

文章编号:0258-7106(2005)06-0584-11

西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究*

杨志明^{1,2}, 谢玉玲¹, 李光明³, 徐九华¹, 王葆华⁴

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

3 国土资源部成都矿产地质研究所, 四川 成都 610082; 4 桂林工学院资源与环境系, 广西 桂林 541004)

摘 要 厅宫斑岩铜矿床是西藏冈底斯斑岩铜矿带上重要的矿床之一。为了探明该矿床成矿流体的成分及温压条件等物理化学性质,文章对厅宫铜矿各蚀变阶段石英脉及石英斑晶中的流体包裹体进行了显微测温、四极杆质谱、离子色谱和激光拉曼探针分析,结果表明:厅宫铜矿成矿流体为高温、高盐度岩浆热液,成矿事件主要发生在 340~380℃,成矿过程中流体发生了沸腾;成矿流体中气相成分以 H₂O 为主,还含有一定量的 CO₂ 及少量的 CH₄、H₂S、C₂H₆ 等气体;液相中离子以 K⁺、Na⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、F⁻ 等为主,还含有少量的 Ca²⁺、Mg²⁺ 等;另外,出现大量气泡先消失、子矿物后熔融的 IIIa 类包裹体,表明有些成矿流体可能直接来源于深部岩浆的出溶作用。

关键词 地球化学;流体包裹体;出溶;斑岩铜矿;厅宫;冈底斯;西藏

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

厅宫铜(钼)矿床位于西藏尼木县,是冈底斯斑岩铜矿带中部重要的矿床之一,其研究程度的高低影响着人们对于其附近的冲江、白榕等矿床的认识。对于斑岩铜矿床,流体包裹体的研究已被证明是查明引起斑岩铜矿蚀变与矿化的热水流体物理化学条件的重要手段(Calagari, 2004)。对厅宫铜矿床的研究起步较晚,流体包裹体的研究工作更是近两年来才开展起来的。前人曾对厅宫铜矿床流体的包裹体进行过一些工作(张绮玲等, 2003),主要集中于显微测温研究,并与南木铜矿床进行了对比。本文基于厅宫铜矿蚀变填图成果及详细的薄片鉴定基础上,选取石英斑晶及各蚀变阶段石英脉中的流体包裹体进行了显微测温、四极杆质谱、离子色谱及激光拉曼探针分析,以期对厅宫铜矿床的成矿流体成分、成矿时温压条件及各蚀变带温压特征有较为清晰的认识,并结合矿床地质的研究成果,初步探讨了成矿流体的演化及成矿机理。

1 成矿地质背景

西藏冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧的冈底斯岩浆弧中,其西至谢通门县洞嘎,东至墨竹工卡县甲马,东西长约 400 km,南北宽约 50

km,总体上呈近东西向的长条。带内已发现有驱龙、厅宫、甲马、洞嘎、冲江、南木、拉抗俄等大、中、小型斑岩型矿床(侯增谦等, 2001;曲晓明等, 2001)。厅宫铜矿床是其中的重要矿床之一,位于该矿带中部的尼木县境内,矿区主要出露地层为古近纪帕那组紫红色中酸性凝灰岩和岩屑细砂岩(林子宗火山岩);与成矿有关的斑岩体主要为中新世的二长花岗斑岩、斜长花岗斑岩等。矿区围岩蚀变明显,由斑岩体内部向外依次为钾硅化、黄铁绢英岩化和青磐岩化等,少量粘土矿化呈“补丁状”分布于黄铁绢英岩化及青磐岩化带中(图 1)。铜钼矿化多存在于钾硅化带中,黄铁绢英岩化带也有少量出现。矿区构造发育,主要断层有 EW 向逆冲断层和 NE-NNE 向正断层,矿体明显受构造控制。深部矿化以浸染状、细脉浸染状及网脉状黄铜矿化、黄铁矿化、辉钼矿化为主,此外,还有金红石、磁铁矿矿化等;浅表以次生矿化为主,主要矿石矿物有孔雀石、蓝铜矿、辉铜矿及铜蓝等。矿区浅表淋滤严重,流经矿区的一条小河时常呈现铜绿色。

2 流体包裹体

2.1 流体包裹体岩相学特征

本次研究的样品主要为钾化带、硅化带及钾硅

* 本文受国家自然科学基金(编号:40272047)和国家基础研究规划 973 项目(编号:2002CB412600)联合资助

第一作者简介 杨志明,男,1978 年生,硕士,从事矿床地质和流体包裹体研究。

收稿日期 2005-04-06;改回日期 2005-06-10。张绮玲编辑。

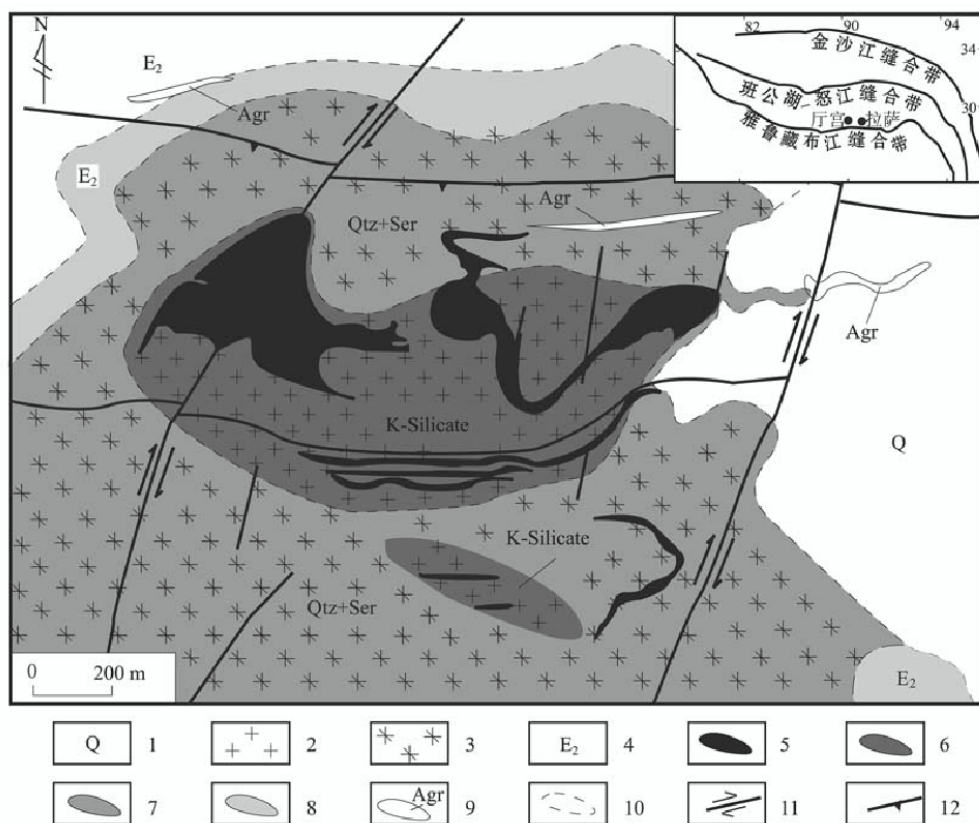


图1 冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床地质简图(据李光明、余宏全等未刊资料)

1—第四纪;2—二长花岗斑岩;3—古新世碰撞花岗岩;4—林子宗火山岩;5—铜矿体;6—钾硅化带;7—绢英岩化带;
8—青磐岩化带;9—粘土化带;10—岩性界线;11—正断层;12—逆冲断层

Fig.1 Simplified geological map of the Tinggong porphyry copper deposit (after Li and She et al)

1—Quaternary; 2—Monzogranitic porphyry; 3—Paleocene collisional granite; 4—Lizong volcanics; 5—Ore body; 6—K-silicated zone;
7—Quartz-sericite zone; 8—Propylite zone; 9—Argillized zone; 10—Lithological boundary; 11—Normal fault; 12—Thrust fault

化叠加蚀变带中的黄铜矿-辉钼矿化石英脉,黄铁绢英岩化带中的黄铁石英脉及少量石英斑晶。观察发现:石英脉及石英斑晶中都发育大量的流体包裹体,它们多呈定向分布,也有些为孤立状分布;包裹体大小从几 μm 到几十 μm 不等;包裹体形状一般为椭圆形、多边形、不规则状及负晶形。根据室温下相态特征及均一过程可将流体包裹体划分为以下3类:富液相包裹体(I类)、富气相包裹体(II类)和含子晶多相包裹体(III类)。

I类包裹体加温后均一为液相,按气相充填度大小又可进一步分为I_a和I_b两类,气相百分数分别为5%~25%和26%~45%。

II类包裹体加温后均一为气相,气相百分数一般在40%~100%之间。镜下观察发现,此类包裹体与I类包裹体密切共生(图2a)。

III类包裹体由气相、液相和固相组成,其中固相

以透明子矿物为主,亦可见少量不透明子矿物(图2b)。透明子矿物主要为立方体的石盐,也可见到浑圆状钾盐;除此之外,可见到少量呈菱面体、长方体的透明子矿物,加热至很高的温度也未见它们熔化,经扫描电镜证实为碳酸盐、重晶石等;不透明子矿物主要为黄铜矿。III类包裹体大部分成群或孤立分布,也有些与I、II类包裹体密切共生;根据此类包裹体的岩相学特征及石盐子矿物相变过程,将III类包裹体又分为III_a和III_b两种类型,其中,III_a类包裹体多孤立分布,在加热过程中气泡先消失,石盐子晶后消失;III_b类包裹体多与I、II类包裹体共生,加热过程中石盐子矿物先消失,气泡后消失。

2.2 流体包裹体显微测温

测温所用冷热台型号为 Linkam THMS 600,测定温度范围为-196~+600℃,冷冻数据和均一温度数据精度分别为 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 和 $\pm 1.0^\circ\text{C}$ 。用作测试的

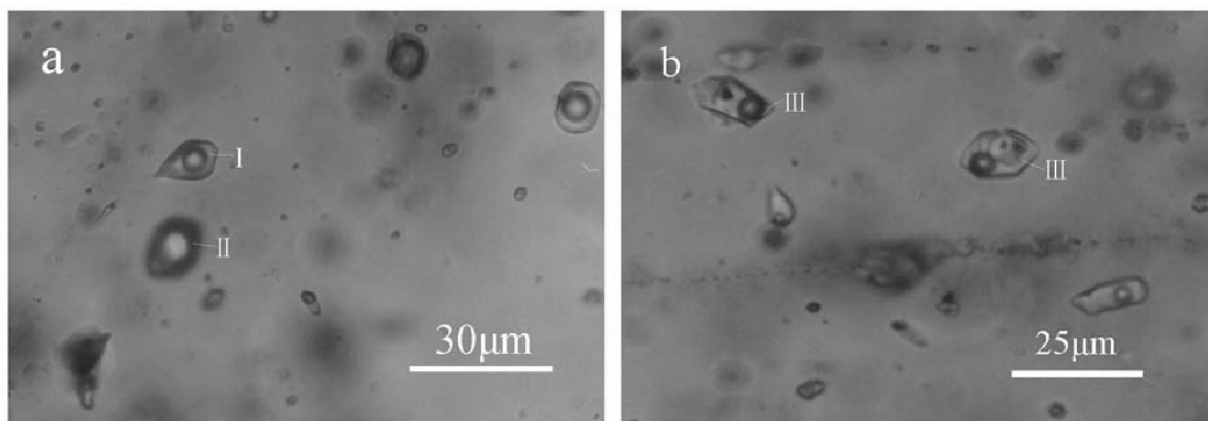


图2 厅宫铜矿床流体包裹体显微照片

a. 石英脉中紧密共存的 I、II 类包裹体; b. 石英脉中含透明及不透明子矿物的 III 类包裹体

Fig. 2 Photos of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit

a. I-type and II-type fluid inclusions coexisting in quartz; b. III-type fluid inclusions containing transparent and opaque daughter minerals in quartz

包裹体一般较大 ($>7\ \mu\text{m}$), I、II 类包裹体通过冷冻与加热,测得了冰点温度 (t_m, ice) (能观察到 CO_2 笼形物的,采用其分解温度) 及均一温度 (t_h), III 类包裹体通过加热测得了气液相均一温度 ($t_{h(L-V)}$) 及石盐子矿物的熔化温度 (t_m)。

(1) 均一温度

本矿区共测试了 158 个包裹体的均一温度,结果显示(表 1): I 类包裹体的均一温度在 $196 \sim 490\ ^\circ\text{C}$ 之间变化,多集中于 $330 \sim 430\ ^\circ\text{C}$ 之间(图 3a); 其中, I_a 类变化在 $196 \sim 420\ ^\circ\text{C}$ 之间,平均为 $339.1\ ^\circ\text{C}$; I_b 类变化在 $320 \sim 460\ ^\circ\text{C}$ 之间,平均为 $372.5\ ^\circ\text{C}$ 。II 类包裹体均一温度变化在 $270 \sim 490\ ^\circ\text{C}$ 之间,多集中在 $390 \sim 450\ ^\circ\text{C}$ 区间内(图 3a),平均为

$405.4\ ^\circ\text{C}$ 。III 类包裹体温度变化在 $235 \sim 410\ ^\circ\text{C}$ 之间,平均为 $312.4\ ^\circ\text{C}$ 。在随机测试的 40 多个 III 类包裹体中, III_a 类包裹体大约占 80%,其石盐子矿物熔化温度在 $230 \sim 430\ ^\circ\text{C}$ 之间(图 3b),集中在 $250 \sim 290\ ^\circ\text{C}$ 及 $330 \sim 370\ ^\circ\text{C}$ 两个区间内; III_b 类包裹体均一温度在 $250 \sim 350\ ^\circ\text{C}$ 之间,平均为 $291\ ^\circ\text{C}$ 。 III_a 类包裹体主要出现在钾硅化带中,特别是硅化带石英脉中,含子矿物多相包裹体多为此类,总体来看,在此类包裹体中,石盐子矿物熔化温度与气泡消失温度有较大差距(图 4),最大的相差高达 $200\ ^\circ\text{C}$,平均相差 $82\ ^\circ\text{C}$ 。

I 类包裹体与 II 类包裹体密切共存,均一温度范围相似(图 3a),且与部分 III 类包裹体共生,显示了沸腾包裹体的特征。沸腾发生时内部饱和蒸汽压和

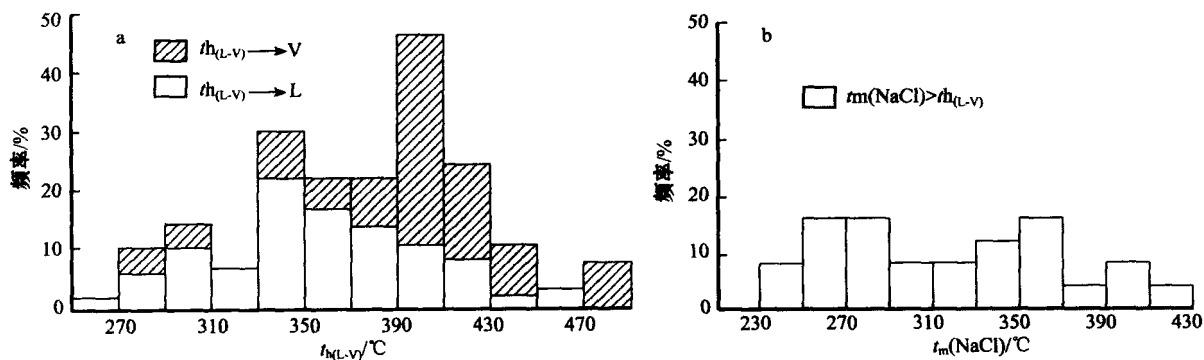


图3 厅宫矿区各类型包裹体均一温度频率分布直方图

a. I、II 类包裹体; b. III_a 类包裹体; 其中, $t_{h(L-V)}$ 为包裹体气、液相均一温度, $t_m(\text{NaCl})$ 为石盐子矿物熔化温度

Fig. 3 Frequency distribution of fluid inclusions in quartz from Tinggong porphyry copper deposit

a. $t_{h(L-V)}$, for liquid-rich 2-phases inclusions homogenized into a liquid or a vapor state; b. $t_m(\text{NaCl})$, for halite-bearing inclusions having $t_m(\text{NaCl}) > t_{h(L-V)}$

表 1 石英中流体包裹体显微测温结果
Table 1 Microthermometric determinations of fluid inclusions in quartz

样品编号 及产状	类型	气泡消失温度/ ℃			子矿物熔化温度/ ℃		w(NaCl _{eq}) / %	
		范围	测试数	均值	范围	均值	范围	平均值
TG228(钾化带中的黄铜矿石英脉)								
	I _a	337 ~ 410	7	368 .3			15 .3 ~ 17 .5	16 .7(3)
	I _b	344 ~ 398	2	371			17 .1 ~ 18 .3	17 .7(2)
	II	394 ~ 428	4	406			9 .2	9 .2(1)
	III _a	195 ~ 290	3	228 .3	247 ~ 385	329 .7	34 .2 ~ 45 .4	40 .8(3)
	III _b	282 ~ 313	2	300	180 ~ 282	231	31 .0 ~ 36 .5	33 .7(2)
TGB904 (钾硅化带中辉钼矿石英脉)								
	I _a	355 ~ 400	2	377 .5			14 .5 ~ 16 .7	15 .6(2)
	I _b	365 ~ 381	6	372 .7			16 .9 ~ 18 .3	17 .6(2)
	II	370 ~ 400	2	385				
	III _a	200 ~ 225	3	209 .3	335 ~ 403	359 .3	40 .6 ~ 47 .4	43 .0(3)
TGI 004 (强硅化带中黄铁矿石英脉)								
	I _a	333 ~ 426	7	367 .4				
	I _b	330 ~ 413	9	375			14 .3 ~ 18 .3	16 .4(3)
	II	400 ~ 460	6	430 .7				
	III _a	214 ~ 256	9	237 .4	235 ~ 395	306 .3	33 .6 ~ 46 .5	38 .7(9)
TGB034 (硅化带中黄铁矿石英脉)								
	I _a	322 ~ 412	13	362 .1			15 .0 ~ 19 .4	17 .3(4)
	I _b	344 ~ 460	4	377 .3			7 .9 ~ 18 .6	14 .8(3)
	II	350	1	350				
TG240 (绢英岩化带蚀变斑岩中石英斑晶)								
	I _a	288 ~ 382	7	336			16 .8 ~ 19 .7	18 .3(2)
	I _b	320 ~ 394	8	361 .8			10 .5 ~ 19 .2	16 .6(4)
	II	295 ~ 354	3	331				
	III _b	330	1	330	246 .0	246	34 .2	34 .2(1)
TGB708(强绢英岩化石英脉)								
	I _a	298 ~ 420	8	345 .6			16 .7 ~ 19 .1	17 .6(5)
	II	388 ~ 474	9	416 .2				
	III _a	220 ~ 265	5	242 .6	270 ~ 410	327 .4	35 .7 ~ 48 .2	40 .4(5)
	III _b	262	1	262	210	210	32 .3	32 .3(1)
TGI 013(绢英岩化带中石英脉)								
	I _a	300 ~ 338	6	320 .2			18 .5 ~ 21 .0	20 .3(3)
	I _b	321 ~ 448	8	387 .4			16 .7 ~ 19 .6	18 .4(3)
	II	474	1	474				
	III _a	240 ~ 268	3	251 .3	287 ~ 336	306 .3	36 .8 ~ 40 .7	38 .3(3)
TGB904 (晚期石英脉)								
	I _a	196 ~ 303	5	267 .4			1 .7 ~ 3 .5	2 .9(2)
	I _b	355 ~ 357	2	356			4 .2 ~ 5 .4	4 .8(2)

注：测试在北京科技大学进行，仪器为 Linkam THMS600。I、II 类包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 利用 Potter(1978)、Hall 等(1988) 公式求出，III 类包裹体的盐度用 Bischoff(1991) 公式算得。

外部压力相等,外压对包裹体均一温度的影响可以忽略,所以本次所得的均一温度数据均未进行压力校正,由于包裹体发生了沸腾,所以本次取富液相包裹体(I_a类)的均一温度代表其形成温度(刘斌等,1999)。

从蚀变类型来看,均一温度温度有如下规律:钾硅化带石英中包裹体均一温度比黄铁绢英岩化石英

脉均一温度略高(表1)。如钾化带 TGB904 和 TG228 号样品,I_a类包裹体均一温度平均值分别为 377.5℃和 368.3℃;硅化带 TGI004 和 TGB034 号样品,I_a类包裹体均一温度平均值分别为 367.4℃和 362.1℃;绢英岩化带 TGI013 和 TGB708 号样品,I_a类包裹体均一温度平均值分别为 320.2℃和 345.6℃;晚期石英脉 TGB904 中 I_a类包裹体均一

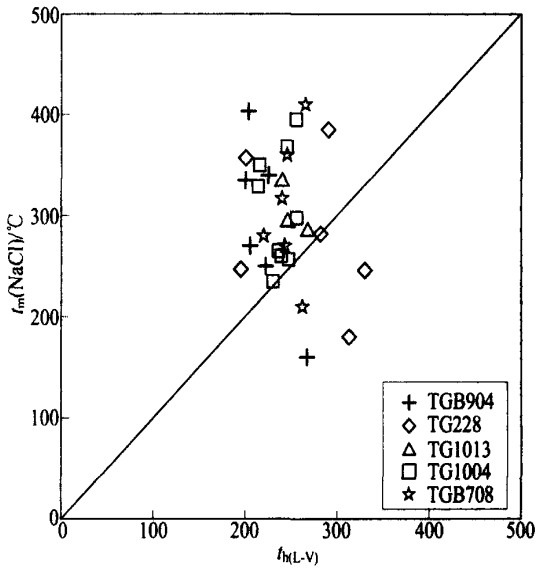


图 4 厅宫矿区 III 类包裹体 $t_{h(L-V)}$ 与 $t_m(\text{NaCl})$ 关系图
 $t_{h(L-V)}$ 为包裹体气液相均一温度, $t_m(\text{NaCl})$ 为石盐
子矿物熔化温度, 对角线上 $t_{h(L-V)} = t_m(\text{NaCl})$
Fig. 4 Liquid-vapor homogenization temperature $t_{h(L-V)}$
versus halite dissolution temperature $t_m(\text{NaCl})$ for
halite-bearing inclusions from Tinggong PCD

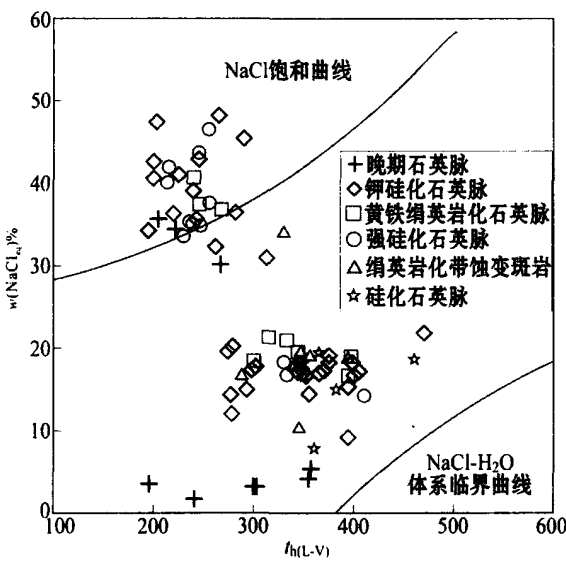


图 5 流体包裹体盐度- $t_{h(L-V)}$ 关系图
(底图据 Roedder, 1984)
横坐标的温度仅为 $t_{h(L-V)}$, 并非总均一温度
Fig. 5 Salinity versus $t_{h(L-V)}$ illustrating the distribution
pattern of the data points relative to NaCl saturation and
critical curves from Roedder (1984)

温度更低, 仅为 267.4 °C。本次研究未能在石英斑晶中发现熔融包裹体, 石英斑晶内的包裹体均一温度 (TG240 号样品 I_a 类 t_h 336 °C) 与其所宿主的绢英岩化带内石英中包裹体均一温度相当, 所测斑晶中的包裹体可能是绢英岩化阶段的产物。

(2) 盐度

本次流体包裹体盐度研究中, 主要针对 I、III 类流体包裹体进行测试, II 类包裹体由于液相很少, 测定盐度有难度, 故数据不多。测得的 79 个各期次石

英中的 I、II、III 类包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{eq})$ 变化在 1.71% ~ 48.2% 之间 (表 1), 主要集中在 2 个区域, 分别为 10% ~ 20% 和 30% ~ 48.2% (图 5)。钾化带、硅化带及黄铁绢英岩化带中的气液相包裹体的盐度变化不大, $w(\text{NaCl}_{eq})$ 多集中在 (16 ± 2)% 左右; 晚期石英脉中盐度较低, 多在 1.7% ~ 5.4% 之间。III_a 类包裹体盐度变化在 33.6% ~ 48.2% 之间, 平均为 40.2%, 在钾化带、硅化带及黄铁绢英岩化带中无明显的规律。

表 2 NaCl-CaCl₂-H₂O 体系测温数据及 NaCl、CaCl₂ 含量估算结果

Table 2 Microthermometric data of the NaCl-CaCl₂-H₂O system

样品号	$t_e / ^\circ\text{C}$	$t_m(\text{hydro}) / ^\circ\text{C}$	$t_m(\text{ice}) / ^\circ\text{C}$	$t_h / ^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{eq}) / \%$	$w(\text{CaCl}_2) / \%$
TGB904	- 65 ~ - 56	- 26	- 8.3	278	6.5	5.0
		- 23.9	- 17	279	15.5	4.5
		- 23.7	- 16.2	274	16.0	4.5
		- 23.5	- 12.8	400	12.5	4.0
TG228	- 63 ~ - 60	- 27.5	- 13.3	405	8.5	9.0
		- 22.7	- 10.4	277	12.0	2.5
TGI 013	- 65 ~ - 56	- 25	- 4.4	397	5.5	3.5
		- 24.3	- 18	333	14.0	6.0
		- 26	- 5.5	344	5.0	3.5
		- 24.6	- 18.5	315	11.5	8.5
TGB034	- 60	- 26	- 15	460	10.0	7.0

注: t_e —低共结点温度, $t_m(\text{hydro})$ —NaCl 水合物分解温度, $t_m(\text{ice})$ —冰点, t_h —均一温度。

另外,测试过程中发现,部分 I 类包裹体(19 个)显示较低的共结点温度($-65 \sim -56^{\circ}\text{C}$),其水合物分解温度在 $-27.5 \sim -22.7^{\circ}\text{C}$ 之间,平均为 -24.8°C (表 2),显示出类似 NaCl-CaCl₂-H₂O 体系的特征(Shepherd, 1985),与典型的 NaCl-CaCl₂-H₂O 三相体系共结点温度(-52°C)相比,本矿流体体系共结点温度($-65 \sim -56^{\circ}\text{C}$)更低,说明本流体体系中还可能含有其他阳离子,如 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 等,这也在离子色谱分析中得已证实。依据所测的共结点温度(t_e)、石盐水合物分解温度(t_m , hydro)及冰点温度(t_m , ice),利用 NaCl-CaCl₂-H₂O 体系富水部分相图,可对上述 NaCl-CaCl₂-H₂O 体系包裹体中的 NaCl、CaCl₂ 等含量进行估算。如 TGB034 样品中的一个包裹体在过冷冻时($< -100^{\circ}\text{C}$)冻结,形成冰、NaCl 水合物($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)和 CaCl₂ 水合物($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) 3 种固相,当升温到 -60°C 时(共结点 t_e),开始出现具有共结点组成的液相,随着温度逐渐升高, CaCl₂ 水合物开始融化,直至最后消失,由于此过程产生的液相较少,故很难观测清楚,借助于加热过程中的录像,可以看到这种变化:CaCl₂ 水合物融化完毕后,体系开始沿 NaCl 水合物+液相和冰+液相区域的共

结线移动(如图 6,曲线 ea),在此过程中,NaCl 水合物不断熔解;当温度升高到 -26°C 时(t_m , hydro),NaCl 水合物熔解完毕,即到达 a 点;继续升温,体系便离开 a 点,沿 a 点与 H₂O 顶点方向变化, -15°C 时,冰融化完毕,此时, a 点与 H₂O 顶点的连线与 -15°C 等温线的交点 b 即为该体系的总组成,由此得出体系中 NaCl 为 10%,CaCl₂ 为 7%。样品测试结果均列于表 2 中。从表中可以看出,该体系中 $w(\text{CaCl}_2)$ 在 2.5%~9.0%之间,平均为 5.3%。

(3) 压力

I、II、III_b 类包裹体压力通过测得的均一温度和盐度,采用刘斌等(1999)资料算得(表 3)。III_a 类包裹体最小捕获压力估算见图 7,图中可以看出,III_a 类包裹体的相变过程明显不同于 III_b 类,此类包裹体最小捕获压力集中于 30 MPa [$t_m = 296^{\circ}\text{C}$, $t_m - t_{h(L-V)} = 50$]至 140 MPa [$t_m = 403^{\circ}\text{C}$, $t_m - t_{h(L-V)} = 200$]之间,明显高于 I、II 及 III_b 类包裹体;以静岩压力估算,此类包裹体最小捕获深度应在 1~5 km 之间。

2.3 流体包裹体的成分特征

(1) 包裹体气相、液相成分群体分析

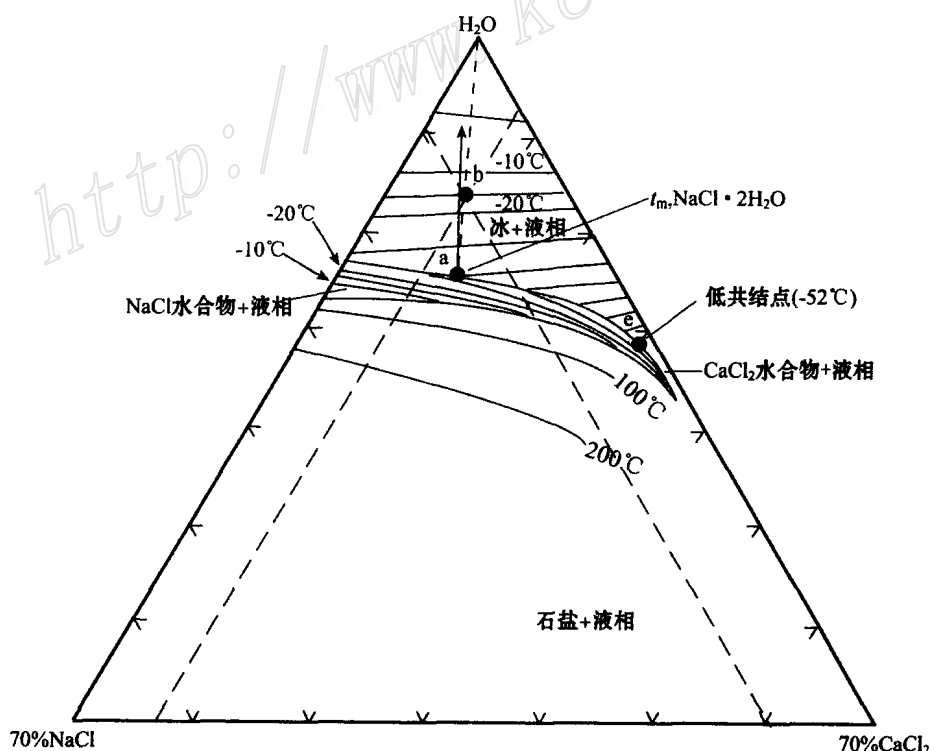


图 6 NaCl-CaCl₂-H₂O 体系富水部分相图(据 Oakes et al., 1990; Williams-Jones et al., 1990)

Fig. 6 Equilibrium diagram of the part with water richness in the system of NaCl-CaCl₂-H₂O
(after Oakes et al., 1990; Williams-Jones et al., 1990)

表 3 厅宫矿区流体包裹体最小捕获压力估算表
Table 3 Minimum entrapment pressure of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit

样品编号 及产状	类型	包裹 体数	压力范围 / MPa	压力均值 / MPa
TGB-904(晚期石英英脉)				
	I _a	4	1.4~8.4	5.4
	I _b	2	17.0~17.3	17.2
	III _b	1	3.3	3.3
TGB-904(钾硅化辉钼矿石英英脉)				
	I _a	5	5.0~24.4	11.2
	I _b	2	17.7~18.8	18.3
TG228(钾化黄铜矿石英英脉)				
	I _a	4	5.5~25.0	16.9
	I _b	2	13.9~22.7	18.3
	II	1	23.8	23.8
	III _b	2	4.5~7.8	6.2
TG1013(绢英岩化石英脉)				
	I _a	3	7.1~11.3	9.1
	I _b	3	13.0~23.1	19.7
TG1004(强硅化石英脉)				
	I _b	3	10.5~26.0	16.0
TGB-708(强绢英岩化石英脉)				
	I _a	4	7.3~18.6	12.3
	I _b	1	18	18.0
	III _b	1	3.6	3.6

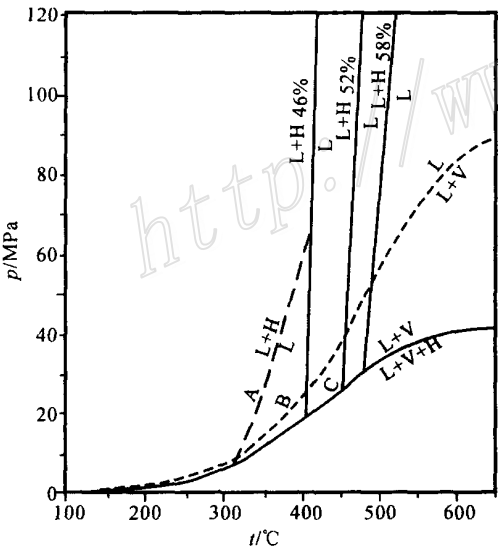


图 7 高盐度 H₂O-NaCl 体系 p-T 相图(据 Roedder,1984; Calagari,2004)

路径 A、B、C 分别代表 $t_m(\text{NaCl}) > t_{h(L-V)}$ 、 $t_m(\text{NaCl}) < t_{h(L-V)}$ 及 $t_m(\text{NaCl}) = t_{h(L-V)}$ 等三类含子矿物多相包裹体
Fig.7 Pressures at homogenization for three halite-bearing inclusions with different $t_m(\text{NaCl})$ and $t_{h(L-V)}$ values through the system NaCl-H₂O. Inclusions having values of $t_m(\text{NaCl}) > t_{h(L-V)}$, $t_m(\text{NaCl}) < t_{h(L-V)}$, $t_m(\text{NaCl}) = t_{h(L-V)}$ follow the lines A, B and C, respectively (Roedder,1984; Calagari,2004)

包裹体群体成分分析在中国科学院地质与地球物理研究所进行。气相成分分析采用四极质谱法,实验仪器为 RG202 四极质谱仪。分析实验流程为:将清洗干净的样品放入石英试管内,然后逐步升温到 100℃时抽真空,待分析管内真空度为 6×10^{-6} Pa 以下时测定气相成分,直至以 1℃/3 s 的速度升温到 500℃时分析完成(朱和平等,2001)。液相成分采用离子色谱法,实验流程为:将清洗干净的样品放入石英管后在 500℃爆裂 15 min,冷却后加 5 mL 水,再超声震荡 10 min,最后利用日本岛津公司的 HIC-6A 型离子色谱仪进行测定。

厅宫矿区各期石英英脉及石英斑晶中的气相成分分析结果(表 4)表明:厅宫铜矿床流体包裹体气相成分以 H₂O 为主,还含有一定量的 CO₂,这与显微测温过程中出现大量的 CO₂ 笼形物一致。此外,气相成分还含有少量的 CH₄、H₂S、C₂H₆ 等。

表 4 厅宫铜矿床包裹体气相分析结果 (x_F/%)

Table 4 Gas composition of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit (x_F/%)

样品号	CH ₄	H ₂ O	C ₂ H ₆	H ₂ S	Ar	CO ₂
TG208	-	99.045	0.144	0.142	-	0.67
TG235	0.282	95.954	0.910	0.097	0.078	2.679
TG302	0.315	97.622	0.381	0.047	-	1.635
TGB034	0.095	98.052	0.314	0.040	0.144	1.355
TGB708	0.423	96.396	0.996	0.126	0.167	1.892

测试者:中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源探测中心朱和平、张博等;“-”为低于检出值。

流体包裹体液相成分分析结果(表 5)显示,厅宫矿区各期石英英脉中阳离子主要为 Na⁺、K⁺、Ca²⁺,还含有少量的 Mg²⁺;阴离子中以 SO₄²⁻、F⁻、Cl⁻ 为主。包裹体中较高的 F⁻,显示出高温岩浆流体的特征;大量 SO₄²⁻ 的存在,说明流体在成矿期间处于高度氧化状态(高氧逸度)。相对于驱龙矿床(杨志明等,2005b),厅宫矿床成矿流体中 F⁻、Cl⁻、SO₄²⁻、Na⁺ 等离子浓度低很多。曲晓明等(2004)在研究本矿带斑岩铜矿床同位素时发现,沿该铜矿带从东到西,Nd、Sr、Pb、O 等同位素呈现规律性变化,并提出了该变化可能与沉积物混入量有关的观点;谭捍东等(2004)在雅鲁藏布江缝合带进行的地壳电性研究中也发现,在雅鲁藏布江缝合带附近,良导体由西往东规模逐渐增大,导电性逐渐变好,于是认为深部大规模良导体东西向的差异可能是板块碰撞引起物质

表 5 包裹体液相成分分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

Table 5 Liquid composition of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit($w_B/10^{-6}$)

样品号	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
TGB708	879.361	247.743	2029.294	1386.684	1169.381	30.439	109.075
TG208	279.861	40.185	>867.857	448.494	418.714	20.236	110.150
TG302	112.657	166.010	287.286	453.501	133.793	1.826	11.717
TGB034	95.604	146.096	1005.707	612.529	93.949	11.671	19.204

测试者：中国科学院地质与地球物理研究所矿物资源探测中心朱和平、张博等，表中数据已用样品 H₂O 校正。

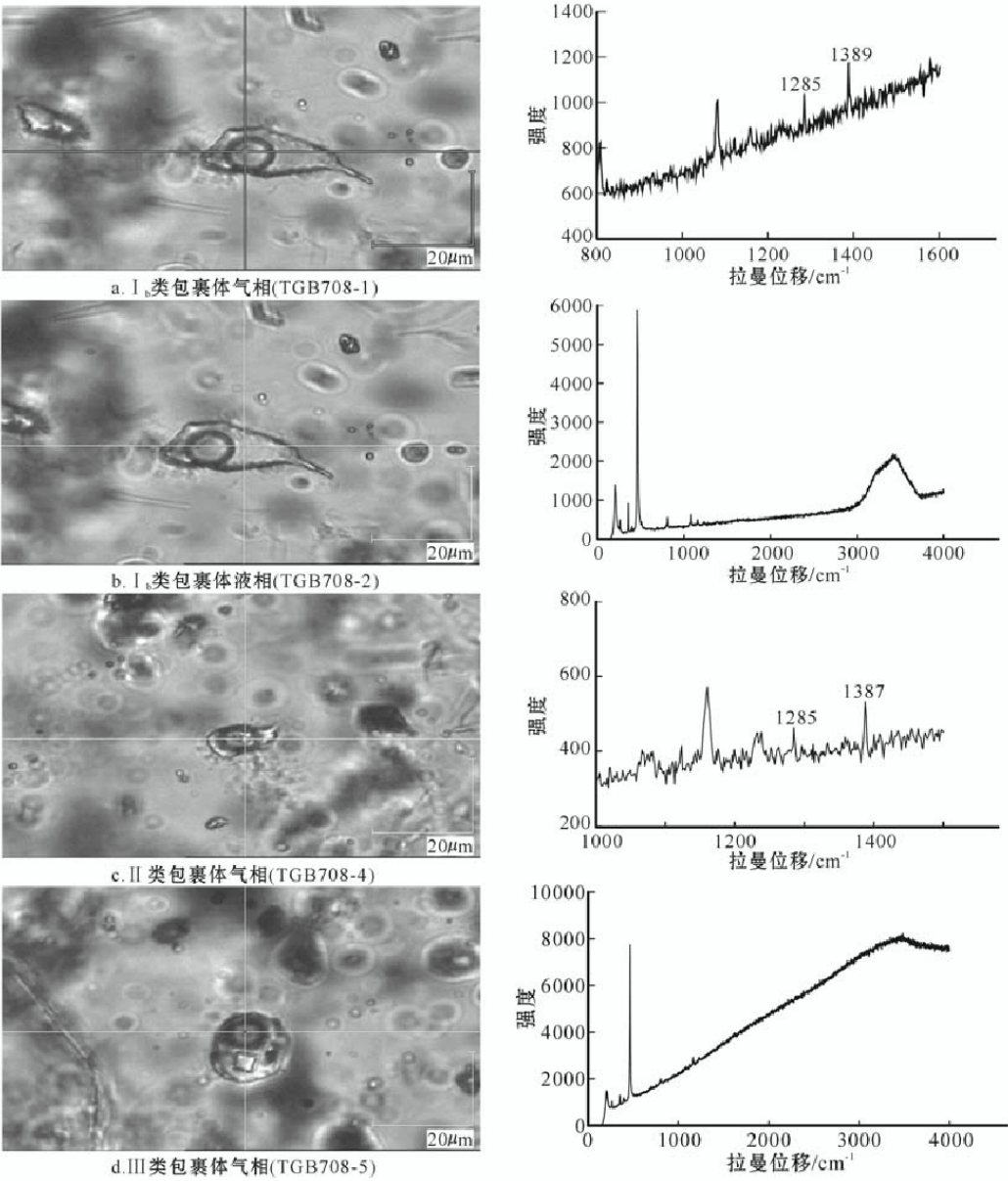


图 8 厅宫斑岩铜矿床中包裹体显微照片及激光拉曼光谱

Fig.8 Laser Raman Spectra and photos of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit

沿东西向运移的结果。不管是什么原因,冈底斯斑岩铜矿带的成矿物质来源在东西向存在一定的规律性是既存的事实,厅宫与驱龙矿床成矿流体特征的较大差异,可能也与这个规律性的变化有关。

(2) 单个包裹体激光拉曼探针分析

流体包裹体成分的 LRM 分析在中国地质科学院矿产资源研究所进行,测试仪器为 Renishaw-2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪,光源为 Spectra-Physics 氩离子激光器,波长 514 nm,激光功率 20 mW,测试对象为厅宫铜矿床的石英中的 I、II、III 类包裹体。测试结果表明:厅宫矿区 I_a 类包裹体气、液相成分均以 H₂O 为主;I_b 类及 II 类包裹体气相中除 H₂O 峰外,还可见 CO₂ 峰(图 8a、b、c),III 类包裹体中气、液相成分均以 H₂O 为主(图 8d)。密切共生的 I、II 类包裹体存在的成分差异,可能是流体发生不混溶造成的;CO₂ 等气体在流体发生沸腾时优先进入气相中,导致了液相中以 H₂O 为主。

3 讨论

与多数斑岩型铜矿床一样,厅宫铜矿床也具备斑岩铜矿共有的一些特点,如成矿流体温度、盐度较高,I、II 类包裹体紧密共存,显示出成矿过程中发生过沸腾事件(Roedder,1984;芮宗瑶等,1984;张绮玲等,2003),但它也与其他斑岩型铜矿床存在差异,如在厅宫铜矿石英脉中出现大量 III_a 类包裹体,在驱龙铜矿床的包裹体中也有类似的现象(杨志明等,2005a)。

III_a 类包裹体在本次研究中不是偶然出现,在测试的数据中,它们与 III_b 类包裹体相比占绝对优势。通常认为,III_a 类包裹体大致可能由以下几种方式形成(Roedder,1984):①捕获的为 NaCl 不饱和均匀流体,当温度降低时,它在 $p-t$ 空间沿具有相应密度和组成的等容线移动直达石盐液相线,然后石盐结晶;②捕获的是为 NaCl 饱和流体或含少量石盐子矿物的过饱和流体;③可能是在含子矿物包裹体发生卡脖子时捕获的。对于厅宫铜矿此类包裹体的形成原因,笔者认为第一种成因的可能性较大,理由如下:①如果捕获的为 NaCl 饱和流体,则包裹体的 t_m (NaCl) 与 $t_{h(L-V)}$ 不应该有太大的差距,而厅宫此类包裹体两者之间差距最大达 200℃;②如果捕获的是过饱和流体,则属不均一捕获,此类包裹体中的石盐颗粒应该大小不一,而本矿带中的此类包裹体的石盐体积大多占包裹体总体积的 15%左右;同样的原因,含子矿物包裹体发生卡脖子也不是很好的解释方案。研究表明,高盐度包裹体也不一定必须通过流体不混溶或沸腾而成,还可以直接由岩浆熔体出

溶而形成(Campbell et al.,1995;张德会等,2001)。蚀变填图表明,铜矿化多发生在钾硅化叠加的地段,仅钾化的地段不能形成工业矿体,可见硅化阶段流体对成矿的贡献。另一方面,钾化带石英脉中的流体包裹体的均一温度与硅化带中的很接近,没有表现出高温的特点,表明硅化阶段蚀变较为强烈,早期钾化蚀变带中能代表钾化信息的流体包裹体已被彻底改造;且硅化石英脉中的含子矿物多相包裹体主要以 III_a 类为主,这些信息表明,III_a 类包裹体所代表的一组高压、高盐度和富成矿元素(包裹体中含有较多的黄铜矿的子矿物,待发表)的流体端员形成于硅化蚀变阶段,该流体端员不仅使得该矿发生强烈硅化蚀变,并提供了大量的成矿物质。冈底斯班岩铜矿带中与成矿有关的斑岩体规模一般较小,而从斑岩体中分凝出来的流体更少,无法满足一个 1.5 Mt 的 Cu 金属量(如,厅宫铜矿)矿床形成所需要的金属和硫(王小春等,2002),以及形成沿斑岩体依次向外大规模的蚀变作用;III_a 类流体包裹体的大量出现,暗示厅宫铜矿床成矿流体中可能有部分直接来源于深部岩浆,恰好弥补了这种不足,具体出溶时的物理化学条件及出溶作用形成机制还需要进一步的研究。

4 结论

通过对厅宫斑岩铜(钼)矿床中各期石英脉及石英斑晶中流体包裹体的研究,得出以下主要结论。

(1) 显微测温结果显示厅宫铜矿成矿流体为高温、高盐度岩浆热液,成矿事件主要发生在钾硅化叠加阶段,成矿温度主要在 340~380℃左右;I、II 类包裹体与部分 III 类包裹体密切共生,均一温度范围相似,显示了沸腾流体的特征。

(2) 包裹体成分分析结果表明,成矿流体中气相成分以 H₂O 为主,还含有一定量的 CO₂ 及少量的 CH₄、H₂S、C₂H₆ 等;液相中离子以 K⁺、Na⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、F⁻ 等为主,还含有少量的 Ca²⁺、Mg²⁺ 等。

(3) 厅宫铜矿床大量气泡先消失、子矿物后熔融的 III_a 类包裹体的出现表明,成矿流体中可能有部分直接来源于深部岩浆的出溶作用。

致谢 野外工作中得到了中国地质科学院矿产资源研究所余宏全博士、丰成友博士,成都矿产地质研究所林方成博士、廖忠礼博士及刘波同志等

的大力帮助;在包裹体气液相成分分析过程中得到朱和平老师的悉心指导和大力支持,曲晓明研究员在评审过程中提出建设性意见,在此表示感谢。

References

- Bischoff J L. 1991. Densities of liquids and vapors in boiling NaCl-H₂O solutions: A PVTX summary from 300 °C to 500 °C [J]. *Amer. J. Sci.*, 291: 309 ~ 338.
- Calagari A A. 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 179 ~ 189.
- Campbell A R. 1995. The evolution of a magmatic fluid: a case history from the Capitan Mountains, New Mexico [A]. In: Thompson J F H, ed. *Magmas, fluids, and ore deposits* [C]. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Mineralogical Association of Canada. 23: 291 ~ 308.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution [J]. *Econ. Geol.*, 83: 197 ~ 202.
- Hou Z Q, Qu X M and Huang W. 2001. The Gangdese porphyry copper belt: the second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau [J]. *Geology in China*, 28: 27 ~ 29 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusion thermodynamics [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 290 (in Chinese with English abstract).
- Oakes C S, Bodnar R J and Simonson J M. 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquids at 1 atm total pressure [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 603 ~ 610.
- Potter R W, et al. 1978. The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 500 °C at pressures up to 2000 bar based on a regression of available data in the literature [J]. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1421-C, 36.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" copper belt [J]? *Mineral Deposits*, 20(4): 355 ~ 366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q, Guo L J, et al. 2004. Source compositions and crustal contaminations of Adakitic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt: Nd, Sr, Pb and O isotope constraints [J]. *Acta Geologica Sinica*, 78(6): 814 ~ 821 (in Chinese with English abstract).
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions, reviews in mineralogy [M]. 12. Michigan: Book Crafters, Inc. 1 ~ 445.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 350 (in Chinese).
- Shepherd T J, Rankin A H and Alderton D H. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies [M]. Glasgow: Blackie and Son.
- Tan H D, Wei W B, Martyn Unsworth, et al. 2004. Crustal electrical conductivity structure beneath the Yarlung Zangbo Jiang suture in the southern Xizang plateau [J]. *Chinese J. Geophys.*, 47(4): 685 ~ 690 (in Chinese with English abstract).
- Wang X C, Yan Z G, Zhou W D, et al. 2002. Preliminary study on geological features of porphyry-type copper deposits in the northwestern Nimu, middle section of Gangdise belt, Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 38(1): 5 ~ 8 (in Chinese with English abstract).
- Williams-Jones A E and Samson I M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: Applications to fluid inclusions [J]. *Can. Mineral.*, 28: 299 ~ 304.
- Yang Z M, Xie Y L, Li G M, et al. 2005a. The characteristics and the forming process of ore-forming fluids at Qulong copper deposit in Gangdise porphy copper belt, Tibet [J]. *Geology and Prospecting*, 42(2): 21 ~ 26 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z M. 2005b. Characteristics of ore-forming fluids and metallogenetic dynamics in Gangdese porphyry copper belt, Tibet (Master candidate paper) [D]. Supervisor: Xie Y L and Li G M. Beijing: Beijing University of Science and Technology. 26p.
- Zhang D H, Zhang W H and Xu G J. 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system [J]. *Earth Science Frontiers*, 8(3): 193 ~ 202 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Q L, Qu X M, Xu W Y, et al. 2003. Study of the fluid inclusions from Nanmu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 251 ~ 259 (in Chinese with English abstract).
- Zhu H P and Wang L J. 2001. Analysis of gas composition in fluid inclusions by quadrupole mass spectrometry [J]. *Science in China (Series D)*, 31(7): 586 ~ 590 (in Chinese).

附中文参考文献

- 侯增谦, 曲晓明, 黄卫, 等. 2001. 冈底斯斑岩铜矿成矿带有望成为西藏第二条“玉龙”铜矿带 [J]. *中国地质*, 28(10): 27 ~ 30.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学 [M]. 地质出版社. 1 ~ 290.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩成矿带: 西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带 [J]? *矿床地质*, 20(4): 355 ~ 366.
- 曲晓明, 侯增谦, 国连杰, 等. 2004. 冈底斯铜矿带埃达克质含矿斑岩的源区组成与地壳混染: Nd, Sr, Pb, O 同位素约束 [J]. *地质学报*, 78(6): 814 ~ 821.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床 [M]. 地质出版社. 1 ~ 350.
- 谭捍东, 魏文博, Martyn Unsworth, 等. 2004. 西藏高原南部雅鲁藏布江缝合带地区地壳电性结构研究 [J]. *地球物理学报*, 47(4): 685 ~ 690.
- 王小春, 晏子贵, 周维德, 等. 2002. 初论西藏冈底斯中段尼木西北部斑岩铜矿地质特征 [J]. *地质与勘探*, 38(1): 5 ~ 8.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 2005a. 西藏冈底斯斑岩铜矿带驱龙铜矿成矿流体特征及其演化 [J]. *地质与勘探*, 41(2): 21 ~ 26.
- 杨志明. 2005b. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体特征及其动力学研究 (硕士论文) [D]. 导师: 谢玉玲, 李光明. 北京: 北京科技大学. 26 页.
- 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[J]. 地学前缘, 8(3):193~202.
张绮玲, 曲晓明, 徐文艺, 等. 2003. 西藏南木斑岩铜矿床的流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 19(2):251~259.

朱和平, 王莉娟. 2001. 四极质谱测定流体包裹体中的气相[J]. 中国科学(D辑), 31(7):586~590.

Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdese belt, Tibet

YANG Zhi-ming^{1,2}, XIE Yu-ling¹, LI Guang-ming³, XU Jiu-hua¹ and WANG Bao-hua⁴

(1 Beijing University of Science and Technology, Beijing 100083, China; 2. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China; 3 Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China; 4 Guilin University of Technology, Guilin 541004, Guangxi, China)

Abstract

The Tinggong porphyry copper deposit (PCD) is an important deposit in Gangdese PCD belt. According to a detailed study of quartz veins and quartz phenocrysts, the ore-forming fluids of the Tinggong deposit might have been derived from magmatic fluids characterized by high temperature and high salinity. Boiling, as shown by coexisting liquid-rich and vapor-rich inclusions with similar homogenization temperatures, must have happened during the ore-forming process, with the copper precipitation occurring in the temperature range of 340 °C to 380 °C. Laser Raman Microprobe Analysis (LRM), Quadrupole Mass Spectrum Analysis (QMS) and Ion Chromatography Analysis (IC) were performed for fluid inclusions from the Tinggong PCD. It can be concluded from the above results that the ore-forming fluids are rich in Na⁺, K⁺, Ca²⁺, F⁻, Cl⁻ and SO₄²⁻ as well as small amounts of CO₂, H₂S and CH₄. Ore-forming fluids probably partly originated from deep magma exsolution, as evidenced by the existence of IIIa-type inclusions.

Key words: geochemistry, fluid inclusion, exsolution, porphyry copper deposit, Tinggong, Gangdese, Tibet