

# 云南大坪韧性剪切带型金矿富 CO<sub>2</sub> 流体包裹体及其成矿意义

熊德信<sup>1,2)</sup>, 孙晓明<sup>1,3)</sup>, 翟伟<sup>1)</sup>, 石贵勇<sup>1)</sup>, 王生伟<sup>1)</sup>

1) 中山大学地球科学系, 广州, 510275; 2) 广东省肇庆学院, 526061

3) 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京, 100083

**内容提要:**大坪金矿成矿可分为三个成矿阶段: 早期成矿阶段(白钨矿石英脉)、主成矿阶段(团块状多金属硫化物含金石英脉)和晚成矿阶段(碳酸盐石英脉)。本文利用显微测温 and 拉曼光谱分析了大坪矿脉的流体包裹体特征, 结果表明: 流体包裹体基本由富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体和不同 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比例的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体组成, 早阶段白钨矿石英脉中同时富含富气相 CO<sub>2</sub> 包裹体, 主成矿阶段团块状多金属硫化物金矿石中富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体占明显优势, 只有晚成矿阶段碳酸盐石英脉中含有居次要地位的 H<sub>2</sub>O 溶液包裹体。流体包裹体中气相组成基本为纯 CO<sub>2</sub>, 早阶段者还含少量 N<sub>2</sub>。早阶段 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的盐度为 6.37%~14.64% NaCl, 峰值 9%~10.5% NaCl, 均一温度为 299.4~423.7℃, 峰值 320~380℃, CO<sub>2</sub> 包裹体密度为 0.352~0.798g/cm<sup>3</sup>, 多数在 0.64~0.71g/cm<sup>3</sup>; 主成矿阶段的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的盐度在 3.70%~14.64% NaCl 之间, 峰值 7.2%~9.0% NaCl, 均一温度 279.0~406.5℃ 之间, 峰值 320~360℃, CO<sub>2</sub> 包裹体密度为 0.591~0.843g/cm<sup>3</sup>, 多数大于 0.8 g/cm<sup>3</sup>; 晚成矿阶段 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的盐度为 4.80%~6.54% NaCl, 均一温度为 287.6~337.1℃。计算表明早阶段成矿压力约为 190~440MPa, 主阶段成矿压力约为 133.5~340.0 MPa, 相当的成矿深度为 5.1~12.9km。这些特征揭示了该矿成矿流体为近临界的高 CO<sub>2</sub> (CO<sub>2</sub> ≥ H<sub>2</sub>O) 的中低盐度的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系流体, 在成矿过程中基本不存在流体混合, 但发生了明显的沸腾和相分离作用。该矿是剪切带控制下的中深中温热液金矿, 成矿作用主要是减压沸腾环境下的快速沉淀。结合其它证据, 作者认为该矿的成矿流体主体为深源的壳幔混合流体, 而不是地壳浅部的大气降水、岩浆水或其混合流体。金在高 CO<sub>2</sub> 的成矿流体中可能主要以硫氢络合物形式迁移, 矿质沉淀主要与压力速降条件下发生流体的相分离作用相关。

**关键词:** 含金石英脉; CO<sub>2</sub> 流体包裹体; 相分离作用; 大坪金矿

云南哀牢山金矿带是我国最重要的喜马拉雅期金矿带, 其中已发现多个大中型金矿。位于云南元阳境内的大坪金矿是哀牢山金矿带中产于闪长岩体内的含金多金属硫化物热液石英脉型金矿。该金矿自被发现以来, 已有一些学者对其成矿作用进行了研究, 但在成矿物质来源和成矿流体的性质等关键问题上仍存在争议, 一般认为其成矿流体是在拉张构造环境下的岩浆热液或深源流体与大气降水相混合的热液(毕献武等, 1996a, 1996b, 1997, 1999; 胡瑞忠等, 1999; 韩润生等, 1994, 1997), 但作者通过最近的研究认为该矿主要是沿剪切带上升的壳(下地壳)幔混合流体成矿(孙晓明等, 2006a, 2006b,

2006c; 熊德信等, 2006a, 2006b)。含金石英脉中的包裹体保存了成矿流体的原始信息, 但目前对该矿的含金石英脉中的流体包裹体还缺乏较系统的研究。本文利用显微测温 and 拉曼光谱对大坪含金石英脉中的流体包裹体进行了观测, 以期揭示该矿成矿流体的特征和成矿物理化学条件。

## 1 矿床地质概况

大坪金矿床位于哀牢山金矿带南段, 受哀牢山深大断裂的次级断裂——小寨金平断裂、小新街断裂和三家河断裂所控制(图 1)。矿区约 60% 被面积约 100km<sup>2</sup> 的桃家寨岩体占据, 该岩体主要由闪长岩

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40673045, 40173025)、国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号 2002CB412610)、国家教育部跨世纪优秀人才培养计划基金和南京大学成矿作用国家重点实验室开放基金资助成果。

收稿日期: 2006-11-17; 改回日期: 2007-01-08; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 熊德信, 男, 1968 年生。讲师, 在职博士研究生。主要从事矿床地球化学研究。Email: xdx@zqu.edu.cn。通讯作者: 孙晓明, Email: eessxm@mail.sysu.edu.cn。

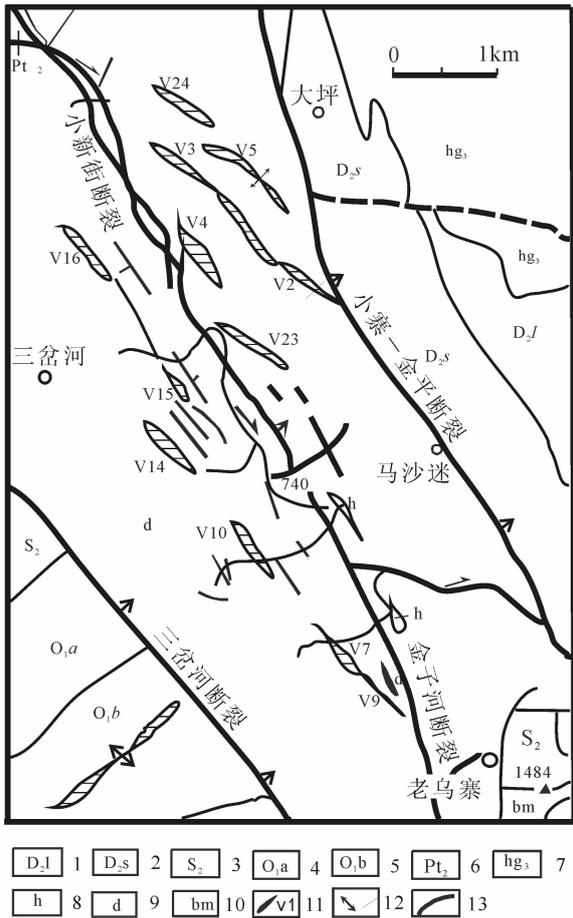


图 1 大坪金矿床地质简图 (据应汉龙,1998 和武警黄金部队第十三支队,1990<sup>●</sup> 改编)

Fig. 1 Geological sketch map of Daping gold deposits (modified after Ying, 1998, and 13<sup>th</sup> Gold Detachment of the Chinese People's Armed Police Force, 1990<sup>●</sup>)

- 1—中泥盆统老枞寨组灰岩; 2—中泥盆统宋家寨组碳泥质页岩夹硅质页岩及灰岩; 3—中志留统白云岩、白云灰质岩;
- 4—下奥陶统中组砂岩夹板岩; 5—下奥陶统下组; 6—哀牢山群阿龙组片岩和片麻岩; 7—黑云二长花岗岩; 8—二长岩、石英二长岩; 9—闪长岩、花岗闪长岩; 10—辉绿岩;
- 11—含金石英脉及其代号; 12—背斜; 13—向斜
- 1—Limestone of Laojingzhai Fm. of Middle Devonian; 2—Carbonaceous argillaceous shale intercalated with siliceous shale and limestone of Songjiazhai Fm. of Middle Devonian;
- 3—dolostone and dolomitic limestone of Middle Silurian; 4—sandstone intercalated with slate of Lower Ordovician;
- 5—lower Formation of Lower Ordovician; 6—gneiss and schist of Precambrian Ailaoshan Group; 7—biotite monzonitic granite; 8—monzonite and quartz monzonite;
- 9—diorite and granodiorite; 10—diabase; 11—Auriferous quartz veins and their number; 12—Anticline; 13—syncline

组成, 其中侵入有喜马拉雅期的煌斑岩脉。闪长岩

原生色为暗绿色, 主要矿物为斜长石(约占 35%~70%)和角闪石(约占 10%~20%), 次要矿物有黑云母、碱性长石、石英, 化学成分上属钙碱性岩系。Rb-Sr 等时线法测得闪长岩的成岩年龄为 481Ma 左右, 属于加里东期侵入岩(金世昌等, 1994; 胡云中等, 1995)。矿区北部外围出露有喜马拉雅—燕山早期斜长花岗岩体。矿区东西两侧主要出露元古宙哀牢山群、下奥陶统浅变质板岩及中泥盆统海相碎屑岩和碳酸盐岩。岩体与地层呈断层接触。矿区内断裂构造发育, 其中小西街断裂呈北北西向贯穿闪长岩体, 该断裂两侧的次一级北西向断裂控制着含金石英脉的分布。

矿床主要由数百条含金多金属硫化物石英矿脉组成, 它们绝大多数分布于桃家寨岩体内。矿脉多数长约 500~1000m, 宽多为数十厘米。矿石矿物主要由自然金、白钨矿和多种硫化物(黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、斑铜矿和闪锌矿等)组成, 而脉石矿物主要为石英、方解石、白云石和绢云母等。前人利用电子自旋共振(ESR)法估算了大坪金矿成矿年龄约为 50Ma(毕献武等, 1996a), 而作者等最近对大坪金矿近矿绢英岩化蚀变岩中的绢云母等进行了 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年, 得出其成矿年代为 33.76Ma(孙晓明等, 2006d), 矿床详细地质特征参见胡云中等(1995)。

## 2 样品和分析方法

本次研究的含金石英脉样品采集于大坪金矿 6 号和 8 号等主要含金石英脉的采矿坑道中, 其近矿围岩是蚀变闪长岩, 围岩蚀变强烈, 主要有硅化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化和碳酸盐化, 除石英外, 原岩造岩矿物仅余少量已强烈绢云母化的斜长石, 而石英中发育明显的波状消光和核幔构造, 长石类矿物主要出现膝折等构造, 显示矿脉周围的岩体已经过较强烈糜棱岩化。这些金矿脉在矿物组成上具有明显的分带性, 从矿脉中心到边部分别是团块状含金多金属硫化物带(矿石带)→少量硫化物(主要为黄铁矿)含金石英脉带→含白钨矿石英脉带, 另外有晚期方解石细脉穿插于含金多硫化物带中。整体脉宽一般在 0.5m 左右, 其中矿石带在延伸方向上宽窄不一, 一般在 0.3m 左右。多金属硫化物带中除黄铁矿外还大量出现黄铜矿和方铅矿; 早期形成的大颗粒黄铁矿呈压碎结构, 沿碎裂面常被黄铜矿和方铅矿交代, 而同期形成的黄铁矿多呈细小它形粒状嵌布在石英颗粒中。在白钨矿石英脉中基本未

见碳酸盐,黄铁矿等硫化物很少,有时见白钨矿晶体的微裂隙中充填有黄铁矿、黄铜矿和碳酸盐矿物。因此这些金矿脉的矿物生成顺序从早到晚依次为:白钨矿+石英组合→石英+少量黄铁矿组合(含金)→自然金+多金属硫化物+石英组合(富金)→碳酸盐+(石英)组合。

根据野外和显微镜下观察,本文将该矿的成矿划分为三个阶段:白钨矿石英脉阶段(I)、硫化物石英脉阶段(II)和碳酸盐阶段(III)。鉴于在黄铁矿石英脉样品中亦常见早期形成的黄铁矿被后形成的黄铜矿等硫化物交代,故将其与多硫化物带归并入硫化物石英脉阶段(II),且本文选择的阶段II的样品主要为团块状多金属硫化物型金矿石。

流体包裹体显微测温在中山大学地球科学系流体包裹体实验室的 Linkam THMSG600 型冷热台上完成,测温范围为 $-196.0\sim 600.0^{\circ}\text{C}$ ,测温精度为 $0.1^{\circ}\text{C}$ 。一般升降温速率不超过 $15^{\circ}\text{C}/\text{min}$ ,临近相变点时降为 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 。测温前经人工合成 $\text{CO}_2$ 包裹体、纯水包裹体和重铬酸钾进行了校正测定。此次流体包裹体测定的矿物包括石英、白钨矿和方解石。以测定 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体为例说明本次显微测温需要测定的相变点:在室温下开始降温,在温度低于 $T_{\text{h,CO}_2}$ 时会发现 $V_{\text{CO}_2}$ 相在 $L_{\text{CO}_2}$ 相中移动,并且逐渐变大,到 $-85^{\circ}\text{C}$ 以下时 $V_{\text{CO}_2}$ 相突然变形或消失,记下全结冰温度 $T_{\text{i,CO}_2}$ ;回温到 $-56.6^{\circ}\text{C}$ 以下三相点 $T_{\text{m,CO}_2}$ 时 $V_{\text{CO}_2}$ 相突然出现;升温到 $-10^{\circ}\text{C}$ 以上即 $T_{\text{m,ca}}$ 时,突然出现 $V_{\text{CO}_2}$ 相回位或 $L_{\text{CO}_2}$ 相扩大,此时 $\text{CO}_2$ 水合物分解;继续升温到 $T_{\text{h,CO}_2}$ 时 $L_{\text{CO}_2}$ 和 $V_{\text{CO}_2}$ 相均一;再升温到包裹体完全均一温度 $T_{\text{h}}$ 。测温过程中估算 $31^{\circ}\text{C}$ 时包裹体中 $\text{CO}_2$ 相的体积分数,用于计算包裹体的物化参数。最后,利用 Flicor 软件(Brown, 1989)计算成矿流体的各项物化参数。

石英中单个流体包裹体的激光拉曼光谱分析主要在中山大学测试中心和中国科学院广州地球化学研究所的 Ranishaw RM2000 型拉曼光谱仪上完成,室温下测定,氦离子激光器( $514\text{nm}$ ),扫描功率为 $10\text{mW}$ ,光谱计数时间 $20\text{s}$ ,在 $0\sim 4000\text{cm}^{-1}$ 范围内进行初次扫描,再根据出现的特征谱峰缩小频率范围进行第2和第3次扫描。

### 3 流体包裹体特征

#### 3.1 白钨矿石英脉阶段(阶段)

石英主要是乳白色半自形—自形晶(切面为六边形),粒度一般大于 $1\text{mm}$ ;白钨矿多为黄褐色到褐

红色四方双锥状自形晶,粒度一般大于 $5\text{mm}$ 。镜下它们的透光性不强,可能的原因有:①晶体内大量发育较暗的 $\text{CO}_2$ 包裹体和细小石墨等固体包裹体;②晶体内发育较多的微裂隙,后期构造作用引起晶体内部产生大量晶格位错。

该类石英脉中的原生流体包裹体非常发育,多呈面状分布或沿石英生长环带分布,少数呈孤立状;多呈负晶形(自形)或椭圆形;大小不一,一般为 $5\sim 12\mu\text{m}$ 。包裹体类型主要有两种: $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体和纯 $\text{CO}_2$ 包裹体(图版1-a),仅有极个别的原生水溶液包裹体被发现;偶见包裹体内有子晶。

石英中 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体总量稍占优势(图版1-a),常温下其相态组成主要为 $L_{\text{CO}_2} + L_{\text{H}_2\text{O}} + V_{\text{CO}_2}$ , $\text{CO}_2$ 气相以跳动的小气泡出现在液态 $\text{CO}_2$ 相中,少数情况下不出现 $V_{\text{CO}_2}$ 相;其 $\text{CO}_2$ 体积一般为 $30\%\sim >90\%$ ,多数 $40\%\sim 80\%$ 。纯 $\text{CO}_2$ 包裹体多呈两相,分布较普遍,但很不均匀,局部以纯 $\text{CO}_2$ 包裹体为主(图版1-b),据其气液比可分为两种类型:富液相和富气相 $\text{CO}_2$ 包裹体,以前者为主。镜下观察,富液相 $\text{CO}_2$ 包裹体呈较暗的半透明色(图版1-b),常温下一般可见到 $\text{CO}_2$ 气泡,冷热台测定结果表明这类包裹体绝大部分为均一到液相,少数气泡稍大者(常温下气相体积约大 $50\%$ )均一到气相,实际上是富气相 $\text{CO}_2$ 包裹体。富气相 $\text{CO}_2$ 包裹体大多数为单气相,一般整体呈暗灰色,中心较亮,边部较暗,通常呈孤立状稀疏分布(图版1-c)。从相态组成上看,两类 $\text{CO}_2$ 包裹体在相态组成上是渐变关系。各种 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 比例和相态的流体包裹体的出现,表明该类石英脉形成时流体处于沸腾状态。

白钨矿中广泛出现不能透视的自形(负晶形)的包裹体,常见它们沿着生长环带均匀分布。考虑到白钨矿是矿脉中最早形成的矿物,形成于流体初步进入断裂系统的阶段,流体可能因压力骤降发生了强烈的沸腾作用,因此这些暗黑的包裹体可能主要是纯气相包裹体(图版1-d)。仅有小部分原生包裹体具有一定的透视性,冷热台实验结果表明它们以 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 型包裹体为主,其中 $\text{CO}_2$ 相体积百分数一般 $>40\%$ ;次为两相纯 $\text{CO}_2$ 包裹体(多数均一为气相),因此比较而言,白钨矿比石英含有较多的纯气相 $\text{CO}_2$ 包裹体。

部分矿物晶体中假次生包裹体较发育,常呈平行的线状分布于单个石英或白钨矿晶体内部(图版1-e),相比原生包裹体其外形很不规则,个体细小,但其包裹体类型与原生包裹体基本一致。这反映了

成矿过程中本区受到了较强的剪切作用。另外,无论石英还是白钨矿中均出现少量“卡脖子”状包裹体,其两端分别赋存有独立的 CO<sub>2</sub> 相或 CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O 相,表明此阶段形成的矿物曾发生过一定的重结晶作用;在阶段 II 形成的矿物中仅见极个别此类包裹体,因此阶段 I 的这类包裹体可能形成于主矿物结晶晚期或硫化物阶段,其组成已不能代表成矿流体,但能说明主矿物在结晶后曾遭受过应力作用(卢焕章等,2004)。

### 3.2 硫化物石英脉阶段(阶段 II)

本阶段的石英多呈烟灰色,结晶程度较差,不规则粒状,粒度约在 0.25mm 左右。其中石英可分为两类,一类是不含或仅含少量硫化物的块状石英,一类是与团块状硫化物嵌生的石英。镜下观察,该阶段的石英中流体包裹体非常发育,多为椭圆形,次为负晶形,在矿物中多呈面状密集分布;在块状石英中的流体包裹体一般小于 10 $\mu$ m,但是与硫化物嵌生的石英,其流体包裹体较大,最大可达 20 $\mu$ m。

阶段 II 石英中流体包裹体主要是富液相 CO<sub>2</sub> 和 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体,仅发现很少的富气相 CO<sub>2</sub> 包裹体和水溶液包裹体。整体来看,这两类包裹体的数量大致相当,但二者分布明显不均匀。富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体在硫化物附近的石英颗粒中较为集中,这些石英中的包裹体大多以富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体为主,有的几乎全部是富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体,其相态组成为  $L_{CO_2} \pm V_{CO_2}$ ,在单个石英晶体中可见到它们沿石英生长环带定向排列(图版 1-f)。但在块状石英中一般以 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体为主(次为液态 CO<sub>2</sub> 包裹体),其相态组成为  $L_{CO_2} + L_{H_2O} (\pm V_{CO_2})$ ,CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比变化大,CO<sub>2</sub> 体积一般 30%~90%,多数 40%~70%(图版 1-g)。

将阶段 II 与阶段 I 的流体包裹体对比可见:前者富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体明显比后者增多,表明在主成矿阶段成矿流体发生了明显的液态不混溶作用,即从相对均一的原始成矿流体中分异出两种不相混溶的流体:富水的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型流体和富 CO<sub>2</sub> 流体;CO<sub>2</sub> 包裹体的分布与硫化物的分布有一定的关联性。

### 3.3 碳酸盐(石英)脉阶段(阶段 III)

该类脉体宽数厘米至数厘米左右,主要以微脉或网脉形式穿切团块状硫化物带,局部呈团块状。主要组成矿物为方解石,少量石英和黄铁矿,方解石发育明显的菱形解理。此阶段流体包裹体很稀少,以 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体为主,其 CO<sub>2</sub> 相体积一般小

于 50%,CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比变化范围很小;次为水溶液包裹体,可有 CO<sub>2</sub> 小气泡;形态多为柱状或不规则状;其长轴一般在 8 $\mu$ m 以下;但在同世代的黄铁矿周围的方解石中,其流体包裹基本为 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体,且 CO<sub>2</sub> 体积可达到 50%(图版 1-h)。

以上观察表明,本区含金石英脉中的早成矿阶段和主成矿阶段形成的包裹体均以 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体和纯 CO<sub>2</sub> 包裹体为主,而很少发现水溶液包裹体,即便是晚期碳酸盐阶段仍存在大量的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体,这些均表明本区成矿流体是一种富含 CO<sub>2</sub> 的流体。

## 4 测定结果和讨论

### 4.1 显微测温

#### 4.1.1 白钨矿石英脉阶段(阶段 I)

本阶段的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体和液态 CO<sub>2</sub> 包裹体的 CO<sub>2</sub> 相在 -82.5~-105.0 $^{\circ}$ C 之间凝固(全结冰温度);回温时 CO<sub>2</sub> 固相的最后熔化温度(三相点)位于 -56.6~-58.5 $^{\circ}$ C 之间,多数为 -56.6~-57.0 $^{\circ}$ C;其中白钨矿中的包裹体全结冰温度位于 -95.2~-105.0 $^{\circ}$ C,其 CO<sub>2</sub> 的三相点位于 -56.6~-58.5 $^{\circ}$ C;石英中的包裹体全结冰温度位于 -82.5~-98.9.0 $^{\circ}$ C,其 CO<sub>2</sub> 的三相点位于 -56.6~-58.4 $^{\circ}$ C(图 2-a)。但有少数包裹体的气相在降温到 -192 $^{\circ}$ C 以下时仍不能转化为干冰。上述结果表明这些包裹体中的气相组成基本为纯 CO<sub>2</sub>,少数包裹体可能含有一定量的 N<sub>2</sub> 等低三相点的气体。值得注意的是,白钨矿中的包裹体全结冰温度和三相点整体略低于石英中的包裹体,并且相对石英白钨矿中有较大比例的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体,其气相在实验条件下不能转化为干冰,这些反映了在最早形成的矿物——白钨矿中的包裹体气相组成较复杂,可能含有相对多的挥发份。另外,本次实验也尝试测定了大量纯气相包裹体,但在升降温过程中很难观察到相变,不能获取可靠的相变数据。

本阶段的两相纯 CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度在 17.6~30.2 $^{\circ}$ C 之间,绝大部分在 25 $^{\circ}$ C 以上,一般均一到液相,少数均一到气相(接近临界温度)。限于包裹体的透视性,本文只测出了两例白钨矿中的两相纯 CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度,它们分别均一到气相和液相(图 2b)。CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 均一温度 21.7~31.0 $^{\circ}$ C,一般均一到液相,其中白钨矿 26.1~31.0 $^{\circ}$ C(有三例均一到气相),石英 21.7~29.6 $^{\circ}$ C(图 2c)。本阶段大部分 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体在约

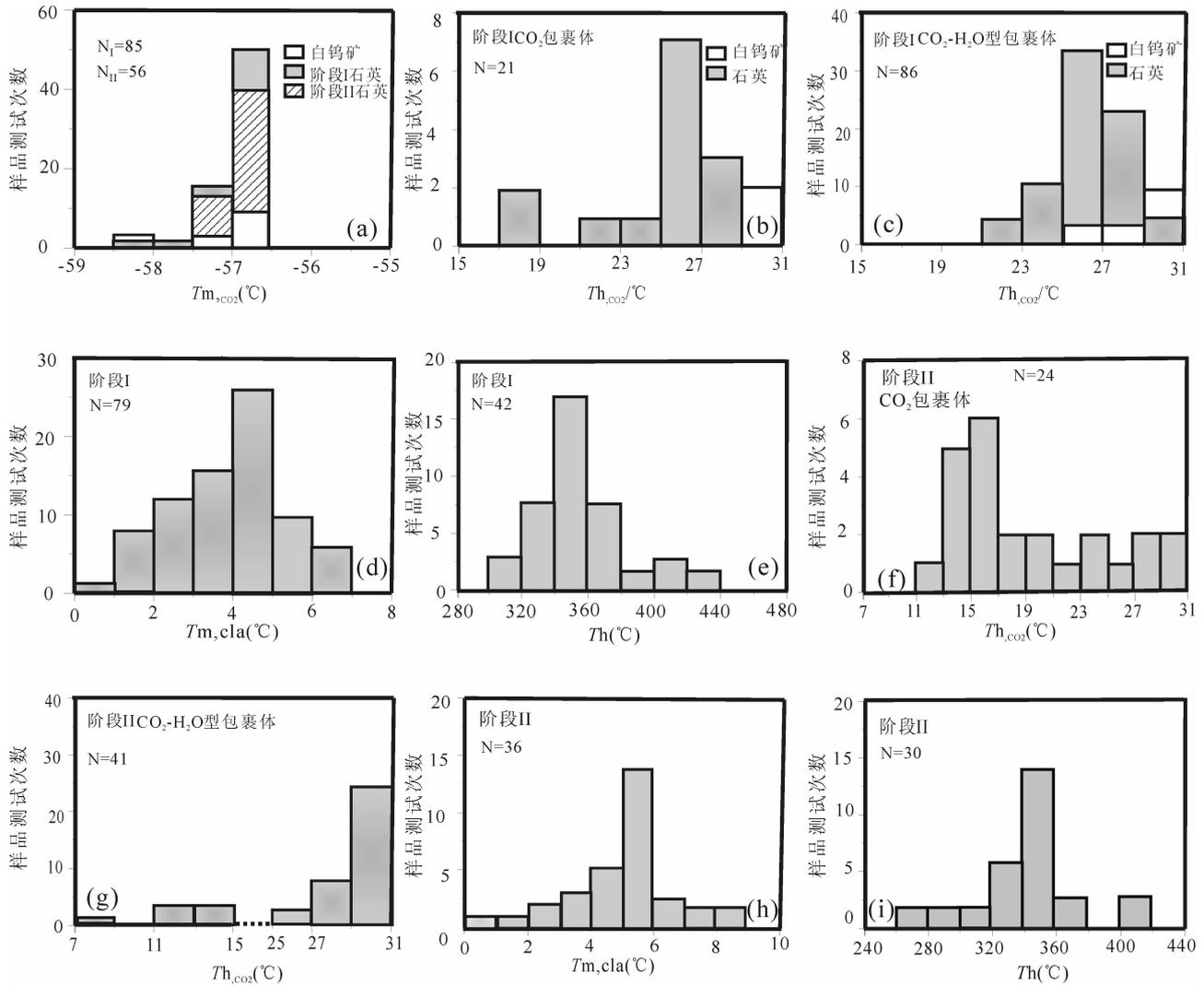


图2 大坪金矿流体包裹体测温结果

Fig. 2 Histograms showing the microthermometry data of the fluid inclusions in Daping gold deposit

(a) 各阶段流体包裹体的三相点; (b) 一阶段 I CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度; (c) 一阶段 I CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度; (d) 一阶段 I CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 水合物分解温度; (e) 一阶段 I CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的全均一温度; (f) 一阶段 II CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度; (g) 一阶段 II CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 部分均一温度; (h) 一阶段 II CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 水合物分解温度; (i) 一阶段 II CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的全均一温度

(a) —CO<sub>2</sub> triple points of the fluid inclusions at stages; (b) —homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub> inclusions at stage I; (c) —CO<sub>2</sub> homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions at stage I; (d) —CO<sub>2</sub> clathrates disolution temperatures at stage I; (e) —homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions at stage I; (f) —homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub> inclusions at stage II; (g) —CO<sub>2</sub> homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions at stage II; (h) —CO<sub>2</sub> clathrates disolution temperatures at stage II; (i) —homogenization temperatures of the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions at stage II

300℃ 以上时未均一就已爆裂, 它们主要是直径较大的包裹体和 CO<sub>2</sub> 体积百分数较大(一般大于 60%) 的包裹体; 而能够测得全均一温度的包裹体主要是直径较小的包裹体和 CO<sub>2</sub> 体积百分数较小的包裹体(阶段 II 类似), 测得全均一温度在 299.4~423.7℃ 之间, 峰值 320~380℃, 其中 340~360℃ 出现频率最高(图 2e), 绝大部分包裹体均一到 CO<sub>2</sub> 相, 只有

少数包裹体均一到 H<sub>2</sub>O 相。

CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体在降温过程中均形成 CO<sub>2</sub> 水合物, 测得其分解温度在 0.8~6.6℃ 之间, 峰值 4.0~5.0℃ (图 2d); 相应地包裹体的盐度在 6.37%~14.64% NaCl, 峰值 9%~10.5% NaCl。

测试中仅发现个别原生水溶液包裹体, 测得其冰的初熔温度在 -19℃ 左右, 表明成矿流体属 CO<sub>2</sub>-

NaCl-H<sub>2</sub>O 体系;测得 2 个冰点值分别为 -3.5℃ 和 -8.0℃, 对应盐度值 5.71% NaCl 和 11.70% NaCl, 均在 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的盐度范围内;测得 3 个全均一温度 318.6℃、346.8℃、408.7℃, 均在 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的均一温度范围内。

由以上测定数据 ( $T_{h,CO_2}$ 、 $T_{m,cla}$ 、31℃ 时  $V_{CO_2}$ %) 计算本阶段 CO<sub>2</sub> 包裹体的密度为 0.352~0.798g/cm<sup>3</sup>, 多数在 0.64~0.71g/cm<sup>3</sup>, 其中小于临界密度(0.46g/cm<sup>3</sup>)者为均一成气相。CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的密度为 0.681~1.042g/cm<sup>3</sup>。按峰值均一温度中值 350℃ 计算, 成矿压力为 131.7~551.8 MPa(n=78), 波动范围较大, 其中小于 190MPa 和大于 440MPa 的数据总量 <10%, 其它数据大小呈连续变化, 因此建议参考值 190~440MPa, 均值 290MPa。按红河断裂带上地壳平均密度 2.7g/cm<sup>3</sup> (郝天珧等, 2005) 计算(阶段 II 同), 成矿压力相当于成矿深度 7.2~16.6km, 平均 11.0km。

#### 4.1.2 硫化物石英脉阶段(阶段 II)

此阶段包裹体的 CO<sub>2</sub> 相的三相点为 -56.5~-57.7℃, 大多数为 -57℃ 以下(图 2a), 未发现包裹体不能进入冷冻状态的情形, 表明本阶段包裹体之气相组分基本上为纯 CO<sub>2</sub>。所有包裹体的 CO<sub>2</sub> 相均一成液相, 其中 CO<sub>2</sub> 包裹体的均一温度在 12.4~30.1℃ 之间, 密度 0.591~0.843g/cm<sup>3</sup>; 均一温度峰值 13~17℃(图 2f), 即多数包裹体密度大于 0.8 g/cm<sup>3</sup>。

CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的 CO<sub>2</sub> 均一温度 7.9~31.0℃, 范围较宽, 但绝大多数接近于临界温度(图 2g); CO<sub>2</sub> 水合物融化温度 0.8~8.1℃, 峰值 5.0~6.0℃(图 2h), 对应包裹体的盐度在 3.70%~14.64% NaCl 之间, 盐度峰值 7.2%~9.0% NaCl 之间; 计算其体系密度为 0.562~1.028g/cm<sup>3</sup>。

CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的全均一温度在 279.0~406.5℃ 之间(绝大多数均一到 CO<sub>2</sub> 相), 峰值 320~360℃, 其中 340~360℃ 出现频率最高, 与阶段 I 的包裹体类似(图 2i)。但所测包裹体中有约 1/2 数量的包裹体未均一就已爆裂, 不能得到其全均一温度。

实验过程中仅发现个别原生的水溶液包裹体, 其初熔温度为 -20.5℃ 左右, 表明其内流体为 NaCl-H<sub>2</sub>O 体系; 测得一个冰点值为 -1.3℃, 对应盐度为 2.24% NaCl; 两个均一温度值分别为 293.5℃ 和 342.1℃, 均在 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的均一温度范围内。

按以上 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体测定数据, 若取峰

值均一温度 350℃, 用 Flincor 软件(Brown, 1989) 计算本阶段成矿压力为 133.5~497.4mpa(n=36), 其中大于 340MPa 数据仅有 4 个, 其它数据大小呈连续变化, 建议参考值 133.5~340.0MPa, 均值 250MPa, 相当于成矿深度 5.1~12.9km, 平均 9.4 km。

#### 4.1.3 碳酸盐(石英)脉阶段(阶段 III)

本阶段的包裹体普遍较小, 冷台实验时不易观察到相变现象, 只测得很少的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的完整的相变数据。测得 13 个包裹体三相点数据在 -56.6~-57.3℃, 表明这些包裹体中气相组分为纯 CO<sub>2</sub>; 7 个 CO<sub>2</sub> 水合物融化温度数据在 6.5~7.5℃ 之间, 对应盐度 4.80%~6.54% NaCl, 均低于阶段 II 的盐度值, 且数值非常平均, 表明此阶段流体成分较均一。9 个包裹体全均一温度数据(含水溶液包裹体)在 287.6~337.1℃ 之间, 峰值在 300℃ 左右, 与阶段 II 的峰值温度差为 50℃ 左右, 远大于前两个阶段的峰值温度差, 表明晚期碳酸盐阶段可能经历了稍长的降温过程。

#### 4.2 拉曼光谱测定

本次研究主要选择了阶段 I 石英中纯气相包裹体和低冷冻点或三相点的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的气相成分进行了大量拉曼光谱分析, 而阶段 II 的包裹体的三相点均接近纯 CO<sub>2</sub> 的三相点, 因此对阶段 II 的包裹体只作了少量分析。分析结果表明, 阶段 I 包裹体的激光拉曼光谱多在 1283cm<sup>-1</sup> 和 1387cm<sup>-1</sup> 出现明显谱峰, 显示其气相组分基本为纯 CO<sub>2</sub>(图 3a), 部分包裹体在 2327cm<sup>-1</sup> 处出现明显谱峰, 显示其中含少量的 N<sub>2</sub>(图 3b)。大量测试均未在大坪金矿样品中检测出 CH<sub>4</sub>、H<sub>2</sub>、CO 等气体; 阶段 II 的包裹体中气相组分基本为纯 CO<sub>2</sub>, 未检测出其它气体。这些结果均与冷台实验结果相一致。

#### 4.3 讨论

##### 4.3.1 成矿流体的特征

以上分析结果表明, 大坪金矿团块状硫化物型含金石英脉中在主成矿和早成矿阶段的流体包裹体基本上只有 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体和纯 CO<sub>2</sub> 包裹体两种类型, 成矿流体是以 CO<sub>2</sub> 为主(CO<sub>2</sub> ≥ H<sub>2</sub>O) 的低到中等盐度的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系的流体, 早期成矿流体中还含有少量的 N<sub>2</sub> 等气体, 而只有极少的水溶液包裹体, 表明在成矿过程中不存在大量循环地下水或大气降水参与成矿。

如前文所述, 本区矿石中同一石英晶体中出现

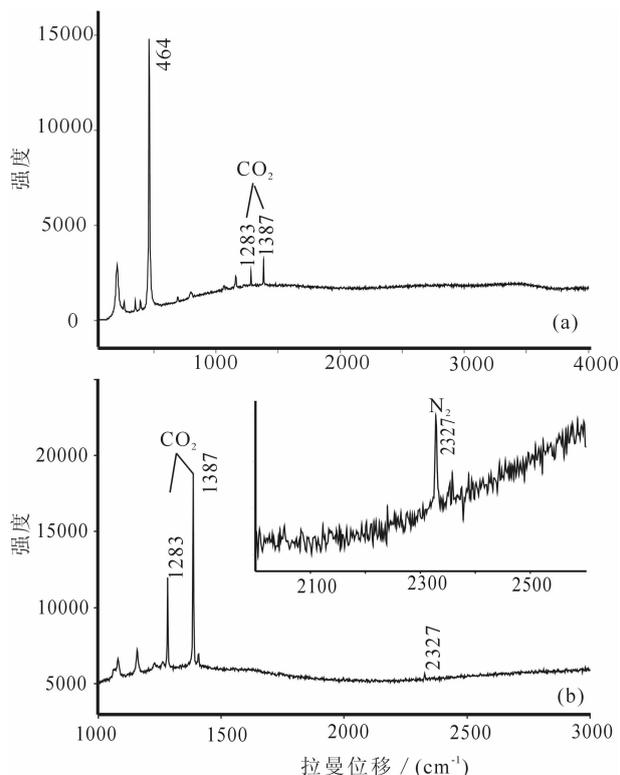


图3 大坪金矿含金石英脉中流体包裹体气相组分拉曼光谱

Fig. 3 Laser Raman spectra of gases in fluid inclusions in the auriferous veins from Daping gold deposit

(a) 阶段I 纯气相包裹体(样品 04130j); (b) 阶段I 含 N<sub>2</sub> 的 CO<sub>2</sub> 包裹体(样品 04130d)

(a) — pure gaseous inclusions in stage I (sample 04130j); (b) — N<sub>2</sub>-bearing CO<sub>2</sub> inclusions in stage I, with N<sub>2</sub> peak at 2327 cm<sup>-1</sup> (sample 04130d)

富液态 CO<sub>2</sub> 包裹体、富气态 CO<sub>2</sub> 包裹体和 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体,且 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的充填度呈现较大的变化,这是典型的相分离现象(卢焕章等,2004; Diamond,2001; Xu et al.,1999)。同时 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的盐度虽然有明显的峰值,但整体呈现较大的变化范围,这也通常被认为是相分离作用的结果(Wilkinson,2001)。在  $T-X_{CO_2}$  关系图上(图4),大坪 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $X_{CO_2}$  值呈现较大的变化,且  $Th-X_{CO_2}$  投点多数落在相应的不混溶曲线附近,反映了这些包裹体捕获于不混溶体系中。根据矿脉中基本不出现水溶液包裹体,并且  $X_{CO_2} < 0.1$  的包裹体也很少,相分离作用形成的含水相主体为 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型流体,而少纯水溶液相流体,这一方面说明母液 CO<sub>2</sub> 含量高,同时说明成矿流体的相分离作用仅发生部分不混溶,相分离作用发生于矿脉形成过程中,而主成矿期的富液相 CO<sub>2</sub> 包裹体比早成矿阶段明显增多可能是成矿流体的相分离作用不断进行

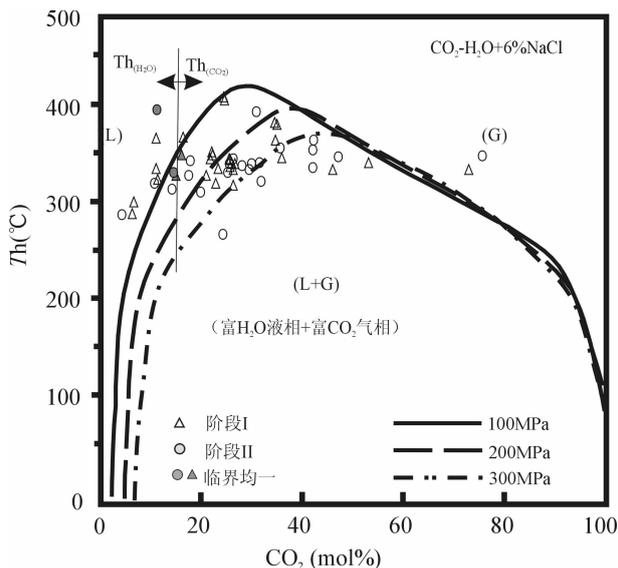


图4 大坪金矿 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $Th-X_{CO_2}$  关系图

Fig. 4 Diagram of total homogenization temperature vs. calculated mole fraction CO<sub>2</sub> of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions in Daping gold deposit

底图据 Bowers and Helgeson(1983)修改,其中 300MPa 临界线为作者外推的临界线,以与本区流体包裹体的主体捕获压力相一致。 $X_{CO_2}$  值用 Fincor (Brown, 1989) 软件计算。 $Th_{(CO_2)}$ : 均一为 CO<sub>2</sub> 相; $Th_{(H_2O)}$ : 均一为 H<sub>2</sub>O 相

The critical curves are modified after Bowers and Helgeson (1983), but the 300MPa curve is presumed based on the know curves.  $Th_{(CO_2)}$ : homogenization temperature to CO<sub>2</sub> phase;

$Th_{(H_2O)}$ : homogenization temperature to H<sub>2</sub>O phase

的结果。图4显示的大坪 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的  $X_{CO_2}$  值主体为 0.1~0.5,绝大多数均一为 CO<sub>2</sub> 相;如果再将同期形成的大量纯 CO<sub>2</sub> 包裹体的 CO<sub>2</sub> 计入成矿流体组成,则本区两阶段的成矿流体组成应该是  $X_{CO_2}$  大于  $X_{H_2O}$ 。一般造山带型金矿(或剪切带金矿、中温热液金矿),其成矿流体的组成中  $CO_2 < H_2O$  (Mumm et al., 1997),如加拿大太古宙绿岩带中金矿(卢焕章等,2004)、塞拉利昂苏拉绿岩带 Yirisen 金矿(Barrie et al., 1999)、印度 Wynad 金矿(Binu-Lal et al., 2003)、山东三山岛金矿(Fan et al., 2003)、小秦岭金矿(王英兰等,1994; 范宏瑞等,2000)以及广东河台金矿(翟伟,2003<sup>②</sup>)等等,这些矿床均存在相分离作用,但是其流体包裹体都以 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体或水溶液包裹体为主,通常富含水溶液包裹体,而纯 CO<sub>2</sub> 包裹体较少。本区成矿流体中 CO<sub>2</sub> 含量明显高于上述矿床,近似但低于加纳 Ashanti 金矿带金矿(Mumm et al., 1997)和巴西

FMP 金矿(Xavier et al., 1999)的成矿流体,此二矿流体包裹体中纯 CO<sub>2</sub> 包裹体占绝对优势,即成矿流体的 CO<sub>2</sub> ≫ H<sub>2</sub>O,其气相组分与本矿包裹体类似,基本为纯 CO<sub>2</sub>,含少量 N<sub>2</sub> 和 CH<sub>4</sub>。如此,本区存在高 CO<sub>2</sub> 的成矿流体及其相分离作用必然引发以下问题:① 它的来源? ② 矿质在高 CO<sub>2</sub> 的流体中的迁移形式? ③ 金的沉淀机制?

在均一温度与盐度关系图上(图 5),阶段 I 和阶段 II 的投点均有一个明显密集区,不同成矿阶段的密集区对应的均一温度和盐度均与各阶段的均一温度峰值、盐度峰值一致,因此它们分别可以代表各阶段的成矿流体的一般特征。对比显示,从早期到晚期成矿流体的温度和盐度呈温和下降的趋势,符合单一成矿流体的演化特征。而那些在成矿期存在流体混合特征的金矿如塞拉利昂苏拉绿岩带 Yirisen 金矿(Barrie et al., 1999)、西澳大利亚纳沃日金矿(范宏瑞等, 2001),或其它类型的金属矿床如华南下寒武统铂多金属矿(Wang et al., 2004),其流体包裹体一般存在双峰式的盐度或均一温度。另外需要考虑的是本区 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体和纯 CO<sub>2</sub> 包裹体是否分别来自于参与混合的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系的流体和 CO<sub>2</sub> 流体? 这样的实例见于巴西 FMP 金矿(Xavier et al., 1999),其 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的密度(或充填度)具有非常狭窄的变化范围,不显示相分离作用的特征,但是大坪流体包裹体显示清晰的相分离特征。因此我们认为大坪金矿初始成矿流体是单一的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl 体系的流体,基本不存在流体混合,但是在成矿过程中发生了相分离。与前期研究结论“早期成矿流体是相对均一的体系”一致(熊德信等, 2006a)。

#### 4.3.2 成矿流体 P-T 条件

一般认为,在不混溶包裹体群中,最富 CO<sub>2</sub> 的包裹体和最富 H<sub>2</sub>O 的包裹体原先分别捕获了均匀的富 CO<sub>2</sub> 和富 H<sub>2</sub>O 流体,它们的均一温度代表了捕获温度;而具有中间 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比值的包裹体是从不混溶的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体中同时捕获了 CO<sub>2</sub> 相和 H<sub>2</sub>O 相的包裹体,因此实测得到较高的均一温度,并不代表真正的捕获温度(卢焕章等, 2004; Diamond, 2001)。但对于大坪金矿,由于相分离作用形成的含水相主体为 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型流体,因此 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体可能同时捕获了富水的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体和纯 CO<sub>2</sub> 流体,但也可能只捕获了相分离作用形成的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 流体,这部分包裹体应也具有中间 CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O 比值,其均一温度代表真正的捕获温度,并且

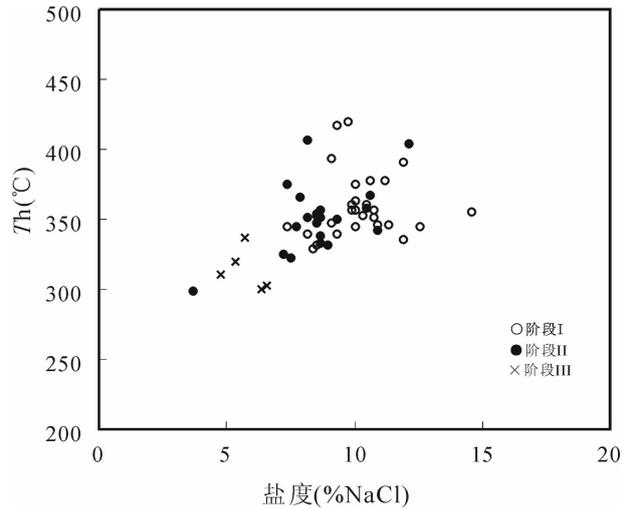


图 5 大坪金矿流体包裹体的均一温度与盐度关系图

Fig. 5 Diagram of homogenization temperature vs. salinity of fluid inclusions in Daping gold deposit

代表同期流体包裹体的主体捕获温度;而最富 H<sub>2</sub>O 的包裹体,其流体则是相分离作用较彻底的产物,其均一温度则可能更适于作为同期包裹体捕获温度下限。考虑到本区成矿流体具有较高的 X<sub>CO<sub>2</sub></sub>,而本文所获得的均一温度数据主要来自于 X<sub>CO<sub>2</sub></sub> 较低的包裹体,这些均一温度具有明显的峰值,如图 4,峰值温度(350°C 左右)时 X<sub>CO<sub>2</sub></sub> 从 0.1 到 0.4,这其中应包含捕获于上述均一流体的包裹体,而那些捕获了两相的包裹体则相对而言应具有相对高的 X<sub>CO<sub>2</sub></sub>,例如那些在加热时未均一即爆裂的体积百分数大于 60%,即 X<sub>CO<sub>2</sub></sub> 约大于 0.3 的包裹体;同时考虑到碳酸盐阶段(III)的流体包裹体应捕获于温度较低的相对均一的流体中,但是其均一温度达到 337.1°C,因此本文所测出的阶段 I 和阶段 II 的包裹体均一温度峰值(350°C)应接近于主体捕获温度。本文按 350°C 计算两阶段的包裹体的捕获压力,但按常理,阶段 I 的成矿温度应略高于阶段 II,这样阶段 I 的压力计算值低于实际压力值,并且由均一温度计算的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体的压力值也只代表流体包裹体的最低捕获压力,尽管如此,我们认为这些压力计算值不失其参考意义。

图 6 给出了本次研究得出的大坪流体包裹体的 P-T 范围。图 6 是在 Diamond(2001)给出的 X<sub>CO<sub>2</sub></sub> = 0.6, X<sub>H<sub>2</sub>O</sub> = 0.4 的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 体系的 P-T 相图基础上修改而成。由于盐类的加入只是扩大该体系的不混溶区域(Bowers and Helgeson, 1983; Barrie et al., 1999),因此本区以 CO<sub>2</sub> 为主的较低盐度的

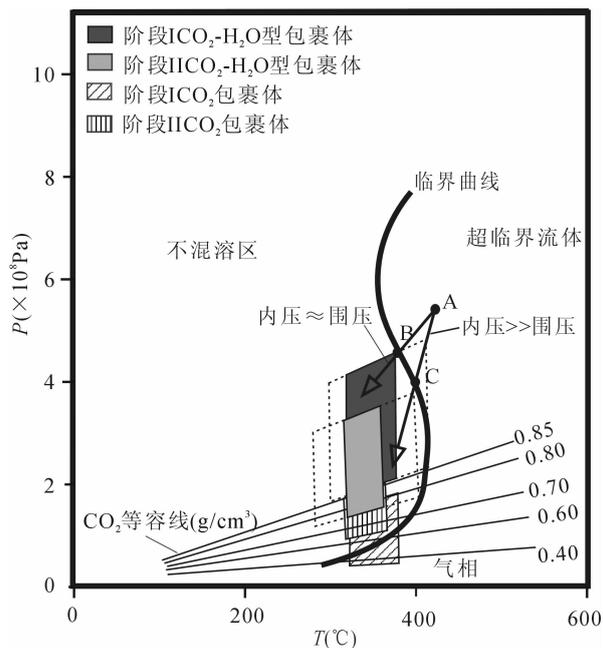


图6 大坪金矿流体包裹体  $P$ - $T$  条件示意图

Fig. 6 Diagram of  $P$ - $T$  conditions of the fluid inclusions entrapped in Daping gold deposit

相图据  $X_{\text{CO}_2} = 0.6$ ,  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4$  的  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  体系的  $P$ - $T$  相图 (Diamond, 2001) 修改;  $\text{CO}_2$  等容线据卢焕章等, 2004。  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体阴影部分压力范围为计算值, 温度范围为峰值均一温度范围, 虚线范围为实测均一温度范围。  $\text{CO}_2$  包裹体范围为其密度投影

The  $P$ - $T$  phase diagram was established after Diamond (2001) and based on  $P$ - $T$  diagram of mineralization fluid with  $X_{\text{CO}_2} = 0.6$  and  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4$ .  $\text{CO}_2$  isochores after Lu et al. (2004). The shade boxes of  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusions represent their peak homogenization temperatures and entrapped pressures calculated by Flincor program (Brown, 1989), and the boxes with the dashed lines represent their measured homogenization temperatures. The shade boxes of  $\text{CO}_2$  inclusions represent their densities

$\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{NaCl}$  的流体可近似用该  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  体系来表征。

从两阶段的包裹体均一温度和计算的成矿压力看, 该矿是中深中温热液矿床。图6显示, 阶段II与阶段I相比,  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体均一温度比较接近, 成矿压力则有明显下降, 结合在阶段I出现大量含  $\text{N}_2$  的  $\text{CO}_2$  包裹体, 到阶段II则基本上不出现这类包裹体, 表明  $\text{N}_2$  及部分  $\text{CO}_2$  已在阶段I的沸腾作用过程中扩散, 成矿作用是在减压沸腾的环境中进行

的快速沉淀的过程。类似本区成矿流体的部分不混溶过程很可能就与这种快速沉淀过程有关, 因为如果流体沉淀时间足够长, 则流体温度下降也应明显, 同时相分离作用进行得较为彻底, 流体应该演化为由水溶液相和  $\text{CO}_2$  相组成的不混溶流体, 反映在流体包裹体特征上即水溶液包裹体也常见。图6亦显示阶段II的  $\text{CO}_2$  包裹体密度明显高于阶段I, 反映其捕获压力又相对较高, 这与  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体的压力计算结果相矛盾, 作者认为这种矛盾与两阶段成矿流体的内外压力平衡条件差异有关 (见后文)。

图6亦显示大坪金矿流体包裹体具有大范围变化的密度和捕获压力, 这是一般活动剪切带背景下形成的金矿所具有的特征 (Mumm et al., 1997; Xavier et al., 1999; Binu-Lal et al., 2003)。另外, 时常在同一颗阶段II的石英晶体中, 出现一群密集形态类似的均一温度、密度相差很大的原生  $\text{CO}_2$  包裹体 (例如  $T_{\text{HCO}_2} = 29.8^\circ\text{C}$  和  $T_{\text{HCO}_2} = 13.5^\circ\text{C}$  的  $\text{CO}_2$  包裹体共存)。在该石英晶体中没有证据表明这些包裹体的密度差异与“卡脖子作用” (necking-down) 有关, 很可能它们是先后捕获于同一石英晶体中 (Diamond, 2001), 并且在短暂的捕获间隙时间内由于剪切应力强度的脉动, 这些包裹体的捕获压力有了较大的变化 (Xavier et al., 1999)。

另外, 一个明显的现象是, 阶段I的  $\text{CO}_2$  包裹体的密度未落入相应的  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体的压力范围, 而阶段II的  $\text{CO}_2$  包裹体的密度主体 (大于  $0.8 \text{ g/cm}^3$ ) 则落入相应的  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体的下限压力范围。一般在平衡的成矿体系中, 不同类型的流体包裹体的密度或压力在  $P$ - $T$  相图上应该落入同一压力范围或落入它们的等容线交叉的范围, 因此可利用不同类型流体包裹体的等容线交叉来确定成矿压力 (Andersen et al., 1997; Mumm et al., 1997; Barrie et al., 1999; Xavier et al., 1999), 由此看来, 本区阶段I的  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体可能不是捕获于平衡的体系中。一些学者认为与剪切带有关的金矿, 其单相  $\text{CO}_2$  包裹体可能经历了捕获后的体积变化和  $\text{CO}_2$  的再平衡, 因此它们的等容线不能限定成矿流体的压力范围 (Mumm et al., 1997; Xavier et al., 1999; Binu-Lal et al., 2003)。由于“卡脖子”状包裹体的存在, 本区部分  $\text{CO}_2$  包裹体亦可能经历了捕获后  $\text{CO}_2$  的再平衡, 但这不能解释阶段I的  $\text{CO}_2$  包裹体的密度整体脱离由  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体确定的压力范围, 特别是两阶段  $\text{CO}_2$

包裹体密度的差异。基于本区减压沸腾的成矿环境,作者认为这种差异可能与两阶段成矿流体的内外压力平衡条件有关。

如图 6,设想初始成矿流体位于接近临界曲线的一点 A,其温度略高于早阶段包裹体均一温度上限,即高于 423.7℃;其压力应高于本文计算的早阶段成矿压力上轨,约高于 550MPa。当初始成矿流体进入容矿裂隙或者裂隙扩张的阶段,流体内压大于围压,体积急剧膨胀,压力急剧下降(图中 AC 方向),成矿流体产生强烈沸腾,分离出以 CO<sub>2</sub> 为主的蒸汽相,这些蒸汽相在快速逃逸过程中被主矿物捕获成为低密度的 CO<sub>2</sub> 包裹体;由于流体的内外压不平衡,这些 CO<sub>2</sub> 包裹体的密度(或者内压)主要受围压控制,而同时形成的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体的内压则受流体内压控制,则可能造成两类包裹体的内压的差异。当流体充满整个裂隙系统或裂隙相对稳定时,流体体积不变,内压约等于围压,这时成矿流体的 *P-T* 条件将沿着等容线温和下降(图中 AB 方向),流体将相对缓慢地析出 CO<sub>2</sub>,并分离成富水的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型流体和液态 CO<sub>2</sub> 流体,形成 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 型包裹体和 CO<sub>2</sub> 包裹体;由于流体内外压的平衡,这两类同时捕获的包裹体的内压应该是一致的,以这种方式捕获的 CO<sub>2</sub> 包裹体具有相对高的密度。实际上在剪切应力和成矿流体的共同作用下,成矿裂隙不断扩张,成矿流体不断充填,则上述两条路径可以同时进行,也可以交替进行,这样形成的 CO<sub>2</sub> 包裹体的密度是变化的。因此作者认为阶段 I 成矿流体的 *P-T* 条件主要以 AC 的方式下降,即白钨矿石英脉形成于裂隙扩张阶段;而阶段 II 成矿流体的 *P-T* 条件主要以 AB 的方式下降,即金矿化主要形成于裂隙相对稳定的阶段,这样,尽管阶段 I 的流体压力较高,但形成的 CO<sub>2</sub> 包裹体比阶段 II CO<sub>2</sub> 包裹体具有较低的密度。

#### 4.3.3 流体的来源

关于高 CO<sub>2</sub> 的流体,一般有以下几种可能的来源:幔源、下地壳中高级变质流体(麻粒岩相、榴辉岩相等)和岩浆热液(Sun et al., 1993; Andersen et al., 1997; Mumm et al., 1997; Ertan I E et al., 1999; Xavier et al., 1999; Lowenstern, 2001; Diamond, 2001; Scambelluri et al., 2001; Wilkinson, 2001)。单从流体成分看还不能具体确定本区高 CO<sub>2</sub> 的成矿流体的来源(Mumm et al., 1997; Xavier et al., 1999),但至少可以确定不大可能有大量大气降水的加入。曾有学者认为大坪金矿

的成矿流体可能主要为花岗岩浆热液、大气降水构成的混合热液与闪长岩发生水/岩反应而形成的改造热液(韩润生等, 1994, 1997),但缺乏确切的岩浆热液的证据,而矿脉中广泛分布的白钨矿的微量元素组成不具备岩浆热液成因的白钨矿的特征(熊德信等, 2006a)。许多与非深源的岩浆热液有关的中温热液金矿,如前述山东三山岛金矿、广东河台金矿以及新疆乔尔山金矿(李兆麟等, 2001)等,这些矿床的成矿流体均是 CO<sub>2</sub> < H<sub>2</sub>O,而与深源的变质-岩浆热液有关的巴西 FMP 金矿,其成矿流体则 CO<sub>2</sub> > H<sub>2</sub>O。对比显示,本区成矿流体主体为深源流体,而与矿区外围出露的斜长花岗岩体等中酸性侵入岩不大可能有直接联系。目前的研究表明已有不少可靠的证据可确定本区成矿流体的来源:白钨矿流体包裹体的惰性气体同位素组成显示该矿成矿流体主要由深源地幔流体和地壳流体组成,其中基本不含大气饱和水(孙晓明等, 2006a);含金石英脉中硫化物及其共生石英的 He、Ar 同位素组成显示该矿成矿流体具有壳幔混合的特点(胡瑞忠等, 1999);白钨矿的 Sr-Nd 同位素组成显示本区原始成矿流体主要来自下地壳,但不排除有幔源物质加入(熊德信等, 2006a);同时在含白钨矿石英脉中大量麻粒岩相石墨包裹体的存在可作为下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的直接证据(熊德信等, 2006b)。综合以上证据和含金石英脉中流体包裹体的特征可以确定本区成矿流体主体是深源壳幔混合流体,其中壳源组分主要来自于下地壳,而非地壳浅部的大气降水、岩浆水或它们的混合流体,其形成机制可能与本区强烈的壳幔作用有关。

#### 4.3.4 矿质的迁移与沉淀

金在成矿热液中的迁移形式主要有:硫氢络合物(主要为 Au(HS)<sub>2</sub>-)、氯化物络合物(AuCl<sub>2</sub>-)或 AuH<sub>3</sub>SiO<sub>4</sub> 等可溶配合物(毛华海等, 1997),以及胶态金(Herrington et al., 1993)。由于早阶段石英脉中大量石墨的存在(熊德信等, 2006b)及白钨矿的稀土元素特征(熊德信等, 2006a)均表明原始成矿流体为还原性的流体,金在本区成矿流体中的迁移形式可能主要为硫氢络合物,而不可能为氯化物络合物或 AuH<sub>3</sub>SiO<sub>4</sub> (樊文玲等, 1995; 毛华海等, 1997; Binu-Lal et al., 2003)。从前文可知,大坪金矿应是产于压力下降的脆-韧性剪切带中的中深中温热液床, Herrington 等(1993)认为对于此类矿床胶态金可能是金的重要迁移形式,认为硅胶能使金胶粒稳定,这是在金矿脉的垂向上金的总体品位一致的原

因,本文目前还没有获取这方面的证据,是否存在这种迁移形式还需进一步研究。

大量金的沉淀富集与成矿流体物理化学条件的变化有关,如成矿流体的降温冷却引起成矿溶液的过饱和、成矿流体与围岩的相互反应、流体上升过程中压力降低引起的流体不混溶作用以及不同流体的混合(Mikucki, 1998)。从前文可知,大坪金矿在成矿过程中基本不存在流体混合,流体的  $P-T$  条件变化主要表现为流体压力的快速下降,含金硫化物的分布与纯  $\text{CO}_2$  包裹体的分布有密切关系,而野外观察和详细的研究(熊德信等, 2006a)表明成矿流体与围岩的水/岩反应在金矿脉形成前就已发生,因此大坪金矿在成矿过程中流体的物化条件的改变主要表现为压力的快速下降而引起的相分离作用(不混溶作用)。在相分离作用过程中,由于母液中  $\text{CO}_2$  的析出,所有的盐类和成矿物质(包括金的络合物)均集中于含水相,造成成矿物质的过饱和(Wilkinson, 2001),而与金的硫氢络合物稳定性相关的  $\text{H}_2\text{S}$  则可能在早阶段的沸腾作用过程中大量扩散,从而引起主成矿阶段金的硫氢络合物分解和  $\text{Au}^0$  的沉淀(Xu et al., 1999)。可见成矿流体的相分离作用是本区金沉淀的最可能的控制因素。

## 5 结论

(1) 大坪金矿脉的流体包裹体基本由液态  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体组成,早成矿阶段白钨石英英脉中同时富含气相  $\text{CO}_2$  包裹体,主成矿阶段团块状多金属硫化物型金矿石中液态  $\text{CO}_2$  包裹体占明显优势,只有晚成矿阶段碳酸盐石英脉中含有居于次要地位的水溶液包裹体;其气相组成基本为纯  $\text{CO}_2$ ,早阶段包裹体还含有少量  $\text{N}_2$ 。表明本区成矿流体是近临界的高  $\text{CO}_2$  的  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$  体系的流体,具明显的沸腾和相分离作用特征。

(2) 显微测温结果表明本区成矿流体具有中低盐度,中深中温热液特点,同时其流体包裹体具有大范围变化的盐度、密度和捕获压力,显示活动剪切带背景下形成的金矿所具有的特征;从早到晚成矿流体的盐度、均一温度温和下降,表明在成矿过程中基本不存在流体混合;而压力下降明显,表明本区成矿作用是一种压力释放下的快速沉淀的过程;早成矿阶段和主成矿阶段  $\text{CO}_2$  包裹体密度差异以及  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体的压力不平衡性反映了成矿过程中流体的压力平衡条件的变化。这些均表明该矿是剪切带型控制下的中深中温热液金矿,

成矿作用主要是减压沸腾环境下的快速沉淀过程。

(3) 该矿的成矿流体主体为深源的壳幔混合流体,而不是地壳浅部的大气降水、岩浆水或它们的混合流体;金在本区高  $\text{CO}_2$  的成矿流体中可能主要以硫氢络合物形式迁移,金的沉淀主要与压力速降的条件下发生流体的相分离作用相关。

**致谢:** 本次研究野外工作得到云南元阳大坪金矿地质科的大力支持,矿区资料的收集工作得到云南省地质调查院、云南省地质矿产勘查开发局、武警黄金部队第十三支队的大力帮助,激光拉曼光谱分析工作得到中科院地球化学研究所拉曼光谱实验室王英老师和中山大学现代测试中心陈健老师的支持和指导,论文写作和数据解释中得到山东省地质科学研究所沈昆老师的精心指导,在此一并谨表谢忱!

## 注 释

- ① 中国人民武装警察部队黄金第十三支队. 1990. 云南省元阳县大坪金矿区  $V_1V_2V_3V_4$  号矿脉勘探地质报告.
- ② 翟伟. 2003. 粤西河台金矿床地球化学与成因研究. 中山大学博士学位论文.

## 参 考 文 献

- 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 1996a. 哀牢山金矿带 ESR 年龄测定及其地质意义. 科学通报, 41(4): 1301~1303.
- 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 1996b. 哀牢山金矿带的成矿时代及其成矿机制探讨. 地质地球化学, 24(1): 16~19.
- 毕献武, 胡瑞忠, 何明友. 1997. 哀牢山金矿带主要金矿床成矿流体特征. 矿物学报, 17(4): 435~441.
- 毕献武, 胡瑞忠. 1999. 云南大坪金矿床矿化剂来源及其对金成矿的制约. 矿物学报, 19(1): 28~33.
- 樊文玲, 王声远, 田弋夫. 1995. 金在碱性富硅热液中的溶解和迁移的实验研究. 矿物学报, 15(2): 176~184.
- 范宏瑞, Groves D I, Michucki E J, Menaughton N J. 2001. 西澳大利亚纳沃日金矿流体混合与金的成矿作用. 矿床地质, 20(1): 37~43.
- 范宏瑞, 谢亦汉, 赵瑞, 等. 2000. 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据. 科学通报, 45(5): 537~542.
- 韩润生, 金世昌, 雷丽. 1997. 云南元阳大坪改造型金矿床的成矿热液系统地球化学. 矿物学报, 17(3): 337~344.
- 韩润生, 金世昌. 1994. 云南元阳金矿床成因及找矿标志. 有色金属矿产与勘查, 3(4): 218~222.
- 郝天兆, 江为为, 胥颐等. 2000. 红河断裂带深部结构的地球物理研究. 地球物理学报, 23(3): 584~593.
- 胡瑞忠, 毕献武, Turner G, Burnard P. 1999. 哀牢山成矿带成矿流体的 He 和 Ar 同位素地球化学. 中国科学(D辑), 29(4): 321~330.
- 李兆麟, 翟伟, 黄栋林, 等. 2001. 新疆乔尔山和粤西河台韧性剪切带金矿床中熔融包裹体的发现及矿床成因. 矿床地质, 20(3):

- 208~215.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体. 科学出版社. 北京:1~487.
- 毛华海,张哲儒. 1997. 热液中金的沉淀机理研究综述. 地质地球化学, 2:89~91.
- 孙晓明,熊德信,石贵勇,王生伟,翟伟. 2006a. 云南大坪金矿白钨矿惰性气体同位素组成特征及其成矿意义, 岩石学报, 22(3):725~732.
- 孙晓明,熊德信,王生伟,石贵勇,翟伟. 2006b. 壳幔相互作用及其对哀牢山金矿带金成矿的贡献:以云南大坪金矿为例. 地质地球化学文集—庆贺王德滋院士 80 华诞, 南京:南京大学出版社, 269~278.
- 孙晓明,石贵勇,熊德信,王生伟,翟伟. 2006c. 云南哀牢山金矿带大坪金矿铂族元素(PGE)和 Re-Os 同位素地球化学及其矿床成因意义. 地质学报(待刊).
- 孙晓明,石贵勇,熊德信,王生伟,翟伟. 2006d. 云南哀牢山金矿带大坪剪切带型金矿成矿<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年. 地质学报(待刊).
- 王英兰,谢奕汉,范宏瑞. 1994. 小秦岭金矿流体包裹体挥发分与金的矿化. 岩石学报, 10(2): 211~217.
- 熊德信,孙晓明,石贵勇,王生伟,薛婷. 2006a. 云南大坪金矿白钨矿微量元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素组成特征及其意义. 岩石学报, 22(3): 733~741.
- 熊德信,孙晓明,翟伟,石贵勇,王生伟. 2006b. 云南大坪金矿含金石英脉中高结晶度石墨包裹体:下地壳麻粒岩相变质流体参与成矿的证据. 地质学报. 80(9): 1448~1456.
- Andersen T, Whitehouse M J, Burke E A J. 1997. Fluid inclusions in Scourian granulites from the Lewisian complex of NW Scotland: evidence for CO<sub>2</sub>-rich fluid in Late Archaean high-grade metamorphism. *Lithos*, 40: 93~104.
- Barrie I J, Touret J L R. 1999. Fluid inclusion studies of gold-bearing quartz veins from the Yirisen deposit, Sula Mountains greenstone belt, Masumbiri, Sierra Leone. *Ore Geology Reviews*, 14: 203~225.
- Bi X W and Hu R Z, 1999. Mineralizer source and its constrains on gold mineralization of the Daping gold deposit, Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 119(1): 28~33 (in Chinese with English abstract).
- Bi X W, Hu R Z, He M Y. 1996a. ESR dating of Ailaoshan gold metallogenic belt and geologic significance. *Chinese Science Bulletin*, 41(18): 1546~1549.
- Bi X W, Hu R Z, He M Y. 1996b. An approach to the metallogenic era and the metallogenic mechanism of Aialaoshan gold belt. *Geology-Geochemistry*, 24(1): 16~19(in Chinese).
- Bi X W, Hu R Z, He M Y. 1997. Characteristics of ore-forming fluid of three gold deposits in Aialaoshan gold Metallogenic belt. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(4): 435~441 (in Chinese with English abstract).
- Binu-Lal S S, Sawaki T, Wada H, Santosh M. 2003. Ore fluids associated with the Wynad gold mineralization, southern India: evidence from fluid inclusion microthermometry and gas analysis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22:171~187.
- Bowers T S and Helgeson H C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H<sub>2</sub> O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *America. Mineralogist*, 68: 1059~1075.
- Diamond L W. 2001. Review of the systematics of CO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub> O fluid inclusions. *Lithos*, 55: 69~99.
- Ertan I E, Leeman W P. 1999. Fluid inclusions in mantle and lower crustal xenoliths from the Simcoe volcanic field, Washington. *Chemical Geology*, 154: 83~95.
- Fan H R, Zhai M G, Xie Y H, Yang J H. 2003. Ore-forming fluids associated with granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China. *Mineralium Deposita*, 38: 739~750.
- Fan W L, Wang S Y, Tian YF. 1995. Experimental studies on the solubility and transport of gold in alkaline aqueous SiO<sub>2</sub>-rich solutions. *Acta Mineralogica Sinica*, 24(4): 298~305 (in Chinese with English abstract).
- Han R S, Jin S C, Lei L. 1997. Geochemistry of ore-forming hydrothermal system of Daping reworked gold deposit, Yuanyang, Yunnan. *Acta Mineralogica Sinica*, 17(3): 337~344 (in Chinese with English abstract).
- Han R S, Jin S C. 1994. Genesis and criteria for oreprospecting in the Yuanyang gold deposit, Yunnan Province. *Geological exploration and non-ferrous metals* 3(4):218~222(in Chinese with English abstract).
- Hao T Y, Jiang W W, Xu Y, et al. 2000. Geophysical research on deep structure feature in study region of red river fault zone. *Progress in Geophysics*, 20(3): 584~593 (in Chinese with English abstract).
- Herrington R J, and Wilkinson J J. 1993. Colloidal gold and silica in mesothermal vein systems. *Geology*, 21(6): 539~542.
- Hu R Z, Bi X W. 1999. He and Ar isotope geochemistry of ore-forming fluid in Ailaoshan gold metallogenic belt. *Science in China (series D)*, 29(4): 321~330 (in Chinese).
- Li Z L, Zhei W, Huang D L, et al. 2001. The discovery of melt inclusions in Hetai and Qiaogashan ductile ahear zone gold deposits and the genetic study of these deposits. *Mineral Deposits*, 20(3): 208~215(in Chinese with English abstract).
- Lowenstern J B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36: 490~502.
- Lu H Z, Fan H R, Ni P, Ou G X, Shen K, Zhang W H. 2004. Fluid inclusions. Science Press, Beijing: 1~487(in Chinese).
- Mao H H, Zhang Z Y. 1997. An overview: Physicochemical conditions and mechanisms of Au deposit from hydrothermal solutions. *Geology-geochemistry*, 2: 89~91 (in Chinese with English abstract).
- Mikucki E J. 1998. Hydrothermal transport and depositional processes in Archean lode-gold systems: A review. *Ore Geology Review*, 13: 307~321.
- Mumm A S, Oberthür T, Vetter U, Blenkinsop T. G. 1997. High CO<sub>2</sub> content of fluid inclusions in gold mineralisations in the

- Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*, 32: 107~118.
- Scambelluri M, Philippot P. 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55 :213~227.
- Sun X M, Xiong D X, Shi G Y, Wang S W and Zhai W. 2006a. Noble gas isotopic compositions of scheelites in Daping gold mine in Yunnan province, China, and their metallogenic significances. *Acta Petrologica Sinica*. 22(3): 725~732 (in Chinese with English abstract).
- Sun X M, Xiong D X, Shi G Y, Wang S W and Zhai W. 2006b. Crust—mantle Interaction in the Ailaoshan Gold Belt and Its Contribution to Gold Mineralization: A Case Study of Daping Gold Mine in Yunnan Province, China. *Collection of Geology & Geochemistry*. Nanjing, Press of Nanjing University: 269~279 (in Chinese).
- Sun X M, Shi G Y, Xiong D X, Wang S W and Zhai W. 2006c. Platinum group elements geochemistry and Re-Os isotopic compositions and their metallogenic implications of Daping gold deposit in Ailaoshan gold belt, Yunnan province, China. *Acta Geologica Sinica*(in press).
- Sun X M, Shi G Y, Xiong D X, Wang S W and Zhai W. 2006d.  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dating of Daping ductile shear zone hosted gold deposit, Yunnan Province, China. *Acta Geologica Sinica* (in press).
- Sun X M, Xu KQ, Ren Q J, et al. , 1993, Gold mineralization in Archaean high grade metamorphic terrains of N. China platform, *Journal of Nanjing University ( Natural Sciences Edition )*, 29(1): 104~114.
- Wang M, Sun X M, and Ma M Y. 2005. Microthermometric measurement of fluid inclusions and its constraints on genesis of PGE-polymetallic deposits in Lower Cambrian black rock series, southern China. *Chinese Journal of Geochemistry*. 24(4): 298~305.
- Wang Y L, Xie Y H, Fan H R. 1994. Fluid inclusion in Xiaoqingling gold field and significance to gold mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 10(2): 211~217 (in Chinese with English abstract)
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229~272.
- Xafer R P, Foster R P. 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Maria Preta(FMP) gold deposit, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, 154: 133~154.
- Xiong D X, Sun X M, Shi G Y, Wang S W and Xue T. 2006a. Trace elements, REE and Nd-Sr isotopic compositions in scheelites and their significances for the mineralization in Daping gold mine in Yunnan province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 733~741 (in Chinese with English abstract)
- Xiong D X, Sun X M, Zhai W, Shi G Y, Wang SW. 2006b. Graphite inclusions with high crystallinity in the auriferous quartz veins from Daping gold deposit in Yunnan Province, China: evidence for involvement of metamorphic fluid from granulite-facies lower crust in the mineralization. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1448~1456.
- Xu G, Pollard P J. 1999. Origin of  $\text{CO}_2$ -rich fluid inclusions in synorogenic veins from the Eastern Mount Isa Fold Belt, NW Queensland, and their implications for mineralization. *Mineralium Deposita*, 34: 395~404.

## **$\text{CO}_2$ -Rich Fluid Inclusions in Auriferous Quartz Veins from the Daping Ductile Shear Zone Hosted Gold Deposit in Yunnan Province, China, and Its Implications for Gold Mineralization**

XIONG Dexing<sup>1,2)</sup>, SUN Xiaoming<sup>1,3)</sup>, ZHAI Wei<sup>1)</sup>, SHI Guiyong<sup>1)</sup>, WANG Shengwei<sup>1)</sup>

1) *Department of Earth Sciences, Sun Yatsen University, Guangzhou, 510275*; 2) *Zhaoqing University, Zhaoqing, Guangdong, 526061*; 3) *Key Laboratory of Lithospheric Tectonics and Exploration, China University of Geosciences, Beijing, 100083*

### **Abstract**

Mineralization epochs of the Daping gold deposits are divided into three stages: the early stage or scheelite-bearing quartz vein stage, the major stage or massive polymetallic sulphide typed auriferous quartz vein stage and the late stage or carbonate-quartz stage. Fluid inclusions in the various ore veins were studied by using a cooling/heating stage and a Laser Raman spectroscopy, and the results show that the fluid inclusions are dominated by liquid  $\text{CO}_2$  inclusions and  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusions with variable ratios of  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ . A lot of gaseous  $\text{CO}_2$ -rich inclusions are found in the early stage scheelite-bearing quartz veins, liquid  $\text{CO}_2$  inclusions are dominated in the major stage auriferous massive polymetallic sulphide ores, and aqueous inclusions are found only in the late stage carbonate-quartz veins. The gaseous phases in the fluid inclusions are nearly pure  $\text{CO}_2$ , with a little  $\text{N}_2$  at the early stage.  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusions in the early stage

have salinity of 6.37%~14.64% NaCl with a peak of 9%~10.5% NaCl, homogenization temperature of 299.4~423.7°C with a peak of 320~380°C, entrapped pressure of about 190~440MPa, and CO<sub>2</sub> inclusions density of 0.352~0.798g/cm<sup>3</sup> with a majority of 0.64~0.71g/cm<sup>3</sup>. CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions in the major mineralizing stage possess salinity of 3.70%~14.64% NaCl with a mode of 7.2%~9.0% NaCl, homogenization temperature of 279.0~406.5°C with a mode of 320~360°C, entrapped pressure of 133.5~340.0MPa with corresponding metallogenic depth of about 5.1~12.9km, and CO<sub>2</sub> inclusions density of 0.591~0.843g/cm<sup>3</sup>. The fluid inclusion characteristics indicate that the ore-forming fluid of the Daping mine is a nearly critical CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl system with high-CO<sub>2</sub> content (CO<sub>2</sub> ≥ H<sub>2</sub>O) and low to moderate salinity. Boiling or phase separation without fluid mixing might have occurred during gold mineralization. The Daping mine is a ductile shear zone controlled mesothermal deposit, which was formed by rapid decompression and subsequent boiling and deposition. Combined with other evidences, it is believed that the ore-forming fluid in the Daping gold deposit was a mixture of mantle-derived fluid and the lower crust-sourced CO<sub>2</sub>-rich fluids. The gold was probably transported by [HS] complexes in the CO<sub>2</sub>-rich fluid, and the auriferous sulfides deposition was probably caused by phase separation.

**Key words:** auriferous quartz veins; CO<sub>2</sub> fluid inclusions; phase separation; Daping gold deposit

