ~ 0.866 g/cm^3 。其中富 H₂O 包裹体为 0.613 ~ 0.866 g/cm^3 , 富 CO₂ 包裹体为 0.300 ~ 0.473 g/cm^3 (表 1)。

$x(\text{CO}_2)$ 值采用刘斌等(1999)公式计算:

$$x(\text{CO}_2) = [n(\text{CO}_2)_{\text{CO}_2} + n(\text{CO}_2)_{\text{aq}}] /$$

$$[n(\text{CO}_2)_{\text{CO}_2} + n(\text{CO}_2)_{\text{aq}} + n(\text{H}_2\text{O})_{\text{aq}} + n(\text{H}_2\text{O})_{\text{CO}_2}]$$

式中 $x(\text{CO}_2)$ 为包裹体中 CO₂ 的摩尔分数; $n(\text{CO}_2)_{\text{CO}_2}$ 为富 CO₂ 相中 CO₂ 物质的量; $n(\text{CO}_2)_{\text{aq}}$ 富水相中 CO₂ 物质的量; $n(\text{H}_2\text{O})_{\text{aq}}$ 为富水相中 H₂O 物质的量; $n(\text{H}_2\text{O})_{\text{CO}_2}$ 为富 CO₂ 相中 H₂O 物质的量。

计算求得本区 CO₂ 型包裹体中的 $x(\text{CO}_2)$ 为 0.09 ~ 0.51, 其中脉状矿体的 $x(\text{CO}_2)$ 为 0.10 ~ 0.51; 层状矿体为 0.009 ~ 0.43 (表 1)。

$x(\text{NaCl})$ 应用下列公式(刘斌等, 1999)计算:

$$x(\text{NaCl}) = x(\text{NaCl})_{\text{aq}} [1 - x(\text{CO}_2)]$$

$$x(\text{NaCl})_{\text{aq}} = 18.0152 w / [18.0152 w + 58.4428 (100 - w)]$$

式中: $x(\text{NaCl})_{\text{aq}}$ 为水溶液中 NaCl 的摩尔分数, w 为包裹体水溶液的盐度。计算求得 CO₂ 型包裹体中 NaCl 的总摩尔分数 $x(\text{NaCl})$ 为 0.001 ~ 0.038, 其中脉状的矿体 $x(\text{NaCl})$ 为 0.002 ~ 0.038; 层状矿

体为 0.001 ~ 0.033 (表 1)。

CO₂ 型包裹体中 H₂O 的摩尔分数 $x(\text{H}_2\text{O})$ 由公式 $x(\text{H}_2\text{O}) = 1 - x(\text{CO}_2) - x(\text{NaCl})$ 获得, 结果为 0.488 ~ 0.889, 其中脉状矿体的 $x(\text{H}_2\text{O})$ 为 0.488 ~ 0.889; 层状矿体为 0.566 ~ 0.877 (表 1)。

综上所述, 铜坑-长坡矿区脉状矿体和层状矿体的 CO₂ 型包裹体(A-1、A-2)具有相同的特征, 均一为液相的包裹体的完全均一温度为 210 ~ 370 °C, 主要为 275 ~ 365 °C; 均一到气相的包裹体为 280 ~ 365 °C。流体盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.62 % ~ 14.67 %, 主要为 1 % ~ 7 %; 流体的总密度为 0.300 ~ 0.866 g/cm^3 , 其中富 H₂O 包裹体为 0.613 ~ 0.866 g/cm^3 , 富 CO₂ 包裹体为 0.300 ~ 0.473 g/cm^3 ; $x(\text{CO}_2)$ 为 0.09 ~ 0.51, 主要为 0.12 ~ 0.30。

(2) NaCl-H₂O 型包裹体

区内 20 件样品(9 个取自层状矿体, 11 个取自脉状矿体)中的 30 个两相 NaCl-H₂O 型包裹体和 5 个含子晶多相 NaCl-H₂O 型包裹体被详细观测。两相 NaCl-H₂O 型包裹体的初熔温度为 -20.8 °C, 冰点温度等有关数据列于表 2。

共获得 431 个两相 NaCl-H₂O 包裹体(B-2)和 55 个含 NaCl 子晶多相包裹体(B-3)的测温数据(图 6), 均一于液相的均一温度范围为 126 ~ 385 °C, 均一到气相的均一温度范围为 206 ~ 335 °C。

将铜坑-长坡矿床各类包裹体的均一温度值进行统计(图 6)。从直方图中可以看出: ①均一温度明显呈现 3 个温度段: 高温段集中于 270 ~ 365 °C; 中温段集中于 210 ~ 240 °C; 低温段集中于 140 ~ 190 °C, 它们分别对应于区内 I、II、III 三个成矿阶段; ②高温段和中温段包裹体类型多样, 各类包裹体均有发育; 低温段包裹体类型简单, 主要为 NaCl-H₂O 包裹

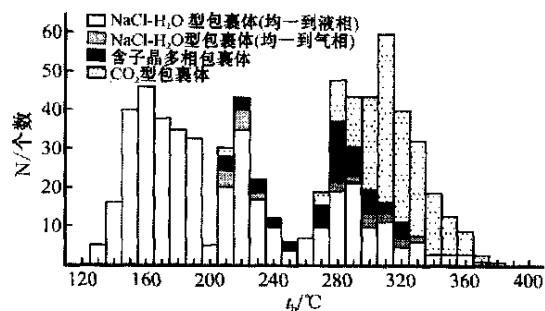


图 6 各类包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram showing homogenization temperatures (t_h) of different types of inclusions

表 2 铜坑-长坡矿床 NaCl-H₂O 型包裹体参数

Table 2 Microthermometric data of two-phase NaCl-H₂O type inclusions in quartz from the Tongkeng-Changpo deposit

样品编号	矿体产状	$t_m / ^\circ\text{C}$	$t_h / ^\circ\text{C}$		$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	$\rho (\text{g}\cdot\text{cm}^{-3})$	$\alpha (\text{H}_2\text{O}) / \%$
			V→L	L→V			
TK455-2	脉状	- 2.7	170		4.49	0.931	12
TK455-15	脉状	- 4.1	140		6.59	0.974	15
TK455-26	脉状	- 6.9	220		10.36	0.926	18
TK455-26	脉状	- 3.9		280	6.30	0.814	75
TK455-27	脉状	- 2.9	130		4.80	0.969	10
TK455-27	脉状	- 3.3		225	5.41	0.879	80
TK631-2	脉状	- 3.8	170		6.16	0.944	15
TK554-2	脉状	- 2.3	165		3.87	0.931	12
		- 3.5	195		5.71	0.915	20
TK505-5	层状	- 2.8	150		4.65	0.951	12
TK505-7	脉状	- 4.0	210		6.45	0.905	15
TK505-7	脉状	- 4.0	230		6.45	0.882	20
TK505-16	层状	- 2.1	200		3.55	0.893	18
TK505-18	脉状	- 5.7	215		8.81	0.919	12
TK483-3	脉状	- 3.0	155		4.96	0.948	12
TK483-4	脉状	- 1.7	170		2.90	0.920	15
TK405-8	层状	- 2.5	185		4.18	0.914	12
TK405-16	脉状	- 6.5	280		9.86	0.849	12
TK405-16	脉状	- 6.7	275		10.11	0.858	10
TK405-16	脉状	- 6.0	310		9.21	0.795	15
TK405-16	脉状	- 7.5		300	11.10	0.832	68
TK405-16	脉状	- 7.7		320	11.34	0.803	75
TK405-19	层状	- 2.8	155		4.65	0.946	10
TK405-19	层状	- 1.7	205		2.90	0.882	15
TK355-1	层状	- 3.9	210		6.30	0.904	12
DC3	层状	- 1.8	145		3.06	0.944	15
DC37	层状	- 6.5	170		9.86	0.972	12
DC47	层状	- 4.5	245		7.17	0.875	20
DC60	层状	- 6.5	340		9.86	0.761	20
DC60	层状	- 6.5	360		9.86	0.744	25

注： t_m —冰点温度； t_h —完全均一温度；V—气相；L—液相； $\alpha (\text{H}_2\text{O})$ —气相百分数。

体,因而低温段的包裹体可能主要为成矿作用晚期从单一的 NaCl-H₂O 溶液中捕获的。

两相 NaCl-H₂O 包裹体(B-2)的盐度利用冰点(表 2)在 NaCl-H₂O 体系冷冻温度-盐度参数表(刘斌等,1999)中查得。盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.90%~11.34%,集中于 3%~10%(表 2),与前述的 CO₂ 型包裹体水溶液的盐度基本一致。含子晶多相包裹体的盐度则根据石盐子晶矿物溶解温度在 NaCl 子矿物熔化温度-盐度换算表(刘斌等,1999)中求得,为 29.66%~35.99%。

密度的估算是利用均一温度和盐度值在 NaCl-H₂O 溶液的压力-温度-浓度-密度关系表(刘斌等,1999)中求得。两相 NaCl-H₂O 包裹体的密度为 0.744~0.974 g/cm³(表 2);含子晶多相 NaCl-H₂O

包裹体的密度为 0.998~1.093 g/cm³。

由于 NaCl-CaCl₂-H₂O 型和 NaCl-MgCl₂-H₂O 型包裹体极其少见,本次仅进行了初略的观察。NaCl-CaCl₂-H₂O 型和 NaCl-MgCl₂-H₂O 型包裹体在室温时呈气、液两相,以液相为主,它们在快速冷冻至 -110℃或 -100℃时气泡突然消失,升温至 -52℃时, CaCl₂·6H₂O 熔化消失,升温至 -35℃时 MgCl₂·12H₂O 熔化消失。共测得 30 个 NaCl-CaCl₂-H₂O 型和 NaCl-MgCl₂-H₂O 型包裹体的完全均一温度值,变化范围主要集中于 160~190℃之间,对应于上述的低温段,表明这两类包裹体主要是在成矿晚期被捕获的。

3.3 流体包裹体激光拉曼光谱分析

在显微测温实验的基础上,选择 14 个 CO₂ 型和

6 个 NaCl-H₂O 型包裹体进行了激光拉曼探针成分分析。20 个包裹体分析结果表明,同类型包裹体的成分基本相同。其中,三相 CO₂ 包裹体(A-1 型)的气相组分以 CO₂ 为主,具有较高的 1386~1388 峰值和次峰值(1284),少量的 CH₄(2916)、H₂S(2611)(图 7a、b);液相组分主要为 H₂O 和微量的 CO₂(1383~1386,1283)(图 7c、d)。两相 CO₂ 包裹体(A-2 型)的气相组分以 CO₂ 为主(较高的 1387 峰值和次峰值 1284),少量的 CH₄(2916)(图 7e);液相组分以 H₂O 为主,微量 CO₂(1382)(图 7f)。两相 NaCl-H₂O 包裹体(B-2 型)气相和液相均以 H₂O 为主(图 7g、h)。

单个包裹体激光拉曼成分指示成矿早期(主成矿阶段)普遍发育的 CO₂ 型包裹体,流体中含有较多的 CO₂,表明 CO₂ 是矿床成矿流体重要组分。

3.4 硫同位素

尽管丁悌平等(1988)、Fu 等(1991)、陈毓川等(1993)、Pašava 等(2003)发表了大厂矿田各矿床中大量的硫同位素数据,但是为了保证研究资料的系统性,本次对前期已获得 He、Ar 同位素数据的研究样品进行了黄铁矿硫同位素测试。6 个样品的分析结果为:脉状矿体 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 -2.8‰~-6.0‰之间,层状矿体 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 -3.9‰~-4.7‰之间,两者的硫同位素组成基本一致,这与陈毓川等(1993)测试资料相吻合,表明脉状矿体与层状矿体的硫源也基本相同。铜坑-长坡矿区矿石中黄铁矿硫同位素组成与龙箱盖黑云母花岗岩的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}$ 为 -0.1‰~-1.3‰)基本一致(Fu et al., 1991),指示岩浆提供了部分成矿物质。

4 问题讨论

4.1 成矿流体特征

铜坑-长坡矿床流体包裹体研究表明,区内层状矿体和脉状矿体中的流体包裹体具有相同特征。成矿早阶段(I 和 II 成矿阶段)普遍发育 CO₂ 型包裹体,这类包裹体中 CO₂ 的体积分数变化较大,介于 20%~80%之间,构成了一个连续的变化系列。与其共生的包裹体组合有两相 NaCl-H₂O 包裹体和含子晶的多相包裹体,它们均为同成矿阶段的原生包裹体。A-1 型富 CO₂ 包裹体均一于 CO₂ 相,均一温度为 280~365℃;富 H₂O 包裹体均一于 NaCl-H₂O 相,均一温度范围为 210~370℃,集中于 275~

360℃。这两种充填度相差很大的包裹体具有相近的均一温度,而且它们的均一压力也基本相同(李荫清等,1988),与 Rodder(1984)和张文淮等(1993)文献中描述成矿流体不混溶的特征相一致,表明成矿早阶段 CO₂ 和 NaCl-H₂O 可能产生了不混溶作用,使成矿流体由均匀相成为非均匀相。与 A-1 型包裹体共生的 B-3 型多相包裹体 B-2 型包裹体的均一温度为 210~385℃,集中于 270~365℃,表明成矿流体在早期的成矿过程中产生了特殊的不混溶,即流体的沸腾作用。铜坑-长坡矿床的锡石主要在成矿早阶段沉淀(丁悌平等,1988;李荫清等,1998),由此可以认为,成矿流体的沸腾作用可能是导致区内锡石沉淀最可能的原因。

铜坑-长坡矿床 I 和 II 成矿阶段的富 CO₂ 包裹体和富 H₂O 包裹体是 CO₂ 和 NaCl-H₂O 的不混溶包裹体组合,是成矿过程中从不混溶的 CO₂ 低盐溶液中捕获的,它们的均一温度可以代表这些包裹体的捕获温度,亦即成矿温度。因此,本区各成矿阶段温度为:I 成矿阶段为 270~365℃;II 成矿阶段为 210~240℃;III 成矿阶段为 140~190℃。由此可见,铜坑-长坡矿床成矿作用由早阶段至晚阶段是一个连续的变化过程,成矿温度由高到低。

流体包裹体参数和成分分析结果表明,铜坑-长坡矿床的成矿早阶段(I 和 II 阶段)流体成分主要为 CO₂ 和 NaCl-H₂O,含少量 CH₄ 和 H₂S,流体中 CO₂ 的摩尔百分数为 9%~51%;流体的总密度为 0.324~1.093 g/cm³,有一定的变化范围;盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 0.62%~35.99%。成矿晚阶段(III 阶段)的流体成分主要为 NaCl-H₂O,流体的密度为 0.893~0.972 g/cm³,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 2.90%~9.86%。在成矿流体的演化过程中,流体组成发生了较大的变化,但流体盐度变化不明显。

4.2 成矿流体来源

铜坑-长坡矿床脉状矿体和层状矿体成矿流体包裹体特征以及 He、Ar、S 同位素组成相同,表明它们具有相同的成矿流体来源。在成矿的早阶段,出现了大量中-低盐度富 CO₂ 的流体包裹体,关于这种流体的来源主要有岩浆成因(Higgins et al., 1982; Burrows et al., 1986; 1987; Cameron et al., 1987; Wake et al., 1988; Jiang et al., 1999)、变质成因(Kerrick et al., 1981; Goldfarb et al., 1988; Kerrich, 1991)和地幔流体来源(Newton et al., 1980; Groves

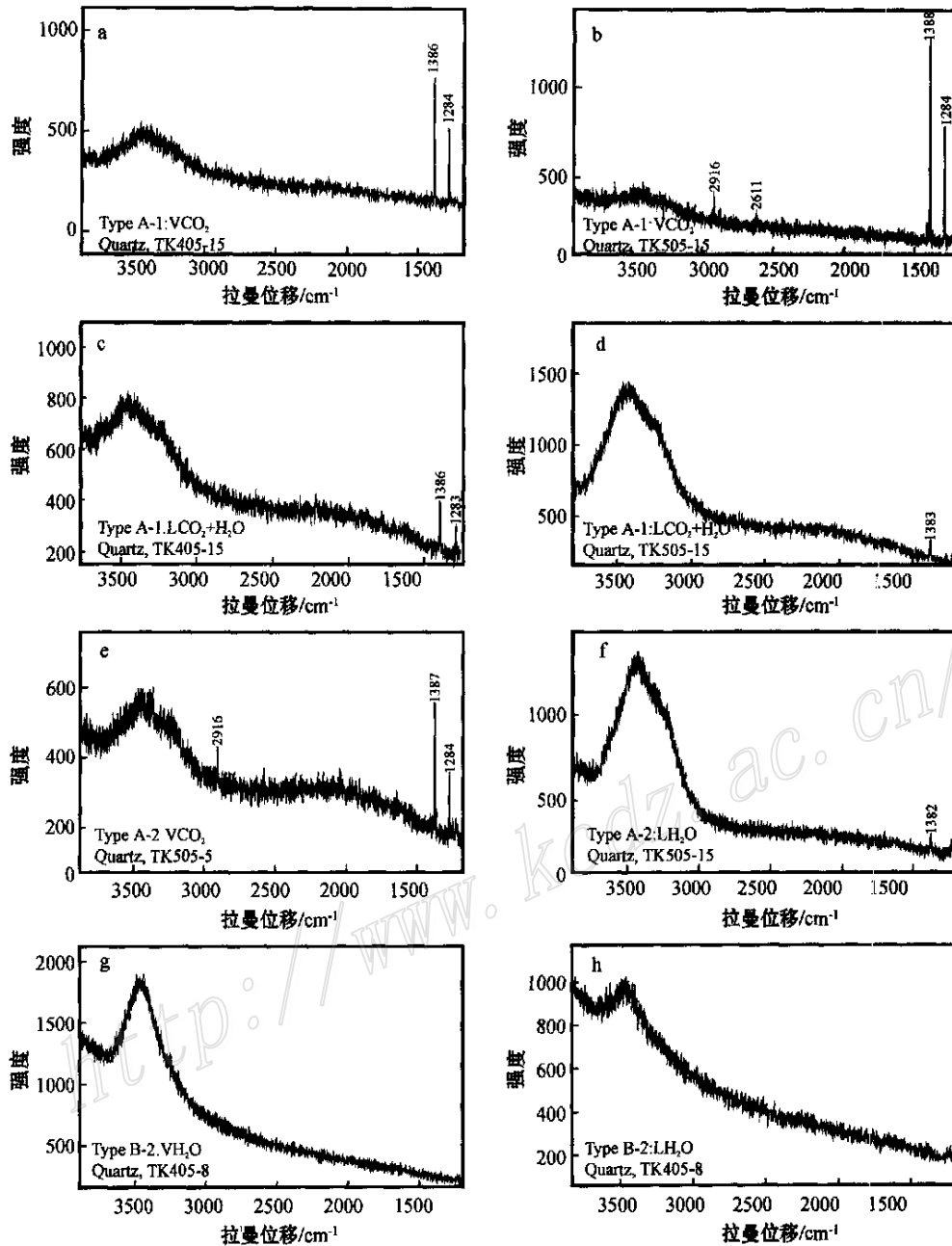


图 7 包裹体激光拉曼分析结果

a, b—A-1 型包裹体气相组分; c, d—A-1 型包裹体液相组分; e—A-2 型包裹体气相组分; f—A-2 型包裹体液相组分;
g—B-2 型包裹体气相组分; h—B-2 型包裹体液相组分

Fig. 7 Laser Raman spectroscopic analyses of Type A-1, A-2 and B-2 fluid inclusions in quartz

a and b are vapor phase of Type A-1 inclusions; c and d are liquid phase of Type A-1 inclusions; e and f are vapor and liquid phase of Type A-2 inclusions, respectively; g and h are vapor and liquid phase of Type B-2 inclusions, respectively

et al., 1988; 毛景文等, 2001; Mao et al., 2003) 的解释。

大厂矿田及其所处的南丹-河池成矿带发育的一套晚古生界-中生界的碎屑岩-硅质岩-碳酸盐岩组合, 除龙箱盖岩体接触带附近较小的范围内发生了接触变质作用外, 其他地区均未发生任何变质作用,

因此区内富 CO_2 流体不可能是变质成因。研究表明, $f(\text{O}_2)$ 对上地幔流体组成可能构成主要制约, 当 $f(\text{O}_2)$ 接近 QFM (石英-铁橄榄石-磁铁矿) 缓冲线时, 上地幔流体可能以 CO_2 、 H_2O 为主 (芮宗瑶等, 2003), 铜坑-长坡矿区的锡矿化发生于 $f(\text{O}_2)$ 接近于 QFM 缓冲线的范围 (Fu et al., 1993), 早阶段的 CO_2

型包裹体成分亦以 CO_2 、 H_2O 为主,在组成上与上地幔流体基本相同,其 $x(\text{CO}_2)$ 变化于 9%~51%,且 $x(\text{CO}_2)$ 大于 10% 的包裹体占该类包裹体的 80%,这与矿田中部拉么矽卡岩型锌铜矿(陆壳熔融岩浆流体为主)同类型包裹体中 $x(\text{CO}_2)$ 0~10%(李荫清等,1988)有明显差别。Fu 等(1993)研究资料也表明,与岩体有关的拉么矽卡岩型锌铜矿的成矿流体以高温、高盐度、 CO_2 较少为特征。而铜坑-长坡矿床以中温、中-低盐度、富 CO_2 流体占优势。上述资料表明区内富 CO_2 的流体可能来源于深源地幔或地幔组分与陆壳熔融岩浆流体的混合,成矿早阶段亦即主成矿阶段,地幔流体参与了成矿作用。

区内 NW 向大厂断层的影响深度可以达到下地壳或上地幔(蔡明海等,2004b),这也为深源的地幔流体参与成矿作用提供了地质条件。正如 He-Ar 同位素测试结果那样(蔡明海等,2004), $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值介于 1.2~2.9 Ra 之间,明显高于地壳流体(0.01~0.05 Ra), $^{40}\text{Ar}/^4\text{He}$ 比值为 0.12~0.65,介于地壳流体与地幔值之间。因此,高 R/Ra 比值、富 CO_2 流体共同指示出铜坑-长坡矿区有地幔流体显著参与了成矿作用。

在铜坑-长坡矿床成矿的晚阶段,流体中 CO_2 含量显著减少,流体组分主要为 NaCl 和 H_2O ,且出现了少量的 NaCl-CaCl₂- H_2O 和 NaCl-MgCl₂- H_2O 型包裹体,流体中高 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量是地下水参与成矿的重要证据(季克俭等,1994)。区内成矿晚阶段成矿流体中地下水成分显著增加。

4.3 成岩、成矿时代的一致性

Wang 等(2004)通过对铜坑-长坡矿床 91 号层状矿体的石英进行常规 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化测定,获得石英的坪年龄(94.52 ± 0.33) Ma,等时线年龄(95.37 ± 0.33) Ma,反等时线年龄(94.89 ± 0.16) Ma;蔡明海等通过对铜坑-长坡矿床 92 号矿体及亢马矿床中石英流体包裹体的 Rb-Sr 测年,分别获得(93.5 ± 1.3) Ma(另文发表),这些成矿年龄数据与上述的龙箱盖黑云母花岗岩的成岩年龄(93.00 ± 0.97) Ma 基本一致,表明区内成岩与成矿是同一构造-热事件的产物,岩体不仅为成矿提供了热源,还提供了部分成矿物质来源。

5 主要结论

铜坑-长坡矿床脉状矿体和层状矿体中的流体

包裹体具有相同的特征,包裹体类型主要有 CO_2 型和 NaCl- H_2O 型。成矿早阶段(I 和 II 阶段)以 CO_2 型和 NaCl- H_2O 型包裹体为主,成矿晚阶段(III 阶段)以 NaCl- H_2O 型为主并发育有少量 NaCl-CaCl₂- H_2O 型和 NaCl-MgCl₂- H_2O 型包裹体。早阶段成矿流体成分主要为 CO_2 和 NaCl- H_2O ,含少量 CH_4 和 H_2S ;晚阶段(III 阶段)成矿流体成分主要为 NaCl- H_2O ,且 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 含量增加。成矿作用由早阶段至晚阶段是一个连续的变化过程,成矿温度由高到低($270 \sim 365^\circ\text{C} \rightarrow 210 \sim 240^\circ\text{C} \rightarrow 140 \sim 190^\circ\text{C}$),流体组成发生了较大的变化,但流体盐度变化不大。

流体包裹体特征以及 He、Ar 和 S 同位素组成共同表明,铜坑-长坡矿床脉状矿体和层状矿体具有相同的成矿物质来源,是同一成矿作用的产物。

铜坑-长坡矿床与龙箱盖岩体是同构造热事件的产物,岩体不仅提供了成矿的热源,同时还提供了部分成矿物质,高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值和富 CO_2 流体共同指示铜坑-长坡矿床在成矿过程中地幔流体显著参与了成矿作用。但在成矿的晚阶段,地下水成分明显的加入到成矿流体中。

致谢 黄惠明、吴德成、韦可利一同参加了野外地质调查,范宏瑞博士对本文的初稿进行了认真的审阅,提出了一系列建设性的意见和建议,在此一并表示最真挚的谢意。

Reference

- Bozzo A T, Chen J R and Barduhn A J. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide[A]. In: Delyannis A and Delyannis E, ed. Fourth international symposium on fresh water from the sea[C]. 3:437~451.
- Burrows D R, Wood P C and Spooner E T C. 1986. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archean gold-quartz vein ore deposits[J]. Nature, 321:851~854.
- Burrows D R and Spooner E T C. 1987. Generation of a magmatic H_2O - CO_2 fluid enriched in Mo, Au, and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, Northwestern Ontario[J]. Econ. Geol., 82:1931~1957.
- Cai H Y and Zhang G L. 1983. On submarine volcanism hot spring (exhalative) mineralization of the Dachang tin polymetal deposit in Guangxi[J]. Bulletin of Institute of Mineral Resources and Geology, 1(4):13~21 (in Chinese).
- Cai M H, Mao J W, Liang T, et al. 2004a. Helium and argon isotopic components of fluid inclusions in Dachang tin-polymetallic deposit and their geological implications[J]. Mineral Deposits, 23(2):225

- ~ 231 (in Chinese with English abstract) .
- Cai M H, Liang T, Wu D C, et al. 2004b. Structural feature and its control of mineralization of the Nandan-Hechi metallogenic belt in Guangxi Province[J]. *Geology and Exploration*, (6): 5 ~ 10 (in Chinese with English abstract) .
- Cameron E M and Hattori K. 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids[J]. *Econ. Geol.*, 82:1177 ~ 1191 .
- Chen H D, Zeng Y F and Li X Q. 1989. Evolution of the sedimentation and tectonics of late Paleozoic Danchi basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 7(4) : 85 ~ 96 (in Chinese with English abstract) .
- Chen Y C, Huang M Z, Xu J, et al. 1985. Geological features and metallogenetic series of the Dachang cassiterite-poly-metallic belt [J]. *Acta Geological Sinica*, (3): 228 ~ 240 (in Chinese with English abstract) .
- Chen Y C, Huang M Z, Xu J, et al. 1993. Tin deposits of Dachang [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 69 ~ 342 (in Chinese with English abstract) .
- Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions[J]. *Lithos*, 55: 69 ~ 99 .
- Ding T P, Peng Z C, Li H, et al. 1988. Stable isotope studies on several typical mineral deposits in Nanling area[M]. Beijing: Beijing Sci. & Tech. Pub. House. 21 ~ 44 (in Chinese with English abstract) .
- Fu M, Changkakoti A, Krouse H R, et al. 1991. An oxygen, hydrogen, sulfur, and carbon isotope study of carbonate-replacement (skarn) tin deposit of the Dachang tin field, China[J]. *Econ. Geol.*, 86: 1683 ~ 1703 .
- Fu M, Kwak T A P and Mernagh T P. 1993. Fluid inclusion studies of zoning in the Dachang tin-poly-metallic ore field, People's Republic of China[J]. *Econ. Geol.*, 88: 283 ~ 300 .
- Goldfarb R J, Leach D L, Pickthorn W J, et al. 1998. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska[J]. *Geology*, 16: 467 ~ 474 .
- Groves D I, Golding S D, Rock N M S, et al. 1988. Archean carbon reservoirs and their significance to the fluid source for gold deposits [J]. *Nature*, 331: 254 ~ 257 .
- Han F, Zhao R S, Shen J Z, et al. 1997. Geology and origin of ores in the Dachang tin-poly-metallic ore field[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 65 ~ 157 (in Chinese with English abstract) .
- Higgins N C and Kerrich R. 1982. Progressive ¹⁸O depletion during CO₂ separation from a carbon-dioxide-rich hydrothermal fluid: Evidence from the Grey tungsten deposit, Newfoundland[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:2247 ~ 2257 .
- Ji K J and Wang L B. 1994. The significant research progress of the source of hydrothermal solution and "triple-source" metasomatic hydrothermal metallogeny[J]. *Earth Science Frontiers*, 1(4) :126 ~ 132 (in Chinese with English abstract) .
- Jiang N, Xu J and Song M. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shanxi and Henan Provinces, People's Republic of China[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 150 ~ 162 .
- Kerrich R and Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate associations: source of CO₂ and CO₂ fixation reaction in Archean lode deposits[J]. *Chemical Geology*, 33:265 ~ 294 .
- Kerrich R. 1991. Archean gold: Relation to granulite formation or felsic intrusions[J]? *Geology*, 17:1011 ~ 1015 .
- Lei L Q. 1986. Preliminary discussion of genesis of the Dachang-Changpo tin-poly-metallic deposit[J]. *Mineral Deposits*, 5(3) : 87 ~ 96 (in Chinese with English abstract) .
- Liu B and Shen K. 1999. Thermodynamics of fluid inclusions[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 44 ~ 118 (in Chinese with English abstract) .
- Li Y Q, Ma X J and Wei J X. 1988. Application of fluid inclusions in study of mineral deposit and petrology[M]. Beijing: Beijing Sci. & Tech. Pub. House. 1 ~ 52 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W and Li Y Q. 2001. Fluid inclusions of the Dongping gold telluride deposit in Hebei Province, China: Involvement of mantle fluid in metallogenesis[J]. *Mineral Deposits*, 20(1) :23 ~ 36 (in Chinese with English abstract) .
- Mao J W, Li Y Q, Goldfarb R, et al. 2003. Fluid inclusion and noble-gas studies of the Dongping gold deposit, Hebei Province, China: Connection for mineralization[J]. *Econ. Geol.*, 98:517 ~ 534 .
- Newton R C, Smith J V and Windley B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. *Nature*, 288: 45 ~ 52 .
- Pašava J, Kříbek B, Dobeš P, et al. 2003. Tin-poly-metallic sulfide deposits in the eastern part of the Dachang tin field (South China) and the role of black shales in their origin[J]. *Mineralium Deposita*, 38: 39 ~ 66 .
- Qin D X, Hong T, Tian Y L, et al. 2002. Ore geology and technical economy of No.92 orebody of the Dachang tin deposit, Guangxi [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 31 ~ 132 (in Chinese with English abstract) .
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions[J]. *Reviews in Mineralogy*, 12:25 ~ 35 .
- Rui Z Y, Li Y Q, Wang L S, et al. 2003. Approach to ore-forming conditions in light of ore fluid inclusions[J]. *Mineral Deposits*, 22(1) : 13 ~ 23 (in Chinese with English abstract) .
- Wake B A and Taylor G R. 1988. Major's Creek, N S W, Australia Devonian epithermal gold deposit[J]. *Mineralium Deposita*, 23:239 ~ 246 .
- Wang D H, Chen Y C, Chen W, et al. 2004. Dating the Dachang super-large tin-poly-metallic deposit in Guangxi and its implication for the genesis of the No. 100 orebody[J]. *Acta Geological Sinica* (English edition), 78(2) :452 ~ 458 .
- Ye X S and Pan Q Y. 1994. Discovery history of Dachang tin-poly-metallic ore field, Nandan County, Guangxi[J]. *Guangxi Geology*, 7(4) : 85 ~ 93 (in Chinese with English abstract) .
- Ye X S, Yan Y X and He H Z. 1999. The mineralization factors and tectonic evolution of Dachang super-large tin deposit, Guangxi, China [J]. *Geochimica*, 28(3) : 213 ~ 221 (in Chinese with English abstract) .
- Zhao K D, Jiang S Y, Xiao H Q, et al. 2002. Helium isotopic evidence of metallogenetic fluids of the Dachang tin-poly-metallic deposit[J].

Chinese Science Bulletin, 47(8): 632 ~ 635(in Chinese).

Zhang G L and Cai H Y. 1987. Genesis of the Dachang-Changpo tin-polymetallic deposit[J]. *Geology Review*, 33(5): 426 ~ 436(in Chinese with English abstract).

Zhang W H and Chen Z Y. 1993. *Geology of fluid inclusions*[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press. 83 ~ 156(in Chinese).

附中文参考文献

蔡宏渊, 张国林. 1983. 试论广西大厂锡多金属矿床海底火山热泉(喷气)成矿作用[J]. *矿产地质研究院学报*, 1(4): 13 ~ 21.

蔡明海, 毛景文, 梁婷, 等. 2004a. 广西大厂锡多金属矿床氦、氩同位素特征及其地质意义[J]. *矿床地质*, 23(2): 225 ~ 231.

蔡明海, 梁婷, 吴德成, 等. 2004b. 广西丹池成矿带构造特征及其控矿作用[J]. *地质与勘探*, (6): 5 ~ 10.

陈洪德, 曾允孚, 李效全. 1989. 丹池晚古生代盆地的沉积和构造演化[J]. *沉积学报*, 7(4): 85 ~ 96.

陈毓川, 黄民智, 徐珏, 等. 1985. 大厂锡石-硫化物多金属矿带地质特征及成矿系列[J]. *地质学报*, (3): 228 ~ 240.

陈毓川, 黄民智, 徐珏, 等. 1993. 大厂锡矿地质[M]. 北京: 地质出版社. 69 ~ 342.

丁梯平, 彭子成, 黎红, 等. 1988. 南岭地区几个典型矿床的稳定同位素研究[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 21 ~ 44.

韩发, 赵汝松, 沈建忠, 等. 1997. 大厂锡多金属矿床地质及成因

[M]. 北京: 地质出版社. 65 ~ 157.

季克俭, 王立本. 1994. 热液源研究的重要进展和“三源”交代热液成矿学说[J]. *地学前缘*, 1(4): 126 ~ 132.

雷良奇. 1986. 大厂长坡锡多金属矿床成因刍议[J]. *矿床地质*, 5(3): 87 ~ 96.

李荫清, 马秀娟, 魏家秀. 1988. 流体包裹体在矿床学和岩石学的应用[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 1 ~ 52.

刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社. 44 ~ 118.

毛景文, 李荫清. 2001. 河北省东坪碓化物金矿床流体包裹体研究: 地幔流体与成矿关系[J]. *矿床地质*, 20(1): 23 ~ 36.

芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 等. 2003. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件[J]. *矿床地质*, 21(1): 13 ~ 23.

秦德先, 洪托, 田毓龙, 等. 2002. 广西大厂锡矿 92 号矿体矿床地质与技术经济[M]. 北京: 地质出版社. 31 ~ 132.

叶绪孙, 潘其云. 1994. 广西南丹大厂锡多金属矿田发现史[J]. *广西地质*, 7(4): 85 ~ 93.

叶绪孙, 严云秀, 何海洲. 1999. 广西超大型锡矿成矿条件与历史演化[J]. *地球化学*, 28(3): 213 ~ 221.

赵葵东, 蒋少涌, 肖红权, 等. 2002. 大厂锡-多金属成矿流体来源的 He 同位素证据[J]. *科学通报*, 47(8): 632 ~ 635.

张国林, 蔡宏渊. 1987. 广西大厂锡多金属矿床成因探讨[J]. *地质论评*, 33(5): 426 ~ 436.

张文淮, 陈紫英. 1993. 流体包裹体地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 83 ~ 156.

Fluid inclusion studies of Tongkeng-Changpo deposit in Dachang polymetallic tin orefield

CAI Ming-hai^{1,2}, MAO Jing-wen³, LIANG Ting⁴ and HUANG Hui-lan¹

(1 Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China; 2 Liuzhou Huaxi Co. Ltd., Liuzhou 545006, Guangxi, China; 3 Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 4 Department of Geology and Mineral Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract

The Tongkeng-Changpo cassiterite-sulfide deposit in Guangxi, a superlarge deposit in the Dachang polymetallic tin orefield, is the key to the genetic study of the Dachang ore field. The Tongkeng-Changpo deposit is composed of vein-type orebodies at the upper part and stratiform ones at the bottom. Its genesis has been in debate for a long time. Some researchers hold that the deposit was formed by replacement of hydrothermal solution derived from Yanshanian granites. Others consider that it was formed by submarine exhalation in Devonian. In order to further study the origin of the ore-forming fluids and the ore genesis, the authors systematically analyzed the parameters of fluid inclusions and S isotopic components of the samples from different parts of the orebodies on the basis of the study of He-Ar isotopic components. The following three major stages in the Tongkeng-Changpo deposit have been distinguished: Stage I (cassiterite, sulfide, tourmaline, quartz), Stage II-the main sulfide stage (cassiterite, sulfide, sulfosalt, quartz, calcite) and Stage III-the calcite stage. Fluid inclusions of the Tongkeng-Changpo deposit can be divided into two types: CO₂-type and NaCl-H₂O type. The

homogenization temperature is 270 °C to 365 °C, 210 °C to 240 °C, and 140 °C to 190 °C for Stage I, II, and III, respectively. The composition detected by Laser Raman Spectroscopy indicates that fluid inclusions at the early stage (Stage I and Stage II) are enriched in CO₂, with minor amounts of CH₄ and H₂S, whereas those at the late stage (Stage III) are enriched in H₂O. At the early stage the density of fluid inclusions is between 0.324 and 1.093 g/cm³, and salinity mainly between 1 and 7 wt % NaCl equiv. At the late stage, however, the density of fluid inclusions is between 0.893 and 0.972 g/cm³, and the salinity mainly between 3 and 10 wt % NaCl equiv. $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrites range from -2.8 ‰ to -6.0 ‰ in the vein bodies, and from -3.9 ‰ to -4.7 ‰ in the stratiform bodies. These data show that S-forming veins and stratiform bodies are of the same source. The same fluid inclusion characteristics and the same He-Ar and S isotopic composition indicate that ore veins and stratiform orebodies in the Tongkeng-Changpo deposit are of the same origin, and both of them are related to Yanshanian magma-thermal activity. The high R/Ra ratio and CO₂-enriched fluids imply that deep source fluids from the mantle might have participated in the formation of the Tongkeng-Changpo deposit.

Key words: geochemistry, fluid inclusions, metallogenesis, cassiterite-sulfide deposit, Tongkeng-Changpo, Guangxi

<http://www.kcdz.ac.cn/>