

刘坤, 刘家军, 吴杰, 等. 甘肃马坞金矿成矿流体特征及地质意义[J]. 中国地质, 2014, 41(5): 1594-1607.

Liu Kun, Liu Jiajun, Li Jingxian, et al. Fluid inclusion characteristics of the Mawu gold deposit in Gansu Province and their geological significance[J]. Geology in China, 2014, 41(5): 1594-1607(in Chinese with English abstract).

# 甘肃马坞金矿成矿流体特征及地质意义

刘坤<sup>1,2</sup> 刘家军<sup>1</sup> 吴杰<sup>1</sup> 杨尚松<sup>1</sup> 辛晓军<sup>3</sup> 李渊<sup>3</sup>

(1.地质过程与矿产资源国家重点实验室 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2.河南省地质调查院, 河南 郑州 450001; 3.中国人民武装警察部队黄金第五支队, 陕西 西安 710100)

**摘要:** 位于西秦岭岷(县)—礼(县)成矿带西段的马坞金矿床, 是近年发现的一个中型卡林型金矿床。矿体产出受NWW向断裂构造控制, 其赋矿围岩为中泥盆统的千枚岩与灰岩。矿床流体包裹体研究表明, 脉石矿物中主要发育CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型和H<sub>2</sub>O溶液型包裹体; 均一温度为135~389℃, 盐度为4.4%~15.9%, 为中-低温、中-低盐度流体; 流体成矿压力为34.6~219.8 MPa, 成矿深度为1.3~8.1 km。流体包裹体气相成分以H<sub>2</sub>O、N<sub>2</sub>为主, 其次为CO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>, 并含有少量CH<sub>4</sub>、CO等还原性气体; 液相成分中阳离子以Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>为主, 阴离子以Cl<sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>占主导地位, 成矿流体为N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Ca<sup>2+</sup>-Cl<sup>-</sup>体系。氢氧同位素测试结果表明, 成矿流体的δ<sup>18</sup>O<sub>水</sub>为5.3‰~10.5‰, δD为-123‰~-93‰, 成矿流体主要为热卤水。从流体性质及其演化来看, 构造体制的转换使流体稳定体系发生改变与沸腾作用是造成金富集成矿的主要因素。

**关键词:** 金矿; 流体包裹体; 氢氧同位素; 马坞; 甘肃

**中图分类号:** P611; P618.51 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2014) 05-1594-14

西秦岭地区是中国境内产出大规模卡林-类卡林型金矿床的集中地之一<sup>[1-5]</sup>。近30年来, 在该区发现了一系列不同规模的大、中、小型的金矿床和矿点, 如阳山、八卦庙、金龙山超大型金矿, 鹿儿坝、李坝、东北寨等大型、超大型金矿等。甘肃马坞金矿床, 位于西秦岭岷—礼成矿带东段及中川岩体的外接触带中, 经过数年勘查, 马坞金矿床的金资源量达到10 t, 已具备中型金矿床的规模。

研究成矿流体特征是揭示矿床成因的重要途径<sup>[6-7]</sup>。迄今为止, 对马坞金矿床的成因及成矿流体的特征等尚未进行深入的研究。本文对成矿物理

化学条件和成矿流体性质进行了分析, 探讨了金矿床的成因。

## 1 地质概况

### 1.1 区域地质背景

马坞金矿床位于甘肃省南部, 岷县、礼县、武山3县交界处, 地处岷—礼多金属成矿带西段(图1)。区域内出露的地层以泥盆系和二叠系为主, 石炭系、白垩系零星分布; 构造较为复杂, 以近EW向构造为主, 并与NE向、SN向交织呈格子状构造; 岩浆活动强烈, 以印支—燕山期为主, 出露的岩浆岩主

收稿日期: 2013-08-29; 改回日期: 2014-08-08

基金项目: 国家自然科学基金重点基金(41030423)、中国地质调查局地质调查工作项目(1212011220805, 1212011220924)、中国人民武装警察部队武警黄金地质研究所项目(WHY(05)-03)、高等学校学科创新引智计划(B07011)联合资助。

作者简介: 刘坤, 男, 1988年生, 硕士生, 矿产普查与勘探专业; E-mail: liukun8812@163.com。

通讯作者: 刘家军, 男, 1963年生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿床学研究与教学工作; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn。

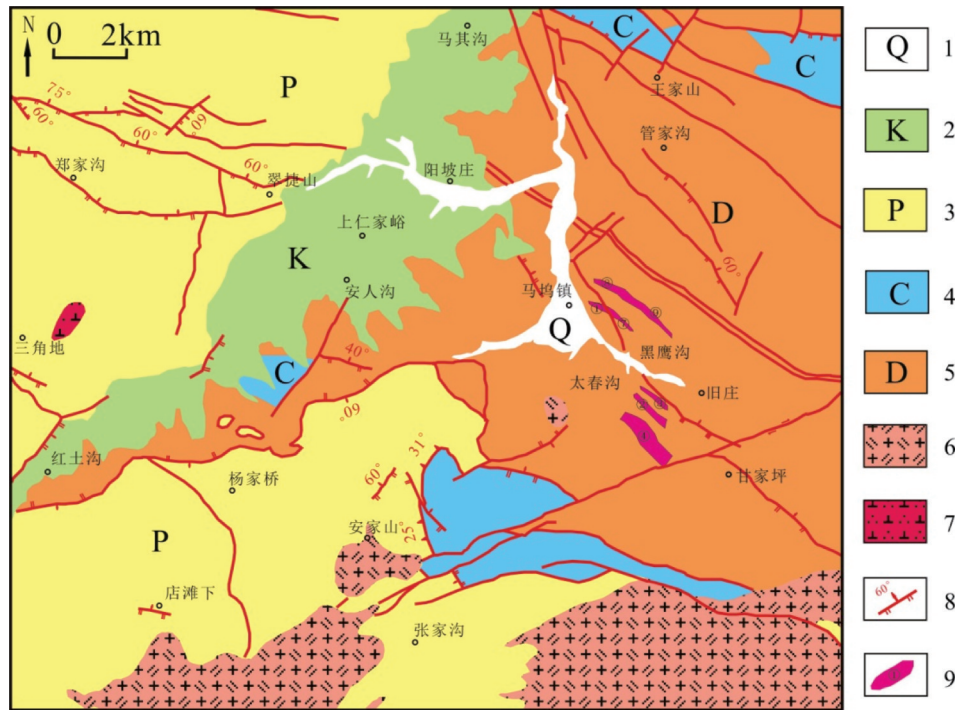


图1 马坞金矿区区域构造略图(据资料①, 略有修改)

1—第四系; 2—白垩系; 3—二叠系; 4—石炭系; 5—泥盆系; 6—二长花岗岩; 7—石英闪长岩; 8—断裂; 9—金矿脉及编号

Fig. 1 Regional geological map of the Mawu gold deposit (modified after reference①)

1—Quaternary; 2—Cretaceous; 3—Permian; 4—Carboniferous; 5—Devonian; 6—Monzogranite; 7—Quartz diorite; 8—Fault; 9—Gold vein and its serial number

要为中-酸性花岗岩。

## 1.2 矿区地质概况

马坞矿区可分为南北2个矿带, 北矿带有1号、7号、8号脉, 南矿带有2号、3号、4号脉, 北矿带的金品位要高于南矿带。马坞金矿的主矿体1、7、8号脉均产于层间蚀变破碎带或蚀变千枚岩与灰岩的分界带中, 少量产于节理及张性裂隙中(图2)。

矿区内主要出露地层为中泥盆统舒家坝群何家店组第一、第二岩性段, 二者为整合或断层接触关系, 其分布受NWW向断裂构造控制, 呈NWW向带状展布, 为马坞金矿区重要的含矿层位。矿内褶皱、断裂构造较为发育, 褶皱构造主要为马坞—酒店复背斜, 由于受后期的断裂破坏, 形态残缺不全。枢纽走向NW-SE向, 两翼总体产状为西翼倾向SW, 东翼倾向NE, 并发育有一系列次级褶皱。断裂主要有 $F_1$ 、 $F_3$ , 呈NW向展布, 为本区主要的控矿构造。矿区内岩浆活动比较强烈, 主要为海

西期和印支期, 以侵入岩为主, 喷出岩次之。矿区发育细晶岩脉、煌斑岩脉等, 其规模均不大。矿区南部5~7 km处大范围出露印支期中川花岗杂岩体。矿区内岩石变质程度较低, 变质相为钠长-绿帘角闪岩相, 变形构造以板理、千枚理为主, 岩石重结晶程度较低。矿区围岩蚀变以中-低温热液蚀变为特征, 蚀变幅度不大, 主要发育于矿化体部位, 蚀变强度与金矿化强度呈正相关关系。矿区内蚀变类型主要有黄铁矿化、硅化、碳酸盐化。蚀变常沿断裂构造呈浸染状、脉状进行叠加交代和充填改造原岩, 其与金矿的形成密切相关。

根据野外地质特征、脉体穿切关系(图3)、矿化蚀变特征及矿物组合关系, 可将成矿作用从早到晚可分为3个成矿阶段:(I) 黄铁矿-石英II阶段, 该阶段以形成规模不等的石英脉为特征, 该阶段形成的矿石中, 普遍发育脉状、浸染状黄铁矿, 且黄铁矿粒度差别较大, 晶形主要为立方体与五角十二面体

①中国人民武装警察部队黄金第五支队. 岷县马坞金矿区地形地质图, 2011.

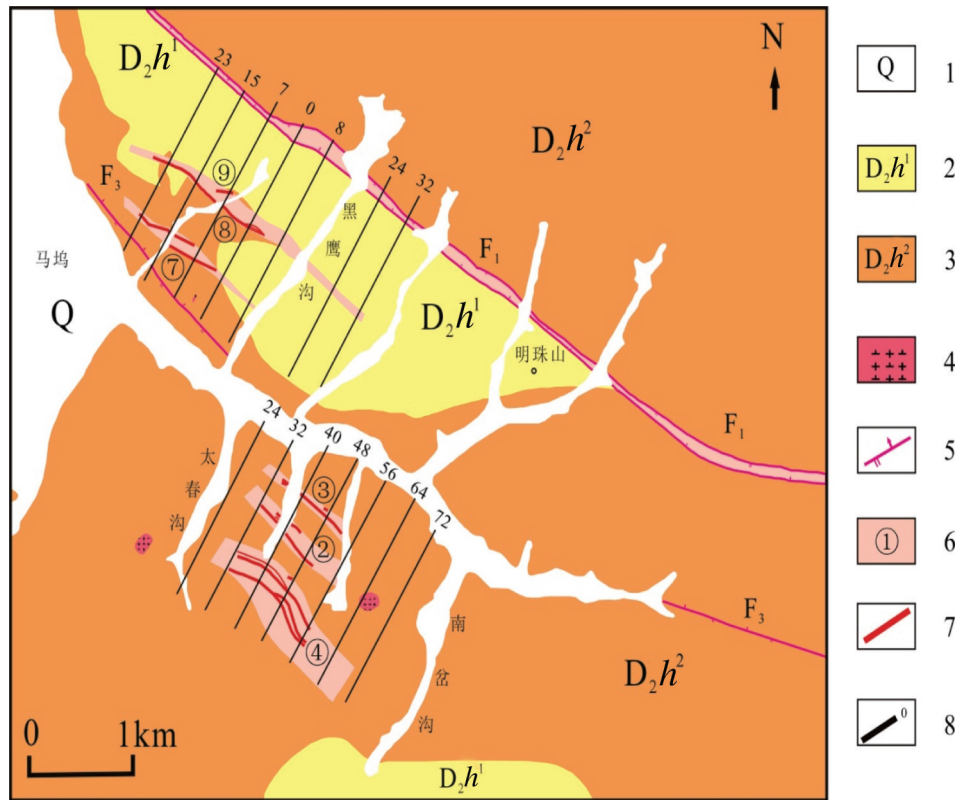


图2 马坞金矿床矿区地质图(据资料①, 略有修改)

1—第四系; 2—舒家坝群何家店组第一岩性段; 3—舒家坝群何家店组第二岩性段; 4—花岗闪长斑岩; 5—断层;  
6—矿化蚀变带及编号; 7—金矿体; 8—勘探线及编号

Fig. 2 Sketch geological map of the Mawu gold deposit (modified after reference①)

1—Quaternary; 2—First member of Hejiadian Formation in Devonian Shujiaba Group; 3—Second member of Hejiadian Formation in Shujiaba Group;  
4—Granodiorite porphyry; 5—Fault; 6—Mineralized alteration zone and its serial number; 7—Gold orebody;  
8—Exploration line and its serial number

以及由它们组合成的聚形,该阶段矿化强烈;(II)多金属硫化物-石英Ⅱ阶段,以发育细脉状的石英或呈强硅化带,并存在多种类型的金属硫化物为特征,常见金属矿物有黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、毒砂等,该阶段是矿区矿化最强烈的阶段之一;(III)碳酸盐Ⅲ阶段,以发育大量碳酸盐脉为特征,同时可见少量的黄铁矿,该阶段是热液成矿作用的结束期,成矿作用已减弱。

## 2 流体包裹体特征

### 2.1 样品特征与测试方法

流体包裹体研究样品采自马坞金矿床北矿带的8号脉和南矿带的2号、4号脉,包含了不同阶段

的石英、方解石样品共计29件。先对薄片进行流体包裹体岩相学观察,然后选择其中8件样品进行显微测温,6件样品进行激光拉曼光谱分析,5件样品进行流体包裹体的气相和液相成分分析。

流体包裹体测温在中国地质大学(北京)地球科学与资源学院矿产与资源勘查室流体包裹体实验室完成。显微冷热台为英国Linkam公司专用于地质包裹体测定的MDS600冷/热台与德国ZEISS公司的偏光显微镜匹配进行工作。MDS600冷/热台的温度控制范围为-196~600℃,精确度及稳定性在0.1℃之内,样品最大镜域直径1cm。

激光拉曼光谱分析在中国地质大学(北京)地球科学与资源学院矿产与资源勘查室流体包裹体实验

①中国人民武装警察部队黄金第五支队. 岷县马坞金矿区地形地质图, 2011.

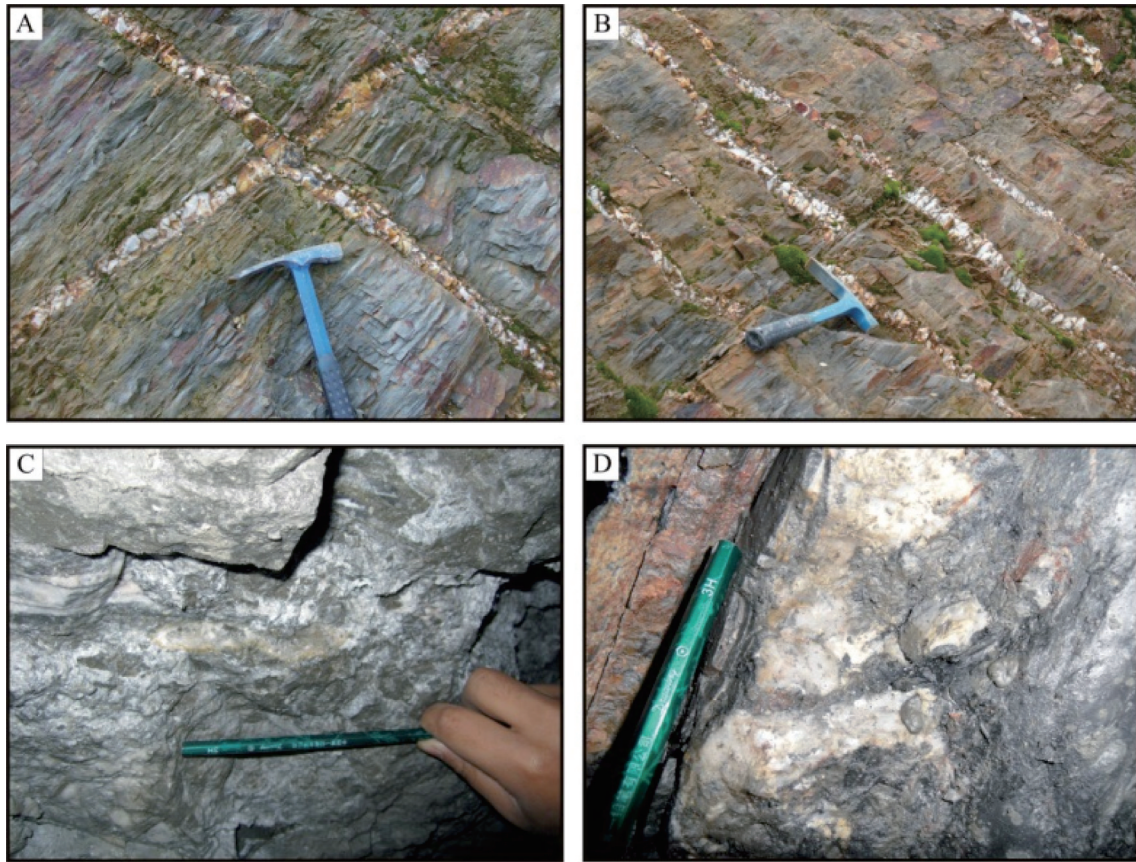


图3 马坞金矿床脉体特征

A— I 阶段石英脉充填剪节理; B— 正断层穿切 I 阶段石英脉; C— 晶洞构造; D— II 阶段石英脉

Fig. 3 Quartz vein characteristics of the Mawu gold deposit

A— Quartz vein of stage I filling the shear joint; B— Normal fault penetrating the quartz vein of stage I;

C— Miarolitic cavity; D— Quartz vein of stage II

室完成。测试仪器为Renishaw inVa型激光拉曼光谱仪, 激发激光波长514.5 nm, 光谱分辨率小于 $2\text{ cm}^{-1}$ 。

流体包裹体的气液相成分分析是在中国地质科学院矿产资源研究所完成的。实验所用仪器为GC2010气相色谱仪和澳大利亚SGE公司的热爆裂炉, 取样温度为 $100\sim 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ , GC-2010型气相色谱仪最低检出限为 $1\times 10^{-6}$ 。流体包裹体的液相成分分析采用加热爆裂法, 使用仪器为日本岛津公司Shimadzu HIC-SP Super型离子色谱仪进行测试, 其最低检出限阴离子为 $1\times 10^{-9}$ , 阳离子为 $1\times 10^{-6}$ 。标准物质来源于国家标准物质研究中心。

## 2.2 流体包裹体类型

根据室温下流体包裹体的岩相学特征、升温或降温过程中的相变行为以及激光拉曼光谱分析, 将马坞

金矿床各成矿阶段的包裹体分为2种类型:  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体(C型),  $\text{H}_2\text{O}$ 溶液包裹体(W型)(图4)。

C型包裹体: 多呈椭圆形、负晶形或不规则形, 大小一般为 $5\sim 15\mu\text{m}$ , 呈孤立状产出, 发育于I成矿阶段; 室温( $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ )下呈两相( $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{L}_{\text{CO}_2}$ )和三相( $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}+\text{L}_{\text{CO}_2}+\text{V}_{\text{CO}_2}$ ), 其中 $\text{CO}_2$ 相通常占包裹体体积的 $20\%\sim 70\%$ 。根据包裹体中 $\text{CO}_2$ 相所占比例可进一步将其划分为富 $\text{CO}_2$ ( $\text{C}_1$ )型和富 $\text{H}_2\text{O}$ ( $\text{C}_2$ )型2个亚类, 其中 $\text{C}_1$ 型包裹体中 $\text{CO}_2$ 相所占比例大于 $50\%$ , 而 $\text{C}_2$ 型中 $\text{CO}_2$ 相所占比例小于 $50\%$ 。与此同时,  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 三相包裹体与 $\text{H}_2\text{O}$ 溶液包裹体共存的现象较为普遍, 且显微测温结果显示, 2种包裹体其均一温度值较为接近, 该现象反映出流体在捕获时可能经历了沸腾作用<sup>[8-10]</sup>。W型包裹体: 多呈长条形、椭圆形、负

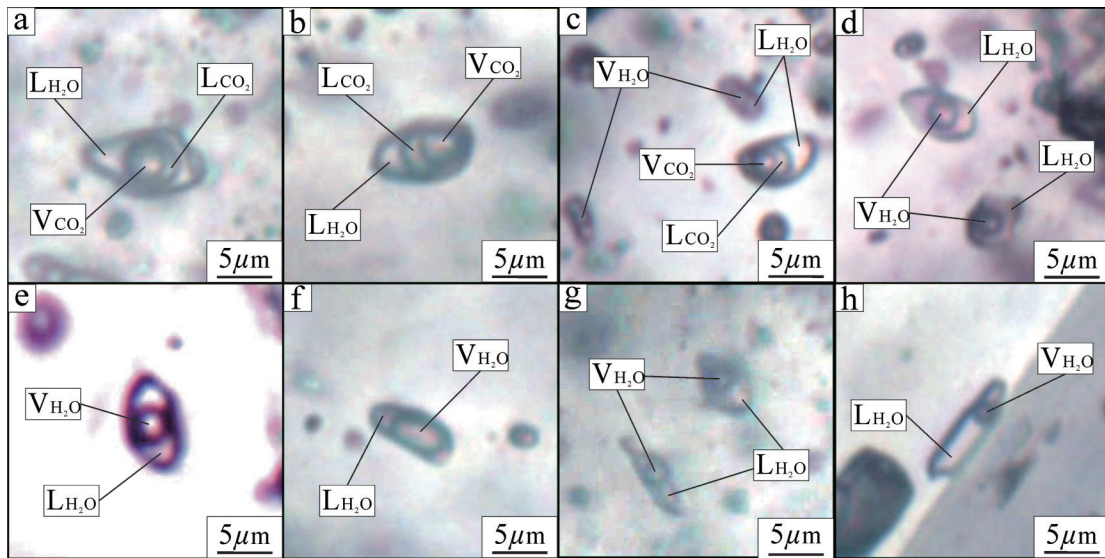


图4 马坞金矿床包裹体显微照片

a— I 阶段石英中的C型包裹体; b— I 阶段石英中的C1型包裹体; c— I 阶段石英中W型与C型包裹体共存; d— I 阶段石英中的W型包裹体; e~g— II 阶段石英中的W型包裹体; h— III 阶段方解石中的W型包裹体

Fig.4 Microphotographs of fluid inclusions of the Mawu gold deposit

a—Type C fluid inclusion in stage I quartz; b—Type C1 fluid inclusion in stage I quartz; c—Coexisting type W and type C fluid inclusions in stage I quartz; d—Type W fluid inclusion in stage I quartz; e—g—Type W fluid inclusion in stage II quartz; h—Type W fluid inclusion in stage III calcite

晶形或不规则形, 其个体变化较大, 一般为1~10 μm, 呈孤立状分布, 发育于各个成矿阶段; 室温(25℃)下呈两相(L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>+V<sub>H<sub>2</sub>O</sub>), 气相分数为10%~40%。

### 2.3 流体包裹体均一温度和盐度

对马坞金矿床不同成矿阶段代表性样品中各类流体包裹体进行显微测温研究, 测试结果见表1和图5。

#### (1) CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体(C型)

C型包裹体在完全冷冻后回温过程中, 固态CO<sub>2</sub>初熔温度( $T_m, CO_2$ )为-63.8~-58.3℃, 低于纯CO<sub>2</sub>三相点温度(-56.7℃)。经激光拉曼测试分析, C型包裹体气相成分中除CO<sub>2</sub>之外还含有CH<sub>4</sub>, 甲烷的存在可能导致了C型包裹体初熔温度的降低。CO<sub>2</sub>笼合物熔化温度( $T_m, cla$ )为2.2~7.7℃; CO<sub>2</sub>部分均一温度( $T_h, CO_2$ )为14.5~29.5℃, 均一为液相; 完全均一温度( $T_h, tot$ )为314~389℃, 平均值为356℃, 均一为液相。应用CO<sub>2</sub>笼合物熔化和盐度关系表<sup>[11]</sup>, 求得C型包裹体盐度(NaCl eqv)为4.4%~12.9%, 平均值为9.4%。

#### (2) H<sub>2</sub>O 溶液包裹体(W型)

I 阶段中W型包裹体冰点温度( $T_m, ice$ )为-11.9~-6.5℃, 均一温度为289~365℃, 平均值为325℃, 该类包裹体均一温度平均值略低于C型包裹体; 应用H<sub>2</sub>O-NaCl体系盐度-冰点公式<sup>[12]</sup>:

$$W_{NaCl} = 0.00 + 1.78T_m - 0.0442T_m^2 + 0.000557T_m^3$$

其中,  $T_m$ 为冰点温度℃; 求得盐度(NaCl eqv)为9.9%~15.9%, 平均值为13.0%。II阶段中只存在W型包裹体, 其冰点温度( $T_m, ice$ )为-7.8~-3.0℃, 均一温度( $T_h, tot$ )为178~329℃, 平均值为269℃; 经计算, 其盐度(NaCl eqv)为5.0%~11.5%, 平均值为8.0%。III阶段的包裹体均为W型, 其冰点温度( $T_m, ice$ )为-4.3~-1.6℃, 均一温度( $T_h, tot$ )为135~246℃, 平均值为176℃; 计算获得其盐度(NaCl eqv)为4.5%~6.9%, 平均值为5.1%。

总体而言, 马坞金矿床成矿温度比一般卡林型金矿的成矿温度略高, 这可能是受到了岩浆流体的影响; 而I阶段发生的沸腾作用, 可能是导致盐度从I阶段至III阶段逐渐降低的主要因素。

### 2.4 流体包裹体激光拉曼光谱分析

激光拉曼光谱是对单个包裹体进行非破坏测

表1 马坞金矿床流体包裹体显微测温结果  
Table 1 Microthermometric data of the Mawu gold deposit

样号	寄主矿物	成矿阶段	类型	个数	大小/ $\mu\text{m}$	相比/%	$T_{m,CO_2}/^\circ\text{C}$	$T_{m,cla}/^\circ\text{C}$	$T_h,CO_2/^\circ\text{C}$	$T_{m,ice}/^\circ\text{C}$	$T_{h,tot}/^\circ\text{C}$
12MW-035	石英	I	C	24	3.2~12.7	25~60	-63.8~-58.3	2.2~7.7	20.7~29.5		327~383
			W	7	3.6~19.8	15~30				-11.9~-8.7	289~349
12MW-036	石英	I	C	18	3.3~11.7	20~70	-62.5~-58.5	2.6~6.7	14.5~27.6		287~389
			W	5	3.6~8.5	20~30				-8.5~-6.5	309~365
12MW-022	石英	II	W	15	3.3~9.1	25~35				-7.7~-3.0	178~329
12MW-033	石英	II	W	12	2.8~9.4	15~35				-6.9~-3.5	219~328
12MW-034	石英	II	W	15	3.2~13.5	20~30				-7.8~-4.5	237~331
12MW-038	石英	II	W	15	3.5~9.3	15~30				-6.7~-3.1	254~328
12MW-068	石英	II	W	5	3.3~8.8	15~25				-4.6~-3.3	160~253
12MW-004	方解石	III	W	16	3.3~14.2	15~30				-4.3~-1.6	135~246

注:  $T_{m, CO_2}$ 为固相  $CO_2$  熔化温度;  $T_{m, cla}$ 为笼合物熔化温度;  $T_h, CO_2$ 为  $CO_2$  相部分均一温度;  $T_{m, ice}$ 为冰点温度;  $T_{h, tot}$ 为完全均一温度。

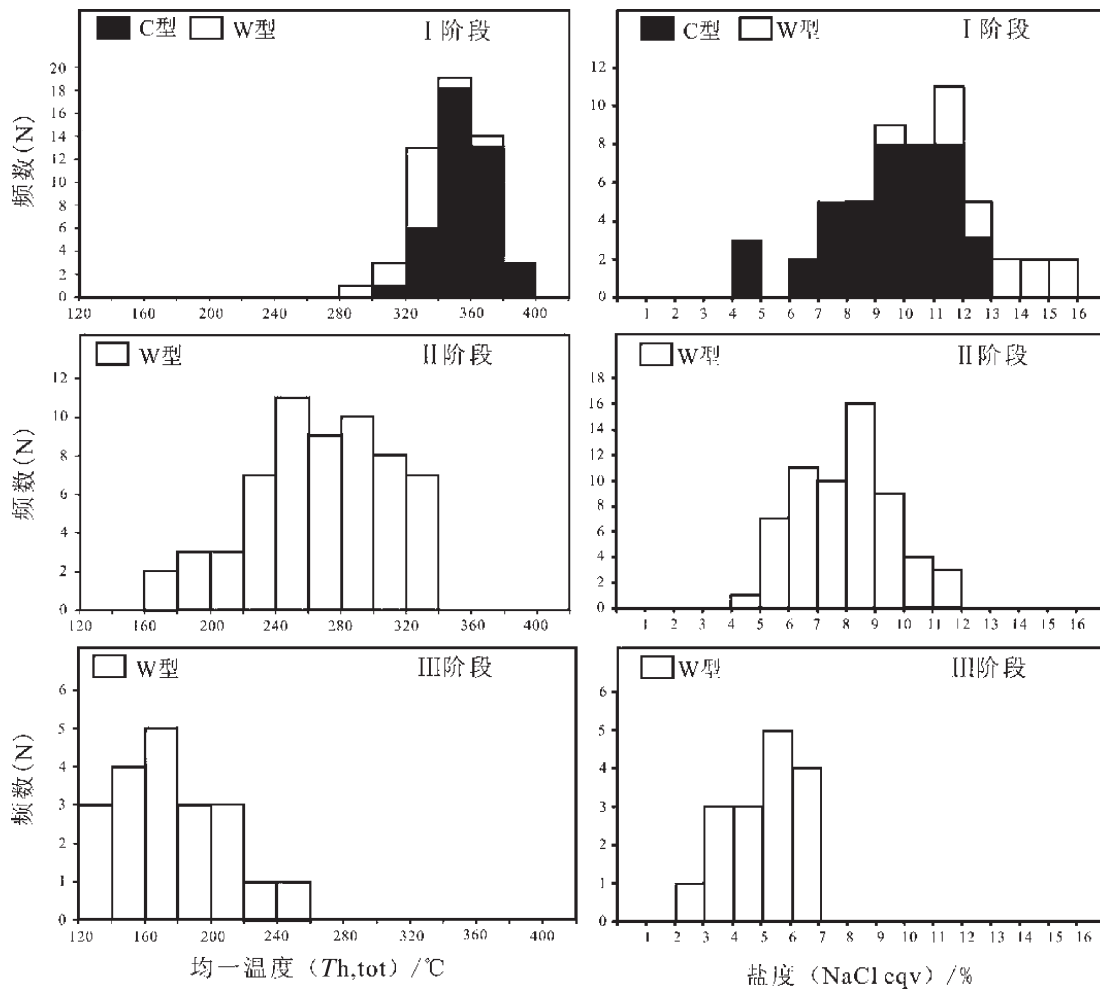


图5 马坞金矿床各阶段流体包裹体均一温度和盐度直方图

Fig.5 Histogram of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in quartz of different stages

定最有效的方法<sup>[13-14]</sup>。各个成矿阶段流体包裹体激光拉曼光谱测试表明(图6), I 阶段石英脉中C型包裹体液相成分主要为H<sub>2</sub>O(特征峰值为3645~3750 cm<sup>-1</sup>), 气相成分主要为CO<sub>2</sub>(特征峰值为1280~1281 cm<sup>-1</sup>和1385 cm<sup>-1</sup>), 此外, 还有一定量的CH<sub>4</sub>(特征峰值为2913 cm<sup>-1</sup>)。I 阶段石英脉中W型包裹体成分与C型包裹体类似, 其液相成分主要为H<sub>2</sub>O(特征峰值为3645~3750 cm<sup>-1</sup>), 气相成分主要为CO<sub>2</sub>(特征峰值为1281 cm<sup>-1</sup>和1385 cm<sup>-1</sup>), II 阶段W型包裹体液相成分主要为H<sub>2</sub>O(特征峰值为3645~3750 cm<sup>-1</sup>), 气相成分为CO<sub>2</sub>(特征峰值为1280 cm<sup>-1</sup>和1385 cm<sup>-1</sup>), CH<sub>4</sub>(特征峰值为2913 cm<sup>-1</sup>), N<sub>2</sub>(特征峰值为2330 cm<sup>-1</sup>), 但相对强度均较弱。

### 2.5 流体包裹体群体成分分析

本次研究工作, 选择了4件石英样品以及1件

方解石样品进行群体成分分析。流体包裹体气相成分分析结果见表2, 液相成分分析结果见表3。表2中, CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O和CO<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>表示摩尔比值,  $R$ 为流体的还原参数,  $R=(CH_4+C_2H_6+H_2S)/CO_2$ ; 由于热爆过程中的氧化作用, 表3中SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>代表了包裹体中所有的含硫物相, 如S<sup>2-</sup>、HS<sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>; (Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)/(Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>)、Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>/Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>/F<sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>均表示摩尔比值。

### 3 流体氢氧同位素组成

氢氧同位素分析工作, 选择了6件石英样品进行分析测试, 其中2件为I 阶段样品, 4件为II 阶段样品。测试分析工作在中国地质科学院矿产资源研究所稳定同位素实验室完成, 所用仪器为Finnigam MAT253EM型质谱仪。矿物的氧同位素

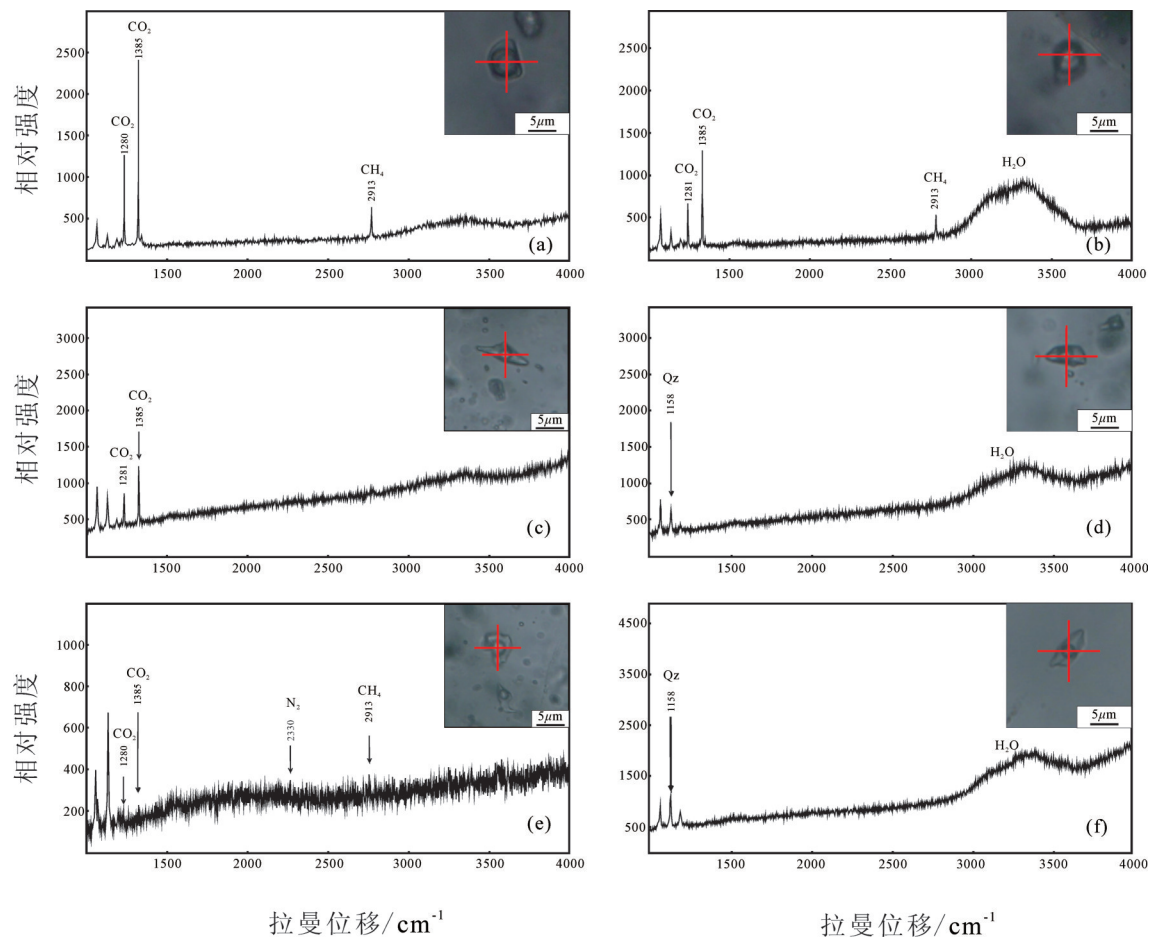


图6 马坞金矿床流体包裹体拉曼图谱

a, b— I 阶段CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体; c, d— I 阶段H<sub>2</sub>O型包裹体

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions of the Mawu gold deposit

a, b—CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusion of the early stage; c, d—H<sub>2</sub>O inclusion of the early stage; e, f—H<sub>2</sub>O inclusion of the main stage

表2 马坞金矿床流体包裹体气相成分  
Table 2 Gas components of fluid inclusions in the Mawu gold deposit

样品号	寄主矿物	期次	χ(B)/(mol%)								摩尔比值			
			CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> +C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub> /CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> /N <sub>2</sub>	R
12MW-035	石英	I	0.170	0.003	0.001	9.741	45.932	7.010	36.777	0.366	57.425	0.212	0.265	0.017
12MW-036	石英	I	0.291	0.003	n.d.	10.864	26.788	9.981	51.789	0.284	37.317	0.406	0.210	0.027
12MW-033	石英	II	0.678	0.007	0.006	12.775	49.267	5.609	31.130	0.528	18.845	0.259	0.410	0.053
12MW-034	石英	II	0.152	0.004	0.002	9.369	32.156	9.222	48.751	0.346	61.747	0.291	0.192	0.016
12MW-004	方解石	III	0.011	0.005	n.d.	10.787	40.368	7.411	41.201	0.217	961.646	0.267	0.262	0.001

注: n.d.为微量, 未检测出; R=(CH<sub>4</sub>+C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>+H<sub>2</sub>S)/CO<sub>2</sub>, 为流体还原参数。

表3 马坞金矿床流体包裹体液相成分  
Table 3 Liquid components of fluid inclusions in the Mawu gold deposit

样品号	寄主矿物	期次	ω(B)/(ug/g)											摩尔比值						
			Li <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	Br	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup> /K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup> /Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> /Mg <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup> /Ca <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup> /F <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup> /SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	α
12MW-035	石英	I	0.000	0.159	0.000	0.016	0.603	0.007	0.362	0.000	0.000	0.019	0.033	∞	0.264	9.972	0.026	52.941	11.113	0.257
12MW-036	石英	I	0.000	0.143	0.024	0.065	0.362	0.004	0.216	0.000	0.000	0.021	0.030	5.991	0.394	2.179	0.181	48.934	7.333	0.390
12MW-033	石英	II	0.000	0.115	0.049	0.045	0.200	0.014	0.081	0.000	0.000	0.018	0.032	2.340	0.574	2.577	0.223	5.846	2.555	0.670
12MW-034	石英	II	0.000	0.147	0.038	0.037	0.163	0.003	0.248	0.000	0.001	0.018	0.028	3.825	0.900	3.985	0.226	84.162	8.774	0.926
12MW-004	方解石	III	0.000	0.051	0.000	0.045	3.068	0.029	0.032	0.000	0.003	0.009	1.056	∞	—	1.133	—	1.088	0.030	—

注: α 为(Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)/(Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>)的摩尔比值; 由于方解石为含 Ca 矿物, 其 Ca<sup>2+</sup>含量无参考价值, 因此未对方解石样品 Ca<sup>2+</sup>进行对比计算, “—”表示未计算。

分析采用BrF<sub>3</sub>法; 包裹体水的氢同位素采用爆裂法取水、锌法制氢, 爆裂温度为550℃。氢氧同位素分析精度分别为±2‰和±0.2‰, 分析结果均以SMOW为标准。共采集了6件石英样品进行测试。利用石英-水分馏方程<sup>[15]</sup>:

$$1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 / T^2 - 3.4$$

其中, T为均一温度(K)。计算出与石英相平衡的热液水的δ<sup>18</sup>O<sub>水</sub>值(表4)。由分析测试结果可知, 石英氧同位素δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub>值为12.9‰~15.9‰, 平均为14.8‰。包裹体中水氢同位素δD实测值为-123‰~-93‰, 平均为-109.3‰。与石英相平衡的热液水氧同位素δ<sup>18</sup>O<sub>水</sub>值为5.3‰~10.5‰, 平均值为7.6‰。

## 4 讨论

### 4.1 成矿流体密度、压力和深度条件

马坞金矿床I阶段石英脉中存在C型与W型2种包裹体。就C型包裹体而言, 利用含CO<sub>2</sub>包裹体均一温度和CO<sub>2</sub>相密度关系图解<sup>[8]</sup>求得流体中CO<sub>2</sub>相密度为0.59~0.83 g/cm<sup>3</sup>, 平均值为0.71 g/cm<sup>3</sup>; 参

考C型包裹体盐度数据, 利用含盐度为6%的CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-NaCl包裹体X<sub>CO<sub>2</sub></sub>、V<sub>CO<sub>2</sub></sub>(40℃)、ρ和T<sub>h</sub>关系图<sup>[16]</sup>推测包裹体总密度为0.81~0.95 g/cm<sup>3</sup>, 平均值为0.87 g/cm<sup>3</sup>, 属于较低密度流体。对于W型包裹体, 利用盐水溶液包裹体的密度计算经验公式<sup>[17]</sup>:

$$\rho = a + b \times T_h + c \times T_h^2$$

其中, ρ为流体密度g/cm<sup>3</sup>; T<sub>h</sub>为均一温度℃; a、b、c为无量纲参数; ω为盐度。求得W型包裹体密度为0.68~0.97 g/cm<sup>3</sup>, 平均值为0.85 g/cm<sup>3</sup>(表5), 属于较低密度流体。

利用流体压力计算的公式<sup>[18]</sup>:

$$P = P_0 \times T_h / T_0 (10^5 \text{ Pa})$$

其中 P<sub>0</sub>=219+2620×ω, T<sub>0</sub>=374+920×ω, P为成矿压力, P<sub>0</sub>为初始压力, T<sub>h</sub>为均一温度℃, T<sub>0</sub>为初始温度℃, ω为盐度。计算得出W型包裹体成矿压力为34.6~101.5 MPa, 主要集中于50~90 MPa, 平均值为71.0 MPa(表5)。

利用Flincor软件对C型包裹体的压力进行计算, 计算结果表明C型包裹体的压力为167.7~219.8



表4 马坞金矿床氢氧同位素(‰)测试结果  
Table 4 Hydrogen and oxygen isotope data (‰) of the Mawu gold deposit

样号	测试矿物	成矿阶段	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$
12MW-035	石英	I	15.6	-112	10.54
12MW-036	石英	I	15.8	-112	10.33
12MW-022	石英	II	15.9	-117	8.49
12MW-033	石英	II	14.8	-93	6.41
12MW-034	石英	II	12.9	-99	5.29
12MW-038	石英	II	13.6	-123	8.30

表5 马坞金矿流体盐度、密度、成矿压力与成矿深度  
Table 5 Salinity, density, trapping pressure and depth data of the Mawu gold deposit

成矿阶段	包裹体类型	盐度/%	密度/(g/cm <sup>3</sup> )	压力/MPa	静岩深度/km
I阶段	C型	4.4~12.9	0.81~0.95	167.7~219.8	6.2~8.1
	W型	9.9~15.9	0.75~0.89	80.5~101.5	3.0~3.8
II阶段	W型	5.0~11.5	0.68~0.96	42.7~98.7	1.6~3.7
III阶段	W型	4.5~6.9	0.84~0.97	34.6~65.7	1.3~2.4

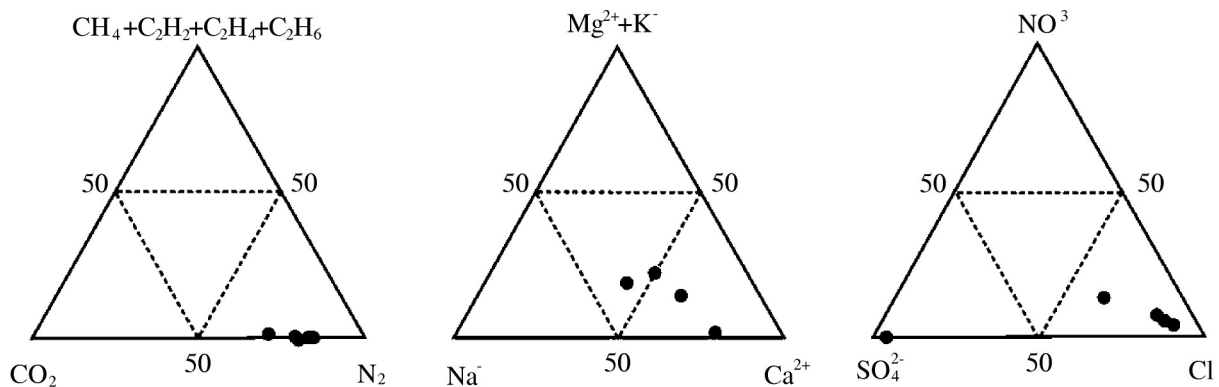


图7 马坞金矿床包裹体群体成分三角图  
Fig.7 Components of fluid inclusions of the Mawu gold deposit

MPa, 主要集中于180~210 MPa, 平均值为194.2 MPa (表5), 与阳山金矿床的三相包裹体压力情况相似<sup>[19]</sup>。

成矿深度是研究矿床成因和判定勘查潜力的重要依据, 目前确定成矿深度多用流体的成矿压力值定量计算。考虑到矿区的围岩主要为灰岩和千枚岩, 岩石密度相对较小, 以27 MPa/km的静岩压力梯度计算, 求得成矿深度为1.3~8.1 km; 考虑到I阶段发生流体沸腾, II阶段存在晶洞构造, 流体系统转换为静水压力系统, 则按照静水压力梯度10 MPa/km, 求得成矿深度为3.5~22.0 km, 深度偏大, 与矿区实际情况不符, 所以推测矿区成矿深度为1.3~8.1 km, 平均值为4.1 km。

#### 4.2 成矿流体的性质

包裹体气相成分(表2)以H<sub>2</sub>O、N<sub>2</sub>为主, 其次为CO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>, 并含有少量CH<sub>4</sub>、CO等还原性气体(图7)。各个成矿阶段中CO<sub>2</sub>含量相差不大, 指示在成矿过程中未出现CO<sub>2</sub>大量散失的情况。CH<sub>4</sub>、CO等典型

还原性气体的存在, 表明成矿流体为还原性质的流体, 还原参数R为0.001~0.053, 且II阶段R数值最大, 表明II阶段流体还原性最强, 有利于Au<sup>+</sup>→Au<sup>0</sup>, 也有利于大量硫化物沉淀<sup>[19]</sup>。CH<sub>4</sub>、C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>以及C<sub>2</sub>H<sub>4</sub>等微量碳氢化合物的存在与矿床部分赋矿围岩为灰岩的地质事实一致, 暗示有机流体在成矿过程中发挥了一定作用。

流体包裹体液相成分中(表3), Na<sup>+</sup>/Ca<sup>2+</sup>比值与Mg<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup>比值均小于1; Na<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup>比值与Na<sup>+</sup>/K<sup>+</sup>比值均大于1; (Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)/(Mg<sup>2+</sup>+Ca<sup>2+</sup>)比值为0.257~0.926, 总体而言呈现出Ca<sup>2+</sup>>Na<sup>+</sup>>Mg<sup>2+</sup>>K<sup>+</sup>的状态; 阴离子中Cl<sup>-</sup>/F<sup>-</sup>比值与Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>比值均大于1, 总体上呈现Cl<sup>-</sup>>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>>NO<sub>3</sub><sup>-</sup>>F<sup>-</sup>的状态(图7)。综合分析, 流体中阳离子以Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>为主, Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>离子次之, 阴离子有Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、F<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>等, 其中以Cl<sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>占主导地位, 因此, 成矿流体应是一种Ca<sup>2+</sup>-Na<sup>+</sup>-Cl<sup>-</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>类型流体。因为金多以氯络合物、硫络合物的形式迁

移,因此该流体体系应具有一定的溶解和搬运成矿物质的能力。然而, I 阶段与 II 阶段的 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ 离子含量要明显高于 III 阶段,但 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 离子的含量却低于 III 阶段,说明 III 阶段对矿化仍有一定的贡献。

根据以上分析,成矿流体基本可以用 $\text{N}_2\text{-H}_2\text{O-Ca}^{2+}\text{-Cl}^-$ 热液体系来表示。

### 4.3 成矿流体逸度

流体的氧逸度控制着流体中 S 的性状,决定着 $\text{H}_2\text{S}$ 在流体中的离解度和 $\text{S}^{2-}$ 的浓度,同时氧逸度对于溶液中金属的价态、金属迁移以及沉淀起着重要作用。

利用包裹体氧逸度的计算公式<sup>[20]</sup>:

$$\lg f_{\text{O}_2} = A_1 \cdot \lg P + A_2 + (A_3 + A_4/T) \cdot \lg T + A_5 T + A_6 \cdot T^2 + A_7/T + A_8/T^2 + (A_9/T + A_{10}/T^{2.6} + A_{11}/T^{5.2}) \cdot P + f(x)$$

其中,  $T$  为温度(K),  $P$  为压力 0.1 MPa。参考群体成分含量,  $\text{CH}_4$  与  $\text{CO}$  含量相似, 故  $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO} + \frac{1}{2}\text{O}_2 = \text{CO}_2$  为其主要反应式, 两反应式温度范围为 298~2000 K, 压力范围为 1~100 MPa, 成矿流体性质符合其条件, 因此,  $f(x) = \lg x(\text{H}_2\text{O}) + \frac{1}{2} \lg x(\text{CO}_2) - \frac{1}{2} \lg x(\text{CH}_4)$  或  $f(x) = 2 \lg x(\text{CO}_2) - 2 \lg x(\text{CO})$ ,  $A_1 \sim A_{11}$  为常数。计算结果见表 6。

除 $\text{O}_2$ 外,自然界包裹体中还有 $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 等组分,流体中常包含多种以上组分,马坞金矿床成矿流体中含有 $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 等组分。利用包裹体流体逸度公式<sup>[20]</sup>:

$$\lg f_i = P \times (A/T + B/T^{2.5} + C/T^5) + \lg x_i$$

其中,  $f_i$  为  $i$  组分的逸度,  $x_i$  为  $i$  组分的摩尔分数,  $P$  为总压力  $10^{-1}$  MPa,  $T$  为温度(K),  $A$ 、 $B$ 、 $C$  为相应气相成分参数。计算结果见表 6。

计算结果表明,马坞金矿床氧逸度范围 $\lg f_{\text{O}_2}$ 为-53.75~-32.40,显示出氧逸度较低的成矿环境,随着成矿作用的进行,氧逸度呈现逐渐下降的趋势,表明随着金的沉淀富集,氧逸度也随之降低。 $\text{CO}_2$ 逸度范围 $\lg f_{\text{CO}_2}$ 为-4.83~-4.55,成矿过程中, $\text{CO}_2$ 逸度基本保持不变,这与成矿过程中 $\text{CO}_2$ 未发生大量散失的情况一致。 $\text{CH}_4$ 逸度范围 $\lg f_{\text{CH}_4}$ 为-4.00~-2.16,表现出还原性质的成矿环境,II 阶段基本持平,而 III 阶段则急剧降低,这与还原参数  $R$  反映的现象基本吻合。

### 4.4 成矿流体来源

氢氧同位素分析结果显示, $\delta D$  值为-123‰~-93‰, $\delta^{18}\text{O}$  水值为 5.3‰~10.5‰,通过与 Ohmoto<sup>[23]</sup>

表 6 马坞金矿床成矿流体气相组分逸度计算结果  
Table 6 Fugacity of fluid inclusions in the Mawu gold deposit

样品号	寄主矿物	成矿阶段	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\lg f_{\text{H}_2\text{O}}$	$\lg f_{\text{CO}_2}$	$\lg f_{\text{CH}_4}$
12MW-035	石英	I 阶段	-37.92~-32.40	-1.18	-4.62	-2.73
12MW-036	石英	I 阶段	-37.36~-32.54	-1.40	-4.55	-2.49
12MW-033	石英	II 阶段	-43.80~-36.92	-1.30	-4.78	-2.16
12MW-034	石英	II 阶段	-41.82~-35.45	-1.44	-4.83	-2.80
12MW-004	方解石	III 阶段	-53.75~-44.01	-1.51	-4.72	-4.00

和 Sheppard<sup>[24]</sup>界定的标准岩浆水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 5.5\text{‰} \sim 9.5\text{‰}$ ,  $\delta D_{\text{SMOW}} = -40\text{‰} \sim -80\text{‰}$ 相比较可知,氢同位素 $\delta D$ 值远低于标准岩浆水的值,而氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 水值则与标准岩浆水的值基本吻合。通过在 $\delta D_{\text{水}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 图解上投图(图 8)可知,马坞金矿床样品落入岩浆水下方,且远离雨水线,指示成矿流体为岩浆水、变质水的混合水。参考流体包裹体液相成分数据可知,流体中富含 $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$ ,贫 $\text{K}^+$ , $\text{Na}^+/\text{K}^+$ 比值远大于 1,按照 Roedder<sup>[25]</sup>研究成果,岩浆热液 $\text{Na}^+/\text{K}^+ < 1$ ,变质热液 $\text{Na}^+/\text{K}^+ \approx 1$ ,而与地下热卤水有关的成矿流体则较高,通常大于 1;此外, I 阶段与 II 阶段石英样品中 $\text{F}^-/\text{Cl}^-$ 为 0.01~0.17,而 $\text{F}^-/\text{Cl}^-$ 较小时则反映其地下热卤水或大气降水成因<sup>[22]</sup>。综合分析,笔者认为马坞金矿床成矿流体应为热卤水。

从 I 阶段至 II 阶段,样品表现出向大气降水线演化的趋势,这种氧“漂移”现象反映了成矿流体与围岩发生了水-岩反应。水-岩相互作用过程中氢氧同位素组成的变化受温度、构造条件、 $W/R$ (水/岩)值以及水和岩石初始同位素组成等因素的制约<sup>[26]</sup>,从总体上看,成矿流体与岩石发生交换时, $W/R$ 值相对较小,交换水具有相对稳定的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可变的 $\delta D$ 值。据前人研究,中川地区金矿床成矿早期,成矿流体为岩浆水、变质水和大气降水的混合水,且岩浆水占主导地位;随着成矿作用的进行,发生了氧的负向“漂移”,到了成矿后期,流体则以大气降水为主<sup>[27]</sup>。由此,可推测马坞金矿床成矿流体仍处于中川地区早期至中期阶段。

成矿流体氢、氧同位素数据特征,除了受围岩中氢、氧同位素组成、反应温度以及持续时间的影响之外,交换过程中的 $W/R$ 比值也起到了很大的作用。研究区围岩主要为灰岩与千枚岩,故设定未蚀变岩石的初始值 $\delta$

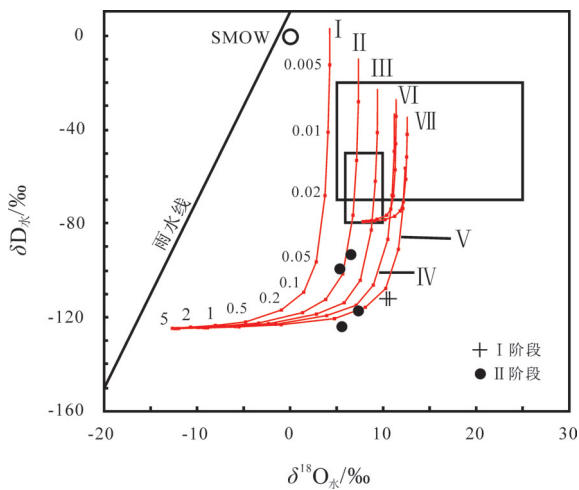


图8 马坞金矿床成矿流体的  $\delta D_{\text{水}} - \delta^{18}O_{\text{水}}$  图解  
Fig.8  $\delta D_{\text{water}} - \delta^{18}O_{\text{water}}$  diagram of ore-forming fluids in the Mawu gold deposit

$D_{\text{岩石}}^i = -60\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O_{\text{岩石}}^i = 16\text{‰}$ 。因成矿流体  $\delta D$  值最低达到  $-123\text{‰}$ , 故取大气降水  $\delta D_{\text{水}}^i = -125\text{‰}$ , 根据克雷格公式  $\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$ , 相应  $\delta^{18}O_{\text{水}}^i = -14.38\text{‰}$ 。假设原始岩浆水  $\delta D_{\text{水}}^i = -80\text{‰}$ ,  $\delta^{18}O_{\text{水}}^i = 7.5\text{‰}$ 。根据氢、氧同位素水/岩交换物质平衡方程<sup>[26]</sup>:

$$W \delta_{\text{水}}^i + R \delta_{\text{岩石}}^i = W \delta_{\text{水}}^f + R \delta_{\text{岩石}}^f$$

式中  $W$  和  $R$  分别表示热液系统中参加反应的水和岩石的摩尔分数。i, f 为反应的初始值与终止值, 由上式可得:

$$W/R = [(\delta_{\text{水}}^f + \Delta) - \delta_{\text{岩石}}^i] / (\delta_{\text{水}}^i - \delta_{\text{水}}^f)$$

式中  $W/R$  为原子单位,  $\Delta$  是以长石、白云母分别代替全岩时的岩石-水氧、氢同位素分馏数值:

$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta D_{\text{白云母}} - \delta D_{\text{水}} = -22.1 \times 10^6 \cdot T^{-2} + 19.1$$

$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta^{18}O_{\text{长石}} - \delta^{18}O_{\text{水}} = 2.68 \times 10^6 \cdot T^{-2} - 3.53$$

本地区岩石平均含有 1‰ 的氢和 47%~53% 的氧, 故

$$W/R = 0.01 \times [(\delta D_{\text{水}}^f + \Delta) - \delta D_{\text{岩石}}^i] / (\delta D_{\text{水}}^i - \delta D_{\text{水}}^f)$$

$$W/R = 0.5 \times [(\delta^{18}O_{\text{水}}^f + \Delta) - \delta^{18}O_{\text{岩石}}^i] / (\delta^{18}O_{\text{水}}^i - \delta^{18}O_{\text{水}}^f)$$

即有:

$$\delta D_{\text{水}}^f = [\delta D_{\text{岩石}}^i - \Delta + 100 \times (W/R) \times \delta D_{\text{水}}^i] / [1 + 100 \times (W/R)]$$

$$\delta^{18}O_{\text{水}}^f = [\delta^{18}O_{\text{岩石}}^i - \Delta + 2 \times (W/R) \times \delta^{18}O_{\text{水}}^i] / [1 + 2 \times (W/R)]$$

在不同温度和不同  $W/R$  比值下, 原始岩浆水、大气降水与围岩发生交换反应后, 成矿流体氢、氧同位素的理想演化曲线见图8。图中 I、II、III、IV、V 分别为大气降水在 150℃、200℃、250℃、300℃、350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线; VI、VII 分别为岩浆水在 300℃、350℃ 时与围岩发生交换时同位素的理想演化曲线。

从图中可看出, I 阶段数据点基本上落于 350℃ 大气降水与围岩发生交换后的理想演化曲线附近,  $W/R$  值在 0.05~0.1; II 阶段数据点分布相对较散乱, 落于 200~350℃ 大气降水与围岩交换的理想演化曲线附近, 有个别数据甚至落于 350℃ 大气降水与围岩交换的理想演化曲线之外,  $W/R$  值在 0.02~0.2。总体而言, 马坞金矿床矿化和蚀变作用主要是在  $W/R$  值相对较低的体系中进行的, 说明流体与围岩的交换相对较为强烈, 推测在成矿热液形成早期, 在深部低  $W/R$  值体系中, 成矿流体从围岩中获得大量的成矿物质, 此后, 由于构造性质的变化, 深部热液储库中的含矿流体进入断裂破碎带, 并受到岩浆流体的影响, 与围岩重新进行同位素交换, 达到新的平衡。

#### 4.5 流体成矿过程

流体包裹体测试表明, 马坞金矿床 I 阶段流体属于中-高温、中-低盐度、含  $CO_2$  的热液体系, 该阶段包裹体均一温度平均值为 348℃, 常见三相的  $CO_2-H_2O$  包裹体与两相的  $H_2O$  溶液包裹体共存的现象, 且这 2 类包裹体均一温度相近, 密度略有不同, 反映出该阶段流体曾发生过沸腾作用。据前人研究,  $CO_2$  在金运移过程中起着非常重要的作用,  $CO_2$  使金的络合物保持稳定并且提高了金的溶解度, 早期  $CO_2$  流体的存在表明流体捕获时压力较高, 此时构造以压扭性为主<sup>[28]</sup>。流体沸腾作用是成矿元素从热液中沉淀的重要机制<sup>[29-30]</sup>, 该阶段发生的沸腾作用, 是导致成矿物质沉淀富集, 形成黄铁矿和自然金的主要因素。

II 阶段流体为中-低温、中-低盐度、含  $CO_2$  的热液体系, 该阶段包裹体均为两相的  $H_2O$  包裹体, 均一温度平均值为 268℃。该阶段出现晶洞、正断层等张性构造现象, 说明在 II 阶段构造性质由压扭性构造向张性构造转变, 压力得到了释放, 导致该阶段流体温度和压力下降, 使得成矿流体中金络合物

遭到破坏,致使金富集成矿。

Ⅲ阶段流体为中-低温、中-低盐度,含CO<sub>2</sub>的热液体系,均一温度平均值为176℃。该阶段流体的温度、盐度、挥发分等均下降至最低,表明成矿已经入尾声,流体逐渐向低温钙质溶液演化,但是从流体成分来看,该阶段SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>含量较高,说明该阶段对成矿仍有一定的贡献。

## 5 结 论

(1)马坞金矿床主要发育CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O包裹体与H<sub>2</sub>O溶液包裹体;CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O包裹体只存在于I阶段,而H<sub>2</sub>O溶液包裹体则存在于各个成矿阶段;包裹体气相成分以H<sub>2</sub>O、N<sub>2</sub>为主,其次为CO<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>,并含有少量CH<sub>4</sub>、CO等还原性气体;液相成分中阳离子以Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>为主,阴离子以Cl<sup>-</sup>和SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>占主导地位;成矿流体属于N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Ca<sup>2+</sup>-Cl<sup>-</sup>体系。

(2)包裹体的测试和估算显示了中-低温(135~388.6℃,平均290℃)、中-低盐度(4.4%~15.9% NaCl eqv,平均8.6% NaCl eqv)和较低密度(0.68~0.97 g/cm<sup>3</sup>,平均0.86 g/cm<sup>3</sup>)的流体特征;成矿压力为34.6~219.8 MPa,平均109.8.0 MPa;估算成矿深度为1.3~8.1 km,平均4.1 km,属中等成矿压力与深度。

(3)流体氧逸度结果显示氧逸度较低的成矿环境,CH<sub>4</sub>逸度显示出还原性质的成矿环境;氢氧同位素测试结果表明,成矿流体主要来自于热卤水;构造作用由压扭性向张性的转换导致了成矿流体物理化学性质的改变与沸腾作用,是造成金富集成矿的主要原因。

**致谢:** 审稿专家及编辑部杨艳老师对论文提出了宝贵修改意见,在此一并致以诚挚的谢意!

### 参考文献(References):

- [1] 陈衍景,张静,张复新,等.西秦岭地区卡林-类卡林型金矿床及其成矿时间、构造背景和模式[J].地质论评,2004,50(2):134-152.  
Chen Yanjing, Zhang Jing, Zhang Fuxin, et al. Carlin and Carlin-like gold deposit in western Qinling Mountains and their metallogenic time, tectonic setting and model[J]. Geological Review, 2004, 50(2): 134-152(in Chinese with English abstract).
- [2] Zeng Qingtao, Evans Noreen, McInnes Brent, et al. Geological and thermochronological studies of the Dashui gold deposit, West Qinling Orogen, Central China[J]. Mineralium Deposita, 2013, 48(3): 397-412.

- [3] Zhou Z J, Qin Y, Lin Z W, et al. Study of fluid inclusion characteristic and genetic type of the Huachanggou gold deposit, West Qinling Orogen[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(5): 1311-1326.
- [4] Qin Y, Zhou Z J. Organic geochemistry characteristics of Yangshan super-large gold deposit, Gansu Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(11): 2801-2810.
- [5] 王成辉,王登红,黄凡,等.中国金矿集区及其资源潜力探讨[J].中国地质,2012,39(5):1125-1142.  
Wang Chenghui, Wang Denghong, Huang Fan, et al. The maior gold concentration areas in China and their resource potentials[J]. Geology in China, 2012, 39(5): 1125-1142(in Chinese with English abstract).
- [6] Zhu Yongfeng, Zeng Yishan, Jiang Ning. Geochemistry of the ore-forming fluids in gold deposits from the Taihang Mountains, northern China[J]. International Geology Review, 2001, 43(5): 457-473.
- [7] 范宏瑞,谢奕汉,翟明国,等.豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用[J].岩石学报,2003,19(2):260-266.  
Fan Hongrui, Xie Yihan, Zhai Mingguo, et al. A three stage fluid flow model for Xiaoqinling gold metallogenesis in the Henan and Shanxi Provinces, central China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2003, 19(2): 260-266(in Chinese with English abstract).
- [8] Shepherd T J, Rankin A H, Alderton D M H. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies[M]. Chapman & Hall, London. 1985.
- [9] 卢焕章,范洪瑞,倪培,等.流体包裹体[M].北京:科学出版社,2004:200-210.  
Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. Fluid Inclusions[M]. Beijing: Science Press, 2004: 200-210(in Chinese with English abstract).
- [10] 杜玉雕,余心起,刘家军,等.皖东东源钨钼矿成矿流体特征和成矿物质来源[J].中国地质,2011,38(5):1334-1345.  
Du Yudiao, Yu Xinqi, Liu Jiajun, et al. Characteristics of ore-forming fluids and sources of ore-forming materials in the Dongyuan W-Mo deposit, southern Anhui Province[J]. Geology in China, 2011, 38(5): 1334-1345(in Chinese with English abstract).
- [11] Collins P L F. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 1979, 74: 1435-1444.
- [12] Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions[J]. Econ. Geol., 1988, 83: 197-202.
- [13] Bruke E A J. Raman micro-spectrometry of fluid inclusions[J]. Lithos, 2001, 55(1-4): 139-158.
- [14] Yamamoto J, Kagi H, Kaneoka I. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro-Raman spectroscopy[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 198(3/4): 511-519.

- [15] Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Geophys. Res.*, 1972, 77(17): 3057–3067.
- [16] Schwartz M O. Determining phase volumes of mixed CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O inclusions using microthermometric measurements[J]. *Mineral Deposita*, 1989, 24: 43–47.
- [17] 刘斌, 段光贤. NaCl–H<sub>2</sub>O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. *矿物学报*, 1987, 7(4): 345–352.  
Liu Bin, Duan Guang. The density and isochoric formulae for NaCl–H<sub>2</sub>O fluid inclusion (salinity≤WT%) and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1987, 7(4): 345–352(in Chinese with English abstract).
- [18] 邵洁涟. 金矿找矿矿物学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, 38–45.  
Shao Jieliang. *Prospecting Mineralogy of Gold Ore*[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1988, 38–45(in Chinese with English abstract).
- [19] 李晶, 陈衍景, 李强之, 等. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型[J]. *岩石学报*, 2007, 23(9): 2144–2154.  
Li Jing, Chen Yanjing, Li Qiangzhi, et al. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23(9): 2144–2154 (in Chinese with English abstract).
- [20] 刘斌, 沈坤. 流体包裹体热力学[M]. 北京: 地质出版社, 1999.  
Liu Bin, Shen Kun. *Thermodynamics of Fluid Inclusions*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999(in Chinese with English abstract).
- [21] Crerar D A and Barnes H L. Ore solution chemistry; V, Solubilities of chalcopyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200 degrees to 350 degrees C[J]. *Economic Geology*, 1976, 71(4): 772–794.
- [22] 卢焕章, 李秉伦, 魏家秀, 等. 包裹体地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1990.  
Lu Huanzhang, Li Binglun, Wei Jiaxiu, et al. *Fluid Inclusion Geochemistry*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990(in Chinese with English abstract).
- [23] Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. *Reviews in Mineralogy*, 1986, 16: 491–559.
- [24] Sheppard S W F. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 1986, 16: 165–183.
- [25] Roedder E. Fluid Inclusions[M]. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 1984.
- [26] 陈振胜, 张理刚. 水/岩交换作用及其找矿[J]. *地质与勘探*, 1989, 25(2): 7–11.  
Chen Zhensheng, Zhang Ligang. Water/Rock interchange process and mineral deposit exploration[J]. *Geology and Exploration*, 1989, 25(2): 7–11 (in Chinese with English abstract).
- [27] 王爱军, 程彧. 甘肃省礼县中川地区李坝式金矿床载金矿物地球化学特征及矿床成因意义[J]. *矿产与地质*, 2003, 16(5): 297–301.  
Wang Aijun, Cheng Yu. Geochemical characteristics of gold carrying minerals of Liba type gold deposit in Zhongchuan region of Li county, Gansu Province and its metallogenic signification[J]. *Mineral Resources and Geology*, 2003, 16(5): 297–301 (in Chinese with English abstract).
- [28] Phillips G N and Evans K A. Role of CO<sub>2</sub> in the formation of gold deposits[J]. *Nature*, 2004, 429: 860–863.
- [29] Drummond, S E, Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal system [J]. *Econ. Geol.*, 1985, 80: 126–147.
- [30] 王旭东, 倪培, 袁顺达, 等. 赣南木梓园钨矿流体包裹体特征及其地质意义[J]. *中国地质*, 2012, 39(6): 1790–1797.  
Wang Xudong, Ni Pei, Yuan Shunda, et al. Characteristics of fluid inclusions of the Muziyuan tungsten deposit in Southern Jiagxi Province and their geological implications [J]. *Geology in China*, 2012, 39(6): 1790–1797 (in Chinese with English abstract).

## Fluid inclusion characteristics of the Mawu gold deposit in Gansu Province and their geological significance

LIU Kun<sup>1</sup>, LIU Jia-jun<sup>1</sup>, LI Jing-xian<sup>1</sup>, YANG Shang-song<sup>1</sup>, XIN Xiao-jun<sup>2</sup>, LI Yuan<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. No. 5 Gold Geological Party of Chinese Armed Police Force, Xi'an 710100, Shanxi, China)

**Abstract:** Located in the western part of the Min-Li metallogenic belt within the West Qinling Mountains, the Mawu gold deposit is a medium Carlin-type disseminated gold deposit discovered in recent years. The orebody is controlled by the NW-trending faults and hosted in the Devonian phyllite and limestone. Two main types of fluid inclusions, i.e., CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusions and aqueous fluid inclusions, are trapped in the gangue minerals. The homogenization temperatures range from 135 °C to 389 °C, while the salinities range from 4.4% to 15.9%, indicating medium-low temperature and medium-low salinity. The trapping pressures are 34.6 MPa to 219.8 MPa. The gold mineralization occurred at the depths of 1.3 km to 8.1 km. Fluid inclusion analyses show that the gas phase is mainly composed of H<sub>2</sub>O and N<sub>2</sub>, with minor CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub>, while the liquid phase is mainly composed of Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. The ore-forming fluid belongs to the N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-Ca<sup>2+</sup>-Cl<sup>-</sup> system. The hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions show that δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> values range from 5.3‰ to 10.5‰, while δ D values range from -123‰ to -93‰. The ore-forming fluid came from the geothermal brine. An analysis of the fluid evolution shows that the variation of the stability of the fluid system caused by the structural transition and the boiling action played vital roles in the precipitation of gold.

**Key words:** gold deposit; fluid inclusion; hydrogen and oxygen isotopes; Mawu; Gansu

---

**About the first author:** LIU Kun, male, born in 1988, master candidate, majors in mineral prospecting and exploration; E-mail: liukun8812@163.com.

**About the corresponding author:** LIU Jia-jun, male, born in 1963, professor and supervisor of doctor candidates, engages in the study of ore deposit geochemistry; E-mail: liujiajun@cugb.edu.cn.