

西藏雄村矿区Ⅰ号矿体斑岩含矿性研究 ——来自热液蚀变矿物和副矿物的证据

谢富伟¹, 唐菊兴², 郎兴海¹

(1. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 2. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要: 西藏雄村矿区是南冈底斯成矿带侏罗纪成矿作用的重大找矿突破, 目前已发现了Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ号铜(金)矿体。为了查明斑岩体矿物学特征与矿化之间的关系, 本文以Ⅰ号铜(金)矿体(原雄村铜矿床)含矿斑岩为研究对象, 根据电子探针和矿物产出状态分析, Ⅰ号铜(金)矿体含矿斑岩中黑云母、白云母、红柱石、金红石皆为热液蚀变的产物, 钾长石除少数为岩浆成因外, 多数为热液成因。石英闪长玢岩发育大量的深成磁黄铁矿, 未见硬石膏结晶、钛铁矿含量大于磁铁矿、斑岩体中磷灰石 SO_3 含量低($\leq 0.03\%$)、成矿流体富 CH_4 等证据显示雄村Ⅰ号铜(金)矿体岩浆-流体氧逸度低, 可能为还原性斑岩型铜矿床。利用金红石的 Zr 温度计计算出金红石的结晶温度为 $622\sim 762^\circ\text{C}$, 该温度反映了钾硅酸盐化蚀变中晚期温度。金红石中 V_2O_5 含量平均值 0.42% 、粒度较大, 黑云母富镁、富钾、贫钙、高氟等特征指示了较好的铜矿化。

关键词: 石英闪长玢岩; 矿物学; 成岩成矿; 雄村; 西藏

中图分类号: P588.13⁺4

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)01-0051-14

Ore potential of the porphyry in No. Ⅰ deposit of the Xiongcu ore district, Tibet: Evidence from hydrothermal and accessory minerals

XIE Fu-wei¹, TANG Ju-xing² and LANG Xing-hai¹

(1. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: The discovery of the Xiongcu ore district is an important ore-prospecting breakthrough for Jurassic mineralization in the southern Gangdise metallogenic belt, Tibet. The No. Ⅰ, No. Ⅱ and No. Ⅲ copper-gold deposits were discovered in the Xiongcu ore district. In order to find out the relationship between porphyry mineralogical characteristics and the mineralization, the authors chose the ore-bearing porphyry of No. Ⅰ deposit as the research object. According to the modes of occurrence and electron microprobe data, biotite, muscovite, andalusite and rutile are products of hydrothermal alteration, whereas the orthoclase is mostly of hydrothermal origin with less magmatic origin. Such characteristics as abundant hypogene pyrrhotite, no anhydrite crystal, predominant ilmenite over magnetite, apatite with low SO_3 content ($\leq 0.03\%$) and a large amount of methane in the ore-forming fluid indicate that the oxygen fugacity of the magmatic-fluid is low and the No. Ⅰ deposit of Xiongcu may be a reductive porphyry copper deposit. Temperatures measured by Zr-in-rutile thermometer are $622\sim 762^\circ\text{C}$, which reflect the crystallization temperature of rutile and the middle-late stage temperature of potassic alteration. The larger grain sizes and relative enrichment of V_2O_5 (averaging 0.42%) in rutile and higher Mg, K

收稿日期: 2014-08-15; 修订日期: 2014-12-11

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41172077); 地质调查资助项目(资[2014]01-028-042)

作者简介: 谢富伟(1990-), 男, 硕士研究生, 地质工程专业, E-mail: 493743867@qq.com; 通讯作者: 唐菊兴, E-mail: tangjuxing@126.com

and F with lower Ca in biotite are indicative of high-grade copper mineralization.

Key words: quartz diorite porphyry; mineralogy; petrogenesis and mineralization; Xiongcu; Tibet

系统研究含矿岩体造岩矿物及热液蚀变矿物对探讨斑岩型矿床成岩成矿过程具有重要的意义。造岩矿物标型和成分特征能反映岩浆演化及形成条件、岩浆的物质来源及成矿有关的问题。热液蚀变矿物与各种矿石矿物呈现一系列的标型组合,是探讨斑岩型矿床成矿规律、评价矿床规模的极重要依据(邵克忠, 1981; 吕志成等, 2003; 尹京武等, 2014)。近年来,针对与斑岩型矿床成矿作用密切相关的斑岩体的矿物学研究主要侧重于原生矿物与热液蚀变矿物的识别和区分、岩浆演化过程(分异、混染和混合)的探讨、成矿物质的来源、成岩成矿过程的物理化学条件以及斑岩体含矿性评价和找矿意义(Richard, 1974; Kesler *et al.*, 1975; 秦克章等, 2009; 代华五等, 2010; 郝金华等, 2010)。

西藏雄村矿区位于南冈底斯中段南缘,其南侧紧邻日喀则弧前盆地(图1)(郎兴海, 2012)。目前发现了I、II、III号斑岩型铜金矿体,其中I号矿体在该矿集区内发现最早、研究程度最高,然而针对含矿斑岩体,前人研究工作侧重于岩石地球化学特征、蚀变与矿化特征、年代学特征等(唐菊兴等, 2009, 2010; Tafti *et al.*, 2009, 2014; 郎兴海等, 2011; Lang *et al.*, 2014),还未对含矿斑岩矿物学特征进行过系统研究。鉴于此,本文通过对I号矿体含矿斑岩详细的显微镜下观察和电子探针测试,对含矿斑岩的矿物组合、成分特征和变化规律开展研究,探讨了含矿斑岩的矿物学特征对成岩成矿的指示意义,这不仅有利于研究含矿斑岩体形成和热液蚀变的物理化学条件,还可以为成矿机制和成矿过程的研究提供新的资料和依据。

1 矿床地质概况

矿区出露地层主要为下侏罗统雄村组(J_{1x}),由一套泥质砂板岩、玄武质砂岩、基性-酸性凝灰岩组合构成,地层产状 $48^{\circ}\angle 57^{\circ}$ 。雄村组凝灰岩锆石U-Pb年龄为 176 ± 5 Ma,与拉萨地体东部广泛出露的叶巴组相似,显示了岛弧火山岩的特征(唐菊兴等, 2010)。矿区内断裂构造极为发育,按其展布方位可分为近EW向、NW-SE向及NE-SW向三组(图1),

与I号矿体空间上密切相关的主要是 F_1 、 F_2 断层,分别位于I号矿体的下盘和上盘,两者皆为成矿后断层,但是对矿体破坏较小。区内岩浆活动强烈,具有多期侵入的特点,呈岩基、岩株或岩枝状产出,成岩时代集中在侏罗纪和古近纪,侏罗纪侵入岩岩性为角闪石英闪长玢岩(II、III号矿体含矿斑岩)、含粗粒石英斑晶的角闪石英闪长玢岩、石英闪长玢岩(I号矿体含矿斑岩)及辉绿岩岩脉;古近纪侵入岩主要为黑云母花岗岩岩及穿插于侏罗纪岩体中的细晶岩、煌斑岩岩脉。

2 样品采集、描述及分析方法

本次研究的样品采自与I号矿体成矿密切相关的石英闪长玢岩体,采样位置为钻孔ZK5024、ZK5032、ZK6066(见图1),因岩体蚀变强烈,经系统的岩心编录和详细的手标本和显微镜下观察,选取能够代表石英闪长玢岩岩体样品磨制成标准的电子探针片,利用莱卡DM2500P偏光显微镜进行镜下观察和照相。电子探针测试在长安大学国土资源部成矿作用及其动力学开放研究实验室测试完成,仪器型号为JXA-8100型电子探针(EPMA)测试电压20 kV,电流为 2.0×10^{-8} A,实际分析束斑直径 $0.3 \sim 0.5 \mu\text{m}$ 。S检测限为 $50 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$, Sb检测限 $\geq 80 \times 10^{-6}$, F检测限为 500×10^{-6} , Fe、Mn、Na三元素检测限 $\geq 200 \times 10^{-6}$, Si、Al、Ti、Ca、K、Mg、Cr、P、Ba、Zr元素检测限 $\geq 100 \times 10^{-6}$ 。以下矿物和金属被作为标定矿物:石英(Si)、刚玉(Al)、钛铁矿(Ti)、黄铁矿(Fe、S)、透辉石(Ca)、硬玉(Na)、钾长石(K)、镁橄榄石(Mg)、铬铁矿(Cr)、磷灰石(P)、重晶石(Ba)、萤石(F)、辉锑矿(Sb)、锆石(Zr),其中斜长石的Al和Si用钠长石标定, Ca用硅灰石标定。

石英闪长玢岩岩相学特征为:呈浅灰色,具典型的斑状结构。斑晶含量约30%,由石英、钾长石构成,角闪石斑晶皆已蚀变为绿泥石,石英斑晶多呈溶蚀椭球状,含量5%~18%,粒度5~15 mm不等,部分斑晶具次生加大边,裂隙发育,并被后期碳酸盐矿物充填。基质具微粒-细粒不等粒粒状结构,矿物组成主要为石英、钾长石、黑云母等;副矿物可见金红

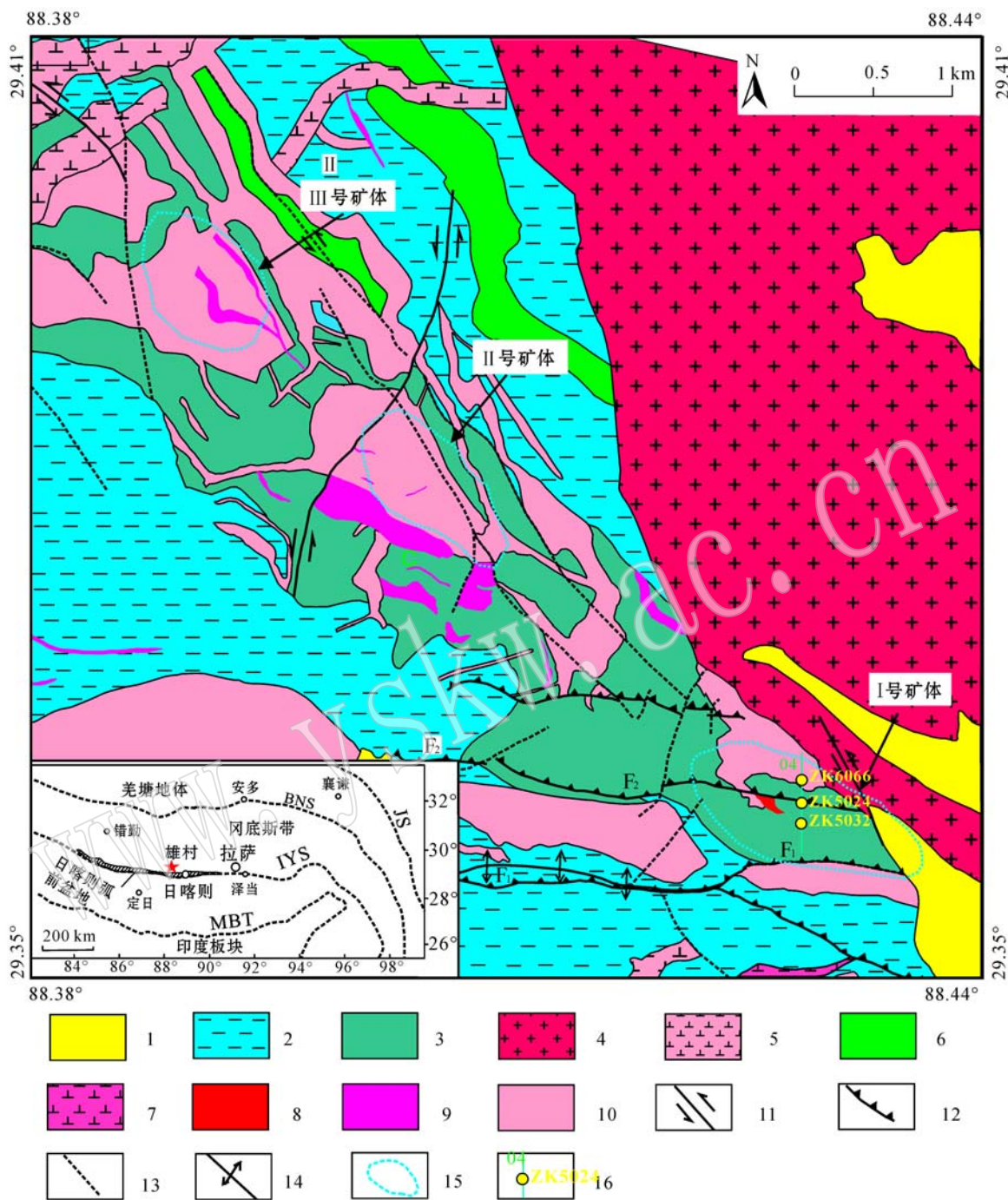


图 1 雄村矿区地质简图(据 Oliver, 2006; 郎兴海, 2012 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Xiongcuo ore district (modified after Oliver, 2006; Lang Xinghai, 2012)

1—第四系; 2—下侏罗统雄村组火山-沉积岩; 3—下侏罗统雄村组凝灰岩; 4—始新世黑云母花岗岩; 5—始新世石英闪长岩; 6—侏罗纪辉绿岩脉; 7—晚侏罗世石英闪长玢岩; 8—中侏罗世石英闪长玢岩; 9—早中侏罗世含粗粒石英斑晶的角闪石英闪长玢岩; 10—早侏罗世角闪石英闪长玢岩; 11—平移断层; 12—逆冲断层; 13—产状或性质不明断层; 14—背斜; 15—矿体位置; 16—采样钻孔位置和编号;

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; MBT—主边界逆冲断裂

1—Quaternary; 2—Lower Jurrassic Xiongcuo Formation volcanic-sedimentary rock; 3—Lower Jurrassic Xiongcuo Formation tuff; 4—Eocene biotite granodiorite; 5—Eocene quartz diorite; 6—Jurrassic diorite; 7—Late Jurassic quartz diorite porphyry; 8—Middle Jurassic quartz diorite porphyry; 9—Early-Middle Jurassic hornblende quartz diorite porphyry with big quartz phenocrysts; 10—Early Jurassic hornblende quartz diorite porphyry; 11—strike-slip fault; 12—thrust fault; 13—inferred fault; 14—anticline; 15—orebody projection on the surface; 16—drill hole and its serial number; JS—Jinshajiang suture zone; BNS—Bangonghu-Nujiang suture zone; IYS—Indian River-Yaluzangbo suture zone; MBT—main boundary thrust fault

石、磷灰石、钛铁矿等。岩体受强烈的钾硅酸盐化蚀变、黄铁绢英岩化,形成大量的热液成因的钾长石、黑云母和红柱石,局部叠加青磐岩化形成绿泥石、绿帘石等含水矿物。

3 矿物学特征

3.1 钾长石

钾长石是石英闪长玢岩主要的造岩矿物,也是

重要的蚀变矿物之一。在薄片呈负低突起,表面多具有高岭土等粘土矿物的混浊物,干涉色一级灰白,部分颗粒显波状消光,卡式双晶可见。钾长石主要产状有:①粗粒变余长石斑晶,边部被白云母/绢云母、黑云母交代(图2f、h);②钾长石分解,波状消光,被细粒不规则团斑状或穿孔状石英交代(图2i);③被红柱石交代,部分包含于红柱石粒间(图2l)。选取未蚀变的钾长石用电子探针进行了成分测定,结果见表1。

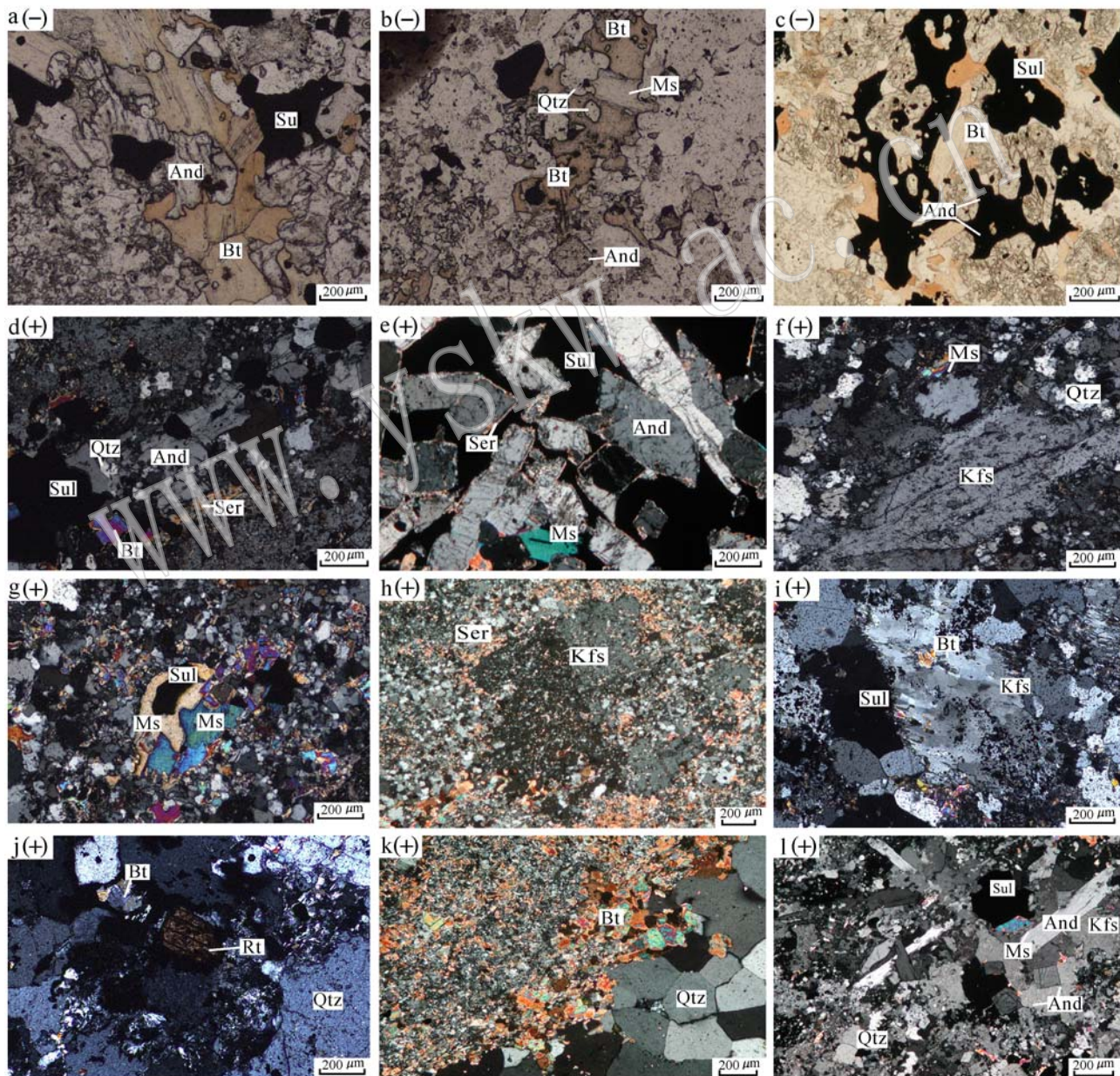


图2 雄村矿区I号矿体含矿斑岩矿物学特征

Fig. 2 Mineralogical features of ore-bearing porphyry in No. I deposit of the Xiongcu ore district

Qtz—石英; And—红柱石; Kfs—钾长石; Bt—黑云母; Ms—白云母; Ser—绢云母; Rt—金红石; Sul—金属硫化物(黄铁矿、黄铜矿)

Qtz—quartz; And—andalusite; Kfs—orthoclase; Bt—biotite; Ms—muscovite; Ser—sericite; Rt—rutile; Sul—metal sulfide (pyrite, chalcopyrite)

表 1 钾长石电子探针分析结果

$w_B/\%$

Table 1 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of orthoclase

样号	1	2	3	4 [*]	5 [*]	6 [#]	7 [#]	8 [#]
SiO ₂	60.65	63.46	56.28	65.48	64.64	64.41	64.83	64.59
TiO ₂	0.00	0.01	0.52	0.02	0.05	0.00	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	19.49	18.50	18.55	19.59	19.85	18.03	18.11	18.60
FeO [*]	0.01	0.00	0.00	0.20	0.04	0.01	0.03	0.07
MnO	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02
CaO	0.03	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.02	0.96	1.08	3.96	1.28	0.62	1.46	1.72
K ₂ O	12.88	15.90	15.79	10.88	14.11	16.54	15.66	14.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.26	0.08	0.31	0.00	0.00	0.04	0.07	0.05
BaO	0.25	0.010	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.52	99.11	99.9	100.00	100.10	99.96	100.18	99.50
Ab	10.10	8.41	9.44	35.53	12.12	5.39	12.41	15.36
An	0.19	0.16	0.06	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	89.72	91.43	90.51	64.23	87.88	94.61	87.59	84.64
基于 8 个 O 原子计算的阳离子数								
Si	2.98	2.97	2.97	2.97	2.96	3.00	3.00	2.99
Ti	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.06	1.02	1.02	1.05	1.07	0.99	0.99	1.01
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.09	0.10	0.35	0.11	0.06	0.13	0.15
K	0.81	0.95	0.95	0.63	0.83	0.98	0.92	0.85
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.96	5.04	5.08	5.00	4.98	5.03	5.04	5.01

注：FeO^{*} 为全铁，下同，* 号数据引自张丽等(2007)，# 号数据引自徐文艺等(2006a)。

从表 1 中可见，SiO₂ 含量在 56.28% ~ 65.48%；Al₂O₃ 较稳定，含量在 18.03% ~ 19.85% 之间，平均值 19.29%；TiO₂ 和 CaO 含量较低，部分低于检出限，少数 TiO₂ 达 0.52%；K₂O 含量在 10.88% ~ 16.54% 之间，平均值 14.52%；部分含 P₂O₅ 和 BaO，但含量均有较大变化。White(1955)对美国西部浅成低温热液矿床进行矿物学研究，认为热液钾长石中 Or 的含量以大于 90% 为特征，Hardy(1989)对 Halle 金矿区热液钾长石进行研究认为钾长石中 An 含量低(<0.1%)说明该钾长石是热液成因的而不是岩浆成因。雄村矿区含矿斑岩受蚀变强烈，原生钾长石极易发生蚀变，电子探针分析结果显示钾长石 Or 平均值为 89.5%，An 较低，含量<0.19%，说明雄村矿区 I 号矿体含矿斑岩中的钾长石在成分上具有热液钾长石的特征，个别测点 Or 为

64.23%，且含相对较高的 An，可能是原生钾长石。

3.2 黑云母

斑岩矿床中根据黑云母的产出状态划分原生黑云母和热液黑云母不具有普遍适用性(Jacobs and Parry, 1979)。Jacobs 等(1979)认为 Santa Rita 斑岩铜矿床原生黑云母多呈自形-半自形的斑晶或显微斑晶，热液黑云母呈细粒鳞片状、脉状。雄村 I 号矿体石英闪长玢岩中的黑云母产出状态主要为：① 黑云母-红柱石-硫化物-石英组合，呈团斑状和脉状产出，硫化物以黄铁矿为主，含少量黄铜矿，黑云母自形程度高，多为自形-半自形，粒度 0.5~1.5 mm，见红柱石交代黑云母(图 2a、d)；② 在石英-硫化物脉边部富集，呈细粒片状(图 2k)；③ 黑云母-白云母-红柱石-钾长石-石英组合，黑云母交代红柱石，且被绢云母或绿泥石交代(图 2c)；④ 黑云母-白云母-硫

化物组合,黑云母和白云母与硫化物共生,两者皆为自形-半自形产出,与硫化物富集呈正相关关系(图2b)。雄村Ⅰ号矿体石英闪长玢岩中的热液黑云母自形程度高是区别于典型热液黑云母产出状态的主要差异,原因可能是由于其形成于钾硅酸盐化蚀变带早期,结晶温度较高(Popp and Franitz, 1980)。

含矿斑岩中热液黑云母 SiO_2 含量 34.27% ~ 40.7%, 平均值 38.14%; Al_2O_3 含量 14.47% ~ 18.94%, 平均值 16.28%; TiO_2 含量较低, 0% ~ 1.94%, 平均值 0.73%; CaO 含量 < 0.16%, NaO 含量 0.07% ~ 0.22%, K_2O 含量 8.98% ~ 10.54%; MgO 含量较高, 10.00% ~ 21.83%, 平均值 17.27%; 全铁 FeO^* 含量 4.04% ~ 19.41%, Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 采用林文蔚等(1994)的计算方法; F 含量 0.79% ~ 4.54%; 此外,还有少量的 P_2O_5 、 Cr_2O_3 、 V_2O_5 、 BaO 、 NiO , 其含量见表2。根据 Foster(1960)提出的 $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ 云母分类图解(图3),雄村Ⅰ号矿体石英闪长玢岩中的热液黑云母为投影在金云母区域和镁质云母区域。

3.3 白云母

白云母的标准化学式为 $\text{KAl}_2[\text{Si}_3\text{Al}]_{\text{O}_{10}}(\text{OH}, \text{F})_2$ 。Ⅰ号矿体含矿斑岩中白云母的产出状态主要

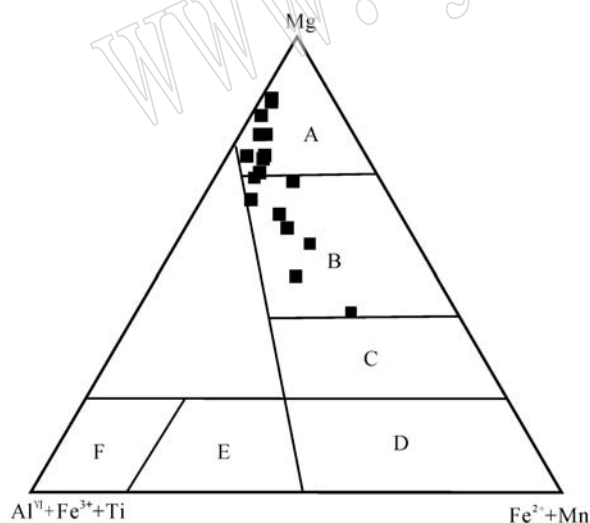


图3 雄村Ⅰ号矿体热液黑云母的 $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ 分类图解(据 Foster, 1960)

Fig. 3 $\text{Mg}-(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ ternary classification of primary and hydrothermal biotites in No. 1 deposit of the Xiongcu ore district (after Foster, 1960)

A—金云母; B—镁质黑云母; C—铁质黑云母; D—铁叶云母;
E—铁白云母; F—白云母

A—phlogopite; B—magnesian biotite; C—ferrobiotite;
D—siderophyllite; E—ferro-muscovite; F—muscovite

有4种: ①与热液黑云母共生(图2b); ②交代红柱石和钾长石(图2e、l); ③在红柱石-石英-硫化物脉边部成细粒鳞片状(图2e); ④与硫化物共生, 部分交代先形成的白云母(图2g)。国内外众多学者针对不同岩体的研究, 提出了区分原生白云母和次生白云母的标志, 认为直接从花岗岩浆中呈自形-半自形晶出, 不与其他造岩矿物发生交代反应关系的白云母为原生白云母, 而将岩浆结晶期后及经热液作用交代其他造岩矿物, 或呈交代假像、交代残余及显微鳞片状晶出的白云母为次生白云母(Miller *et al.*, 1981; Clarke, 1981; Viller *et al.*, 1997; 孙涛等, 2002; 章邦桐等, 2010)。从岩相学特征来看, 石英闪长玢岩中的白云母皆为典型的次生白云母。其化学成分特征见表3, SiO_2 含量 44.31% ~ 47.58%, Al_2O_3 含量 34.52% ~ 36.27%, K_2O 含量 7.33% ~ 9.53%, 从中可以看出, 与白云母化学成分理论值相比, 研究样品 SiO_2 普遍偏高, Al_2O_3 和 K_2O 显著偏低。

3.4 红柱石

斑岩型铜矿中出现热液成因的红柱石仅在 El Salvador、Butte、North Sulawesi 等矿床中有过报道, Ⅰ号矿体含矿斑岩发育大量热液红柱石是区别于南冈底斯成矿带其他斑岩型铜矿床的典型特征(黄勇等, 2012)。通过详细的镜下观察, 石英闪长玢岩中的热液红柱石主要有以下4种产出状态: ①粗粒棒球状或粒状红柱石, 在金属硫化物富集的地方形成海绵陨铁结构, 边部多被绢云母交代(图2e); ②石英-黑云母-红柱石-黄铁矿-黄铜矿组合, 多构成团斑状或脉状, 红柱石交代黑云母(图2a、e); ③被黑云母交代, 包含于热液黑云母晶粒中(图2c); ④石英-红柱石-钾长石-绢云母组合, 红柱石粒度一般为中-细粒(图2l)。红柱石的化学成分见表4, SiO_2 含量 35.97% ~ 38.06%, 平均值 36.69%; Al_2O_3 含量变化较稳定, 在 61.24% ~ 62.75%, 平均值 62.22%; FeO^* 含量平均值 0.41%; K_2O 、 TiO_2 、 MgO 、 V_2O_5 含量差不多, 平均值在 0.04% 左右; Cr_2O_3 含量个别可达 0.34%, 平均值 0.10%; 含少量 MnO 、 CaO 、 Na_2O 、 NiO 。

3.5 副矿物

3.5.1 金红石

金红石是Ⅰ号矿体含矿斑岩中相对富集, 皆呈粒状, 粒径 30 ~ 150 μm 不等(图2j), 晶粒表面多能见到一组完全解理, 产状主要有两种: ①分布于

表 2 黑云母电子探针分析结果

Table 2 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of biotite

$w_B/\%$

样品号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15*	16*	17*
SiO ₂	38.06	34.27	37.28	36.80	38.85	40.16	36.94	37.29	39.61	40.70	36.96	34.85	40.44	39.26	38.63	40.56	37.80
TiO ₂	1.05	1.19	0.17	0.82	0.89	0.59	0.64	0.00	0.62	0.59	0.62	0.19	0.56	0.66	1.19	0.73	1.94
Al ₂ O ₃	16.10	16.83	16.00	17.38	16.48	16.00	16.29	16.61	15.51	15.19	14.68	18.94	15.55	14.47	16.30	16.52	18.02
FeO*	9.43	10.02	7.26	13.59	11.03	8.42	7.03	8.90	9.01	4.04	5.77	19.41	10.00	4.64	14.92	10.95	15.32
MnO	0.19	0.23	0.09	0.12	0.53	0.43	0.42	0.31	0.40	0.44	0.44	0.78	0.48	0.42	—	—	—
MgO	17.20	16.49	19.47	14.57	16.26	19.08	19.26	18.23	18.97	21.83	20.16	10.00	17.68	21.34	14.61	16.24	12.21
CaO	0.01	0.05	0.01	—	0.02	0.02	0.04	0.02	0.08	—	0.09	0.16	0.03	0.10	—	—	0.04
Na ₂ O	0.19	0.21	0.16	0.22	0.14	0.11	0.12	0.09	0.15	0.16	0.07	0.19	0.13	0.18	0.19	0.12	0.11
K ₂ O	10.16	10.23	10.32	9.99	9.06	9.97	10.35	10.05	9.81	10.54	10.17	9.45	9.56	10.37	8.98	9.94	9.74
F	3.04	2.82	3.54	3.11	3.20	3.75	3.69	3.67	3.81	4.54	3.54	0.79	2.91	4.11	△	△	△
P ₂ O ₅	—	0.03	—	0.02	0.02	—	0.04	0.00	0.05	0.04	0.03	—	0.04	0.06	△	△	△
Cr ₂ O ₃	—	0.04	0.03	0.07	0.06	—	0.03	0.00	0.06	0.06	0.01	0.12	0.02	0.04	△	△	△
NiO	—	0.03	0.01	—	—	0.00	—	—	0.03	0.03	0.00	—	—	0.00	△	△	△
V ₂ O ₅	0.09	0.11	—	0.03	0.07	0.06	0.07	0.01	0.08	0.04	0.17	—	0.07	0.09	△	△	△
BaO	0.01	0.04	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.05	0.00	—	0.05	0.04	△	△	△

基于 11 个 O 原子计算的阳离子数

Si	2.77	2.61	2.72	2.69	2.79	2.80	2.69	2.71	2.79	2.81	2.74	2.68	2.87	2.80	2.87	2.95	2.81
Al ^{IV}	1.23	1.39	1.28	1.31	1.21	1.20	1.31	1.29	1.21	1.19	1.26	1.32	1.13	1.21	1.13	1.05	1.19
Al ^{VI}	0.16	0.11	0.10	0.19	0.18	0.11	0.08	0.14	0.08	0.04	0.02	0.40	0.17	0.01	0.30	0.37	0.40
Ti	0.06	0.07	0.01	0.05	0.05	0.03	0.04	0.00	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.07	0.04	0.11
Fe ³⁺	0.38	0.26	0.34	0.37	0.48	0.45	0.36	0.38	0.44	0.23	0.35	0.17	0.43	0.28	0.21	0.23	0.24
Fe ²⁺	0.19	0.38	0.11	0.47	0.19	0.04	0.07	0.17	0.09	0.00	0.01	1.08	0.16	0.00	0.72	0.44	0.71
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	1.86	1.87	2.12	1.59	1.74	1.98	2.09	1.98	1.99	2.24	2.23	1.15	1.87	2.26	1.62	1.76	1.36
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
K	0.94	0.99	0.96	0.93	0.83	0.88	0.96	0.93	0.88	0.93	0.96	0.93	0.87	0.94	0.85	0.92	0.93
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.68	0.66	0.79	0.70	0.70	0.80	0.82	0.81	0.82	0.95	0.80	0.19	0.63	0.89	0.00	0.00	0.00

注：* 号数据引自徐文艺等(2006a)，— 表示低于检出限，“△”表示未分析该项目，下同。

表 3 白云母电子探针分析结果

$w_B/\%$

Table 3 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of muscovite

样号	1	2	3	4	5
SiO ₂	44.31	47.58	45.31	47.18	46.40
TiO ₂	1.17	1.00	0.73	—	—
Al ₂ O ₃	34.72	35.87	34.74	34.52	36.27
FeO*	2.06	2.25	2.23	1.57	2.94
MnO	0.03	0.03	0.03	0.04	0.07
MgO	1.07	1.19	0.88	0.95	0.51
CaO	0.04	0.06	0.02	0.16	0.06
Na ₂ O	0.33	0.40	0.34	0.23	0.23
K ₂ O	8.46	7.69	8.22	7.33	9.53
BaO	0.09	0.06	0.06	0.08	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02
NiO	—	0.02	—	—	—
V ₂ O ₃	0.06	0.05	0.05	0.01	0.04
F	0.57	0.79	0.54	0.25	0.17
基于 22 个 O 原子计算的阳离子数					
Si	6.06	6.19	6.15	6.36	6.13
Al ^{IV}	1.94	1.81	1.85	1.64	1.87
Al ^{VI}	3.65	3.68	3.71	3.84	3.77
Ti	0.12	0.10	0.08	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.24	0.24	0.25	0.18	0.33
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.22	0.23	0.18	0.19	0.10
Ni	0.00	.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Na	0.09	0.10	0.09	0.06	0.06
K	1.48	1.28	1.42	1.26	1.61
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.25	0.33	0.23	0.11	0.07
Total	17.81	17.65	17.75	17.56	17.88
Fe/(Fe + Mg)	0.52	0.52	0.59	0.48	0.76

表 4 红柱石电子探针分析结果

$w_B/\%$

Table 4 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of andalusite

样号	1	2	3	4	5	6*	7*	8*	9*
SiO ₂	35.97	36.31	36.33	36.74	36.03	36.94	36.68	38.06	37.17
TiO ₂	0.03	0.09	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.08	0.03
Al ₂ O ₃	62.20	62.18	62.17	62.20	62.26	62.75	62.61	61.24	62.35
FeO*	0.50	0.75	0.27	0.27	0.42	0.24	0.48	0.48	0.22
MnO	—	—	—	0.00	0.00	—	—	—	—
MgO	0.04	0.02	0.05	0.06	0.02	0.04	0.05	—	0.07
CaO	0.00	0.01	0.02		0.01	0.02	—	—	—
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	—	0.02	—	0.05
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.12	0.13	0.11
BaO	0.01	—	—	0.01	—	△	△	△	△
Cr ₂ O ₃	0.01	0.34	0.04	—	0.03	—	—	—	—
NiO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	—	—	—	—
V ₂ O ₃	—	0.02	0.04	0.04	0.06	△	△	△	△
Total	98.82	99.77	99.12	99.43	99.89	100.01	100.00	99.99	100.00
基于 5 个 O 原子计算的阳离子数									
Si	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	1.03	1.00
Al	2.01	1.99	2.00	1.99	2.01	2.00	2.00	1.95	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

注：* 号数据引自张丽等(2007)。

石英粒间,少数包裹于石英晶粒中;② 分布于热液黑云母解理裂缝间或周围,少量包裹于白云母晶粒中;③ 呈细粒状包体分布于钾长石晶粒中。SiO₂ 含量在 0.01%~0.09% 范围内;除个别样品外,大部分 V₂O₃ 介于 0.17%~0.82%;ZrO₂ 含量 0.04%~0.18%;FeO 介于 0.22%~0.57%;K₂O 含量≤0.05%;Na₂O 含量很低,最高 0.03%;Al₂O₃ 含量 0.02%~0.06%;MgO、MnO、Cr₂O₃、Sb₂O₅ 含量低于检测限(表 5)。

3.5.2 磷灰石

磷灰石在石英闪长玢岩中较少,粒度 0.1~0.3 mm,产出状态主要有两种:① 他形-半自形粒状作为黑云母包体产出,化学组分见 1、3 号样(表 6);② 半自形粒状分布于钾长石或石英晶粒间,化学组分见 2 号样(表 6)(图 4)。磷灰石 CaO 和 P₂O₅ 含量稳定,平均值分别为 56.98%和 38.64%。磷灰石中 SO₃

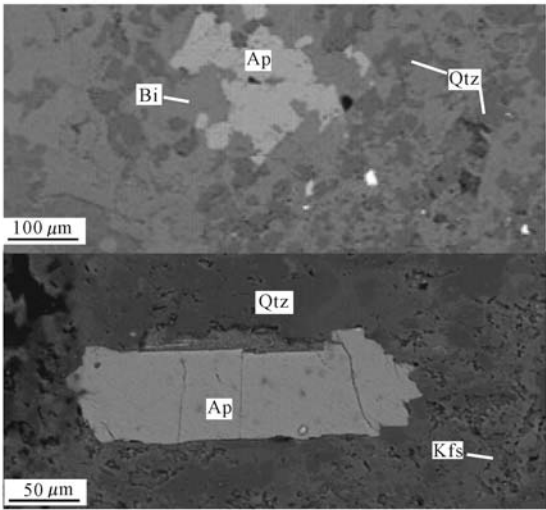


图 4 磷灰石背散射电子像(图例同图 2)

Fig. 4 Backscattered electron images of apatites

表 5 金红石电子探针分析结果 $\tau\omega_B/\%$

Table 5 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of rutile

样号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0.04	0.05	0.09	0.05	0.05	0.08	0.02	0.05	0.01
TiO ₂	97.99	97.74	97.60	97.47	98.56	98.39	98.76	97.86	98.51
Al ₂ O ₃	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.07	0.06
FeO*	0.48	0.33	0.22	0.30	0.49	0.50	0.54	0.57	0.37
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.084	0.02
MgO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	0.05	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.00
BaO	0.27	0.34	0.31	0.37	0.30	0.35	0.34	0.42	0.33
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.02	0.02	0.18	0.05	0.06	0.00	0.00
NiO	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.08
V ₂ O ₃	0.39	0.53	0.82	0.73	0.23	0.17	0.24	0.23	0.40
Sb ₂ O ₅	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05
ZrO ₂	—	—	—	—	0.18	0.14	0.04	0.12	0.08
F	0.00	0.09	0.13	0.00	—	—	—	—	—
SO ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	—	—	—	—	—
Total	99.29	99.19	99.29	99.12	100.14	99.89	100.05	99.61	100.12

表 6 磷灰石电子探针分析结果

Table 6 Representative EPMA of chemical composition and calculated formula of apatite

样号	1	2	3
SiO ₂	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.21
FeO *	0.10	0.03	0.08
MnO	0.12	0.08	0.05
MgO	0.00	0.00	0.03
CaO	57.24	57.15	56.56
Na ₂ O	0.07	0.05	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.19
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.03
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.06
P ₂ O ₅	38.57	38.85	38.51
BaO	0.01	0.01	0.00
F	3.39	3.28	4.99
SO ₃	0.01	0.03	0.01

含量较低,平均值约 0.01%,这与 Imai(2002,2004)研究得出的含矿中酸性岩体磷灰石 SO_3 含量一般大于 0.1%的结论是不符的。

4 讨论

4.1 成岩、蚀变物理化学条件

4.1.1 温度

金红石中的 Zr 元素含量与其结晶温度具有较

好的线性关系,并被广泛用于计算金红石的形成温度(Zack *et al.*, 2004; Watson *et al.*, 2006; Tomkins *et al.*, 2007)。Watson 等(2006)通过实验进行理论推导并结合实际地质样品的研究得出以下 Zr 含量温度计公式:

$$t(^{\circ}\text{C})_{\text{nile}} = (4\,470 \pm 120) / [(7.36 \pm 0.10) - \log(\text{Zr})] - 273$$

由上式计算得出石英闪长玢岩中金红石结晶温度为 $622 \sim 762^{\circ}\text{C}$, 平均值 712°C 。高晓英等 (2011) 认为在运用 Zr 含量温度计时需要考虑金红石的赋存状态对计算结果的影响。金红石从岩浆中结晶需要很高的压力条件, 对于埃达克质岩浆通常需要 $1.3 \sim 1.5 \text{ GPa}$, 斑岩铜矿分布于地表浅部, 所以对于斑岩铜矿在成岩期是不会出现金红石 (Frost, 1991; Emst and Liu, 1998)。I 号矿体含矿斑岩在钾硅酸盐化蚀变带中存在石英-红柱石-钾长石-绢云母的矿物组合, 根据 $\text{K}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ 相图 (图 5), 钾硅酸盐化蚀变的最低温度是 550°C (Popp and Franitz, 1980)。雄村 I 号矿体含矿斑岩热液黑云母中 TiO_2 含量低, 金红石主要赋存在钾硅酸盐化带的热液钾长石、热液黑云母、次生白云母晶粒中或其周围, Moore 等 (1973) 研究认为未蚀变的

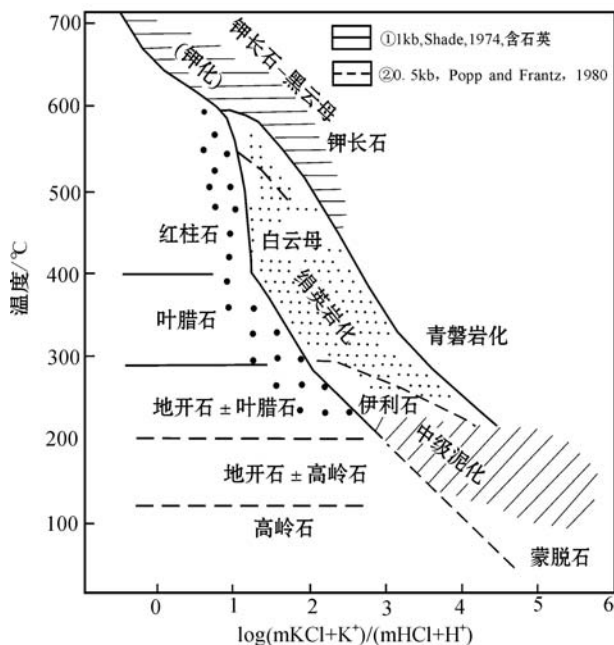


图 5 $\text{K}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ 体系相图(据 Shade, 1974; Popp and Franitz, 1980; 黄勇等, 2012 修改)

Fig. 5 Stability relationships in the system $\text{K}_2\text{O-KCl-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HCl}$ (after Shade, 1974; Popp and Franitz, 1980; Huang Yong *et al.*, 2012)

黑云母 TiO_2 含量高,黑云母在重结晶过程中释放出 Ti,在黑云母及其周围形成金红石(Czamanski *et al.*, 1981)。因此, I 号矿体含矿斑岩中的金红石是钾化蚀变的产物,其结晶温度大致反映了钾化带蚀变中晚期演化温度的范围。

4.1.2 氧逸度

Carroll 等(1987)认为在氧逸度大于镍-氧化镍缓冲线($f_{\text{O}_2} > \text{NNO}$)时,在硫饱和的熔体中可以形成硬石膏斑晶,硅酸盐熔体中硬石膏达饱和时,磷灰石中 SO_3 含量 $\geq 0.5\%$ (Parat and Holtz, 2005),氧化性岩浆中形成的磷灰石 SO_3 含量多 $> 0.7\% \sim 1.3\%$ (Streck and Dilles, 1998; Parat *et al.*, 2002; Imai *et al.*, 1993)。雄村 I 号矿体含矿斑岩中磷灰石的 SO_3 含量 $\leq 0.03\%$ (甚至低于检出限),未见硬石膏结晶,磁黄铁矿中钴和镍含量较高,具有深成岩浆的成因特征(李志军等,2012),其含矿斑岩可能为还原性岩浆结晶形成,其氧逸度 $< \text{NNO} + 1$ [图 6,图中黑色、灰色和白色实心分别表示实验过程中生成的磁黄铁矿(po)、磁黄铁矿 + 硬石膏(po + anh)、硬石膏(anh);灰色阴影区域大致反映雄村 I 号矿体氧逸度范围](Luhr, 1990; Baker and Rutherford, 1996; Clemente *et al.*, 2004; Scaillet and Macdonald, 2006; Parat *et al.*, 2008)。此外,石英闪长玢岩副矿物中钛铁矿含量远大于磁铁矿,成矿流体富含有机气体 CH_4 、 N_2 等(徐文艺等,2006b),显示雄村 I 号矿体岩浆-流体氧逸度低,成因上与还原性斑岩型铜矿床相似(Rowins, 2000)。通常认为含矿斑岩为氧化性岩浆,但还原性岩浆也形成斑岩型铜金矿,如包古图、17 Mile Hill、San Anton、Madeleine 等斑岩铜矿床(Ague and Brimhall, 1988; Randall *et al.*, 1994; Rowins *et al.*, 1997; Cao *et al.*, 2014)。Rowins(2000)研究表明,对于还原性斑岩铜矿床,其含矿斑岩体为含还原性 I 型花岗岩,形成构造背景为汇聚板块边缘。还原性 I 型花岗岩可能是 I 型花岗岩在其演化过程中经历了含碳地层的混染,从含碳地层中获得了以碳为主的还原性物质形成(Ague and Brimhall, 1988; Rowins, 2000),也可能是 I 型花岗岩岩浆演化过程中经历了 S 型花岗岩或是地幔排气作用形成的 CH_4 等有机气体的混染,致使其还原物质增加形成(徐文刚等,2012)。Rowins(2000)认为还原性斑岩铜矿床的成矿流体主要来自于还原型 I 型花岗岩类,但富含 CH_4 的成矿流体是否有可能来自于氧化性 I 型花岗岩类的氧化性流体与富

含有机气体的大气降水混合而形成的,目前还未得到确认。大量的热力学分析和实验研究表明,对于还原性流体,适当的高压相分离过程中, Cu、Au 强烈分配进低密度的富 H_2S 气相中,虽然金属元素在岩浆中的分配机制还不清楚,但 Cu、Au 在气相中运移直接影响了还原性斑岩型矿床中成矿元素的分布(Hemley *et al.*, 1992; Gammons and Williams-Jones, 1997)。Au 在还原性流体中具有较高溶解度,加上 Cu、Au 在随后的流体不混溶过程中富集在气相中,大量的 Au(Cu)可以以还原性硫络合物运移,在有利环境富集沉淀成矿(Rowins, 2000)。

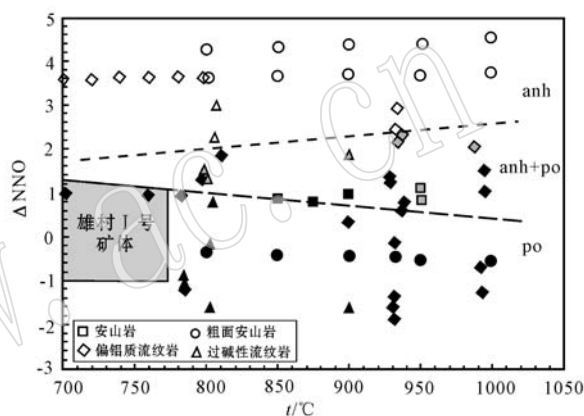


图 6 磁黄铁矿和硬石膏稳定性的温度-氧逸度图解(据 Luhr, 1990; Baker and Rutherford, 1996; Clemente *et al.*, 2004; Scaillet and Macdonald, 2006; Parat *et al.*, 2008)
Fig. 6 Pyrrhotite (po) and anhydrite (anh) stability as a function of temperature and oxygen fugacity (after Luhr, 1990; Baker and Rutherford, 1996; Clemente *et al.*, 2004; Scaillet and Macdonald, 2006; Parat *et al.*, 2008)

副矿物中 Fe、Mn、Ce、Eu 等元素对氧化还原条件较为敏感,Miles 等(2014)对英国北部的 Criffell 岩体以及一系列中性到酸性火山岩中磷灰石的 Mn 浓度进行研究,认为磷灰石中 Mn 的含量的变化不依赖于熔体中 Mn 浓度的变化,可以用来反映不同岩石氧化还原状态,与岩石的氧逸度的对数($\log f_{\text{O}_2}$)呈负相关的线性关系,其关系可用下式表示:

$$\log f_{\text{O}_2} = -0.0022(\pm 0.0003)\text{Mn}(10^{-6}) - 9.75 (\pm 0.46)$$

根据以上磷灰石的 Mn 氧逸度计,计算出石英闪长玢岩氧逸度的对数值为 $-12.39(-11.57 \sim -13.21)$ 。

4.2 对矿化的指示意义

Czamanski 等(1981)认为斑岩型铜矿床中金红

石的粒度大小与铜矿化相关。Scott(2005)通过对澳大利亚 E26N 斑岩型铜金矿床金红石的研究,认为含矿岩体中金红石富 V(V_2O_5 含量 $>0.2\%$,大多数 $>0.4\%$),长 $\times$ 宽 $>4\,000\,\mu\text{m}^2$;不含矿岩体中贫 V(V_2O_5 含量 $<0.15\%$),长 $\times$ 宽 $<1\,500\,\mu\text{m}^2$,金红石颗粒的大小与 V 含量正相关。雄村 I 号矿体中金红石粒度较大,长 $\times$ 宽多大于 $4\,500\,\mu\text{m}^2$ (图 2j), V_2O_5 含量平均值 0.42% ,指示了较好的铜矿化。

斑岩铜矿床中岩浆黑云母的 TiO_2 、 Al_2O_3 、 BaO 、 CuO 、 F 、 Cl 含量及 Mg/Fe 、 K/Na 、 Ti/Fe 值对斑岩矿床的成因有重要的指示意义(傅金宝,1981;秦克章等,2009)。通过对多个斑岩矿床中热液黑云母的组分统计发现(表 7),热液黑云母与矿化相关的组分指标与岩浆黑云母相似。傅金宝(1981)认为当热液黑云母 $Mg/Fe<0.5$ 时,与矿化关系不明显;秦克章等

(2009)认为三岔口铜(钼)矿床矿化强度与赋矿斑岩黑云母化强烈与否直接相关,与矿化有关的黑云母多富镁低铁,钛含量高(TiO_2 含量多 $>3\%$),高钾低钠和钙,且黑云母中氟、氯等挥发分含量较高。雄村 I 号矿体含矿斑岩的 Mg/Fe 范围在 $0.92\sim9.62$ 之间,平均值 3.86 , K/Na 平均值 48.15 , $CaO<0.1\%$,说明雄村 I 号矿体含矿斑岩中的热液黑云母具有富镁、富钾、贫钙、高 F(平均值 $33\,200\times10^{-6}$)的特征,与铜矿化关系密切。与秦克章等(2009)提出的黑云母与矿化相关的组分指标不同的是, I 号矿体黑云母 TiO_2 、 BaO 含量低,这是因为钡是活泼的碱土金属元素, I 号矿体热液黑云母具有轻微蚀变,钡极易发生迁移,而 Ti 在黑云母蚀变分解过程中迁出,在黑云母晶粒裂隙或周围结晶形成金红石导致黑云母 Ba、Ti 含量降低。

表 7 斑岩矿床中热液黑云母的组成对比
Table 7 Hydrothermal biotite compositions in porphyry deposits

矿床规模	矿床名称	含矿斑岩岩性	样品数	元素比值				
				Mg/Fe	Al/Fe	K/Na	Al_2O_3/TiO_2	Si/Al
大型	雄村	石英闪长玢岩	17	3.86	2.64	48.15	33.62	0.51
中型	三岔口*	花岗闪长斑岩、花岗闪长岩、石英闪长玢岩	11	0.55	0.59	35.7	6.48	1.99
小型	舒家店#	辉长岩	6	0.88	0.63	30.80	3.90	2.20
中型	沙溪#	石英闪长玢岩	4	0.79	0.64	9.06	4.85	2.25
矿化	横塘#	石英闪长玢岩、花岗闪长斑岩	4	0.55	0.50	28.5	17.5	2.00
大型	多宝山#	花岗闪长岩	12	0.52	0.70		7.50	2.08
中型	八大关#	花岗闪长岩	6	0.51	0.48	27.55	10.75	1.95

注: * 号数据引自傅金宝(1981), # 号数据引自秦克章等(2009)。

5 结论

(1) I 号铜(金)矿体含矿斑岩原生矿物主要为石英,有少量钾长石,蚀变矿物主要有钾长石、红柱石、黑云母、白云母、绢云母、金红石,副矿物主要有磷灰石、钛铁矿、磁铁矿。

(2) 金红石形成于钾硅酸盐化蚀变早期结晶的自形-半自形热液黑云母蚀变分解过程中,其结晶温度为 $622\sim762^{\circ}\text{C}$,反映钾硅酸盐化蚀变温度较高。

(3) 含矿斑岩形成大量的深成磁黄铁矿,副矿物中钛铁矿含量远大于磁铁矿,未见硬石膏结晶,斑岩体中磷灰石的 SO_3 含量较低($\leq 0.03\%$),成矿流体中富含 CH_4 、 N_2 等有机质气体,指示雄村 I 号矿体岩浆-流体氧逸度低,含矿斑岩的氧逸度 $<NNO+$

1,为还原性斑岩型铜矿床。

(4) I 号铜金矿体的金红石 V_2O_5 含量平均值 0.42% ,长 $\times$ 宽多大于 $4\,500\,\mu\text{m}^2$;热液黑云母具有富镁、富钾、贫钙、高 F 的特征,其 Mg/Fe 为 $0.92\sim9.62$, K/Na 平均值 48.15 , $CaO<0.1\%$, $F>0.79\%$,指示了较好的铜矿化。

致谢 实验过程中得到长安大学刘民武老师和鲁麟硕士研究生的帮助,匿名审稿专家对本文提出了许多宝贵意见,在此一并深表感谢!

References

Ague J J and Brimhall G H. 1988. Magmatic arc asymmetry and distribution of anomalous plutonic belts in the batholiths of California:

- Effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization[J]. Geological Society of America Bulletin, 100: 912~927.
- Baker L L and Rutherford M J. 1996. Crystallisation of anhydrite-bearing magmas[A]. Brown M, Candela P A, Peck D L, *et al.* Origin of Granites and Related Rocks[C]. Geological Society of American Special Paper, 315: 243~250.
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2014. Baogutu: An example of reduced porphyry Cu deposit in western Junggar[J]. Ore Geology Reviews, 56: 159~180.
- Carroll M R and Rutherford M J. 1987. The stability of igneous anhydrite: experimental results and implications for sulfur behavior in the 1982 El Chichon trachyandesite and other evolved magmas[J]. J. Petrol., 28: 781~801.
- Clarke D B. 1981. The mineralogy of peraluminous granite: A review [J]. Can. Mineral., 19: 3~17.
- Clemente B, Scaillet B and Pichavant M. 2004. The solubility of sulphur in hydrous rhyolitic melts[J]. J. Petrol., 45: 2 171~2 196.
- Czamanski G K, Force E R and Moore W J. 1981. Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 76: 2 240~2 256.
- Dai Huawu, Shen Ping, Shen Yuanchao, *et al.* 2010. Mineralogy of ore-bearing porphyries in the Baogutu copper-gold belt of west junggar and its geological significance[J]. Xinjiang Geology, 4: 440~447(in Chinese).
- Emst W G and Liu J. 1998. Experimental phase equilibrium study of Al and Ti contents of calcic amphibole in MORB: A semiquantitative thermobarometer[J]. American Mineral, 83: 952~969.
- Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[J]. Geological Survey Professional Paper, 354: 11~49.
- Frost B R. 1991. Stability of oxide minerals in metamorphic rocks[A]. Lindsley D H. Oxide Minerals: Petrological and Magnetic Significance[J]. Reviews in Mineralogy, 25: 469~488.
- Fu Jinbao. 1981. Chemical composition of biotite characteristics in the Porphyry copper deposits[J]. Geology and Exploration, (9): 16~19(in Chinese).
- Gammons C H and Williams-Jones A E. 1997. Chemical mobility of gold in the porphyryepithermal environment[J]. Economic Geology, 92: 45~59.
- Gao Xiaoying and Zheng Yongfei. 2011. On the Zr-in-rutile and Ti-in-zircon geothermometers[J]. Acta Petrologica Sinica, 27(2): 417~432(in Chinese).
- Hao Jinhua, Chen Jianping, Tian Yongge, *et al.* 2010. Mineralogical features of porphyries in the Narigongma Mo(Cu) deposit, Southern Qinghai and their implications for petrogenesis and mineralization[J]. Geology and Exploration, 46(03): 367~376(in Chinese).
- nese).
- Hardy L S. 1989. Hydrothermal potassium feldspar at the HALLE gold mine, South Carolina[J]. Economic Geology, 84: 2 307~2 310.
- Hemley J J, Cygan G L, Fein J B, *et al.* 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rockbuffered systems: I. Fe-Cu-Zn-Pb sulphide solubility relations[J]. Economic Geology, 87: 1~22.
- Huang Yong, DingJun, Tang Juxing, *et al.* 2012. Genetic mineralogy of andalusite in Xiongcu porphyry copper-gold ore deposit, Tibet [J]. Acta Geoscientica Sinica, 33(4): 510~518.
- Imai A. 2002. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks[J]. Resource Geology, 52(2): 147~161.
- Imai A. 2004. Variation of Cl and SO₃ contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs[J]. Resource Geology, 54(3): 357~372.
- Imai A, Lianco E and Fujii T. 1993. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur-rich magma of Mt. Pinatubo, Philippines[J]. Geology, 21: 699~702.
- Jacobs D C and Parry W T. 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico[J]. Economic Geology, 74(4): 860~887.
- Kesler S E, Issigoni S M J, Brownlow A H, *et al.* 1975. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems[J]. Economic Geology, 70(3): 559~567.
- Lang Xinghai. 2012. Metallogenesis and metallogenic prediction for Xiongcu porphyry copper-gold district, Tibet [D]. Chengdu: Chengdu university of technology (Doctoral Thesis) (in Chinese).
- Lang Xinghai, Tang Juxing, Li Zhijun, *et al.* 2011. Alteration and mineralization of No. I orebody in Xiongcu porphyry copper-gold metallogenic ore district, Xietong men County, Tibet[J]. Mineral Deposits, 30(2): 327~338(in Chinese).
- Lang Xinghai, Tang Juxing, Li Zhijun, *et al.* 2014. U-Pb and Re-Os geochronological evidence for the Jurassic porphyry metallogenic event of the Xiongcu district in the Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet, PRC[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 79(B): 608~622.
- Li Zhijun, Huang Yong, Tang Juxing, *et al.* 2012. Typomorphic Characteristics and Significance of Pyrrhotite in Xiongcu Cu-Au Deposit[J]. Acta Mineralogica Sinica, 2: 205~210(in Chinese).
- Lin Wenwei and Peng Lijun. 1994. The estimation of Fe³⁺ and Fe²⁺ contents in amphibole and biotite from EMPA data[J]. Journal of

- Changchun University of Earth Sciences, 24(2): 155~162 (in Chinese).
- Luhr J F. 1990. Experimental phase relations of water-and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichón volcano [J]. *J. Petrol.*, 31: 1 071~1 114.
- Lü Zhicheng, Duan Guozheng and Dong Guanghua. 2003. mineral chemistry of biotite from granites associated with different mineralization in three stages of yanshanina period in the southern-middle parts of the da hinggan ling mountains and its petrogenetic and metallogenic significance[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 23(2): 177~184(in Chinese).
- Miles A J, Graham C M, Hawkesworth C J, *et al.* 2014. Apatite: A new redox proxy for silicic magmas? [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 132: 101~119.
- Miller C F, Stoddard E F, Bradfish L J, *et al.* 1981. Composition of plutonic muscovite: Genetic implications [J]. *Can. Mineral.*, 19: 25~34.
- Moore W J and Czamanske G K. 1973. Compositions of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah[J]. *Econ. Geol.*, 68: 269~274.
- Oliver J. 2006. Geological mapping of the Xietongmen property and continuous areas, Tibet, People's Republic of China[R]. Private Report to Continental Minerals Corp.
- Parat F, Dungan M A and Streck M J. 2002. Anhydrite, pyrrhotite, and sulfur-rich apatite: tracing the sulfur evolution of an Oligocene andesite(Eagle Mountain, CO, USA)[J]. *Lithos*, 64: 63~75.
- Parat F and Holtz F. 2005. Sulfur partition coefficient between apatite and rhyolite: the role of bulk S content[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 150: 643~651.
- Parat F, Holtz F C and Feig S. 2008. Pre-eruptive conditions of the Huerto andesite (Fish canyon system, San Juan volcanicfield, Colorado): influence of volatiles (C-O-H-S) on phase equilibria and mineral composition[J]. *J. Petrol.*, 49: 911~935.
- Popp R K and Franitz J D. 1980. Mineral-solution equilibria-III. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 44(7): 1 029~1 037.
- Qin Kezhang, Zhang Lianchang, Ding Kuishou, *et al.* 2009. Mineralization type, petrogenesis of ore-bearing intrusion and mineralogical characteristics of Sanchakou copper deposits in eastern Tianshan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4): 845~861(in Chinese).
- Randall J A, Saldana E A and Clark K F. 1994. Exploration ina volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico[J]. *Economic Geology*, 89: 1 722~1 751.
- Richard E B. 1974. Biotite Stability in the Porphyry Copper Environment[J]. *Economic Geology*, 69: 241~256.
- Rowins S M, Groves D I, McNaughton N J, *et al.* 1997. A reinterpretation of the role of granitoids in the genesis of Neoproterozoic gold mineralization in the Telfer dome, Western Australia[J]. *Economic Geology*, 92: 133~160.
- Rowins S M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme[J]. *Geology*, 28(6): 491~494.
- Shade J W. 1974. Hydrolysis Reactions in the SiO_2 -Excess Portion of the System $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ in Chloride Fluids at Magmatic Conditions[J]. *Economic Geology*, 69(2): 218~228.
- Shao Kezhong. 1981. Several problems of porphyry copper deposit in mineralogical in our country(basis of the Dexing porphyry copper deposits[J]. *Hebei Geological College Journals*, 1: 1~10(in Chinese).
- Scaillet B and Macdonald R. 2006. Experimental and thermodynamic constraints on the sulphur yield of peralkaline and metaluminous silicic flood eruptions[J]. *J. Petrol.*, 47: 1 413~1 437.
- Scott K M. 2005. Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu-Au mineralization, Northparkes, New South Wales, Australia [J]. *Geochemistry: Exploration Environment Analysis*, 5: 247~253.
- Streck M J and Dilles J H. 1998. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith[J]. *Geology*, 26: 523~526.
- Sun Tao, Chen Peirong, Zhou Xinmin, *et al.* 2002. Strongly peraluminous granites in Eastern Nanling Mountains, China: Study on muscovites[J]. *Geological Review*, 48(5): 518~525(in Chinese).
- Tafti R, *et al.* 2014. Geology and Geochronology of the Xietongmen (Xiongcu) Cu-Au Porphyry District, Southern Tibet, China[J]. *Economic Geology*, 109: 1 967~2 001.
- Tafti R, Mortensen J K, Lang J R, *et al.* 2009. Jurassic U-Pb and Re-Os ages for newly discovered Xietongmen Cu-Au porphyry district, Tibet, PRC: Implications for metallogenic epochs in the southern Gangdese belt[J]. *Economic Geology*, 104: 127~136.
- Tang Juxing, Huang Yong, Li Zhijun, *et al.* 2009. Element geochemical characteristics of Xiongcu Cu-Au deposit in Xiongcu County, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 28(1): 15~28(in Chinese).
- Tang Juxing, Li Fengji, Li Zhijun, *et al.* 2010. Time limit for formation of main geological bodies in Xiongcu copper gold deposit, Xietongmen County, Tibet: Evidence from zircon U-Pb ages and Re-Os age of molybdenite[J]. *Mineral Deposits*, 29(3): 461~475(in Chinese).
- Tomkins H S, Powell R and Ellis D J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer[J]. *Metamorph Geol.*, 25: 703~713.
- Viller M, Ruggieri G and Puxeddu M. 1997. Petrological and geochronological discrimination of two white-mica generations in a

- granite cored from the Larderello-Travale geothermal field (Italy) [J]. *Eu. J. Mineral*, 9: 563~568.
- Watson E B, Wark D A and Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile Contrib[J]. *Mineral Petrol*, 151: 413~433.
- White D E. 1955. Thermal springs and epithermal ore deposits[J]. *Econ. Geol.* 50th Anniv, 99~154.
- Xu Wengang and Zhang Dehui. 2012. An interpretation of role of reduced fluid in porphyry metallogenesis[J]. *Acta Geologica Sinica*, 86(3): 495~502(in Chinese).
- Xu Wenyi, Qu Xiaoming, Hou Zengqian, *et al.* 2006a. The Xiongcu Copper-gold Deposit in Tibet: Characteristics, Genesis, and Geodynamic Application[J]. *Acta Geologica Sinica*, 9: 1392~1406 (in Chinese).
- Xu Wenyi, Qu Xiaoming, Hou Zengqian, *et al.* 2006b. Ore-forming fluid characteristics and genesis of Xiongcu copper-gold deposit in central Gangdese, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 25(3): 244~251 (in Chinese).
- Yin Jingwu, Yan Xingguang, Park Junghyun, *et al.* 2014. Mineralogical characteristics of intrusive rock in Boziguoer East mining area, Baicheng Country, Xingjiang[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geoscience*, 39(3): 251~260.
- Zack T, Moraes R and Kronz A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer[J]. *Contrib Mineral Petrol*, 148: 471~488.
- Zhang Li, Tang Juxing, Deng Qi, *et al.* 2007. Study on mineral compositions of the ore from the Xiongcu Cu(Au) deposit in Xietongmen County, Tibet, China[J]. *Journal of Chengdu University of Technology(Science & Technology Edition)*, 3: 318~326 (in Chinese).
- Zhang Bangtong, Wu Junqi, Ling Hongfei, *et al.* 2010. Petrological discrimination between primary and secondary muscovites and its geological implications: A case study of Fucheng peraluminous granite pluton in southern Jiangxi[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 29(3): 225~234(in Chinese).
- 石学报, 27(2): 417~432.
- 郝金华, 陈建平, 田永革, 等. 2010. 青海纳日贡玛斑岩铜(铜)矿含矿斑岩矿物学特征及成岩成矿意义[J]. *地质与勘探*, 46(3): 367~376.
- 黄勇, 丁俊, 唐菊兴, 等. 2012. 西藏雄村斑岩型铜金矿红柱石成因矿物学特征[J]. *地球学报*, 33(4): 510~518.
- 郎兴海. 2012. 西藏雄村斑岩型铜金矿集区成矿作用与成矿预测[D]. 成都: 成都理工大学(博士论文).
- 郎兴海, 唐菊兴, 李志军, 等. 2011. 西藏谢通门县雄村斑岩型铜金矿集区 I 号矿体的蚀变与矿化特征[J]. *矿床地质*, 30(2): 327~338.
- 李志军, 黄勇, 唐菊兴, 等. 2012. 西藏雄村铜金矿集区 I 号矿体磁黄铁矿矿物特征及指示意义[J]. *矿物学报*, 2: 205~210.
- 林文蔚, 彭丽君. 1994. 由电子探针分析数据估算角闪石、黑云母中的 Fe^{3+} 、 Fe^{2+} [J]. *长春地质学报*, 24(2): 155~162.
- 吕志成, 段国正, 董广华. 2003. 大兴安岭中南段燕山期三类不同成矿花岗岩黑云母的化学成分特征及其成岩成矿意义[J]. *矿物学报*, 23(2): 177~184.
- 秦克章, 张连昌, 丁奎首, 等. 2009. 东天山三岔口铜矿床类型、赋矿岩石成因与矿床矿物学特征[J]. *岩石学报*, 4: 845~861.
- 邵克忠. 1981. 我国斑岩铜矿床矿物学几个问题(以德兴斑岩铜矿为基础)[J]. *河北地质学院学报*, 1: 1~10.
- 孙涛, 陈培荣, 周新民, 等. 2002. 南岭东段强过铝质花岗岩中白云母研究[J]. *地质论评*, 48(5): 518~525.
- 唐菊兴, 黄勇, 李志军, 等. 2009. 西藏谢通门县雄村铜金矿元素地球化学特征[J]. *矿床地质*, 28(1): 15~28.
- 唐菊兴, 黎凤喆, 李志军, 等. 2010. 西藏谢通门县雄村铜金矿主要地质体形成的时限: 锆石 U-Pb、辉钼矿 Re-Os 年龄的证据[J]. *矿床地质*, 29(3): 461~475.
- 徐文刚, 张德会. 2012. 还原性流体与斑岩型矿床成矿机制探讨[J]. *地质学报*, 86(3): 495~502.
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2006a. 西藏雄村大型铜金矿床的特征、成因和动力学背景[J]. *地质学报*, 9: 1392~1406.
- 徐文艺, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2006b. 西藏冈底斯中段雄村铜金矿床成矿流体特征与成因探讨[J]. *矿床地质*, 25(3): 244~251.
- 尹京武, 闫星光, 朴庭贤, 等. 2014. 新疆拜城波孜果东矿区侵入岩矿物学特征[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 39(03): 251~260.
- 章邦桐, 吴俊奇, 凌洪飞, 等. 2010. 花岗岩中原生与次生白云母的鉴别特征及其地质意义——以赣南富城强过铝质花岗岩体为例[J]. *岩石矿物学杂志*, 29(3): 225~234.
- 张丽, 唐菊兴, 邓起, 等. 2007. 西藏谢通门县雄村铜(金)矿矿床岩石物质成分研究及其意义[J]. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 3: 318~326.

附中文参考文献

- 代华五, 申萍, 沈远超, 等. 2010. 西准噶尔包古图含矿岩体矿物学特征及意义[J]. *新疆地质*, 4: 440~447.
- 傅金宝. 1981. 斑岩铜矿中黑云母的化学组成特征[J]. *地质与勘探*, (9): 16~19.
- 高晓英, 郑永飞. 2011. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计[J]. *岩*