

# 岛弧-陆缘弧环境斑岩 $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ 矿床勘查: 地质标志应用\*

卿敏<sup>1</sup>, 王文成<sup>1</sup>, 李文博<sup>2</sup>, 张乐骏<sup>3</sup>, 张岱<sup>4</sup>, 韩先菊<sup>4</sup>

(1 中国黄金集团资源有限公司, 北京 100011; 2 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 3 CODES ARC Centre of Excellence in Ore Deposits, University of Tasmania, 霍巴特 7005, 塔斯马尼亚, 澳大利亚;

4 武警黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

**摘要** 斑岩  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$  矿床(以下简称斑岩铜矿)因其巨大的经济价值而倍受勘查界重视。文章基于国内外,尤其是国外斑岩型铜-金(多金属)矿床最新勘查和研究进展,系统总结了岛弧-陆缘弧环境斑岩铜矿勘查地质标志及其找矿应用实践,包括:①大地构造环境分析,宏观上确定斑岩铜矿勘查选区。弧环境斑岩铜矿勘查应重点部署在与大洋俯冲有关的岛弧、陆缘弧等增生造山火山岩浆弧环境;②区域及矿田构造解析,不断缩小找矿靶区。与弧/造山带形成演化应力有关的超壳深大断裂系统控制矿带空间展布,断裂、褶皱、火山(地层)以及岩浆侵入等矿田构造体系控制矿床(体)分布;③岩石化学成分、矿物组成以及岩石结构等含矿斑岩体特征及成矿专属性判断,确定斑岩铜矿找矿目标体;④蚀变分带对成矿斑岩体和富矿区(矿体)指向。从深部到浅部、从核心到外围,钙碱性斑岩铜矿蚀变类型分别为钠-钙(硅酸盐)化、钾(硅酸盐)化、青磐岩化(细化为高温阳起石内带、中温绿帘石中带和低温绿泥石外带)、绢英岩化和泥化;碱性斑岩铜矿蚀变组合为钙-钾化、钾化、内青磐岩化带(阳起石-赤铁矿-绿帘石带)、外青磐岩化带(钠长石-阳起石带)和远青磐岩化带(绿泥石带);⑤岩帽特征对深部斑岩体和潜在富矿中心指向。钙碱性斑岩铜矿形成的岩帽由多孔状(晶洞发育)的硅质核,外侧高级泥化带(石英-明矾石带)和泥化带(高岭石±迪开石带)组成;碱性斑岩铜矿形成以钠长石化为核心、外围(上部)为钠长石-绢云母带的碱性岩帽;⑥脉体和角砾岩(筒)时空分布及其对勘查靶区(位)指向。A、B、D型脉以及C、M型脉等脉体类型、密度以及石英中残余硫化物详细填图是矿区勘查靶区定位和矿石品位预测有效指标之一;⑦3大类、7种主要类型角砾岩在斑岩铜矿中时、空间分布可作为找矿评价的参考标志;⑧矿化元素、金属矿物和矿化类型分带及其找矿相互指示。从矿化中心到外围(浅部),出现[Mo-Cu→Cu-Mo(Au)→Cu-S(Au)]→[Pb-Zn(Au)]→Au-Ag(Mn)→Au(As, Sb)的元素分带,斑铜矿→黄铜矿→黄铁矿硫化物晕分带;斑岩型、矽卡岩型、次浅成环境脉型、高硫型和中硫型浅成低温热液型等矿化类型在斑岩铜矿成矿系统中分布具有显著的规律性,是勘查评价最重要的地质标志;⑨矿体剥蚀与保存,是评价矿田(体)找矿潜力重要因素。

**关键词** 地质学;岛弧-陆缘弧环境;斑岩  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$  矿床;地质标志;勘查应用

中图分类号:P618.41;P618.51;P618.65

文献标志码:A

## Exploration of porphyry $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ deposits in island arc and continental margin arc environment: Application of geological indexes

QING Min<sup>1</sup>, WANG WenCheng<sup>1</sup>, LI WenBo<sup>2</sup>, ZHANG LeJun<sup>3</sup>, ZHANG Dai<sup>4</sup> and HAN XianJu<sup>4</sup>

(1 China Gold Group Resources Co., Ltd., Beijing 100011, China; 2 School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China; 3 CODES ARC Center of Excellence in Ore Deposits, University of Tasmania, Hobart 7005, Tasmania, Australia;

4 Gold Geological Institute of CAPF, Langfang 065000, Hebei, China)

\* 本文得到中国地质调查局矿产资源调查评价项目“全国金矿找矿勘查部署研究”(编号:1212011121128)资助  
第一作者简介 卿敏,男,1967年生,博士,高级工程师,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:qm.hxj@163.com  
收稿日期 2017-09-01;改回日期 2018-07-21。秦思婷编辑。

### Abstract

Porphyry  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$  deposits (hereinafter referred to as porphyry copper deposits) are attracting much attention of exploration world because of their immense economic value. This paper systematically summarized prospecting geological marks with emphasis played on porphyry copper deposits occurring in island arc and continental margin arc environments and their applications in guiding exploration based on the most advanced research and the latest discovery, especially in abroad, including: ① Determining the porphyry copper deposit exploration districts at macro level by tectonic environment analysis. The prospecting of arc environment porphyry copper deposits must focus in hyperplasia orogenic volcano magma arc environments, such as island arc and continental margin arc. ② Prospecting target areas continuously narrowing through structural analysis of districts and ore fields. Ultracrustal deep faults, which are related to the evolution stress of arc/orogenic belt, control ore belts spatial distribution. Structural systems of ore field, including fault, fold, volcanic (strata) and magma intrusion system, control the distribution of ore deposits (orebodies). ③ Determining metallogenic specialization and characteristics of porphyry orebodies such as chemical composition, mineral constituents, rock structures, then ascertaining the prospecting target. ④ Wall rock alteration zoning can be directly used to determine the ore-bearing porphyries and ore shoots. From deep part to shallow part, also from the core to the periphery, the alteration types of calcium alkaline porphyry copper deposits are in order of Na-Ca modification (silicatization), K modification (silicification), propylitization (subdivided into high temperature actinolite inner subzone, middle temperature epidote central subzone and low temperature chlorite outside subzone), sericitic alteration and argillization. Accordingly, the alteration assemblages of alkaline porphyry copper deposit are Ca-K modification, K modification, inner propylitization (actinolite-hematite-epidote subzone), outer propylitization (albite-actinolite subzone) and further propylitization (chlorite subzone). ⑤ The lithocaps play an important role in searching for deep porphyries and potential center of porphyry bonanza. Lithocaps of calc-alkaline porphyry copper deposit is composed of cellular siliceous nuclear (geode development), outer advanced argillic belt (quartz - alunite zone) and argillic zone (kaolinite  $\pm$  dickite zone). Alkaline porphyry copper deposit exhibits albitization core in the center and alkaline lithocaps with albite-sericite band outside. ⑥ Spatial and temporal distribution of veins and breccias (chimneys) can point to the exploration target (position). Effective indicators of exploration target location and ore prediction grade are vein type and density of A, B, D and C, M-type veins through detailed mapping of residual sulfide in quartz. Identifying the 3 types and 7 subtypes of breccias can be used as prospecting and evaluation reference marks. ⑦ The zones of mineralized elements, sulfide minerals and mineralization types can all be directly used in the prospecting work and indicate each other. From the center (deep) of mineralization to the periphery (shallow), porphyry copper deposits exhibit typical metallogenic elements zoning of  $[\text{Mo}-\text{Cu}\rightarrow\text{Cu}-\text{Mo}(\text{Au})\rightarrow\text{Cu}-\text{S}(\text{Au})]\rightarrow[\text{Pb}-\text{Zn}(\text{Au})]\rightarrow\text{Au}-\text{Ag}(\text{Mn})\rightarrow\text{Au}(\text{As}, \text{Sb})$ , and the sulfide space zoning of bornite $\rightarrow$ chalcopyrite $\rightarrow$ pyrite. The mineralization types of porphyry  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ , skarn  $\text{Cu}\pm\text{Au}/\text{Au}/\text{Zn}-\text{Pb}-\text{Cu}-\text{Ag}$ ,  $\text{Zn}-\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Ag}\pm\text{Au}$  vein, high-sulfur and middle-sulfur type epithermal  $\text{Au}\pm\text{Ag}\pm\text{Cu}$ , which are distributed regularly in the porphyry copper mineralization system, are the most important geological indexes of exploration and evaluation. ⑧ Erosion and preservation of orebody are important factors in determining prospecting potential of orefield (orebody).

**Key words:** geology, island arc and continental margin arc environment, porphyry  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$  deposit, geological index, application of prospecting

斑岩  $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$  矿床(以下简称斑岩铜矿)作为世界上最重要的一种矿床类型,提供了全球大约75%以上的Cu, 50%以上的Mo, 20%以上的Au, 大

部分的Re, 还伴生Ag、Pd、Te、Se、Bi、Zn、Pb等重要金属(Seedorff et al., 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Cooke et al., 2014)。由于其经济价值巨大,斑

岩铜矿一直为工业界所瞩目,并仍将作为今后全球一个主要勘查目标而倍受重视(Richards, 2003; Holliday et al., 2007)。虽然斑岩系统具有多样性和自身的复杂性,但全球斑岩铜矿的成矿大地构造环境、与岩浆岩关系、蚀变特征以及矿化样式等主体特征具有显著的一致性,利用斑岩铜矿模式在世界范围内指导斑岩铜矿找矿取得重大突破,成为科学理论指导矿床勘查的典范(Hedenquist et al., 1998a; Richards, 2003; Seedorff et al., 2005)。斑岩铜矿是地学界研究最深入、潜力最清楚的一类矿床(Seedorff et al., 2005),已建立的与俯冲有关的斑岩铜矿模式也是公认的最完善、最成功的矿床模式之一(Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2005; 2010; Richards, 2003; 2009; Cooke et al., 2005; 2014; Candela et al., 2005; Sinclair, 2007)。中国学者基于大陆碰撞造山带成岩成矿作用,提出大陆斑岩铜矿床模式(陈衍景等, 1992; 2003; 2008; 陈衍景, 2013; 侯增谦等, 2003; 2007; 2009; 2012; 杨志明等, 2009; Hou et al., 2011; Chen et al., 2011; Yang et al., 2012),丰富和发展了斑岩铜矿成矿理论。

近年来,国外斑岩铜矿代表性综述文献包括 Sillitoe(2005; 2010)、Richards(2003; 2009)、Seedorff等(2005; 2008)、Cooke等(2005; 2014)、Candela等(2005)和 Sinclair(2007)等。中国学者也从不同方面对斑岩铜矿研究进展进行过比较详细的总结和介绍(侯增谦, 2004; 李金祥等, 2006; 姚春亮等, 2007; 江迎飞, 2009; 李晓峰等, 2009; 张寿庭等, 2011; 孙燕等, 2012),这些综述类文献多集中在矿床地质特征描述和矿床成因机制探讨方面。关于如何运用地质模式有效指导斑岩铜矿找矿实践,针对这些方面的评述和总结虽有涉及(Sillitoe, 2000; 2002; Sillitoe, et al., 2006; Hedenquist et al., 2000; Richards, 2003; Kelley et al., 2003; 2006; Holliday et al., 2007; 杨志明等, 2008a; 胡树起等, 2011),相对比较薄弱,还不够全面、系统,针对性和实用性也不足。

和多数其他类型矿床一样,斑岩铜矿勘查目前已经进入以隐伏矿为重点的勘查阶段。应用远端(远矿)地质信息、综合物化探和遥感多种方法联合使用是提高找矿成功率的关键。这就要求勘查者更加深入认识和运用斑岩铜矿地质模式,在理解地质模式和勘查技术方法之间联系基础上,开发、优选出有效、经济、快速的勘查技术方法(Richards, 2003;

Holliday et al., 2007; Sillitoe, 2010),部署勘查工程,实现找矿突破。本文基于国内外,尤其是国外斑岩铜矿勘查最新成果和地质模式研究最新进展,从勘查实用角度,总结、提炼出岛弧-陆缘弧环境斑岩铜矿勘查地质标志,包括大地构造环境、区域构造和矿田构造、斑岩体、蚀变(包括蚀变岩帽)、脉体和角砾岩、矿化元素和矿化型式以及矿体后期剥蚀和保存等多个方面的指标,目的是便于勘查工作者对照使用,具体指导弧环境斑岩铜矿勘查,同时,为碰撞伸展环境斑岩矿床勘查提供参考和对照。

需要指出的是,产于大陆陆块间碰撞对接为主导的大陆碰撞造山环境中的斑岩矿床,如驱龙、甲玛斑岩多金属矿和沙坪沟斑岩钼矿,以及产于以陆内构造岩浆活化为特征的后造山伸展环境和以构造体制转换为标志的非造山或后造山伸展环境等陆内环境斑岩矿床,如岔路口斑岩钼矿,上述产于碰撞伸展背景的斑岩铜多金属矿也是中国重要的斑岩矿床类型,其发现、勘查评价成果和研究进展,中国学者做了大量工作(陈衍景等, 1992; 2008; 陈衍景, 2013; 侯增谦等, 2003; 2007; 2009; 2012; 芮宗瑶等, 2004; 杨志明等, 2009; Hou et al., 2009a; 2009b; 2011; 2015; Yang et al., 2009; Richards, 2009; Haschke et al., 2010; Hollings, 2011a; 裴英茹等, 2017),本文仅作为对比研究简要涉及。此外,本文集中于地质标志的运用,关于斑岩铜矿勘查技术方法有关内容将在后续“斑岩 Cu±Mo±Au 矿床勘查:技术方法实践”一文中综述。

## 1 大地构造环境分析,宏观上确定斑岩铜矿勘查选区

斑岩铜矿主要产于汇聚板块边缘,位于与大洋板块俯冲有关的岛弧、陆缘弧等增生造山火山岩浆弧环境(Sillitoe, 1972; 2010; Richards, 2003; Seedorff et al., 2005; Cooke et al., 2005),目前世界3大巨型斑岩铜矿带主体——环太平洋、特提斯-喜马拉雅和中亚成矿带属于这种构造环境,包括岛弧和陆缘弧环境,其中,岛弧环境斑岩系列矿床以斑岩 Cu±Au 矿为主,伴生浅成低温热液金矿,以西太平洋巨型斑岩铜矿带为代表;陆缘弧环境以斑岩 Cu±Mo 矿为主,以东太平洋巨型斑岩铜矿带为代表(夏斌等, 2000; 2002; Sillitoe, 2010)。

斑岩铜矿床,尤其是巨型矿床(区/带)在各个弧构造环境中分布也是不均的,可能与俯冲板块厚度不同,上覆弧地体基底成分和尺度的不均一性有关(Chiaradia, 2013; Hou et al., 2015; 裴英茹等, 2017)。Cooke等(2005)和Sun等(2010)强调了环太平洋增生造山带巨型斑岩铜矿形成与无震洋脊、海山链、海洋高原在洋岛或陆缘弧之下俯冲有关,其俯冲增生部位是找矿有利部位。

## 2 区域及矿田构造解析,不断缩小找矿靶区

区域和矿田尺度构造格架和活动历史解析对成功勘查至关重要。斑岩铜矿控制构造包括区域尺度的导岩(矿)构造和矿田(床)尺度的控岩(矿)构造。

### 2.1 区域构造

多为与弧/造山带形成演化应力有关的超壳深大断裂系统。该断裂系统连通深部岩浆房,构成成矿斑岩上侵通道,是斑岩铜矿就位的一级控制构造,也是斑岩成矿带线性(带状)空间分布最主要的控制因素,构成数十、数百甚至数千千米的成矿带。这类构造系统包括大型走滑断裂系统、横切弧/造山带横推断裂系统、平行造山带的逆冲断裂带以及先存基底断裂构造活化带等构造系统(Sillitoe, 2010; Yin et al., 2000; Richards, 2001; 2003; Richards et al., 2001; 侯增谦等, 2003; 2009; 侯增谦, 2004; Hou et al., 2009a; 2009b; 杨志明等, 2009)。

在增生造山岛弧/陆缘弧环境下,受大洋板块俯冲导致的平行或斜交挤压应力影响,显著发育平行于弧的大型走滑断裂系统及其相伴的走滑拉分盆地,垂直于弧造山带的正断层系,以及先存大型基底断裂构造活化。顺弧走滑断裂带、拉分盆地盆缘断裂、活化基底断裂,以及与之近于垂直的正断层系统,尤其是两组断裂交汇产生的棋盘格子状构造联合控制了斑岩铜矿带空间展布、含矿斑岩及矿田(床)的空间分布(Corbett et al., 1998; Kerrich et al., 2000; Richards, 2003; 侯增谦, 2004)。

### 2.2 矿田(床)构造

成矿斑岩浅部就位和矿体形成通常不直接产于一级走滑断裂带内,而是位于低序次的二级或三级构造内(Richards, 2001; Richards et al., 2001)。和其他热液矿床一样,矿田(床)尺度控矿构造包括断裂构造体系、褶皱构造体系、火山(地层)构造体系以及

岩浆侵入构造体系等(叶天竺等, 2010)。就矿田尺度而言,各个斑岩铜矿系统局部构造控矿规律具有各自的特点,需要应用矿田构造知识进行详细解析,以期发现新的隐伏矿床(体)。

断裂构造体系分析对发现新的矿床(体)具有更加重要的意义。一个斑岩系统范围相当于一个矿(区)田,而斑岩矿田通常产出2个或多个矿床(体),表现出呈群或者串珠状分布特点(Cooke et al., 2004; Holliday et al., 2007; Sillitoe, 2010),单个矿床(体)间距在数百m至数km(一般不超过3km),构成横向、纵向长度5~30km的成矿集中区(Sillitoe, 2010)。这些成群、成带状空间分布的矿床(体)受成矿期区域构造应力以及深部岩浆上隆形成(或前期断裂活化形成)的张性、张扭性断裂构造控制。控矿断裂走向多变,既可以是与岩浆弧平行的,也可以是横切岩浆弧,还有斜切岩浆弧的(Sillitoe, 2010)。

此外,成矿后构造活动历史重建,尤其是一些倾斜的、被截断的容矿断裂构造对矿体的保存或破坏解析,对成矿潜力评价和隐伏矿体找矿具有重要指示作用(Seedorff et al., 2008)。

## 3 矿床模式应用,加快实现以矿床(体)为目标的找矿突破

### 3.1 含矿斑岩体特征及成矿专属性

斑岩铜矿在空间上、时间上以及成因上都与浅成或超浅成相的中酸性斑岩体有关。成矿相关斑岩形态多样,包括岩筒、岩墙、岩株,也偶见深成侵入体。通常表现为多期次、多相的复式杂岩体,矿化前期斑岩作为矿化围岩,矿体围绕成矿期斑岩内外接触带及其附近分布,矿化晚期-期后无矿斑岩体可能分割破坏矿体。详细的地质填图及年代学研究对查明斑岩期次,尤其是成矿期斑岩时空分布至关重要。

统计资料表明,已知的斑岩铜矿带90%以上斑岩不含Cu和Au或不具经济价值(Sillitoe, 2005)。斑岩体能否成矿以及成什么矿,自身性质是关键因素。研究表明,斑岩侵入体的岩石类型、岩石化学成分、矿物组成以及岩石结构是判定斑岩含矿性及其资源潜力的重要评价指标(芮宗瑶等, 1984; Seedorff et al., 2005; 张寿庭等, 2011)。

斑岩铜矿成矿斑岩岩性包括闪长质到花岗质斑

岩。斑岩体结构比较均一,多含丰富的斑晶(含量35%~55%)。偏中性斑岩斑晶矿物主要为斜长石、角闪石,部分含单斜辉石或斜方辉石;偏酸性斑岩斑晶矿物主要为黑云母、钾长石和石英;碱性斑岩也可能含单斜辉石,硅不饱和正长斑岩可能含假象石榴石和钛钙铁质石榴子石(Lang et al., 1995; Wilson et al., 2003; Seedorff et al., 2005)。多数成矿斑岩具有典型的单向固结结构(UST)、梳状石英层、晶洞结构和环状构造等(Cooke et al., 2004; Seedorff et al., 2005; Kirwin, 2005)。

岛弧环境斑岩偏中性、碱性,岩性以石英闪长斑岩为主,碱性或高K钙碱性系列;陆缘弧环境斑岩偏中酸性,以花岗闪长斑岩-二长花岗斑岩为主,主要为钙碱性系列(表1)(Misra, 2000; Singer et al., 2005)。大陆环境(碰撞带和陆内环境)成矿相关斑岩岩性变化比较大,变化于花岗闪长岩-石英二长岩-二长花岗岩-花岗岩之间,其中以Au矿化为主的斑岩偏中性,而与Mo矿化为主斑岩偏酸性;大陆环境斑岩突出标志是以高K为特征,属于高K钙碱性系列-钾玄岩系列(侯增谦, 2004; 侯增谦等, 2009; 杨志明等, 2009)。

无论是弧增生环境还是大陆环境,斑岩金矿或富Au斑岩铜矿相关的斑岩多为高K钙碱性系列或钾玄岩系列,高K岩浆具有明显的富Au亲和性(Sillitoe, 1997; 2000; 2002; Müller et al., 2000; Kerrich et al., 2000; Holliday et al., 2002; Cooke et al., 2005; 侯增谦等, 2009; Hollings et al., 2011b; Wolfe et al., 2011)。

成矿斑岩大部分属于偏铝质-弱过铝质,但部分斑岩金矿/Cu-Au矿位于碱性岩范畴,而超过50%的斑岩铜矿相关斑岩属于过铝质富硅岩浆充分结晶分异产物。Cu(-Au)系列相关斑岩通常为氧化性高、结晶分异相对较低的花岗闪长质-闪长质斑岩,而Mo(-Cu)系列斑岩则多属于氧化程度相对较低、高度结晶分异的花岗质岩浆(Blevin, 2004)。近年来,埃达克岩对斑岩矿化的重要性引起重视,一些学者认为可将埃达克岩作为斑岩铜矿的找矿标志(Defant et al., 1990; 2002; 曲晓明, 2001; Xu et al., 2002; 侯增谦等, 2003; 刘红涛等, 2004; Sun et al., 2011),但也存在争议,部分学者认为埃达克岩多产于大陆环境,而弧环境很少产出(Oyarzun et al., 2001; 杨志明等, 2009)。

Kay等(1999)认为智利与浅成热液矿化有关的

斑岩具有高的La/Yb比值。Loucks(2012; 2014)通过环太平洋弧增生环境斑岩铜矿成矿带成矿斑岩和与成矿没有联系的弧岩浆岩石对比研究,提出成矿斑岩判别地球化学标志为低Zr、Y、Sc、Yb,高Sr、V、Eu含量,高Sr/Y比值(Sr/Y比值>35,其中贫Au斑岩铜矿的Sr/Y比值>40(主要>70), $w(\text{SiO}_2) > 60\%$ ;富Au斑岩铜矿Sr/Y比值>35, $w(\text{SiO}_2)$ 为58%~68%),高V/Sc比值,高Sr/Zr、Eu/Yb比值。

### 3.2 蚀变时空分带对成矿斑岩体和富矿区(矿体)指向

斑岩铜矿围岩蚀变具有分布范围广、强度大、易辨认等特点,更主要的是全球斑岩铜矿具有相似的热液蚀变类型及其三维空间分带特征。这些形成于不同空间和不同阶段套合式、可预测的蚀变分带模式为判断斑岩体以及矿(化)体空间位置提供了重要的指示性标志,理解和识别斑岩铜矿蚀变痕迹已经被实践证明是寻找新的斑岩铜矿(体)最有效的手段(Sinclair, 2007; Holliday et al., 2007; Sillitoe, 2010; Cooke et al., 2004; 2014)。

Lowell等(1970)首次系统总结弧环境下斑岩铜矿经典的蚀变分带模型,后期许多学者通过大量工作,分钙碱性斑岩系统和碱性斑岩系统对斑岩铜矿的蚀变矿化特征进行细化完善,详见下述。

#### 3.2.1 钙碱性斑岩系统

理想的钙碱性斑岩铜矿蚀变类型包括位于斑岩深部(侧部)的钠-钙硅酸盐化,斑岩体中心或内外接触带附近的钾化,分布于斑岩体外围和围岩中、与钾化蚀变呈似同心环状分布的青磐岩化,叠加在钾化蚀变上部与青磐岩化蚀变、岩帽接触带的绿泥石-绢云母和绢云母化蚀变(黄铁绢英岩化),分布于矿上部(侧部)呈补丁状、楔状分布的泥化(中级泥化),以及分布于矿体上部的高级泥化、孔洞残余石英/硅化等(Holliday et al., 2007; Sillitoe, 2010)(图1,表2)。其中,钾化、青磐岩化为早阶段蚀变,而黄铁绢英岩化、泥化以及高级泥化为晚阶段蚀变组合(Sillitoe, 2010; Cooke et al., 2014)。这种典型蚀变组合时空分布在许多斑岩铜矿中可以见到,如澳大利亚北帕克斯Cu-Au矿(Li et al., 2010),伊朗Dalli斑岩铜矿(Darabi-Golestan et al., 2013),西藏多不杂富Au斑岩铜矿(张志等, 2014)和多龙矿集区波龙斑岩铜矿(杨毅等, 2015)等。晚期富黏土矿物蚀变组合根部受区域尺度断裂和次级构造控制,常常叠加在深部早期蚀变组合中,可向下延伸>1 km,不规则伸入钾

表1 斑岩铜矿含矿斑岩体岩石地球化学特征简表

Table 1 Petrogeochemical characteristics of mineralization intrusion of porphyry Cu deposit

构造环境和成矿元素	成矿斑岩岩性	岩石化学标志	岩石分异程度(DI)	w(SiO <sub>2</sub> )/%
弧增生环境				
岛弧	Cu-Au±Mo 以闪长斑岩、石英闪长斑岩为主,少数为花岗闪长斑岩、石英二长斑岩和正长斑岩,偶见碱性二长岩类斑岩	偏中性-中基性,碱性或高K钙碱性系列	较低	45~65
陆缘弧	Cu-Mo±Au 英云闪长斑岩、花岗闪长斑岩、石英二长斑岩、石英二长闪长斑岩、石英二长闪长花岗斑岩、正长斑岩	偏中性-中酸性,主要为钙碱性系列,少量高K钙碱性系列	中等	60~72
陆缘弧	Mo-Cu±Au 花岗斑岩、石英二长斑岩、石英二长花岗斑岩、石英二长闪长岩,少量奥长花岗斑岩、流纹斑岩、正长斑岩	偏酸性,低-中钾钙碱性系列	高	65~77
碰撞造山及陆内环境				
	Cu-Au±Mo 花岗闪长斑岩、石英闪长斑岩、正长斑岩	偏中性、碱性,高K钙碱性系列-钾玄岩系列,以高K为特征	较低(DI介于58~70)	< 65
	Cu-Mo±Au 石英二长斑岩、二长花岗斑岩、二长斑岩,少数花岗闪长斑岩	偏中酸性,高K钙碱性系列-钾玄岩系列,以高K为特征	较高(DI介于68~80)	62~70
	Mo-Cu±Au 以花岗斑岩为主,其次为花岗闪长斑岩	偏酸性,相对高K和F,高K钙碱性/钾玄岩系列,以富F、过碱(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O>8%)为特征	最高(DI>84)	68~76

注:根据Lang等(1995),Misra(2000),侯增谦(2004),侯增谦等(2009;2012),芮宗瑶等(1984;2004),Seedorff等(2005),Singer等(2005),Wang等(2006)和杨志明等(2009)总结。

化带和青磐岩化带,而在近地表形成的岩帽强烈无规则地叠加在早期蚀变之上,因而通常不具有Lowell的同心环状分带特征(Holliday et al., 2007; Sillitoe, 2010; Cooke et al., 2014)。但就某一个矿床而言,常缺少一种或多种类型的蚀变。

青磐岩化蚀变晕平面上可以远离钾化蚀变(矿化)核心数千米,甚至水平半径达10 km(Bowman et al., 1987; Dilles et al., 1992; Holliday et al., 2007; Cooke et al., 2014)。围绕钾化带(黑云母-钾长石-石英-硬石膏-斑铜矿-黄铁矿-金)从里往外进一步划分为3个亚带(Holliday et al., 2007):内带,高温阳起石亚带(阳起石-绿帘石-绿泥石-黄铁矿-钠长石-碳酸盐);中带,中温绿帘石亚带(绿帘石-绿泥石-黄铁矿-钠长石-碳酸盐);外带,低温绿泥石亚带(绿泥石-黄铁矿-钠长石-碳酸盐)。其中,阳起石亚带常与绿帘石亚带界线不清或合并产出。详细的青磐岩化带矿物组合填图对寻找斑岩系统中心高温矿化、钾化核具有显著的指向作用(Cooke et al., 2014)。

典型矿化/硫化物分带包括高品位富斑铜矿的矿化核,围绕矿化核心依次发育富黄铜矿晕和外围富黄铁矿晕。有些矿床可能缺乏斑铜矿,由富黄铜矿构成矿化核。

### 3.2.2 碱性斑岩系统

碱性斑岩铜矿模式研究程度远不如钙碱性斑岩铜矿(Holliday et al., 2007; Bissig et al., 2014)。碱性

斑岩成矿系统某些基本特征和钙碱性斑岩相似(Sillitoe, 2002),但二者在蚀变矿物、金属组合、侵入体岩性、围岩蚀变等方面不尽相同,如蚀变组合中含丰富的含钙矿物(石榴子石、阳起石、透辉石、方解石、绿帘石等);系统富含Au,多为Cu-Au或Au-Cu组合;相关侵入体岩性变化范围大,从强硅不饱和和辉石岩、硅不饱和二长岩到硅饱和正长岩类(可划分为硅不饱和和碱性Cu-Au系列和硅饱和碱性Cu-Au系列)(Bissig et al., 2014);侵入体围岩多为基性(玄武质)火山岩或火山沉积岩;围岩蚀变叠加及矿物组合复杂,但其发育强度、范围均不如钙碱性斑岩铜矿,尤其是硅不饱和碱性斑岩Cu-Au系列缺少石英脉和相关蚀变(Lang et al., 1995; Micko et al., 2014)。这些相对特殊的矿床特征催生了碱性斑岩铜矿模式的建立(表3,图2)(Lang et al., 1995; Jensen et al., 2000; Holliday et al., 2002; 2007; Wilson et al., 2003; Cooke et al., 2007)。

碱性斑岩系统蚀变组合,深部核心及侧翼为钙硅酸盐化、钙硅酸盐化-钾化蚀变,可进一步分为钙-钾化蚀变内带(黑云母-阳起石-磁铁矿-钾长石-钠长石-石英-斑铜矿)和外带(钾长石-绿泥石-黑云母-钠长石-阳起石-石英-黄铜矿)。其中,偏基性围岩中富含黑云母和磁铁矿,偏酸性围岩次生钾长石发育,次生钾长石表面由于赤铁矿微粒发育而呈“红化”,这个显著的“红化”带成为有效的找矿标志(Wilson et al., 2003; Holliday et al., 2007)。钾化带向外,依次分

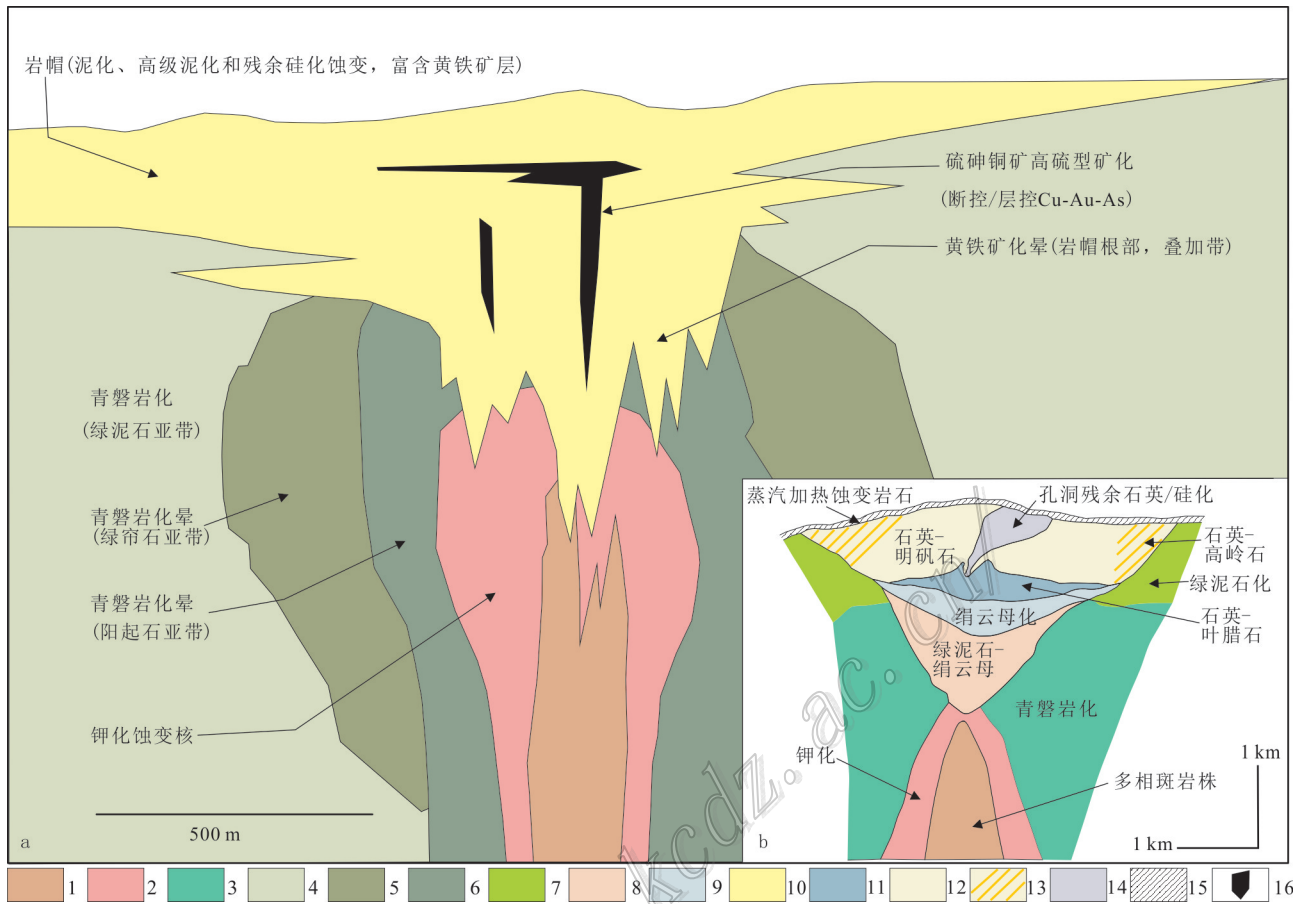


图 1 钙碱性斑岩系统蚀变分带及其套叠关系示意图(a, 据 Holliday et al., 2007)和斑岩 Cu 矿系统没有套叠蚀变分带模式图(b, 据 Sillitoe, 2010)

- 1—复式(多相)斑岩株; 2—钾化核; 3—青磐岩化; 4—青磐岩化晕(绿泥石亚带); 5—青磐岩化晕(绿帘石亚带); 6—青磐岩化晕(阳起石亚带); 7—绿泥石化; 8—绿泥石-绢云母; 9—绢云母化; 10—岩帽及相关黏土蚀变根部带(泥化、高级泥化、绢英岩化及硅化); 11—石英-叶腊石; 12—石英-明矾石; 13—石英-高岭石; 14—孔洞残余石英/硅化; 15—蒸气加热蚀变岩石; 16—富硫砷铜矿高硫型矿化

Fig. 1 Schematic illustration of alteration zoning and overprinting relationships in a calc-alkalic porphyry system (a, after Holliday et al., 2007) and generalized alteration zoning pattern for a non-telescoped porphyry Cu system (b, after Sillitoe, 2010)

- 1—Composite (multiphase) porphyry stock; 2—Potassic core; 3—Porphyritic; 4—Porphyritic halo (chlorite sub-zone); 5—Porphyritic halo (epidote sub-zone); 6—Porphyritic halo (actinolite sub-zone); 7—Chloritic; 8—Chlortite-sericite; 9—Sericitic; 10—Lithocape & associated clay-altered root zones (argillic, advanced argillic & phyllic-altered & silicified rocks); 11—Quartz-pyrophyllite; 12—Quartz-alunite; 13—Quartz-kaolinite; 14—Vuggy residual quartz/silicification; 15—Steam-heated rocks; 16—Enargite-rich high-sulfidation mineralization

布着青磐岩化带,可进一步划分为内青磐岩化亚带(阳起石-赤铁矿-绿帘石亚带:钠长石-绿泥石-阳起石-绿帘石-赤铁矿-石英)、外青磐岩化带(钠长石-阳起石亚带:钠长石-阳起石-石英-碳酸盐-黄铁矿)和远青磐岩化带(绿泥石亚带:绿泥石-碳酸盐±赤铁矿±绿帘石)(Wilson et al., 2003; Holliday et al., 2007)。黄铁绢英岩化蚀变通常不发育,或严格局限在斑岩系统上部晚阶段断裂中或其附近。富钠长石的钠化是该系统浅部特征蚀变,而缺乏典型钙碱性

斑岩系统上部发育的高级泥化蚀变。

与钙碱性斑岩铜矿系统蚀变相比,碱性斑岩铜矿系统核部及其深部钙硅酸盐化和钙硅酸盐-钾化蚀变非常发育,富含磁铁矿,而黄铁绢英岩化仅局部发育,基本不发育黏土化蚀变;蚀变范围相对较窄,蚀变痕迹不显著,尤其是在基性围岩中;蚀变叠加更加显著、蚀变矿物组合更加复杂(Bissig et al., 2014)。

碱性斑岩铜矿矿化主要分布在钾化、钙硅酸盐

表2 钙碱性斑岩铜矿系统蚀变、矿化及硫化物分带特征简表  
Table 2 Alteration, mineralization and sulfide zonation characteristics of cal-alkaline porphyry copper system

对比项目	发育部位	发育程度	蚀变/矿化/矿物组合		含矿性
			特征矿物	主要硫化物组合(分布形式)	
钠-钙硅酸盐蚀变带	斑岩系统(矿体)根部(侧)翼部	通常不发育	钠长石/更长石(更)长石+磁铁矿	通常不含硫化物	通常不含矿,仅局部可能含矿
钾化蚀变核(晕)	成矿斑岩体核部、斑岩体顶部内外接触带	普遍	黑云母(安山岩和玄武岩围岩),钾长石(中性-长英质侵入体围岩)	黄铜矿±斑铜矿,斑铜矿±蓝辉铜矿±辉铜矿,黄铁矿±黄铜矿,辉铜矿,磁黄铁矿±毒砂±白钨矿±黑钨矿(斑铜矿为核心,往外依次发育黄铜矿晕,黄铁矿晕)	斑岩矿(化)体主含矿带
青磐岩化蚀变(晕)带	系统边、中深部(围绕钾化蚀变核外圈)	非常发育	阳起石	黄铁矿+黄铜矿+方铅矿+内锌矿±斑铜矿±辉铜矿±磁黄铁矿(脉状)	可能赋存次浅成热液脉型 Zn-Cu-Pb-Ag±Au矿(化)体
	系统边、中深部(围绕钾化蚀变核外圈)	非常发育	绿帘石	黄铁矿+黄铜矿+方铅矿+内锌矿±斑铜矿±辉铜矿±磁黄铁矿(脉状)	可能赋存次浅成热液脉型 Zn-Cu-Pb-Ag±Au矿(化)体
	系统上部及外圈(外带)	非常发育,外延展达数km	绿帘石	黄铁矿+黄铜矿±方铅矿±内锌矿(脉状、浸染状)	可能赋存中/低硫型浅成低温热液 Au-Ag矿(化)体
绢云母化(黄铁矿)岩化)带	斑岩系统上部	普遍,尤其是富Au斑岩铜矿	绢云母/伊利石+绿帘石+石英+方解石±绿帘石±蒙脱石±碳酸盐±赤铁矿(假象赤铁矿)	黄铁矿±黄铜矿(黄铁矿-硫铜矿±砷铜矿),黄铁矿-斑铜矿±辉铜矿,黄铁矿-内锌矿(脉状)	可能赋存高硫型脉状 Cu-Au±Ag矿(化)体
	斑岩系统上部,受断裂控制明显	比较普遍	石英+绢云母	黄铁矿±黄铜矿(黄铁矿-硫铜矿±砷铜矿),黄铁矿-斑铜矿±辉铜矿,黄铁矿-内锌矿(脉状)	可能赋存高硫型脉状 Cu-Au±Ag矿(化)体
石英-叶腊石化带(深部/根部)	斑岩系统上部,岩帽深部	局部发育,不普遍	石英+叶腊石	黄铁矿-硫铜矿,黄铁矿-辉铜矿,黄铁矿-细晶(脉状、浸染状)	可能赋存高硫型浅成热液浸染状 Au±Ag±Cu矿(化)体
硅化(次生石英)带(核部)	斑岩系统顶部或边部,古地表-近地表(<1 km),多受区域尺度断裂控制	普遍	残余石英(多孔)	黄铁矿-硫铜矿,黄铁矿-辉铜矿,黄铁矿-细晶(脉状、浸染状)	可能赋存高硫型浅成热液浸染状 Au±Ag±Cu矿(化)体
高级泥化带(石英-明矾石带)(中部带)	斑岩系统顶部或边部,古地表-近地表(<1 km),多受区域尺度断裂控制	普遍	明矾石(板状)+石英	黄铁矿-硫铜矿,黄铁矿-辉铜矿,黄铁矿-细晶(脉状、浸染状)	可能赋存高硫型浅成热液浸染状 Au±Ag±Cu矿(化)体
泥化带(外带)	斑岩系统顶部或边部,古地表-近地表(<1 km),多受区域尺度断裂控制	局部发育	高岭石+石英	黄铁矿-硫铜矿,黄铁矿-辉铜矿,黄铁矿-细晶(脉状、浸染状)	可能赋存高硫型浅成热液浸染状 Au±Ag±Cu矿(化)体
泥化带(石英-冰长石化带)	叠加在青磐岩化带中	断裂构造控制,局部发育	冰长石+石英	黄铁矿±磁黄铁矿+毒砂±黄铜矿±砷铜矿/砷铜矿(脉状)	可能赋存低硫型浅成低温热液 Au±Ag±Cu矿(化)体
碳酸盐围岩	斑岩体接触带	碳酸盐地层发育地区	磁铁矿+阳起石+石榴子石+辉石	硫化物矿物发育,从斑岩接触带往外,可能赋存矿化分别为:斑岩近接触带砂卡岩型 Cu-Au矿(化)体,远接触带砂卡岩型 Au/Zn-Pb矿(化)体,碳酸盐交代 Zn-Pb-Ag±Au/Cu矿(化)体,以及沉积岩为容矿围岩浸染型 Au-Ag±Sb±Hg矿(化)体	
典型矿床实例	印度尼西亚 Grasberg, Batu Hujung; 智利 El Teniente, El Salvador, Collahuasi, Chuquibambilla; 菲律宾 Lupatón FSE; 巴布亚新几内亚 Panguna, Ok Tedi; 阿根廷 Bajo de la Alumbrera; 蒙古 Oyu Tolgoi; 老挝 Sepon				

注:根据 Cooke 等(2007; 2014)、Holliday 等(2007)、Sinclair(2007)、Sillitoe(2010)、Seedorff 等(2005; 2008)和 Simmons 等(2005)总结。



表 3 碱性斑岩铜矿系统蚀变、矿化及硫化物分带特征简表

Table 3 Alteration, mineralization and sulfide zonation characteristics of alkaline porphyry copper system

蚀变类型	发育部位 (发育程度)	蚀变/矿化矿物组合			含矿性	
		特征矿物	矿物组合	硫化物组合		
钙化/钾化-钾化蚀变带 (内带)	发育于深部及深部侧 (翼)部(强烈发育)	特征矿物	黑云母+阳起石+磁铁矿+钾长石+ 钠长石+石英(仅局限在硅饱和岩浆 Cu-Au 系列)	内带为富斑铜矿 核,往外带状发育 富斑铜矿+黄铜矿 晕,黄铁矿+黄铜 矿晕,最外部无矿	斑岩型 Cu-Au 矿化 主含矿带	
		黑云母+磁铁矿	黑云母+磁铁矿+阳起石+钾长石+ 钠长石+石英(玄武质围岩)	带以浸染状黄铁 矿分布为主		
		次生钾长石+赤铁 矿(红化带)	钾长石+赤铁矿(红化)+绿泥石+黑云 母+钠长石+阳起石(长英质围岩)			
青磐岩化 蚀变带 (晕)	早期钙化-钾化/钾化蚀 变带外围(比较普遍)	阳起石+赤铁矿(红 化带)+绿帘石	钠长石+绿泥石+阳起石+绿帘石+ 赤铁矿+石英	黄铁矿+磁黄铁 矿+毒砂+黄铜 矿±黝铜矿/砷黝 铜矿(脉状)	可能赋存低硫型浅 成低温热液 Au- Ag±Cu 矿化	
		钠长石+阳起石	钠长石+阳起石+石英+碳酸盐+黄铁矿			
		绿泥石	绿泥石+碳酸盐±赤铁矿			
钠质交代核	钠长石-绢云母 化带	富钠长石	钠长石+石英+赤铁矿	硫化物少,主要为 黄铁矿	一般不含矿	
砂卡岩化 带	砂卡岩青磐岩化带 砂卡岩带	碳酸盐地层与斑岩接 触带(比较普遍)	砂卡岩化矿物	绿帘石+黄铁矿+磁铁矿 黄铁矿+赤铁矿+磁铁矿+绿泥石+ 碳酸盐+石榴子石	黄铁矿为主,黄铜 矿+方铅矿+闪锌 矿	可能赋存砂卡岩型 浸染状、脉状 Au± Cu±Pb-Zn±Ag 矿化
	典型矿床实例	澳大利亚 Cadia, Northparks, Lake Cowal; 巴布亚新几内亚 Ladolam; 斐济 Emperor; 菲律宾 Dinkidi				

注:根据 Wilson 等(2003)、Cooke 等(2007)、Holliday 等(2007)、Jago 等(2014)、Micko 等(2014)、Bissig 等(2014)总结。

化-钾化蚀变带内,蚀变带平面上距离相关斑岩体一般不超过 500 m,通常蚀变带范围要比矿化范围大(Bissig et al., 2014)。碱性斑岩系统硫化物空间分带比较明显,以富斑铜矿(黄铜矿)为核心,往外依次为(斑铜矿)+黄铜矿→黄铜矿+黄铁矿→黄铁矿带,最外围无矿带以单黄铁矿为特征(Wilson et al., 2003)。相对钙碱性斑岩系统,碱性斑岩系统硫化物含量、尤其是黄铁矿含量显著偏低。碱性斑岩铜矿蚀变和矿化特征决定了寻找该类型矿床难度相对钙碱性斑岩系统要大得多。

### 3.3 岩帽(Lithocaps)特征及矿化指向

斑岩铜矿上部近古地表环境(< 1 km)常常形成厚层、致密、以黏土蚀变矿物为特征的板状或近水平分布的岩帽(Sillitoe, 1995; 2010)。岩帽在空间、时间和成因上与深部隐伏斑岩体及相关的斑岩型矿化有关(Hedenquist et al., 1998a; 1998b; Sillitoe, 2010)。岩帽发育于地表及浅部,具有分布面积大(原始岩帽面积多 > 20 km<sup>2</sup>,有的甚至达到 100 km<sup>2</sup>,厚度 > 1 km)(Sillitoe, 1995; Singer et al., 2008)、容易辨认等特点,对寻找深部斑岩体和潜在的斑岩富矿中心具有重要的指向作用(Sillitoe, 1995; 2010; Chang et al., 2011; Hedenquist et al., 2013)。

钙碱性斑岩系统形成的岩帽通常包括多孔状(晶洞发育)的硅质核,外侧依次分布着高级泥化带(石英-明矾石带)、泥化带(石英-高岭石±迪开石带),外接斑岩系统青磐岩化蚀变带(绿泥石亚带),深部(根部)沿断裂带则可能分布着石英-叶腊石±硬水铝石±红柱石±刚玉带(图 1,表 2)。其中,硅质带和深部陡倾断裂通道带可能发育高硫型浅成低温热液 Au-Cu 矿化(Hedenquist et al., 2000)。一般情况下,岩帽及其相关的高硫型矿化位于深部斑岩型矿化上部大约 500~1000 m(Sillitoe, 2010),两者之间被绿泥石-绢云母化或绢云母化蚀变带(黄铁绢英岩化)分隔。但由于快速的隆升和剥蚀,稍晚形成的岩帽及其相关的高硫型矿化常常不同程度的叠加在早期斑岩型矿化之上(图 1),有时叠加深度可达 1000 m,形成特殊的浅成低温-斑岩型复合矿床(Hedenquist et al., 1998b; Holliday et al., 2007; Chang et al., 2011; Cooke et al., 2014)。在斑岩成矿集中区内,2 个或多个斑岩铜矿形成的岩帽常常联合组成一个复杂的大岩帽,在勘查过程中需要具体分析。

碱性斑岩成矿系统缺少钙碱性斑岩系统广泛发育的高级泥质蚀变的岩帽,可能形成以钠长石化为核心(钠长石-石英-赤铁矿)、外围(上部)为钠长石-

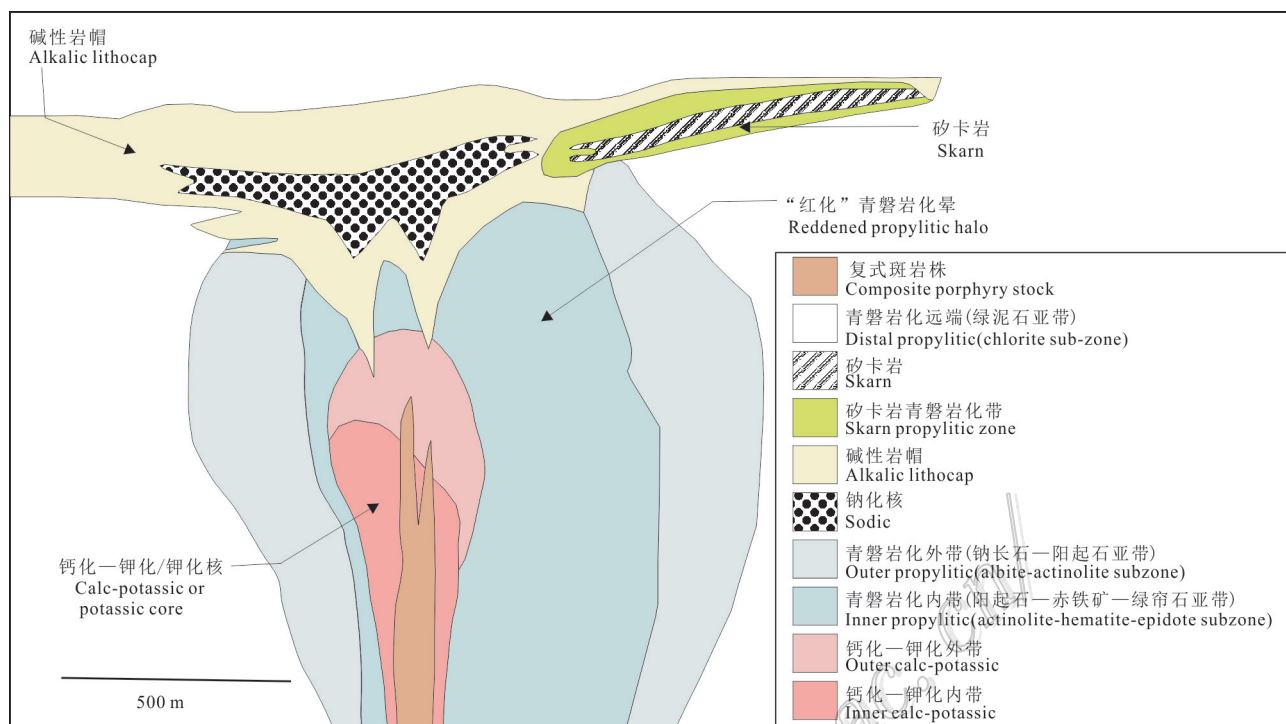


图2 碱性斑岩铜矿系统蚀变分带理想模型(据Holliday et al., 2007)

Fig. 2 Systematic alteration zonation ideal model of alkaline porphyry copper system(after Holliday et al., 2007)

绢云母带的碱性岩帽(钠长石-钾长石-绢云母-碳酸盐-黄铁矿-电气石),一般不含矿(Holliday et al., 2007)。碱性斑岩系统浅部过渡的矿化类型不是高硫型浅成低温热液Au矿化,而可能是低硫型浅成低温热液金矿床,也多不位于岩帽蚀变范围内(Richards, 1990)。

### 3.4 脉体和角砾岩(筒)时空分布及找矿指向

#### 3.4.1 细(网)脉体

斑岩铜矿典型矿化特征是与成矿有关的各种(石英)脉体(系)发育。脉体的时、空关系分析不仅提供了成矿时空演化重要信息,同时对勘查工作具有重要指导意义。脉体类型、密度、石英中残余硫化物详细填图是矿区勘查靶区定位和矿石品位预测有效指标之一(Gustafson et al., 1975; Muntean et al., 2001; Proffett, 2003; Seedorff et al., 2005)。

Gustafson等(1975)把智利EI Salvador斑岩铜矿中的脉体划分为A、B、D三种类型;A、B脉形成时岩体尚未完全固结(杨志明等, 2008b; Yang et al., 2014),A脉脉体不规则,两壁不清晰,内部不对称;B脉脉体连续、边界平直,具硫化物中心缝合线;D脉

主要由硫化物组成,含少量黄铁矿,脉两侧具有绢云母晕(杨志明等, 2008b)。Dillies等(1992)定义了C脉;Gustafson等(1995)发现了早期的黑云母脉(EB脉);Arancibia等(1996)则又增加了M脉。经典斑岩铜矿系统的细(网)脉体特征见表4,脉体时序见图3所示。

脉体形成和蚀变矿化关系密切。不同脉发育在不同的蚀变带中,其中,M脉发育在早期的Ca-Na化蚀变带,EB脉、A脉、B脉发育在钾化蚀变带,绿泥石-黄铁矿脉通常发育在中级泥质蚀变带,而D脉则主要发育在绢云母化蚀变带,一般形成于斑岩岩浆演化晚期阶段(杨志明等, 2008b)。如果绢英岩化带或高级泥化带发现A或B脉体,毫无疑问是叠加在早期的钾化蚀变带上,是找矿极佳部位(Sillitoe, 2010)。此外,脉系发育密度空间上也具有规律变化,一般在富矿部位发育,向围岩周边和浅部、岩体深部则逐渐减少直到消失,如A型脉在距离斑岩顶部仅仅延伸数十米就截然消失,而D型脉则可能远离斑岩矿化中心水平距离超过1 km(Sillitoe, 2010)。

脉体类型与矿化元素也具有对应性。大多数斑

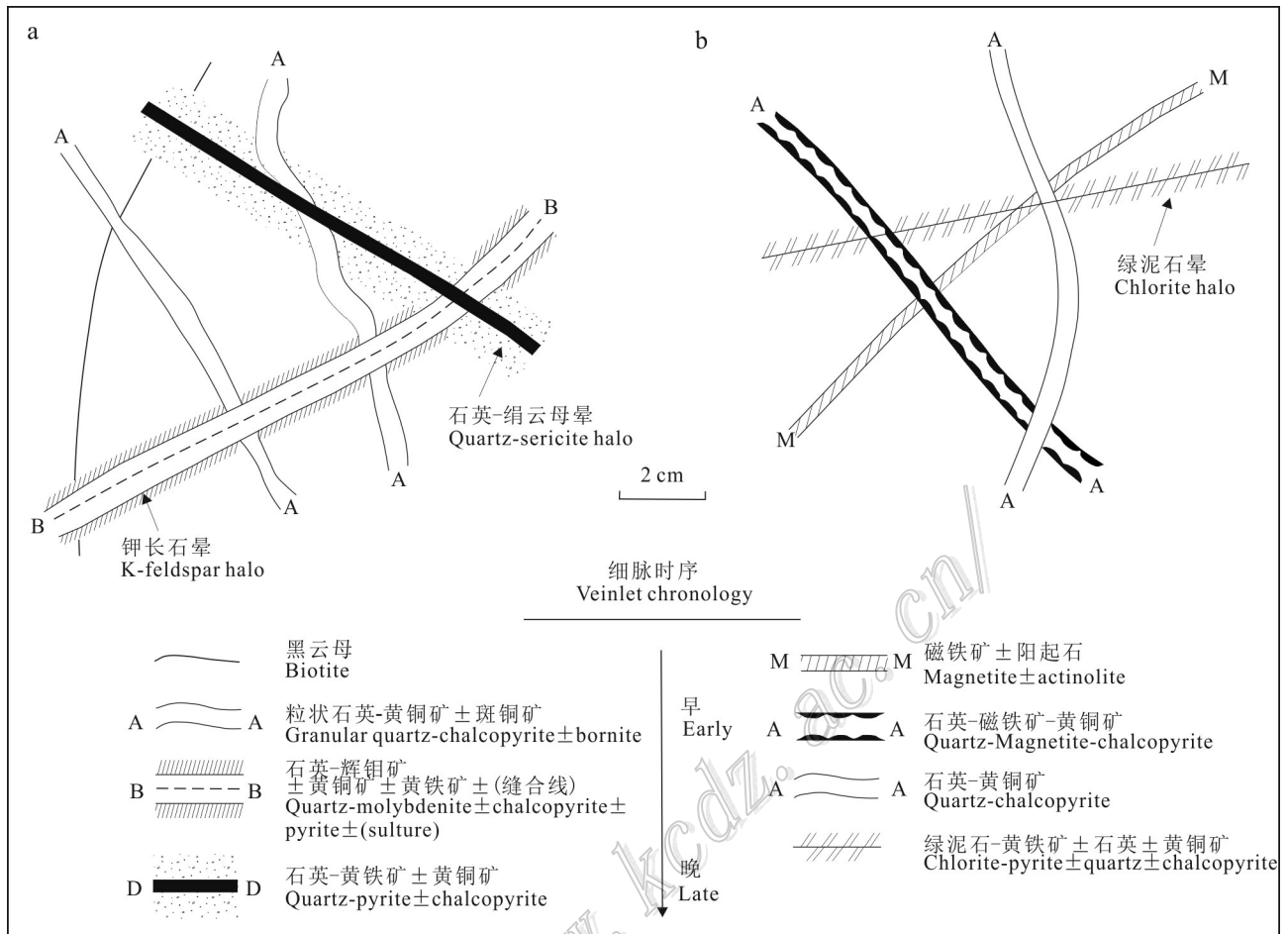


图 3 典型的钙碱性斑岩 Cu-Mo 矿床(a)和斑岩 Cu-Au 矿床(b)细脉类型及时序示意图(据 Sillitoe, 2010)  
 Fig. 3 Diagram of fine vein types and sequences of typical calcium alkaline porphyry Cu-Au deposit(a)and porphyry Cu-Au deposit(b)(after Sillitoe, 2010)

岩钼矿和 Cu-Mo 矿 B 脉、D 脉发育,而 M 脉和 A 脉以及富绿泥石 C 脉不发育。相对而言,斑岩铜矿或 Cu-Au 矿 M 脉、含磁铁矿的 A 脉发育,而 B 脉、D 脉不发育,尤其是在贫 Mo、富 Au 斑岩铜矿 B 脉少见或不见。斑岩金矿则以发育带状或层纹状灰黑色石英脉为特征(Sillitoe, 2010)。与碱性斑岩有关的 Cu-Au 矿细(网)脉体通常整体不发育。

随着研究程度深入,斑岩系统脉体类型趋于复杂。如在斑岩金矿中鉴别出特征的条带状石英脉(Muntean et al., 2001);新发现石膏-黄铁矿(黄铜矿)脉或石膏脉(Ulrich et al., 2001),早期含熔融包裹体石英脉(P 脉)(Harris et al., 2003),晚阶段富硫砷铜矿脉(E 脉)(Masterman et al., 2005),早晚过渡期石英-绿色黑云母-绢云母-钾长石-红柱石-硫化物脉(EDM/T4 脉)(Rusk et al., 2008)等。这些脉体详细

特征及其意义可参阅 Seedorff 等(2005)和 Sillitoe (2010)的文献。

### 3.4.2 角砾岩

斑岩成矿系统角砾岩发育,部分直接矿化成为矿体,成为一种特殊的斑岩-浅成低温 Cu-Au 矿化类型(张洪涛等, 1991);部分虽然没有矿化,却是斑岩铜矿的重要找矿标志(Cooke et al., 2004; Seedorff et al., 2005)。

按其成因(角砾化机制)和产状,斑岩铜矿系统主要角砾岩筒或其他角砾状地质体可归纳为 3 大类(包括热液角砾岩、火山角砾岩和构造角砾岩)、7 种主要类型(表 5)。热液角砾岩本文特指角砾化与斑岩侵入体有关、热液胶结的角砾岩,该类型角砾岩与斑岩系统成矿关系最密切,主要包括岩浆热液角砾岩、气液爆破角砾岩(浅部浅成热液矿化水平)、气液

表4 经典斑岩系统细(网)脉体特征简表

Table 4 Characteristics of fine(net) vein in classic porphyry system

脉体类型	细(网)脉体名称	矿物组合	脉体特征(形态、结构和蚀变晕)	形成时序	与蚀变带空间分布	斑岩矿床类型
M	磁铁矿-阳起石脉	磁铁矿+角闪石(阳起石)+斜长石±黑云母±硬石膏±铜硫化物(稀少)	不规则,呈不连续的“链”或“串珠”状、“瘤”状,可能含斜长石镶边	早期	发育于钠-钙硅酸盐化蚀变带内;偏中基性斑岩中发育	Au、Cu-Au
EB	早期条带状黑云母脉	绿色黑云母±磁铁矿±硫化物	不规则,条带状	早期	发育于钾硅酸盐化带内	Au、Cu-Au
A	石英-硫化物-磁铁矿脉	等粒石英+条纹长石化钾长石+硬石膏±黑云母±磁铁矿±黄铜矿±斑铜矿	矿物粒状,他形,内部不对称。脉体边界不规则、不连续;常伴有窄的钾长石的蚀变晕	中期	发育于钾长石化蚀变带内;偏酸性斑岩发育	Au、Cu-Au
B	具硫化物中心缝合线的石英脉	粗粒石英+硬石膏+电气石±辉钼矿±黄铜矿±黄铁矿±斑铜矿(稀少)	脉体连续,边界平直;硬石膏,磁铁矿±硫化物在脉体中心线状分布;薄的钾化蚀变晕	中期	发育于钾硅酸盐化带内	Mo、Cu-Mo
C	绿泥石-黄铁矿脉	石英+绿泥石±绿帘石±绢云母±黄铜矿±黄铁矿±斑铜矿	脉体连续,具有定向性;石英自形、粒状,具有条带状、梳状和晶洞结构;放射状分布;具有薄的绿泥石化蚀变晕	中晚期 晚期	发育于钾硅酸盐化带与绿英岩化过渡带内	Au、Cu-Au
D	晚期石英-黄铁矿(块状硫化物)脉	石英+硬石膏+白云母+碳酸盐+黄铁矿±黄铜矿±斑铜矿±硫砷铜矿±砷黝铜矿±方铅矿±闪锌矿	发育绿英岩化蚀变晕	晚期	发育于绿泥石-绢云母化带、绢云母化带和深部高级泥化带内	Mo、Cu-Mo
典型矿床实例		智利 El Salvador, Los Pelambres; 美国 Butte, Bingham, Island Copper, Yerington; 印度尼西亚 Grasberg, Ok Tedi; 加拿大 Galore Creek; 蒙古 Oyu Tolgoi				

注:根据 Dillies 等(1992)、Gustafson 等(1995)、Arancibia 等(1996)、Cooke 等(2004;2014)、Seedorff 等(2005)、Sillitoe (2000;2010) 总结。

隐爆角砾岩(深部斑岩型矿化水平)、潜水岩浆(隐蔽)爆破角砾岩等类型(Sillitoe, 2010)。火山角砾岩和构造角砾岩并非斑岩系统所特有,也与斑岩系统内生矿化没有直接成因联系(Seedorff et al., 2005)。其中,成矿期及前期形成的火山角砾岩和构造角砾岩可作为通道或有利容矿构造或围岩在勘查工作中综合考虑。

斑岩铜矿系统不同类型热液角砾岩空间分布上具有分带性,时间上具有规律性。岩浆热液角砾岩多形成于斑岩成矿期内,位于斑岩接触带或其附近,多呈隐伏的岩筒状,深部出现大量同源岩浆源碎屑,胶结物出现粗粒、伟晶状钾化蚀变带矿物,并和成矿斑岩相连,构成斑岩矿体一部分(图4a)。岩浆热液角砾岩筒从根部带(包括深部通道)到顶部,垂向上可以延伸几千米,表现为斑岩铜矿特有的蚀变、矿化分带规律(图4b)。

(大气水)气液隐爆角砾岩多呈卵石岩墙,向上可以连接地表,向下与斑岩体(包括边缘部分)相连,地下运移可能超过1 km,多形成于成矿后。该类型角砾岩虽然通常不含矿,但由于多比较严格限制在斑岩型矿化水平出现(Sillitoe, 2010),可作为找矿评

价的参考标志。斑岩系统上(侧)部地表不透水层下形成的(大气水)气液爆破角砾岩多含地表硅化岩石碎屑,基本就地(碎屑移动很有限)于浅成低温成矿环境形成,常常赋存高硫型浅成低温矿化。

潜水岩浆隐爆角砾岩通常和(大气水)气液隐爆角砾岩相继发生,多为成矿后产物,破坏已有矿体,或在成矿系统边部分布。目前该类型角砾岩也发现形成于矿化前期,作为有利构造和容矿围岩而控矿、容矿(Davies et al., 2008; Sillitoe, 2010)。

和斑岩铜矿(石英)细(网)脉发育主要受成矿斑岩体制约不同,热液角砾岩形成不仅受斑岩体形成、演化控制,围岩、构造、甚至气候条件等其他外在因素也对角砾岩类型、发育程度及发育期次有重要影响,加之单个角砾岩筒(体、脉)可能包含多个类型角砾岩,致使斑岩系统角砾岩远比目前认识的要复杂,而且不同斑岩系统角砾岩类可对比性差,应用角砾岩标志找矿评价要具体分析。

### 3.5 矿化元素及矿化类型分带及找矿相互指示

#### 3.5.1 矿化元素分带

斑岩铜矿系统矿化元素显示比较显著、近于一致的空间分带性。从含矿斑岩体内向外,总体表现

表5 斑岩矿床系统主要角砾岩特征简表  
Table 5 Characteristics of breccias in porphyry Cu deposit system

类型	成因(作用力)分析	空间分布(发育程度)	形态和规模	碎屑	基质/胶结物	基质/胶结物比例	蚀变	主要含Cu矿物	形成相对时间	地表特征	潜在含矿性
岩热液角砾岩	岩浆二次沸腾释放气液	深部, 斑岩型矿化范围内或其附近分布(单个或多个, 普遍发育)	不规则状, 类岩筒状(直径数十至数百m), 角砾岩深部为水气液(扩展断层); 与围岩筒状接触	通常为单一成分, 棱角状至次圆状; 碎屑叶片状剥落	岩粉/火成物质(根部, 如火成角砾岩/石英-磁铁矿-黑云母-硫化物/石英-白云母-电气石-硫化物)	碎屑或基质支撑	钾化±绿泥石-绢云母化±绢云母化; 偶尔出现高级泥化	黄铜矿, 偶尔出现斑铜矿	通常斑岩成矿期内形成	隐伏, 通常与地表不连通	通常含矿, 而且矿体品位较高; 从浅部(外围)到深(核)部可能出现Ag-Au、Pb-Zn、Cu-Mo矿化趋势
(大气水) 热液角砾岩	深部加热 下降大 气水	深部, 斑岩型矿化范围内或附近分布(比较发育)	(卵石)岩筒, 偶尔呈岩床或不规则状	复成分, 含围岩及基底岩块; 次圆状至园状; 碎屑叶片状剥落	泥质岩粉	基质支撑	绢云母化±高级泥化, 或弱(不)蚀变	一般不含	晚于斑岩矿化	常形成卵石角砾岩(铺), 经历地下运移, 可能局部延伸到地表	一般不含矿(除非碎屑为早期矿石)
(大气水) 角砾岩	浅部过热 大气降水	浅部岩筒范围内, 局部地表征为侵入角砾岩(比较发育)	类岩筒状(直径数十至数百m), 但通常不规则	棱角状至次圆状; 碎屑叶片状剥落; 局部出现硅华碎屑	岩粉/玉髓-石英-明矾石-重晶石-硫化物-自然硫	碎屑或基质支撑	高级泥化(成矿前、成矿期角砾岩), 或弱(不)蚀变(成矿后角砾岩)	硫铜矿, 硫矿, 砷, 黝铜矿	成矿前、成矿期内以及成矿后均可能发生; 其中成矿期角砾岩形成和岩筒发育相关	爆破漏斗形, 四周形成角砾岩粗边; 接触带是赋矿有利部位	通常含矿, 包括低硫型浅成低温Au-Ag矿化或高硫型Cu-Au-Ag矿化
潜水岩浆(隐蔽)爆破角砾岩	下降大气水与地下岩浆反应	地表及爆发通道(筒内)通常位于层状火山角砾岩下, 深部斑岩型矿化和浅成低温环境间隔区分布; 地表和层状火山角砾岩类似(普遍发育)	典型角砾岩筒, 直径达数km(1000-5000m); 倒锥形, 向深部变窄为通道	复成分, 含围岩及基底岩石成分; 粒度cm级; 园状, 磨圆度好; 出现同源岩浆源碎屑(岩浆斑点、浮岩); 局部碎屑叶片状剥落	岩粉/含岩浆凝灰质或岩浆斑点火成物质; 早期角砾岩被蚀化体切割	基质支撑为主; 基质质层中含同源岩浆质球粒	早期角砾岩可出现斑岩系统任何类型蚀变(取决出露水平); 晚期角砾岩通常不蚀变或局部出现高级泥质蚀变	局部含硫铜矿	一般形成于成矿后, 但成矿前期也可能发育	低平火山口, 凝灰质环(如果晚期侵入岩充填可能为穹隆)	通常不含矿; 若成矿期角砾岩则可能含矿(浅部可能赋存高硫型浅成低温矿化, 深部斑岩Cu-Mo矿化)
火山角砾岩	岩浆(火山)爆发(喷)发	地表(比较发育)	沿火山通道向地表撒开的环筒状(直径500-5000m)	复成分, 多为同源岩浆(浮岩)碎屑, 含围岩碎块; 次圆状至园状; 粒度变化大, 空间具有分带; 局部碎屑叶片状剥落	火山凝灰质/同源火山岩岩粉	碎屑或基质支撑	一般很少; 赋矿角砾岩高级泥化、泥化蚀变	一般不含	成矿前	爆发火山碎屑, 层状火山岩, 震碎坍塌围岩角砾岩; 低平火山口(如果晚期侵入岩充填可能为穹隆)	是后期成矿有利的容矿围岩, 尤其是接触带部位, 可能赋存浅成低温矿化
崩塌(滑塌)角砾岩	重力坍塌, 滑塌	张性空间(多在热液角砾岩筒上部发育)(比较发育)	受张性空间控制, 筒状或不规则状	一般为就地围岩; 棱角状至次棱角状	岩粉	多为碎屑支撑	一般没有	一般不含	成矿前、成矿期内以及成矿后均可能发生	地表, 受张性空间制约, 变化性大, 多与热液角砾岩伴生	成矿期及前期角砾岩局部可能赋矿
断层角砾岩	脆性应力破碎, 擦碎作用	断裂中、浅部(比较发育)	陡的透镜状, 宽度达到50m	一般为就地围岩; 棱角状至园状	岩粉, 断层泥	多为基质支撑	变化性大, 一般很少	一般不含	成矿前、成矿期内以及成矿后均可能发生	断裂地表及其上、下盘附近	成矿期及前期角砾岩局部可能赋矿

加拿大 Galore Creek district; 智利 Los Bronces-Rio Blanco, Los Pelambres, Choqueimpie; 美国 Red Mountain, Tintic; 秘鲁 Toquepala, Cuzajone

典型矿床实例

注: 据 Sillitoe(2010)、张洪涛等(1991)、卿敏等(2002)、Cooke等(2004)、Seedorff等(2005)、Davies等(2008)总结。

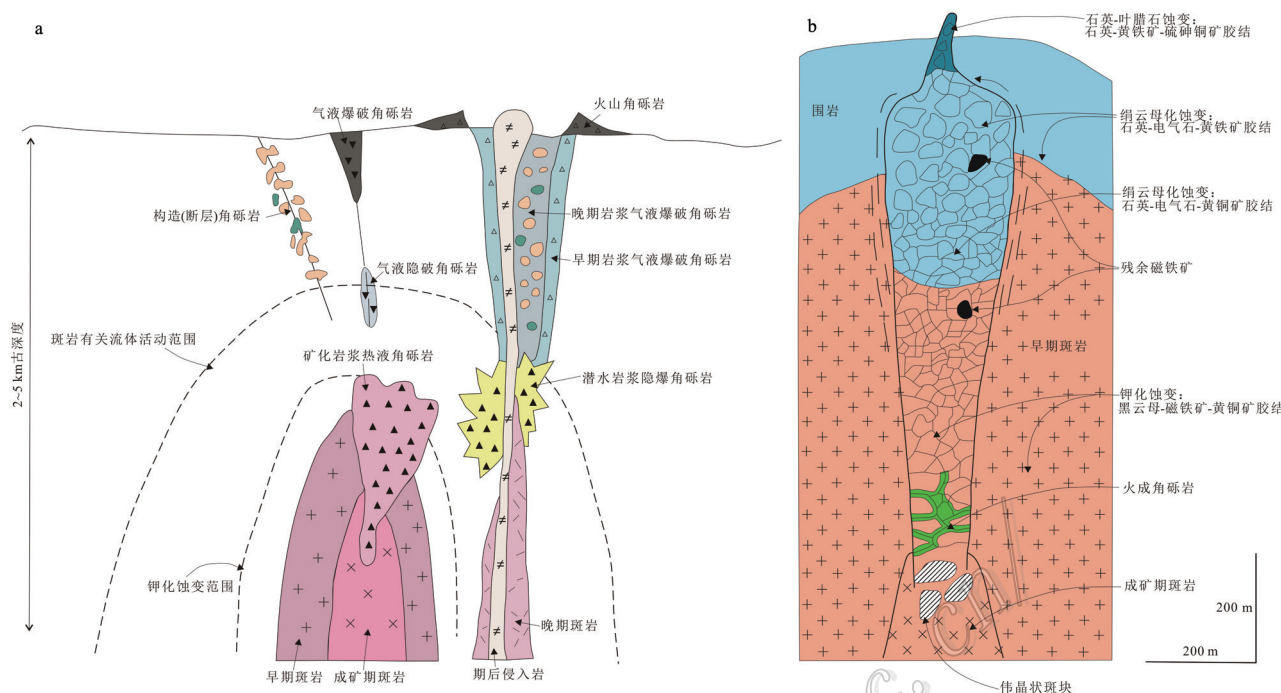


图4 斑岩铜矿系统热液角砾岩与斑岩体关系分布示意图

a. 斑岩铜矿系统(据 Cooke et al., 2004; Sillitoe, 2010 修改); b. 岩浆热液角砾岩体(据 Sillitoe, 2010)

Fig. 4 Diagram of the distribution between hydrothermal breccias and porphyry rock in porphyry copper system

a. Porphyry copper system(modified after Cooke et al., 2004; Sillitoe, 2010); b. Magmatic hydrothermal breccia body(after Sillitoe, 2010)

为 [Mo-Cu→Cu-Mo (Au)→Cu-S (Au)]→[Pb-Zn (Au)]→Au-Ag(Mn)→Au(As, Sb)的理想分带模式(黄崇轲等, 2001; Seedorff et al., 2005; 杨志明等, 2009; Sillitoe, 2010)。分布在斑岩系统钾化、绿泥石-绢云母化和绢云母化蚀变带内 Cu±Mo±Au 成矿元素组成矿化系统核心。通常 Mo-Cu 不相关, 两者在空间上是分离的, Mo 通常集中在深部核(中)心, Cu-Au 以及 Au 分布在外带(上部)。大多数富 Au 斑岩铜矿 Cu-Au 表现为正相关, Cu、Au 共同出现在矿化核心, 而 Mo 则趋于在外围分布或部分叠加在 Cu-Au 矿化核上(Sillitoe, 2000; 2010)。

围绕斑岩矿化中心, 在大规模青磐岩化蚀变带内出现数千米(最大可超过 10 km)范围的金属矿化元素晕。由斑岩中心向外总体表现为 Zn→Pb→Ag±Mn 和/或 Au-As±Sb 矿化的分带性; 相应地, 矿石的 Au/Cu、Ag/Au、Ag/Mo 比值自斑岩中心向外(上)逐渐增高。这些参数可作为寻找斑岩矿化中心的有效指标(Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010)。

外围、端员成矿元素和斑岩主成矿元素多相互配对出现, 在勘查中具有互相指示作用。但不是每

个斑岩系统都完整发育上述相关金属矿化, 同时, 也存在外围(晚期)矿化元素(类型)(尤其是脉状 Zn-Pb 矿化)叠加在早期以铜矿化为主的斑岩体附近(图 5)。

### 3.5.2 矿化(体)类型分带

斑岩铜矿系统矿化(体)类型众多, 按工业类型划分为网(细)脉型、角砾岩型和蚀变(围岩)岩型(Cooke et al., 2014)。按成因类型划分, 除斑岩型 Cu±Mo±Au 矿化(体)外, 还包括矽卡岩型、产于碳酸盐中交代脉状、产于沉积岩中微细浸染状、高硫型和中(低?)硫型浅成低温热液矿化在内的贱金属和贵金属矿床(体)或其过渡类型(图 5)(Hedenquist et al., 1998a; 1998b; Sillitoe, 2000; 2010; Sillitoe et al., 2003; Seedorff et al., 2005)。

斑岩型 Cu±Mo±Au 矿化(体)一般规模大[矿石量, 变化在 <10 Mt(百万吨)~10 Gt(十亿吨)], 多呈直立柱状或倒扣钟状、帽状位于深部成矿斑岩体顶部及侧翼内外接触带(Sillitoe, 2010)。矽卡岩型 Cu±Au, Au 和/或 Zn-Pb-Cu-Ag 矿化(体)规模变化大(矿石量从 <1 Mt, 到 >1 Gt 都有), 位于深部斑岩体与碳

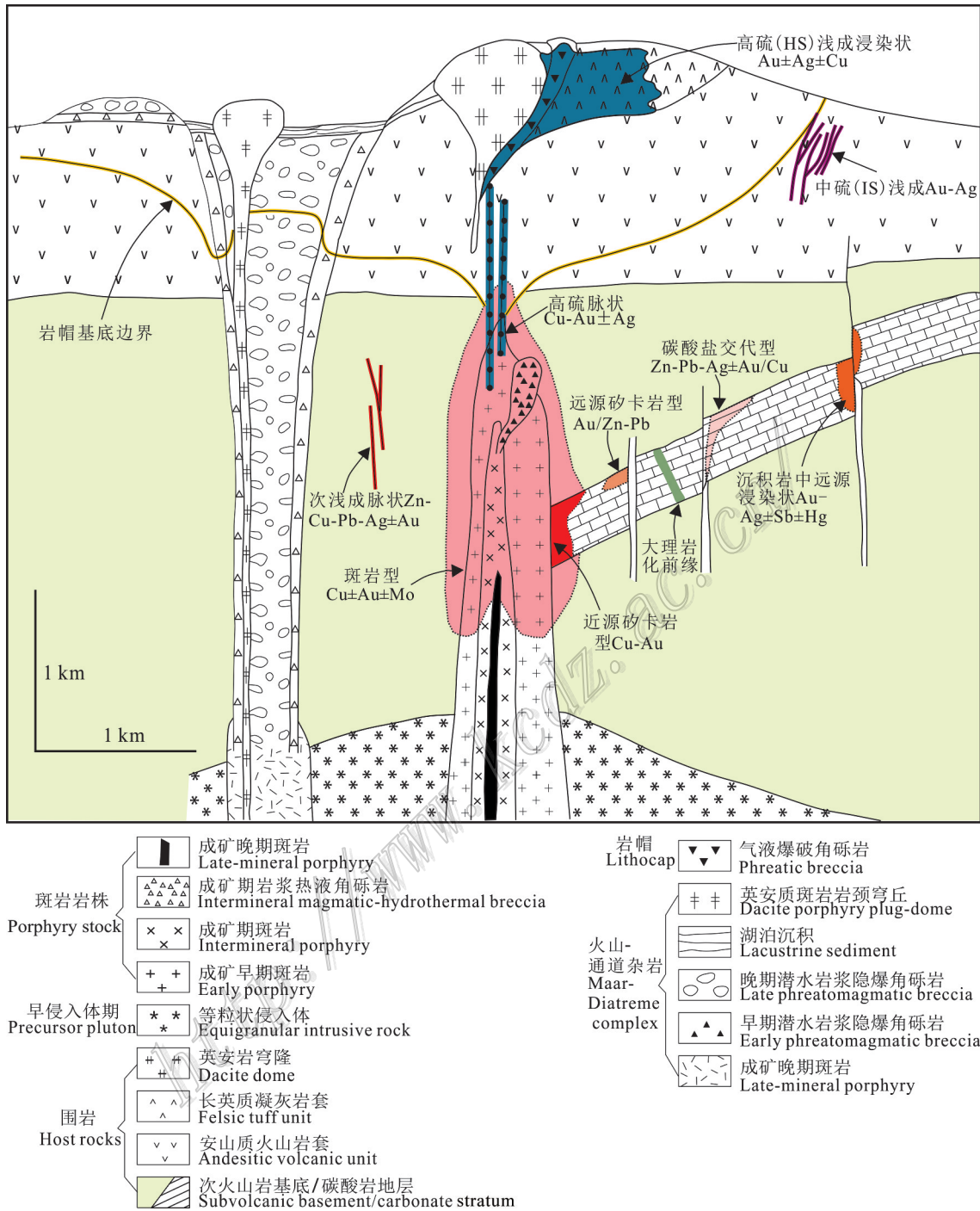


图 5 斑岩铜矿系统矿化空间分带模型(据 Sillitoe, 2010)

Fig. 5 Mineralized zonation model of porphyry Cu system (after Sillitoe, 2010)

酸盐地层接触带的矽卡岩化带内;次浅成环境(古地表深度<1 km)脉状 Zn-Cu-Pb-Ag±Au 矿化(体)产于斑岩铜矿边(上)部,而浅部岩帽环境和其边部赋存高硫型和中硫型浅成低温热液 Au±Ag±Cu 矿

化(体),一般规模变化也较大(矿石量<1 Mt,到>1 Gt 都有)(Sillitoe, 2010)。和矿化元素一样,斑岩系统其他类型矿化(体)和斑岩型矿化(体)多相互配对出现,在勘查找矿工作中具有互相指示、启示

作用。

岩帽环境高硫型浅成低温  $Au \pm Ag \pm Cu$  矿化(体)矿化元素和赋存形态存在分带性。深部产出透镜状、富含硫盐铜矿物的块状硫化物贱金属脉( $Cu-Au \pm Ag$ 脉),多叠加在深部斑岩型  $Cu$  矿化(体)之上;浅部近地表环境(地表 $<500$  m,深部可以远离斑岩  $Cu$  矿体几千米),受构造、热液角砾岩和/或高渗透围岩控制,形成规模巨大的浸染状  $Au \pm Ag \pm Cu$  矿体。中硫型浅成热液  $Zn-Pb-Ag \pm Cu \pm Au$  矿化(体)通常紧邻岩帽边部、浅部分布,但一般与高硫型矿体空间分离(Sillitoe, 2010)。低硫型浅成低温热液  $Au$  矿化和斑岩系统关系问题目前还存在争议,一般认为低硫型浅成低温热液金矿与碱性岩型富  $Au$  斑岩铜矿过渡(Richards, 1995; Müller et al., 2002; Corbett et al., 2000),而 Seedorff 等(2005)则认为大多数低硫型浅成低温热液贵金属矿床可能和斑岩铜矿系统没有联系。

在碳酸盐地层发育区,斑岩与碳酸盐地层接触形成的矽卡岩化带内,紧邻斑岩向外,依次分布着矽卡岩型  $Cu \pm Au$ ,  $Au$  和/或  $Zn-Pb-Cu-Ag$  矿化(体)。矽卡岩化前锋带向外,分布着碳酸盐交代形成的柱状或平卧层状块状硫化物  $Zn-Pb-Ag-Au-Cu$  矿化(体)。更外围(系统边部)可能发育产于沉积岩中的微细浸染型  $Au-As \pm Sb$  矿体。

容矿围岩的渗透性以及断裂的连通性控制了斑岩系统外围(远端)矿化强度。一般致密的火山岩或硅质碎屑围岩中斑岩侵入体远端矿化通常不发育,仅在附近斑岩体青磐岩化晕、次浅成环境中发育受断裂和裂隙控制的脉状  $Zn-Pb-Cu-Ag \pm Au$  矿体,相比较而言其经济价值也不重要;而一些杏仁状、角砾岩化等高渗透性火山围岩以及与斑岩系统连通的断裂发育带中则可以赋存大型平卧层状、板状或断控脉状  $Au$  矿体,经济价值较大。

## 4 矿体剥蚀与保存

理论上,斑岩铜矿系统可以形成于任何时代超大陆的聚合期(Kerrick et al., 2000),但目前查明主要巨型斑岩铜矿形成时代多为新生代(小于 20 Ma),究其原因并不是因为古近纪、新近纪和第四纪具有斑岩型矿床产出的独特成矿作用,而是由于这些矿床形成时代年轻、遭受剥蚀时间短而得以很好保存的缘故(Sillitoe, 2000; 2010; Seedorff et al.,

2005; Simmons et al., 2005; Cooke et al., 2005)。

斑岩铜矿形成于造山环境,伴随造山作用的地壳或块体隆升是斑岩铜矿带普遍特征。隆升对成矿影响是双重的。其中,有利的方面包括:一是成矿期伴随斑岩侵位过程的快速隆升可能导致斑岩型矿化环境(1~4 km)因抬升而演变为浅成低温热液系统的环境( $<1$  km),其结果往往促使后者相关矿化叠加在早期矿化之上,使矿床规模、品位显著提高;二是隆升促使斑岩铜矿抬升到地表或近地表而发生表生富集作用,形成具有重要经济价值的高品位次生富集带(侯增谦, 2004)。不利的方面,由于斑岩铜矿及浅成低温金矿等相关类型矿床形成于古地表 1~4 km 深度(Sillitoe et al., 2003; Cooke et al., 2004; Sillitoe, 2005; Simmons et al., 2005),造山环境成矿后强烈抬升和快速剥蚀往往使矿床保存潜力大大减小。

造山环境斑岩铜矿形成后若挤压隆起和剥蚀停止或很小,甚至转化为张性沉降埋藏,对矿床保存有利。所以,任何时代的弧构造背景都能够保存具有工业价值的斑岩型矿床。早期岩浆弧环境斑岩型矿床分布少,除剥蚀因素外,极低的勘查程度也是因素之一,需要在斑岩型矿床勘查选区时辩证地综合考虑。

区域隆升剥蚀破坏和沉降保存历史分析和重建是斑岩环境区域成矿潜力评价的重要内容。区域尺度构造、(地层、岩浆岩)建造、矿产分析,矿田(区)尺度成矿斑岩体、蚀变、脉体(角砾岩)、矿化元素及矿化类型解析等是判断区域及矿田(区)剥蚀程度(水平)有效指标(标志)。

## 5 结论

(1) 选定的以斑岩铜矿为勘查目标的成矿区带,必须集中在造山环境火山(岩浆)岩带,尤其是弧构造环境。区域隆升剥蚀程度适中、发育良好的(火山)岩浆(包括后碰撞岩浆)较厚弧和收缩构造环境是斑岩铜矿勘查区优选的重要标志。

(2) 查明成矿斑岩体是斑岩铜矿找矿预测最关键步骤。成矿斑岩体是斑岩系统斑岩演化特定阶段产物,成矿斑岩岩性、岩石化学特点、结晶分异程度等标型特征与斑岩成矿系统主矿化元素具有专属性。成矿斑岩体具有成群、成带、多个集中分布的特点,区域、矿田(床)构造分析是预测斑岩体空间分布



位置的重要勘查手段。

(3) 蚀变填图以及脉体和角砾岩解剖是寻找斑岩型矿床(体)最有效的地质方法。查明围绕成矿斑岩体而形成的热液蚀变(包括岩帽)类型及其三维空间分带样式,(石英)细(网)脉体类型、热液角砾岩空间分布,为寻找成矿斑岩体及其相关矿化(体)提供非常直接、有效的勘查标志。

(4) 斑岩铜矿系统通常由不同成矿元素、不同矿化类型组成的一个复杂系统,缺位找矿成为斑岩系统找矿重要思路。除典型的斑岩型 Cu±Mo±Au 矿化外,可能还包括矽卡岩型 Cu±Au、Au 和/或 Zn-Pb-Cu-Ag-Au 矿化,脉状 Zn-Cu-Pb-Ag±Au 矿化,块状硫化物脉状 Cu-Au±Ag 脉,高硫型浅成低温热液 Au±Ag±Cu 矿化,中硫型浅成热液 Zn-Pb-Ag±Cu±Au 矿化,以及低硫型浅成热液 Au 矿化和微细浸染型 Au-As±Sb 矿化,这些矿化围绕斑岩活动中心在水平和垂向上具有规律分布,共同组成斑岩成矿系统,成为重要的找矿相互指示标志。

**致 谢** 笔者与澳大利亚 Noel C.White(诺尔·怀特)教授进行有益探讨,在此表示感谢!

## References

- Arancibia O N and Clark A H. 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia[J]. *Econ. Geol.*, 91: 402-438.
- Bissig T and Cooke D R. 2014. Introduction to the special issue devoted to alkalic porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits[J]. *Econ. Geol.*, 109: 819-825.
- Blevin P L. 2004. Redox and compositional parameters for interpreting the granitoid metallogeny of eastern Australia: Implication for gold-rich ore system[J]. *Resource Geology*, 54(3): 241-252.
- Bowman J R, Parry W T, Kropp W P and Krueger S A. 1987. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah[J]. *Econ. Geol.*, 82: 395-428.
- Candela P A and Piccoli P M. 2005. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 25-37.
- Chang Z S, Hedenquist J W, White N C, Cooke D R, Roach M, Deyell C L, Garcia J, Gemmell J B, McKnight S and Cuison A L. 2011. Exploration tools for linked porphyry and epithermal deposits: Example from the Mankayan intrusion-centered Cu-Au district, Luzon, Philippines[J]. *Econ. Geol.*, 106: 1365-1398.
- Chen Y J and Fu S G. 1992. Metallogenic regularity of gold deposits in western Henan Province[M]. Beijing: Earthquake Press. 1-234(in Chinese).
- Chen Y J and Li N. 2003. Nature of ore-fluids of intracontinental intrusion-related hypothermal deposits and its difference from those in island arcs[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2477-2508(in Chinese with English abstract).
- Chen Y J, Xiao W J and Zhang J J. 2008. Ore-system as a geodynamic probe[J]. *Geology in China*, 35(6): 1059-1073(in Chinese with English abstract).
- Chen Y J and Wang Y. 2011. Fluid inclusion study of the Tangjiaping Mo deposit, Dabieshan, Henan Province: Implications for the nature of the porphyry systems of post-collisional tectonic settings[J]. *International Geology Review*, 53(5-6): 635-655.
- Chen Y J. 2013. The development of continental collision metallogeny and its application[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(1): 1-17(in Chinese with English abstract).
- Chiaradia M. 2013. Copper enrichment in arc magmas controlled by overriding plate thickness[J]. *Nature Geoscience*, 7(1): 43-46.
- Cooke D R, Wilson A and Davies A G S. 2004. Characteristics and genesis of porphyry copper gold deposits[M]. 24th Au workshop CODES Special Publication, 5: 17-34.
- Cooke D R, Hollings P and Walshe J L. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 801-818.
- Cooke D R, Wilson A J, House M J, Wolfe R C, Walshe J L, Lickfold V and Crawford A J. 2007. Alkalic porphyry Au-Cu and associated mineral deposits of the Ordovician to early Silurian Macquarie arc, New South Wales[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 54(2-3): 445-463.
- Cooke D R, Hollings P and Wilkinson J J. 2014. Geochemistry of porphyry deposits[J]. *Treatise on Geochemistry*, 1(3): 357-381.
- Corbett G J and Leach T M. 1998. Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization[J]. *Society of Economic Geologists*, 6 (Special Publication): 1-240.
- Corbett G J, Hunt S, Cook A, Tamaduk P and Leach T. 2000. Geology of the Ladolam gold deposit, Lihir island, from exposures in the Minifie open pit[A]. In: Hancock G, ed. *Geology, exploration and mining conference*[C]. Parkville: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy. 69-78.
- Darabi-Golestan F, Ghavami-Riabi R and Asadi-Harooni H. 2013. Alteration, zoning model, and mineralogical structure considering litho-geochemical investigation in northern Dalli Cu-Au porphyry[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(12): 4821-4831.
- Davies A G S, Cooke D R, Gemmell J B, Van L T, Cesare P and Harts-horn G. 2008. Hydrothermal breccias and veins at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: Genesis of a large epithermal gold deposit[J]. *Econ. Geol.*, 103(4): 717-757.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 34:

- 662-665.
- Defant M J, Xu J F and Kepezhinskas P. 2002. Adakites: Some variations on a theme[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 129-142.
- Dilles J H and Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada-A 6 km vertical reconstruction[J]. *Econ. Geol.*, 87: 1963-2001.
- Gustafson L B and Hunt J P. 1975. The porphyry copper deposit at EL Salvador, Chile[J]. *Econ. Geol.*, 70: 857-912.
- Gustafson L B and Quiroga J. 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper ore body at EL Salvador, Chile[J]. *Econ. Geol.*, 90: 2-16.
- Harris A C, Kamenetsky V S, White N C, Van Acherbergh E and Ryan C G. 2003. Melt inclusions in veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits[J]. *Science*, 302: 2109-2111.
- Haschke M, Ahmadian J, Murata M and McDonald. 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran[J]. *Econ. Geol.*, 105: 855-865.
- Hedenquist J W and Richards J P. 1998a. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits[J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 10: 235-256.
- Hedenquist J W, Arribas A and Reynolds J R. 1998b. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far southeast-Lepanto porphyry Au and epithermal Cu-Au deposits, Philippines[J]. *Econ. Geol.*, 93: 373-404.
- Hedenquist J W, Arribas A and Gonzales U E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits[J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 13: 245-277.
- Hedenquist J W and Taran Y A. 2013. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions[J]. *Econ. Geol.*, 108: 1523-1540.
- Holliday J R, Wilson A J, Blevin P L, Tedder I J, Dunham P D and Pitzner M. 2002. Porphyry gold-copper mineralisation in the Cadia district, eastern Lachlan fold belt, New South Wales, and its relationship to shoshonitic magmatism[J]. *Mineralium Deposita*, 37 (1): 100-116.
- Holliday J R and Cooke D R. 2007. Advances in geological models and exploration methods for copper±gold porphyry deposits[A]. In: Milkereit B, ed. *Proceedings of exploration 07: Fifth decennial international conference on mineral exploration*[C]. Toronto: Prospectors and Developers Association of Canada. 791-809.
- Hollings P, Cooke D R, Waters P and Cousens B. 2011a. Igneous geochemistry of mineralized rocks of the Baguio district, Philippines: Implications for tectonic evolution and the genesis of porphyry-style mineralisation[J]. *Econ. Geol.*, 106: 1317-1333.
- Hollings P, Wolfe R, Cooke D R and Waters P. 2011b. Geochemistry of tertiary igneous rocks of northern Luzon, Philippines: Evidence for a back arc-setting for alkalic porphyry copper-gold deposits and a case for slab roll-back[J]. *Econ. Geol.*, 106: 1257-1277.
- Hou Z Q, Lu Q T, Wang A J, Li X B, Wang Z Q and Wang E Y. 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).
- Hou Z Q. 2004. Porphyry Cu-Mo-Au deposits: Some new insights and advances[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 131-144(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Pan X F, Yang Z M and Qu X M. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental settings[J]. *Geoscience*, 21(2): 332-351(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Yang Z M. 2009. Porphyry deposits in continental settings of China: Geological characteristics, magmatic-hydrothermal system, and metallogenic model[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83 (12): 1779-1817(in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q and Cook N J. 2009a. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: A review and introduction to the special issue[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 2-24.
- Hou Z Q and Yang Z M. 2009b. The miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 25-51.
- Hou Z Q, Zhang H R, Pan X F and Yang Z M. 2011. Porphyry (Cu-Mo-Au) systems in non-arc settings: Examples from the Tibetan-Himalayan orogens and the Yangtze block[J]. *Ore Geology Reviews*, 39: 21-45.
- Hou Z Q, Zheng Y C, Zhang Z M and Yang Z S. 2012. Metallogenesis of continental collision setting: Part I. Gangdese Cenozoic porphyry Cu-Mo systems in Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 31(4): 647-670 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, Kemp T, Yang Z S, Tang J X, Qu X M, Duan L F and Zheng Y C. 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, 43(3): 247-250.
- Hu S Q, Ma S M and Liu C M. 2011. The present situation and research advances of exploration geochemistry for porphyry copper deposits[J]. *Geophysical & Geochemical Exploration*, 35(4): 431-437(in Chinese with English abstract).
- Huang C K, Bai Y, Zhu Y S, Wang H Z and Shang X Z. 2001. Chinese copper deposit[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-705 (in Chinese).
- Jago C P, Tosdal R M, Cooke D R and Harris A C. 2014. Vertical and lateral variation of mineralogy and chemistry in the Early Jurassic Mt. Milligan alkalic porphyry Au-Cu deposit, British Columbia, Canada[J]. *Econ. Geol.*, 109: 1005-1033.
- Jensen E P and Barton M D. 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism[J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 13: 279-314.
- Jiang Y F. 2009. Progress of research on the characteristics and genesis of gold-rich porphyry-type copper deposits[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(12): 1997-2017(in Chinese with English abstract).
- Kay S M, Mpodozis C and Coira B. 1999. Neogene magmatism, tecto-

- nism, and mineral deposits of the central Andes (22° to 33° S latitude) [A]. In: Skinner B J, ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes* [C]. Society of Economic Geologists: Littleton, CO, USA. 27-59.
- Kelley D L, Hall G E M, Closs G L, Hamilton I C and McEwen R M. 2003. The use of partial extraction geochemistry for copper exploration in northern Chile [J]. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3(1): 85-104.
- Kelley D L, Kelley K D, Coker W B, Caughlin B and Doherty M E. 2006. Beyond the obvious limits of ore deposits: The use of mineralogical, geochemical, and biological features for the remote detection of mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 101: 729-752.
- Kerrick R, Goldfarb R J, Groves D I and Garwin S. 2000. The geodynamics of world-class gold deposits: Characteristics, spacetime distributions, and origins [J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 13: 501-551.
- Kirwin D. 2005. Unidirectional solidification textures associated with intrusion-related mongolian mineral deposits [A]. In: Seltmann R, Gerel O and Kirwin D J, eds. *Geodynamics and metallogeny of Mongolia with a special emphasis on copper and gold deposits* [C]. London: International Association on the Genesis of Ore Deposits, CERCAMS. 63-84.
- Lang J R, Stanley C R, Thompson J F H and Dunne K P E. 1995. Na-K-Ca magmatic-hydrothermal alteration in alkalic porphyry Cu-Au deposits, British Columbia [J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23: 339-366.
- Li J X, Qin K Z and Li G M. 2006. Basic characteristics of gold-rich porphyry copper deposits and their ore sources and evolving processes of high oxidation magma and ore-forming fluid [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 678-688 (in Chinese with English abstract).
- Li W Q, Jackson S E, Pearson N J and Graham S. 2010. Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu-Au deposit, SE Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(14): 4078-4096.
- Li X F, Liang J C and Feng Z H. 2009. Development of porphyry copper deposit research [J]. *Journal of Guilin University of Technology*, 29(2): 216-222 (in Chinese with English abstract).
- Liu H T, Zhang Q, Liu J M, Ye J, Zeng Q D and Yu C M. 2004. Adakite versus porphyry copper and epithermal gold deposits: A possible metallogenetic specialization of magmatism required in-deep assessment [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 205-218 (in Chinese with English abstract).
- Loucks R. R. 2012. Chemical characteristics, geodynamic settings and petrogenesis of copper ore-forming arc magmas [J]. *Centre for Exploration Targeting Quarterly Newsletter*, 19: 1-10.
- Loucks R. R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas [J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61: 5-16.
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 65: 373-408.
- Masterman G J, Cooke D R, Berry R F, Walshe J L, Lee A W and Clark A H. 2005. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo Porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, northern Chile [J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 835-862.
- Micko J, Tosdal R M, Bissig T, Chamberlain C M and Simpson K A. 2014. Hydrothermal alteration and mineralization of the Galore Creek alkalic Cu-Au porphyry deposit, northwestern British Columbia, Canada [J]. *Econ. Geol.*, 109: 891-914.
- Misra K C. 2000. *Understanding mineral deposits* [M]. Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 353-413
- Müller D and Groves D I. 2000. Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization [M]. Berlin: Springer, Cham. 1-252
- Müller D, Kaminski K, Uhlig S, Graupner T, Herzig P M and Hunt S. 2002. The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: A reconnaissance study [J]. *Mineralium Deposita*, 37: 61-74.
- Muntean J L and Einaudi M T. 2001. Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, northern Chile [J]. *Econ. Geol.*, 96: 743-722.
- Oyarzun R, Márquez A and Lillo J, López I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in North Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794-798
- Pei Y R, Yang Z S, Zheng Y C, Hou Z Q, Tian S H, Liu Y C, Zhao X Y and Zhou J S. 2017. The geochemical characteristics of the Pengcuolin adakitic dykes, southern Tibet: Petrogenesis and implications for regional metallogenesis [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(2): 515-528
- Proffett J M. 2003. Geology of the Bajo De La Alumbraera porphyry copper gold deposit, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 98(8): 1535-1574.
- Qing M and Han X J. 2002. A commentary of cryptoexplosion breccia type gold deposits [J]. *Gold Geology*, 18(2): 1-7 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper belt the second "Yulong" copper belt [J]? *Mineral Deposits*, 20(4): 355-366 (in Chinese with English abstract).
- Richards J P. 1990. Petrology and geochemistry of alkalic intrusives at the Porgera gold deposit, Papua New Guinea [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 35(1-3): 141-200.
- Richards J P. 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits-a review [J]. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23: 367-400.
- Richards J P. 2001. Discussion of "Is there a close spatial relationship between faults and plutons?" by S. R. Paterson and K. L. Schmidt [J]. *Journal of Structural Geology*, 23: 2025-2027.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geological evolution of the Escondida Area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 96: 271-305.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Econ. Geol.*, 98: 1515-1533.

- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere[J]. *Geology*, 37(3): 247-250.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, Xu J and Zhang H T. 1984. Chinese porphyry copper (molybdenum) deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-350(in Chinese).
- Rui Z Y, Zhang L S, Cheng Z Y, Wang L S, Liu Y L and Wang Y T. 2004. Approach on source rock or source region of porphyry copper deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 229-238(in Chinese with English abstract).
- Rusk B G, Reed M H and Dilles J H. 2008. Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana[J]. *Econ. Geol.*, 103: 307-334.
- Seedorff E, Dilles J H and Proffett J M. 2005. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 251-298.
- Seedorff E, Barton M B, Stavast W J A and Maher D J. 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth[J]. *Econ. Geol.*, 103: 939-956.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 184-197.
- Sillitoe R H. 1995. Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the Circum-Pacific region during the last 25 years[J]. *Resource Geology Special Issue*, 19: 1-109.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 373-388.
- Sillitoe R H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery[J]. *Reviews in Econ. Geol.*, 13: 315-345
- Sillitoe R H. 2002. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration[J]. *Mineralium Deposita*, 37(1): 4-13.
- Sillitoe R H and Hedenquist J W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10: 315-343.
- Sillitoe R H. 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 723-768.
- Sillitoe R H and Thompson J F H. 2006. Changes in mineral exploration practice: Consequences for discovery[J]. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 12: 193-219.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry-copper systems[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Simmons S F, White N C and John D A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 485-522
- Sinclair W D. 2007. Porphyry deposits[A]. In: Goodfellow W D, ed. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*[C]. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 223-243.
- Singer D A, Berger V I, Menzie W D and Berger B R. 2005. Porphyry copper deposit density[J]. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 491-514.
- Singer D A, Berger V I and Moring B C. 2008. Porphyry copper deposits of the world: Database and grade and tonnage models[R]. U. S. Geological Survey Open-File Report. 1-1155.
- Sun W D, Lin M X, Yang X Y, Fan W M, Ding X and Liang H Y. 2010. Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: An overview[J]. *Science China Earth Sciences*, 53(4): 475-484.
- Sun W D, Zhang H, Ling M X, Ding X, Chung S L, Zhou J B, Yang X Y and Fan W M. 2011. The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits[J]. *International Geology Review*, 53: 691-703.
- Sun Y, Liu J M and Zeng Q D. 2012. An approach to the metallogenic mechanism of porphyry copper (molybdenum) deposits and porphyry molybdenum (copper) deposits: Influence of evolving processes of ore-forming fluids and tectonic settings[J]. *Earth Science Frontiers*, 19(6): 179-193(in Chinese with English abstract).
- Ulrich T and Heinrich C A. 2001. Geology and alteration geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina[J]. *Econ. Geol.*, 96: 1719-1742.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic settings in Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization[J]. *Journal of Petrology*, 46(2): 119-144.
- Wilson A J, Cooke D R and Harper B L. 2003. The ridgeway gold-copper deposit: A high-grade alkalic porphyry deposit in the Lachlan fold belt, New South Wales, Australia[J]. *Econ. Geol.*, 98: 1637-1666.
- Wolfe R and Cooke D R. 2011. Geology of the Didipio region and genesis of the Dinkidi alkali porphyry Cu-Au deposit and related pegmatites, northern Luzon, Philippines[J]. *Econ. Geol.*, 106(8): 1279-1315.
- Xia B, Tu G Z, Chen G W and Yu H X. 2000. The global geological background of the formation of super large porphyry copper deposits[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4): 406-408(in Chinese).
- Xia B, Chen G W and Wang H. 2002. Analysis of tectonic setting of global superlarge porphyry copper deposits[J]. *Science in China (Series D)*, 32: 87-95(in Chinese).
- Xu J F, Shinjo J, Defant M J, Wang Q and Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of East China: Partial melting of delaminated lower continental crust[J]. *Geology*, 30: 1111-1114.

- Yang Y, Zhang Z, Tang J X, Chen Y C, Li Y B, Wang L Q, Li J L, Gao K, Wang Q and Yang H H. 2015. Mineralization, alteration and vein systems of the Bolong porphyry copper deposit in the Dulong ore concentration area, Tibet[J]. *Geology in China*, 42(3): 759-776(in Chinese with English abstract).
- Yang Y F, Li N and Chen Y J. 2012. Fluid inclusion study of the Nannihu giant porphyry Mo-W deposit, Hennan Province, China: Implications for the nature of porphyry ore-fluid systems formed in a continental collision setting[J]. *Ore Geology Reviews*, 46: 83-94.
- Yang Z M, Hou Z Q, Xia D X, Song Y C and Li Z. 2008a. Relationship between western porphyry and mineralization in Qulong copper deposit of Tibet and its enlightenment to further exploration[J]. *Mineral Deposits*, 27(1): 28-36(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, Yang Z S, Wang S X, Wang G R, Tian S H, Wen D Y, Wang Z L and Liu Y C. 2008b. Genesis of porphyry and tectonic controls on the Narigongma porphyry Mo(-Cu) deposit, southern Qinghai[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 489-502(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogenic setting: A preliminary genetic model[J]. *Mineral Deposits*, 28(5): 515-538(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M, Hou Z Q, White N C, Chang Z S, Li Z Q and Song Y C. 2009. Geology of the post-collisional porphyry copper-molybdenum deposit at Qulong, Tibet[J]. *Ore Geology Reviews*, 36: 133-159.
- Yang Z M, Hou Z Q, Xu J F, Bian X F, Wang G R, Yang Z S, Tian S H, Liu Y C and Wang Z L. 2014. Geology and origin of the post-collisional Narigongma porphyry Cu-Mo deposit, southern Qinghai, Tibet[J]. *Gondwana Research*, 26(2): 536-556.
- Yao C L, Lu J J, Guo W M, Yuan L and Li W. 2007. The latest advances in researches on porphyry copper deposits[J]. *Mineral Deposits*, 26(2): 221-229(in Chinese with English abstract).
- Ye T Z, Zhang Z Y, Xiao Q H, Pan G T and Feng Y F. 2010. Technical requirements for the study of metallogenic geological setting[M]. Beijing: Geological Publishing House. 1-491(in Chinese).
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211-280.
- Zhang H T and Rui Z Y. 1991. On the genetic classification of mineralized breccias related to porphyry deposits and its geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 10(3): 265-271(in Chinese with English abstract).
- Zhang S T and Zhao P D. 2011. Porphyry ore deposits: Important study subjects of nontraditional mineral resources[J]. *Earth Science*, 36(2): 247-254(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z, Chen Y C, Tang J X, Li Y B, Gao K, Wang Q, Li Z and Li J L. 2014. Alteration and vein systems of Duobuza gold-rich porphyry copper deposit, Tibet[J]. *Mineral Deposits*, 33(6): 1268-1286.
- 陈衍景,富士谷.1992.豫西金矿成矿规律[M].北京:地震出版社.1-234.
- 陈衍景,李诺.2003.大陆内部浆控高温热液矿床成矿流体性质及其与岛弧区同类矿床的差异[J].*岩石学报*,25(10):2477-2508.
- 陈衍景,肖文交,张进江.2008.成矿系统:地球动力学的有效探针[J].*中国地质*,35(6):1059-1073.
- 陈衍景.2013.大陆碰撞成矿理论的创建及应用[J].*岩石学报*,29(1):1-17.
- 侯增谦,吕庆田,王安建,李晓波,王宗起,王二一.2003.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.
- 侯增谦.2004.斑岩 Cu-Mo-Au 矿床:新认识与新进展[J].*地学前缘*,11(1):131-144.
- 侯增谦,潘小菲,杨志明,曲晓明.2007.初论大陆环境斑岩铜矿[J].*现代地质*,21:332-351.
- 侯增谦,杨志明.2009.中国大陆环境斑岩型矿床:基本地质特征、岩浆热液系统和成矿概念模型[J].*地质学报*,83(12):1779-1817.
- 侯增谦,郑远川,杨志明,杨竹森.2012.大陆碰撞成矿作用:I.冈底斯新生代斑岩成矿系统[J].*矿床地质*,31(4):647-670.
- 胡树起,马生明,刘崇民.2011.斑岩型铜矿勘查地球化学研究现状及进展[J].*物探与化探*,35(4):431-437.
- 黄崇轲,白冶,朱裕生,王惠章,尚修治.2001.中国铜矿床(上、下册)[M].北京:地质出版社.1-705.
- 江迎飞.2009.富金斑岩铜矿床研究进展[J].*地质学报*,83(12):1997-2017.
- 李金祥,秦克章,李光明.2006.富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆流体演化[J].*岩石学报*,22(3):678-688.
- 李晓峰,梁金城,冯佐海.2009.斑岩铜矿研究最新进展[J].*桂林工学院学报*,29(2):216-222.
- 刘红涛,张旗,刘建明,叶杰,曾庆栋,于昌明.2004.埃达克岩与 Cu-Au 成矿作用:有待深入研究的岩浆成矿关系[J].*岩石学报*,20(2):205-218.
- 裴英茹,杨竹森,郑远川,侯增谦,田世洪,刘英超,赵晓燕,周金胜.2017.藏南彭措林埃达克质岩脉的岩石成因及对区域成矿作用的启示[J].*岩石学报*,33(2):515-528.
- 卿敏,韩先菊.2002.隐爆角砾岩型金矿研究述评[J].*黄金地质*,18(2):1-7.
- 曲晓明,侯增谦,黄卫.2001.冈底斯斑岩铜矿化带西藏第二条“玉龙”铜矿带[J].*矿床地质*,20(4):355-366.
- 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明,徐珏,张洪涛.1984.中国斑岩铜(钼)矿床[M].北京:地质出版社.1-350.
- 芮宗瑶,张立生,陈振宇,王龙生,刘玉琳,王义天.2004.斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J].*岩石学报*,20(2):229-238.
- 孙燕,刘建明,曾庆栋.2012.斑岩型铜钼矿床和斑岩型铜矿床的形成机制探讨流体演化及构造背景的影响[J].*地学前缘*,19(6):179-193.

## 附中文参考文献

- 夏斌,涂光炽,陈根文,喻享祥.2000.超大型斑岩铜矿床形成的全球地质背景[J].矿物岩石地球化学通报,19(4):406-408.
- 夏斌,陈根文,王核.2002.全球超大型斑岩铜矿床形成的构造背景分析[J].中国科学D辑,32(增刊):87-95.
- 杨毅,张志,唐菊兴,陈毓川,李玉彬,王立强,李建力,高轲,王勤,杨欢欢.2015.西藏多龙矿集区波龙斑岩铜矿床蚀变与脉体系统[J].中国地质,42(3):759-776.
- 杨志明,侯增谦,夏代详,宋玉财,李政.2008a.西藏驱龙铜矿西部斑岩与成矿关系的厘定:对矿床未来勘探方向的重要启示[J].矿床地质,27(1):28-36.
- 杨志明,侯增谦,杨竹森,王淑贤,王贵仁,田世洪,温德银,王召林,刘英超.2008b.青海纳日贡玛斑岩铜(钼)矿床:岩石成因及构造控制[J].岩石学报,24(3):489-502.
- 杨志明,侯增谦.2009.初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J].矿床地质,28(5):515-538.
- 姚春亮,陆建军,郭维民,袁林,李伟.2007.斑岩铜矿若干问题的最新研究进展[J].矿床地质,26(2):221-229.
- 叶天竺,张智勇,肖庆辉,潘桂棠,冯艳芳.2010.成矿地质背景研究技术要求[M].北京:地质出版社.1-491.
- 张洪涛,芮宗瑶.1991.论与斑岩矿床有关的矿化角砾岩成因类型及其地质意义[J].矿床地质,10(3):265-271.
- 张寿庭,赵鹏大.2011.斑岩型矿床-非传统矿产资源研究的重要对象[J].地球科学-中国地质大学学报,36(2):247-254.
- 张志,陈毓川,唐菊兴,李玉彬,高轲,王勤,李壮,李建力.2014.西藏多不杂富金斑岩铜矿床蚀变与脉体系统[J].矿床地质,33(6):1268-1286.

<http://www.kcdz.ac.cn/>