

# 内蒙古阿巴嘎旗必鲁甘干钼铜矿床成矿流体演化与成矿机制\*

李世杰<sup>1,2</sup> 栾学文<sup>3</sup> 王露<sup>3</sup>

LI ShiJie<sup>1,2</sup>, LUAN XueWen<sup>3</sup> and WANG Lu<sup>3</sup>

1. 中国地质大学,北京 100083

2. 内蒙古自治区第七地质矿产勘查开发院,呼和浩特 010020

3. 北京华夏建龙矿业科技有限公司,北京 100070

1. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*

2. *Inner Mongolia Seventh Institute of Geology and Mineral Exploration & Exploitation, Huhhot 010020, China*

3. *Beijing Huaxia Jianlong Mining Science & Technology Co. Ltd., Beijing 100070, China*

2016-02-11 收稿, 2016-06-10 改回.

**Li SJ, Luan XW and Wang L. 2016. Evolution of ore fluids and metallogenic mechanism in Bilugangan molybdenum-copper deposit, Abaga, Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 32(8):2509–2521**

**Abstract** The Bilugangan molybdenum-copper deposit is situated in the Abaga Banner, Inner Mongolia and located in the eastern of Erlian-Dongwuqi metallogenic belt. Since its discovery in 2007, the large Mo deposit has proven molybdenum reserves of more than 160000 tons. The NNE-trend and gentle SE-dip ore-bearing zones occurred around the contact zone between Indosinian granite porphyry and Upper Permian Linxi Formation. The hydrothermal ore-forming process can be divided into the early, main and late stages. The early stage is characterized by wall-rock silicification and K-feldsparization, and disseminated- and stars dotted-style mineralization. The main stage shows silicification, sericitization and white quartz veins with strong mineralization. The late stage is characterized by weak mineralization in silicification, carbonation, propylitization, clayization and quartz-calciteveinlets. There are four types of fluid inclusions recognized in hydrothermal quartzs, which are liquid-rich aqueous fluid inclusions (L Type), vapor-rich aqueous fluid inclusions (V Type), and CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions (C1 Type and C2 Type). The early stage quartz contains a large number of L Type and a small amount of V Type fluid inclusions. All the four types of fluid inclusions, including the relatively fewer V Type and C2 Type inclusions, occur in the main stage quartz. Almost only L type inclusions are present in the late stage, except for few C1 Type inclusions in individual samples. Fluid inclusions in three stages are homogenized at temperatures of 210 ~ 354°C, 182 ~ 351°C and 128 ~ 312°C, with salinities ranging of 3.6% ~ 9.2% NaCleqv, 2.6% ~ 9.2% NaCleqv and 2.8% ~ 9.6% NaCleqv, respectively. The estimated ore-forming temperature and pressure of main stage are about 232 ~ 269°C and 0.54 ~ 1.55kbar, and depth of three stages are >8.1 ~ 5.8km, 5.7 ~ 5.5km and 3.9 ~ 2.6km, respectively. The ore-forming fluids evolved from the early stage medium temperature, medium salinity, CO<sub>2</sub>-rich NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> type solutions to the late stage medium to low temperature, low salinity, CO<sub>2</sub>-poor H<sub>2</sub>O-NaCl type solutions. During the evolution of ore-forming fluid, fluid immiscibility triggered by periodic pressure pulsation is the main mechanism of concentration and deposition of ore elements, whereas simple cooling could also lead to mineralization. Based on wall-rock alteration (H<sub>2</sub>O-poor wall-rock alteration), fluid composition (NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> system) and ore-forming depth (about 5.7 ~ 5.5km for the main stage), the Bilugangan Mo-Cu deposit is speculated to be a porphyry deposit formed in intraplate settings.

**Key words** Fluid inclusion; Evolution of ore fluids; Mineralization mechanism; Bilugangan Mo-Cu deposit

**摘要** 必鲁甘干钼铜矿床位于内蒙古阿巴嘎旗境内,二连-东乌旗成矿带东段,自2007年发现以来,已探明钼金属量已超过16万吨,达到大型规模。矿床赋存于印支期花岗斑岩和二叠系上统林西组接触带附近,含矿带呈NNE向展布,向SE缓倾。必鲁甘干钼铜矿床成矿阶段可划分为早、主、晚三个阶段,早阶段以硅化和钾长石化蚀变及浸染状和星点状矿化为特征,矿化

\* 本文受高等学校学科创新引智计划(B07011)资助。

第一作者简介:李世杰,男,1982年生,博士生,矿床学及矿产普查与勘探专业,E-mail: 82151860@qq.com

较强;主阶段以硅化和绢云母化蚀变和发育乳白色含石英脉为特征,矿化很强;晚阶段以硅化、碳酸盐化、青磐岩化和粘土化蚀变以及发育石英方解石细脉为特征,矿化较弱。石英中流体包裹体类型主要有富液相水溶液包裹体(L型)、富气相水溶液包裹体(V型)和富CO<sub>2</sub>包裹体(C1和C2型)。早阶段发育大量L型和少量C1型包裹体,主阶段发育大量L型和C1型以及少量V型和C2型包裹体,晚阶段主要发育L型包裹体,个别样品发育少量C1型包裹体。早、主、晚阶段均一温度分别为210~354℃、182~351℃、128~312℃,盐度分别为3.6%~9.2% NaCleqv、2.6%~9.2% NaCleqv、2.8%~9.6% NaCleqv。主阶段成矿温度、压力为232~269℃、0.54~1.55kbar;三个阶段成矿深度分别约为>8.1~5.8km、5.7~5.5km、3.9~2.6km。从早阶段到晚阶段,成矿流体由中温、中等盐度、富CO<sub>2</sub>的NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>体系向中低温、低盐度、贫CO<sub>2</sub>的H<sub>2</sub>O-NaCl体系演化。成矿流体在演化过程中由于周期性压力脉动而导致发生流体不混溶,其可能是成矿元素发生聚集、沉淀形成矿床的重要机制。由必鲁甘干钼铜矿床围岩蚀变(“贫水蚀变”)、成矿流体成分(NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>体系)和成矿深度(主阶段成矿深度约5.7~5.5km)推测其属陆内环境斑岩矿床。

**关键词** 流体包裹体;成矿流体演化;成矿机制;必鲁甘干钼铜矿床

**中图法分类号** P618.41; P618.65

## 1 引言

中蒙边境东段的南戈壁-东乌旗是一以斑岩型钼铜为主的多金属矿床成矿带(余学中等, 2011),在其西段(蒙古境内的南戈壁地区)已发现了察干苏布尔加和欧玉陶勒盖大型斑岩型钼铜矿床(图1),而其东段(我国境内的二连-东乌旗成矿带)基础地质研究和矿产勘查程度较为薄弱。随着深部成矿理论及勘查技术发展(杨立强等, 2006, 2014; Yang and Badal, 2013; Yang *et al.*, 2014, 2016a),该地区找矿勘查工作不断取得进展,近年来已成为钼铜多金属矿床找矿勘察的重点选区(李俊建等, 2006)。必鲁甘干钼铜矿床是2007年发现的位于内蒙古阿巴嘎旗境内南戈壁-东乌旗成矿带东段的一斑岩型矿床,目前探明钼金属量已超过16万吨、伴生铜资源量为1.6万吨,已达到大型斑岩型钼铜矿床规模。然而,该矿床地质研究程度较低,仅限于矿床地质(王啟宴和李山, 2013)和土壤地球化学(唐文龙等, 2012)等方面,对其成矿流体演化和成矿机制缺乏研究。热液矿床的形成与流体活动密切相关(Yang *et al.*, 2016b; 郭林楠等, 2014),随着成矿理论与分析技术的发展,流体包裹体研究对厘定成矿流体性质、成矿机制以及成矿背景具有重要贡献(Yang *et al.*, 2015a, 2016c, d; 陈衍景等, 2007)。

因此,本文以野外调研为基础,通过石英流体包裹体研究,探讨必鲁甘干钼铜矿床成矿流体演化,剖析其成矿机制,旨在增强对该矿床形成机理的认识、提高该成矿带内成矿理论研究水平。

## 2 成矿地质背景

二连-东乌旗成矿带位于西伯利亚板块和华北板块之间的蒙古-兴安岭弧形构造带东段,横跨西伯利亚板块东南大陆边缘和华北板块北侧大陆边缘,呈NEE-NE向展布(图1)。区内出露的地层主要为早古生代海相、浅海相火山岩及碎屑岩、碳酸盐岩、板岩等组合和陆相粉砂岩、板岩组合,晚

古生代海相、滨海相碎屑岩、碳酸盐岩、板岩、灰岩等组合和陆相砂板岩等组合;缺失寒武系、志留系中下统和石炭系下统地层(王守光等, 2004)。该成矿带中西部广泛发育石炭-二叠纪花岗岩、花岗闪长岩等侵入岩和细碧岩、石英角斑岩等中酸性火山岩(王守光等, 2004),东部主要发育三叠-侏罗纪花岗岩、二长花岗岩和花岗斑岩等(田麒, 2004)。区域内褶皱和断裂发育,以华力西晚期和印支期为主。晚古生代以褶皱构造活动为主,NEE向延伸的二连-东乌旗复式褶皱横贯全区。中生代初期断裂构造活动频繁,可分为NEE、NE和NW向三组,其中NEE向的二连-贺根山深大断裂为西伯利亚板块和华北板块之间碰撞缝合带,是区内重要的控矿、导矿构造(田麒, 2004)。

矿区内出露地层主要为上古生界上二叠统林西组,其次为下二叠统大石寨组和第四系(孙忠全和黄先春, 2014; 魏绪峰等, 2015; 图2a)。林西组分布于大部分矿区,呈NE向带状展布,出露面积约11km<sup>2</sup>。大部分被第四系覆盖,北西部与更新世玄武岩不整合接触,东南部与花岗斑岩呈侵入接触。岩性主要为砂质板岩、二云母角岩、硅质角岩,其中硅质角岩为主要赋矿围岩。大石寨组分布于矿区东南部,伏于林西组之下,岩性以硅化灰岩、角砾凝灰岩和砂砾岩为主(王啟宴和李山, 2013)。第四系主要为全新统,区内分布广泛,为风积、冲洪积、湖积松散砂砾等。

矿区内岩浆岩主要为印支期花岗斑岩(图2a),走向NE-NEE,呈不规则的小岩株或岩枝状产出,侵位于上二叠统林西组,并使其形成热接触变质角岩。花岗斑岩体在地表呈不规则零星出露,断续沿长6.5km,平均宽1.1km,出露面积约1.3km<sup>2</sup>。矿区外围可见印支期花岗岩和更新世玄武岩分别呈小岩株或岩脉和岩被产出(王守光等, 2004; 唐文龙等, 2012)。

矿区内断裂分为NE向(F2、F3、F6)和近EW向(F4、F5)两组(韦咏梅等, 2012; 田麒, 2004; 图2a),其中NE向断裂控制了花岗斑岩体的产出。F2断层位于花岗斑岩体西侧,总体呈NE向纵贯全区,沿长约9000m,宽度6~13m,倾向SE,倾角57°~70°。F3和F6断层位于花岗斑岩体东侧,与

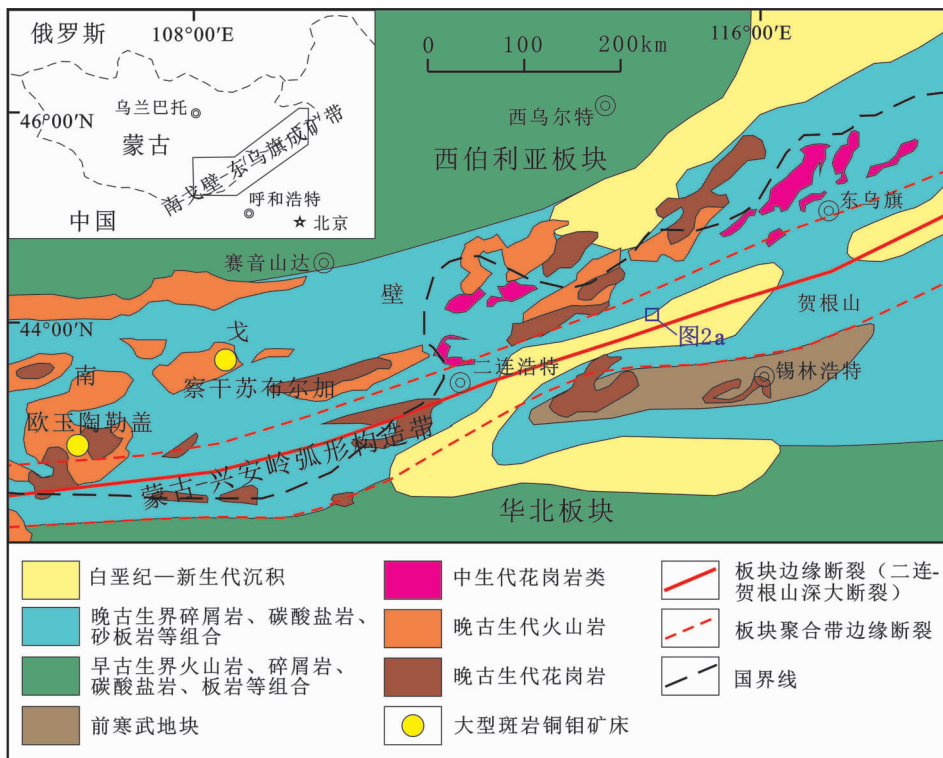


图1 南戈壁-东乌旗成矿带地质图(据王守光等, 2004; 田麟, 2004 修编)

Fig. 1 Simplified regional geological map of South Gobi-Dongwuqi metallogenic belt (after Wang *et al.*, 2004; Tian, 2004)

F2 断层近平行,一般宽度 3~8m。

### 3 矿床地质

必鲁甘干铜矿床内共划分为三个矿段,由北东向南西依次编号为Ⅲ、Ⅰ、Ⅱ号矿段,其中Ⅲ号和Ⅰ号矿段勘察程度较高,Ⅱ号矿段勘察程度较低。矿体赋存于花岗斑岩和角岩的接触带附近,含矿带呈 NNE 向展布,并向 SE 缓倾。三个矿段共圈定工业矿体 39 个,其中钼矿体 37 个,铜钼矿体 1 个,铜矿体 1 个。主要矿体为Ⅲ-1 号钼矿体和Ⅰ-1 号钼矿体,合计估算资源储量占总资源储量的 89% (阿巴嘎旗金地矿业有限责任公司, 2012<sup>①</sup>)。

Ⅲ-1 号钼矿体位于Ⅲ号矿段内(图 2b),呈透镜状、似层状产出,走向 NE,倾向 SE,倾角较缓。矿体延长约 2300m,最大延深约 1850m,平均厚度约 40m,Mo 平均品位约 0.083%,占总资源储量的 53.44%。

Ⅰ-1 号钼矿体位于Ⅰ号矿段内,呈透镜状、似层状产出,走向 NE,倾向 SE,倾角较缓。矿体延长约 2300m,延深约 1100m,平均厚度约 42m,Mo 平均品位约 0.082%,占总资源储量 35.69%。

矿床内围岩蚀变规模大,蚀变类型主要包括硅化、绢云母化、钾长石化和青磐岩化,另外还有少量萤石化和碳酸盐化,粘土化蚀变较不发育。蚀变带分带不明显,有明显的叠

加现象(王啟宴和李山, 2013; 韦咏梅等, 2012)。硅化蚀变与矿化的关系最为密切,可分为交代硅化和脉状硅化两种:交代硅化表现为石英呈 0.1~0.2mm 的他形粒状集合体分布于花岗斑岩及角岩中,多为乳白色、烟灰色,而局部蚀变强烈形成几乎完全由细粒石英组成的硅质岩(图 3a);脉状硅化则表现为宽约 0.5~20cm 的白色石英脉,内多发育浸染状、团块状或细脉状硫化物(图 3c, d)。绢云母化蚀变与硅化关系密切,并多与硅化叠加形成绢英岩。钾长石化主要分布于花岗斑岩内,内多发育浸染状矿化(图 3b)。青磐岩化分布广泛,常与碳酸盐化伴生,蚀变矿物主要有绿泥石、绿帘石、石英、方解石、黄铁矿等,内发育少量矿化(图 3f)。

矿石类型可分为花岗斑岩型铜钼矿石和角岩型铜钼矿石。花岗斑岩中辉钼矿、黄铜矿以浸染状、细脉状和团块状产出,主要与硅化、绢云母化和钾长石化关系密切(图 3b, e, f)。角岩中辉钼矿化以细脉状为主,其次为浸染状,黄铜矿以团块状为主产出,与硅化关系密切,多发育于白色石英脉中(图 3c, d)。矿石中的金属矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿和磁黄铁矿等,非金属矿物主要有石英、绢云母、长石、绿泥石、绿帘石、方解石和萤石等。其中辉钼矿多以束状或放射状集合体与分布于岩石裂隙中或与脉石英共

① 阿巴嘎旗金地矿业有限责任公司. 2012. 内蒙古自治区阿巴嘎旗必鲁甘干矿区铜钼矿勘探报告

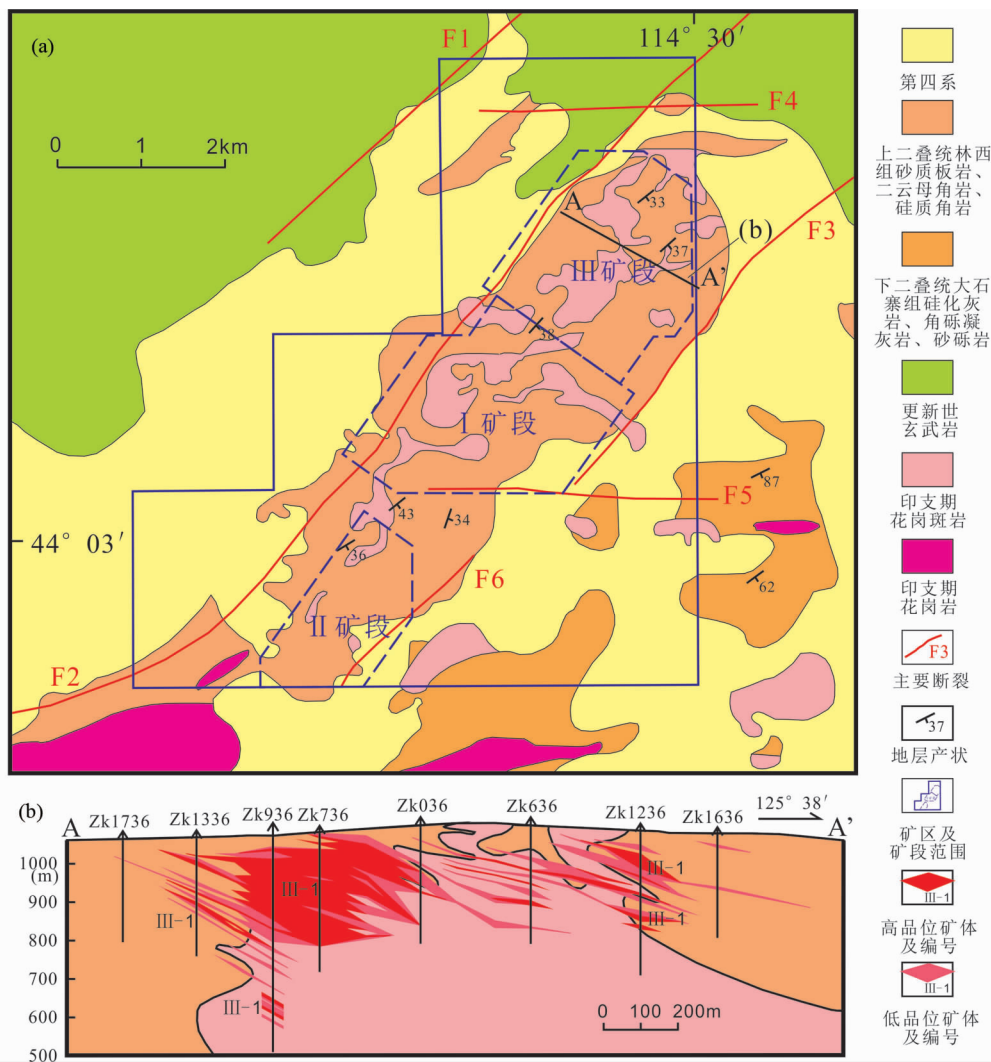


图2 必鲁甘干矿区地质简图(据山东省地质矿产开发局第六地质大队,2012<sup>①</sup>;唐文龙等,2012 修编)  
(a)矿区地质图;(b)Ⅲ矿段矿体剖面图

Fig. 2 Geological sketch map of the Bilugangan mine (after Tang *et al.*, 2012)

生(图3g, h);黄铜矿多为它形,并常与黄铁矿、闪锌矿共生(图3i)。

根据上述蚀变和矿化特征,可将必鲁甘干铜矿床成矿阶段划分为早、主、晚三个阶段。成矿早阶段围岩蚀变主要为硅化和钾长石化(图3a, b),内多发育浸染状或星点状矿化;成矿主阶段以硅化和绢云母化为主,多形成乳白色石英脉(图3c, d)并穿切早阶段硅化蚀变,矿脉内发育细脉状和团块状矿化;成矿晚阶段主要发育硅化、碳酸盐化、青磐岩化(图3f)和粘土化蚀变,多见石英方解石细脉穿切主阶段石英脉(图3d, f),矿化较弱。

## 4 流体包裹体研究

### 4.1 样品采集与测试方法

本次用于流体包裹体研究的样品为来自必鲁甘干矿区8个钻孔的矿石样品,共13件,涵盖了不同矿石类型、不同矿段以及不同成矿阶段(表1)。矿石样品经过挑选,磨制成0.2~0.3mm的双面抛光薄片,进行详细的岩相学和矿相学观察并选取典型流体包裹体进行显微测温研究。

流体包裹体显微测温在核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心完成,使用仪器为英国产LINKAM THMS600

① 山东省地质矿产开发局第六地质大队. 2012. 内蒙古自治区阿巴嘎旗必鲁甘干矿区铜铅矿区域地形地质图(1:50000)

表1 必鲁甘千钼铜矿床流体包裹体研究样品特征

Table 1 Sample characteristics for fluid inclusion analysis in Bilugangan Mo-Cu deposit

样品号	岩性	成矿阶段	所属矿段		采样位置 钻孔 深度(m)	流体包裹体特征	流体不混溶程度
			阶段	矿段			
BLGG-1-2	钾化花岗斑岩内石英细脉	早	I	ZK501	279.2	较为发育,以L型为主,局部见少量C1型	弱
BLGG-1-3	硅质角岩		I	ZK1323	282.6	较不发育,基本为L型	无
BLGG-1-5	钾化硅化花岗斑岩		I	ZK1323	575.4	较为发育,以L型为主,局部见少量C1型	弱
BLGG-3-6	硅质角岩	主	III	ZK1052	317.4	较为发育,以L型为主,局部见少量C1型	弱
BLGG-1-1	角岩内石英脉		I	ZK501	185.7	极为发育,以L型和C1型为主,局部见C2型和V型	强
BLGG-3-2	绢英岩化花岗斑岩		III	ZK244	313.2	极为发育,以L型和C1型为主,局部见大量C2型和V型	强
BLGG-3-3	角岩内石英脉		III	ZK636	157.2	极为发育,以L型和C1型为主,局部见C2型和少量V型	强
BLGG-3-4	角岩内石英脉		III	ZK636	259.2	极为发育,以L型为主,局部见C1型	弱
BLGG-3-5	角岩内石英脉		III	ZK1052	135.3	极为发育,以L型和C1型为主,局部见C2型和V型	强
BLGG-1-4	钾化青磐岩化花岗斑岩内石英细脉		I	ZK1323	340.4	较为发育,基本为L型	无
BLGG-2-1	角岩内石英方解石细脉	晚	II	ZK975	237.0	较不发育,基本为L型	无
BLGG-3-1	青磐岩化花岗斑岩内石英细脉		III	ZK244	94.7	较为发育,以L型为主,局部见少量C1型	弱
BLGG-3-7	角岩内石英细脉		III	ZK1036	152.2	较为发育,基本为L型	无

型冷热台,测试室温为22℃,湿度为40%。测温精度<31℃时为±0.1℃,31~300℃时为±1℃,>300℃时为±2℃。实验中升降温速率控制在10℃/min;接近均一温度时,升温速率控制在2℃/min;接近冰点或笼形物消失温度时,升温速率控制在0.2℃/min。

#### 4.2 流体包裹体类型和特征

寄主矿物石英内普遍发育流体包裹体,根据其在室温下相态特征以及降、升温过程中的相态变化(Diamond, 2001),区分出以下三类原生包裹体。

(1)富液相水溶液包裹体(L型):室温下为两相( $L_{H_2O} + V_{H_2O}$ ),气液比多集中于5%~20%,无色-灰色,大小约2~25μm,多呈长条形、椭圆形等规则形状(图4a)。该类包裹体最为常见,多均匀分布(图4e)或带状分布(图4f)。

(2)富气相水溶液包裹体(V型):室温下也为两相( $L_{H_2O} + V_{H_2O}$ ),气液比多集中于70%~90%,深灰色,大小约2~20μm,多呈长条形或不规则形状(图4h, i)。该类包裹体较为少见,多与其他类型包裹体成群产出。

(3)富CO<sub>2</sub>包裹体(C型):室温下多为三相( $L_{H_2O} + L_{CO_2} + V_{CO_2}$ )或两相( $L_{H_2O} + L_{CO_2}$ ),无色-(浅)灰色,CO<sub>2</sub>相颜色较深,大小约3~20μm,多呈椭圆形或不规则形状。根据CO<sub>2</sub>相占整个包裹体的体积比,可将C型包裹体划分为C1型和C2型,CO<sub>2</sub>相占比分别为10%~45%(图4b, c)和60%~80%(图4d)。C1型包裹体较为常见,多与L型包裹体共生;C2型包裹体较为少见,多与其他类型包裹体成群产出。

成矿早阶段石英内发育大量L型包裹体,局部可见C1型包裹体与L型包裹体共生(图4j, k)。成矿主阶段石英内

发育大量L型和C1型包裹体共生,多数样品内可见L型、V型、C1型和C2型包裹体成群分布的现象(图4g-i)。成矿晚阶段石英内包裹体发育程度较低,以L型为主,个别样品内局部可见C1型包裹体与L型包裹体共生(图4l)。各样品流体包裹体特征具体见表1。

#### 4.3 流体包裹体显微测温

在详细的岩相学观察基础上,选择早、主、晚三个阶段的原生包裹体进行显微测温。针对L型包裹体测试其冰点温度( $T_{m, ice}$ )和均一温度( $T_h$ )。V型包裹体较少,且气泡黑色边缘较厚,难以判断均一状态,故未测数据。针对C型包裹体测试其笼合物熔化温度( $T_{m, cla}$ )、CO<sub>2</sub>相部分均一温度( $T_{h, CO_2}$ )和完全均一温度( $T_h$ )。另外由于包裹体较小,固态CO<sub>2</sub>初融温度未测得;C2型包裹体数量较少且升温时易爆裂,故测得数据较少。显微测温结果见表2和图5。

成矿早阶段共测得94个L型包裹体数据,冰点温度分布范围为-6.0~-3.3℃,均一温度为210~342℃,集中在240~280℃;3个C1型包裹体笼合物熔化温度分布在6.0~8.2℃,部分均一温度为27.4~29.3℃,完全均一温度分布范围为289~354℃。成矿主阶段86个L型包裹体冰点温度变化较大,为-6.4~-1.6℃,均一温度182~299℃,集中在220~260℃;56个C1型包裹体笼合物熔化温度分布在5.6~8.7℃,部分均一温度为27.0~31.0℃,完全均一温度则分布在225~351℃,集中于240~280℃;2个C2型包裹体 $T_{m, cla} = 4.9 \sim 5.0^\circ\text{C}$ ,  $T_{h, CO_2} = 27.2 \sim 27.5^\circ\text{C}$ ,  $T_h = 254 \sim 320^\circ\text{C}$ 。成矿晚阶段共测得81个L型包裹体数据,冰点温度分布在-6.3~-3.1℃,均一温度分布范围为128~274℃,



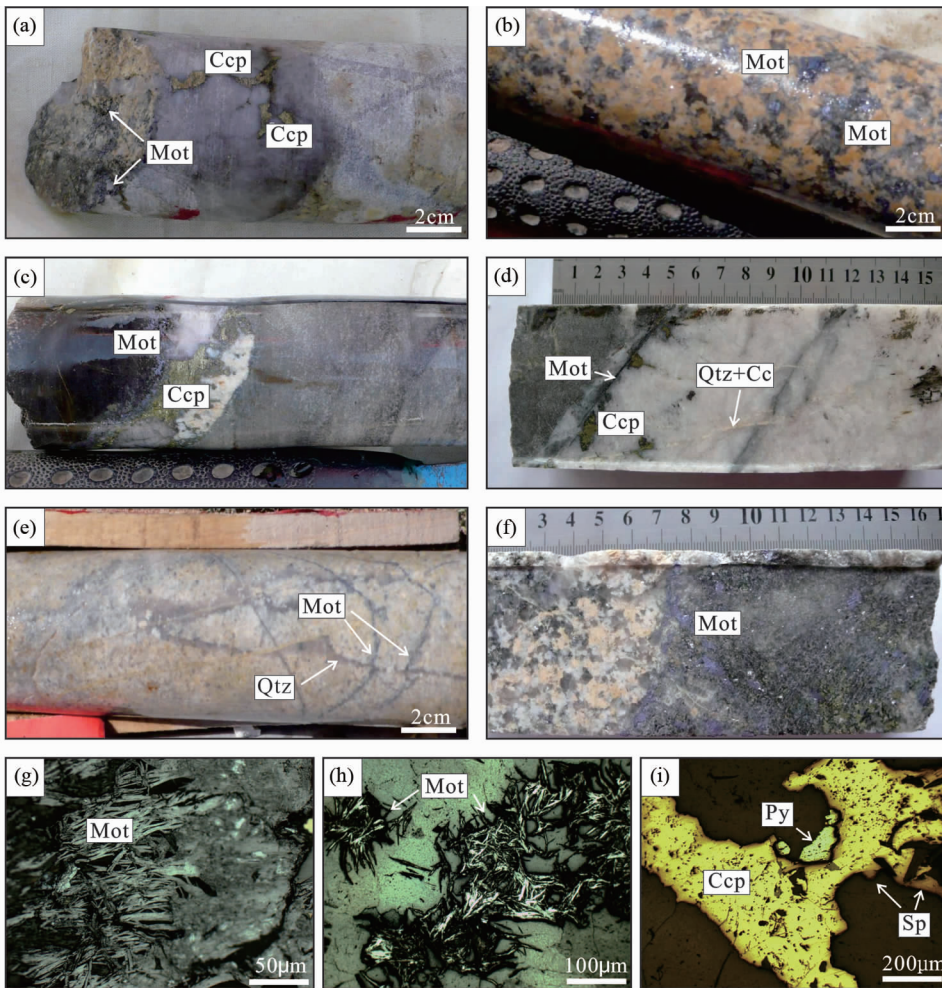


图3 必鲁甘干钼铜矿床典型围岩蚀变与矿化

(a) 早阶段硅化蚀变内发育星点状辉钼矿化和团块状黄铜矿化; (b) 钾化蚀变内发育浸染状辉钼矿化; (c) 主阶段石英脉切穿早阶段硅化蚀变; (d) 主阶段白色石英脉内发育细脉状辉钼矿化和团块状黄铜矿化, 并被晚阶段石英方解石细脉切穿; (e) 晚阶段石英细脉切穿主阶段辉钼矿细脉; (f) 晚阶段青磐岩化蚀变内发育浸染状辉钼矿化; (g) 辉钼矿呈束状集合体; (h) 辉钼矿呈放射状集合体; (i) 黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿共生. Cc-方解石; Ccp-黄铜矿; Mot-辉钼矿; Py-黄铁矿; Qtz-石英; Sp-闪锌矿

Fig. 3 Typical wall rock alteration and mineralization of Bilugangan Mo-Cu deposit

主要集中在 200 ~ 260°C; 3 个 C1 型包裹体  $T_{m, cln} = 8.5 \sim 8.6^\circ\text{C}$ ,  $T_{h, co_2} = 29.5 \sim 29.9^\circ\text{C}$ ,  $T_h = 249 \sim 312^\circ\text{C}$ 。

#### 4.4 流体包裹体盐度与密度估算

L 型包裹体和 C 型包裹体的盐度分别利用 Bodnar (1993) 和 Roedder (1984) 计算公式获得, 流体密度则利用 Flicor 软件 (Brown, 1989) 进行计算获得, 结果见表 2 和图 5。

成矿早阶段 L 型包裹体盐度为 5.4% ~ 9.2% NaCleqv, 集中在 6% ~ 8% NaCleqv, 流体密度为 0.723 ~ 0.904g/cm<sup>3</sup>; C1 型包裹体盐度略低, 为 3.6% ~ 7.5% NaCleqv, 密度为 0.912 ~ 0.944g/cm<sup>3</sup>。成矿主阶段 L 型包裹体盐度分布范围较广, 为 2.7% ~ 9.7% NaCleqv, 多集中于 6% ~ 9%

NaCleqv, 流体密度为 0.781 ~ 0.950g/cm<sup>3</sup>; C1 型包裹体盐度分布较为分散, 为 2.6% ~ 8.1% NaCleqv, 密度为 0.804 ~ 0.979g/cm<sup>3</sup>; C2 型包裹体盐度较高, 为 9.0% ~ 9.2% NaCleqv, 密度较低, 为 0.807 ~ 0.830g/cm<sup>3</sup>。成矿晚阶段 L 型包裹体盐度为 5.1% ~ 9.6% NaCleqv, 集中在 6% ~ 7% NaCleqv 和 8% ~ 9% NaCleqv, 流体密度为 0.822 ~ 0.990g/cm<sup>3</sup>; C1 型包裹体盐度很低, 为 2.8% ~ 3.0% NaCleqv, 密度为 0.869 ~ 0.914g/cm<sup>3</sup>。

## 5 讨论

### 5.1 成矿流体性质与演化

必鲁甘干钼铜矿床硅化蚀变和热液脉体中的石英内发育

表2 必鲁甘千钼铜矿床流体包裹体显微测温结果

Table 2 The results of microthermometry of fluid inclusions in Bilugangan Mo-Cu deposit

成矿阶段	包裹体类型	测试数量(个)	大小( $\mu\text{m}$ )	气液比(%)	冰点 $T_{m,ice}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	笼合物熔化 $T_{m,cla}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	部分均一 $T_{h,co2}$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	完全均一 $T_h$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	盐度(wt% NaCleqv)	流体密度( $\text{g}/\text{cm}^3$ )
早	L	94	4~20	10~20	-6.0~-3.3			210~342	5.4~9.2	0.723~0.904
	C1	3	10~20	30~35		6.0~8.2	27.4~29.3	289~354	3.6~7.5	0.912~0.944
主	L	86	3~22	8~15	-6.4~-1.6			182~299	2.7~9.7	0.781~0.950
	C1	56	3~25	15~30		5.6~8.7	27.0~31.0	225~351	2.6~8.1	0.804~0.979
	C2	2	9~18	65~70		4.9~5.0	27.2~27.5	254~320	9.0~9.2	0.807~0.830
晚	L	81	2~20	5~10	-6.3~-3.1			128~274	5.1~9.6	0.822~0.990
	C1	3	4~8	30~45		8.5~8.6	29.5~29.9	249~312	2.8~3.0	0.869~0.914

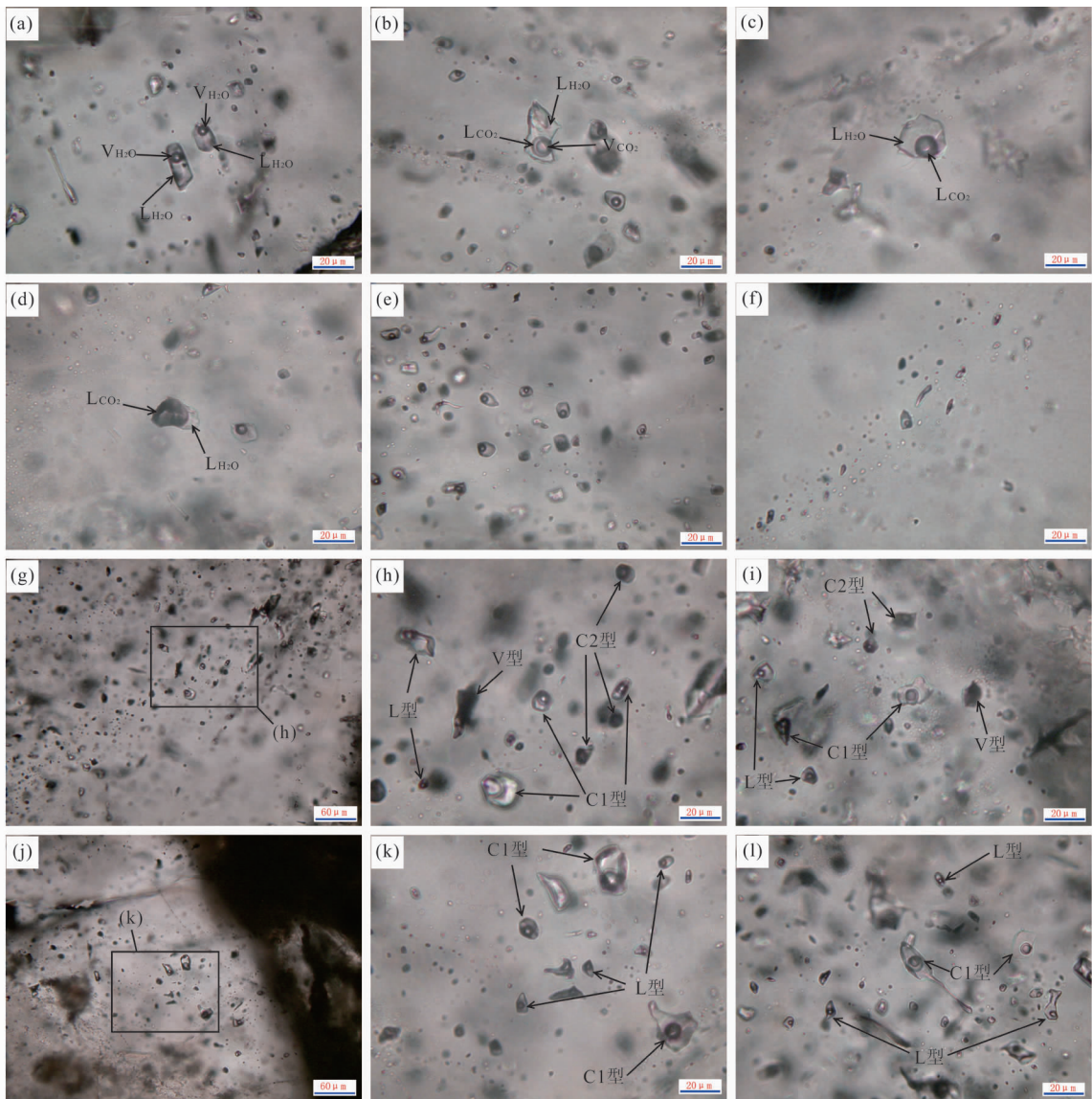
注:C型包裹体气液比指 $\text{CO}_2$ 相占整个包裹体的体积比

图4 不同类型流体包裹体及包裹体组合显微照片

(a) L型包裹体, BLGG-3-1; (b) 三相C1型包裹体, BLGG-3-2; (c) 两相C1型包裹体, BLGG-1-2; (d) C2型包裹体, BLGG-3-2; (e) 均匀分布包裹体群, BLGG-3-2; (f) 带状分布包裹体群, BLGG-2-1; (g) 主阶段石英脉内带状分布包裹体群, BLGG-1-1; (h) 主阶段强流体不混溶包裹体群, BLGG-1-1; (i) 主阶段石英脉内强流体不混溶包裹体群, BLGG-3-3; (j) 早阶段金属硫化物旁石英内流体包裹体群, BLGG-1-5; (k) 早阶段弱流体不混溶包裹体群, BLGG-1-5; (l) 晚阶段石英脉内流体不混溶包裹体群, BLGG-1-4

Fig. 4 Micrographs of different types of fluid inclusions and fluid inclusion assemblages

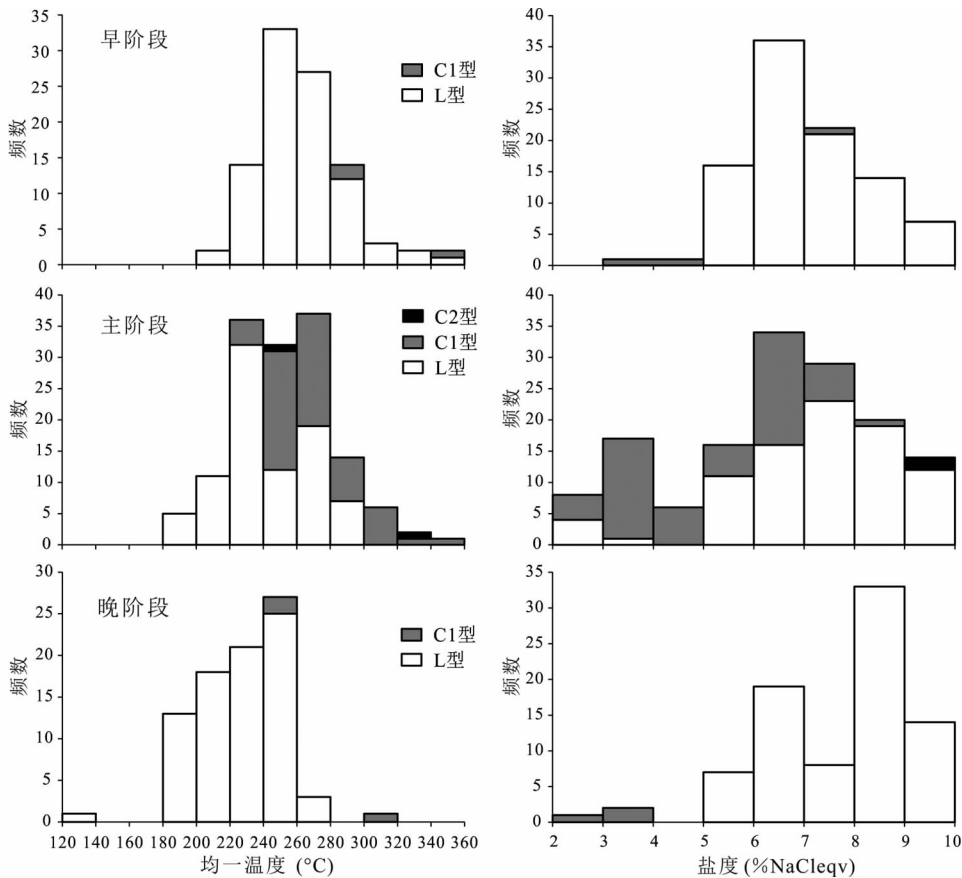


图5 各成矿阶段不同类型流体包裹体均一温度、盐度直方图

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

大量不同类型的流体包裹体,能够反映成矿流体的性质并反演其演化过程(Ulrich *et al.*, 1999; Yang *et al.*, 2008, 2009; Fan *et al.*, 2011; 陈衍景等, 2007)。石英内发育大量L型、V型和C型包裹体,并测得L型包裹体和C1型包裹体均一温度主要分布在180~360°C(图5),属中-低温热液范围;本矿床未发现含盐类子矿物的包裹体,且L型和C1型包裹体盐度分布在2%~10% NaCleqv(图5),相对于世界上典型斑岩矿床从<5% NaCleqv到>60% NaCleqv的盐度范围(Nash, 1976; Misra, 2000; 芮宗瑶等, 2003),盐度明显偏低,表明成矿流体为NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>体系。

各阶段成矿流体性质总体近似但存在差别。成矿早阶段发育大量L型和少量C1型包裹体,均一温度在210~354°C,盐度在3.58%~9.21% NaCleqv,密度为0.723~0.944g/cm<sup>3</sup>;成矿主阶段发育大量L型、C1型和少量V型、C2型包裹体,均一温度在182~351°C,盐度在2.63%~9.19% NaCleqv,密度为0.781~0.979g/cm<sup>3</sup>;成矿晚阶段发育大量L型和极少量C1型包裹体,均一温度在128~312°C,盐度在2.82%~9.60% NaCleqv,密度为0.822~0.990g/cm<sup>3</sup>。从早阶段到晚阶段,温度降低,盐度略有降低(图5),密度升高,CO<sub>2</sub>含量减少。

## 5.2 流体不混溶

一般认为包裹体是从均匀的流体体系中捕获的,但多年来的研究资料表明包裹体形成是也可以捕获非均匀流体相(卢焕章等, 2004),这种流体沸腾或不混溶现象在热液矿床尤其是斑岩型铜钼矿床中较为常见(Pokrovski *et al.*, 2005; 卢焕章, 2000; 李文昌等, 2013)。不混溶流体包裹体是共同捕获的呈带状或群聚分布的流体包裹体群,这些包裹体的气液比变化较大,均一方式不同(至液相或气相),但具有近似的均一温度(卢焕章, 2011)

必鲁甘干钼铜矿床成矿主阶段样品常见L型、V型、C1型和C2型包裹体呈带状或群聚分布(图4h, i),且寄主石英未遭受明显的变形破坏,可认为其同时捕获。L型和V型包裹体均为水溶液包裹体,升温过程中分别均一至液相和气相(V型包裹体未测数据但可观察到均一现象);C1型和C2型包裹体均为NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>包裹体,CO<sub>2</sub>相比及流体密度差别较大但两者升温过程中均一温度相差不大。故推测主阶段成矿流体经历的较强烈的流体不混溶过程,母流体产生气相-液相分离和盐水溶液相-富CO<sub>2</sub>相分离。大量成矿早阶段样品和个别成矿晚阶段样品内可见L型和C1型包裹体共



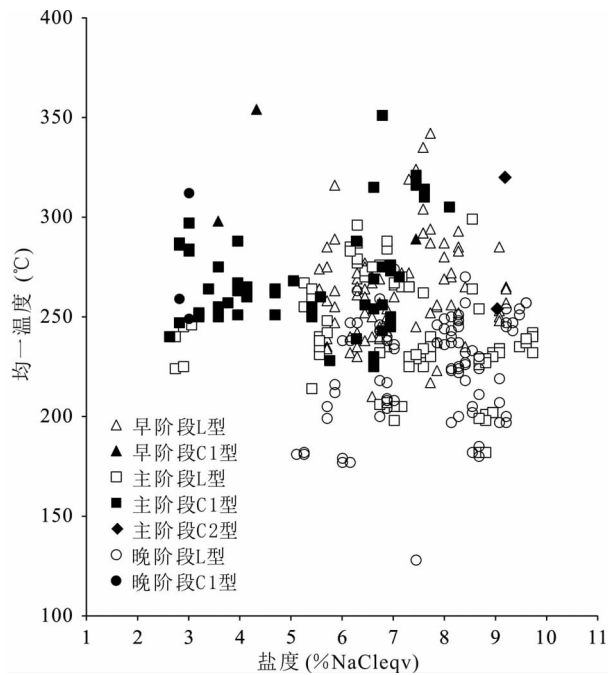


图6 流体包裹体均一温度-盐度关系图解

Fig. 6 The correlation between homogenization temperature and salinity of fluid inclusions

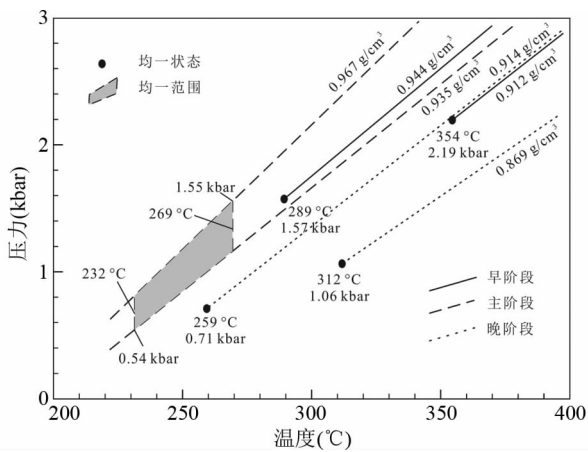


图7 必鲁甘干钼铜矿床C型包裹体等容线与压力估算(据 Bowers and Helgeson, 1983)

Fig. 7 Representative isochores and pressure estimation for C Type fluid inclusions at Bilugangan Mo-Cu deposit (after Bowers and Helgeson, 1983)

存(表1; 图4k, 1),且升温过程中均一温度相差不大,很可能发生了流体不混溶(例如 Wang *et al.*, 2015; 魏浩等, 2011),但程度弱于主阶段四种类型包裹体共生所指示的流体不混溶,仅局部发生了盐水溶液相-富CO<sub>2</sub>相分离。

均一的NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>流体体系发生不混溶时通常分离出液相和气相(Ramboz *et al.*, 1982)。NaCl易溶于水而不溶于CO<sub>2</sub>,CO<sub>2</sub>难溶于水而水可溶于CO<sub>2</sub>,故液相成分主要为水

和NaCl,气相成分主要为CO<sub>2</sub>和水蒸气。不混溶流体中的液相成分被捕获后冷却形成了富液相包裹体(L型),气相成分被捕获后冷却形成了富气相包裹体(V型)或富CO<sub>2</sub>包裹体(C1型和C2型),若液相和气相成分同时被捕获则冷却后可能出现含少量CO<sub>2</sub>包裹体(部分CO<sub>2</sub>相比小的C1型)。

对于发生强流体不混溶的主阶段,C型包裹体的均一温度略高于L型包裹体(图6),可能是部分C型包裹体被捕获时并未均一,造成测温数据偏高。L型包裹体盐度总体高于C型包裹体(图6),也与上述气液相成分分析一致。另外,L型包裹体从早阶段到晚阶段气液比降低(表2),进一步证明了必鲁甘干钼铜矿床在成矿早、主和晚阶段经历了不同程度的流体不混溶。

### 5.3 成矿温压与深度估算

在不混溶流体体系中,成矿温压等于流体捕获温压(卢焕章等, 2004)。成矿流体捕获温度近似于流体包裹体均一温度,捕获压力则可根据均一温度和流体密度估算(Roedder and Bodnar, 1980)。大量早阶段和主阶段样品分别表现出较弱和较强的流体不混溶现象,个别晚阶段样品出现弱流体不混溶现象(表1),故可以利用NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>体系(C型包裹体)相图估算成矿压力(Bowers and Helgeson, 1983)。根据C型包裹体计算数据取近似流体成分:盐度为6% NaCleqv,CO<sub>2</sub>含量为10mol%。

成矿早阶段和晚阶段测得的C1型包裹体数据较少,故用极值数据计算成矿温压。早阶段流体密度在0.912g/cm<sup>3</sup>和0.944g/cm<sup>3</sup>之间,均一温度分别为354°C和289°C,对应的压力分别约为2.19kbar和1.57kbar;晚阶段流体密度在0.869g/cm<sup>3</sup>和0.914g/cm<sup>3</sup>之间,均一温度分别为312°C和259°C,对应的压力分别约为1.06kbar和0.71kbar(图7)。

成矿主阶段测得较多C型包裹体,均一温度和流体密度数据较为分散,极值和均值难以反映数据分布情况(立山, 1988),而用上、下四分位(即75%和25%位置上的数)描述样本分布范围比较合适(吴志高, 1996)。主阶段成矿温度等于各类包裹体的均一温度,其上、下四分位分别为269°C和232°C,C型包裹体流体密度的上、下四分位分别为0.967g/cm<sup>3</sup>和0.935g/cm<sup>3</sup>之间,由此限定了主阶段的成矿温压条件为232~269°C,0.54~1.55kbar(图7,灰色四边形区域)。

对于开放体系,成矿压力等于静水压力,水的密度为1g/cm<sup>3</sup>,即10km/kbar;对于封闭体系,成矿压力等于静岩压力,考虑到矿区主要出露的岩石为花岗斑岩,取岩石平均密度为2.7g/cm<sup>3</sup>(王珙等, 2013),即3.7km/kbar。分别按照静水压力和静岩压力计算各阶段成矿深度见表3。

斑岩系统中由岩浆结晶分异出的液相和气相多在塑性岩石的静岩压力下发生相分离(Fournier, 1999),而必鲁甘干矿床成矿早阶段发生弱流体不混溶,表明该阶段岩石可能出现少量脆性破裂,故成矿深度可能大于8.1km。成矿主阶段发生了强流体不混溶,考虑到斑岩成矿系统具有多次水压致

表3 各阶段流体包裹体捕获压力与成矿深度

Table 3 Trapping pressure of fluid inclusions and mineralization depth of three stages

成矿阶段	捕获压力(kbar)	静水压力深度(km)	静岩压力深度(km)
早	2.19~1.57	21.9~15.7	8.1~5.8
主	1.54~0.55	15.4~5.5	5.7~2.0
晚	1.06~0.71	10.6~7.1	3.9~2.6

裂、流体沸腾或不混溶循环进行的特点 (Rusk *et al.*, 2008; 钟军等, 2011), 认为主阶段处于静水压力和静岩压力的交替转换状态, 其最高压力对应静岩压力系统, 最低压力则对应静水压力系统, 成矿深度约为 5.7~5.5km。成矿晚阶段流体不混溶现象不明显, 成矿压力主要对应于静岩压力, 成矿深度约为 3.9~2.6km(表3)。

#### 5.4 成矿机制与成矿环境

大量研究表明, 热液体系的温度、压力、pH 值、氧逸度、还原硫含量等物理化学参数变化都是制约钼沉淀的重要机制 (Wood *et al.*, 1987; Selby *et al.*, 2000; 翟德高等, 2012; 孙嘉等, 2012)。本研究主要讨论了温度和压力对成矿的影响。

流体包裹体显微测温数据显示成矿温度分布范围较广 (128~354℃), 但成矿主阶段大量数据集中于 232~269℃ (图7), 表明成矿过程较为迅速, 温度降低不是导致矿质沉淀的主要原因。由高温岩浆演化形成早阶段中温、中等盐度、富 CO<sub>2</sub> 的成矿流体, 在沿断裂 F2、F3、F6 (图2a) 运移上升的过程中与围岩反应发生钾长石化和硅化蚀变, 并在压力约 2.19~1.57kbar, 深度 >8.1~5.8km 处发生了一定程度的流体不混溶, 分离出部分 CO<sub>2</sub> 逸出。随着流体的继续上升, 水致裂导致大量裂隙产生, 成矿主阶段流体体系发生多次静水压力和静岩压力转换并再次发生强烈的流体不混溶作用 (约 5.7~5.5km 处), CO<sub>2</sub> 从盐水中大量分离出来, 同时辉钼矿和黄铜矿等硫化物伴随石英沉淀并充填于裂隙中形成大量细脉、网脉。成矿流体逐步演化为晚阶段的中低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的 H<sub>2</sub>O-NaCl 体系, 虽未发生明显的流体不混溶, 但仍发现少量辉钼矿矿化, 与 Ulrich *et al.* (2001) 和 Klemm *et al.* (2008) 研究结果一致, 这种现象表明简单冷却也可能导致成矿。因此, 必鲁甘干斑岩型钼铜矿床的沉淀机制主要和压力突然释放产生的流体不混溶作用相关, 并可能与温度降低相关。发生流体不混溶的主要机制是断裂活动过程中伴随的周期性压力脉动。推测控矿断裂在周期性开合活动过程中, 成矿流体体系在开放和封闭环境中交替转换, 流体体系由封闭突然转换到开放状态导致了静岩压力向静水压力转换, 压力突然释放, 导致了流体不混溶的发生。

基于对环太平洋斑岩成矿带和大陆内部环境中斑岩矿床的研究, 前人认为洋壳俯冲引起的岩浆流体系统 (岩浆弧环境) 属于贫 CO<sub>2</sub> 的 H<sub>2</sub>O-NaCl 体系, 成矿系统中罕见 CO<sub>2</sub>-

H<sub>2</sub>O 包裹体, 成矿深度多为 1~5km (Sillitoe, 1972; Bodnar, 1995; Masterman *et al.*, 2005); 而大陆内部岩浆流体成矿系统属于相对贫水的 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 体系, 普遍发育 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体, 最大成矿深度可达 8km 左右 (Chen and Wang, 2011; Yang *et al.*, 2015b, 2016e, f; 李诺等, 2009; 杨立强等, 2015)。必鲁甘干钼铜矿床的围岩蚀变以钾长石化、碳酸盐化和萤石化为特征, 与大陆内部富 CO<sub>2</sub>、F 和 K, 而相对贫 H<sub>2</sub>O、Cl 和 Na 的岩浆流体引起的“贫水蚀变”相吻合; 不同于岩浆弧区富 H<sub>2</sub>O、Cl 和 N, 贫 CO<sub>2</sub> 和 K 的流体引起的“富水蚀变” (陈衍景和李诺, 2009)。另外, 该矿床普遍发育 CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 包裹体, 且成矿主阶段成矿深度 (约 5.7~5.5km) 明显大于岩浆弧环境的斑岩矿床, 因此推测其与大洋板块俯冲、板块消减作用无关 (侯增谦等, 2007; 杨志明和侯增谦, 2009; 陈衍景和李诺, 2009)。因此, 必鲁甘干钼铜矿床应属陆内环境斑岩矿床。

## 6 结论

(1) 必鲁甘干钼铜矿床成矿阶段划分为早、主、晚三个阶段。早阶段以硅化和钾长石化蚀变及浸染状和星点状矿化为特征, 矿化较强; 主阶段以硅化和绢云母化蚀变和发育乳白色含石英英脉为特征, 矿化很强; 晚阶段以硅化、碳酸盐化、青磐岩化和粘土化蚀变以及发育石英细脉和石英方解石细脉为特征, 矿化较弱。

(2) 必鲁甘干钼铜矿床早阶段发育大量 L 型和少量 C1 型包裹体, 主阶段发育大量 L 型和 C1 型以及少量 V 型和 C2 型包裹体, 晚阶段发育大量 L 型和极少量 C1 型包裹体。早、主、晚阶段均一温度分别为 210~354℃、182~351℃、128~312℃, 盐度分别为 3.58%~9.21% NaCleqv、2.63%~9.19% NaCleqv、2.82%~9.60% NaCleqv。从早阶段到晚阶段, 成矿流体由中温、中等盐度、富 CO<sub>2</sub> 的 NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 体系向中低温、低盐度、贫 CO<sub>2</sub> 的 H<sub>2</sub>O-NaCl 体系演化。

(3) 必鲁甘干钼铜矿床成矿早阶段发生了较弱的流体不混溶, 主阶段发生了较强的流体不混溶, 晚阶段未发生明显的流体不混溶。压力突然释放产生的流体不混溶作用是主要成矿机制, 简单冷却也可能导致成矿。主阶段成矿温压条件为 232~269℃, 0.54~1.55kbar, 三个阶段成矿深度分别约为 >8.1~5.8km, 5.7~5.5km, 3.9~2.6km。

(4) 必鲁甘干钼铜矿床围岩蚀变 (“贫水蚀变”)、流体成分 (NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> 体系) 和成矿深度 (主阶段成矿深度约 5.7~5.5km) 与大陆内部岩浆流体成矿系统特征相吻合, 推测其属陆内环境斑岩矿床。

**致谢** 野外工作期间得到北京华夏建龙矿业科技有限公司总经理苑永占、副总经理曹瑞峰、阿巴嘎旗金地矿业有限责任公司总经理王勤的大力支持; 室内工作得到了核工业北京地质研究院地质分析测试研究中心欧光习老师和张敏老

师的指导与帮助;论文成文过程中得到了中国地质大学(北京)杨立强教授的指导;在此一并以诚挚的感谢!

## References

- Bodnar RJ. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of  $H_2O$ -NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3): 683–684
- Bodnar RJ. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source of metals in porphyry copper deposits. In: Thompson JFH (ed.). *Magma, Fluid 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  $H_2O$ - $CO_2$ -NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for  $H_2O$ - $CO_2$ -NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247–1275
- Brown PE. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74(11–12): 1390–1393
- 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 intracontinental 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 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
- Diamond LW. 2001. Review of the systematics of  $CO_2$ - $H_2O$  fluid inclusions. *Lithos*, 55(1–4): 69–99
- 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
- Fournier RO. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Economic Geology*, 94(8): 1193–1211
- Guo LN, Zhang C, Song YZ, Chen BH, Zhou Z, Zhang BL, Xu XL and Wang YW. 2014. Hydrogen and oxygen isotopes geochemistry of the Wang'er shan gold deposit, Jiaodong. *Acta Petrologica Sinica*, 30(9): 2481–2494 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Pan XF, Yang ZM and Qu XM. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental settings. *Geoscience*, 21(2): 332–351 (in Chinese with English abstract)
- 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 JJ, Liu XY, Zhang LY, Li S, Chen AS and Li JG. 2006. Regional metallogenic regularities and prospecting direction of Erlian-Dongwuqi, Inner Mongolia. In: "The Tenth Five-Year Plan" Major Geological Industry Prospecting Results Compilation of Data. Beijing: Geological Society of China (in Chinese)
- Li N, Chen YJ, Ni ZY and Hu HZ. 2009. Characteristics of ore-forming fluids of 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 S. 1988. Brief introduction to exploratory data analysis. *Application of Statistics and Management*, (2): 59–65 (in Chinese)
- Li WC, Wang KY, Yin GH, Qin DH, Yu HJ, Xue SR and Wan D. 2013. Geochemical characteristics of ore-forming fluids and genesis of Hongshan copper deposit in northwestern Yunnan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 270–282 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ. 2000. High temperature, salinity and high concentrated ore metal magmatic fluids: An example from Grasberg Cu-Au porphyry deposits. *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, 1–450 (in Chinese)
- Lu HZ. 2011. Fluids immiscibility and fluid inclusions. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1253–1261 (in Chinese with English abstract)
- Masterman GJ, Cooke 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
- Misra KC. 2000. *Understanding Mineral Deposits*. Netherlands: Springer, 397–418
- Nash JT. 1976. Fluid-inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and applications to exploration: A summary of new and published descriptions of fluid inclusions from 36 porphyry copper deposits and discussion of possible applications to exploration for copper deposits. Washington: US Govt. Print. Off., 1–16
- Pokrovski GS, Roux J and Harrichoury JC. 2005. Fluid density control on vapor-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems. *Geology*, 33(8): 657–660
- Ramboz C, Pichavant M and Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1–2): 29–48
- Roedder E and Bodnar RJ. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8: 263–301
- Roedder E. 1984. *Fluid Inclusions*. Washington, DC: Mineralogical Society of America
- Rui ZY, Li YQ, Wang LS and Wang YT. 2003. Approach to ore-forming conditions in light of ore fluid inclusions. *Mineral Deposits*, 22(1): 13–23 (in Chinese with English abstract)
- Rusk BG, Reed MH and Dilles JH. 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, 103(2): 307–334
- Selby D, Nesbitt BE, Muehlenbachs K and Prochaska W. 2000. Hydrothermal alteration and fluid chemistry of the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, 95(1): 183–202
- Sillitoe RH. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184–197
- Sun J, Mao JW, Xie GQ, Zeng ZL, Su HM and Liu Y. 2012. Characteristics of ore-forming fluid and metallogenesis of the Tongkengzhang porphyry molybdenum deposit, Jiangxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 28(1): 91–104 (in Chinese with English abstract)
- Sun ZQ and Huang XC. 2014. Geological characteristics and genesis of Bilugangan copper-molybdenum deposit in Abag Banner, Inner Mongolia. *Gansu Geology*, (1): 52–59 (in Chinese with English abstract)
- Tang WL, Zeng W, Ran H, Zhou Y, Sun WL, Li FJ and Yan HQ. 2012. Geological features and ore prospecting of the Bilugangan deposit, Abaga, Inner Mongolia. *Geological Survey and Research*, 35(3): 161–166 (in Chinese with English abstract)
- Tian Q. 2004. The preliminary study on geological characters and metallogenetic regulation of Erlian-Dongwu Banner copper-polymetallic deposit metallogenic zone, Inner Mongolia. Master Degree Thesis. Tianjin: Sinosteel Tianjin Geological Institute (in Chinese with English summary)
- 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
- Ulrich T, Günther D and Heinrich CA. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology*, 96(8): 1743–1774
- 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 (in Chinese with English abstract)
- Wang QY and Li S. 2013. Analysis on geological characteristics and origin of Bilugangan molybdenum deposit in Abagaqi in Inner Mongolia. *Shandong Land and Resources*, 29(12): 11–16, 20 (in Chinese with English abstract)
- Wang SG, Huang ZQ, Su XX, Shen CL and Hu FX. 2004. A notable metallogenic belt striding across the border between China and Mongolia-South Gobi-Dongwuyi copper-polymetallic metallogenic belt. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 249–255 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZL, Yang LQ, Guo LN, Marsh E, Wang JP, Liu Y, Zhang C, Li RH, Zhang L, Zheng XL and Zhao RX. 2015. Fluid immiscibility and gold deposition in the Xincheng deposit, Jiaodong Peninsula, China: A fluid inclusion study. *Ore Geology Reviews*, 65: 701–717
- Wei H, Xu JH, Zeng QD, Wang YH, Liu JM and Chu SX. 2011. Fluid evolution of alteration and mineralization at the Duobaoshan porphyry Cu (Mo) deposit, Heilongjiang Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1361–1374 (in Chinese with English abstract)
- Wei XF, Sun ZQ, Li ST and Sun LL. 2015. Study on superimposed halo characteristics of No. 2 primary deposits in Hukousaile copper deposit in Abag Banner of Inner Mongolia. *Shandong Land and Resources*, 31(2): 12–15 (in Chinese with English abstract)
- Wei YM, Liu HM and Sun LL. 2012. Ore geology and prospect assessment of the Bilugangan copper-molybdenum deposit in Inner Mongolia. *Western Resources*, (3): 170–172 (in Chinese)
- Wood SA, Crerar DA and Borcsik MP. 1987. Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite-sphalerite-galena-gold-stibnite-bismuthinite-argen-tite-molybdenite in H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> solutions from 200°C to 350°C. *Economic Geology*, 82(7): 1864–1887
- Wu ZG. 1996. *Statistics and Probability*. Beijing: Higher Education Press, 7–35 (in Chinese)
- Yang LQ, Deng J, Wang QF, Gao BF and Xu H. 2006. Deep-seated tectonic and geological process controls on mineralization and mineral resources. *Mineral Deposits*, 25 (Suppl. 1): 107–110 (in Chinese)
- Yang LQ, Deng J, Zhang J, Guo CY, Gao BF, Gong QJ, Wang QF, Jiang SQ and Yu HJ. 2008. Decrepitation thermometry and compositions of fluid inclusions of the Damoqujia gold deposit, Jiaodong gold province, China: Implications for metallogeny and exploration. *Journal of China University of Geosciences*, 19(4): 378–390
- Yang LQ, Deng J, Guo CY, Zhang J, Jiang SQ, Gao BF, Gong QJ and Wang QF. 2009. Ore-forming fluid characteristics of the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong gold province, China. *Resource Geology*, 59(2): 181–193
- Yang LQ and Badal J. 2013. Mirror symmetry of the crust in the oil/gas region of Shengli, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 78: 327–344
- Yang LQ, Deng J, Goldfarb RJ, Zhang J, Gao BF and Wang ZL. 2014. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronological constraints on the formation of the Dayingezhuang gold deposit: New implications for timing and duration of hydrothermal activity in the Jiaodong gold province, China. *Gondwana Research*, 25(4): 1469–1483
- Yang LQ, Deng J, Wang ZL, Zhang L, Guo LN, Song MC and Zheng XL. 2014. Mesozoic gold metallogenic system of the Jiaodong gold province, eastern China. *Acta Petrologica Sinica*, 30(9): 2447–2467 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Deng J, Dilek Y, Qiu KF, Ji XZ, Li N, Taylor RD and Yu JY. 2015a. Structure, geochronology, and petrogenesis of the Late Triassic Puziba granitoid dikes in the Mianlue suture zone, Qinling Orogen, China. *The Geological Society of America Bulletin*, 127(11–12): 1831–1854
- Yang LQ, Deng J, Qiu KF, Ji XZ, Santosh M, Song KR, Song YH, Geng JZ, Zhang C and Hua B. 2015b. Magma mixing and crust-mantle interaction in the Triassic monzogranites of Bikou Terrane, central China: Constraints from petrology, geochemistry, and zircon U-Pb-Hf isotopic systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98: 320–341
- Yang LQ, Gao X and He WY. 2015. Late Cretaceous porphyry metallogenic system of the Yidun arc, SW China. *Acta Petrologica Sinica*, 31(11): 3155–3170 (in Chinese with English abstract)
- Yang LQ, Deng J, Wang ZL, Zhang L, Goldfarb RJ, Yuan WM, Weinberg RF and Zhang RZ. 2016a. Thermochronologic constraints on evolution of the Linglong metamorphic core complex and implications for gold mineralization: A case study from the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Ore Geology Reviews*, 72: 165–178
- Yang LQ, Deng J, Guo RP, Guo LN, Wang ZL, Chen BH and Wang XD. 2016b. World-class Xincheng gold deposit: An example from the giant Jiaodong Gold Province. *Geoscience Frontiers*, 7(3): 419–430
- Yang LQ, Deng J, Wang ZL, Guo LN, Li RH, Groves DI, Danyushevsky LV, Zhang C, Zheng XL and Zhao H. 2016c. Relationships between gold and pyrite at the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Implications for gold source and deposition in a brittle epizonal environment. *Economic Geology*, 111(1): 105–126
- Yang LQ, Deng J, Guo LN, Wang ZL, Li XZ and Li JL. 2016d. Origin and evolution of ore fluid, and gold-deposition processes at the giant Taishang gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China. *Ore Geology Reviews*, 72: 585–602
- Yang LQ, Deng J, Gao X, He WY, Meng JY, Santosh M, Yu HJ, Yang Z and Wang D. 2016e. Timing of formation and origin of the Tongchangou porphyry-skarn deposit: Implications for Late Cretaceous Mo-Cu metallogenesis in the southern Yidun Terrane, SE Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews*, doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.03.015
- Yang LQ, Deng J, Dilek Y, Meng JY, Gao X, Santosh M, Wang D and Yan H. 2016f. Melt source and evolution of I-type granitoids in the SE Tibetan Plateau: Late Cretaceous magmatism and mineralization driven by collision-induced transtensional tectonics. *Lithos*, 245: 258–273
- Yang ZM and Hou ZQ. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogen setting: A preliminary genetic model. *Mineral Deposits*, 28(5): 515–538 (in Chinese with English abstract)
- Yu XZ, Xue CJ, Cong LJ, Liu HL and Duan SG. 2011. A study of the connection of faults and metallogenic belts between Erenhot region, China and South Gobi, Mongolia. *Earth Science Frontiers*, 18(2): 231–241 (in Chinese with English abstract)
- Zhai DG, Liu JJ, Wang JP, Yang YQ, Liu XW, Wang GW, Liu ZJ, Wang XL and Zhang QB. 2012. Characteristics of melt-fluid inclusions and sulfur isotopic compositions of the Hashitu molybdenum deposit, Inner Mongolia. *Earth Science*, 37(6): 1279–1290 (in Chinese with English abstract)
- Zhong J, Chen YJ, Chen J, Li J, Qi JP and Dai MC. 2011. Fluid inclusion study of the Luoboling porphyry Cu-Mo deposit in the Zijinshan ore field, Fujian Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(5): 1410–1424 (in Chinese with English abstract)

#### 附中文参考文献

- 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
- 郭林楠, 张潮, 宋宇宙, 陈炳翰, 周铸, 张炳林, 徐晓磊, 王彦伟. 2014. 胶东望儿山金矿床氢-氧同位素地球化学. 岩石学报, 30(9): 2481-2494
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21(2): 332-351
- 李俊建, 刘晓阳, 张连营, 李生, 陈安蜀, 李建国. 2006. 内蒙古二连-东乌旗地区成矿规律和找矿方向. 见: 十五”重要地质科技成果暨重大找矿成果交流会材料三——“十五”地质行业重大找矿成果资料汇编. 北京: 中国地质学会
- 李诺, 陈衍景, 倪智勇, 胡海珠. 2009. 河南省嵩县鱼池岭斑岩铜矿床成矿流体特征及其地质意义. 岩石学报, 25(10): 2509-2522
- 立山. 1988. 探索数据分析简介(I). 数理统计与管理, (2): 59-65
- 李文昌, 王可勇, 尹光侯, 秦丹鹤, 余海军, 薛顺荣, 万多. 2013. 滇西北红山铜矿床成矿流体地球化学特征及矿床成因. 岩石学报, 29(1): 270-282
- 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, 1-450
- 卢焕章. 2011. 流体不混溶性和流体包裹体. 岩石学报, 27(5): 1253-1261
- 芮宗瑶, 李荫清, 王龙生, 王义天. 2003. 从流体包裹体研究探讨金属矿床成矿条件. 矿床地质, 22(1): 13-23
- 孙嘉, 毛景文, 谢桂青, 曾载淋, 苏慧敏, 柳勇. 2012. 江西铜坑埠斑岩铜矿床成矿流体特征与成矿作用研究. 岩石学报, 28(1): 91-104
- 孙忠全, 黄先春. 2014. 内蒙古自治区阿巴嘎旗必鲁甘干铜矿地质特征及成因探讨. 甘肃地质, (1): 52-59
- 唐文龙, 曾威, 冉焱, 周勇, 孙文龙, 李富金, 闫汉卿. 2012. 内蒙古阿巴嘎旗必鲁甘干铜多金属矿床地质特征及找矿前景. 地质调查与研究, 35(3): 161-166
- 田麒. 2004. 内蒙古二连-东乌旗地区铜多金属成矿带的地质特征及成矿规律的初步探讨. 硕士学位论文. 天津: 中钢集团天津地质研究院
- 王玘, 杨永飞, 糜梅, 李忠烈, 王莉娟. 2013. 河南省新县姚冲铜矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 29(1): 107-120
- 王啟宴, 李山. 2013. 内蒙古阿巴嘎旗必鲁甘干铜矿区地质特征及矿床成因浅析. 山东国土资源, 29(12): 11-16, 20
- 王守光, 黄占起, 苏新旭, 沈存利, 胡凤翔. 2004. 一条值得重视的跨国境成矿带——南戈壁-东乌旗铜多金属成矿带. 地学前缘, 11(1): 249-255
- 魏浩, 徐九华, 曾庆栋, 王燕海, 刘建明, 褚少雄. 2011. 黑龙江多宝山斑岩铜(钼)矿床蚀变-矿化阶段及其流体演化. 岩石学报, 27(5): 1361-1374
- 魏绪峰, 孙忠全, 李树统, 孙亮亮. 2015. 内蒙古阿巴嘎旗必鲁甘干铜矿床成矿地质条件与成矿规律研究. 山东国土资源, 31(2): 12-15
- 韦咏梅, 刘海明, 孙亮亮. 2012. 内蒙古必鲁甘干铜钼矿地质特征及矿床远景评价. 西部资源, (3): 170-172
- 吴志高. 1996. 统计与概率. 北京: 高等教育出版社, 7-35
- 杨立强, 邓军, 王庆飞, 高帮飞, 徐浩. 2006. 深部构造与地质过程控矿研究. 矿床地质, 25(S1): 107-110
- 杨立强, 邓军, 王中亮, 张良, 郭林楠, 宋明春, 郑小礼. 2014. 胶东中生代金成矿系统. 岩石学报, 30(9): 2447-2467
- 杨立强, 高雪, 和文言. 2015. 义敦岛弧晚白垩世斑岩成矿系统. 岩石学报, 31(11): 3155-3170
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型. 矿床地质, 28(5): 515-538
- 余学中, 薛春纪, 丛丽娟, 刘还林, 段士刚. 2011. 二连浩特一带境内外构造-成矿带的衔接问题浅析. 地学前缘, 18(2): 231-241
- 翟德高, 刘家军, 王建平, 杨永强, 刘星旺, 王功文, 柳振江, 王喜龙, 张琪彬. 2012. 内蒙古哈什吐钼矿床熔融-流体包裹体特征及硫同位素组成. 地球科学, 37(6): 1279-1290
- 钟军, 陈衍景, 陈静, 李晶, 祁进平, 戴茂昌. 2011. 福建省紫金山矿田罗卜岭斑岩型铜钼矿床流体包裹体研究. 岩石学报, 27(5): 1410-1424