

# 河南省商城县汤家坪钼矿床地质和流体包裹体研究\*

王运<sup>1</sup> 陈衍景<sup>1,2\*\*</sup> 马宏卫<sup>3</sup> 徐友灵<sup>3</sup>

WANG Yun<sup>1</sup>, CHEN YanJing<sup>1,2\*\*</sup>, MA HongWei<sup>3</sup> and XU YouLing<sup>3</sup>

1. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

2. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室, 广州 510640

3. 河南省地调院信阳分院, 信阳 464000

1. Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China

2. Key Laboratory of Metallogenic Dynamics, Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640, China

3. Xinyang Division of the Henan Geological Survey, Xinyang 464000, China

2008-10-09 收稿, 2008-12-06 改回.

Wang Y, Chen YJ, Ma HW and Xu YL. 2009. Study on ore geology and fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit, Shangcheng County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2):468-480

**Abstract** The Tangjiaping Mo deposit in Shangcheng County, Henan Province is located in Dabie orogenic belt. It is a porphyry ore-system developed in continent-continent collision regime. The hydrothermal ore-forming process includes the early, middle and late stages, characterized by mineral assemblages of quartz-potash feldspar-magnetite-molybdenite-pyrite, quartz-polymetallic sulfides and quartz-carbonate ± pyrite, respectively. In quartz, four types of fluid inclusions can be observed. They are NaCl-H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, pure CO<sub>2</sub> and daughter mineral-bearing fluid inclusions in composition. However, the late-stage quartz contains only FIs of NaCl-H<sub>2</sub>O composition. The daughter mineral-bearing CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O FIs can be observed in the early and middle stage quartz, which were rarely reported in previous studies of porphyry deposits. Homogeneous temperatures of early stage FIs mainly above 375°C, with the salinities up to 62.10% NaCl<sub>eqv</sub>. Hematite daughter-minerals, which possibly represent an oxidizing environment, together with halite, sylvite, chalcocopyrite, jamesonite are recognized in fluid inclusions of this stage. The homogeneous temperatures of fluid inclusions in middle stage are mainly ranging from 235 to 335°C, with fluid salinities ranging from 1.06% to 45.87% NaCl<sub>eqv</sub>. In middle stage, besides halite and sylvite daughter minerals, there are many chalcocopyrite and jamesonite daughter minerals which represent a reducing environment. Fluid inclusions of the late stage display homogeneous temperatures of 115 to 195°C, with fluid salinities ranging from 1.91% to 9.98% NaCl<sub>eqv</sub>. Strong fluid-boiling in the middle stage was recognized as an important mechanism for precipitation of ore-forming materials. In a word, the initial ore-fluids were magmatic in origin and characterized by high temperature, high salinity, high oxidibility, high content of CO<sub>2</sub> and metallic elements. The fluid boiling and release of CO<sub>2</sub> in middle stage resulted in rapid precipitation of ore-forming materials. The late stage fluids, characterized by low temperature, low salinity, lack of daughter mineral and poor in CO<sub>2</sub>, could be sourced from meteoric water. Extraordinary daughter mineral-bearing CO<sub>2</sub> fluid inclusions may be recognized as a representative sign of porphyry ore systems developed in continental collision regime.

**Key words** Tangjiaping Mo deposit; Porphyry Mo deposit; Deposit geology; Fluid inclusion; Dabie orogenic belt

**摘要** 河南省商城县汤家坪钼矿床产于大别造山带,属于陆-陆碰撞体制的斑岩型矿床。其流体成矿过程可以分为早、中、晚3个阶段,分别以石英-钾长石-磁铁矿-辉钼矿-黄铁矿、石英-多金属硫化物和石英-碳酸盐±黄铁矿组合为标志。石英中可见水溶液包裹体、CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体、纯CO<sub>2</sub>包裹体和含子晶多相包裹体,但晚阶段石英中只有水溶液包裹体。早阶段和中阶段还发育特殊的含子晶的CO<sub>2</sub>包裹体,这在以往的斑岩型矿床中鲜有报道。早阶段流体包裹体均一温度>375°C,盐度最高

\* 本文得到国家973项目(2006CB403508)、国家自然科学基金项目(40730421和40425006)以及国家危机矿山办公室科研项目、科学院百人计划项目的资助。

第一作者简介:王运,女,1986年生,硕士研究生,矿床学专业,E-mail:00412108wy@163.com

\*\* 通讯作者:陈衍景,E-mail:yjchen@pku.edu.cn; gigyichen@126.com

可达 62.10%  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ，包裹体内含大量指示氧化条件的赤铁矿子晶以及一些石盐、钾盐、黄铜矿、脆硫锑铅矿子晶。中阶段包裹体均一温度集中在 235 ~ 335 $^{\circ}\text{C}$ ，盐度为 1.06% ~ 45.87%  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ 。除石盐、钾盐子晶外，还含大量黄铜矿、脆硫锑铅矿子晶，表明中阶段还原性较强。晚阶段流体包裹体均一温度集中在 115 ~ 195 $^{\circ}\text{C}$ ，盐度较低，介于 1.91% ~ 9.98%  $\text{NaCl}_{\text{eq}}$ 。中阶段强烈的流体沸腾作用是导致成矿物质快速沉淀的重要机制。总之，初始成矿流体为岩浆热液，以高温、高盐度、高氧化性、富  $\text{CO}_2$ 、高金属元素含量为特征；中阶段流体发生沸腾，导致  $\text{CO}_2$  逃逸，氧化性降低，成矿物质快速沉淀；晚阶段流体以低温、低盐度、无子晶、贫  $\text{CO}_2$  为特征，属于大气降水热液。汤家坪钼矿床发育特殊的含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体，可作为大陆碰撞造山带产出富含  $\text{CO}_2$  的斑岩成矿系统的典型实例。

**关键词** 汤家坪钼矿床；斑岩型钼矿床；矿床地质；流体包裹体；大别造山带

**中图法分类号** P618.65

斑岩型矿床作为最主要的铜钼矿床类型，历来是地质学家重点研究的对象（罗铭玖等，1991；王奖臻等，2001；李永峰等，2005；陈衍景，2006；李诺等，2007a）。传统成矿理论认为，斑岩型矿床主要形成于大洋板片俯冲产生的火山弧环境，如著名的西南太平洋斑岩铜矿带和安第斯斑岩铜矿带。近年来，人们逐渐意识到大陆碰撞造山带同样具有产出斑岩型矿床的巨大潜力（陈衍景和富士谷，1992；陈衍景，1998；侯增谦，2004）。规模巨大的东秦岭斑岩钼矿带（李诺等，2007b）、藏东玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带（侯增谦，2004）即为陆陆碰撞体制斑岩型矿床的最好例证。然而，产于不同构造环境的斑岩型矿床是否存在差别？其关键性区分标志是什么？这是一个具有重要理论价值和勘查意义的问题，但前人较少涉及。陈衍景等（2007）提出，二者在含矿岩体特征、矿化元素组合、围岩蚀变等方面均存在较大差异，

并认为富/含  $\text{CO}_2$  子晶包裹体可作为大陆碰撞造山带与岩浆弧两种构造背景的斑岩成矿流体系统的区分标志之一。但是，由于目前碰撞体制斑岩型矿床的研究实例较少，其科学性和普遍性尚需验证。

东秦岭斑岩钼矿带包含 5 个世界级超大型、4 个大型和一些中小型钼矿床，目前探明金属储量超过  $5 \times 10^6 \text{t}$ ，是世界最大的钼矿带（李诺等，2007b）。然而，作为该成矿带东延的大别造山带却因剥蚀程度深（大量出露高压-超高压变质岩石）、中-浅层次的地质记录难以保存而鲜有大型斑岩型矿床的报道。汤家坪钼矿床是河南省地调局地调三队新近探明的一处大型斑岩钼矿床，控制钼矿石量  $37052 \times 10^4 \text{t}$ ，金属量 235044t，钼平均品位 0.063%（河南地调三队，2006<sup>①</sup>）。该矿床的发现不但结束了豫南大别山区缺乏大型金属矿床的历史，实现了大别山地区内生金属矿床找矿的重大突破，而且

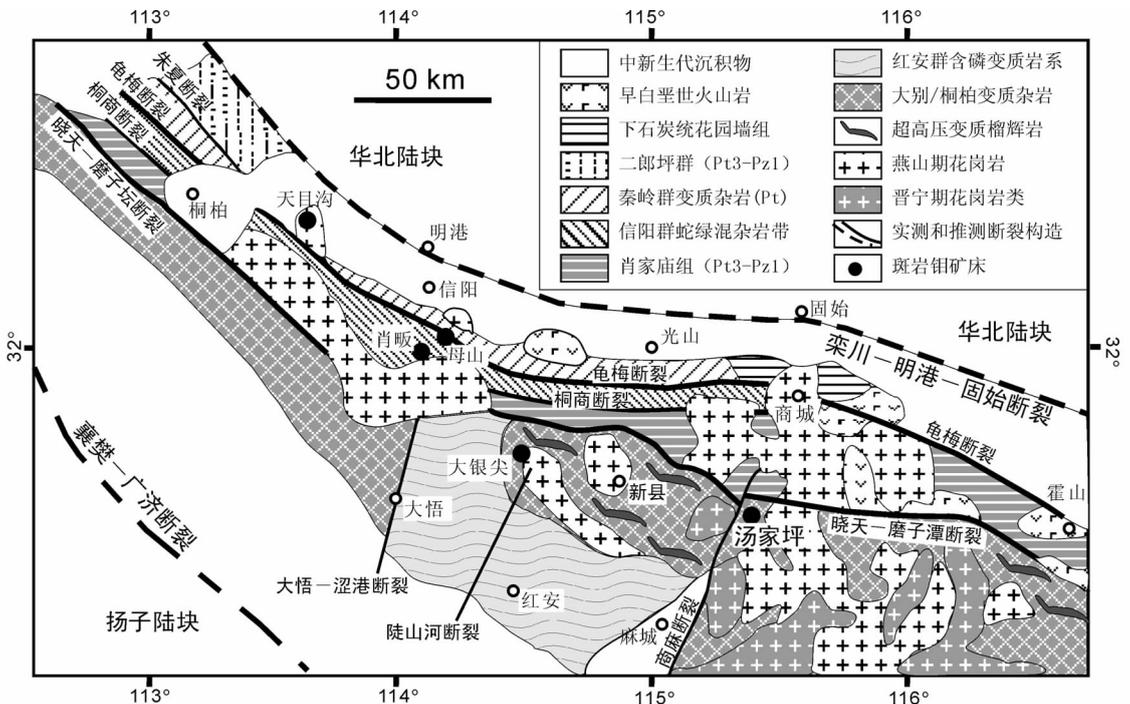


图 1 汤家坪钼矿构造位置和大别造山带地质略图(据杨泽强,2007b 修改)

Fig.1 Sketch map showing the geology of the Dabie orogenic belt and the location of the Tangjiaping Mo deposit (Modified after Yang, 2007b)

① 河南地调三队. 2006. 河南省商城县汤家坪矿区钼矿勘探报告

为研究碰撞造山体制的斑岩型矿床提供了良好对象。本文通过对汤家坪钼矿床石英中的流体包裹体的研究,揭示成矿流体的特征和演化规律,并探讨了流体成矿机制。

## 1 区域地质背景

大别造山带属秦岭造山带的东延部分,其南、北边界分别为襄樊—广济断裂和栾川—明港—固始断裂(图1),由多个地体拼合而成,内部构造复杂。其中,龟梅(龟山—梅山)断裂相当于华北古板块与扬子古板块之间的最终缝合带(图1),与秦岭地区的商丹断裂相当(胡受奚,1988;陈衍景和富士谷,1992)。龟梅断裂以北发育秦岭群变质杂岩(主体为古元古代)和二郎坪群浅变质火山—沉积岩系(新元古代—早古生代),二者共同组成华北古板块南部的加里东增生带,其上局部覆盖晚古生代地层,如下石炭统花园墙组。花园墙组主要为铁质绢云石英片岩、绢云石英片岩及碳质石英片岩(杨泽强,2007a)。龟梅断裂以南依次发育海西—印支期增生杂岩信阳群、加里东期增生杂岩肖家庙组和大别/桐柏变质核杂岩,其边界断裂分别为桐商(桐柏—商城)断裂和晓天—磨子潭断裂。信阳群内蕴涵晚古生代蛇绿混杂岩和前寒武纪碎块,因此其形成时代长期争议。肖家庙组主要为白云钠长片岩、白云石英片岩、白云(黑云、二云)更长片岩,夹大理岩透镜体,原岩为一套泥砂质碎屑岩夹碳酸盐岩建造,形成于震旦纪—早奥陶世,即新元古代—早古生代。桐柏或大别变质核杂岩由变质深成岩系、表壳岩系和侵入其中的不同时代的岩浆岩共同组成,其变质深成岩系相当于过去所称的桐柏群或大别群(河南省地质矿产局,1989),主要为二长花岗岩片麻岩、云英闪长质片麻岩、黑云斜长片麻岩,蕴涵超高压变质成因的榴辉岩地体,过去被作为太古宙或古元古代的产物;变质表壳岩系以红安群含磷变质岩系为代表,一般认为红安群不整合在大别群之上;而侵入岩则主要表现为晋宁期和燕山期的花岗岩类(图1)。需要说明,桐柏或大别变质核杂岩与秦岭地区的“秦岭微板块”(Zhang *et al.*, 1996)相当,因此,晓天—磨子潭断裂(或定远—八里畝断裂)也被作为北淮阳构造带与大别变质核杂岩的分界。

大别造山带基本构造格架表现为北西—北北西向弱应变域和线状强应变带相间排列,且被北东—北北东向脆性断裂截切,形成网格状构造系统,而线状强应变带控制了区域构造格架的展布。带内发育多期次的韧性变形以及脆性变形为主的推覆构造和断裂构造。近南北向的商城—麻城断裂带为长期活动的韧性叠加剪切带,该断裂带早期表现为中层次的左行剪切,晚期发生浅层脆性滑脱(河南地调三队,2006<sup>①</sup>)。

大别造山带发育多期岩浆岩,但以燕山期岩浆岩最为广泛。如图1所示,燕山期火山岩沿造山带北缘的信阳—霍山一线分布,为陆相英安岩—流纹岩组合,属钙碱性火山岩系列。规模较大的燕山期花岗岩基多沿桐柏—商城断裂分布,

有灵山、新县和商城等岩体;规模较小的岩体主要形成于早白垩世,为中酸性的富碱花岗斑岩、似斑状花岗岩、石英斑岩、花岗闪长岩等,多沿网格状断裂体系分布,具有等间距成群成带分布的特点,且与斑岩型钼铜矿关系密切,如母山岩体、天目山岩体、大银尖岩体、汤家坪岩体等,构成大别斑岩钼矿带(杨泽强,2007b)。

## 2 矿床地质特征

汤家坪钼矿位于晓天—磨子潭断裂南侧的大别变质核杂岩带内(图1),矿区地质简单,仅见大别群黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩和燕山期花岗斑岩(图2)。片麻岩类围岩局部硅化。矿区构造为规模较小的压扭性、张扭性断层,断裂带内岩石普遍破碎并发生硅化、高岭土化。

汤家坪钼矿的成矿母岩为汤家坪花岗斑岩体,出露面积约0.34km<sup>2</sup>(图2),岩体内可见次棱角状角闪安山岩包体,围岩主要为元古代大别片麻杂岩。汤家坪花岗斑岩的主要造岩矿物有斜长石、钾长石、石英和黑云母等。斑晶含量约占10%,其中钾长石约5%、石英约3%、斜长石约2%。基质由微细粒钾长石(20%~56%)、斜长石(10%~30%)和石英(10%~25%),以及少量黑云母、白云母组成。副矿物组合

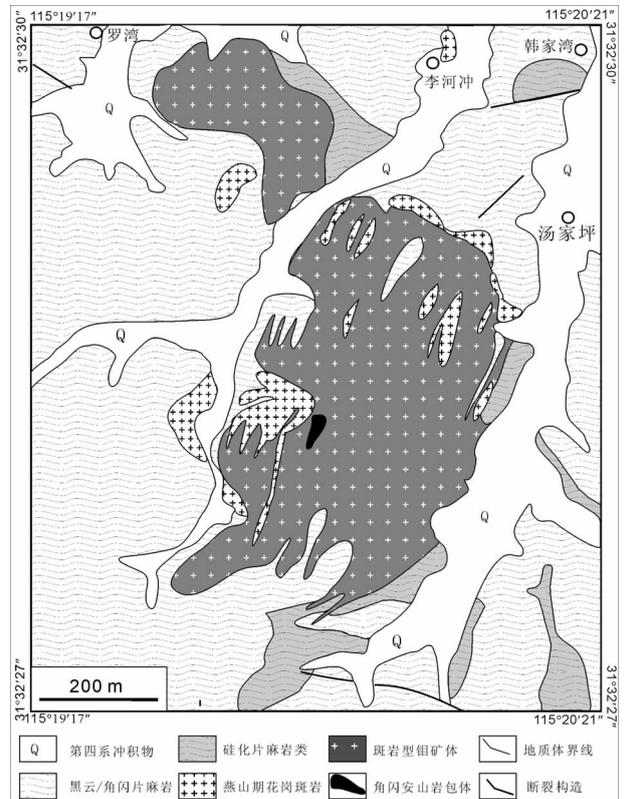


图2 汤家坪钼矿区地质图(据杨泽强,2007b修改)

Fig. 2 Geological map of the Tangjiaping molybdenum district (Modified after Yang, 2007b)

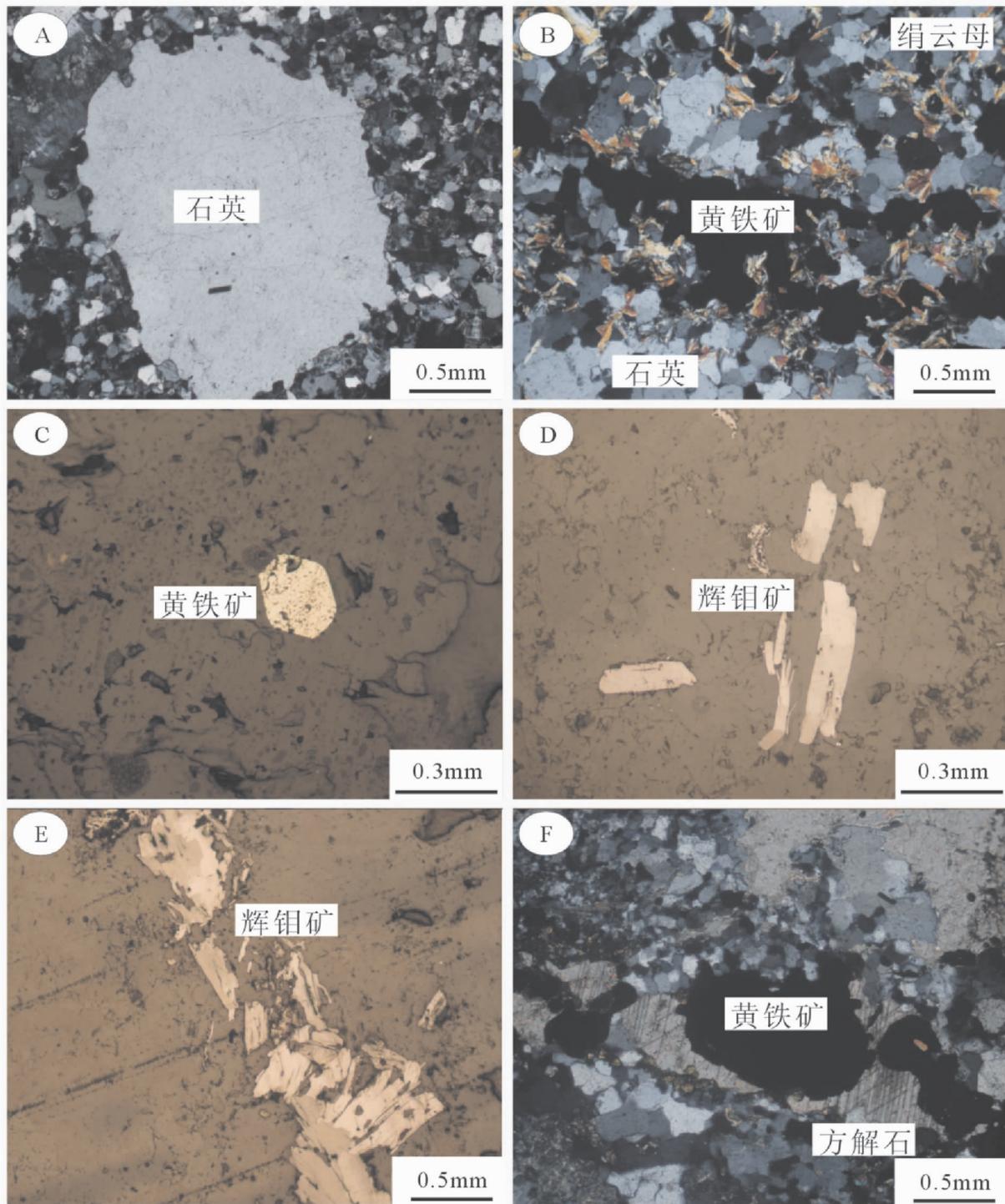


图3 汤家坪钼矿床显微照片

A-石英斑晶; B-黄铁绢英岩化; C-早阶段自形黄铁矿; D-浸染状分布的早阶段鳞片状辉钼矿; E-中阶段辉钼矿脉; F-晚阶段石英-方解石-黄铁矿脉

Fig. 3 Microphotographs of the Tangjiaping Mo deposit

A-quartz phenocryst; B-beresitization; C-euhedral pyrite formed in early stage; D-disseminated scaly molybdenite formed in early stage; E-molybdenite vein formed in middle stage; F-quartz-calcite-pyrite vein formed in late stage

为磁铁矿、赤铁矿、锆石、榍石、磷灰石、金红石等。

受热液作用影响,斑岩体强烈硅化、钾长石化、绢云母

化、黄铁矿化,且表现出明显的水平分带,由中心到两侧依次为钾长石化-硅化带(强蚀变带)和硅化-绢英岩化带(弱蚀变

带)。辉钼矿铼钼等时线年龄为  $113.1 \pm 7.9\text{Ma}$  (杨泽强, 2007b), 成矿作用发生于早白垩世。

钼矿体赋存于花岗岩斑岩内及其接触带中, 呈透镜状产出, 长 1120m, 宽 960m, 总体南西方向倾伏, 东北方向翘起尖灭, 倾伏角  $20^\circ$  左右 (杨泽强, 2007c)。目前探获钼金属储量  $23.5 \times 10^4\text{t}$ , 品位  $0.06\% \sim 0.30\%$ 。该矿床其它金属元素未能达到综合利用要求, 总体属于大型单钼矿床。

主要矿石矿物为辉钼矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿, 此外还有少量闪锌矿、黄铜矿、方铅矿等。辉钼矿产出方式有三种: 呈放射状集合体沿石英或钾长石粒间空隙分布; 呈鳞片稀疏浸染状分布于花岗岩斑岩中 (图 3D); 与石英、黄铁矿等组成细脉充填节理裂隙 (图 3E)。脉石矿物以石英、钾长石、斜长石、绢云母、白云母为主, 黑云母、绿泥石、绿帘石次之。次生金属矿物主要为褐铁矿。矿石结构复杂, 主要有鳞片状结构、交代结构、放射状结构、自形-半自形结构、碎裂状结构等。矿石构造主要为浸染状构造、脉状构造、网脉状构造、角砾状构造、梳状构造、块状构造等。

按照矿物共生组合及脉体穿插关系, 将流体成矿过程划分为三个阶段: (1) 早阶段矿物组合为石英、钾长石、磁铁矿、黄铁矿、少量辉钼矿等, 金属硫化物主要呈浸染状分布, 辉钼矿为鳞片状 (图 3D), 黄铁矿自形 (图 3C)、半自形产出。该阶段发育大量碎裂石英, 伴随有钾长石化、硅化及弱绢云母化; (2) 中阶段形成石英、绢云母、白云母及大量辉钼矿、黄铁矿、少量方铅矿和黄铜矿等, 为主要的钼成矿阶段。硫化物多为半自形或他形, 呈细脉浸染状产出 (图 3E), 网脉状构造发育, 见黄铁矿脉和辉钼矿脉相互穿插。主要蚀变类型是硅化和黄铁绢英岩化 (图 3B); (3) 晚阶段: 以发育石英-方解石-黄铁矿或方解石细脉 (图 3F) 为特征, 局部出现面型碳酸盐化, 主要矿物为石英、方解石和黄铁矿, 辉钼矿很少。

## 3 流体包裹体研究

### 3.1 研究方法

流体包裹体显微热力学测试在中国科学院地质与地球物理研究所完成, 所用仪器为 Linkam THMS 600 冷热台和 Linkam THMS 1500 热台。除石英斑晶中的包裹体运用热台测温外, 其余包裹体均采用冷热台测温。采用美国 FLUID INC 公司的人工合成流体包裹体标准样品进行温度校正; 测试过程的升温速率一般为  $5 \sim 10^\circ\text{C}$ , 相转变点附近 (如  $\text{CO}_2$  笼合物熔化温度, 水溶液包裹体的冰点, 各类包裹体的完全均一温度) 的升温速率降低为  $0.5 \sim 1^\circ\text{C}/\text{min}$ 。

水溶液包裹体的盐度是根据冰点温度和 Bodnar (1993) 方程计算获得的, 密度则是根据 Bodnar (1983) 投图得到。根据  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体的笼合物熔化温度, 利用 Collins (1979) 所提供的方法, 可获得  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体水溶液相的盐度。根据  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体的部分均一温度, 利用 Touret (1979) 提供的公式, 可以得到  $\text{CO}_2$  相的密度。根据冷

热台实验测得的含子晶多相的子晶熔化温度, 利用 Hall *et al.* (1988) 提供的方程, 可获得含子晶多相包裹体包裹体的盐度。根据含子晶多相包裹体的子晶熔化温度和完全均一温度, 利用刘斌 (2001) 的公式, 求得含子晶多相包裹体的密度。

流体包裹体成分激光拉曼测试在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成, 仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪, 使用 514.5nm 氩激光器, 计数时间为 10s, 每  $1\text{cm}^{-1}$  (波数) 计数 1 次,  $100 \sim 4000\text{cm}^{-1}$  全波段一次取峰。激光束斑大小为  $2\mu\text{m}$ , 光谱分辨率  $\pm 2\text{cm}^{-1}$ 。

### 3.2 流体包裹体类型和特征

对采自探矿坑道和钻孔岩芯的 27 件样品 (弱蚀变斑岩样品 2 件, 不同成矿阶段矿石样品 25 件) 进行了流体包裹体研究。流体包裹体岩相学研究表明, 各样品石英中均发育大量流体包裹体, 石英斑晶中尚可见少量熔融包裹体。流体包裹体类型复杂, 形态多样, 多成群随机分布或孤立分布 (图 4)。根据室温 ( $21^\circ\text{C}$ ) 下流体包裹体的岩相学特征 (卢焕章等, 2004)、升温或降温过程中 ( $-196 \sim +600^\circ\text{C}$ ) 的相变行为以及激光拉曼光谱分析, 可将包裹体分为 4 类:

1. 纯  $\text{CO}_2$  包裹体 (PC 类): 石英斑晶和早、中阶段热液石英中均有发育, 椭圆、不规则状、长条状为主, 少数为负晶形 (图 4A), 部分 PC 类包裹体边缘呈黑色而中心透明。室温下为两相 ( $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{CO}_2(\text{l})$ ) 或单相 ( $\text{CO}_2(\text{g})$ )。大小相差悬殊,  $2 \sim 20\mu\text{m}$  均有, 常成群分布, 与  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体密切共生。

2.  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  型包裹体 (C 类)。此类包裹体见于石英斑晶和早、中阶段热液石英中。根据相态可分为 C1 和 C2 两个亚类。C1 类在常温下为三相, 即  $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{CO}_2(\text{l}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ , 具有“双眼皮”特征 (图 4B); C2 类 (图 4D) 在常温下为两相, 即  $\text{CO}_2(\text{l}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ , 冷冻过程中液相  $\text{CO}_2$  内出现  $\text{CO}_2$  气泡。C 类包裹体以  $4 \sim 10\mu\text{m}$  为主, 石英斑晶中的 C 类包裹体最大可达  $20\mu\text{m}$ 。椭圆形、条形为主, 次为近圆形、不规则形、负晶形。C1 亚类多于 C2 亚类。 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  变化于  $10\% \sim 95\%$  之间。在中阶段石英中有时出现  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  相差很大的 C 类包裹体共存的现象 (图 4C), 其均一温度相近, 反映出该期流体在被捕获时可能有“沸腾” (不混溶) 现象发生 (范宏瑞等, 2003; 卢焕章等, 2004; 胡芳芳等, 2007)。

3. 含子晶多相包裹体 (S 类)。见于石英斑晶及早、中阶段热液石英中。一般  $2 \sim 10\mu\text{m}$ , 椭圆、条形为主, 次为不规则状, 多数含有一个以上的子矿物。子矿物种类丰富, 透明子矿物主要可能为石盐 (图 4F、H)、钾盐 (图 4D), 不透明子矿物为赤铁矿 (图 4E)、黄铜矿 (图 4H)、脆硫锑铅矿等。早阶段 S 类包裹体中多发育赤铁矿子晶, 中阶段 S 类包裹体则以黄铜矿子晶为主。据气相成分的差异, 可分为含子晶的水溶液包裹体 (图 4D) 和含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体 (图 4E)。部分含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体可见特征的  $\text{CO}_2$  双眼皮 (图 4F)。少量仅含

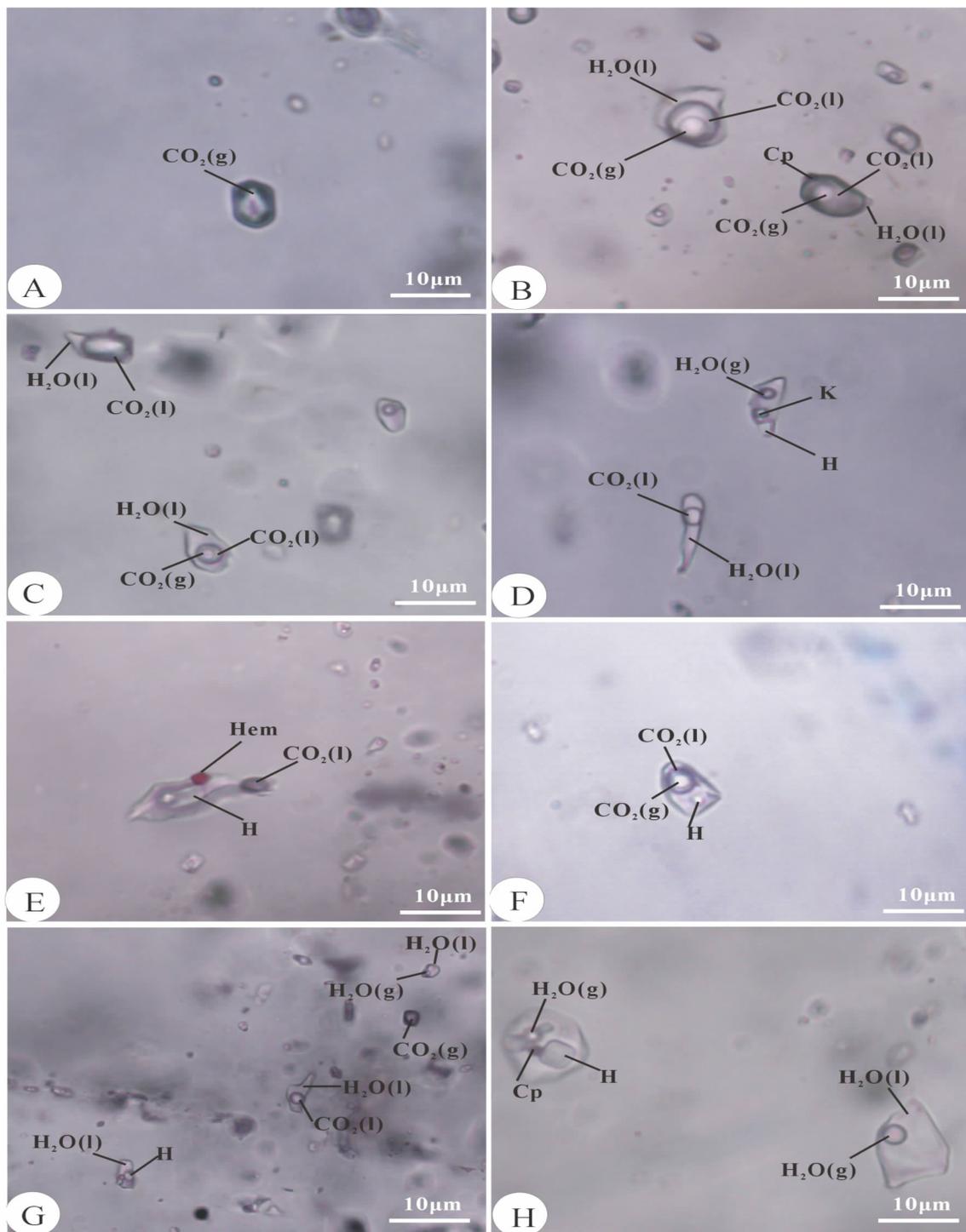


图4 汤家坪钼矿床流体包裹体显微照片

A-PC类包裹体;B-含黄铜矿子晶(Cp)的CO<sub>2</sub>包裹体(S类)与C类包裹体共生;C-中阶段CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O差别很大的C类包裹体共生,显示沸腾包裹体组合的特征;D-C类包裹体与含石盐(H)、钾盐(K)子晶的S类包裹体共生;E-含赤铁矿(Hem)、石盐(H)子晶的CO<sub>2</sub>包裹体(S类);F-含石盐(H)子晶的CO<sub>2</sub>包裹体(S类);G-中阶段C类包裹体、PC类包裹体、S类包裹体和W类包裹体共生;H-中阶段C类包裹体与W类包裹体共生

Fig.4 Microphotographs of fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit

A-PC-type fluid inclusion; B-coexistence of the CO<sub>2</sub>-rich inclusion (S-type) which contains chalcopyrite (Cp) daughter mineral and C-type fluid inclusion; C-coexistence of C-type fluid inclusions in middle stage which differs greatly in CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, showing a fluid-inclusion population trapped from boiling fluid; D-coexistence of C-type fluid inclusion and S-type inclusion which contains halite (H) and sylvite (K) daughter mineral; E-CO<sub>2</sub>-rich S-type inclusion containing hematite (Hem) and halite (H) daughter minerals; F-CO<sub>2</sub>-rich S-type inclusion containing halite (H) daughter mineral; G-coexistence of C-type, PC-type, S-type and W-type fluid inclusions in middle stage; H-coexistence of C-type fluid inclusions and W-type fluid inclusions in middle stage

表1 汤家坪钼矿床流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of the Tangjiaping Mo deposit

寄主矿物	包裹体类型	包裹体测试数	冰点温度(°C)	笼合物熔化温度(°C)	CO <sub>2</sub> 部分均一温度(°C)	子晶熔化温度	完全均一温度(°C)	盐度(wt% NaCl <sub>eqv</sub> )	流体密度(g/cm <sup>3</sup> )
斑晶石英	W	3					466 ~ 498		
	C	11			27.5 ~ 30.8		477 ~ 597		0.58 ~ 0.68
	S	8				548 ~ 630	548 ~ 630	66.58 ~ 78.60	1.23 ~ 1.37
早阶段石英	W	11					210 ~ 439		
	C	19		-2.5 ~ 4.8	24.2 ~ 30.6		259 ~ 460	9.39 ~ 17.75	0.59 ~ 0.73
	S	12				260 ~ 517	326 ~ 517	35.33 ~ 62.10	1.04 ~ 1.18
中阶段石英	W	70	-0.6 ~ -12.7				173 ~ 383	1.06 ~ 16.62	0.81 ~ 0.90
	C	50		-4.7 ~ 7.8	16.6 ~ 30.2		227 ~ 380	4.32 ~ 19.16	0.61 ~ 0.81
	S	24				214 ~ 385	214 ~ 385	32.58 ~ 45.87	1.03 ~ 1.12
晚阶段石英	W	20	-6.6 ~ -1.1				116 ~ 234	1.91 ~ 9.98	0.82 ~ 0.97

透明石盐子晶的包裹体呈线状分布,为次生包裹体。绝大多数S类包裹体加热均一至液相,少数S类包裹体在均一至气相的过程中爆裂。

4. 水溶液包裹体(W类)。见于各成矿阶段,孤立分布或沿裂隙线状分布。室温下为气液两相(图4H),主要为椭圆形和长条状,2~8 $\mu\text{m}$ 为主,气液比较低,一般5%~20%。在斑晶石英及早阶段石英中原生水溶液包裹体所占比例较低,但晚阶段全部为此类包裹体。液相成分为H<sub>2</sub>O,气泡成分多为H<sub>2</sub>O,个别含少量CO<sub>2</sub>,但加热和冷冻过程中相变不明显。在早阶段中发现较多次生水溶液包裹体,线状分布,长条形,2~4 $\mu\text{m}$ 为主,气液比10%左右。

汤家坪钼矿床流体包裹体的分布具有以下特征:石英斑晶和早阶段石英中发育大量的PC类、C类和S类包裹体;中阶段以C类、S类和W类包裹体为主;晚阶段石英中只有W类包裹体。

### 3.3 流体包裹体测温结果

本文对汤家坪钼矿床中不同阶段各类流体包裹体进行了详细的显微测温,结果列在表1中,现分述如下。

石英斑晶中的流体包裹体显示岩浆-热液过渡期流体特征,包裹体普遍较大,以PC类、C类和S类为主,W类很少。C类包裹体以不规则状为主,其次为条形、椭圆,个别为负晶形,6~15 $\mu\text{m}$ 为主,个别可达20 $\mu\text{m}$ ;CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O差别很大,变化于20%~95%;包裹体均一温度为477~597°C,大部分均一至气相。PC类包裹体多成群分布,大小差别悬殊,2~20 $\mu\text{m}$ 均有,条形、椭圆为主,次为负晶形和不规则形,与C类包裹体密切共生。W类以长条状为主,气液比10%~25%,含量很少;测得3个W类包裹体均一温度为466~498°C,均一至液相。S类以条形、椭圆为主,次为不规则状,3~12 $\mu\text{m}$ ,含钾盐、石盐、黄铜矿、赤铁矿等子矿物;包裹体均为气泡先消失,子晶后消失,完全均一温度为548~630°C,均一至液相;包裹体盐度66.58%~78.60%NaCl<sub>eqv</sub>。

在早阶段石英中,流体包裹体以C类、PC类和S类为

主,含少量W类。C类包裹体主要为条形、椭圆、不规则状,5~12 $\mu\text{m}$ ,CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O变化很大,10%~90%均有发育。初溶温度-58.4~-56.7°C,低于纯CO<sub>2</sub>的三相点(-56.6°C),表明其中含有其他组分,但拉曼测试未见其他成分,可能是由于其组分含量低于拉曼光谱的检测限(卢焕章等,2004)。笼合物熔化温度约为-2.5~4.8°C,据此计算得C类包裹体的水溶液相的盐度为9.39%~17.75%NaCl<sub>eqv</sub>;部分均一温度介于24.2~30.6°C之间;富CO<sub>2</sub>包裹体极易爆裂,爆裂温度介于270~413°C之间,测得未爆裂的C类包裹体的完全均一温度为259~460°C。W类包裹体很少,以条形为主,气液比10%~20%,一般2~6 $\mu\text{m}$ ;由图5可明显看出有三个W类的均一温度落入低温范围(<255°C),表明其可能为次生包裹体。其余W类包裹体的均一温度分布于315~375°C与395~455°C两个区间,显示出中阶段流体对于早阶段的叠加。由于W类包裹体太小,冰点难以观察,因而未获得盐度值。S类包裹体以2~6 $\mu\text{m}$ 为主,主要为长条形,其中的CO<sub>2</sub>气泡可见清晰的眼皮结构,气液比变化较大。气泡消失温度122~471°C,子晶熔化温度260~517°C,完全均一温度为326~517°C,根据子晶熔化温度计算得盐度为35.33%~62.10%NaCl<sub>eqv</sub>。所测12个S类包裹体全部均一至液相,有4个在升温过程中是子晶先消失,8个是气泡先消失,表明S类包裹体大部分是从原始过饱和溶液中捕获的,少数是从原始不饱和溶液中捕获的。在S类包裹体中常见红色赤铁矿子晶,矿物组合中含磁铁矿,指示流体的氧逸度较高;还可见少量黑色的脆硫锑铅矿和黄铜矿子晶;透明子矿物可能有石盐、钾盐。

中阶段是钼矿化的最主要阶段。流体包裹体以C类、S类和W类为主,含少量PC类。C类包裹体以条状、不规则状为主,2~15 $\mu\text{m}$ 均有,集中于4~10 $\mu\text{m}$ ,CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O变化于10%~90%。初溶温度约为-57.8~-56.6°C,可能含有其他气体成分,但拉曼测试未能检测出其他气体。笼合物熔化温度约-4.7~7.8°C,据此计算得到的盐度为4.32%~19.16%NaCl<sub>eqv</sub>;部分均一温度为16.6~30.2°C,完全均一温度为227~380°C。CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O>50%的C类包裹体极易爆裂,

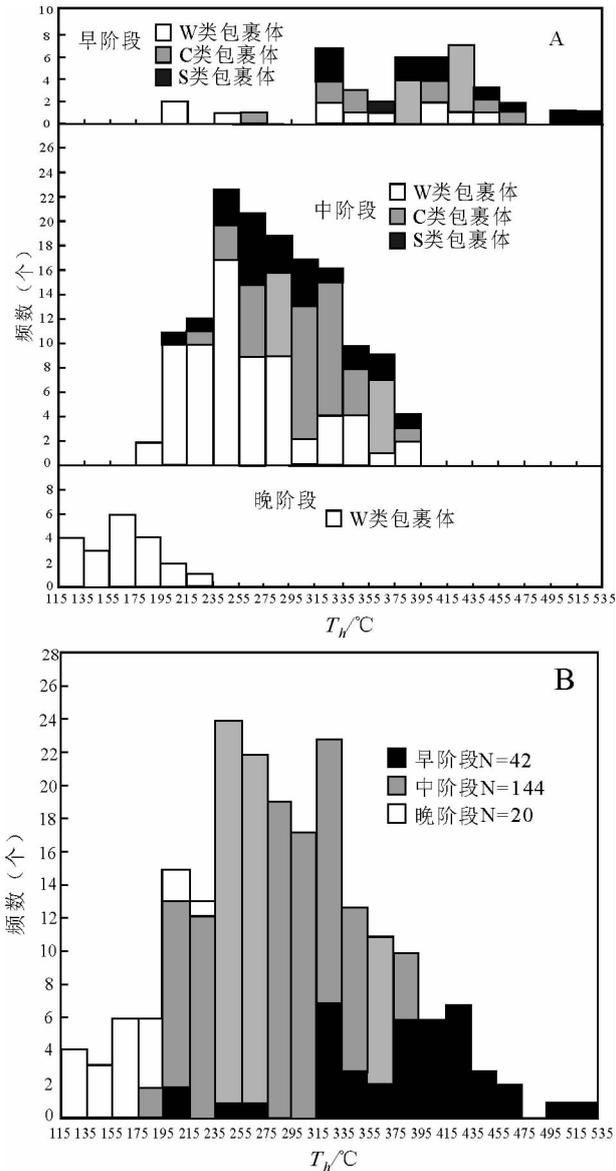


图5 不同阶段流体包裹体均一温度直方图(A, B)  
Fig. 5 Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions of different stages (A, B)

爆裂温度介于 264 ~ 351 $^\circ\text{C}$  之间。 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} > 50\%$  的 C 类包裹体向气相均一,  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} < 50\%$  的 C 类包裹体向液相均一, 在同一石英颗粒的极小区域内存在异相均一的现象, 且具有相似的均一温度, 盐度相差很大, 指示流体沸腾现象的存在。另有多数 C 类包裹体存在临界均一的现象, 表明捕获的是临界流体。W 类包裹体以条形、椭圆形为主, 2 ~ 8 $\mu\text{m}$ , 气液比 5% ~ 25%, 冰点约 -12.7 ~ -0.6 $^\circ\text{C}$ , 盐度为 1.06% ~ 16.62%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ , 均一温度介于 173 ~ 383 $^\circ\text{C}$  之间。S 类包裹体主要为椭圆、长条形, 2 ~ 8 $\mu\text{m}$ , 含石盐、钾盐、黄铜矿、脆硫锑铅矿等子矿物, 个别包裹体含赤铁矿子晶。部分 S 类的气泡可见到“双眼皮”结构, 为含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体。S 类包裹体的气相消失温度为 103 ~ 277 $^\circ\text{C}$  之间, 子晶消失温度为 214

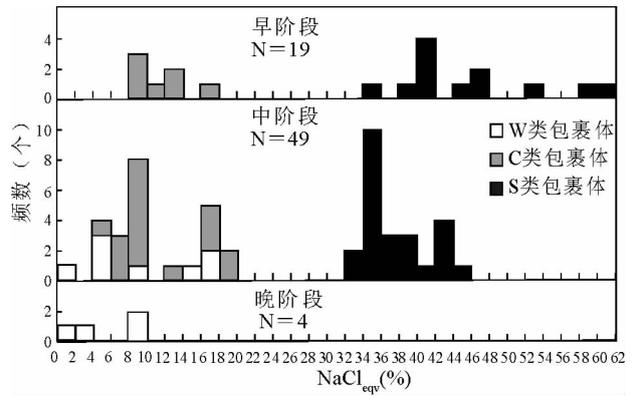


图6 汤家坪钼矿床流体包裹体盐度直方图  
Fig. 6 Histograms of salinities of fluid inclusions of the Tangjiaping Mo deposit

~385 $^\circ\text{C}$ , 盐度为 32.58% ~ 45.87%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ 。S 类包裹体全部均一至液相, 均一方式包括子晶先消失和气泡先消失两种, 说明中阶段 S 类包裹体既有从不饱和溶液中捕获的, 也有从过饱和溶液中捕获, 反映了中阶段流体性质比较复杂, 可能为流体沸腾导致了流体的不均一(卢焕章等, 2004)。S 类包裹体中大量硫化物矿物的存在, 表明流体的还原性较强。

晚阶段包裹体个体较小, 以 W 类包裹体为主, 一般 2 ~ 6 $\mu\text{m}$ , 气液比 5% ~ 10%, 均一温度介于 116 ~ 234 $^\circ\text{C}$  之间, 集中于 115 ~ 195 $^\circ\text{C}$  之间, 冰点约 -6.6 ~ -1.1 $^\circ\text{C}$ , 盐度为 1.91% ~ 9.98%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ , 代表了大量成矿物质沉淀之后的低温-低盐度热液活动。

根据  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  体系的  $T-W-p$  相图 (Bodnar, 1983) 计算得中阶段 W 类包裹体密度为 0.81 ~ 0.90 $\text{g}/\text{cm}^3$ , 晚阶段为 0.82 ~ 0.97 $\text{g}/\text{cm}^3$ ; 根据中高盐度  $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$  包裹体的密度公式 (刘斌, 2001) 计算得斑晶中 S 类包裹体内流体密度 1.23 ~ 1.37 $\text{g}/\text{cm}^3$ , 早阶段为 1.04 ~ 1.18 $\text{g}/\text{cm}^3$ , 中阶段为 1.03 ~ 1.12 $\text{g}/\text{cm}^3$ 。根据 Touret (1979) 提供的计算  $\text{CO}_2$  相的密度公式计算得 C 类包裹体密度早阶段为 0.59 ~ 0.73 $\text{g}/\text{cm}^3$ , 中阶段为 0.61 ~ 0.81 $\text{g}/\text{cm}^3$ 。

将上述研究结果总结于图 5A, 5B 和表 1, 可见早、中阶段石英中的包裹体成分属于  $\text{NaCl}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  体系, 而晚阶段石英中的包裹体成分为水溶液。早阶段包裹体的均一温度显示双峰特征, 分别位于 >375 $^\circ\text{C}$  和 315 ~ 335 $^\circ\text{C}$ , 其低温峰与中阶段包裹体的均一温度集中范围重叠, 显示了中阶段流体作用对于早阶段矿物的叠加。早阶段另有 4 个包裹体的均一温度过低, 大大偏离主体范围, 应属于次生包裹体。中阶段包裹体的均一温度集中在 235 ~ 335 $^\circ\text{C}$  之间, 4 个包裹体落入早阶段高温峰范围, 可能缘于个别中阶段石英是以早阶段石英为晶核而生长, 从而记录了晶核中早阶段流体包裹体。同理, 晚阶段 3 件 195 ~ 235 $^\circ\text{C}$  的均一温度可以解释为与中阶段流体作用的过渡。鉴于辉钼矿主要形成于中阶段 (235 ~ 335 $^\circ\text{C}$ ), 且 350 $^\circ\text{C}$  和 200 $^\circ\text{C}$  是共识的高温、中温和低温热液作

用的分界温度(胡受奚,1982),汤家坪铅矿床总体上属于中温矿床。

包裹体盐度整体较高(图6),由早到晚逐渐降低,由早阶段的 9.39% ~ 62.10%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ,到中阶段的 1.06% ~ 45.87%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ,再到晚阶段的 1.91% ~ 9.98%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ 。中阶段同一矿物内盐度差别很大的不同类型包裹体共存(图5),均一温度相似,均一方式多样,盐度分布出现两个明显的端元组分,这可能是由于流体的非均一性所致,即发生了流体沸腾(卢焕章,2000;倪培等,2005)。

### 3.4 包裹体成分

激光拉曼显微探针分析显示,石英斑晶和早中晚阶段相同类型的流体包裹体成分类似,各类流体包裹体的液相成分主要是水溶液。

W类的气、液相成分均显示很强的水峰,表明气液相成分均为  $\text{H}_2\text{O}$ (图7A),部分早阶段W类包裹体气相中除  $\text{H}_2\text{O}$  峰外,还有微弱的  $\text{CO}_2$  峰(特征拉曼谱峰为 1283 和  $1387\text{cm}^{-1}$ ),表明气相中含少量  $\text{CO}_2$ (图7B)。

PC类包裹体仅具有强烈的  $\text{CO}_2$  峰(1283 和  $1387\text{cm}^{-1}$ ),表明其成分为纯  $\text{CO}_2$ (图7C);C类包裹体的成分为  $\text{CO}_2(\text{g}) + \text{CO}_2(\text{l}) + \text{H}_2\text{O}(\text{l})$ ,与气泡含  $\text{CO}_2$  的W类包裹体相比,其气泡中  $\text{CO}_2$  的峰显著高于  $\text{H}_2\text{O}$  峰(图7H)。C2亚类包裹体  $\text{CO}_2$  液泡中含  $\text{CO}_3^{2-}$ (图7D)。

S类包裹体中,多个不透明黑色子矿物的峰值为 344 和  $379\text{cm}^{-1}$ ,指示子矿物为脆硫锑铅矿(图7F)。另外有多个黑色子矿物的峰值为 287 ~  $289\text{cm}^{-1}$  之间,表明子矿物为黄铜矿(图7E)。红色不透明子矿物的峰值为 1323,应为赤铁矿(图7G)。这些子矿物在石英斑晶、早阶段和中阶段S类包裹体中均存在。但早阶段的赤铁矿子晶较之中阶段要多得多(中阶段只有个别S类包裹体中有赤铁矿子晶),说明早阶段的成矿流体具有较高的氧逸度。另外,S类包裹体中的气泡有的显示强烈的  $\text{CO}_2$  峰,有的显示水峰,表明S类中的气相成分包括  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  两种。

综合上述测试结果可知,早阶段和中阶段流体包裹体成分均为富含  $\text{CO}_2$  的水溶液,晚阶段为水溶液,即成矿流体由  $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  体系向  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  体系演化。

## 4 讨论

### 4.1 成矿流体的性质及演化

流体包裹体研究表明,汤家坪铅矿床中发育丰富的原生流体包裹体,这些包裹体反映了成矿流体的基本特征。早阶段流体包裹体的类型和特征反映了初始成矿流体的性质。早阶段发育大量  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  包裹体、纯  $\text{CO}_2$  包裹体和含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体,表明初始成矿流体富含  $\text{CO}_2$ 。S类包裹体中含大量赤铁矿子晶、石盐、钾盐子晶,部分黄铜矿、脆硫锑铅矿子晶,矿物组合中含磁铁矿,又表明初始成矿流体具有高盐

度、高氧逸度和富含金属元素的特点。早阶段包裹体的均一温度大于  $375^\circ\text{C}$ ,属于高温热液作用的范围(胡受奚,1982),所发育的高盐度、高温的含子晶包裹体是岩浆热液的标志(张德会和张文淮,2001;陈衍景等,2007)。另外,除了不含熔融包裹体外,早阶段所含包裹体类型与岩浆阶段残余的石英斑晶类似,均一温度部分重合,表明初始成矿流体与岩浆流体具有渐变过渡关系。结合前人氢氧同位素研究结果(杨泽强,2007c),认为初始成矿流体应为高温、高盐度、高氧化性、富  $\text{CO}_2$ 、富含金属元素的岩浆热液。

中阶段均一温度集中于  $235 \sim 335^\circ\text{C}$ ,盐度为 1.06% ~ 45.87%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ 。与早阶段相比,中阶段发育较少PC类包裹体,表明中阶段  $\text{CO}_2$  含量已经有所降低;更富S类包裹体,可能是由于  $\text{CO}_2$  逸失导致流体盐度的增加。C类包裹体很多,S类包裹体中含大量黄铜矿、脆硫锑铅矿子晶,表明中阶段成矿流体以中温、高盐度、还原性、富  $\text{CO}_2$ 、富含金属元素为特征。

晚阶段只有水溶液包裹体,均一温度很低( $115 \sim 195^\circ\text{C}$ ),盐度也低(1.91% ~ 9.98%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ),氢氧同位素研究(杨泽强,2007c)显示晚阶段成矿流体主要来自大气降水。

由上可知,成矿流体系统从早到晚发生了一系列规律性的变化,包括:温度逐渐降低,由早阶段的  $>375^\circ\text{C}$ ,经过中阶段的  $235 \sim 335^\circ\text{C}$ ,到晚阶段的  $115 \sim 195^\circ\text{C}$ ;盐度逐渐降低,由早阶段的最高可达 62.10%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ,经过中阶段的 1.06% ~ 45.87%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ,演变为晚阶段的 1.91% ~ 9.98%  $\text{NaCl}_{\text{eqv}}$ ;由早阶段的多子晶包裹体到晚阶段包裹体中未见子晶;流体  $\text{CO}_2$  含量逐渐降低,由早阶段发育大量纯  $\text{CO}_2$  包裹体和  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  包裹体到晚阶段只发育水溶液包裹体。总之,随成矿作用的进行,成矿流体由高温、高盐度、高氧化性、富  $\text{CO}_2$ 、富含金属元素的岩浆热液向低温、低盐度、贫  $\text{CO}_2$  的大气降水热液演化。

### 4.2 沸腾作用与矿质沉淀

流体沸腾被共识为成矿物质从热液中沉淀的最重要机制之一(张德会,1997;余安全等,2006;卢焕章等,2004;陈衍景等,2007)。根据流体包裹体研究的结果,我们认为汤家坪铅矿床成矿热液曾经不止一次地发生沸腾,流体沸腾是导致汤家坪铅矿床中辉钨矿沉淀的重要机制。证据如下:(1)早中阶段同一石英颗粒中流体包裹体的气液比相差悬殊,同时多种类型的包裹体共存,这种沸腾包裹体群的存在(卢焕章等,2004),表明成矿流体发生了强烈的流体不混溶作用(流体沸腾);(2)中阶段各种样品中均存在同时捕获的  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  相差悬殊的C类包裹体,完全均一温度相近,均一方式各异,盐度相差很大,表明其为流体沸腾的产物;(3)晚阶段未见C类包裹体,表明中阶段有大量  $\text{CO}_2$  逸失,即发生了流体沸腾;(4)中阶段S类包裹体既有从不饱和溶液中捕获的,也有从过饱和溶液中捕获的,且部分C类包裹体来自临界流体,这也可能是由于流体沸腾导致了流体的不均一。

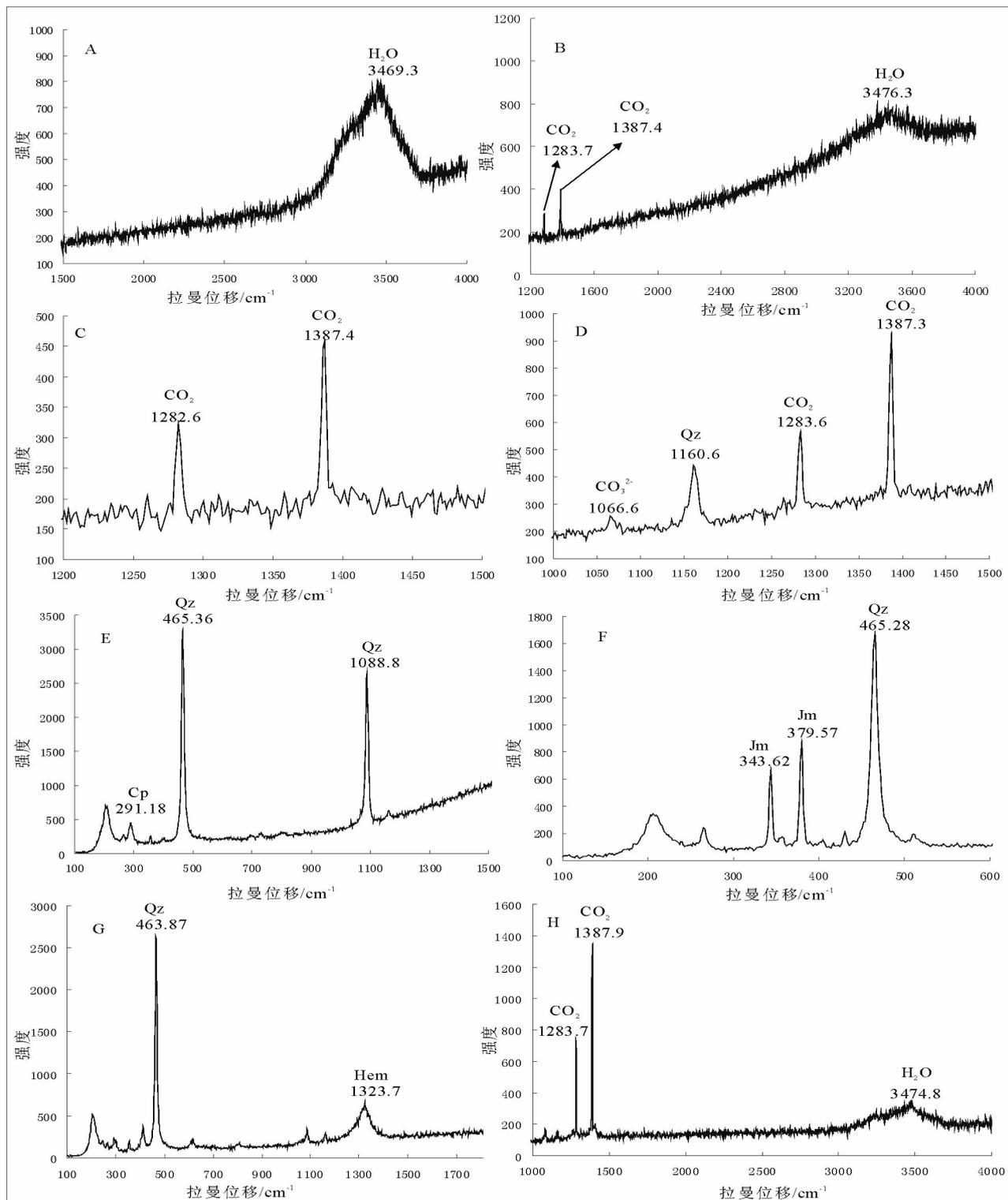


图7 汤家坪钼矿床不同类型流体包裹体激光拉曼光谱分析

A-晚阶段W类包裹体液相中的H<sub>2</sub>O; B-早阶段W类包裹体气相中主要为H<sub>2</sub>O, 含少量CO<sub>2</sub>; C-PC类包裹体仅含CO<sub>2</sub>; D-C2亚类包裹体CO<sub>2</sub>液泡中除含CO<sub>2</sub>外, 还有CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>; E-S类包裹体中的黄铜矿(Cp)子晶; F-S类包裹体中的脆硫锑铅矿(Jm)子晶; G-S类包裹体中的赤铁矿(Hem)子晶; H-C类包裹体气相中的CO<sub>2</sub>

Fig. 7 Laser-Raman analysis of different types of fluid inclusions of Tangjiaping Mo deposit

A-H<sub>2</sub>O-spectrum of the W-type fluid inclusion in the late stage; B-CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O-spectrum of the W-type fluid inclusion in early stage; C-CO<sub>2</sub>-spectrum of the PC-type fluid inclusion; D-spectrum showing that the C2-type fluid inclusion containing CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> besides CO<sub>2</sub>; E-the chalcopyrite (Cp) daughter mineral in the S-type fluid inclusions; F-the jamesonite (Jm) daughter mineral in the S-type fluid inclusions; G-the hematite (Hem) daughter mineral in the S-type fluid inclusions; H-CO<sub>2</sub>-spectrum of the C-type fluid inclusion

以上证据说明流体沸腾在汤家坪钼矿床形成过程,尤其是大量辉钼矿沉淀的中阶段非常强烈和广泛。正是沸腾导致  $\text{CO}_2$  的大量逸失,使流体浓缩甚至过饱和、pH 值升高、氧化性降低或还原性增强,继而造成大量  $\text{MoS}_2$  的沉淀。

前人研究表明,很多斑岩型矿床都具有流体沸腾现象,如格拉斯伯格斑岩 Cu-Au 矿床(卢焕章,2000)、内蒙乌努格土山斑岩铜钼矿床(李诺等,2007a)、新疆包古图斑岩铜矿(宋会侠等,2007)、西藏南木斑岩铜钼矿床(张绮玲等,2003)、西藏玉龙斑岩铜(钼)矿床(黄朋等,2000)、西藏多不杂斑岩铜矿床(余宏全等,2006)、普朗斑岩铜矿床(王守旭等,2007),这表明流体沸腾在斑岩型矿床的矿质沉淀中处于十分重要的地位(陈衍景等,2007)。

#### 4.3 汤家坪钼矿床与其他斑岩型矿床比较

汤家坪钼矿床具有斑岩型矿床共有的一些特点,如成矿流体来自岩浆热液,成矿过程中发生过沸腾事件等。但它与其他斑岩型矿床又存在差异,主要体现在成矿流体的  $\text{CO}_2$  含量上。汤家坪钼矿床早阶段和中阶段石英中存在大量的  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ 、纯  $\text{CO}_2$  包裹体和含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体,表明流体中  $\text{CO}_2$  的含量非常高,而很多斑岩型矿床都是以水溶液包裹体为主,  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  包裹体是次要类型,更无含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体的报道,如新疆包古图斑岩铜矿(宋会侠等,2007)、格拉斯伯格 Cu-Au 矿床(卢焕章,2000)等。是何种原因造成了斑岩型矿床成矿流体的差别?

结合上述斑岩型矿床的构造背景,我们发现这类低  $\text{CO}_2$  含量的斑岩型矿床都形成于岩浆弧环境,而汤家坪钼矿床形成于陆陆碰撞环境。同样作为陆陆碰撞体制斑岩型矿床的内蒙乌努格土山铜钼矿床(李诺等,2007a)也具有富  $\text{CO}_2$  的特点。对于岩浆弧与大陆碰撞造山带的斑岩成矿系统之  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  比值显著不同的原因,陈衍景等(2007)给出了科学解释,即岩浆弧的岩浆-流体成矿系统缘于俯冲洋壳的变质脱水熔融,洋壳以富水、富 NaCl 而贫 F 为特征;大陆碰撞带岩浆-流体系统则起源于大陆地壳的俯冲(拆沉也缘于俯冲)变质脱水熔融,与洋壳相比,大陆壳贫水、贫 NaCl 而富 F,所派生的流体自然具有更高的  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  比值。汤家坪钼矿床形成于陆陆碰撞环境,成矿流体中含大量的  $\text{CO}_2$ ,应该是大陆碰撞造山带产出富含  $\text{CO}_2$  的斑岩成矿系统的一个典型实例。

## 5 结论

1. 汤家坪钼矿床流体成矿过程可分为三个阶段:早阶段以钾长石化为主,硅化、绢云母化次之,矿物组合为石英、钾长石、磁铁矿、鳞片状辉钼矿、浸染状黄铁矿;中阶段以硅化、绢英岩化为主,以发育细脉、网脉状构造为特征,主要矿物组合为石英、绢云母、白云母、黄铁矿、辉钼矿;晚阶段以发育石英-方解石-黄铁矿脉或方解石细脉为特征,局部甚至出现面

型碳酸盐化。

2. 汤家坪斑岩钼矿床的石英中发育四种包裹体:纯  $\text{CO}_2$  包裹体、 $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体、含子晶多相包裹体、水溶液包裹体,早、中阶段包裹体组合复杂,而且具有特殊的含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体,但晚阶段石英中只含水溶液包裹体。早、中、晚各阶段包裹体均一温度分别集中在  $>375^\circ\text{C}$ 、 $235 \sim 335^\circ\text{C}$  和  $115 \sim 195^\circ\text{C}$  三个区间。中阶段为主成矿阶段,总体上属于中温矿床。

3. 该矿床的流体包裹体特征和前人的流体包裹体氢氧同位素研究结果显示,该矿床的初始成矿流体为高温高盐度富  $\text{CO}_2$  高金属元素含量的岩浆热液,晚阶段则有大气降水的加入。该矿床成矿流体的演化具有一定的规律:温度逐渐降低,  $\text{CO}_2$  含量逐渐降低,盐度也逐渐降低。这都表明了成矿流体由岩浆热液向大气降水热液演化。

4. 成矿过程中发生过流体沸腾,流体沸腾是导致成矿物质沉淀的重要机制。

5. 汤家坪钼矿床初始成矿流体中含大量  $\text{CO}_2$ ,为大陆碰撞造山带产出富含  $\text{CO}_2$  的斑岩成矿系统的一个典型实例,其含子晶的  $\text{CO}_2$  包裹体是最突出的特征。

**致谢** 野外工作得到河南地调三队的大力支持,北京大学李文博、赖勇等副教授和李诺、邓小华、汤好书等博士对研究工作提供了大量的指导和帮助,范宏瑞和倪培教授指导了包裹体研究并提出了宝贵的修改意见,特致谢意!

## References

- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684
- Bodnar RJ. 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and *PVTX* properties of inclusion fluids. *Econ. Geol.*, 78: 535-542
- Chen YJ. 1998. Constraints and their mechanism on the petrogenic and metallogenic model for collision orogenesis. *Earth Science Frontiers*, 5(supp.): 109-118 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33: 1181-1196 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Fu SG. 1992. *Gold Mineralization in West Henan, China*. Beijing: Seismological Press, 234 (in Chinese)
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085-2108 (in Chinese with English abstract)
- Collins PLF. 1979. Gas hydrates in  $\text{CO}_2$ -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 74: 1435-1444
- Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three stage fluid flow model for Xiaolinling lode gold metallogenesis in the He'nan and Shaanxi provinces, central China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 260-266 (in Chinese with English abstract)
- Hall DL, Sterner SM and Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl- $\text{H}_2\text{O}$  solutions. *Econ. Geol.*, 83: 197-202
- Henan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1989. *The Regional Geology of Henan Province*. Beijing: Geological Publishing House,

- 772 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Some new insight and advances. *Earth Science Frontiers*, 11 (1): 131 - 144 (in Chinese with English abstract)
- Huang P, Gu XX and Tang JX. 2000. A study on Cu, Mo migration and precipitation mechanism in the Yulong porphyry Cu-Mo deposit, Xizang. *Sichuan Geological Acta*, 1(1): 57 - 61 (in Chinese with English abstract)
- Hu SX. 1982. *Mineral Deposits*. Beijing: Geological Publishing House, 248 (in Chinese)
- Hu SX. 1988. *Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the North and the South China Plates*. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (in Chinese)
- Hu FF, Fan HR, Yang KF, Shen K, Zhai MG and Jin CW. 2007. Fluid inclusions in the Denggezhuang lode gold deposit at Muping, Jiaodong Peninsula. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2155 - 2164 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007a. Fluid inclusion study of the Wunugeshan porphyry Cu-Mo deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2177 - 2188 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Zhang H, Zhao TP, Deng XH, Wang Y and Ni ZY. 2007b. Molybdenum Deposits in East Qinling. *Earth Science Frontiers*, 14(5): 186 - 198 (in Chinese with English abstract)
- Li YF, Mao JW, Hu HB, Guo BJ and Bai FJ. 2005. Geology, distribution, types and tectonic settings of Mesozoic molybdenum deposits in East Qinling area. *Mineral Deposits*, 24(3): 292 - 304 (in Chinese with English abstract)
- Liu B. 2001. Density and isochoric formulae for NaCl-H<sub>2</sub>O fluid inclusions with medium and High salinity and their applications. *Geological Review*, 47(6): 617 - 622 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. *Fluid Inclusion*. Beijing: Science Press, 487 (in Chinese)
- Lu HZ. 2000. High temperature, salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu-Au porphyry deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 16(4): 465 - 472 (in Chinese with English abstract)
- Luo MJ, Zhang FM, Dong QY, Xu YR, Li SM and Li KH. 1991. Molybdenum Deposits in China. Zhengzhou: Henan Press of Science and Technology, 452 (in Chinese)
- Ni P, Tian JH, Zhu XT, Ling HF, Jiang SC and Gu LX. 2005. Fluid inclusion studies on footwall stringer system mineralization of Yongping massive copper deposit, Jiangxi Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1339 - 1346 (in Chinese with English abstract)
- She HQ, Li JW, Feng CY, Ma DF, Pan GS and Li GM. 2006. The high-temperature and hypersaline fluid inclusions and its implications to the metallogenesis in Duobuza porphyry copper deposit, Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1434 - 1447 (in Chinese with English abstract)
- Song HX, Liu YL, Qu WJ, Song B, Zhang R and Cheng Y. 2007. Geological characters of Baogutu porphyry copper deposit in Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1981 - 1988 (in Chinese with English abstract)
- Touret J. 1979. Equation of state of CO<sub>2</sub>: Application to carbonic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102: 577 - 583
- Wang SX, Zhang XC, Qin CJ, Shi SH, Leng CB and Chen YJ. 2007. Fluid inclusions in quartz veins of Pulang porphyry copper deposit, Zhongdian, northwestern Yunnan. *Geochimica*, 36(5): 467 - 478 (in Chinese with English abstract)
- Wang JZ, Li CY and Hu RZ. 2001. Research progress in porphyry copper deposit. *Advance in Earth Sciences*, 16(4): 514 - 519 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZQ. 2007a. Study on the metallogenic model of the Tangjiaping molybdenum ore deposit from Shangcheng County, Henan Province. Master Thesis. Beijing: China University of Geosciences, 74 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZQ. 2007b. Re-Os isotopic ages of Tangjiaping molybdenum deposit in Shangcheng County, Henan and their geological significance. *Mineral Deposits*, 26(3): 289 - 295 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZQ. 2007c. Wallrock alteration and mineralization in the Tangjiaping Mo deposit of Shangcheng County, Henan Province. *Geology and Prospecting*, 43(5): 17 - 22 (in Chinese with English abstract)
- Zhang GW, Meng QR, Yu ZP, Sun Y, Zhou DW and Guo AL. 1996. Orogenesis and dynamics of the Qinling Orogen. *Science in China (Series D)*, 39: 225 - 234
- Zhang DH. 1997. Some new advances in ore-forming fluid geochemistry on boiling and mixing of fluids during the processes of hydrothermal deposits. *Advances in Earth Sciences*, 12(6): 546 - 552 (in Chinese with English abstract)
- Zhang DH and Zhang WH. 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system. *Earth Science Frontiers*, 8(3): 193 - 202 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YL, Qu XM, Xu WY, Hou ZQ and Chen WS. 2003. Study of the fluid inclusions from Nanmu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 251 - 259 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 234
- 陈衍景, 倪培, 范宏瑞, Pirajno F, 赖勇, 苏文超, 张辉. 2007. 不同类型热液金矿系统的流体包裹体特征. *岩石学报*, 23(9): 2085 - 2108
- 陈衍景. 1998. 影响碰撞造山成矿模式的因素及其机制. *地学前缘*, 5(增刊): 109 - 118
- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. *中国地质*, 33(6): 1181 - 1196
- 范宏瑞, 谢奕汉, 翟明国, 金成伟. 2003. 豫陕小秦岭脉状金矿床三期流体运移成矿作用. *岩石学报*, 19(2): 260 - 266
- 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 772
- 侯增谦. 2004. 斑岩 Cu-Mo-Au 矿床: 新认识与新进展. *地学前缘*, 11(1): 131 - 144
- 胡受奚. 1982. *矿床学*. 北京: 地质出版社, 248
- 胡受奚. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质与成矿. 南京: 南京大学出版社, 558
- 胡芳芳, 范宏瑞, 杨奎锋, 沈昆, 翟明国, 金成伟. 2007. 胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2155 - 2164
- 黄朋, 顾雪祥, 唐菊兴. 2000. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿金属迁移、沉淀机制探讨. *四川地质学报*, 1(1): 57 - 61
- 李诺, 陈衍景, 赖勇, 李文博. 2007a. 内蒙古乌努格吐山斑岩铜钼矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2177 - 2188
- 李诺, 陈衍景, 张辉, 赵太平, 邓小华, 王运, 倪智勇. 2007b. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景. *地学前缘*, 14(5): 186 - 198
- 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 郭保健, 白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. *矿床地质*, 24(3): 292 - 304
- 刘斌. 2001. 中高盐度 NaCl-H<sub>2</sub>O 包裹体的密度式和等容式及其应用. *地质论评*, 47(6): 617 - 622
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光义, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北

京:科学出版社,487

- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体—以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例. 岩石学报,16(4):465-472
- 罗铭玖,张辅民,董群英,许永仁,黎世美,李昆华. 1991. 中国钼矿床. 郑州:河南科技出版社,452
- 倪培,田京辉,朱筱婷,凌洪飞,蒋少涌,顾连兴. 2005. 江西永平铜矿下盘网脉状矿化的流体包裹体研究. 岩石学报,21(5):1339-1346
- 余宏全,李进文,丰成友,马东方,潘桂棠,李光明. 2006. 西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义. 地质学报,80(9):1434-1447
- 宋会侠,刘玉琳,屈文俊,宋彪,张锐,成勇. 2007. 新疆包古图斑岩铜矿床地质特征. 岩石学报,23(8):1981-1988
- 王守旭,张兴春,秦朝建,石少华,冷成彪,陈衍景. 2007. 滇西北中甸普朗斑岩铜矿流体包裹体初步研究. 地球化学,36(5):467

-478

- 王奖臻,李朝阳,胡瑞忠. 2001. 斑岩铜矿研究的若干进展. 地球科学进展,16(4):514-519
- 杨泽强. 2007a. 河南省商城县汤家坪钼矿成矿模式研究. 硕士学位论文. 北京:中国地质大学,84
- 杨泽强. 2007b. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义. 矿床地质,26(3):289-295
- 杨泽强. 2007c. 河南省商城县汤家坪钼矿围岩蚀变与成矿. 地质与勘探,43(5):17-22
- 张德会. 1997. 流体的沸腾和混合在热液成矿中的意义. 地球科学进展,12(6):546-552
- 张德会,张文淮. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约. 地学前缘. 8(3):193-202
- 张绮玲,曲晓明,徐文艺,侯增谦,陈伟十. 2003. 西藏南木斑岩铜钼矿床的流体包裹体研究. 岩石学报,19(2):251-259