

文章编号: 0258-7106(2012)03-0465-15

西藏甲玛铜多金属矿床石英脉特征*

彭惠娟¹, 汪雄武², 侯林³, 秦志鹏², 周云²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 3 中国地质大学, 北京 100083)

摘 要 西藏甲玛铜多金属矿床位于冈底斯火山岩弧的东段, 是冈底斯成矿带的重要组成部分, 也是最具代表性的产于后碰撞伸展环境中的超大型斑岩-矽卡岩-浅成低温热液铜多金属矿床。文章以该矿区斑岩体中各类脉体的矿物特征, 尤其是脉体石英显微结构以及微量元素特征为切入点, 初步划分出 3 大类 5 个阶段的岩浆-热液流体。金属硫化物主要沉淀于第 2、第 4 和第 5 阶段。脉体石英中 Al、Fe、K 含量的变化指示了流体 pH 值的变化以及与钾化有关的蚀变。流体的温度范围跨度极大, 从 602℃ 到 130℃, 即从斑岩型高温岩浆流体演化为浅成低温热液型流体。岩浆热液生命周期至少持续 3 Ma, 具有多期多阶段性, 开始于岩浆房中岩浆-热液流体的出溶, 一直演化至成矿作用结束, 贯穿整个岩浆-热液成矿系统。含矿流体中金属元素沉淀得益于岩浆流体 pH 值的改变。

关键词 地球化学; 成矿流体; 石英; 甲玛铜多金属矿床; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Characteristics of quartz in stock work veins from Jiamacopper polymetallic deposit, Tibet

PENG HuiJuan¹, WANG XiongWu², HOU Lin³, QIN ZhiPeng² and ZHOU Yun²

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

The Jiamacopper polymetallic copper deposit is located in eastern Gangdise volcano-magmatic arc, which is an important component part of the Gangdise metallogenic belt. The Jiamacopper deposit is a typical superlarge porphyry-skarn-epithermal polymetallic copper deposit related to post-collision. The combination of scanning electron microscope-cathodoluminescence (CL) and LA-ICP-MS microanalysis of Al, Ti, K and Fe in veined quartz has yielded results permitting a greater understanding of the complex mineralization of the Jiamacopper porphyry-style deposit. The data obtained demonstrate the relationship between quartz precipitation, dissolution and ore deposition with the variation of ore-forming fluid through time. Five major quartz generations were identified. Ti-in-quartz geothermometer and fluid inclusion analysis show that the crystallization temperature from JMi to JM V varies between 602°C and 130°C. The CL and trace element signatures from JMi to JM V stages of the porphyries show features similar to those observed in porphyry-style deposits of other areas. This suggests that a common sequence of quartz crystallization occurred during the formation of early veins in many porphyry copper systems.

* 本文得到地质调查项目“念青唐古拉地区成矿条件研究与找矿靶区优选(编号: N0807)”、技术开发项目“西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿床地质特征及找矿方向研究项目(编号: E0804)”、“公益性行业科研专项经费”我国典型金属矿科学基地研究项目(200911007)、国家自然科学基金项目(40902029)和云金集团项目“滇西地区金多金属矿成矿规律及成矿系列研究”的联合资助

第一作者简介 彭惠娟, 女, 1985 年生, 博士研究生, 主要从事岩矿测试及矿床学方面的研究。Email: 346665401@qq.com

收稿日期 2011-09-22; 改回日期 2012-04-10。许德焕编辑。

Key words: geochemistry, ore-forming fluid, quartz, Jiama copper polymetallic deposit, Tibet

一般而言,赋存在斑岩体中的网脉状含硫化物石英脉以及浸染状矿化显示了斑岩型矿床的典型特征(Bodnar, 1995; Harris et al., 2002)。这些复杂的石英网脉往往由于岩浆流体在挥发分阶段的不断出溶,从而发生再吸收和二次愈合(Hedenquist et al., 1994; Harris et al., 2002)。斑岩系统的典型特征就是岩浆的多次侵入以及与之相伴随的岩浆挥发分阶段含矿流体的出溶,导致了在不同的物理化学条件下,成矿作用的反复叠加(Fournier, 1999; Proffett, 2003; Harris et al., 2003; Seedorff et al., 2005)。这一过程使不同世代的石英不断结晶,并形成石英网脉,因此,各阶段的石英脉体成为了成矿流体演化的最好记录。斑岩系统中不同期次的脉体具有不同的特征及形成机制,据此, Gustafson 等(1975)将斑岩型脉体分为 A 脉(早期)、B 脉(中期)和 D 脉(晚期); Dilles 等(1992)将此划分方案扩大,加入了晚期的 C 脉; Arancibia 等(1996)又加入了早期的 M 型脉。最近的研究显示, A 脉一般叠加了与 B、C、D 脉有关的石英世代,是斑岩体中最主要的脉体类型(Rusk et al., 2002; Müller et al., 2003; Rusk et al., 2006, 2008a)。

西藏甲玛铜多金属矿床是冈底斯成矿带的重要组成部分,正在进行的勘探工作已查明该矿床是一个超大型斑岩-矽卡岩型铜多金属矿床(唐菊兴等, 2010; 郑文宝等, 2010)。在该矿床的斑岩体中,脉体十分发育,贯穿岩浆-热液系统演化的整个过程,是蚀变与矿化流体的最好记录。本次研究应用阴极发光(CL)技术结合岩体样品的观察,确定了脉体的演化顺序,划分了脉体的类型及期次。使用 LA-ICP-MS 确定了脉体石英内微量元素(尤其是 Al、K、Fe、Ti)的含量,并且应用这些微量元素分布的变化,结合石英脉中流体包裹体分析,讨论了成矿流体的 p - t - x 演化过程。这不仅是对甲玛矿床斑岩型成矿流体演化的精细剖析,为矿床成因研究开辟了新思路,更重要的是,为从脉体石英的角度来解释岩浆流体演化过程,提供了新的方法和途径。

1 区域及矿床地质

西藏甲玛铜多金属矿床位于特提斯-喜马拉雅构造域二级构造单元达克拉-冈底斯弧盆系中段的

拉萨弧背盆地的叶巴残留弧的北缘(图 1)。

该矿区内出露的地层主要为上侏罗统多底沟组灰岩、大理岩和下白垩统林布宗组砂板岩,以及少量第四系洪积物和残坡积物(图 1)。甲玛 I 号矽卡岩型主矿体主要位于夏工普向斜南翼与红-塔背斜北翼的交汇处,受多底沟组与林布宗组的层间构造控制(图 1)。矿区内,岩浆活动具有多期性,岩浆岩主要呈岩枝、岩脉产出。岩石类型包括:基性岩[闪长岩、闪斜煌斑岩、角闪辉绿(玢)岩、石英辉长岩等];中性岩[闪长玢岩、石英闪长玢岩、闪长斑岩、花岗闪长斑岩];酸性岩[花岗斑岩、黑云母二长花岗斑岩](唐菊兴等, 2010; 郑文宝等, 2010)。

2 成矿流体演化的地质记录

2.1 脉体期次及特征

甲玛矿床的斑岩体中,脉体十分发育,贯穿岩浆-热液系统演化的整个过程,是蚀变与成矿流体的最好记录。依据所研究斑岩样品中脉体的矿物组合、穿切关系及蚀变类型,结合 SEM 及 SEM-CL 图像,初步厘定出了 5 个主要期次的脉体(表 1 和表 2)。根据 Gustafson 等(1975)对智利 El Salvador 斑岩铜矿脉体类型研究的经典之作,并参考其他学者(Harris et al., 2003; 杨志明, 2008; Müller et al., 2010)对斑岩型脉体的分类,笔者将甲玛斑岩体内的脉体分为 A 脉、B 脉和 D 脉 3 类。

(1) A 脉:多产于花岗闪长斑岩和石英闪长玢岩中,分布极为广泛,与钾化蚀变关系密切。A 脉从早到晚可分为 3 个阶段:① JM i 石英脉阶段,主要为石英-钾长石脉(图 2a)和无矿石英脉(图 2b、2c),钾长石出现于脉体蚀变晕中或本身就是脉体的一部分。该阶段脉体以不含硫化物为主要特征;② JM ii 石英脉阶段,出现黄铜矿和黄铁矿细脉,脉体边缘具钾长石或黑云母蚀变晕(图 2d、2e);③ JM iii 石英脉阶段,为次显微石英细脉。

(2) B 脉:多见于二长花岗斑岩和花岗闪长斑岩中,钾硅酸盐蚀变晕减退,以 Mo 矿化为主(图 2g),伴随大量的铜矿化。在 JM iv 阶段,脉体无蚀变晕(图 2h),或在硫化物脉两侧具白色的褪色晕(图 2f)。

(3) D 脉:多见于二长花岗斑岩中,该期脉体切

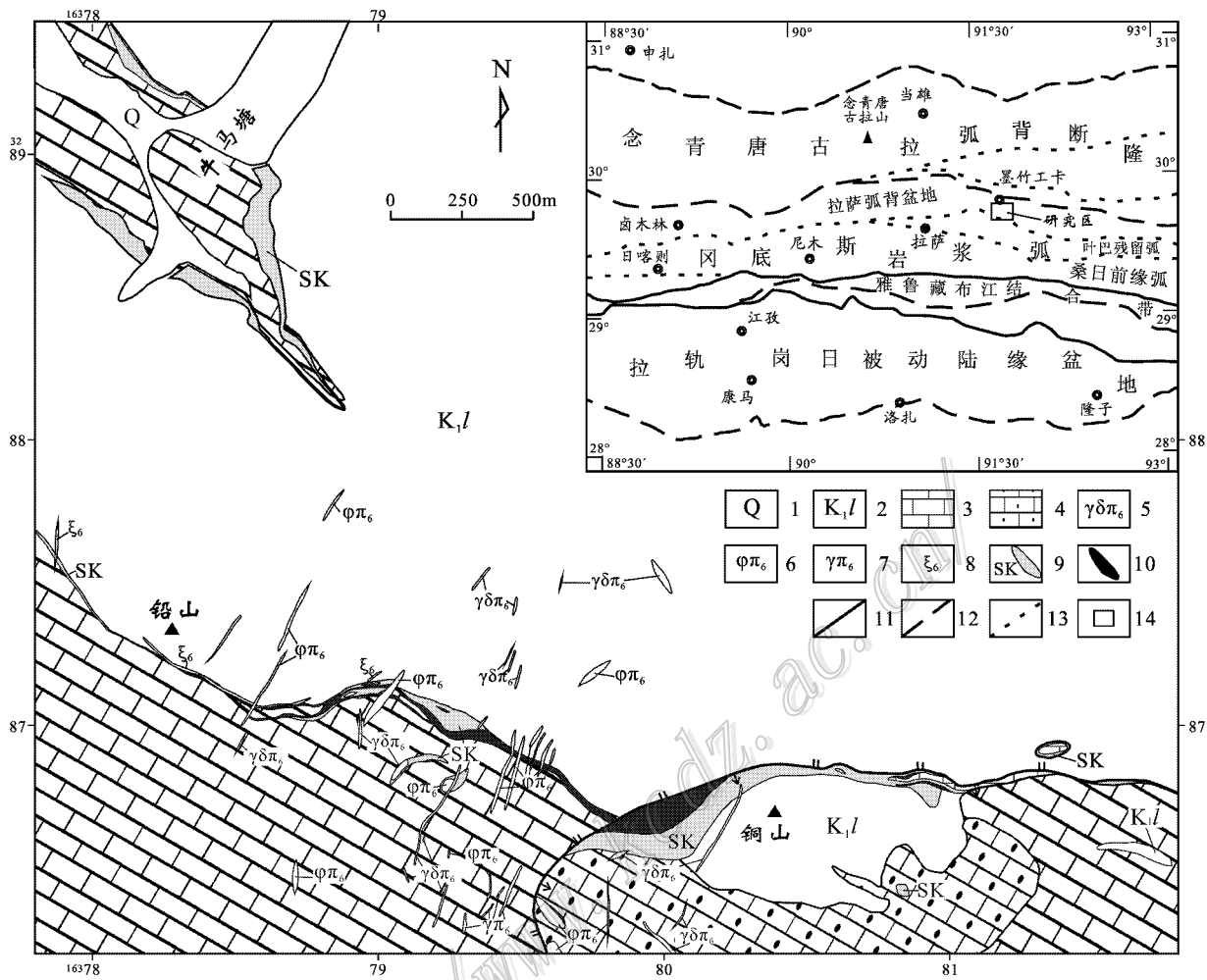


图 1 甲玛矿区地质图及大地构造位置 (据唐菊兴等 2010 略改)

1—第四系；2—下白垩统林布宗组砂板岩、角岩；3—上侏罗统多底沟组灰岩、大理岩；4—砂卡岩化大理岩；5—花岗闪长斑岩脉；6—石英钠长斑岩脉；7—花岗斑岩脉；8—花岗细晶岩脉；9—砂卡岩；10—砂卡岩型矿体；11—二级构造单元界线；12—三级构造单元界线；13—四级构造单元界线；14—研究区

Fig. 1 Geological and geotectonic map of the Jiama ore district (modified after Tang et al. , 2010)

1—Quaternary ; 2—Sand-slate and hornfels of Lower Cretaceous Libuzong Formation ; 3—Limestone and marble of Upper Jurassic Duodigou Formation ; 4—Skarnization marble ; 5—Granodiorite porphyry dike ; 6—Quartz-albite porphyry dike ; 7—Granite porphyry dike ; 8—Granite aplite dike ; 9—Skarn ; 10—Skarn-type orebody ; 11—Boundary of 2nd tectonic unit ; 12—Boundary of 3rd tectonic unit ; 13—Boundary of 4th tectonic unit ; 14—Study area

穿了早期的 A 脉和 B 脉 ,大量的铜和少量的钼形成于该阶段。与 Gustafson 等(1975)所定义的 D 脉相比 甲玛矿床中的 D 脉可以细分成 JMⅤ 早阶段和 JMⅤ 晚阶段 :早阶段脉的黄铜矿粒度较细 ,呈浸染状 脉体断续延伸 脉体两侧具明显的绢云母化和绿泥石化 ,可见墨绿色蚀变晕(图 2i、2j、2k) ;晚阶段脉的硫化物结晶粗大 脉体沿张性裂隙分布 ,延伸性好(图 2l、2m)。此外 ,在 JMⅤ 晚阶段 ,还形成了石膏方解石脉。

2.2 脉体石英显微结构研究

本次研究应用背散射(BSE)分析、光学显微镜-阴极发光仪(OM-CL)、电镜扫描-阴极发光仪(SEM-CL)等手段区分了不同类型及不同阶段的石英脉 ,并观察了脉体石英的显微结构特征 ,现详述如下：

(1) A 脉：甲玛矿床的 A 脉可分为 3 个阶段：

① JMⅠ 为早期 A 脉 ,由于钾长石的存在 ,脉体在 OM-CL 下常呈蓝紫色(图 3a、3b) ,脉体边缘见亮蓝色发光的钾长石 ;在 SEM-CL 图像中 ,JMⅠ 多为

表 1 甲玛矿床脉体期次及矿物生成顺序

Table 1 Mineral paragenesis and related quartz crystallization sequence of the Jiamma deposit

类 型 期 次 矿 物	A 脉			B 脉	D 脉
	JMi	JMii	JMiii	JMiv	JMv
JMi石英	——				
JMii石英		——			
JMiii石英			——		
JMiv石英				——	
JMv石英					——
钾长石	——	——			
黑云母		——			
黄铁矿		——		——	
阳起石					——
黄铜矿		——		——	
辉钼矿		——		——	
钠长石		——			
绿泥石				——	
方解石					——
绿帘石					——
硬石膏					——
萤石					——

浅灰色,具较明显的生长环带(图 4a、4b)。

② JM ii 阶段石英脉在 OM-CL 下仍为与钾化有关的蓝紫色,但比 JM i 石英较深,石英脉有亮蓝色的钾长石蚀变晕和犬牙状边缘(图 3a、3b、3c)。JM ii 石英常以增生加大的形式叠加于 JM i 石英外侧(图 4a、4b、4c),但在 SEM-CL 图像中,与 JM i 石英具有明显的区别,明显暗于 JM i 石英,生长环带也不明显(图 4a、4b)。

③ JM iii 网脉状显微石英脉切穿前 2 个阶段的脉体(图 3a),在 SEM-CL 下不发光。

(2) B 脉:石英含量相对较少 JM iv 石英明显区别于 A 脉,其 SEM-CL 图像为亮灰色,生长环带杂乱,表面粗糙(图 4d)。

(3) D 脉:早期 D 脉石英在 OM-CL 下几乎不发光,可见由于长石蚀变而形成的亮绿色蚀变晕(图 3d),晚期 D 脉常含有发橘红色光的方解石和硬石膏(图 3e、3f);D 脉石英在 SEM-CL 图像中发光较暗,无环带特征(图 4e、4g),脉体切穿早期的石英斑晶(图 4e、4f),并含有大量金属硫化物(图 4h、4i)。

2.3 脉体石英微量元素特征

石英主元素成分的电子探针分析在中国地质科学院矿产资源研究所完成。测试仪器为 JXA-8800 型电子探针,测试条件:加速电压为 20 kV,束电流为 20 nA,束斑直径为 5 μm。石英微量元素的测定在北京大学造山带与地壳演化重点实验室完成。测试仪器为美国生产的 Agilent ICP-MS 7500ce 型激光剥

表 2 甲玛矿床主要脉体类型及其特征
Table 2 Major type and characteristics of veins in the Jiama deposit

脉体类型	期次	蚀变矿物	形状及大小	穿切关系及产出特征
A 脉				
Ksp-Qtz	JM i 阶段	Ksp	板状,脉宽 10~30 mm	主要产于花岗闪长岩中,穿切了斜长石、石英等斑晶
无矿 Qtz 脉		Ksp + Bt	不规则状至板状,连续性好,脉宽变化较大,2 mm~1 cm 不等	主要产于石英闪长玢岩和花岗闪长岩中,不含金属硫化物,切穿斑晶矿物
Qtz-Py ± Cpy ± Moly	JM ii 阶段	Ksp ± Bt	不规则状至板状,连续性好,脉宽为 1~4 mm,Py、Cpy 等硫化物呈浸染状分布于脉体中,蚀变晕为弥散状	该脉大量发育,主要产于石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩中,切穿无矿 Qtz 脉。该脉具有多阶段性
Qtz 显微细脉	JM iii 阶段	一般无蚀变晕	细脉状至线状,脉宽 0.01~0.1 mm,连续性好,不含金属矿物	发育非常广泛,花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、二长花岗岩等中均能见到,脉体沿显微裂隙发育,或以愈合裂隙的形式充填,切穿 A 脉中的其他类型脉体
B 脉				
Qtz-Moly ± Py ± Cpy	JM iv 阶段	脉体两侧具有白色的褪色晕	不规则状至板状,连续性不好,脉宽为 4~10 mm,Py、Cpy 等硫化物呈浸染状分布于脉体中,矿物粒度较细	发育较为广泛,主要产于二长花岗斑岩及花岗闪长斑岩中,脉体具有多阶段性,切穿早期 A 脉
Py-Cpy ± Moly		一般无蚀变晕	不规则状至板状,连续性较好,脉宽为 5~10 mm,Py、Cpy 等硫化物呈浸染状分布于脉体中,矿物粒度较细	发育较少,主要存在于二长花岗斑岩中,切穿 A 脉,但与前一脉体穿插关系不明确
D 脉				
Py-Cpy ± Anhy	JM v 阶段早期	Ser-Chl	连续的板状细脉,脉宽 2~3 mm	主要产于花岗闪长岩中,切穿 A 脉和 B 脉,具有明显的墨绿色蚀变晕
Py ± Qtz ± Anhy	JM v 阶段晚期	Ser ± Chl	规则的板状,连续性很好,脉宽 2~4 mm,Py 呈粗粒晶体分布于脉体中	发育较为广泛,主要产于二长花岗斑岩及花岗闪长斑岩中,该脉体与早期 JM v 阶段的最大区别在于沿张性裂隙发育,结晶粗大。切穿上述各类脉体
Gyp ± Cc		Ser ± Cly	板状,5~10 mm,连续性极好,矿物结晶较粗大,少数见晶洞状	发育较为广泛,产于所有岩体中,该脉体切穿 A、B 脉

注：甲玛矿床斑岩体中所发育的主要脉体类型及特征按从早到晚的顺序列于表中,由于成矿流体的多期多阶段性,使脉体也具有多期次性,尤其是早期脉体的多次裂开以及愈合,使脉体的穿插关系极其复杂。本次研究是对斑岩中所存在脉体期次及类型的初步厘定。Anhy—硬石膏;Bt—黑云母;Cc—方解石;Chl—绿泥石;Cly—粘土;Cpy—黄铜矿;Ksp—钾长石;Gyp—石膏;Moly—辉钼矿;Qtz—石英;Py—黄铁矿;Ser—绢云母。

蚀-等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)配备有准分子激光器 COMPexPro102,激光束斑直径为 60 μm,采用 He 作为剥蚀物质的载气。Al、K、Fe、Ti 的检出限分别为 1.8×10⁻⁶、1×10⁻⁶、5×10⁻⁶和 0.3×10⁻⁶,微量元素分析的相对标准偏差和分析值与参考值之间的相对标准偏差≤25%。石英中微量元素的测定以探针分析获得的 Si 含量作为内标,对相应样品的激光测试分析值进行校正,数据处理采用澳大利亚 Glitter 软件。

不同样品中石英的 Al、Ti、K、Fe 含量差异较大(表 3)。A 脉 JM i 无矿石英的 $w(\text{Al})$ 、 $w(\text{K})$ 、 $w(\text{Fe})$ 总体较低,平均为 628×10⁻⁶、109×10⁻⁶、<15×10⁻⁶(一点除外); $w(\text{Ti})$ 变化范围较大,且普遍较高,最高达 180.66×10⁻⁶。JM ii 石英-硫化物脉中石英的 $w(\text{Al})$ 、 $w(\text{K})$ 明显升高,且变化范围大,

平均 2 251×10⁻⁶和 1 423×10⁻⁶; $w(\text{Ti})$ 较 JM i 降低明显,最高为 57.09×10⁻⁶; $w(\text{Fe})$ 略有升高,平均为 63×10⁻⁶。B 脉 JM iv 硫化物-石英脉中石英的 $w(\text{Al})$ 、 $w(\text{K})$ 低于 JM ii 石英,平均为 1 555×10⁻⁶和 903×10⁻⁶; $w(\text{Ti})$ 与 JM ii 石英无明显变化; $w(\text{Fe})$ 显著升高,平均为 312×10⁻⁶。晚期 D 脉 JM v 石英-方解石±硬石膏脉中石英的 $w(\text{Al})$ 明显增加,平均为 4 066×10⁻⁶; $w(\text{K})$ 平均为 1 442×10⁻⁶; $w(\text{Ti})$ 明显降低; $w(\text{Fe})$ 也有所下降,变化范围很小,平均为 93×10⁻⁶左右(图 5)。

3 成矿流体生命周期

本次研究使用石英电子自旋共振法(ESR 测年)和热液黑云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 定年法研究了脉体的年龄。

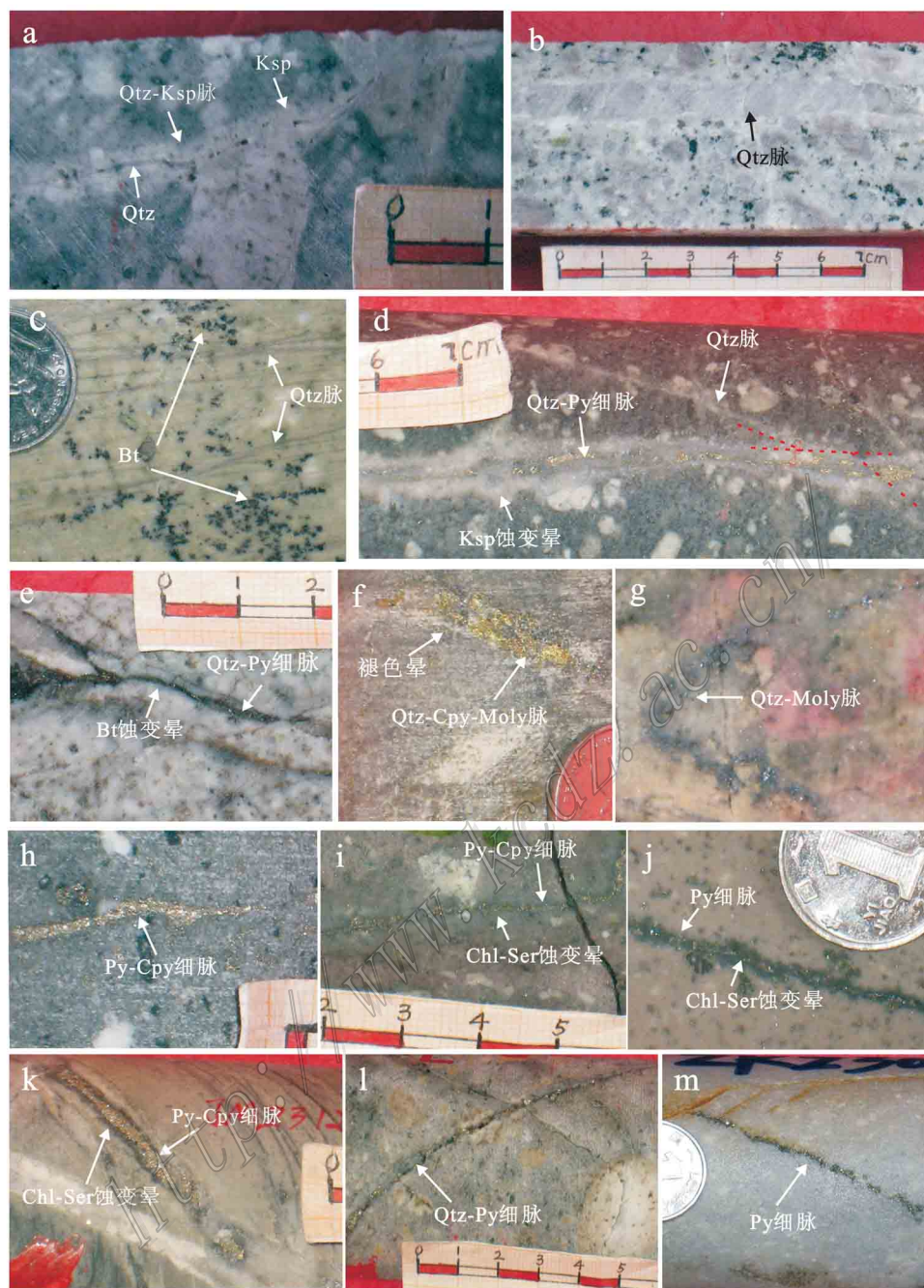


图 2 甲玛矿床各类脉体照片

a. 产于花岗闪长斑岩中的石英-钾长石脉 (JM816-237.1); b. 产于石英闪长斑岩中的无矿石英脉 (JM812-139); c. 蚀变石英闪长斑岩中的无矿石英细脉 (JM2008-432.9), 见大量后期次生黑云母; d. 产于花岗闪长斑岩中的石英-黄铁矿脉, 具有明显的弥散状钾长石蚀变晕, 明显切穿无矿石英脉 (JM1609-178.8); e. 黄铁矿细脉, 产于二长花岗斑岩中, 具有黑云母蚀变晕, 同样被后期裂隙切断 (JM1212-95.1); f. 黄铁矿-黄铜矿-辉钼矿脉, 产于黑云母花岗闪长斑岩中, 脉体两侧见白色褪色晕 (JM2004-126); g. 产于二长花岗斑岩中的辉钼矿脉 (JM1616-261.3); h. 产于花岗闪长斑岩中的黄铁矿-黄铜矿脉 (JM2401-231.4); i. 黄铁矿-黄铜矿脉, 产于石英二长斑岩中, 具有明显的绢云母-绿泥石蚀变晕, 被后期张性裂隙切断 (JM4804-285.6); j. 产于石英闪长斑岩中的黄铁矿细脉, 见墨绿色蚀变晕 (JM4803-494.3); k. 黄铁矿-黄铜矿脉, 产于硅化二长花岗斑岩中, 具有绿泥石-绢云母蚀变晕, 被石膏脉切断 (JM2312-245); l. 产于二长花岗斑岩张性裂隙中的石英-黄铁矿 (JM2807-115.4); m. 张性裂隙中的粗粒黄铁矿脉, 产于花岗细晶岩 (JM2301-29.9)。Bt—黑云母; Chl—绿泥石; Cpy—黄铜矿; Ksp—钾长石; Moly—辉钼矿; Qtz—石英; Py—黄铁矿; Ser—绢云母

Fig. 2 Photographs of veins in the Jiama deposit

a. Quartz (Qtz)-potassium feldspar (Ksp) vein in granodiorite porphyry (JM816-237.1); b. Barren quartz vein in quartz diorite porphyrite (JM812-139); c. Barren quartz veinlets and biotite (Bt) in quartz diorite porphyrite (JM2008-432.9); d. Quartz-pyrite (Py) vein with potassium feldspar alteration zone in granodiorite porphyry, crosscutting barren quartz vein (JM1609-178.8); e. Pyrite vein with biotite alteration zone in

monzogranite-porphyry (JM1212-95.1); f. Pyrite-chalcopyrite (Cpy)-molybdenite (Moly) vein with retrograde alteration zone in biotite granodiorite porphyry (JM2004-126); g. Molybdenite vein in monzogranite-porphyry (JM1616-261.3); h. Pyrite-chalcopyrite vein in granodiorite porphyry (M2401-231.4); i. Pyrite-chalcopyrite vein with sericite (Ser)-chlorite (Chl) alteration zone crosscut by later fractures (JM4804-285.6); j. Pyrite vein with chlorite alteration zone in quartz diorite porphyry (JM4803-494.3); k. Pyrite-chalcopyrite vein with chlorite-sericite alteration zone in monzogranite-porphyry, crosscut by gypsum veins (JM2312-245); l. Vein filled with pyrite and quartz in monzogranite-porphyry (JM2807-115.4); m. Pyrite vein in tension fracture in granite aplite (JM2301-29.9)

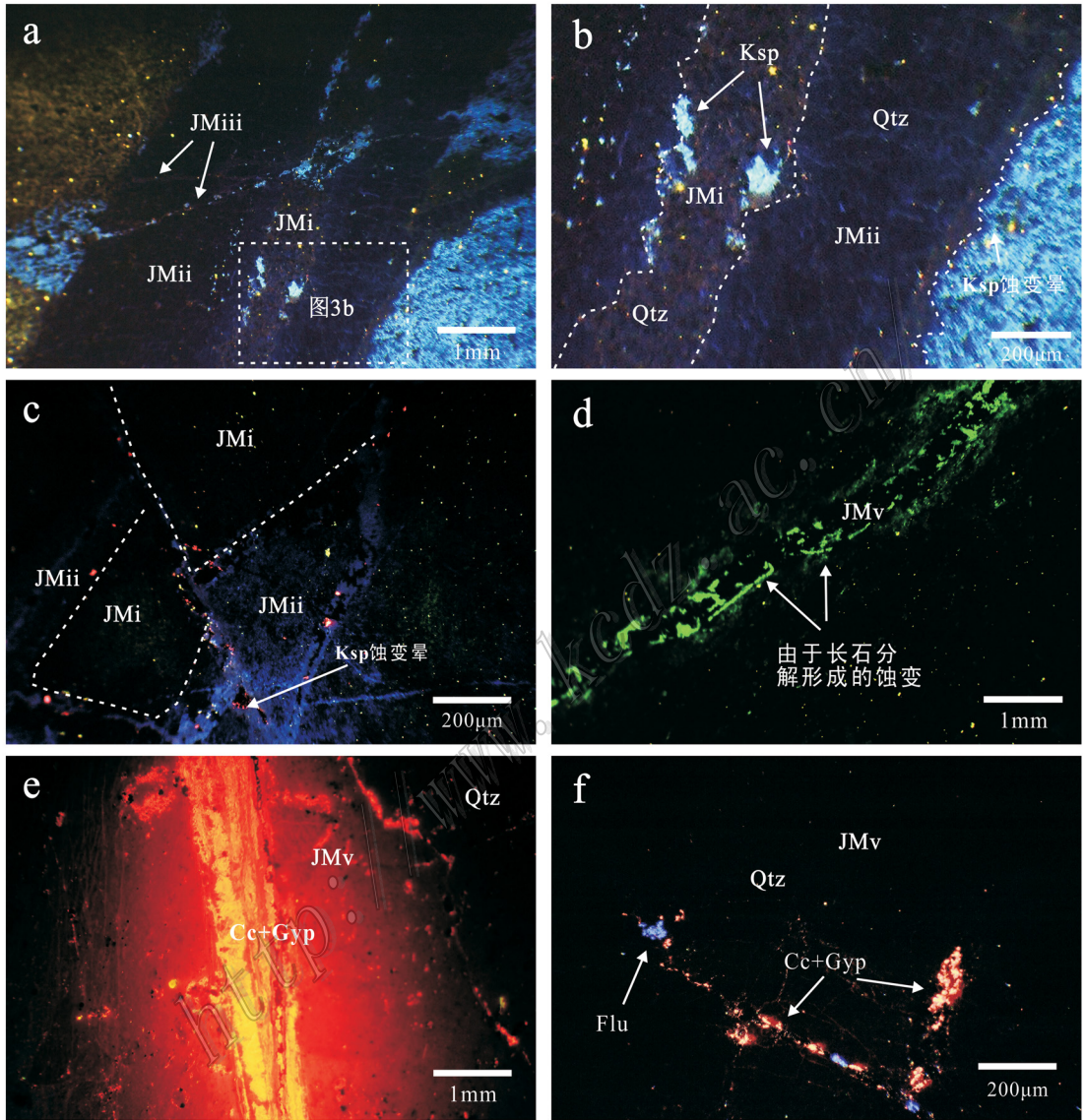


图 3 甲玛矿床岩体中脉体 OM-CL 特征

a. 产于花岗闪长斑岩(JM1609-178.8)中, JM i 为不含矿的 Qtz-Ksp 细脉; JM ii 脉体沿 JM i 边缘生长, 叠加在 JM i 外侧, 两期脉体石英具有不同的 OM-CL 色调; JM iii 显微 Qtz 细脉切穿 JM i 和 JM ii 脉体; b. 为 a 方框放大部分, JM ii 脉体有明显的犬牙状边缘和 Ksp 蚀变晕(蓝色); c. 产于石英二长斑岩(JM4804-285.6), 发蓝紫色 OM-CL 光的 JM ii 石英叠生在发暗色 OM-CL 光的 JM i 石英外侧; JM ii 石英具有明显的 Ksp 蚀变晕(蓝色); d. 产于石英闪长玢岩(JM4803-494.3)的 JM V 阶段早期 Qtz-Py 细脉, 见与斜长石分解有关的蚀变晕(亮绿色); e. 产于二长花岗斑岩(JM2008-417.8)的 JM V 阶段晚期 Cc-Gyp 细脉(橙红色为 Cc 的发光色); f. 产于二长花岗斑岩(JM2312-245)中的 Qtz-Cc±Gyp 脉, Qtz 结晶粗大, 方解石和硬石膏充填在石英颗粒间, 可见湖蓝色的萤石颗粒。Ksp—钾长石; Qtz—石英; Cc—方解石; Gyp—石膏; Flu—萤石

Fig. 3 OM-CL characteristics of veins in the Jiama deposit

a. JM i quartz and JM ii quartz showing different OM-CL characteristics, JM i quartz overprinted and overgrown by JM ii quartz, JM iii quartz crosscutting JM i quartz and JM ii quartz; b. Details of Fig. 3a, JM ii quartz vein which has irregular margin and blue potassium feldspar alteration zone; c. JM i quartz overprinted and overgrown by JM ii quartz, and JM ii quartz showing blue potassium feldspar alteration zone; d. Quartz-pyrite vein of JM V showing green alteration zone, related to plagioclase resolution; e. Calcite-gypsum vein of JM V showing salmon pink CL; f. Quartz-calcite-gypsum veins filled with fluorite; Ksp—K-feldspar; Qtz—Quartz; Cc—Calcite; Gyp—Gypsum; Flu—Fluorite

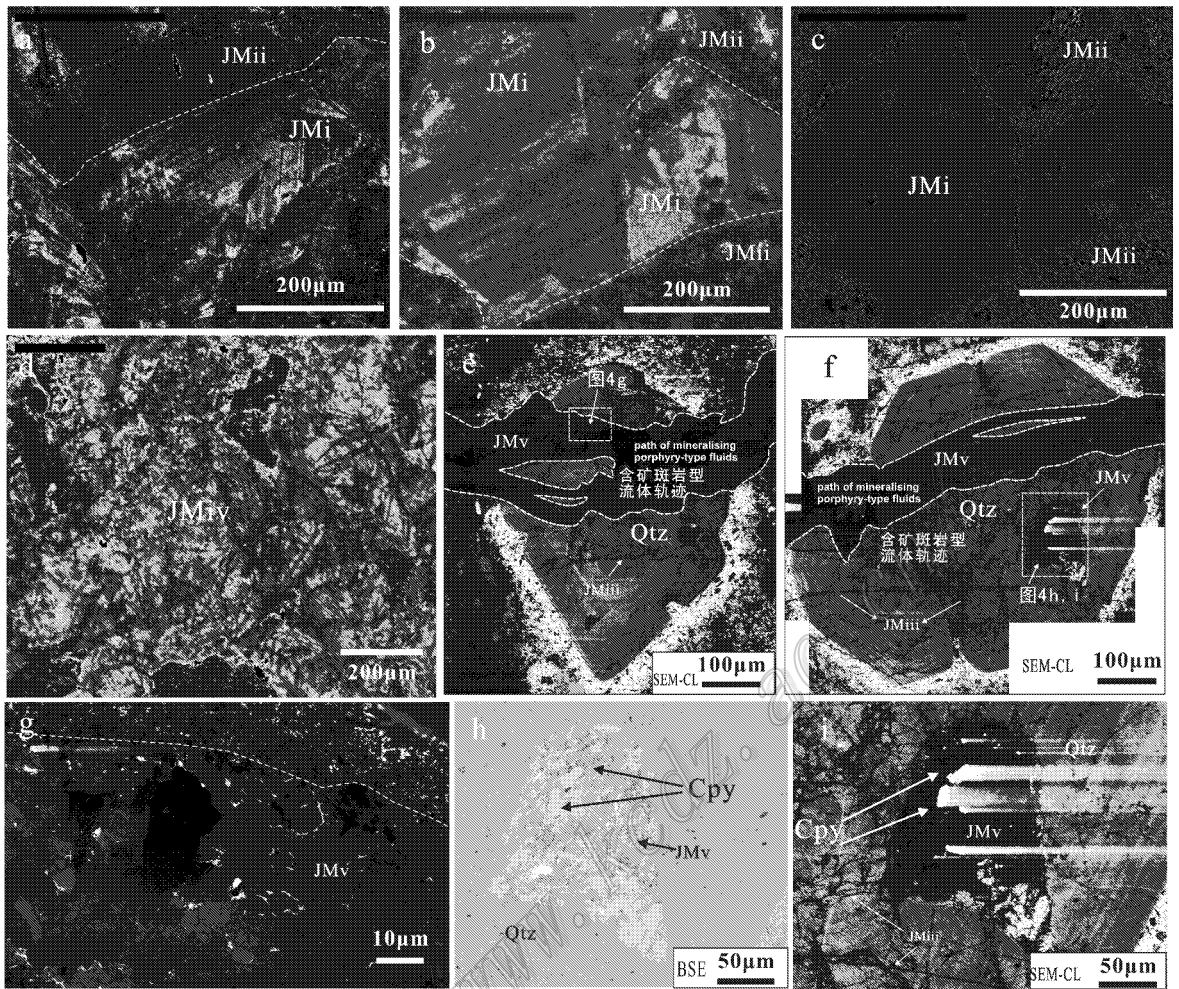


图 4 甲玛矿床岩体中石英脉 SEM-CL 特征

a. 产于花岗闪长斑岩 (JM1609-178.8) JM I 石英具有亮灰色的 SEM-CL 发光特征, 可见明显的生长环带, JM II 石英叠加在 JM I 石英外侧, 具暗灰色 SEM-CL 发光, 生长环带不明显; b, c. 为同一视域的 BSE 图像和 SEM-CL 图像, 产于石英闪长玢岩 (JM2010-493.8) JM I 石英具明显的生长环带, JM II 石英叠加在 JM I 石英外侧, 发光较暗, 环带不明显; d. 二长花岗斑岩 (JM2807-115.4) 中的 B 脉 JM IV 石英-黄铁矿脉, 石英明显不同于 A 脉, 生长环带较杂乱, 石英表面粗糙; e, f. 产于石英闪长玢岩 (JM2010-493.8) D 脉 JM V 阶段早期石英脉切穿石英斑晶和网脉状的 JM III 石英细脉, SEM-CL 发光较暗, 无明显环带; g. 图 4e 方框放大部分, JM V 脉体石英具有暗灰色 SEM-CL 发光特征; h, i. 图 4f 方框放大部分, 为同一视域的 BSE 图像和 SEM-CL 图像, JM V 石英-硫化物脉, 切穿石英斑晶, 图 4i 中由于实验电流过强, 使原本不发光的黄铜矿发生曝光

Fig. 4 SEM-CL characteristics of quartz veins in the Jiama deposit

a. JM I quartz with growth zoning showing bright CL, weakly luminescent JM II quartz (black), which was related to sulfide mineralization, overgrew and replaced JM I quartz; b. SEM-CL image showing a JM I quartz crystal with growth zoning, which is overgrown by JM II quartz; c. BSE image of the same area shown in Fig. 4b; d. JM IV quartz of quartz-pyrite vein with growth disorderly zoning showing different CL characteristics from A-type vein; e, f. JM V quartz showing weak luminescence (black), which is related to the sulfide mineralization, and crosscuts quartz phenocryst and JM III quartz; g. Details of Fig. 4e, JM V quartz showing weak luminescence (black); h. Details of Fig. 4f, JM V quartz crosscutting quartz phenocryst and filled with chalcopyrite; i. SEM-CL image of the same area shown in Fig. 4h

通过对大量岩芯样品的观察, 初步确定出石英脉的期次, 并选取不同期次脉体中的石英单矿物, 进行了热活化和冷却处理, 使用德国 ER-200D-SRC 电子自旋共振仪, 在一定放大倍数下测定样品的热活化

ESR 波谱振幅, 通过与标样进行比对, 计算出石英脉顺磁中心浓度, 并计算出石英脉的形成年龄, 测试工作在成都理工大学应用核技术研究所完成。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年在中国科学院广州地球化学研究所同位素

表 3 甲玛矿床脉体石英微量元素含量
Table 3 Trace element content of quartz veins from the Jiamma deposit

样品编号及样品名称	石英阶段	$\mu\text{g/g} \times 10^{-6}$			
		Al	K	Ti	Fe
JM812-139 花岗闪长斑岩	JM i	832.45	115.37	82.69	<5
	JM i	1108.58	231.75	64.12	<5
JM2010-493.8 石英闪长玢岩	JM i	731.24	256.45	112.35	667.56
	JM i	155.85	12.45	177.55	12.48
	JM i	573.46	20.58	58.82	8.31
	JM i	366.36	15.87	180.66	7.40
JM1609-178.8 花岗闪长斑岩	JM ii	2887.46	1829.28	48.81	72.34
	JM ii	4510.64	2519.62	37.99	85.40
	JM ii	987.36	825.73	42.53	47.38
	JM ii	2288.5	1460.61	10.21	61.32
	JM ii	2264.64	1424.30	57.09	56.98
	JM ii	1832.58	1192.15	6.37	59.32
	JM ii	985.24	710.26	15.98	57.61
JM2807-346 二长花岗斑岩	JMiv	1856.67	21.66	14.34	134.65
	JMiv	1733.44	2256.44	47.59	657.34
	JMiv	1765.68	1247.74	53.77	326.73
	JMiv	1573.55	977.36	15.26	423.47
	JMiv	845.67	11.32	60.86	17.48
JM2312-245 二长花岗斑岩	JMv	3607.13	1436.92	10.45	94.02
	JMv	4588.31	1439.91	6.78	94.02
	JMv	4483.86	1430.98	12.30	91.91
	JMv	3584.93	1458.91	2.33	93.24

测试单位：北京大学 LA-ICP-MS 实验室。

年代学和地球化学重点实验的 GV-5400 质谱计上完成。采用激光阶段加热⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年技术,样品为含片状黑云母的石英粗脉。

⁴⁰Ar/³⁹Ar 定年结果(表 4)表明,从第七阶段开始,表观年龄在实验误差范围内基本一致。利用 10 个连续加热阶段产生的数据,得出的平年龄为(17.99 ± 0.36) Ma;并拟合出了很好的反等时线年龄,为(17.23 ± 1.55) Ma;其初始比值(⁴⁰Ar/³⁶Ar)₀ = (297.3 ± 3.7),MSWD = 0.24,与现代空气 Ar 比值基本一致(图 6)。这表明热液黑云母不含过剩⁴⁰Ar,其平均年龄与反等时线年龄在误差范围内一致。甲玛矿区的早期含黑云母石英脉体形成于(17.99 ± 0.36) Ma,早于岩体的形成年龄(表 5),表明在岩体固结之前,就开始了钾质热液流体蚀变。

石英 ESR 测年结果(表 5)显示,早期无矿石英粗脉形成于(16.4 ± 1.6) Ma,最晚期的石英-方解石±硬石膏脉形成于(11.5 ± 1.1) Ma。因此可以说,

从深部岩浆房岩浆的演化开始便有岩浆流体形成,伴随岩浆的上升、侵位、释放流体、固结,成矿流体不断演化,并具有长期、多阶段、连续的特征,岩浆热液生命周期至少持续了 3 Ma;金属矿物的大量沉淀集中在 16~15 Ma,热液流体中金属矿物的沉淀年龄与成矿年龄基本吻合。正是由于岩浆-流体的多期、多阶段特征和长期存在,为矿床的形成提供了有利条件。

4 讨 论

4.1 脉体石英沉淀的物理化学条件

4.1.1 石英中的 Ti

本次研究中所有被观察的斑岩型矿床石英脉都指示了 CL 强度与 Ti 含量间的关系,脉体中石英的 CL 强度均随 Ti 含量的变化而改变,Ti 含量高的脉体,石英的 CL 越明亮,这说明 Ti 是斑岩矿床石英

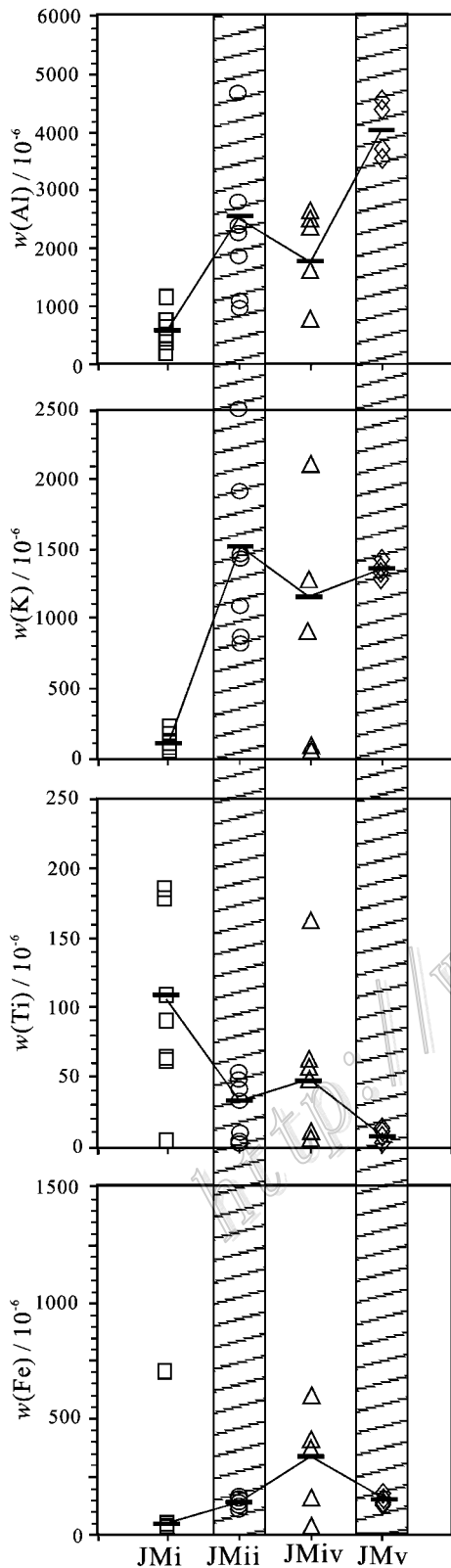


图 5 甲玛矿床不同阶段脉体石英微量元素特征

Fig. 5 Variation in concentrations between different quartz generations in the Jiama deposit

CL的主要激活剂。此外,在形成温度 $>600^{\circ}\text{C}$ 的石英中,Ti含量是温度的函数(Wark et al., 2006)。Rusk等(2006)和Wark等(2006)指出,用Ti饱和地质温度计计算出的温度接近于并且略高于脉体的形成温度。如果地质温度计对石英是适合的,那么,CL强度则提供了石英沉淀温度的判别标志。已有的研究结果(Smith et al., 1965; Hagni, 1987; Müller et al., 2010)显示,Butte、Los Pelambres、El Teniente以及El Salvador的脉体中,多个世代石英的 $w(\text{Ti})$ 分别为 $(<10\sim132)\times10^{-6}$ 、 $(11\sim91)\times10^{-6}$ 、 $(<10\sim84)\times10^{-6}$ (有一点例外)、 $(<10\sim169)\times10^{-6}$ (有两个点例外),相关温度分别为 $540\sim737^{\circ}\text{C}$ 、 $<530^{\circ}\text{C}$ 、 $<530^{\circ}\text{C}\sim780^{\circ}\text{C}$ 以及 $<530^{\circ}\text{C}\sim815^{\circ}\text{C}$ 。大多数点的推测温度都在斑岩铜矿床形成温度范围之内。由斑岩型矿床脉体石英中Ti含量所推测的温度与这些矿床形成的已知温度结论很接近,这说明石英的Ti温度计可广泛适用于热液石英。因此,无论是形成于 $<350^{\circ}\text{C}$ 的矿床[石英 $w(\text{Ti})<10\times10^{-6}$]还是形成温度 $>400^{\circ}\text{C}$ 的矿床[石英 $w(\text{Ti})>10\times10^{-6}$]其 $w(\text{Ti})$ 都广泛地反映了石英的沉淀温度。Wark等(2006)所提出的Titani Q温度计未考虑压力对 $w(\text{Ti})$ 的影响,实际上,压力对石英中 $w(\text{Ti})$ 的影响非常大(杨志明私人通信),因此,Thomas等(2010)提出了经过压力校正的温度计,用以计算石英的形成温度。

在本次研究所选的含早期石英脉样品中,金红石与石英共生,表明已达到Ti饱和,应用经过压力校正的石英Ti地质温度计公式,计算了早期石英的形成温度:

$$RT\ln X_{\text{TiO}_2}^{\text{石英}} = -60952 + 1.520 \times T(\text{K}) - 1741 \times P(10^8 \text{Pa}) + RT\ln \alpha_{\text{TiO}_2}$$

其中, R 为气体常数 8.3145 J/K , T 为开氏温度, $X_{\text{TiO}_2}^{\text{石英}}$ 为 TiO_2 在石英中的摩尔分数, α_{TiO_2} 为 TiO_2 的逸度。

在本次计算中, $\alpha_{\text{TiO}_2} = 1$ (Ti饱和),根据流体包裹体测试结果(周云,2010),早期石英脉的形成压力为 $(1\times10^8) \text{ Pa}$,计算得出A脉中JM i石英的形成温度为 $513\sim602^{\circ}\text{C}$ 。由岩石石英斑晶中熔融包裹体均一温度可知,岩浆演化的温度区间为 $1080\sim734^{\circ}\text{C}$,而岩浆-热液过渡阶段石英斑晶中流体包裹体形成的均一温度最高为 540°C (周云,2010),由此可以推断,A脉中JM i石英形成于岩浆流体早期。

表 4 甲玛矿床热液黑云母氩同位素测年结果

Table 4 Ar isotope age of biotite from the Jiama deposit

实验编号	³⁶ Ar _{air} /mV	³⁷ Ar _{Ca} /mV	³⁸ Ar _{Cl} /mV	³⁹ Ar _K /mV	⁴⁰ Ar*	<i>t</i> (±1σ)/Ma	⁴⁰ Ar*/%	³⁹ Ar _K /%
09G2299D	0.001074	0.000267	0.000004	0.001596	0.002173	14.07 ± 17.30	0.68	0.74
09G2299E	0.001050	0.000324	0.000007	0.004888	0.009318	19.67 ± 5.49	2.92	2.27
09G2299G	0.001110	0.000346	0.000011	0.007300	0.014482	20.47 ± 3.82	4.23	3.38
09G2299H	0.001270	0.000428	0.000015	0.013002	0.028788	22.83 ± 2.48	7.13	6.03
09G2299I	0.000974	0.000392	0.000013	0.011173	0.025246	23.29 ± 2.20	8.06	5.18
09G2299J	0.001036	0.000432	0.000015	0.014922	0.031694	21.90 ± 1.84	9.38	6.92
09G2299L	0.000806	0.000365	0.000018	0.016212	0.029639	18.87 ± 1.32	11.07	7.51
09G2299M	0.001028	0.000481	0.000021	0.021033	0.038273	18.78 ± 1.22	11.19	9.75
09G2299N	0.000747	0.000277	0.000020	0.016579	0.029550	18.40 ± 1.15	11.80	7.68
09G2299O	0.000895	0.000396	0.000022	0.021245	0.035973	17.48 ± 1.06	11.96	9.85
09G2299P	0.001124	0.001054	0.000020	0.024483	0.045969	19.38 ± 1.16	12.16	11.35
09G2299R	0.000918	0.000259	0.000019	0.019225	0.031941	17.16 ± 1.27	10.53	8.91
09G2299S	0.000732	0.000223	0.000018	0.019704	0.030823	16.16 ± 1.02	12.47	9.13
09G2299T	0.000509	0.000169	0.000012	0.012203	0.020389	17.25 ± 1.10	11.92	5.66
09G2299U	0.000276	0.000039	0.000010	0.010281	0.018357	18.43 ± 0.74	18.39	4.77
09G2299W	0.000134	0.000000	0.000002	0.001911	0.003484	18.82 ± 2.24	8.06	0.89

注：实验 J = 0.0057507 ± 0.0000288, ⁴⁰Ar* 为放射性氩。

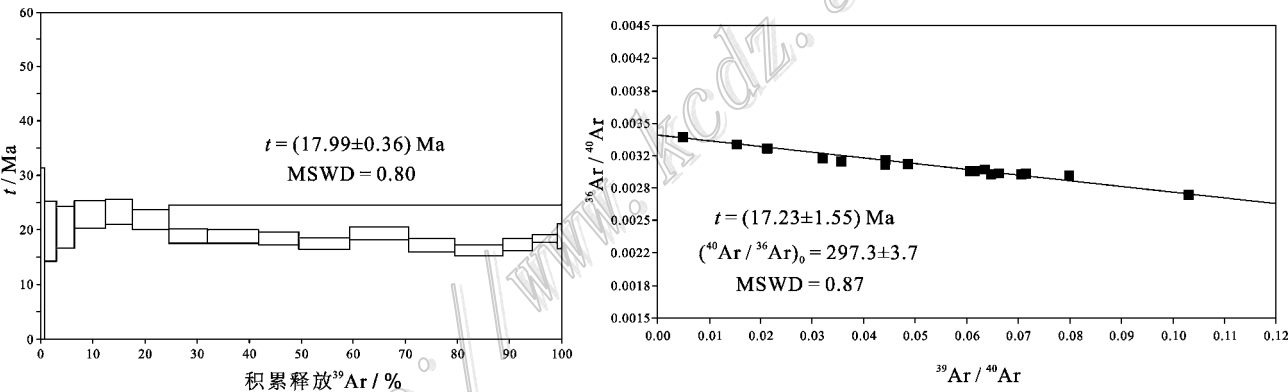


图 6 甲玛矿区热液黑云母³⁹Ar/⁴⁰Ar 同位素坪年龄和等时线年龄图

Fig. 6 Plateau age and isochron diagram of biotite ³⁹Ar/⁴⁰Ar isotopes in the Jiama deposit

表 5 甲玛矿床成岩成矿以及流体年龄

Table 5 Ages of rocks and quartz veins from the Jiama deposit

年龄类型	测试对象	分析方法	年龄/Ma	数据来源
成岩年龄	花岗岩岩	全岩 La-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	15.31-16.27	秦志鹏 (2010)
	花岗闪长斑岩	全岩 K-Ar	14.9	杜光树等 (1998)
	二长花岗斑岩	全岩 La-ICP-MS 锆石 U-Pb 法	14.81 ± 0.16	秦志鹏 (2010)
矿石年龄	砂卡岩型 Cu-Mo 矿石	辉钼矿 Re-Os 等时线	15.18 ± 0.98	杜光树等 (1998)
	砂卡岩型 Cu-Mo 矿石	辉钼矿 Re-Os 等时线	15.34 ± 0.1	应立娟等 (2009)
热液年龄	A 脉 JM i 含黑云母石英脉	黑云母 ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar	17.99 ± 0.36	本次研究
	A 脉 JM i 石英脉	石英 ESR	16.4 ± 1.6	
	A 脉 JM ii 石英-黄铁矿脉	石英 ESR	16.0 ± 1.6	
	A 脉 JM ii 石英-黄铜矿脉	石英 ESR	15.4 ± 1.5	
	B 脉 JM iv 黄铜矿-石英脉	石英 ESR	13.5 ± 1.4	
	D 脉 JM v 石英-方解石-硬石膏脉	石英 ESR	11.5 ± 1.1	

黑云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄的测试单位：广州地球化学研究所 ESR 的测试单位：成都理工大学。

4.1.2 石英中的 Al

一般来说,热液石英的 Al 含量不能反映石英的形成温度,但可反映出水中溶解 Al 的含量,该含量在很大程度上取决于溶液的 pH 值(Müller et al., 2003)。Rusk 等(2008a; 2008b)通过实验得出溶液的 pH 值以及矿物组合的变化取决于溶液的性质。在 200℃ 条件下,当 pH 值为 1.5,并且只存在高岭石一种含铝矿物时,Al 在热液流体中的溶解度与 pH 值之比为 3.5,当存在白云母时,则大 6 个数量级。在更高的温度下,斑岩型铜矿床中,Al 的溶解度和 pH 值都在中等水平,而且变化幅度很小。

在甲玛矿床各期脉体石英中,Al 含量呈现出波动性升高的特点(图 5)。JM i 石英中 $w(\text{Al})$ 最低(平均 628×10^{-6})。JM ii 石英-硫化物脉中 $w(\text{Al})$ 明显增高(平均 $2\,251 \times 10^{-6}$)。流体酸性明显增强,说明第一次金属硫化物沉淀于酸性环境,而 JM iv 石英中 $w(\text{Al})$ 有所降低(平均为 $1\,555 \times 10^{-6}$)。表明含矿溶液经历了至少一次的酸性流体中和作用,而酸性流体的中和是金属硫化物沉淀的普遍原因(Müller et al., 2003)。因此,第二次硫化物的沉淀与酸性流体的中和作用关系密切,例如,地下水或雨水的加入等因素。

4.2 成矿流体的 p - t - x 演化

甲玛矿床中 4 种主要的石英脉具有不同的微量元素特征,反映了结晶温度、流体化学组成以及压力的变化。近几年, Rusk 等(2008a; 2008b)通过一系

列尝试得到了石英中 Al、K、Fe 的变化与相关矿化的关系。下文对各期脉体石英的微量元素组成以及相关的 P - T - X 条件的改变进行讨论。

(1) 第 1 阶段(JM i)

在 JM i 阶段,主要形成高温、高盐度($w(\text{Na-Cl}_{\text{eq}}) = 33\% \sim 61\%$)的流体(周云, 2010)。对于斑岩铜矿体系而言,这种流体一般具有 2 种主要的形成机制,一是直接形成于岩浆结晶分异过程,即中-酸性岩浆通过一定程度的结晶分异作用,使岩浆中的挥发分过饱和,从而造成流体相和熔体相的不混溶,这一过程通常称之为“初始沸腾”;二是中-低盐度的热液通过减压沸腾作用或者不混溶作用形成,这一过程往往是由于斑岩顶部的盖层破裂引起的,通常称之为“二次沸腾”。在甲玛矿床初始含矿流体形成阶段,随着压力的急剧降低,从 $(1 \times 10^8) \text{ Pa}$ (最大静岩压力)降低到 $400 \times 10^5 \text{ Pa}$ (周云, 2010)。因此可以推断,早期含矿流体的出溶主要是由于压力的突然降低,即形成于“二次沸腾”。

甲玛矿床岩浆演化的温度区间为 $1\,080 \sim 734^\circ\text{C}$ (周云, 2010),而本次研究所分析的样品中,早期石英脉形成的最高温度为 602°C ,由石英脉的形成年龄可以推测,流体的出溶开始于岩体固结之前,因此,可能存在形成温度更高的石英脉,但本次研究并未发现。

随着压力的降低,石英的溶解度从 $3\,600 \text{ mg/kg}$ 降低到 600 mg/kg (图 7)。可能当压力从静岩压力降

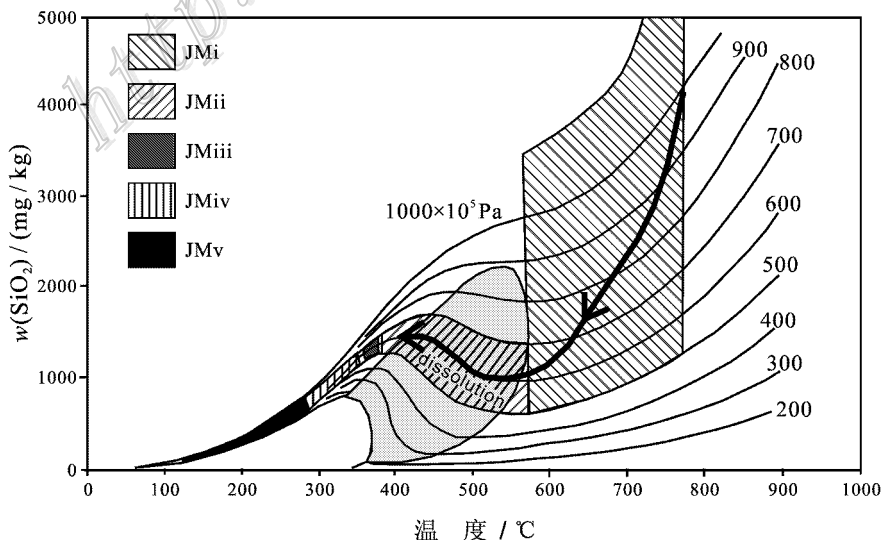


图 7 甲玛矿床含矿岩浆流体的 p - t - x 演化(底图据 Müller et al., 2010)

Fig. 7 p - t - x evolution of ore-forming fluid in the Jiama deposit(modified after Müller et al., 2010)

低到静水压力附近时,石英开始沉淀。在此过程中,流体的温度缓慢降低(图 7)。由于 JM i 无矿石英的大量结晶,热液流体中的成矿金属在随后的结晶阶段开始增加,进一步说,就是在 JM ii 阶段形成了含矿石英。

由上述计算可知, JM i 石英的形成温度为 513~602℃。如此高的结晶温度符合其他斑岩铜矿系统内早期 A 脉的特征(Harris et al., 2003; Rusk et al., 2008a, 2008b; Bodnar, 1995)。此外,甲玛矿床内早期岩浆流体贫 K, 指示出是与钾长石或黑云母蚀变有关的早期石英阶段。

(2) 第 2 阶段(JM ii)

JM ii 石英的显微结构可以解释为,早期 JM i 石英的溶解、重新沉淀,形成了微弱发光的 JM ii 石英。该期石英包含有细粒的黄铁矿和黄铜矿,并与黄铁矿和黄铜矿晶体共生。

JM ii 石英流体包裹体的均一温度为 280~540℃,平均 394℃,即热液系统的温度从 602℃降低到 394℃。在此过程中, JM i 石英局部溶解, JM ii 石英在 < 400℃ 的条件下沉淀并进入新的孔隙中。 JM i 和 JM ii 石英中 Ti 含量的降低反映了石英结晶温度的降低,而由流体包裹体研究得到的石英结晶温度降低了大于 180℃,这与 Ti 含量的估算结果相一致。

JM ii 石英中较高含量的 Al 可能反映了热液流体中离子态 Al 的含量,它很大程度上取决于流体的温度和 pH 值。 Al 的溶解度随流体 pH 值的降低而增高。从 JM i 到 JM ii 阶段,金属矿物的聚集也指示了热液流体酸性的增强。酸性流体往往存在于斑岩系统的溶蚀交代阶段(Heinrich, 2005), H⁺ 的供给是 Al 离子存在的必要条件。这显示了 JM ii 中大量

Al 的存在和 Al 含量较大的变化范围,可能是由 JM ii 石英结晶过程中 pH 值的强烈波动引起的,这与 Rusk 等(2008a)对斑岩及低温热液矿床的研究结果相一致。正是这种热液流体 pH 值的强烈变化,导致了 JM ii 金属元素的沉淀。

矿床中高的 Al 含量伴随高的 K 含量,指示了石英中 K 含量可能与 Al 含量有关。 K 在石英中可能作为其他离子的电价补偿离子而进入。

JM ii 阶段部分石英中高的 Fe 含量接近硫化物。 Penniston-Dorland(2001)在研究 Grasberg 斑岩矿床时曾描述过这种现象,被解释为结晶过程中 Fe 硫化物内的 Fe²⁺ 向石英晶格中扩散。

(3) 第 3 阶段(JM iii)

JM iii 石英形成于广泛发育的显微脉以及随后的愈合裂隙内。相似的结构不但常见于斑岩系统的石英中,还经常存在于深成长英质火山岩以及次火山岩的石英中(Müller et al., 2006)。 JM iii 石英起源于低盐度或中盐度的流体。

A 脉石英的演化过程见图 8。 A 脉是岩体中最重要的脉体,不仅包含了早期岩浆流体出溶的信息,还记录了金属元素沉淀的原因。

(4) 第 4 阶段(JM iv) 及第 5 阶段(JM v)

JM iv 和 JM v 阶段,石英流体包裹体的均一温度为 210~410℃,体系的压力降低到 300×10⁵ Pa。在此过程中,伴随大量张性裂隙的形成,流体中加入了雨水或地下水。脉体石英中 Al 含量的减少也证明了存在酸性流体的中和作用。正是由于晚期斑岩产生了大量的裂隙,使流体的压力减小;此外,雨水和地下水的加入,使流体发生了中和作用。这些原因共同导致了 JM iv 到 JM v 阶段金属硫化物的大量沉淀,特别是在 JM v 晚期,在张性裂隙中发育大量

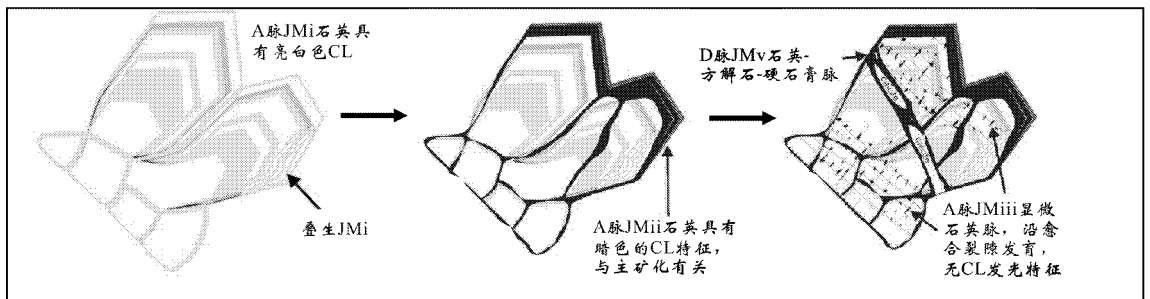


图 8 甲玛矿床岩体中 A 脉石英演化示意图(据 Müller et al., 2010)

Fig. 8 Schematic diagram of the sequence of major quartz crystallization stages in A type veins from the Jiamma deposit (modified after Müller et al., 2010)

粗粒的黄铁矿脉。此阶段内 Fe 含量的增加可能是由于流体盐度和温度的降低,导致含 Fe 离子的化合物的增加而造成(Hemley et al., 1992),使得斑岩型含矿流体在最晚期由于大规模的裂隙事件而最终发生沉淀。JM V 石英-方解石±硬石膏晚期脉体与其他一些斑岩铜矿中所描述的富方解石脉相类似(Seedorff et al., 2005)。该脉体中石英流体包裹体的均一温度为 130~244℃,平均 198℃,压力为小于 (200×10^5) Pa。

5 结 论

(1) 通过对甲玛岩体样品中脉体特征、石英显微结构以及微量元素含量的研究,划分出 3 大类 5 个阶段的岩浆-热液流体。金属硫化物主要沉淀于 JM II、JM IV 和 JM V 阶段。

(2) 成矿流体生命周期至少持续了 3 Ma,开始于岩浆房中岩浆-热液流体的出溶,一直演化至成矿作用结束。含矿流体具有多期多阶段性,贯穿于整个岩浆-热液成矿系统。流体的温度范围跨度极大,从 >602℃ 到 130℃,即从斑岩型高温岩浆流体演化为浅成低温热液型流体。脉体石英中 Al、Fe、K 含量的变化指示了流体 pH 值的变化以及与钾化有关的蚀变特征。

(3) 岩浆热液流体 pH 值的改变导致了成矿元素的大量沉淀,尤其是在 JM IV-JM V 阶段,大量张性裂隙的形成导致了体系减压降温,并促进了流体的循环,形成了完全开放体系。此时,雨水和地下水的加入,使原来酸性的岩浆热液流体发生中和作用,导致流体内大量金属物质的再次沉淀。

志 谢 本次研究在分析测试过程中得到了美国波特矿物实验室 Jim Clark 教授和挪威地质调查局 Müller 教授的无私帮助,在此表示衷心感谢!感谢唐菊兴教授对本研究的大力支持!感谢杨志明老师在论文修改过程中提出的宝贵意见!感谢陈振宇老师、应立娟、高一鸣、王涣在样品测试过程中的热心帮助!

参考文献/References

杜光树,姚 鹏,潘凤雏,栗登达,李文彬,宁英毅. 1998. 喷流成因砂卡岩与成矿——以西藏甲玛铜多金属矿床为例[M]. 成都:四川

川科学技术出版社. 82-113.

秦志鹏. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿床似埃达克岩的成岩成矿作用(硕士论文[D]). 导师:汪雄武. 成都:成都理工大学.

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和及其矿床模型[J]. 地球学报, 31(4): 495-506.

应立娟,唐菊兴,王登红,畅哲生,屈文俊,郑文宝. 2009. 西藏甲玛铜多金属矿床矽卡岩中辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿意义[J]. 岩矿测试, 28(3): 265-268.

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(博士论文[D]). 导师:侯增谦. 北京:中国地质科学院地质研究所.

郑文宝,陈毓川,宋 鑫,唐菊兴,应立娟,黎枫估,唐晓倩. 2010. 西藏甲玛铜多金属矿元素分布规律及地质意义[J]. 矿床地质, 34(2): 12-24.

周 云. 2010. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿成矿流体特征及演化(硕士论文[D]). 导师:汪雄武. 成都:成都理工大学.

Arancibia O N and Clark A H. 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia[J]. Econ. Geol., 91: 402-438.

Bodnar R J. 1995. Fluid inclusion evidence for magmatic source for metals in porphyry copper deposits[A]. In: Thompson J F H, ed. Magmas, fluids and ore deposits[C]. Ottawa: Mineralogical Association of Canada. 35(8): 139-152.

Dilles J H and Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: A 6 km vertical reconstruction[J]. Econ. Geol., 87: 1963-2001.

Fournier R O. 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic to brittle rock in the magmatic-epithermal environment[J]. Econ. Geol., 94: 1193-1211.

Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile[J]. Econ. Geol., 70: 857-912.

Harris A C and Golding S D. 2002. New evidence of magmatic-flu-idrelated phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits[J]. Geology, 30: 335-338.

Harris A C, Kamenetsky V S and White N C. 2003. Silicate-melt inclusions in quartz veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits[J]. Science, 302: 2109-2111.

Hagni R D. 1987. Industrial applications of cathodoluminescence microscopy[J]. Process Mineralogy, 37-52.

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: 864-889.

Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 370: 519-527.

Hemley J J, Cygan G L, Fein J B and Robinson G R. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: I. Iron-copper-zinc-lead sulphide solubility relations[J].

- Econ. Geol., 87: 1-22.
- Müller A, René M and Behr H J. 2003. Trace elements and cathodoluminescence of igneous quartz in topaz granites from the Hub Stock [J]. *Mineralogy and Petrology*, 79: 167-191.
- Müller A, Thomas R and Wiedenbeck M. 2006. Water content of granitic melts from Cornwall and Erzgebirge: A Raman spectroscopy study of melt inclusions [J]. *European Journal of Mineralogy*, 18: 429-440.
- Müller A, Herrington R and Armstrong R. 2010. Trace elements and cathodoluminescence of quartz in stockwork veins of Mongolian porphyry-style deposits [J]. *Mineral Deposita*, 45: 707-727.
- Penniston-Dorland S C. 2001. Illumination of vein quartz textures in a porphyry copper ore deposits using scanned cathodoluminescence: Grasberg igneous complex, Irian Jaya, Indonesia [J]. *Am. Mineral.*, 86: 652-666.
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo de la Alumbrera porphyry copper-gold deposit, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 98: 1535-1574.
- Rusk B and Reed M. 2002. Scanning electron microscope-cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit [J]. *Montana Geology*, 30: 727-730.
- Rusk B, Reed M, Dilles J and Kent A. 2006. Intensity of quartz cathodoluminescence and trace element content of quartz from the porphyry copper deposit in Butte [J]. *American Mineralogist*, 91: 1300-1312.
- Rusk B, Lowers H A and Reed M H. 2008a. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescence textures and insights into vein formation [J]. *Geology*, 36: 547-550.
- Rusk B, Reed M H and Dilles J H. 2008b. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana [J]. *Econ. Geol.*, 103: 307-334.
- Seedorff E, Dilles J, Proffett J Jr, Einaudi M T, Zurcher L, Stavast W J A, Johnson D A Y Barton M D. 2005. Porphy- and ry deposits: Characteristics and origin of hypogene features [J]. *Econ. Geol.*, (100th Anniversary volum): 251-291.
- Smith J V and Stenstrom R C. 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic tool [J]. *Geology*, 73: 627-635.
- Thomas J B, Watson E B, Spear F S, Shemella P T, Nayak S K and Lanzirotti A. 2010. Titanium in quartz under pressure: The effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(5): 743-759.
- Wark D A and Watson E B. 2006. Titanium in quartz: A titanium-in-quartz geothermometer [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 743-754.