

# 河南省新县姚冲钼矿床流体包裹体研究\*

王玘<sup>1</sup> 杨永飞<sup>2</sup> 糜梅<sup>1</sup> 李忠烈<sup>3</sup> 王莉娟<sup>4</sup>

WANG Pin<sup>1</sup>, YANG YongFei<sup>2</sup>, MEI Mei<sup>1</sup>, LI ZhongLie<sup>3</sup> and WANG LiJuan<sup>3</sup>

1. 中国科学院广州地球化学研究所矿物学与成矿学重点实验室, 广州 510640
  2. 北京大学造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871
  3. 河南有色金属地质勘查局, 郑州 450052
  4. 北京矿产地质研究院, 北京 100012
1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640, China  
2. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution, Peking University, Beijing 100871, China  
3. Henan Bureau of Geological Exploration for Non-ferrous Metals, Zhengzhou 450052, China  
4. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China

2012-03-11 收稿, 2012-11-30 改回.

Wang P, Yang YF, Mei M, Li ZL and Wang LJ. 2013. Fluid evolution of the Yaochong porphyry Mo deposit, Xinxian County, Henan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 107–120

**Abstract** The Yaochong porphyry Mo deposit in Xinxian County, Henan Province, China, is located in the Dabie orogenic belt. Mo mineralization formed in continental collision settings. The hydrothermal ore-forming process can be divided into the early, middle and late stages, characterized by mineral assemblages of quartz + potassic feldspar ± pyrite ± magnetite, quartz ± potassic feldspar + molybdenum ± other sulfides and quartz ± calcite ± fluorite, respectively. There are four fluid compositional types determined in hydrothermal quartz and fluorite from early to late: pure CO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, aqueous and solid-bearing fluid inclusions (FIs). The early-stage quartz contains three of the four types FIs other than the aqueous type. The middle-stage quartz has CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, aqueous and solid-bearing FIs, without pure CO<sub>2</sub> FIs. In the late stage, a small amount of CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O FIs can be observed in quartz of barren quartz veins, while in quartz-carbonate-(fluorite) veins, only the aqueous FIs are present. Fluid inclusions in the early-stage quartz are homogenized at temperatures of 277 ~ 380°C, clustering at 300 ~ 360°C, with salinities mainly ranging from 3.0% to 10.3% NaCleqv. Fluid inclusions in the middle stage quartz yield homogenization temperatures of 185°C to 351°C, with most between 260°C and 320°C, and salinities of 2.4% to 9.3% NaCleqv. Fluid inclusions in the late stage are totally homogenized at temperatures of 139 ~ 245°C, yielding salinities of 0.7% ~ 6.3% NaCleqv. The estimated pressures decrease from a span of 47 ~ 131MPa in the early stage, to a range of 26 ~ 118MPa in the middle stage, corresponding to a change in depths from 4.7km to 2.6 ~ 4.2km. We conclude that the initial fluids forming the Yaochong deposit is high temperature, high salinity and CO<sub>2</sub>-rich, and predict that the deeper exploration is potential for ore prospecting.

**Key words** Fluid inclusions; CO<sub>2</sub>-rich fluid; Porphyry Mo deposit; Continental collision; Dabie orogenic belt

**摘要** 河南省新县姚冲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、晚三个阶段,分别以石英+钾长石±黄铁矿±磁铁矿、石英±钾长石+辉钼矿±其他硫化物和石英±碳酸盐±萤石组合为标志。热液石英和萤石中发育纯CO<sub>2</sub>包裹体(PC型)、CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体(C型)、水溶液包裹体(W型)和含子晶多相包裹体(S型)。早阶段石英中发育纯CO<sub>2</sub>包裹体、CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体和含子晶多相包裹体,中阶段的石英则发育CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体、水溶液包裹体和含子晶多相包裹体,在晚阶段的无矿石英脉中发育水溶液包裹体和少量的CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体,石英-碳酸盐-(萤石)脉石英与萤石中只发育水溶液包裹体。早阶段流体包裹体的均一温度为277~380°C,集中于300~360°C,盐度变化于

\* 本文受国家973项目(2006CB4035008)资助。

第一作者简介:王玘,女,1987年生,博士生,矿床学专业, E-mail: pipiandguagua@sohu.com

3.0% ~ 10.3% NaCleqv 之间。中阶段包裹体均一温度介于 185 ~ 351°C 之间,集中在 260 ~ 320°C,盐度介于 2.4% ~ 9.3% NaCleqv;晚阶段包裹体均一温度为 139 ~ 245°C,盐度介于 0.7% ~ 6.3% NaCleqv 之间。中阶段多相包裹体中常见黄铜矿和其他透明子矿物,表明流体具有还原性、过饱和的特征,是矿石矿物沉淀的主要阶段。估算早、中阶段流体捕获压力分别集中于 47 ~ 131MPa 和 26 ~ 118MPa,所对应的成矿深度分别约为 4.7km 和 2.6 ~ 4.2km。上述流体包裹体的研究表明姚冲钼矿床的初始成矿流体具有高温、高盐度、富 CO<sub>2</sub> 的特征,同时预测了深部找矿潜能。

关键词 流体包裹体;富 CO<sub>2</sub> 流体;斑岩型钼矿床;大陆碰撞;大别造山带  
中图法分类号 P618.65

斑岩型矿床是钼的主要来源,其在全球范围内的产量和储量接近 95% (张寿庭和赵鹏大,2011)。然而,斑岩型矿床过去被认为主要形成于岩浆弧环境,如著名的环太平洋斑岩铜矿带 (Pirajno,2009)。过去的二十年来,大陆碰撞体制下的岩浆活动和成矿作用得到逐步认可 (Chen *et al.*,2007; Pirajno,2009,2013; 陈衍景,2013)。秦岭-大别造山带呈近东西向横贯中国中部,是世界范围的典型大陆碰撞造山带,连接了华北克拉通和扬子板块。东秦岭钼矿带产有六个世界级超大型钼矿以及一系列大、中、小型钼矿床 (Chen *et al.*,2000),已成为世界最大的钼矿省 (李诺等,2007b)。大别造山带作为东秦岭钼矿带的东延部分,因其剥蚀程度深 (广泛出露高压-超高压变质岩),所以大别山的找矿潜力长期被忽视。然而,随着矿产勘查工作的深入,近年来发现了一批重要斑岩钼矿床,例如,汤家坪大型钼矿床 (Chen and Wang,2011; 杨泽强,2007a,b; 杨泽强等,2008; 杨艳等,2008; 王运等,2009)、母山大型钼(铜)矿 (邱顺才,2006a)、大银尖中型钼钨铜矿床 (邱顺才,2006b; 姚晓东,2008; 李红超等,2010)、天目沟中型钼银多金属矿床 (邹英华,2006)、千鹤冲 (Yang *et al.*,2013) 和沙坪沟 (张红等,2011) 超大型钼矿床等。姚冲钼矿床是河南有色金属地质勘查局新近探明的一处斑岩钼矿床,目前钼资源量近 5 万吨,为研究碰撞造山体制的斑岩型矿床提供了良好对象。本文通过对姚冲钼矿床的地质和流体包裹体的研究,揭示了成矿流体的特征和演化规律,探讨了流体成矿机制,并对深部找矿进行了预测。

## 1 区域地质背景

姚冲钼矿位于大别山脉的北部 (图 1)。大别造山带夹持于华北板块与扬子板块之间,属于秦岭造山带东延部分,其南北边界分别为襄樊-广济断裂和栾川-明港-固始断裂。其中,龟梅(龟山-梅山)断裂相当于华北古板块与扬子古板块的最终缝合带,与秦岭地区的商丹断裂相当 (Chen and Wang,2011; 胡受奚等,1988; 陈衍景和富士谷,1992)。以龟梅断裂为界,北侧发育秦岭群变质杂岩(主体为元古宙)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。加里东增生带局部被晚古生代地层覆盖,如石炭系下统花园墙组和杨山组浅海相泥砂质及钙泥质岩沉积建造,主要岩性为铁质绢云石英片岩、绢云石英片岩及碳质石英片岩。龟梅断裂以南依次

发育信阳群、震旦系-下奥陶统肖家庙组、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 (图 1)。信阳群主体由泥盆系火山岩和沉积岩组成 (高联达和刘志刚,1988; 叶伯丹等,1991),含晚古生代蛇绿岩块和前寒武系碎块以及三叠纪放射虫硅质岩,其时代长期争议 (胡受奚等,1988),现被作为晚古生代的蛇绿混杂带 (Chen and Wang,2011; Zhang *et al.*,2011)。肖家庙组为一套泥砂质碎屑岩夹碳酸盐沉积建造,形成于震旦-早奥陶世,主要岩性为白云钠长片(麻)岩、白云石英片岩、白云(黑云、二云)更长片岩夹白云石英片岩及大理石透镜体。大别变质核杂岩由变质深成岩系和表壳岩系组成,变质表壳岩系相当于过去所称的大别群,主要为麻粒岩、角闪片麻岩、斜长角闪岩、黑云斜长片麻岩、大理岩等,局部含超高压变质成因的榴辉岩地体,南部被红安群含磷变质岩系(元古宙,具体时代有争议)不整合覆盖或呈断层接触;变质深成岩系包括了二长花岗质片麻岩、云英闪长质片麻岩、黑云斜长片麻岩,主要形成于晋宁期 (彭练红等,2007)。大别群被大量显生宙,特别是燕山期花岗岩类侵入。

据杨艳等 (2008) 和王运等 (2009),在桐商断裂以北,地层走向近 EW,倾向 180° ~ 230°,倾角 60° ~ 80°。桐商断裂以南,地层总体呈 NW-SEE 走向,倾向 NNE 或 N 或 NW,倾角 40° ~ 70°。断裂构造广泛发育,其基本构造格架表现为北西西向的强变形断裂带或韧性剪切带与弱变形地质体相间排列,且被北东-北东向脆性断裂截切,形成网格状构造系统。其中,弱变形地质体为形成于不同时代、具有不同建造特征和变质变形历史的构造岩石单元。

大别造山带的岩浆活动频繁,从元古宙代至新生代均有发育。其中,燕山期岩浆活动最强烈,并导致大规模岩浆热液成矿作用,形成了钼等金属矿床 (图 1)。燕山期花岗岩包括二长花岗岩、石英正长岩、花岗斑岩等,规模较大者多沿桐商断裂分布,自西向东有鸡公山、灵山、新县、商城等岩体,均为复式大型花岗岩基;小岩株主要分布在大别山脉的北坡,如肖畈、母山、大银尖、汤家坪、千鹤冲、沙坪沟等岩体,空间上具有等间距成群成带分布的特点,成矿岩体多分布于 NWW 向与 NNE 向断裂的交汇处 (图 1; Chen and Wang,2011)。

## 2 矿区和矿床地质

姚冲钼矿位于大别变质核杂岩隆起带的北部,晓天-磨

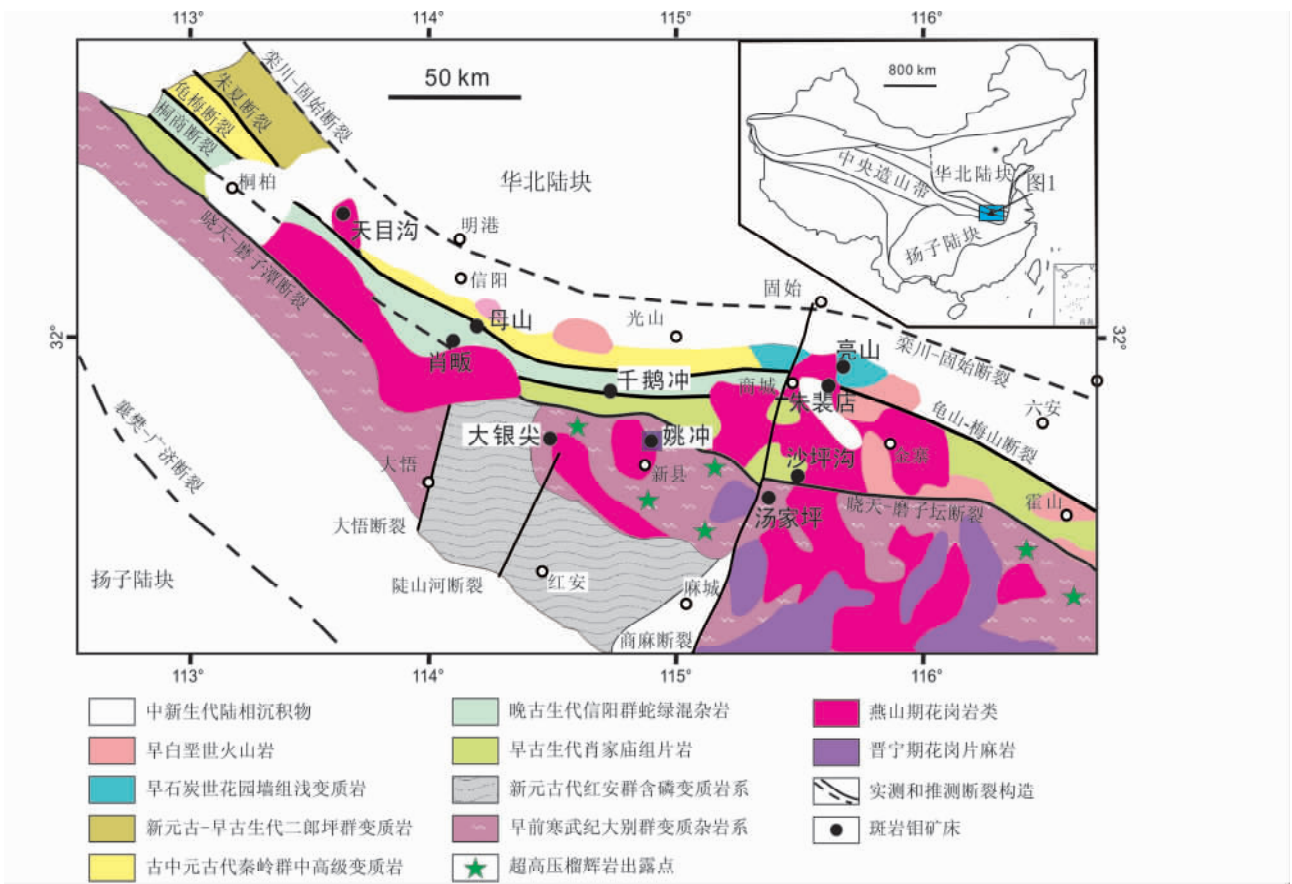


图1 姚冲钼矿位置与大别山地质略图(据杨泽强,2007a,略有修改)

Fig.1 Sketch map showing the geology of Dabie Shan and the locality of the Yaochong Mo deposit (modified after Yang, 2007a)

子潭断裂的南侧,属于高压超高压变质带被低缓伸展滑脱片麻理带所改造的片麻岩穹窿带,区内褶皱不发育,断裂构造主要有北东向和近东西向,少量为北西向,并控制了矿区脉岩及节理发育。矿区出露地层简单,主要为大别变质杂岩和第四系(图2)。大别变质杂岩主要包括太古代变质表壳岩系和元古代片麻杂岩。太古代变质表壳岩系主要呈残余包体分布在元古代片麻杂岩中,岩石组合主要为黑云斜长片麻岩、含石榴石白云斜长片麻岩、斜长角闪片麻岩等。元古代片麻杂岩在矿区内广泛分布,包括英云闪长质片麻岩、花岗闪长质片麻岩和二长花岗质片麻岩,以二长花岗质片麻岩为主体(图2)。英云闪长质片麻岩分布于矿区西北角,岩石类型为绿帘黑云角闪斜长片麻岩,呈浅灰-暗灰黑色,鳞片粒状变晶结构,弱片麻状、块状构造;花岗闪长质片麻岩分布于矿区东南部,岩石类型为细粒黑云斜长片麻岩,呈浅灰、灰黑-暗灰黑色,鳞片粒状变晶结构,片麻状构造;二长花岗质片麻岩的主要岩性为二云二长片麻岩,呈灰白-灰黄色,鳞片粒状变晶结构,片麻状构造。此外,榴辉(闪)岩在矿区北侧及南东侧呈带状或透镜状零星分布,形成于元古代。

显生宙岩浆活动发生于晚古生代和燕山期。晚古生代岩浆岩侵入元古代片麻杂岩,在矿区北部有出露。岩体与围岩接触带多遭受后期构造变形的调整,岩石类型为片麻状细

粒含石榴石花岗岩,并含较多磁铁矿副矿物。燕山期岩浆岩具有分布广泛、类型复杂、多次侵入的特点,从早到晚至少有石英闪长岩、细粒至中粒的二长花岗岩和花岗斑岩岩株或岩脉(图2)。其中,石英闪长岩和二长花岗岩中可见闪长岩及斜长角闪岩捕虏体;花岗斑岩岩株和岩脉多沿断裂构造发育,花岗斑岩脉走向多为 NWW 至 EW,成群成带产出,规模长达数百米,宽数米,主要矿物为钾长石、斜长石、石英,次要矿物为绿帘石、黑云母等,热液蚀变明显,与矿化关系密切,或者本身构成矿体。

钼矿化呈浸染状、网脉状和网脉浸染状三种样式,可见于花岗斑岩脉、岩株以及被其侵入的各类岩石中。常见的脉体从早到晚依次是:石英-钾长石脉(图3a)、石英-钾长石-黄铁矿(磁铁矿)脉(图3b)、石英-钾长石-辉钼矿脉(图3c、d)、石英-辉钼矿脉(图3e)、石英-多金属硫化物脉(图3f)、无矿石英脉(图3a)、石英-碳酸盐(萤石)脉(图3d、l)。晚期脉体切割早期脉体的现象清楚(图3a、d)。相关围岩蚀变主要是硅化、钾长石化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、萤石化以及黄铁矿化等硫化物化。鉴于勘查工作刚刚开始,地质揭露程度较低,矿区尚未显示宏观尺度的斑岩型蚀变带现象,但从早到晚由钾长石化-硅化演变为绢英岩化的现象清楚。蚀变强烈、脉体密集的地段往往构成工业矿体。已有勘探工

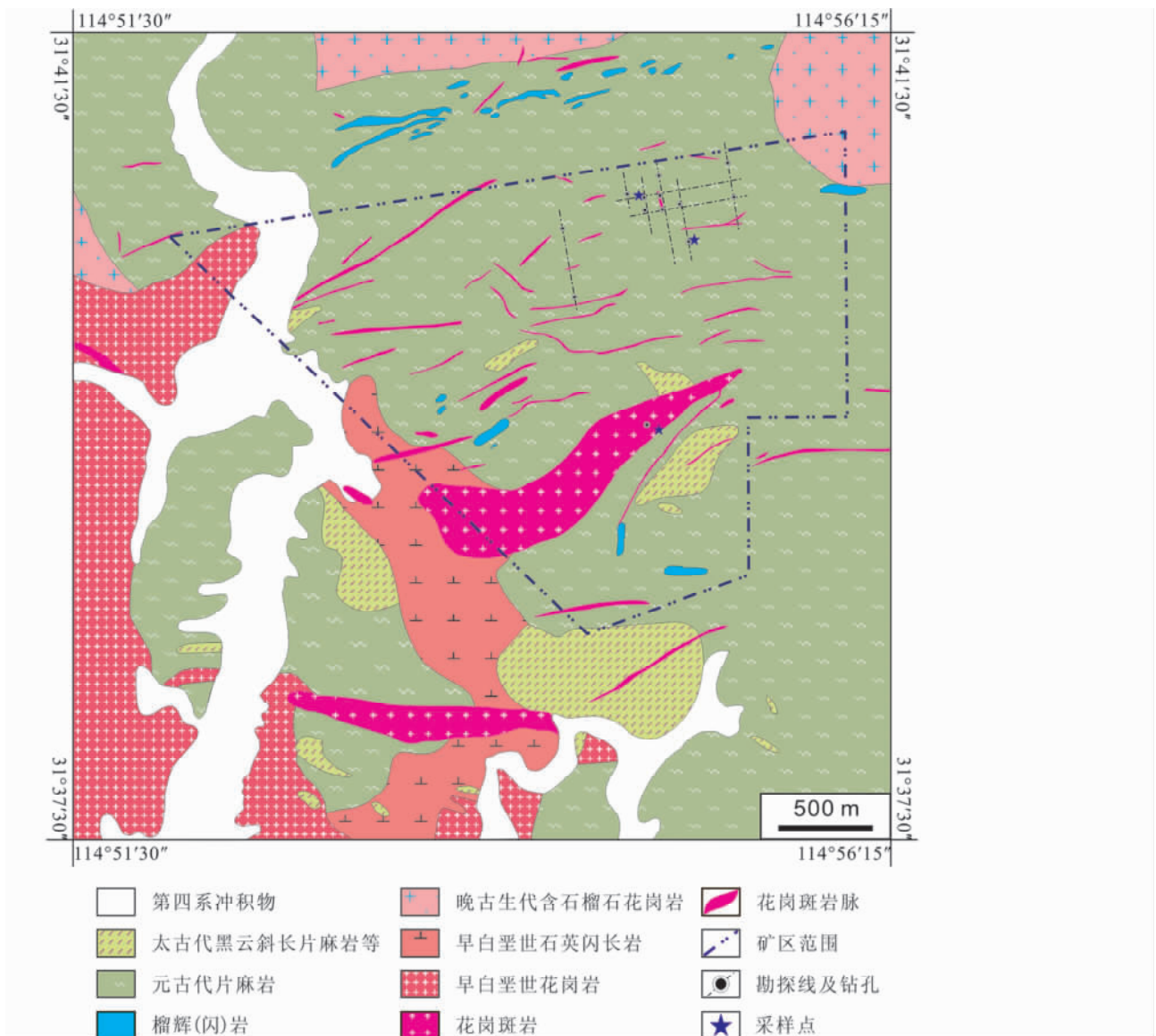


图2 姚冲矿床矿区地质图

Fig. 2 Geological map of the Yaochong Mo deposit

作显示,主要钼矿体赋存标高介于-236.00~229.00m,呈厚度较大的似层状、透镜状,矿体总体向北或北西方向倾斜,主矿体边部有分枝尖灭现象。目前初步探获5个矿体的钼金属储量48532.2t,平均品位0.062%,已接近大型钼矿规模。

矿石矿物主要为辉钼矿和黄铁矿,辉钼矿呈结晶片状、鳞片状、束状以及花瓣或花簇状集合体,主要产出在石英等脉石矿物的粒间,少量分布在黄铁矿、黄铜矿与脉石的粒间,或呈薄脉状分布含矿岩石的裂隙面。辉钼矿粒度不均,最大结晶粒度可达0.90mm,细至0.02mm以下,一般为0.03~0.50mm。辉钼矿在矿石中的一般含量为0.2%~0.5%,最高达0.8%~2%。矿石中黄铁矿含量一般为1%~2%,最高达5%,多呈自形-半自形晶粒状,独立分布或与黄铜矿、辉钼矿、磁铁矿等共生,黄铁矿最大粒度可达10mm,细则0.02

~0.03mm,一般为0.05~1mm。次要金属矿物为黄铜矿、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿等。脉石矿物以石英、钾长石、斜长石为主,绢云母、白云母、黑云母、绿帘石(图3k)、绿泥石、萤石等次之。常见叶片状结构、鳞片状结构、板状结构、半自形-他形粒状结构、镶嵌结构、交代结构,细脉状、细脉浸染状、网脉状构造。

根据矿物共生组合、矿石组构及脉体穿插关系,可将流体成矿过程分为早、中、晚三个阶段:(1)早阶段石英-钾长石阶段,发育石英+钾长石组合和石英+钾长石+黄铁矿±磁铁矿组合,以石英-钾长石脉、石英-钾长石-黄铁矿(磁铁矿)脉形式产出;黄铁矿大多以自形-半自形产出,颗粒大小0.05~10mm(图3b),或与磁铁矿呈共生关系(图3g);(2)中阶段为石英-辉钼矿阶段,为主成矿阶段,常见矿物组合为石英

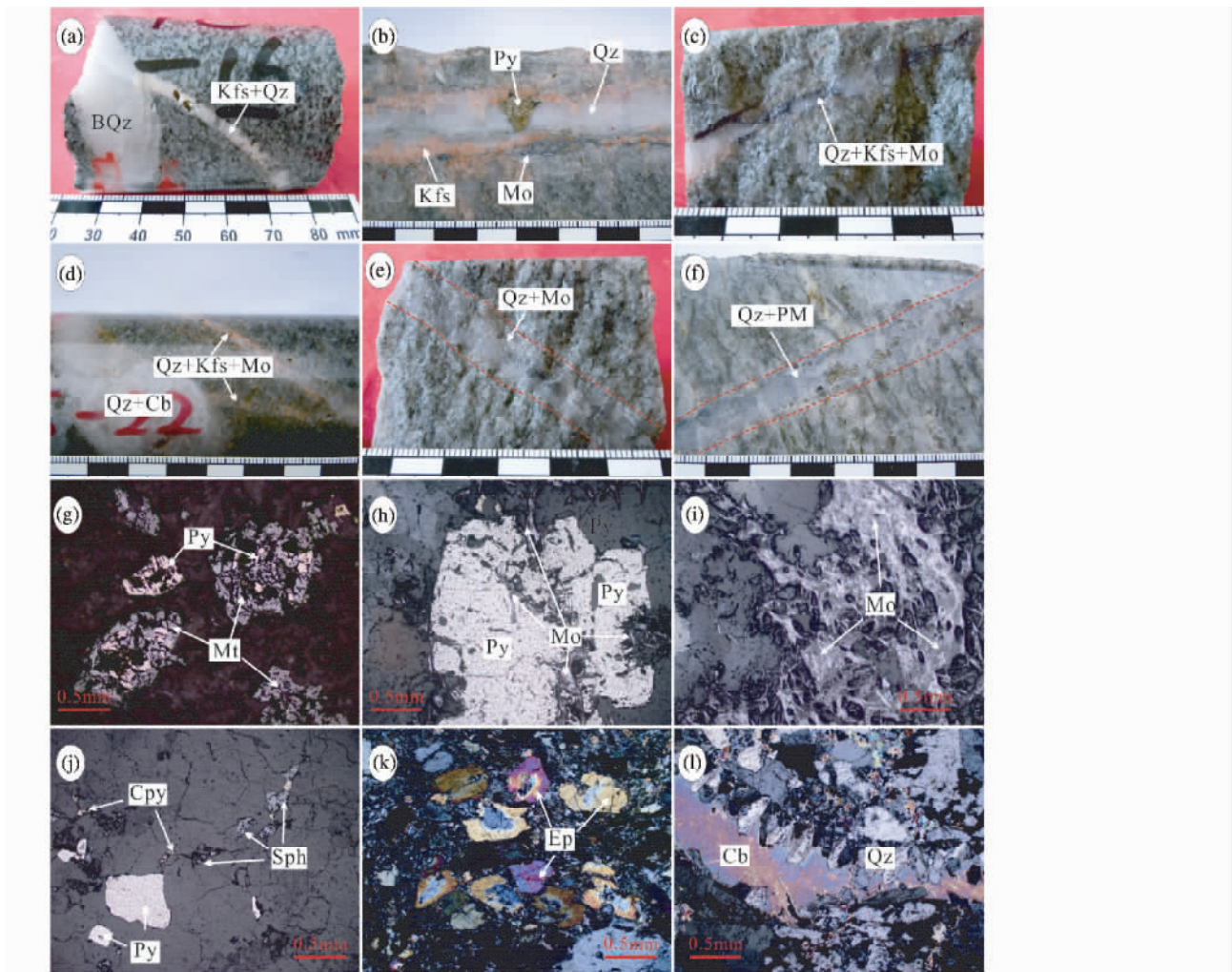


图3 姚冲钼矿床矿石组构和矿物成分

(a) 早阶段石英-钾长石脉被晚阶段无矿石英脉穿插; (b) 早阶段阶段石英-钾长石-黄铁矿脉, 裂隙被后期辉钼矿细脉充填, 围岩钾化蚀变; (c) 中阶段石英-钾长石-辉钼矿脉; (d) 中阶段石英-钾长石-辉钼矿脉被晚阶段石英-碳酸盐脉穿插; (e) 中阶段石英-辉钼矿脉; (f) 中阶段石英-多金属硫化物脉; (g) 早阶段黄铁矿和磁铁矿共生(反射光); (h) 中阶段辉钼矿沿黄铁矿裂隙或边部生长(反射光); (i) 中阶段鳞片状辉钼矿(反射光); (j) 中阶段黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿共生(反射光); (k) 绿帘石化蚀变(正交光); (l) 具梳状构造的石英-碳酸盐脉(正交光)。缩写: BQz-无矿石英脉; Cb-碳酸盐矿物; Cpy-黄铜矿; Ep-绿帘石; Kfs-钾长石; Mo-辉钼矿; Mt-磁铁矿; PM-多金属硫化物; Py-黄铁矿; Qz-石英; Sph-闪锌矿

Fig.3 Photographs showing mineral association and fabrics of the ores at Yaochong deposit

(a) -the early-stage quartz-potassic feldspar vein cut by late-stage barren quartz vein; (b) -the early-stage quartz-potassic feldspar-pyrite vein , with fractures filled by later molybdenite veinlet , and wall-rocks with potassic alteration; (c) -the middle-stage quartz-potassic feldspar-molybdenite vein; (d) -the middle-stage quartz-potassic feldspar-molybdenite vein cut by late-stage quartz-carbonate vein; (e) -the middle-stage quartz-molybdenite vein; (f) -the middle-stage quartz-polymetallic sulfide vein; (g) -the early-stage pyrite , coexisting with magnetite (reflected light); (h) -molybdenite occurred in fractures of pyrite (reflected light); (i) -the middle-stage flaky molybdenite (reflected light); (j) -the middle-stage pyrite , chalcopyrite and sphalerite (reflected light); (k) -epidotization (perpendicular polarized light); (l) -the quartz-carbonate vein with comb structure (perpendicular polarized light). Abbreviation: BQz-barren quartz vein; Cb-carbonate; Cpy-chalcopyrite; Ep-epidote; Kfs-potassic feldspar; Mo-molybdenite; Mt-magnetite; PM-polymetallic sulfide; Py-pyrite; Qz-quartz; Sph-sphalerite

+ 钾长石 + 辉钼矿 ± 其他金属矿物 (如黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿等) 组合, 见石英-(钾长石)-辉钼矿脉 (图 3c-e)、石英-多金属硫化物脉 (图 3f) 等, 脉体宽窄不等, 局部呈薄膜状 (图 3b), 辉钼矿化显著 (图 3c); 辉钼矿或呈鳞片状在围岩或网

脉中浸染状产出 (图 3i), 或呈薄膜状沿脉壁 (图 3c)、裂隙分布 (图 3b); 黄铁矿多呈自形-半自形粒状产出, 黄铜矿往往为他形晶; (3) 晚阶段表现为石英-碳酸盐-萤石阶段, 主要发育无矿石英脉 (图 3a)、石英-碳酸盐脉 (图 3d, l)、石英-碳酸

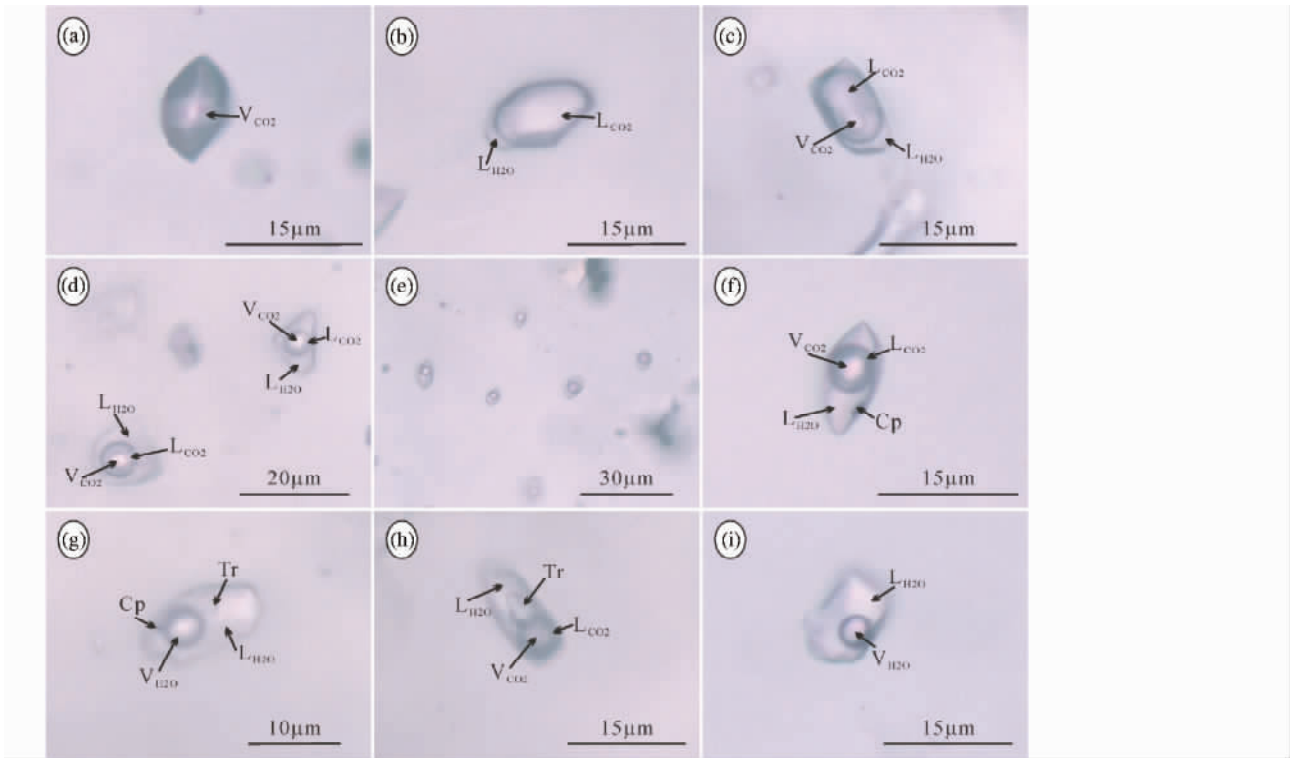


图4 姚冲钼矿床流体包裹体显微照片

(a) -PC 型包裹体; (b) -富  $\text{CO}_2$  液相的 C 型包裹体; (c) -富  $\text{CO}_2$  相的 C 型包裹体; (d) -富水溶液相的 C 型包裹体; (e) -C 型包裹体群; (f) -含黄铜矿矿物子矿物的 S 型包裹体, 流体相为  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ ; (g) -含黄铜矿及未知子矿物的 S 型包裹体, 流体相为水溶液; (h) -含未知透明子矿物的 S 型包裹体, 流体相为  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ ; (i) -W 型包裹体. 缩写:  $\text{V}_{\text{CO}_2}$ -气相  $\text{CO}_2$ ;  $\text{L}_{\text{CO}_2}$ -液相  $\text{CO}_2$ ;  $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ -气相  $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ -液相  $\text{H}_2\text{O}$ ; Cp-黄铜矿; Tr-未鉴定透明粒状子矿物

Fig. 4 Microphotographs of fluid inclusions at Yaochong deposit

(a) -pure  $\text{CO}_2$  inclusion; (b) - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusion rich in liquid  $\text{CO}_2$ ; (c) - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusion rich in  $\text{CO}_2$ ; (d) - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusion rich in  $\text{H}_2\text{O}$ ; (e) -cluster of  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusions; (f) -daughter chalcopyrite-bearing  $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  inclusion; (g) -daughter chalcopyrite- and unidentified transparent mineral-bearing aqueous inclusion; (h) - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  fluid inclusion containing an unidentified transparent crystal; (i) -two-phase aqueous inclusion. Abbreviation:  $\text{V}_{\text{CO}_2}$ - $\text{CO}_2$  vapor;  $\text{L}_{\text{CO}_2}$ - $\text{CO}_2$  liquid;  $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ - $\text{H}_2\text{O}$  vapor;  $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ - $\text{H}_2\text{O}$  liquid; Cp-chalcopyrite; Tr-unidentified transparent daughter mineral

盐-萤石脉, 基本不含硫化物, 无钼矿化。

### 3 流体包裹体研究

#### 3.1 样品和测试

本次测试样品主要来自姚冲矿区钻孔 ZK0303、ZK0409 及出露在地表的岩脉样品, 涵盖了各阶段的不同种类的脉体。将样品磨制成双面抛光的薄片, 38 件用于矿相学及流体包裹体的岩相学观察, 并选择其中具有代表性的 13 件样品进行了详细的显微测温研究以及激光拉曼分析。流体包裹体显微测温分析在有色金属矿产地质调查中心完成, 所用仪器为 LINKAM THMSG600 冷热台, 测试温度范围为  $-196 \sim 600^\circ\text{C}$ , 在  $-120 \sim -70^\circ\text{C}$  温度区间的测定精度为  $\pm 0.5^\circ\text{C}$ 、 $-70 \sim +100^\circ\text{C}$  区间精度为  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ ,  $100 \sim 500^\circ\text{C}$  区间精度为  $\pm 2^\circ\text{C}$ 。采用美国 FLUID INC 公司提供的人工合成流体包裹

体样品对冷热台进行了温度标定。测试过程中, 升温速率一般为  $1 \sim 5^\circ\text{C}/\text{min}$ , 含  $\text{CO}_2$  包裹体相变点附近升温速率为  $0.2^\circ\text{C}/\text{min}$ , 水溶液包裹体相变点附近的升温速率为  $0.2 \sim 0.5^\circ\text{C}/\text{min}$ , 基本保证了相转变温度数据的准确可靠。

单个包裹体成分的激光拉曼显微探针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, 测试仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪, 使用  $514.5\text{nm}$  氩激光器, 计数时间为  $10\text{s}$ , 每  $1\text{cm}^{-1}$  (波数) 计数一次,  $100 \sim 4000\text{cm}^{-1}$  全波段一次取峰, 激光斑束大小为  $2\mu\text{m}$ , 光谱分辨率  $\pm 2\text{cm}^{-1}$ 。

$\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  型包裹体水溶液相的盐度根据笼合物融化温度由 Collins (1979) 方法计算得到; 水溶液包裹体的盐度根据冰点温度据 Bodnar (1993) 的盐度-冰点关系表查出; 含子晶多相包裹体的盐度根据石盐子晶融化温度按 Hall *et al.* (1988) 方程计算得出, 但由于实际测温过程中硫化物子矿物等未能融化, 所计算的盐度未包括未融化子矿物的贡献, 低

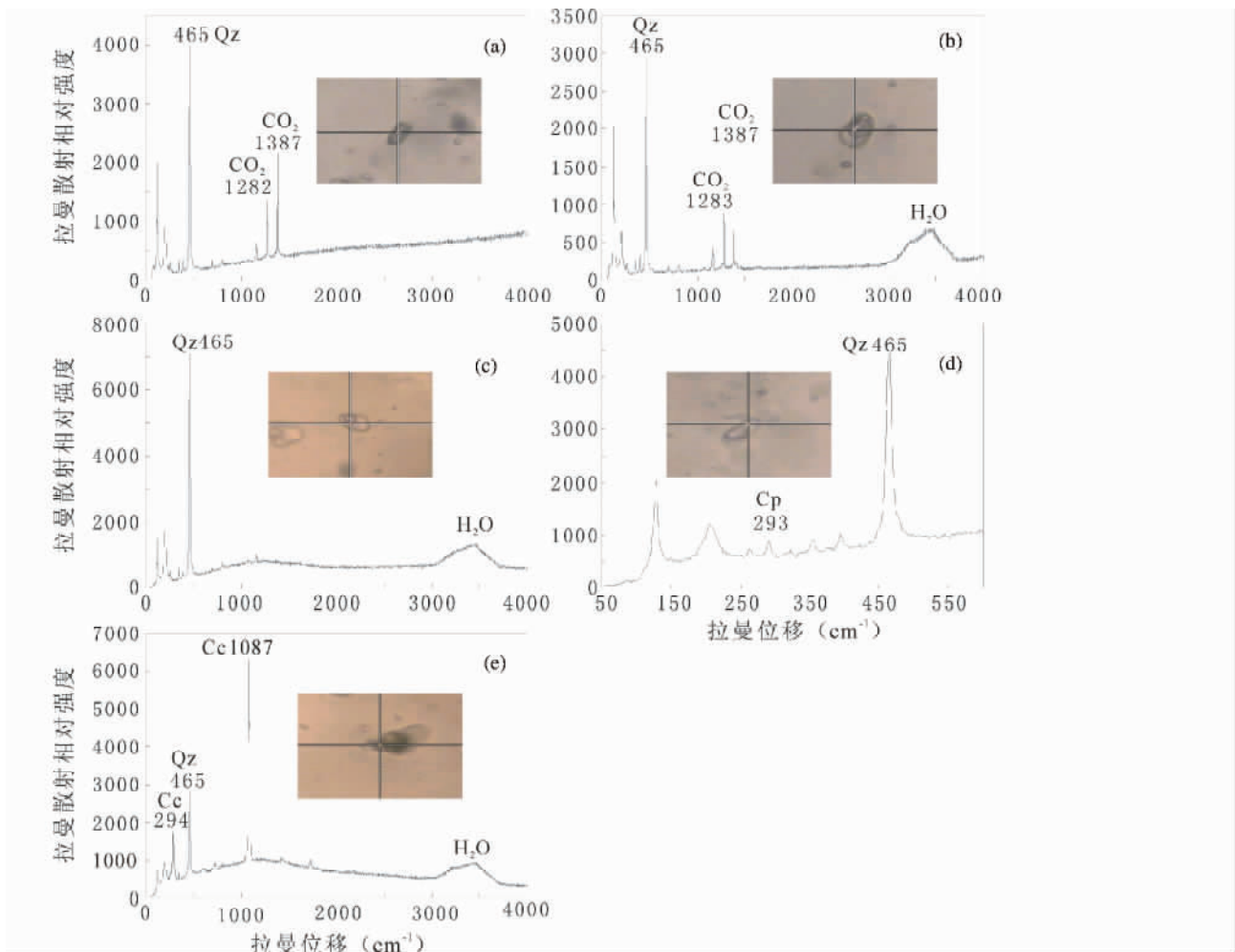


图5 流体包裹体激光拉曼(LRM)图谱

(a) -PC型包裹体中的CO<sub>2</sub>; (b) -C型包裹体中气液相的CO<sub>2</sub>和液相的H<sub>2</sub>O; (c) -W型包裹体气液相中的H<sub>2</sub>O; (d) -S型包裹体中的黄铜矿矿物; (e) -S型包裹体中的方解石子晶

Fig. 5 The LRM spectra of fluid inclusions

(a) -CO<sub>2</sub>-spectrum of the pure CO<sub>2</sub> inclusion; (b) -H<sub>2</sub>O- and CO<sub>2</sub>-spectrum of the CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O inclusion; (c) -H<sub>2</sub>O-spectrum of aqueous inclusion; (d) -daughter chalcopyrite in the S-type inclusion; (e) -daughter calcite in the S-type inclusion

于实际盐度。CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体和水溶液包裹体的密度利用 Flnconr 软件(Brown, 1989) 计算获得。

### 3.2 流体包裹体岩相学

姚冲钼矿床早、中、晚阶段的热液石英中发育4种成分类型的包裹体(图4; 卢焕章等, 2004; 陈衍景等, 2007)。

纯CO<sub>2</sub>包裹体(PC型): 此类包裹体发育较少, 仅见于早阶段热液石英中, 约占早阶段包裹体总数的5%, 多孤立分布, 主要为负晶形和椭圆形, 长轴长5~15μm, 常温下为单相(V<sub>CO<sub>2</sub></sub>) (图4a) 或两相(V<sub>CO<sub>2</sub></sub> + L<sub>CO<sub>2</sub></sub>)。

CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O型包裹体(C型): 此类包裹体在热液石英中最常见, 广泛分布于早、中阶段的热液石英中, 约占全部包裹体的80%。孤立或成群分布, 主要为负晶形、椭圆形、不规则

形和长条形, 长轴长度为5~25μm, CO<sub>2</sub>相体积分数变化较大, 于5%~90%之间。根据相态可分为C1和C2两个亚类。C1类在常温下为三相, 即V<sub>CO<sub>2</sub></sub> + L<sub>CO<sub>2</sub></sub> + L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, 该类包裹体室温下可见典型“双眼皮”特征(图4c, d); C2类在常温下为两相(图4b), 即V<sub>CO<sub>2</sub></sub> + L<sub>H<sub>2</sub>O</sub>, 冷冻过程中出现CO<sub>2</sub>液相。

水溶液包裹体(W型; 图4i): 此类包裹体主要见于中、晚阶段, 主要为椭圆形和长条形, 长轴长5~15μm, 气液比较低, 一般为5%~55%; 气泡呈圆形或椭圆形, 无色, 液相呈无色。在早阶段石英中发现的水溶液包裹体为次生包裹体, 沿裂隙线状分布, 气液比低于10%。在中阶段石英中, 成群或孤立分布, 液相成分为H<sub>2</sub>O, 气泡成分经激光拉曼分析多为H<sub>2</sub>O, 部分含少量CO<sub>2</sub>, 但加热和冷冻过程中相变不明显。晚阶段大多数为此类包裹体。

含子晶多相包裹体(S型): 见于早、中阶段热液石英中,

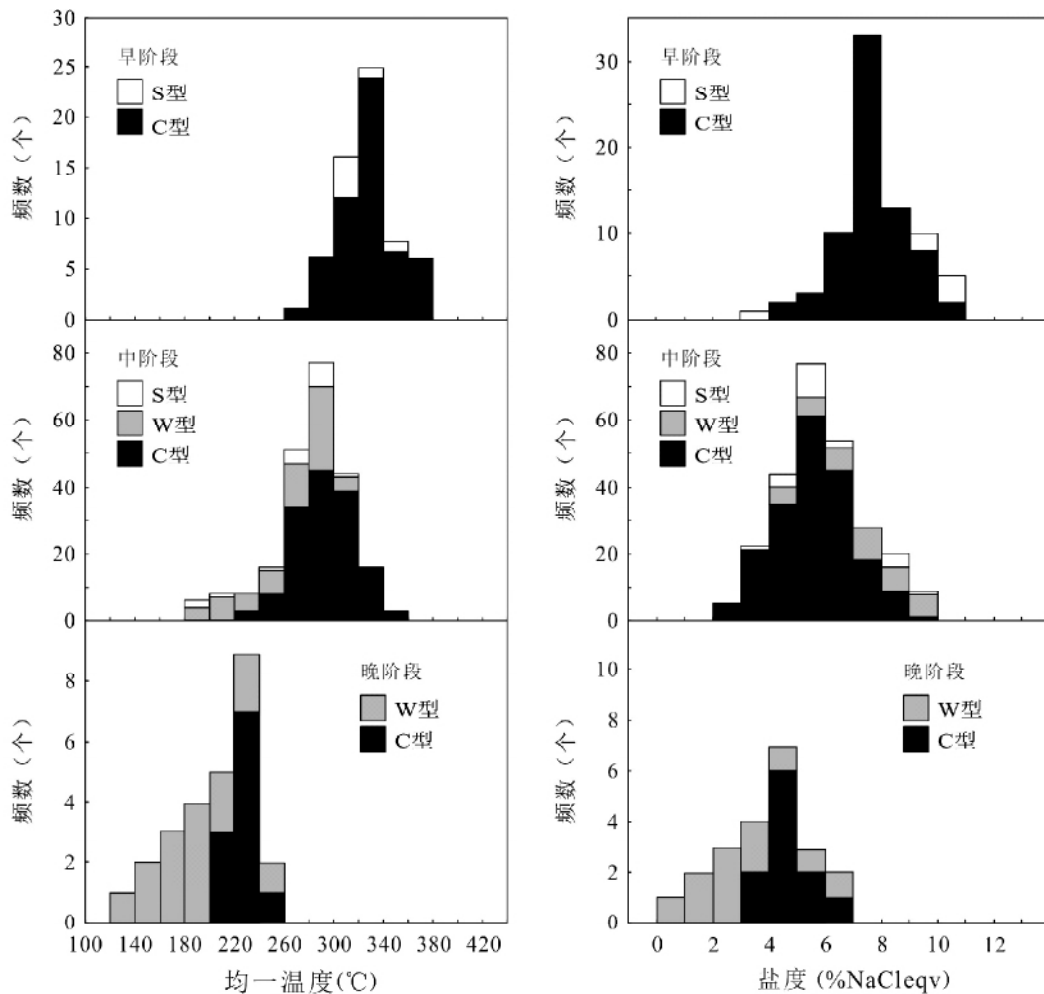


图6 姚冲钼矿床不同成矿阶段包裹体均一温度和盐度直方图

Fig.6 Histograms of homogenization temperatures and salinities of fluid inclusions in different stage minerals at Yaochong Mo deposit

含量较少,约占包裹体总数的10%,多孤立分布,负晶形、长条形为主,次为椭圆形。长轴长度一般 $10\sim 15\mu\text{m}$ ,气相所占比例一般为10%~40%,个别可达到70%。根据气相成分,可细分为含子晶的 $\text{CO}_2$ 包裹体(SC型)(图4h)和含子晶的水溶液包裹体(SW型)(图4g)(数量较少)。包裹体中可含有一个(图4f,h)或多个子矿物(图4g),不透明子矿物多为黄铜矿,透明子矿物包括方解石以及其他未知子矿物(属拉曼惰性组分,未能准确识别)。在早、中阶段的热液石英中未观察到含石盐子晶的包裹体。

### 3.3 单个流体包裹体成分分析

激光拉曼显微探针分析显示,PC型包裹体仅见 $\text{CO}_2$ 特征峰( $1282\text{cm}^{-1}$ 和 $1387\text{cm}^{-1}$ ),未见其他成分(图5a)。C型包裹体中 $\text{CO}_2$ 相仅见 $\text{CO}_2$ 特征峰( $1283\text{cm}^{-1}$ 和 $1387\text{cm}^{-1}$ ),未见其他成分,水液相亦仅见宽缓的水峰(图5b)。W型包裹体成分以 $\text{H}_2\text{O}$ 为主,未见其他成分(图5c)。

S型包裹体,液相成分以 $\text{H}_2\text{O}$ 为主,气相成分可分为 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ 两种。不透明子矿物多具有 $293\text{cm}^{-1}$ 特征峰(图5d),指示子矿物为黄铜矿;部分透明子矿物显示 $294\text{cm}^{-1}$ 和 $1087\text{cm}^{-1}$ (图5e),应为方解石;其余透明子矿物无特征峰显示。

综合上述测试结果可知,早阶段和中阶段的流体包裹体均为富含 $\text{CO}_2$ 的水溶液,结合包裹体岩相学,早、中阶段的成矿流体应为 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$ 体系。

### 3.4 流体包裹体显微测温分析

本文对姚冲钼矿床中不同成矿阶段的流体包裹体进行了详细的显微测温分析,结果列于表1和图6中,现分述如下。

早阶段以发育石英-钾长石脉、石英-钾长石-黄铁矿(磁铁矿)脉为特征,在其热液石英中,原生包裹体以C型为主,含少量PC型、S型包裹体以及次生W型包裹体。在C型包



表 1 姚冲钼矿床热液石英中流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric data of fluid inclusions in hydrothermal quartz from the Yaochong Mo deposit

阶段	矿物	类型	N	$T_{m,CO_2}$ (°C)	$T_{m,ice}$ (°C)	$T_{m,ela}$ (°C)	$T_h$ (°C)	W( wt% NaCleqv)	$\rho$ ( g/cm <sup>3</sup> )
早	石英	C	68	-58.4 ~ -56.6		4.2 ~ 7.8	277 ~ 380	4.9 ~ 10.3	0.59 ~ 0.99
		SC	6	-57.5 ~ -57.3		4.2 ~ 4.9	303 ~ 354*	3.0 ~ 10.3	
早	石英	C	218	-59.4 ~ -56.6		4.9 ~ 8.8	228 ~ 351	2.4 ~ 9.2	0.56 ~ 0.96
		W	73		-7.9 ~ -2.7		186 ~ 314	4.5 ~ 9.3	0.86 ~ 0.96
		SC	20	-59.5 ~ -57.0		4.9 ~ 8.3	198 ~ 309*	3.4 ~ 9.2	
		SW	4		-5.4 ~ -3.0		185 ~ 251*	5.0 ~ 8.4	
晚	石英	C	11	-56.7 ~ -56.6		6.7 ~ 8.1	185 ~ 245	3.8 ~ 6.3	0.83 ~ 1.02
		W	11		-3.8 ~ -0.4		139 ~ 241	0.7 ~ 6.2	0.86 ~ 0.93
	萤石	W	4				140 ~ 190		

注:  $T_{m,CO_2}$  为固相  $CO_2$  初熔温度;  $T_{m,ela}$  为笼合物熔化温度;  $T_{m,ice}$  为冰点温度;  $T_h$  为完全均一温度, \* 指除不熔子矿物外 S 型包裹体的均一温度; W 为盐度(S 型包裹体的盐度未包含不熔子矿物的贡献);  $\rho$  为密度

裹体中  $CO_2$  相体积变化较大, 约为 20% ~ 90%。在冷冻后回温过程中测得  $CO_2$  固相的初熔温度为 -58.4 ~ -56.6°C, 略低于纯  $CO_2$  的三相点(-56.6°C), 表明除  $CO_2$  外可能含其他气相组分, 但激光拉曼测试未显示其他成分, 表明其它组分含量低于拉曼光谱的检测限(卢焕章等, 2004); 继续升温时, 笼合物消失温度为 4.2 ~ 7.8°C, 据此计算得到包裹体的盐度为 4.3% ~ 10.3% NaCleqv;  $CO_2$  相均一方式各异, 至液相或气相或临界均一, 温度介于 20.5 ~ 31.1°C 之间;  $CO_2$  相大于 50% 的包裹体极易爆裂, 爆裂温度介于 240 ~ 379°C 之间, 未爆裂的 C 型包裹体的完全均一温度为 277 ~ 380°C, 液相或气相或临界均一; 计算获得流体密度变化于 0.59 ~ 0.99g/cm<sup>3</sup> 之间。早阶段石英中的 S 型包裹体为 SC 亚型,  $CO_2$  相所占体积比为 30% ~ 60%, 子矿物见未知透明矿物。 $CO_2$  固相的初熔温度为 -57.5 ~ -57.3°C, 笼合物消失温度为 4.2 ~ 4.9°C, 部分均一至液相、气相或临界均一, 温度集中在 30.3 ~ 31.1°C 范围内, 在加热过程中子矿物不熔, 流体相的均一温度为 303 ~ 354°C, 对应的盐度为 3.0% ~ 10.3% NaCleqv(不包括不熔子矿物的贡献)。W 型包裹体较小, 长轴约长 5 ~ 10 $\mu$ m, 气液比低于 10%, 呈线状分布, 完全均一温度为 168 ~ 221°C, 落入低温范围, 结合其外部特征, 推测其应为次生包裹体。在测温时, 未得到 PC 型包裹体的有效数据。

中阶段是钼矿化的主要阶段, 发育石英-(钾长石)-辉钼矿脉、石英-多金属硫化物脉等。该阶段热液石英中大量发育 C 型包裹体, 少量 W 型和 S 型包裹体。C 型包裹体多呈负晶形、椭圆形、不规则形和长条形产出, 长轴长度一般 5 ~ 30 $\mu$ m,  $CO_2$  相体积所占比例变化于 5% ~ 80% 之间, 比例变化较大, 获得  $CO_2$  初熔温度为 -59.4 ~ -56.6°C, 除  $CO_2$  外可能含其它激光拉曼未检测出的组分; 笼合物消失温度为 4.9 ~ 8.8°C, 计算得到盐度为 2.4% ~ 9.2% NaCleqv;  $CO_2$  部分均一温度变化于 22.1 ~ 31.1°C 之间, 部分均一至液相或气相或临界均一; C 型包裹体的爆裂温度介于 251 ~ 324°C 之间, 未爆裂的 C 型包裹体完全均一温度为 228 ~ 351°C, 集中

于 260 ~ 320°C 之间, 均一至液相或气相; 计算获得流体密度为 0.56 ~ 0.96g/cm<sup>3</sup>。W 型包裹体中气相所占比例集中于 5% ~ 55%, 获得其冰点温度为 -7.9 ~ -2.7°C, 对应盐度为 4.5% ~ 9.3% NaCleqv; 加热过程包裹体均一至液相, 均一温度为 186 ~ 314°C; 部分 W 型包裹体气液比约为 5%, 呈线状分布, 可能为次生包裹体; 获得流体密度为 0.86 ~ 0.96g/cm<sup>3</sup>。S 型包裹体包括 SC 型和 SW 型, 透明子矿物主要为黄铜矿, 透明子矿物为方解石和其他未知子矿物; SC 型包裹体中  $CO_2$  相所占体积比为 25% ~ 50%,  $CO_2$  固相的初熔温度为 -59.5 ~ -57.0°C, 笼合物消失温度为 4.9 ~ 8.3°C, 对应的盐度为 3.4% ~ 9.2% NaCleqv,  $CO_2$  相部分均一温度集中于 26.7 ~ 31.1°C, 均一至液相、气相或临界均一; 测得 SW 型包裹体的冰点温度集中于 -5.4 ~ -3.0°C, 对应的盐度为 5.0% ~ 8.4% NaCleqv; 除不熔子矿物外, S 型包裹体气液相均一至液相, 均一温度为 185 ~ 309°C。

晚阶段以发育无矿石英脉、石英-碳酸盐脉、石英-碳酸盐-萤石脉为特征。该阶段热液石英和萤石中主要发育 W 型包裹体, 在无矿石英脉的石英中观察到少量 C 型包裹体。 $CO_2$  初熔温度为 -56.7 ~ -56.6°C, 笼合物消失温度为 6.7 ~ 8.1°C, 计算得到盐度为 3.8% ~ 6.3% NaCleqv;  $CO_2$  部分均一温度变化于 28.8 ~ 30.8°C 之间, 部分均一至液相或临界均一, 完全均一发生在 185 ~ 245°C, 全部均一至液相; 计算获得流体密度为 0.83 ~ 1.02g/cm<sup>3</sup>。石英中 W 型包裹体多呈椭圆形和不规则形, 长轴长 5 ~ 15 $\mu$ m, 气相比例 5% ~ 25%。获得冰点温度为 -3.8 ~ -0.4°C, 对应盐度为 0.7% ~ 6.2% NaCleqv; 密度 0.86 ~ 0.93g/cm<sup>3</sup>, 包裹体全部均一至液相, 均一温度变化于 139 ~ 241°C 之间。萤石中的 W 型包裹体只观察到了完全均一温度, 集中在 140 ~ 190°C。

### 3.5 包裹体捕获压力及深度估算

根据  $CO_2$ - $H_2O$  包裹体的部分均一温度、部分均一方式、部分均一时  $CO_2$  相所占比例及完全均一温度, 利用流体包裹

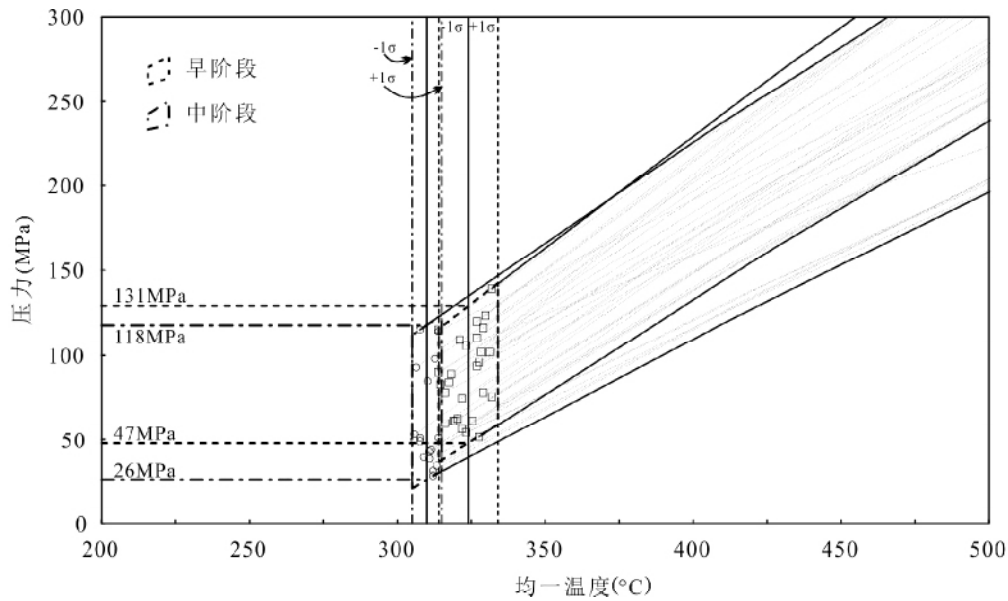


图7 姚冲铅矿床C型包裹体等容线和压力估算

选取早、中阶段均一温度300℃以上的C型包裹体用于压力估算,各阶段分别以其包裹体平均均一温度±均一温度标准差( $\sigma$ )为温度范围,等容线的计算利用流体包裹体数据处理Flincon程序(Brown, 1989)以及Bowers and Helgeson(1983)公式

Fig. 7 Representative isochores and pressure estimation for the C-type FIs at Yaochong

The C-type FIs with homogenization temperature of > 300℃ are selected for pressure estimation. The isochores are calculated using average homogenization temperatures (vertical line) with  $1\sigma$  standard deviation (vertical dashed and dot-dashed lines) following the Flincor program (Brown, 1989) and the formula of Bowers and Helgeson (1983)

表2 姚冲铅矿床包裹体最小捕获压力和成矿深度

Table 2 The minimum trapping pressure of fluid inclusions and mineralization depth

成矿阶段	早阶段	中阶段
最小捕获压力(MPa)	47~131	26~118
静水压力深度(km)	4.7~13.1	2.6~11.8
静岩压力深度(km)	1.7~4.7	0.9~4.2

体数据处理Flincon程序(Brown, 1989)以及Bowers and Helgeson(1983)公式,选取完全均一温度为300℃以上的C型包裹体来计算早、中阶段流体包裹体捕获压力。在温度 $324 \pm 10^\circ\text{C}$ 和 $310 \pm 5^\circ\text{C}$ 的范围内,早、中阶段的压力分别为47~131MPa和26~118MPa(表2、图7)。

鉴于矿区围岩主要为片麻岩,取其平均密度 $2.8\text{g}/\text{cm}^3$ ,按照静岩压力计算获得最小成矿深度约为:早阶段1.7~4.7km,中阶段0.9~4.2km。如果设流体处于静水压力系统,则相应最小成矿深度为:早阶段4.7~13.1km,中阶段2.6~11.8km。

考虑到斑岩成矿系统具多次流体沸腾、水压致裂、沉淀愈合等循环进行的特点,认为早、中阶段成矿流体处于超静岩压力或静岩压力与静水压力的转换交替状态,其最高压力端元代表静岩或超静岩压力系统,低端代表静水压力系统,则早阶段成矿深度为4.7km,中阶段深度为2.6~4.2km,表

明初始成矿深度大致为4.7km。

## 4 讨论

### 4.1 成矿流体的性质及演化

流体包裹体,尤其是早阶段的原生包裹体,可以揭示原始成矿流体的性质与来源(Ulrich *et al.*, 1999; 陈衍景等, 2007; Mernagh *et al.*, 2007; Pirajno, 2009; Fan *et al.*, 2011)。姚冲铅矿床早阶段发育大量 $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 包裹体、少量纯 $\text{CO}_2$ 包裹体和含子晶多相包裹体,表明初始成矿流体属 $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ 体系。早阶段原生流体包裹体均一温度高达 $380^\circ\text{C}$ ,属于高温热液范围,C型包裹体的盐度为4.9%~10.3% NaCleqv, S型包裹体虽然缺乏石盐子矿物,但方解石等子矿物的存在表明该阶段流体盐度相对较高,脉中磁铁矿的沉淀表明流体氧逸度较高。综合来看,初始流体具有高温、高盐度、较高氧逸度、富 $\text{CO}_2$ 的特征,吻合于大陆内部斑岩成矿系统的普遍特征(陈衍景和李诺, 2009)。在此阶段发育PC型、C型和S型包裹体,虽然未观察到典型沸腾包裹体群,仍推测流体已经发生过沸腾。不难理解,高温、高盐度、富 $\text{CO}_2$ (即 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 高)的流体易于造成钾长石化、硅化等,从而形成石英-钾长石组合的蚀变岩或脉体(胡受奚等, 2002);由于该阶段氧逸度( $f_{\text{O}_2}$ )和 $\text{CO}_2$ 含量较高,流体系统中 $\text{S}^{2-}$ 活度低,不利于硫化物沉淀,系统矿化较为微弱。

早阶段蚀变不但消耗了系统的热量和溶质,而且导致流体的温度和盐度降低。中阶段脉石英中发育大量C型包裹体,并且S型包裹体和W型包裹体增多,但不发育PC型包裹体,表明CO<sub>2</sub>的逃逸降低了流体的CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O比值,还因 $2\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \uparrow$ ,而导致流体H<sup>+</sup>活度降低,[OH<sup>-</sup>]活度相对增高,自然导致其后(中阶段)黑云母/白云母/绢云母化、绿泥石化等“水化”蚀变。鉴于CO<sub>2</sub>是碳的最高价态,其逃逸还可降低了流体系统的氧逸度或Eh值(李诺等,2007a; Chen *et al.*, 2004, 2009; Li *et al.*, 2012a, b),进而造成[S<sup>2-</sup>]活度增高,导致中阶段大量硫化物快速沉淀。早阶段[SiO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]或SiO<sub>2</sub>的消耗导致中阶段流体粘度降低,渗透能力增强,加速了流体与围岩的相互作用,促进了岩浆热液与封存于围岩中的大气降水的混合,从而导致大范围的以绢云母化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化、萤石化等为代表的中阶段围岩蚀变,流体均一温度也降低至260~320℃。因此,中阶段石英(钾长石)-辉钼矿脉和石英-多金属硫化物脉体大量发育,并伴随强烈的绢英岩化等。此外,CO<sub>2</sub>等气体逸失尚可导致流体瞬间过饱和、盐度增加等现象,造成中阶段矿物中较多含子晶包裹体,特别是含黄铜矿等子晶物的包裹体。获得包裹体的均一温度集中在260~320℃,总体属于中温热液范畴,对应的C型和W型盐度为2.4%~9.3% NaCleqv。

随斑岩成矿系统的自身演化,以及较高氧逸度的低温大气降水不断加入,成矿流体系统逐步演化为大气降水热液,晚阶段石英中发育W型包裹体和少量C型包裹体,萤石中只发育W型包裹体,说明CO<sub>2</sub>含量显著下降,包裹体均一温度介于139~245℃,属于低温热液温度范围。流体盐度为0.7%~6.3% NaCleqv,且不发育S型包裹体,说明流体盐度较低。围岩蚀变以低温的硅化、高岭石化、碳酸盐化等为主,成矿能力显著降低,以发育无石英脉、石英-碳酸盐脉和石英-碳酸盐-萤石脉为特征。

因此,成矿流体从早阶段到晚阶段由高温、高盐度、较高氧逸度、富CO<sub>2</sub>的流体向低温、低盐度、贫CO<sub>2</sub>的流体演化。

#### 4.2 富CO<sub>2</sub>流体

基于对环太平洋斑岩成矿带的研究,前人认为斑岩型成矿系统以水溶液包裹体和含子晶的水溶液包裹体为主,而鲜见CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O包裹体(Cline and Bodnar, 1991; Bodnar, 1995; Masterman *et al.*, 2005; Klemm *et al.*, 2007, 2008; 卢焕章等, 2004),未见纯CO<sub>2</sub>包裹体和含子晶的CO<sub>2</sub>包裹体的报道。相反,大陆内部环境中斑岩型矿床大量发育富/含CO<sub>2</sub>的包裹体,尤其是陆陆碰撞体制下的斑岩矿床,例如,河南鱼池岭钼矿床(李诺等, 2009)、河南汤家坪钼矿床(杨艳等, 2008; Chen and Wang, 2011)、河南南泥湖钼钨矿床(Yang *et al.*, 2012)、陕西金堆城钼矿床(杨永飞等, 2009)、河南千鹤冲钼矿床(Yang *et al.*, 2013)等。这种富CO<sub>2</sub>的流体显然不同于岩浆弧区贫CO<sub>2</sub>的流体,表明陆内与岩浆弧背景的斑岩

型矿床的成矿流体性质存在明显差异。陈衍景和李诺(2009)总结了中国大陆内部不同构造单元包括斑岩型矿床在内的60多个浆控高温热液矿床,发现陆内环境的斑岩成矿流体普遍具有高盐度、富CO<sub>2</sub>的特征,认为这种流体性质的差异源于其源区物质成分的不同,即岩弧的岩浆-流体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、贫碳酸盐(即贫CO<sub>2</sub>)为特征;大陆碰撞体制下岩浆-流体系统则起源于大陆地壳的俯冲(拆沉同样缘于俯冲)变质脱水熔融,陆壳相对洋壳而贫水、贫NaCl、富F、富K、富碳酸盐地层,所派生出的流体自然具有更高的CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O、F/Cl、K/Na比值,属于富CO<sub>2</sub>的H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl体系。姚冲钼矿床形成于陆陆碰撞环境,成矿流体系统发育大量的含CO<sub>2</sub>包裹体(包括PC型、C型和SC型),约占包裹体总数的80%,成矿流体具有很高的CO<sub>2</sub>含量,与其他大陆碰撞体制下的斑岩矿床的特征相吻合,是大陆碰撞造山带产出富含CO<sub>2</sub>的斑岩成矿系统的又一个典型实例。

#### 4.3 深部找矿潜力分析

大量研究表明,产于岩弧环境的斑岩型矿床中CO<sub>2</sub>包裹体基本不发育,成矿流体中CO<sub>2</sub>含量低,成矿深度约为1~5km,例如,菲律宾Far Southeast铜矿床(Hedenquist *et al.*, 1998)、印度尼西亚Grasberg铜金矿床(卢焕章, 2000)和Batu Hijau铜矿床(Imai and Ohno, 2005)、智利Rosario斑岩铜钼矿床(Masterman *et al.*, 2005)等;而产于大陆内部环境的斑岩型矿床中CO<sub>2</sub>包裹体大量发育,最大成矿深度可达8km左右(陈衍景和李诺, 2009)。例如,东秦岭钼矿带中的鱼池岭、金堆城、南泥湖、上房沟等矿床的最大成矿深度可达7km(李诺等, 2009; 杨永飞等, 2009; Yang *et al.*, 2012);同样,位于大别造山带中的汤家坪斑岩型钼矿最大成矿深度大致为7.4km(Chen and Wang, 2011)。

姚冲钼矿成矿早阶段样品取自440m左右的钻孔,根据包裹体压力计算,所采集样品的成矿时的深度约为4.7km。考虑到大陆内部斑岩矿床成矿深度较大,且姚冲矿床成矿流体含有大量的CO<sub>2</sub>,推测姚冲钼矿床最大成矿深度可达7km甚至更深。本文所研究样品中没有发现沸腾包裹体群,推测流体沸腾带可能位于更深处。目前所勘探的钼矿体主要产于围岩中,尚未发现斑岩成矿模式中的主体发生于成矿母岩中的主矿体。矿区花岗斑岩脉大量发育,似呈斑岩系统上部支脉的特点。综上所述,我们认为目前勘探的姚冲钼矿床位于斑岩系统的上部,深部找矿前景较大,应加强深部勘探。

## 5 结论

(1) 姚冲钼矿床位于大别造山带,为斑岩成矿系统,其流体成矿过程可以分为三个阶段:早阶段以发育石英-钾长石脉、石英-钾长石-黄铁矿(磁铁矿)脉为特征,矿化较弱;中阶

段以发育石英(钾长石)-辉钼矿脉、石英-多金属硫化物脉为特征,为主成矿阶段;晚阶段发育石英脉、石英-碳酸盐脉(萤石)脉,基本无矿化。

(2) 姚冲钼矿早阶段的石英中发育 PC 型、C 型和 S 型包裹体,中阶段石英发育 C 型、S 型和 W 型三种类型的包裹体,而在晚阶段的石英和萤石中只发育 W 型包裹体和少量 CO<sub>2</sub> 包裹体。早、中、晚各阶段均一温度分别为 277~380℃、185~351℃、139~245℃。中阶段为主成矿阶段。从早阶段到晚阶段,成矿流体由高温、高盐度、富 CO<sub>2</sub> 的岩浆热液向低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的大气降水热液演化。

(3) 姚冲钼矿床作为产于陆陆碰撞后伸展环境的斑岩钼矿床,其初始成矿流体也以高温、高盐度、富 CO<sub>2</sub> 为特征,符合大陆内部斑岩成矿流体特征。

(4) 姚冲钼矿成矿压力变化为:早阶段 47~131MPa 变化至中阶段 26~118MPa,其初始成矿深度约为 4.7km;该矿床深部找矿潜力大,应加强深部勘探工作。

致谢 北京大学李诺博士、河南有色地质调查总院李毅高级工程师和河南地质三队李法岭高级工程师参加了野外和部分实验室研究;野外工作得到河南地质三队和河南有色地质调查总院的大力帮助;特此致谢!

## References

- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683-684
- Bodnar RJ. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson JFH (ed.). *Magma, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23: 139-152
- Bowers TS and Helgeson HC. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247-1275
- Brown PE. 1989. Flnconr: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11-12): 1390-1393
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan. Beijing: Seismological Press, 1-234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Li C, Zhang J, Li Z and Wang HH. 2000. Sr and O isotopic characteristics of porphyries in the Qinling molybdenum deposit belt and their implication to genetic mechanism and type. *Science in China (Series D)*, 43(Suppl. 1): 82-94
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39(5-6): 560-575
- Chen YJ, Chen HY, Zaw K, Pirajno F and Zhang ZJ. 2007. Geodynamic settings and tectonic model of skarn gold deposits in China: An overview. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 139-169
- 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)
- Chen YJ and Li N. 2009. Nature of ore-fluids of intracollisional intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2477-2508 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ, Pirajno F, Li N, Guo DS and Lai Y. 2009. Isotope systematics and fluid inclusion studies of the Qiyugou breccia pipe-hosted gold deposit, Qinling orogen, Henan Province, China: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 35(2): 245-261
- Chen YJ and Wang Y. 2011. Fluid inclusion study of the Tangjiaping Mo deposit, Dabie Shan, Henan Province: Implications for the nature of the porphyry systems of post-collisional tectonic settings. *International Geology Review*, 53(5-6): 635-655
- Chen YJ. 2013. The development of continental collision metallogeny and its application. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 1-17 (in Chinese with English abstract)
- Cline JS and Bodnar RJ. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96(B5): 8113-8126
- Collins PLF. 1979. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6): 1435-1444
- Fan HR, HU FF, Wilde SA, Yang KF and Jin CW. 2011. The Qiyugou gold-bearing breccia pipes, Xiong'er shan region, central China: Fluid inclusion and stable-isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *International Geology Review*, 53(1): 25-45
- Gao LD and Liu ZG. 1988. The discovery of micro-fossil from the Nanwan Formation of the Xinyang Group and its geological implications. *Geological Review*, 34(5): 421-422 (in Chinese with English abstract)
- Hall DL, Sterner SM and Bodnar RJ. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197-202
- Hedenquist JW, Arribas A Jr and Reynolds TJ. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4): 373-404
- Hu SX, Lin QL, Chen ZM, Sheng ZL and Li SM. 1988. Geology and Mineralization in the Collisional Belts between the Northern and Southern China Blocks. Nanjing: Nanjing University Press, 1-558 (in Chinese)
- Hu SX, Zhao YY, Sun JG, Ling HF, Ye Y, Lu B, Ji HZ, Xu B, Liu HY and Fang CQ. 2002. Fluids and their sources for gold mineralizations in the North China platform. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 38(3): 381-391 (in Chinese with English abstract)
- Imai A and Ohno S. 2005. Primary ore mineral assemblage and fluid inclusion study of the Batu Hijau porphyry Cu-Au deposit, Sumbawa, Indonesia. *Resource Geology*, 55(3): 239-248
- Klemm LM, Pettke T, Heinrich CA and Campos E. 2007. Hydrothermal evolution of the El Teniente deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposition from low-salinity magmatic fluids. *Economic Geology*, 102(6): 1021-1025
- Klemm LM, Pettke T and Heinrich CA. 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry Mo deposit, New Mexico, USA. *Mineralium Deposita*, 43(5): 533-552
- Li HC, Xu ZW, Lu XC, Wang XD, Chen W and Zhai DX. 2010. Study on fluid inclusions of the Dayinjian Mo deposit in Xinxian County, Henan Province, China. *Geological Journal of China Universities*, 16(2): 236-246 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Chen YJ, Lai Y and Li WB. 2007a. Fluid inclusion study of the Wunugetushan 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 N, Chen YJ, Ni ZY and Hu HZ. 2009. Characteristics of ore-forming fluids at the Yuchiling porphyry Mo deposit, Songxian County, Henan Province, and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2509-2522 (in Chinese with English abstract)

- Li N, Chen YJ, Ulrich T and Lai Y. 2012a. Fluid inclusion study of the Wunugetu Cu-Mo Deposit, Inner Mongolia, China. *Mineralium Deposita*, 47(5): 467-482
- Li N, Ulrich T, Chen YJ, Thompson TB, Peace V and Pirajno F. 2012b. Fluid evolution of the Yuchiling porphyry Mo deposit, East Qinling, China. *Ore Geology Reviews*, 48: 442-459
- 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)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 1-487 (in Chinese)
- Masterman GJ, Cokke DR, Berry RF, Walshe JL, Lee AW and Clark AH. 2005. Fluid chemistry, structural setting and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi District, Northern Chile. *Economic Geology*, 100(5): 835-862
- Mernagh TP, Bastrakov EN, Zaw K, Wygralak AS and Wyborn LA. 2007. Comparison of fluid inclusion data and mineralization processes for Australian orogenic gold and intrusion-related gold systems. *Acta Petrologica Sinica*, 23(1): 21-32
- Peng LH, Wang JX, Deng QZ, Wei YX and Wang ZY. 2007. Granitic gneiss of dabie mountain and its geological evolution. *Resources Environment & Engineering*, 21(3): 232-239 (in Chinese with English abstract)
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Berlin: Springer, 1-1250
- Pirajno F. 2013. *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits*. Berlin: Springer
- Qiu SC. 2006a. Geological characters and prospecting direction of the Mushan molybdenum deposit, Henan Province. *Mineral Resources and Geology*, 20(4-5): 403-408 (in Chinese with English abstract)
- Qiu SC. 2006b. Geological characteristics of Dayinjian Mo-W-(Cu) deposit, Henan Province. *Express Information of Mining Industry*, (8): 62-64 (in Chinese)
- Ulrich T, Günther D and Heinrich CA. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399(6737): 676-679
- 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 (in Chinese with English abstract)
- Yang Y, Zhang J, Lu YH, Liu JJ, Sun YL, Li J and Yang ZQ. 2008. Hydrothermal metallogeny of the Tangjiaping molybdenum deposit, Henan Provinces. *Geology in China*, 35(6): 1240-1249 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Ni ZY. 2009. Fluid inclusion study of the Jinduicheng porphyry Mo deposit, Hua County, Shanxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2983-2993 (in Chinese with English abstract)
- Yang YF, Li N and Chen YJ. 2012. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Henan Province, China: Implications for the nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting. *Ore Geology Reviews*, 46: 83-94
- Yang YF, Chen YJ, Li N, Mi M, Xu YL, Li FL and Wan SQ. 2013. Fluid inclusion and isotope geochemistry of the Qian'e chong giant porphyry Mo deposit, Dabie Shan, China: A case of NaCl-poor, CO<sub>2</sub>-rich fluid systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 1-13
- Yang ZQ. 2007a. Re-Qs isotopic ages of Tangjiaping molybdenum deposit in Shangcheng County, Henan and their geological significance. *Mineral Deposit*, 26(3): 289-295 (in Chinese with English abstract)
- Yang ZQ. 2007b. Wall rock 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)
- Yang ZQ, Wan SQ, Ma HW and Tang ZG. 2008. Geochemistry and mineralization model of Tangjiaping Mo deposit in Shangcheng County, Henan Province. *Acta Geologica Sinica*, 82(6): 788-794 (in Chinese with English abstract)
- Yao XD. 2008. Research on geologic features of Dayinjian molybdenum (tungsten, copper) deposit in Xinxian of Henan Province. *Express Information of Mining Industry*, 473(9): 30-33 (in Chinese with English abstract)
- Ye BD, Xu JW, Li ZC, Cui F and Jian P. 1991. Discovery of animal fossils in the Suijiahe Group in the Tongbo-Dabie region and its significance. *Geology in China*, (3): 28-29 (in Chinese with English abstract)
- Zhang H, Sun WD, Yang XY, Liang HY, Wang BH, Wang RL and Wang YX. 2011. Geochronology and metallogenesis of the shapingou giant porphyry molybdenum deposit in the Dabie Orogenic belt. *Acta Geologica Sinica*, 85(12): 2039-2059 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Yang Y and Deng J. 2011. Lead isotope systematics of the Weishancheng Au-Ag belt, Tongbai Mountains, central China: Implication for ore genesis. *International Geology Review*, 53(5-6): 656-676
- Zhang ST and Zhao PD. 2011. Porphyry ore deposits: Important study subjects of nontraditional mineral resources. *Earth Science*, 36(2): 247-254 (in Chinese with English abstract)
- Zou YH. 2006. Geologic features of tianmugou silver and gold multi-metal deposit in Xinyang and ore prospecting direction. *Express Information of Mining Industry*, 451(11): 63-66 (in Chinese)

#### 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, 1-234
- 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, 李诺. 2009. 大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异. *岩石学报*, 25(10): 2477-2508
- 陈衍景. 2013. 大陆碰撞成矿理论的创建及应用. *岩石学报*, 29(1): 1-17
- 高联达, 刘志刚. 1988. 河南信阳群南湾组微体化石的发现及其地质意义. *地质论评*, 34(5): 421-422
- 胡受奚, 林潜龙, 陈泽铭, 盛忠烈, 黎世美. 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, 1-558
- 胡受奚, 赵乙英, 孙景贵, 凌洪飞, 叶瑛, 卢冰, 季海章, 徐兵, 刘红樱, 方长泉. 2002. 华北地台重要金矿成矿过程中的流体作用及其来源研究. *南京大学学报(自然科学版)*, 38(3): 381-391
- 李红超, 徐兆文, 陆现彩, 王旭东, 陈伟, 翟东兴. 2010. 河南新县大银尖钼矿床流体包裹体研究. *高校地质学报*, 16(2): 236-246
- 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
- 李诺, 陈衍景, 倪智勇, 胡海珠. 2009. 河南省嵩县鱼池岭斑岩钼矿床成矿流体特征及其地质意义. *岩石学报*, 25(10): 2509-2522
- 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
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1-487
- 彭练红, 王建新, 邓乾忠, 魏运许, 王志元. 2007. 大别山区花岗质片麻岩特征及其地质演化. 资源环境与工程, 21(3): 232-239
- 邱顺才. 2006a. 河南省母山钼矿地质特征及找矿方向. 矿产与地质, 20(4-5): 403-408
- 邱顺才. 2006b. 河南大银尖钼(铜)矿床地质特征. 矿业快报, (8): 62-64
- 王运, 陈衍景, 马宏卫, 徐友灵. 2009. 河南省商城县汤家坪钼矿床地质和流体包裹体研究. 岩石学报, 25(2): 468-480
- 杨艳, 张静, 鲁颖淮, 刘家军, 孙亚莉, 李晶, 杨泽强. 2008. 河南汤家坪钼矿床流体成矿作用研究. 中国地质, 35(6): 1240-1249
- 杨永飞, 李诺, 倪智勇. 2009. 陕西省华县金堆城斑岩型钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 25(11): 2983-2993
- 杨泽强. 2007a. 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. 2007b. 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
- 杨泽强, 万守全, 马宏卫, 唐中刚. 2008. 河南商城县汤家坪钼矿床地球化学特征与成矿模式. 地质学报, 82(6): 788-794
- 姚晓东. 2008. 河南新县大银尖钼、钨、铜矿床地质特征研究. 矿业快报, 473(9): 30-33
- 叶伯丹, 许俊文, 李志昌, 崔放, 简平. 1991. 桐柏-大别山地区苏家河群动物化石的发现及其意义. 中国地质, (3): 28-29
- 张红, 孙卫东, 杨晓勇, 梁华英, 王波华, 王瑞龙, 王玉贤. 2011. 大别造山带沙坪沟特大型斑岩钼矿床年代学及成矿机理研究. 地质学报, 85(12): 2039-2059
- 张寿庭, 赵鹏大. 2011. 斑岩型矿床——非传统矿产资源研究的重要对象. 地球科学, 36(2): 247-254
- 邹英华. 2006. 信阳天目沟钨多金属矿床地质特征及找矿方向. 矿业快报, 451(11): 63-66