西秦岭金山金矿床流体包裹体特征及其地质意义*

Fluid Inclusion Characteristics of Jinshan Gold Deposit in West Qinling District and Its Geological Significance

张作衡 毛景文 王 勇

（中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037）

Zhang Zuoheng, Mao Jingwen and Wang Yong

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

摘 要 金山金矿床是西秦岭甘肃境内的大型造山型金矿床。为了探讨矿床成矿流体的来源，从成矿流体入手，对矿床流体包裹体进行了系统的观察和显微测温。结果显示，该矿床成矿流体以 CO_2-NaCl-H_2O 型为主，成矿温度为 227～385℃，主要特征为富 CO_2 和低盐度。结合矿区地质构造背景、岩浆活动、区域变质程度和现有成岩成矿年龄，笔者认为金山矿床成矿流体主要来源于岩浆，而非变质流体，也可能有深部流体参与成矿。

关键词 金山金矿床 流体包裹体 成矿作用

金山金矿床位于甘肃省礼县境内，区域上属于西秦岭海西-印支褶皱带礼岷金矿带东部。区内产出有多个相同类型的金矿床（点），如李坝、马泉等，金山矿床是区内大型金矿床之一。

1 区域地质概况

金山金矿床位于西秦岭海西—印支褶皱带礼岷金矿带东部，北部武山-娘娘坝断裂（商-丹深大断裂西秦岭段）和南部高桥-礼县断裂（礼县－山阳断裂西秦岭段）是区内的主要区域性断裂，上述两大断裂将秦岭造山带分为北、中、南 3 个带。金山金矿床位于中秦岭海西-印支褶皱带。

泥盆系、石炭系、二叠系、第三系和第四系等地层在区内均有发育，其中以中泥盆统和中石炭统分布最广。中泥盆统为浅变质细碎屑类复理石建造，主要岩性为变粉砂岩、板岩、石英黑云母片岩和大理岩等，是该地区铅锌矿和金矿的赋矿层位；中石炭统为变砾石英砂岩、千枚状板岩和硅质岩。长时间、多期次、高强度的断裂构造和褶皱构造控制了区内沉积相的分布、岩浆的侵入以及成矿作用的规模。区域构造为石家河坝复式向斜及其次级褶皱和断裂构造组成的构造体系。区内岩浆活动频繁而且强烈，从海西期持续到燕山期。岩体分布面积大，呈岩基状产出，代表性岩体有中川和碌碡坝等 6 个岩体。区内金矿床与岩浆活动有密切的空间关系，大多分布于岩体的外接触带中。

2 矿床地质特征

2.1 矿区地质

矿区出露地层主要为中泥盆统李坝群（D_2lb），为浅变质碎屑岩夹少量碳酸盐岩，赋矿层位主要岩性为灰绿色绢云千枚岩、灰色粉砂质千枚岩及钙质绢云千枚岩。矿床位于沟门前倒转向斜，矿区内断裂构造极为发育（图 1）（卢纪英等，2001）。矿床北距中川岩体 3.5 km，南距碌碡坝岩体 5 km。矿区内有闪长岩、闪长玢岩和煌斑岩等小规模的脉岩发育。

2.2 矿化特征

* 本文得到国家重大基础研究项目（G1999043211）的资助

第一作者简介 张作衡，男，1971 年生，助理研究员，从事矿床地质和地球化学研究。

金山金矿床已经发现了数十个矿体，主要呈脉状及透镜状，近东西向展布（图 1），向北陡倾，倾角 50~70 °。主矿体长数百至千余米，由破碎带及产于其中的石英-碳酸盐-硫化物脉体构成，厚度为 1.37~8.18 m，最大延深 352 m。单个脉体一般厚 10～30 cm，具明显的弯曲、膨胀收缩和尖灭再现特点。

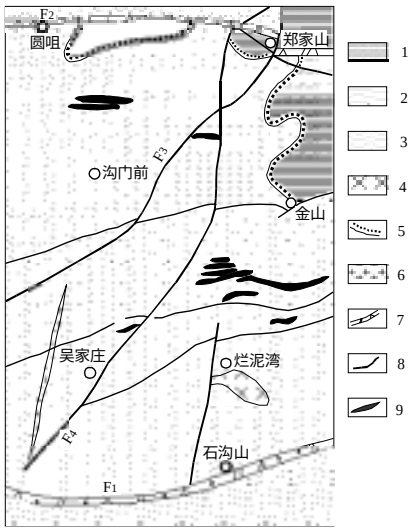


图 1　金山金矿床地质简图

（据卢纪英等，2001）

1－中石炭统含碳砾岩；2－中泥盆统李坝群第二岩组砂岩夹板岩；3－中泥盆统李坝群第三岩组板岩、砂质板岩；4－第三纪碱玄岩；5－不整合界线；6－闪长岩脉；7－断层破碎带；8－断层；9－金矿体

矿石由毒砂、黄铁矿以及磁黄铁矿、黄铜矿和方铅矿等金属硫化物和石英、绢云母、黑云、方解石和斜长石等非金属矿物组成。主要的载金矿物为毒砂、黄铁矿和石英。矿石主要呈自形、半自形结构、包含结构、交代结构及填隙结构和浸染状、斑点状及脉状构造。

根据矿石组构和矿物组成特点，金山金矿经历了热液成矿和表生氧化两个成矿期。热液成矿期有石英-硫化物阶段和碳酸盐石英-金属硫化物阶段。前者主要形成黄铁矿、毒砂和石英等，以粗晶黄铁矿和白色石英为特征；后者主要形成了黄铁矿、毒砂、磁黄铁矿、石英、方解石以及其它金属硫化物。后者是该矿床主要的成矿阶段。表生期使硫化物氧化并伴随金的进一步富集。表生矿是目前的主要开采对象。

主要蚀变类型有黄铁矿化、硅化、绢云母化和碳酸盐化等。蚀变分带现象比较明显，矿体以黄铁矿化、硅化和绢云母化为主，围岩以绿泥石化和碳酸盐化为主。

3　流体包裹体

金山矿床主成矿阶段的石英-碳酸盐-硫化物脉体的石英和方解石中均有流体包裹体发育，从镜下观察两种矿物中的包裹体具有相似的特征，但石英中的包裹体相对更为发育且便于进行测试，所以仅对石英中的包裹体进行了均一法与冷冻法测试。

3.1　流体包裹体类型及特征

依据包裹体在常温下的特征，结合它们在升温（低于 31℃）和降温（-40℃以下）过程中的变化，石英中流体包裹体按其成分和各类型所占比例，流体包裹体的类型依次有 CO_2-H_2O、富 CO_2 和水溶液包裹体三种类型，确定富 CO_2 包裹体的主要依据为冷冻过程中不出现笼形物。

CO_2-H_2O 包裹体：该类包裹体长轴长 4～20 μm，极个别可达 30 μm 以上，主要在 6～12 μm 之间，是最为发育的一类包裹体，约占包裹体总数的 80%以上。大多数呈石英负晶形、椭圆形、菱形及长条状或弯曲状等不规则状，沿晶面、晶棱生长。室温下常为三相(液相 H_2O+液相 CO_2+富 CO_2 蒸气)，部分呈两相(液相 H_2O+液相 CO_2，冷冻过程中中心相常出现气泡)。此类型中的两相包裹体 CO_2 的体积百分数为 5%～45%，大多数为 10%～35%。三相包裹体中 CO_2 相所占比例从小于 10%到 90%，但大多数小于 50%。在 CO_2 相中液相和气相 CO_2 所占比例差别也比较大，有的气相 CO_2 呈近于小圆点的气泡不停地运动，但大多数所占比例为 30%～80%，甚至有些包裹体气相 CO_2 几乎占据了整个 CO_2 相。大多数包裹体比较透明，相之间的界线比较清晰，少数包裹体气相部分比较暗，呈褐色或黑色。

富 CO_2 包裹体：此类包裹体总体上略小于 CO_2-H_2O 包裹体，长轴长 2～20 μm，但大多数小于为 10 μm 。此类包裹体约占包裹体总数的 10%～15%。主要呈圆形、椭圆形和菱形等。分布特点与 CO_2-H_2O 包裹体极为相似。在室温下主要呈单相，极少数为两相（液相 CO_2+气相 CO_2）。此类包裹体与 CO_2-H_2O 包裹体共生。总体上较透明。

水溶液包裹体：该类包裹体长轴长 2～15 μm，平均 4～8 μm，气液比为 5%～15%，个别可达 30%以上。此类包裹体数量最少，所占比例约为 5%～10%。常温下由气相和液相组成。多数呈圆形及椭圆形沿愈合裂隙分布，部分呈圆形和菱形沿晶面、晶棱生长或呈三角形及长条状随意或成群分布。观察过程中没有发现含子矿物多相包裹体。总体上比较透明，部分包裹体气相呈暗褐色。此类包裹体与前两类共生。

3.2　流体包裹体显微测温及相关参数

选择上述三种不同类型包裹体中的原生包裹体，用英国产 Linkam Thmsg 600(-198～+600℃)冷热台对其进行了显微测温。

本次研究对 65 件 CO_2-H_2O 三相包裹体进行了测试。CO_2 的初熔温度为-55.6～-59.3℃，变化较大，说明包裹体中的 CO_2 不是很纯净。部分均一温度为 10～31℃，主要为 18～28℃，其中有 21℃ 和 25℃两个峰值(图 2)，均一为 LCO_2 包裹体略多于均一至 VCO_2 的包裹体；完全均一温度为 227~385℃, 主要集中于 280~370℃, 以 315℃为峰值（图 3)。由上述部分均一温度在纯 CO_2 气液相均一时的温度-密度参数表(刘斌等，1999)上查出相应包裹体 CO_2 相密度 ρ（CO_2）为 0.536～0.856 g/cm^3，主要范围为 0.653～0.768 g/cm^3，有 0.703～0.755 g/cm^3 两个峰值。

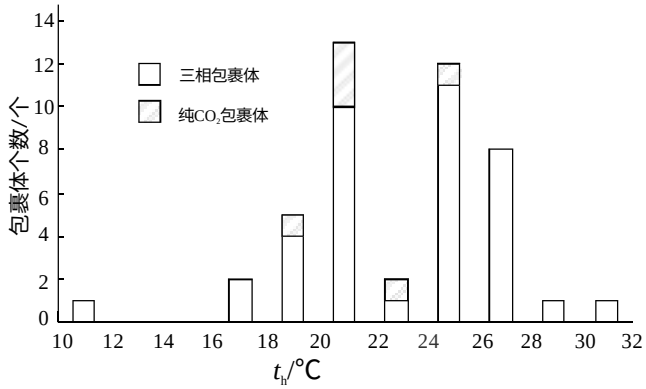


图 2 流体包裹体 CO_2 部分均一温度直方图

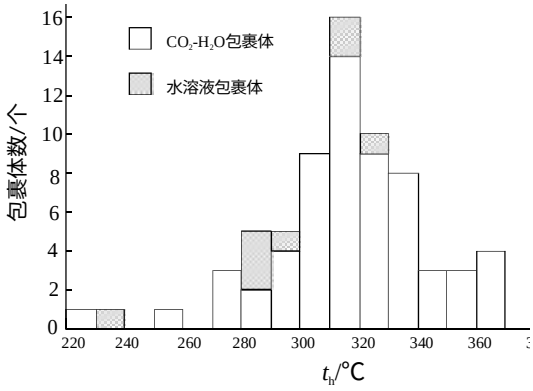


图 3 流体包裹体均一温度直方图

受包裹体的大小和气液相 CO_2 比例的限制，仅获得了 7 个 CO_2 水合物的熔化温度数据，变化范围为 7.5～9.3℃, 利用 Bozzo et al.(1973)的公式计算的此类流体的 $w(NaCl_{eq})$为 1.43%～4.87%；由相关图表和公式所获的这些包裹体中 CO_2 的摩尔分数 x（CO_2）为 0.09～0.21；计算的水溶液中 NaCl 的摩尔分数为 x ($NaCl_{eq}$)为 0.004～0.016；三相 CO_2 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数 x（NaCl）为 0.0036～0.0126。由上述几个参数求得的三相 CO_2 包裹体中 H_2O 的摩尔分数 x（H_2O）为 0.774～0.897。

对 10 个富 CO_2 包裹体的观测表明，其均一温度范围为 19.8～26.0℃，位于三相 CO_2 包裹体的部分均一温度范围之内。

9 个两相水溶液包裹体的均一温度为 239～332 ℃（图 3），在加热过程中均于液相均一，通过冷冻法获得的冰点温度为-3.2～-7.3 ℃，根据包裹体冰点估算，在 H_2O-NaCl 体系表中查得此类流体的 $w(NaCl_{eq})$为 5.2%～10.9%，相应的溶液密度为 0.76～0.88 g / cm^3，溶液的压力为 32×10^5～81×10^5 Pa。

4 讨论与结论

4.1 流体的不混溶性

如前所述，原生的 CO_2-H_2O、富 CO_2 和水溶液 3 种类型包裹体呈共生现象。富 CO_2 和水溶液这两种端元组分包裹体常被认为是单相流体中水和 CO_2 选择性捕获而形成的，CO_2 和水溶液这两种端元组分的混合导致了 CO_2-H_2O 包裹体中 CO_2 含量变化。 因而具有不同 CO_2 和 NaCl-H_2O 体积百分数的包裹体具有相同的成因，CO_2 和 NaCl-H_2O 的体积百分数构成了一个连续变化系列。不混溶性流体包裹体的特点是：CO_2-H_2O 包裹体具有相同的均一温度范围；富 CO_2 和 CO_2-H_2O 包裹体中的 CO_2 应具有相同的均一温度和完全均一温度（尽管富 CO_2 包裹体中难以观测到 H_2O，但约有 15%（体积百分数）的水呈薄膜状粘附于包裹体壁上，由于包裹体边缘的内反射而不易观测）（Ramboz et al., 1982; Oslen 1988; Hollister, 1990）以及不同类型包裹体具有相似的盐度。因此可以用流体的不混溶性来解释金山矿床流体包裹体的多样性。

4.2 成矿物理化学条件

金山金矿床矿物中发育有 CO_2-H_2O、富 CO_2 和水溶液 3 种类型包裹体，但 CO_2-H_2O 包裹体的数量占有绝对优势，无疑含 CO_2 流体是主要的成矿流体。

包裹体均一法和冷冻法测温结果表明， CO_2-H_2O 包裹体和富 CO_2 包裹体具有大致相同的部分均一温度范围（前者部分均一温度范围主要为 18～28 ℃，而富 CO_2 包裹体的为 19.8～26.0 ℃）；CO_2-H_2O 包裹体的完全均一温度为 227～385 ℃,

主要集中于 280~370℃。水溶液包裹体的均一温度为 239～332 ℃（图 3）。CO_2-H_2O 包裹体中水溶液的 $w(NaCl_{eq})$为 1.43%～4.87%，水溶液包裹体 $w(NaCl_{eq})$为 5.2%～10.9%。可以认为两个范围之间有部分重叠。

由相关图表和公式所获的 CO_2-H_2O 包裹体中 CO_2 相密度 $\rho(CO_2)$为 0.536～0.856 g/cm^3，主要范围为 0.653～0.768 g/cm^3；CO_2 的摩尔分数 x（CO_2）为 0.09～0.21；水溶液中 NaCl 的摩尔分数为 $x(NaCl_{eq})$为 0.004～0.016；三相 CO_2 包裹体中 NaCl 的总摩尔分数 x（NaCl）为 0.0036～0.0126。三相 CO_2 包裹体中 H_2O 的摩尔分数 x（H_2O）为 0.774～0.897。水溶液包裹体中相应的溶液密度为 0.76～0.88 g/cm^3，溶液的压力为(32～81)×10^5 Pa。由上可知，成矿流体最显著的特点是富 CO_2 和低盐度。

4.3　成矿流体来源

富 CO_2 和低盐度是许多金矿床的成矿流体典型特征(Bohlke and Kistler 1986; Robert and Kelly 1987; Kerrich 1989)，但对于流体的来源存在岩浆（Burrows and Spooner 1987; Jiang et al, 1999; 毛景文和李荫清 2001）、变质来源（Kerrich and Fyfe 1981; Goldfarb et al. 1988; Kerrich 1989）以及地幔排气或地幔流体参与成矿（Newton et al. 1980; Groves et al. 1988）等认识。

西秦岭地区产出有几十个金矿床，大多数造山型金矿出现在以泥盆纪强变形绿片岩相的浊积岩为主的韧脆性剪切带和张性断裂带中，在绝大多数矿区发育有印支至燕山期花岗岩体或小岩株。综合前人有关该地区的测年资料，可以看出该地区金矿化和和花岗岩年龄为 214～168 Ma（邵世才等 2001；柳淼 1994；樊硕诚等，1994；石准立等，1993）。

印支-燕山运动导致西秦岭地区强烈的碰撞造山作用，伴随深断裂的多次活动。在此过程中，大量花岗岩浆经过同熔或重熔作用生成及上侵定位。在这样构造环境中，形成了一系列与岩浆活动有关的大型矿床成矿系统，同时导致深部流体向上运移，与其它来源流体汇合，参与成矿。通常在造山带中走滑剪切带中形成造山型金矿，在断陷盆地边缘的伸展或剪切断裂系统发育富 As、Sb、Hg 和 W 的卡林型金矿。造山带中的多数金矿床年龄的叠加是岩浆作用和来源于造山作用过程中热作用产生的热液流体共同作用的结果。（Mao et al., 2002）。

金山矿床位于中川岩体的外接触带中，位于高强度的断裂构造和褶皱构造发育区。在这种伸展环境中，岩浆流体以及深部高热流体从深部向上运移，对流循环的同时，不断从围岩中萃取成矿元素，并在适宜的物化条件下成矿。

参　考　文　献

樊硕诚, 金勤海. 1994. 陕西双王金矿床. 见: 刘东升主编. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[M]. 南京: 南京大学出版社. 254～287.

刘　斌,沈　昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京：地质出版社, 66～118.

柳　淼. 1994. 李坝金矿床地质特征. 见: 刘东升主编. 中国卡林型(微细浸染型)金矿[M]. 南京: 南京大学出版社, 160～202.

卢纪英,李作华,张复新,等. 2001. 秦岭板块金矿床 [M]. 西安：陕西科学技术出版社,205～17.

毛景文,李荫清. 2001. 河北省东坪碲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.

邵世才, 汪东波. 2001. 南秦岭三个典型金矿床 Ar-Ar 年代及其地质意义 [J]. 地质学报, 75(1):106～110.

石准立, 刘瑾璇, 金勤海. 1993. 与碱性碳酸盐有关的双王金矿床. 秦巴金矿论文集[M]. 北京: 地质出版社. 133～146.

Bohlke J K, Kistler R W. 1986. Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the northern Sierra Nevada foothills metamorphic belt, California [J]. Economic Geology, 81: 296～332.

Bozzo A T, Chen J R, Barduhn A J. 1973. The properties of hydrates of chlorite and carbon dioxide[A]. In: Delyannis A, et al. eds. Fourth International Symposium on Fresh water from the Sea[C]. 3: 437～451.

Burrows D R, 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 stack, Mink Lake, Northwestern Ontario [J]. Economic geology, 82:1931～1957.

Context of their crustal distribution and relationship to the other gold deposits types [J]. Ore Geology Reviews, 13: 7～27.

Goldfarb R J, Leach D L, Pickthron W J, et al. 1988. Origin of lode-gold deposits of the Juneau gold belt, southeastern Alaska [J]. Geology, 16: 440～443.

Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mriam M, et al.1988. Orogenic gold deposits: proposed classification in the

Hollister L S. 1990. Enrichment of CO_2 in fluid inclusions in quartz by removal of H_2O during crystal-plastic deformation [J]. Journal of structure Geology, 12: 895～901.

Jiang N, Xu J H, Sun M X. 1999. Fluid inclusion characteristics of mesothermal gold deposits in the Xiaoqinling district, Shaanxi and Henan province, People's Republic of China [J]. Mineralium Deposita, 34: 150～162.

Kerrich R, Fyfe W S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO_2 and CO_2 fixation reactions in Archean lode deposits [J]. Chemical Geology, 33:265～294.

Kerrich R. 1989. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions?[J]. Geology, 17: 1011～1015.

Mao J W, Qiu Y M, Goldfarb R J, et al. 2002. Geology, distribution, and classification of gold deposits in the western Qinling belt, central China [J]. Mineralium Deposita, 37: 352～377.

Newton R C, Smith J V, Windly B. 1980. Carbonic metamorphism, granulite and crustal growth[J]. Nature, 288:45～52.

Oslen S N. 1988. High density CO_2 inclusions in the Colorado Front range. Contribution to Mineralogy and Petrology, 100: 226～235.

Ramboz C, Pichavant M, Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in term of immiscibility [J]. Chemical Geology, 37: 29～48.

Robert F, Kelly W C. 1987. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada [J]. Economic Geology, 82:1464～1482.