

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

西藏多不杂斑岩铜矿床高温高盐度流体包裹体及其成因意义

余宏全¹⁾, 李进文¹⁾, 丰成友¹⁾, 马东方²⁾, 潘桂棠²⁾, 李光明²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 610082

内容提要: 多不杂铜矿为班公湖—怒江缝合带上发现的第一处大型斑岩铜矿床, 矿床位于羌塘—三江复合板片南缘的多不杂构造岩带中。多不杂斑岩铜矿总体上具有典型的斑岩铜矿矿石特征和蚀变分带特点, 围绕斑岩体从岩体中心向外, 可以划分出三个主要的蚀变带, 依次为钾硅化+绢英岩化带、绢英岩化带和黄铁矿化—角闪岩化带。矿床以岩体内部和外部均发育强烈的磁铁矿化蚀变、而外围青磐岩化带不发育等特征有别于国内其他斑岩铜矿。对斑岩铜矿的流体包裹体特征和均一测温结果表明斑岩铜矿石英含有丰富的流体包裹体, 包裹体类型众多, 而以大量发育含子矿物多相包裹体为突出特征。子矿物种类有石盐、钾盐、赤铁矿、红钾铁盐、石膏、黄铜矿等, 有时一个包裹体含有多达5~6个子矿物, 在我国其他斑岩铜矿中是不多见的。金属子矿物大量发育表明流体成矿金属元素含量很高。成矿流体来自岩浆的高温、高盐度流体和以天水成为主的中低温、低盐度流体两个流体端员组份组成。高温、高盐度流体为主要成矿流体, 以含子矿物多相流体包裹体为代表, 其形成温度 $>450^{\circ}\text{C}$, 盐度在28%~83%NaCl equ., 平均达到58%~60%NaCl equ., 流体组分主要属于 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$ 体系。高温高盐度流体是在浅成条件下于岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶形成的。中低温、低盐度流体主要来源于天水或天水与晚期岩浆热液的混合, 温度在 360°C 以下, 盐度3.71%~14.15%NaCl equ.。含矿硫化物主要在 $300\sim 420^{\circ}\text{C}$ 温度区间沉淀, 沉淀富集主要与温度降低有关, 多不杂斑岩铜矿为与浅成斑岩体侵入有关的高温岩浆热液型斑岩铜矿。与世界上其他斑岩铜矿相比, 多不杂斑岩铜矿具有与Bingham和Grasberg等世界级超大型斑岩铜矿相似的流体包裹体和蚀变分带特征, 暗示该矿床具备形成超大型斑岩铜矿的潜力。

关键词: 斑岩; 铜矿床; 高温高盐度; 流体包裹体; 成因; 多不杂; 西藏

1 地质背景

多不杂铜矿为近年来西藏地勘局五队通过地质大调查工作新发现的大型斑岩铜矿床, 其矿床规模有望达到超大型。该矿床位于西藏西部改则县西北约80 km处, 构造位置处于班公湖—怒江缝合带北侧, 羌塘地块的南缘。班公湖—怒江缝合带是西藏腹地重要构造分界线, 南北两侧为不同构造单元, 北部属于羌塘—三江复合板片, 南部属于冈底斯—念青唐古拉板片。

班公湖—怒江缝合带的形成与羌塘—三江地块与拉萨地块之间的怒江洋盆在侏罗—白垩世时期的碰撞闭合有关。怒江洋盆的扩张阶段在石炭纪—早三叠世, 俯冲消减主要在中三叠世开始, 碰撞闭合时间从东到西由老到新, 东部的拼合时间是早侏罗世

一晚侏罗世, 至中白垩世西部拼贴完成。缝合带沿线可见到蛇绿混杂体, 伴有燕山期基性岩和中酸性岩侵入, 发现有金、铜、铬等金属矿(床)点成带展布, 构成了班公湖—怒江金铜多金属成矿带(Yin et al., 2000; 王璞君等, 2003; 赵文津等, 2004)。

2 矿床地质

多不杂斑岩铜矿位于羌塘—三江复合板片南缘多不杂构造岩带中, 矿区出露地层为中侏罗统雁石坪群、下白垩统美日切组和新近系康托组。中侏罗统雁石坪群(J_2ys)粉砂质板岩、长石石英砂岩和安山岩、英安岩、玄武质安山岩是矿床的最重要围岩。

多不杂斑岩铜矿的含矿斑岩体为花岗闪长斑岩, 由东西两个小斑岩岩株组成。含矿斑岩全岩矿化, 东、西两个斑岩体分别称为I、II号矿体, 目前已

注: 本文为国家“973”项目(编号2002CB412609)资助的成果。

收稿日期: 2006-04-23; 改回日期: 2006-06-17; 责任编辑: 郝梓国、刘志强。

作者简介: 余宏全, 男, 1965年生。博士, 副研究员, 矿床地质和勘探专业。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街26号, 中国地质科学院矿产资源研究所; Email: shehongquan@sina.com。

控制资源量约400万吨(西藏地勘局五队,内部资料)。矿体平均品位Cu 0.75%,伴生Au 0.1~1.3g/t。矿体上部氧化矿Cu平均1.11%,Au 0.26g/t,深部原生矿Cu平均0.48%。矿石类型为典型的斑岩型矿石,矿石构造以细脉浸染状构造为主,其次为角砾状、脉状构造。矿石矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿、辉钼矿。

含矿斑岩多具斑状结构,岩体边缘有不等粒结构。斑晶含量约30%~40%,粒经约0.5~5mm。主要成分为斜长石、石英、钾长石、角闪石、黑云母。基质矿物主要有石英、斜长石、黑云母,粒度一般小于0.2mm。副矿物有磷灰石、锆石、金红石、磁铁矿、黄铁矿。总体矿物组成石英20%~30%,斜长石50%~55%,钾长石10%~15%,其他5%~10%,应属于花岗闪长岩类(图版I-1)。由于蚀变强烈,长石斑晶一般全部被绢云母、石英交代,野外所见一般以石英斑晶为主。

斑岩SiO₂含量62.11%~66.29%(曲晓明等,2006),平均为64.52%,Al₂O₃ 13.01%~16.19%,平均为15.18%。Na₂O+K₂O含量在6.31%~7.70%,平均6.90%;K₂O>Na₂O, K₂O/Na₂O值1.73%~3.67%,平均2.76%。总体上富K贫Na,碱质含量较高,在K₂O-SiO₂图中位于钾玄岩区。在地球化学上富集Rb、K、Sr、Pb等大离子不相容元素,亏损Nb、Ta、Ti等高场强元素,显示出埃达克岩的亲合性。

多不杂斑岩铜矿含矿斑岩和围岩有强烈的热液蚀变。蚀变类型有钾化(图版I-2)、硅化、绢英岩化(绢云母化+绿泥石化+硅化)、角岩化、青盘岩化、黄铁矿化、磁铁矿化、粘土化等,以绢英岩化、黄铁矿化、钾化、硅化最为普遍,且蚀变强度大,其次为青盘岩化、高岭土化。

自含矿斑岩体中心向外,环绕斑岩体可以划分出3个主要的蚀变带,依次为钾硅化+绢英岩化带、绢英岩化带和黄铁矿化-角岩化带。钾硅化+绢英岩化带分布于斑岩体内,早期为钾化和硅化蚀变,被后期强烈的绢英岩化蚀变叠加,伴有细脉浸染状黄铁矿和黄铜矿化,是铜矿体发育主要位置。

矿床蚀变类型和分带特征与典型斑岩铜矿特征一致,其差异主要表现本区斑岩体青盘岩化带不发育,而发育宽广的黄铁矿化-角岩化带,岩体内部和外围岩石中有较强的磁铁矿化,含磁铁矿1%~3%。斑岩体内磁铁矿一部分与早期硅化石英脉共生形成含磁铁矿石英脉(图版I-3),部分呈浸染状分

布。岩体外围蚀变带中磁铁矿呈浸染状、团块状分布,与黄铁矿等硫化物共生或被黄铁矿交代。

磁铁矿化是近年来斑岩铜矿研究中新发现的蚀变相(Arancibia et al., 1996)。蚀变发生在热液蚀变的最早期,与氧化状态较高的岩浆-热液体系有关。Sillitoe (1997) 根据对世界范围内大型热液铜-金矿床的研究成果,指出氧化型岩浆是大型斑岩铜矿床形成的必要条件。暗示多不杂斑岩铜矿具有形成大型斑岩铜矿的潜力。

含矿斑岩锆石的U-Pb SHRIMP年龄为127.8±2.6Ma(曲晓明等,2006)。作者对该矿床的辉钼矿Re-Os同位素等时线测年,获得的等时线年龄为118.0±2.0Ma(数据另文发表),与锆石的U-Pb SHRIMP年龄基本一致,表明成矿作用发生在燕山中一晚期班公湖-怒江洋盆闭合后的碰撞后阶段。

3 流体包裹体特征

3.1 流体包裹体类型

多不杂斑岩铜矿中,斑晶石英、脉石英和硅化、绢英岩化蚀变石英均含有丰富的流体包裹体。尤其是斑晶石英和早期硅化形成的脉石英,流体包裹体最为丰富,其次为绢英岩化蚀变石英,而石英硫化物脉中的石英流体包裹体较少。本次工作主要针对斑晶石英和早期硅化形成的脉石英中的流体包裹体。

矿区石英中的流体包裹体种类繁多,有气相包裹体、液相包裹体和含子矿物多相包裹体等多种。包裹体一般随机分布,部分地段集成群,少数沿裂隙呈带状分布。包裹体大小多数为3~20μm,少数大于30μm。形态以石英负晶形和椭圆形为主,少数不规则或有扭折现象,部分有包裹体。

本矿区包裹体的突出特点是含固相子矿物的多相包裹体特别发育(占包裹体总量的70%以上),且子矿物类型多种多样,有时一个包裹体含有多达5~6个子矿物,在我国同类型矿床中鲜见报道。在室温和冷冻条件下均未见含CO₂包裹体发育。这里根据室温条件下流体包裹体相态特征及透明子矿物种类将其初步分为7种类型(图版I-4~15)(多数不透明子矿物种类难以确定,未将其作为分类依据):

(1) V型,为气相包裹体,由气液两相组成(V+L),单一气相为主,气相充填度达到60%以上(图版I-6),加热时向气相均一。

(2) L型,为液相包裹体,由气液两相组成(图版I-4),气相充填度在50%以下,加热时向液相均一。

(3) VHa 型, 为含子矿物气相包裹体, 气相充填度在 60% 以上, 含有一个透明子矿物, 有时还含有一个不透明子矿物。透明子矿物为立方体, 应为石盐 (图版 I-7)。加热时盐晶先消失, 最后向气相均一。子矿物应为捕获产物, 而非结晶形成, 因为气相包裹体在其所处的温压条件下达不到如此高的盐度。

(4) LHa 型, 为气相+液相+石盐 (Halite)±赤铁矿 (Hematite)±其他不透明子矿物组成 (图版 I-5), 气相充填度 < 30%, 加热时向液相均一, 一般盐晶先消失, 少数气泡先消失。赤铁矿和不透明子矿物不能均一。

(5) LHaSy 型, 为气相+液相+石盐+钾盐 (Sylvite)±赤铁矿±其他不透明子矿物 (图版 I-9、I-10)。加热时, 钾盐先消失, 然后是石盐和气泡, 石盐和气泡消失顺序不一定, 最后向液相均一。赤铁矿和不透明子矿物无变化。

(6) LHaSyKf 型, 由气相+液相+石盐+钾盐+红钾铁盐 (Erythrosiderite)±赤铁矿±其他不透明子矿物组成 (图版 I-15)。加热时, 均一顺序与前面的 LHaSy 型类似, 红钾铁盐一般溶解很快, 在钾盐溶解之前溶解。

(7) LHaOth 型, 为气相+液相+石盐+其他透明子矿物±钾盐±赤铁矿±其他不透明子矿物 (图版 I-8、11、12、13、14)。包裹体含有多个子矿物, 除石盐外 (有时有钾盐、红钾铁盐), 还含有一个或多个其他透明子矿物, 部分可以确定为石膏, 部分成分不能确定。加热时, 钾盐先消失, 然后是石盐或气泡, 其他透明子矿物较石盐或气泡或早或晚溶解, 少数甚至不均一, 少数在透明子矿物某一温度区间发生分解, 不能完全溶解, 冷却后也不能还原。赤铁矿和不透明子矿物不均一。

以上包裹体 1~2 类为气液两相包裹体, 3~7 类包裹体均含有子矿物。以 V 型、LHa 型、LHaSy 型和 LHaOth 型最为常见, 其次为 VHa 型、LHaSyKf 型, L 型最少 (< 5%)。总体上以 V 型 (20%±) 和含子矿物多相包裹体 (> 70%) 为主。最常见透明子矿物为石盐和钾盐, 其次为红钾铁盐、赤铁矿、石膏。不透明子矿物主要为赤铁矿和黄铜矿, 可能还有金红石等。石盐子晶无色透明, 以立方体晶形、立方体直角清晰、加热时溶解速度相对较慢为特征, 易于确认。钾盐子晶为无色, 立方体, 以其棱角相对较圆滑、加热时溶解较快为特征。红钾铁盐为淡黄绿色, 形态不规则, 加热时溶解较快。赤铁矿子矿物常见, 约 5%~10% 的包裹体含有赤铁矿, 在镜下为鲜红色、

呈不规则片状或三角形形态, 易于辨认。黄铜矿为圆粒状。大部分不透明子矿物种类难以确定。

包裹体中主要子矿物的溶解温度见图 1。从图 1 可以看出以红钾铁盐的溶解温度最低, 变化范围在 95~151℃, 平均 119℃; 钾盐的溶解温度范围在 109~266℃, 平均 145℃, 石盐子晶的溶解温度范围较广, 从 120~530℃, 平均 350℃, 个别 > 560℃, 说明盐度值非常高。其他透明子矿物部分不溶解, 部分溶解, 可溶解的透明子矿物溶解温度在 190~550℃, 平均 340℃。有一种淡黄色子矿物在 220~380℃ 区间发生分解, 分解为多个小的残余体, 降温冷却后, 子矿物不能还原。

3.2 包裹体子矿物成分 SEM 鉴定

为进一步确定包裹体子矿物的成分, 我们采用扫描电镜能谱分析方法 (SEM) 对子矿物成分进行了鉴定。具体方法为挑选出要测试的石英单矿物 (斑晶或脉石英), 砸破后, 使包裹体暴露出来, 用双面胶将石英粘到玻璃片上, 选择较平整的破碎面向上, 及时镀碳, 然后利用扫描电镜搜索含有子矿物的包裹体, 用能谱分析鉴定矿物种类。为避免子矿物在空气中溶解, 石英被砸开后距镀碳时间应在 2 小时以内。需要注意的是石英被破碎后, 尽量不要震动和翻找, 以免子矿物从打开的包裹体中漏出。

扫描电镜能谱分析结果显示多不杂斑岩铜矿包裹体透明子矿物主要为石盐、钾盐和硬石膏, 其次为红钾铁盐, 少数不透明子矿物成分较为复杂, 显示有 Si、Na、K、Fe、Mn、Al 等多种成分, 但由于子矿物颗粒很小, 粒径小于扫描电镜电子束的聚焦半径, 能谱成分不准确, 矿物种类不能准确鉴定。根据矿物形态

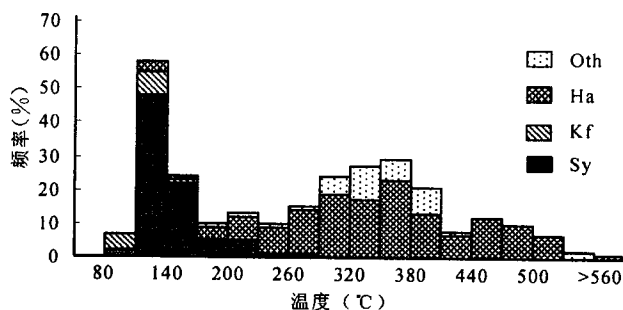


图 1 多不杂斑岩铜矿子矿物溶解温度分布直方图

Fig. 1 The histogram showing the homogenization temperature of the daughter minerals the fluid inclusions

Oth—未知透明子矿物; Ha—石盐; Kf—红钾铁盐; Sy—钾盐
Oth—Unidentified daughter minerals; Ha—Halite; Kf—erythrosiderite; Sy—sylvite

和大致矿物成分分析,推测部分子矿物可能为云母。不透明子矿物有黄铜矿和金红石。子矿物在扫描电镜下的特征见图版 1-16~18。

3.3 包裹体均一温度

包裹体显微测温采用 LinamTHMS600 型冷热台,仪器测定温度范围在 $-196\sim+600^{\circ}\text{C}$,冷冻数据和均一温度数据精度分别为 $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$,盐度根据 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ 和 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 体系查表或计算求得(刘斌等,1999),测试结果见表 1 和图 2。需要说明的是部分含有多个子矿物的包裹体由于一部分子矿物(如石膏、黄铜矿、赤铁矿)在加热过程中不能溶解,获得的均一温度仍然是不完全均一温度。本文一般以最后气泡或石盐子晶均一时的温度作为包裹体的均一温度处理。从表 1 和图 2 可以看出,随包裹体产状、类型不同,其均一温度、盐度有显著差异。

(1) 总体上,多不杂流体包裹体均一温度变化

范围大(图 2a),从 $200\sim>560^{\circ}\text{C}$ (560°C 以上超过仪器测温上限),大致可以划分为 4 个温度区间: $200\sim 300^{\circ}\text{C}$, $300\sim 400^{\circ}\text{C}$, $420\sim 520^{\circ}\text{C}$, $>560^{\circ}\text{C}$,以后 3 组为主,大多数包裹体均一温度在 300°C 以上,显示热液活动具有多阶段性特点。全区平均值为 395°C (由于相当一部分包裹体在 560°C 以上仍未均一,实际平均值应高于 395°C)。

(2) 从包裹体类型来看,气相包裹体均一温度一般在 510°C 以上(V 型和 VHa 型,图 2e);全部含子矿物包裹体的均一温度可以分为 $320\sim 420^{\circ}\text{C}$, $440\sim 540^{\circ}\text{C}$, $>560^{\circ}\text{C}$ 三组(图 2c),平均 399°C (表 2)。其中以 LHa 和 LHaOth 型的均一温度略高一些(平均值在 $410\sim 418^{\circ}\text{C}$),LHaSy 和 LHaSyKf 型包裹体的均一温度略低,平均值在 $337\sim 385^{\circ}\text{C}$ 。液相包裹体(L 型)均一温度分布比较分散(图 2e),从 $200\sim>560^{\circ}\text{C}$ 均有分布,总体上以 360°C 以下略为

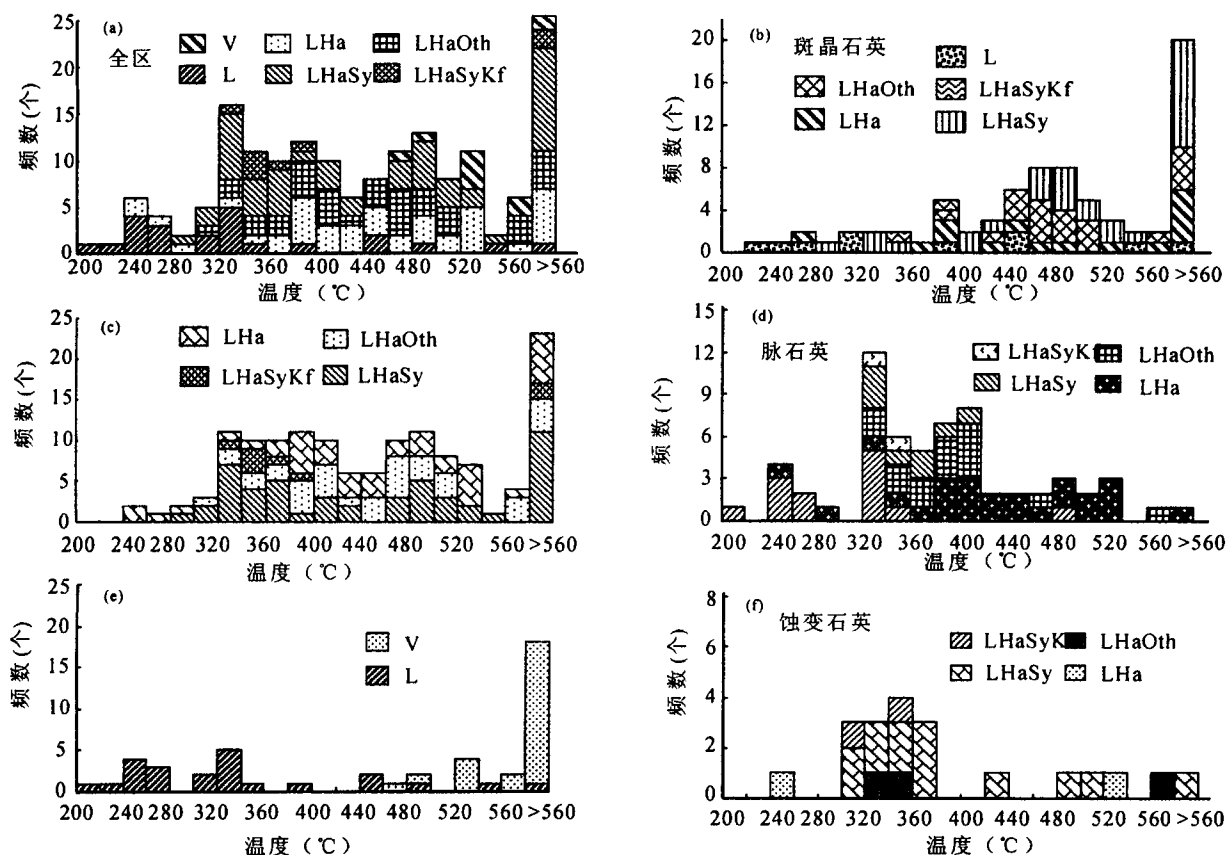


图 2 多不杂斑岩铜矿不同类型流体包裹体均一温度分布直方图

Fig. 2 The histogram showing the distribution the homogenization temperature of the the different types of fluid inclusions in Duobuza porphyry copper deposit

V—气相;L—液相,Ha—石盐,Sy—钾盐,Kf—红钾铁盐,Oth—未知透明子矿物;包裹体类型及意义见文中 3.1 包裹体类型介绍
V—Vapor; L—liquid; Ha—halite; Sy—Sylvite; Kf—erythrosiderite; Oth—unidentified transparent minerals. The types of the fluid inclusions and its implications see the statement in 3.1 of the paper

多一些,平均值为 292℃。

(3) 从寄主矿物石英的产状来看,各种石英中的包裹体均一温度变化范围均较大,从 200~>560℃均有,但分组特征有显著差异。斑晶石英的均一温度平均值大于 416℃(图 2b),略高于脉石英和蚀变石英的 389℃和 383℃。斑晶石英主要分为 440~540℃和>560℃两组;脉石英主要在 320~540℃范围变化,而以 320~420℃最多(图 2d),有少部分在 240~300℃和>560℃温度区间。蚀变石英在 300~380℃区间相对集中,部分较为分散(图 2f)。

3.4 包裹体盐度

本矿床的流体包裹体以含子矿物包裹体为主,所有的含子矿物包裹体均含有石盐子晶,同时含石盐和钾盐子晶的包裹体占相当一部分,其他子矿物主要为红钾铁盐、赤铁矿、石膏,说明流体成分主要为 NaCl+KCl,其次为 Ca、Fe 成分,在流体中存在形式可能包括 CaSO₄ 和 FeCl₂,含矿流体可能属 NaCl-KCl-FeCl₂-CaSO₄ 多组分体系,但主要成分为 NaCl+KCl,由于缺乏单个包裹体的成分分析资料,对 CaSO₄、FeCl₂ 含量难以估计,同时也缺乏成熟的 NaCl-KCl-FeCl₂-CaSO₄ 多组分体系的盐度估计方法。因此,本文在进行盐度和压力计算时,仍然依据 H₂O-NaCl-KCl 体系资料处理,通过查表或计算求得

(刘斌等,1999)流体盐度,见到石盐和钾盐的包裹体按照 H₂O-NaCl-KCl 体系计算获得盐度值 NaCl+KCl% equ,未见到钾盐的包裹体,均按照 H₂O-NaCl 体系通过查表获得 NaCl wt% equ。计算结果见表 1 和图 3,简化结果见表 2。

表 1 和图 3 可以看出,全部流体包裹体盐度变化范围在 3.71%~74.34% NaCl equ. 之间,平均达到 49.3% NaCl equ.。按照 H₂O-NaCl-KCl 体系(含有石盐和钾盐的包裹体)计算的盐度值较高,变化范围在 47.28%~74.34% NaCl equ,平均值为 56.46%,其中 KCl 盐度在 14.32%~36.59% NaCl equ,NaCl 盐度值在 24.10%~54.99% NaCl equ,平均值为 35.74% NaCl equ,K/Na 原子比在 0.21~0.88(个别大于 1),平均 0.48。按照 H₂O-NaCl 体系(不含子矿物和不含钾盐的多相包裹体)获得的盐度值在 3.71%~63.91% NaCl equ,平均 40.06% NaCl equ。所有同时含有石盐和钾盐子矿物包裹体的盐度在 H₂O-NaCl-KCl 体系三角图解上(图 4),大部分投影点分布在指向 NaCl 顶点趋势线上,一方面说明含矿流体在形成之后未发生显著的分选作用,同时也说明盐度计算是可靠的。部分样品点偏离趋势线,与其含有其他子矿物有关,而现有的盐度计算方法只能反映 NaCl-KCl-H₂O 三元体系。

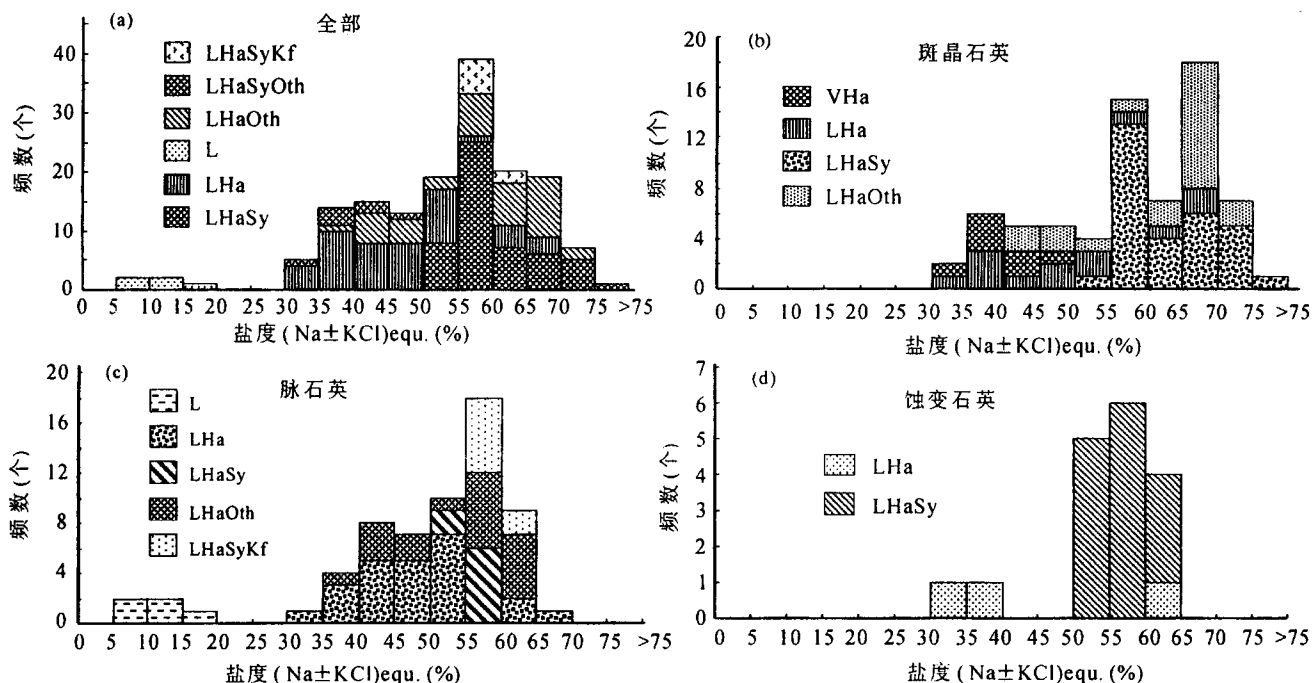


图 3 多不杂斑岩铜矿流体包裹体盐度分布直方图

Fig. 3 Histogram showing the distribution of the salinity of fluid inclusions from Duobuza porphyry copper deposit

V—气相; L—液相; Ha—石盐; Sy—钾盐; Kf—红钾铁盐; Oth—未知透明子矿物; 包裹体类型及意义见文中 3.1 包裹体类型介绍
V—Vapor; L—liquid; Ha—halite; Sy—Sylvite; Kf—erythrosiderite; Oth—unidentified transparent minerals. The types of the fluid inclusions and its implications see the statement in 3.1 of the paper

表 1 多不杂斑岩铜矿流体包裹体均一测温数据表

Table 1 The homogenization temperature and salinity of the fluid inclusions from Duobuza porphyry copper deposit

样品号	测试矿物	包裹体 类型	冰点 C	子矿物溶解温度				KCl-NaCl-H ₂ O 体系盐度 (%)			NaCl-H ₂ O 体系盐度 %	气泡消失 温度 C	完全均一 温度 C
				Kf(C)	Sy (C)	Oth (C)	Ha (C)	KCl	NaCl	KCl+NaCl			
16302-3	斑晶石英	L(3)									440~524 (2,482)>560 (1)		
16302-3	斑晶石英	LHa(6)					230~377 (4,282)				33.48~45.00 (4, 37.51)	260~557 (4,420)>560(2)	260~557 (4420)>560 (2)
16302-3	斑晶石英	LHaOth (13)		140(1)	135~222 (10, 166)	238~381(5) 370~420 分解(8)	305~482 (13,422)	16.21~24.90 (10, 20.91)	32.98~44.39 (10, 41.48)	58.15~67.48 (10, 62.39)	38.55~39.85 (2, 39.20)	362~485 (9,408)>560(4)	425~485 (9,459)>560 (4)
16302-3	斑晶石英	LHaSy (20)			123~158 (20, 140)		230~524 (19)	14.36~25.31 (19, 21.0)	25.0~54.01 (19, 33.67)	50.12~68.37 (19, 54.67)		268~>495(11, 377)>560 (8)	274~524 (11, 407)>560(8)
16302-3	斑晶石英	LHaSyKf (4)		95~151 (119)	124~195 (172)		330~355 (4,343)	17.96~27.48 (4, 22.57)	29.64~34.94 (4, 32.32)	52.30~57.24 (4, 54.89)		290~376(2) >560 (2)	330~376 (2) >560 (2)
16302-3	斑晶石英	V(5)										>560	>560
16302-3	斑晶石英	VHa(5)					156~330 (5, 236)				29.86~40.61 (5, 34.33)	>560	>560
16302-3	蚀变石英	LHa(1)					501				59.8	493	501
16302-3	蚀变石英	LHaSy (1)			109			16.97	37.22	54.18		415 破裂	
Dzk01-7	斑晶石英	LHa (8)				230~530 (8, 392)				33.48~63.91 (8, 47.62)	300~443 (5) >560 (3)	350~475 (5) ~>560 (3)	
Dzk01-7	斑晶石英	LHaOth (4)			150 (1)	325, 410 (2)	365~460 (4, 408)	18.25 (1) 44.56 (1)	62.81 (1)	43.84~50.85 (3, 46.60)	220~435 (4, 332)	378~460 (4, 421)	
Dzk01-7	斑晶石英	LHaSy (5)			138~245 (173)	467~513 (5, 479)	15.88~26.54 (5, 19.64)	41.75~51.77 (5, 45.80)	63.00~68.28 (5, 65.44)	314~424 (4, 364)	467~513 (479)		
Dzk01-7	斑晶石英	L (4)									213~434 (4, 279)		
Dzk01-7	脉石英	L (12)	-2.2~ -10.2							3.71~14.15 (5, 7.78)	115~315 (12, 266)	115~315 (12, 266)	
Dzk01-7	脉石英	LHa (21)					185~513 (21, 354)				31.20~61.55 (21, 43.37)	173~514(19, 367), >560 (1)	240~514(19, 409), 1个>560
Dzk01-7	脉石英	LHaOth (3)				282~319 (3, 312)	350~460 (3, 410)				42.4~54.51 (3, 48.56)	262~408 (3,333)	350~460(410)
Dzk01-7	脉石英	V (7)											456~552 (5,502) (2个>560)

续表 1

样品号	测试矿物	包裹体 类型	冰点 C	子矿物溶解温度				KCl-NaCl-H ₂ O 体系盐度 (%)				NaCl-H ₂ O 体系盐度%	气泡消失 温度 C	完全均一 温度 C
				Kf (C)	Sy (C)	Oth (C)	Ha (C)	KCl	NaCl	KCl+NaCl				
Dzk01-5	斑晶石英	L (4)											296~368 (3,320)	296~368 (3,320)
Dzk01-5	斑晶石英	LHa(1)					503					60.55	?	503
Dzk01-5	斑晶石英	LHaOth (4)		140~145 (2, 143)	220~542 分解 (3), 1 个 550 溶解	333~487 (3,433)	47.15~48.62 (2, 47.89)	16.19~17.02 (2, 16.61)	47.15~48.62 (2, 47.89)	64.18 ~64.81 (2, 64.93)	40.9 (1)	281~413(2)	478~550 (3, 505)	
Dzk01-5	斑晶石英	LHaSy (5)		118~225 (5, 152)		473~510 (4, 489) 1 个>560	46.65~54.99 (5, 50.34)	14.32~19.35 (5, 16.32)	46.65~54.99 (5, 50.34)	63.61~66.96 (4, 64.74), 1 个>74.34		217~320	473~510(4, 489), 1 个>560	
Dzk01-5	斑晶石英	V (1)									515	515		
Dbz-32	脉石英	L (1)									475	475		
Dbz-32	脉石英	LHa (1)				120					28.59	364	364	
Dbz-32	脉石英	LHaOth (12)		116~140 (8, 128)	190~380 (8, 338), 323 ~350 分解 (4)	219~391 (12, 339)	27.61~38.07 (8, 35.50)	17.43~27.79 (8, 19.87)	27.61~38.07 (8, 35.50)	54.29~56.25 (8, 55.37)	32.85~42.49 (4, 37.18)	172~557 (11, 307)	301~557 (11, 382)	
Dbz-32	脉石英	LHaSy (8)		115~138 (8,127)		227~356 (8, 291)	25.73~34.64 (8, 29.89)	18.99~23.04 (8, 20.82)	25.73~34.64 (8, 29.89)	48.49~54.02 (8, 50.70)		183~381 (8, 305)	305~381 (8, 339)	
Dbz-32	脉石英	LHaSyKf (4)		109~123 (3,118)	116~266 (3,173)	298~321 (3, 307)	24.10~32.28 (3, 28.77)	19.00~36.59 (3, 25.82)	24.10~32.28 (3, 28.77)	51.21~60.69 (3, 54.59)		221~296 (3, 266)	298~302 (3, 307)	
Dbz-32	脉石英	VHa(1)				202					31.97			
Dbz-32	脉石英	V(4)										512~550(2, 531), 2 个>560		
Dbz-32	蚀变石英	Lha(2)				123~193 (2, 158)					28.72~31.5 (2, 30.11)	225	225(1)	
Dbz-32	蚀变石英	LHaOth (3)		147(1)	305~350 分 解 (3)	155~280 (3, 231)	28.11(1)	23.36(1)	28.11(1)	51.47(1)	29.86~35.32 (2, 32.59)	210~553 (3, 365)	305~553 (3, 397)	
Dbz-32	蚀变石英	LHaSy (14)		110~149 (14, 131)		215~340 (14, 294)	26.79~33.92 (14, 29.96)	18.25~22.75 (14, 21.14)	26.79~33.92 (14, 29.96)	47.28~55.20 (14, 51.10)		202~490(12, 298) 1 个>560	292~490(12, 353) 1 个>560	
Dbz-32	蚀变石英	LHaSyKf (2)		107~138 (2, 123)	150~190 (2, 170)	265~340 (2, 302)	25.44~32.33 (2, 28.84)	22.31~28.62 (2, 25.47)	25.44~32.33 (2, 28.84)	54.07~54.54 (54.03)		240~355 (2, 198)	340~355 (2, 348)	
Dbz-32	蚀变石英	V(5)										>560(5)	>560(5)	
变化范围			-23.5 ~-2.2	95~151	109~266	190~550	120~530	14.32~36.59	24.10~54.99	47.28~74.34	3.71~63.91	115~557 >560	115~557 >560	
平均			-8.2	119	145	340	350	20.72	35.74	56.46	40.06	346	>395	

注: Kf—红钾盐; Sy—钾盐; Ha—石盐; Oth—其它透明子矿物; 包裹体类型后括号内数字为测试包裹体数; 一般温度和盐度值代表变化范围, 后面括号内第一个证书代表获得的数据个数, 第二个数字代表其平均值。NaCl-H₂O 体系的盐度值由查表方法求得。NaCl-KCl-H₂O 体系盐度值用公式(刘斌等, 1991)计算求得, NaCl+KCl 代表总盐度。测试人: 余宏全。

从包裹体类型来看(图 3c),液相包裹体(L 型)的盐度值最低,在 3.71%~14.15% NaCl equ,平均 7.78% NaCl equ。含子矿物气相包裹体(VHa 型)的石盐子晶的溶解温度在 156~330℃,对应盐度值为 29.86%~40.61% NaCl equ,平均值为 34.06% NaCl equ,由于气相包裹体一般是不具备高盐度特征,子矿物应是捕获产物,故盐度数据没有实际意义。全部含子矿物包裹体(不包括 VHa 型)盐度变化范围在平均 28.59%~74.34% NaCl equ,平均 51.09% NaCl equ。其中同时含有石盐和钾盐的包裹体盐度值在 47.28%~74.34% NaCl equ,平均

56.34% NaCl equ;不含钾盐的包裹体盐度值在 28.59%~63.91% NaCl equ,平均 42.93% NaCl equ。

从寄主矿物石英的产状来看,斑晶石英的包裹体盐度最高(图 3b),按照 H₂O-NaCl-KCl 和 H₂O-NaCl 计算的盐度平均值分别为 59.41% NaCl equ 和 42.56% NaCl equ。脉石英和蚀变石英的流体盐度几乎相同,按照两个体系计算的盐度平均值,脉石英分别为 52.75% NaCl equ 和 37.61% NaCl equ,蚀变石英分别为 52.26% NaCl equ 和 37.72% NaCl equ。结合脉石英和蚀变石英的均

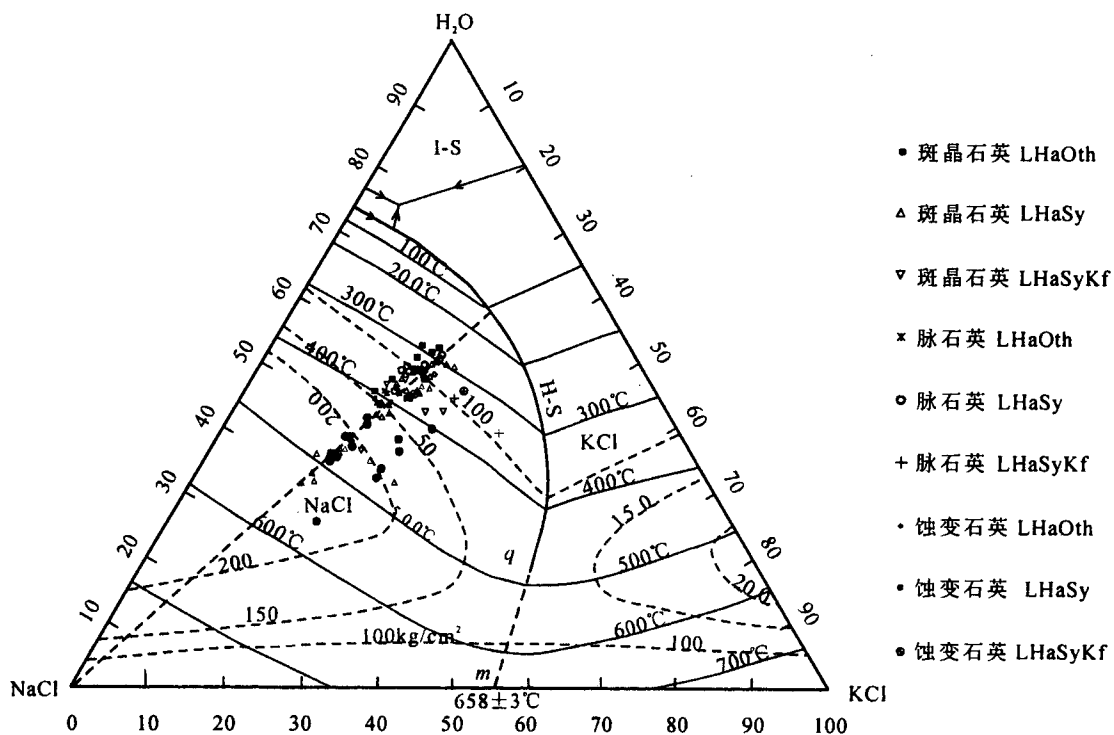


图 4 多不杂斑岩铜矿含石盐和钾盐包裹体成分在 H₂O-NaCl-KCl 体系投影图

Fig. 4 The plot showing the projections of the fluid inclusions containing both halite and sylvite daughter minerals in H₂O-NaCl-KCl system

V—气相;L—液相;Ha—石盐;Sy—钾盐;Kf—红钾铁盐;Oth—未知透明子矿物;包裹体类型及意义见文中 3.1 包裹体类型介绍

V—Vapor; L—liquid; Ha—halite; Sy—Sylvite; Kf—erythrosiderite; Oth—unidentified transparent minerals. The types of the fluid inclusions and its implications see the statement in 3.1 of the paper

一温度也非常接近(平均值分别为 389℃和 383℃),可以推测绢英岩化蚀变与脉状石英大致在同一阶段形成,引起蚀变的流体与形成石英脉的流体性质是相同的。矿物共生组合关系表明矿区含铜硫化物主要在石英脉和绢英岩化带中分布,说明脉石英和绢英岩化蚀变期应是含矿物质沉淀的主要阶段,对应的温度区间在 240~540℃范围,少数>560℃,而以 300~420℃范围最为集中,其次为 240~280℃,后

者与晚阶段硫化物-石英-(方解石)脉阶段相对应。说明含矿物质的沉淀从 540℃左右可能已经开始,而 300~420℃区间是最主要的沉淀温度范围。世界上大多数斑岩铜矿的研究成果也认为 300~400℃是铜矿物的主要形成温度区间,与我们得出的多不杂斑岩铜矿的主要铜矿物形成温度范围几乎完全一致。

上述盐度计算方法只考虑了 NaCl、KCl 两个因

素,而实际上很多包裹体含有赤铁矿、红钾铁盐、石膏等其他子矿物,实际盐度值应大于上述数据。为获得更准确的盐度资料,需要进行包裹体成分定量分析。由于目前还没有获得包裹体的成分化学分析资料,我们采取类比方法。美国的 Gransile 斑岩铜矿的包裹体与多不杂非常相似。Quan 等(1987)对该斑岩铜矿的研究时,采用包裹体几何测量方法和成分定量分析的方法对流体包裹体的盐度作了较准确的估算,将红钾铁盐、赤铁矿、硬石膏等成分换算为 $\text{CaCl}_2 + \text{FeCl}_2$ 等值,作为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2 + \text{FeCl}_2$ 体系处理,获得 $\text{CaCl}_2 + \text{FeCl}_2$ 等值含量在 5%~14% NaCl equ 之间,相当于通过 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 体系求得的盐度值需增加 5%~14% NaCl equ,得出 Gransile 斑岩铜矿流体盐度为 70%~84% NaCl equ。根据 Gransile 斑岩铜矿研究结果,推测多不杂斑岩铜矿流体盐度值也应该增加 5%~14% NaCl equ,取其平均值 9% 进行估计,前述含子矿物包裹

体变化范围在 28.59%~74.34% NaCl equ,平均 51.09% NaCl equ,应该提高到为 28.59%~83% NaCl equ。(部分包裹体仅含单一石盐子晶,最低值不做调整),平均值在 60% NaCl equ 左右。全区盐度平均值应该从 49.3% NaCl equ 提高到 58% NaCl equ 以上。

多不杂斑岩铜矿流体包裹体含有子矿物有时多达 5~6 个、部分包裹体中子矿物体积占到 60% 以上、气泡受到子矿物挤压发生变形(如图版 I-11、12、13、14 所示的包裹体)、少数包裹体中的石盐子晶在 560℃ 以上仍未均一等情况判断,流体盐度应该非常高,推测部分包裹体盐度可以达到 80% NaCl equ 左右是合理的。

斑晶石英和脉石英中气相包裹体和含子矿物包裹体共存,气相包裹体的均一温度一般大于 560℃,含子矿物多相包裹体也有相当一部分均一温度在 560℃ 以上,二者盐度变化范围大,而均一温度相似,

表 2 西藏多不杂斑岩铜矿流体包裹体均一测温和盐度平均值

Table 2 The homogenization temperature and salinity of the fluid inclusions from Duobuza copper deposit

矿物	包裹体类型	盐度(% NaCl equ)		均一温度 (℃)	矿物	包裹体类型	盐度(% NaCl equ)		均一温度 (℃)
		KCl+NaCl	NaCl				KCl+NaCl	NaCl	
斑 晶 石 英	全部	59.41	42.56	>416	脉 石 英	全部	52.75	37.61	389
	L			>338		L		7.78	291
	LHa		44.86	>417		LHa		42.75	407
	LHaOth	62.72	46.16	>451		LHaOth	54.83	42.06	380
	LHaSy	58.47		>425		LHaSy	50.70		339
	LHaSyKf	54.89		>353		LHaSyKf	51.54		312
	V			>560		V			>510
	VHa		34.60	>560					
矿 山 全 部	L		7.78	292	蚀 变 石 英	全部	52.26	37.72	383
	LHa		43.23	410		LHa		40.01	?
	LHaOth	59.30	43.83	418		LHaOth	51.47	35.32	397
	LHaSy	55.35		385		LHaSy	51.13		354
	LHaSyKf	53.91		337		LHaSyKf	54.30		348
	V			>510		V			>560
	VHa		34.06	>560	全部含子矿物包裹体(不包括 VHa 型)		56.34	42.93	399

显示沸腾包裹体特征,说明在成矿流体演化过程中发生了强烈的流体不混溶作用,气相包裹体均一温度多数大于 560℃ 以上说明沸腾作用主要在高温阶段发生。

3.5 成矿压力

刘斌(1986)认为,流体沸腾时内部饱和压力和外部压力相等,外部压力影响很小,因此均一温度不需要进行压力校正,均一温度可以代表成矿温度。多不杂斑岩铜矿硫化物主要形成于 300~420℃ 成矿阶段,可以利用该阶段的 LHaSy 型包裹体的均一温

度和盐度,采用 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 体系来估算成矿压力。尽管 LHa 型包裹体中未见到 KCl 子晶,但由于成矿流体组分主要为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 体系,LHa 型包裹体中或多或少含有 KCl 成分,只是含量较低不能形成盐晶,因此不采用 LHa 型包裹体估计成矿压力,而其他类型包裹体由于含有 Ca、Fe 成分,成分不易准确测量,也不适合做压力计。采用 LHaSy 流体包裹体的盐晶溶解温度,在 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ 三元组分体系图解上求得的最小捕获压力为 12~22 MPa,对应的静岩或静水压力深度分别为 440~900

m 或 1200~2200 m。

由于本矿床含矿斑岩裂隙非常发育,在多不杂西部的含矿斑岩体中有热液角砾岩,显示成矿时应为张性环境,而且成矿时流体显示有沸腾作用发生,而流体沸腾最易发生在封闭系统(静岩压力)向开放系统(静水压力)转换时的压力突然下降地段。因此,多不杂斑岩铜矿应为开发系统,通过包裹体研究获得压力值应为静水压力,最小成矿深度在 1200m~2200m 左右,属浅成范围。

4 成矿意义讨论

4.1 成矿流体组成

从上面的论述可以看出,矿床的流体包裹体实际上可以分为三个大的类型:以 L 型包裹体为代表的中低温、低盐度包裹体、V 型包裹体为代表的高温、低盐度包裹体、含子矿物多相包裹体为代表的中高温、高盐度包裹体,L 型包裹体均一温度较低(平均 293℃)、V 型和 VHa 型均一温度高(>560℃)、含子矿物包裹体从中温到高温均有。VHa 型包裹体尽管盐度较高,但子矿物是捕获的,流体本身应为低盐度。V 型包裹体为流体沸腾作用的产物,与含子矿物包裹体是由同一种流体演化而来。在包裹体的盐度—温度图解上(图 6),投影点分为明显的高温高盐度和中低温、低盐度两个群体,代表了两种不同流体组成特点和演化趋势。因此,含矿流体应为中低温—低盐度流体和高温高盐度流体两个端元组成,而 L 型包裹体非常少(<5%),说明成矿流体应以高温高盐度流体为主。以下讨论以高温高盐度流体为主。

包裹体中最常见子矿物为石盐、钾盐,其次为赤铁矿、红钾铁盐、黄铜矿,少量石膏和其他子矿物,表明流体组分主要为 NaCl、KCl,富含 Cu、Fe、Ca 等成矿金属组分。子矿物赤铁矿、红钾铁盐和黄铜矿均为含铁矿物,表明流体中铁含量非常高,Fe 含量>Ca 含量。推测铁和铜在溶液中主要呈氯化物或络合物形式存在。溶液中阴离子主要为 Cl^- ,石膏子矿物说明流体中有 SO_4^{2-} 成分。总体上含矿流体应为 $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{FeCl}_2$ 体系,Ca 等其他成分折算为 FeCl_2 等值处理。同时根据含矿石盐和钾盐子矿物包裹体盐度值计算结果,流体中 KCl 含量在 14.32%~36.59% NaCl equ,平均 20.72% NaCl equ; NaCl 含量在 24.10%~54.99% NaCl equ,平均 35.74% NaCl equ; FeCl_2 含量可能在 5%~14% NaCl equ。成矿流体总体盐度平均值在 58%~60% NaCl equ。

4.2 成矿流体和金属来源

对于斑岩铜矿中的高温、高盐度(盐度>30%

NaCl equ, 温度>400℃)流体来源一般认为属原始岩浆热液,并具有很强的金属元素携带能力(Diamond, et al., 1990; Heinrich et al., 1992)。这种高温高盐度流体产生的机理可能有 3 种:① 直接在岩浆高温下产生;② 通过液相不混溶作用形成(沸腾作用);③ 在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶(Bondar, 1994; Cline and Bodnar, 1991, 张德会等, 2003)。多不杂斑岩铜矿的气相包裹体约占包裹体总数的 20%,远远小于含子矿物多相包裹体数量,说明流体不混溶作用不能成为流体高盐度的主要成因。

出溶流体形成的条件与初始挥发分含量、出溶时间、温度和压力有关。水在硅酸盐熔体中的溶解度是压力的函数,在几十个 MPa 或更低的熔体中,饱和水的浓度随压力降低而减小。达到水饱和的熔体从深部上升会造成水过饱和而出溶,而已经饱和水熔体的上升将导致水溶液的出溶(Giggenbach, 1997)。对斑岩铜矿床的研究表明,在岩浆结晶过程中出溶含水相的盐度不是一成不变的,出溶流体盐度的增高或降低取决于结晶进行时的压力和结晶进程。在 200 MPa 压力下,自岩浆中出溶的流体初始盐度质量分数高达 40% NaCl equ,随结晶作用的进行,流体的盐度降低;而在 50 MPa 压力下最初出溶的流体盐度最低;随结晶作用进行在岩浆结晶结束时盐的质量分数相当于 50%~60% NaCl equ (Cline and Bodnar, 1991; 张德会等, 2001, 2003)。表明浅成或超浅成的岩浆演化的晚期会分异出高盐度的流体。

多不杂流体包裹体盐度非常高、热液蚀变带特别发育(说明岩浆富含水、S 等挥发分)、均一温度非常高(气相包裹体和部分多相包裹体>560℃)、成矿深度较浅等条件分析,显示流体具有在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶的良好条件。由此推测本矿床的高温高盐度流体是在浅成条件下、在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶形成的,与试验资料吻合,流体形成时温度在 450℃以上,盐度在 50%~60% NaCl equ。而流体沸腾作用对流体盐度的提高有进一步促进作用。

斑岩铜矿中低温度、低盐度流体来源一般认为属天水来源或天水与岩浆水的混合产物,而以天水成因为主,以液相包裹体为代表,由于多不杂斑岩铜矿液相包裹体很少发育(<5%),说明天水来源所占比例很少,对成矿作用影响有限。

斑岩铜矿的金属来源主要有 3 种:①侵入体本

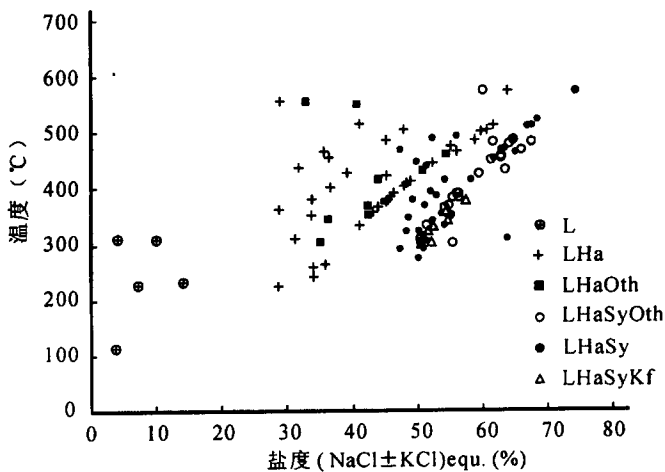


图5 多不杂斑岩铜矿不同类型流体包裹体盐度-温度图

Fig. 5 The salinity vs. temperature gram of the fluid inclusions from Duobuza porphyry copper deposit

V—气相; L—液相; Ha—石盐; Kf—红钾铁盐;

Oth—未知透明子矿物

V—vapor; L—liquid; Ha—halite; Sy—Sylvite; Kf—erythrosiderite; Oth—unidentified transparent minerals. The types of the fluid inclusions and its implications see the statement in 3.1 of the paper

身;②围岩;③深部侵入体源区。第一种来源是大家公认的,也符合斑岩型矿床总体特征。第二种来源所占比例很少。第三种来源仍存有争议。最新地质、试验和包裹体测试结果显示金属应以岩浆来源为主(Candela and Holland, 1986; Heinrich et al., 1992; Bodnar, 1995; Hedenquist and Richards, 1998; Ulrich et al., 1999)。多不杂斑岩铜矿的成矿流体来自岩浆的高温、高盐度流体为主,天水来源流体所占比例非常少,主矿体主要产于斑岩体内部及仅靠近斑岩体周围蚀变岩中,显示成矿物质应主要来自于岩浆。

一般研究均认为高温、高盐度流体包裹体均有很强的携带成矿金属元素能力,Cu、Fe、Pb、Zn、Au含量可以达到十分之几到千分之几。如与多不杂斑岩铜矿具有类似包裹体特征的Bingham斑岩铜矿包裹体含K $12000 \times 10^{-6} \sim 100000 \times 10^{-6}$, Ca $\leq 17000 \times 10^{-6}$, Cu $700 \times 10^{-6} \sim 8000 \times 10^{-6}$, Zn $1800 \times 10^{-6} \sim 5000 \times 10^{-6}$, Pb 700×10^{-6} , Mn $1700 \times 10^{-6} \sim 8000 \times 10^{-6}$, Fe $28000 \times 10^{-6} \sim 120000 \times 10^{-6}$ (Anderson et al., 1989; Vanko, 2001)。多不杂矿床包裹体中含有丰富的黄铜矿、赤铁矿、红钾铁盐等子矿物,表明流体中Cu、Fe等金属含量非常高,从而为铜(金)成矿提供了良好的物质基础。同时,包裹体中赤铁矿子矿物发育可以很好的解释本区广泛

发育的磁铁矿化蚀变和矿区的正磁异常特征。

4.3 成矿富集机制

引起斑岩铜矿的成矿物质从热液中沉淀的影响因素主要有温度下降、流体沸腾作用、水岩反应、岩浆水与天水的混合等。多不杂斑岩铜矿的含铜硫化物主要在石英脉和绢英岩化带中分布,说明脉石英和绢英岩化蚀变期应是含矿物质沉淀的主要阶段,对应脉石英和绢英岩化蚀变石英的均一温度在240~540℃范围,少数>560℃,而以300~420℃范围最为集中,其次为240~280℃,后者与晚阶段硫化物-石英-(方解石)脉阶段相对应。说明含矿物质的沉淀从540℃左右可能已经开始,而300~420℃区间则是最主要的沉淀温度范围。正是温度的下降导致成矿物质的溶解度的大幅下降,引起了黄铜矿等硫化物的沉淀富集(Hezarkhani et al., 1998, 1999; Ulrich et al., 2001)。世界上大多数斑岩铜矿的研究成果也认为300~400℃是铜矿物的主要形成温度区间,与我们得出的多不杂斑岩铜矿的主要铜矿物形成温度范围几乎完全一致(Skinner, 1979; Hemley et al., 1992)。

前已叙及,矿床流体包裹体具有沸腾特征,但从气相包裹体均一温度多数大于560℃以上分析,未见500℃以下气相包裹体,暗示沸腾作用主要在高温阶段发生。而均一测温显示含铜硫化物主要在300~420℃沉淀,与早期钾硅化和绢英岩化蚀变阶段相对应,揭示沸腾作用可能不是引起硫化物沉淀的主要机制。但流体的沸腾作用导致流体分为高盐度富含子矿物多相包裹体和低盐度的气相包裹体,使液相部分的温度下降、物理化学条件发生改变,条件适宜时,利于成矿物质的沉淀富集。

矿区广泛而强烈的围岩蚀变是由强烈水岩反应引起。水岩反应可以使早期造岩矿物中的金属元素发生分解,进入流体,适宜条件下有助于矿质沉淀,但总体上对成矿富集的作用不大(卢焕章等, 2004)。

多不杂斑岩铜矿的成矿流体来自岩浆的高温、高盐度流体为主,天水来源流体所占比例非常少,暗示流体混合作用不会广泛发生,因此也不能作为金属物质的主要沉淀机制。

综合上述,可以看出多不杂斑岩铜矿铜矿化沉淀富集的主要影响因素应为温度下降,其次为流体沸腾作用、水岩性相互作用和流体混合等因素。成矿流体具有高温、高盐度特点,矿床属与浅成斑岩侵入有关的高温岩浆热液型斑岩铜矿,成矿流体和含矿金属物质主要来源于岩浆。

5 与其他斑岩铜矿比较

类似多不杂斑岩铜矿具有高温、高盐度和高金属含量的流体包裹体、如此丰富的子矿物特征的矿床在中国尚未见报道。据卢焕章(1997)报道,我国浙江泰兴斑岩也属于高温高盐度,但其成矿金属含量没有多不杂斑岩铜矿高。陈培荣等(1997)对石川西范坪研究说明流体含盐度很高(55%~60% NaCl equ),金属含量高,但含子矿物没有多不杂丰富。我国其他的主要斑岩铜矿的流体包裹体特征与多不杂斑岩铜矿有较大差异(芮宗瑶等,1984)。

对比世界上其他斑岩型铜矿床的流体包裹体特征,与多不杂斑岩铜矿具有类似包裹体特征的矿床有美国的 Bingham (Moore, et al., 1974) 和 Granisle (Wilson, et al., 1980; Quan, et al., 1987), 所罗门群岛的 Kouloula (Chivas, et al., 1977), 印度尼西亚的 Grasberg (斑岩型+硅卡岩型, 盐度达到 60~78%) (卢焕章, 2000), 巴布亚新几内亚的 Panguna (Eastoe, et al., 1986), 菲律宾的 Santo Tomas (Hezarkhani, et al., 1998), 这些矿床均是世界上著名的斑岩铜矿, 具有以下突出特点:

(1) 矿床规模大、铜金品位高。其中 Bingham 斑岩铜矿床为北美最大的斑岩铜矿, 含 Cu 0.98%, 铜金属量达到 2250 万吨 (Redmond, et al., 2004); 印度尼西亚的 Grasberg 斑岩铜矿含 Cu 1.1%, Au 1.28 g/t, Ag 3.23 g/t, 金属储量铜 2160 万吨, 金 2246 吨, 银 6000 吨, 是世界上产量最大的铜矿山。在 Bingham 和 Grasberg 矿床外围还发育有大量矽卡岩型、热液型铜铅锌矿床, 经济价值巨大 (Rubin, et al., 1997)。而且 Bingham 和 Grasberg 矿床均发育磁铁矿化蚀变, 该特征与多不杂斑岩铜矿类似 (Arancibia, et al., 1995)。

(2) 石英中均发育大量含子矿物包裹体, 包裹体类型和所含子矿物类型与多不杂斑岩铜矿几乎完全相同。成矿流体具高温、高盐度 (多相包裹体盐度达到 40%~80% NaCl equ), 均一温度多数在 300~800℃, 个别矿床出现 900℃甚至 1000℃以上的均一温度数据 (如 Panguna), 流体成分以高 K、Na、Ca、S、Mn、Cu、Pb、Zn、Au 含量为特征, 流体来源以岩浆为主。流体包裹体中众多子矿物发育暗示这种高盐度流体有高的金属携带能力 (Vanko, 2001)。正是这种具有高的金属携带能力的流体才形成了如 Bingham、Grasberg 等世界级的超大型斑岩铜矿。

多不杂斑岩铜矿具有与 Bingham 和 Grasberg

斑岩铜矿相似的流体包裹体和蚀变分带特征, 暗示该矿床也具备形成超大型斑岩铜矿的潜力。从流体包裹体研究入手查明含矿流体的金属携带能力, 进而对该斑岩体的成矿潜力作出估计, 将是一个非常有意义的研究课题。

6 主要结论

从以上分析可以看出, 多不杂斑岩铜矿的成矿和流体包裹体特征具有以下特点:

(1) 多不杂斑岩铜矿总体上具有典型的斑岩铜矿矿石特征和蚀变分带特点, 以岩体内部和外部均发育强烈的磁铁矿化蚀变、而外围青磐岩化带不发育有别于国内其他斑岩铜矿。

(2) 斑岩铜矿石英含有丰富的流体包裹体, 包裹体类型多, 而以大量发育含子矿物多相包裹体为突出特征。子矿物种类有石盐、钾盐、赤铁矿、红钾铁盐、石膏、黄铜矿等, 有时一个包裹体含有多达 5-6 个子矿物, 在我国其他斑岩铜矿中是不多见的。众多金属子矿物发育表明流体成矿金元素含量很高。

(3) 成矿流体由来自岩浆的高温、高盐度流体和中低温、低盐度流体两个流体端员组成。高温、高盐度流体为主要成矿流体, 以含子矿物多相流体包裹体为代表, 其形成温度 >450℃, 盐度在 28%~83% NaCl equ, 平均达到 58%~60% NaCl equ, 流体组分为 H₂O-NaCl-KCl-FeCl₂ 体系。高温高盐度流体是在浅成条件下、在岩浆结晶的最后阶段从浅部岩浆中直接出溶形成的。中低温、低盐度流体主要来自于天水或天水与晚期岩浆热液的混合, 温度在 360℃以下, 盐度 3.71%~14.15% NaCl equ。

(4) 含矿硫化物主要在 300~420℃温度区间沉淀, 沉淀富集主要与温度降低有关, 多不杂斑岩铜矿为与浅成斑岩体侵入有关的高温岩浆热液型矿床。

(5) 多不杂斑岩铜矿具有与 Bingham 和 Grasberg 等世界级超大型斑岩铜矿相似的流体包裹体和蚀变分带特征, 暗示该矿床具备形成超大型斑岩铜矿的潜力。

参 考 文 献

- 陈培荣, 徐士进, 王汝成, 等. 1997. 四川盐源西范坪斑岩铜矿富铜流体物理-化学特征和成因. 地球化学, 26(5): 54~61.
- 刘斌, 沈昆, 等. 1999. 流体包裹体热力学. 北京: 地质出版社.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社.
- 卢焕章. 1997. 成矿流体. 北京: 北京科学技术出版社.
- 卢焕章. 2000. 高盐度、高温和高成矿金属的岩浆成矿流体—以格拉斯伯格 Cu-Au 矿为例. 岩石学报, 16(04): 465~472.
- 曲晓明, 辛洪波. 2006. 藏西班牙公湖斑岩铜矿带的形成时代与成矿

构造环境. 地质通报. (出版中)

- 芮宗瑶, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社.
- 王璞君, Mattern F, Schneider W, 刘万洙, 田纹全, 李才. 2003. 西藏班公湖—怒江缝合带白垩系沉积特征及其构造意义. 世界地质, 22(2): 105~110.
- 张德会, 张文淮, 许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约. 地质前缘, 8(3): 193~202.
- 张德会, 张文淮, 刘伟. 2003. 江西银山多金属矿床高盐度包裹体及其成因意义. 岩石学报, 19(1): 173~180.
- 赵文津, 刘葵, 蒋忠惕, 等. 西藏班公湖—怒江缝合带—深部地球物理结构给出的启示. 地质通报, 2004. 23(7): 623~635.
- Anderson A J, Clark A H, Max P, et al. 1989. Proton induced X-ray and gamma ray emission analysis of unopened fluid inclusions. Econ Geol, 84: 9242939.
- Arancibia, O N, Clark, A H. 1996. Early magnetite amphibole plagioclase alteration mineralization in the Island Copper porphyry copper gold molybdenum deposit, British Columbia. Economic Geology, 91: 402~438.
- Bodnar R J. 1994. Synthetic fluid in natural quartz. VII. The system H₂O-NaCl experimental determination of the halite liquids and isochors for a 40% NaCl solution. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 1053~1063.
- Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23, 139~152.
- Candela P A and Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits. Economic Geology, 81, 1~19.
- Chivas, A R., Wilkins, R W T. 1977. Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect, Guadalcanal. Economic Geology, 72; 2, 153~169.
- Cline J S and Bodnar R B. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? Journal of Geophysical Research, 96, B5: 8113~8126.
- Diamond L W, Marshall D D, Jackman J A and Skippen G B. 1990. Elemental analysis of individual fluid inclusions in minerals by secondary ion mass spectrometry (SIMS): Application to cation ratios of fluid inclusions in an Archaean mesothermal gold-quartz vein. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 545~552.
- Eastoe C J, Eadington P J. 1986. High-temperature fluid inclusions and the role of the biotite granodiorite in mineralization at the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. Economic Geology, 81; 2, 478~483.
- Giggenbach W F. 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal systems. BARNES H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: John Wiley, 1997. 737~796.
- Hedenquist J W. and Richards J P. 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. Reviews in Economic Geology, 10, 235~256.
- Heinrich C A, Ryan C G, Mernagh, T P and Eadington P J. 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor: A fluid inclusion study using PIXE microanalysis. Economic Geology, 87, 1566~1583.
- Hemley J J and Hunt J P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems; some general geologic application. Economic Geology, 87, 23~43.
- Hezarkhani A and Williams-Jones A E. 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology, 93, 651~670.
- Meinert L D, Hedenquist J W, Satoh H and Matsuhisa Y. 2003. Formation of anhydrous versus hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Economic Geology, 98: 147~156.
- Moore W J, Nash J T. 1974. Alteration and Fluid Inclusion Studies of the Porphyry Copper Ore Body at Bingham, Utah. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 69; 5, 631~645.
- Quan R A, Cloke P L, Kesler S E. 1987. Chemical analyses of halite trend inclusions from the Granisle porphyry copper deposit, British Columbia. Economic Geology, 82; 7, 1912~1930.
- Rubin J N. and Kyle J R. 1997. Precious metal mineralogy in porphyry-, skarn-, and replacement-type ore deposits of the Ertzberg (Gunung Bijih) District, Irian Jaya, Indonesia. Economic Geology, 92; 5, 535~550.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper gold and epithermal gold deposits in the circum Pacific region. Australian Journal of Earth Sciences, 44: 373~388.
- Ulrich T, Guenther D, Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. Nature, 399, 676~679.
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich C. 2001. The Evolution of a Porphyry Cu-Au Deposit, Based on LA-ICP-MS Analysis of Fluid Inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology, Vol. 96, 1743~1774.
- Vanko D A., Bonnin M M., Philippot P. et al., 2001. Fluid inclusions in quartz from oceanic hydrothermal specimens and the Bingham, Utah porphyry-Cu deposit; a study with PIXE and SXRF. Vanko David A (editor), Bodnar Robert J (editor) In: VIIth Pan-American conference on Research on fluid inclusions (PACROFI). Chemical Geology, 173; 1~3, 227~238.
- Wilson J W J, Kesler S E, Cloke P L, Kelly W C. 1980. Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. Economic Geology, 75; 1, 45~61.
- Yin A, Harrison T M, 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Ann. Rev. Earth Planet Sci., 28: 211~280.

图 版 说 明

多不杂斑岩铜矿岩石结构及流体包裹体显微照片。

1. Dbz-6: 含矿斑岩斑晶主要为斜长石和石英组成, 基质由细粒长石和石英组成。
2. Dzk01-10: 钾化蚀变斑岩, 主要由蚀变形成细粒钾长石和石英组成。
3. Dbz-32: 含矿斑岩中的含磁铁矿—石英脉。
4. Dbz-9: 斑晶石英中的 L 型包裹体。
5. Dbz-9: 斑晶石英中的 LHa 型包裹体含 1 个石盐子矿物。
6. Dbz-32: 脉石英中的气相包裹体 (V 型和 VHa 型) 群。
7. Dzk-16302-1: 斑晶石英中 VHa 型包裹体, 气相包裹体含石盐子矿物和 1 个不透明子矿物。
8. Dbz-9: 斑晶石英中的 LHaSy 型包裹体含石盐、钾盐、石膏和不透明子矿物。
9. Dzk-16302-1: 斑晶石英中 LHaSy 型包裹体含石盐、钾盐和黄铜矿子矿物。

10. Dbz-9:斑晶石英中的 LHaSy 型包裹体,含石盐和钾盐子矿物。
 11. Dbz-32:磁铁矿—石英脉中 LHaOth 型包裹体含石盐、钾盐、红钾铁盐和其他透明、不透明子矿物。
 12. Dzk01-3:斑晶石英中 LHaOth 型包裹体石盐、钾盐、赤铁矿和其他透明子矿物。
 13. Dzk01-7:斑晶石英中 LHaSy 型包裹体含石盐、钾盐、赤铁矿和石膏子矿物。
 14. Dbz-16302-1:斑晶石英中 LHaOth 型包裹体含石盐、钾盐和多个其他透明、不透明子矿物,共有6个子矿物,与 V 型包裹体共生。
 15. Dzk16302-3:斑晶石英中 LHaSyKf 型包裹体,含石盐、钾盐、红钾铁盐和赤铁矿子矿物。
 - 16~18为流体包裹体中固相子矿物的扫描电镜能谱照片:16-Dzk01-7:斑晶石英包裹体钾盐子矿物;17. Dzk01-7:斑晶石英包裹体 LHaSyKf 型和 LHaOth 包裹体,左侧含石盐、钾盐、红钾铁盐子晶;右侧包裹体含有石膏和石盐子矿物;18. Dzk01-7:斑晶石英 LHaOth 型包裹体,含石盐、钾盐、红钾铁盐和石膏等子矿物。
- V—气相;L—液相;Ha—石盐;Sy—钾盐;Kf—红钾铁盐;Hem—赤铁矿;Cp—黄铜;Mt—磁铁矿;Q—石英;So—未知不透明子矿物;Oth—未知透明子矿物。

The High-Temperature and Hypersaline Fluid Inclusions and Its Implications to the Metallogenesis in Duobuza Porphyry Copper Deposit, Tibet

SHE Hongquan¹⁾, LI Jinwen¹⁾, FENG Chengyou¹⁾, MA Dongfang²⁾, PAN Guitang²⁾, LI Guangming²⁾

1) *Institute of mineral resources, CAGS, Beijing, 100037*

2) *Chengdu institute of geology and mineral resources, Chinese geological survey, Chengdu, 610082*

Abstract

Duobuza porphyry copper deposit is a first discovered large-scale porphyry copper deposit along Bangong-Lujiang suture zone, situated in the Duobuzatectonic-magmatic zone at the southern margin area of Qiangtang-Sanjiang complicate plate. Duobuza porphyry copper deposit exhibits the typical mineralization and alteration characters of porphyry copper deposit, three alteration zones can be circled around the ore-bearing porphyry outwardly, including a center core of potassic and silicic alteration, outside ring zone of phyllic, pyrite and hornfels alteration. It is featured by the widespread magnetite alteration developed in the porphyry rock and wall rocks outside porphyry stock, and poorly developed propylitic zone. The vein and phenocrystal quartz in the ore deposit contained abundant hypersaline fluid inclusions, in which abundant daughter minerals including halite, sylvite, hematite, erythrosiderite, gypsum, chalcocopyrite and other unknown minerals is contained, a single inclusion may contain as much as 5~6 daughter minerals, such abundant daughter minerals-bearing fluid inclusions are rarely found in the porphyry copper deposit of China, and also indicating that the fluids has very high content of metal elements. The microthermometry analysis on inclusions has suggested that the metallogenetic fluid consists of high-temperature, hypersaline fluids and medium-low temperature, low salinity ones. The high-temperature, hypersaline fluids with temperature of over 450°C, salinity of 28%~83% NaCl equ, is the dominant metallogenetic fluids, was directly resulted from the fluid exsolution from a shallow crystallizing melt at the final stage. The medium-low temperature and low salinity fluid is mainly from meteoric water, maybe mixed with later-stage magmatic hydrothermal fluids. The precipitation of the mainly occurred at temperature of 300°C to 420°C and mainly triggered by temperature dropping. The ore deposit should belong to high temperature magmatic hydrothermal porphyry copper deposit. Duobuza copper deposit has the same alteration zoning and fluid inclusions, comparing with Bingham and Grasberg giant porphyry copper deposit, implying that it has the potential to form giant porphyry copper deposit.

Key words: porphyry copper deposit; high-temperature, hypersaline; fluid inclusions; origin; Duobuza; Tibet

