

# 西藏驱龙斑岩铜钼矿床中 UST 石英的发现： 初始岩浆流体的直接记录\*

杨志明<sup>1</sup>, 侯增谦<sup>1</sup>, 李振清<sup>2</sup>, 宋玉财<sup>1</sup>, 谢玉玲<sup>3</sup>

(1 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;  
3 北京科技大学土木与环境工程学院, 北京 100083)

**摘要** 单向固结结构(UST)是浅成侵位的岩浆出溶过程中形成的一种特殊结构,一般由梳状石英与细晶(斑岩)岩交互生长而成,少数产于斑岩与围岩接触部位,其内的原生包裹体被认为是初始流体出溶的可靠记录。作者在西藏驱龙铜矿床中首次发现了具有单向固结结构的石英。研究表明,驱龙 UST 石英存在于后期侵位的二长花岗斑岩与花岗闪长岩的接触部位,部分为高温 $\beta$ 石英;UST 石英中原生包裹体的成分主要为高盐度液相,除石盐子矿物外,还含有硬石膏等其他子矿物。阴极发光及显微测温结果表明,初始流体的出溶发生在高温( $t \geq 573^\circ\text{C}$ )、高压( $p \geq 150 \sim 200 \text{ MPa}$ )条件下,出溶的流体为高温、高盐度( $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 44.5%~58%)流体,同时还具有较高的氧逸度。因形成压力较高,判断 UST 石英不可能由较浅侵位的二长花岗斑岩岩枝冷凝出溶而形成,从而推测驱龙铜矿床深部存在着孕育成矿斑岩的大型岩基。

**关键词** 地质学,单向固结结构(UST),流体出溶,斑岩铜矿,驱龙,西藏

中图分类号: P618.41; P618.65

文献标识码: A

## Direct record of primary fluid exsolved from magma: Evidence from unidirectional solidification texture (UST) in quartz found in Qulong porphyry copper deposit, Tibet

YANG ZhiMing<sup>1</sup>, HOU ZengQian<sup>1</sup>, LI ZhenQing<sup>2</sup>, SONG YuCai<sup>1</sup> and XIE YuLing<sup>3</sup>

(1 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China; 3 Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China)

### Abstract

The unidirectional solidification texture (UST) is usually an anisotropic texture defined by thin (2 mm to 50 mm) and alternate bands of crenulate and coarse-grained prismatic quartz (comb quartz) and microcrystalline aplite porphyry. Such a texture has also been found developed along contacts of porphyritic intrusions. The UST, found in the Qulong deposit, is characterized by continuous veins of comb quartz at the porphyry contact. Apical terminations of quartz crystals are pointed to the porphyry intrusion. Despite the fact that quartz in UST is optically continuous, the cathodoluminescence (CL) image reveals concentric growth zones in coarse-grained prismatic quartz. Some quartz in the unidirectional solidification textures shows equant bipyramidal and hexagonal growth forms, indicating characteristics of high-temperature  $\beta$ -quartz. Re-entrants and in some cases embay-

\* 本文受国家自然科学基金重点基金(编号:40730419)及国家基础研究规划 973 项目(批准号 2002CB412600)联合资助

第一作者简介 杨志明,男,1978 年生,博士研究生,主要从事矿床学研究, email: zm.yang@hotmail.com.

收稿日期 2007-11-28; 改回日期 2008-02-16. 张绮玲编辑。

ments, along with irregular overgrowths, imply resorption. Primary inclusions in the UST quartz are dominated by hypersaline liquid inclusions. Microthermometric experiments reveal that the inclusions exhibit homogenization by halite (or anhydrite) dissolution between 400°C and >590°C, whereas the vapor disappearance ranges from 200°C to 333°C. The true trapping temperature must have been much higher ( $\geq 573^\circ\text{C}$ ), given that these inclusions were trapped during the growth of equant bipyramids of  $\beta$ -quartz. Reconstruction of the pressure-temperature trapping conditions confirms that these inclusion fluids were probably trapped at an unbelievably high pressures ( $\geq 150\sim 200$  MPa), which accounts for the existence of a relatively large magma chamber below the deposit.

**Key words:** geology, unidirectional solidification texture (UST), exsolving, porphyry copper deposit, Qulong, Tibet

西藏驱龙斑岩铜钼矿床,是最近发现的超大型矿床,其铜资源量已达 7.1 Mt(Cu 平均品位为 0.5%),如今已成为国内最大的斑岩铜钼矿床。作为产于后碰撞环境下的斑岩铜矿床,驱龙铜矿床显著不同于产于环太平洋成矿带的、与大洋俯冲有关的斑岩矿床,其形成与大洋俯冲无关(Hou et al., 2006, 2008)。因此,对它开展详细的研究工作具有两个意义:一方面可以查明驱龙超大型矿床的成矿规律及形成机制,为在冈底斯斑岩铜矿带进一步寻找超大型斑岩矿床提供理论支持;另一方面,与大洋俯冲无关的斑岩矿床是一种新的斑岩铜矿类型,其成矿物质聚集的机制是否与俯冲有关的典型斑岩铜矿床相同?这是一个重要问题。驱龙斑岩铜矿床,作为与俯冲无关的斑岩铜矿床的最典型代表,无疑是解决该问题的最佳载体。笔者在研究驱龙斑岩铜矿时,首次发现了可靠记录岩浆初始流体的单向固结结构(Unidirectional Solidification Texture (UST)),这对于理解驱龙斑岩铜矿床——这一典型与俯冲无关、新型斑岩铜矿类型的岩浆演化与成矿过程具有十分重要的意义。本文就单向固结结构的发现及其石英内流体包裹体的研究作了详细介绍,并探讨了驱龙矿床过渡岩浆过程。

## 1 地质背景

驱龙斑岩铜钼矿床是产于拉萨地体南缘的冈底斯斑岩铜矿带最为重要的一个矿床。区内自晚三叠世从印度板块分离以来(Yin et al., 2000),相继经历了印支期岛弧造山、白垩纪陆缘弧叠加、古近纪碰撞造山、新近纪岩浆-变形等构造-岩浆事件,形成了现今厚达 70~80 km 的巨厚地壳和长达 1 500 km 的冈底斯岩浆带(侯增谦等, 2005)。在上述 4 次构造-

岩浆事件中,与冈底斯斑岩铜矿带形成有关的主要事件为新近纪岩浆-变形,该事件以发育大规模逆冲推覆系统(30~24 Ma, Yin et al., 2000)、冈底斯岩基快速抬升剥露(18~21 Ma, Copeland et al., 1989; Harrison et al., 1992)、东西向伸展(18 Ma, Williams et al., 2001)、南北向裂谷(13.5~14 Ma, Coleman et al., 1995; Blisniuk et al., 2001)和钾质-超钾质火山-岩浆(25~10 Ma, Coulon et al., 1986; Turner et al., 1993; Miller et al., 1999)发育为特征。伴随着中新世钾质岩浆活动,含矿斑岩侵位于冈底斯花岗岩基及三叠纪—白垩纪地层之中,以 Cu-(Mo-Au)矿化和 Cu-Pb-Zn 矿化为特征,构成了一条长 350 km、宽 30~50 km 的斑岩铜矿带。空间上,冈底斯含矿斑岩体东西成带,明显受 EW 向逆冲断裂带控制(Hou et al., 2004; 侯增谦等, 2004a);时间上,这些斑岩体的形成年龄介于 19.7~12.2 Ma 之间,处于后碰撞地壳伸展阶段;侵位高峰集中于 15.6~19.7 Ma, 12.5~14.3 Ma 2 个区间(芮宗瑶等, 2003; 2004; 曲晓明等, 2003; Hou et al., 2004b),具有多期次侵位的特点。

驱龙铜矿床位于该铜矿带东部,西距拉萨市约 50 km(图 1a)。矿区出露地层主要为近 EW 向产出的叶巴组中酸性火山岩、火山碎屑岩及少量沉积岩夹层(图 1b)。按其岩性不同又可细分为 3 个岩性段:第一段以安山质晶屑凝灰岩为主,角岩化较为强烈;第二段以薄层灰岩及钙质砂岩、砂板岩为主,青磐岩化非常发育;第三段主要为绢云母板岩、凝灰岩及少量流纹岩。此外,矿区内还发育有侏罗纪以来的其他 4 套岩浆单元,分别为:中侏罗统具有韧性变形的石英斑岩-花岗斑岩(西部斑岩,杨志明等, 2008a)、中新世大规模产出的二长花岗岩-花岗闪长岩体、中新世与成矿有关的二长花岗斑岩(东部斑

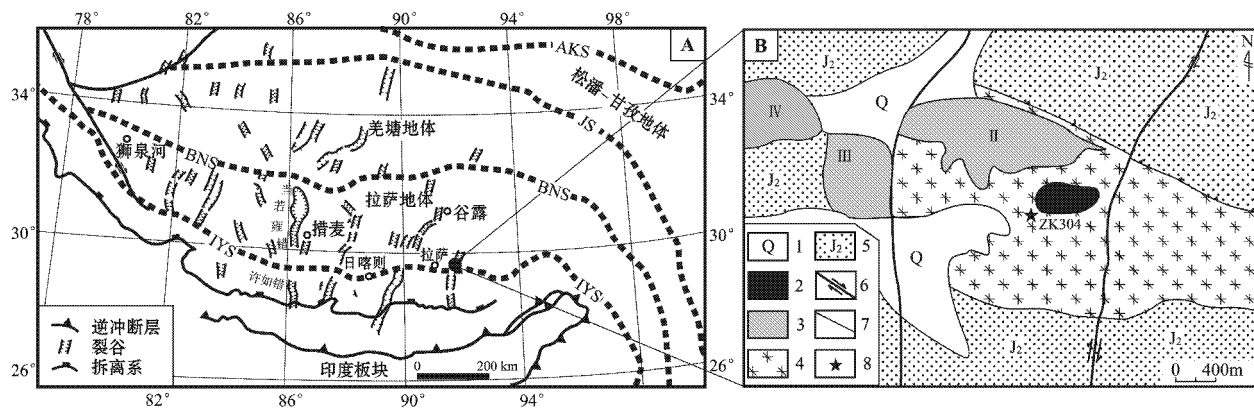


图1 驱龙铜矿产出的大地构造位置图(A, 据Hou et al., 2004b修改)及矿床地质简图(B, 据杨志明等, 2006修改)  
AKS—阿尼玛卿-昆仑缝合带; JS—金沙江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; 1—第四系沉积物; 2—东部主成矿二长花岗岩斑岩; 3—西部与成矿关系不大的石英斑岩-花岗岩斑岩(II、III和IV表示原斑岩体编号); 4—荣木错拉二长花岗岩-花岗闪长岩复式岩体; 5—叶巴组地层; 6—SN向裂隙带; 7—未知性质断层; 8—UST石英产出的钻孔位置, 位于东部斑岩的边部

Fig. 1 Tectonic location (A, modified from Hou et al., 2004b) and simplified geological map (B, modified from Yang et al., 2006) of the Qulong porphyry copper deposit

AKS—Ayimaqin-Kunlun-Muttagh suture; JS—Jinsha suture; BNS—Bangong-Nujiang suture; IYS—Indus-Yalu suture; 1—Quaternary; 2—Eastern porphyry related to mineralization; 3—Western granite porphyries unrelated to mineralization; 4—Rongmu cuola pluton; 5—Yeba Formation; 6—Strike-slip fault; 7—Fault with indeterminate nature; 8—Location of drill hole containing UST quartz

岩)成矿晚期的闪长玢岩等。这些岩体本身又具有多期侵位的特点,岩性有时变化较大,且产出位置不同,常具有不同的表现形式。其中,东部斑岩在地表出露较小,大量的钻孔编录显示,该斑岩主要呈岩株或细小的岩枝产出,并具有多次脉冲的特点(杨志明等, 2008b)。关于驱龙铜矿更为详细的矿床地质情况请参考杨志明等(2008b)一文。

## 2 采样位置及 UST 石英特征

本次发现的驱龙 UST 石英位于二长花岗岩斑岩体的西部边缘(图 1B),在钻孔 ZK304 深部 332.5 m 处,晚期二长花岗岩斑岩岩枝(即 X 斑岩,杨志明等, 2008b)与花岗闪长岩的接触部位,UST 石英把两类岩石截然分开(图 2)。UST 石英呈连续、不规则的脉状产出,脉宽约 2~3 mm,主要由石英组成,靠近上部花岗闪长岩的一壁界线不清晰,石英常伸到花岗闪长岩之中;靠近二长花岗岩一壁的石英呈细圆齿状棱柱,且石英锯齿皆指向二长花岗岩(图 2, 图 3)。位于 UST 石英上部的花岗闪长岩中可见石英-钾长石-辉钼矿脉(图 2B;脉宽 3~4 mm,较为连续,钾长石呈条带状分布于脉体中心,辉钼矿呈浸染状分布),与 UST 石英脉近于平行,两者皆被后期黄铁矿-石英脉(0.5 mm,主要由黄铁矿组成,含少量石

英、绢云母化晕)切穿。含有 UST 石英的二长花岗岩斑岩岩枝宽约 0.5 m,岩枝上下 10 m 范围内,蚀变以绢云母化为主,但依然可见早期钾硅酸盐蚀变。二长花岗岩斑岩不仅切穿了花岗闪长岩,同时还切穿了花岗闪长岩中的石英-钾长石脉(1~3 mm 宽,两壁不清晰,无对称)及石英-钾长石-辉钼矿脉(5~10 mm 宽,两壁平直,石英颗粒垂直脉壁方向生长,辉钼矿多沿脉中心、边缘呈条带状分布,无蚀变晕)。

## 3 UST 石英中流体包裹体研究

### 3.1 流体包裹体特征

阴极发光是电子束轰击矿物晶体后,电能转化成光辐射后产生的一种发光现象,而光的颜色与强度是样品微量元素含量及结构缺陷的复变函数(Kerkhof et al., 2001)。由于微量元素是阴极发光的“激活剂”,其含量的微小变化直接影响到寄主矿物的发光性,从而使得我们能够在阴极发光下观察到矿物因不同热事件作用(或同一热事件作用的不同阶段)表现出来的不同发光形迹,看到普通显微镜下无法观察到的现象。因扫描电镜-阴极发光(SEM/CL)上观察到的图像受许多因素的制约,绝对的阴极发光强度很难定量,本文以下描述中仅有阴极发光的明暗程度说明。驱龙铜矿的 UST 石英

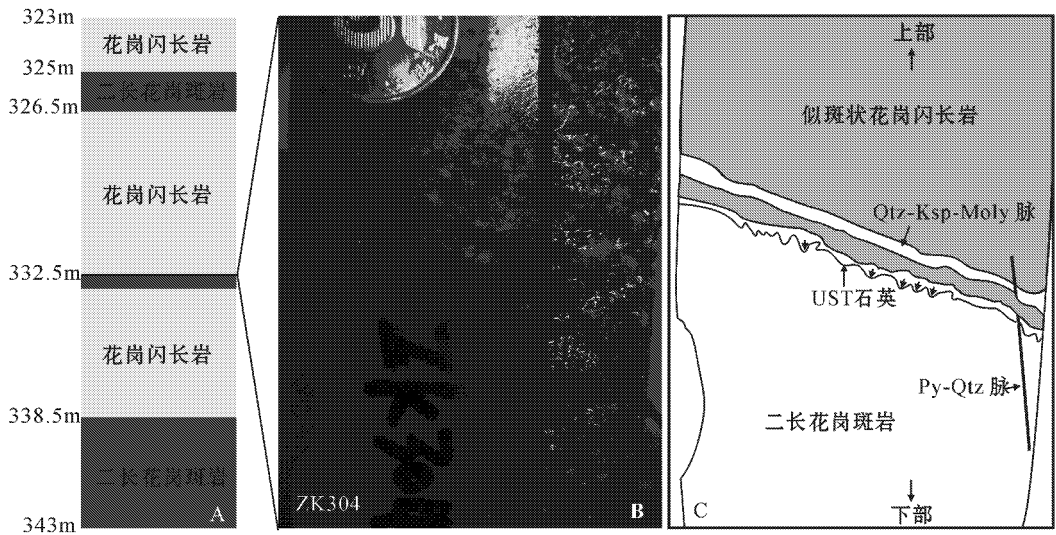


图 2 驱龙 UST 石英的空间位置(A)、手标本(B)及其素描图(C)

UST 石英位于二长花岗斑岩(约 0.5 m 宽)与花岗闪长岩的接触部位,刚好把两者截然分开(B),UST 石英呈细圆齿状棱柱,且石英锯齿无一例外的皆指向二长花岗斑岩(B、C),Ksp—钾长石,Py—黄铁矿,Qtz—石英,Moly—辉钼矿

Fig. 2 Detailed location and macroscopic characteristics of the UST in Qulong, showing the UST occurring at the monzogranite porphyry contact  
Ksp—K feldspar, Py—Pyrite, Qtz—Quartz, Moly—Molybdenite

在阴极发光下也显示出非常清晰的同中心生长环带,与手标本观察到的细圆齿状类似,生长环带几乎都指向二长花岗斑岩(图 3)。另外,可见一些 UST 石英颗粒呈六边形及双锥状的生长形态(图 3C、4B);同时还可见到晚期阴极发光图案较暗的石英进入阴极发光图案较亮的早期 UST 石英、港湾状 UST 石英中(图 4C、4F)。由于 UST 石英是早期岩浆流体聚集的产物,形成时间较早,斑岩系统后期的裂隙事件常对其产生影响,如图 4 所示,早期形成的具有清晰生长环带的石英发生了明显的裂隙,后期热液沿裂隙活动,沉淀下来的石英的阴极发光图案较暗。

受后期裂隙事件的影响,UST 石英中的包裹体类型较为复杂,相对于沿石英生长环带发育的原生包裹体,沿裂隙发育的次生包裹体绝对占优势,这给原生包裹体的识别带来了极大困难。镜下观察并结合阴极发光图像,发现受裂隙控制的次生流体包裹体主要以富液相(LV)、富气相(VL)包裹体为主(图 5B、5C、5E),含少量高盐度包裹体,且具有体积小(包裹体长轴一般小于  $10 \mu\text{m}$ )、分布密度大的特点,与石英-辉钼矿、石英-黄铜矿 B 脉中的包裹体组合类似,而受石英生长环带控制的原生包裹体主要为含子矿物多相包裹体(LVH,图 5D、5F、5G)。这些包裹体一般为长柱状-椭圆状,多孤立或呈平行于生长环带的串珠状分布,大小多在  $6 \sim 15 \mu\text{m}$  之间,主要

由气相(V)、液相(L)及石盐子矿物(H)组成,气相百分数变化于  $5\% \sim 10\%$  之间。此外,多数包裹体中含有长柱状的子矿物,其折射率略大于寄主矿物石英,据其形态及折射率推测可能为硬石膏(Anh)除此之外,此类包裹体中还含有钾盐及其他尚未识别的透明子矿物及极少量的不透明子矿物等(图 5D、5G)。

### 3.2 测试条件和测试结果

流体包裹体测温在北京科技大学完成,所用冷台型号为 Linkam THMS 600,测定温度范围为  $-196 \sim +600^\circ\text{C}$ ,均一温度数据精度为  $\pm 1.0^\circ\text{C}$ 。测试的流体包裹体一般较大( $> 7 \mu\text{m}$ ),通过加热测得了气液相均一温度( $t_h$ )及石盐和/或硬石膏子矿物的熔化温度( $t_m$ )。

流体包裹体测温结果表明(表 1),UST 石英内的含子矿物多相包裹体中气液相均一温度均小于石盐融化温度,包裹体最后以石盐或硬石膏的消失而均一(表 1,图 6)。这些包裹体的气液相均一温度( $t_h$ )介于  $200 \sim 333^\circ\text{C}$  之间,平均为  $268^\circ\text{C}$ ;石盐融化温度介于  $386 \sim 487^\circ\text{C}$  之间,平均为  $427^\circ\text{C}$ ;两者温度差介于  $72 \sim 229^\circ\text{C}$  之间,平均为  $159^\circ\text{C}$ ;盐度  $\omega(\text{Na-Cl}_{\text{eq}})$  变化于  $44.5\% \sim 58\%$  之间,平均为  $50.4\%$ 。在较高的温度下加热时,包裹体很容易爆裂,实验中测到了 2 个硬石膏(?)子矿物融化的温度,为  $563^\circ\text{C}$  和  $570^\circ\text{C}$ ;多数该子矿物  $590^\circ\text{C}$  尚未融化,暗示其形成于

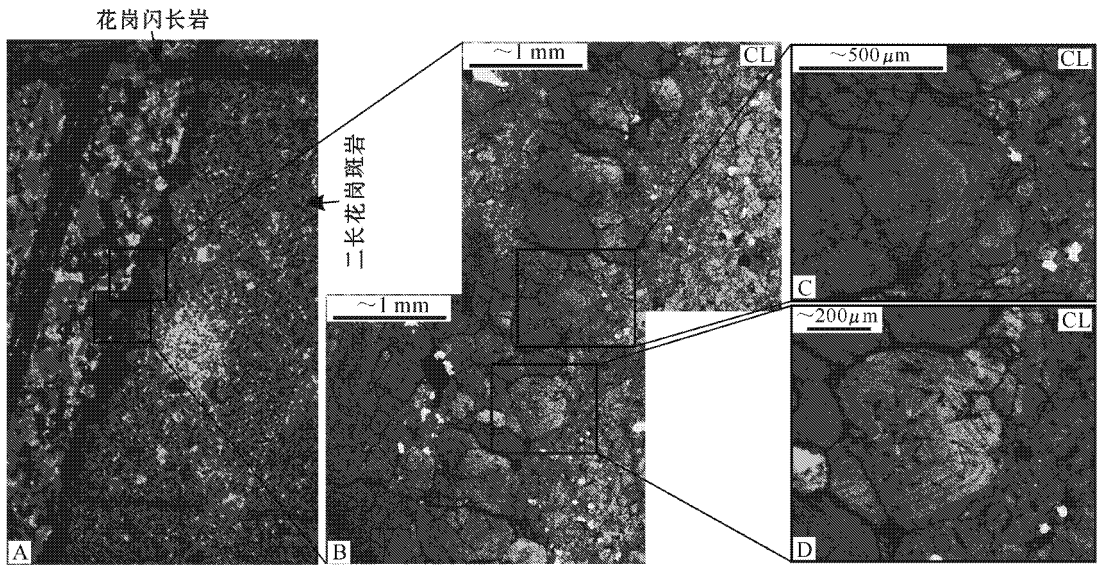


图3 驱龙铜矿 UST 石英显微照片(A)及阴极发光照片(B,C,D)

照片 B 显示清晰的生长环带,且生长环带的前进方向均指向二长花岗斑岩(B);照片 C 为 B 的局部放大,石英颗粒的生长环带呈近六边形,且这些石英颗粒后期发生了再吸收,产生裂隙(C,D);CL—阴极发光

Fig. 3 Microscopic (A) and cathodoluminescence (CL, B, C, D) images of the UST in Qulong, showing distinctive concentric growth zones (B), hexagonal growth forms (C) and resorption of quartz (C, D) in the UST

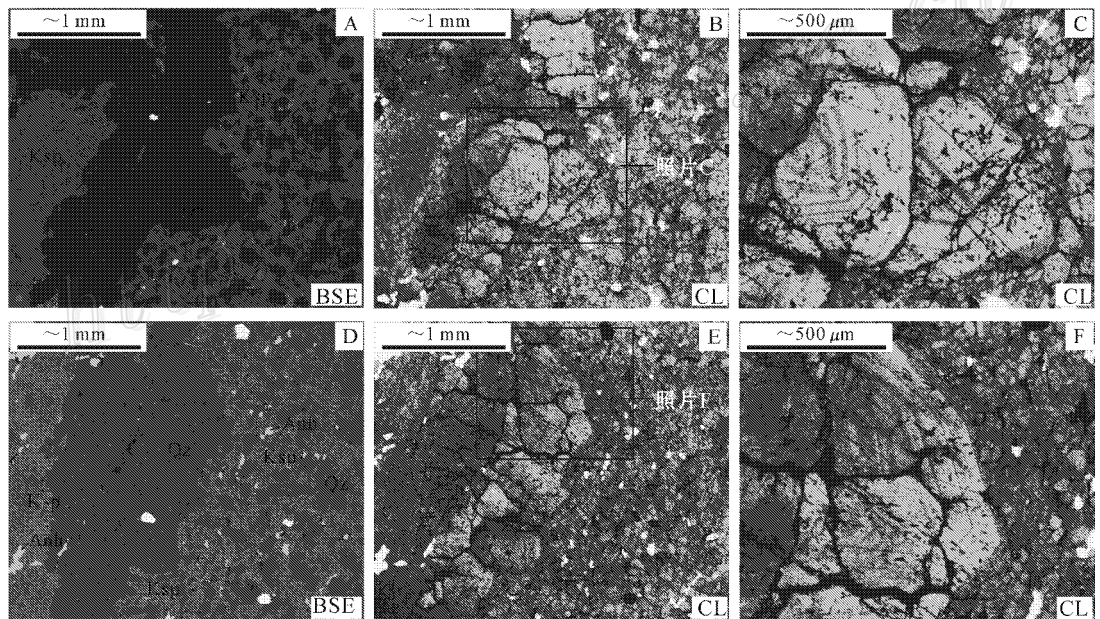


图4 驱龙 UST 石英背散射(BSE)及阴极发光(CL)照片

显示 UST 石英后期发生了明显的裂隙及再吸收事件, A 与 B 为同一区域, B 上部可见呈双锥状产出的石英颗粒, C 为 B 的局部放大, 显示出清晰的生长环带, D 与 E 为同一区域, 显示 UST 石英发生了强烈的裂隙事件, F 为 E 的局部放大, Ksp—钾长石, Anh—硬石膏, Qz—石英

Fig. 4 Back scattered electron (BSE) and CL images of the UST at Qulong, showing late fractures and resorption  
Ksp—K feldspar, Anh—anhydrite, Qz—quartz

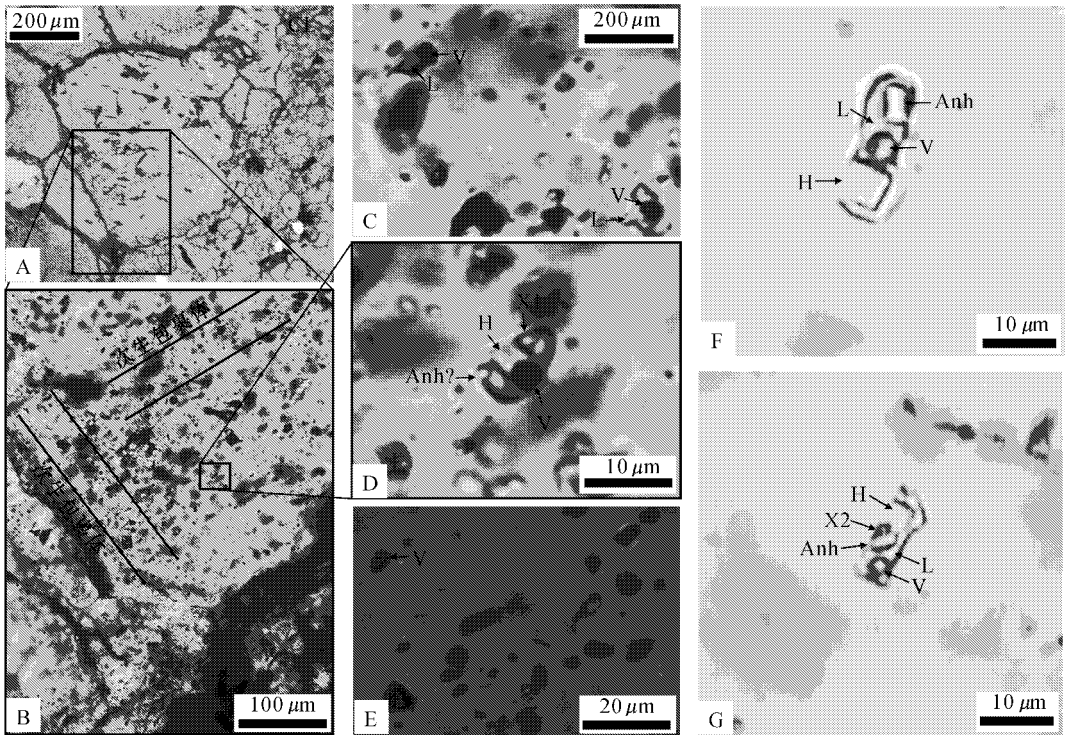


图 5 驱龙 UST 石英中的流体包裹体照片

阴极发光图像(A)显示了石英清晰的生长环带,局部见石英再吸收现象,有后期裂隙穿插;单偏光下(B)可见沿生长环带发育少量的原生含子矿物多相包裹体(D, F, G),而更多的是受裂隙控制的次生富液相(C)及富气相(E)包裹体,沿生长环带生长的原生含子矿物多相包裹体,其子矿物除石盐外,还常见有硬石膏子矿物,如图 F 中的石盐、硬石膏皆呈现较好的晶形。L—液相;V—气相;H—石盐;Anh—硬石膏;X1 和 X2 分别为未知透明及不透明子矿物

Fig. 5 Fluid inclusion assemblage in the UST quartz, in which the primary inclusions are dominated by hypersaline liquid inclusions. Daughter minerals of halite and anhydrite are common in the inclusions  
L— liquid, V— vapor, H— halite, Anh— anhydrite, X1 and X2 are undetermined daughter minerals

表 1 驱龙铜矿 UST 石英中含子矿物多相包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of hypersaline liquid inclusions in the UST quartz from Qulong

类型	大小/ $\mu\text{m}$	气相百分数/%	$t_h/^\circ\text{C}$	$t_m(\text{NaCl})/^\circ\text{C}$	$t_m(\text{Anh})/^\circ\text{C}$	$\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$
LVH	13×10	5	333	470	/	55.7
LVH	12×8	10	320	430	/	50.6
LVH	10×10	5	304	376	563	44.5
LVH	11×7	8	200	400	570	47.1
LVH	13×6	5	230	413	>505*	48.5
LVH	14×18	10	233	415	>590#	48.8
LVH	20×10	8	258	487	>560*	58.0

注 测试在北京科技大学进行,仪器为 Linkam THMS600,标注“/”处无数据,包裹体的盐度用 Bischoff 公式算得(Bischoff, 1991);其中  $t_h$  为包裹体气液相均一温度,  $t_m(\text{NaCl})$  为石盐子矿物融化温度,  $t_m(\text{Anh})$  为硬石膏子矿物融化温度; \* 表示此温度下,包裹体发生爆裂, # 为包裹体分析时设定的温度上限。

更高的温度,这也与 UST 石英为高温  $\beta$  石英的阴极发光观察结果一致。

## 4 讨论

### 4.1 单向固结结构(UST)发现的意义

多数斑岩铜矿床,其金属的聚集是因侵位到上

地壳的岩浆发生结晶,大量的岩浆挥发分发生出溶而得以实现的(Hedenquist et al., 1994)。一个斑岩铜矿能否形成,很大程度上依赖于岩浆中金属的利用率,即在出溶过程中,金属在挥发分中的分配情况以及出溶流体的演化历史等(Harris et al., 2003)。而岩浆的减压(初次沸腾)与结晶(二次沸腾)是导致熔体中产生气泡、挥发分得以出溶的最主

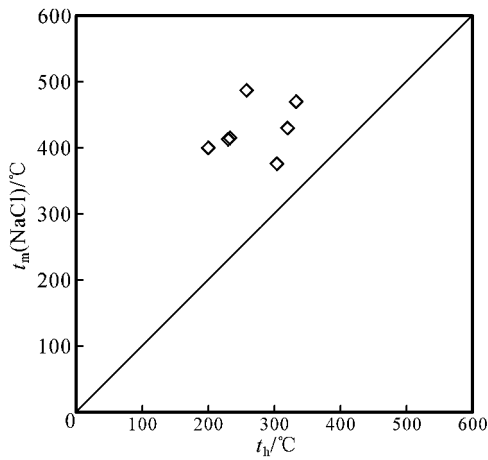


图6 驱龙铜矿 UST 石英中含子矿物多相包裹体的  $t_h$  与  $t_m(\text{NaCl})$  关系图, 显示此类包裹体石盐融化温度均大于气液相均一温度

Fig. 6 Liquid-vapor homogenization temperature  $t_h$  versus halite dissolution temperature  $t_m(\text{NaCl})$  for halite-bearing inclusions in the UST quartz

要原因(Burnham, 1979; 1981; Burnham et al., 1980)。出溶后的挥发分常聚集在岩体的顶部, 沿塑性条件下形成的不规则裂隙进入弱固结或已固结的岩体之中, 从而形成了早期的 A 脉(斑岩铜矿中脉体类型及其特征见表 2, Gustafson et al., 1975), 并引起围岩最早期的钾硅酸盐化。岩体顶部有时可留下岩浆出溶的一些记录, 主要包括出现大量云英岩、伟晶岩、晶洞构造以及单向固结结构等(Harris et al., 2004)。然而, 关于这些出溶记录的研究工作集中在与花岗岩有关的 Sn-W-Bi 矿床及 Mo 矿床(Jahns et al., 1969; Kirkham et al., 1988; Candela et al., 1995; Lowenstern et al., 1996), 对斑岩矿床而言, 由于这些记录难以保存, 其研究工作难度大, 因此处于刚刚起步阶段(Kirwin et al., 2002; Lickfold et al., 2003; Harris et al., 2004)。长期以来, 由于斑岩初始流体的出溶地质记录难以发现, 人们常把斑岩铜矿系统中的早期 A 脉作为初始流体的地质记录进行研究(Gustafson et al., 1975; Dilles et al., 1992; Hezarkhani et al., 1998; Ulrich et al., 1999; 2002)。但是, 早期 A 脉中记录的古流体在一定程度上受到水岩反应的影响, 其性质与真正的初始流体相比难免会有差异。UST 是在岩浆-热液过渡阶段形成的一种各向异性的特殊结构, 是初始出溶流体冷凝沉淀的产物, 常早于较大规模流体出溶聚集而成的 A 脉, 一般由细圆齿状粗粒棱柱石英(梳状石

英)与细晶斑岩交替成层组成, 单层厚度一般介于 2~50 mm 之间(Shannon et al., 1982; Kirkham et al., 1988); UST 也可呈单层产于侵入体与围岩的接触带中(Harris et al., 2004)。由于挥发分开始从岩浆中出溶时, 一般处于绝热封闭体系(Burnham, 1979), UST 石英常具有生长环带。但不同的石英环带之间主量元素变化不大, 普通显微镜下通常无法观察到这种结构, 而在阴极发光下却清晰可见。沿着生长环带发育的原生包裹体则是出溶挥发分的可靠记录。

#### 4.2 UST 对岩浆出溶时物理化学条件的制约

二长花岗斑岩切穿了花岗闪长岩中的、与早期钾长石化有关的不规则石英-钾长石 A 脉(杨志明等, 2008b), 表明在该岩枝侵位之前, 花岗闪长岩中已经发生了钾硅酸盐化蚀变, 同时, 该岩枝还切穿了花岗闪长岩中较宽的板状石英-钾长石-辉钼矿脉, 表明该岩枝侵位之前花岗闪长岩至少已经发生了一次大规模的裂隙事件, 并导致了 Mo、Cu 等金属的沉淀。由于本次发现的 UST 石英为岩枝初始出溶的产物, 其形成也晚于上述两类脉体, 但同时暗示, 在晚期二长花岗斑岩岩枝侵位之前, 因早期二长花岗斑岩(P 斑岩, 杨志明等, 2008)的侵位, 矿床已发生了钾硅酸盐化蚀变及 Mo、Cu 矿化。UST 石英细圆齿状及阴极发光下显示的生长环带, 均指向二长花岗斑岩(图 3)表明了形成 UST 石英时热液供应的方向; 港湾状 UST 石英的存在(图 4C、4F), 暗示 UST 石英发生了再吸收现象; UST 石英颗粒呈六边形及双锥状的生长形态(图 3C、4B), 显示出高温  $\beta$  石英的特点, 与其他 UST 石英中观察到的结果一致(Lowenstern et al., 1996; Harris et al., 2004)表明这些石英颗粒形成温度应在 573°C 以上。

驱龙铜矿 UST 石英中的原生包裹体中大量硬石膏子矿物的存在, 表明形成 UST 石英的流体具有较高的氧逸度; 包裹体中的石盐子矿物融化温度均远大于气泡消失温度, 该相变过程明显不同于石盐先融化、气泡后消失的常见现象。杨志明等(2005)在研究冈底斯带另一个重要的斑岩铜矿床——厅官铜矿的早期石英-黄铜矿、石英-辉钼矿-黄铜矿等脉(A 脉和 B 脉)中的多相包裹体时, 就注意到了这一现象, 并论证了此类包裹体直接从岩浆中出溶形成的可能性(杨志明等, 2005)。实际上, 这种包裹体并不少见, 特别是在斑岩矿床中, 如美国新墨西哥州的 Questa 斑岩钼矿(Cline et al., 1994), 伊朗的 Sungun

表 2 斑岩型矿床中脉体的一般分类(据 Gustafson et al., 1975; 1995)

Table 2 General classification of veins in porphyry-type deposits( after Gustafson et al., 1975; 1995)

脉体类型	矿物组合及结构特征	蚀变特征	形成顺序	硫化物组合及结构特征	流体包裹体特征
A 脉	石英-钾长石-硬石膏-硫化物脉, 常含少量黑云母; 石英含量变化于 50%~95% 之间, 钾长石常为条纹长石; 石英常呈(细粒)等粒结构, 其他矿物多呈浸染状分布; 脉体无对称, 常见条带状的钾长石沿脉体边部或中心分布	多数脉体具有钾长石(常为条纹长石)蚀变晕, 蚀变晕很窄, 多不连续	A 脉是最早的脉, 被 B 脉切穿, 常在不同期斑岩侵入过程中反复形成; 脉体不规则, 不连续, 方向性差, 脉体宽变化于 1~25 mm 之间, 可断续延长至几厘米甚至几米	主要为浸染状黄铜矿-斑铜矿, 局部含少量辉钼矿	包裹体非常发育, 主要为高盐度多相包裹体及低密度气相包裹体
B 脉	常为石英-硬石膏-硫化物脉, 以缺少钾长石为特征; 石英颗粒相对较大, 常垂直于脉壁呈长柱状生长, 脉体边界平直; 脉体对称, 硫化物、硬石膏等常沿脉体中心、边缘连续但呈不规则状分布	以缺少蚀变晕为特征, 有时可见白色、不规则的褪色晕	晚于 A 脉, 但早于 D 脉; 脉体一般规则、连续, 常可延续几米至十几米, 脉宽多介于 5~50 mm	以辉钼矿-黄铜矿发育为特征, 见有少量黄铁矿及斑铜矿, 硫化物颗粒一般较粗, 呈平行于脉壁的带状或沿垂直脉壁的裂隙	包裹体较发育, 主要为高盐度多相包裹体及低密度气相包裹体
C 脉	硫化物-绢云母-黑云母脉, 常含少量石英, 黑云母常为绿色	蚀变晕主要含有碱性长石、绿色绢云母、黑云母(或绿泥石)、硬石膏、红柱石等, 局部有榍石。	切穿了 A、B 脉, 被 C 脉切穿	硫化物主要为黄铜矿、黄铁矿、斑铜矿, 有时含少量辉钼矿和磁铁矿。	
D 脉	常为含少量石英、碳酸盐的硫化物-硬石膏脉; 石英一般呈晶体产出, 其内包裹体较少; 局部硬石膏呈粗大的晶体产出	以长石破坏蚀变晕发育为特征, 蚀变矿物主要为绢云母或绢云母-绿泥石-粘土等	D 脉较为连续, 常可延续至几米, 甚至十几米, 脉宽 1~75 mm, 切穿了所有的 A 脉与 B 脉	黄铁矿绝对占优, 常见黄铜矿、斑铜矿、硫砷铜矿、砷黝铜矿、闪锌矿及方铅矿, 有时可见少量的辉钼矿及其他硫化物; 常具有典型的反应结构	仅见少量的低盐度包裹体

注: 该分类主要参考智利 El Salvador 斑岩铜矿床, 仅代表斑岩铜矿床脉体类型的一般性分类, 在不同的矿床, 其 A、B、C 及 D 脉中的矿物组合及特征可能存在差别, 使用时要谨慎, 如 Dilles 等(1992)在研究美国 Ann-Mason 斑岩铜矿时也定义了 C 脉, 与 Gustafson 等(1995)所定义的 C 脉差别很大。由于对斑岩中脉体类型研究的不断深入, A 脉又可细分为 P 脉(Harris et al., 2003)、M 脉(Ulrich et al., 2002)等, P 脉具有 A 脉的所有特征, 但脉体中见有熔融包裹体, 形成于岩浆-热液过渡阶段; M 脉因早期 A 脉体中含大量磁铁矿而得名。

斑岩铜矿(Hezarkhani et al., 1998)、阿根廷的 Alumbrera 斑岩铜金矿(Ulrich et al., 2002)等, 早期的脉体中均见到大量此类包裹体, 而 Harris 等(2004)在阿根廷 Alumbrera 矿床中所发现的 UST 石英中的多相包裹体也出现石盐子矿物的溶解温度远大于气泡消失温度的现象。正如 Bodnar(1994)评述的那样, 此类包裹体的成因困惑了许多包裹体学家, 过去许多人认为此类包裹体是捕获气相饱和压力线之上的石盐饱和溶液形成的(参考 Roedder, 1984; Bodnar, 1994), 因为在此条件下捕获的多相包裹体可以在石盐消失时均一, 但这并不是此类包裹体形成的最常见途径。越来越多的研究表明, 在温压条件介于液相线和等容线区间内捕获的流体包裹体, 均可以在石盐消失时均一(图 7A; Bodnar, 1994; Cline et al.,

1994; Hezarkhani et al., 1998; Wilkinson, 2001; Ulrich et al., 2002; Harris et al., 2004; 杨志明等, 2005)。现今, 一般认为此类包裹体是捕获岩浆温度下的高盐度(但不饱和)流体形成的, 而具有岩浆温度的高盐度流体既可通过流体不混溶形成(Bondar, 1994), 也可从浅位的长英质岩浆房中直接出溶形成(Cline et al., 1994; 杨志明等, 2005)。尽管前一种形成途径更为常见(Hedenquist et al., 1994), 但驱龙铜矿 UST 石英中的原生包裹体是从岩浆房中直接出溶的。

驱龙 UST 石英中的原生包裹体组合为含子矿物多相包裹体与少量熔融包裹体组合, 与其他地区发现的 UST 石英中的包裹体组合相比(Harris et al., 2004), 缺少富气相包裹体, 从而排除了此类包



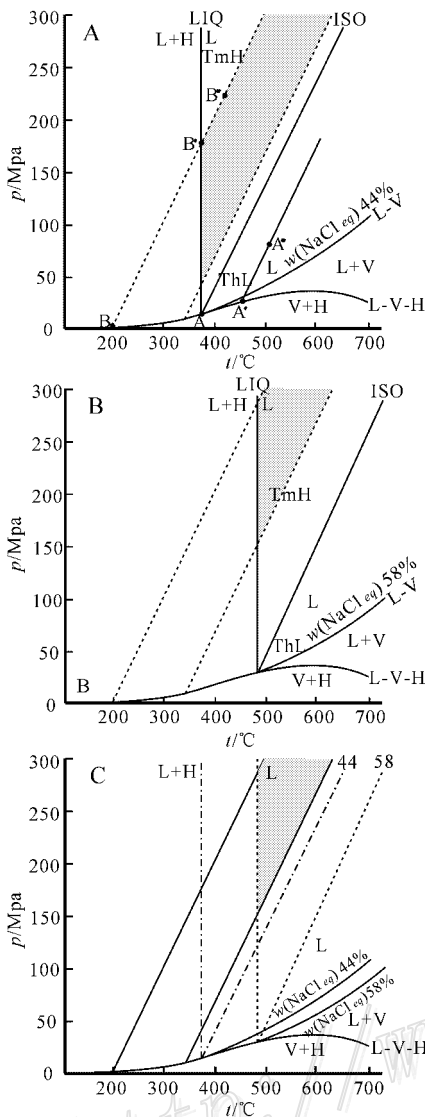


图7 驱龙 UST 石英中含子矿物多相包裹体形成的温度-压力( $p-t$ )相图,这些包裹体的气液相均一温度在 200~333°C 之间,石盐子矿物融化温度在 386~487°C 之间,对应的盐度  $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  变化于 44.5%~58% 之间

A. 溶液  $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  44% 的  $p-t$  相图, L-V 为 L+V 和 L 相稳定区域的交界线, L-V-H 为 L+V 和 V+H 相稳定区域的交界线, LIQ 为 L+H 和 L 相稳定区域的交界线, ISO 为等容线,把液相稳定区域分成两部分。在等容线温度高的一侧 ( $T_{\text{HL}}$ ) 捕获的包裹体,最后均一成液相,其均一路径为 A-A'-A''; 在等容线温度低的一侧 ( $T_{\text{mH}}$ ) 捕获的包裹体会以石盐的融化而均一,其均一路径为 B-B'-B''。阴影部分捕获的包裹体其气液相均一温度介于 200~333°C 之间,并在 386°C 时以石盐的融化而均一(或部分均一,因包裹体中的硬石膏等子矿物在 600°C 之前很难均一,故用石盐融化温度代替均一温度,其实际均一温度应高于该温度,下同); B. 与 A 类似,阴影部分捕获的包裹体其气液相均一温度介于 200~333°C 之间,并在 487°C 时以石盐的融化而最后均一; C. A 和 B 阴影部分的交集,这是产生驱龙 UST 石英中含子矿物多相包裹体的最小  $p-t$  区域,如果把此类包裹体的均一温度提高到 573°C,则形成此类包裹体的  $p-t$  区域更小,压力将达 200 MPa 以上。据 Cline 等(1994)修改

Fig. 7 Pressure-temperature diagram illustrating trapping conditions for hypersaline liquid inclusions in the UST quartz from Qulong

裹体通过中等盐度( $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 10%; 常兆山, 2007, 个人交流)的流体经不混溶作用形成的可能。由于 UST 石英是岩浆出溶的高温流体的直接记录,其内的原生包裹体类型组合理所当然可以反演流体出溶时的物理化学条件。已有的研究表明,从岩浆中出溶的初始流体的性质与封闭压力(即岩浆侵位的深度)密切相关(Cline et al., 1991), 低压条件下(约 50 MPa)初始出溶的流体盐度较低( $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 1.1%), 但随着熔体相的不断结晶,流体的盐度逐渐增高(Cline et al.; 1991); 而高压条件下(约 200 MPa)初始出溶的流体盐度则非常高( $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$  为 53.4%), 但随着熔体相的不断结晶,出溶的流体盐度逐渐降低(Cline et al.; 1991)。从图 7C 中可知,驱龙 UST 石英中多相包裹体形成于温度位于 487°C 以上、压力位于 150 MPa 以上的楔形区域内,属高压条件下出溶的。实际上出溶时的温度应在 573°C 以上,因为多数包裹体中的硬石膏子矿物在冷热台测温范围内很难均一,包裹体真正的均一温度要比石盐子矿物溶解温度高;同时 UST 石英中高温  $\beta$  石英的存在也暗示其形成温度应大于 573°C,如果依据该温度,则出溶时的压力应在 200 MPa 之上。

#### 4.3 对驱龙矿床形成过程的启示

因 UST 石英形成于岩石尚未完全固结时的封闭体系下,本次计算所得压力( $p \geq 150 \sim 200$  MPa)应为静岩压力。按地压梯度 27 MPa/km,估算形成驱龙 UST 石英的岩浆体侵位的深度应介于 5.5~7.4 km 之间。显然,把驱龙 UST 石英的形成归结为呈细小岩枝产出的二长花岗斑岩冷凝出溶的结果是不合适的,理由如下:UST 石英现处于地表之下 332.5 m 处,如果由其下部宽约 0.5 m 的二长花岗斑岩冷凝出溶,那么,17.7 Ma(斑岩岩枝的形成年龄;杨志明等, 2008b)以来该地区至少被剥蚀了 5 km,这与青藏高原隆升过程的研究成果不符(Copeland et al., 1989; Harrison et al., 1992; Spicer et al., 2003);另一方面,即使 UST 石英由该岩枝出溶而形成,5 km 以下深度形成的岩石也不应该具有基质为显微晶质的斑状结构;且细小的斑岩岩枝(约 0.5 m)与相对冷的围岩接触时,热量耗散较快,不具备形成 UST 的有利条件。因此,推测驱龙 UST 石英应为深部斑岩岩浆房直接出溶的产物,深部岩浆房出溶的流体与熔体(即水饱和的熔体)同时侵位至地壳浅部,UST 石英得以形成。显然,驱龙铜矿床下部,存在孕育含矿斑岩的大型岩浆房,这也得

到最近详细的岩石学研究的支持。驱龙铜矿中新世花岗岩闪长岩、早期二长花岗斑岩、晚期二长花岗斑岩及最晚期的闪长玢岩均是闪长质深部岩浆房不断演化的产物(杨志明等, 2008b)。

## 5 结 论

通过详细的野外观察及阴极发光研究,首次在西藏驱龙矿床发现了可靠记录初始岩浆流体的 UST 石英,为进一步研究驱龙铜矿床岩浆-热液演化过程,查明成矿金属在熔体-流体间的分配系数,约束矿床成因等提供了重要的信息。UST 石英的阴极发光及显微测温结果表明,初始流体的出溶发生在高温( $t \geq 573^\circ\text{C}$ )、高压条件下( $p \geq 150 \sim 200 \text{ MPa}$ ),出溶的流体为高温、高盐度( $w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) 44.5\% \sim 58\%$ )流体,同时还具有较高的氧逸度。因 UST 石英形成压力较高,不可能由较浅侵位的二长花岗斑岩岩枝冷凝出溶而形成,因此推测驱龙 UST 石英为深部斑岩岩浆房直接出溶的产物,从而暗示驱龙深部存在着孕育成矿斑岩的大型岩基。

致 谢 野外工作中得到了西藏中胜矿业公司夏代祥总工程师的大力支持与帮助;研究过程中得到澳大利亚塔斯马尼亚大学(UTAS)Noel White 博士和常兆山博士的指导、鼓励和无私的帮助;阴极发光实验得到中国地质科学院矿产资源研究所陈振宇博士的帮助。中国地质科学院矿产资源研究所毛景文研究员、北京大学朱永峰教授审阅了本文,并提出了宝贵意见,在此表示感谢。

## References

- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H<sub>2</sub>O solutions: A PVTX summary from 300 °C to 500°C [J]. *Amer. J. Sci.*, 291: 309~338.
- Blisnisiuk P M, Hacker B, Glodny J, Ratschbacher L, Bill S, Wu Z H, McWilliams M O and Calvert A. 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago [J]. *Nature*, 412: 628~632.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid inclusions: XII: The system H<sub>2</sub>O-NaCl. Experimental determination of the halite liquidus and isochors for a 40 wt% NaCl solution [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1053~1063.
- Burnham C W. 1979. Magmas and hydrothermal fluid [A]. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* [M]. 2nd ed. New York: Wiley. 71~136.
- Burnham C W and Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism [J]. *Mining Geol. Spec. Issue*, 8: 1~11.
- Candela P A and Blevin P L. 1995. Do some miarolitic granites preserve evidence of magmatic volatile phase permeability [J]? *Econ. Geol.*, 90: 2310~2316.
- Cline J and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt [J]? *Journal of Geophysical Research*, 96: 8113~8126.
- Cline J and Bodnar R J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit [J]. *Econ. Geol.*, 89: 1780~1802.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49~52.
- Copeland P and Harrison T M. 1989. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal Fan [J]. *Geology*, 18: 354~357.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significance [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281~302.
- 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.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile [J]. *Econ. Geol.*, 70: 857~912.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Achterbergh E V and Ryan C G. 2003. Melt inclusions in veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits [J]. *Science*, 302: 2109~2111.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C and Steele D A. 2004. Volatile phase separation in silicic magmas at Bajo de la Alumbrera porphyry Cu-Au deposit, NW Argentina [J]. *Resource Geology*, 54: 341~356.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1663~1670.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal deposits [J]. *Nature*, 370: 519~527.
- Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusion and stable isotope [J]. *Econ. Geol.*, 93: 651~670.
- Hou Z Q, Gao Y F, Meng X J, Qu X M and Huang W. 2004a. Genesis

- of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen [ J ]. *Acta Petrologica Sinica* , 20 : 239~248 ( in Chinese with English abstract ).
- Hou Z Q , Gao Y F , Qu X M , Rui Z Y and Mo X X. 2004b. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [ J ]. *Earth and Planetary Science Letters* , 220 : 139~155.
- Hou Z Q , Meng X J , Qu X M and Gao Y F. 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt : Constrains from rock phase and deep melting process [ J ]. *Mineral Deposits* , 24 : 108~121 ( in Chinese with English abstract ).
- Hou Z Q , Zeng P S , Gao Y F and Dong F L. 2006. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone : Constrains from Re-Os dating of molybdenite [ J ]. *Mineralium Deposita* , 41 : 33~45.
- Hou Z Q , White N C , Qu X M , Yang Z M , Mo X X , Pan X F and Rui Z Y. 2008. Post-collisional porphyry Cu deposits : A new class unrelated to subduction [ J ]? *Geology* ( in Review ).
- Jahns R H and Burnham C W. 1969. Experimental studies of pegmatite genesis : I , A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites [ J ]. *Econ. Geol.* , 64 : 843~864.
- Kerkhof A M V and Hein U F. 2001. Fluid inclusion petrography [ J ]. *Lithos* , 55 : 27~47.
- Kirkham R V and Sinclair W D. 1988. Comb quartz layers in felsic intrusions and their relationship to porphyry deposit [ A ]. In Taylor R P and Strong D F , ed. *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits* [ M ]. *Can. Inst. Mining Metal. Spec.* , 39 : 50~71.
- Kirwin D J and Seltmann R. 2002. Unidirectional solidification textures associated with intrusion-related gold deposits [ A ]. In : 11th Quadrennial IAGOD Symp. and GEOCONGRESS 2002 [ C ]. 22~26 July , 31.
- Lickfold V , Wilson A , Harris A C and Cooke D R. 2003. The alkalic Au-Cu porphyry deposits of NSW , Australia : Evidence for coexisting melt and hydrothermal fluids in comb quartz layers [ A ]. In : *Mineral exploration and sustainable development* [ M ]. *The 7th Biennial Meeting* , 24~28 August , 2003. *Society for Geology Applied to Mineral Deposits*. 315~318.
- Lowenstern J B and Sinclair W D. 1996. Exsolved magmatic fluid and its role in the formation of comb-layered quartz at the Cretaceous Logtong W-Mo deposit , Yukon Territory , Canada [ M ]. *Trans. Royal Soc. Edinburgh : Earth Sci.* , 87 : 291~303.
- Miller C , Schuster R , Klotzli U , Frank W and Purtscher F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet : Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [ J ]. *Jour. Petrol.* , 40 : 1399~1424.
- Qu X M , Hou Z Q , Li Z Q. 2003.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of the ore-bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significance [ J ]. *Acta Geologica Sinica* , 77 : 246~252 ( in Chinese with English abstract ).
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [ M ]. *Reviews in Mineralogy* , vol. 12. *Book Crafters , Inc , Michigan*. 445p.
- Rui Z Y , Hou Z Q , Qu X M , Zhang L S , Wang L S and Liu Y L. 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copper belt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau [ J ]. *Mineral Deposits* , 22( 3 ) : 217~225 ( in Chinese with English abstract ).
- Rui Z Y , Li G M , Zhang L S and Wang L S. 2004. The response of porphyry copper deposits to important geological events in Xizang [ J ]. *Earth Science Frontiers* ( *China University of Geosciences , Beijing* ) , 11( 1 ) : 145~152 ( in Chinese with English abstract ).
- Shannon J R , Walker B M , Carten R B and Geraghty E P. 1982. Unidirectional solidification textures and their significance in determining relative ages of intrusions at the Henderson mine , Colorado [ J ]. *Geology* , 10 : 293~297.
- Spicer R A , Harris N B W , Widdowson M , Herman A B , Guo S X , Valdes P J , Wolfe J A and Kelley S P. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years [ J ]. *Nature* , 421 : 622~624.
- Turner S , Hawkesworth G , Liu J , Rogers N , Kelley S and Calsteren P V. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks [ J ]. *Nature* , 364 : 5~54.
- Ulrich T , Gunthor D and Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits [ J ]. *Nature* , 399 : 676~679.
- Ulrich T , Gunthor D and Heinrich C A. 2002. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit , based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions : Bajo de la Alumbrera , Argentina [ J ]. *Econ. Geol.* , 97 : 1889~1920.
- Wilkinson J J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits [ J ]. *Lithos* , 55 : 229~272.
- Williams H , Turner S , Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet : New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism [ J ]. *Geology* , 29 : 339~342.
- Yang Z M , Xie Y L , Li G M , Xu J H and Wang B H. 2005. Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdese belt , Tibet [ J ]. *Mineral Deposits* , 24 : 584~594 ( in Chinese with English abstract ).
- Yang Z M , Xie Y L , Li G M , Xu J H. 2006. SEM/ EDS constraints

- on nature of ore-forming fluids in Gangdese porphyry copper belt : Case studies of Qulong and Tinggong deposits [ J ]. *Mineral Deposits* , 25 : 147~154 ( in Chinese with English abstract ).
- Yang Z M , Hou Z Q , Xia D X , Song Y C and Li Z . 2008a. Study on relationship between western porphyry and mineralization at Qulong , Tibet : Contribution to intending exploration [ J ]. *Mineral Deposits* , 27 ( 1 ) : 28~36 ( in Chinese with English abstract ).
- Yang Z M , Hou Z Q , Song Y C , Li Z Q , Xia D X and Pan F C . 2008b. Qulong giant porphyry copper deposit : Geology , alteration and mineralization [ J ]. *Mineral Deposits* , 27 ( 3 ) ( 出版中 ).
- Yin A and Harrison T M . 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [ J ]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* , 28 : 211~280.
- ### 附中文参考文献
- 侯增谦,高永丰,孟祥金,曲晓明,黄卫. 2004a. 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 : 239~248.
- 侯增谦,孟祥金,曲晓明,高永丰. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿型:源岩相变及深部过程约束 [ J ]. *矿床地质* , 24 : 108~121.
- 曲晓明,侯增谦,李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及地质意义 [ J ]. *地质学报* , 77 : 246~252.
- 芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,张立生,王龙生,刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升 [ J ]. *矿床地质* , 21 ( 3 ) : 217~225.
- 芮宗瑶,李光明,张立生,王龙生. 2004. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应 [ J ]. *地学前缘* , 11 : 145~152.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华,王葆华. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究 [ J ]. *矿床地质* , 24 ( 6 ) : 584~594.
- 杨志明,谢玉玲,李光明,徐九华. 2006. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅宫矿床为例 [ J ]. *矿床地质* , 25 ( 2 ) : 147~154.
- 杨志明,侯增谦,夏代祥,宋玉财,李政. 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 ( 1 ) : 28~36.
- 杨志明,侯增谦,宋玉财,李振清,夏代祥,潘凤雏. 2008b. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床:地质、蚀变与成矿 [ J ]. *矿床地质* , 27 ( 3 ) ( 出版中 ).

<http://www.kcdz.ac.cn/>