

编号: 0258-7106(2011)02-0249-17

# 西藏甲玛铜多金属矿区成矿斑岩的岩浆混合作用： 石英及长石斑晶新证据\*

彭惠娟<sup>1</sup>, 汪雄武<sup>1</sup>, Müller Axel<sup>2</sup>, 秦志鹏<sup>1</sup>, 侯林<sup>3</sup>, 周云<sup>1</sup>

(1 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2 挪威地质调查局, 挪威 999026;  
3 中国地质大学, 北京 100083)

**摘要** 西藏甲玛矿区斑岩内石英和长石斑晶的阴极发光(CL)特征及元素含量变化有效记录了岩浆演化、混合及补给事件。石英斑晶的显微生长结构表明,原始岩浆经历过2次铁镁质岩浆混合作用。根据石英斑晶中Ti含量的变化可知,在2次溶蚀前后,石英结晶温度分别增高了约110℃和80℃。此外,斜长石斑晶的反环带及其Ba、Sr、Fe等元素的浓度梯度、钾长石的镶边结构、黑云母的筛状结构等,都有效地证明了铁镁质岩浆与长英质岩浆混合作用的存在。根据这些研究结果,初步构建了该矿区岩浆混合作用模型,并推测了岩浆混合过程。在16 Ma左右,岩石圈地幔拆沉,软流圈物质上涌导致正常下地壳部分熔融,产生了含Mo的钾质岩浆。原始岩浆房内形成了第I世代自形的高温石英晶体核。软流圈上涌诱发了含大量地幔组分的新生镁铁质下地壳部分熔融,产生了含Cu、富水、高 $f(\text{O}_2)$ 的埃达克质岩浆熔体,并与含Mo的长英质岩浆发生了第1次岩浆混合作用。在此过程中,早期石英核部溶蚀,形成了高Ti的溶蚀表面。这些高 $f(\text{O}_2)$ 的混合岩浆在浅部地壳形成了大型岩浆房,并排泄出含Cu、Mo岩浆流体。在岩浆房中,石英晶体形成了均匀的生长环带和第II世代的石英斑晶核。地幔减薄和岩石圈拆沉直接引起了地壳强烈伸展,形成了垂直于碰撞带的正断层系统和裂谷,使岩浆房内部的压力急剧减小,岩浆快速侵位。岩浆房的突然腾空,诱发了地幔物质上涌,造成了第2次基性岩浆的混入,促使第I世代和第II世代石英斑晶的边缘发生溶蚀。正是两次基性岩浆的加入,为成矿提供了大量的Cu、S。这是形成甲玛超大型铜多金属矿床不可或缺的因素。

**关键词** 地质学; 石英; 长石; 显微结构; 岩浆混合; 甲玛; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

## Magma mixing in Jiama Cu-polymetallic deposit of Tibet: Evidence from quartz and feldspar phenocrysts

PENG HuiJuan<sup>1</sup>, WANG XiongWu<sup>1</sup>, MÜLLER Axel<sup>2</sup>, QIN ZhiPeng<sup>1</sup>,  
HOU Lin<sup>3</sup> and ZHOU Yun<sup>1</sup>

(1 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 Geological Survey State of Norway Trondheim 999026, Norway; 3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

### Abstract

Quartz and feldspar phenocrysts of igneous rocks in the Jiama Cu-polymetallic deposits were studied by cathodoluminescence and minor and trace element profiling. The results verify the suitability of quartz and feldspar phenocrysts as recorders of magmatic evolution, magma mixing and recharge events. The microscopic

\* 本文得到国家973项目(编号:2011CB403103)中央级公益性行业科研专项(编号:20091107-02)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)”、青藏专项(编号:1212010818089)、西藏华泰龙矿业开发有限公司勘探项目、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)”、教育部岩石学矿床学国家重点(培育)学科建设项目(编号:SZD0407)国土资源部西藏自治区矿产资源潜力评价项目(编号:1212010813025)的联合资助

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

通讯作者 汪雄武,男,1964年生,教授,长期从事花岗岩类及相关矿产的调查研究。Email:wangxw@cdut.edu.cn

收稿日期 2010-10-13;改回日期 2011-02-16。许德焕编辑。

structure of quartz phenocrysts indicate that primary magma has gone through two times of magma mixing events. After two times of resorption, the recrystallization temperature of quartz phenocrysts was raised by 110°C and 80°C respectively, according to the content changing of Ti in zoned quartz. In addition, element concentration steps in feldspar phenocrysts (Ba, Sr, Fe), plagioclase-mantled K-feldspars etc. indicate mixing of silicic magma with a more mafic magma for several magmatic phases of the porphyry in the Jiama Cu-polymetallic deposits. Based on the result, the process of magma mixing has been established. At 16 Ma, as a result of asthenosphere up swelling and lithosphere dismantling and subsiding, the lower crust remelted and formed potassic magma containing Mo, forming a primary magmatic chamber in the first generation quartz crystals. During the post-collisional crustal extension period, shallow emplacement and fluid exsolution of the newly-born adakitic magma, resulting from the lower crust and rich in metals, water and high  $f(O_2)$ , and mixed with primary magma which contained Mo, formed the shallow crustal magma chamber. Owing to the first mixing with mafic magma, resorption surfaces appeared around the core of quartz phenocrysts. And then, the quartz experienced stable growth conditions, forming a steady growth zone with low CL contrasts. Gangdise orogenic belt was in a extensional condition. Under these conditions, quite a few of normal faults were formed. The pressure of the magma reservoir was reduced rapidly, and there occurred magmatic reemplacment. Owing to the sudden empty of the magma chamber, the second magma mixing occurred.

**Key words:** geology, quartz, feldspar, microstructure, magma mixing, Jiama, Tibet

花岗质岩浆与幔源岩浆发生混合作用是自然界普遍存在的一种现象(Hibbard, 1981; Lemos, 1992; 1996; Andersson et al., 1994; Pembroke et al., 1996; Müller et al., 2005; 2009)。虽然大量的地球化学研究资料暗示了岩浆混合的存在(Neves et al., 1995; Pembroke et al., 1996; Slaby et al., 2008; 陈斌等, 2006), 却难以展示岩浆混合影响花岗质岩浆演化过程的细节; 而斑晶(如长石和石英)的显微化学成分和显微构造则往往完整地记录了这些过程。

西藏甲玛矿床是冈底斯成矿带的重要组成部分, 现已查明其为—超大型斑岩-矽卡岩型铜多金属矿床<sup>①</sup>(唐菊兴等, 2010; 郑文宝等, 2010)。该矿区内出露的斑岩蚀变较严重, 且存在岩浆混合现象。尽管对该矿床的勘查已取得重要成果, 但斑岩与成矿的关系、深部是否存在具有工业意义的斑岩型矿体、岩浆混合作用对成矿作用贡献的评价、建立斑岩-矽卡岩成矿模型等, 都是亟待解决的问题。

本文以甲玛矿区斑岩体内的石英和长石斑晶为

研究对象, 采用阴极发光、LA-ICP-MS 以及电子探针等测试手段, 对斑晶的结构和微量元素组成进行了系统研究, 初步建立了岩浆混合作用模型, 讨论了地球动力学机制以及基性岩浆对成矿的贡献。这不仅可以解释甲玛矿床的成矿机制, 而且, 为在冈底斯成矿带内寻找相似类型的矿床开辟了新的思路, 更重要的是, 为从石英及长石斑晶的角度来解释岩浆演化过程提供了新的方法和途径。

## 1 成矿地质背景

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, 叶巴残留弧的北缘<sup>②</sup>。该矿区内出露的地层主要为下白垩统林布宗组( $K_1l$ ) 砂板岩, 以及上侏罗统多底沟组( $J_3d$ ) 灰岩、大理岩(图1)。甲玛1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的控制。

① 唐菊兴, 王登红, 钟康惠, 汪雄武, 郭衍游, 刘文周, 应立娟, 郭娜, 郭科, 郑文宝, 秦志鹏, 李磊, 凌娟, 叶江, 黎枫, 姚晚峰, 李志军, 孙艳, 白景国, 唐晓倩, 裴有哲, 彭惠娟. 2009. 西藏自治区墨竹工卡县甲玛铜多金属矿区 0-16-40-80、0-15 线矿段铜多金属矿勘探报告. 内部资料.

② 西藏地质矿产勘查开发局. 2010. 西藏矿产资源潜力评价. 内部资料.

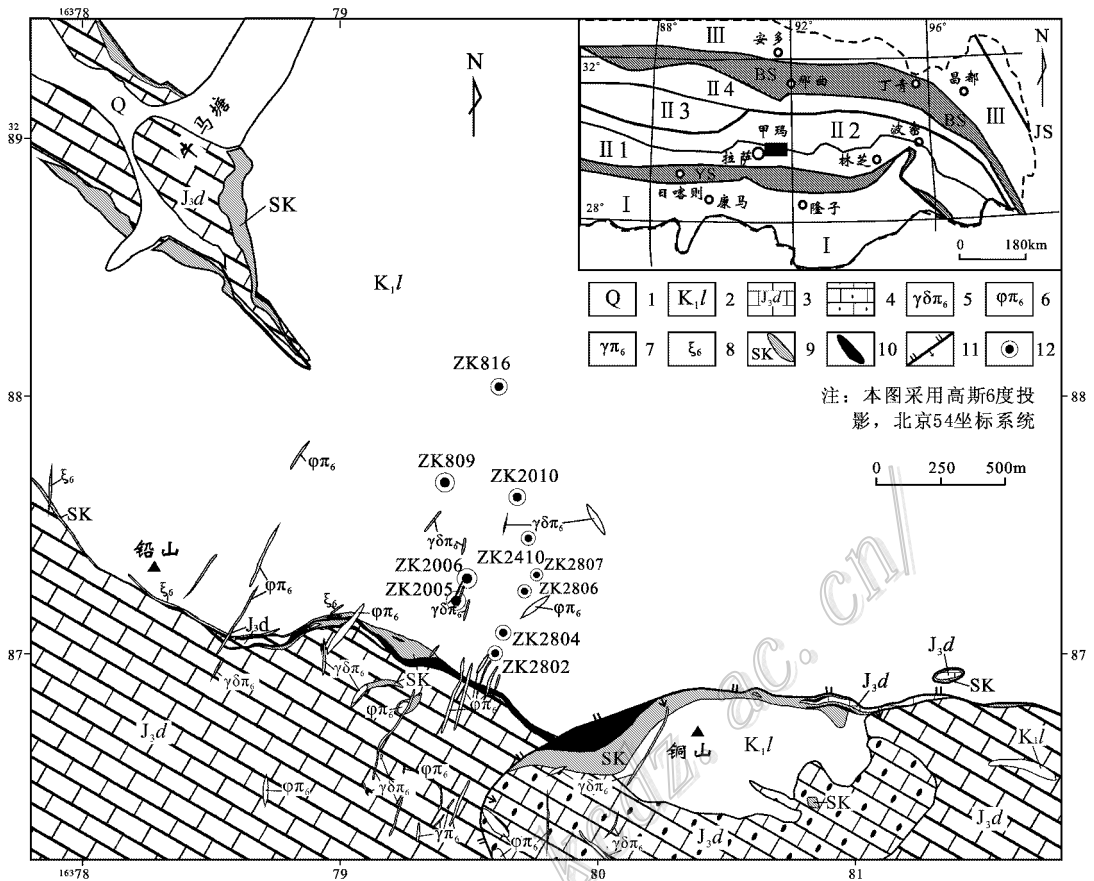


图 1 甲玛矿区地质图及大地构造位置(底图根据郑文宝等, 2010 修改)

1—第四系；2—下白垩统林布宗组( $K_1l$ )砂板岩、角岩；3—上侏罗统多底沟组( $J_3d$ )灰岩、大理岩；4—矽卡岩化大理岩；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—矽卡岩；10—矽卡岩型矿体；11—滑覆构造断裂；12—采样位置；I—印度板块北部；II—冈底斯-念青唐古拉地体：II 1—冈底斯燕山-喜马拉雅陆源岩浆弧，II 2—念青唐古拉断隆，II 3—措勤-纳木错燕山期弧后盆地，II 4—斑戈-嘉黎早燕山期陆缘岩浆弧；III—羌塘-三江复合地体；YS—雅鲁藏布江板块缝合带；BS—班公湖-怒江板块缝合带；JS—金沙江缝合带

Fig. 1 Geological and tectonic map of the Jima ore district (modified after Zheng et al., 2010)

1—Quaternary；2—Sand-slate and hornfels of Lower Cretaceous Libuzong Formation( $K_1l$ )；3—Limestone and marble of Upper Jurassic Duodigou Formation( $J_3d$ )；4—Skarnization marble；5—Granodiorite porphyry dike；6—Quartz-albite porphyry dike；7—Granite porphyry dike；8—Fine-grained granite dike；9—Skarn；10—Skarn-type orebody；11—Decollement fault；12—Sampling location；I—North part of Indian plate；II—Gangdise-Nyainqenlha terrane：II 1—Yanshanian-Himalayan Gangdise continental margin magmatic arc；II 2—Nyainqenlha fault-uplift；II 3—Yanshanian Coqen-Nam Co back-arc basin；II 4—Early Yanshanian Baingoin-Lhari continental margin magmatic arc；III—QiangtangSanjiang composite terrane；YS—Yarlung Zangbo plate suture belt；BS—Bangong Co-Nujiang plate suture belt；JS—Jinshajiang suture belt

区内岩浆活动具有多期性,成矿前后均有岩体形成,主要呈岩枝、岩脉产出。岩石类型包括花岗斑岩、黑云母二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、闪长玢岩、闪长岩、闪斜煌斑岩、角闪辉绿(玢)岩、石英辉长岩等(唐菊兴等,2010;郑文宝等,2010)。其中(石英)闪长玢岩为埃达克质岩,与成矿关系密切(秦志鹏,2010)。岩浆岩产状与区域构造密切相关,受区域拉张环境及走滑断层的控制,总体呈近 EW 向、NW 向、近 NS 向放射状展布,在近

NS 及近 EW 方向上呈雁列式分布,其中,花岗斑岩呈近 EW 向顺层产出,而花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩、(石英)闪长玢岩则呈 NW 向、近 NS 向放射状切层产出(秦志鹏,2010)。

## 2 测试方法

本次研究的样品采自甲玛矿床 1 号矽卡岩型矿体的北部,均为钻孔岩芯取样,取样位置见图 1。样

品编号代表钻孔号和采样深度。

### (1) 阴极发光 (CL)

为了更好地观察石英斑晶的显微结构,本次研究采用了2种阴极发光设备,即光学显微镜阴极发光(OM-CL)仪和扫描电镜阴极发光(SEM-CL)仪。样品的OM-CL影像由美国波特兰应用岩石学实验室的Jim Clark教授拍摄,所用仪器为Nuclide ELM-2b CL,其电子枪工作电压为14 kV。SEM-CL图像由挪威地质调查局的Axel Müller教授拍摄,使用电压为30 keV,灯丝电流为200 nA。

### (2) 电子探针 (EPMA)

石英及长石斑晶的元素含量在中国地质科学院用电子探针测定,仪器型号为JXA-8800R,测试条件为:工作电压20 kV,电流20 nA,束斑5  $\mu\text{m}$ ,有标样。

(3) 激光消融电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)

石英及长石斑晶的微量元素含量在北京大学造山带与地壳演化开放性实验室测定。测试过程中所采用的束斑直径为6~8  $\mu\text{m}$ 。

## 3 研究结果

### 3.1 花岗质岩浆的演化

甲玛矿区内的岩浆岩存在2种端员岩浆。长英质岩浆端员以花岗斑岩为代表,辉绿玢岩则代表了基性岩浆端员。其他类型岩石是由这2种岩浆的混合及演化所形成(秦志鹏,2010)。

位于甲玛矿区西南至南部出露地表的象背山、塔龙尾、独立峰岩体是该矿区及其外围规模最大的花岗斑岩体,其SHRIMP U-Pb年龄为15.31~16.27 Ma(秦志鹏等,2011),早于辉钼矿成矿年龄[Re-Os等时线年龄(15.22±0.59) Ma](应立娟等,2009)。(石英)闪长玢岩的侵位稍晚于花岗斑岩,但早于矽卡岩的形成,对应于早期辉钼矿化(秦志鹏等,2011;周云,2010)。东风垭二长花岗斑岩的SHRIMP U-Pb年龄为14.81 Ma,与花岗闪长斑岩均晚于矽卡岩的形成,分别对应于中期辉钼矿化和晚期辉钼矿化(秦志鹏等,2011;应立娟等,2010)。因此,本文在以下描述中,将先侵位的花岗斑岩称为早期斑岩,后侵位的(石英)闪长玢岩、二长花岗斑岩、花岗闪长斑岩等统称为晚期斑岩。在 $w(\text{SiO}_2)$ - $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 图上,该矿区内的岩体呈斜躺的“厂”字形变异趋势,即大致以 $w(\text{SiO}_2) = 65\%$ 为界,

小于65%的区间为玄武质岩浆正常结晶分异所形成的中基性岩石系列,与 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 呈正相关直线趋势,大于65%的区间,与 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 则呈负相关直线趋势(图2b),2个端元的岩浆混合作用可很好地解释这种变异趋势。

红色样品点的斑晶矿物无反环带,其岩体内无暗色包体,代表了正常的岩浆分异系列;绿色样品点(除花岗斑岩外)的斑晶具有反环带,其岩体内含铁镁质包体,代表了岩浆混合作用系列(图2)。在图2c上,带阴影的粗大箭头代表了晚期岩体的曲线状变异趋势,具典型的结晶分异作用特征;细实线箭头可能概略地表示了岩浆混合作用线。因此,晚期斑岩可能是,该区内的基性岩浆与由正常分异作用产生的不同演化阶段的进化岩浆,按不同的比例发生混合作用的产物。而花岗斑岩则应是早期未受基性岩浆影响的酸性岩浆的产物。

### 3.2 石英斑晶的显微结构特征

#### 3.2.1 石英斑晶的类型

石英斑晶的阴极发光(CL)特征可作为成矿斑岩的矿物学判别标志,对于研究岩浆演化和找矿具有重要意义(Smith et al., 1965; Remond et al., 1992; Müller 2000; Müller et al., 2002, 2003; Wark et al., 2007; Wiebe et al., 2007; 彭惠娟等, 2010a; 2010b)。根据甲玛矿区斑岩体内石英斑晶的SEM-CL特性及结构,可区分石英斑晶的世代及晶体类型(图3和图4)。

早期花岗斑岩中的石英斑晶明显有别于晚期斑岩。其石英斑晶(Type 1)具有轻微的溶蚀,未见反应边及环带结构,内部具有明显的网脉状裂纹(图3)。

石英闪长玢岩内石英斑晶的环带最为复杂,应是晚期斑岩中最早形成的,这与全岩测年结果相一致(秦志鹏等,2011)。其石英斑晶较自形,粒径为3~5 mm,暗色CL的核部边缘存在明亮的发光晕,经历过3个主要生长阶段(图4 Type 2中箭头标出部分)。石英闪长玢岩中的石英斑晶可分为2种类型: Type 2具有均匀且较为微弱的生长环带,代表了岩浆房中稳定的生长环境,港湾状结构切断原来的生长环带,显示了强烈溶蚀,斑晶边缘具有较厚的钾长石外壳(见下文电子探针数据),部分颗粒具有网脉状裂隙(图4); Type 3石英斑晶的粒度较大(>5 mm),常破碎成2~3个单晶,具有暗色CL核部,以及细的明亮的CL溶蚀边缘(图4)。

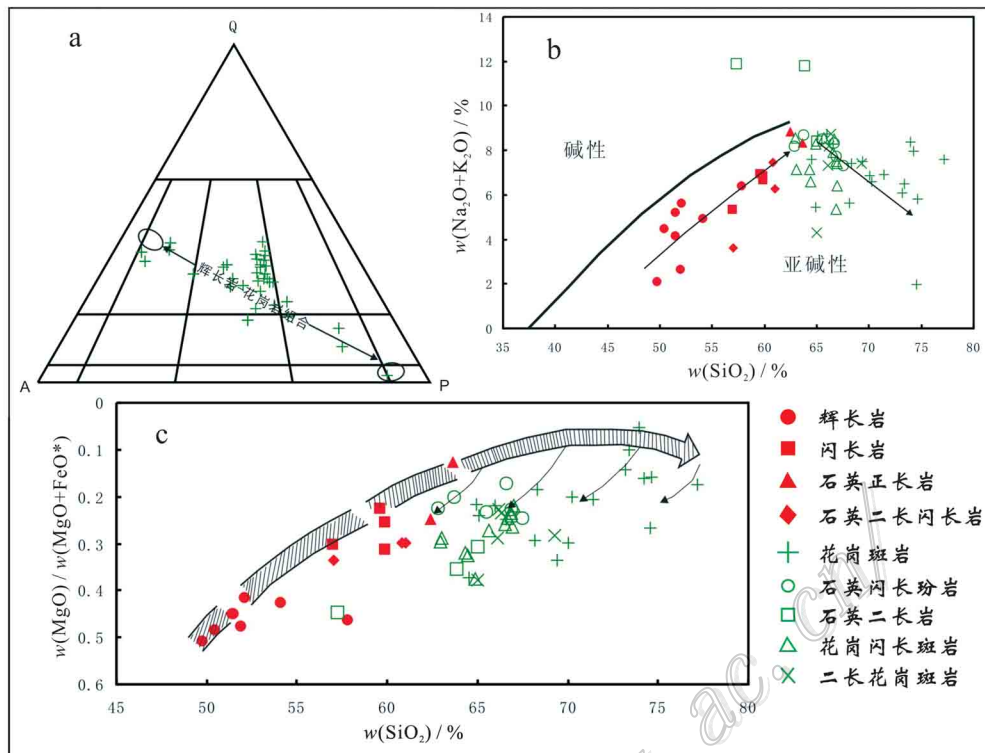


图 2 甲玛区内斑岩体的地球化学特征

a. QAP 图解; b. 碱性与亚碱性判别图; c.  $w(\text{SiO}_2)$ - $(w(\text{MgO})/w(\text{MgO} + \text{FeO}^*))$ 关系图解

Fig. 2 Petrochemical characteristics of porphyry bodies in the Jiama ore district

样品编号	岩石名称	石英斑晶		
		SEM-CL图像	形态特征(素描)	斑晶直径/mm 1 2 3 4 w(SiO <sub>2</sub> )/% 58 64 72
Jm2807-346	花岗斑岩		Type 1  -斑晶呈浑圆状 -无生长环带 -网状裂隙发育	

图 3 甲玛矿区早期斑岩内石英斑晶的结构特征

Fig. 3 Textures of quartz phenocrysts from early porphyry in the Jiama ore district

花岗闪长斑岩内的石英斑晶(Type 4)溶蚀较强烈,环带不明显,具明显裂隙,粒度多为 2~5 mm,个别具有暗色 CL 核,可能是由于早期石英斑晶受到强烈溶蚀作用,使原斑晶核部完全溶解,或者只剩很少一部分,因此,此类斑晶至少经历过 2 个主要生长阶段(箭头表示部分)(图 4)。

二长花岗斑岩中的石英斑晶为晚期斑晶。Type

5 斑晶的粒径较大(>3 mm);次生结构叠加作用强烈,具有明显的裂纹;岩浆生长环带极不明显;斑晶边缘具有轻微的溶蚀,且由基质石英颗粒组成狭窄而明亮的 CL 增生边。Type 6 斑晶的粒径为 1~2 mm,岩浆生长环带明显,无溶蚀现象(图 4)。

### 3.2.2 石英斑晶的溶蚀表面

晚期斑岩体中的石英斑晶存在 4 种溶蚀表面:



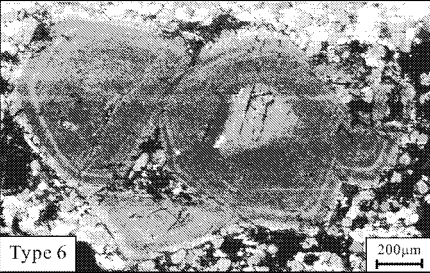
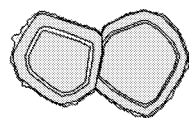
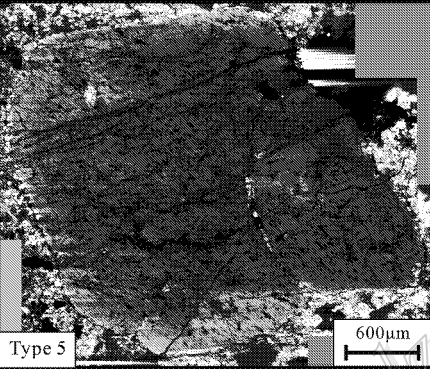
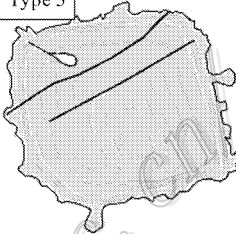
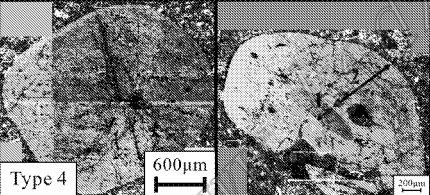

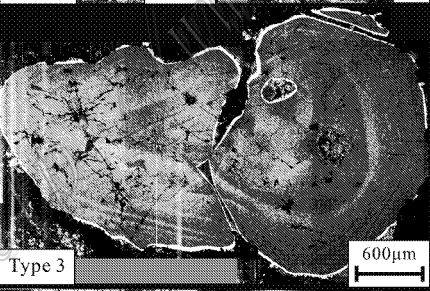
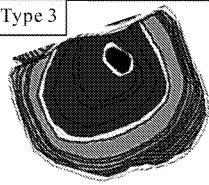
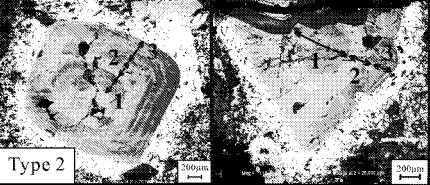

样品编号	岩石名称	石英斑晶		
		SEM-CL图像	形态特征(素描)	斑晶直径/mm w(SiO <sub>2</sub> )/% 58 64 72
Jm816-164.2	二长花岗岩		Type 6  -具有岩浆生长环带 -无重熔现象	
Jm816-164.2	二长花岗岩		Type 5  -生长环带不明显 -晶体边缘具有较大的包裹体 -基质石英组成明亮的增生边 -斑晶具有明显的裂痕 -斑晶边缘轻微重熔	
Zk809-191	花岗闪长岩		Type 4  -斑晶浑圆状 -生长环带不明显 -裂隙发育	
Jm2010-493.8	石英闪长岩		Type 3  -生长环带均匀且较微弱 -具有暗红色的发光核部 -边缘重熔,具反应边(白色的发光环)	
Jm2010-493.8	石英闪长岩		Type 2  -生长环带均匀且较微弱 -晶体核部晶状生长 -具有较宽的钾长石外壳 -网状显微裂隙发育	

图4 甲玛矿区晚期斑岩侵入岩体石英斑晶结构特征及分类

Fig. 4 Textures and classification of quartz phenocrysts from late porphyry in the Jiama ore district

浑圆状、波状、锯齿状、港湾状(图5)。

图5a 石英闪长岩(ZK2010-493.8)中的石英斑晶,经历了2次溶蚀:第1次溶蚀使暗色的核部具有明亮的晕(黑色箭头所指部分),溶蚀边缘呈浑

圆状;第2次溶蚀发生在晶体边缘,具有明亮的CL加大边(白色箭头所指部分)形成了锯齿状边缘。

图5b 石英闪长岩(ZK2010-493.8)中的石英斑晶,在亮白色CL加大边的地方,溶蚀形成波状

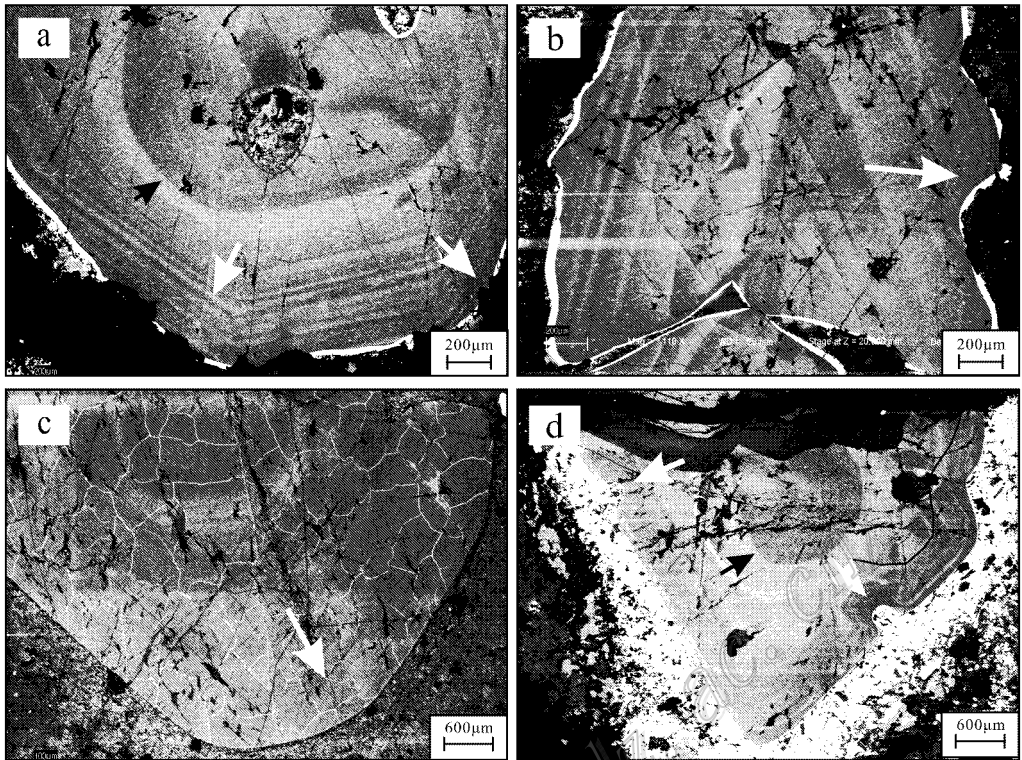


图 5 甲玛矿区岩体内石英斑晶的溶蚀表面(a、b、c、d 见文内描述)

Fig. 5 Resorption surfaces of quartz phenocrysts from the Jiama ore district

边缘。

图 5c 花岗斑岩(ZK2807-346)内石英斑晶的浑圆状边缘。

图 5d 石英闪长玢岩(ZK2010-493.8)内的石英斑晶,具有强烈的溶蚀边缘。与图 5a 相似,该石英斑晶也经历了 2 次溶蚀:第 1 次溶蚀使石英斑晶核部呈浑圆状,且具有狭窄的亮白色晕(黑色箭头所指部分);第 2 次溶蚀使石英斑晶具有港湾状边缘(白色箭头所指部分)。

图 5a 和图 5b 中的石英斑晶都具有较均匀的生长环带,指示了深部岩浆储集层具有相对稳定的生长环境。溶蚀反应边则指示出,在岩浆上升和侵位时,斑晶与寄主岩浆之间存在不平衡现象。由于岩浆的上升、侵位,岩浆储集层被腾空,有利于深部岩浆的灌入,因此,岩浆混合可能就发生在此阶段。

### 3.2.3 石英斑晶的钾长石外壳

石英闪长玢岩内的部分石英斑晶具有明显的钾长石外壳(图 6)。

图 6a OM-CL 照片。石英斑晶粒度较大,强烈溶蚀,呈典型的破布状、港湾状。在红褐色 CL 石英斑晶外包裹有明显的亮蓝色外壳,指示出 K 含量高

(Jim Clark 教授私人通信)。左侧的石英斑晶具有明显的筛状结构,这种筛状晶体一般为捕获晶,具有发达的海绵蜂窝状结构(Andersson et al., 1994)。

图 6b SEM-CL 照片。晶体外部具有明显白色 CL 的钾长石外壳,紧密包裹着石英斑晶,厚度约为  $150 \mu\text{m}$ ,且与石英斑晶界限明显。

### 3.3 石英斑晶中的微量元素

为了进一步确定石英斑晶的类型,笔者使用 LA-ICP-MS 测定了 Al、Ti、K 和 Fe 等微量元素在石英斑晶中的含量及分布(表 1)。

Type 2 石英斑晶的 Ti 含量较高,变化范围最大(图 7a 和 b);K 含量也明显高于其他类型的斑晶。Type 3 和 Type 4 石英斑晶边缘的 Ti、K 含量明显高于核部。Type 5 斑晶的 Ti 含量大部分低于检测限,且 Ti 含量略高的样品点均为石英核部;Type 6 斑晶的 Ti 含量无明显变化。

值得一提的是,Type 2 及 Type 3 石英斑晶中均有一部分斑晶的 Ti 含量低于检测限,这些斑晶均呈破布状、港湾状等强烈溶蚀结构。所有样品的 Al 含量都很高[平均  $w(\text{Al}) > 0.2\%$ ],指示了石英结晶于酸性熔体( $\text{pH} > 5$ ) (Brian et al., 2008)。  $w(\text{Ti})$  与

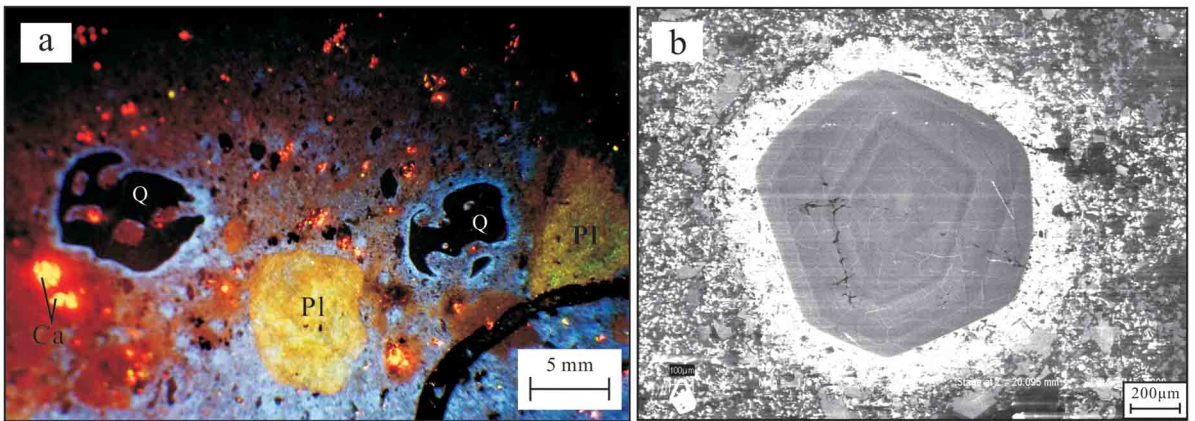


图6 甲玛矿区岩体内石英斑晶的钾长石外壳(样品为石英闪长玢岩,样号 ZK2010-493.8)

Q—石英; Pl—斜长石; Ca—方解石

Fig. 6 Quartz-mantled K-feldspar in the Jiama ore district (Sample is quartz-diorite porphyrite, No. ZK2010-493.8)

Q—Quartz; Pl—Plagioclas; Ca—Calcite

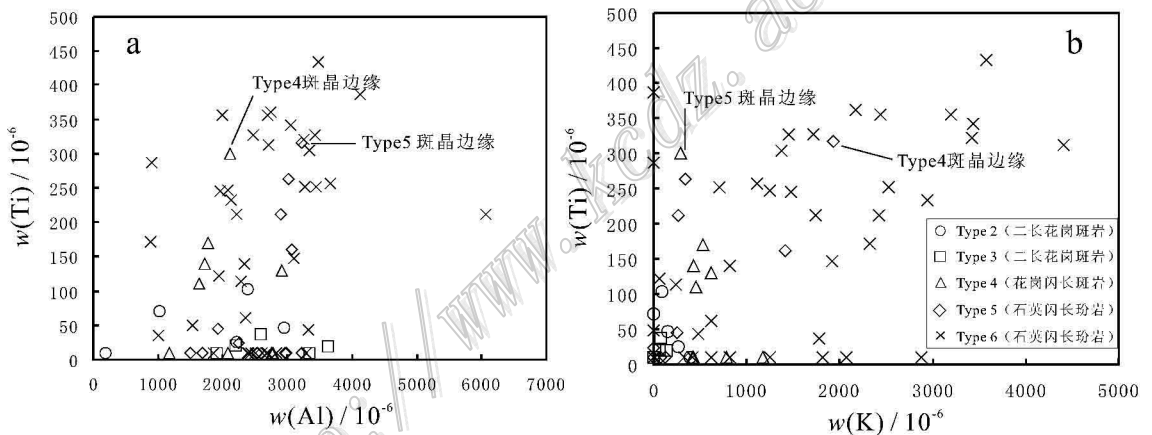


图7 甲玛矿区岩体内石英斑晶的微量元素特征(注:所用数据不包括斑晶外壳的检测结果)

Fig. 7 Trace element characteristics of quartz phenocrysts from the Jiama ore district

$w(\text{Al})$ 之间无明显相关性;在  $w(\text{Ti})$  与  $w(\text{K})$  分别达到  $100 \times 10^{-6}$  和  $1000 \times 10^{-6}$  时,具有较为明显的相关性。由于在低 pH 值时,Al 的溶解度较其在中性溶液中时高 6 个数量级(Brian et al., 2008),因此推测,岩体中的石英斑晶富 Al 是由于石英沉淀于富 Al 的酸性流体。该矿床内的早期斑岩比晚期斑岩更加富 Al,指示了酸性流体的中和作用。而酸性流体的中和作用是金属硫化物沉淀的普遍原因,因此,石英中的 Al 含量可能保存了导致矿物沉淀的信息。

同一石英斑晶不同生长环带中的微量元素含量也具有明显变化。图 8 为石英闪长玢岩(ZK2010-493.6)中 Type 2 斑晶的微量元素变化图解。斑

晶 CL 亮度最高的环带中的各微量元素含量均最高;在核部边缘处,Ti 含量较高,代表了第 1 次溶蚀;均匀环带内的微量元素均呈波状变化,其原因可能是岩浆储层中温压条件的均匀波动。石英斑晶最外侧的点位于钾长石外壳部分,其 Ti 含量明显增高,显示了基性岩浆的混入;其 K、Al 含量增加了一个数量级,更说明石英斑晶处于不平衡环境。

### 3.4 长石斑晶

晚期斑岩中斜长石斑晶具有“双峰式”特征,其牌号在 An23 到 An60 之间。其中,An25 到 An40 和 An55 到 An60 的斜长石斑晶呈明显的双峰态(图 9)。斜长石斑晶的粒度变化较大(1~20 mm),一些斑



表 1 甲玛矿区岩体内石英斑晶的 LA-ICP-MS 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS analyses of trace element concentrations in quartz phenocrysts from porphyries in the Jianma ore district

样品名称	编号	位置	w(B)/10 <sup>-6</sup>				样品名称	编号	位置	w(B)/10 <sup>-6</sup>					
			Ti	Al	K	Fe				Ti	Al	K	Fe		
石英闪长玢岩	ZK2006 -215.2	核	< 10	1502	122	215	石英闪长玢岩	ZK2005 -B2	核	< 10	3214	< 5	136		
		↓	< 10	1691	< 5	253			↓	< 10	2975	< 5	< 5		
		边	24	2244	< 5	476			边	< 10	2547	73	< 5		
		边	45	1919	254	73			边	< 10	2985	125	< 5		
	ZK2010 -4797.2	核	140	2335	823	226		ZK2804 -B5	核	< 10	3283	2882	345		
		↓	< 10	2498	< 5	< 5			↓	< 10	1848	614	264		
		边	36	1011	1785	263			边	< 10	2604	1812	437		
		核	< 10	2394	326	174			核	< 10	2435	1255	143		
		↓	44	3316	482	< 5			↓	< 10	3688	412	217		
		边	252	3264	2526	117			边	< 10	2822	2077	275		
	ZK2010 -493.6	核	边	355	2687	3194		< 5	ZK2802 -238	核	212	6063	2423	239	
			核	61	2355	616		163		↓	327	3418	1716	573	
			↓	342	3047	3432		657		边	147	3092	1917	366	
			边	245	1963	1478		299		边	386	4128	< 5	332	
			边	287	905	< 5		184		外	900	34853	9134	158	
		核	边	251	2438	712		435	边	910	113210	73176	582		
			核	122	1934	61		172	核	< 10	3212	< 5	134		
			↓	114	2277	246		447	↓	< 10	2972	< 5	< 5		
			边	312	2713	4412		455	边	< 10	2544	74	< 5		
			边	257	3668	1116		412	边	< 10	2985	125	< 5		
	ZK2010 -493.6	核	边	304	3341	1371		539	二长花岗斑岩	ZK2010 -664	核	71	1023	< 5	87
			核	< 10	2682	< 5		< 5			↓	1.3	2381	85	172
			↓	212	2217	1744		262			边	46	2947	146	316
			边	316	2741	2167		605			边	25	2212	263	106
			边	355	1987	2432		328			核	< 10	1504	187	457
		核	外	< 10	76712	98156		< 5		核	< 10	1912	< 5	< 5	
核			核	161	3066	1412	112	边		< 10	3343	< 5	< 5		
			↓	263	3011	343	547	边		21	2204	67	252		
			边	211	2889	267	418	边		20	3629	144	134		
			边	316	3211	1932	245	边		37	2588	77	466		
	核	321	3257	3417	364	ZK2006 -237	核	140	1716	427	123				
核	核	434	3472	3537	718		核	110	1642	454	21				
	↓	233	2129	2938	272		↓	170	1766	527	142				
	边	327	2462	1452	384		边	300	2114	296	418				
	边	172	883	2327	317		边	130	2917	615	103				
	外	298	24312	26484	375	核	< 10	1182	415	128					
注：核—核部；边—边缘；外—外壳。 测试单位：北京大学造山带与地壳演化实验室。								↓	< 10	2084	1177	< 5			
								边	< 10	2758	423	242			
								边	< 10	2782	787	138			

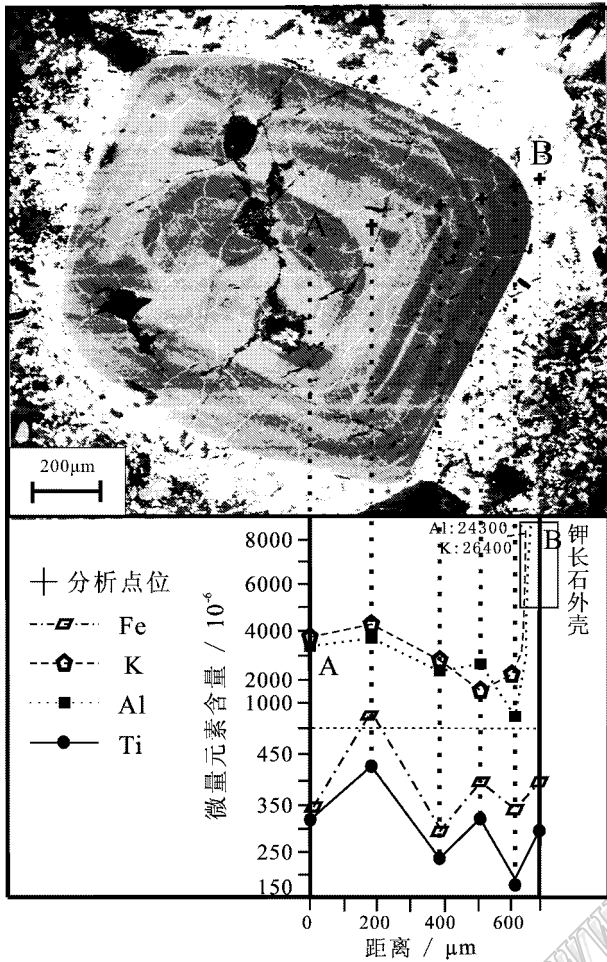


图 8 甲玛矿区岩体内石英斑晶中微量元素的分布及变化  
 Fig. 8 Trace element distribution and variation in quartz phenocrysts from the Jiama ore district

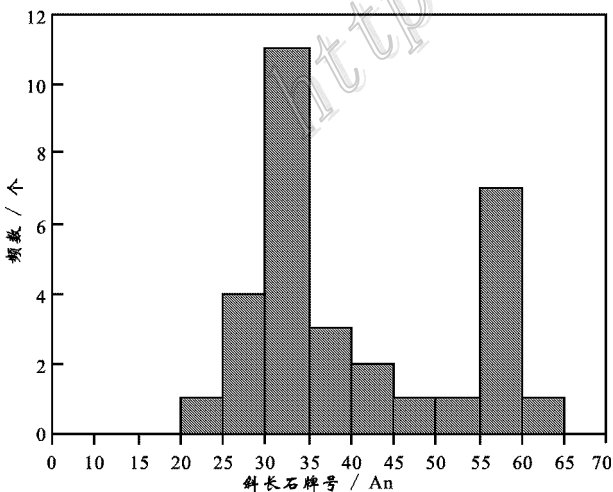


图 9 甲玛矿区晚期斑岩内斜长石 An 频率直方图  
 Fig. 9 Frequency histogram of plagioclase An in late porphyry from the Jiama ore district

晶具有反环带。总的来说,单个长石斑晶的成分从核部的奥长石(An<sub>25</sub>Ab<sub>69</sub>Or<sub>6</sub>)变为边缘的中长石(An<sub>39</sub>Ab<sub>55</sub>Or<sub>6</sub>),随着钙长石分子数的增加,Ba、Sr和Fe的含量也大体上增加。

在石英闪长玢岩样品中,可见具有黑云母-普通角闪石-单斜辉石组合的铁镁质微粒包体(MME)(图10a)。虽然长石发生蚀变,表面泥化,但仍可清楚地观察到早期长石生长环带被新生成的长石穿过并截断(图10b和10c)。新生成的长石的An含量大约增加了12 mol%,其Ba、Sr、Fe的含量分别从548 × 10<sup>-6</sup>、595 × 10<sup>-6</sup>、841 × 10<sup>-6</sup>增至3763 × 10<sup>-6</sup>、2154 × 10<sup>-6</sup>、1949 × 10<sup>-6</sup>。图10c是光学显微镜阴极发光(OM-CL)照片,早期长石为黄棕色CL,而发生岩浆混合后所形成的长石的CL变为黄绿色,这可能是长石中Fe含量增高所致(与Jim Clark教授私人通信)。

二长花岗斑岩样品中可见溶蚀的钾长石巨晶,其粒度达2 cm左右,通常具有斜长石外壳,构成奥长环斑结构(图10d)。样品内亦含有MME。值得一提的是,在二长花岗斑岩样品中可见到包含黑云母、绿帘石、磷灰石、榍石、钛磁铁矿和钛铁矿的铁镁质包体被晶形完好的石英-长石冠状体环绕(图10e)。在铁镁质包体与原岩的接触带内,含有具筛状结构的黑云母(图10f)。

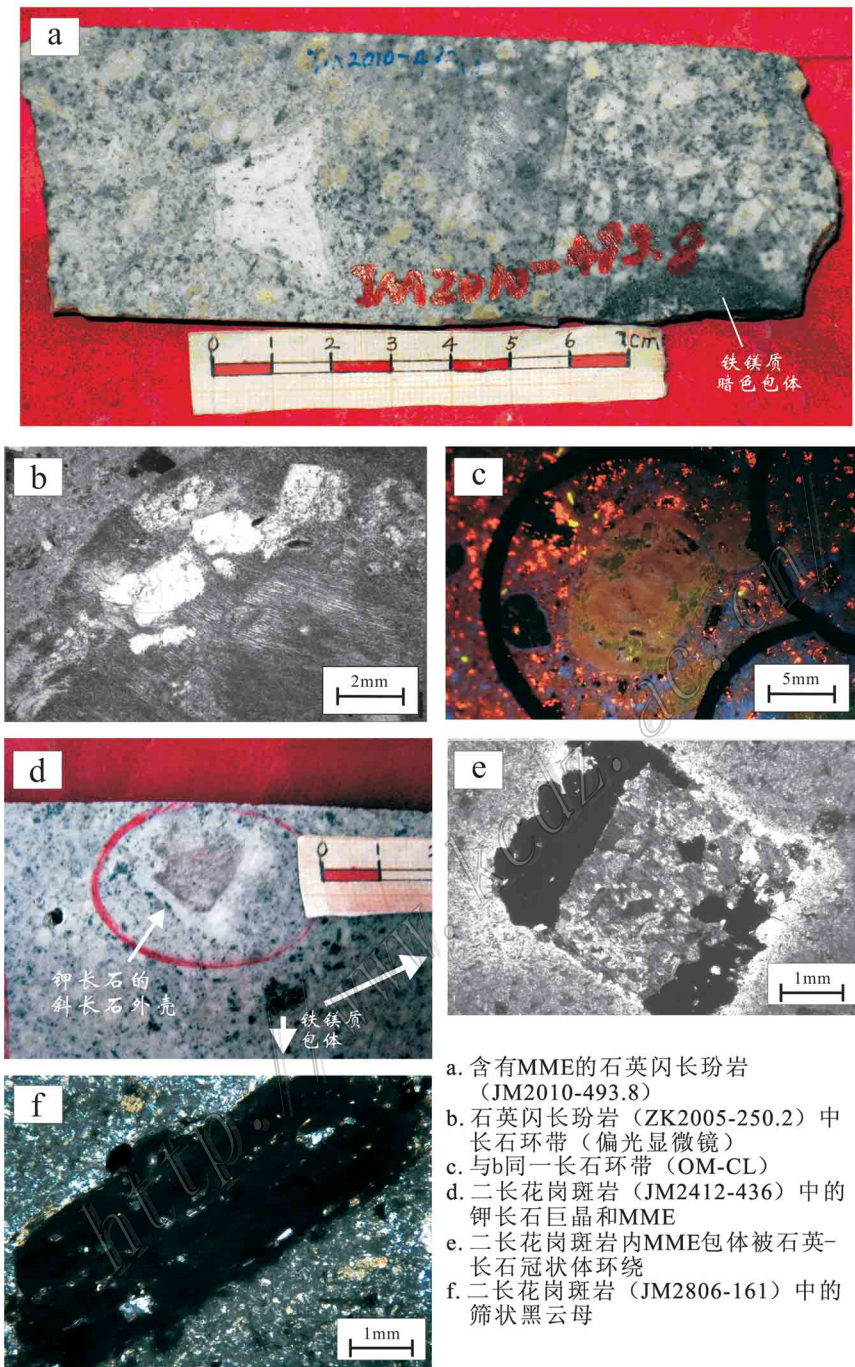
## 4 讨论

### 4.1 斑晶中指示岩浆混合的不平衡结构

此处所谓的“不平衡结构”是指:晚期斑岩中石英斑晶生长环带被溶蚀表面截断;具有钾长石外壳的石英斑晶;斜长石覆盖钾长石;斑晶中的筛状结构。

#### 4.1.1 石英斑晶的溶蚀结构

众多文献资料显示,在喷出岩和深成岩的早期岩浆斑晶中,存在大量的溶蚀表面,这是由于温度的大幅度改变或岩浆混合作用造成的(Andersson et al., 1994; Müller et al., 2005; 2009; 彭惠娟等, 2010c)。这里所说的溶蚀是指晶体-熔体相互作用。溶蚀表面一般具有呈波浪状、树枝状或花斑状结构的增生加大边。下述3种过程可能是造成石英溶蚀的主要原因(Müller et al., 2005; 2006; 2009): ①半绝热减压岩浆上升,即等温减压过程; ②岩浆混合作用,即由于岩浆灌入和补给而造成不同岩浆的混入; ③岩浆-热液过渡阶段内石英的自交代作用。



a. 含有MME的石英闪长玢岩 (JM2010-493.8)  
 b. 石英闪长玢岩 (ZK2005-250.2) 中长石环带 (偏光显微镜)  
 c. 与b同一长石环带 (OM-CL)  
 d. 二长花岗斑岩 (JM2412-436) 中的钾长石巨晶和MME  
 e. 二长花岗斑岩内MME包体被石英-长石冠状体环绕  
 f. 二长花岗斑岩 (JM2806-161) 中的筛状黑云母

图 10 甲玛矿区晚期斑岩样品的照片

Fig. 10 Pictures of late porphyry in the Jiama ore district

石英斑晶溶蚀之前的生长环带通常是模糊的，而溶蚀后，其生长环带的界限却很清晰。溶蚀前生长环带模糊是由于石英内缺陷中心的重新分配和愈合(Müller et al., 2009)。石英 Ti 地质温度计是确定主溶蚀期前后石英结晶温度的有效工具(Wark et al., 2006)。在本次研究的晚期岩体样品中，金红石

比较少见，显示出Ti的不饱和。本文采用Ti不饱和和岩石中的石英 Ti 地质温度计(Wark et al., 2006)，计算了石英在溶蚀前后的结晶温度(表 2)。

由于石英闪长玢岩中的石英斑晶一般都经历了 2 次溶蚀，即核部溶蚀和边缘溶蚀，因此，本次研究对它们分别进行了计算。

表2 石英斑晶环带主要溶蚀期前后 Ti 含量及石英结晶温度对比

Table 2 Increase of Ti content and quartz crystallization temperature before and after major resorption episodes documented by the chemical zoning of quartz phenocrysts

岩体名称	大火成岩省	$\alpha(\text{TiO}_2)$	斑晶中溶蚀表面的位置	溶蚀前石英中的 $\omega(\text{Ti}) \times 10^{-6}$	溶蚀后石英中的 $\omega(\text{Ti}) \times 10^{-6}$	石英溶蚀温度的最小变化 $\Delta T$
Teplice 流纹岩	Eastern Erzgebirge, 德国	0.8	核部	$<22, (n=2)$	$58 (n=6)$	$+97 \pm 2$
Schellerhau 花岗岩	Eastern Erzgebirge, 德国	0.8	核部	$<22, (n=10)$	$58 (n=2)$	$+97 \pm 2$
Altenberg-Frauenstein 细晶花岗岩	Eastern Erzgebirge, 德国	1	核部	$<33, (n=10)$	$59, (n=11)$	$+58 \pm 1$
Altenberg-Frauenstein 细晶花岗岩	Eastern Erzgebirge, 德国	1	边缘	$59, (n=11)$	$120, (n=4)$	$+82 \pm 1$
Beucha 花岗岩	NW Saxony, 德国	1	边缘	$28, (n=9)$	$88, (n=26)$	$+118 \pm 2$
Hammarudda 斑岩	Åland, 芬兰	1	边缘	$154, (n=16)$	$211, (n=7)$	$+44 \pm 1$
石英闪长玢岩	西藏(甲玛)	1	核部	$248, (n=9)$	$426, (n=9)$	$+109 \pm 1$
石英闪长玢岩	西藏(甲玛)	1	边缘	$236, (n=7)$	$403, (n=7)$	$+77 \pm 1$
二长花岗斑岩	西藏(甲玛)	1	边缘	$115, (n=4)$	$150, (n=4)$	$+81 \pm 1$

注:研究区样品内的 Ti 含量由 LA-ICP-MS 测定。 $\alpha(\text{TiO}_2)$  为  $\text{TiO}_2$  的活度(据 Hayden et al., 2005);  $\Delta T$  为岩浆温度的改变;  $n$  为分析的数量。表中其他地区的数据来源于 Müller et al., 2009。

石英闪长玢岩中石英斑晶核中心的  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $320 \times 10^{-6}$ , 其结晶温度平均为  $910^\circ\text{C}$ 。溶蚀前, 石英斑晶核边缘的  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $248 \times 10^{-6}$ , 温度为  $838^\circ\text{C}$ ; 溶蚀后, 晶体核边缘晕部分(图 5a 内黑色箭头所指部分)的  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $426 \times 10^{-6}$ , 结晶温度为  $946^\circ\text{C}$ , 比溶蚀前升高了  $108^\circ\text{C}$ 。溶蚀前, 石英斑晶边缘的  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $236 \times 10^{-6}$ , 结晶温度为  $859^\circ\text{C}$ ; 溶蚀后, 其  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $403 \times 10^{-6}$ , 结晶温度为  $936^\circ\text{C}$ , 比溶蚀前升高了  $77^\circ\text{C}$ 。

二长花岗斑岩是在岩浆演化的中晚期形成的, 其内的石英斑晶只经历过一次溶蚀, 溶蚀前, 晶体边缘的  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $115 \times 10^{-6}$ , 结晶温度为  $742^\circ\text{C}$ ; 溶蚀后,  $\omega(\text{Ti})$  平均为  $150 \times 10^{-6}$ , 结晶温度为  $823^\circ\text{C}$ , 比溶蚀前升高了  $81^\circ\text{C}$ 。

综上所述, 如果溶蚀是由于半绝热岩浆上升或者是交代作用造成的, 那么, 石英中的 Ti 含量不会在溶蚀后升高。因此, 甲玛矿区内石英斑晶的溶蚀主要是与铁镁质岩浆发生岩浆混合作用的结果。石英闪长玢岩中石英斑晶核部的结晶温度很高( $830^\circ\text{C}$ ) 因此, 早期石英斑晶可能来源于深部岩浆。石英中微量元素的含量在很大程度上受熔体中微量元素含量的控制(Wark et al., 2006)。早期石英的核部经过溶蚀, 其 Ti 含量明显升高, 表明在溶蚀后, 石英晶体从相对贫 Ti(富二氧化硅)的岩浆中移动到相

对富 Ti(贫二氧化硅)且温度更高的岩浆中, 即进入了岩浆房的深部, 或者与更加基性的岩浆发生了混合, 促使石英晶格缺陷中心的元素发生了重新分配, 石英晶体重新愈合。这个过程可能发生在岩浆房中(图 11 区域 2)。之后, 石英斑晶进入了稳定的生长环境(减压结晶), 形成了均匀的生长环带(图 11 区域 2~3 之间)。石英斑晶边缘的溶蚀代表了第 2 次岩浆混合作用。由于较热岩浆(铁镁质成分较多)的注入, 导致了较高的气体压力和岩浆的半绝热上升等一系列连锁反应(Bruhn et al., 1996; Smith et al., 2004)(图 11 区域 4)。因此, 岩浆混合和岩浆半绝热上升在岩浆演化过程中是相伴随发生的。也正是岩浆混合和快速减压的双重作用, 形成了石英斑晶的钾长石外壳。之后, 岩浆变得挥发分过饱和, 且压力也只有轻微的增长(图 11 区域 5)。图 11 区域 6 为高度分异的富氟和其他挥发分的岩浆, 造成了固相线的变化。因此, 具有溶蚀表面而 Ti 含量无明显变化的石英斑晶, 可能是由于岩浆流体的出溶而形成(彭惠娟等, 2010c)。

#### 4.1.2 长石反环带及不平衡包含结构

晚期岩体内斜长石的化学成分变化范围较大, 暗示了岩浆是按不同比例发生混合的。石英闪长玢岩中的斜长石斑晶具有不完整的环带以及黑云母具有筛状结构, 这指示了  $t-p-H_2O$  条件的强烈变化。



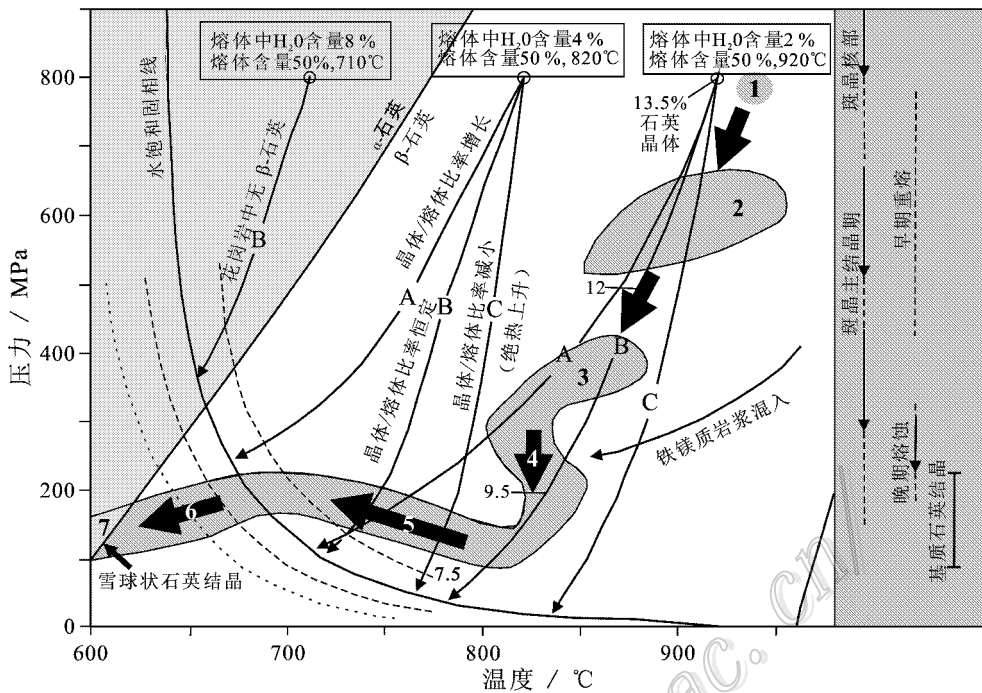


图 11 石英斑晶 P-T 轨迹图(根据 Müller et al. 2009 修改)

Fig. 11 P-T path interpretations for quartz(modified after Müller et al. 2009)

斜长石边缘的钙长石(An)含量的急剧增加也说明,斜长石从长英质熔体进入了更加富含铁镁质的熔体中(Wiebe et al. 2007)。这种从核部到边缘的反趋势(An、Fe、Ti 和 Sr 的增加)指示了与基性岩浆的混合(Gimibre et al. 2001)。

#### 4.1.3 石英的钾长石外壳及钾长石巨晶的环斑结构

一般来说,石英具有钾长石外壳可能有 2 种成因,即交代作用或者岩浆混合。在甲玛矿床中,这种石英斑晶多见于含有 MME 的石英闪长玢岩和二长花岗斑岩。从石英的元素含量来看,石英的由钾长石集合体构成的外壳,其 Ti 含量明显升高,暗示了石英斑晶可能进入了更为基性的熔体。这一过程可能发生在铁镁质岩浆分解为许多小岩浆团之前或同时,是深部岩浆混合的表现,即岩浆混合可能发生在大型岩浆房内部。这些石英原来可能是寄主花岗岩浆中的斑晶,在岩浆混合时被较基性的岩浆捕获,并与之发生反应。由相平衡原理可知,在基性岩浆中,石英是不稳定的矿物相,当其被基性岩浆捕获时,其边角被溶蚀。熔融作用的吸热效应使紧靠石英边缘的一圈熔体形成了局部的过冷条件,导致细粒的暗色矿物和钾长石集合体围绕石英捕获晶晶出(Didier et al. 1991)。因此,这种岩浆应该为富 K 质的基性岩

浆,这一点与已有研究结果相一致(秦志鹏 2010)。

过去的传统看法是,将钾长石巨晶当成寄主花岗岩岩浆分泌出的流体对 MME 的交代作用所形成的变斑晶(Tindle, 1991; 李小伟等, 2010)。但这种观点很难解释钾长石巨晶具有薄的包体基质矿物的镶边,这种镶边应该代表岩浆混合时粘附在钾长石上的 MME 熔浆(Didier et al. 1991)。因此,笔者认为,这种钾长石巨晶是结晶于下地壳部分熔融所产生的含 Mo 的钾质岩浆,在铁镁质岩浆与其发生岩浆混合时被带到了铁镁质岩浆中。

此外,含有黑云母、绿帘石、磷灰石、榍石、钛磁铁矿和钛铁矿的铁镁质包体被晶形完好的石英-长石冠状体环绕(图 10e)这一现象清楚地显示出了铁镁质岩浆混入长英质岩浆时所发生的不平衡反应(Bruhn et al. 1996; Smith et al. 2004)。

#### 4.2 岩浆混合模型与地球动力学机制

冈底斯后碰撞阶段晚期(18~0 Ma)主要表现为垂直于碰撞带的地壳伸展,形成了一系列正断层(丁林等, 2006; 侯增谦等, 2004)。与此同时,由于俯冲大陆岩石圈板片断离、拆沉以及软流圈上涌,沿冈底斯带形成了一条长达 1 500 km 的中新世岩浆岩带(侯增谦 2010; 张洪瑞等 2010)。

就本研究区域而言,在 16 Ma 左右,由于密度差

异引起了岩石圈地幔拆沉,使软流圈物质上涌,导致正常的下地壳发生部分熔融,产生了含 Mo 的钾质岩浆(图 12)。原始岩浆房内生成了第 I 世代自形的高温石英晶体核。软流圈穿过断离窗上涌,诱发含大量地幔组分的新生镁铁质下地壳部分熔融,产生了含 Cu、富水、高  $f(\text{O}_2)$  的埃达克质岩浆熔体(侯增谦, 2010; 曲晓明等, 2010), 并与含 Mo 的长英质岩浆发生了第 1 次岩浆混合作用。在此过程中, 早期石英核部溶蚀, 形成高 Ti 的溶蚀表面。这些高  $f(\text{O}_2)$  的混合岩浆在浅部地壳(5~7 km)发育成大型岩浆房, 并排泄出高氧逸度的含 Cu、Mo 岩浆流体, 形成了斑岩岩浆-热液成矿系统。在岩浆房中, 石英晶体生长环境较为稳定, 形成了均匀的生长环带及第 II 世代的石英斑晶核。地幔减薄和岩石圈拆沉直接引起地壳强烈伸展, 相继形成了垂直于碰撞带的正断层系统和裂谷-断裂系(侯增谦等, 2004)。这些断裂系统的形成, 使岩浆房的内部压力急剧减小, 岩浆沿发育的正断层及裂陷盆地系统快速侵位。由于岩浆房的突然腾空, 造成了第 2 次铁镁质岩浆的上升混入。第 2 次岩浆混合作用使第 I 世代和第 II 世代的石英斑晶边缘溶蚀。也由于岩浆的快速冷却, 形成了石英斑晶的钾长石外壳以及增生加大边(图 13)。

#### 4.3 岩浆混合与成矿作用

斑岩铜矿床一般与富硫、高氧逸度的岩浆有关(Stephen et al., 2006)。以上论述已证明甲玛矿区内的岩体经历了铁镁质岩浆的混合作用。由含大量地幔组分的新生镁铁质下地壳发生部分熔融而形成的铁镁质岩浆, 能提供大量的  $\text{H}_2\text{O}$ 、挥发分、Cu 以及 S(侯增谦, 2010; Keiko et al., 2001)。此外, 在 16 Ma 左右, 由于冈底斯带内的岩石圈地幔发生拆沉, 引起软流圈地幔热熔体上升(侯增谦等, 2004; 侯增谦, 2010), 通过岩石圈地幔交代, 不仅增加了热流量和水, 而且从熔融的岩石以及岩浆上升通道中带走了大量的硫和亲铜元素(如铜)(Shafiei et al., 2009)。这个过程在下地壳底部形成了富含金属元素和硫的高温、高氧逸度、含水的铁镁质岩浆。这种岩浆的加入不但有利于下地壳岩石发生部分熔融以及同化作用, 并且增加了岩浆中的水含量。在氧化条件下产生的岩浆阻碍了熔体内含 Cu 硫化物的分离, 最终造成了 Cu 的富集(Shafiei et al., 2009)。

铁镁质岩浆注入长英质岩浆的同时, 会释放大量的  $\text{SO}_2$ - $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ -Cl 以及与 Cl 和  $\text{H}_2\text{O}$  关系密切的金

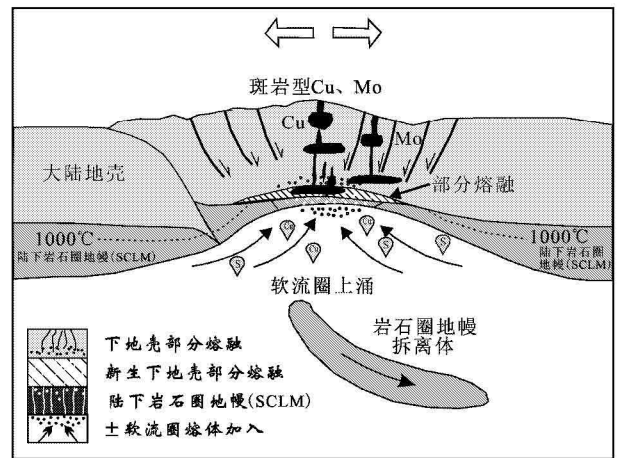


图 12 甲玛矿床成矿模式简图

Fig. 12 Simplified metallogenic model of the Jima ore deposit

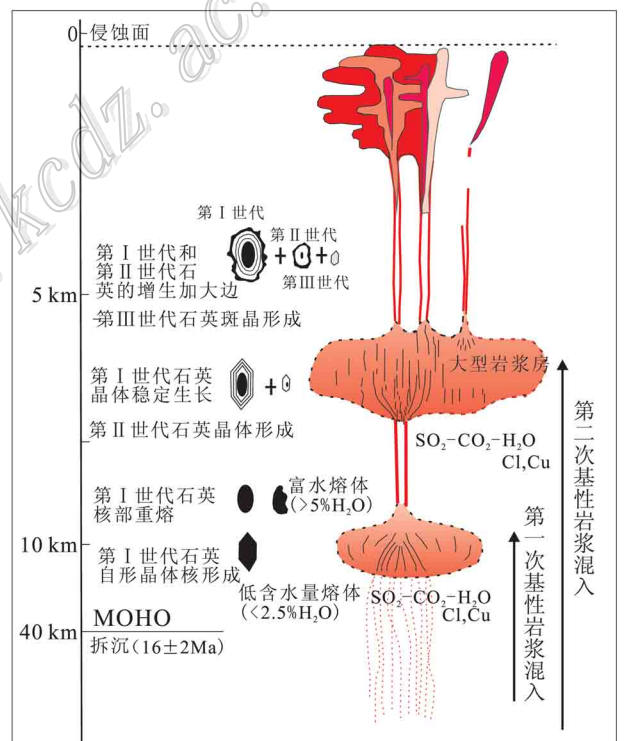


图 13 岩浆混合作用模型图(根据 Müller et al., 2005 修改)

Fig. 13 Magma mingling model  
(modified after Müller et al., 2005)

属元素(Keiko et al., 2001; Shafiei et al., 2009)(图 13)。这些挥发组分被合并进入上部岩浆房中, 直接或间接地被包含在岩浆房不混溶熔体中的水流体相内。此外, 铁镁质岩浆的侵入是对长英质岩浆储集层的补充, 这种铁镁质岩浆的注入使粘性较大、半固

化的长英质岩浆变得不稳定,而侵入的铁镁质岩浆则会由于迅速冷却而造成岩浆的突然过饱和,产生了大量活性很高的岩浆出溶流体(彭惠娟等, 2010c)。如果说铁镁质岩浆提供了大量的S和可观的金属,那么,浅部的长英质岩浆房则驱动了长时间的热液活动,使Cu及Mo、Au、Ag、Pb、Zn在有利的地质体中富集。甲玛铜多金属矿床的形成正是得益于高温、高氧逸度、含水的铁镁质岩浆与长英质岩浆的大规模混合。

## 5 结 论

(1) 根据甲玛矿区斑岩内石英斑晶的SEM-CL特性及结构,分出3个世代6种类型的石英斑晶。早期斑岩内的石英斑晶具有轻微溶蚀,未见反应边及环带结构。晚期斑岩内的石英斑晶的类型较多,溶蚀明显,具有浑圆状、波状、锯齿状、港湾状等4种溶蚀表面。形成时代越早的石英,其晶体生长结构越为复杂。

(2) 根据石英斑晶中Ti含量的变化可知,在2次溶蚀前后,石英的结晶温度分别增高了约110℃和80℃。斜长石斑晶的反环带及其Ba、Sr、Fe等元素的浓度梯度、钾长石的镶边结构、黑云母的筛状结构等,都有效地证明了铁镁质岩浆与长英质岩浆混合作用的存在。

(3) 在16 Ma左右,岩石圈地幔拆沉,软流圈物质上涌,导致了正常下地壳发生部分熔融,产生了含Mo的钾质岩浆。原始岩浆房内形成了第I世代自形的高温石英晶体核。软流圈上涌诱发了含大量地幔组分的新生镁铁质下地壳部分熔融,产生了含Cu、富水、高 $f(O_2)$ 的埃达克质岩浆熔体,并与含Mo的长英质岩浆发生了第1次岩浆混合作用。在此过程中,早期石英核部溶蚀,形成了高Ti的溶蚀表面。这些高 $f(O_2)$ 的混合岩浆在浅部地壳发育成大型岩浆房,并排泄出含Cu、Mo的岩浆流体。在岩浆房中,石英晶体形成了均匀的生长环带及第II世代的石英斑晶核。地幔减薄和岩石圈拆沉直接引起了地壳的强烈伸展,形成了垂直于碰撞带的正断层系统和裂谷,使岩浆房内部的压力急剧减小,岩浆快速就位。岩浆房的突然腾空,诱发了地幔物质上涌,造成了第2次基性岩浆的混入,促使第I世代和第II世代石英斑晶的边缘发生溶蚀,形成了第III世代的石英斑晶。正是这两次基性岩浆的加入,为成矿提供

了大量的Cu、S。这是形成甲玛超大型铜多金属矿床不可或缺的因素。

志 谢 本文在完成过程中得到了唐菊兴老师、毛景文老师、程彦博老师、周详老师的指导和帮助,在此表示衷心感谢!感谢陈振宇老师、应立娟、高一鸣、王焕在样品测试过程中的热心帮助!感谢Jim Clark教授对本研究的支持!

## References

- Andersson U B and Eklund O. 1994. Cellular plagioclase intergrowths as a result of crystal-magma mixing in the Proterozoic and rapakivi batholith, SW Finland [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 124-136.
- Brian G R, Heather A L and Mark H R. 2008. Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation [J]. *Geology*, 36(7): 547-550.
- Bruhn F, Bruckschen P, Meijer J, Stephan A, Richter D K and Veizer J. 1996. Cathodoluminescence investigations and trace-element analysis of quartz by micro-PIXE: Implications for diagenetic and provenance studies in sandstone [J]. *Canadian Mineralogist*, 34: 1223-1232.
- Chen B, Liu C Q and Tian W. 2006. Magma-mixing between mantle- and crustal-derived melts in the process of Mesozoic magmatism, Taihangshan: Constraints from petrology and geochemistry [J]. *Geoscience Frontiers*, 13(2): 141-150 (in Chinese with English abstract).
- Didier J and Barbarin B. 1991. Enclaves and granite petrology [M]. Amsterdam: Elsevier. 624-625.
- Ding L, Yue Y H and Cai F L. 2006. Geochemical and Sr-Nd-O isotopic characteristics of the high-Mg ultrapotassic rocks in Lhasa block of Tibet: Implications in the onset time and depth of NS-striking rift system [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4): 1252-1261 (in Chinese with English abstract).
- Ginibre C, Wfrner G and Kronz A. 2001. Minor- and trace-element zoning in plagioclase: Implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 300-315.
- Hayden L A, Watson E B and Wark D A. 2005. Rutile saturation and TiO<sub>2</sub> diffusion in hydrous siliceous melts [J]. *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, Fall meeting supplement, abs., 86.
- Hibbard M J. 1981. The magma mixing origin for mantled feldspar [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 158-170.
- Hou Z Q, Gao Y F and Meng X J. 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 239-248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q. 2010. Metallogenesis of Continental Collision [J]. *Acta Geolog-*

- ica Sinica 84(1) 30-58 (in Chinese with English abstract).
- Keiko H, Hattori·Jeffrey D and Keith. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 799-806.
- Lemos R S. 1992. Magma-mingling and melt modification between granitic pipes and host diorite, Guernsey, Channel Islands [J]. *Journal of the Geological Society, London*. 149: 709-720.
- Lemos R S. 1996. Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Islands, U.K. [J]. *Lithos*, 164: 135-156.
- Li X W, Mo X X, Zhao Z D, Zhu D C and Huang D F. 2010. The origin of K-feldspar megacryst in granitoids: A critical review [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(2): 211-215 (in Chinese).
- Müller A. 2000. Cathodoluminescence and characterization of defect structures in quartz with applications to the study of granitic rocks [D]. Supervisor: PDr. Behr H J. Göttingen: Georg-August-Universität zu Göttingen.
- Müller A, Kronz A and Briefer K. 2002. Trace elements and growth patterns in quartz: A fingerprint of the evolution of the sub-volcanic poodles granite system [J]. *Bull. Czech. Geological Survey*, 77(2): 135-145.
- 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, Breiter K and Seltmann R. 2005. Quartz and feldspar zoning in the Eastern Erzgebirge pluton (Germany, Czech Republic): Evidence of multiple magma mixing [J]. *Lithos*, 80: 201-227.
- 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, Behr H J and Kerkhof A M. 2009. The evolution of late-Hercynian granites and royalties documented by quartz: A review [J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100: 35-49.
- Neves S P and Vauchez A. 1995. Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil [J]. *Lithos*, 34: 275-299.
- Pembroke J W and Lemos R S. 1996. Mixing between granite magmas: Evidence from the south-west granite complex of Jersey [J]. *Proceedings of the Ussher Society*, 9: 105-113.
- Peng H J, Wang X W, Tang J X, Qin Z P, Zhou Y and Hou L. 2010a. The application of quartz cathodoluminescence in study of igneous rock [J]. *Rock and Mineral Analysis*, 29(2): 65-73 (in Chinese with English abstract).
- Peng H J, Wang X W, Qin Z P, Hou L and Zhou Y. 2010b. The Characteristics of cathodoluminescence-visualized microstructure in quartz: A case study from the Jiama igneous rock in Tibet [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 29(3): 45-52 (in Chinese).
- Peng H J, Wang X W, Qin Z P, Hou L and Zhou Y. 2010c. The magmatic-hydrothermal transition evidence from mineralogy of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet [J]. *Journal of Chengdu University of Technology (Science)*, Unpublished (in Chinese with English abstract).
- Qin Z P. 2010. The diagenesis and mineralization of adakite-like rock form Jiama copper polymetallic deposits of Tibet (dissertation for master degree) [D]. Supervisor: Wang X W. Chengdu: Chengdu University of Technology (in Chinese with English abstract).
- Qin Z P, Wang X W, Dor J, Zhou Y, Peng H J and Tang X Q. 2011. LA-ICP-MS U-Pb Zircon age of intermediate-acidic intrusive rocks in Jiama of Tibet and its metallogenic significance [J]. *Mineral Deposits*, 30(2): 339-348 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Jiang J H, Xin H B and Chen H. 2010. A study of two groups of adakite almost simultaneously formed in Gangdese collisional orogen, Tibet: Why does one group contain copper mineralization and the other not [J]? *Mineral Deposits*, 29(3): 382-390 (in Chinese with English abstract).
- Remond G, Cesbron F and Chapoulié R. 1992. Cathodoluminescence applied to the micro characterization of mineral materials: A present status in experimentation and interpretation [J]. *Scanning Microsc.*, 6(1): 23-69.
- Shafiei M H and Jamshid S. 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran [J]. *Miner. Deposita*, 44: 265-283.
- Smith J V and Stenstrom R C. 1965. Electron-excited luminescence as a petrologic tool [J]. *Geology*, 73: 627-635.
- Smith V C, Shane P and Nairn I A. 2004. Reactivation of a rhyolitic magma body by new rhyolitic intrusion before the 15.8 ka Rotora eruptive episode: Implications for magma storage in the Okataina Volcanic Centre, New Zealand [J]. *Journal of the Geological Society of London*, 161: 757-772.
- Stephen E, Kesler E and Essene J. 2006. Unusually Cu-rich magmas associated with giant porphyry copper deposits: Evidence from Bingham [J]. *USA Geology*, 1: 42-44.
- Slaby H M. 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: The Hercynian Karkonosze pluton [J]. *Journal of Petrology*, 49(2): 339-348.
- Tang J X, Wang D H, Wang X W, Zhong K H, Ying L J, Zheng W B, Li F J, Guo N, Qin Z P, Yao X F, Li L, Wang Y and Tang X Q. 2010. Geological features and metallogenic model of the Jiama copper-polymetallic deposit in Tibet [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 31(4): 445-506 (in Chinese with English abstract).
- Tindle A G. 1991. Trace element behavior in microgranular enclaves from granitic rocks [M]. Amsterdam: Elsevier. 313-330.
- Ying L J, Tang J X, Wang D H, Chang Z S, Qu W J and Zheng W B. 2009. Re-Os isotopic dating of molybdenite in skarn from the Jiama copper polymetallic deposit of Tibet and its metallogenic significance [J]. *Rock and Mineral Analysis*, 28(3): 265-268 (in Chinese with English abstract).
- Ying L J, Wang D H, Tang J X, Chang Z S, Qu W J, Zheng W B and



- Wang H. 2010. Re-Os dating of molybdenite occurring in different rocks from and its metallogenic significance[ J ]. *Acta Geologica Sinica*, 84( 8 ):1165-1173( in Chinese with English abstract ).
- Wark D A and Watson E B. 2006. Titanique: A titanium-in-quartz geothermometer[ J ]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 743-754.
- Wark D A, Hildreth W, Spear F S, Cherniak D J and Watson E B. 2007. Pre-eruption recharge of the Bishop magma system[ J ]. *Geology*, ( 35 ): 235-238.
- Wiebe R A, Wark D A and Hawkins D P. 2007. Insights from quartz cathodoluminescence zoning into crystallization of the Vinalhaven granite, Coastal Maine[ J ]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154: 439-453.
- Zhang H R, Hou Z Q and Yang Z M. 2010. Metallogensis and geodynamics of Tethyan metallogenic domain: A review[ J ]. *Mineral Deposits*, 29( 1 ):113-120( in Chinese with English abstract ).
- Zheng W B, Chen Y C, Song X, Tang J X, Ying L J, Li F J and Tang X Q. 2010. Element distribution and geological significance in the Jiama copper polymetallic deposit, Tibet[ J ]. *Mineral Deposits*, 29( 5 ): 775-784( in Chinese with English abstract ).
- Zhou Y. 2010. Characteristic and evolution of ore-forming fluids from Jiama polymetallic copper deposit, Mozhugongka County, Tibet( dissertation for master degree [ D ]. Supervisor: Wang X W. Chengdu: Chengdu University of Technology( in Chinese with English abstract ).
- 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 朱弟成, 黄丹峰. 2010. 花岗岩类中钾长石巨晶成因研究进展[ J ]. *矿物岩石地球化学通报*, 29( 2 ):211-215.
- 彭惠娟, 汪雄武, 唐菊兴, 秦志鹏, 周云, 侯林. 2010a. 石英阴极发光在火成岩研究中的应用[ J ]. *岩矿测试*, 29( 2 ):65-73.
- 彭惠娟, 汪雄武, 秦志鹏, 侯林, 周云. 2010b. 石英显微构造阴极发光特征研究-以西藏甲玛岩体为例[ J ]. *矿物岩石地球化学通报*, 29( 3 ):45-52.
- 彭惠娟, 汪雄武, 秦志鹏, 侯林, 周云. 2010c. 西藏甲玛铜多金属矿床岩浆-热液过渡的矿物学证据[ J ]. *成都理工大学学报(自然科学版)*(已录用待刊).
- 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( 学位论文 [ D ]. 导师: 汪雄武. 成都: 成都理工大学.
- 秦志鹏, 汪雄武, 多吉, 周云, 彭惠娟, 唐晓倩. 2011. 西藏甲玛中酸性侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成矿意义[ J ]. *矿床地质*, 30( 2 ):339-348.
- 曲晓明, 江军华, 辛洪波, 陈华. 2010. 西藏冈底斯造山带几乎同时形成的两套埃达克岩为什么一套含矿一套不含矿[ J ]? *矿床地质*, 29( 3 ):382-390.
- 唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 钟康惠, 应立娟, 郑文宝, 黎枫信, 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 ):445-506.
- 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砂卡岩中辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿意义[ J ]. *岩矿测试*, 28( 3 ):265-268.
- 应立娟, 王登红, 唐菊兴, 畅哲生, 屈文俊, 郑文宝, 王焕. 2010. 西藏墨竹工卡县甲玛铜多金属矿不同矿石中辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其成矿意义[ J ]. *地质学报*, 84( 8 ):1165-1173.
- 张洪瑞, 侯增谦, 杨志明. 2010. 特提斯成矿域主要金属矿床类型与成矿过程[ J ]. *矿床地质*, 29( 1 ):113-120.
- 郑文宝, 陈毓川, 宋鑫, 唐菊兴, 应立娟, 黎枫信, 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*, 29( 5 ):775-784.
- 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( 学位论文 [ D ]. 导师: 汪雄武. 成都: 成都理工大学.

#### 附中文参考文献

- 陈斌, 刘超群, 田伟. 2006. 太行山中生代岩浆作用过程中的壳幔岩浆混合作用: 岩石学和地球化学证据[ J ]. *地质前缘*, 13( 2 ):141-150.
- 丁林, 岳雅慧, 蔡福龙. 2006. 西藏拉萨地块高镁钾质火山岩即对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约[ J ]. *地质学报*, 80( 4 ):1252-1261.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[ J ]. *岩石学报*, 20( 2 ):239-248.
- 侯增谦. 2010. 大陆碰撞成矿论[ J ]. *地质学报*, 84( 1 ):30-59.