

河南小秦岭金矿田大湖金-钼矿床流体包裹体特征及矿床成因*

倪智勇¹ 李诺² 管申进¹ 张辉^{1**} 薛良伟³

NI ZhiYong¹, LI Nuo², GUAN ShenJin¹, ZHANG Hui^{1**} and XUE Liang Wei³

1. 中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室, 贵阳 550002

2. 北京大学, 教育部造山带与地壳演化重点实验室, 北京 100871

3. 河南省国土资源科学研究所, 郑州 450053

1. Laboratory for Study of the Earth's Interior and Geofluids, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Key Laboratory of Orogen and Crust Evolution of Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

3. Academy of Land and Resources of Henan Province, Zhengzhou 450053, China

2008-05-22 收稿, 2008-08-06 改回。

Ni ZY, Li N, Guan SJ, Zhang H and Xue LW. 2008. Characteristics of fluid inclusions and ore genesis of the Dahu Au-Mo deposit in the Xiaozhiling gold field, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9):2058–2068

Abstract The Dahu Au-Mo deposit, Lingbao County, Henan Province, is a typical fault-controlled lode deposit occurred in the north part of Xiaozhiling gold field. The ore-forming process can be divided into three stages. The early stage is characterized by pyrite-quartz veins, in which minerals were structurally deformed and broken, indicating that they formed in a compression or compressive distortion setting. The middle stage is characterized by molybdenite-pyrite-quartz stockworks (mostly coaxial or conjugated) infilling the cracks of the early-stage minerals such as pyrite and quartz, suggesting that it occurred in a tensional shear setting. The late stage is characterized by extensional open-space filling quartz-carbonate veinlets with comb-like texture. In a word, the hydrothermal mineralization occurred when the ore-hosting faults evolved from compressive to extensional. The early-stage minerals only contain CO₂-H₂O inclusions, whereas the late-stage minerals only contain H₂O-NaCl inclusions. Both the H₂O-NaCl and CO₂-H₂O inclusions, together with pure CO₂ and daughter mineral-bearing inclusions can be observed in the middle-stage minerals, implying that strong fluid-boiling occurred in this stage. Homogenization temperatures of fluid inclusions range from 400 to 500°C for the early stage, from 290 to 470°C for the middle stage, and from 220 to 260°C for the late stage. The trapping pressure are estimated at least to be 138 ~ 331 MPa for the early stage and 78 ~ 237 MPa for the middle stage, respectively, corresponding to the ore-forming depth of 13.8 km ~ 11.0 km and 7.8 km ~ 8.0 km, respectively. Therefore, the ore-forming fluid-system of the Dahu Au-Mo deposit is characterized by mesothermal-to-hypothermal, mesozonal-to-hypozonal, low salinity and CO₂-rich, which is identical to those of mesozonal to hypozonal orogenic-type deposits. The origin and evolution of the ore-forming fluid and mineralizations of the Dahu Au-Mo deposit can be interpreted by the CMF model reasonably.

Key words Fluid inclusion; Orogenic Mo-deposit; CMF model; Dahu Au-Mo deposit; Xiaozhiling gold field

摘要 河南灵宝大湖金-钼矿床位于小秦岭金矿田, 属典型的断控脉状矿床。成矿过程经历 3 个阶段: 早阶段为黄铁矿—石英脉, 遭受变形、破碎, 应形成于挤压或压剪过程; 中阶段为细粒的辉钼矿—黄铁矿—石英网脉, 贯入到早阶段黄铁矿或石英矿物的裂隙(可呈共轭状), 应形成于剪切环境; 晚阶段石英—碳酸盐细脉具梳状构造, 充填于张性或张扭性裂隙。即, 流体成矿作用发生在赋矿断裂由挤压或压扭转向伸展或张扭性的过程中。早阶段只发育 CO₂-H₂O 型流体包裹体; 中阶段流体包裹体类型复杂, 有纯 CO₂ 型、CO₂-H₂O 型、H₂O-NaCl 型和含子晶包裹体, 指示流体沸腾作用强烈; 而晚阶段只发育水

* 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2006CB403500)、自然科学基金项目(40730421, 40425006)和中国科学院百人计划项目资助。

第一作者简介: 倪智勇, 男, 1982 年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: nzycom@sina.com

** 通讯作者: 张辉, E-mail: zhanghui65@hotmail.com

溶液包裹体。早、中、晚3个阶段的流体包裹体均一温度分别集中在400~500℃、290~470℃、220~260℃；估计的早、中阶段流体的最低捕获压力分别为138~331MPa和78~237MPa，对应于成矿深度分别为13.8km~11.0km和7.8km~8.0km。因此，成矿流体具中-高温、中-深成、低盐度、富CO₂的特征，与中-深成造山型矿床一致。大湖金-钼矿床的成矿流体形成和演化及其成矿作用可利用CMF模式进行合理解释。

关键词 流体包裹体；造山型钼矿床；CMF模式；大湖金-钼矿床；小秦岭金矿田

中图分类号 P618.51；P618.65

1 引言

大洋板块俯冲造山体制的成矿模式(Sillitoe, 1972)和大陆碰撞造山体制的成矿模式(陈衍景和富士谷, 1992)相继提出,催生了造山型金矿的概念(Bohlke, 1982; Groves *et al.*, 1998),兴起了世界造山型金矿研究热潮。已有的研究表明,造山型金矿主要为断裂控制的脉状矿床,形成于造山带区域变质峰期之后,成矿流体系统为低盐度、富CO₂的变质热液所主导(详见Goldfarb *et al.*, 2001; Kerrich *et al.*, 2005; Groves and Beirlein, 2007; Chen *et al.*, 2005a; 陈衍景, 2006, 及其引文)。陈衍景(2006)建立了成矿省、矿田和矿床尺度的造山型金矿成矿模式,归纳了造山型金矿区别于其他类型金矿的标志性特征。受造山型金矿研究的启发,通过研究造山型金矿省发育的断裂控制的脉状银矿、铅锌矿、铜矿的地质地球化学特征,并与造山型金矿对比,相继厘定了造山型银矿(Chen *et al.* 2004, 2005b; 陈衍景等, 2003; 张静等, 2004, 2005)、造山型铜矿(李文博等, 2007, 2008)、造山型铅锌矿(祁进平等, 2007)的存在和找矿潜力。同理,上述重要进展启发我们考虑和探索造山型钼矿存在的可能性,因为在很多成矿系统中铜、钼、金可以相互伴生,当金等成矿元素在造山过程中活化、迁移、富集成矿时,Mo也可以

发生一定程度的活化、迁移和富集成矿(陈衍景, 2006; 李诺等, 2008; 邓小华等, 2008)。

断裂控制的脉状钼矿床在钼矿资源类型中所占比例甚微(罗铭玖等, 1991),矿床实例鲜见报道,地质研究不受重视。近年,东秦岭新发现一批断裂控制的脉状钼矿床,如嵩县纸房石英脉型钼矿、卢氏县寨凹石英脉型—构造蚀变岩型钼矿、灵宝市大湖石英脉型钼矿床等(李诺等, 2008),为开展脉状钼矿床的地质研究提供了条件。其中,大湖金-钼矿床最先是进行金矿床进行勘查的,其黄金储量28t,平均品位8.7g/t,产于小秦岭金矿田北缘的近东西向韧性剪切带或断裂破碎带中,曾被共识为断裂控制的中温脉状金矿或造山型金矿(Mao *et al.*, 2002; 李晓波和刘继顺, 2003; 陈莉, 2006; 陈衍景, 2006; 李诺等, 2008)。随着大湖金矿采矿深度加大,部分含金石英脉向深部转变为辉钼矿—石英脉,在海拔500m以下的空间,还发现了多条独立的辉钼矿—石英脉,目前探获钼资源量已达中型规模(陈莉, 2006; 李诺等, 2008)。那么,这些钼矿体是否属于造山型,它们与造山型金矿体有何成因联系?显然,对这一问题研究,不但可以实现成矿理论研究的创新,而且可以推动断裂控制的脉状钼矿床的找矿勘查。为此,我们开展了对大湖金-钼矿床的地质地球化学研究,本文主要介绍有关流体包裹体研究,并依此探讨矿床成因类型和成矿机制。

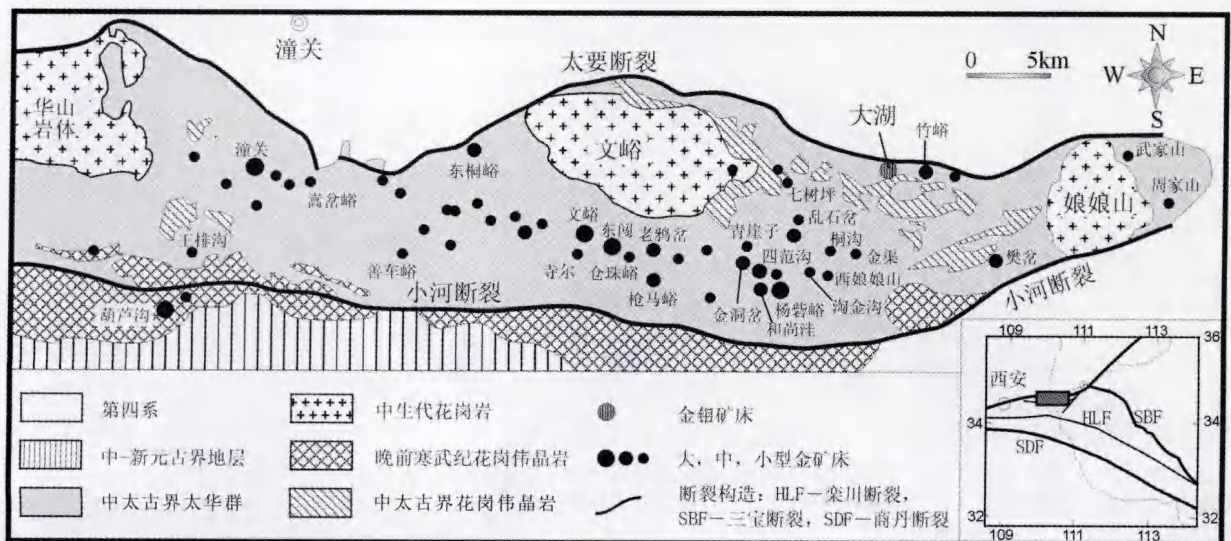


图1 小秦岭金矿田地质及矿床分布图(据陈衍景, 2006 修改)

Fig.1 Geological map showing the distribution of gold deposits in the Xiaolinling gold field (modified after Chen, 2006)

2 区域地质和矿床地质

小秦岭金矿田是国内外学者共识的造山型金矿田 (Kerrich *et al.*, 2000; Li *et al.*, 2002; Mao *et al.*, 2002; 祁进平等, 2002, 2006), 呈东西向带状展布, 北界为三宝断裂 (即太要断裂), 南界为小河断裂 (图 1)。矿田内出露地层为早前寒武纪 (太古宙—古元古代, 或 > 1850Ma) 结晶基底太华超群, 主要岩性为斜长角闪岩、角闪片麻岩、黑云斜长片麻岩、大理岩、石墨片麻岩以及混合片麻岩、条带状混合岩等, 原岩发育在 3.0 ~ 2.2Ga (Chen and Zhao, 1997)。矿田内多期岩浆活动强烈, 主要有前寒武纪混合花岗岩、花岗岩和伟晶岩 (胡受奚, 1988), 燕山期辉绿岩 (晁援, 1989) 和花岗岩 (图 1)。矿田内广泛发育断裂构造, 并以近东西向韧性剪切带为主 (栾世伟等, 1991), 在中生代经历了先挤压后伸展垮塌的过程 (张进江等, 2003)。

大湖金-钼矿床位于小秦岭金矿田的北缘, 形成于中生代 (李诺等, 2008)。矿区出露地层主要为早前寒武纪太华群间家峪组中上部的一套混合片麻岩、黑云斜长片麻岩、条带状混合岩、斜长角闪片麻岩、斜长角闪岩组合, 区域变质、混合岩化作用强烈。矿区岩浆活动频繁, 主要发育有太古宙混合花岗伟晶岩、燕山期辉绿岩、中生代花岗斑岩等基性—

酸性侵入岩。

区内褶皱构造不发育, 主要控矿构造为一组近东西向展布、向北缓倾的韧性剪切带及断层, 自北向南依次为 F1、F8、F7、F35、F5、F6, 总体近平行排列, 偶有交汇复合 (图 2), 具多期活动、由压性经压扭性向张扭性断裂转化的特点。其中 F5 是矿区主要的控矿构造, 控制着多数含金石英脉和金矿体的产出 (何春芬, 2003; 陈莉, 2006)。石英脉型钼矿体一般产于石英脉型金矿体的边部, 受同一构造带控制, 矿体厚度 10cm ~ 100cm, 局部膨大或狭缩, 整体延伸比较稳定。F35 韧性剪切带控制 S35 石英辉钼矿脉的产出, 该带长 900m 左右, 地表宽度 10m ~ 50m, 走向 NNE, 倾向 NNW。S35 为规模较大的辉钼矿—石英脉, 厚 10m ~ 20m, 金矿化弱, 钼品位 0.15% ~ 0.25%, 与 F5 为不同期次的产物 (陈莉, 2006)。

矿石中钼矿物主要为辉钼矿, 据其产状不同可分为两种: 一是呈自形一半自形粒状、团块状和放射状集合体分布于乳白色纯净的块状石英脉中, 二是呈粉末状、浸染状、薄膜状分布于破碎的石英脉裂隙中。其他金属矿物主要有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿, 次为闪锌矿、磁黄铁矿、斑铜矿、铜蓝等。脉石矿物主要有石英、钾长石、斜长石、方解石、绢云母、绿泥石等。

成矿过程具有多阶段特征, 依据矿物共生组合、穿插关系等划分为早、中、晚三个阶段。早阶段以形成黄铁矿—石英

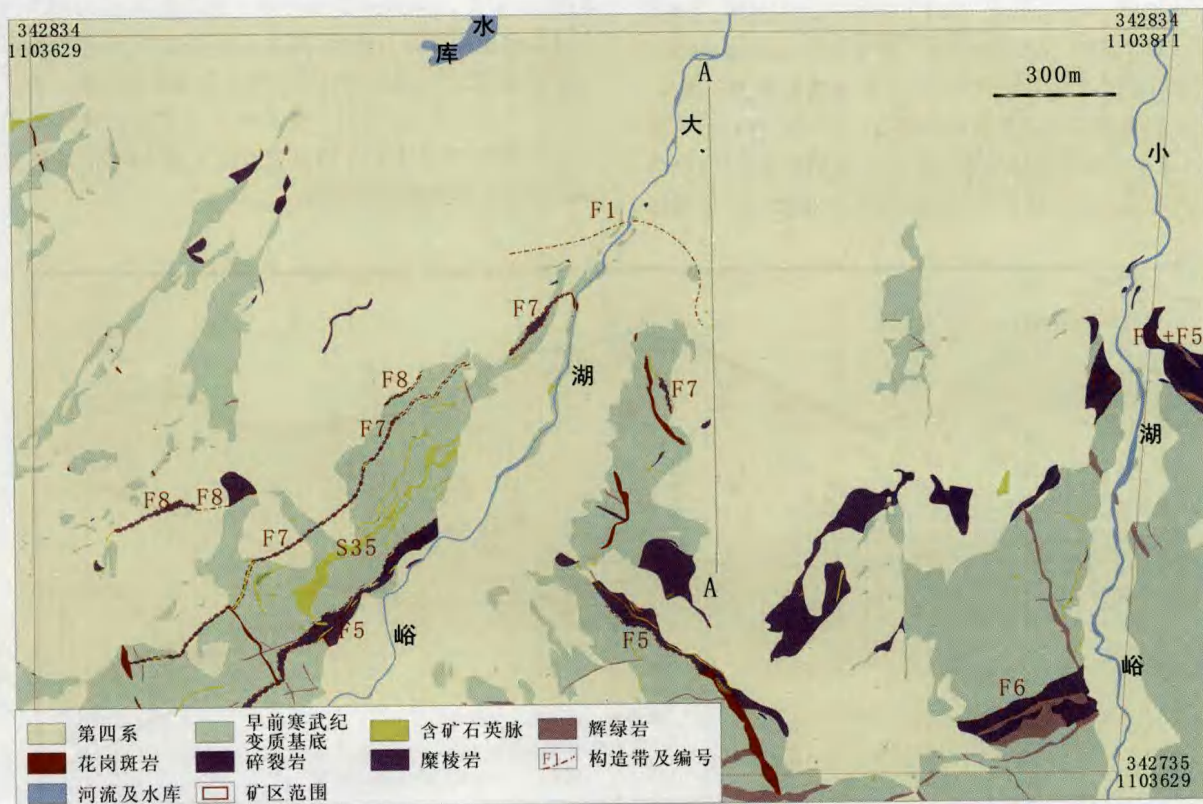


图 2 大湖金-钼矿床地质构造示意图 (据金源公司, 2007, 改绘)
Fig. 2 Simplified geological tectonic map of the Dahu Au-Mo deposit

脉为特征,石英呈乳白色,有时伴有钾长石化,黄铁矿呈自形结构;中阶段形成辉钼矿—黄铁矿—石英组合,呈网状状、浸染状分布石英脉中,显微镜下可见辉钼矿(少量黄铜矿)—石英脉沿早阶段黄铁矿微裂隙充填(图3a),辉钼矿交代早阶段黄铁矿等现象(图3b),辉钼矿主要为他形结构(图3c)。中阶段石英多为烟灰色,透明度较差,与辉钼矿等硫化物共生。晚阶段发育石英—碳酸盐细脉,多出现在钾长石的微裂隙中(图3d)或者早、中阶段黄铁矿中(图3e、图3f),并显示梳状构造及共轭形式产出的特点,说明裂隙具有张扭性质。

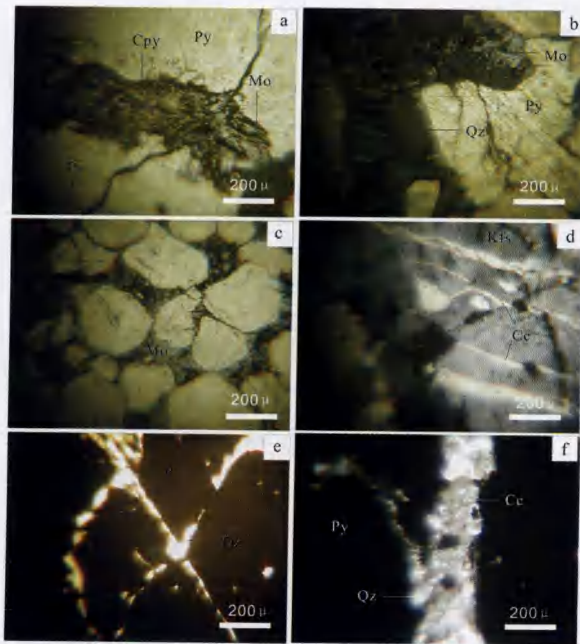


图3 显微镜下大湖金-钼矿床的矿石构造

a-辉钼矿(少量黄铜矿)—石英脉沿早阶段黄铁矿微裂隙充填(反射光); b-辉钼矿交代早期黄铁矿(反射光); c-辉钼矿充填于自形—半自形黄铁矿周围(反射光); d-钾长石裂隙中的方解石脉(透射光); e-沿早期黄铁矿裂隙呈共轭形式产出的石英脉(透射光); f-呈梳状构造的石英—方解石脉(透射光)。矿物缩写: Cpy-黄铜矿、Py-黄铁矿、Mo-辉钼矿、Qz-石英、Kfs-钾长石、Cc-方解石。

Fig. 3 Ore fabrics of the Dahu Au-Mo deposit under microscope

a-Molybdenite (chalcopyrite)-quartz veins filled in the micro-crack of early pyrite (reflection); b-Early-stage pyrite replaced by molybdenite (reflection); c-Molybdenite filled around automorphic-subhedral pyrites (reflection); d-Calcite veins filled in the cracks of K-feldspar (transmission); e-The conjugated quartz veins in the cracks of early pyrite (transmission); f-Quartz-calcite veins with comb-like texture (transmission). Mineral Abbr.: Cpy-chalcopyrite, Py-pyrite, Mo-molybdenite, Qz-quartz, Kfs-K-feldspar, Cc-calcite

3 流体包裹体研究

3.1 测试方法

流体包裹体显微测温分析主要在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室的流体包裹体室 Linkam THMSG600 型冷热台完成,该热台测温范围为 $-196 \sim +600^{\circ}\text{C}$,冷冻数据和加热数据精度分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。在 CO_2 笼合物熔化温度 ($T_{m, \text{clath}}$) 和 CO_2 气—液均一温度 (T_{h, co_2}) 的测定时,升温速率由开始时的 $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 逐渐降低为 $5^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 和 $2^{\circ}\text{C}/\text{min}$,临近相变点时降到 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$; 在完全均一温度 ($T_{h, \text{tot}}$) 的测定时,开始时的升温速率为 $20^{\circ}\text{C}/\text{min}$,临近相变时降到 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$,以准确记录其相转变温度。另有少量数据在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室流体包裹体实验室 Linkam THMSG600 型冷热台完成,并利用美国 FLUIDINC 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。该冷热台在 $-120 \sim -70^{\circ}\text{C}$ 温度区间的测定精度为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, $-70 \sim +100^{\circ}\text{C}$ 区间为 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$, $100 \sim 500^{\circ}\text{C}$ 区间为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 。流体包裹体测试过程中,升温速率为 $0.2 \sim 5^{\circ}\text{C}/\text{min}$, CO_2 包裹体在其相变点(如固态 CO_2 熔化温度、笼合物熔化温度)附近升或降温速率 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{min}$,水溶液包裹体在其冰点和均一温度附近的升温速率为 $0.2 \sim 0.5^{\circ}\text{C}/\text{min}$,以准确记录其相转变温度。

单个包裹体激光拉曼显微探针分析一部分在中国科学院地球化学研究所矿床国家重点实验室的激光拉曼光谱实验室进行。测试仪器为 Renishaw 公司生产的 InVia Reflex 型显微共焦激光拉曼光谱仪,光源为 Spectra-Physics 氙离子激光器,波长 514nm ,激光功率 20mW ,空间分辨率为 $1\mu\text{m} \sim 2\mu\text{m}$,积分时间一般为 30s ,局部测试积分时间适当延长, $100 \sim 4000\text{cm}^{-1}$ 全波段一次取谱;另一部分在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室流体包裹体实验室进行,所用仪器为英国 Renishaw 公司生产的 RM-2000 型激光拉曼光谱仪,使用 514nm 氙离子激光器,计数时间为 10s ,每 1cm^{-1} (波数)计数 1 次, $100 \sim 4000\text{cm}^{-1}$ 全波段一次取峰,激光束斑约为 $1\mu\text{m}$,光谱分辨率 2cm^{-1} 。

3.2 流体包裹体类型

本文主要对 2 件早阶段黄铁矿—石英脉 (DH-1, DH-08) 及 8 件中阶段辉钼矿—黄铁矿—石英脉样品 (DH-3, DH-04, DH-4, DH-06, DH-7, DH-061, DH-062, DH-063) 的流体包裹体进行了研究,其中,黄铁矿—石英脉中的石英表面干净,呈乳白色;而辉钼矿—黄铁矿—石英脉中的石英表面混浊,多呈灰白色。根据包裹体成分可分为如下四种类型:

纯 CO_2 包裹体 (P 型)。孤立或成群分布 (图 4e、6a),个体一般在 $5\mu\text{m} \sim 20\mu\text{m}$,多为圆形、椭圆形或负晶形,常成群分布在中阶段石英颗粒内,有时呈线状沿着石英的生长边

分布。室温下表现为单相,有时透明度好,与单相水溶液包裹体易混淆,冷冻过程中出现气相 CO_2 。

CO_2 - H_2O 包裹体 (C 型)。分布最为广泛,个体一般在 $5\mu\text{m} \sim 25\mu\text{m}$,以长条形、负晶形、圆形、椭圆形为主,呈孤立分布或沿石英的裂隙产出。室温下表现为 2~3 相 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} \pm \text{V}_{\text{CO}_2} \pm \text{L}_{\text{CO}_2}$),冷冻后回温过程中固相 CO_2 熔化温度 ($T_{\text{m,CO}_2}$) 为 $-60.1 \sim -56.6^\circ\text{C}$,等于或低于纯 CO_2 的三相点,表明其成分中除 CO_2 外可能还有其它挥发组分的存在,但含量低于激光拉曼探针检出限(见后)。据 CO_2 相 ($\text{V}_{\text{CO}_2} \pm \text{L}_{\text{CO}_2}$) 占包裹体总体积的比例,可进一步划分为富 CO_2 包裹体 (C1 型,图 4a) 和贫 CO_2 包裹体 (C2 型,图 4b)。室温下 C1 型包裹体中 $\text{V}_{\text{CO}_2} \pm \text{L}_{\text{CO}_2}$ 占包裹体总体积的 50%~95%,C2 型包裹体中 CO_2 相 ($\text{V}_{\text{CO}_2} \pm \text{L}_{\text{CO}_2}$) 占总体积的 10%~50%。

H_2O - NaCl 或水溶液包裹体 (W 型)。个体 $4\mu\text{m} \sim 25\mu\text{m}$,以呈长条形、椭圆形或不规则形为主,多为次生包裹体,沿裂隙呈线性定向排列(图 4f,6b),室温下表现气液两相 ($\text{V}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$)。个别 W 型包裹体孤立产出,且与 C 型包裹体 (CO_2 - H_2O 包裹体) 密切共生(图 6e,6f,6g)。

含子晶包裹体 (S 型)。包裹体大小一般在 $5\mu\text{m} \sim 15\mu\text{m}$,多为圆形、椭圆形,常与 C 型包裹体共生。子晶矿物主要为透明的立方体和暗色矿物,前者确定为石盐,后者在激光拉曼光谱照射时移位,未能获得其特征拉曼谱峰。除子晶外,流体相包括气相 CO_2 (V_{CO_2})、液相 CO_2 (L_{CO_2})、水溶液相 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$)。据子晶发育情况可进一步分为多子晶包裹体、石盐子晶包裹体(图 4c) 和不透明子晶包裹体(图 4d,4e)。

上述包裹体在不同阶段的石英中有明显不同的发育情况。早阶段石英只发育 C 型包裹体,包裹体个体较大,多呈近椭圆形、负晶形、不规则状。中阶段石英包裹体类型丰富,发育了上述所有类型包裹体,并且 P 型、C1 型、S 型包裹体常共生发育(图 4e),构成沸腾包裹体群。C 型包裹体的 CO_2 体积分数 Φ 变化大 ($0.1 \leq \Phi \leq 0.9$),显示了流体沸腾现象。少数 W 型包裹体孤立产出,与 C 型包裹体共生(图 6e),也组成了沸腾包裹体组合;多数 W 型包裹体多沿定向裂隙呈线性排列(图 4f,6b),或呈共轭状(图 4f),为次生包裹体,可能代表晚阶段的流体特征。晚阶段石英-碳酸盐细脉主要产在早、中阶段的矿物微裂隙中,由于粒度过于细小,无法进行流体包裹体相态观察和显微测温工作。

3.3 显微测温及压力估算

早阶段石英中绝大多数 C 型包裹体由于包裹体内压较高,在完全均一前发生爆裂,爆裂温度分布于 $256 \sim 365^\circ\text{C}$ 范围,仅测得两个完全均一温度数据分别为 402°C 和 503°C (表 1, 2)。该类型包裹体中 CO_2 均一至液相的部分均一温度 ($T_{\text{h,CO}_2}$) 变化于 $15.0 \sim 30.2^\circ\text{C}$, CO_2 笼合物的熔化温度 ($T_{\text{m,clath}}$) 变化于 $4.1 \sim 7.7^\circ\text{C}$ 范围。与之相似,中阶段石英中部分 C 型包裹体在完全均一前发生爆裂,测得的爆裂温度分

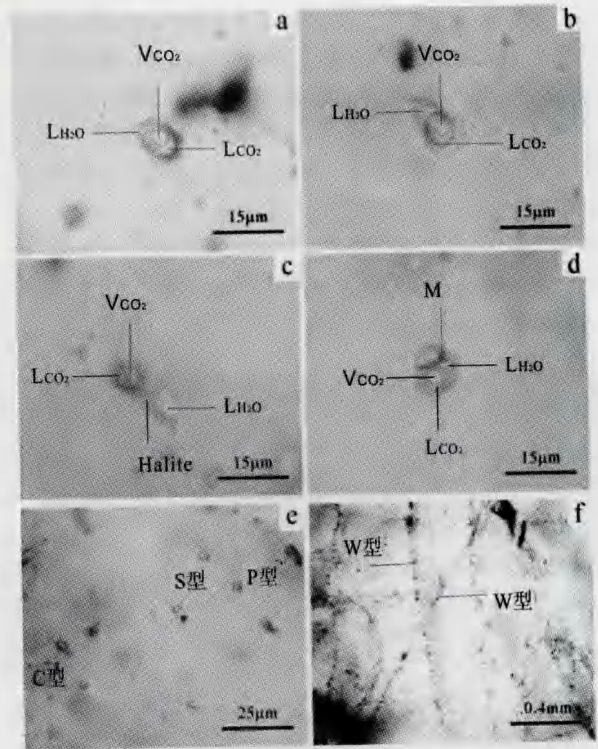


图 4 大湖金-钼矿床流体包裹体特征

a-C1 型三相包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$),气液比约 80%; b-C2 型三相包裹体 ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$),气液比约 45%; c-含立方体石盐子晶的 S 型包裹体; d-含不透明板条状和粒状子晶的 S 型包裹体; e-共存的 P 型、C1 型、S 型包裹体,显示沸腾包裹体群的特征; f-次生的 W 型包裹体,沿切穿石英颗粒的 X 型裂隙定向分布。缩写: V_{CO_2} -气相 CO_2 ; L_{CO_2} -液相 CO_2 ; $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ -液相 H_2O ; Ha-石盐; M-未知不透明子晶

Fig. 4 Characteristics of the typical fluid inclusions in the Dahu Au-Mo deposit

a-Three-phases ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$) in C1-type inclusion, with vapor/liquid ratio of ~80 percent; b-Three-phases ($\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{CO}_2} + \text{L}_{\text{CO}_2}$) in C2-type inclusion, showing vapor/liquid ratio of ~45 percent; c-S-type inclusion with halite daughter-mineral; d-Unknown opaque daughter minerals in S-type inclusion; e-Coexisting of P-type, C1-type and S-type inclusions, indicating fluid boiling; f-The secondary W-type inclusions, showing a directional distribution in the X-shape conjugate joints of hosting quartz. Abbreviations: V_{CO_2} -vapor CO_2 ; L_{CO_2} -liquid CO_2 ; $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ -liquid H_2O ; Ha-Halite daughter mineral; M-unknown opaque daughter mineral

布于 $215 \sim 464^\circ\text{C}$, 而可进行显微测温的包裹体完全均一温度变化于 $293 \sim 410^\circ\text{C}$ 范围(表 1, 2, 图 5)。上述包裹体中 CO_2 均一至液相的部分均一温度 ($T_{\text{h,CO}_2}$) 变化于 $7.1 \sim 32.5^\circ\text{C}$, CO_2 笼合物的熔化温度 ($T_{\text{m,clath}}$) 变化于 $1.7 \sim 9.9^\circ\text{C}$ 范围。两个分别含透明子晶(石盐)和暗色矿物的 S 型包

表1 大湖金钼矿床钼成矿阶段显微测温结果

Table 1 Microthermometric data on fluid inclusions of the quartz-molybdenum veins in the Dahu gold-molybdenum deposit

样品号	阶段	观察与测试的包裹体			$T_{m, \text{clath}}/^{\circ}\text{C}$	$T_{h, \text{CO}_2}/^{\circ}\text{C}$	$T_{m, \text{ice}}/^{\circ}\text{C}$	$T_D/^{\circ}\text{C}$	$T_{h, \text{TOT}}/^{\circ}\text{C}$	
		类型	个数	大小/ μm						相比/%
DH-1	早	C型	15	10~20	20~80	4.1~5.7	15.0~26.3	—	—	—
DH-08	早	C型	12	8~20	40~80	4.5~7.7	16.6~30.2	—	256~365	402, 503
DH-3	中	C型	13	8~15	10~90	6.2~9.7	21.1~31.0	—	417, 464	297~410
DH-04	中	C型	8	8~15	30~70	6.7~7.8	23.3~31.2	—	215~360	311, 338
DH-4	中	C型	11	8~15	40~80	4.1~5.5	20.1~27.6	—	228~350	293~338
DH-06	中	C型	11	8~20	40~80	4.1~9.9	21.3~26.4	—	250~313	363
DH-7	中	C型	9	8~15	40~70	6.0~8.6	7.1~30.9	—	250~282	350
DH-061	中	C型	12	6~18	20~90	2.6~5.6	21.7~30.4	—	—	392, 393
		W型*	9	7~18	15~30	—	—	-10.8~-10.4	—	248~251
DH-062	中	C型	9	5~12	15~95	1.7~6.0	12.3~30.0	—	—	346
		S型	3	14~25	25~35	—	—	—	—	225~251
DH-063	中	C型	10	6~12	25~95	2.8~6.4	18.1~30.9	—	—	329
		W型*	3	14~26	20~35	—	—	—	—	227~245

注: $T_{m, \text{clath}}$: CO_2 笼合物熔化温度, T_{h, CO_2} : CO_2 部分均一温度(全部均一至液相), $T_{m, \text{ice}}$: 冰点, T_D : 爆裂温度, $T_{h, \text{TOT}}$: 完全均一温度, W*表示该类包裹体为沿裂隙产生的次生包裹体

表2 大湖金-钼矿成矿流体包裹体测温结果及压力估算

Table 2 Microthermometric data and pressure estimation of fluid inclusions of the Dahu Au-Mo deposit

成矿阶段	包裹体类型	均一温度($^{\circ}\text{C}$)		爆裂温度($^{\circ}\text{C}$)	盐度(% NaCleqv)	估算压力(MPa)
		部分	完全			
早阶段	C型	15.0~30.2	402, 503	256~365	4.50~10.44	138~331
	P型	—	—	—	—	—
中阶段	C型	7.1~31.2	293~410	215~464	0.21~13.63	78~237
	S型	31.1~32.5	—	225~251	>26.3%	—
晚阶段	W型	—	227~251	—	14.36~14.77	—

裹体 CO_2 均一至液相均一温度为 $31.1 \sim 32.5^{\circ}\text{C}$, 高于 CO_2 的临界温度 (30.977°C), 可能是由于子矿物相的存在对其干扰所致。 CO_2 笼合物熔化温度 ($T_{m, \text{clath}}$) 分别为 3.8 和 5.3°C , 对应水溶液相的盐度为 10.77% 和 8.51% NaCleqv。由于内压过高, 该类包裹体在子矿物熔化前发生爆裂, 测得的爆裂温度分布于 $225 \sim 251^{\circ}\text{C}$ 范围。根据其中一个包裹体中石盐子矿物的存在, 推测该类型包裹体其水溶液相盐度至少为 26.3% (表 1, 2)。中阶段包裹体组合中见有孤立分布的原生 W 型包裹体存在, 但由于包裹体个体太小, 未能获得相应的温度数据。此外, 产于中阶段石英裂隙中的次生 W 型包裹体冰点温度变化于 $-10.8 \sim -10.4^{\circ}\text{C}$, 对应水溶液相的盐度为 14.77% ~ 14.36% NaCleqv, 完全均一温度变化于 $227 \sim 251^{\circ}\text{C}$ 之间 (表 1, 2)。

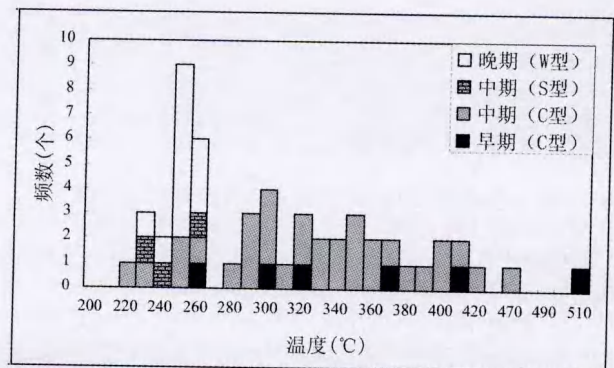


图5 流体包裹体均一温度(含爆裂温度)直方图

Fig. 5 Histograms showing the distribution of the homogenization temperature (including decrepitation temperature) of fluid inclusions

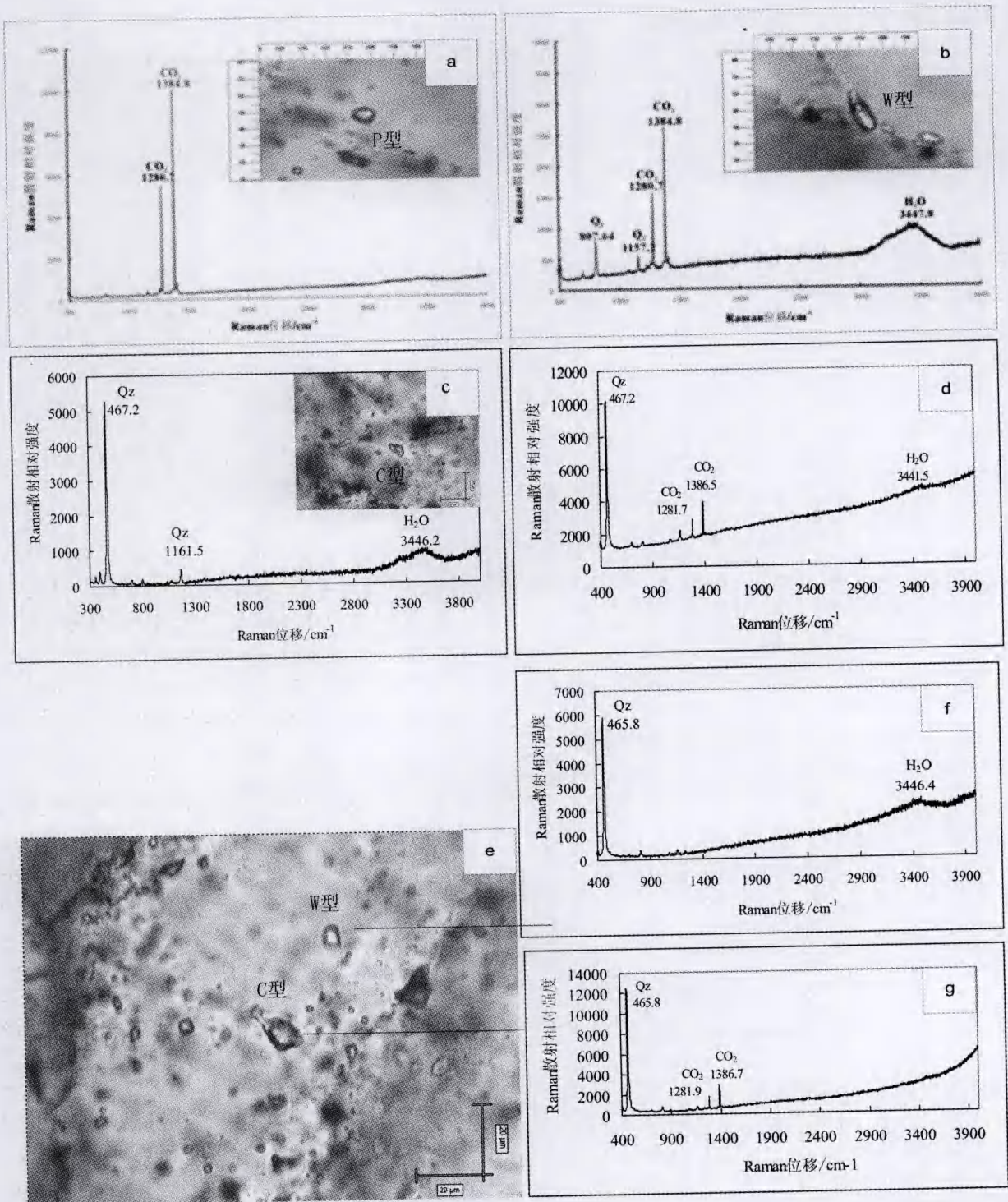


图6 流体包裹体气相成分的激光拉曼显微探针图谱

a-P型包裹体中 CO_2 的特征峰,无 H_2O 峰显示;b-W型包裹体气相中 H_2O 的特征峰和弱的 CO_2 峰;c-C型包裹体中的富水相的特征峰;d-C型包裹体中的富 CO_2 相的特征峰;e-紧密共生的W型、C型包裹体;f-W型包裹体中 H_2O 的特征峰;g-C型包裹体中 CO_2 特征峰

Fig. 6 Laser Raman spectra of the typical fluid inclusions

a-The unique peaks of CO_2 in P-type fluid inclusion; b-High H_2O -peak and low CO_2 -peak for the vapor water phase of W-type inclusion; c-Showing peak of liquid H_2O phase of the C-type inclusion; d-Peak of liquid CO_2 of the C-type inclusion; e-Co-existing C-type and W-type inclusions; f- H_2O -peak of the W-type inclusion; g- CO_2 -peak of the C-type inclusion

根据 Roedder (1984) 给出的计算含 CO_2 包裹体的盐度以及 Bodnar (1993) 的计算水溶液包裹体的盐度方程, 获得

大湖铅矿成矿早、晚阶段的流体盐度分别集中在 4.50% ~ 10.44% NaCl eqv、14.36% ~ 14.77% NaCl eqv, 而中阶段流体

可能因相分离而存在低盐度流体和高盐度流体两相,其盐度分别为0.21%~13.63% NaCl eqv 和 >26.3% NaCl eqv (表1, 2)。

基于 Bowers and Helgeson (1983) 修定的 Redlich and Kwong (1949) 的 MRK 方程,对 C 型流体包裹体的捕获压力的下限进行了估算,获得早、中阶段流体包裹体捕获压力分别为 138~331MPa、78~237MPa (表1)。

根据 Touret and Bottinga (1979) 给出的通过 CO₂ 的部分均一温度及均一方式与 CO₂ 的密度的关系式,计算出 C 型包裹体中 CO₂ 的密度,其中早阶段流体 CO₂ 密度为 0.6080~0.8907g/cm³,中阶段流体 CO₂ 密度为 0.3286~0.8847g/cm³。

2.4 激光拉曼光谱测试

单相包裹体(P型)的激光拉曼探针测试表明,其成分为纯 CO₂(图6a),没有 H₂O 峰 的显示。而 CO₂-H₂O 包裹体(C型)的拉曼谱图上除寄主矿物石英的特征峰外,还出现 CO₂ 的特征峰和宽泛的 H₂O 峰,其中在液相中未见 CO₂ 特征峰(图6c),但在气相中见微弱 H₂O 峰(图6d)。对于水溶液包裹体(W型),其成分以 H₂O 为主,含有 CO₂(图6b),但在冷冻过程中无明显的 CO₂ 相变特征,这可能是含量过低所致。由于含子晶包裹体(S型)的暗色子矿物过小,激光束斑的高能量导致子矿物发生移动,未能获得矿物的拉曼特征峰,其成分尚待进一步研究。中阶段形成辉钼矿—黄铁矿—石英脉中存在 CO₂-H₂O 包裹体、水溶液包裹体与含石盐子晶包裹体(S型)包裹体密切共生的现象(图3e; 6e-g),指示中阶段流体出现相分离的沸腾现象。

3 讨论

3.1 成矿流体特征及其演化

大湖钼矿流体包裹体从早阶段低盐度的 CO₂-H₂O 型(C型),经中阶段富 CO₂ 的 C1 型、贫 CO₂ 的 C2 型、纯 CO₂ 的 P 型组合,向晚阶段贫 CO₂ 的 W 型演化。由于包裹体内压较高,早阶段石英中大部分 C 型包裹体在均一之前爆裂,爆裂温度变化于 256~365℃;由于流体包裹体爆裂温度低于实际的均一温度,结合两个在均一时未爆裂的数据(402℃、503℃),推断早阶段成矿流体温度应在 400~500℃ 之间。中阶段亦有部分 C 型流体包裹体在均一之前发生爆裂,爆裂温度变化于 215~464℃ 范围,而可测得的完全均一温度变化于 293~410℃;由于完全均一温度的最小值为 293℃,最大的爆裂温度为 464℃,它们分别对应于中阶段成矿流体下限温度和上限温度中的最小值,因此,中阶段成矿流体温度大致应该在 290~470℃ 之间或上限温度略高于 470℃。晚阶段石英—碳酸盐细脉主要产于早、中阶段矿物的微裂隙中,尽管未能找到该阶段特征的流体包裹体,但根据其特征的梳状构造及以共轭脉产出特征(图3e、图3f),认为其形成于由挤

压向伸展转变期,因此,中阶段石英中的沿裂隙排列及呈共轭形式产出的次生水溶液包裹体(图4f)可代表晚阶段的成矿流体,即晚阶段成矿流体温度介于 230℃~250℃ 之间(图5)。

估算的早阶段、中阶段流体包裹体捕获压力分别为 138~331MPa 和 78~237MPa,这与通过矿床地质研究得出的构造环境由挤压向伸展转变的结论相一致。中阶段存在较低盐度、富 CO₂ 的 C1 型包裹体、纯 CO₂ 的 P 型包裹体以及含石盐子矿物包裹体,预示着蒸气相和卤水相共存,这可能是由于压力降低导致低密度蒸气相与高密度卤水相的分离。就估算的中阶段包裹体最低捕获压力而言,最高值 237MPa 约是最低值 78MPa 的 3 倍,设角闪岩相—麻粒岩相的太华超群岩石密度为 3g/cm³,最高值应反映超静岩压力(静岩压力+构造附加压力),最低值应为静水压力,这种超静岩压力与静水压力系统的并存与交替现象完全符合针对造山型成矿系统建立的断层阀模式(Sibson *et al.*, 1988; Cox *et al.*, 2001),并已在众多造山型成矿系统中被发现(范宏瑞等, 1998, 2000, 2003; 祁进平等, 2007; 武广等, 2007; 李晶等, 2007; 张静等, 2004; 张祖青等, 2007; 邓小华等, 2008)。据此,可以确定中阶段成矿流体作用的最大深度为 8.0km 左右。同理,对于早阶段流体包裹体捕获的压力 138~331MPa 分别对应于最大深度为 11.0km(静岩压力)和 13.8km(静水压力)。可见,从早阶段到中阶段,小秦岭矿田的地壳至少抬升了 3km 以上。无疑,成矿作用应发生在地壳快速隆升过程中,而地壳快速隆升作用显然属于造山作用的典型特征和标志。因此,毫无疑问,大湖钼矿床是“同造山”构造体制下发育的成矿系统。

3.2 矿床成因类型

基于 Au 与 Ag、Mo、Cu、Sb 等成矿元素的地球化学行为的相似性,陈衍景(2006)将造山型金矿的概念拓展到造山型矿床,认为造山型矿床是构造控制的脉状后生热液矿床,在时间、空间和成因上与板块会聚型造山作用密切相关,成矿流体主要来自矿区下部的变质脱水作用(含地幔脱水、脱气),成矿系统在浅部或晚阶段有较大大气降水热液混入。本文研究表明,大湖钼矿床属于典型的造山型矿床,具有理由如下:

(1) 根据大地构造相分析,在扬子与华北大陆之间的中生代陆陆碰撞造山过程中,包括小秦岭在内的夹持在三宝断裂与栾川断裂之间的华熊地块属于秦岭碰撞造山带的仰冲刚性基底(王清晨等, 1989; 王义天和李继亮, 1999),大湖钼矿床显然位于中生代碰撞造山带的范围内;

(2) 地质分析(陈衍景和富士谷, 1992)和大湖钼矿 Re-Os 同位素定年(218Ma)(李诺等, 2008)均表明成矿作用与中生代的碰撞造山过程同步;

(3) 矿床产于韧性剪切带内部,矿体产状与断裂构造一致,矿体延深大,垂向分带不明显,侧向蚀变分带现象显著,

属于十分典型的断控脉状矿床 (Groves *et al.*, 1998);

(4) 主要围岩蚀变为硅化、钾长石化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化、多金属硫化物化等,与造山型矿床的典型蚀变类型一致;

(5) 蚀变矿化过程包括 3 个阶段,即早阶段黄铁矿—石英脉、中阶段辉钼矿—黄铁矿—石英脉、晚阶段石英—碳酸盐脉,与典型造山型矿床 (陈衍景, 2006)一致;

(6) 流体包裹体均一温度变化于 220~500℃,成矿作用主要发生在 11.8km~8.0km,属于典型的中-高温、中-深成热液矿床,相当于造山型矿床连续地壳模式 (Groves *et al.*, 1998; 陈衍景, 2006)的中深成相 (mesozonal-hypozonal);

(7) 成矿流体具有低盐度、富 CO₂ 的特点,符合典型造山型矿床的特点 (陈衍景等, 2007)。虽然中阶段存在含子晶包裹体,应是初始流体为低盐度、富 CO₂ 流体发生沸腾所致,此现象在其它造山型矿床也有报道 (Hagemann and Luders, 2003; 祁进平等, 2007);

(8) 成矿过程中,地壳发生了开始隆升,即“造山”,即符合提出“造山型”概念的初衷 (Chen *et al.*, 2005a, 2006)。

3.3 成矿机制和过程

结合矿床地质和成矿流体特征以及区域构造演化历史,认为大湖金-钼矿床的流体—成矿作用过程可由 CMF 模式 (图 7)解释。

古秦岭洋在三叠纪彻底闭合,扬子板块与华北板块全面碰撞,小秦岭矿田南侧的中新元古界地层及下伏基底太华群沿小河断裂向北俯冲到小秦岭地体之下,进而发生变质脱水

而形成初始成矿流体 (陈衍景和富士谷, 1992; 祁进平等, 2006),成矿流体沿断裂带 (韧性剪切带)向上迁移而引起大湖钼矿床成矿系统的发育。早阶段,由于处于挤压环境,流体系统相对封闭而稳定,水岩作用相对缓慢,形成粗粒、矿物成分相对简单的含黄铁石英脉。中阶段,由于构造环境由挤压转为伸展,区域增温达高潮,俯冲板片的变质脱水更强,形成大量成矿流体,与此同时地壳易熔物质发生部分熔融而形成花岗岩浆 (如文峪岩体),变质流体和岩浆上侵为浅层流体循环提供了热能,而浅层构造也因减压扩容而为流体循环提供了通道,这无疑有利于浅层流体循环和混入成矿系统,同时,增温和减压也有利于成矿流体发生沸腾。因此,充足的流体、热以及强烈的流体沸腾等,势必导致中阶段发生最为强烈的成矿物质快速沉淀作用。造山作用晚期,区域热异常快速消失,地壳深部组分发生亏损,流体以浅源大气降水占主导,成矿作用迅速衰竭,形成石英—碳酸盐脉,对成矿作用贡献减弱。

总之,流体包裹体研究表明,大湖金钼矿床形成于由挤压转向伸展的构造背景,这与矿床地质的特征一致,也与前人对整个小秦岭地区造山过程和成矿作用演化的研究结果 (陈衍景和富士谷, 1992; 王义天和毛景文, 2002; 陈莉, 2006; 祁进平等, 2002, 2006)吻合。

4 结论

河南省灵宝市大湖钼矿床产于小秦岭金矿田北侧大湖金矿深部,矿体受韧性剪切带控制,属于典型的断控脉状钼

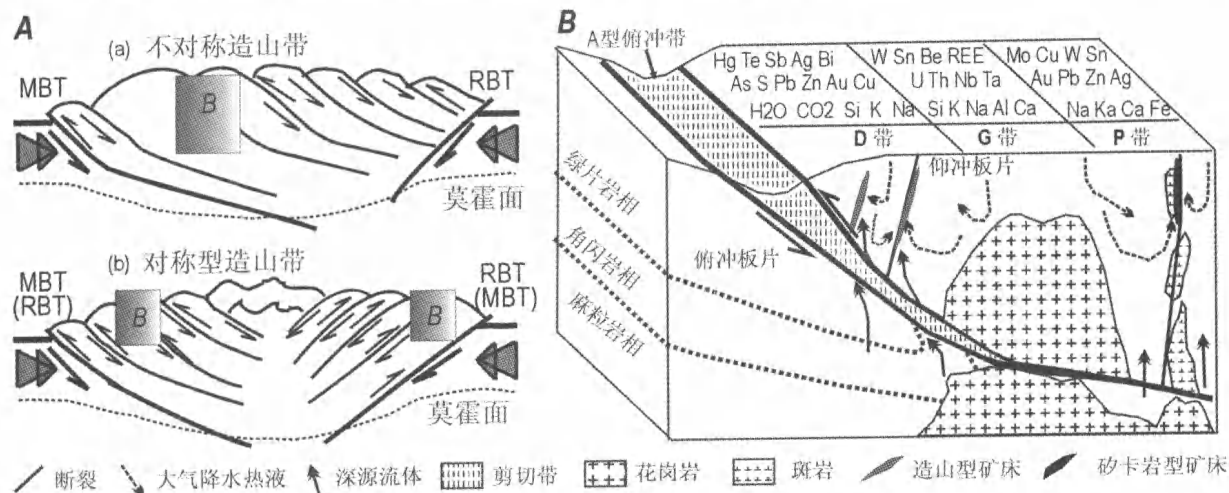


图 7 大湖金钼矿床成矿构造模式 (引自 Chen *et al.*, 2007)

(A) 碰撞造山带构造几何图, MBT 和 RBT 分别代表主边界逆冲断层和反向边界逆冲断层; (B) 碰撞造山成岩成矿与流体作用 (CMF) 模式图。D 代表脉状造山型热液矿床, G 代表花岗岩基及其有关热液矿床, P 代表斑岩及其有关矿床

Fig. 7 Tectonic model for the origin of the Dahu Au-Mo deposit (From Chen *et al.*, 2007)

(A)-Structural geometry of a collisional orogen; MBT and RBT denote the main and reverse boundary thrust faults; (B)-Tectonic model for collisional petrogenesis, fluid generation and metallogenesis. D-Orogenic-type hydrothermal deposits zone; G-Granite batholith and associated intrusion-related deposits zone; P-Porphyry and associated deposits zone

矿,具有造山型矿床的地质特征。辉钼矿—石英脉中流体包裹体以纯 CO₂ 包裹体和 CO₂-H₂O 为主,另有少量含 CO₂ 多相包裹体以及水溶液包裹体;流体具有中-高温(290 ~ 470℃)、低盐度(0.21% ~ 13.63 % NaCleqv)、富 CO₂ 的特征,与典型造山型矿床成矿流体特征一致,属造山型钼矿床。矿床位于秦岭中生代碰撞造山带边缘的小秦岭仰冲基底,形成于陆陆碰撞体制,其成因可由 CMF 模式解释。

致谢 野外工作得到河南省地质调查院及灵宝市金源公司的大力支持,在研究中得到叶霖、苏文超、赵太平等研究员的指导,在流体包裹体显微测温及激光拉曼测试过程中得到秦朝建博士的指导,陈衍景教授具体指导了研究工作并修改了论文,特此致谢!

References

- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and stable for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 683 - 684
- Bohlke JK. 1982. Orogenic metamorphic-hosted gold-quartz veins. U. S. Geological Survey Open-File Report, 795: 70 - 76
- Bowers TS and Helgeson HC. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 68: 1059 - 1075
- Chao Y. 1989. The metallogenetic epoch of the Xiaqingling gold deposits. *Geology of Shaanxi*, 7(1): 52 - 56 (in Chinese)
- Chen L. 2006. Characteristic of Ore-Forming Fluid and Ore Genesis of Dahu Gold Deposit, in Xiaqingling Gold Area. Master dissertation. Beijing: China University of Geoscience (Beijing), 1 - 88 (in Chinese with English abstract)
- 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: 139 - 169
- Chen YJ and Fu SG. 1992. Gold Mineralization in West Henan, China. Beijing: Seismological Press, 1 - 234 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ and Zhao YC. 1997. Geochemical characteristics and evolution of REE in the Early Precambrian sediments: Evidences from the southern margin of the North China craton. *Episodes*, 20(2): 109 - 116
- Chen YJ, Pirajno F and Qi JP. 2005a. Origin of gold metallogeny and sources of ore-forming fluids, in the Jiaodong Province, eastern China. *International Geology Review*, 47: 530 - 549
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39: 560 - 575
- Chen YJ, Pirajno F and Sui YH. 2005b. Geology and D-O-C isotope systematics of the Tieluping silver deposit, Henan, China: Implications for ore genesis. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 106 - 119
- Chen YJ, Pirajno F, Qi JP, Li J and Wang HH. 2006. Ore geology, fluid geochemistry and genesis of the Shanggong gold deposit, eastern Qinling Orogen, China. *Resource Geology*, 56(2): 99 - 116
- Chen YJ, Sui YH and Pirajno F. 2003. Exclusive evidences for CMF model and a case of orogenic silver deposits: Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, east Qinling orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 19: 551 - 568 (in Chinese with English abstract)
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33(6): 1181 - 1196 (in Chinese with English abstract)
- Cox SF, Knackstedt MA and Braun J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid hydrothermal system. *SEG Reviews*, 14: 1 - 24
- Deng XH, Li WB, Li N, Mei M and Zhang Y. 2008. Study of fluid inclusions of the Zhifang Mo deposit, Songxian County, Henan Province: The world's first orogenic-type Mo deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 24(9): 2133 - 2148 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhai MG and Jin CW. 2003. A three-stage fluid flow model for Xiaqingling lode gold metallogenesis in the He'nan and Shaanxi provinces, central China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 260 - 266 (in Chinese with English abstract)
- Fan HR, Xie YH, Zhao R and Wang YL. 2000. Fluid inclusion evidence of the multiple genesis of gold-bearing quartz veins in Xiaqingling. *Chinese Science Bulletin*, 45(5): 537 - 542 (in Chinese)
- Fan HR, Xie YH and Wang YL. 1998. Fluid-rock interaction during mineralization of the Shanggong structure-controlled alteration-type gold deposit in western Henan Province, Central China. *Acta Petrolog. Sin.*, 14: 529 - 541 (in Chinese with English abstract)
- Goldfarb RJ, Groves DI and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1 - 75
- Groves DI and Beirlein FP. 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. London, *Journal of the Geological Society*, 164: 19 - 30
- Groves DI, Goldfarb RJ, Gebre-Mariam M, Hagemann SG and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Review*, 13: 7 - 27
- Hagemann SG and Luders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: Conventional and infrared microthermometric constraints. *Mineralium Deposita*, 38: 936-952
- He CF. 2003. The effect of fracture ore-controlling of the north mineralized belt F5 in Minor Qinling Mountain gold field. *Gold*, 24(9): 3 - 7 (in Chinese with English abstract)
- Hu SX. 1988. Geology and Metallogeny of the Collision Belt Between the South China and North China Plates. Nanjing: Nanjing University Press, 558 (in Chinese)
- Kerrick R, Goldfarb RJ and Richards JP. 2005. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 1097 - 1136
- Kerrick R, Goldfarb R, Groves D, Garwin S and Jia YF. 2000. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces. *Science in China (Series D)*, 43(Supp.): 1 - 68
- Li J, Chen YJ, Li QZ, Lai Y, Yang RS and Mao SD. 2007. Fluid inclusion geochemistry and genetic type of the Yangshan gold deposit, Gansu, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2144 - 2154 (in Chinese with English abstract)
- Li N, Sun YL, Li J, Xue LW and Li WB. 2008. The molybdenite Re-Os isotope age of the Dahu Au-Mo deposit, Xiaqingling and the Indosinian mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 810 - 816 (in Chinese with English abstract)
- Li QZ, Chen YJ, Zhong ZQ, Li WL, Li SR, Guo XD and Jin BY. 2002. Ar-Ar dating on metallogenesis of the Dongchunag gold deposit, Xiaqingling area, China. *Acta Geol. Sin.*, 76(4), 483 - 493
- Li WB, Chen YJ, Lai Y and Ji JQ. 2008. Metallogenic time and tectonic setting of the Bainaimiao Cu-Au deposit, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 890 - 898 (in Chinese with English abstract)
- Li WB, Lai Y, Sun XW and Wang BG. 2007. Fluid inclusion study of the Bainaimiao Cu-Au deposit in Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2165 - 2176 (in Chinese with English abstract)
- Li XB and Liu JS. 2003. Zonation pattern of mineralization in Dahu Au deposit, Xiaqingling area and its indicative importance for Au ore prospecting. *Contribution to Geology and Mineral Resource Research*, 18(4): 243 - 248 (in Chinese with English abstract)
- Luan SW, Chen SD, Cao DC and Fang YK. 1991. Characteristics of the Deepseated Gold Mineralization and Its Evaluation Criteria in

- Xiaoqingling Area. Chengdu: Press of Chengdu University of Science and Technology, 180 (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 Publishing House of Science and Technology, 452 (in Chinese)
- Mao JW, Goldfarb RJ, Zhang ZW, Xu WY, Qiu YM and Deng J. 2002. Gold deposits in the Xiaoqingling-Xiong'er-shan region, Central China. *Mineralium Deposita*, 37 (3): 306–325
- Qi JP, Chen YJ and Li QZ. 2002. Synthesis of hydrothermal metallogenesis in the Xiaoqingling orogenic gold field. *Mineral Deposit*, 21 (Supp.): 1009–1012 (in Chinese)
- Qi JP, Chen YJ, Ni P, Lai Y, Ding JY, Song YW and Tang GJ. 2007. Fluid inclusion constraints on the origin of the Lengshuibeiou Pb-Zn-Ag deposit, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (9): 2119–2130 (in Chinese with English abstract)
- Qi JP, Lai Y, Ren KX and Tang GJ. 2006. Sr-isotope constraint on the origin of the Xiaoqingling gold field. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (10): 2543–2550 (in Chinese with English abstract)
- Redlich O and Kwong JNS. 1949. On the thermodynamics of solutions. V. An equation of state. Fugacities of gaseous solutions. *Chem. Rev.*, 44: 233–244
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy. Mineral Soc. Amer.*, 12: 1–644
- Sibson RH, Robert F and Poulsen H. 1988. High angle reverse faults, fluid pressure cycling and mesothermal gold quartz deposits. *Geology*, 16: 551–555
- Sillitoe RH. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67: 184–197
- Touret JLR and Bottinga Y. 1979. Equation of state for carbon dioxide: Application to carbonic inclusions. *Bull. Mineral.*, 102: 577–583
- Wang QC, Sun S, Li JL, Zhou D, Xu JH and Zhang GW. 1989. The tectonic evolution of the Qinling Mountain Belt. *Chinese Journal of Geology*, 2: 129–142 (in Chinese with English abstract)
- Wang YT and Li JL. 1999. Fault-related tectonics of the strike-slip faulting. *Geological Science and Technology Information*, 18(3): 31–34 (in Chinese with English abstract)
- Wang YT and Mao JW. 2002. Mineralization in the post-collisional orogenic extensional regime: A case study of the Xiaoqingling gold deposit clustering area. *Geological Bulletin of China*, 21(8–9): 562–566 (in Chinese with English abstract)
- Wu G, Sun FY, Zhao CS, Ding QF and Wang L. 2007. Fluid inclusion study on gold deposits in northwestern Erguna metallogenic belt, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2227–2240 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Chen YJ, Li GP, Li ZL, and Wang ZG. 2004. Characteristics of ore geology and fluid inclusion of the Yindonggou silver deposit, Neixiang County, Henan Province: Implication for metallogenic type. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 24(3): 55–64 (in Chinese with English abstract)
- Zhang J, Yan GP, Ye L, Li GP, Li ZL, and Wang ZG. 2005. The C-H-O isotope systematics of the Yindonggou Ag-dominated poly-metals deposit in the Neixiang County, Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 21(5): 1359–1364 (in Chinese with English abstract)
- Zhang JJ, Zheng YD and Liu SW. 2003. Mesozoic tectonic evolution and ore-deposits formation in the gold mine field of Xiaoqinglin. *Chinese Journal of Geology*, 38(1): 74–84 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZQ, Lai Y, and Chen YJ. 2007. Fluid inclusion study of the Linglong gold deposit, Shandong Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2207–2216 (in Chinese with English abstract)
- 陈衍景, 隋颖慧, Pirajno F. 2003. CMF模式的排他性依据和造山型银矿实例: 东秦岭铁炉坪银矿同位素地球化学. *岩石学报*, 19: 551–568
- 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
- 邓小华, 李文博, 李诺, 糜梅, 张颖. 2008. 世界首例造山型钼矿——河南嵩县纸房钼矿床流体包裹体. *岩石学报*, 24(9): 2133–2148
- 范宏瑞, 谢亦汉, 王英兰. 1998. 豫西上宫构造蚀变岩型金矿成矿过程中的流体—岩石反应. *岩石学报*, 14: 529–541
- 范宏瑞, 谢亦汉, 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: 260–266
- 范宏瑞, 谢亦汉, 赵瑞, 王英兰. 2000. 小秦岭含金石英脉复式成因的流体包裹体证据. *科学通报*, 45: 537–542
- 何春芬. 2003. 小秦岭金矿田北矿带F5断裂控矿作用. *黄金*, 24(3): 3–7
- 胡受奚. 1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 588
- 李晶, 陈衍景, 李强之, 赖勇, 杨荣生, 毛世东. 2007. 甘肃阳山金矿流体包裹体地球化学和矿床成因类型. *岩石学报*, 23(9): 2144–2154
- 李诺, 孙亚丽, 李晶, 薛良伟, 李文博. 2008. 小秦岭大湖金钼矿床辉钼矿铼同位素年龄及印支期成矿事件. *岩石学报*. 24(4): 810–816
- 李文博, 陈衍景, 赖勇, 季建清. 2008. 内蒙古白乃庙铜金矿床的成矿时间和成矿构造背景. *岩石学报*. 24(4): 890–898
- 李文博, 赖勇, 孙希文, 王宝国. 2007. 内蒙古白乃庙铜金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2165–2176
- 李晓波, 刘继顺. 2003. 小秦岭大湖金矿床的矿化分带规律及其指示意义. *地质找矿论丛*, 18(4): 243–248
- 栾世伟, 陈尚迪, 曹殿春, 方耀奎. 1991. 小秦岭地区深部金矿化特征及评价. 成都: 成都科技大学出版社, 180
- 罗铭铭, 张辅民, 董群英, 许永仁, 黎世美, 李昆华. 1991. 中国钼矿床. 郑州: 河南科学技术出版社, 452
- 祁进平, 陈衍景, 李强之. 2002. 小秦岭造山型金矿的流体成矿作用分析. *矿床地质*, 21(增刊): 1009–1012
- 祁进平, 陈衍景, 倪培, 赖勇, 丁俊英, 宋要武, 唐国军. 2007. 河南冷水北沟铅锌银矿床流体包裹体研究及矿床成因. *岩石学报*, 23(9): 2119–2130
- 祁进平, 赖勇, 任康绪, 唐国军. 2006. 小秦岭金矿田成因的锶同位素约束. *岩石学报*, 22(10): 2543–2550
- 王清晨, 孙枢, 李继亮, 周达, 许靖华, 张国伟. 1989. 秦岭的大地构造演化. *地质科学*, 2: 129–142
- 王义天, 李继亮. 1999. 走滑断层作用的相关构造. *地质科技情报*, 18(3): 31–34
- 王义天, 毛景文. 2002. 碰撞造山作用期后伸展体制下的成矿作用——以小秦岭金矿集中区为例. *地质通报*, 21(8–9): 562–566
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 丁清峰, 王力. 2007. 额尔古纳成矿带西北部金矿床流体包裹体研究. *岩石学报*, 23(9): 2227–2240
- 张进江, 郑亚东, 刘树文. 2003. 小秦岭金矿田中生代构造演化与矿床形成. *地质科学*, 38(1): 74–84
- 张静, 陈衍景, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2004. 河南内乡县银洞沟银矿地质和流体包裹体特征及成因类型. *矿物岩石*, 24(3): 55–64
- 张静, 燕光谱, 叶霖, 李国平, 李忠烈, 王志光. 2005. 河南内乡县银洞沟银多金属矿床碳-氢-氧同位素地球化学. *岩石学报*, 21(5): 1359–1364
- 张祖青, 赖勇, 陈衍景. 2007. 山东玲珑金矿床流体包裹体地球化学特征. *岩石学报*, 23(9): 2207–2216

附中文参考文献

- 晁援. 1989. 关于小秦岭金矿时代探讨. *陕西地质*, 7(1): 52–56
- 陈莉. 2006. 小秦岭大湖金矿床成矿流体特征及矿床成因探讨. 中国地质大学(北京)硕士学位论文, 1–88
- 陈衍景, 富士谷. 1992. 豫西金矿成矿规律. 北京: 地震出版社, 1–234