

桐柏—大别地区中温热液金矿床 成矿流体性质与沉淀机理

徐启东 钟增球 索书田
(中国地质大学, 武汉)

齐先茂
(鄂东北地质大队, 湖北孝感)

提 要: 通过对桐柏—大别地区10个中温热液金矿床(点)的流体包裹体研究, 确定成矿流体属于低盐度(6wt% NaCl)、富CO₂(10mol%)的NaCl-CO₂-H₂O体系。这种以演化的大气降水为主的流体在4~10km深度范围内, 由于压力由静岩压力状态向静水压力状态的突变而发生的复杂三阶段不混溶过程中沉淀, 在该过程的中晚期出现金矿化。压力状态的突变是柏桐—大别造山带在中生代碰撞造山晚期, 由挤压体制向伸展体制转换抬升隆起作用的结果。

主题词: 中温热液金矿床 成矿流体 不混溶作用 流体包裹体 碰撞造山带

横贯豫鄂皖三省的桐柏—大别地区是华北地块与扬子地块之间的多期碰撞复合造山带。本区具有工业意义的中温热液金矿床(石英脉型、破碎蚀变岩型)主要形成于中生代碰撞造山作用晚期抬升阶段。先后发现的十余个大中型金(银)矿床及上百个金矿化点, 主要受平行造山带及近垂直造山带的强应变剪切带和剪切带所夹的弱应变区段构成的网结状构造阵列控制^[1]。以新城—淅水和桐柏—商城一级剪切带为界, 平行造山带走向可分成三个带(图1), 各带的金矿化有不同的特点。其中南、北带(强应变带)内构造蚀变岩型金矿化明显, 中带(弱应变域)内以石英脉型金矿化为主。整个造山带具有“东西成带, 南北成行”的金矿化分布格局。

矿床(点)赋存在主剪切带的次级脆性断裂及韧脆性断裂之中。矿体大都呈脉状、似脉状产出, 围岩主要是各类变质岩系及花岗岩类。无论以蚀变岩型为主还是以石英脉型为主的矿化, 其中最常见与独立金银矿物共生的矿物组合是黄铁矿+石英+黄铜矿+方铅矿+闪锌矿, 这正是中温热液矿床的典型组

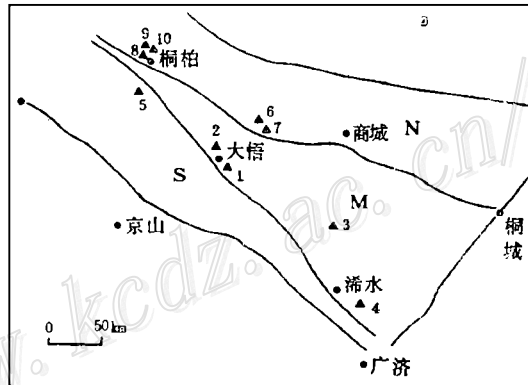


图1 桐柏—大别地区金矿床分布图

N—北带; M—中带; S—南带; 1~10—金矿床(点)编号(同表1)

Fig.1. Distribution of gold deposits in Tongbo-Dabie area.

N—North zone; M—Middle zone; S—South zone; 1~10—Serial number of gold deposits(occurrences) (as for Table 1).

徐启东, 男, 1957年生, 硕士, 副教授, 主要从事金属矿床地质学、流体包裹体及区域地球化学方面的教学与科研。
邮政编码: 430074

1993-12-21收稿, 1994-5-6修改回

合。矿床(点)大多分布在距燕山期花岗岩体一定距离之外,少数矿点产于花岗岩体中的后期断裂内。

本文选择了桐柏一大别地区具有代表性的10个金矿床(点)进行成矿流体性质的研究(图1)。这些矿床(点)虽然可分为石英脉型和蚀变岩型两大类,但蚀变岩型矿化中也发育硅化细脉和石英脉,石英脉型矿化中也往往发育蚀变带,只是强弱不同而已。因此,就成矿流体而言,它们是相似的;矿化产物的差异主要是其它因素所致,故可把形成两类矿化的流体统一起来考虑。石英脉和蚀变岩中的硅化细脉是流体包裹体研究的合适样品,取样时尽可能按照地质关系依成矿前、成矿期、成矿后的脉体分别采集,不同成矿阶段的脉体也尽可能分开处理,使样品有其特定的含义,减少对流体包裹体数据解释的不确定性。样品的观测工作是在中国地质大学(武汉)流体包裹体实验室完成的。

1 流体包裹体的基本特征

1.1 流体包裹体类型

根据常温下流体包裹体的相组合特征,将观察到的成矿期包裹体分成三种相态类型(各种参数符号的含义见表1):

I型:三相含 CO_2 包裹体,常温下由 $\text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{NaCl-H}_2\text{O}}$ 三相组成或由 L_{CO_2} (或 V_{CO_2}) + $\text{L}_{\text{NaCl-H}_2\text{O}}$ 组成,但后一种相组成在降温至小于 10°C 后, V_{CO_2} 或 L_{CO_2} 相就会出现。这种包裹体数量多,分布广,平面上以各种不同曲率的椭圆形状最常见,部分呈石英负晶形或其它不规则形态产出。大小 $1\sim 50\mu\text{m}$ 不等。测定时尽可能选择大于 $10\mu\text{m}$ 者,以保证相变观测的可靠性。统计结果表明, CO_2 相的体积比在 $10\%\sim 93\%$,集中分布在 $20\%\sim 40\%$ 区间内。

II型:两相盐水包裹体,常温下由 $\text{L}_{\text{NaCl-H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两相组成。数量也较多,以各种椭圆形产出为主,平面大小小于 $1\sim 50\mu\text{m}$ 不等,但以 $5\sim 20\mu\text{m}$ 者常见,充填度(液相比) $60\%\sim 95\%$,以 $80\%\sim 90\%$ 多见。

III型:两相富 CO_2 包裹体,常温下由 $\text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$ 两相组成,升温时在小于 31°C 时完全均一。这类包裹体在所研究的近 $2/3$ 矿床(点)中可见,但数量较之I、II型包裹体少得多。易识别者为 $5\sim 10\mu\text{m}$ 左右的椭圆型包裹体。

主要选择了石英中的原生和假次生包裹体进行观测。由于石英脉中块状石英不能有效地分辨其颗粒边界,区分原生、假次生、次生包裹体,尤其是区别假次生与次生包裹体的标志难于奏效,故次生包裹体完全排除是不可能的。对于多阶段矿化脉来说,例如白云矿床,由于 Q_1 、 Q_2 、 Q_3 的成矿流体性质比较接近, Q_2 、 Q_3 流体在 Q_1 、 Q_3 在 Q_2 中呈次生包裹体产出者不会对成矿流体的整体性质造成明显偏差。

在所研究的矿床(点)中,除老湾矿床外,成矿期石英脉、硅化脉中毫无例外地都存在I型和II型包裹体的共生(表1),其中6个矿床(点)为I、II、III型包裹体共生。这表明这些包裹体都可以反映脉体形成时的流体性质。老湾矿床样品中包裹体十分细小,能分辨出两相者大都在 $3\sim 5\mu\text{m}$ 大小,多于两相的相态在这种情况下难于识别。但从其它矿床都存在含 CO_2 包裹体的情况可以推测,老湾矿床也应有类似的包裹体组合。

1.2 流体包裹体成分体系和盐度

续表 1

| 编号 | 矿区 | 包裹体 产状 | 包裹体 类型 | 大小 (μm) | 充填度 (F%) | V_{CO_2} (%) | T_{mi} ($^{\circ}\text{C}$) | T_{mc} ($^{\circ}\text{C}$) | 盐度 (wt%) | $T_{h\text{CO}_2}$ ($^{\circ}\text{C}$) | T_h ($^{\circ}\text{C}$) | ρ_{CO_2} (g/cm^3) | ρ_B (g/cm^3) | X_{CO_2} |
|----|-----|-----------|-----------|-------------------------|-------------|--------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------|--|---------------------------------|--|--|-------------------|
| 6 | 余冲 | Q_m | I | 6~20 | | 20~23 | | | | 29~30.5(V) [29.5~ 30.5(C)] | 240~310(L) | 0.30~0.36 | 0.73~0.72 | 0.05 |
| | | | II | 5~20 | 80~90 | | | -4~-2 | 6.5~3 | 200~260(L) | | 0.89~0.82 | | |
| 4 | 大竹园 | Q_m | I | 10~40 | | 89~87 | | | | 29~30(L) | 310~330(V) | 0.63~0.60 | 0.56~0.55 | 0.69~0.63 |
| | | | III | 10~20 | | | | | | 27~29.5(L) | | 0.67~0.61 | | |
| 8 | 老湾 | Q_m | II | 3~10 | 80~90 | | -4 | | 6.5 | | 110~360(L) | | 0.97~0.65 | |
| 9 | 破山 | Q_m | I | 10~20 | | 23~37 | | | | 29.5~30(V) [29~30(L)] | 280~370(V) [300~380(V)] | 0.32~0.33 | 0.64~0.58 | 0.05~0.08 |
| | | | II | 6~25 | 80~90 | | | | 3~8 | 230~310(L) | | 0.87~0.76 | | |
| | | | III | 8~15 | | | | | | 28.2(L) | | 0.65 | | |
| 10 | 银河坡 | Q_m | I | 15~40 | | 23~34 | | | | 29~30(L) 29.5~30(V) 30.5~31(C) | 280~300(L) | 0.63~0.60 | 0.73~0.71 | 0.07~0.11 |
| | | | II | 10~30 | 80~90 | | | | | 180~290(L) | | 0.92~0.78 | | |
| | | | III | 15~25 | | | | | | 28.7(L) | | 0.61 | | |
| 5 | 黑龙潭 | Q_m | I | 5~20 | | 24~31 | | | | 17~24(L) | 220~330(L) | 0.80~0.72 | 0.81 | 0.10~0.15 |
| | | | II | 3~10 | 80~90 | | | 6~7 | 7.5~6 | 180~370(L) [300~330(C)] | | 0.93~0.65 | | |
| | | | III | 8~10 | | | | | | 17~19(L) | | 0.80~0.78 | | |
| | | | I | 8~30 | | 20~23 | | | 5~8 | 9~4 | 200~310(L) | | 0.67~0.60 | 0.80~0.79 |
| | | | II | 5~15 | 80~90 | | -5~0 | 8~0 | 150~250(L) | | | 0.94~0.84 | | |

注: V_{CO_2} - CO_2 相体积百分比; T_{mi} -冰点温度; T_{mc} - CO_2 水合物消失温度; $T_{h\text{CO}_2}$ - CO_2 相部分均一温度; 括号内L、V、C为均一到液相、气相、临界均一; T_h -均一温度; 括号内符号为均一方式; ρ_{CO_2} - CO_2 相密度; ρ_B -包裹体密度; X_{CO_2} - CO_2 相摩尔分数

包裹体成分的半定量估算主要通过 $T_{m_{CO_2}}$ (CO_2 相初熔温度)、 T_e (盐水溶液相初熔温度)、 T_{me} (CO_2 水合物消失温度)、 T_{mi} (冰点温度) 四个相变温度值的统计来确定。

I 型包裹体的 $T_{m_{CO_2}} = -55 \sim -60^\circ C$ ，与纯 CO_2 流体三相点 $-56.6^\circ C$ 相当。偏离且大于 $-56.6^\circ C$ 的数据除了测定误差外，指示存在少量的 CH_4 类成分。白云矿体包裹体的激光拉曼光谱测定结果证实了这一点。III 型包裹体未测定 $T_{m_{CO_2}}$ 值，但根据其与其 I 型包裹体共生， $T_{h_{CO_2}}$ 小于 $31^\circ C$ 的特点，可以判定其成分是以 CO_2 为主。

II 型包裹体的 T_e 值落在 $-19 \sim -24^\circ C$ 之间，峰值为 $-20 \sim -23^\circ C$ ，与 $NaCl-H_2O$ 体系的低共熔点 $-20.8^\circ C$ 相当，证明 II 型包裹体中盐类物质以 $NaCl$ 为主，两侧的偏差除了测定误差及亚稳平衡干扰外，也有可能混入少量 KCl 和 $CaCl_2$ 。另外，白云、陈林沟、黑龙潭矿床中 II 型包裹体中也观察到了少量 CO_2 水合物，表明有少量混溶的 CO_2 存在。

I 型包裹体的 T_{me} 主要分布在 $4 \sim 10^\circ C$ ，峰值在 $6 \sim 8^\circ C$ ，相当于 $7 \sim 4wt\% NaCl$ 。II 型包裹体的 T_{mi} 分布在 $-9 \sim 0^\circ C$ ，峰值在 $-5 \sim 0^\circ C$ ，相当于 $8 \sim 0wt\% NaCl$ ，并且具明显正偏态分布，显示盐度集中在低值一侧 (图2)。

由此可见，I 型包裹体成分可归属 $NaCl-CO_2-H_2O$ 体系，盐度约 $6wt\% NaCl$ ；II 型包裹体归属 $NaCl-H_2O-(CO_2)$ 体系，盐度小于 $10wt\% NaCl$ ；III 型包裹体归属 CO_2 单组分体系。各矿床详细数据见表1。

1.3 流体包裹体的均一温度数据特点

I 型包裹体的均一温度包括 $T_{h_{CO_2}}$ 和 T_h 两组数据，两者的配合可求出 V_{CO_2} 、 $X_{CO_2}^{(13)}$ 及 ρ_{CO_2} 、 $\rho_{\text{总}}$ 。 CO_2 相的部分均一方式以均一到液相为主，也有气相均一、临界均一的出现，且常常共存于同一视域范围。统计数据显示， $\rho_{CO_2} = 0.6 \sim 0.8g/cm^3$ 为主； V_{CO_2} 以 $20\% \sim 40\%$ 为主；大部分 X_{CO_2} 值在 $0.05 \sim 0.2$ 之间，部分达 $0.6 \sim 0.7$ ，有一个较大的变化范围。值得注意的是，

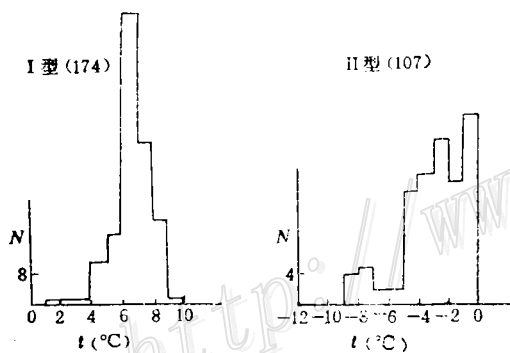


图 2 桐柏—大别地区金矿床 I、II 型包裹体的 $t (T_{me}, T_{mi})$ 值直方图

括号内数字为测定数

Fig. 2. $t (T_{me})$ and $t (T_{mi})$ histograms of Type I and Type II fluid inclusions in gold deposits of Tongbo-Dabie area.

Numerals in brackets refer to number of determinations.

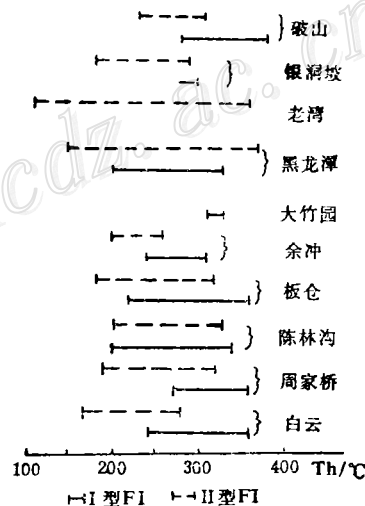


图 3. 桐柏—大别山地区主要金矿床成矿期 I、II 型包裹体的 T_h 值范围

Fig. 3. Homogeneous temperatures of Type I and Type II fluid inclusions at the ore-forming stage of the main gold deposits in Tongbo-Dabie area.

这种变化不是表现在矿床之间,而是在每个矿床内表现出来的。这是本区包裹体的一个重要特点。从图3及表1中可以看出, I型包裹体的 T_h 主要落在200~380℃,包裹体以完全均一到液相(盐水溶液相)为主,也有相当部分的包裹体均一到气相(CO₂相)及临界均一,气相均一和临界均一包裹体的 T_h 值落在液相均一包裹体的 T_h 值范围内。这是本区包裹体的另一个重要特点。

II型包裹体除黑龙潭矿床硅化脉中有少量气相均一和临界均一外,其它矿床中都表现为均一到液相。 T_h 值分布在100~340℃,主要在150~320℃。比较图3中每个矿床I型与II型包裹体的 T_h 值范围可以发现, II型包裹体的 T_h 值范围总是低于I型包裹体的 T_h 值范围。这是本区包裹体的又一个重要特点。 ρ 值主要分布在0.8~0.95g/cm³之间。

III型包裹体的 $T_{h_{CO_2}}$ 就是 T_h ,全部为均一到CO₂液相,相应的密度分布在0.6~0.8g/cm³。

2 成矿流体性质与沉淀机理

2.1 流体捕获时的状态与演化

上述包裹体相变数据统计结果显示,本区金成矿期间捕获的包裹体具有四个重要特点:

- (1) 样品中都存在I、II型或I、II、III型包裹体共生。
- (2) I型包裹体的 V_{CO_2} 和 X_{CO_2} 值在每个矿床中都存在明显的变化。
- (3) I型包裹体中CO₂相的部分均一方式和包裹体的完全均一方式多样化,后者以均一到盐水溶液相为主,也有相当量的包裹体均一到CO₂相和临界均一。
- (4) II型包裹体的 T_h 值范围总是低于I型包裹体的 T_h 值范围。

能够引起上述四个特点出现的可能机理有四种^[4,5,6,14]:①有两个以上的多世代包裹体叠加;②捕获后包裹体发生了颈缩或渗漏;③两种原始不相干的均匀流体部分混合造成的不均匀捕获;④流体发生不混溶而造成的不均匀捕获。

研究中所测定的包裹体尽可能选择的是原生和微次生包裹体,即使有些次生包裹体,但两种或三种类型的包裹体共存于同一愈合裂隙中也证实它们是同时捕获的,这种情况往往是稍晚成矿阶段的流体沿先成脉体的微裂隙充填的结果,它们所反映的流体性质是相似的。另外,三种包裹体成分连续性也暗示它们之间存在成因联系,并非偶然组合。因此,可以排除第一种可能性。颈缩或渗漏一般都在局部范围(薄片中的局部视域或几个薄片)内出现,造成整个矿床乃至本区不同地带的近十个矿床(点)中所有的包裹体都属这类捕获后的变化所为,这是不可能的。成矿期包裹体的第一、二个特点只能是流体不均匀捕获的反映。从成分上来看,II、III型包裹体是I型包裹体的两个端员。它们之间的关系存在两种可能性:I型包裹体是由II、III型包裹体所代表的两种独立的流体部分混合而成;II、III型包裹体所代表的流体是I型包裹体所代表的流体不混溶分离的结果。本区I型包裹体中 X_{CO_2} 含量虽有变化,但大多稳定在0.05~0.2之间(均一到CO₂相者除外),没有大幅度的变化。包裹体中盐度都不高,平均约6wt%NaCl。在这种盐度下的NaCl-CO₂-H₂O体系 t - X 相图中,I型包裹体的 T_h ~ X_{CO_2} 数据对分布在压力为(1~2)×10⁸Pa不混溶曲线上或附近(图4),它们一部分落在不混溶曲线附近的单相区,另一部分落在两相区,表明包裹体的捕获并不都在两

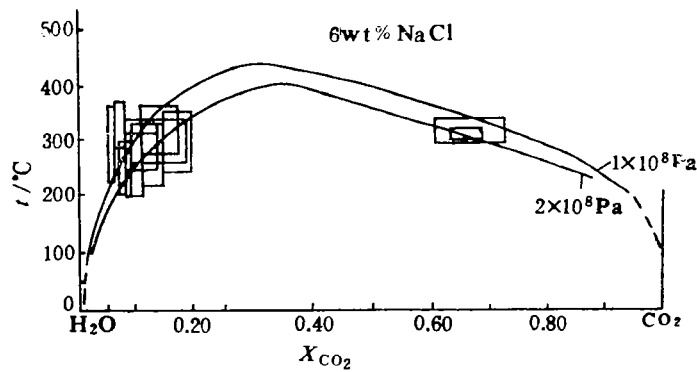


图4 桐柏一大别地区金矿床(点)中I型包裹体在 H_2O-CO_2-NaCl 体系 $t(T_h)-X_{CO_2}$ 相图中的投影

图中框内是每个矿床的 $t(T_h)-X_{CO_2}$ 范围

Fig. 4. Projection of Type 1 fluid inclusions in $t(T_h)-X_{CO_2}$ phase diagram of H_2O-CO_2-NaCl system for gold deposits (occurrences) in Tongbei-Dabie area.

Frames indicate $t(T_h)-X_{CO_2}$ ranges of individual deposits.

相区内。加之Ⅲ型包裹体的数量有限，与它们作为独立的两种流体之一而发生部分混合应表现出来的较高丰度也不相称，故认为两种独立的流体部分混合造成不均匀捕获的可能性也不大。这与此类矿床的其他研究者得到的认识相似^[4,5,7,8]。因此，本区中温热液金矿床中包裹体的上述四个特点应是成矿流体发生不混溶而引起的不均匀捕获的反映。

本区各矿床中I型包裹体最多，Ⅱ型包裹体次之，Ⅲ型包裹体较少的特点与加拿大魁北克Sigma金矿床的情况有所不同。该矿床以Ⅱ、Ⅲ型包裹体为主，I型包裹体较少，反映流体发生过强烈的不混溶，主矿物主要捕获了Ⅱ、Ⅲ型包裹体，偶而捕获了低盐度 CO_2-H_2O 流体形成I型^[7]。与此类比，桐柏一大别地区各矿床成矿流体的不混溶程度可能相对较低，原始成矿流体(沉淀时)更多地被捕获形成了I型包裹体。所观测到的Ⅲ型包裹体与Ⅱ型包裹体数量之间的差异除了观测的范围、包裹体的大小等因素外，还有可能是由于所分离出来的低密度富 CO_2 相流体更易逃逸，被捕获形成包裹体的能力较差的缘故^[9,5]。

第三、四个特点则指示不混溶的具体过程可能更为复杂。 T_{hCO_2} 和 T_h 在I型包裹体中虽然分别以均一到 CO_2 液相和均一到水盐溶液相为主，但许多矿床中都出现了 T_{hCO_2} 均一到液相和气相， T_h 均一到水盐溶液相、 CO_2 相和临界均一各种方式共存的现象(图5)，且大多集中在高温一侧，低温一侧很少见。同一成分类型包裹体在相同的温度区间出现多种均一方式共存是不混溶的一种特例——沸腾作用的主要标志^[10,14]，代表不混溶发生在两相界面上。这说明成矿流体进入矿化沉淀空间发生不混溶主要是由于压力的突变使流体在两相界面附近发生沸腾开始的；同一类型包裹体均一方式不同而没有成分体系的显著区别又指示沸腾作用程度不高，只是使分离开的两种流体中 CO_2 和 H_2O 两者的比例有明显差异。随后进入两相区内不混溶作用的继续才可能是原始流体的明显不混溶，以I型包裹体为代表的 $NaCl-CO_2-H_2O$ 流体分离成Ⅱ型和Ⅲ型包裹体为代表的两种近端员组成 $NaCl-H_2O-(CO_2)$ ， CO_2 流体。这三种不同成分流体在不混溶过程同时被正在沉淀的主矿物捕获，就造成了三种包裹体共存的局面。

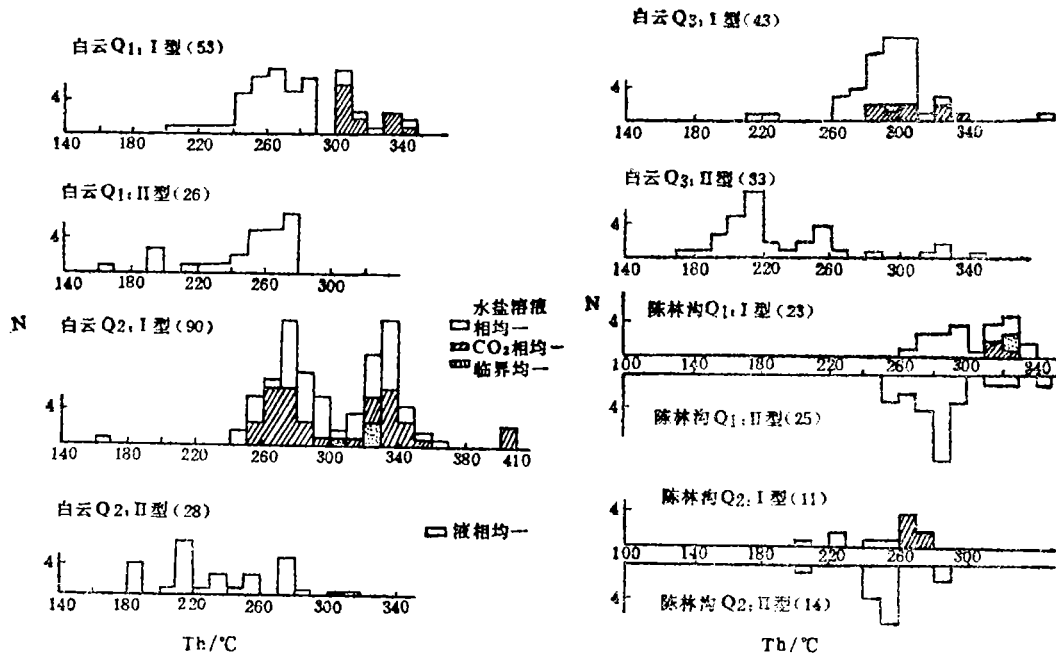
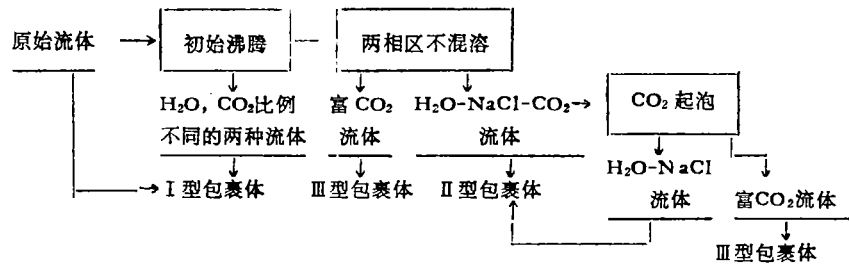


图 5 白云、陈林沟矿床不同成矿阶段 I、II 型流体包裹体均一温度值直方图
 Fig. 5. Histograms showing homogeneous temperatures of Type I and Type II fluid inclusions at different ore-forming stages of the Baiyun and Chenlingou gold deposits.

II 型包裹体的 T_h 值范围总是低于 I 型包裹体值范围的特点 (图 3, 图 5) 是不混溶形成的次生 $\text{NaCl-H}_2\text{O}-(\text{CO}_2)$ 流体继续演化的反映。这种现象在加拿大魁北克 Sigma 金矿床、Star Lake 金矿床也都存在^[5,7]。Robert 等 (1987), Ibrahim 等 (1991) 都认为, 早期流体不混溶形成的次生 $\text{NaCl-H}_2\text{O}-(\text{CO}_2)$ 流体在压力持续波动过程中会出现以下情况: 压力降低时, CO_2 起泡 (Effervescence) 分离而进一步发生不混溶; 压力升高时, 这种失去了 CO_2 后的次生流体剩下的部分由 CO_2 饱和和变成不饱和, 就与 I 型包裹体流体处于化学和热的不平衡状态。这种流体随后捕获就较被捕获时应具有的 T_h 值要低, 即 II 型包裹体的 T_h 值不能代表其捕获时的温度。本区 II 型包裹体中存在两种情况, 大多数情况下观察不到 CO_2 存在的迹象, 表明其中 CO_2 含量很低, 可以忽略不计; 少数情况下仍观察到了 CO_2 水合物的存在, 表明 CO_2 在这些包裹体中可能处于接近饱和的状态, 这与上述分析是吻合的。Sibson 等 (1988) 的研究表明, 逆断层, 尤其是高角度逆断层的多期活动是引起断裂系统中流体承受的压力出现较大周期性波动的原因^[11]。本区金矿化主要赋存在与剪切带有关的断裂系统中, 大多存在多阶段多世代活动的特征, 说明断裂系统存在多次裂-合作用, 因而压力出现过持续波动变化是完全可能的。所以, 可以采用这种机制来解释为什么 II 型包裹体的 T_h 值范围小于 I 型包裹体的 T_h 值范围。这样我们就认识到成矿流体进入沉淀空间后经历了性质有所不同的三个阶段的不混溶过程: 气液两相界面附近的初始沸腾 → 两相区内的明显不混溶 → 次生流体中 CO_2 起泡引起的再度不混溶。不混溶过程与不同类型包裹体之间的关系可归纳成如下流程:



就具体的每个矿床而言,情况会有所差异,但二、三两个阶段则可能普遍存在,例如,白云和陈林沟矿床这三个阶段的不混溶都存在,破山矿床第一个阶段发育较弱,银洞坡矿床则可能第一阶段基本不发育,黑龙潭矿床则可能主要发育第二个阶段的不混溶。由此得出这样的基本认识:本区中温热液金矿床成矿流体沉淀的主要机理是低盐度富 CO_2 流体发生的多阶段不混溶作用。

桐柏一大别地区中温热液金矿床主要金矿物是Au-Ag矿物系列,以自然金、银金矿为主。它们分布在已结晶矿物颗粒间和已结晶矿物破裂形成的裂隙之中是普遍的现象,表明金银矿物在成矿流体沉淀的中晚期晶出为主。金矿物中晚期晶出的特征可以与包裹体在脉体中的分布特点相对应,指示金矿物的沉淀是与流体的两相区不混溶阶段和进一步的 CO_2 起泡阶段密切相关,即与II型包裹体的大量捕获同时。对于具体矿床而言,石英脉型矿化为主的矿床,不混溶作用作为矿化形成的主导机理是无疑的,对于以蚀变岩型矿化为主的矿床来说,由于与硅化脉同期或同阶段稍早形成的蚀变岩中也有浸染状金矿物与蚀变矿物同时沉淀,流体与围岩之间发生的水岩反应肯定与这些金矿物的沉淀不无关系,但同期或同阶段稍后出现的含矿硅化网脉体和再随后叠加其上的石英脉型矿化与不混溶作用的密切关系是可以肯定的。因此,流体不混溶作用作为中温热液金矿床形成的重要机理之一的认识^[4,5,7,8,9,12]看来在本区也是适用的。

2.2 成矿流体性质的限定

上述认识使我们可以对原始成矿流体(进入沉淀空间时)的可能成分及其它一些性质进行限定。由于初始沸腾和两相区不混溶过程都是原始成矿流体为主发生的不混溶,严格地说,原始成矿流体的恢复应该是不混溶形成的各种成分流体按比例加权计算,但无论是初始沸腾流体的比例还是两相区不混溶流体的比例,根据包裹体丰度估计的可靠性都很差,实际上很难较准确地做到。考虑到I型包裹体中有很大比例的原始成矿流体捕获的产物,可以近似地把I型包裹体中均一到水溶液相的那部分包裹体的盐度、 X_{CO_2} 、 ρ_s 等性质看作代表原始成矿流体的相应性质。表2中列出了估算的各矿床原始成矿流体的主要性质。从表2中可以看到,本区中温热液金矿床的原始成矿流体属于 $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-(\pm\text{CH}_4)$ 体系,其中NaCl类含量在0~11wt%NaCl,峰值约6wt%NaCl; CO_2 在5~23mol%,峰值约10mol%(相当于20wt%NaCl);密度在0.57~0.86g/cm³,峰值为0.70g/cm³。

2.3 流体捕获温度、压力、深度的估算

根据流体沉淀的不混溶机理,可以采用三种方法来估算流体的捕获温度(T_f)和捕获压力(p_f):①不混溶包裹体的 T - p 计法:I型包裹体的主要 T - p 区间可代表 T_f ,相应的 p - h 区间相当于 p_f 。 p - h 可根据Schwartz(1989)方法^[13]求得;②等容线相交法,根据II,III型包裹

表 2 桐柏-大别地区主要金矿床(点)成矿流体主要参数一览表
 Table 2. Main parameters of ore-forming fluids in major gold deposits (occurrences) of Tongbo-Dabie area

| 矿床 | 流体主要成分 | T(°C), p(10 ⁵ Pa)估算 | | | 深度 H (km) | | Tf(°C), pf(10 ⁵ Pa) H(km) |
|-----|---|--|---|---|-------------------------------|-------------------------------|---|
| | | I 型 | II 型 | III 型 | 静岩压力时 (10 ⁵ Pa) | 静水压力时 (10 ⁵ Pa) | |
| 白云 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S = 0~9 wt% NaCl CO ₂ = 8~20 mol% ρ = 0.63~0.77g/cm ³ | Q _I : T = 240~340 p = 1200~1500 Q _{II} : T = 250~350 p = 1200~1500 Q _{III} : T = 260~340 p = 1200~1500 | Q _I : T = 328 p = 1090 Q _{II} : T = 293 p = 1036 | Q _I : T = 240~340 p = 920~1300 Q _{II} : T = 260~340 p = 910~1200 | 取 p = 1500 H = 5.7 | 取 p = 910 H = 9.3 | Tf = 240~340 pf = 910~1500 H = 7.5 |
| | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S = 7.5~4 wt% NaCl CO ₂ = 11~23 mol% ρ = 0.64~0.65g/cm ³ | T = 290~370 p = 1300~1600 | | | 取 p = 1600 H = 6.0 | 取 p = 1300 H = 13.2 | Tf = 290~370 pf = 1300~1600 H = 9.6 |
| 陈家沟 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S = 4~9 wt% NaCl CO ₂ = 8~18 mol% ρ = 0.66~0.86g/cm ³ | T = 270~340 p = 1000~1300 | T = 393 p = 1290 | T = 270~340 p = 890~1140 | 取 p = 1300 H = 4.9 | 取 p = 890 H = 9.1 | Tf = 270~340 pf = 890~1300 H = 7.0 |
| | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S < 10 wt% NaCl CO ₂ = 5~6 mol% ρ = 0.57~0.61g/cm ³ | T = 250~330 p = 750 | | | 取 p = 500~750 H = 2.8 | 取 p = 500 H = 5.1 | Tf = 250~330 pf = 500~750 H = 4.0 |

续表 2

| 矿床 | 流体主要成分 | T(°C), p(10 ⁵ Pa) 估算 | | | | 深度H(km) | | Tf(°C), pf(10 ⁵ Pa) H(km) |
|-----|---|---------------------------------|---|---------------------|----------------------------------|-----------------------|-------------------------------|---|
| | | I 型 | | II 型 | | III 型 | 静水压力时 (10 ⁵ Pa) | |
| | | T | p | T | p | | | |
| 余冲 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S < 10wt% NaCl CO ₂ = 5mol% ρ = 0.72 ~ 0.73 g/cm ³ | 240 ~ 280 p = 550 ~ 700 | | | | 取 p = 700 H = 2.6 | 取 p = 550 H = 5.6 | Tf = 240 ~ 280 pf = 550 ~ 700 H = 4.1 |
| 大竹园 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 | 310 ~ 330 p = 990 ~ 1000 | | | T = 310 ~ 330 p = 900 ~ 960 | 取 p = 1000 H = 3.8 | 取 p = 900 H = 9.2 | Tf = 310 ~ 330 pf = 900 ~ 1000 H = 6.5 |
| 黑龙潭 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S = 4 ~ 9wt% NaCl CO ₂ = 7 ~ 15mol% ρ = 0.79 ~ 0.81 g/cm ³ | 220 ~ 340 p = 1200 ~ 1600 | | T = 275 p = 1300 | T = 220 ~ 340 p = 1040 ~ 1580 | 取 p = 1600 H = 6 | 取 p = 1040 H = 10.6 | Tf = 220 ~ 340 pf = 1040 ~ 1600 H = 8.3 |
| 破山 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S < 10wt% NaCl CO ₂ = 5 ~ 8mol% ρ = 0.58 ~ 0.64 g/cm ³ | 280 ~ 360 p = 600 ~ 800 | | T = 340 p = 1070 | T = 280 ~ 360 p = 840 ~ 1085 | 取 p = 1085 H = 4.1 | 取 p = 600 H = 6.1 | Tf = 280 ~ 360 pf = 600 ~ 1085 H = 5.1 |
| 轿湾坡 | H ₂ O-CO ₂ -NaCl 体系 S < 10wt% NaCl CO ₂ = 7 ~ 11mol% ρ = 0.71 ~ 0.73 g/cm ³ | 240 ~ 290 p = 1000 ~ 1200 | | T = 260 p = 690 | T = 240 ~ 290 p = 660 ~ 780 | 取 p = 1200 H = 4.5 | 取 p = 660 H = 6.7 | Tf = 240 ~ 390 pf = 660 ~ 1200 H = 5.6 |

s—盐度; ρ—密度; T—温度; p—压力; 其余见表 1

体在相应的 $p-t-\rho$ 图中的特定等容线相交点唯一地确定出两种包裹体同时捕获时的 Tf 、 p_f 。不确定性主要来自 II 型包裹体经历了第三阶段 CO_2 起泡引起的二次不混溶, 与可能由第二阶段不混溶形成的 III 型包裹体处于热力学不平衡, 但至少数据可作为一种参考; ③ III 型包裹体等容线法。利用方法①求得的 Tf , 在 CO_2 体系的 $p-t-\rho$ 相图中据 III 型包裹体等容线求得 p_f , 这可以对方法①求出的 p_f 结果进行检验。表 2 列出了 3 种方法估算的 Tf 、 p_f 结果, 比较三种结果我们注意到, 方法①、③的 p_f 结果比较接近, 方法②是独立温压计, 所估算的 Tf 、 p_f 值落在①、③方法估算值区间之中。这种特点一方面佐证了不混溶认识的可靠性, 也证明了方法①将 I 型包裹体的 T_h 主要区间作为 Tf 区间在本区应用的合理性, 故各矿床 Tf 可取方法①结果。由于不混溶发生的最重要原因压力的变化应在包裹体中表现出来, 故每个矿床的 p_f 可取三种方法中的高值和低值作为 p_f 范围。表 2 中列出了各矿床 Tf 、 p_f 的推荐值, 它们也就代表了各矿床形成时的主要温压范围。本区中温热液金矿床形成温度主要落在 $220\sim 370^\circ\text{C}$, 压力虽然落在 $5\times 10^7\sim 16\times 10^7\text{Pa}$, 但造山带北带矿床(破山、银洞坡、余冲、板仓等)的形成压力 ($5\times 10^7\sim 12\times 10^7\text{Pa}$) 低于造山带中带、南带矿床(白云、周家桥、陈林沟、黑龙潭等)的形成压力 ($8.9\times 10^7\sim 16\times 10^7\text{Pa}$)。

流体捕获深度(成矿深度)估算的不确定性主要来自难于确定所估算的捕获压力是静岩压力还是静水压力类型, 这要视断裂的封闭程度而定^[2]。实际上, 成矿深度往往位于两种压力类型估算的深度值之间, 偏向那个端员则因地而异。考虑到各种不同效应的共同影响, 将本区金矿化成矿深度定在两种压力类型确定的深度值之间是可以接受的。具体估算时要考虑的是如何确定两种压力类型的取值问题。压力波动是造成不混溶的主要原因, 成矿深度在流体沉淀过程中基本不变, 压力的波动实际上是不同压力类型的改变所致, 在脆性变形背景下表现为断裂闭合和张开过程中静岩压力与静水压力间的频繁转换。被捕获的流体包裹体所记录下来的压力值中同时包括了两种压力类型的成分, 可以考虑将求得的流体捕获压力的两个区间端员近似看作两种压力类型的端员, 由于在相同深度上, 静岩压力大于静水压力, 故低压值端员接近静水压力, 高压值端员接近静岩压力。分别据相应压力类型与深度换算关系求得两组深度值(表2), 用两种深度值的中值来逼近实际的矿化深度(见表2中最后一栏推荐值)。结果表明, 本区金矿化形成深度在 $4\sim 10\text{km}$ 范围, 其中造山带北带矿床在 $4\sim 6\text{km}$, 中、南带在 $7\sim 10\text{km}$, 显示造山带北部金矿床定位较南部更浅。

3 中温热液金矿化与造山带演化的关系^①

桐柏—大别地区中温热液金矿床的形成是中生代本区华北与扬子两个大陆碰撞造山事件的一部分。稳定同位素研究表明, 成矿流体具有多源性质, 流体主要源自循环演化的大气降水, 演化的大气降水萃取所流经的各类岩石中的成矿物质形成成矿流体。在造山带演化晚期由挤压体制向伸展体制转换的隆起抬升阶段, 在约 $4\sim 10\text{km}$ 深度的韧脆、脆性变形域内, 具有本区这种性质的成矿流体 $\text{NaCl}(1.9\text{mol}\%)-\text{CO}_2(10\text{mol}\%)-\text{H}_2\text{O}$ 体系, 在约 300°C 左右, 由处于静岩压力状态下的单相区突变成静水压力状态下的两相区^[3]而出现的流体不混溶过程

① 索书田等, 1993, 桐柏—大别地区剪切带阵列与金矿成矿关系研究(专题报告)

中沉淀, 导致金矿化的发生。与陆-陆碰撞有关的深侵位花岗岩浆的活动, 可能为某些地段成矿流体的活动提供了局部热源。而处于强应变域的岩石具有极度破裂细粒化、高表面积状态, 弱应变域岩石具有粗粒破裂、低表面积状态, 它们的不同性质在很大程度上影响了流体交代或充填围岩裂隙的能力, 造成了矿化出现破碎蚀变岩型与石英脉型的差异。

本文是作者所完成的地矿部专项科研基金项目成果的一部分。野外工作得到湖北鄂东北地质队、第八地质队, 河南地质三队有关同志的大力帮助, 张思世副教授提供了部分黑龙潭矿床的样品, 在此一并表示谢意。

参 考 文 献

- 1 索书田等. 桐柏—大别地区剪切带阵列与金矿的成矿关系. 见: 中国地质学会矿床地质专业委员会编. 第五届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 1993, 326~327
- 2 Roedder E. 流体包裹体(上). 卢焕章等译. 长沙: 中南工业大学出版社. 1985, 266~270
- 3 池国祥, 卢焕章. 流体相分离深度(压力)-温度场特征及其对热液矿床定位的意义. 矿物学报, 1991, 11(4): 355~362
- 4 Zhang X et al. Cold mineralization in the Kanagan Valley, Southern British Columbia: fluid inclusion and stable isotope studies. *Econ. Geol.*, 1989, 84: 410~424
- 5 Tbrahim M S, Kyser T K. Fluid inclusion and isotope systematics of the high-T Proterozoic Star Lake lode gold deposit, northern Saskatchewan, Canada. *Econ. Geol.*, 1991, 86: 1468~1490
- 6 Anderson M R et al. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralisation in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *Eur. J. Mineral.*, 1992, 4: 933~948
- 7 Robert F, Kelly W C. Ore-forming fluid in Archean gold-bearing quartz vein at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.*, 1987, 82: 1464~1482
- 8 Shlton K L et al. Gold-rich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: geochemical studies of the Jungwon gold area. *Econ. Geol.*, 1988, 83: 1221~1237
- 9 Walsh J F et al. Fluid inclusion geochemistry of high-grade, vein-hosted gold ore at the Pamour mine, Porcupine Camp, Ontario. *Econ. Geol.*, 1988, 83: 1347~1367
- 10 Bodnar R J et al. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In: Rerger B R and Bethke P M(eds). *Geology and geochemistry of epithermal systems. Rev. Econ. Geol.*, 1985, 2: 73~97
- 11 Sibson R H et al. High-angle reverse fault, fluid pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 1988, 16: 551~555
- 12 Craw D. Fluid evolution, fluid immiscibility and gold deposition during Cretaceous-recent tectonics and uplift of the Otago and Alpine schist, New Zealand. *Chem. Geol.*, 1992, 98: 221~236
- 13 Schwartz M O. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusion use of microthermometric measurements. *Mineral. Deposita*, 1989, 24: 43~47
- 14 Ramboz C et al. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. *Chem. Geol.*, 1982, 37: 29~48

ORE-FORMING FLUIDS IN MESOTHERMAL GOLD DEPOSITS OF TONGBO-DABIE AREA: THEIR PROPERTIES AND PRECIPITATION MECHANISM

Xu Qidong, Zhong Zengqiu and Suo Shutian

(China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Qi Xianmao

(Northeast Hubei Geological Party, Hubei Bureau of Geology and Mineral Resources)

Key words: mesothermal gold deposit, immiscibility of ore-forming fluids, fluid inclusions, collision orogenic belt

Abstract

Fluid inclusion studies of ten mesothermal gold deposits (occurrences) in Tongbo-Dabie area show that the ore-forming fluids are of the NaCl-CO₂-H₂O system with low salinity (6 wt% NaCl) and rich CO₂ (10 mol%). At the depth of 4~10 km, the fluids dominated by evolutionary water precipitated during the complex three-stage immiscible process which took place due to the sudden change of pressure from the lithostatic pressure state to the hydrostatic pressure state, and gold mineralization occurred at the late stage of this process. The sudden change of the pressure state resulted from the uplifting of the Tongbo-Dabie orogenic belt at the late stage of Mesozoic collision orogeny when the deformation system of this belt transformed from the compression state to the extension state.

<http://www.kdzy.com/>