# 银洞坡金矿流体包裹体研究*

## Study of Fluid Inclusions of Yindongpo Gold Deposit

杨 永 陈华勇 王耀光 鲁颖淮 高秀丽 陈衍景

（北京大学地质学系，北京 100871）

王志光 李国平

（河南有色地质调查院，河南 郑州 450052）

Yang Yong, Chen Huayong, Wang Yaoguang, Lu Yinghuai, Gao Xiuli, Chen Yanjing

(Department of Geology, Peking University, Beijing, 100871, China)

Wang Zhiguang and Li Guoping

(Henan Geoexploration Bureau, Zhengzhou 450052, Henan, China)

摘 要 流体包裹体研究结果显示河南银洞坡金矿属于典型的中温热液金矿，早期≥350℃，中期 290～210℃，晚期 200～170℃；主成矿期成矿流体 $CO_2$ 散失，离子浓度增高，大量物质沉淀，显示沸腾可能存在流体不混溶现象，与中温造山型金矿特征类似。但是，流体还原参数从早到晚增高，与造山型金矿流体演化相反，原因是围岩富含碳质，碳质使流体还原性增强，并使正价金离子还原沉淀。因此，银洞坡应属于碳质层控型金矿。

关键词 银洞坡金矿 流体包裹体 碳质层控型矿床

河南桐柏银洞坡金矿床位于围山城金银多金属矿带之中，由于矿床具有明显的碳质层控性，矿化又具有热液成因的特点，同样属于围山城金银多金属成矿带，与破山银矿具有相同特征，且均为大型金（银）矿，其成矿规律和找矿标志的研究可为其他地区寻找类似矿床提供理论依据，银洞坡金矿和破山银矿作为此类矿床的典型而日益受到地勘和研究人员的重视，目前关于此类矿床成矿流体研究仍然非常薄弱。

## 1 地质背景

河南桐柏围山城金银多金属成矿带位于桐柏山北坡，大地构造位置属秦岭东西复杂构造带东段，东西两端分别被吴城盆地、南阳盆地所截，长约 25 km，呈 NW 向狭长带状分布(王耀光,2001;陈衍景,1992;陈衍景,1995)。桐柏山 地层自南向北划分为苏家河群、信阳群、秦岭群、二郎坪群，其分界依次是内乡-桐柏-商城断裂、龟山-梅山断裂（商丹断裂）、朱阳关-夏馆-镇平断裂（大河断裂）。二郎坪群自南向北由大河组复理石、刘山岩蛇绿岩和歪头山组火山沉积岩系组成，被羊圈-庙沟-黄金沟断裂分为南北两部分，断裂以南为刘山岩蛇绿岩，断裂以北发育歪头山组火山沉积岩系。银洞坡金矿和破山银矿均产在歪头山组中，在歪头山组中还有其他一些金、银、铅、锌等矿点。歪头山组火山沉积岩系北面被古生代桃园花岗岩体和中生代梁湾花岗岩体所侵入吞噬。歪头山组本身构成 NWW 向河前庄背斜，发育区有较多 NWW 向压性断层和 NE 向压扭性断层，歪头山组内部有较多的层间滑动断层沿碳质片岩发育。

歪头山组分为上、中、下三部分：下部为变粒岩、大理岩、斜长角闪片岩及少量云英片岩，常含蓝晶石、十字石、硅线石；中部为变粒岩、云英片岩、角闪片岩，碳质绢英片岩及少量大理岩透镜体；上部主

* 本文受国家自然科学基金（49972035）、国家攀登（95-预 39-04）课题，教育部跨世纪人才基金项目和国土资源大调查项目资助
第一作者简介 杨永，男，1978 年生， 北京大学地球与空间科学学院地质学系 2000 级硕士研究生。

要是黑云变粒岩、斜长角闪片岩、碳质绢英片岩，夹大理岩透镜体。下部总厚 800 m，细分为 9 个岩性段，不含碳质层，也不含金、银矿床。中部总厚度 1010 m，细分为 6 段，其中一、二、三、五段含碳质；第二岩性段为银洞坡金矿赋存层位，主要岩性为碳质娟云石英片岩。上部总厚 670 m，细分为 5 段，其中第二段为碳质，是破山银矿赋存层位，主要岩性为碳质娟云石英片岩和黑云变粒岩。

## 2　矿床地质

银洞坡金矿定位于歪头山组中部第二岩性段的碳质绢云石英片岩中，矿化受断层和岩性控制明显。矿体受地层产状影响较大，基本与地层产状一致，多呈似层状、透镜状、鞍状及脉状。矿石与围岩界线不清，属过渡关系(王耀光,2001,陈衍景,1992, 1995)，见图 1。

矿石构造主要为脉状、网脉状、浸染状、条带状、角砾状、块状等。发育有多种矿石结构，主要有交代结构、压碎结构、自形—半自形或它形粒状结构、固融体分离结构等。矿石中的金以自然金、银金矿的形式赋存于石英、硫化物的晶隙、裂隙和包裹体中。

矿化蚀变分为三期：Ⅰ期为中粗粒黄铁矿、石英脉或中细粒黄铁矿石英岩；Ⅱ期为细晶金属硫化物网脉；Ⅲ期为中粗粒方铅矿-石英脉、碳酸盐细脉。

围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、碳酸盐化，也存在绿泥石化和粘土化，与矿化密切相关的为硅化、绢云母化。

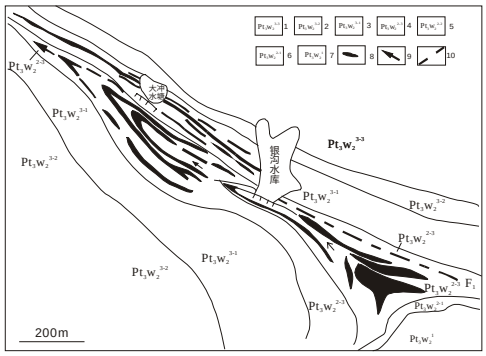



图 1 银洞坡金矿矿体分布示意图

(王耀光，2001)

1—歪头山组中部第三岩性段第三层；2—歪头山组中部第三岩性段第二层；3—歪头山组中部第三岩性段第一层；4—歪头山组中部第二岩性段第三层；5—歪头山组中部第二岩性段第二层；6—歪头山组中部第二岩性段第一层；7—歪头山组中部第一岩性段；8—金矿体位置及编号；9—倾伏背斜轴线；10—断层及编号.

## 3　流体包裹体研究

对 20 个包裹体片、92 个单包裹体的显微热台测温研究表明：银洞坡金矿流体包裹体形态多种多样，如椭圆形、圆形、三角形、不规则多边形等；数量众多；大小不等，在 5 ~18 μm 之间，大部分为 10~11 μm；均为气液两相；有时群体出现，有时离散分布；所测流体包裹体均一温度确定矿化早、中、晚三期温度范围分别为早期≥350℃，中期 290~210℃，晚期 200~170℃，中期为主成矿期。

本文运用四极离子质谱测定了 11 件石英样品中的包裹体气相成分（表 1），得到如下认识：

（1）$CH_4$ 含量在成矿早、中、晚三期的均值分别为 0.412、0.491、0.666，从早期到晚期呈升高趋势。$CO_2$ 含量在成矿早、中、晚三期的均值分别为 11.5、8.98、11.4。$CO_2$/ $CH_4$ 特征值在成矿早、中、晚三期的均值分别为 28.3、18.7、18.2。

（2）$H_2O$ 的含量在成分中占绝对优势，最低值 82.419，最高值 92.18。$CO_2$/ $H_2O$ 特征值在成矿早、中、晚三期的均值分别为 0.128、0.102、0.133。$CO_2$ 含量及 $CO_2$/ $H_2O$ 特征值中期明显低于早期和晚期值，指示中期有大量 $CO_2$ 散失，表示 CO2 与 N 功臣 O 产生不混溶，且 $CO_2$ 散失导致溶液中的 $HCO_3^-$、$CO_3^{2-}$快速减少，Eh 值降低，pH 升高，配合物分解，离子浓度迅速增高，进而导致硫化物大量沉淀，并伴随了 $Ag^+$、$Au^+$等离子的还原沉淀。中期 $CO_2$/ $CH_4$ 值比早期大幅降低以及下文中得出的离子总浓度增高等现象与此认识相吻合，也与矿化特征一致。

（3）$N_2$ 的含量一直稳定，说明体系持续为开放体系。

（4）R/O 为包裹体气相成分还原参数（参数为（$CO+CH_4$）/$CO_2$ 的比值，李秉伦，1982），它的大小指示了还原性的强弱。早、中、晚三期还原参数分别为 0.074、0.115、0.120，根据样品采集深度也可得到 75 m、115 m、145 m、155 m 中段还原参数分别为 0.055、0.093、0.106、0.267。从数据可以看出从早期到

晚期，还原参数依次增大，早期到中期增幅较大，导致了中期成矿物质大量沉淀；中期到晚期增大幅值较小，说明成矿环境相对稳定。从深度来看，该矿由浅部到深部还原参数是依次增大的，还原性依次增强，与该体系的开放性相符合，与大气的接触导致了还原性的减弱，氧化性的增强。

表 1 银洞坡金矿石英包裹体样品气相成分表 Pj=摩尔百分含量(mol%)

| 名称 | 1 | 1p | 2 | 3 | 4 | 4p | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 99H09 | 99H09 | 99H41 | 99H31 | 99H35 | 99H35 | 99H34 | 99H37 | 99H11 | 99H36-2 | 99H27 | 99H18 | 99H40 |
| $CH_4$ | 0.256 | 0.32 | 0.657 | 0.929 | 0.5 | 0.426 | 0.357 | 0.541 | 0.767 | 0.383 | 0.529 | 0.511 | 0.414 |
| $H_2O$ | 90.734 | 90.108 | 85.519 | 84.461 | 85.802 | 87.561 | 91.263 | 88.611 | 84.842 | 92.18 | 84.791 | 92.075 | 82.419 |
| CO | 0.726 | 0.181 | 0.367 | 0.789 | 0.21 | 0 | 0.202 | 0.482 | 0.81 | 0.312 | 0.869 | 0.93 | 0 |
| $N_2$ | 0.295 | 0.335 | 0.076 | 0.222 | 0.258 | 0.319 | 0.431 | 0.106 | 0.544 | 0.425 | 0.386 | 0.418 | 0.64 |
| $C_2H_6$ | 0.208 | 0.276 | 0.961 | 1.373 | 0.711 | 0.404 | 0.339 | 0.384 | 0.596 | 0.312 | 0.305 | 0.309 | 0.351 |
| $O_2$ | 0.085 | 0.127 | 0.061 | 0.153 | 0.082 | 0.173 | 0.182 | 0.169 | 0.26 | 0.121 | 0.149 | 0.135 | 0.167 |
| $H_2S$ | 0.031 | 0.032 | 0.052 | 0.043 | 0.047 | 0.026 | 0.057 | 0.038 | 0.041 | 0.036 | 0.023 | 0.023 | 0.046 |
| Ar | 0.054 | 0.035 | 0.124 | 0.132 | 0.087 | 0.125 | 0.086 | 0.19 | 0.151 | 0.101 | 0.052 | 0.197 | 0.151 |
| $CO_2$ | 7.611 | 8.586 | 12.182 | 11.899 | 12.303 | 10.967 | 7.083 | 9.479 | 11.989 | 6.13 | 12.897 | 5.401 | 15.813 |
| $CO_2/H_2O$ | 0.0839 | 0.0953 | 0.1424 | 0.1409 | 0.1434 | 0.1252 | 0.0776 | 0.1070 | 0.1413 | 0.0665 | 0.1521 | 0.0587 | 0.1919 |
| R/O | 0.1290 | 0.0584 | 0.0841 | 0.1444 | 0.0577 | 0.0388 | 0.0789 | 0.1079 | 0.1315 | 0.1134 | 0.1084 | 0.2668 | 0.0262 |
| 总 和 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| 深度/ m | 145 | 145 | 75 | 115 | 115 | 115 | 115 | 115 | 145 | 115 | 115 | 155 | 75 |
| 期 次 | 早期 | 早期 | 早期 | 晚期 | 中期 | 中期 | 中期 | 晚期 | 中期 | 中期 | 晚期 | 中期 | 早期 |

注：Pj(mol%)-为摩尔百分含量；R/O=（CO+$CH_4$）/$CO_2$;在中科院 JIKA 中心测试，四极质谱为日本真空技术株式会社 RG202 型。工作条件为：SMZ 电压-1.76V；电离方式 EI；离子电压 50 eV；测量速度 50 msec/amn；真空度 $5\times10^{-6}$ Pa．99H09 为无矿石英。其它为含矿石英。

本文运用离子色谱法对不同期次的石英进行了包裹体液相成分分析（表 2），虽然由于方法和仪器的限制，成矿流体中常见的重要组分如：$HCO_3^-$、$CO_3^{2-}$、$HS^-$以及成矿元素离子含量无法得出，但 $F^-$、$Cl^-$、$SO_4^{2-}$等阴离子和 $K^+$、$Na^+$、$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$等阳离子含量仍给出了重要信息。

对表 2 中数据分析得到如下认识：

（1）$F^-$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $0.061\times10^{-6}$、$0.055\times10^{-6}$、$0.082\times10^{-6}$，$Cl^-$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $3.31\times10^{-6}$、$0.504\times10^{-6}$、$0.953\times10^{-6}$，中期值比早期、晚期值都小。

（2）$SO_4^{2-}$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $35.41\times10^{-6}$、$33.87\times10^{-6}$、$9.53\times10^{-6}$，$Na^+$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $3.17\times10^{-6}$、$1.65\times10^{-6}$、$1.49\times10^{-6}$，$K^+$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $14.13\times10^{-6}$、$10.58\times10^{-6}$、$5.64\times10^{-6}$，$Mg^{2+}$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $0.588\times10^{-6}$、$0.188\times10^{-6}$、$0.071\times10^{-6}$，$Ca^{2+}$离子在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 $0.697\times10^{-6}$、$0.412\times10^{-6}$、$0.24\times10^{-6}$，均为从早期到中期到晚期依次降低。

（3）$K^+/Na^+$值在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 4.89、6.98、4.09，都比较高，且中期值明显高于早期、晚期值，指示成矿流体来源较浅或由浅源物质提供（陈衍景，1992）。本区 $Ca^{2+}/Mg^{2+}$值除 99H40 外均大于 1。

（4）(K+Na)/(Mg+Ca)值范围为 6.04～44.7，在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 12.19、35.89、26.11，都很高，亦表明了成矿流体的浅源性。

（5）据 Taylor 和 McLennan(1985),地壳中 F/Cl 为 0.14～0.48；而地幔为 1.2～7.4。除 3 个样品未测出 $F^-$外，$F^-/Cl^-$比值变化于 0.007～0.500，在成矿早、中、晚三期的浓度均值分别为 0.02、0.0666、0.185，呈

依次升高趋势，虽然 $F^-$含量低于 $Cl^-$，但均值仍大于海水 $F^-/Cl^-$＝0.0001378（据武汉地质学院地球化学教研室．1979 资料计算所得），表明其来源不会深于地壳。

表 2　石英包裹体样品液相成分表(1g 样品的结果，单位为 $10^{-6}$)

| 样号 | 期次 | $F^-$ | $Cl^-$ | $SO_4^{2-}$ | $Na^+$ | $K^+$ | $Mg^{2+}$ | $Ca^{2+}$ | $\Sigma^+$ | $\Sigma^-$ | $K^+/Na^+$ | $F^-/Cl^-$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 99H09 | 早期 | 0.061 | 8.53 | 2.43 | 4.48 | 0.7 | 0.078 | 0.64 | 5.898 | 11.021 | 0.16 | 0.007 |
| 99H41 | 早期 | 0.061 | 1.16 | 9.29 | 1.84 | 3.59 | 0.096 | 0.28 | 5.806 | 10.511 | 1.95 | 0.053 |
| 99H31 | 晚期 | 0.036 | 1.09 | 12.4 | 1.74 | 6.76 | 0.088 | 0.22 | 8.808 | 13.526 | 3.88 | 0.033 |
| 99H35 | 中期 | 0.030 | 0.70 | 15.5 | 1.61 | 11.7 | 0.13 | 0.26 | 13.7 | 16.230 | 7.27 | 0.043 |
| 99H34 | 中期 |  | 0.33 | 44.4 | 1.63 | 11.25 | 0.55 | 0.79 | 14.22 | 44.73 | 6.90 | 0 |
| 99H37 | 晚期 | 0.180 | 0.36 | 10.7 | 1.19 | 9.36 | 0.066 | 0.17 | 10.786 | 11.24 | 7.87 | 0.500 |
| 99H11 | 中期 |  | 0.43 | 78.08 | 2.04 | 3.27 | 0.13 | 0.67 | 6.11 | 78.51 | 1.60 | 0 |
| 99H36-2 | 中期 | 0.061 | 0.70 | 23.7 | 2.14 | 17.6 | 0.051 | 0.17 | 19.961 | 24.461 | 8.22 | 0.087 |
| 99H27 | 晚期 | 0.030 | 1.41 | 5.50 | 1.55 | 0.8 | 0.059 | 0.33 | 2.739 | 6.94 | 0.52 | 0.021 |
| 99H18 | 中期 | 0.073 | 0.36 | 7.67 | 0.83 | 9.07 | 0.079 | 0.17 | 10.149 | 81.03 | 10.93 | 0.203 |
| 99H40 | 早期 |  | 0.24 | 94.5 | 3.03 | 38.1 | 1.59 | 1.17 | 40.86 | 94.74 | 12.57 | 0 |

注：在中国科学院 JIKA 中心测试，离子色谱（Ion Chromatograph）为日本岛新制作所 LC-10A 型。

（6）$Cl^-/SO_4^{2-}$：$Cl^-$与 $SO_4^{2-}$是成矿流体中重要的阴离子形式，其比值对金等成矿元素在流体中的络合类型有很好的指示作用。无矿石英（99H09）$Cl^-/SO_4^{2-}$值为 3.51，较大，而石英样品 $Cl^-/SO_4^{2-}$值均小于 0.3，表明金可能从 S 的络合物中沉淀出来。

（7）离子总量常可作为成矿流体含矿性的判别参数，总量高，有利于成矿（陈衍景，1992）。银洞坡金矿正负离子总浓度在成矿早、中、晚期的浓度均值分别为 $56.28\times10^{-6}$、$61.82\times10^{-6}$、$18.01\times10^{-6}$。中期明显然最高，与中期为主成矿期的认识吻合。晚期值明显低于早期和中期，与前述该体系持续为开放体系吻合，体系的开放性使得有大气降水等低离子浓度流体的不断汇入。

## 4　结　论

流体包裹体显示银洞坡金矿早、中、晚期的成矿温度分别为≥350℃，290~210℃和 200~170℃，属于中温热液矿床。流体 $CO_2$ 在中期散失，$CH_4$ 增高，离子浓度增高，$CO_2$ 与 NaCl-$H_2O$ 不混溶和还原环境，有利于金沉淀。流体中期流体还原的原因可能是富碳围岩与流体作用，因此该矿属于碳质层控型金矿。

致谢：魏绮英教授指导光、薄片研究，野外考查得到张宗恒高工，河南省地质矿产厅第三地质调查队和银洞坡金矿的大力帮助。

### 参　考　文　献

陈衍景,富士谷.1992.豫西金矿成矿规律[M].北京:  地震出版社.234.

陈衍景.1995.炭质层控型银洞坡金矿的地质地球化学特征和矿床成因[J].长春地质学院学报, 25(2):161～167.

李秉伦.1982.气液包裹体气相色谱分析及其地质意义.地质科学[J]. 2(2):220～225.

卢焕章等. 1990.包裹体地球化学.北京:地质出版社.

王耀光. 2001.银洞坡金矿成矿流体和矿床成因研究及其与破山银矿的对比〔硕士论文〕.导师：陈衍景. 北京:北京大学地质学系.49 页.

武汉地质学院地球化学教研室.1979.地球化学[M]．北京:地质出版社.1～373.

Taylor,S.R., McLennan,S.M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. London: Blackwell.