

西藏邦铺斑岩钼铜矿床岩浆-热液流体演化: 流体包裹体研究

罗茂澄¹⁾, 毛景文²⁾, 王立强²⁾, 冷秋锋³⁾, 陈 伟³⁾

1) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

3) 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059

摘 要: 邦铺矿床产于西藏冈底斯成矿带东段, 是一个与二长花岗岩-闪长(玢)岩侵入体有关的斑岩型钼铜矿床。在前人的研究基础上, 本文依据矿物组合、脉体穿切关系的不同, 划分了 3 个成矿阶段: 成矿前阶段、主成矿阶段以及成矿后阶段。根据气液充填度的不同以及是否含有子矿物, 流体包裹体可分为 5 类: B15、B20H、B35、B60 和 B80。成矿流体从早到晚具有规律性演化特征: 成矿前阶段发育 B20H、B35、B60 和 B80 包裹体, 均一温度(243~421℃)变化范围较大, 盐度集中在 1.4~15.4 wt%和 34.3~48.3 wt%, 密度为 0.62~1.25 g·cm⁻³; 主成矿阶段发育典型的沸腾包裹体组合(B20H 与 B60、B80 共存), 均一温度为 240~423℃, 盐度集中在 1.7~16.5 wt%和 32.2~47.5 wt%, 密度为 0.55~1.12 g·cm⁻³; 成矿后阶段发育 B15、B35 包裹体, 均一温度(119~301℃)和盐度(0.9~9.7 wt%)较低, 密度为 0.59~0.92 g·cm⁻³。成矿压力分别为~120 MPa、34~85 MPa、20~58 MPa。激光拉曼探针分析结果表明液相成分主要为 H₂O, 气相成分含 CO₂。流体包裹体研究结果表明, 在 > 5 km 的古深度, 岩浆房发生出溶。在约 2 km 的古深度岩浆流体曾发生减压沸腾和不混溶作用, 主成矿阶段的压力波动可能是邦铺矿床 Mo、Cu 在此阶段沉淀的原因。随着裂隙进一步扩大, 流体氧逸度不断提高, 该阶段也有少量 Mo 矿化的产生。

关键词: 地球化学; 流体包裹体; 岩浆-热液流体; 邦铺斑岩钼铜矿; 冈底斯; 西藏

中图分类号: P588.13; P594.1 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2012.04.08

Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Evolution in the Bangpu Porphyry Molybdenum-Copper Deposit, Tibet

LUO Mao-cheng¹⁾, MAO Jing-wen²⁾, WANG Li-qiang²⁾, LENG Qiu-feng³⁾, CHEN Wei³⁾

1) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083;

2) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

3) College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059

Abstract: The Bangpu Mo (Cu) deposit, located in the east section of Gangdise, Tibet, is a porphyry metallogenic system, and monzogranite and diorite (porphyrite) intrusions contributed to the mineralization. According to the vein types and crosscutting relationships, the mineralization at Bangpu can be divided into three stages: Pre-mineralization stage, main-mineralization stage and post-mineralization stage. Fluid inclusions at Bangpu can be classified into types B15, B20H, B35, B60 and B80. Ore-forming fluids evolved regularly from pre-mineralization stage to post-mineralization stage. B20H, B35, B60 and B80 inclusions dominated the

本文由国家 973 项目(编号: 2011CB403100)和中国地质调查局青藏高原专项(编号: 1212010012005)联合资助。

收稿日期: 2012-05-22; 改回日期: 2012-06-10。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 罗茂澄, 男, 1986 年。硕士研究生。矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要从事成矿系统和区域成矿学研究。通讯地址: 100083, 北京市海淀区学院路 29 号 S0901-3。电话: 010-82320193。E-mail: luomaocheng@gmail.com。

pre-mineralization stage with wide range of homogenization temperatures (243–421°C), salinities are 1.4–15.4 wt% and 34.3–48.3 wt%, and densities are 0.62–1.25 g·cm⁻³. Typical boiling inclusion assemblages of the main-mineralization stage are characterized by the coexistence of B20H, B60 and B80 inclusions with homogenization temperatures of 240–423°C, salinities of 1.7–16.5 wt% and 32.2–47.5 wt%, and densities of 0.55–1.12 g·cm⁻³. In the post-mineralization stage, fluid inclusions are mainly B15 and B20H types with narrow range of homogenization temperatures (119–301°C), salinities (0.9–9.7 wt%) and densities of 0.59–0.92 g·cm⁻³. Trapping pressures differ from the pre-mineralization stage to the post-mineralization stage, being respectively ~120 Mpa, 34–85 Mpa and 20–58 Mpa. Using Laser Raman spectroscopic analysis, the authors identified H₂O contents in liquid and CO₂ amounts in vapors. With Fluid inclusions microthermometry the authors studied the revolution history of fluid inclusions and linked this history to ore formation at Bangpu, Tibet. It is likely that the exsolution of magma chambers occurred at paleodepths of > 5 km. Transition from lithostatic to hydrostatic pressure at paleodepths of ~2 km once caused the initiation of boiling and immiscibility, and pressure fluctuations were probably the main driving force for Mo (Cu) sulfide deposition during the main-mineralization stage. At shallower depths the oxygen fugacity of magma-derived fluid increased and caused slight Mo precipitation.

Key words: geochemistry; fluid inclusion; magmatic-hydrothermal fluid; Bangpu porphyry Mo (Cu) deposit; Gangdise; Tibet

斑岩型钼矿床是金属钼最重要的来源,也是中国钼矿床的主要类型。前人对斑岩钼矿床的地质特征、成矿年龄开展了大量深入的探讨,在成矿物质来源及成矿地球动力学背景等方面也取得了许多重要成果。但是,关于斑岩钼矿的成矿流体特征以及岩浆-热液演化过程的研究却相对缺乏。目前国内外有关岩浆热液流体出溶、演化及其对金属成矿制约的研究往往基于常规流体包裹体冷热台测温、单个流体包裹体原位无损成分分析和单个熔融包裹体的有损成分分析等技术方法(孙雄等, 1998; Halter et al., 2002; Rickers et al., 2006; Audétat et al., 2008; Rusk et al., 2008; Zajacz et al., 2009)。

冈底斯成矿带是中国 19 条重要成矿区带之一,岩浆热液成因矿床非常发育,关于矿床岩浆-热液阶段流体的特征及演化等方面的研究也取得了很大进展(杨志明, 2008; 谢玉玲等, 2009; 唐菊兴等, 2010, 2012; 周云等, 2011; 胡正华等, 2011)。邦铺矿床产于西藏冈底斯成矿带东段,是一个与二长花岗斑岩-闪长(玢)岩侵入体有关的斑岩型钼铜矿床,矿床成矿流体方面的研究程度十分薄弱,仅周雄(2009)对石英(方解石)脉开展了流体包裹体和 H-O 同位素研究。本文对邦铺斑岩钼铜矿床不同成矿阶段的各类脉体及其中的流体包裹体进行了详尽的岩相学、温度、盐度、成分等方面研究,分析了邦铺斑岩钼铜矿床成矿流体的性质,揭示了岩浆-热液流体演化规律,并对流体出溶、演化及其对金属成矿制约等问

题做了初步探讨。

1 矿床地质

邦铺斑岩钼铜矿床位于西藏特提斯构造域冈底斯-念青唐古拉板片中南部,矿区内构造以近东西向—北西西向断裂为主(图 1)。矿区出露地层简单,包括古近系典中组以及下二叠统洛巴堆组凝灰质砂板岩、灰岩,地层之间多以断层接触(周雄, 2009)。矿区发育多期次侵入岩,包括二长花岗斑岩、黑云二长花岗岩、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩、闪长(玢)岩、辉绿岩以及辉长-辉绿岩。矿床围岩蚀变发育,自二长花岗斑岩岩体向外依次为:①钾-硅化,表现为充填岩体和围岩裂隙中石英脉、石英-钾长石脉、石英-黑云母脉,斑岩基质钾长石化、黑云母化等;②黄铁绢英岩化,主要表现为长石分解成绢云母并伴有细粒浸染状黄铁矿化;③青磐岩化,主要表现为绿泥石、绿帘石大量发育,亦可见方解石脉;④粘土化,叠加于早期的硅化带和绢英岩化带之上。

矿床钼资源量 5 万吨,伴生铜 10 万吨。钼矿体长度 800 m,宽约 900 m,平均厚度 542.2 m;铜矿体长度 1000 m,宽约 900 m,平均厚度 432.48 m。钼、铜矿体在平面上均呈椭圆形或等轴状,剖面上均呈长柱状体或者筒状体(王立强等, 2011)。矿石矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、斑铜矿、黝铜矿、辉铜矿、黄铁矿等,发育少量闪锌矿、方铅矿、磁铁矿和孔雀石等,脉石矿物包括石英、斜长石、钾长石、黑

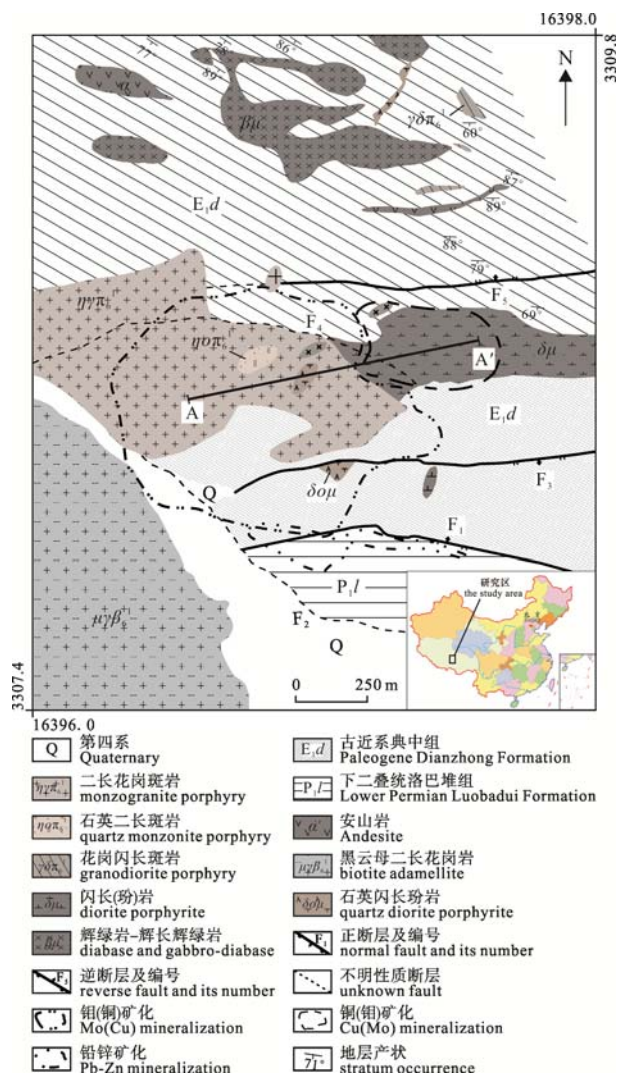


图1 邦铺斑岩型钼铜矿床地质简图

(据西藏自治区地勘局地热地质大队, 2009 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Bangpu porphyry molybdenum-copper deposit (modified after Geological and Geothermal Party, Tibet Bureau of Geological Exploration, 2009)

云母, 次为角闪石、绿泥石、绿帘石、绢云母、方解石、石膏和萤石等。矿石构造较简单, 主要为细脉状构造、浸染状构造, 还可见网脉状、团斑状、条带状构造等。

邦铺矿床矿石脉体十分发育且类型丰富, 贯穿热液流体演化的各个阶段, 是引起蚀变与矿化的直接记录。依据矿物组合、脉体之间穿切关系的不同, 将脉体划分为成矿前、主成矿以及成矿后 3 个不同阶段、10 种不同类型脉体, 其详细特征列于表 1。成矿前阶段: 发育脉体不规则、无对称性, 从早到晚分别为: 无矿 Qtz 脉(图 2、图 3a)、Bt±Qtz 脉(图 2、图 3b), 还可见少量 Qtz-Ksp 脉; 矿物组合为石英、钾长石、黑云母及少量黄铁矿, 黄铁矿呈浸染状产出, 粒度较小, 次生钾长石为脉体蚀变晕或脉体一

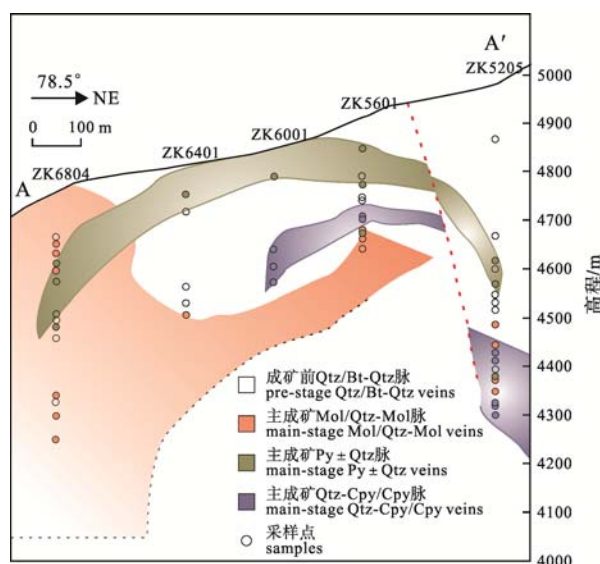


图2 邦铺钼铜矿床成矿前、主成矿阶段脉体类型分布示意图(图 1A-A'剖面)

Fig. 2 Geological cross section(A-A' in Fig.1) showing pre-mineralization stage and main-mineralization stage vein body types at Bangpu

部分。主成矿阶段: 脉体产出连续, 硫化物呈线状分布, 石英颗粒垂直于脉壁呈长柱状或对称生长, 主要包括 5 种类型: Mol 脉(图 2, 3d)、Qtz-Mol 脉(图 2, 3e)、Py±Qtz 脉(图 2, 3f)、Qtz-Cpy+Py 脉(图 2, 3h)和 Cpy 脉(图 2, 3g)。矿物组合主要为石英、绢云母、辉钼矿、黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿以及少量绿泥石、绿帘石、黑云母, Qtz-Mol 脉、Qtz-Cpy+Py 脉分别为邦铺矿床钼、铜矿化最主要的产出形式, Py±Qtz 脉存在多个期次, 可见其穿切 Cpy 脉甚至成矿后阶段的 F1 脉。③成矿后阶段, 脉体远离岩体, 多近直立、高角度产出, 分别为: Fl±Qtz 脉(图 3i)、Cal±Qtz 脉(图 3j)和 Gp 脉(图 3l)。矿物组合主要为石英、萤石、方解石、石膏、方铅矿、闪锌矿、辉钼矿, 脉石矿物多自形生长, 具等粒结构。

2 研究方法测试结果

用于研究的样品主要采自邦铺钼铜矿床 52~72 号勘探线的 14 个钻孔, 采样时兼顾不同矿化阶段、不同矿化及蚀变类型、不同主岩类型等方面的因素。岩性包括二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩和闪长(玢)岩。将上述样品制成厚 0.3 mm 双面抛光的包裹体片, 然后在偏光显微镜下观察, 记录不同成矿阶段、不同类型包裹体的分布密度、大小、气液比等岩相学特征。

流体包裹体显微测温分析在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成, 所用仪器为: 德国 ZEISS 公司的偏光显微镜, 放大倍数为 20~500 倍;

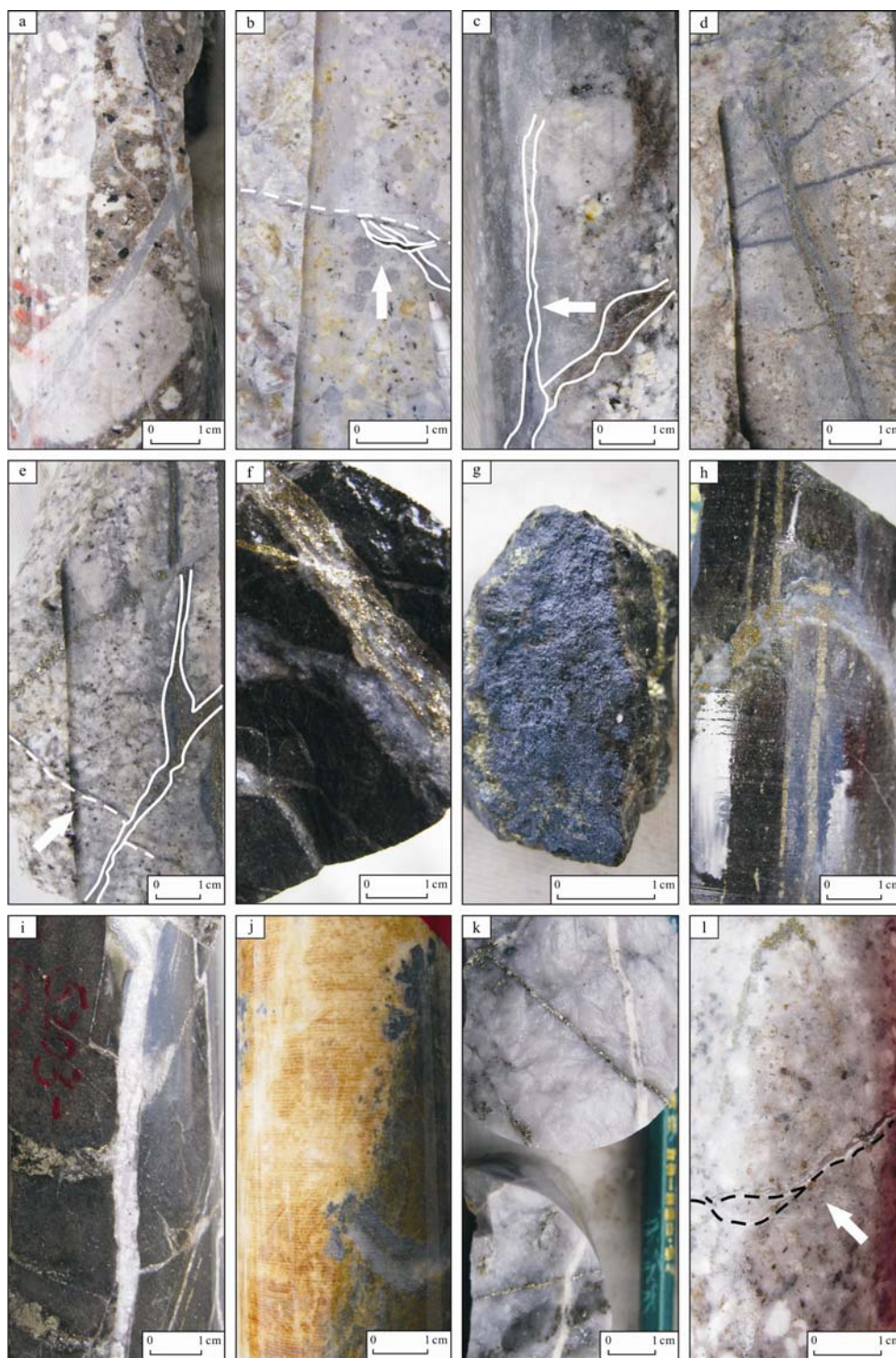


图 3 邦铺钼铜矿床各种脉体及其穿切关系

Fig. 3 Vein types and crosscutting relationships at Bangpu

a-产于二长花岗斑岩中无矿化 Qtz 脉, 具有 Ksp 蚀变晕, 切穿了斜长石斑晶; b-产于二长花岗斑岩中穿切关系明显的两组脉, 白色箭头所示的 Bt 脉, 该脉不连续, 穿切了无矿化 Qtz 脉; c-穿切关系明显的两组脉, 白色箭头所示的 Qtz-Mol 脉穿切了不规则的 Bt 脉; d-产于二长花岗斑岩中的 Mol 细脉, 产状平缓, 被 Qtz-Py 脉截断; e-关系明显的三组脉, 白色箭头所示的 Mol 细脉最早, 被 Qtz-Mol-Py 脉穿切, Qtz-Py 脉最晚; f-产于闪长(玢)岩中的 Cpy 细脉、Qtz-Py 脉以及 Qtz-Mol 脉, Cpy 细脉穿切 Qtz-Py 脉, 辉钼矿沿脉体中心线或脉壁生长; g-产于闪长(玢)岩中的 Mol 细脉被 Cpy 细脉穿切; h-产于闪长(玢)岩中的 Qtz-Cpy 脉, 截断了 Qtz-Py 脉; i-穿切关系明显的两组脉, Fl-Qtz 脉穿切了 Qtz-Py 脉; j-典型的 Cal-Qtz 脉, 脉体两侧常具有 Gn、Sp 矿化; k-穿切关系明显的两组脉, Cal 脉穿切了 Py 细脉; l-白色箭头所示的 Gp 细脉, 穿切了近直立的 Qtz-Cpy 矿细脉; Qtz-石英; Ksp-钾长石; Bt-黑云母; Mol-辉钼矿; Py-黄铁矿; Cpy-黄铜矿; Fl-萤石; Cal-方解石; Gp-石膏; Gn-方铅矿; Sp-闪锌矿

a-barren quartz vein with K-feldspar alteration in monzogranite porphyry, cutting a plagioclase; b-discontinuous biotite vein in monzogranite porphyry cutting a barren quartz vein; c-irregular biotite vein cut by a quartz-molybdenite vein; d-molybdenite vein in monzogranite porphyry cut by a quartz pyrite vein; e-a quartz molybdenite pyrite vein cut by quartz pyrite vein, but cutting another molybdenite vein; f-chalcopyrite vein, quartz pyrite vein and quartz molybdenite vein in diorite porphyry; g-chalcopyrite vein in diorite porphyry cutting a molybdenite vein; h-quartz chalcopyrite vein cutting quartz pyrite vein; i-fluorite quartz vein cutting a quartz pyrite vein; j-typical calcite quartz vein with galenite and sphalerite mineralization; k-pyrite vein cut by a calcite vein; l-gypsum vein cutting a quartz chalcopyrite vein; Qtz- quartz; Ksp-K-feldspar; Bt-biotite; Mol-molybdenite; Py-pyrite; Cpy-chalcopyrite; Fl-fluorite; Cal-calcite; Gp-gypsum; Gn-galenite; Sp-sphalerite

表 1 邦铺钼铜矿床主要脉体类型及其特征
Table 1 Paragenetic sequence of vein types and its characteristics

成矿阶段	脉体类型	形状及大小	穿切关系及产出特征
成矿前	Qtz 脉	1~3 mm 宽, 多不连续, 石英等粒它形结构, 无对称性	穿切石英、斜长石斑晶, 产状主要为近 60°和近直立
	Bt±Qtz 脉	不规则, 多不连续, 宽多小于 2 mm	发育较少, 少量出现于二长花岗斑岩中, 切穿了无矿化 Qtz 脉
主成矿	Mol 细脉	脉宽多小于 1~2 mm, 辉钼矿颗粒细小	较为发育, 主要产于二长花岗斑岩、石英二长斑岩及辉长岩中, 被 Qtz-Mol 脉穿切
	Qtz-Mol 脉	脉体连续, 5~10 mm 宽, 少数可达 30 mm, 辉钼矿颗粒大小不一	较发育, 主要产于二长花岗斑岩、石英二长斑岩及辉长岩中, 还少量产于洛巴堆组地层中, 多以 45°、60°以及近直立三种产状产出
	Py±Qtz 脉	脉宽介于 2~10 mm 之间, 少数可达 20 mm, 黄铁矿颗粒大小变化不等, 常呈自形生长	大量发育, 穿切了 Mol 细脉和 Qtz-Mol 脉, 主要以高角度产出, 此类脉体相互穿切, 形成具有多阶段性
	Qtz-Cpy±Py 脉	板状, 脉宽 2~10 mm, 黄铜矿多呈不连续线状分布于脉体中	较发育, 主要产于辉长岩中, 少量产于二长花岗斑岩中, 穿切了 Mol 细脉、Qtz-Mol 脉以及 Qtz-Py 脉, 矿床的铜矿化主要以此种类型产出
	Cpy 脉	不规则状、细脉状, 多不连续, 脉宽 1~3 mm, 局部出现石香肠构造	主要产于辉长岩中, 切穿了 Qtz-Py 脉以及 Qtz-Cpy 脉
成矿后	Fl±Qtz 脉	板状, 脉宽 10~30 mm, 萤石颗粒等粒结构	主要产于辉长岩和二长花岗斑岩中, 产状以 75°至直立为主, 切穿了 Qtz-Mol 脉
	Cal±Qtz 脉	板状, 脉宽可达 50 mm, 闪锌矿、方铅矿自形生长	发育较少, 多直立产出
	Gp 脉	不规则细脉状, 脉宽 0.5~1 mm; 板状, 10~30 mm 宽, 石膏自形程度高, 片状	较发育, 切穿了 Cal±Qtz 脉

注: Qtz-石英; Bt-黑云母; Mol-辉钼矿; Py-黄铁矿; Cpy-黄铜矿; Fl-萤石; Cal-方解石; Gp-石膏。

LINKAM THMS600 冷热台, 0~ -196℃的精度为 ±0.5℃, 0~600℃的精度为±2℃。显微测温过程中, 采用美国 FLUIDING 公司的人工合成的流体包裹体标准样品进行温度标定, 升温速率为 1~5℃/min, 相变点附近升温速率降低为 0.1~1℃/min。

单个流体包裹体激光拉曼显微探针测试在中国地质科学院地质研究所国家大陆构造和动力学重点实验室完成。测试仪器为 RM-1000 型拉曼光谱仪, 使用 514.5 nm 氩激光器, 计数时间为 10 s, 每 1 cm⁻¹(波数)计数一次, 50~4000 cm⁻¹全波段一次取峰, 激光斑束大小为 2 μm, 光谱分辨率±2 cm⁻¹。

流体包裹体的盐度 wt%(NaCl_{eq})利用 Hall 等(1988)提出的计算方法求得; 密度 D 和压力 P 的计算主要参阅刘斌等(1987)、刘斌(2001)、卢焕章等(2004)以及 Becker 等(2008)介绍的相关方法。详细的显微测温数据列于表 2。

3 流体包裹体研究

3.1 流体包裹体类型

邦铺矿床各成矿阶段不同脉体矿物中广泛发育流体包裹体, 类型丰富(图 4)。根据流体包裹体成分及室温下相态种类、气液充填度特征以及是否含有子矿物(卢焕章等, 2004; Rusk et al., 2008)可将包裹

体分为 5 类: B15、B20H、B35、B60 和 B80, “B”代表气泡, 数字表示平均气相充填度, “H”指盐类子晶。B20H 还可根据子矿物的溶化温度与气液相均一温度之间的关系分成两个亚类: B20H_I, 子矿物溶化温度小于气液相均一温度; B20H_{II}, 子矿物溶化温度大于气液相均一温度。

B15 包裹体 气相充填度在 10%~20%的液相包裹体(图 4C), 室温下为气液两相, 约 5%的包裹体含石盐子晶。主要见于成矿前阶段的两组脉体, 成矿后阶段的 Fl±Qtz 脉、Cal±Qtz 脉中。个体大小在 3~15 μm 之间, 形状多为扁椭圆状、米粒状、不规则状, 加热后均一到液相。

B35 包裹体 气相充填度在 20%~50%的液相包裹体(图 4D, F), 室温下为气液两相, 约 20%的包裹体含不透明子矿物(图 4A), 多以菱形、椭圆状、不规则产出, 粒径约 10~40 μm。

B60 包裹体 气相充填度在 50%~75%的气相包裹体(图 4B, D), 室温下为气液两相, 一般成群集中分布, 是矿区最发育的一类包裹体, 但在成矿后阶段的各类脉体中发育较少。气相颜色为灰色或灰黑色, 一般呈椭圆形, 粒径约 10~60 μm, 个体变化较大。

B80 包裹体 气相充填度大于 75%的气相包裹

表 2 邦铺钼铜矿不同成矿阶段流体包裹体显微测温结果
Table 2 Microthermometric properties of fluid inclusions from different mineralization stages at Bnagpu

成矿阶段	脉体类型	样品编号	B15	B20H	B35	B60	B80	均一温度/t℃		w(NaCleq)/%		密度/g·cm ⁻³	
								范围	平均值	范围	平均值	范围	平均值
成矿前	Qtz 脉	5601-145.3	1	4	3	2	8	160~578.8	354.2	1.4~52.3	31.3	0.62~1.25	1.0
		5601-247.8	2	3	0	3	0						
		6401-255.8	2	11	5	1	0						
		6401-298.5	0	6	5	1	0						
主成矿	Bt±Qtz 脉	6804-418.4	1	3	2	4	3	342~413.7	381.6	10.9~48.3	40.3	0.74~1.08	1.03
	Mol 细脉	6805-415.8	12	3	6	0	0	275.9~431.6	330.7	11.1~46.6	32.7	0.62~1.09	1.00
	Qtz-Mol 脉	5205-542.9	1	14	6	7	0	181.5~438.2	306.5	2.2~47.4	24.5	0.58~1.12	0.9
		5205-587	0	9	2	0	5						
		5601-226.7	0	7	2	2	1						
		6804-157.7	4	2	6	1	1						
	Py±Qtz 脉	5205-350.6	2	15	3	4	1	123.2~424.5	326.7	0.7~47.5	28.4	0.58~1.12	1.0
		5205-400	1	15	1	6	2						
		5205-577.9	1	2	21	0	0						
		5601-115.7	0	4	2	2	5						
	Qtz-Cpy±Py 脉	5205-484.5	1	5	5	5	7	214.7~418.4	341.2	2.7~42.7	21.3	0.55~1.08	0.9
		5205-624	2	12	6	6	0						
		5205-655.4	2	3	2	7	3						
	Cpy 脉	6001-189.1	4	5	7	2	0	260.3~419.3	326.5	1.7~40.1	29.1	0.75~1.1	0.98
成矿后	Fl±Qtz 脉	5203-544.4	4	13	8	0	0	175.5~423.7	289.2	2.9~46	13.7	0.59~1.17	0.9
		5203-623.1	10	3	2	1	0						
		5203-688.8	13	4	10	0	0						
	Cal±Qtz 脉	5203-247.26	16	0	2	0	0	210.3~321.5	284.3	1.7~9.7	6.0	0.74~0.92	0.8
		6004-365.9	2	0	15	0	0						
		6004-367.5	10	0	5	0	0						
	Gp 脉	6808-365	2	0	0	0	0	113.3~129.8	121.6	0.9~1.1	1.0	0.95~0.96	0.96

体(图 D), 室温下多为纯气相, 在显微镜下难以观察到相态变化, 多以浑圆状产出, 与 B20H、B60 包裹体共存, 成群分布。

B20H 包裹体 气相充填度在 10%~30%的三相包裹体(图 4D, E, F), 形状规则, 多呈负晶形, 粒径一般为 10~50 μm。室温下为气液子矿物三相, 子矿物以石盐为主, 还有钾盐、赤铁矿和不透明子矿物等。约 30%的包裹体同时含石盐和不透明子矿物, 约 5%的包裹体含 3 个以上子矿物。在主成矿阶段的 5 组脉体中较为发育, 多与 B60、B80 包裹体共存。石盐子晶多呈立方体(图 4D, E), 无色透明, 大小一般 < 20 μm, 钾盐子晶呈浑圆状、针状, 溶化温度比石盐低, 赤铁矿多呈立方体状、椭圆状, 红色透明, 数量较少。不透明子矿物主要为黄铜矿和黄铁矿, 以黄铜矿为主, 黄铜矿呈不规则状、三角形(图 4A, E), 粒度较小。

从图 5 中可看出, B60、B80 包裹体广泛发育, 从

钻孔的浅部(< 200 m)到深部(> 400 m)均有分布, 在深度大于 400 mCu 矿化为主的脉体中 B60、B80 包裹体含量大于 60%; Mo 矿化为主的脉体中 B60、B80 包裹体含量多小于 30%。B20H、B35 包裹体集中分布在各钻孔中部(~400 m)到浅部(< 200 m), 深度大于 500 m 的脉体中含量仅为 20%左右。从 Mol 脉到 Cpy 脉, B20H 包裹体含量先增后减, 在 Py±Qtz 脉中含量最高(50%~75%), 粒径大, 形状规则。深度小于 400 m 的各类脉体中 B35 包裹体广泛发育, 含量较稳定(约 45%), 在不同脉体接触部位含量偏高(接近或超过 50%)。B15 包裹体主要分布在 4700 m 以上的脉体中, 4600 m 以下的脉体中较少发育(含量约 10%), B15 包裹体是成矿后阶段的各类脉体中大量出现, 在 Qtz-Cal 脉中含量可高达 90%。从深部到浅部, 包裹体气相充填度渐小, 相态从两相到三相, 相同深度脉体中包裹体类型、含量差别不大。Mo 矿化为主脉体中包裹体以 B20H、B35 为主,

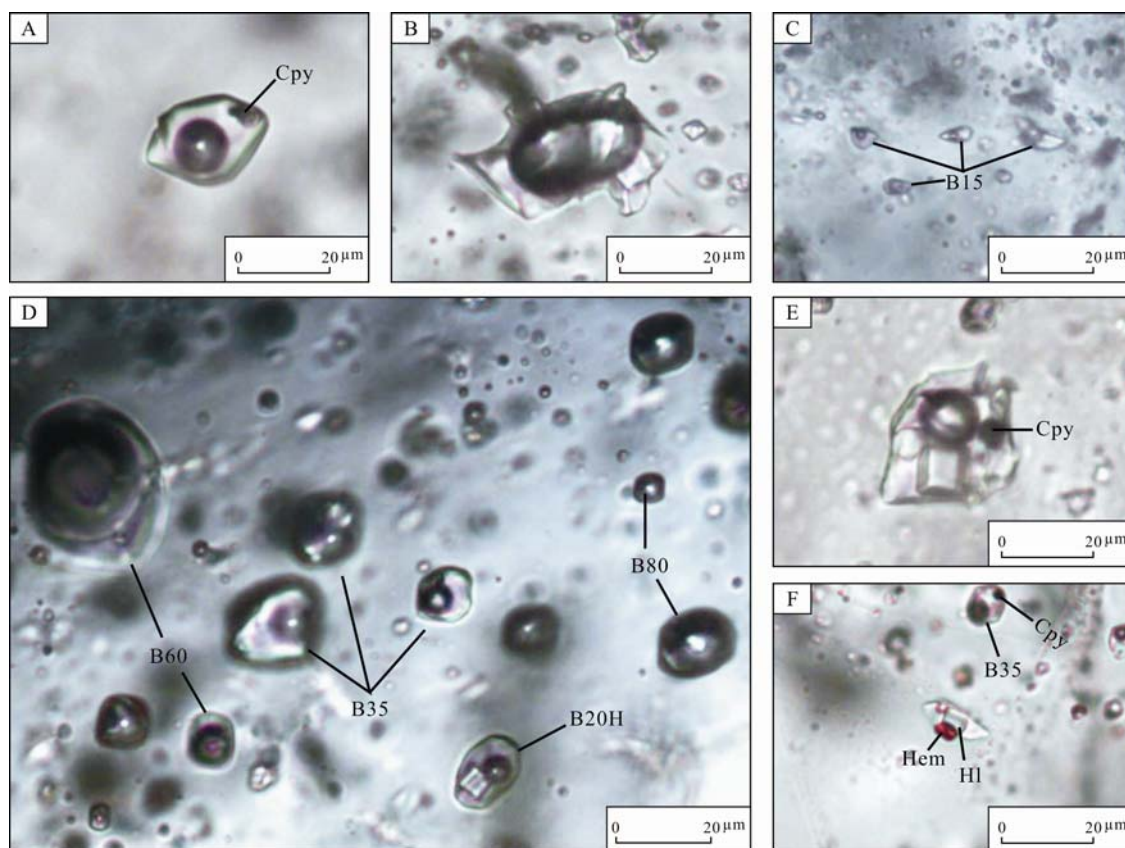


图 4 邦铺钼铜矿各期次脉体内流体包裹体显微照片

Fig. 4 Transmitted light photomicrographs of Bangpu fluid inclusions

A-主成矿阶段 Qtz-Cpy±Py 脉中 B35 包裹体(气相充填度 40%), 样品编号: 5205-624; B-成矿前阶段无矿化 Qtz 脉中的 B60 包裹体(充填度 70%), 样品编号: 6401-298.5; C-主成矿阶段 Mol 脉中 B15 包裹体, 样品编号: 6804-415.8; D-主成矿阶段 Qtz-Cpy±Py 脉中 B20H、B35、B60 包裹体共存, B35、B60 包裹体成群分布, 样品编号: 5205-484.5; E-主成矿阶段 Qtz-Cpy±Py 脉中含 B20H 包裹体, 其中, 立方形的透明子矿物为石盐子晶, 椭圆形的透明子矿物为钾盐子晶, 不透明子矿物为黄铜矿, 样品编号: 5205-624; F-主成矿阶段 Qtz-Mol 脉中 B20H 包裹体, 其中, 红色扁椭圆形的透明子矿物为赤铁矿, 样品编号: 5601-226.7;

Qtz-石英; Hl-石盐; Hem-赤铁矿; Py-黄铁矿; Cpy-黄铜矿

A-B35 inclusion (40% bubble) in quartz chalcopyrite pyrite vein of main- mineralization stage, sample number: 5205-624; B-B60 inclusion (70% bubble) in barren quartz vein of pre- mineralization stage, sample number: 6401-298.5;

C-B15 inclusion in molybdenite vein of main- mineralization stage, sample number: 6804-415.8;

D-coexistence of B20H, B35 and B60 inclusion in quartz chalcopyrite pyrite vein of main- mineralization stage, sample number: 5205-484.5;

E-a large B20H inclusion in quartz chalcopyrite pyrite vein of main-mineralization stage, containing several daughter minerals, sample number: 5205-624; F-B20H inclusion in quartz molybdenite vein of main-mineralization stage, sample number: 5601-226.7;

Qtz-quartz; Hl-halite; Hem-haematite; Py-pyrite; Cpy-chalcopyrite

Cu 矿化为主脉体中包裹体以 B60、B80 为主。

3.2 流体包裹体成分分析

激光拉曼显微探针分析结果显示, 除寄主矿物石英的特征峰外, B60、B85 包裹体气相成分的拉曼谱图含 CO₂ 特征峰(1387 cm⁻¹和 1284 cm⁻¹, 图 6), 未见其他组分; 而 B35、B20H 包裹体液相成分的拉曼谱图含宽泛的 H₂O 峰(3310~3610 cm⁻¹, 图 6)。

3.3 流体包裹体显微测温

本文对邦铺钼铜矿床各成矿阶段 452 个流体包裹体进行了详细的显微测温分析, 详细测温数据列于表 2, 相关图解见图 7 和图 8。

B15 包裹体 冰点温度主要为-0.5~ -9℃(图 7),

对应的盐度为 0.9~15.4 wt%(NaCl_{eq})(图 8), 少数冰点温度低于-12.1℃。气液均一温度为 113.3~339.7℃, 平均值为 250.7℃, 约 56%包裹体的均一温度集中于 210~290℃(图 7)。通过计算获得的流体密度变化于 0.55~1.03 g·cm⁻³。

B35 包裹体 冰点温度主要为-0.4~ -13.1℃(图 7), 对应的盐度为 0.7~16.5 wt%(NaCl_{eq})(图 8), 约 52%包裹体的盐度集中于 6~11 wt%(NaCl_{eq}), 少数冰点温度低于-17℃。气液均一温度为 181.5~550℃, 平均值为 352.5℃, 约 65%包裹体的均一温度集中于 310~390℃(图 7)。通过计算获得的流体密度变化于 0.58~1.04 g·cm⁻³。

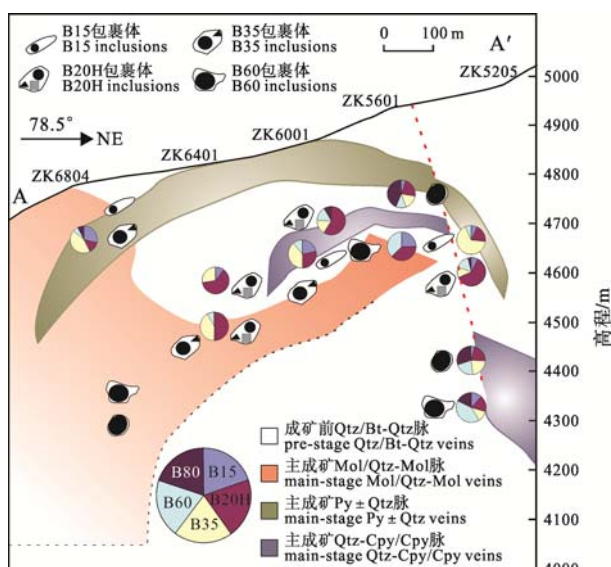


图5 邦铺钼铜矿床成矿前、主成矿阶段流体包裹体分布图

Fig. 5 Deposit-scale distribution of pre-mineralization stage and main-mineralization stage fluid inclusions at Bangpu

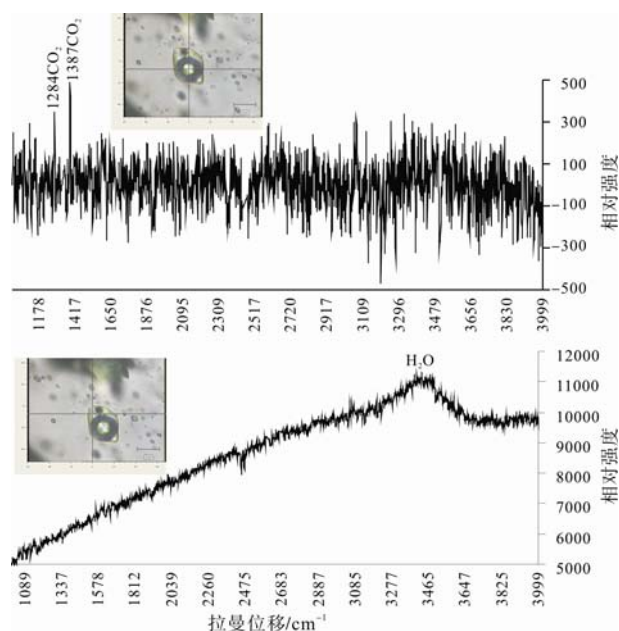


图6 邦铺钼铜矿床流体包裹体拉曼光谱图

Fig. 6 Laser Raman spectroscopic diagram of fluid inclusions at Bangpu

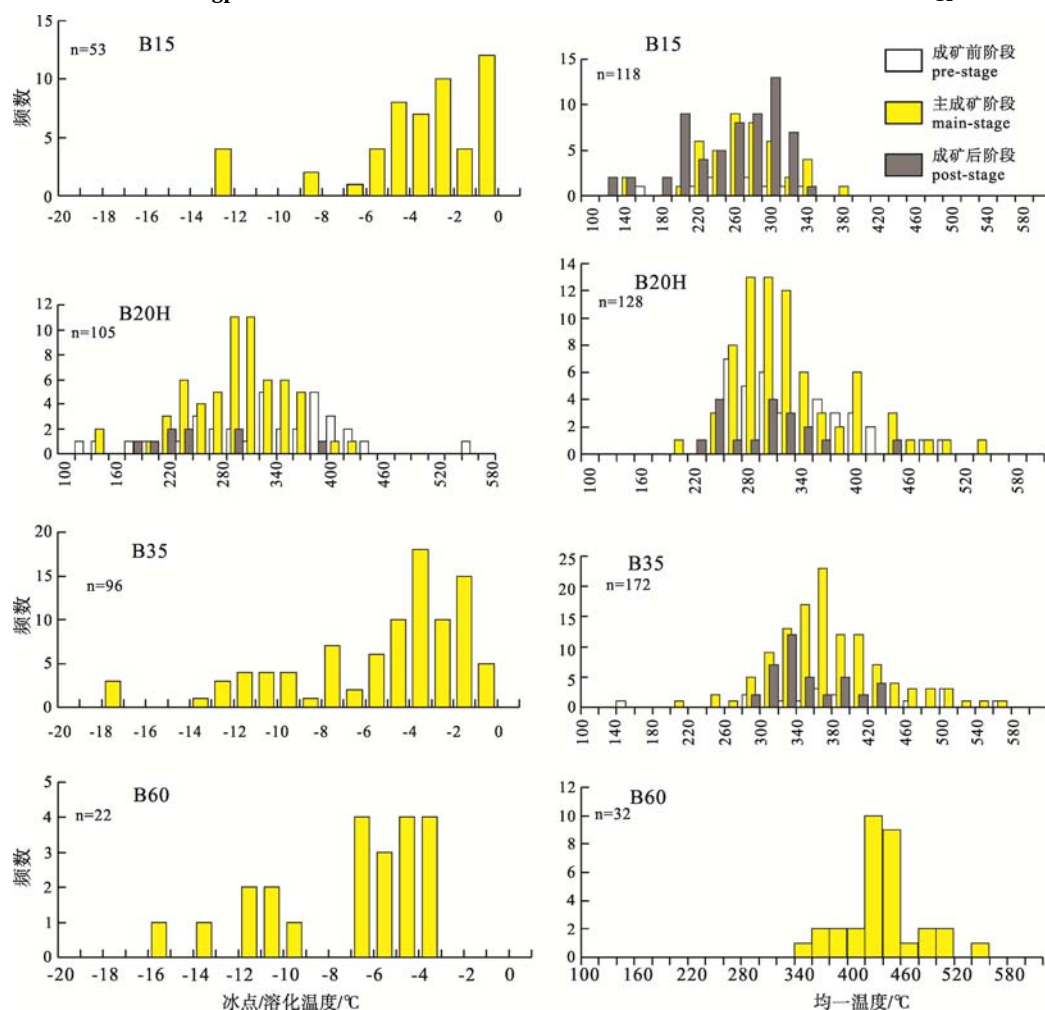


图7 邦铺钼铜矿床 B15、B20H、B35、B60 包裹体冰点温度、石盐溶化温度和均一温度直方图

Fig. 7 Histograms showing solution temperature of ice and daughter halite and homogenization temperatures of B15, B20H, B35, B60 inclusions at Bangpu

1-成矿前阶段; 2-主成矿阶段; 3-成矿后阶段

1-pre- mineralization stage; 2-main- mineralization stage; 3-post- mineralization stage

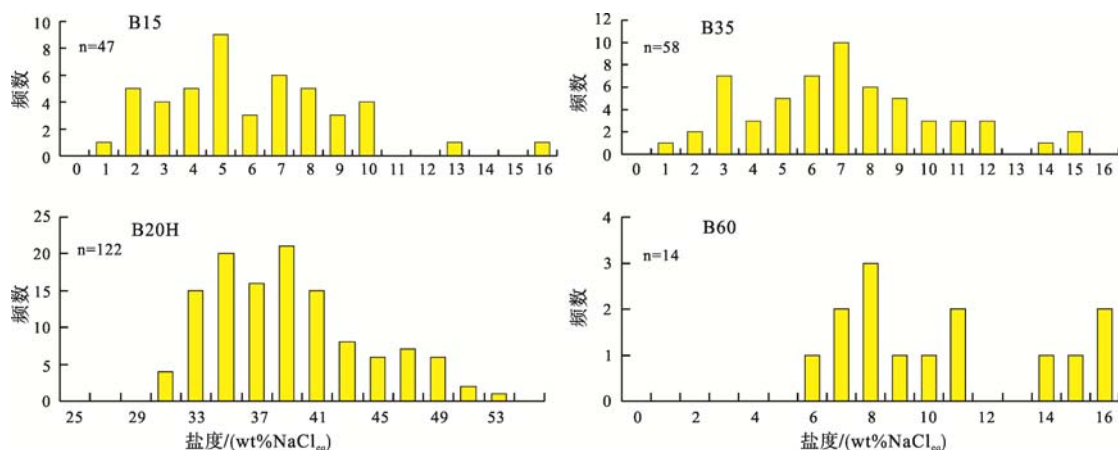


图8 邦铺铜矿床 B15、B35、B20H、B60 包裹体盐度直方图

Fig. 8 Histograms showing calculated salinity of B15, B20H, B35, B60 inclusions at Bangpu

B60 包裹体 冰点温度主要为 $-3.5 \sim -15.9^{\circ}\text{C}$ (图7), 对应的盐度为 $5.7 \sim 15.4 \text{ wt}\%(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ (图8)。气液均一温度为 $333.7 \sim 530^{\circ}\text{C}$, 平均值为 419.5°C , 约63%包裹体的均一温度集中于 $400 \sim 430^{\circ}\text{C}$ (图7)。通过计算获得的流体密度变化于 $0.56 \sim 1.07 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。72%的包裹体加热后均一到气相, 只有一个测温点(5205-624-2)观察到临界均一($T_h=408.3^{\circ}\text{C}$), 许多包裹体表现近临界均一行为, 在升温至 $408.3 \pm 5^{\circ}\text{C}$ 之前, 气泡充填度几乎不变, 继续升温超过临界均一温度, 气泡就会迅速收缩均一到液相或扩大充满整个包裹体。

B80 包裹体 因气泡充填度太大, 相态变化难以观察, 冰点温度、均一温度存在较大误差, 不具有统计意义(Bodnar et al., 1985; Sterner, 1992)。Rusk 等(2008)将此类包裹体的均一温度推测为 $400 \sim 600^{\circ}\text{C}$, 盐度限定为 $0 \sim 3 \text{ wt}\%(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 。

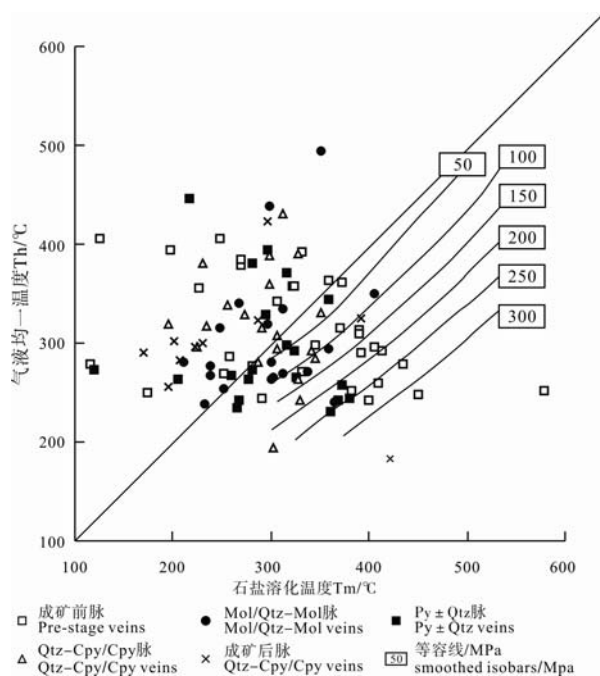
B20H 包裹体 气液相均一温度为 $239.4 \sim 423.7^{\circ}\text{C}$, 对应盐度为 $30.5 \sim 42.7 \text{ wt}\%(\text{NaCl}_{\text{eq}})$; 石盐子晶溶化温度为 $265.1 \sim 449.3^{\circ}\text{C}$, 对应的盐度为 $35.5 \sim 52.3 \text{ wt}\%(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 。流体密度变化于 $0.89 \sim 1.25 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。有5%左右包裹体加热至爆裂石盐子晶仍不溶化, 约4%包裹体加热至 550°C 透明子晶仍不溶化, 可能为硬石膏。在 T_h - T_m 图解中, 约49%包裹体的石盐子晶溶化温度小于气液相均一温度(图9), 部分包裹体的 T_h 、 T_m 温度相差 40°C 以上, 可能是由于捕获不均匀流体形成(Rusk et al., 2008), 推测捕获压力在 $200 \sim 250 \text{ MPa}$ 。

4 讨论

4.1 各阶段包裹体的性质及形成条件

4.1.1 成矿前阶段

此阶段的脉体样品均取自钻孔中部至浅部

图9 石盐溶化温度 T_m -气液均一温度 T_h 图解
(底图据 Rusk et al., 2008; Becker et al., 2008)Fig. 9 Temperature of bubble homogenization versus temperature of halite dissolution
(modified after Rusk et al., 2008; Becker et al., 2008)

(4400~4700 m)的二长花岗斑岩体中, 无矿化。Qtz-Ksp 脉中钾长石沿脉体中心呈线状不连续分布, 这种钾质蚀变是岩浆流体引起的(张德会等, 2001)。包裹体组合主要为 B20H、B35、B60、B80。B60 中含有黄铜矿矿物, 表明岩浆流体富含成矿金属物质, 具有与超临界流体相似的盐度($\sim 9 \text{ wt}\% \text{ NaCl}_{\text{eq}}$), 均一温度为 $415 \sim 421^{\circ}\text{C}$, 捕获压力为 $105 \sim 116 \text{ MPa}$, B20H 包裹体既可通过石盐溶化而均一, 也可通过气泡的消失而均一(图9), 均一温度为 $243 \sim 351^{\circ}\text{C}$,

捕获压力为 25~135 Mpa。约 37%的 B20H 捕获压力在 120 Mpa 左右,成群出现,多不与富气包裹体共存。由此,成矿前阶段的两组脉体形成时,均处于较高压力条件下(> 120 Mpa),超临界流体的相分离发生在 80 Mpa 左右(杨志明, 2008),高盐度包裹体、富气包裹体不共存的现象也不同于发生相分离的包裹体组合,一个可能的解释是,直接从岩浆房出溶的岩浆流体就同时含有高盐度包裹体、富气包裹体。

4.1.2 主成矿阶段

此阶段各种类型包裹体均有发育,包裹体组合具有较大的温度变化范围。Heinrich(2005)的研究表明,出溶的岩浆流体相分离后形成的低密度气体,在足够的封闭压力条件下,可不发生相的变化,直接发生冷凝收缩,形成同等盐度的液相。从钼矿化脉体到铜矿化脉体,所含均一成液相的 B60 包裹体含量降低,说明从钼矿化到铜矿化,压力不断减小,因此,越来越多的低密度气相,不能在不发生相变化的情况下,直接发生冷凝收缩,形成同等盐度的液相。计算获得的铜矿化脉体中 B60 包裹体的捕获压力已降至 80~85 Mpa。另外,在钼矿化脉体中, B60 包裹体的盐度变化范围较大(7~15.3 wt%),均一温度无明显差别(418~438℃),铜矿化脉体也有类似特征(5.7~14 wt%, 409~423℃),可能是出溶过程中的压力波动所致(杨志明, 2008)。B20H 包裹体大量出现,既可以石盐溶化而均一,也可以气泡的消失而均一,从钼矿化脉体到铜矿化脉体,以石盐子晶消失而均一的 B20H 包裹体含量减小(图 9)。B20H 与 B60、B80 共存,表现出沸腾包裹体组合的特征。从表 2 中可知,深部(~4300 m)B60 含量大于 B35 含量,浅部(~4700 m)B60 包裹体小于 B35 含量,而从深部到浅部, B20H 含量降低,而 B80 的含量增加。这是因为当岩浆流体上升至韧脆性边界分离为高盐度流体和低盐度富气流体时,高密度、高粘度的特性使其不能穿过这一边界,而有浮力的、低盐度低粘度气体却可以渗透通过此边界(Hedengquist et al., 1998)。钼矿化脉体中 B20H 包裹体均一温度为 240~405℃,捕获压力为 38~85 Mpa,铜矿化脉体均一温度为 293~419℃,捕获压力为 32~84 Mpa,二者差别不大。

激光拉曼显微探针分析显示,辉钼矿化、黄铁矿化脉体中 B35、B60、B80 包裹体气相中含 CO₂, B20H、B35 包裹体的液相仅见宽缓的水峰,黄铜矿化脉体中 B20H、B35 包裹体的液相为 H₂O,未检测出 CO₂ 峰。

4.1.3 成矿后阶段

该阶段包裹体组合主要为 B15、B35 包裹体,在 Fl±Qtz 脉中还可可见 B20H 包裹体,三组脉体中几乎没有 B60、B80 包裹体。该阶段的包裹体组合具有较大的温度变化范围, B15 包裹体均一温度为 119~303℃,捕获压力为 20~58 Mpa, B20H 包裹体基本以气泡消失而均一(图 9),表明其形成于较低的压力条件。

4.2 岩浆-热液过程

4.2.1 岩浆出溶流体

在斑岩系统中,岩浆中出溶热液已是一个基本事实。Rusk 等(2008)对 Butte 斑岩铜矿进行了深入研究后提出,在约 9 km 的古深度即目前矿体下部 1400~2600 m 处,岩浆分离出一种单相低盐度(2~10 wt% NaCl_{eq})岩浆流体,形成 Qtz-Mol-Cpy 脉,后期发生钾长石化、黑云母化蚀变。Redmond 等(2004)对美国 Bingham 斑岩铜矿的研究得出了相似的结论,在约 3.5 km 的古深度,岩浆分离出临界流体,并用之代表从深部岩浆房中出溶的流体。一般认为,从深部岩浆房出溶的流体为中等盐度的超临界流体(~10wt% NaCl_{eq}, Richards, 2005),部分学者认为,出溶压力≤100 Mpa,出溶深度大致为 3~4 km(张德会等, 2001)。

邦铺矿床 B60 包裹体在深度大于 400 m 的脉体中大量发育,含量达 60%以上,在其加热过程中可观察到临界均一,盐度平均值为 9.7 wt% NaCl_{eq},因此,可用之代表从岩浆房出溶后尚未发生相分离的流体。B35 包裹体多分布于中部至浅部钻孔的脉体中,其盐度、密度与 B60 包裹体相近,均一温度略低,可见不透明子晶。由此推测, B35 包裹体也具有岩浆流体性质。

4.2.2 不混溶作用

多数学者认为斑岩铜矿中的高盐度流体包裹体,主要来自岩浆结晶晚期的二次沸腾。即熔体中出溶的富含挥发分的低盐度岩浆流体上升接近地表定位时,大量向岩株、岩枝上部集中,强大的内压力会导致岩体顶部破裂,引起压力的突然释放,造成岩浆流体发生减压沸腾作用、不混溶作用,形成低密度的蒸汽和高盐度的流体(Sillitoe, 2010)。然而, Cline 等(1995)研究 Questa 斑岩钼矿时,发现高盐度流体包裹体不与富气包裹体共存,均一温度多小于 450℃,多数通过石盐消失而均一。通过不混溶作用形成的高盐度包裹体,均一温度应高于 450℃,通过石盐消失而均一的包裹体不可能与低盐度流体稳定共存,因此,高盐度流体也可以直接由深部岩浆熔

体出溶。Bodnar(1995)也提出, 在 200 MPa 压力下, 自岩浆中出溶的流体初始盐度质量分数高达 40 wt% NaCl_{eq} , 随结晶作用的进行, 流体的盐度降低; 而在 50 MPa 压力下最初出溶的流体盐度最低, 随结晶作用进行在岩浆结晶结束时盐的质量分数相当于 50~60 wt% NaCl_{eq} , 这表明斑岩矿床的岩浆在演化的晚期会分异出高盐度的流体。

邦铺矿床中 B20H 包裹体与 B35、B60、B80 包裹体共存(图 4D), 说明邦铺矿床岩浆流体在上升过程中经历了沸腾作用和不混溶作用(图 10)。从图 10 中还可看到, 邦铺矿床包裹体盐度基本位于 < 15 wt% 与 > 30 wt% 两个区间内, 缺少中间的过渡盐度区, 这也是由岩浆流体在温压条件下不稳定发生相分离导致(简伟等, 2010)。另外 B60 包裹体在矿床浅部分布较少, 在钻孔 6804、6401 之间约 4450 m 处存在一个转换带, 该带以下以 B60 包裹体为主, 该带以上主要发育 B20H 包裹体(图 5), 另外, 与钻孔 6804 临近的平硐 7001 中可观察到大量的隐爆角砾岩, 可以推测该转换带是发生沸腾作用的主要场所。

邦铺矿床成矿前阶段的 B20H 包裹体, 通过石盐消失而均一的占 49%, 石盐溶化的温度小于 450℃, 其代表的高盐度流体, 具有直接从深部岩浆出溶的可能性。

4.3 成矿流体演化及成矿意义

流体包裹体研究表明, 在约 > 5 km 的古深度, 岩浆房发生出溶, 早期出溶的温度约为 700℃, 压力约为 200 MPa, 出溶的流体为中等盐度的超临界流体(~9 wt% NaCl_{eq})。晚期的出溶温度大于

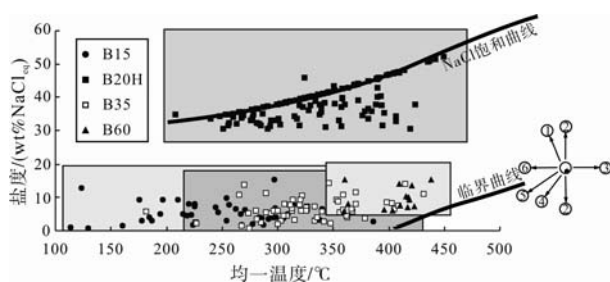


图 10 B15, B20H, B35, B60 包裹体均一温度-盐度图解 (底图据周云等, 2011; Calagari, 2004; Wilkinson, 2001)
Fig. 10 Homogenization temperature versus salinity of B15, B20H, B35, B60 inclusions (modified after ZHOU Yun et al., 2011; Calagari, 2004; Wilkinson, 2001)

- ①~⑥为不同流体演化过程的判别图解: ①-沸腾; ②-等温混合; ③-升温/降压; ④-沸腾(含 CO_2); ⑤-地表流体稀释; ⑥-冷却/加压
①-⑥-schematic diagram showing typical trends in Th-salinity space due to various fluid evolution processes; ①-boiling; ②-isothermal mixing; ③-heating/depressurization; ④-boiling (low salinity, CO_2 -bearing); ⑤-surface fluid dilution; ⑥-cooling/pressurization

449℃、压力约 120 MPa, 出溶的流体为低密度气相+高盐度液相组合, 包裹体组合主要为 B20H、B35、B60、B80。出溶的低密度气相的盐度具有较大的变化范围(5.7~19.4 wt%), 表明出溶时压力波动很大。随着岩浆房中岩浆流体的不断出溶, 钾硅化蚀变及矿化相伴而生, 成矿前阶段无矿 Qtz 脉、Bt-Qtz 脉和 Ksp-Qtz 脉是此时流体活动的产物, 引起黑云母化蚀变的流体温度应大于 342~413.7℃, 压力介于 100~120 MPa(图 11)。

在约 2 km 的古深度即目前 4400 m 处岩浆流体大量积累, 斑岩体顶部及围岩难以支撑流体内部巨大的压力, 大规模裂隙会突然发生。由于裂隙的连通, 一直处于静岩压力的岩浆流体突然转变为静水压力, 岩浆流体发生减压沸腾和不混溶作用, 形成典型的沸腾包裹体组合。主成矿阶段的各类脉体是这一事件的主要地质记录, 流体包裹体研究表明, 该阶段的温度(240~423℃)及压力(32~85 MPa)均具有较大的变化范围(图 11), 压力波动可能是邦铺矿床 Mo、Cu 在此阶段沉淀的原因。该阶段早期至中期, 流体引起的围岩蚀变主要是黄铁绢英岩化, 长石分解形成绢云母, Mo 矿化主要形成于这一时期。随着裂隙进一步扩大, 流体活动范围变大, 形成闪长(玢)岩中大范围的青磐岩化。

成矿后阶段, 脉石矿物自形程度高, 脉体中包裹体组合主要为 B15、B35。流体在静水压力条件下沿张性裂隙充填形成, 温度(119~303℃)和压力

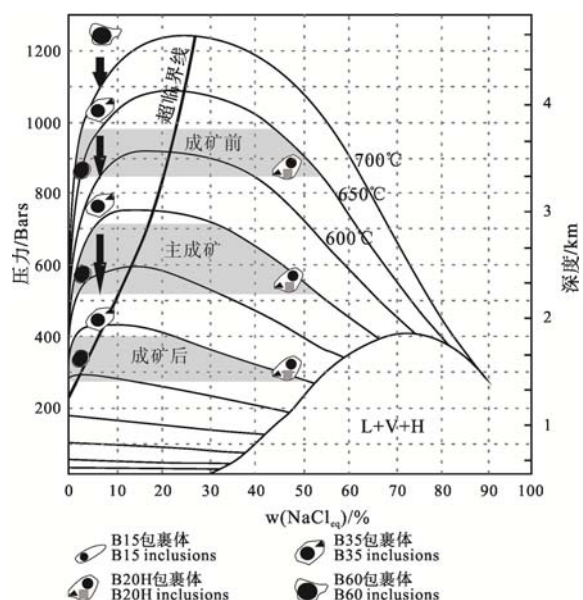


图 11 邦铺钼铜矿床 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 系统 P-T-X 相图 (据 Klemm et al., 2008; Rusk et al., 2008 修改)

Fig. 11 P-T-X phase diagram showing the $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ system at Bangpu (modified after Klemm et al., 2008; Rusk et al., 2008)

(20~58 Mpa)都偏小(图 11), 流体氧逸度不断提高, 该阶段也有少量 Mo 矿化的产生。

5 结论

(1)邦铺斑岩型钼铜矿床的形成可划分为 3 个成矿阶段: 成矿前阶段、主成矿阶段以及成矿后阶段。流体包裹体可分为 5 类: B15、B20H、B35、B60 和 B80。激光拉曼探针分析结果表明流体包裹体液相成分主要为 H_2O , 气相成分含有 CO_2 。

(2)成矿流体从早到晚具有规律性演化特征: 成矿前阶段发育 B20H、B35、B60 和 B80 包裹体, 均一温度(243~421℃)变化范围较大, 盐度集中在 1.4~15.4 wt% 和 34.3~48.3 wt%, 密度为 0.62~1.25 $g\cdot cm^{-3}$; 主成矿阶段发育典型的沸腾包裹体组合(B20H 与 B60、B80 共存), 均一温度为 240~423℃, 盐度集中在 1.7~16.5 wt% 和 32.2~47.5 wt%, 密度为 0.55~1.12 $g\cdot cm^{-3}$; 成矿后阶段发育 B15、B35 包裹体, 均一温度(119~301℃)和盐度(0.9~9.7 wt%)较低, 密度为 0.59~0.92 $g\cdot cm^{-3}$ 。成矿压力分别为~120 Mpa、34~85 Mpa、20~58 Mpa。

(3)成矿前阶段, 在约 > 5 km 的古深度, 岩浆房发生出溶。主成矿阶段, 在约 2 km 的古深度即目前 4400 m 处岩浆流体发生减压沸腾和不混溶作用, 该阶段的压力波动可能是邦铺矿床 Mo、Cu 在此阶段沉淀的原因。成矿后阶段, 随着裂隙进一步扩大, 流体氧逸度不断提高, 该阶段也有少量 Mo 矿化的产生。

致谢: 野外地质调查过程中得到西藏地热地质大队张学全高级工程师(邦铺详查项目总技术负责)的大力支持。感谢中国地质大学(北京)流体包裹体实验室诸惠燕老师, 中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室闫玲老师等人为样品分析测试提供的大量帮助。在本文写作过程中, 周云、彭惠娟等人给予了无私指导, 审稿人给本文指出了许多不足, 在此一并致谢。

参考文献:

- 胡正华, 唐菊兴, 丁枫, 郑文宝, 邓世林, 杨毅, 张志, 王艺云, 林彬, 丁帅. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿富银矿体地质特征、银赋存状态及富集机理研究[J]. 地球学报, 32(6): 668-680.
- 简伟, 柳维, 石黎红. 2010. 斑岩型钼矿床研究进展[J]. 矿床地质, 29(2): 308-316.

刘斌, 段光贤. 1987. NaCl- H_2O 溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345-352.

刘斌. 2001. 中高盐度 NaCl- H_2O 包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 地质论评, 47(6): 617-622.

卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧先习, 沈昆, 张文准. 2004. 流体包裹体[M]. 北京: 科学出版社.

孙雄, 洪汉净, 马宗晋. 1998. 构造应力作用下流体运动的动力学分析——构造流体动力学[J]. 地球学报, 19(2): 150-157.

唐菊兴, 多吉, 刘鸿飞, 郎兴海, 张金树, 郑文宝, 应立娟. 2012. 冈底斯成矿带东段矿床成矿系列及找矿突破的关键问题研究[J]. 地球学报, 33(4): 393-410.

唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 钟康惠, 应立娟, 郑文宝, 黎枫估, 郭娜, 秦志鹏, 姚晓峰, 李磊, 王友, 唐晓倩. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿床地质特征及其矿床模型[J]. 地球学报, 31(4): 495-506.

王立强, 唐菊兴, 陈毓川, 罗茂澄, 冷秋锋, 陈伟, 王焕. 2011. 西藏邦铺钼(铜)矿床含矿二长花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 矿床地质, 30(2): 349-360.

西藏自治区地勘局地热地质大队. 2009. 西藏自治区墨竹工卡县邦铺矿区钼(铜)多金属矿详查报告(1:1000)[R]. 拉萨: 西藏自治区地勘局地热地质大队.

谢玉玲, 李应棚, CHANG Zhao-shan, COOKE D R, RYAN C G, LAIRD J, 白劲松, 刘云飞, 李光明, 张丽. 2009. 西藏恰功铁矿岩浆演化序列及斑岩出溶流体特征[J]. 地质学报, 83(12): 1869-1886.

杨志明. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床——岩浆作用与矿床成因[D]. 北京: 中国地质科学院.

张德会, 张文准, 许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约[J]. 地学前缘, 8(3): 194-202.

周雄. 2009. 西藏邦铺钼铜多金属矿床流体包裹体研究[D]. 成都: 成都理工大学.

周云, 汪雄武, 唐菊兴, 秦志鹏, 彭惠娟, 李爱国, 杨科, 王华, 李炯, 张继超. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床成矿流体来源及演化[J]. 矿床地质, 30(2): 231-248.

References:

- AUDÉTAT A, PETTKE T, HEINRICH C A, BODNAR R J. 2008. The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions[J]. *Economic Geology*, 103(5): 877-908.
- BECKER S P, FALL A, BODNAR R J. 2008. Synthetic fluid inclu-

- sions. X VII. 1 PVTX properties of high salinity H_2O -NaCl solutions ($> 30 \text{ wt\% NaCl}$): Application to fluid inclusions that homogenize by halite disappearance from porphyry copper and other hydrothermal ore deposits[J]. *Economic Geology*, 103(3): 539-554.
- BODNAR R J, BURNHAM C W, STERNER S M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H_2O -NaCl to 1000°C and 1500 bars[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1861-1873.
- BODNAR R J. 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits[C]//THOMPSON J F H. *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23. Mineralogical Association of Canada: 139-152.
- CALAGARI A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(2): 179-189.
- CLINE J S, VANKO D A. 1995. Magmatically generated saline brines related to molybdenum at Questa, New Mexico, USA[C]//THOMPSON J F H. *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, 23. Mineralogical Association of Canada: 153-174.
- HALL D L, STERNER S M, BODNAR R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl- H_2O solutions[J]. *Economic Geology*, 83(1): 197-202.
- HALTER W E, PETTKE T, HEINRICH C A, ROTHEN-RUTISHAUSER B. 2002. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification[J]. *Chemical Geology*, 183(1-4): 63-86.
- HEDENGQUIST J W, ARRIBAS A, REYNOLDS T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines[J]. *Economic Geology*, 93(4): 373-404.
- HEINRICH C A. 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study[J]. *Mineralium Deposita*, 39(8): 864-889.
- HU Zheng-hua, TANG Ju-xing, DING Feng, ZHENG Wen-bao, DENG Shi-lin, YANG Yi, ZHANG Zhi, WANG Yi-yun, LIN Bin, DING Shuai. 2011. A Study of Features, Modes of Occurrence and Enrichment Mechanism of Silver-rich Ore Bodies in the Jiama Copper-Polymetallic Deposit of Tibet[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 32(6): 668-680(in Chinese with English abstract).
- JIANG Wei, LIU Wei, SHI Li-hong. 2010. Advance in study of porphyry molybdenum deposits[J]. *Mineral Deposit*, 29(2): 308-316(in Chinese with English abstract).
- KLEMM L M, PETTKE T, HEINRICH C A. 2008. Fluid and source magma evolution of the Questa porphyry mo deposit, New Mexico, USA[J]. *Mineralium Deposita*, 43(5): 533-552.
- LIU Bin, DUAN Guang-xian. 1987. The density and isochoric formulae for NaCl- H_2O fluid inclusions (salinity $\leq 25 \text{ wt\%}$) and their applications[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 7(4): 345-352(in Chinese with English abstract).
- LIU Bin. 2001. Density and isochoric formulae for NaCl- H_2O inclusions with medium and high salinity and their applications[J]. *Geology Review*, 47(6): 617-622(in Chinese with English abstract).
- LU Huan-zhang, FAN Hong-rui, OU Xian-xi, SHEN Kun, ZHANG Wen-zhun. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- REDMOND P B, EINAUDI M T, INAN E E, LANDTWING M R, HEINRICH C A. 2004. Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah[J]. *Geology*, 32(3): 217-220.
- RICHARDS J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[C]//PORTER T M. *Super-Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*. Adelaide: PGC Publishing: 7-25.
- RICKERS K, THOMAS R, HEINRICH W. 2006. The behavior of trace elements during the chemical evolution of the H_2O -, B-, and F-rich granite-pegmatite-hydrothermal system at Ehrenfriedersdorf, Germany: a SXRF study of melt and fluid inclusions[J]. *Miner Deposita*, 41(3): 229-245.
- RUSK B G, REED M H, DILLES J H. 2008. Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana[J]. *Economic Geology*, 103(2): 307-334.
- SILLITOE R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Economic Geology*, 105(1): 3-41.
- STERNER M. 1992. Homogenization of fluid inclusions to the

- vapor phase: The apparent homogenization phenomenon[J]. *Economic Geology*, 87(6): 1616-1623.
- SUN Xiong, HONG Han-jing, MA Zong-jin. 1998. The Influence of Structure Stress on Fluid Movement——Structure Fluid Dynamics[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 19(2): 150-157(in Chinese with English abstract).
- TANG Ju-xing, Dorji, LIU Hong-fei, LANG Xing-hai, ZHANG Jin-shu, ZHENG Wen-bao, YING Li-juan. 2012. Minerogenic Series of Ore Deposits in the East Part of the Gangdise Metallogenic Belt[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(4): 393-410(in Chinese with English abstract).
- TANG Ju-xing, WANG Deng-hong, WANG Xiong-wu, ZHONG Kang-hui, YING Li-juan, ZHENG Wen-bao, LI Feng-ji, GUO Na, QIN Zhi-peng, YAO Xiao-feng, LI Lei, WANG You, TANG Xiao-qian. 2010. Geological Features and Metallogenic Model of the Jiama Copper-Polymetallic Deposit in Tibet[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 31(4): 495-506(in Chinese with English abstract).
- Tibet Autonomous Region Geological Prospecting Bureau Geology and Geothermal Team. 2009. General exploration report of Bangpu Molybdenum-Copper polymetallic deposit in Maizhokunggar, Tibet (1:1000)[R]. Lhasa: Tibet Autonomous Region Geological Prospecting Bureau Geology and Geothermal Team(in Chinese).
- WANG Li-qiang, TANG Ju-xing, CHEN Yu-chuan, LUO Mao-cheng, LENG Qiu-feng, CHEN Wei, WANG Huang. 2011. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of ore-bearing monzogranite porphyry in Bangpu Molybdenum (copper) deposit, Tibet and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 30(2): 349-360(in Chinese with English abstract).
- WILKINSON J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits[J]. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- XIE Yu-ling, LI Ying-xu, CHANG Zhao-shan, COOKE D R, RYAN C G, LAIRD J, BAI Jin-song, LIU Yun-fei, LI Guang-ming, ZHANG Li. 2009. Magmatic Evolution and Characteristics of Magmatic Fluid in the Qiaogong Porphyry System[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1869-1886(in Chinese with English abstract).
- YANG Zhi-ming. 2008. The Qulong giant porphyry copper deposit in Tibet: magmatism and mineralization[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences(in Chinese with English abstract).
- ZAJACZ Z, HALTER W. 2009. Copper transport by high temperature, sulfur-rich magmatic vapor: Evidence from silicate melt and vapor inclusions in a basaltic andesite from the Villarrica volcano (Chile)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1-4): 115-121.
- ZHANG De-hui, ZHANG Wen-huai, XU Guo-jian. 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system[J]. *Earth Science Frontier*, 8(3): 194-202(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Xiong. 2009. Study on the fluid inclusions of Bangpu molybdenum copper polymetallic deposit, Tibet[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology(in Chinese with English abstract).
- ZHOU Yun, WANG Xiong-wu, TANG Ju-xing, QIN Zhi-peng, PENG Hui-juan, LI Ai-gao, YANG Ke, WANG Hua, LI Jiong, ZHANG Ji-chao. 2011. Origin and evolution of ore-forming fluids from Jiama copper polymetallic deposit in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 30(2): 231-248(in Chinese with English abstract).