

西藏冈底斯中段雄村铜金矿床流体包裹体研究

徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 陈伟十, 杨竹森, 崔艳合

(中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要: 对西藏雄村铜金矿开展了系统的流体包裹体岩相学研究、显微测温 and 单个包裹体拉曼光谱分析。研究揭示雄村铜金矿床流体包裹体均一温度范围为 121~ 382 °C, 成矿主体温度范围为 150~ 250 °C, 均一压力范围为 $1.94 \times 10^5 \sim 45.92 \times 10^5$ Pa; 铜矿化阶段盐度范围为 1.23%~ 36.61%, 总体盐度分布表现为 3 个不连续区间; 铜矿化阶段存在高盐度流体, 金矿化阶段为低温低盐度流体。雄村矿床温度、压力特征与浅成热液矿床基本一致, 但盐度偏高, 成矿流体组成以高 Ca^{2+} 和富含 CO_2 、 N_2 、 CH_4 为特征, 主要离子组成为 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 。雄村铜金矿床成矿流体为一复杂的不混溶体系, 至少存在 3 种流体端员, 即富 CO_2 、 N_2 、 CH_4 气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员, 流体不混溶是雄村矿床金属沉淀的一个重要机制。雄村矿床兼具高硫化和低硫化浅成热液矿床某些典型特征, 但与典型的高硫化和低硫化浅成热液矿床又存在差异, 为一“较为特殊的浅成热液矿床”。

关键词: 流体包裹体; 拉曼光谱; 流体不混溶; 浅成热液; 雄村; 铜金矿床

中图分类号: P618.41; P618.51; P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2005)04-0301-10

Fluid inclusion studies of the Xiongcu copper gold deposit in central Gangdese, Tibet

XU Wen_yi, QU Xiao_ming, HOU Zeng_qian, CHEN Wei_shi, YANG Zhu_sen and CUI Yan_he
(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

Abstract: Based on such means as systematic petrographical study, microthermometry, and Raman probe analysis, the authors revealed that homogenization temperatures of fluid inclusions in vein quartz from the Xiongcu copper gold deposit vary from 121 °C to 382 °C, mainly in the range of 150 °C~ 250 °C. Homogenization pressures of fluid inclusions vary from 1.94×10^5 Pa to 45.92×10^5 Pa. Fluid inclusion salinities at the stage of copper mineralization vary in a wide range from 1.23 wt% NaCl_{eq} to 36.61wt% NaCl_{eq} , and are distributed in three discontinuous domains. High salinity fluids existed at the stage of copper mineralization, but gold mineralization was related to low temperature and low salinity fluids. Fluid temperature and pressure characteristics of the Xiongcu deposit coincide with those of epithermal type deposits, but the salinity of the former deposit is higher than that of typical epithermal deposits. Ore forming fluids of the Xiongcu deposit are rich in Ca^{2+} , CO_2 , N_2 and CH_4 , thus belonging to the Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} system. During the ore forming process, there existed at least three fluid end members in the Xiongcu deposit, namely the CO_2 、 N_2 、 CH_4 rich member, the low salinity aqueous member, and the high salinity aqueous member. Ore forming fluids of the Xiongcu deposit formed a complex immiscible system, and fluid immiscibility seems to have been one of the important mechanisms for metallic deposition in the Xiongcu deposit. The Xiongcu copper gold deposit is a peculiar epithermal deposit, which show some typical characteristics of both high sulfidation epithermal deposits and low sulfidation epithermal deposits.

收稿日期: 2005-04-05; 修订日期: 2005-05-25

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40303008); 科技部“973”计划资助项目(2002CB412605)

作者简介: 徐文艺(1970-), 男, 汉族, 博士, 副研究员, 主要从事矿床地球化学研究。

mal deposits.

Key words: fluid inclusion; Raman spectrum; immiscible fluids; epithermal deposit; Xiongacun; copper-gold deposit

喜马拉雅-青藏高原造山带近30年来一直备受世界地质学家瞩目,其形成演化在影响地球上的地质演化、生物演化和全球气候变化(Ruddiman and Kutzbach, 1989; Molnar and England, 1990; Yin and Harrison, 2000)的同时,也形成了丰富的矿产资源,因其成矿规模大、成矿时代新、成矿类型多和保存条件好等诸多特征而被誉为研究大陆成矿作用的天然实验室(侯增谦等, 2003)。雄村铜金矿床即位于该造山带冈底斯中段,距日喀则北西约70 km。该矿于1993年由西藏地质六队在江西地矿局物化探大队圈出的水系沉积物异常中发现,并于2002~2004年开展矿区普查,发现该矿是一个极有找矿潜力的大型铜金矿床。因此,对其深入开展成因研究,对于

该矿进一步勘查和冈底斯中段同类型矿床的寻找意义深远,同时也可作为研究喜马拉雅-青藏高原造山带的演化提供重要信息。本文通过系统的流体包裹体研究,揭示雄村矿床成矿流体特征,为雄村矿床成因研究提供基础证据,同时也为大陆造山环境成矿作用研究提供科学证据。

1 矿区地质

雄村铜金矿床位于印度河-雅鲁藏布江缝合带的北侧,拉萨地体南缘冈底斯岩浆岩带中段,南侧紧邻日喀则弧前盆地(图1)(Durr, 1996; Yin and Harrison, 2000)。

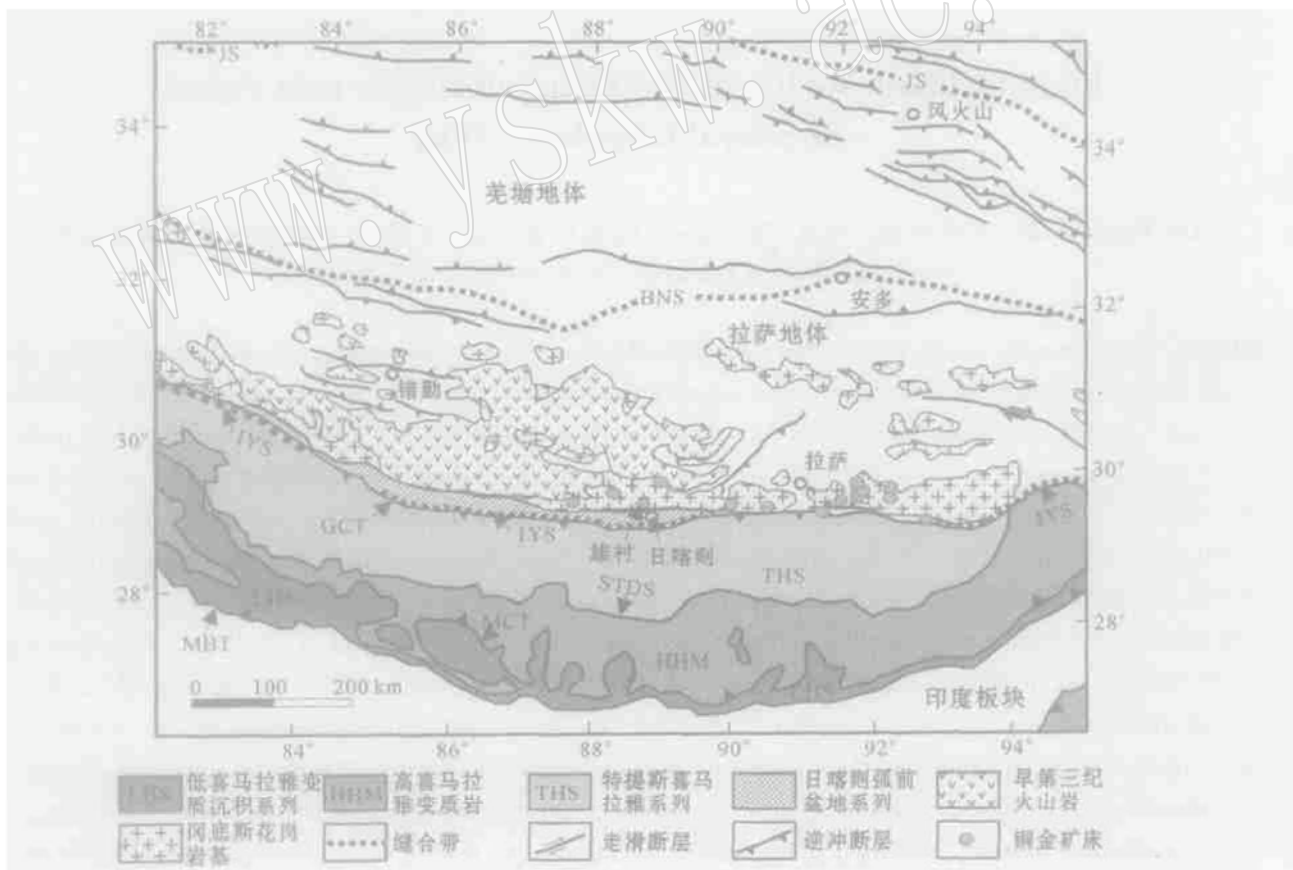


图1 青藏高原构造格架简图(据 Yin and Harrison, 2000)

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan Plateau (after Yin and Harrison, 2000)

MBT—主边界逆冲断裂; MCT—主中央逆冲断裂; STDS—藏南拆离系; GCT—冈底斯中央逆冲断裂; IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公湖-怒江缝合带; JS—金沙江缝合带

MBT—main boundary thrust fault; MCT—main central thrust fault; STDS—south Tibetan detachment system; GCT—Gangdese central thrust; IYS—Indian River-Yalu Zangbo suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; JS—Jinshajiang suture zone

矿区出露的地层为上白垩统且狮庭组(K₂)和第四系更新统砾岩(图 2)。且狮庭组为一套英安质凝灰岩、凝灰质砂岩和泥页岩,其中英安质凝灰岩含大量晶屑(斜长石、石英等,多已蚀变)、玻屑和岩屑,是雄村铜金矿床的容矿围岩。

矿区内发育有多期岩浆岩,主要有黑云母二长

花岗岩、闪长斑岩以及多种脉岩。黑云母二长花岗岩出露于矿区东北部,侵入时代为古新世,主要矿物组成为钾长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石;围岩接触带见有堇青石化,但岩体中目前未见矿化。闪长斑岩出露于矿区西南部,绿泥石化强烈,偶见斜长石残斑,呈变余斑状结构,基质为变余微晶结构,岩

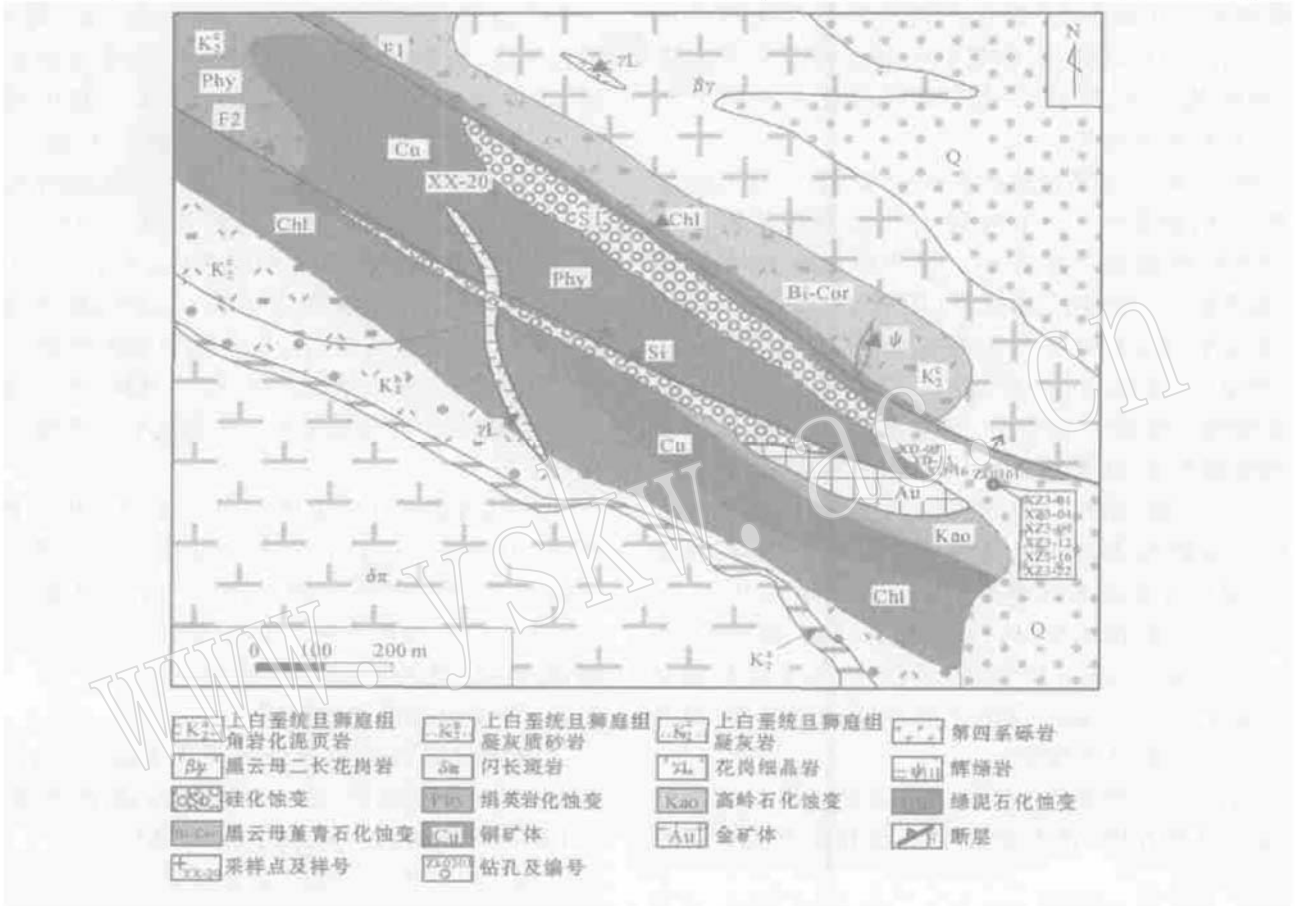


图 2 雄村铜金矿床地质图

Fig. 2 Geological map of the Xiongacun copper-gold deposit

石仅在局部见有星点状黄铜矿。

矿区脉岩有酸性脉岩和基性脉岩两类,前者有花岗细晶岩和花岗斑岩,后者有辉绿岩和煌斑岩。脉岩规模小,产状陡立,相互穿插,其中见有花岗斑岩脉贯入到铜金矿体中,并有矿化和蚀变。

矿区断裂构造发育,呈北西或北西西向展布,其中主干断裂 F1 呈北西向从矿区中部蚀变矿化带北侧穿过,宽 50~ 100 m; F2 断裂呈北西西向从蚀变矿化带南部穿过,宽 40~ 60 m。两断裂总体倾向均为北东,倾角陡立且变化大。沿两断裂普遍分布有断层角砾岩和蚀变岩,并多已片理化,两断裂性质均表现为先张后压。F1 和 F2 断裂及其派生的北东向次

级构造裂隙是矿区的主要控矿和容矿构造。

2 蚀变矿化特征

雄村矿区与铜、金矿化有关的主要蚀变类型有:钾长石化(局部细脉状)、白云母化、绢英岩化、硅化、绿泥石化、粘土化(高岭石化)、脉状碳酸盐(方解石和菱铁矿)化等。另外,在铜、金矿化之前,雄村矿区还出现有与火山喷发同期的火山热液蚀变:黑云母化、钠长石化、黝帘石化以及与矿区南部和北部岩体侵入活动有关的石榴石(锰铝榴石)化、透辉石化、阳起石化、红柱石化、堇青石化、角岩化等。

雄村铜金矿的蚀变矿化带(图2)总体沿着F1和F2断裂呈北西向展布,地表显示出蚀变分带性,从中心硅化带向外,依次出现绢英岩化带和绿泥石化带,在F2断裂东段绢英岩化带和绿泥石化带之间出现粘土化(高岭石化)。硅化带与绢英岩化带之间呈渐变过渡关系,硅化强烈的岩石呈致密块状且石英颗粒细小。在垂向上,硅化出现在绢英岩化带的顶部。总体上,矿区硅化-绢英岩化和绿泥石化最为强烈,而绢英岩化、绿泥石化和高岭石化在空间上与铜、金矿化密切伴生。

铜、金矿化主要呈脉状和浸染状,矿化石英脉呈不规则状,脉宽从0.5 mm到15 cm,脉边缘常常与蚀变围岩呈渐变过渡关系。主要矿石矿物有黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、银金矿等,主要脉石矿物有石英、绢云母、绿泥石、绿帘石、重晶石、石膏、萤石、方解石、菱铁矿、粘土矿物等。根据矿物组合、矿物特征以及脉体的产状和穿插关系,主要蚀变矿化组合从早到晚依次为:

I. 石英(粗粒)-白云母-黄铁矿(粗粒自形),该组合主要沿大的构造裂隙分布,形成于铜矿化前期,主要产于矿区东北部黑云母二长花岗岩中;

II. 石英-绢云母-黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿-斑铜矿-闪锌矿,该组合中石英和硫化物呈他形粒状且颗粒细小,是铜矿化阶段的主要蚀变矿化组合,也是铜矿体的主要组成部分;

III. 石英-黄铁矿(少量),该组合主要呈细脉状穿插于组合II中,以石英清洁透明和硫化物少区别于组合II;

IV. 石英-绿泥石-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-自然金-银金矿,伴有少量的磁黄铁矿和黄铜矿,自然金和银金矿主要呈团粒状产于黄铁矿和方铅矿中;该组合主要产于金矿体及其附近绿泥石化带中,以大量出现闪锌矿和方铅矿为特征。

3 流体包裹体

本文主要针对与铜矿化有关的石英-绢云母-黄铁矿-磁黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿脉和稍晚的与金矿化有关的石英-绿泥石-黄铁矿-闪锌矿-方铅矿-黄铜矿(少量)脉,开展石英中流体包裹体测试工作。

3.1 流体包裹体特征

通过对双面抛光流体包裹体薄片(厚约0.3 mm)进行系统的显微观察,根据室温下相组成,雄村

矿区脉石英中的流体包裹体可划分为3类(图3):气相体积百分数 $\geq 50\%$ 的G型包裹体、气相体积百分数 $< 50\%$ 的L型包裹体和含子晶的多相包裹体(S型包裹体)。

与铜矿化密切伴生的脉石英中的流体包裹体,L型数量最多,目估气相体积百分数多为5%~25%,少数可达到45%,包裹体大小4~26 μm ;其次为S型包裹体,包裹体大小5~35 μm ,根据子晶形态推测,子晶主要为石盐(NaCl,立方体),其次为钾盐(KCl,浑圆状),个别出现石膏(针状)、方解石(长板状)。G型富气体包裹体在数量上比前两种包裹体少得多,颜色较深,气相体积百分数 $> 50\%$,大多数 $> 80\%$,部分接近于纯气相包裹体,大小2~20 μm 。根据镜下特征和拉曼探针检测,G型包裹体主要是富 CO_2 、 CH_4 、 N_2 包裹体,其中部分较大的富 CO_2 包裹体可清晰分辨出液态 CO_2 相。另外,在流体包裹体中还偶尔发现有黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿捕获晶(图4)。

晚期与金矿化伴生的脉石英中的流体包裹体非常小,大多数 $< 10 \mu\text{m}$,个别达到17 μm ,主要为L型包裹体,气相体积百分数 $< 25\%$ 。G型包裹体较少,大小 $< 5 \mu\text{m}$,接近于纯气体包裹体。含子晶多相包裹体(S型)偶尔能见到,子晶很小。

3.2 流体包裹体显微测温

流体包裹体显微测温在英国Linkam公司生产THMSG600显微冷热台上进行,仪器测温范围 $-196^\circ\text{C} \sim +600^\circ\text{C}$,测温精度 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 。

(1) 均一温度:雄村铜金矿脉石英中流体包裹体均一温度测试结果列于表1。与铜矿化伴生的脉石英中的流体包裹体均一温度范围为136~382 $^\circ\text{C}$,集中分布区间为150~250 $^\circ\text{C}$ (图5),峰值170 $^\circ\text{C}$;其中L型包裹体均一温度范围136~332 $^\circ\text{C}$,峰值190 $^\circ\text{C}$;S型包裹体均一温度范围138~281 $^\circ\text{C}$,峰值170 $^\circ\text{C}$;G型包裹体均一温度范围283~382 $^\circ\text{C}$,显著高于前两种包裹体。与金矿化伴生的脉石英中的流体包裹体均一温度范围为121~229 $^\circ\text{C}$,峰值150 $^\circ\text{C}$ (图5)。

(2) 盐度[$w(\text{NaCl})/\%$,下同]:L型包裹体盐度根据所测出的包裹体冰点,由Bodnar(1993)的盐度-冰点表得到。S型包裹体盐度根据Hall等(1988)提出的盐度公式计算得到,公式适用温度范围 $0.1^\circ\text{C} \leq t \leq 801^\circ\text{C}$, t 为NaCl子矿物消失温度($^\circ\text{C}$)。富 CO_2 包裹体盐度通过测试笼形化合物熔化温度,然后由

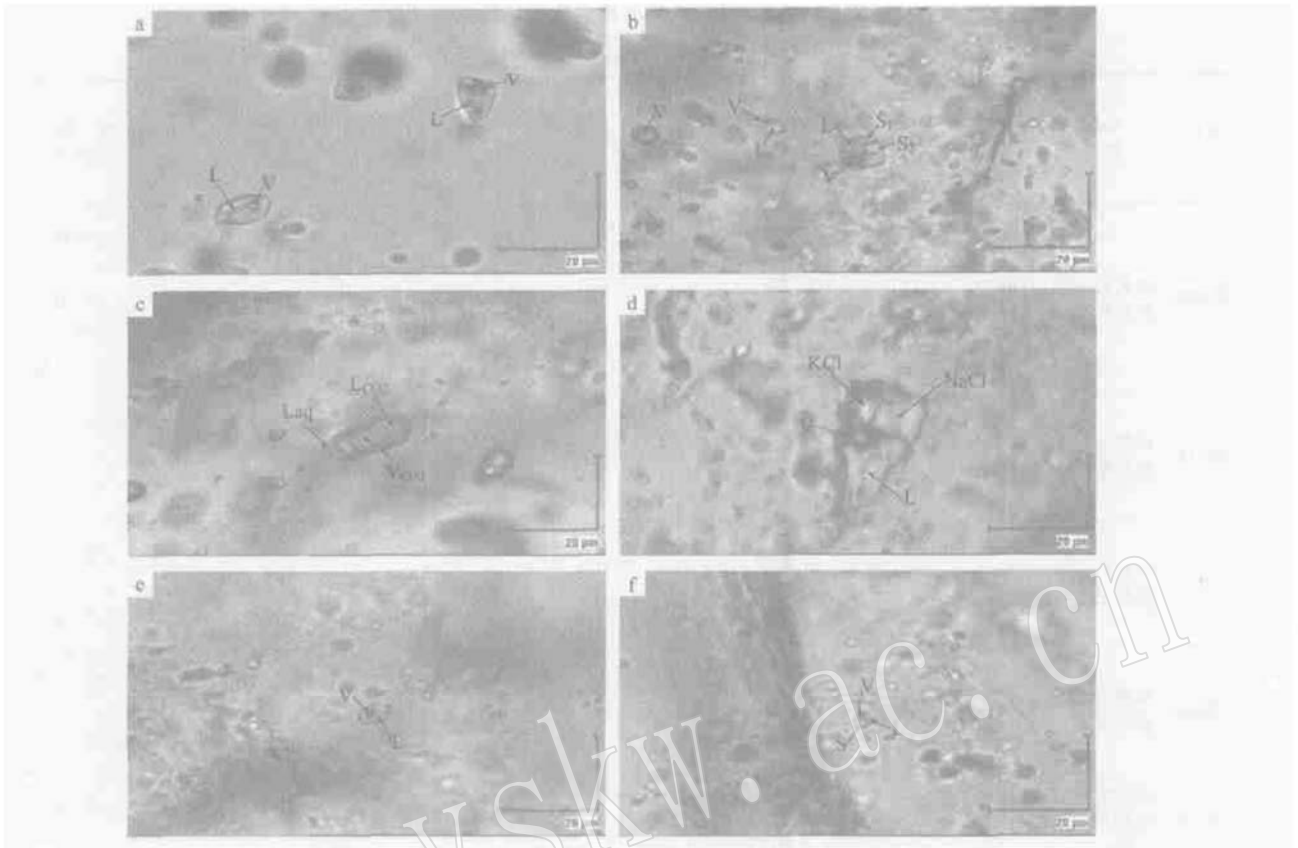


图 3 雄村铜金矿脉石英中流体包裹体照片(透射光)

Fig. 3 Photographs of fluid inclusions in quartz veins from the Xiongcu copper_gold deposit (transmitted light) a-L type fluid inclusions (Sample XD_15); b-L, S, and G type fluid inclusions (Sample XD_07); c-CO₂ rich fluid inclusion (Sample XD_15); d-S type fluid inclusions (Sample XZ3_12); e-L type fluid inclusion (Sample XZ3_22); f-S type fluid inclusion (Sample XZ3_22). a, b, c, d denote copper mineralization stage, whereas e and f denote gold mineralization stage

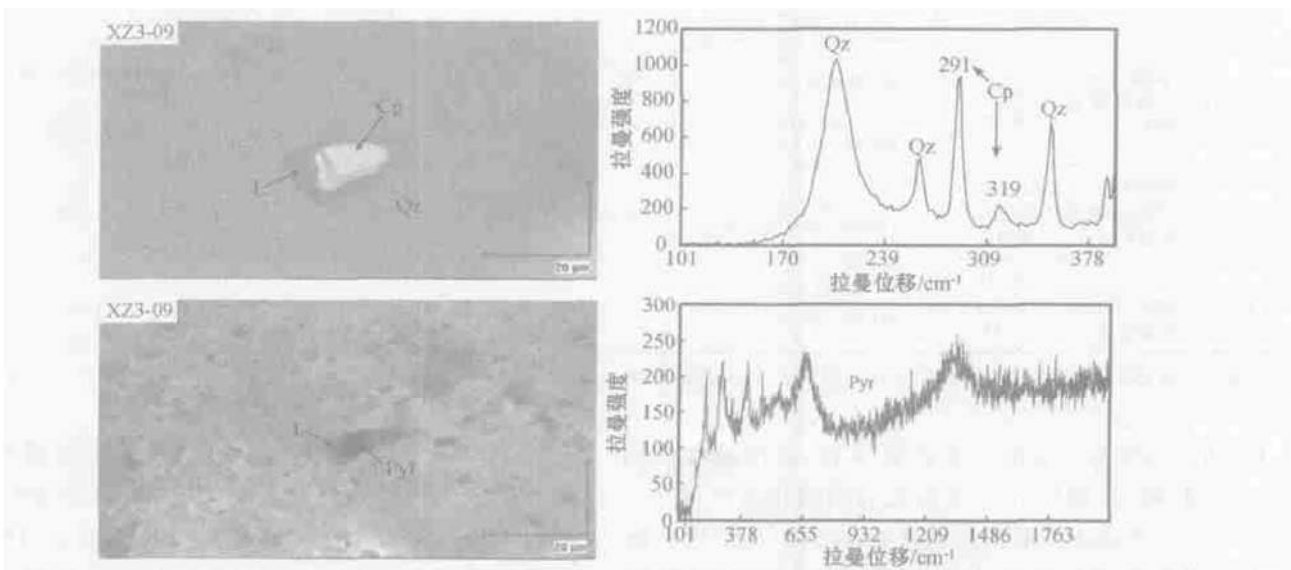


图 4 雄村铜金矿流体包裹体中黄铜矿(Cp)(上,反射光)和磁黄铁矿(Pyr)(下,透射光)捕获晶及其拉曼光谱
Fig. 4 Chalcopyrite (Cp) (upper, reflected light) and pyrrhotite (Pyr) (lower, transmitted light) trapped in fluid inclusions from the Xiongcu copper_gold deposit and their Raman spectra

表1 雄村铜金矿床脉状石英中流体包裹体显微测温结果

Table 1 Microthermometric results of vein quartz from the Xiongcu copper-gold deposit

样号	采样位置	矿物组合	包裹体类型	均一温度范围/℃ 平均均一温度 ($t_h, A \pm 1\sigma$)/℃ 及测试包裹体数(n)	冰点/℃	笼形化合物 熔化温度/℃	子晶熔化 温度/℃	平均盐度(SA $\pm 1\sigma$) w(NaCl)/%及 测试包裹体数(n)	均一压力 /10 ⁵ Pa	阶段
XD_07	绢英岩化带, 参见图2	Qz_Py_ Cp_Sph	L	104~ 207 186.32 \pm 19.2 (n= 19)	- 16.7~ - 4.1, 部分- 25.6~ - 43.0			11.49 \pm 5.50 (n= 11)	3.06~ 18.29	
			S	147~ 279 185.44 \pm 39.36 (n= 9)			113~ 279	30.39 \pm 2.84 (n= 7)	2.60~ 43.16	
			G	283~ 382 324.78 \pm 28.47 (n= 9)		7.0~ 8.2		4.65 \pm 0.79 (n= 7)		
XD_15	绢英岩化带, 参见图2	Qz_Py_ Cp_Pyr	L	176~ 268 230.95 \pm 27.86 (n= 20)	- 16.1~ - 0.7, 部分- 31.7~ - 51.6			8.41 \pm 6.22 (n= 6)	9.07~ 42.15	
			S	177~ 281 215.29 \pm 35.17 (n= 7)			122~ 134	28.89 \pm 0.21 (n= 3)		
XD_16	绢英岩化带, 参见图2	Qz_Py_ Cp_Pyr	L	138~ 220 168.62 \pm 18.29 (n= 26)	- 19.8~ - 1.2, 部分- 31.6~ - 31.4			9.22 \pm 7.32 (n= 6)	4.59~ 8.25	
			S	142~ 188 165.91 \pm 16.36 (n= 11)			111~ 145	28.92 \pm 0.47 (n= 8)	2.77~ 3.14	
XX_20	绢英岩化带, 参见图2	Qz_Py_ Cp	L	160~ 249 192.88 \pm 28.07 (n= 16)	- 11.6~ - 12.8, 部分- 25.4~ - 35.9			16.08 \pm 0.58 (n= 3)	6.20~ 20.77	铜 矿 化 阶 段
			S	170~ 263 211.33 \pm 34.02 (n= 9)			170~ 262	32.91 \pm 1.70 (n= 6)	6.07~ 33.40	
XZ3_01	Zk0301_25m, 绢英岩化铜 矿体	Qz_Py_ Cp_Pyr	L	185~ 332 277.00 \pm 46.22 (n= 15)	- 7.0~ - 2.0, 部分- 50.1~ - 45.0			5.17 \pm 3.55 (n= 4)	11.00~ 40.19	
			G	382.0 (n= 1)						
XZ3_04	Zk0301_53m, 绢英岩化铜 矿体	Qz_Py_ Cp_Pyr Sph	L	181~ 313 223.67 \pm 41.52 (n= 9)						
			S	146~ 227 183.57 \pm 25.39 (n= 7)			124~ 148	29.17 \pm 0.36 (n= 6)	3.24	
XZ3_09	Zk0301_74m, 绢英岩化铜 矿体	Qz_Py_ Cp_Pyr	L	140~ 269 206.94 \pm 40.48 (n= 21)	- 20.1~ - 3.0, 部分- 26.1~ - 47.3			16.67 \pm 6.38 (n= 13)	3.55~ 45.92	
			S	154~ 232 189.11 \pm 25.57 (n= 9)			107~ 170	29.05 \pm 0.90 (n= 7)	2.19	
XZ3_12	Zk0301_90m, 绢英岩化铜 矿体	Qz_Py_ Cp_Ser	L	176~ 240 206.00 \pm 20.78 (n= 14)	- 20.7~ - 2.1			18.79 \pm 4.74 (n= 13)	9.80~ 31.56	
			S	138~ 170 149.70 \pm 10.69 (n= 10)			134~ 158	29.49 \pm 0.35 (n= 10)	2.35~ 4.52	
XZ3_16	Zk0301_109m, 绿泥石化金矿体	Qz_ChL Py_SphL Cp_Ga	L	121~ 213 176.36 \pm 30.07 (n= 14)	- 6.6~ - 0.7			7.28 \pm 3.30 (n= 14)	1.94~ 19.09	金 矿 化 阶 段
XZ3_22	Zk0301_132m, 绿泥石化金矿体	Qz_ChL Py_SphL Ga_Mt	L	134~ 229 164.47 \pm 20.76 (n= 17)	- 7.3~ - 1.0			5.13 \pm 3.06 (n= 13)	2.99~ 10.30	

Qz—石英, Ser—绢云母, ChL—绿泥石, Py—黄铁矿, Cp—黄铜矿, Pyr—磁黄铁矿, Sph—闪锌矿, Ga—方铅矿, Mt—磁铁矿。

Roedder(1984)提出的公式计算得到,适用温度范围 $-9.6^{\circ}\text{C} \leq t \leq 10^{\circ}\text{C}$, t 为笼形化合物熔化温度($^{\circ}\text{C}$)。

根据上述方法获得雄村矿区与铜矿化伴生的脉石英中的流体包裹体盐度范围(表1、图6、图7)为1.23%~36.61%,但盐度分布不连续,分为3个区间:1.23%~11.81%、15.57%~22.85%和28.30%

~36.61%。与金矿化伴生的脉石英中的流体包裹体盐度较低(图6),分布范围为1.23%~10.86%。雄村矿区部分流体包裹体冰点很低(表1),可能含有较高的二价离子(如 Ca^{2+} ,因为有的包裹体含石膏和方解石子晶)。

(3) 均一压力: L型包裹体均一压力由Haas

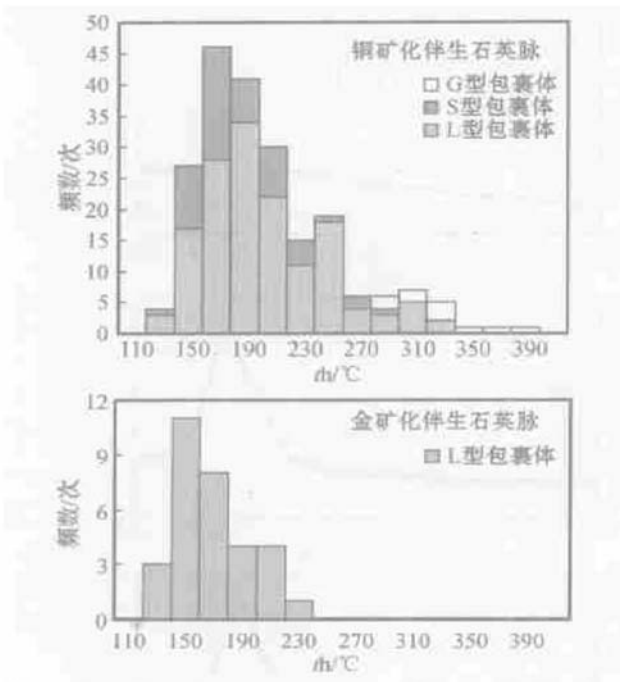


图 5 雄村矿床流体包裹体均一温度分布直方图
Fig. 5 Histogram showing homogenization temperature of the Xiongcu copper_gold deposit

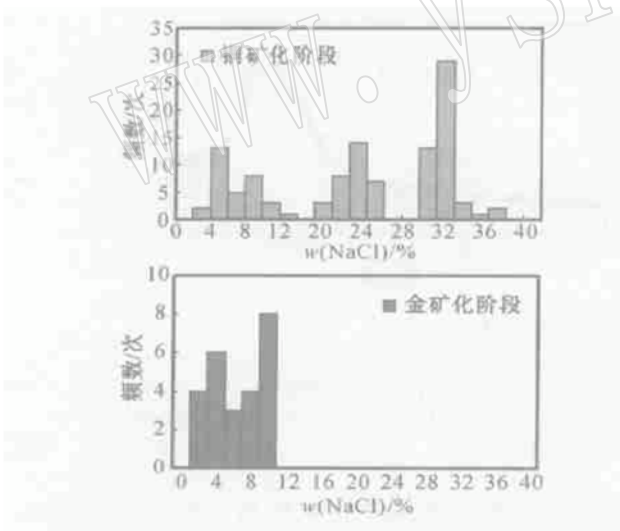


图 6 雄村矿床流体包裹体盐度分布直方图
Fig. 6 Histogram showing salinity of the Xiongcu copper_gold deposit

(1976) 推导的均一压力计算公式(转引自刘斌和沈昆, 1999) 估算得到。S 型包裹体均一压力根据 Bischoff(1991) 压力公式估算得到, 本文选取子晶熔化温度与完全均一温度接近的包裹体进行压力估算。

根据上述方法获得雄村矿区与铜矿化伴生的脉

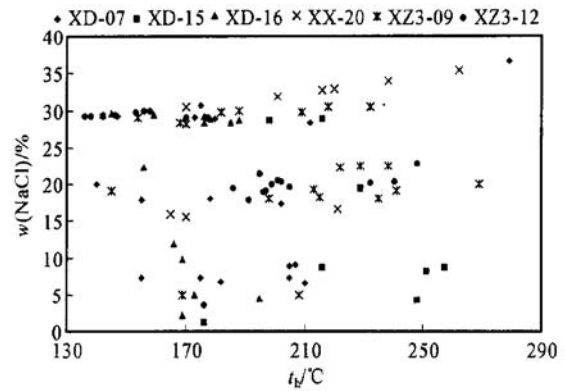


图 7 雄村矿床流体包裹体均一温度-盐度散点图
Fig. 7 Homogenization temperature-salinity diagram of fluid inclusions from the Xiongcu copper_gold deposit

石英中的 L 型流体包裹体均一压力范围(表 1)为 $3.06 \times 10^5 \sim 45.92 \times 10^5$ Pa, S 型流体包裹体均一压力范围为 $2.35 \times 10^5 \sim 43.16 \times 10^5$ Pa, 两种流体包裹体均一压力范围基本吻合。与金矿化伴生的脉石英中的 L 型流体包裹体均一压力范围为 $1.94 \times 10^5 \sim 19.09 \times 10^5$ Pa。

3.3 流体包裹体组成拉曼光谱分析

分析仪器为英国 Renishaw 公司产 System 2000 型显微共焦激光拉曼光谱仪, 激光波长 514.53 nm, 激光功率 20 mW, 最小激光束斑直径 1 μ m, 扫描范围 $100 \sim 4500 \text{ cm}^{-1}$, 分辨率 $1 \sim 2 \text{ cm}^{-1}$, 分析样品为双面抛光薄片。

通过对脉石英中的单个包裹体进行系统的拉曼光谱原位分析(图 8), 发现雄村矿区流体包裹体普遍含有 CO_2 、 CH_4 、 N_2 。根据包裹体组成, 雄村矿区脉石英中流体包裹体可进一步分为 H_2O -盐溶液包裹体、富 CO_2 包裹体和富 CH_4 - N_2 包裹体 3 大类(表 2)。铜矿化阶段与金矿化阶段流体组成基本相似, 但铜矿化阶段以 CO_2 为主, 而金矿化阶段则烃类气体显著增多。铜矿化阶段富 CO_2 包裹体出现频次显著高于富 CH_4 - N_2 包裹体, CO_2 拉曼特征峰强度也显著高于其他气体(图 8); 金矿化阶段则含 CH_4 包裹体出现频次较高, CH_4 拉曼特征峰强度也显著高于其他气体(图 8)。

4 讨论

雄村铜金矿属于浅成热液型(epithermal)矿床(芮宗瑶等, 2004), 但同已知典型的浅成热液型矿床

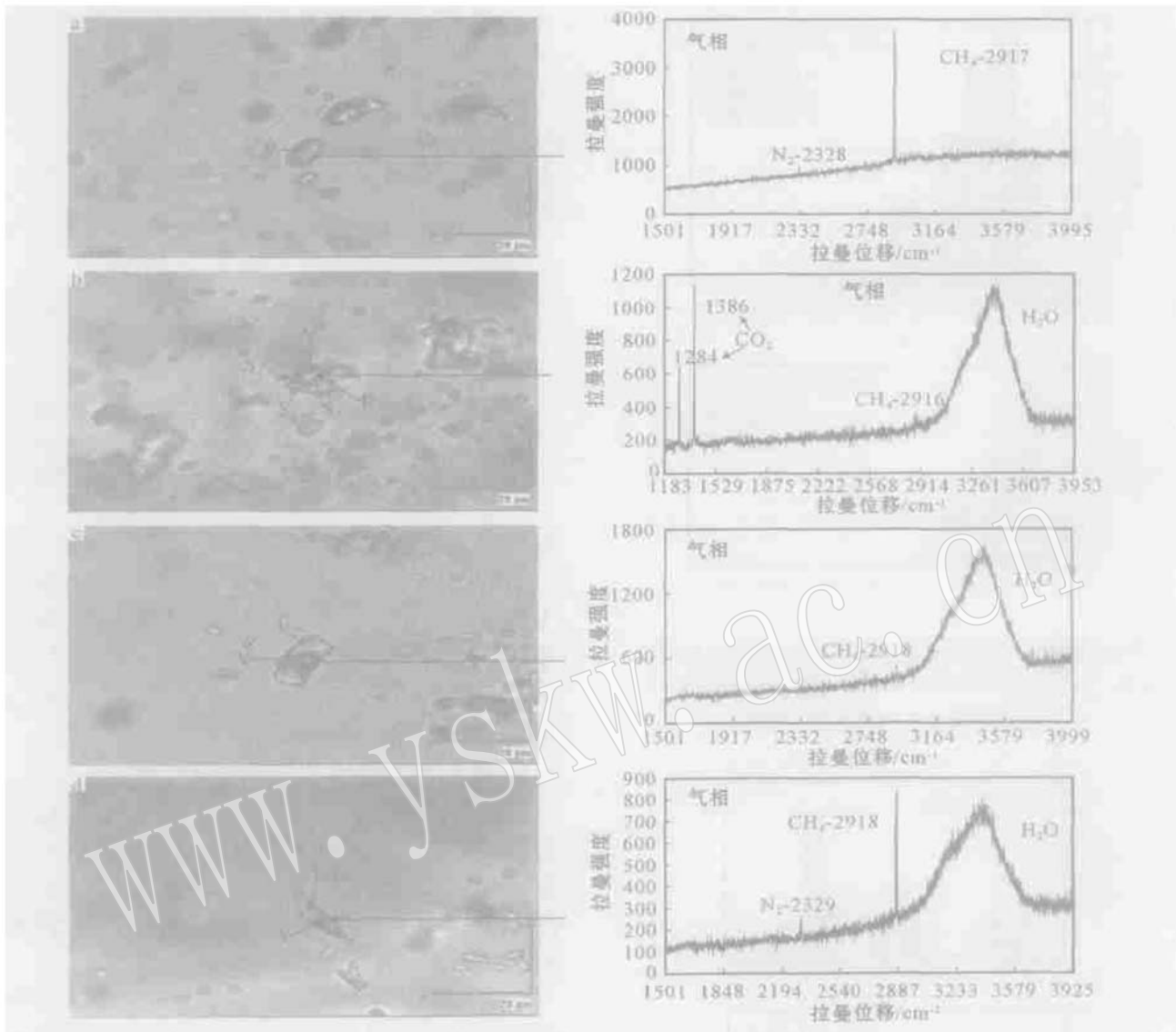


图8 雄村矿床流体包裹体拉曼探针分析

Fig. 8 Raman probe in-situ analyses of fluid inclusions from the Xiongcu copper-gold deposit

a, b, c, d 样号分别为 XX_20, XD_07, XX_20, XZ3_16, a, b, c 与铜矿伴生, d 与金矿化伴生

Sample numbers of a, b, c, and d are XX_20, XD_07, XX_20, and XZ3_16, respectively; a, b, and c are related to copper mineralization, whereas d to gold mineralization

(Heald *et al.*, 1987) 相比, 有其特殊性:

(1) 雄村矿区流体包裹体均一温度偏高(部分高于 320 °C), 温度范围宽; 盐度高(可达 36%, 显著高于典型浅成热液矿床), 呈 3 个区间不连续分布。成矿流体组成高 Ca^{2+} , 并含有较高的 CO_2 、 N_2 和 CH_4 , 主要离子组成为 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 K^+ 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 。

(2) 雄村铜金矿床脉状和浸染状矿化同等发育, 兼有高硫化和低硫化浅成热液矿床特征。其广泛发育的绢云母化蚀变、浸染状绿泥石以及矿化与主岩有较大的时差(主岩为上白垩统火山碎屑岩, 矿化蚀变绢云母 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $38.11 \pm 0.9 \text{ Ma}$, 详

细资料待刊) 类似于低硫化浅成热液矿床, 而其 Cu – Au 矿化组合和成矿流体较高的温度、盐度又类似于高硫化浅成热液矿床。

流体包裹体研究揭示, 雄村矿床成矿流体在演化过程中至少存在 3 种流体端员, 即富 CO_2 – N_2 – CH_4 气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员, 类似于巴布亚新几内亚 Pergera 金矿 (Richards *et al.*, 1997) 和希腊的 Olympias Pb – Zn – Au – Ag 矿 (Kiliass *et al.*, 1996)。雄村矿床富气体端员早期以 CO_2 为主, 晚期烃类气体显著增多(图 7.8), 但 N_2 从早到晚都有较高含量。浅成热液条件下捕获的包裹体可

表 2 雄村矿区脉石英中流体包裹体组成分类
Table 2 Compositional classification of fluid inclusions
in vein quartz from the Xiongcu copper-gold deposit

样品类型	包裹体类型	流体类型
铜矿化伴生的脉石英中的流体包裹体	G 型低盐度 H ₂ O 溶液包裹体	H ₂ O 盐溶液
	L 型 H ₂ O 溶液包裹体	
	S 型 H ₂ O 溶液包裹体	
	G 型富 CO ₂ 包裹体	富 CO ₂ 流体
	L 型富 CO ₂ 包裹体	
	G 型 N ₂ -CH ₄ 包裹体	富 CH ₄ -N ₂ 流体
	L 型富 N ₂ -CH ₄ 包裹体	
	S 型富 CH ₄ 包裹体	
	S 型富 CO ₂ -CH ₄ 包裹体	
金矿化伴生的脉石英中的流体包裹体	L 型 H ₂ O 溶液包裹体	H ₂ O 盐溶液
	S 型 H ₂ O 溶液包裹体	
	G 型富 CO ₂ 包裹体	富 CO ₂ 流体
	G 型 N ₂ -CH ₄ 包裹体	
	L 型富 CH ₄ 包裹体	富 CH ₄ -N ₂ 流体
	L 型富 N ₂ -CH ₄ 包裹体	

含大量 CO₂(Bodnar *et al.*, 1985), 大量 CO₂-N₂-CH₄ 气体的存在会导致包裹体盐度测试数据稍许偏高 (Hedenquist and Henley, 1985; Heald *et al.*, 1987)。这些气体的不混溶也会导致等温体系中形成的包裹体均一温度多变 (Rodder, 1984; Crawford, 1992)。雄村矿区大量 CO₂-N₂-CH₄ 气体也使得包裹体均一温度表现出较大的离散性 (表 1), 对盐度测试结果也有一定的影响, 但对盐度测试影响最大的是包裹体组成中的大量 Ca²⁺。尽管雄村矿区包裹体盐度测试有诸多影响因素, 但大量 S 型包裹体的出现表明高盐度流体端员的存在。

浅成热液矿床成矿流体盐度普遍不高, 但出现高盐度流体的矿床也不鲜见, 除上述巴布亚新几内亚 Pergera 和希腊 Olympias 外, 我国福建紫金山 (华仁民等, 2002)、美国 Creed 和加拿大 Mallery Lake (Turner *et al.*, 2001)、西班牙 Rodalquilar (Sanger-von Oepen *et al.*, 1989) 等矿床最高盐度均可达 30% 以上, 其成因或与岩浆流体有关、或与膏岩层、地层卤水有关。出现高盐度流体的矿床多伴有贱金属矿化 (Heald *et al.*, 1987), 雄村矿床高盐度流体也主要与铜矿化伴生, 晚期金矿化则与低盐度流体有关, 这同现代地热活动系统资料也相吻合 (Heald *et al.*, 1987)。雄村矿床高盐度流体的成因还需进一步研究。

雄村矿区尚没有确凿证据显示成矿流体在演化过程中曾发生过剧烈流体相变过程, 如沸腾, 但流体

包裹体特征 (图 3b、图 7) 揭示雄村矿床成矿流体为一复杂的不混溶流体体系。大量 CO₂、N₂、CH₄ 等不混溶气体的分离可有效地降温增压, 有利于金属元素的沉淀 (Clark and Williams-Jones, 1990; Richards *et al.*, 1997)。

雄村铜金矿床流体包裹体均一压力范围为 $1.94 \times 10^5 \sim 45.92 \times 10^5$ Pa, 按照静水压计算, 成矿深度至少深达 450 m。笔者获得雄村矿床蚀变绢云母 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 38.11 ± 0.9 Ma (详细资料待刊), 如果按成矿深度 450 m 计算, 成矿后 38.11 Ma 年来, 雄村地区平均剥蚀速率约为 $11.8 \mu\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 剥蚀速率极为缓慢。尽管青藏高原 20~ 8 Ma 间曾经历过强烈隆升 (Harrison *et al.*, 1992; Ruddiman *et al.*, 1997; 王成善等, 2000; Williams *et al.*, 2001), 但雄村铜金矿床依然能够保存下来, 这一方面与雄村铜金矿床顶部强烈硅化难以风化剥蚀有关, 另一方面与拉萨地体较为刚性 (Yin and Harrison, 2000) 有关, 雅鲁藏布江蛇绿岩在日喀则南部即保存较为完整。还有一种可能性, 即拉萨地体南侧的晚于雄村铜金矿床的南倾逆冲断裂系可能覆盖雄村矿床, 因而使得雄村矿床在青藏高原 20~ 8 Ma 间强烈隆升过程中得以很好保存。

5 结 论

(1) 流体包裹体研究揭示, 雄村铜金矿床流体包裹体均一温度范围为 121~ 382 °C, 成矿主体温度范围为 150~ 250 °C; 均一压力范围为 $1.94 \times 10^5 \sim 45.92 \times 10^5$ Pa。铜矿化阶段盐度范围为 1.23% ~ 36.61%, 盐度分布范围宽, 存在高盐度流体, 总体盐度分布表现为 3 个不连续区间。金矿化阶段为低温低盐度流体。雄村矿床总体温、压特征与浅成热液矿床一致, 但盐度偏高。

(2) 雄村铜金矿床成矿流体为一复杂的不混溶体系, 至少存在 3 种流体端员, 即富 CO₂-N₂-CH₄ 气体端员、低盐度水溶液端员和高盐度水溶液端员。成矿流体组成以高 Ca²⁺ 和富含 CO₂、N₂、CH₄ 为特征, 主要离子组成为 Na⁺-Ca²⁺-K⁺-Cl⁻-SO₄²⁻。高盐度流体与铜矿化密切相关, 大量 CO₂、N₂、CH₄ 等不混溶气体的分离也有利于金属元素的沉淀。

致谢: 衷心感谢匿名审稿人提出的宝贵修改意见!

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.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683~ 684.
- Bodnar R J, Reynolds T J and Kuehn C A. 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems [J]. *Rev. Econ. Geol.*, 2: 73~ 97.
- Clark J R and Williams-Jones A E. 1990. Analogues of epithermal gold-silver deposition in geothermal well scales [J]. *Nature*, 346: 644~ 645.
- Crawford M L. 1992. Fluid inclusions — what can we learn? [J]. *Earth Science Reviews*, 32: 137~ 139.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669~ 684.
- Haas J L. 1976. Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions [J]. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 1421 A: 1~ 73.
- Hall D L, Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions [J]. *Econ. Geol.*, 83: 197~ 202.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, *et al.* 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1 663~ 1 670.
- Heald P, Foley N K and Hayba D O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid sulphate and adularia-sericite types [J]. *Econ. Geol.*, 82: 1~ 26.
- Hedenquist J W and Henley R W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition [J]. *Econ. Geol.*, 80: 1 379~ 1 406.
- Hou Zengqian, Lu Qintian, Wang Anjian, *et al.* 2003. Continental collision and related metallogeny: A case study of mineralization in Tibetan orogen [J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 319~ 333 (in Chinese with English abstract).
- Hua Renmin, Lu Jianjun, Chen Peirong, *et al.* 2002. The late Mesozoic porphyry-epithermal Au-Cu systems and their related ore-forming fluids in East China [J]. *Advances in Natural Sciences*, 12(3): 240~ 244 (in Chinese).
- Kiliass S P, Kalogeropoulos S I and Konnerup-Madsen J. 1996. Fluid inclusion evidence for the physicochemical conditions of sulfide deposition in the Olympias carbonate-hosted Pb-Zn(Au, Ag) sulfide ore deposit, E. Chalkidiki peninsula, N. Greece [J]. *Mineralium Deposita*, 31(5): 394~ 406.
- Liu Bin and Shen Kun. 1999. Thermodynamics of Fluid Inclusions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 290 (in Chinese with English abstract).
- Molnar P and England P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken and egg? [J]. *Nature*, 346: 29~ 34.
- Richards J P, Bray C J, Channer D M, *et al.* 1997. Fluid chemistry and processes at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea [J]. *Mineralium Deposita*, 32(2): 119~ 132.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [J]. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 12: 1~ 644.
- Ruddiman W F and Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West [J]. *Journal of Geophysical Research*, 94(D15): 18 409~ 18 427.
- Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, *et al.* 1997. The uplift-climate connection: A synthesis [A]. Ruddiman W F. *Tectonic Uplift and Climate Change* [C]. New York, London: Plenum Press, 471~ 515.
- Rui Zongyao, Li Guangming and Wang Longsheng. 2004. Metallic ore resources in Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Geological Bulletin of China*, 23(1): 20~ 23 (in Chinese).
- Sänger von Oepen P, Friedrich G and Vogt J H. 1989. Fluid evolution, wallrock alteration, and ore mineralization associated with the Rodalquilar epithermal gold deposit in southeast Spain [J]. *Mineralium Deposita*, 24(4): 235~ 243.
- Turner W, Richards J, Nesbitt B, *et al.* 2001. Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada [J]. *Mineralium Deposita*, 36(5): 442~ 457.
- Wang Chengshan, Liu Zhifei, Wang Guozhi, *et al.* 2000. Three dimension paleotopographic reconstruction in Cenozoic Tibet plateau [J]. *Journal of Chengdu University of Technology*, 27(1): 1~ 7 (in Chinese with English abstract).
- Williams H, Turner S, Kelley S, *et al.* 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism [J]. *Geology*, 29: 339~ 342.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *J. Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211~ 280.

附中文参考文献

- 侯增谦, 吕庆田, 王安建, 等. 2003. 初论陆-陆碰撞与成矿作用——以青藏高原造山带为例 [J]. *矿床地质*, 22(4): 319~ 333.
- 华仁民, 陆建军, 陈培荣, 等. 2002. 中国东部晚中生代斑岩-浅成热液金(铜)体系及其成矿流体 [J]. *自然科学进展*, 12(3): 240~ 244.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学 [M]. 北京: 地质出版社, 290.
- 芮宗瑶, 李光明, 王龙生. 2004. 青藏高原的金属矿产资源 [J]. *地质通报*, 23(1): 20~ 23.
- 王成善, 刘志飞, 王国芝, 等. 2000. 新生代青藏高原三维古地形再造 [J]. *成都理工学院学报*, 27(1): 1~ 7.