

西藏厅宫斑岩铜矿床地质、蚀变及矿化特征研究

杜等虎^{1,2}, 杨志明¹, 刘云飞¹, 曲焕春¹, 李秋耘¹, 许博¹, 巴登珠³

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 中国黄金集团公司, 北京 100011; 3. 西藏矿业公司, 西藏拉萨 850000)

摘要: 本文对西藏厅宫大型铜矿进行了详细研究, 矿床详细的地质岩相学-蚀变以及典型剖面填图表明, 矿区存在2个岩浆事件高峰, 即始新世的钾长花岗岩(~50 Ma)和中新世的斑状二长花岗岩、英云闪长斑岩及闪长玢岩(约13~17 Ma)。野外和室内研究发现, 厅宫矿区存在2期重要的矿化事件, 即始新世(~50 Ma)铜矿化及中新世(~15 Ma)的铜钼矿化。始新世含矿岩体为钾长花岗岩, 其最主要的特点是成矿岩体结构的特殊性, 表现在该矿床的成矿岩体没有典型的斑状结构, 而是独特的细晶-似伟晶结构, 说明含矿岩浆发生过骤冷, 可能是流体突然逃逸, 矿物结晶的固相点发生漂移所致。同时, 该岩体还发育大量显微文象结构、显微晶洞构造等, 均说明岩浆曾经富水, 并且曾经流体饱和; 中新世含矿岩体为具有埃达克岩特征的斑状二长花岗岩, 主要以脉状的铜、钼矿化为主。该矿床蚀变分带类似于冈底斯带其他斑岩矿床。时间上, 分别为早期的钾硅酸盐化、转换阶段的青磐岩化、随后的绢英岩化及最晚期的泥化蚀变; 空间上, 以含矿岩体为中心向外依次为钾硅酸盐化、绢英岩化、青磐岩化, 最晚期的泥化呈补丁状或条带状叠加早期各类蚀变。铜矿化主要发生在始新世的黑云母化阶段和中新世的绢英岩化阶段, 而钼矿化主要发生在中新世的钾硅酸盐化和绢英岩化的转换阶段。

关键词: 蚀变分带; 岩浆演化序列; 斑岩铜矿床; 厅宫; 冈底斯; 西藏

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)04-0447-28

Geology, alteration and mineralization of the Tingong porphyry Cu deposit in southern Tibet

DU Deng-hu^{1,2}, YANG Zhi-ming¹, LIU Yun-fei¹, QU Huan-chun¹, LI Qiu-yun¹, XU Bo¹ and BA Deng-zhu³

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. China National Gold Group Corporation, Beijing 100011, China; 3. Tibet Mineral Resources Company, Lhasa 850000, China)

Abstract: Tingong is a large porphyry Cu deposit located in the western segment of the Gangdise porphyry Cu belt in southern Tibet. It contains 1.49 Mt of Cu with an average grade of 0.362% and 0.04 Mt of Mo with an average grade of 0.018%. The deposit consists of both collisional and post-collisional stage porphyry-type Cu systems, which are genetically associated with the early Eocene coarse- and fine-grained granite and the Miocene monzogranite porphyry stock, respectively. It is the most important deposit in the Gangdise porphyry Cu belt, but geology of the deposit remains poorly constrained. In this paper, the authors conducted a detailed study of geological features of the deposit, so as to ① document the geological characteristics (e.g., alteration and mineralization) of the deposit; ② investigate intrusive sequences and magma source of main intrusions in the deposit; ③ investigate tectonic control of intrusion emplacement, alteration and mineralization; ④ track fluids evolution process; and ⑤ determine genesis of the deposit. On such a basis, the authors formulated a genetic

收稿日期: 2015-03-04; 修订日期: 2015-05-28

基金项目: 国土资源部行业科研专项(201011011); 国家基础研究规划“973”项目(2011CB403104); 地质调查资助项目(1212011220908)

作者简介: 杜等虎(1986-), 男, 汉族, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: dudenghu@126.com; 通讯作者: 杨志明(1978-), 男, 汉族, 副研究员, 主要从事斑岩铜矿研究, E-mail: zm.yang@hotmail.com。

model for the Tinggong deposit. The authors surveyed the petrography-alteration of the Tinggong copper deposit, and exactly determined the distribution of formations and magmatites. In combination with zircon U-Pb isotope dating results of other researchers, the authors built up a detailed series of magma evolution. It is shown that there existed two peaks of magmatic events, i. e., K-feldspar granite in Eocene (~50 Ma) and porphyritic monzonite granite, tonalite porphyry and diorite porphyry in Miocene (13~17 Ma). Through field and lab research, the authors have come to the conclusion that there occurred two phases of mineralization events in the Tinggong deposit, i. e., copper mineralization in Eocene (~50 Ma) and Cu-Mo mineralization in Miocene (~15 Ma). Moyite formed in Eocene, which has a particular texture, i. e., it has no classical porphyritic texture but shows unique fine grain-like pegmatite texture. This suggests the existence of sudden cooling of the ore-bearing magma, which might have been caused by the sudden escape of fluids. There also exist large quantities of micro graphic texture, quartz eyes and some other textures. These special textures imply that the magma was rich in water and the fluid was once in a saturation state. Porphyritic monzonite granite was associated with Cu-Mo mineralization in Miocene. The alteration zoning of the deposit is similar to that of other porphyry deposits in Gangdise. In term of time, the alteration was potassic alteration in early period, propylitization occurred in a transitional phase, followed by phyllic alteration and argillization. In term of space, from the core to the outer part there are potassic alteration, phyllic alteration, and propylitization. The latest argillization exhibits patch or banded form, superimposed upon other alterations of earlier time. The authors described all kinds of alterations, mineral assemblages and associated veins in detail and dealt with the evolution process of the fluid as well as the source and accumulation mechanism of metals.

Key words: alteration zoning; magma evolution sequence; porphyry Cu deposit; Tinggong; Gangdise; Tibet

西藏冈底斯斑岩铜矿带是中国一条重要的铜矿带(侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001), 该斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地体南缘的火山-岩浆弧带中(侯增谦等, 2007)。厅宫铜钼矿床位于尼木县西北部, 处于冈底斯斑岩铜矿带中段, 铜金属量 149 万吨, 平均品位 0.362% (质量分数, 下同), 钼金属量 4 万吨, 平均品位 0.018%^①, 是该段最为重要的一个矿床。

厅宫铜矿床的地质工作开始较早, 始于建国初期, 1951~1953 年中国科学院西藏工作队地质组李濮等于雅鲁藏布江沿线作 1:50 万路线地质调查时发现了厅宫铜矿等多处矿(化)点。1996 年开始, 西藏矿业公司对该矿床做详细的勘查、详查等工作, 并首次圈定了氧化矿体, 并作为主矿体开采至今, 铜金属资源量(3 341)也由最初的 1 747 吨增加至现在的 140 多万吨。随着勘探程度的提高以及规模的增加, 厅宫矿床也逐渐受到学术界的重视。2003 年, 李光明、余宏全等对厅宫矿床进行了蚀变填图, 识别出矿床具有同心环状蚀变的分布特征。此后, 对厅宫斑岩铜矿的岩浆起源、性质及深部过程、蚀变分带、矿

化特征、成岩成矿时代、成矿物质来源及成矿流体性质等诸多方面进行了有益的探讨(侯增谦等, 2001, 2003, 2004, 2005; 李光明等, 2004; 孟祥金等, 2004; 芮宗瑶等, 2003, 2004, 2006; 王小春等, 2002; 杨志明等, 2005, 2006; 徐德章, 2006)。但整体上由于当时开采剥露程度较低, 工程控制程度低, 系统的、详细的矿床学研究还未很好地开展。2010 年之后, 矿床勘查程度及开采规模不断扩大, 为开展详细的矿床地质与矿化特征研究创造了条件。

为此, 本文拟通过详细的矿床解剖, 查明矿区岩体的时空分布特征, 各期岩浆的矿物学特征; 查明矿区构造的活动期次、特征以及与岩浆活动和成矿作用的关系; 确定矿床的蚀变矿物组合及空间分布关系; 查明脉体类型、特征、矿物组合特征、穿切关系及时空分布规律。确定矿床金属矿物组合规律、矿物生成顺序及矿体的形态规模及产出位置。通过上述工作, 恢复矿床的矿化蚀变过程, 建立成矿模型, 摸清该矿床成矿规律, 为该矿床进一步找矿勘查工作提供理论依据。

① 西藏地勘院第六地质大队, 2012. 尼木厅宫铜矿资源储量核查报告(内部资料).

1 区域地质背景

厅宫铜矿位于拉萨地体南部、冈底斯斑岩铜矿带中段。拉萨地体自从印度板块(Yin and Harrison, 2000)或澳大利亚板块(Zhu *et al.*, 2011)分离以来,相继经历了一系列构造-岩浆活动,形成了现今长达1 500 km的冈底斯岩浆带(侯增谦等, 2005)。与冈底斯斑岩铜矿带形成有关的主要为新近纪岩浆-构造等事件,该事件以大规模逆冲推覆系统(30~24 Ma, Yin and Harrison, 2000)、冈底斯岩基快速抬升剥露(21~18 Ma, Copeland *et al.*, 1987; Harrison *et al.*, 1992)、东西向伸展(18 Ma, Williams *et al.*, 2001)、南北向裂谷(14~13.5 Ma, Coleman and Hodges, 1995; Blisniuk *et al.*, 2001)和钾质-超钾质火山-岩浆(25~10 Ma, Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993; Miller *et al.*, 1999)的发育为特征(侯增谦等, 2005; 杨志明等, 2008)。与此同时,含铜钾质斑岩岩浆在后碰撞伸展环境下沿冈底斯花岗岩基浅成侵位(侯增谦等, 2006),含矿斑岩岩浆侵位和流体分凝上升受控于近SN向正断层系统。由于这种EW和NS向的构造格架控制,导致冈底斯中新世斑岩体在空间上东西断续成带,南北串珠成列,东西延伸约350 km,南北延伸达80 km(侯增谦等, 2007);时间上,这些斑岩体形成年龄介于19.7~12.2 Ma之间,处于后碰撞地壳伸展阶段,侵位高峰集中于16 Ma左右(芮宗瑶等, 2003, 2004; Hou *et al.*, 2004)。

尼木矿集区分布有大规模的火山岩地层,主要是林子宗群的帕那组火山岩,岩性以流纹质、英安质的火山碎屑岩为主;区内岩浆岩极其发育,主要为白垩纪,古新世-始新世、渐新世以及中新世的花岗质岩石;区内近东西向的帕古-热堆韧性剪切带穿境而过,断裂极为发育,主要以近东西向的逆冲推覆构造以及晚期的北西向、北东向、北北西向的张性正断层为主(图1b)。

2 矿区地质

厅宫矿区地层主要是帕那组的陆相火山岩地层(王小春等, 2002),岩性以英安质、流纹质晶屑凝灰岩为主;岩浆岩包括花岗闪长岩、粗粒-细粒钾长花岗岩、斑状二长花岗岩、英云闪长斑岩和晚期的闪长

玢岩5个岩性单元。矿区断裂可分为3组,即控制岩浆活动和成矿作用的EW的主干断裂、SN的次一级断裂及NW和NNW的成矿后断裂(图2)。

2.1 地层

矿区一带出露的地层单一,为古近系帕那组(E_2p)。帕那组地层主要分布于矿区的西北部,矿区的中部和东部也有少量分布,但出露面积较小,一般为几十个平方米。在矿区西侧,含矿岩体的直接围岩为帕那组的火山岩地层,两者呈侵入接触,接触界面界线倾角较缓,一般 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 之间,局部 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。厚度从几米到十几米不等。矿区出露的帕那组地层岩性主要为流纹质、英安质晶屑凝灰岩,具有典型的火山碎屑结构,晶屑主要为斜长石、石英(图3)。后期的钾长花岗岩、英云闪长斑岩、闪长玢岩侵入其中。由于后期的岩浆热烘烤,导致该岩石发生强烈角岩化。并遭遇了较强的热液蚀变,蚀变矿物以绿泥石为主,少量的绿帘石、绢云母、高岭土等,同时伴有大量的晚期热液脉体及强烈的黄铁矿化。

2.2 侵入岩

厅宫矿区出露有5个岩浆岩单元,分别为花岗闪长岩、斑状二长花岗岩、粗粒-中细粒钾长花岗岩、英云闪长斑岩以及闪长玢岩(图2a、图4)。通过野外观察发现各期岩浆的切穿关系可以判断,最早的岩浆单元是花岗闪长岩,在区域呈岩基状产出,始新世喷发的林子宗群帕那组火山岩覆盖其上。略晚于帕那组火山岩的钾长花岗岩侵位于帕那组地层底部及花岗闪长岩中。晚期的斑状二长花岗岩和英云闪长斑岩呈岩株状或岩枝状侵位于花岗闪长岩、帕那组地层及钾长花岗岩中。闪长玢岩呈脉状分布于较早的钾长花岗岩、斑状二长花岗岩中。而在矿区并未见到英云闪长斑岩和闪长玢岩的切穿关系。

2.2.1 花岗闪长岩

花岗闪长岩主要分布在矿区的北部和南部地区(图2a),出露面积较大,约占矿区出露岩浆岩的2/3,形成一个规模较大的花岗闪长岩岩基。花岗闪长岩热液蚀变、风化、氧化比较强烈,呈深肉红色乃至青灰黑色。具中细粒结晶结构,局部呈现斑状结构。主要组成矿物为石英、斜长石、钾长石、黑云母、角闪石、绿泥石、电气石和绿帘石。石英约占30%左右,他形-半自形粒状,粒度在0.1~2 mm,表面较为干净,边部有熔蚀现象。斜长石约40%左右,半自形-自形晶,粒度在0.5~2 mm,部分可达5 mm左右,由于蚀变影响,表面呈现麻点状。钾长石约占10%

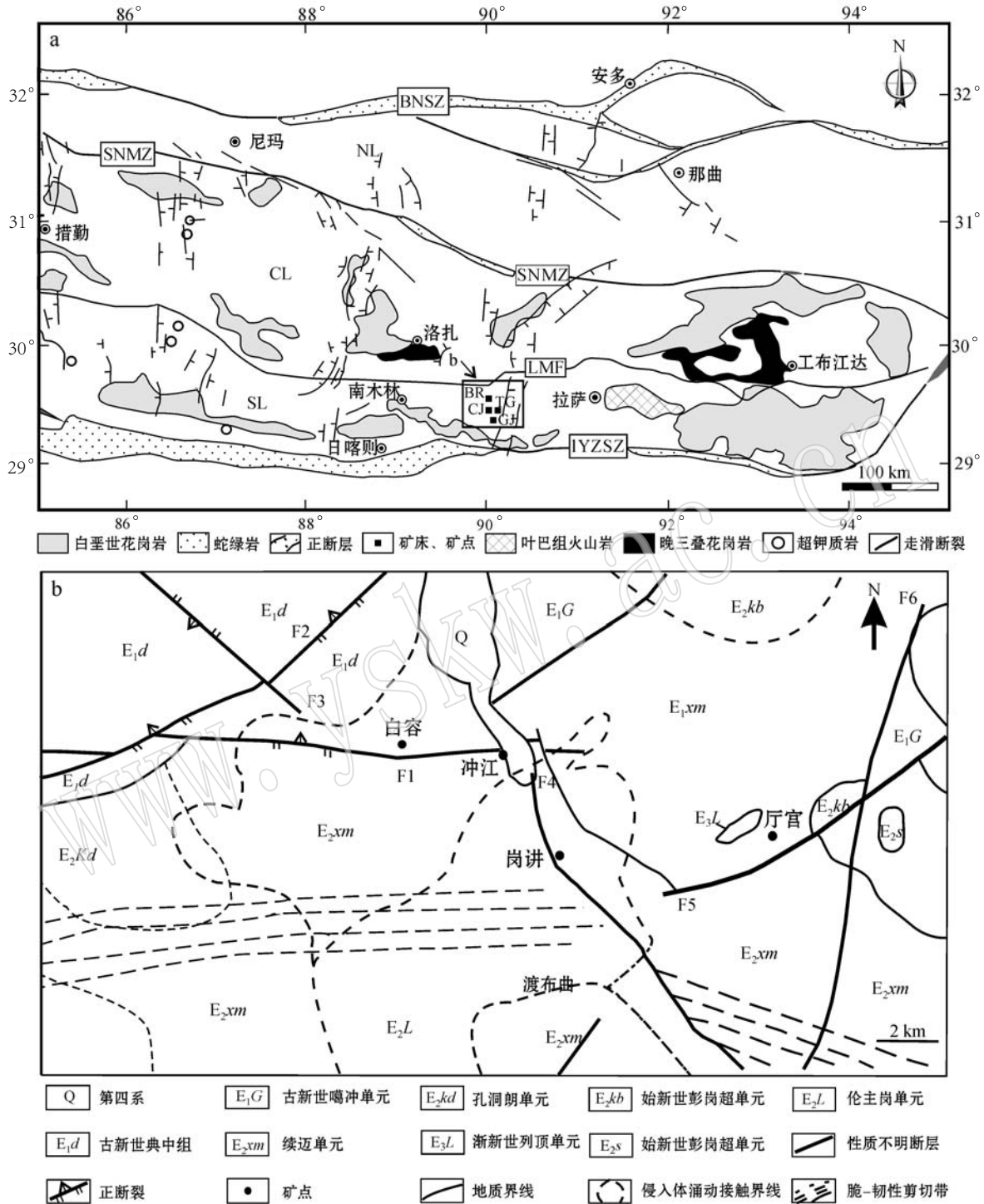


图1 冈底斯斑岩铜矿带地质简图(a, 据 Zhu *et al.*, 2011)和尼木矿集区地质简图(b, 据王小春等, 2002)
 Fig. 1 Simplified geological map of the Gangdise porphyry copper belt in Tibetan orogeny (a, modified after Zhu *et al.*, 2011) and distribution of main porphyry Cu deposits in the Niemu ore concentration area(b, modified after Wang Xiaochun *et al.*, 2002)

NL—北拉萨微地块; CL—中拉萨微地块; SL—南拉萨微地块; BR—白容矿区; TG—厅官矿区; CJ—冲江矿区; GJ—岗讲矿区
 NL—Northern Lhasa subterranean; CL—Central Lhasa subterranean; SL—Southern Lhasa subterranean; BR—Bairong; TG—Tinggong;
 CJ—Chongjiang; GJ—Gangjiang

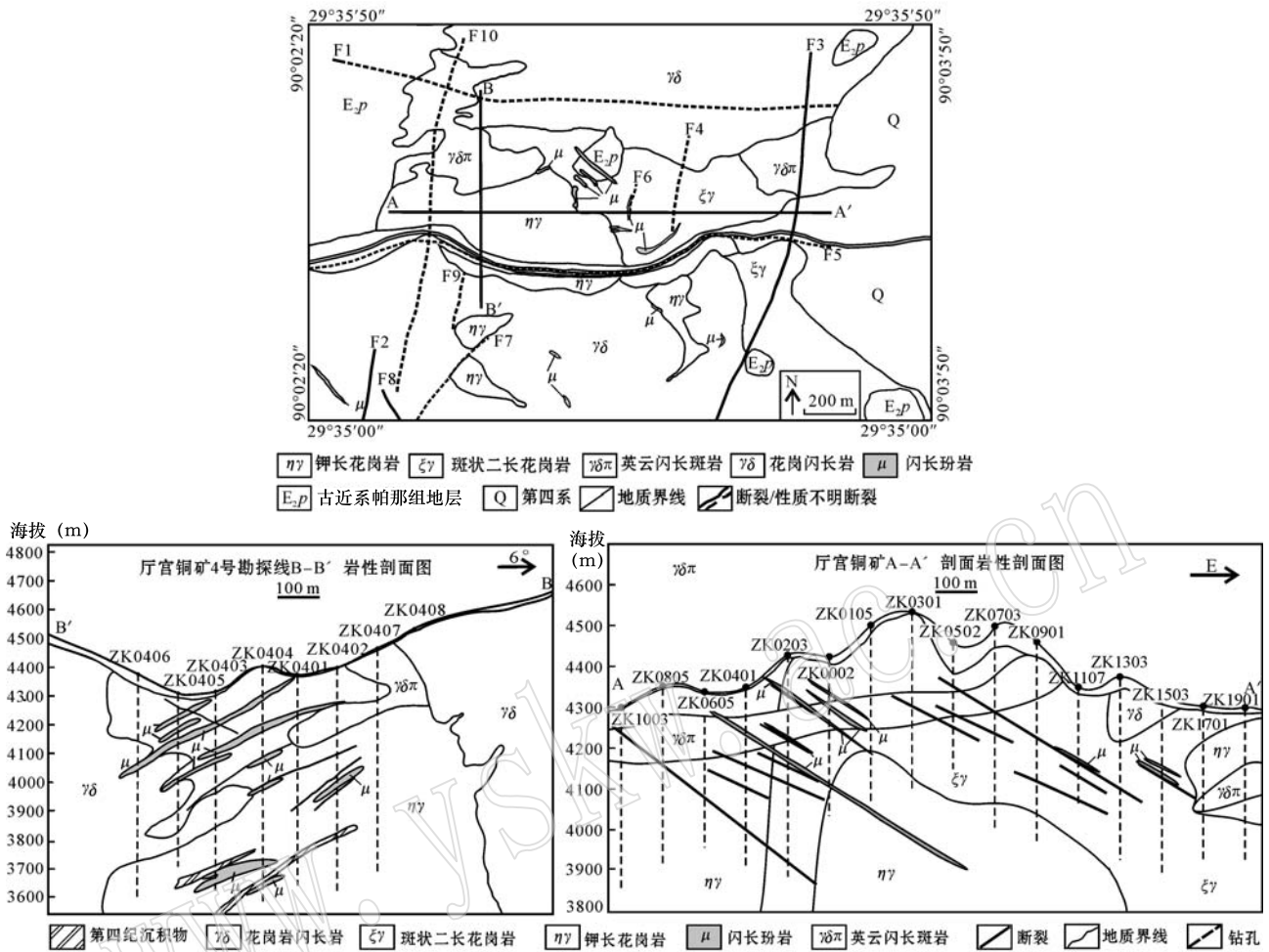


图 2 西藏厅宫铜矿矿区地质图(a)及典型剖面图(b, c)

Fig. 2 Geological map of the Tinggong deposit in Tibet (a) and typical cross-sections (b, c)

~15%左右,他形-半自形晶,粒度较细,多<2 mm。黑云母和角闪石约占8%~10%左右。蚀变矿物的含量达到10%左右,主要为绿泥石和电气石,绿泥石呈微细粒状均匀分布于岩石中,粒度常小于0.5 mm。电气石呈团块状分布,电气石团块一般在5~20 mm左右(图4a)。有少量的电气石、绿帘石脉,无矿化现象。

2.2.2 钾长花岗岩

钾长花岗岩主要出露在矿区的中部偏西的位置,在矿区的南部也有少量呈小岩枝状产出,出露面积小于0.4 km²,U-Pb 锆石定年结果显示,该套岩体形成于50 Ma之前(杜等虎等,2012)。岩体的核部为粗粒结晶结构,甚至伟晶结构(图4c),局部似斑状结构,块状构造。由于含有较多的钾长石,所以岩石呈现肉红色。主要组成矿物为石英(~30%)、钾长石(~45%)、斜长石(~15%)、黑云母(~10%)等。

矿物粒度多大于5 mm,集中于5~10 mm左右。石英多为他形粒状,多数颗粒具有不规则裂隙,镜下具有明显的波状消光。钾长石多为自形-半自形晶,肉眼下肉红色,少数颗粒边部钠长石化。单偏光下无色透明,解理较难辨别,后期蚀变致使表面形成较多小坑。斜长石多成板条状自形-半自形晶,具有卡氏双晶和聚片双晶形成的联合双晶;该岩体含有较多黑云母,有岩浆黑云母和热液黑云母两类。在手标本上,岩浆黑云母多为自形晶,亮黑色,单偏光下为棕色或者棕褐色,具有一组极完全解理;热液黑云母为棕褐色,土状光泽,粒度较小,集合体呈团块状或者脉状,多为他形晶。单偏光下为褐色,解理不发育,正交偏光下干涉色较暗。粗粒钾长花岗岩具有强烈的黑云母化,并伴生大量的黄铜矿、黄铁矿、辉铜矿、斑铜矿及少量磁铁矿等金属矿物。

该岩体边部靠近围岩的位置为中细粒结晶结构,

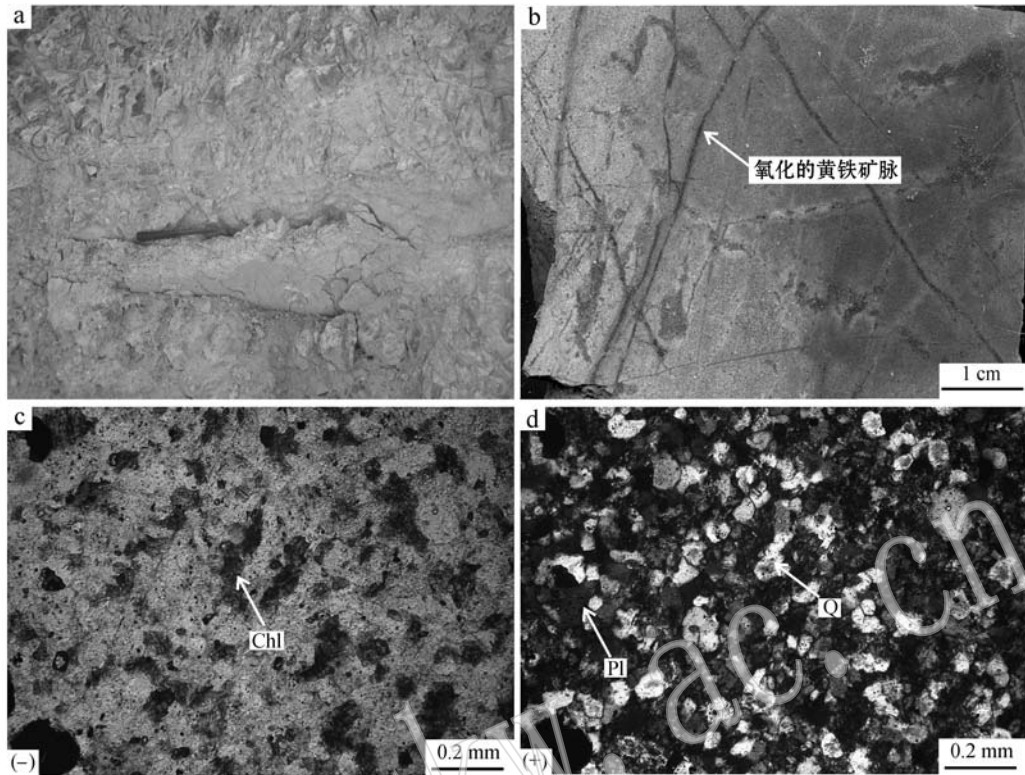


图 3 厅宫林子宗群帕那组火山岩地层

Fig. 3 Hand specimen and microscopic photographs of Pana Formation in the Tinggong copper deposit
 a—角岩化的帕那组地层, 裂隙较发育; b—氧化的黄铁矿脉, 两侧有蚀变晕; c, d—帕那组地层显微镜照片; Chl—绿泥石; Pl—斜长石;
 Q—石英
 a—hornfelsed Pana Formation; b—oxidized pyrite vein; c, d—microphotograph of Pana Formation; Chl—chlorite; Pl—plagioclase; Q—quartz

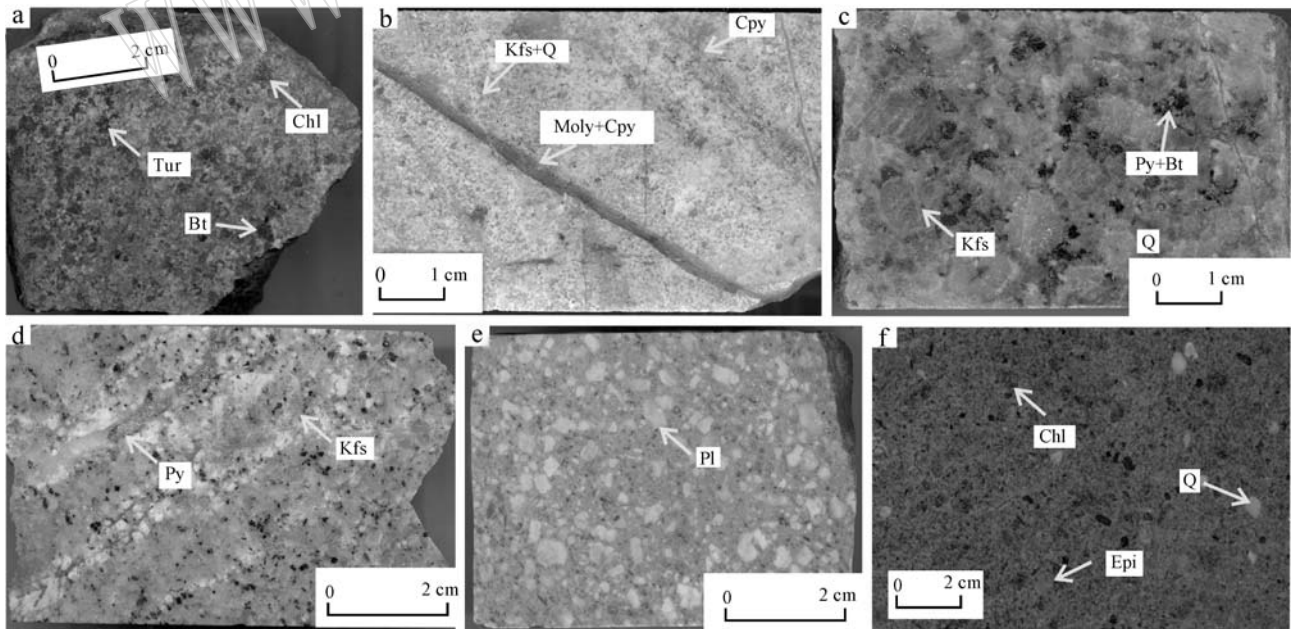


图 4 厅宫矿区岩浆岩手标本照片

Fig. 4 Photographs of igneous rocks in the Tinggong copper deposit
 a—花岗闪长岩; b—细粒钾长花岗岩; c—粗粒钾长花岗岩; d—斑状二长花岗岩; e—英云闪长斑岩; f—闪长玢岩; Kfs—钾长石;
 Epi—绿帘石; Bt—黑云母; Tur—电气石; Py—黄铁矿; Moly—辉钼矿; Cpy—黄铜矿
 a—granodiorite; b, c—moyite; d—porphyritic monzogranite; e—tonalite-diorite porphyry; f—diorite porphyry; Kfs—feldspar;
 Epi—epidote; Bt—biotite; Tur—tourmaline; Py—pyrite; Moly—molybdenite; Cpy—chalcopyrite

基本不含暗色矿物。矿物颗粒大小集中于1~3 mm左右(图4b)。其中石英含量在40%左右,其余均为长石,且大部分为斜长石,少量微斜长石。石英和长石共生成大量的文象结构。该岩体发育较强的钾硅酸盐化蚀变,并被后期的绢云母化蚀变叠加。伴生大量他形粒状的黄铜矿、自形黄铁矿及少量脉状的辉钼矿和磁铁矿。

2.2.3 斑状二长花岗岩

斑状二长花岗岩呈岩株状分布于矿区的中东部,出露面积约0.3 km²,侵位于花岗闪长岩岩基和始新世的钾长花岗岩中,是矿区较为重要的含矿岩体,U-Pb 锆石定年结果显示,该套岩体形成于15.5 Ma之前。

岩石为灰白色到浅肉红色,具有典型的似斑状结构,块状构造。斑晶占整个岩石的25%~30%,斑晶主要为钾长石巨晶(~20%)及少量的斜长石和石英,颗粒大小多集中在5~15 mm之间,部分可达20 mm以上。钾长石斑晶均较自形,边部较为平直。斑晶中常包裹有少量的石英、黑云母或长石等矿物小颗粒,石英小颗粒常被熔蚀较为浑圆。斑晶中的石英和斜长石相对含量较低,且粒度较钾长石斑晶小很多,一般小于10 mm(图4d)。基质为显晶质的细粒石英、钾长石、斜长石和少量的黑云母等,颗粒大小在0.5~2 mm不等,石英和长石在基质中占到80%以上,其余为黑云母等暗色矿物。

斑状二长花岗岩中发育大量的石英硫化物脉,金属矿物主要为黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿、赤铁矿及少量钛铁矿、磁铁矿等。岩体具有早期的弱钾长石化和较为强烈的黑云母化蚀变,并被后期绢云母化和伊利石化强烈叠加。

2.2.4 英云闪长斑岩

英云闪长斑岩主要以岩株或者岩脉的形式分布于矿区北部和东部,出露面积均小于0.1 km²。野外观察其侵位于帕那组地层和钾长花岗岩及斑状二长花岗岩的接触位置。U-Pb 锆石定年结果显示,该套岩体形成于15 Ma之前。

岩石为浅灰绿色,具有典型的斑状结构,块状构造。斑晶以斜长石为主,偶见少量的石英和钾长石,斑晶约占整个岩石的35%~45%左右,斑晶大小均匀的集中在2~4 mm左右(图4f)。手标本下,斜长石呈乳白色至浅翠绿色。斜长石斑晶晶型完好,多为自形晶,少量斜长石斑晶发生破碎。单偏光下为无色透明,解理较难识别。正交偏光下,干涉色为一

级灰白,具有明显的聚片双晶,由于强烈的绢云母化、伊利石化及泥化蚀变而使斜长石斑晶表面出现大量麻点;石英斑晶常熔蚀成浑圆,有少量的石英聚斑。基质为隐晶质或者微细粒的白云母及长英质矿物,暗色矿物比较少见。在英云闪长斑岩中未见到脉体发育,蚀变较强,主要为绢英岩化蚀变,被后期的泥化蚀变局部叠加,蚀变矿物为绢云母、伊利石及少量的高岭土。矿化较弱,仅发育少量星点状的黄铁矿化,且黄铁矿颗粒均较自形。

2.2.5 闪长玢岩

闪长玢岩是矿区最晚期的岩浆单元,均以岩脉的形式侵位于早期的钾长花岗岩、斑状二长花岗岩等岩体中,岩脉宽度一般在0.5~3 m之间,长度从数米到几十米甚至上百米不等。U-Pb 锆石定年结果显示,该套岩体形成于14.5~15.5 Ma之前。

岩石墨绿色到灰黑色,典型的斑状结构(图4e)。斑晶以斜长石为主,少量的钾长石、角闪石、石英、黑云母等矿物。斑晶含量在15%~20%左右,斑晶大小在2~4 mm之间,局部钾长石斑晶粒度可达5 mm以上。斜长石斑晶为板状,粒度多集中于3 mm左右;石英斑晶常被熔蚀成浑圆状或者港湾状或者鸡爪状,粒度一般大于3 mm。基质为细晶质或者隐晶质物质。

该岩体具有较强的青磐岩化蚀变,蚀变矿物主要为绿泥石、绿帘石,蚀变矿物保持了原矿物角闪石、黑云母等矿物的晶型。脉体不发育,有少量弥漫状星点状黄铁矿及赤铁矿等。

2.3 矿区构造

矿区构造形式较为单一,以断裂为主。可能受帕古-热堆韧性剪切带影响,矿区断裂构造极为发育,矿区尺度的较大规模断裂可达十余条,性质较为复杂,以高角度的正断层为主。矿区构造可分为EW向的逆冲断层、近SN向的大规模正断层及次级的NW和NE-NNE向正断层。矿体及新生代岩体分布明显受EW和近SN两组断裂构造联合控制。成矿后的SN向、NNW向及少量的NE向断裂也十分发育,为后期的外部流体的进入提供通道和空间,产生了大规模高强度的泥化蚀变,并造成了十分强烈的风化淋滤,使矿床贫化。部分较晚的断裂被基性岩脉所充填。部分NNE向的高角度正断层形成很晚,所以断层泥尚未完全固结,被一些高岭土或者岩石碎块松散充填。

3 热液蚀变及矿化

厅宫矿床存在两期矿化事件,即与钾长花岗岩相关的铜矿化和与斑状二长花岗岩相关的铜-钼矿化。两期矿化蚀变均具有典型的斑岩矿床蚀变特征,显示出早期钾硅酸盐化蚀变(钾长石-黑云母化)、青磐岩化蚀变(绿帘石-绿泥石-电气石化)、随后的黄铁-绢英岩化蚀变(石英-绢云母-绿帘石)以及最晚期的泥化蚀变(图 5a),早期的蚀变往往受早期的蚀变叠加影响。整体上,斑岩相关的矿化蚀变叠加了钾长花岗岩相关的矿化蚀变。

3.1 热液蚀变

3.1.1 钾硅酸盐化

钾长花岗岩相关的钾硅酸盐化蚀变 该期钾硅

酸盐化蚀变较强,蚀变面积小于 0.3 km²。且常被晚期的绢英岩化蚀变及斑状二长花岗岩相关的各期蚀变强烈叠加。该期蚀变有两类,即早期的钾长石化和较晚的黑云母化蚀变。

钾长花岗岩中早期钾长石化蚀变多产自该岩体边部。主要产于早期脉体中,与石英等矿物共生或者产于不含矿石英脉两侧(图 6),脉体两侧的钾长石化由于晚期流体作用发生高岭土化,所以野外很难识别。含矿岩体局部发育弥漫状的钾长石化蚀变。少量钾长石和斜长石斑晶由于后期的热液作用而发生次生加大现象。热液成因的钾长石多以他形为主,无固定晶型,不发育解理,并由于后期蚀变影响而部分为乳白色。

钾硅酸盐化晚期阶段形成大量黑云母化蚀变,主要产于岩体核部粗粒钾长花岗岩中。该类蚀变主

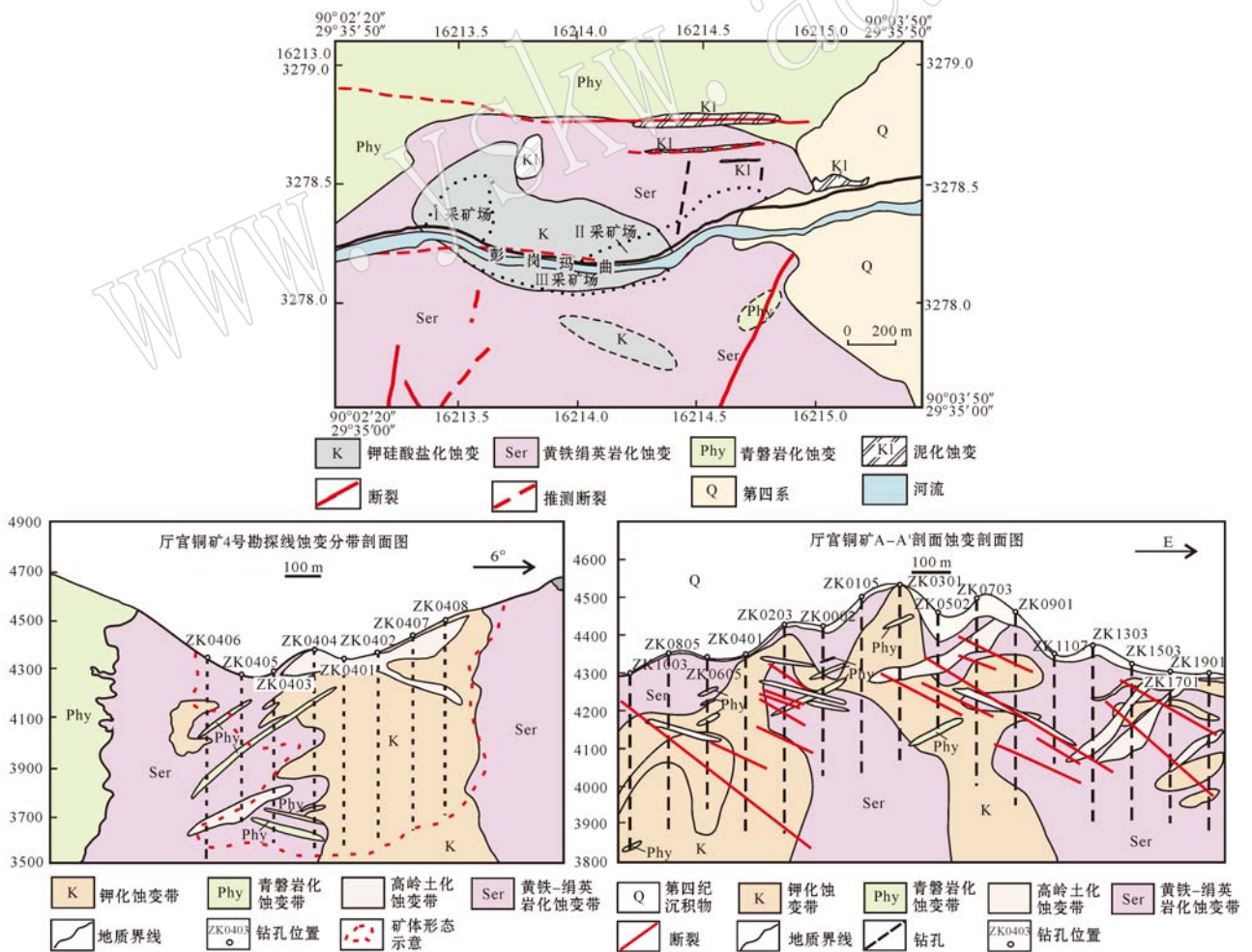


图 5 厅宫矿床蚀变分带图(a)及典型蚀变剖面图(b,c,剖面位置如图 2 所示)

Fig. 5 Alteration zoning (a) and typical alteration profiles (b, c) of the Tinggong deposit (for location of profile, see Fig. 2)

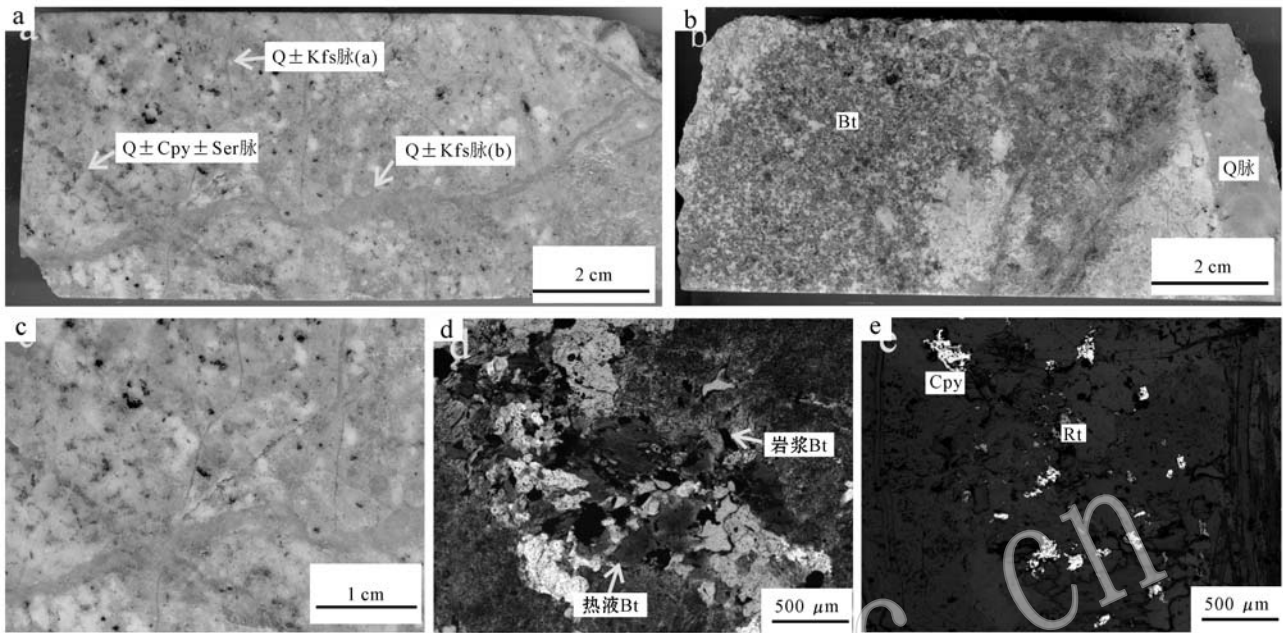


图6 厅宫铜矿钾长花岗岩相关钾硅酸盐化蚀变

Fig. 6 Potassium silicate alteration related to moyite in the Tinggong copper deposit

a—钾长花岗岩相关的 $Q\pm Kfs$ 脉(a)被 $Q\pm Cpy\pm Ser$ 脉切穿,后被斑状二长花岗岩相关的 $Q\pm Kfs$ 脉(b)切穿; b—被板状石英脉切穿的黑云母脉; c—a的局部放大图; d,e—热液黑云母,伴生微细粒弥漫状的Cpy、Rt

a— $Q\pm Kfs$ vein related to moyite (a) penetrated by $Q\pm Cpy\pm Ser$ and then by $Q\pm Kfs$ vein related to porphyritic monzogranite;

b—flat Q vein cutting Bt vein; c—a partial enlarged detail; d, e—hydrothermal biotite, and accompanying microgranular diffuse Cpy, Rt

要以团块状、弥漫状及脉状形式产出(图6)。热液黑云母为黄褐色或者黑褐色,多为他形,颗粒大小不一。热液黑云母解理不发育,单偏光下为黄绿色、黄褐色,正交偏光下干涉色低于岩浆黑云母,且单颗粒表面干涉色多变。钾长花岗岩中的黑云母化以团块状和强弥漫状为主,偶见不规则脉状,该期蚀变伴生较强的微细粒黄铜矿化。少量脉状产出,有不连续的Bt脉、 $Bt\pm Cpy$ 及 $Bt\pm Cpy\pm Py$ 脉,脉体宽度不一致。

通过野外及镜下观察发现Cu矿化和黑云母化蚀变有关系密切,该矿床钾长花岗岩中大部分弥漫状的黄铜矿化多与黑云母化蚀变伴生(图6),伴生少量的黄铁矿和金红石、钛铁矿、磁铁矿等。

斑状二长花岗岩相关的钾硅酸盐化:斑状二长花岗岩相关的钾硅酸盐化蚀变较弱,被晚期的绢英岩化蚀变强烈叠加。斑状二长花岗岩中同样发育钾长石化和黑云母化两类蚀变(图7)。钾长石化蚀变较弱,仅少量微细脉状钾长石化,部分钾长石、石英颗粒发育次生加大边结构;黑云母化相对钾长花岗岩中弱的多,主要以不连续脉状产出,少量为弥漫

状,并伴生少量的绿泥石。脉状黑云母化蚀变以黑云母 \pm 黄铜矿及黑云母 \pm 黄铜矿 \pm 石英脉为主,少量黄铜矿 \pm 黑云母 \pm 绿泥石脉。斑状二长花岗岩中伴随此阶段的矿化较弱,黑云母脉中仅有零星的黄铜矿发育,弱弥漫状的黑云母化中也很少发育黄铜矿等金属硫化物,此阶段未见钼矿化。

3.1.2 青磐岩化蚀变

青磐岩化蚀变十分发育,可影响至矿床外围至少3~4 km左右。主要发育在花岗闪长岩围岩中,在帕那组地层、闪长玢岩等围岩中也有少量发育。该期蚀变分布在矿床外部,未见两期蚀变系统之间的早晚关系。青磐岩化蚀变矿物组合为弥漫状的绿泥石-绿帘石-电气石-石英等,脉状产出的青磐岩化相对弥漫状弱,仅有少量的电气石、绿帘石细脉。

弥漫状的青磐岩化蚀变以绿泥石化为主,在花岗闪长岩中,绿泥石、电气石等占到整个岩石矿物组成的10%左右,弥漫状的绿泥石多沿黑云母、角闪石等镁铁质矿物的边部或者解理交代而成,常保持原来矿物的晶型,有针状、柱状、团块状等,大小视所交代的矿物而定,多为几个毫米,蚀变形成的绿泥石手

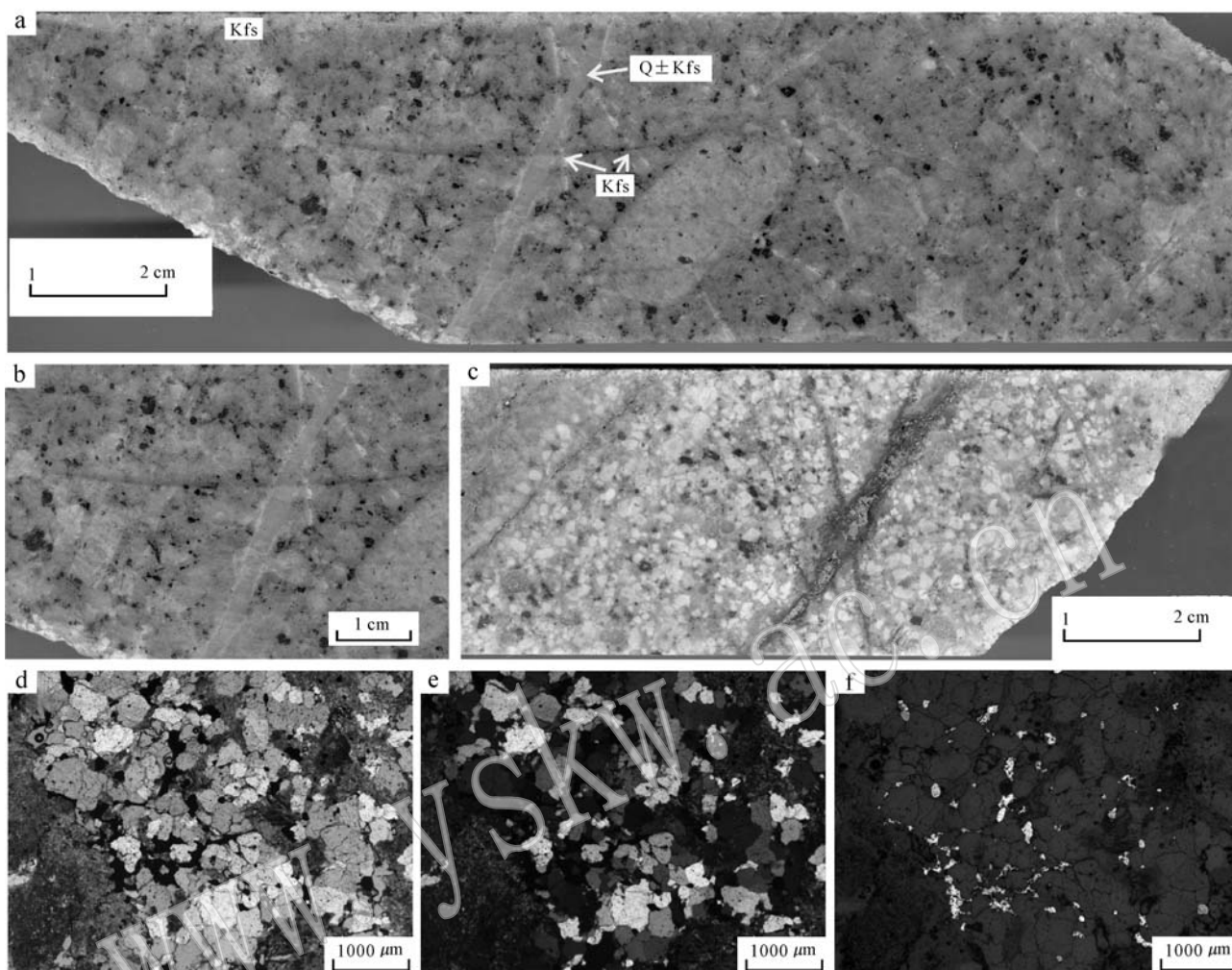


图 7 厅宫铜矿斑状二长花岗岩相关的钾硅酸盐化蚀变

Fig. 7 Potassium silicate alteration related to porphyritic monzogranite in the Tinggong copper deposit

a—斑状二长花岗岩中的钾长石细脉,被较晚的板状 $Q \pm Kfs$ 脉切穿; b—a 的局部放大图; c—斑岩中的黑云母化,被晚期的黄铜矿绿泥石脉切穿; 斑岩中热液黑云母的粒度稍大,多以细脉状产出,该蚀变阶段伴生少量的黄铜矿; d、e、f—早期不规则石英脉中的粒状石英以及充填在石英间隙中的黄铜矿化

a—Kfs vein related to porphyritic monzogranite and cut by the late $Q \pm Kfs$ vein; b—a partial enlarged detail; c—hydrothermal biotite in porphyritic monzogranite cut by the late $Cpy \pm Chl$ vein; d, e, f—the granular Qtz in the early irregular vein, and Cpy filling in the Qtz gaps

标本中呈墨绿色,镜下观察,解理不发育,干涉色较低,一般二级黄绿,其他矿物学特征不明显;弥漫状的青磐岩化蚀变矿物组合中除绿泥石外,还发育有一定量的绿帘石和电气石,绿帘石主要是流体交代斜长石类矿物而成,次生的绿帘石为黄绿色至草绿色,晶型相对较好,一般为半自形到自形晶,自形的绿帘石为针状、等轴粒状,具有较为鲜艳的干涉色(图 8)。电气石化主要发育在花岗闪长岩中,主要分布在矿区北部青磐岩化和绢英岩化蚀变分界线附近。弥漫状的电气石化呈团块状,大小从几个毫米到数厘米不等。团块状的电气石化多为晶簇状,具有较明亮的丝绢光泽。

脉状的青磐岩化蚀变较弱,仅有少量的石英±绿帘石脉、绿泥石±黄铁矿±黄铜矿脉、电气石细脉,脉体宽一般在 1~3 mm 左右。在这些脉体中,绿帘石和电气石均呈针柱状、粒状的自形晶。

斑状二长花岗岩中,钾硅酸盐化和黄铁-绢英岩化蚀变的转换阶段形成了大量钼矿化,同时伴生有一定量的铜矿化。主要有石英±辉钼矿脉、石英±辉钼矿±黄铜矿脉、石英±辉钼矿±黄铜矿±黄铁矿脉等。

3.1.3 黄铁-绢英岩化蚀变

黄铁-绢英岩化蚀变叠加在早期蚀变和未蚀变岩石之上,比如英云闪长斑岩,有的叠加在早期蚀变

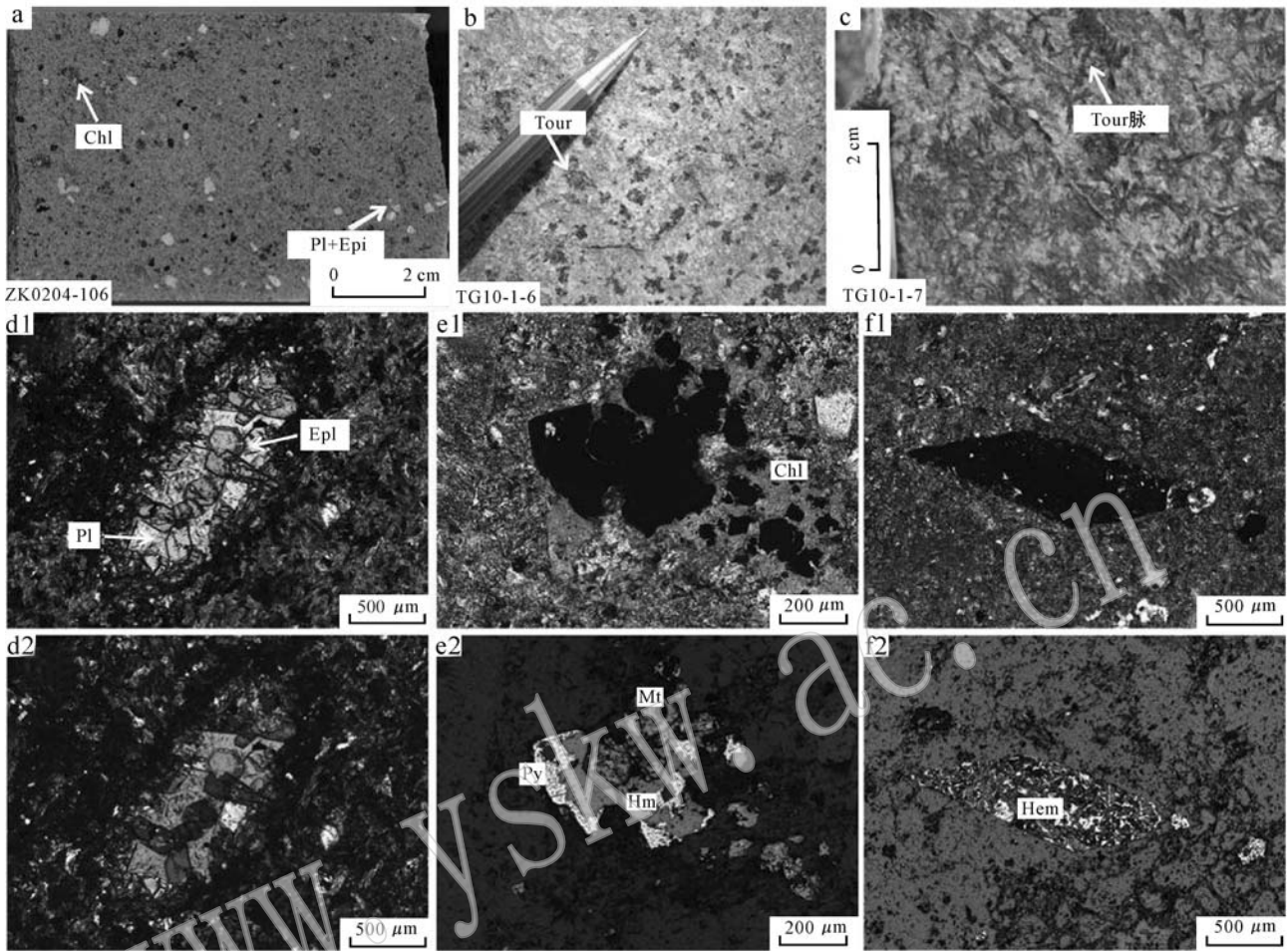


图 8 厅宫铜矿转换阶段蚀变(青磐岩化)

Fig. 8 Photographs and micrographs of samples of propylitic alteration

a—闪长玢岩中弥漫状的绿帘石和绿帘石；b—团块状的电气石；c—针状、放射状的电气石；d1, d2—斜长石的绿帘石化，绿帘石干涉色较为鲜艳。蚀变后还有部分斜长石残留；e1, e2—黑云母的绿帘石化，后又被金红石交代，并伴生黄铁矿化；f1, f2—闪长玢岩中基质有较为强烈的青磐岩化，斑晶赤铁矿化，保持角闪石的晶形

a—diffuse epidote and chlorite of diorite porphyry; b—nodular tourmaline; c—needle, radial tourmaline; d1, d2—epidotization of plagioclase, with brighter epidote interference color; e1, e2—chloritization of biotite, after being replaced by rutile, and accompanying pyritization; f1, f2—diorite porphyrite matrix with strong propylitization, and accompanying hematite phenocryst

组合上。钾长花岗岩相关的绢英岩化蚀变仅发育在岩体本身，有脉状和弥漫状两类，脉状较晚，常切穿弥漫状绢英岩化蚀变；斑状二长花岗岩相关的绢英岩化蚀变较强，除叠加自身早期蚀变之外，还强烈叠加了钾长花岗岩，在英云闪长斑岩及帕那组地层中也强烈发育。

钾长花岗岩相关的绢英岩化蚀变：蚀变主要有两种形式，即弥漫状和脉体晕状，蚀变矿物主要为绢云母，少量的伊利石。在粗粒钾长花岗岩中主要以弥漫状的绢云母化为主，脉状少见。在细粒钾长花岗岩中可见到发育大量的具有绢云母蚀变晕的黄铜

矿脉，被早期与斑岩有关的石英 A 脉切穿(图 9b)。该期蚀变伴生较强弥漫状的黄铜矿、辉铜矿、黄铁矿化及不连续细脉状的黄铜矿化(图 9)。

钾长花岗岩相关的弥漫状绢英岩化以发育微细粒的绢云母为特征，粗粒钾长花岗岩中局部岩石斜长石颗粒发生伊利石化，脉状的绢英岩化蚀变多为斑岩阶段叠加而成；细粒钾长花岗岩大面积发生强烈的绢英岩化蚀变，蚀变矿物为微细粒的白云母、绢云母等，伊利石化不发育。脉状的绢英岩化主要为不连续的 $Q \pm Cpy$ 脉为主，少量 $Q \pm Cpy \pm Py$ 脉，在该脉体两侧多发育对称的绢云母蚀变晕，在镜下可

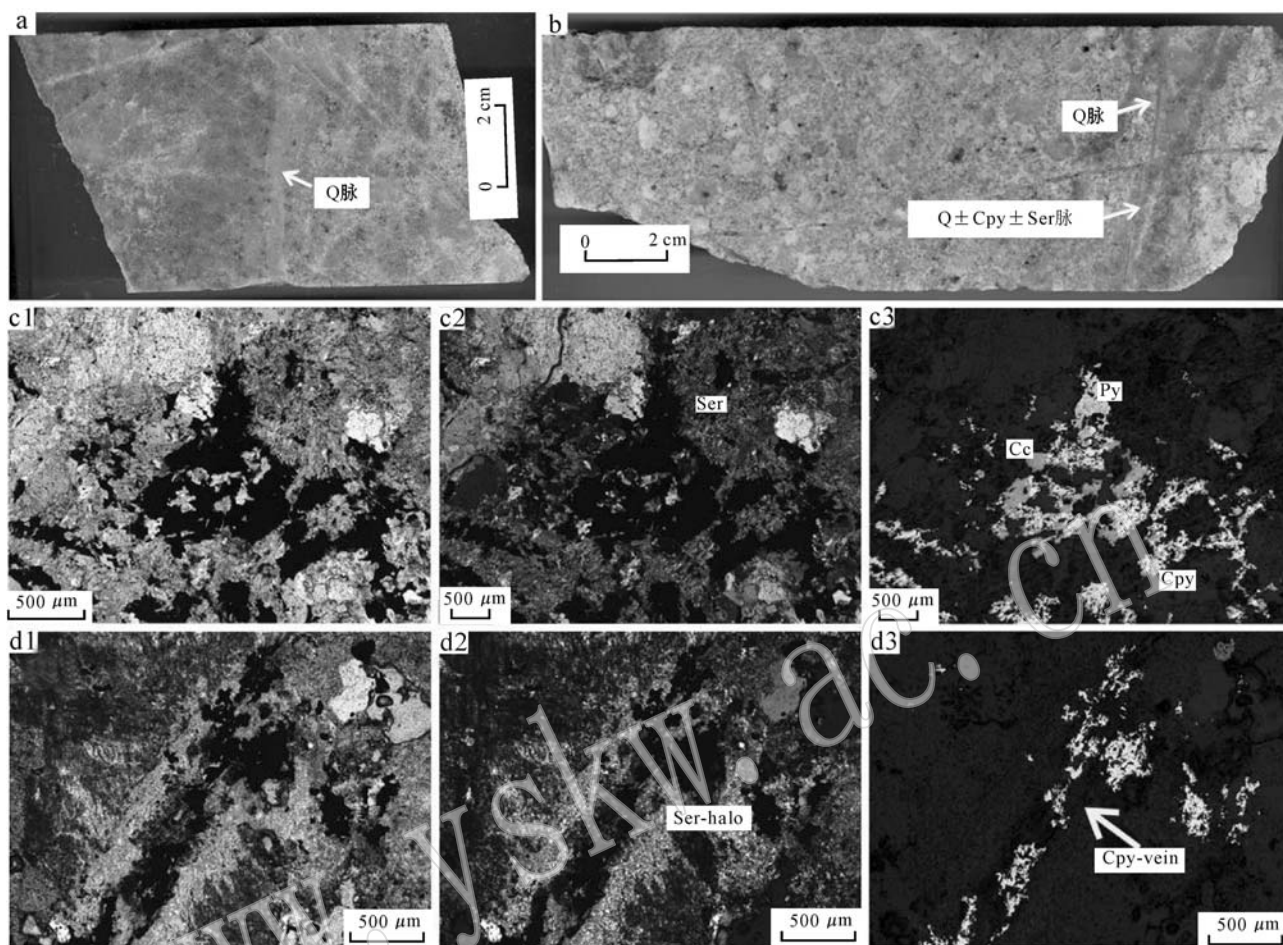


图9 厅宫铜矿钾长花岗岩相关的绢英岩化蚀变

Fig. 9 Pyritic sericitization related to moyite of the Tinggong copper deposit

- a—钾长花岗岩中的弥漫状绢英岩化蚀变,被晚期斑岩相关的早期 $Q \pm Kfs$ 脉切穿; b—具有Ser蚀变晕的晚期黄铜矿脉被斑岩相关的早期石英脉切穿; c—弥漫状的绢英岩化蚀变,伴生较强的弥漫状Cpy、Py及Cc等金属矿物; d—具Ser蚀变晕的黄铜矿脉
 a—diffuse pyritic sericitization in moyite, cut by $Q \pm Kfs$ vein related to diorite porphyry; b—late Cpy vein, cut by early Qtz vein related to porphyry;
 c—diffuse pyritic sericitization, and accompanying strongly diffuse Cpy, Py and Cc etc; d—Cpy vein with pyritic sericitization alteration halo

观察到绢云母具有较高的干涉色,晕宽多大于0.5 cm。该期脉体多被后期的斑岩阶段的钾硅酸盐化蚀变叠加,被不规则 $Q \pm Kfs$ 、 $Q \pm Cpy$ 或者 $Q \pm Moly$ 等脉切穿。

斑状二长花岗岩相关的绢英岩化蚀变:该期蚀变主要发育在斑状二长花岗岩、英云闪长斑岩及帕那组凝灰岩中,局部强烈叠加在钾长花岗岩中。蚀变形式为弥漫状和脉状。蚀变矿物组合为伊利石、绢云母、金红石等。绢云母化分布于早期的钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变带之间,叠加了钾长花岗岩相关的各期蚀变及斑岩相关的钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变。

帕那组火山凝灰岩中主要以脉状的绢英岩化蚀变形式为主,发育大量的具有绢云母蚀变晕的黄铁

矿脉,该类脉体平直且较粗,脉宽一般在0.2~2 cm之间,两侧对称发育的蚀变晕宽均大于1 cm;钾长花岗岩中被叠加的该期蚀变与自身的绢英岩化蚀变很难区分,根据脉体矿物组合可以看出斑岩相关的Py脉切穿了钾长花岗岩相关的各期脉体;斑状二长花岗岩中的绢英岩化蚀变为弥漫状和脉状,弥漫状相对更为发育,蚀变矿物以绢云母为主,少量的伊利石和金红石;英云闪长斑岩中的绢英岩化蚀变以弥漫状的伊利石化为主要特点,长石类矿物多被伊利石、绢云母等低温蚀变矿物替代,斑脉状不发育,伴生少量的微细粒白云母。伴随该期蚀变除形成大量的黄铁矿、黄铜矿之外,还有少量的辉钼矿、斑铜矿等金属硫化物及赤铁矿等。

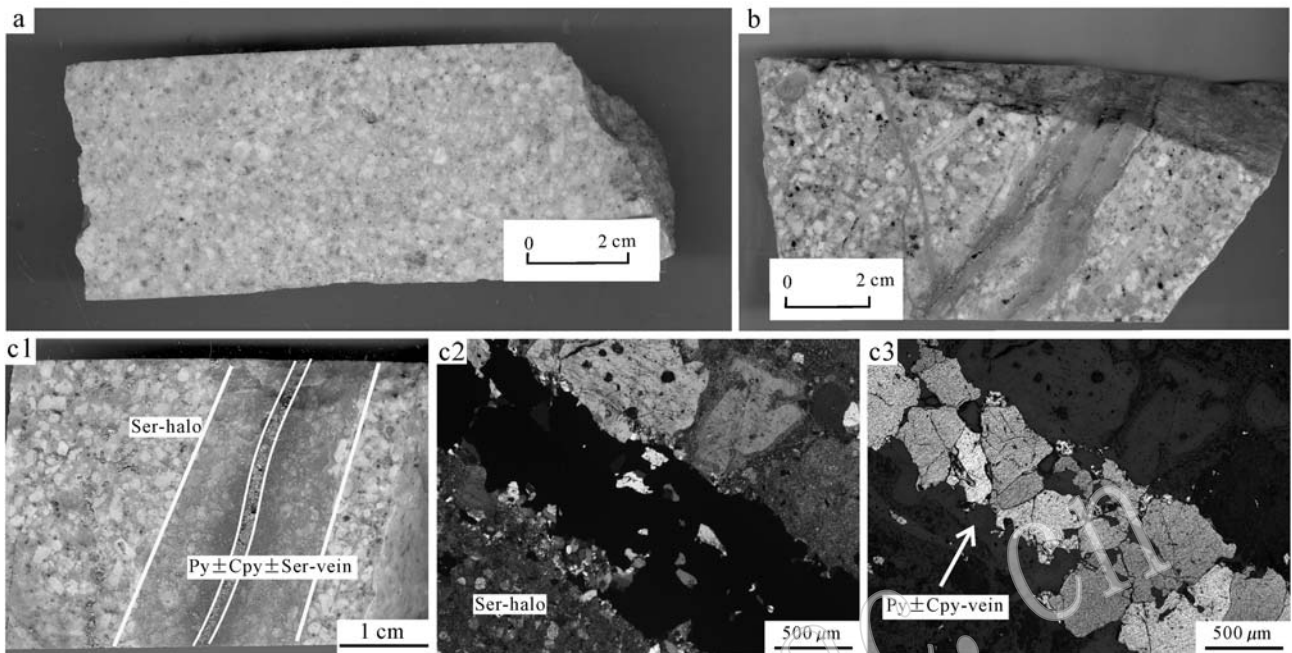


图 10 斑状二长花岗岩相关的绢英岩化蚀变

Fig. 10 Pyrite-sericitization related to porphyritic monzogranite in the Tinggong copper deposit

a—英云闪长斑岩中弥漫状的伊利石和白云母; b—斑岩中 $Q \pm Cpy \pm Py$ 脉, 并切穿早期的石英 A 脉; c—斑岩中的 $Q \pm Cpy \pm Py$ 脉, 两侧发育绢云母蚀变晕, 晚期的 Cpy 充填在 Py 间隙中

a—diffuse illite and muscovite in tonalite-diorite porphyry; b— $Q \pm Cpy \pm Py$ vein in porphyry, cut by early Qtz vein; c— $Q \pm Cpy \pm Py$ vein with pyritic sericitization alteration halo, the late Cpy filling the Py interstice

3.1.4 泥化蚀变

泥化蚀变在厅宫矿床极其发育, 多数沿断裂分布, 特别是在矿区北部, 各套岩石均有不同程度的泥化现象。强的高岭土化叠加的岩石很难判断原岩的结构及矿物组合, 较弱的高岭土化蚀变一般由长石颗粒分解而成, 均呈乳白色, 只保留了原长石矿物的晶形, 偶见部分颗粒双晶发育, 其余矿物学特征已很难辨识。

钾长花岗岩中的泥化以弥漫状为主, 蚀变强度较弱, 主要发育在断裂附近, 粗粒钾长花岗岩长石颗粒发生高岭土化, 受其影响岩石较为松散。细粒钾长花岗岩泥化较弱, 局部发生弥漫状的高岭土化; 斑状二长花岗岩阶段的高岭土化极为发育, 除岩晚期张性正断层分布条带状泥化蚀变之外, 斑岩长石斑晶具有极强的高岭土化(图 11c)。

3.2 矿化特征

3.2.1 矿体形态

根据 100 m 网度的钻孔工程较好的控制了矿体

的形态, 按工业品位圈出 5 个筒状和似层状的工业铜矿体, 矿体南倾, 倾角在 $20^\circ \sim 40^\circ$, 埋深一般不超过 450 m。其中 1、2、3 号矿体是主要的工业矿体, 占据了铜总储量的 95% 左右, 3 个主矿体中铜的平均品位在 $0.33\% \sim 0.53\%$, 单层最高品位可达 2.54% ; 钼的平均品位在 $0.009\% \sim 0.011\%$ 之间, 单层最高品位达 0.045% , 钼金属资源储量约 3 000 t。其中 1 号矿体伴生有一定量的 Ga, 品位可达到 14.5 g/t , 整个矿体伴生 $Au(\sim 4 \text{ t})$ 、 $Ag(\sim 230 \text{ t})$, 品位分别达到 0.364 g/t 、 1.64 g/t ^①。

厅宫矿床高品位铜矿化均产自斑状二长花岗岩顶部和钾长花岗岩接触位置(图 12), 而钼矿化主要产自斑状二长花岗岩岩体内部, 铜、钼高品位矿化在空间分布上不一致。纵剖面位置处于矿区西侧, 此处氧化淋滤较强断裂极为发育, 所以铜、钼高品位中心较为分散。

3.2.2 矿石特征

按氧化程度可将矿石分为氧化矿、混合矿和硫

① 西藏地勘院第六地质大队, 2012. 尼木厅宫铜矿资源储量核查报告(内部资料).

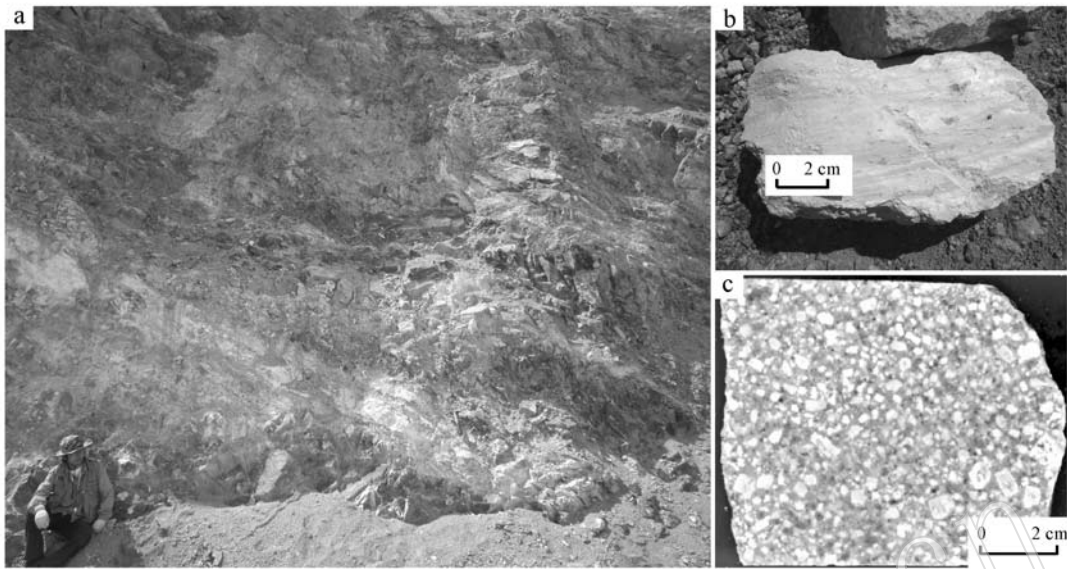


图 11 泥化蚀变照片

Fig. 11 Photographs of argillation

a—沿断裂和岩石裂隙分布的泥化蚀变; b—块状的高岭土; c—英云闪长斑岩的Pl斑晶强烈泥化
a—argillation distributed along the fracture and rock fracture; b—massive kaolin; c—argillation of plagioclase phenocryst

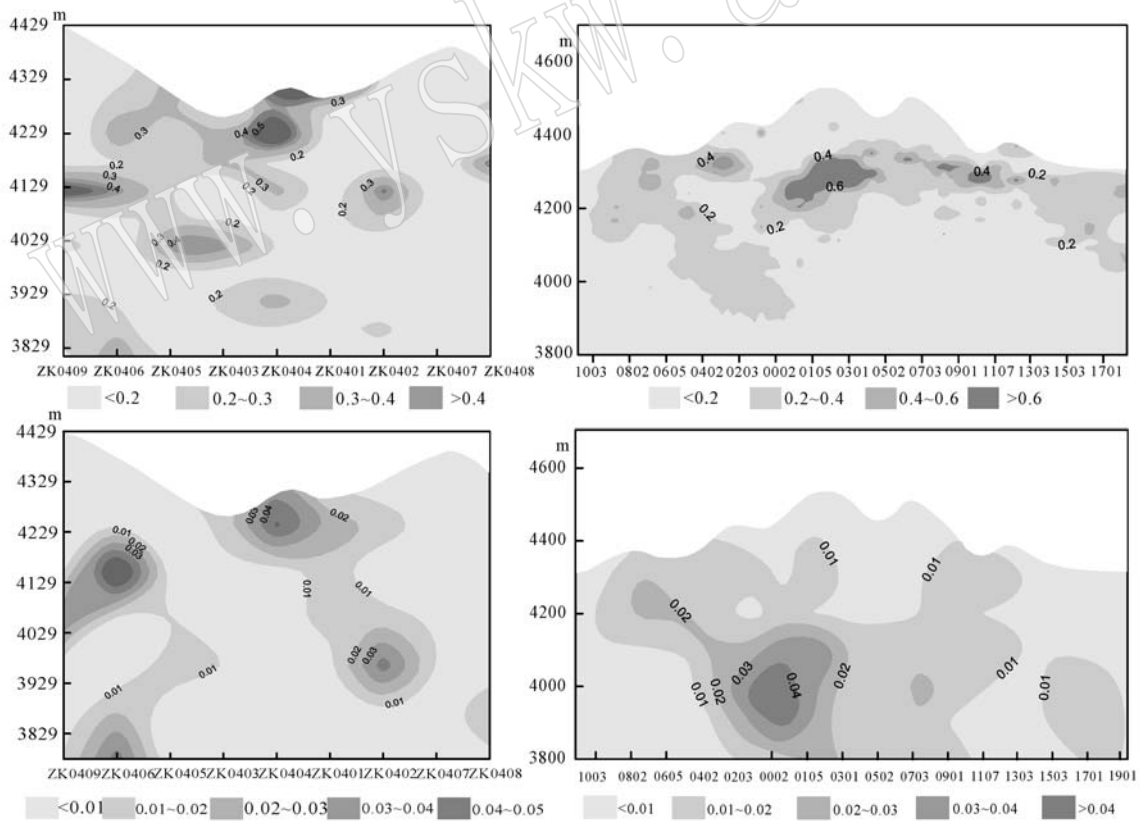


图 12 厅宫铜矿典型剖面 Cu、Mo 分布等值线图

Fig. 12 Contour diagram of Cu-Mo ore grade

剖面位置见图 2, a、b 为铜等值线图, c、d 为钼等值线图; a、c 为四号勘探线纵剖面, b、d 为横剖面。多期次成矿作用使铜矿化具有多个中心, 高品位矿化主要产于斑状二长花岗岩和钾长花岗岩的接触带附近; 钼高品位矿化主要产于斑状二长花岗岩中, 钾长花岗岩中高品位钼矿化不明显, 与野外及镜下观察一致

For the section position see Fig. 2, and a and b are Cu grade photographs, c and d are Mo grade photographs. Repeated mineralization caused the copper to have a couple of centers, and the high grade copper was mainly produced in contact aureole between porphyritic monzogranite and moyite; the high grade Mo was mainly produced in porphyritic monzogranite

化矿3类。该矿区地表氧化矿极其发育(图13), 曾经是发现该矿床非常重要的标志。氧化深度变化于17~178 m之间, 其中ZK0902钻孔氧化矿厚度可至地表以下209 m, 局部氧化深度甚至达到300 m左右。在地表可见到大量的孔雀石、蓝铜矿、褐铁矿等次生氧化形成的矿物, 通常沿岩石的节理、裂隙或者一些小的张性断裂分布。氧化矿的Cu平均品位可达0.59%, Mo 0.011%, Au 0.042 g/t, Ag 2.00 g/t; 混合矿石发育程度较低, 从8~17线断续

零星分布, 矿石矿物以黄铜矿为主, 次见孔雀石、辉铜矿、辉钼矿等, 平均品位Cu 0.36%, Mo 0.011%, Au 0.0057 g/t, Ag 2.2 g/t; 硫化矿石分布在氧化矿石之下, 是矿区最为重要的矿石类型, 矿石矿物主要为黄铜矿、辉钼矿, 次为辉铜矿、斑铜矿, 少量方铅矿、闪锌矿等, 原生矿石矿物主要呈微细脉状和浸染状产出, 辉钼矿主要呈脉状产出。硫化矿石平均品位Cu 0.34%, Mo 0.032%, Au 0.011 g/t, Ag 13.03 g/t。

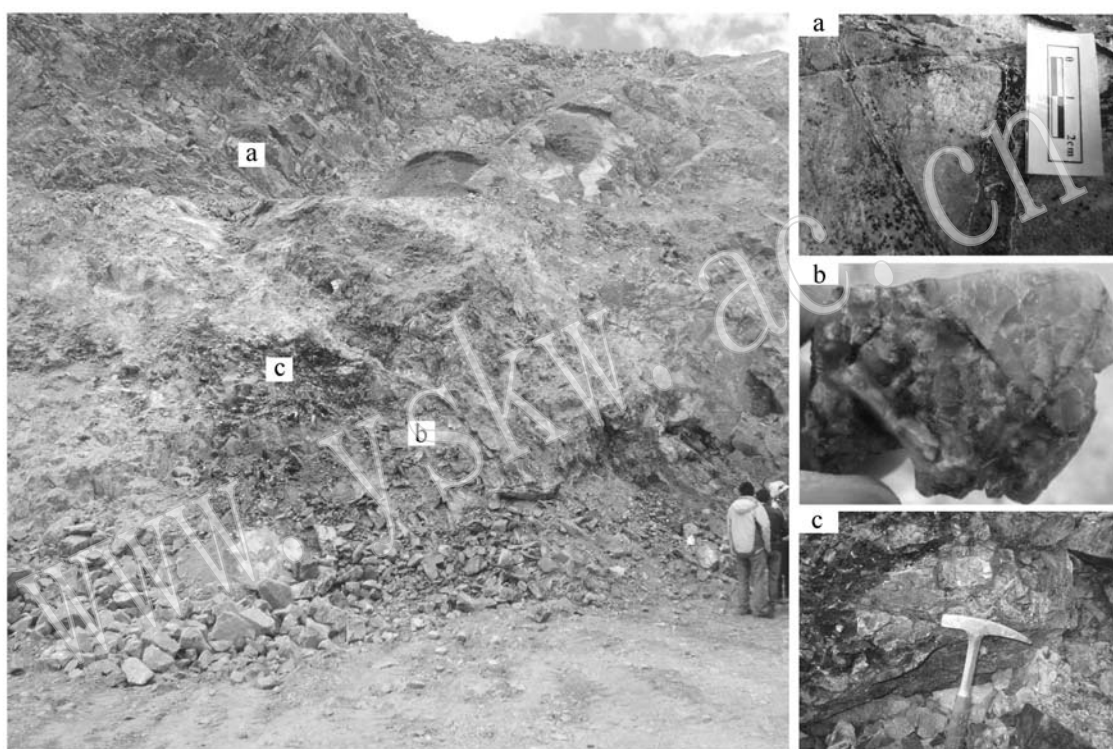


图13 地表氧化矿照片

Fig. 13 Photographs of surface oxide ore in the Tinggong deposit

a—沿细粒钾长花岗岩节理和裂隙发育的孔雀石和蓝铜矿; b—地表的块状孔雀石; c—岩石表面铜、钼的氧化矿石
a—malachite and covellite distributed along the fracture and rock fracture; b—massive malachite; c—copper and molybdenum oxide ore at the surface of the rock

矿床主要金属矿物为黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿、褐铁矿及赤铁矿等, 而斑铜矿、黝铜矿、辉铜矿、钛铁矿、方铅矿、闪锌矿虽有分布, 但数量极少。矿区的矿石结构有结晶结构, 骸晶结构, 固溶体分离结构, 交代熔蚀结构等。矿石的构造主要以细脉浸染状、微细脉状、脉状及少量网脉状构造为主。其中黄铁矿多以半自形-自形晶呈星点状、细脉浸染状的形式产出; 黄铜矿多为他形粒状, 以弥漫状、浸染状、脉状、细网脉状的形式产出; 辉钼矿多以半自形-自形

晶呈浸染状分布于板状石英脉中(图14、15); 斑铜矿多以固溶体分离结构的形式和黄铜矿等矿物共生; 次生氧化矿物孔雀石和铜蓝具有环状结构。

厅宫矿床具有斑岩型铜矿床典型的矿石构造类型, 矿石构造单一, 以团块状构造、细脉-浸染状构造为主, 次为浸染状构造、脉状构造、胶状构造和网脉状构造(图16)。

团块状构造: 金属矿物呈团块状分布在脉石中, 团块大小一般2~10 mm, 部分达15 mm, 分布不均匀。

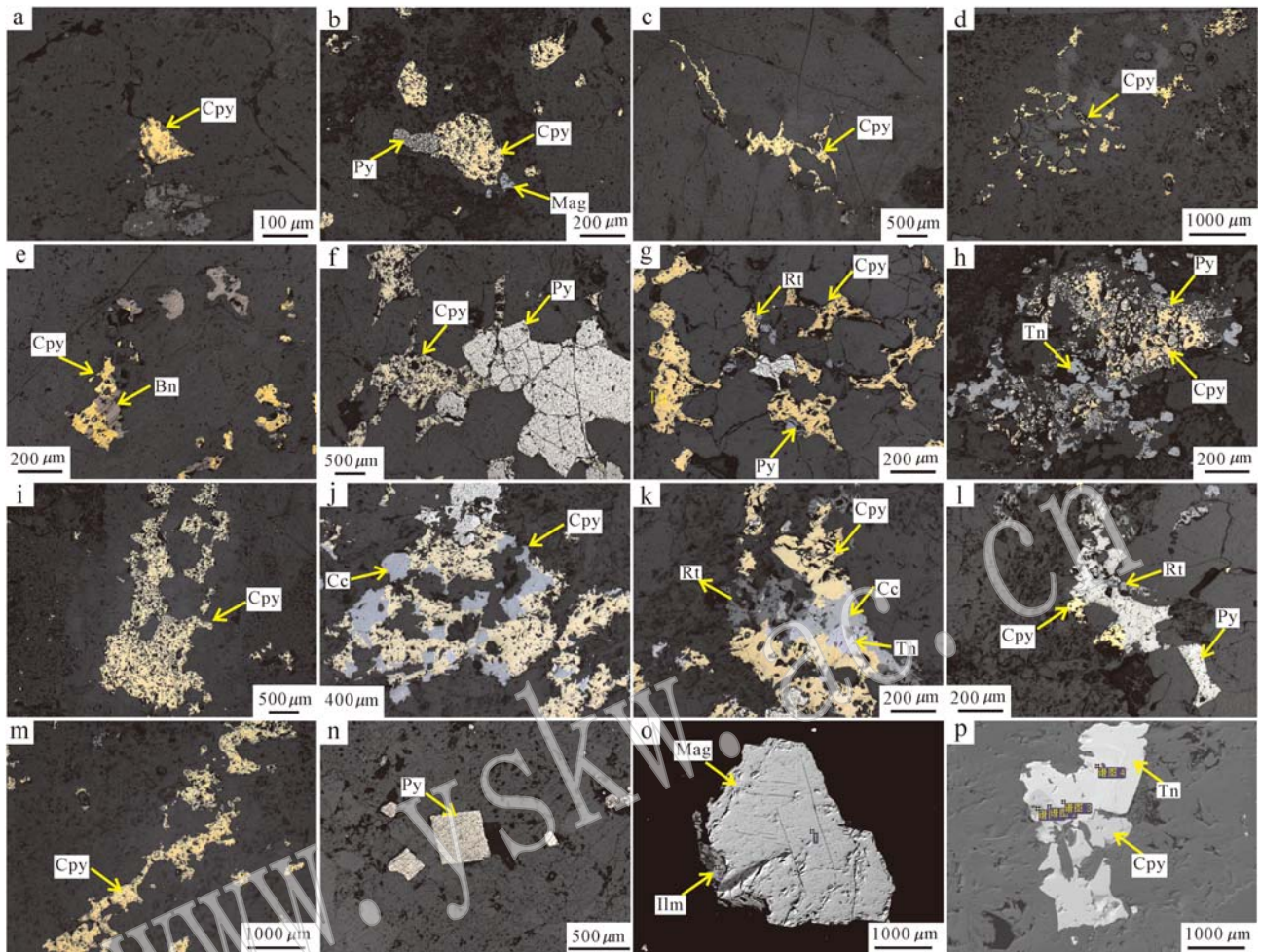


图 14 钾长花岗岩阶段矿石矿物组合及结构

Fig. 14 Mineral composition and structure of ore related to moyite

a—显微晶洞中的自形 Cpy, 沿石英间隙充填; b—弥漫状的 Cpy 矿, 伴生少量的 Py、Mag; c—沿粗粒钾长花岗岩矿物裂隙充填的早期 Cpy 细脉; d—含微细粒 Cpy 的石英 A 脉, Cpy 呈浸染状分布在脉体中; e—早期的 Cpy 被后期的 Bn 交代; f、g—晚期的绢英岩化阶段的 Py、Rt 叠加早期的 Cpy; h—Py、Tn 交代 Cpy, 形成交代残余结构; i、m—具有 Ser 蚀变晕的 Cpy-D 脉; j、k—Cc、Tn 交代早期的 Cpy, 并被后期的 Rt 叠加; l—晚期的 Rt 叠加 Py 脉; n—晚期阶段蚀变伴生的自形 Py; o—早期自形 Mag 边部次生的 Ilm; p—Tn 的生长环带; Cpy—黄铜矿;

Py—黄铁矿; Bn—斑铜矿; Tn—砷黝铜矿; Cc—辉铜矿; Mag—磁铁矿; Ilm—钛铁矿; Rt—金红石

a—euhedral Cpy in Qtz eye; b—diffuse Cpy, accompanied by a small amount of Py, Mag; c—early Cpy vein distributed in mineral fracture of moyite; d—fine-grained Cpy in Qtz vein; e—early Cpy replaced by the late Bn; f, g—late Py, Rt overlies early Cpy; h—Cpy replaced by Py, Tn, forming metasomatic relict texture; i, m—Cpy-D vein with pyritic sericitization halo; j, k—early Cpy replaced by Cc, Tn, overlain by Rt; l—Py vein overlain by late Tn; n—late alteration accompanying euhedral Py; o—secondary Ilm distributed at the edge of euhedral Mag; p—Tn growth compositional zonation; Cpy—chalcopyrite; Py—pyrite; Bn—bornite; Cc—tennantite; Mag—magnetite; Ilm—ilmenite; Rt—rutile

脉状-浸染状构造: 金属矿物呈脉状、浸染状分布于脉石中, 两者复合或叠加, 脉厚一般 0.2~2 mm, 部分达 5 mm 左右。按矿脉宽度可分为微脉状-浸染状构造(脉厚<1 mm)和细脉-浸染状构造(1~5 mm), 中脉-浸染状构造(5~10 mm), 矿区以微脉浸染状构造为主、细脉浸染状构造次之。

浸染状构造: 黄铜矿等矿物粒径一般在 0.05~

2 mm, 含量 0.5%~10%。按其粒度可细分为微粒浸染状构造(0.05~0.25 mm)、细粒浸染状构造(0.25~0.5 mm)、中粒浸染状构造(0.5~2.5 mm), 其中细粒浸染状构造最发育, 微粒及中粒浸染状构造次之。按金属矿物含量可分为星散浸染状构造(含量<0.5%)和稀疏浸染状构造(含量 1%~5%)两种。

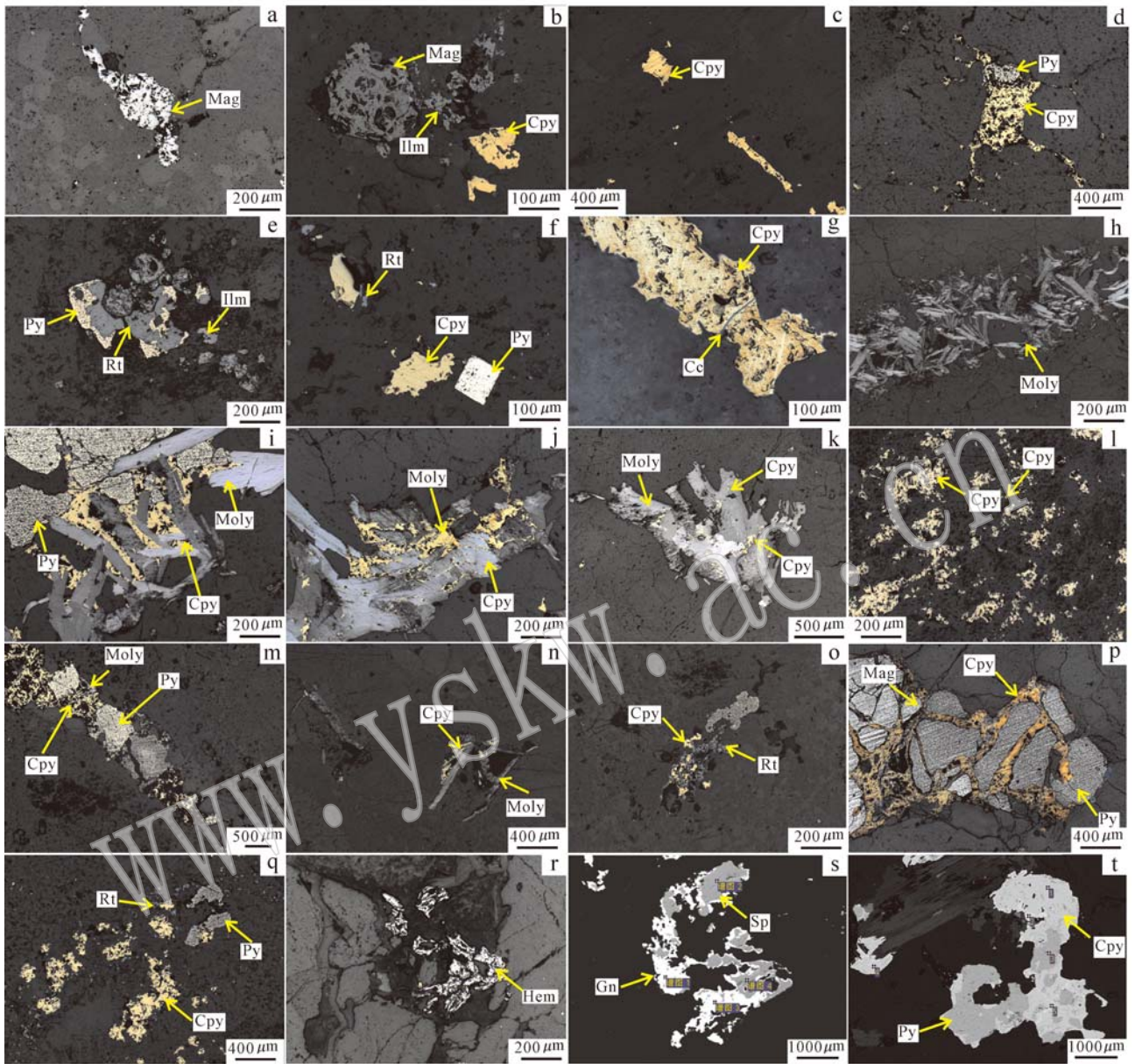


图 15 斑状二长花岗岩阶段的矿-石矿物组合及结构

Fig. 15 Mineral composition and structure of ore related to porphyritic monzogranite

a—早期的蝌蚪状 Mag; b—与自形的粒状 Mag 相伴生的 Ilm 及稍晚的 Cpy; c—沿 Kfs 巨晶裂隙充填的 Cpy; d—早期石英 A 脉中的粒状 Cpy; e—青磐岩化阶段的 Py 被绢英岩化阶段的 Rt 交代形成交代残余结构; f—同期自形的黄铁矿和它形 Cpy, Rt 共生; g—B 脉中的 Cpy 被晚期 Cc 沿边部及裂隙交代; h—Q±Moly 脉中的自形细粒状 Moly; i, g, k—Q±Moly±Cpy±Py 脉中自形的 Moly 垂直脉壁生长, Cpy 充填在 Moly 间隙中, Moly 发生后期变形; l—绢英岩化阶段弥漫状的 Cpy; m—绢英岩化阶段的 Q±Cpy±Py±Moly-D 脉; n—自形针状 Moly 交代早期的 Cpy; o—晚期的 Rt 交代早期的 Cpy 形成交代残余结构; p—Q±Py 脉被 Cpy 沿间隙充填; q—绢英岩化阶段的不连续的 Cpy±Py±Rt 脉; r—最晚期的碳酸盐脉中的 Hem; s—绢英岩化早期 Gn 沿 Sp 边部交代形成交代溶蚀结构; t—Cpy 交代 Py 形成交代残余结构;

Hem—赤铁矿; Gn—方铅矿; Sp—闪锌矿; Moly—辉钼矿; 其余同图 14

a—early tadpole-like Mag; b—euhedral Mag and accompanying Ilm and Cpy; c—Cpy distributed in the fracture of Kfs; d—grained Cpy distributed in early Qtz vein; e—Py of propylitization stage replaced by Rt of pyrite-sericitization stage; f—the same period idiomorphic Py and the xenomorphic Cpy, Rt; g—Cpy in B vein replaced along edge and fracture of late Cc; h—euhedral Moly in Q±Moly; i, g, k—euhedral Moly developed vertically on Q±Moly±Cpy±Py side, Cpy filling the gap of Moly; l—diffuse Cpy of the pyrite-sericitization stage; m—Q±Cpy±Py±Moly-D vein of the pyrite-sericitization stage; n—the idiomorphic needle-like Moly replace the early Cpy; o—the late Rt replace the early Cpy and form the metasomatic relict texture; p—Cpy filling the gap of Py of Q±Py vein; q—discontinuous Cpy±Py±Rt vein of the pyrite-sericitization stage; r—Py replaced by Cpy; s—early Gn of the pyrite-sericitization stage replaced on the edge of Sp, forming metasomatic dissolution structure; t—Py replaced by

Cpy, forming the replacement residual structure; Hem—hematite; Gn—gelenite; Sp—sphalerite; Moly—molybdenite

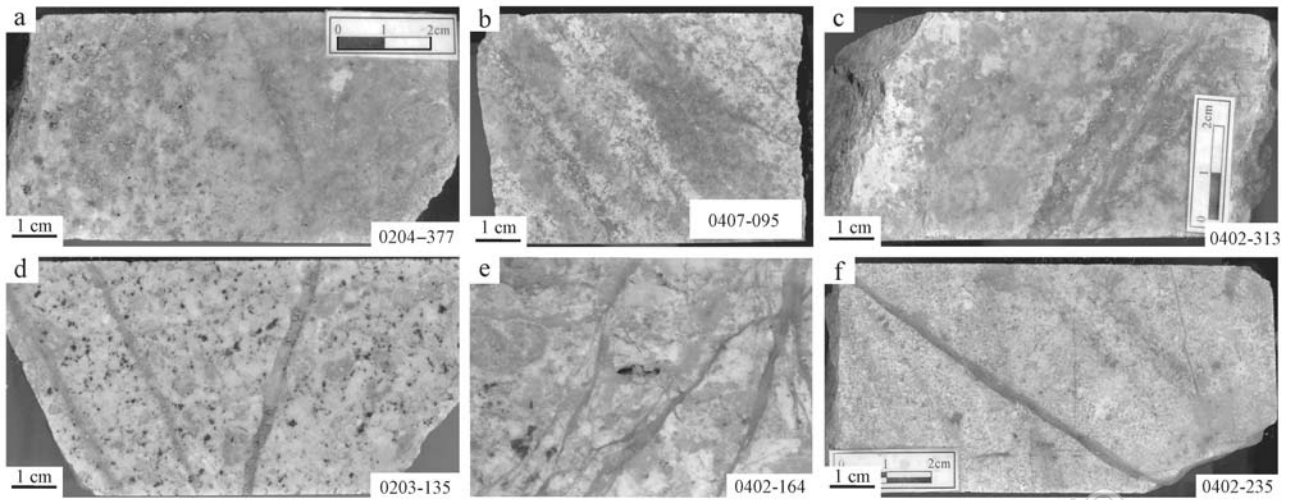


图 16 厅宫矿床矿石结构构造照片

Fig. 16 Photographs of ore structure

a—弥漫状的 Cu 矿化; b、c—细脉浸染状的 Cu 矿化; d—板状的石英 + 黄铁矿 + 辉钼矿脉; e—石英 + 辉钼矿脉切穿石英脉; f—板状的石英 + 辉钼矿脉, 切过了较早的石英细脉; 矿区 Cu 矿化以弥漫状和微细脉状为主, 很少发育含铜矿化的 B 脉, 铜矿化主要发生在钾硅酸盐化阶段, 少量在绢英岩化阶段; Mo 矿化多在 B 脉中呈浸染状产出, 主要发生在钾硅酸盐化蚀变至石英-绢云母化蚀变的转换阶段

a—diffuse Cu; b, c—veinlet disseminated Cu; d—platy Qtz ± Cpy ± Moly vein; e—Qtz vein cut by Qtz ± Moly vein; f—platy Qtz ± Moly vein cutting early Qtz vein; predominant Cu mineralization is diffuse and disseminated in the mining area, rarely with Cu-bearing B vein. Cu mineralization mainly developed at the potassium-silicate stage, and less at the pyrite-sericitization stage; Mo mineralization mostly developed in the B vein, mainly at the transition stage of the potassium-silicate and Qtz-pyrite-sericitization stage

网脉状构造: 主要发育于氧化矿带, 氧化矿物孔雀石、蓝铜矿、辉铜矿、褐铁矿等矿物呈胶状、网脉状分布于氧化带节理、裂隙中。最厚孔雀石脉厚 2.5 cm, 一般则在 0.2~5 mm。部分原生的金属硫化物, 如黄铜矿、黄铁矿等, 沿岩石裂隙分布呈网脉状构造。

3.3 岩浆-热液过程的地质记录

大量的研究表明, 斑岩铜矿的形成是岩浆-热液演化的结果, 从而查明岩浆-热液演化过程是揭示斑岩矿床成因的关键。对于斑岩型矿床来说, 一个完整的岩浆-热液过程应包括挥发分的出溶、聚集, 以及随后的水-岩反应(杨志明等, 2008)。而流体演化的每一个阶段均会留下相应的地质记录, 为反演流体的演化过程提供了大量的证据。挥发分出溶过程中, 会因气泡被捕获形成石英斑晶、显微晶洞构造; 流体集聚时, 会在岩体的顶部形成石英的单向固结结构(UST); 而随后的水-岩反应会形成一系列的脉体(A 脉、B 脉和 D 脉), 它们贯穿于斑岩矿床整个成矿过程。因此, 寻找流体出溶的地质记录-显微晶洞构造及 UST 结构, 查明矿床脉体的类型、特征及生

成顺序是重塑成矿过程, 查明矿床成因的重要途径。

3.3.1 岩浆出溶和聚集过程的地质记录

在厅宫矿床的成矿岩体中, 可以观察到大量的石英斑晶, 斑晶多呈浑圆状或者椭圆形, 少数呈不规则状, 大小在 5~10 mm 左右, 裂理比较发育, 具有明显的波状消光。并且在钾长花岗岩中可见到大量发育的显微晶洞构造, 常常在晶洞的石英间隙中可见到较为自形的黄铜矿颗粒(图 17 中 a3、b3、c3)。

3.3.2 热液演化过程的地质记录

通过斑岩矿床的各类脉体的研究对于重塑整个热液演化及成矿过程有十分重要的意义。各类脉体不但记录了热液演化过程, 而且记录了斑岩矿床的整个热液蚀变和矿化过程。通过研究发现厅宫矿区存在两期斑岩矿化事件, 即与钾长花岗岩有关的矿化和与斑状二长花岗岩有关的矿化事件, 各自具有相应的脉体系统。依据脉体的划分原则, 将厅宫矿床钾长花岗岩相关的脉体系统和斑状二长花岗岩相关的脉体系统进行了详细划分。将钾长花岗岩有关的 9 类脉体及与斑状二长花岗岩有关的 11 类脉体分别划分为 3 组, 即 A、B 和 D 脉。

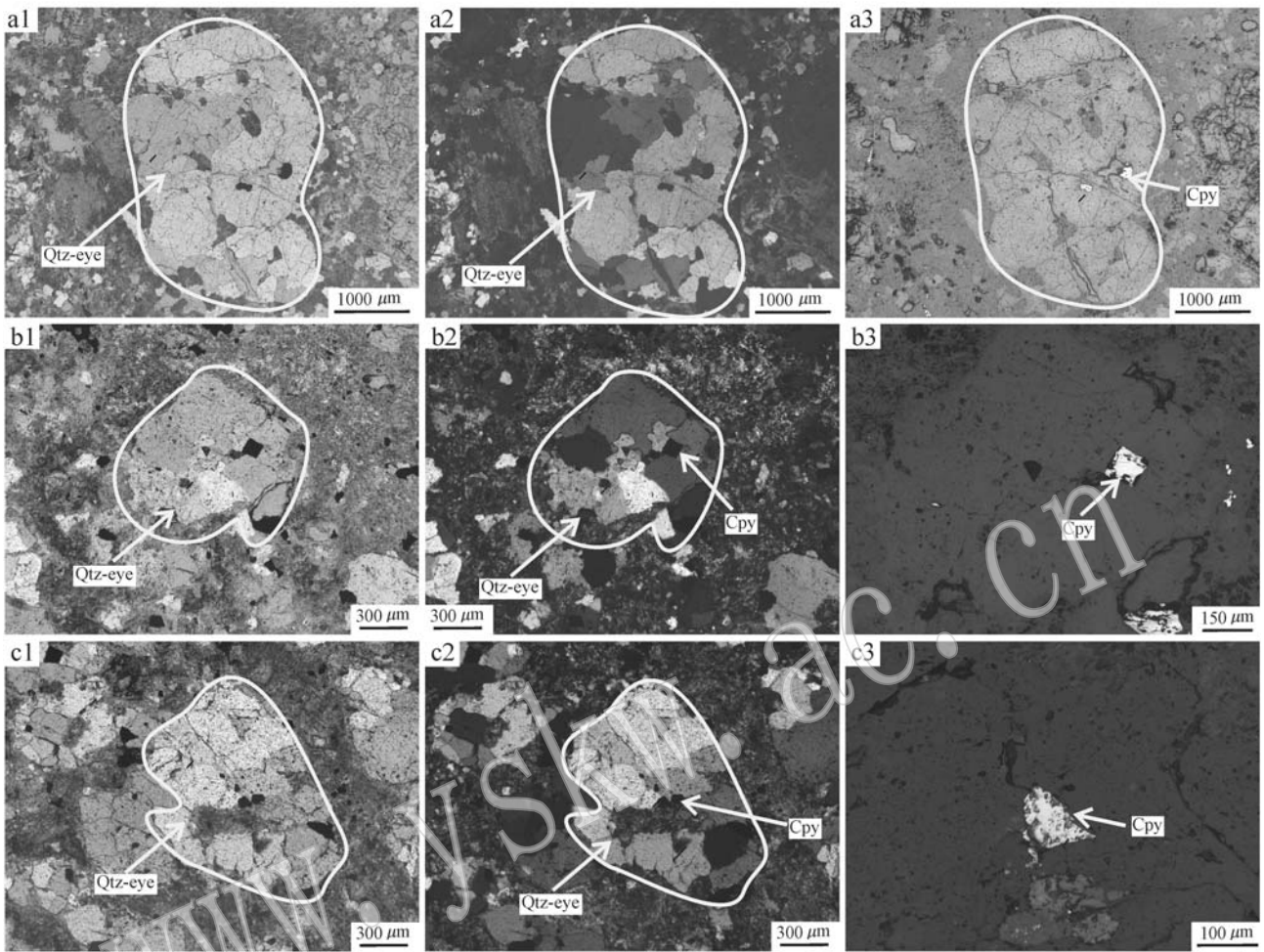


图 17 钾长花岗岩中的显微晶洞构造(在显微晶洞构造中可见到粒状黄铜矿)

Fig. 17 Micrographs of quartz eye of moyite (grained chalcopyrite seen in the quartz eyes)

(1) 钾长花岗岩期脉体系统

A 脉: 该期脉体与钾硅酸盐化蚀变相关, 脉体不规则且连续性较差。此阶段发育 5 类脉体, 从早到晚依次为不连续的 Q 脉、 $Q \pm Kfs$ 脉(图 18a、18b)、 $Q \pm Cpy \pm (Py)$ 脉(图 18c)、 $Bt \pm Cpy \pm (Py)$ (图 18d)及 $Q \pm Bt \pm Cpy \pm (Py)$ 脉(图 18e)。早期不含矿 Q 脉主要发育在粗粒钾长花岗岩中, 脉体连续性较差, 宽多在 2~4 mm 左右, 被较晚的黑云母化蚀变切穿; $Q \pm Kfs$ 脉多发育在细粒钾长花岗岩中, 脉体连续性较好, 少数呈斑状, 多不规则状, 脉宽多小于 2 mm, 脉体两侧伴生钾长石化蚀变晕, 偶尔可见星点状的细粒 Cpy、Py 分布其中, 该类脉体多被晚期的脉体或者斑岩阶段的脉体切穿; $Q \pm Cpy \pm (Py)$ 脉多发育在细粒钾长花岗岩中, 多为不规则线状, 宽度约 1 mm 左右, 两侧偶见钾长石化蚀变, 脉体中伴生较多的 Cpy、Py 等金属硫化物, 该脉体多被后期的具有绢云

母蚀变晕的 D 脉及斑岩阶段的 A、B 脉切穿; $Bt \pm Cpy \pm (Py)$ 脉主要发育在粗粒钾长花岗岩中, 脉体连续性较差, 不规则, 宽约在 3 mm 左右, 多伴生大量的 Cpy 和 Py 等金属矿物, 多被板状 B 脉及 D 脉切穿; $Q \pm Bt \pm Cpy \pm (Py)$ 脉多发育在粗粒钾长花岗岩中, 脉体连续性较好, 脉宽多大于 2 mm, 常伴生较强的 Cpy、Py 等金属矿物, 切穿关系不明确。

B 脉: 钾长花岗岩阶段此类脉体较少, 仅有 2 类脉体划为此类, 即 $Q \pm Bt \pm Cpy \pm Py \pm Chl$ 脉(图 18f)和 $Q \pm Cpy \pm Py$ 脉前者主要产于粗粒钾长花岗岩中, 后者主要产于细粒钾长花岗岩中。该阶段脉体以板状为主要特征, 较为规则平直, 宽度多 ~4 mm 左右, 此类脉体伴生少量的 Cpy 和 Py, 经常切穿早期的钾硅酸盐化蚀变。

D 脉: 在钾长花岗岩中此类脉体极为发育, 主要产于细粒钾长花岗岩中, 少量产于粗粒钾长花岗岩

中。钾长花岗岩阶段有两类脉体可归为此类,即 $Q \pm Cpy \pm (Py) \pm Ser$ 和 $Cpy \pm Py \pm Ser$ 脉。该类脉体以脉体两侧对称发育强烈的绢云母蚀变晕为主要特征,脉体较为平直,多呈线脉状,宽度多不超过 2

mm。伴生大量的 Cpy 和 Py 。该类脉体常切穿早期的各类脉体,被斑岩阶段各类脉体切穿,比如常常见到此类脉体被斑岩阶段的 A 脉切穿。

(2) 斑状二长花岗岩期脉体系统

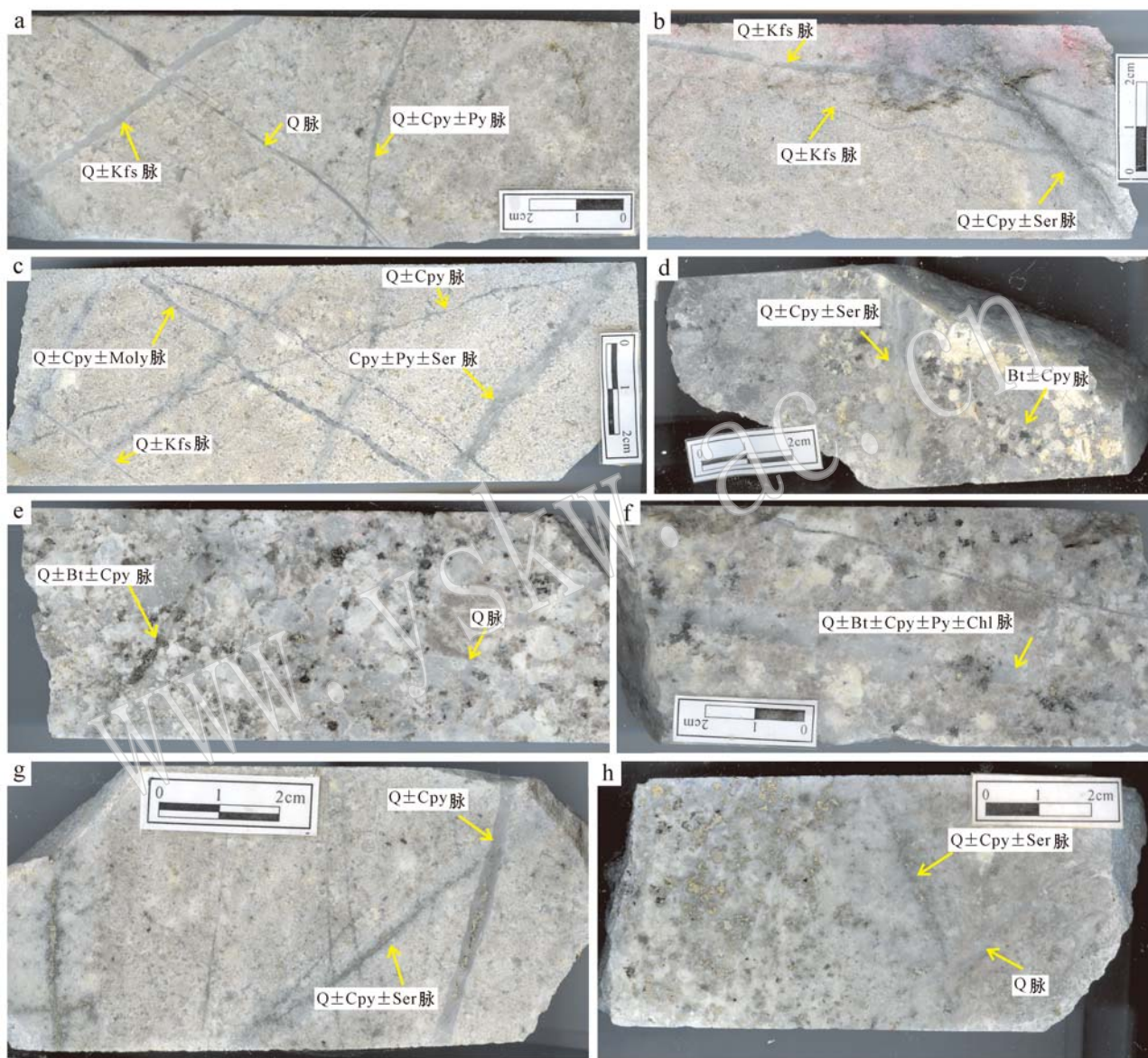


图 18 钾长花岗岩阶段脉体系统

Fig. 18 Different vein characteristics and stages related to moyite

a— $Q \pm Kfs$, $Q \pm Cpy \pm Py$ veins cut by irregular Qtz A vein of the porphyritic monzogranite stage; b—early $Q \pm Kfs$ vein cut by $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein and then cut by $Q \pm Kfs$ vein of the porphyritic monzogranite stage; c— $Q \pm Cpy$ vein cut by $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein, with both veins cut by $Q \pm Kfs$, $Q \pm Cpy \pm Moly$ vein of the porphyritic monzogranite stage; d—discontinuous $Bt \pm Cpy$ vein cut by late $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein; e—discontinuous Qtz vein cut by $Q \pm Bt \pm Cpy$ vein; f— $Q \pm Bt \pm Cpy \pm Py \pm Chl$ vein of the transition stage; g—platy $Q \pm Cpy \pm Py$ vein of the porphyritic monzogranite stage cutting $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein; h— $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein cut by irregular Qtz vein of the porphyritic monzogranite stage

a— $Q \pm Kfs$, $Q \pm Cpy \pm Py$ veins cut by irregular Qtz A vein of the porphyritic monzogranite stage; b—early $Q \pm Kfs$ vein cut by $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein and then cut by $Q \pm Kfs$ vein of the porphyritic monzogranite stage; c— $Q \pm Cpy$ vein cut by $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein, with both veins cut by $Q \pm Kfs$, $Q \pm Cpy \pm Moly$ vein of the porphyritic monzogranite stage; d—discontinuous $Bt \pm Cpy$ vein cut by late $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein; e—discontinuous Qtz vein cut by $Q \pm Bt \pm Cpy$ vein; f— $Q \pm Bt \pm Cpy \pm Py \pm Chl$ vein of the transition stage; g—platy $Q \pm Cpy \pm Py$ vein of the porphyritic monzogranite stage cutting $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein; h— $Q \pm Cpy \pm Ser$ vein cut by irregular Qtz vein of the porphyritic monzogranite stage

A 脉：该组多产于钾长花岗岩和斑状二长花岗岩中，脉体呈不规则-微细脉状产出，皆与钾硅酸盐化蚀变有关。有 4 类脉体可归为该组，从早到晚分别为：不含矿线状、不规则状 Kfs 脉、较平直的 Q±Kfs 脉、不规则的 Q 脉及 Q±Kfs±Cpy 脉(图 19a、b、c、d)。该组脉体均与钾长石化密切相关，缺少黑云母化阶段的脉体。早期的 Kfs 脉多产自斑状二长花岗岩，脉体不规则，宽度小于 2 mm，常切穿 Kfs 斑晶，多被后期的 Q 脉等脉体切穿；Q±Kfs 多产自斑状二长花岗岩中，脉体连续性较好，宽一般在 2~4 mm 之间，Kfs 呈蚀变晕形式对称分布于脉体两侧，

多被后期的 B、D 脉切穿；Q 脉除大量发育在斑状二长花岗岩中外，钾长花岗岩中也有大量发育，常切穿钾长花岗岩阶段的各期脉体。脉体一般较平直，部分呈蚯蚓状，脉宽集中在 2 mm 左右，两侧常伴生微弱的钾长石化蚀变，偶见少量微细粒的黄铜矿分布其中。该类脉体多被较晚的 Q±Cpy、Q±Moly±Cpy 脉切穿；Q±Cpy 脉多产自斑状二长花岗岩中，脉体较平直，少数为蚯蚓状，连续性较好。两侧伴生微弱的钾长石化蚀变，脉体宽度集中于 2~3 mm 左右，脉体中伴生较强的浸染状黄铜矿化。常被晚期的 Q±Moly±Cpy 等脉体切穿(图 19c)。

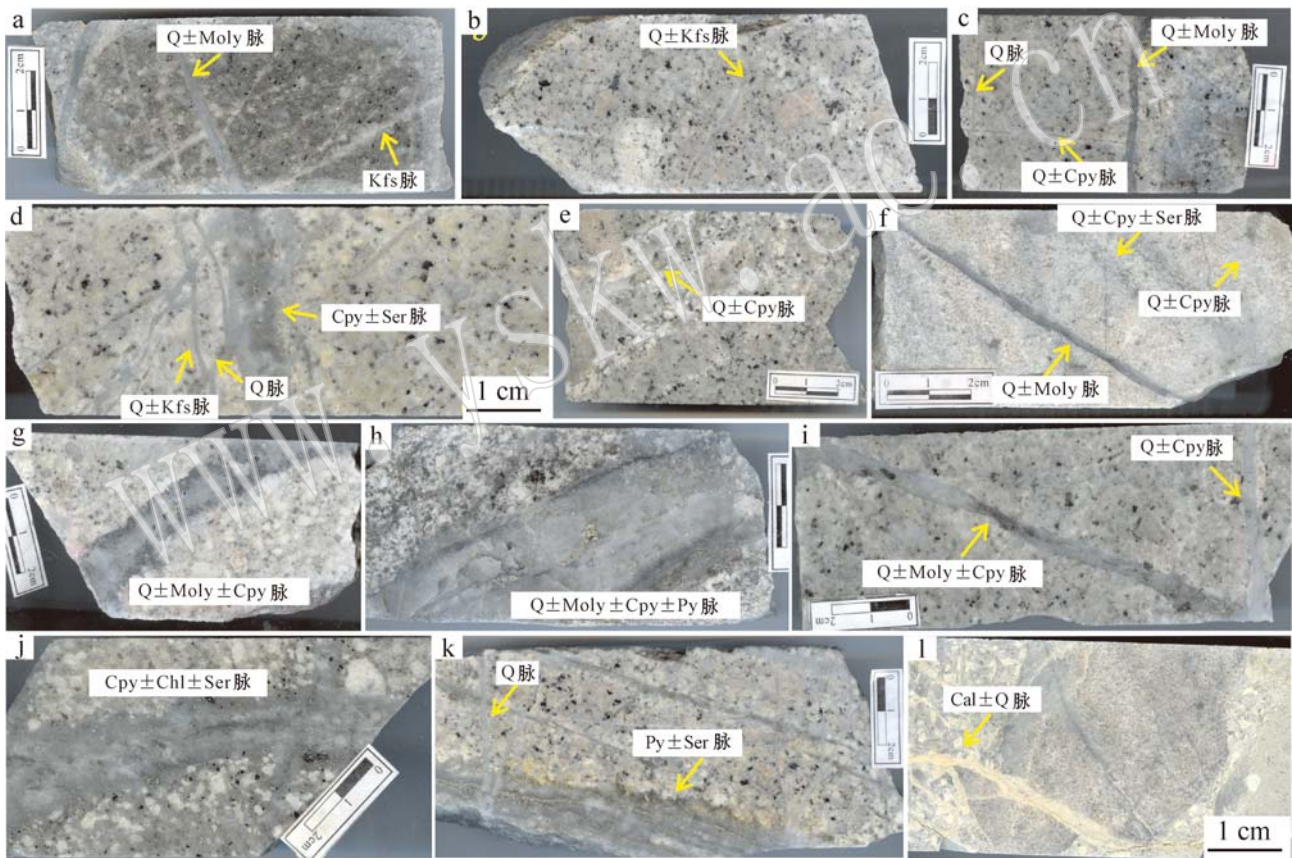


图 19 斑状二长花岗岩阶段脉体系统

Fig. 19 Different vein characteristics and stages related to porphyritic monzogranite

a—早期 Kfs 脉，被板状的 Q±Moly 脉切穿；b—Q±Kfs 脉，Kfs 分布于脉体两侧，常切过早期的 Kfs 细脉；c—Q±Cpy 脉切穿早期 Q 脉，其又被较晚的 Q±Moly±(Cpy)脉切穿；d—Q 脉切穿不规则的 Q±Kfs 脉，其又被晚期的 Py±Ser 脉切穿；e—Q±Cpy 脉；f—晚期斑岩阶段的板状 Q±Moly 脉切穿钾长花岗岩阶段晚期的 Q±Cpy±Ser 脉；g、h—粗大的 Q±Moly±(Cpy)±(Py)脉，该类脉切穿了早期的黑云母化蚀变；i—Q±Moly±Cpy 脉切穿 Q±Cpy 脉；j—具有绢云母蚀变晕的 Py 脉；k—具绢云母蚀变晕的 Py 脉切过早期的 Q 脉；l—最晚期的 Cal±Q 脉，其切穿了钾长花岗岩角砾

a—early Kfs vein, cut by platy Q±Moly vein; b—Q±Kfs vein, and Kfs distributed on two sides of the vein; c—early Q vein cut by Q±Cpy vein, and Q±Cpy vein cut by late Q±Moly±(Cpy) vein; d—Q vein cutting irregular Q±Kfs vein, and cut by late Py±pyrite-sericitization vein; e—Q±Cpy vein; f—late Q±Cpy±pyrite-sericitization related to moyite cut by Q±Moly vein related to porphyritic monzogranite; g, h—large Q±Moly±(Cpy)±(Py) vein, cutting early biotitization alteration; i—Q±Cpy vein cut by Q±Moly±Cpy vein; j—Py vein with pyrite-sericitization halo; k—early Qtz vein cut by Py vein with pyrite-sericitization halo; l—latest Cal±Q vein cutting the breccia of moyite

B脉: 此类脉体主要发育在钾长花岗岩边部及斑状二长花岗岩中, 具有典型的板状特征, 未见明显的蚀变晕发育。与早期的 A 脉相比, 连续性较好且较为平直规则。斑岩相关的 11 类脉体中有 3 类脉体可归为此组。依据切穿关系, 从早到晚分别为: 板状的 $Q \pm Cpy \pm (Py)$ 脉、 $Q \pm Moly$ 脉、 $Q \pm Moly \pm (Cpy \pm Py)$ (图 19f、19g、19h、19i)。该类脉体常切穿早期的 A 脉及钾长花岗岩相关的各期脉体, 后又被较晚的 D 脉切穿。 $Q \pm Cpy \pm (Py)$ 脉多产自斑状二长花岗岩中, 连续性好且较平直, 脉宽一般在 4 mm 左右, 黄铜矿常呈浸染状分布其中, 且含量较低, 被 $Q \pm Moly$ 脉等各类晚期脉体切穿(图 4, 图 16i); $Q \pm Moly$ 脉多产自钾长花岗岩中, 切穿钾长花岗岩阶段的各期脉体(图 4, 图 16f)。脉体较为平直, 连续性好, 脉宽集中在 3~4 mm 左右, 辉钼矿呈微细粒状分布其中; $Q \pm Moly \pm (Cpy \pm Py)$ 脉多产自斑岩体内, 脉体平直连续性好, 宽度一般大于 5 mm, 部分可达 2 cm, 辉钼矿常呈自形晶分布在脉体边部, Cpy、Py 等金属硫化物呈浸染状分布在脉体中心, 矿物粒度较大, 自形程度较高, 该类脉体常切穿早期脉体。该阶段脉体包含了矿床 90% 以上的钼矿化。

D脉: 该类脉体多产自斑状二长花岗岩和帕那组火山凝灰岩中, 少量产自钾长花岗岩中。比 B 脉更加远离成矿岩体, 切穿了 A 脉和 B 脉, 较规则平直, 少量不连续, 具有明显的绢云母蚀变晕, 单侧蚀变晕宽从 5 mm 到 25 mm 不等。厅宫矿床有 4 类脉体可划为此组, 从早到晚分别为: $Q \pm Cpy \pm (Chl)$ 脉、板状 Q 脉、 $Cy \pm (Q)$ 脉及最晚期的 $Cal \pm (Q)$ 脉(图 4, 图 16j、16k、16l)。 $Q \pm Cpy \pm (Chl)$ 脉连续性较差, Cpy 常呈断续线状分布于脉体中心, 偶见少量绿泥石伴生在脉体中, 脉宽小于 1 mm, 两侧大于强烈的 Ser 蚀变晕(图 19j)。该类脉体常切穿早期各脉; 板状 Q 脉较为平直规则, 基本不含 Cpy 等金属矿物, 脉体两侧未发育蚀变晕。该类脉体切穿略早的 $Cpy \pm Ser$ 线状脉, 后被 $Py \pm Ser$ 脉切穿(图 19k); $Py \pm (Q) \pm Ser$ 脉较为发育, 该期脉体连续性好且较为规则平直, 脉宽在 2 mm 左右。两侧常伴生强烈的 Ser 蚀变晕, 蚀变晕宽多大于 5 mm。该类脉体常切穿早期的各类脉体; $Cal \pm (Q)$ 脉在斑状二长花岗岩中少量发育, 连续性较好, 一般不规则, 多呈蚯蚓状, 脉宽 1~4 mm 不等, 可见到其切穿细粒钾长花岗岩角砾(图 19l)。

4 讨论

厅宫矿床与冈底斯其他矿床具有明显不同的矿化机制, 其经历了两期矿化, 即与钾长花岗岩(~50 Ma)有关的铜矿化事件和与斑状二长花岗岩(~15 Ma)有关的铜钼矿化事件。

大量证据显示, 钾长花岗岩是一套富水岩浆, 曾经经历过流体的出溶过程, 比如大量的显微晶洞构造、显微文象、树枝状石英以及非常发育的脉体系统等。

钾长花岗岩中可见到大量发育的显微晶洞构造(Qtz-eye), 大小在几毫米到几厘米不等, 多呈椭圆状或者眼球状。晶洞中石英为粒状, 被后期的绢英岩蚀变强烈叠加, 石英间隙充填粒状黄铜矿(图 20b); 发育大量的显微文象结构(图 20d); 钾长花岗岩中大量发育不规则的树枝状石英脉, 宽一般大于 2 cm, 常被早期石英 A 脉切穿; 在钾长花岗岩岩体边部可见到大量发育的 A 脉, 被中新世各类脉体切穿叠加(图 20a、c), 比如在钾长花岗岩中可观察到大量具绢云母蚀变晕的黄铜矿(黄铁矿)D 脉常被斑状二长花岗岩有关的石英 A 脉切穿; 斑状二长花岗岩相关的蚀变常切穿叠加钾长花岗岩相关的各类蚀变, 尤其是斑状二长花岗岩早期钾硅酸盐蚀变强烈叠加了钾长花岗岩晚期的绢英岩蚀变; 矿物组合上也具有差别, 在斑状二长花岗岩中可见到黄铜矿伴生了大量的金红石, 而钾长花岗岩中则很少。钾长花岗岩中粒状黄铜矿边部常形成次生的斑铜矿, 并伴生少量微细粒的自形方铅矿和磁铁矿, 而斑状二长花岗岩期很少见到类似的矿物组合。

4.1 钾长花岗岩阶段蚀变矿化过程

4.1.1 蚀变矿化机制

早期从岩浆出溶的流体由于密度差会沿管状通道向上逃逸, 而随着岩浆结晶程度增加, 粘度增大, 流体被直接封存在通道中而形成树枝状的石英脉(图 21)。随着流体演化程度的加深, 被捕获停留在未完全固结的岩浆中, 形成眼球状的显微晶洞构造。早期出溶的流体由于金属溶解度较大, 所以在大部分的显微晶洞中发育有少量细粒自形黄铜矿(图 17)。反应出该岩浆曾经富水, 并发生水饱和过程。随着岩浆出溶的流体不断增加, 在弱固结的岩浆中形成大规模发育的不规则状 A 脉, 并在脉体两侧伴

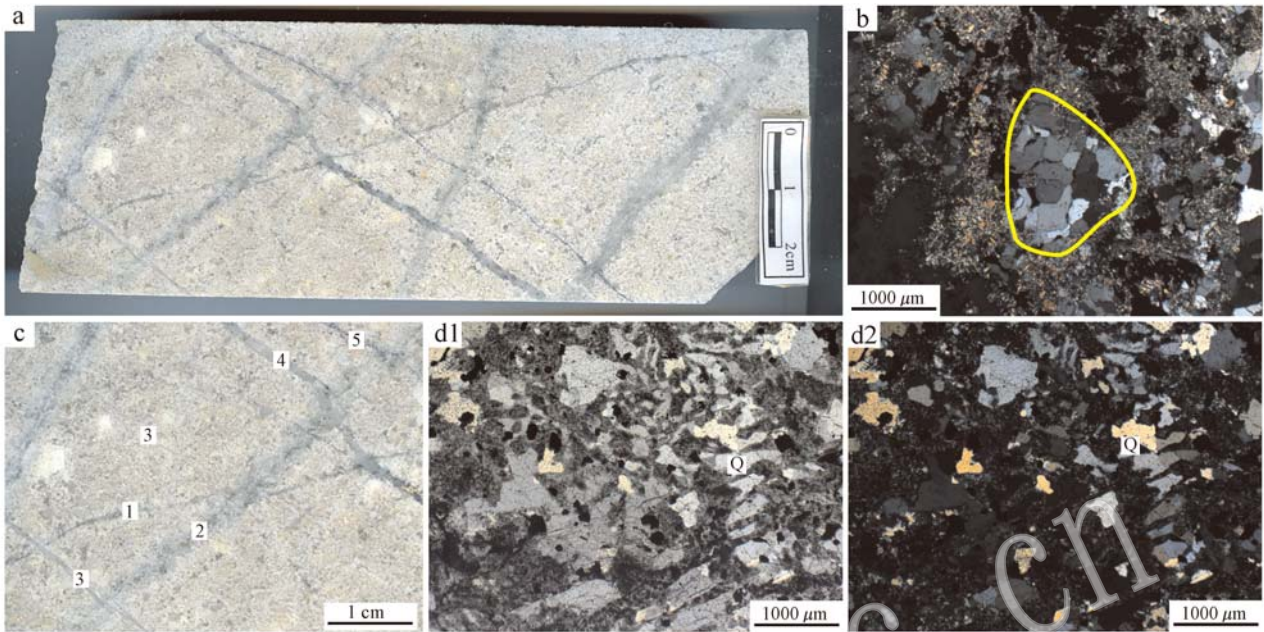


图 20 钾长花岗岩和成矿有关的证据

Fig. 20 Evidence related to moyite mineralization

a—中新世的石英 A 脉和石英辉钼矿脉切穿始新世的 D 脉；b—钾长花岗岩中的显微晶洞构造，被后期的绢英岩化强烈叠加；c—a 的局部放大图，1、2 为始新世的晚期阶段的绢英岩化阶段的 D 脉，被中新世的石英钾长石 A 脉(3)及石英辉钼矿黄铜矿 B 脉(4、5)切穿；d—钾长花岗岩中的显微文象结构

a—Miocene Qtz and Q±Moly-A veins cutting Eocene D veins; b—Qtz eyes in moyite, overlain strongly by the late pyrite-sericitization; c—local amplification diagram of a, with 1, 2 vein being the Eocene D vein having pyrite-sericitization halo, cut by Miocene Q±Kfs-A veins (3) and Q±Moly±Cpy-B veins (4, 5); d—micrographic texture in moyite

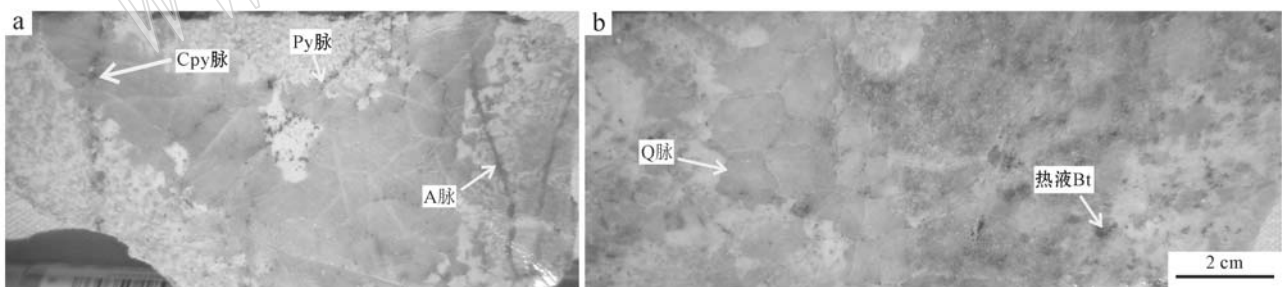


图 21 钾长花岗岩中的树枝状石英脉

Fig. 21 Dendritic quartz veins in moyite

a—树枝状石英大脉被不连续的 Cpy 脉和石英 A 脉切穿，并被泥化和绢云母化蚀变叠加；b—黑云母化蚀变叠加树枝状石英脉
a—great dendritic Qtz vein cut by discontinuous Cpy and Qtz vein and repeated by pyrite-sericitization and Kl; b—hydrothermal biotite in dendritic Qtz vein

生强烈的钾长石化蚀变，在脉体中出现黄铜矿和黄铁矿。晚期的钾硅酸盐化阶段形成了较为强烈的黑云母化蚀变，并形成相关的各类脉体，这类脉体连续性较好，脉体宽度增加，说明此时岩石已基本固结。在该类脉体中伴随较强的铜矿化，此时流体的溶解度降低，金属大规模卸载。随着流体的不断增加，静

岩压力转变为静水压力，水压致裂岩体上部已固结的顶盖，产生板状且连续性较好的 B 脉，并伴生较强的矿化，此阶段由于被中新世矿化蚀变系统强烈叠加，特征不明显，仅识别出一组脉体，也有可能是此阶段流体大规模逃逸所致。在流体晚期阶段，由于外部流体混合，引起大规模的绢英岩化蚀变。此时

流体温度较低,金属溶解度进一步降低,形成大量的 Cpy-Ser 细脉。

4.1.2 流体逃逸对成矿过程的制约

对于斑岩系统来说,与矿化有关的岩体通常具有斑状结构。起先,厅宫矿床含矿钾长花岗岩变化的结构(从伟晶至细晶结构),引起了作者的强烈关注,同时也为理解矿床蚀变、矿化特征差异提供了重要线索。目前,对伟晶/细晶岩成因普遍认为是因为岩浆骤冷而形成。这种骤冷既可因温度突然降低所致,也可因挥发分的突然逃逸、岩浆固相点突然抬升所致,而厅宫矿床与成矿有关的钾长花岗岩的形成,更可能是后一种方式。该岩体规模相对较大,即使侵位到冷的围岩中,也不至于引起整个侵入体温度的突然降低。相反,该岩体中含大量不规则的高温石英脉(即 A 脉)的存在,表明岩体形成时岩浆中的挥发分已达到饱和,而这种挥发分的突然逃逸,则会抬升残留岩浆的固相点,引起骤冷,形成粗粒-伟晶结构花岗岩;而在岩体边部,除上述这种骤冷外,因岩浆直接与围岩接触,骤冷程度会严重,从而导致细晶结构花岗岩的形成。

厅宫矿床挥发分早期快速逃逸可很好解释其矿床的蚀变及矿化特征:早期出溶挥发分的快速逃逸导致岩浆的快速固结,大幅度降低从岩浆中出溶流体的总量,从而使矿床早期高温蚀变(钾硅酸盐化)范围较小;同时,由于含矿岩体固结过快,成矿金属来不及有效地向外迁移,导致金属沉淀在钾长花岗岩中,很少在围岩中产出,并具有较低的品位。

4.2 斑状二长花岗岩阶段的铜钼矿化

中新世斑状二长花岗岩中发育大量的早期脉体,并有强烈的脉状的辉钼矿、黄铜矿化;辉钼矿 Re-Os 年龄为 15.5 ± 0.4 Ma(芮宗瑶等,2004)左右,与斑状二长花岗岩 U-Pb 年龄(李光明等,2004)相符合。这些证据显示,斑状二长花岗岩与中新世的铜钼矿化有关。

4.2.1 成矿条件约束

岩浆流体的出溶过程是金属迁移的主要途径。对于厅宫矿床,整个浅部岩浆房出溶的流体分配到多个岩枝,所以向单个岩枝迁移的金属量有限。结合前人的研究(杨志明等,2006),作者认为造成厅宫矿床的脉体系统不发育、矿化较弱的原因在于流体的封闭条件较差,没有足够的时间来聚集形成相对更为高温、高盐度的流体,导致早期流体金属含量较低。

在成矿过程中,由于温度、压力、盐度、氧逸度、pH 值等因素的变化都将导致金属沉淀(Herzarkhani *et al.*, 1999)。在厅宫矿床的成矿过程中,压力和流体温度的变化是金属发生沉淀的主导性因素。张性的构造条件使流体快速逃逸,压力减小,温度降低,导致金属的溶解度降低,从而形成品位较低、规模较小的矿化。

4.2.2 蚀变与矿化机制

早期流体阶段:早期出溶的流体从岩浆房萃取了大量的金属,并在斑岩及附近围岩中产生相应的蚀变。钾硅酸盐化早期在附近静岩压力条件下塑性岩石在高应变条件下产生大规模的水压致裂裂隙,流体充填后形成了野外所看到的微细网脉。晚期钾硅酸盐阶段的脉中含有少量的金属硫化物,此时形成的脉体多为不规则状且连续性较好,说明此时岩石固结程度较高。引起钾硅酸盐化蚀变的气相流体由于密度较小而沿先存的通道上升,引起两侧围岩发生钾长石化蚀变,所以常常见到钾长石化蚀变沿脉壁发育。随着流体不断的出溶聚集,上部的早期钾长花岗岩被致裂而产生裂隙,所以在靠近斑岩体边部的细粒钾长花岗岩中与之相关的蚀变和脉体被斑状二长花岗岩相关的蚀变和脉体切穿。

转换期流体阶段:延续的钾化蚀变事件影响了早期的含矿斑岩、稍晚的岩体和附近的围岩,如矿区外围的花岗闪长岩、帕那组凝灰岩等。在斑状二长花岗岩及附近围岩中可以看到弱的钾硅酸盐化和青磐岩化蚀变,也可以看到强烈的绢英岩化蚀变,可以断定青磐岩化蚀变形成于这个阶段。随着流体出溶量的不断增加,上部围岩被致裂,形成大规模的张新裂隙,流体沿裂隙充填而形成规则板状且连续性较好的 B 脉[$Q \pm Cpy$ 、 $Q \pm Moly$ 、 $Q \pm Moly \pm Cpy \pm (Py)$ 及 Q]。流体研究表明,此阶段高盐度流体发生了快速的相分离(杨志明等,2005),发生相分离的气相流体因为密度较低而沿先存的脉体或者裂隙上升到斑岩侵入体上部的围岩中。由于上部岩盖具有低压的环境,因此流体迁移的 Mo 溶解度急剧降低而先在裂隙两侧开始沉淀,所以含辉钼矿的脉体中辉钼矿呈晶簇状,垂直于脉壁生长。随后在黄铜矿、黄铁矿等金属硫化物开始在通道中卸载,形成沿脉体中心分布的黄铜矿、黄铁矿。

晚期流体阶段:岩浆-流体晚期阶段,下部的母岩浆房逐渐凝固,岩浆热对流停止,导致上部斑岩铜矿系统的含矿流体不断减少(Dilles, 1987; Shino-

hara and Hedenquist, 1997), 使流体系统温度降低。岩浆释放含水流体较慢, 流体横向连续输送慢, 纵向对流加快。外部流体沿早期的断裂、脉体及侵入体接触位置大范围下渗, 与岩浆流体发生充分混合, 稀释流体使其盐度、温度降低。在后期的静水压力作用下产生了一系列的张性裂隙, 流体沿其充填, 形成具有明显蚀变晕的板状 $Q \pm Cpy \pm Chl$ 、 Cpy 、 $Py \pm (Q)$ 及 $Cal \pm (Q)$ 脉。岩浆流体和外部流体形成的混合流体在沿张性断裂流动过程中与裂隙两侧的岩石发生物质交换, 形成绢云母化蚀变晕。

随着大气水的不断增加, 流体的温度和盐度继续降低, Cu 、 Mo 等金属已基本完成卸载, 流体迁移金属的能力大幅度下降。以外来流体为主的晚期流体在断裂周围发生强烈的泥化蚀变, 所以在矿区可看

到大范围的泥化蚀变均沿断裂呈补片状或带状分布。

综上所述, 建立了该矿床的成矿模型: 50 Ma 左右, 俯冲的特提斯洋壳发生断离, 地壳应力变化, 产生了一系列高角度断层, 幔源物质上涌, 在地壳浅部就位形成岩浆房(图 22a)。岩浆房不断结晶分异, 分异出的流体以冒泡的形式向岩浆房顶部聚集, 在此过程中流体被捕获, 形成了大量的树枝状石英和显微晶洞构造。随着流体的不断演化在岩体中形成了各期蚀变, 伴随着相应的脉体和铜矿化, 而在岩浆结晶分异过程中, 流体在张性环境下发生快速逃逸(图 22b、22c)。随着流体的熄灭, 始新世蚀变矿化蚀变结束; 在大约 13 Ma 左右, 新生的镁铁质地壳在软流圈物质注入之后发生部分熔融, 并上升至地壳浅

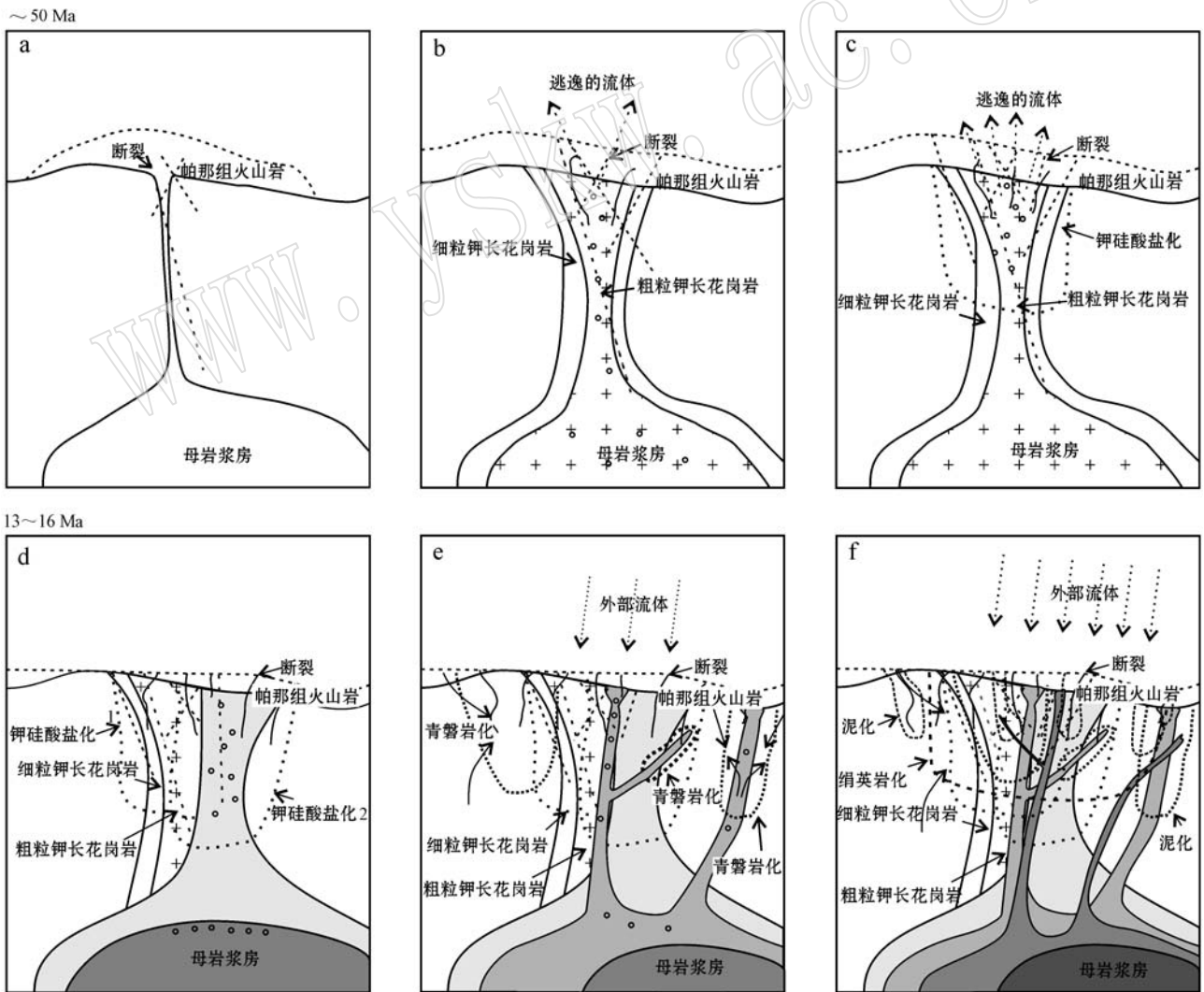


图 22 厅宫铜矿岩浆侵位、围岩蚀变模型图

Fig. 22 Emplacement history of Tinggong intrusive rocks and wall rock alteration

部聚集形成岩浆房(图 22d),早期岩浆房不断分异高温、高盐度流体,沿尚未固结的斑状二长花岗岩岩枝上升并在其内及附近发生早期钾硅酸盐化蚀变,并引起铜的卸载沉淀。随着静岩压力向静水压力的转变,流体致裂形成一系列贯通裂隙,流体充填之后形成一系列含辉钼矿、黄铜矿的板状 B 脉。该阶段外部流体开始沿浅部裂隙加入混合,产生了大范围的青磐岩化蚀变及主要的钼铜矿化(图 22e)。在接下来的过程中,随着浅部断裂的不断增加,外部流体随之增多,流体不断被稀释,温度和盐度均较大范围降低,导致绢英岩化蚀变的发生及铜的卸载沉淀。当流体中外部流体占绝对优势时,流体从深部萃取出矿物质能力降低,沿断裂发生大面积的无矿化的泥化蚀变(图 22f),整个中新世成矿过程基本结束。

5 结论

本文通过对厅宫斑岩铜矿的岩石特征、构造发育情况、蚀变与矿化系统、流体演化与成矿机制等方面进行了系统研究,取得了以下成果:

(1) 通过详细的野外地质填图,查明了矿区岩浆岩的空间分布特征,首次系统厘定出矿区 5 套岩浆岩岩石组合。详细研究了各岩石单元特征以及与矿化之间的关系。通过岩石的接触关系并结合前人及未发表年龄数据,建立了较为详细的岩浆演化序列。

(2) 通过详细野外观察及室内岩相、矿相学以及脉体切穿关系研究,发现厅宫铜-钼矿床存在两期矿化事件,分别是与早期钾长花岗岩相关的铜矿化和与晚期斑状二长花岗岩相关的铜-钼矿化。

(3) 通过野外及室内研究发现,钾长花岗岩在演化过程中流体发生逃逸,导致其形成独特的似伟晶-细晶结构。流体的快速逃逸致使晚期阶段矿化蚀变微弱,观察到的早期矿化均以浸染状为主,脉状矿化较少。

(4) 本文详细描述了两期成矿事件的蚀变、矿化及脉体系统特征,并讨论了热液系统的演化机制,揭露了整个成矿系统的演化过程。早期钾长花岗岩相关的铜矿化,早期钾硅酸盐化和晚期黄铁绢英岩化较明显,青磐岩化可能缺失或者后期叠加严重,较难辨识;晚期斑状二长花岗岩相关的蚀变各阶段均发育完整,规律明显。钾长花岗岩相关的矿化以铜为主,伴生有砷黝铜矿、辉铜矿、钛铁矿、金红石等,

并且铜矿物交代结构发育,矿化形式以浸染状为主;斑状二长花岗岩相关的矿化除铜之外还有较强的钼矿化,铜钼矿化均以脉状为主,金属矿物组合较简单,缺少辉铜矿、钛铁矿、金红石等。

(5) 钾长花岗岩和斑状二长花岗岩作为该矿床的含矿岩体,矿化主要赋存在岩体内部,所以矿体主要受这两套岩体的形态控制,今后的勘查工作可主要围绕这两套岩体开展。

致谢 野外过程中得到了西藏矿业格桑平措经理的帮助,宋玉财副研究员评阅了本文,并提出了大量的修改意见,在此一并表示感谢。

References

- Blisniuk P M, Hacker B, Glodny J, *et al.* 2001. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 412: 628~632.
- Coleman M and Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Ma ago from a new minimum age for east-west extension [J]. *Nature*, 374: 49~52.
- Copeland P, Harrison T M, Kidd W S F, *et al.* 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang(southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 240~252.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C, *et al.* 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamic significance [J]. *Earth planet. Sci. Lett.*, 79: 281~302.
- Dilles J H. 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry copper ore fluids[J]. *Economic Geology*, 82: 1750~1789.
- Du Denghu, Yang Zhiming, Li Qiuyun, *et al.* 2012. Geological significance of determination of Eocene porphyritic monzogranite intrusions at Tinggong, Tibet[J]. *Mineral Deposit*, 31(4): 745~757(in Chinese with English abstract).
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, *et al.* 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1663~1670.
- Herzarkhani A, Williams J A and Gammons C. 1999. Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran[J]. *Mineralium Deposita*, 34(8): 770~783.

- Hou Zengqian, Gao Yongfeng, Meng Xiangjin, *et al.* 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 239~248(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139~155.
- Hou Zengqian, Meng Xiangjin, Qu Xiaoming, *et al.* 2005. Copper ore potential of adakitic intrusives in Gangdese porphyry copper belt: Constrains from rock phase and deep process[J]. *Mineral Deposits*, 24(2): 108~121(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, *et al.* 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits unrelated to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental settings[J]. *Geoscience*, 21(2): 332~351(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Huang Wei, *et al.* 2001. The Gangdese porphyry copper belt: The second significant porphyry copper belt in Tibetan plateau[J]. *Geology in China*, 28(1): 27~30(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Qu Xiaoming, Wang Shuxian, *et al.* 2003. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting[J]. *Science in China*, 33: 609~618(in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Yang Zhushen, Xu Wenyi, *et al.* 2006. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt: I. Mineralization in main collisional orogenic setting[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 337~358(in Chinese with English abstract).
- Li Guangming and Rui Zongyao. 2004. Diagenetic and mineralization ages for the porphyry copper deposits in the Gangdese metallogenic belt, southern Xizang[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 28: 165~170(in Chinese with English abstract).
- Meng Xiangjin, Hou Zengqian, Gao Yongfeng, *et al.* 2004. The alteration zoning model of porphyry copper deposit in collisional orogen: Case studies of porphyry copper deposits in Gangdese belt, Xizang (Tibet)[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 201~214(in Chinese with English abstract).
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, *et al.* 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *J. Petrol.*, 40: 1399~1424.
- Qu Xiaoming, Hou Zengqian and Huang Wei. 2001. Gangdese porphyry copper belt: The second "Yulong" porphyry Cu belt in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 20(3): 355~366(in Chinese with English abstract).
- Rui Zongyao, Hou Zengqian, Li Guangming, *et al.* 2006. A genetic model for the Gandise porphyry copper deposits[J]. *Geological Review*, 52: 459~466(in Chinese with English abstract).
- Rui Zongyao, Li Guangming, Zhang Lisheng, *et al.* 2004. The response of porphyry copper deposits to important geological events in Xizang[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 145~152 (in Chinese with English abstract).
- Rui Zongyao, Qu Xiaoming, Hou Zengqian, *et al.* 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copper belt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 217~225(in Chinese with English abstract).
- Shinohara H and Hedenquist J W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines[J]. 38: 1741~1752.
- Turner S, Hawkesworth G, Liu J, *et al.* 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks[J]. *Nature*, 364: 50~54.
- Wang Xiaochun, Yan Zigui, Zhou Weide, *et al.* 2002. Preliminary study on geological features of porphyry-type copper deposits in the Northwesten Nimu, middle section of Gangdisi Belt, Tibet[J]. *Geology and Prospecting*, 38(1): 5~8 (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 post-collisional volcanism[J]. *Geology*, 29: 339~342.
- Xu Dezhang. 2003. Problems about geology of copper deposits in Tinggong, Bairong ore districts, Nimu County, Tibet[J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 21(supp.): 15~21(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Hou Zengqian, Song Yucai, *et al.* 2008. Qulong super-large porphyry Cu deposit in Tibet: geology, alteration and mineralization[J]. *Mineral Deposits*, 27: 279~318(in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Xie Yuling, Li Guangming, *et al.* 2005. Study of fluid inclusions from Tinggong porphyry copper deposit in Gangdise belt, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 24(6): 584~594 (in Chinese with English abstract).
- Yang Zhiming, Xie Yuling, Li Guangming, *et al.* 2006. SEM/EDS constraints on the nature of ore-forming fluid in Gangdese porphyry

- copper belt: Case studies of the Qulong and Tinggong deposits[J]. Mineral Deposits, 25(2): 147~154(in Chinese with English abstract).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annu. Rev. Earth Planet Sci., 28: 211~280.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011. Lhasa Terrane in southern Tibet came from Australia[J]. Geology, 39: 727~730.
- ### 附中文参考文献
- 杜等虎, 杨志明, 李秋耘, 等. 2012. 西藏厅宫矿区始新世斑岩的厘定及其地质意义[J]. 矿床地质, 31(4): 745~757.
- 侯增谦, 高永丰, 孟祥金, 等. 2004. 西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制[J]. 岩石学报, 20(2): 239~248.
- 侯增谦, 孟祥金, 曲晓明, 等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带埃达克质斑岩含矿性: 源岩相变及深部过程约束[J]. 矿床地质, 24: 108~121.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 等. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 21(2): 332~351.
- 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.
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003. 西藏冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学, 33: 609~618.
- 侯增谦, 杨竹森, 徐文艺, 等. 2006. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用[J]. 矿床地质, 25(4): 337~358.
- 李光明, 芮宗瑶. 2004. 西藏冈底斯成矿带斑岩铜矿的成岩年龄[J]. 大地构造与成矿学, 28(2): 165~170.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 等. 2004. 碰撞造山型斑岩铜矿蚀变分带模式——以西藏冈底斯斑岩铜矿带为例[J]. 地学前缘, 11(1): 201~214.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏的第二条玉龙铜矿带? [J]. 矿床地质, 20: 355~366.
- 芮宗瑶, 李光明, 张立生, 等. 2004. 西藏斑岩铜矿对重大地质事件的响应[J]. 地学前缘, 11(1): 145~152.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 等. 2006. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. 地质论评, 52: 459~466.
- 芮宗瑶, 曲晓明, 侯增谦, 等. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 21: 217~225.
- 王小春, 晏子贵, 周维德, 等. 2002. 初论西藏冈底斯带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.
- 徐德章. 2006. 西藏尼木县厅宫、白容铜矿区矿床地质的几个问题[J]. 地质找矿论丛, 21(增刊): 15~21.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 等. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿[J]. 矿床地质, 27(3): 279~318.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 2005. 西藏冈底斯斑岩铜矿带厅宫铜矿床流体包裹体研究[J]. 矿床地质, 24: 584~594.
- 杨志明, 谢玉玲, 李光明, 等. 2006. 西藏冈底斯斑岩铜矿带成矿流体的扫描电镜(能谱)约束——以驱龙和厅宫矿床为例[J]. 矿床地质, 25: 147~154.