

西藏邦铺斑岩矽卡岩矿床成矿流体特征

——来自流体包裹体及C-H-O同位素的制约

赵晓燕¹, 杨竹森¹, 周金胜¹, 裴英茹², 张 雄², 徐玉涛²

(1. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 选取西藏冈底斯斑岩成矿带东段的邦铺矿床斑岩矿区2条勘探线上的11个钻孔,进行了详细的岩芯编录和矿物组合、脉体穿切关系研究,将该矿床内与斑岩成矿相关的脉体划分为A、B、D脉3种类型。通过对矽卡岩矿区的详细地表及平硐观察,发现了石榴子石、阳起石、绿帘石等一系列代表流体演化特征的矿物。邦铺矿床具有典型斑岩型矿床的蚀变分带特征,从中心向外依次表现为黑云母化-硅化-绢云母化-青磐岩化,泥化呈“补丁状”无规则分布在绢云母化和青磐岩化之上。矽卡岩化则以典型矽卡岩矿物的出现为特征。A脉中绝大多数包裹体均一温度为320~550℃,盐度主要集中在两个区间内,分别为17.0%~22.0%(气液两相包裹体)和30.8%~67.2%(含子晶包裹体);B脉中绝大多数包裹体均一温度为380~550℃,盐度主要集中在1.6%~10.1%、23.2%~24.5%(气液两相包裹体)和30.8%~67.2%(含子晶包裹体)3个区间内;D脉中绝大多数包裹体均一温度为213~450℃,盐度为7.3%~11.6%。流体包裹体研究表明,与斑岩成矿的相关流体具有从高温、高盐度向低温、低盐度演化的特征;形成A、B脉的流体发生了强烈的沸腾作用,由此导致的压力波动是Mo、Cu沉淀的主要原因。16件与斑岩成矿相关的石英 $\delta D_{V-SMOW} = -185.8\text{‰} \sim -107.1\text{‰}$, $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 9.5\text{‰} \sim 14.5\text{‰}$;15件与矽卡岩成矿相关的石榴子石、绿帘石、石英及方解石 $\delta D_{V-SMOW} = -184.7\text{‰} \sim -126\text{‰}$, $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 3.9\text{‰} \sim 12.9\text{‰}$;4件斑岩成矿后期的方解石 $\delta^{18}O_{V-SMOW} = -1.6\text{‰} \sim 10.4\text{‰}$, $\delta C_{V-PDB} = -6.5\text{‰} \sim -3.4\text{‰}$;6件与矽卡岩成矿相关的方解石 $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 1.8\text{‰} \sim 11.9\text{‰}$, $\delta C_{V-PDB} = -5.1\text{‰} \sim 4.6\text{‰}$ 。C-H-O同位素分析数据表明,邦铺整个斑岩-矽卡岩成矿系统流体主要经历了岩浆脱水去气和大气降水加入这两大地质过程。

关键词: C-H-O同位素; 流体包裹体; 成矿流体; 邦铺; 西藏

中图分类号: P618.4; P618.6; P597+.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)04-0475-18

Characteristics of ore-forming fluids in the Bangpu porphyry-skarn deposit: Evidence from fluid inclusions and stable isotope compositions

ZHAO Xiao-yan¹, YANG Zhu-sen¹, ZHOU Jin-sheng¹, PEI Ying-ru², ZHANG Xiong² and XU Yu-tao²
(1. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 2. School of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Bangpu in Tibet is a large but poorly studied Mo-rich (~0.089%), and Cu-poor (~0.32%) porphyry deposit formed in a post-collisional tectonic setting. The deposit is located in the Gangdise porphyry copper belt (GPCB), and formed at the same time (~15.32 Ma) as other deposits within the belt (12~18 Ma), although it is located further to the north and has a different ore assemblage (Mo-Pb-Zn-Cu) compared with other porphyry deposits (Cu-Mo) in this belt. Two distinct mineralization events have been identified in the Bangpu deposit, which are porphyry Mo-(Cu) and skarn Pb-Zn mineralization. According to detailed drilling catalog and study of mineral assemblages and vein intersection relationship in 11 drill holes, veins in the Bangpu deposit

收稿日期: 2014-06-05; 修订日期: 2015-04-10

基金项目: “973”资助项目(2011CB403104); 中国地质调查局地质调查资助项目(1212011121253)

作者简介: 赵晓燕(1989-), 女, 在读博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: zxy19890926@163.com。

can be divided into three types, which are A, B, D veins respectively. Also, minerals such as garnet and epidote are also been detected which can help to invert fluid evolution process in the skarn mineralization period. Along the circular alteration zonation from a central potassic alteration zone through silicification and phyllic alteration zones to an outermost propylitic alteration zone, argillic alteration is present as patches within the phyllic and propylitic alteration zones. Skarn alteration is identified by the presence of typical skarn minerals within the surrounding rocks. A-type veins contain fluid inclusions that generally homogenize between 320°C and 550°C, and have $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ values that are generally split between salinities of 17.0% ~ 22.0% (gas-liquid two-phase inclusions) and 30.8% ~ 67.2% (crystal-bearing inclusions); fluid inclusions within B-type veins generally homogenize at temperatures between 380°C and 550°C, and have $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ values that are clustered within three distinct intervals, i. e., 1.6% ~ 10.1%, 23.2% ~ 24.5% (gas-liquid two-phase inclusions), and 30.8% ~ 67.2% (crystal-bearing inclusions); fluid inclusions within D-type veins have homogenization temperatures and salinities of 213~450°C and 7.3% ~ 11.6%, respectively. Fluid inclusion microthermometry indicates that the ore-forming fluids related to the porphyry mineralization evolved from high-temperature and high-salinity fluids to low-temperature and low-salinity fluids. Intense boiling occurring in A, B veins indicates that pressure fluctuation contributed a lot to the deposition of Mo and Cu. 16 quartz samples related to porphyry mineralization have the following H-O isotope data: $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -185.8\text{‰} \sim -107.1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 9.5\text{‰} \sim 14.5\text{‰}$, while $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -184.7\text{‰} \sim -126\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 3.9\text{‰} \sim 12.9\text{‰}$ for garnet, epidote, quartz, and calcite related to skarn mineralization. $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = -1.6\text{‰} \sim 10.4\text{‰}$, $\delta\text{C}_{\text{V-PDB}} = -6.5\text{‰} \sim -3.4\text{‰}$ for calcite in porphyry period and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1.8\text{‰} \sim 11.9\text{‰}$, $\delta\text{C}_{\text{V-PDB}} = -5.1\text{‰} \sim -4.6\text{‰}$ for calcite in skarn period. All the C-H-O isotope data demonstrate two processes of fluid evolution in the Bangpu porphyry-skarn deposit, i. e., dehydration-degassing process and atmospheric precipitation addition process.

Key words: C-H-O isotopes; fluid inclusions; ore-forming fluid; Bangpu; Tibet

斑岩 Cu-Mo 矿床埋深较浅, 距离地表多小于 4 km (Sillitoe and Hedenquist, 2003), 一般产于火山岩浆弧、岛弧 (Cooke *et al.*, 2005) 及大陆碰撞造山带 (Hou *et al.*, 2009, 2011) 的构造环境中。这些斑岩 Cu-Mo 矿床绝大多数与钙碱性岩浆密切相关, 是俯冲活动带变质地幔楔 (Richards, 2003, 2009) 或大陆碰撞造山带新生镁铁质地壳部分熔融的产物 (Hou *et al.*, 2004)。然而, 越来越多的证据表明, 在大陆碰撞造山带, 除了可产出大型的斑岩 Cu 矿床之外, 还发育着一些大型的斑岩 Mo 矿床。一个最好的例子就是发育在冈底斯斑岩成矿带、在后碰撞伸展环境下形成的邦铺斑岩 Mo-Cu 矿床 (图 1a), 它被认为是迄今发现的在冈底斯斑岩成矿带后碰撞环境下产出的最大的斑岩 Mo 矿床。虽然邦铺斑岩 Mo-Cu 矿床与冈底斯斑岩成矿带上其它典型斑岩 Cu-Mo 矿床 (例如驱龙、甲马、冲江等) 具有很大的相似性, 但仍存在一些差别, 例如斑岩-矽卡岩成矿系统的出现、不同的金属元素组合 (Mo-Cu-Pb-Zn) 等, 这些

都说明邦铺矿床在成矿作用上具有自身的独特性。相对于冈底斯斑岩成矿带内其他以 Cu 为主的斑岩矿床, 目前邦铺斑岩 Mo-Cu 矿床的研究还十分薄弱。

邦铺矿床经历了两期成矿事件: 斑岩 Mo-Cu 矿化及矽卡岩 Pb-Zn 矿化。从 2000 年开始, 主要针对矽卡岩的 Pb-Zn 矿种已经进行开采, 从 2007 年开始, 经过 3 年的普查、详查、勘探工作, 2009 年正式确立了邦铺是以 Mo 为主的斑岩型矿床, 并且获得邦铺矿床 Mo 和 Cu 矿石量分别大于 80 万吨及 20 万吨, 二者的平均品位分别为 0.089% 和 0.32%。邦铺矿床的 Mo 金属储量占到了西藏整个 Mo 金属储量的 60% (张学全等, 2009)^①。以往研究表明, 邦铺斑岩 Mo-Cu 成矿作用集中发生在 14~15 Ma 之间 (Hou *et al.*, 2009, 2011; Yang *et al.*, 2009), 与冈底斯斑岩成矿带内其它斑岩 Cu-Mo 矿床一致; 而对于邦铺斑岩-矽卡岩整个成矿演化过程则涉及很少, 如矿床富 Mo 的原因, 斑岩、矽卡岩两期成矿

① 张学全, 胡先才, 温春齐, 等. 2009. 西藏自治区墨竹工卡县邦铺钼(铜)多金属矿详查报告. 拉萨: 西藏地勘局地热地质大队.

作用是否属于同一成矿系统，二者在成矿物质来源、流体演化上是否具有连续性等。本文立足斑岩矿床成矿的关键因素——流体，借助流体包裹体及碳氢氧同位素的研究，探讨流体的性质、来源及演化特征，从而为了解邦铺在成矿上与其它典型斑岩Cu-Mo矿床的差异以及斑岩及矽卡岩两期成矿作用在流体演化方面的联系提供依据。

1 成矿地质背景

1.1 区域地质

青藏高原碰撞造山带以金沙江缝合带(JS)、班公湖-怒江缝合带(BNS)和雅鲁藏布江缝合带(YTS)为界，从北向南依次为松潘甘孜地体、羌塘地体、拉萨地体和喜马拉雅地体(Yin and Harrison,

2000; Hou *et al.*, 2009)。拉萨地体位于班公湖-怒江缝合带和雅江缝合带之间(图1a)，主要由中元古代-早寒武世基底和古生代-中生代沉积盖层组成，沉积盖层以奥陶纪-三叠纪浅海碎屑沉积为主。

拉萨地体自晚三叠世从印度板块分离以来，相继经历了侏罗纪岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山及碰撞后地壳变形等构造事件，形成了现今厚达70~80 km的巨厚地壳和长达1500 km的冈底斯岩浆带(侯增谦等, 2003)。其中古近纪碰撞造山及碰撞后地壳变形等事件与冈底斯成矿带的形成密切相关(杨志明, 2008)。冈底斯成矿带自碰撞以来可以识别出两次岩浆活动高峰：一是65~40 Ma的岩浆活动，形成现今大面积分布的林子宗火山岩和冈底斯花岗岩基；二是25~10 Ma的后碰撞岩浆活动，以钾质超钾质火山岩及埃达克质斑岩岩浆

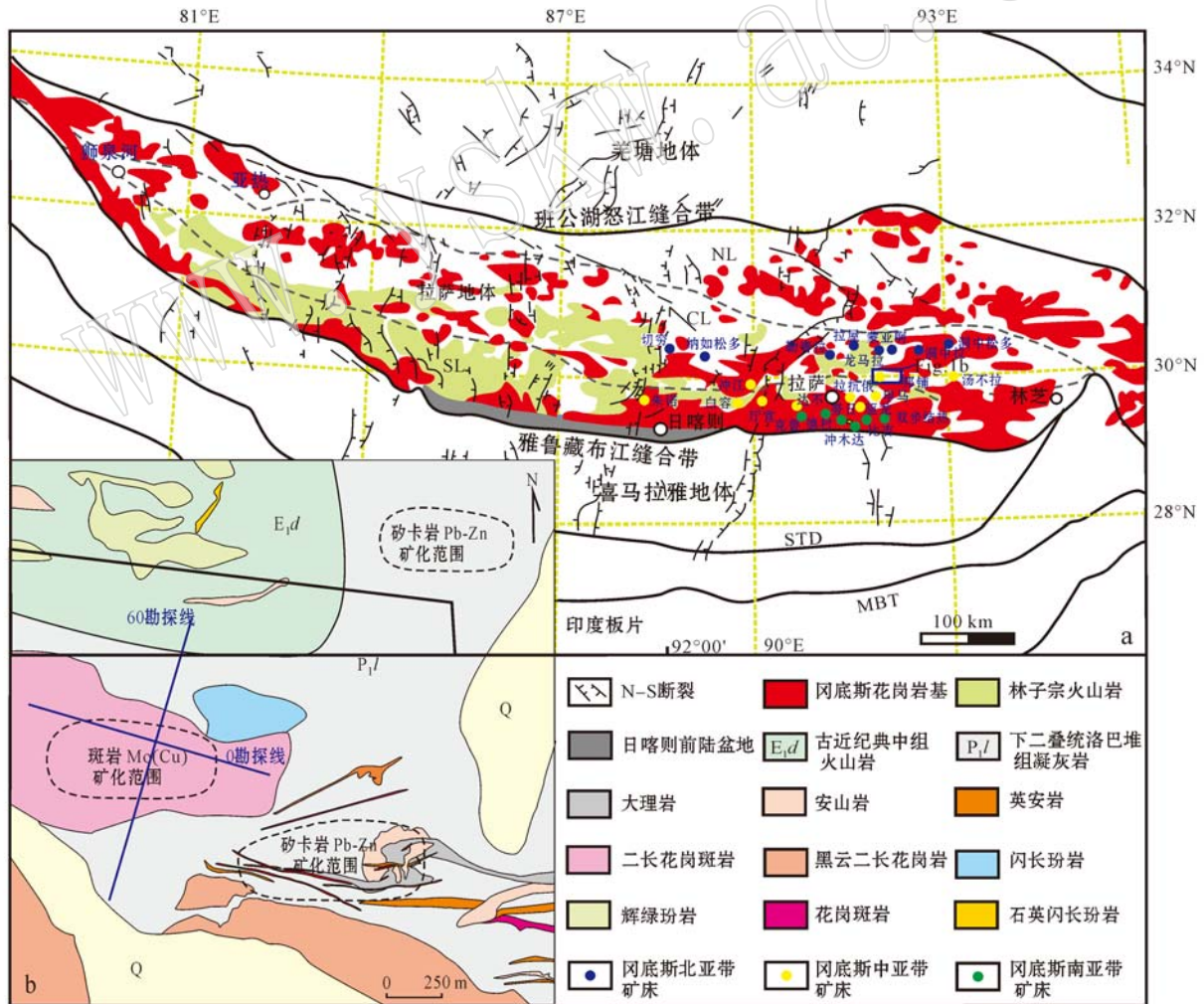


图1 青藏高原造山带成矿区带图[a, 据Zheng等(2012)修改]和邦铺矿区地质简图(b, 底图据周雄, 2012)
 Fig. 1 Geological maps of metallogenic belts within the Tibetan orogenic belt (a, after Zheng *et al.*, 2012) and the Bangpu deposit (b, modified after Zhou Xiong, 2012)

活动为代表(莫宣学等, 2006)。

冈底斯巨型成矿带进一步可以划分为 3 个亚带(图 1a): 北部的勒青拉-洞中松多铅锌银多金属成矿带、中部的驱龙-厅宫-邦铺斑岩铜钼成矿带(冈底斯斑岩成矿带)和南部的克鲁-冲木达斑岩-矽卡岩铜钼金成矿带(李光明等, 2006)。冈底斯斑岩成矿带长达 350 km, 宽约 50 km(侯增谦等, 2001), 其成矿背景明显不同于岛弧带与大陆边缘带, 但其矿化特征与岛弧、大陆边缘的斑岩铜矿相似(杨勇等, 2010; Hou *et al.*, 2011)。众多学者对冈底斯斑岩成矿带中典型矿床进行了详细解剖(孟祥金等, 2005, 2006; 侯增谦等, 2007; 杨志明等, 2008a, 2008b, 2009, 2011; Yang *et al.*, 2009; Hou and Cook, 2009; Hou *et al.*, 2009, 2011; 唐菊兴等, 2010; 王焕等, 2011), 结果表明冈底斯斑岩型矿床主要形成于印度亚洲大陆处于后碰撞伸展的环境, 成岩成矿年龄集中于 12~18 Ma, 结合含矿斑岩主量元素和微量元素地球化学特征(曲晓明等, 2001; Hou *et al.*, 2012a, 2012b), 冈底斯斑岩成矿带的成矿斑岩属于碱性斑岩, 是加厚的下地壳局部熔融的产物, 具有埃达克质岩的性质(侯增谦等, 2003, 2012; Qu *et al.*, 2004, 2007)。

1.2 矿区地质

邦铺矿床位于拉萨市墨竹工卡县(29°53'28"N, 91°55'37"E), 冈底斯斑岩成矿带的东侧, 大地构造位于拉萨地体之上(周雄, 2009, 2012)。相比于冈底斯斑岩成矿带内的其它斑岩型矿床, 邦铺矿床在空间地理位置上更靠北。通过地表勘察及钻孔编录, 主要可以识别出 3 套岩石单元(图 1b): ① 下二叠统洛巴堆组(P₁l)岩石, 主要分布在邦铺矿区的中东部,

是邦铺矿区出露最广的围岩, 岩性为凝灰岩、凝灰质角砾岩、变质火山角砾岩等, 为矽卡岩 Pb-Zn 矿化的赋矿围岩; ② 古近纪岩石, 包括矿区北侧的典中组火山岩(64.43~61.45 Ma, 董国臣等, 2005) 和矿区西南侧的黑云二长花岗岩(62.24 Ma, 数据未发表); ③ 中新世侵入岩, 包括二长花岗斑岩、辉绿玢岩及细粒闪长岩。其中二长花岗斑岩分布在矿区中部, 锆石 U-Pb 年龄为 14.63 Ma(赵晓燕, 未刊年龄), 是 Mo-Cu 的含矿斑岩, 也是成矿母岩; 辉绿玢岩分布在矿区的偏东北侧, 其成岩年龄为 14.46 Ma(赵晓燕等, 2013); 细粒闪长岩仅在钻孔中少量出现, 作为一种后期的脉体产出。此外, 在二长花岗斑岩周围还发育一些辉长岩, 仅钻孔中可见, 由于蚀变较严重且缺少锆石, 很难确定其成岩年代和岩石地球化学特征。辉长岩中可见较强的黄铜矿化。

2 矿床蚀变分带

典型的斑岩型铜矿具有经典的环状蚀变分带模式, 从中心向外依次表现为钾硅酸盐化-石英绢云母化-青磐岩化, 泥化带常呈补丁状产出, 但多受构造控制(Lowell *et al.*, 1970; Sillitoe, 1973)。当绢英岩化与泥化在空间上难以区分开来时, 常合并称之为长石破坏分解蚀变(Ulrich and Heinrich, 2001; 杨志明等, 2009)。通过对 0 勘探线和 60 勘探线一个垂直的十字剖面中 11 个钻孔的详细编录发现, 邦铺矿床具有斑岩型矿床典型的环状蚀变分带特征, 但也有不同: 邦铺矿床的钾长石化分布范围较小且较弥散, 很难勾勒出其范围。蚀变由内而外依次为黑云母化-硅化-绢云母化-青磐岩化(图 2), 泥化呈“补

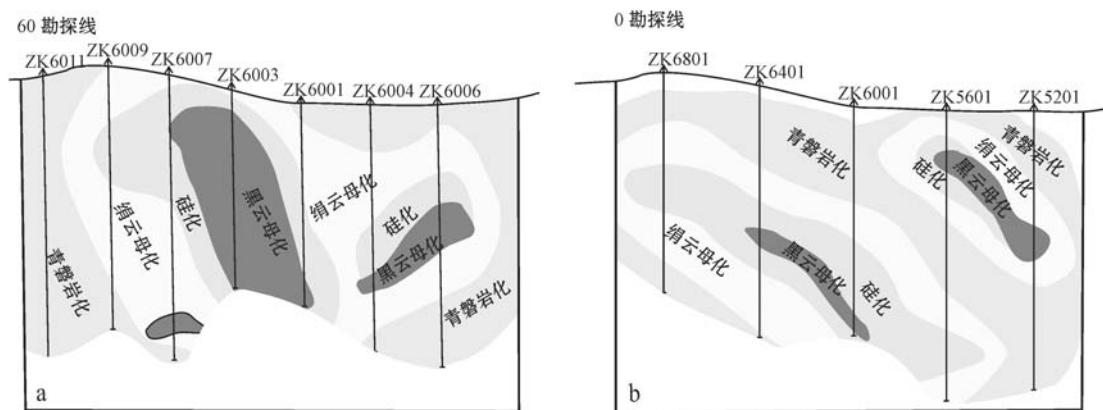


图 2 60 勘探线(a)和 0 勘探线(b)蚀变分带图

Fig. 2 The distribution of alteration along No. 60 (a) and No. 0 (b) exploration line

丁状”无规则分布在绢云母化和青磐岩化之上。矽卡岩化以一系列矽卡岩矿物的出现为特征,如石榴子石、透辉石、阳起石、绿泥石、绿帘石等。

2.1 黑云母化

黑云母化为一种高温钾化蚀变,位于蚀变分带的最中心,分布在部分二长花岗斑岩及周围的辉长岩中,是出溶流体早期引起的蚀变。主要有以下几种表现形式:①在辉长岩中呈团块状集合体,黑云母暗棕色,自形板柱状,发育一组极完全解理(图 3a);②在辉长岩及二长花岗斑岩中呈弥散状产出,自形到半自形,有无色-棕色强烈的多色性,一组极完全解理(图 3b);③早期的黑云母及角闪石斑晶发生次生的黑云母化;④呈脉状形式产出,如石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉、黄铁矿-黑云母脉、不连续的黑云母细脉等(图 3c、3d)。绝大多数 Cu 矿化与黑云母化密切相关。

2.2 硅化

硅化紧邻黑云母化,集中分布在二长花岗斑岩内。主要有两种表现形式:①基质全部发生硅化,由极细小的石英颗粒组成;②硅化脉,这也是邦铺矿床内最常见的硅化形式(图 3e、3f)。还可见硅化脉穿切黑云母蚀变,说明硅化发生在黑云母化之后。Mo 矿化主要出现在硅化的二长花岗斑岩中。

2.3 绢云母化

绢云母化是一种钾长石的破坏分解蚀变,钾长石被绢云母、石英等矿物取代。这种蚀变分布范围较广,可以叠加在黑云母化、硅化甚至青磐岩化之上。表现形式比较简单:①钾长石斑晶及基质多被绢云母取代,而黑云母及角闪石斑晶则多被绿泥石替换(图 3g、3h);②呈脉体的绢云母蚀变晕产出,宽度介于 0.2~1 mm 之间(图 3i)。

2.4 青磐岩化

青磐岩化位于蚀变分带的最外围,以绿泥石、绿帘石、方解石等矿物的出现为特征。主要有以下几种形式:①侵入体的基质及围岩中的镁铁质矿物被绿泥石所替代;②绿泥石及绿帘石在岩体中呈浸染状产出(图 3j、3k);③最常见的脉状蚀变形式,如石英-绿泥石脉、石英-绿泥石-方解石-黄铁矿等(图 3l)。

斑岩矿床的蚀变矿化与热液演化密不可分,在邦铺矿床发育的各类脉体就是热液演化过程的最好记录。浑圆状及港湾状的石英斑晶形成于流体出溶之前,含有大量的熔融包裹体及流体包裹体,可能是

岩浆演化到最后期的记录。与斑岩成矿相关的流体演化大致可以分为 3 个阶段:第 1 阶段形成 A 脉(图 4a~4e),形成于成矿早期、斑岩尚未固结时,呈细脉或者断续状产出,主要包括石英-钾长石脉、石英-钾长石-黄铁矿脉、石英-黄铁矿-黄铜矿脉、石英-黄铁矿-黄铜矿-黑云母脉、石英-黑云母脉、黄铁矿-黄铜矿细脉和辉钼矿细脉 7 种;第 2 阶段发生在斑岩已经基本固结、大规模裂隙事件发育的时间,形成了较连续、呈宽板状产出的 B 脉(图 4f~4i),包括石英-黄铁矿脉、石英-辉钼矿脉、石英-黄铁矿-辉钼矿脉、石英-辉钼矿-黄铜矿脉、石英-黄铁矿-辉钼矿-绿泥石脉及宽板状的石英脉 6 种;第 3 阶段形成 D 脉(图 4j~4k),以绿泥石、绿帘石、方解石等矿物的出现为特征,包括粗大的石英脉、石英-黄铁矿-绿泥石脉、有蚀变晕的石英-黄铁矿脉、石英-黄铁矿-方解石脉、石英-绿帘石脉和纯方解石脉 6 种。与矽卡岩成矿相关的流体形成了一系列可反演流体演化的矽卡岩矿物,如石榴子石、透辉石、阳起石、绿帘石等。

3 流体包裹体研究

3.1 流体包裹体岩相学特征

根据流体包裹体在室温下的相态及加热过程中的相变化特征,可将邦铺矿床各期脉体中的流体包裹体划分为 3 大类:

(1) 富气相包裹体(VL): 常温下由气液两相组成,有时也可呈纯气相(V)。气相分数大于 40%,加热几乎全部均一到气相。激光拉曼分析结果显示,该类包裹体的气相成分含有 CO₂, 部分含有少量 CH₄, 主要出现在 A 脉及 B 脉中,在 D 脉中几乎未见。

(2) 富液相包裹体(LV): 常温下由气液两相组成,有时也可呈纯液相(L)。气相分数小于 40%,加热后全部均一到液相。该类包裹体气相成分同样含有 CO₂, 液相成分为 H₂O, 在各种脉体中均有分布, D 脉中最为发育。

(3) 含子矿物多相包裹体(LVH): 由气相、液相和子矿物组成,气相分数一般含量较少,小于 20%。部分该类包裹体中可见多个子矿物,有些亦含金属子矿物。透明子矿物主要为石盐、钾盐,而金属子矿物主要为红棕色的赤铁矿、黄铁矿、黄铜矿。该类包裹体主要出现在 A 脉及 B 脉中。

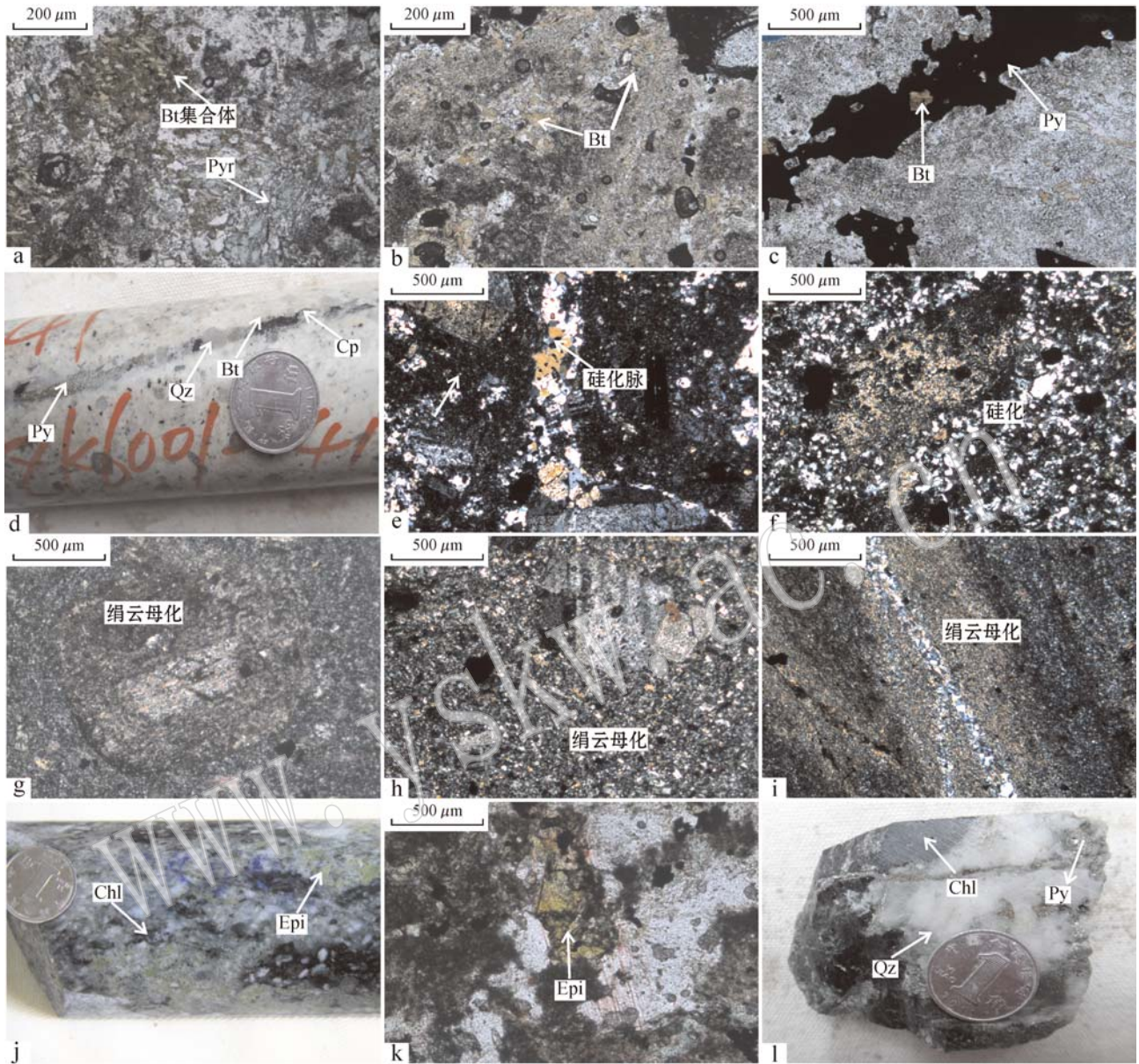


图3 邦铺矿床不同的蚀变形式

Fig. 3 Photographs outlining the characteristics of different alteration types in the Bangpu deposit

a~d—团块状、弥散状、脉状的黑云母化；e—硅化脉；f—完全硅化的基质；g、h—长石斑晶及基质全部绢云母化；i—绢云母呈脉体的蚀变晕产出；j、k—浸染状分布的绿泥石及绿帘石；l—呈脉状形式产出的青磐岩化，如石英-绿泥石-黄铁矿脉；Bt—黑云母；Qz—石英；

Py—黄铁矿；Cp—黄铜矿；Chl—绿泥石；Epi—绿帘石

a~d—lumpy, dispersed, and veined forms of biotite alteration; e—silicified vein; f—silicified matrix; g, h—phyllic alteration of feldspar phenocrysts and matrix; i—phyllic alteration halo; j, k—dispersed or disseminated epidote and chlorite; l—vein-hosted propylitic alteration; Bt—biotite; Qz—quartz; Py—pyrite; Cp—chalcopyrite; Chl—chlorite; Epi—epidote

3.2 流体包裹体温度与盐度

流体包裹体显微测温在中国地质大学(北京)完成。测试仪器为 Linkam THMS 600 型冷热台,测定温度范围为 $-200 \sim +600^{\circ}\text{C}$, 冷冻及均一温度测试精度分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$, 具体测试结果见表 1。

(1) A 脉: 用于测温研究的 A 脉包括石英-钾长石-黄铁矿脉、石英-钾长石脉、石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉及石英-黄铁矿-黄铜矿脉。包裹体类型有纯气相包裹体(V)、富气相包裹体(VL)、富液相包裹体(LV)以及含子矿物包裹体(LVH)(图 5a~5c)。LVH 相包裹体有的以气泡消失而均一, 有的以子矿



图 4 斑岩矿化阶段形成的不同类型脉体

Fig. 4 Veins of different evolution stages of Bangpu porphyry mineralization

a~e—A 脉, 包括石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉、石英-钾长石脉、石英-黄铁矿-黄铜矿脉、黄铜矿细脉、黄铜矿-黄铁矿细脉; f~i—B 脉, 包括平直板状的石英-辉钼矿脉、石英-黄铁矿脉、石英-黄铁矿-辉钼矿脉; j~l—D 脉, 包括石英-方解石-黄铁矿脉、石英-黄铁矿-绿泥石脉、纯方解石脉; Qz—石英; Bt—黑云母; Kfs—钾长石; Chl—绿泥石; Cal—方解石; Py—黄铁矿; Cp—黄铜矿; Moly—辉钼矿
a~e—A-type veins including quartz-biotite-pyrite-chalcopyrite, quartz-K-feldspar, and quartz-pyrite-chalcopyrite veins, and chalcopyrite and chalcopyrite-pyrite veinlets; f~i—B-type veins including quartz-molybdenite, quartz-pyrite, and quartz-pyrite-molybdenite veins, all of which are flat-lying; j~l—D-type veins, including quartz-calcite-pyrite, quartz-chlorite-pyrite, and pure calcite veins; Qz—quartz; Bt—biotite; Kfs—K-feldspar; Chl—chlorite; Cal—calcite; Py—pyrite; Cp—chalcopyrite; Moly—molybdenite

物的消失而均一。子矿物主要有赤铁矿、石盐、钾盐、黄铁矿等。由于 VL 相包裹体气相成分比例较大, 所以获得的冰点数据较少。

石英-钾长石-黄铁矿脉: VL 相包裹体均一温度

为 362~523℃, 平均 429℃, 仅获得 1 个冰点温度, 盐度[$\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$]/%, 下同]为 18.8%; LV 相包裹体均一温度为 274~557℃ (平均 390℃), 盐度为 17.0%~22.1% (平均为 19.8%); LVH 相包裹体子

表 1 邦铺斑岩矿区 A、B、D 脉流体包裹体显微测温结果
 Table 1 Results of microthermometric analysis of fluid inclusions in A, B, D veins associated with porphyry mineralization from the Bangpu deposit

样品号	脉体类型	矿物	阶段	相态	$t_{m,crystal}/^{\circ}C$	$t_{h,L,V}/^{\circ}C$	$t_{m,ice}/^{\circ}C$	$tc(NaCl_{eq})/\%$
ZK6004-15	石英-钾长石-黄铁矿脉	石英	A 脉	VL	362 ~ 523 (7)		-15.2 (1)	18.8 (1)
				Lv	274 ~ 557 (8)		-19.6 ~ -13.1 (6)	17.0 ~ 22.1 (6)
				LVH	223 ~ 514 (1)			30.8 ~ 47.9 (7)
ZK6001-41	石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉	石英	A 脉	VL	366 ~ 544 (6)	n.		n.
				Lv	228 ~ 503 (7)		-20 ~ -14.8 (3)	18.5 ~ 22.4
				LVH	263 ~ 523 (14)			31.8 ~ 67.2 (13)
ZK6009-29	石英-钾长石脉	石英	A 脉	VL	303 ~ 501 (13)		-15.3 ~ -11.4 (4)	15.4 ~ 18.9 (4)
				Lv	232 ~ 567 (14)		-20.2 ~ -4.7 (9)	7.4 ~ 22.5 (9)
				LVH	195 (1)	299 (1)		31.6 (1)
ZK6003-19	石英-黄铁矿-黄铜矿脉	石英	A 脉	VL	339 ~ 553 (9)		-4.4 (1)	7.0 (1)
				VL	366 ~ 539 (6)		-22.1 ~ -11.3 (3)	15.3 ~ 23.5 (3)
				Lv	295 ~ 469 (6)		-25.1 ~ -19.9 (6)	22.3 ~ 24.4 (6)
ZK6006-30	石英-辉钼矿脉	石英	B 脉	VL	407 ~ 536 (15)		-18.2 ~ -12 (10)	16.0 ~ 21.1 (10)
				Lv	345 ~ 593 (8)		-17.2 ~ -12.1 (5)	16.1 ~ 20.4 (5)
				LVH	256 ~ 394 (3)	331 ~ 482 (3)		35.1 ~ 46.8 (3)
ZK6003-23	平板状石英脉	石英	B 脉	VL	375 ~ 543 (14)		-17.2 ~ -2.3 (9)	3.9 ~ 20.4 (9)
				Lv	304 ~ 550 (5)		-18.6 ~ -4.3 (4)	6.9 ~ 21.4 (4)
				LVH	220 ~ 439 (6)	216 ~ 460 (6)		32.9 ~ 49.7 (6)
ZK6004-12	平板状石英脉	石英	B 脉	VL	319 ~ 561 (17)		-23.5 ~ -2.2 (14)	4.2 ~ 23.9 (14)
				Lv	346 ~ 539 (4)		-25.6 ~ -21.8 (3)	22.2 ~ 24.5 (3)
				VL	393 ~ 510 (8)		-19 ~ -0.9 (6)	1.6 ~ 21.7 (6)
ZK6006-21	石英-黄铁矿-辉钼矿脉	石英	B 脉	Lv	301 ~ 518 (11)		-23.5 ~ -11.3 (8)	15.3 ~ 23.9 (8)
				LVH	312 ~ 387 (3)	181 ~ 268 (3)		31.0 ~ 35.8 (3)
				VL	388 ~ 540 (24)		-24.7 ~ -11.7 (19)	15.7 ~ 24.2 (19)
ZK6007-46	石英-黄铁矿-辉钼矿脉	石英	B 脉	Lv	358 ~ 520 (6)		-22.7 ~ -19.7 (3)	22.2 ~ 23.6 (3)
				VL	348 ~ 558 (15)		-13.8 ~ -2.3 (10)	3.9 ~ 17.6 (10)
				Lv	407 ~ 544 (4)		-22.3 ~ -10.9 (4)	14.9 ~ 23.5 (4)
ZK6003-2	石英-黄铁矿-辉钼矿-绿泥石脉	石英	B 脉	LVH	235 ~ 392 (4)	264 ~ 362 (4)		35.6 ~ 43.5 (4)
				VL	214 ~ 410 (16)		-10.6 ~ -5.1 (15)	8.0 ~ 14.6 (15)
				Lv	298 ~ 410 (4)		-9.7 ~ -8 (3)	11.7 ~ 13.6 (3)
ZK6011-33	粗大的石英-黄铁矿脉	石英	D 脉	Lv	252 ~ 417 (13)		-8 ~ -4.6 (14)	7.3 ~ 11.7 (14)
				VL	230 ~ 415 (17)		-16.4 ~ -5.4 (16)	8.4 ~ 19.8 (16)
				Lv				

注: 数字代表分析的包裹体的个数; n. 代表未测到数据; $t_{m,crystal}$ 为子晶熔化温度; $t_{m,ice}$ 为冰点; $t_{h,L,V}$ 为均一温度; $tc(NaCl_{eq})$ 为盐度。

晶消失温度为 177~405℃(平均 265℃), 气相消失温度为 223~514℃(平均 326℃), 盐度为 30.8%~47.9%(平均为 36.8%)。

石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉: 包含许多含盐类子晶及赤铁矿子晶的包裹体。VL 相包裹体均一温度为 366~544℃(平均 443℃), 没有获得可信的冰点温度; LV 相包裹体均一温度为 228~503℃(平均 359℃), 盐度为 18.5%~22.4%(平均为 20.8%); LVH 相包裹体子晶消失温度为 211~553℃(平均 374℃), 气相消失温度为 263~523℃(平均 376℃), 盐度为 31.8%~67.2%(平均为 46.8%)。

石英-钾长石脉: VL 相包裹体均一温度为 303~501℃(平均 400℃), 盐度为 15.4%~18.9%(平均为 17.1%); LV 相包裹体均一温度为 232~567℃(平均 353℃), 盐度为 11.6%~22.5%(平均为 17%), 仅获得一个较低的盐度为 7.4%; 一个 LVH 相包裹体气相消失温度为 299℃, 子晶消失温度为 195℃, 盐度为 31.6%。

石英-黄铁矿-黄铜矿脉: 仅测了 VL 相包裹体, 均一温度为 339~553℃(平均 397℃), 仅获得 1 个冰点温度, 盐度为 7.0%。

总之, A 脉中绝大多数的包裹体均一温度为 320~550℃, 盐度主要集中在两个区间内, 分别为 17.0%~22.0%(气液两相包裹体)和 30.8%~67.2%(含子晶包裹体)。

(2) B 脉: 用于测温的脉体包括石英-黄铁矿脉、宽板状的石英脉、石英-黄铁矿-辉钼矿脉及石英-黄铁矿-辉钼矿-绿泥石脉。包裹体类型包括 V 相、L 相、VL 相、LV 相及 LVH 相(图 5d~5e)。

石英-黄铁矿脉: VL 相包裹体均一温度为 366~539℃(平均 451℃), 盐度为 15.3%~23.5%(平均为 20.7%); LV 相包裹体均一温度为 295~469℃(平均 407℃), 盐度为 22.3%~24.4%(平均为 23.6%)。

石英-辉钼矿脉: VL 相包裹体均一温度为 407~536℃(平均 524℃), 盐度为 16.0%~21.1%(平均为 18.3%); LV 相包裹体均一温度为 345~593℃(平均 509℃), 盐度为 16.1%~20.4%(平均为 18.3%); LVH 相包裹体子晶消失温度为 256~394℃(平均 320℃), 气相消失温度为 331~482℃(平均 381℃), 盐度为 35.1%~46.8%(平均为 40.3%)。

测试了两条宽板状的石英脉。一条石英脉 VL 相包裹体均一温度为 375~543℃(平均 442℃), 盐度为 3.9%~20.4%(平均为 15.0%); LV 相包裹体均一温度为 304~550℃(平均 454℃), 盐度为 6.9%~21.4%(平均为 16.4%); LVH 相包裹体子晶消失温度为 220~439℃(平均 316℃), 气相消失温度为 216~460℃(平均 306℃), 盐度为 32.9%~49.7%(平均为 40.6%)。另一条石英脉 VL 相包裹体均一温度为 319~561℃(平均 495℃), 盐度为 4.2%~23.9%(平均为 16.8%); LV 相包裹体均一温度为 346~539℃(平均 488℃), 盐度为 22.2%~24.5%(平均为 24.1%)。

测试了两条石英-黄铁矿-辉钼矿脉。一条脉中 VL 相包裹体均一温度为 393~510℃(平均 449℃), 盐度为 13.6%~21.7%(平均为 14.9%), 仅见 1 个低盐度包裹体为 1.6%; LV 相包裹体均一温度为 301~518℃(平均 417℃), 盐度为 15.3%~23.9%(平均为 19.5%); LVH 相包裹体子晶消失温度为 181~268℃(平均 220℃), 气相消失温度为 312~387℃(平均 358℃), 盐度为 31%~35.8%(平均为 33.1%)。另一条石英-黄铁矿-辉钼矿脉, VL 相包裹体均一温度为 388~540℃(平均 457℃), 盐度为 15.7%~24.2%(平均为 22.2%); LV 相包裹体均一温度为 358~520℃(平均 474℃), 盐度为 22.2%~23.6%(平均为 23.0%)。

石英-黄铁矿-辉钼矿-绿泥石脉: VL 相包裹体均一温度为 348~558℃(平均 456℃), 盐度为 3.9%~17.6%(平均为 13.0%); LV 相包裹体均一温度为 407~544℃(平均 471℃), 盐度为 14.9%~23.5%(平均为 18.3%); LVH 相包裹体子晶消失温度为 264~362℃(平均 299℃), 气相消失温度为 235~392℃(平均 287℃), 盐度为 35.6%~43.5%(平均为 40.6%)。

总之, B 脉中绝大多数的包裹体均一温度为 380~550℃, 盐度主要集中在 3 个区间: 1.6%~10.1%、23.2%~24.5%(气液两相包裹体)和 30.8%~67.2%(含子晶包裹体)。

(3) D 脉: 用于测温的脉体包括石英-绿帘石脉、有蚀变晕的石英-黄铁矿脉及粗大的石英脉(图 5f), 包裹体主要为 LV 相。

石英-绿帘石脉 LV 相包裹体均一温度为 214~410℃(平均 315℃), 盐度为 8.0%~14.6%(平均为 10.2%)。

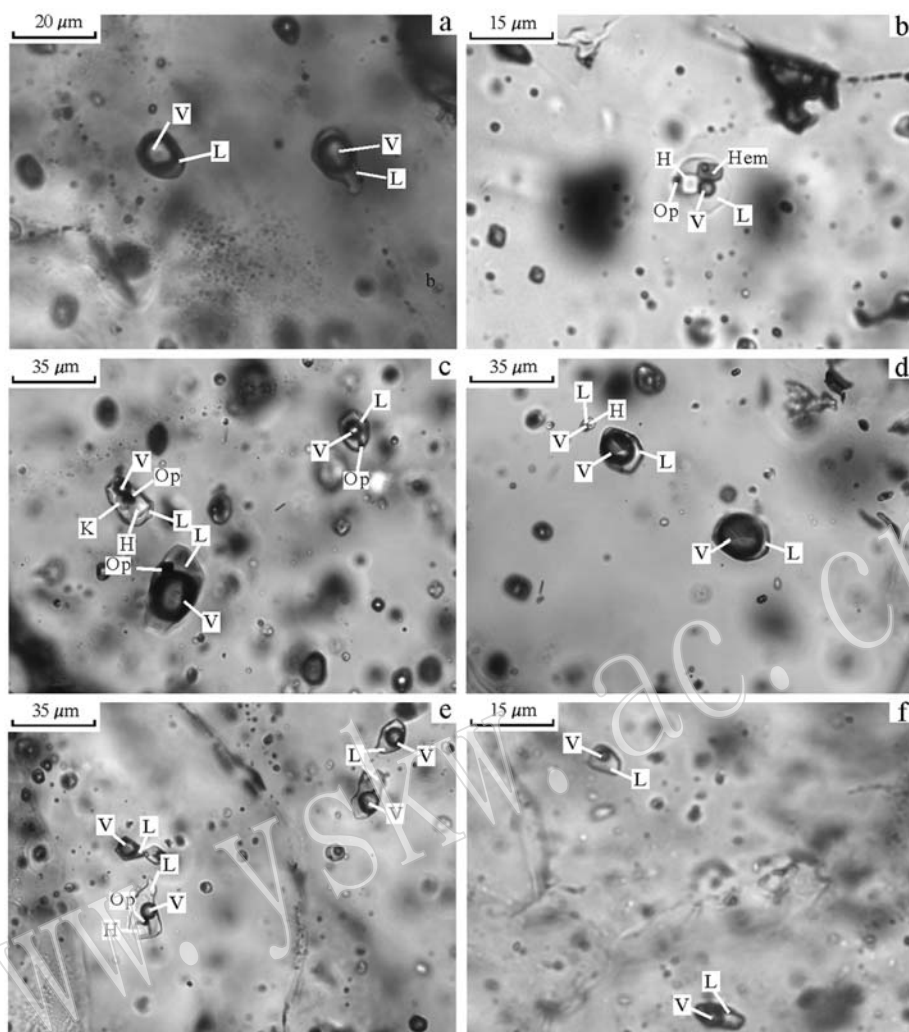


图 5 邦铺矿床与斑岩矿化相关的脉体中不同类型的流体包裹体

Fig. 5 Different types of fluid inclusions associated with different stages of porphyry mineralization in the Bangpu deposit
 a—石英-钾长石-黄铁矿脉(A脉)中的VL相包裹体; b,c—石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉(A脉)中的含石盐、钾岩、赤铁矿及其它不透明矿物子晶的包裹体; d,e—石英-辉钼矿脉(B脉)中的VL、LV、LVH及含不透明矿物相的包裹体; f—石英-绿帘石脉(D脉)中的LV相包裹体
 体; V—气相; L—液相; H—石盐子晶; K—钾盐子晶; Op—不透明矿物; Hem—赤铁矿
 a—VL inclusions in quartz-K-feldspar-pyrite vein (A vein); b, c—halite, potassium, hematite and other opaque-bearing inclusions in quartz-biotite-pyrite-chalcopyrite vein (A vein); d, e—VL, LV, LVH and opaque-bearing inclusions in quartz-molybdenite vein (B vein); f—LV inclusions in quartz-epidote vein (D vein); V—vapor; L—liquid; H—halite; K—potassium; Op—opaque; Hem—hematite

测试了两条石英-黄铁矿脉,一条脉体LV相包裹体均一温度为298~410℃(平均348℃),盐度为11.7%~13.6%(平均为12.8%);另一条石英-黄铁矿脉LV相包裹体均一温度为252~417℃(平均327℃),盐度为7.3%~11.7%(平均为9.8%)。一条石英脉LV相包裹体均一温度为230~415℃(平均378℃),盐度为8.4%~19.8%(平均为12.0%)。

总之,D脉中绝大多数的包裹体均一温度为213~450℃,盐度集中于7.3%~11.6%之间。

4 碳氢氧同位素

实验所用的单矿物的挑选工作在河北廊坊单矿物分选有限公司完成,C-H-O同位素的测试工作由北京核工业地质研究所完成。

4.1 氢氧同位素测试结果

本次研究选取了31件样品进行了H-O同位素分析,测试结果见表2。其中16件样品与斑岩成矿相

表 2 邦铺斑岩-矽卡岩矿床 H-O 同位素分析结果
Table 2 H-O isotope analytical results of the Bangpu porphyry-skarn deposit

样品号	矿物	阶段	$\delta D_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{\text{流体}}/\text{‰}$	换算温度/ $^{\circ}\text{C}$
ZK6003-17	石英	A	-145.5	-17.9	12.4	10.81	
ZK6003-19	石英	A	-155.2	-19.9	10.4	8.81	
ZK6003-42	石英	A	-153.3	-20.7	9.6	8.01	
ZK6011-42	石英	B	-107.1	-16.5	13.9	12.31	
ZK6003-23	石英	B	-150.9	-20.8	9.5	7.91	
ZK6011-38	石英	B	-110.4	-15.9	14.5	12.91	550
ZK6007-21	石英	B	-137.2	-19.4	10.9	9.31	
ZK6007-53	石英	B	-148.7	-16.9	13.5	11.91	
ZK6007-58	石英	B	-132.9	-19.5	10.8	9.21	
ZK6006-13	石英	B	-158.2	-19.7	10.5	8.91	
ZK6006-24	石英	B	-185.8	-20.2	10.1	8.51	
ZK6003-2	石英	B	-146.4	-20.3	10	8.41	
ZK6011-67	石英	D	-132.1	-16.7	13.7	10.07	
ZK6007-9	石英	D	-142.9	-17.9	12.5	8.87	420
ZK6011-2	石英	D	-148.5	-20	10.3	6.67	
ZK6011-13	石英	D	-131.1	-17.9	12.4	8.77	
BP12-20-2	石榴子石	干矽卡岩阶段	-171.1	-24.1	6	7.66	500
BP12-21-1	石榴子石		-169.8	-24.1	6	7.66	
BP12-22-2	石榴子石		-184.7	-25.9	4.2	5.86	
BP12-23-1	石榴子石		-183.2	-26.2	3.9	5.56	
BP12-20-3	绿帘石	湿矽卡岩阶段	-126	-25.1	5	5.37	400
BP12-21-2	绿帘石		-131.7	-23.7	6.5	6.87	
BP12-22-4	绿帘石		-131.7	-22.9	7.3	7.67	
BP12-23-2	绿帘石		-148.3	-23.3	6.9	7.27	
BP12-21-5	石英	石英-硫化物阶段	-142.5	-22.6	7.6	0.71	300
BP12-22-1	石英		-129.8	-17.5	12.9	6.01	
BP12-20-7	方解石	碳酸盐阶段	-135.3	-22.1	8.2	-1.33	200
BP12-20-8	方解石		-133	-19.2	11.1	1.57	
BP12-22-7	方解石		-143.4	-18.6	11.7	2.17	
BP12-23-3	方解石		-136	-18.4	11.9	2.37	
BP12-23-5	方解石		-152.3	-18.9	11.4	1.87	

注： $\delta^{18}O_{V-SMOW} = 1.03086 \times \delta^{18}O_{V-PDB} + 30.86$ (Friedman and O'Neil, 1977)；石英与流体的转换公式采用 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6/t^2 - 3.40$ (Clayton *et al.*, 1972)；石榴子石与流体的转换公式采用 $1000 \ln \alpha_{\text{石榴子石-水}} = 1.22 \times 10^6/t^2 - 3.70$ (Bottinga and Javoy, 1975)；绿帘石与流体的转换公式 $1000 \ln \alpha_{\text{绿帘石-水}} = 4.05 \times 10^6/t^2 - 7.81 \times 10^3/t + 2.29$ (Zheng, 1993)；方解石与流体的转换公式采用 $1000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6/t^2 - 2.89$ (O'Neil *et al.*, 1969)；换算温度采用测温结果的峰值。

关,均为石英,3件取自A脉,9件取自B脉,4件取自D脉;15件样品与矽卡岩成矿密切相关,包括4件石榴子石、4件绿帘石、2件与方铅矿和闪锌矿共生的石英、5件末期阶段的方解石。

16件与斑岩成矿相关的石英 δD_{V-SMOW} 变化于 $-185.8\text{‰} \sim -107.1\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $9.5\text{‰} \sim 14.5\text{‰}$ 之间,换算为流体中的 $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ 变化范围为 $6.67\text{‰} \sim 12.91\text{‰}$;4件石榴子石的 δD_{V-SMOW} 变化于 $-184.7\text{‰} \sim -169.8\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $3.9\text{‰} \sim 6\text{‰}$ 之间,换算到流体中的 $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ 变化范围为 $5.56\text{‰} \sim 7.66\text{‰}$;4件绿帘石的 δD_{V-SMOW} 变化于 $-148.3\text{‰} \sim -126\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $5\text{‰} \sim$

7.3‰ 之间,换算为流体中的 $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ 变化范围为 $5.37\text{‰} \sim 7.67\text{‰}$;2件石英的 δD_{V-SMOW} 为 -142.5‰ 、 -129.8‰ , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 为 7.6‰ 、 12.9‰ ,换算为流体中的 $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ 分别为 0.71‰ 、 6.01‰ ;5件方解石的 δD_{V-SMOW} 变化于 $-152.3\text{‰} \sim -133\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $8.2\text{‰} \sim 11.9\text{‰}$ 之间,换算为流体中的 $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ 变化范围为 $-1.33\text{‰} \sim 2.37\text{‰}$ 。

4.2 碳同位素测试结果

本次研究选取了10件样品进行了C-O同位素分析,测试结果见表3。测试矿物均为方解石,其中4件为斑岩成矿过程中的方解石脉体,6件为与矽卡岩成矿密切相关的方解石团块及方解石脉。

表 3 邦铺斑岩-矽卡岩矿床 C-O 同位素分析结果

Table 3 C-O isotope analytical results of the Bangpu porphyry-skarn deposit

样品号	矿物	阶段	$\delta C_{V-PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-PDB}/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$
ZK6011-49	方解石	斑岩成矿阶段	-4.2	-31.5	-1.6
ZK6011-76	方解石		-6.5	-23.1	7.1
ZK6006-12	方解石		-3.4	-26.2	3.8
ZK6801-53	方解石		-6.3	-19.8	10.4
BP12-20-7	方解石	矽卡岩成矿阶段	2.7	-22.1	8.2
BP12-20-8	方解石		4.6	-18.2	11.1
BP12-21-3	方解石		-5.1	-28.2	1.8
BP12-22-7	方解石		4.6	-18.6	11.7
BP12-23-3	方解石		4.6	-18.4	11.9
BP12-23-5	方解石		3.9	-18.9	11.4

4 件与斑岩成矿相关的方解石 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $-1.6\text{‰} \sim 10.4\text{‰}$ 之间, δC_{V-PDB} 变化于 $-6.5\text{‰} \sim -3.4\text{‰}$ 之间; 6 件与矽卡岩成矿相关的方解石 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化于 $1.8\text{‰} \sim 11.9\text{‰}$ 之间, δC_{V-PDB} 变化于 $-5.1\text{‰} \sim 4.6\text{‰}$ 之间。

5 邦铺斑岩-矽卡岩成矿流体特征讨论

5.1 流体性质及来源

在 $\delta D_{V-SMOW} - \delta^{18}O_{fluid}$ 图解(图 6)中, A、B、D 脉均位于大气降水线的一侧, 但三者之间没有明显的演化关系, 总体显示出从原生岩浆水向 δD_{V-SMOW} 同位素减小方向演化的趋势, 在此过程中, $\delta^{18}O_{fluid}$ 值变化相对较小。H-O 同位素数值显示出残余岩浆水的特征, 说明岩浆发生过强烈的去气作用, 暗示整个成矿体系处于一个十分开放的环境中。在岩浆体系去气脱水过程中, D 和 ^{18}O 同位素随去气作用离开岩浆热液, 由于 D/H 质量比值相差 100%, 而 $^{18}O/^{16}O$ 质量比值仅相差 12.5%, 在分馏过程中二者的分馏系数相差极大, 表现为 H 同位素较 O 同位素分馏更为显著, δD_{V-SMOW} 较 $\delta^{18}O_{fluid}$ 的变化大得多的特征 (Shmulovich *et al.*, 1999)。相对于冈底斯斑岩成矿带其它斑岩型矿床, 邦铺矿床 δD_{V-SMOW} 值更低, 说明整个邦铺矿床的成矿深度更浅, 成矿环境更加开放, 更容易受到大气降水等其它因素影响。强烈的岩浆脱水去气作用一直持续到矽卡岩成矿期以石榴子石为代表的干矽卡岩阶段(图 6), 而到了以绿帘石为代表的湿矽卡岩阶段, δD_{V-SMOW} 值相较于石榴子石显著增高, 再到与矽卡岩成矿相关的石英、方解石, 出现了典型的“氧偏移”, $\delta^{18}O$ 同位素值明显减小, 向

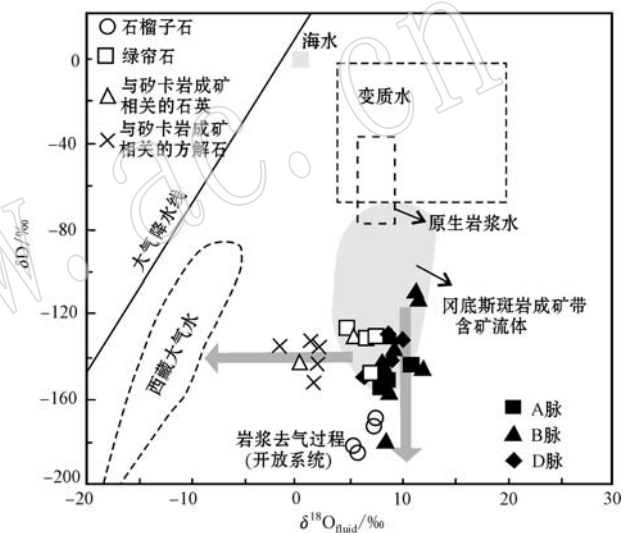


图 6 邦铺斑岩矽卡岩矿床成矿流体 $\delta D_{V-SMOW} - \delta^{18}O_{fluid}$ 图解

Fig. 6 $\delta D_{V-SMOW} - \delta^{18}O_{fluid}$ diagram for ore-forming fluids associated with Bangpu porphyry-skarn mineralization. 其中原生岩浆水、变质水及西藏大气水端员分别引自 Giggenbach (1992)、Taylor (1974) 和 Wang 等 (2000), 冈底斯斑岩成矿带含矿流体数据引自余宏全等 (2006)、杨志明等 (2009)

Fields of primary magmatic, metamorphic, and Tibetan meteoric fluids are from Giggenbach (1992), Taylor (1974), and Wang *et al.* (2000), respectively, and data for other ore-forming fluids in the PCB are from She Hongquan *et al.* (2006) and Yang Zhiming *et al.* (2009)

西藏大气降水端员靠近, 暗示从以绿帘石为代表的湿矽卡岩阶段开始, 有大量大气降水加入。这一推断也从方解石的 C-O 同位素特征上得到验证。在 $\delta C_{V-PDB} - \delta O_{V-SMOW}$ 图解(图 7)中可以看到, 无论是斑岩成矿末期的方解石脉, 还是与矽卡岩成矿相关的方解石, 都显示出初始岩浆水、后期大气降水加入的特征。

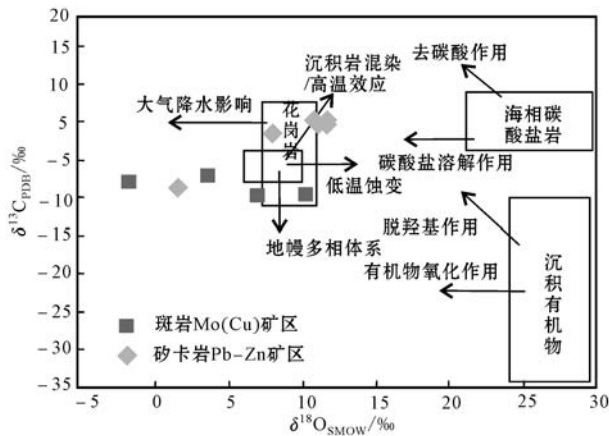


图 7 邦铺斑岩矽卡岩矿床成矿流体 $\delta^{13}C_{PDB}-\delta^{18}O_{SMOW}$ 图解(底图据王立强等, 2012)

Fig. 7 $\delta^{13}C_{PDB}-\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram for ore-forming fluids associated with Bangpu porphyry-skarn mineralization (base map after Wang Liqiang *et al.*, 2012)

总之, 整个斑岩-矽卡岩成矿系统流体主要经历了两大地质过程, 分别是岩浆脱水去气过程和大气降水的加入过程。

5.2 流体演化特征探讨

由于没有取得可信的与矽卡岩成矿相关矿物的流体包裹体数据, 所以本次讨论主要集中在与斑岩成矿有关流体的演化特征上。

A 脉是流体出溶后形成的最早期的脉体, 其流体包裹体均一温度多介于 320~550°C 之间(图 8), 盐度则主要集中在 17.0%~22.0% (气液两相包裹体)和 30.8%~67.2% (含子晶包裹体)两个区间内。在包裹体温度-盐度图解(图 9)中可见, A 脉中存在着均一温度相似但盐度差别很大的两个包裹体群, 但这很难用超临界流体 (~10%, 质量分数; Richards, 2005)发生相分离解释, 因为 A 脉中缺乏低盐度的包裹体。形成 A 脉的流体可能发生了强烈

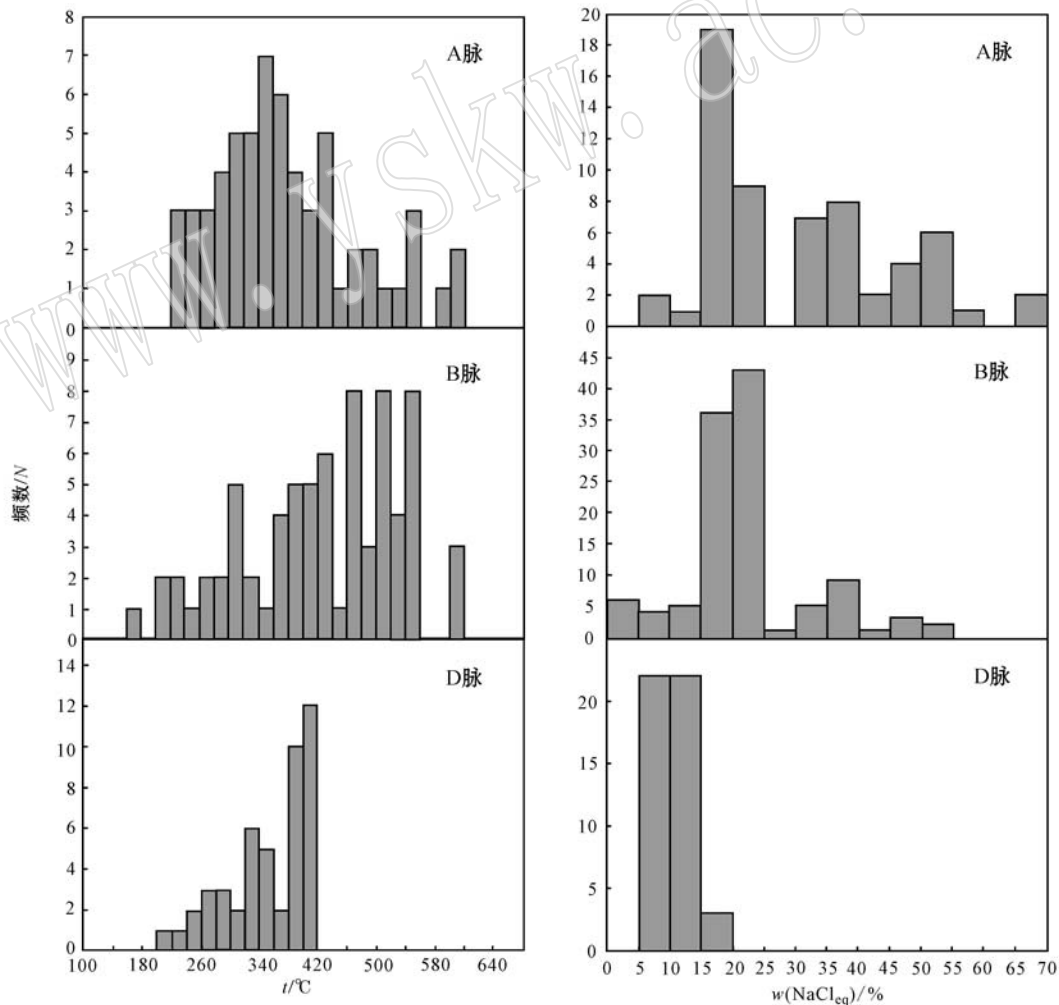


图 8 邦铺矿床与斑岩矿化相关各期脉体汇总流体包裹体测温结果统计直方图

Fig. 8 Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions in all types of veins related to porphyry mineralization in the Bangpu deposit

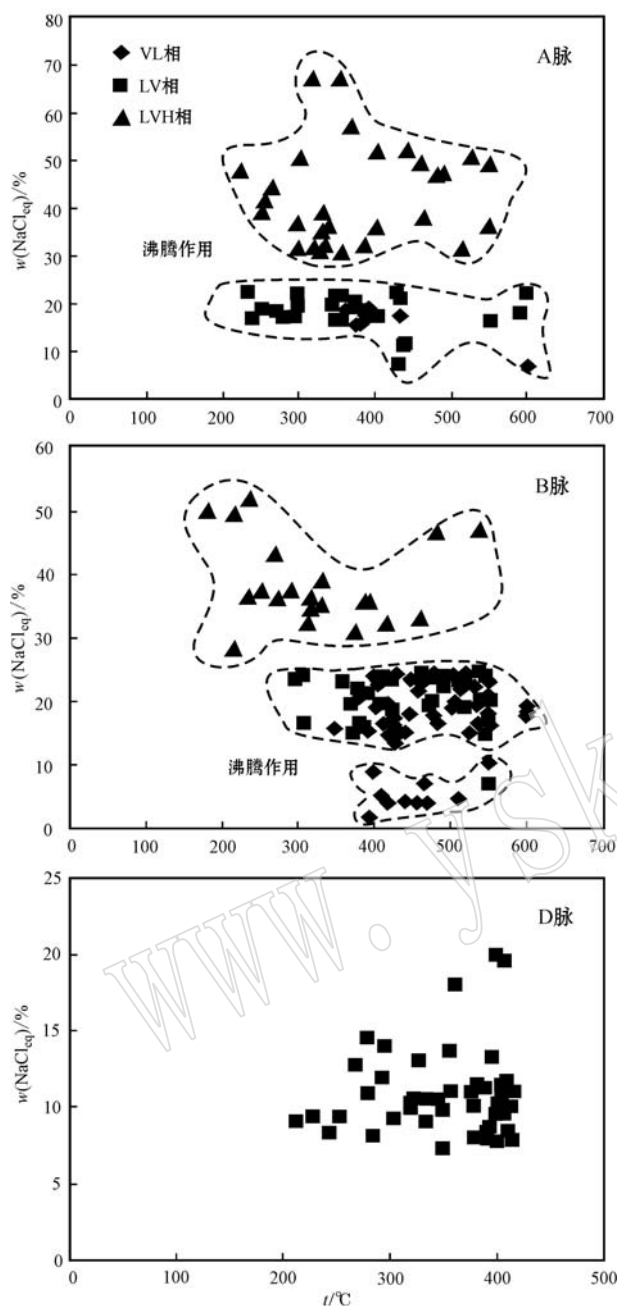


图9 邦铺矿床与斑岩成矿相关的各期脉体汇总流体包裹体盐度与均一温度关系图

Fig. 9 Diagrams of salinity and homogeneous temperature of fluid inclusions in all types of veins related to porphyry mineralization in the Bangpu deposit

的沸腾作用,最终形成了相态不一、盐度相差很大的两个包裹体群。这种高温、高盐度的流体引起了早期的钾化蚀变,Cu矿化与少量的Mo矿化与早期的黑云母化密切相关,说明沸腾作用引起的压力波动是导致大量Cu及少量Mo沉淀的最主要原因。除

此之外,LVH相包裹体既能以子晶消失而均一,又能以气相消失而均一,这为流体发生压力波动提供了又一有力的证据。在石英-黑云母-黄铁矿-黄铜矿脉中出现较多的含赤铁矿的包裹体,说明形成流体的初始岩浆具有较高的氧逸度。

B脉中的流体包裹体类型与A脉类似,但均一温度更高,盐度变化范围更广(图8)。B脉中绝大多数的包裹体均一温度为380~550℃,盐度集中在1.6%~10.1%、23.2%~24.5%(气液两相包裹体)和30.8%~67.2%(含子晶包裹体)3个区间内。B脉中出现均一温度近似,但盐度明显不同的3个包裹体群,特别是相对于A脉中的包裹体,分离出一群低盐度的富气相包裹体(图9),这可以解释为流体“二次沸腾”产物,也可以是超临界(~10%)发生相分离而形成。B脉中流体包裹体的均一温度更高可能有两个原因:一是由于沸腾作用导致包裹体气相分数改变,通常气相成分多的包裹体均一温度更高;二是由于包裹体捕获时的温度本身就偏高。邦铺矿床B脉十分连续,脉宽稳定,脉壁平直,暗示其形成于伸展且裂隙大规模发育的环境。在形成B脉过程中的压力波动是导致大部分Mo及少量Cu沉淀的直接原因。LVH相包裹体不同的均一方式及纹层状、交替沉淀的石英-辉钼矿脉是压力波动的强有力证据。

D脉中的包裹体主要为LV相,极少出现VL和LVH相。这些包裹体的温度和盐度分别集中在213~450℃和7.3%~11.6%两个区间内。相比于A、B脉,D脉中包裹体类型单一,温度和盐度进一步降低(图8)。该期脉体的后期有大量的大气降水加入(Taylor, 1974; Reynolds and Beane, 1985; Yang *et al.*, 2009),从而导致了大量黄铁矿和极少的黄铜矿、辉钼矿的沉淀。

整个与斑岩成矿相关的流体显示从高温、高盐度向低温、低盐度演化的特征,并且后期有大气降水的加入。

6 结论

(1) 邦铺矿床具有典型斑岩型矿床的环状蚀变分带特征,但也有不同。钾长石化分布范围较小且较弥散,蚀变由内而外依次为黑云母化-硅化-绢云母化-青磐岩化,泥化呈“补丁状”无规则分布在绢云母化和青磐岩化之上。矽卡岩化以一系列矽卡岩矿

物的出现为特征,如石榴子石、透辉石、阳起石、绿泥石、绿帘石等。

(2) 邦铺矿床内 3 种类型的脉体(A、B、D 脉)记录了该矿床与斑岩成矿相关流体的演化过程。显微测温结果显示,流体具有从高温(320~550℃)、高盐度(17%~67.2%)向低温(213~450℃)、低盐度(7.3%~11.6%)演化的特征。形成 A、B 脉的流体发生了强烈的沸腾作用,由此导致的压力波动是 Mo、Cu 沉淀的主要原因。

(3) 在 $\delta D_{V-SMOW} - \delta^{18}O_{fluid}$ 同位素图解上, A、B、D 脉显示出强烈岩浆去气作用特征,暗示整个成矿体系处于一个十分开放的环境中。强烈的岩浆脱水去气作用持续到矽卡岩成矿期以石榴子石为代表的干矽卡岩阶段,而到了以绿帘石为代表的湿矽卡岩阶段以及与矽卡岩成矿相关的石英、方解石,表现出有大量大气降水的加入的特征。在 $\delta C_{V-PDB} - \delta O_{V-SMOW}$ 图解中,成矿流体显示出初始岩浆水、后期大气降水加入的特征。总之,整个斑岩-矽卡岩成矿系统流体主要经历了两大地质作用过程,分别是岩浆脱水去气过程和大气降水的加入过程。

致谢 在野外工作期间,得到天仁矿业公司吕经理、和矿长及金河矿业公司杨矿长、贡绍让工程师的帮助和支持,流体包裹体测试得到中国地质大学(北京)诸老师的大力帮助,在此一并表示感谢。

References

- Bottinga Y and Javoy M. 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks[J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 23: 401~418.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3 057~3 067.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls[J]. *Economic Geology*, 100: 801~818.
- Dong Guochen, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, *et al.* 2005. A new understanding of the stratigraphic successions of the Linzizong volcanic rocks in the Linzhou basin, northern Lhasa, Tibet, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 24(6): 549~557(in Chinese with English abstract).
- Friedman I and O'Neil J R. 1977. *Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical* (6th Edition)[M]. Washington: United States Government Printing Office, KK1-KK12.
- Giggenbach W F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin[J]. *Earth and Planetary Letters*, 113(4): 495~510.
- Hou Zengqian and Cook N J. 2009. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 2~24.
- Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Qu Xiaoming, *et al.* 2004. Origin of adakite intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Gongfeng, *et al.* 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan Plateau and in northern Chile[J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1~121(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, *et al.* 2007. Porphyry deposits in continental settings[J]. *Geoscience*, 21(2): 332~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Huang Wei, *et al.* 2001. Gangdise porphyry copper metallogenic belt: the possible second "Yulong" copper belt[J]. *Geology in China*, 28(10): 27~40(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Yang Zhiming, Qu Xiaoming, *et al.* 2009. The Miocene Gangdise porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 25~51.
- Hou Zengqian, Zhang Hongrui, Pan Xiaofei, *et al.* 2011. Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: Examples from the eastern Tethyan metallogenic domain[J]. *Ore Geology Reviews*, 39: 21~45.
- Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, Yang Zhiming, *et al.* 2012a. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet[J]. *Mineralium Deposita*, doi: 10.1007/S00126-012-0415-6.
- Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, Yang Zhiming, *et al.* 2012. Metallogenesis of continental collision setting: Part I. Gangdise Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 647~670(in Chinese with English abstract).

- Hou Zengqian, Zheng Yuanchuan, Zeng Lingsen, *et al.* 2012b. Eocene-Oligocene granitoids of southern Tibet: Constrains on crustal anatexis and tectonic evolution of the Himalayan orogen[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 349~350: 38~52.
- Li Guangming, Liu Bo, She Hongquan, *et al.* 2006. Early Himalayan mineralization on the southern margin of the Gangdise metallogenic belt, Tibet, China: Evidence from Re-Os ages of the Chongmuda skarn-type Cu-Au deposit[J]. *Geological Bulletin*, 25(12): 1 481~1 486(in Chinese with English abstract).
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. *Economic Geology*, 65: 373~408.
- Meng Xiangjin, Hou Zengqian and Li Zhenqing. 2005. Fluid inclusions and ore-forming processes of three porphyry copper deposits in Gangdese belt, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 24(4): 398~408(in Chinese with English abstract).
- Meng Xiangjin, Hou Zengqian and Li Zhenqing. 2006. Sulfur and lead isotope compositions of the Qulong porphyry copper deposit, Tibet: implications for the sources of plutons and metals in the deposit[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4): 554~560(in Chinese with English abstract).
- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, DePaolo D J, *et al.* 2006. Three types of collisional and post-collisional magmatism in the Lhasa block, Tibet and implications for India-continental subduction and mineralization: evidence from Sr-Nd isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 795~803(in Chinese with English abstract).
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12): 5 547~5 558.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian and Huang Wei. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" Copper belt? [J]. *Mineral Deposits*, 20(4): 355~366(in Chinese with English abstract).
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian and Li Youguo. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau[J]. *Lithos*, 74: 131~148.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian and Zaw K. 2007. Characteristics and genesis of Gangdese porphyry copper deposits in the southern Tibetan Plateau: Preliminary geochemical and geochronological results[J]. *Ore Geology Reviews*, 31: 205~223.
- Reynolds T J and Beane R E. 1985. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit[J]. *Economic Geology*, 80: 1 328~1 347.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Economic Geology*, 98: 1 515~1 533.
- Richards J P. 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits[A]. Porter T M. *Super-Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*[C]. Adelaide: PGC Publishing, 7~25.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere [J]. *Geology*, 37(3): 247~250.
- She Hongquan, Feng Chengyou and Zhang Dequan. 2006. Study on the fluid inclusions from Jiama skarn copper polymetallic deposit and Qulong porphyry copper deposit in Gangdese copper belt, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 689~696(in Chinese with English abstract).
- Shmulovich K I, Landwehr D, Simon K, *et al.* 1999. Stable isotope fractionation between liquid and vapor in water-salt systems up to 600°C[J]. *Chemical Geology*, 157(3~4): 343~354.
- Sillitoe R H. 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit[J]. *Chile. Econ. Geol.*, 68: 1~10.
- Sillitoe R H and Hedenquist J W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits[J]. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10: 315~343.
- Tang Juxing, Wang Denghong, Wang Xiongwu, *et al.* 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).
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition[J]. *Economic Geology*, 69(6): 843~883.
- Ulrich T and Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Economic Geology*, 96(8): 1 719~1 742.
- Wang Huan, Tang Juxing, Ying Lijuan, *et al.* 2011. Characteristics of the main ore minerals in the Jiama Cu-polymetallic ore deposit, Tibet [J]. *Journal of Chengdu University of technology(Science and Technology edition)*, 38(1): 103~112(in Chinese with English abstract).

- Wang J, Liu T C and Yin G. 2000. Characteristics of isotope distribution in precipitation in the Middle-Lower reaches of Yarlung Zangbo Rivers[J]. *Geology-Geochemistry*, 28(1): 63~67.
- Wang Liqiang, Luo Maocheng, Yuan Zhijie, *et al.* 2012. Sulfur, lead, carbon and oxygen isotope composition and source of ore-forming materials of the Bangpu Pb-Zn ore deposit in Tibet[J]. *Acta Geoscientifica Sinica*, 33(4): 435~443(in Chinese with English abstract).
- Yang Yong, Luo Taiyi, Huang Zhilong, *et al.* 2010. Sulfur and lead isotope compositions of the Narusongduo silver zinc-lead deposit in Tibet: Implications for the sources of plutons and metals in the deposit[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 30(3): 311~318(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming. 2008. The Qulong Giant Porphyry Copper Deposit in Tibet: Magmatism and Mineralization[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1~145(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming and Hou Zengqian. 2009. Genesis of giant porphyry Cu deposit at Qulong, Tibet: Constraints from fluid inclusions and H-O isotopes[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1 838~1 859(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Jiang Yingfei, *et al.* 2011. Sr-Nd-Pb and zircon Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Late Jurassic granitic porphyry at Qulong, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(7): 2 003~2 010(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Song Yucai, *et al.* 2008b. Qulong superlarge porphyry Cu deposit in Tibet: Geology, alteration and mineralization[J]. *Mineral Deposits*, 27(3): 279~318(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, White N C, *et al.* 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 133~159.
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Xia Daixiang, *et al.* 2008a. Relationship between western porphyry and mineralization in Qulong copper deposit of Tibet and its enlightenment to further exploration[J]. *Mineral Deposits*, 27(3): 28~36(in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogrm[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~280.
- Zhao Xiaoyan, Yang Zhusen, Hou Zengqian, *et al.* 2013. Petrogenesis of diabase porphyrite in Bangpu deposit of Tibet and its instructions to the regional tectonic and magmatic evolution[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(11): 3 767~3 778(in Chinese with English abstract).
- Zheng Yongfei. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicate[J]. *Earthand Planetary Science Letters*, 120: 247~263.
- Zheng Yuanchuan, Hou Zengqian, Li Wei, *et al.* 2012. Petrogenesis and geological implications of the Oligocene Chongmuda-Mingze adakite-like intrusions and their mafic enclaves, southern Tibet[J]. *Chicago Journals*, 120(6): 647~669.
- Zhou Xiong. 2009. Study on the Fluid Inclusions of the Bangpu Mo-Cu Polymetallic Deposit, Tibet(Dissertation for Master Degree)[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 1~90(in Chinese with English abstract).
- Zhou Xiong. 2012. Genesis study of Mo-Cu polymetallic deposit from the Bangpu, Tibet (Dissertation for Doctor Degree)[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 1~193(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 董国臣, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2005. 拉萨北部林周盆地林子宗火山岩层序新议[J]. *地质通报*, 24(6): 549~557.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. *矿床地质*, 22(1): 1~121.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. *现代地质*, 21(2): 332~351.
- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 等. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. *中国地质*, 28(10): 27~40.
- 侯增谦, 郑远川, 杨志明, 等. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩铜矿系统[J]. *矿床地质*, 31(4): 647~670.
- 李光明, 刘波, 余宏全, 等. 2006. 西藏冈底斯成矿带南缘喜马拉雅早期成矿作用——来自冲木达铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄证据[J]. *地质通报*, 25(12): 1 481~1 486.
- 孟祥金, 侯增谦, 李振清. 2005. 西藏冈底斯三处斑岩铜矿床流体包裹体及成矿作用研究[J]. *矿床地质*, 24(4): 398~408.
- 孟祥金, 侯增谦, 李振清. 2006. 西藏驱龙铜矿 S、Pb 同位素组成: 对含矿斑岩与成矿物质来源的指示[J]. *地质学报*, 80(4): 554~560.
- 莫宣学, 赵志丹, DePaolo D J, 等. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据[J]. *岩石学报*, 22(4): 795~803.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩(化)带: 西藏第二条

- “玉龙”铜矿带[J]. 矿床地质, 20(4): 355~366.
- 余宏全, 丰成友, 张德全, 等. 2006. 西藏冈底斯铜矿带甲马夕卡岩型铜多金属矿床与驱龙斑岩型铜矿流体包裹体特征对比研究[J]. 岩石学报, 22(3): 689~696.
- 唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 等. 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 焕, 唐菊兴, 应立娟, 等. 2011. 西藏甲玛铜多金属矿床主要矿石矿物特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 38(1): 103~112.
- 王立强, 罗茂澄, 袁志洁, 等. 2012. 西藏邦铺铅锌矿床 S、Pb、C、O 同位素组成及成矿物质来源研究[J]. 地球学报, 33(4): 435~443.
- 杨 勇, 罗泰义, 黄智龙, 等. 2010. 西藏纳如松多银铅矿 S、Pb 同位素组成: 对成矿物质来源的指示[J]. 矿物学报, 30(3): 311~318.
- 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.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿的成因: 流体包裹体及 H、O 同位素证据[J]. 地质学报, 83(12): 1 838~1 859.
- 杨志明, 侯增谦, 江迎飞, 等. 2011. 西藏驱龙矿区早侏罗世斑岩的 Sr-Nd-Pb 及锆石 Hf 同位素研究[J]. 岩石学报, 27(7): 2 003~2 010.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 等. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与矿化[J]. 矿床地质, 27(3): 279~318.
- 杨志明, 侯增谦, 夏代祥, 等. 2008a. 西藏驱龙铜矿西部斑岩与成矿关系的厘定: 对矿床未来勘探方向的重要启示[J]. 矿床地质, 27(3): 28~36.
- 赵晓燕, 杨竹森, 侯增谦, 等. 2013. 西藏邦铺矿区辉绿玢岩成因及对区域构造岩浆演化的指示[J]. 岩石学报, 29(11): 3 767~3 778.
- 周 雄. 2009. 西藏邦铺铜钼多金属矿床流体包裹体研究[D]. 成都: 成都理工大学, 1~90.
- 周 雄. 2012. 西藏邦铺铜钼多金属矿床成因研究[D]. 成都: 成都理工大学, 1~193.