

文章编号 10258-7106 (2007) 0221-09

斑岩铜矿若干问题的最新研究进展*

姚春亮¹, 陆建军¹, 郭维民¹, 袁林², 李伟³

(1 南京大学地球科学系, 江苏 南京 210093; 2 四川省地质矿产勘查开发局攀西地质队资源所, 四川 西昌 615000;
3 浙江省第十一地质大队地质调查院, 浙江 温州 325006)

摘 要 斑岩铜矿是最重要的铜矿床类型, 对其成矿作用的认识对找矿实践具有重要指导意义, 为此, 文章通过收集和整理有关文献总结了近年来斑岩铜矿研究在构造和岩浆对成矿作用的控制、成矿金属和成矿流体来源、矿石伴生金属组分含量的影响因素等方面所取得的成果。近几年的研究工作揭示斑岩铜矿的大规模成矿作用与洋壳高浮力块体(包括无震海岭和洋底高原)的俯冲有关, 高氧逸度的岩浆活动有利于斑岩铜矿的形成, 与无矿斑岩体相比, 含铜斑岩体一般具有低稀土元素含量以及亏损 Ho 和 Er 等特征。斑岩铜矿中铜和金多由俯冲洋壳所释放的流体对地幔中硫化物的氧化作用释放而来。在部分斑岩铜矿中, 岩浆来源流体可构成绢英岩化期流体的主体。斑岩铜矿伴生金属组分的含量受许多因素控制, 其中包括岩浆源区地幔演化、火成岩岩石类型、岩浆侵位深度和成矿温度等多个方面。部分研究成果应作为找矿标志在实践中运用。

关键词 地质学 斑岩铜矿 构造背景 岩浆活动 成矿金属 成矿流体 伴生元素 综述

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

The latest advances in researches on porphyry copper deposits

YAO ChunLiang¹, LU JianJun¹, GUO WeiMin¹, YUAN Lin² and Li Wei³

(1 Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Panxi Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Xichang 615000, Sichuan, China; 3 No. 11 Geological Party of Zhejiang Province, Wenzhou 325006, Zhejiang, China)

Abstract

Porphyry copper deposits serve as major Cu, Mo and Re resources in the world, and a great abundance of research work has been carried out in this aspect in the past forty years. This paper reports the latest advances in the researches on such aspects as tectonic and magmatic conditions, origins of ore-forming fluids and metals, and factors controlling associated metallic components in porphyry copper deposits. Studies in recent years show that mineralization of porphyry copper deposits is associated with the subduction of relatively buoyant topographic anomalies of the oceanic crust and oxidization type magmatism. In comparison with barren porphyry intrusions, copper-bearing porphyry intrusions have lower total REE contents and display a right-inclined spoon-shaped pattern (i.e., depletion of Er and Ho). Some researchers believe that copper and gold are derived from sulfides in the mantle, which are decomposed for interaction with Fe³⁺-rich fluids or melts derived from the subducted oceanic slab. Researches on copper deposits along the island arc of West Pacific Ocean indicate that magmatic water can exist as the main source of the phyllic stage fluids in some porphyry copper deposits. It is also recognized that gold and molybdenum contents of porphyry copper deposits are affected by many factors such as evolution of

* 本文得到国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999043209)资助

第一作者简介 姚春亮,男,1974 年生,在读博士研究生,主要从事矿床成因研究。

收稿日期 2006-05-30;改回日期 2006-12-30。许德焕编辑。

the mantle wedge caused by subduction-evolved magmatism, rock types and emplacement depths of associated porphyry intrusions, and mineralization temperatures.

Key words: geology, porphyry copper deposit, tectonic condition, magmatism, ore-forming material, ore-forming fluid, associated elements, comprehensive

斑岩铜矿是最重要的铜矿类型,对其成矿理论的研究成果进行总结,对于铜资源的勘探具有借鉴意义。在收集和整理较多关于斑岩铜矿文献的基础上,本文就斑岩铜矿近年来在铜的起源过程、斑岩体的含矿标志、矿床伴生金属含量的控制因素等方面的研究进展进行了总结,供找矿实践和成矿理论研究参考、检验和完善。

1 斑岩铜矿的大地构造背景

板块理论建立之后,许多矿床学家试图用板块理论来解释斑岩铜矿的成因。斑岩铜矿可以在板块俯冲(Sillitoe, 1972)、碰撞和拉张(曾普胜等, 2006)环境下形成,其中,板块俯冲背景下形成的斑岩铜矿数量最多(Gustafson, 1978; Pirajno, 1992)。目前,对该背景下斑岩铜矿床成因的认识也最清楚。

Sillitoe(1972)较早对板块俯冲背景下斑岩铜矿的形成机制进行了探讨。他依据斑岩铜矿在全球的分布,提出斑岩铜矿主要在板块俯冲背景下的主动陆缘钙碱性火成岩带中形成,金属来源与板块俯冲作用导致的岩浆活动有关。其观点对后来斑岩铜矿的研究产生了广泛影响。近年来,在板块俯冲对斑岩型矿化的控制作用方面的研究有了更深入的认识。

Mitchell(1973)认为,大洋板块俯冲的角度对斑岩铜矿的形成存在明显制约。该观点被后来的工作证实,并被解释为是洋壳高浮力块体俯冲所造成的结果(James et al., 1999)。洋壳中高浮力块体的存在与洋底地貌异常有关,洋底地貌除大面积的深海平原外,还包括海底高原、海隆、海山和无震海岭等隆起单元,在海底高原和无震海岭出现的部位,洋壳厚度较大,密度比洋底平原部位略小,在洋壳俯冲过程中,洋底高地俯冲进入地幔后,洋壳受到的浮力会增大,这种部位构成洋壳的高浮力块体。近几年来,对安第斯成矿带年轻(< 20 Ma)斑岩铜矿的成矿历史与板块俯冲历史的研究发现,大规模的成矿事件与洋壳高浮力块体的俯冲在时间上相吻合,这种吻合现象在科迪勒拉成矿带中尤为明显,对此,不同研

究者给出了不同的解释(Cooke et al., 2005; Rosenbaum et al., 2005)。

James等(1999)和Cooke等(2005)认为洋壳俯冲角度由陡变缓有利于斑岩铜矿的形成。Cooke等(2005)进一步指出,高浮力块体俯冲进入地幔后,洋壳所受浮力增大,使洋壳俯冲角度变缓,而洋壳低角度俯冲所引发的地质效应对形成斑岩铜矿有利,这些效应包括地壳增厚、快速隆升和剥蚀、火山活动间歇、早期断裂带活化以及流体通量增大。Cooke等(2005)认为,斑岩铜矿大规模成矿作用是这些因素共同作用的结果。

Rosenbaum等(2005)则指出,洋壳俯冲角度由陡变缓并不能解释在洋壳高浮力块体俯冲开始的瞬间所出现的斑岩铜矿爆发式成矿。他们认为,洋壳高浮力块体俯冲所引发的地壳构造变形强度的变化才是斑岩铜矿大规模成矿的真正成因。Rosenbaum等(2005)推测,在洋壳高浮力块体俯冲之前,洋壳俯冲角度稳定,岩浆活动发生在一个狭窄的带上,由于洋壳俯冲平稳,地壳变形微弱,富金属和挥发分的岩浆不能到达上地壳,而是在莫霍面附近发生积聚。洋壳高浮力块体开始俯冲以后,俯冲洋壳与上覆陆壳之间的相互拖曳作用增强,导致陆壳强烈变形,形成多级断裂,富金属和挥发份的岩浆沿这些断裂上侵,岩浆到达上地壳后,成矿流体析出并导致斑岩型矿化。

从斑岩铜矿在全球的分布(Cooke et al., 2005)来看,会聚板块边缘无疑是斑岩铜矿最重要的成矿背景,但有研究者认为,有利于斑岩铜矿成矿的构造环境并不是单纯的俯冲和挤压。Richards等(2001)对智利北部 Escondida 地区进行了详细的地质和地球化学研究,探讨了斑岩铜矿的控制因素。Escondida 地区是全球最重要的斑岩铜矿成矿带,分布有 Chuquicamata、Collahuasi 和 El Salvador 等世界级的斑岩铜矿床。通过对该区的研究,Richards等(2001)总结了有利于斑岩铜矿形成的地质因素,其中,构造背景因素包括:①上地壳处于较长时期挤压状态后的应力松弛期;②成矿域存在早期深大断裂,而且,这些断裂在应力松弛期活化张开。

在地壳处于较长时期挤压状态后的应力松弛期形成斑岩铜矿的现象在中国也有出现。辉钼矿 Re-Os 同位素定年工作表明,中国西藏冈底斯斑岩铜矿带的矿化发生在 14 Ma 左右,在这一时期,该区已处于碰撞后的拉张环境(侯增谦等,2003b;Qu et al., 2004)。

2 斑岩铜矿的岩浆(岩)特征

早在上世纪 20 年代,矿床学家就已经意识到,一定特征的斑岩体是形成斑岩铜矿最重要的条件之一(Mason,1978)。Sillitoe(1972)在总结斑岩铜矿的分布规律和岩浆岩地球化学特征后认为,斑岩铜矿主要与俯冲背景下产出的钙碱质中酸性火成岩有关。但是,并非所有的钙碱质中酸性斑岩体都可形成斑岩铜矿,因而,找出含矿与无矿斑岩之间的差别无疑对找矿工作具有重大意义,这一问题长期困扰着矿床学家。最初,人们试图用斑岩体(或其主矿物)金属含量和挥发分含量来指示岩体的含矿性,但在不同地区未能取得一致的结果(Krauskopf,1971;Kessler et al.,1975;Mason et al.,1979;Chivas,1981;Baldwin et al.,1982;Ilton et al.,1993)。

近年来,矿床学家在岩浆氧逸度、岩浆水含量和岩体微量元素特征等方面,研究了含矿与无矿斑岩体之间的差别。Ishihara(1977)最早意识到矿化金属种类与岩浆氧化-还原状态之间的对应关系,即 Cu 更容易出现在氧化型中酸性侵入岩中。随后,Mason(1978)通过对几内亚 Western Highlands 地区含矿与无矿斑岩体中角闪石的电子探针测试发现,含矿斑岩体中的角闪石斑晶从核部到边部,Fe 含量平稳降低,而无矿斑岩体中的角闪石斑晶从核部到边部,Fe 含量则逐渐升高或先升高再降低。Mason(1978)认为,这是由于含矿岩体母岩浆的氧逸度比无矿岩体母岩浆高造成的,并指出,在氧逸度高的岩浆体系中,硫主要以 SO₂ 形式存在,结晶过程中无金属硫化物结晶分离,因而,铜可以保存在岩浆中,并在岩浆分异出的流体中富集。

Imai(2002,2004)对岩体磷灰石 SO₃ 含量的研究也表明,含矿岩体母岩浆的氧逸度大于无矿岩体母岩浆。他发现,含矿中酸性岩体磷灰石的 SO₃ 含量一般大于 0.1%,而无矿中酸性岩体磷灰石的 SO₃ 含量一般小于 0.1%,他认为,这反映含矿岩体母岩浆的产生与高氧逸度流体-地幔楔的相互作用有关。

含矿岩体高氧逸度特征的证据还包括:其全岩 Fe³⁺/Fe²⁺ 比值高于无矿岩体(Kirkham et al., 1995),原生包裹体中硬石膏子晶的出现(Audet et al.,2004;Davidson et al.,2005),等等。因此,岩浆作用氧化-还原条件对斑岩型铜矿化的控制已被大多数学者认同(McInnes et al.,1994;Sillitoe,1997;Baldard et al.,2002;Mungall,2002;Richards,2003 等等)。

Robb(2005)讨论了岩浆含水量对斑岩型矿化的重要性。研究表明,岩浆含水量可影响斑岩铜矿伴生金属组分的含量,水含量较高有利于 Mo 在斑岩铜矿中富集,水含量较低则导致斑岩铜矿的钼含量较低。当然,水含量过低不利于流体相的形成,对矿化不利(Cline et al.,1991)。

对含矿斑岩体全岩成分特征的研究开始得较早,但在早期并未取得可信的结果(Mason et al., 1979;Baldwin et al.,1982)。近年来的工作发现,含矿岩体与无矿岩体在全岩微量元素特征上存在差异。Lang 等(1998)曾对亚利桑那州含铜及无矿中酸性侵入岩的微量元素和同位素特征进行过对比。他发现,含铜岩体的特征是,稀土元素总量低,其配分曲线呈右倾的勺形,钕异常不显明(图 1),Y 和 Mn 含量较低,一般情况下分别为 (3~8) × 10⁻⁶ 和

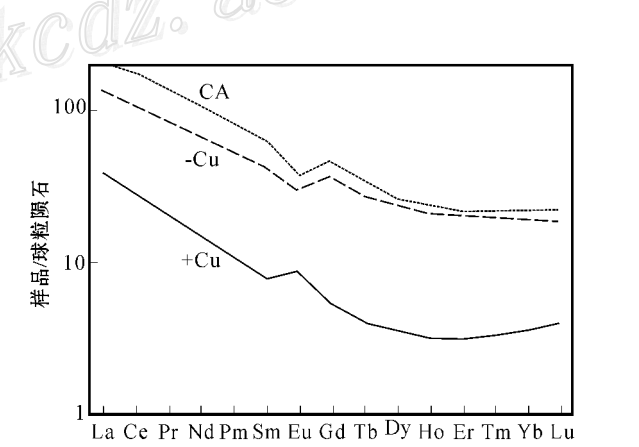


图 1 含铜斑岩体与无矿斑岩体的稀土元素特征差别
CA—弧环境下产出的正常钙碱质中酸性岩,据 Martin(1999);
-Cu—美国亚利桑那州无矿钙碱质中酸性斑岩体据 Lang 等
(1998);+Cu—美国亚利桑那州含铜钙碱质中酸性斑岩体,据
Lang 等(1998) 球粒陨石稀土元素含量据 Anders 等(1989)
Fig. 1 REE compositional difference between copper-bearing
and barren intermediate-acid porphyries
Normal arc calc-alkaline intermediate-acid igneous rock (CA) after
Martin (1999); barren (-Cu) and copper-bearing (+Cu) intermedi-
ate-acid porphyries in Arizona after Lang et al. (1998). REE contents
of chondrite after Anders et al. (1989)

$(100 \sim 500) \times 10^{-6}$; 无矿岩体则无此特征, 其 Y 和 Mn 含量分别为 $(11 \sim 35) \times 10^{-6}$ 和 $(200 \sim 1\ 100) \times 10^{-6}$, 一般具明显的负异常。Lang 等 (1998) 指出, 含矿岩体的这些地球化学特征是由角闪石的结晶分离造成的, 并认为, 角闪石在岩浆结晶早期发生结晶分离是斑岩体矿化的必要条件。

上述成果主要基于对弧环境钙碱性斑岩体的研究。近年来, 有学者指出埃达克岩对斑岩型矿化的重要性 (曲晓明, 2001; Qu et al., 2002; Xu et al., 2002; 侯增谦等, 2003a; 刘红涛等, 2004), 并开始对其成岩成矿机制进行研究。有人认为, 在埃达克岩的源区, 地壳物质与地幔的相互作用会导致 Cu 等成矿元素的活化 (Wang et al., 2006)。

3 斑岩铜矿的金属来源

金属来源是斑岩铜矿成矿作用的关键问题之一 (Candela et al., 1986)。尽管部分斑岩铜矿中存在铜来源于地层的证据 (Force, 1998), 但岩浆来源的观点则长期以来占据着统治地位 (Lowell et al., 1970; Sillitoe, 1972; 1997; Candela et al., 1986; Cline et al., 1991; Lowenstern et al., 1991; 等等)。在早期, 金属来源于岩浆的观点主要基于斑岩铜矿与钙碱性火成岩的紧密时空关系 (Sillitoe, 1972)、成矿作用早期流体的氢氧同位素特征 (Taylor, 1974) 和金属在岩浆活动过程中的化学特性 (Candela et al., 1986) 3 个方面的证据。近年来的流体包裹体研究作为斑岩铜矿金属来自岩浆提供了新的证据。

Campos 等 (2002) 通过对熔体和流体包裹体的研究指出, 智利 Zaldivar 斑岩铜矿中的铜来自岩浆。他们对该矿床的矿化岩体 (即 Llamu 斑岩体) 石英斑晶中的熔融包裹体进行了显微测温和电子探针成分分析, 结果表明, 这些熔融包裹体富铜但不含硫 (低于检测限), 其铜含量为 $0.03\% \sim 0.57\%$, 平均为 0.1% , 比该区正常钙碱性侵入岩高一个数量级, 在少数包裹体中还观测到不含硫的铜矿物。据此, Campos 等 (2002) 认为, Zaldivar 斑岩铜矿的铜来自岩浆。

Ulrich 等 (2001) 曾对阿根廷 Bajo de la Alumbrera 斑岩铜矿石英中的流体包裹体进行显微测温和成分测定。成矿作用晚期形成的流体包裹体的均一温度低于早期形成的流体包裹体, 其成分也存在规律性变化。成矿早期, 在流体温度从 $750\text{ }^{\circ}\text{C}$ 到 $500\text{ }^{\circ}\text{C}$

的降温过程中, 包裹体成分变化不明显; 从 $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ 到 $450\text{ }^{\circ}\text{C}$, 包裹体的 Fe 含量急剧降低, Ulrich 等 (2001) 还在赋存这些包裹体的石英脉中观察到了磁铁矿, 并据此认为, 流体 Fe 含量的降低主要是由于磁铁矿的形成。在主成矿期, 当流体温度从 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 降到 $300\text{ }^{\circ}\text{C}$, 包裹体的 Cu 含量急剧降低, 其盐度与早期包裹体相近, K/Na 比值低于早期包裹体, 而且, 这些流体包裹体所在的脉体中有大量黄铜矿出现。Ulrich 等 (2001) 认为, 主成矿期的这些包裹体所捕获的流体及其金属组分为岩浆来源, 其 K/Na 比值较低是由于钾化对流体中 K 的消耗。

Ulrich 等 (1999) 在对印度尼西亚的 Grasberg 斑岩铜矿 (富 Cu) 和阿根廷的 Bajo de la Alumbrera 斑岩铜矿 (富 Au) 进行流体包裹体研究时发现, 各个矿床中高盐度 ($w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) > 55\%$) 流体包裹体的 Cu/Au 比值与各自矿石的 Cu/Au 比值很接近。由于高盐度流体包裹体一般代表原始岩浆流体, 因而, Ulrich 等 (1999) 认为, 斑岩铜矿的成矿金属来自岩浆。

近年来的研究不但为斑岩铜矿中 Cu、Au 和 Mo 来源于岩浆提供了证据, 也已着手确定金属来源于地幔还是地壳。Sillitoe (1972) 较早对板块俯冲背景下金属在深部的起源进行了详细探讨, 他认为, 斑岩铜矿的成矿金属主要来自俯冲洋壳。他指出, 在洋壳俯冲过程中由于温度升高, 成矿金属与挥发组分一起从洋壳释放出来, 这些金属会进入由地幔楔熔融所产生的岩浆, 并与岩浆一起到达地壳浅部。他还强调, 地幔可以提供少量金属, 但地幔楔之上的陆壳对 Cu、Au 和 Mo 金属的贡献可以忽略不计。

近 20 年来, 人们不再强调金属和岩浆的洋壳来源, 地幔作为 Cu 和 Au 的来源越来越受重视, 地幔可能是斑岩铜矿中 Cu 和 Au 的主要来源 (Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Mungall, 2002)。其中, Sillitoe (1997) 对 Cu 和 Au 的起源方式进行了详细论述, 他指出, 俯冲洋壳所释放出的流体或熔融所产生的岩浆富含 Fe^{3+} , 当这些流体或岩浆与上地幔发生相互作用时, Fe^{3+} 会氧化地幔中富含 Cu 和 Au 的硫化物, 硫化物分解后, Cu 和 Au 释放出来进入岩浆并与岩浆一起到达地壳浅部。

虽然 Cu、Au 和 Mo 三种金属的地幔来源已被大多数学者接受 (Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Mungall, 2002; Robb, 2005), 但仍有学者在部分地区找到了 Cu、Mo 和岩浆共同来源于下地壳的证据 (Bouse et al., 1999), 也有研究者曾提出 Mo 的来源

与 Cu、Au 并不相同,地壳混染对斑岩铜矿中 Mo 的含量起决定作用(Titley et al.,1981)。

金属的来源还涉及金属由岩浆转入流体的途径问题。多数研究者认为,金属在岩浆固结前与岩浆分离而进入流体(Candela et al.,1986;Ross et al.,2002;Robb,2005;Williams-Jones et al.,2005),仅有少数研究者认为,金属在岩浆固结后经岩石蚀变而进入流体(Dilles et al.,1992;Campos et al.,2002)。

金属由岩浆从地幔携带到浅部地壳以后,要经历与岩浆(岩)分离的过程后才能形成斑岩铜矿。Candela 等(1986)较早对这一问题进行了研究,并指出金属在岩浆固结前进入流体相。他们对岩浆-流体相互作用的数字模拟计算表明,流体相产生时流体对熔体相中铜的萃取率与岩浆的含水量、岩浆的硫化物含量及流体的氯离子含量有关。通常情况下,40%~90%的铜在流体-熔体分离时进入流体。

近年来,人们开始对金属在岩浆固结前进入流体相的过程寻找实际证据,并取得了一定进展(Harris et al.,2003;Davidson et al.,2005)。Davidson 等(2005)在智利 Rio Blanco 斑岩铜矿英安斑岩的斜长石、石英和钾长石斑晶中观察到了大量捕获原始岩浆流体的包裹体,这些流体多与玻璃及磷灰石、锆石等固体物质共生,这表明,流体相产生于岩浆结晶过程。成分分析表明,在流体与玻璃共存的包裹体中,Cu、Pb、Zn 和 Cl 等元素在流体中的含量远高于这些元素在玻璃中的含量,这说明,流体相在岩浆中产生时,成矿金属元素会在流体中富集,这与 Candela 等(1986)数字模拟的结果是一致的。Davidson 等(2005)认为,Rio Blanco 斑岩铜矿成矿流体中的成矿金属由这些岩浆流体继承而来。Davidson 等(2005)的研究还表明,成矿金属元素在富原始岩浆流体的包裹体中既可以溶液形式存在,也可以硫化物形式存在。

有研究者曾提出了与 Candela 等(1986)、Davidson 等(2005)观点不同的铜富集方式,且在个别地区给出了证据(Dilles et al.,1992),并认为,Cu 由岩浆(岩)向流体中的富集涉及流体对结晶斑岩体或其下伏岩体的萃取作用。Dilles 等(1992)对 Ann-Mason 斑岩铜矿的研究表明,斑岩体之下的岩基在蚀变之前,其铜含量较高,在遭受高温蚀变(阳起石-斜长石化)时,大约有 10 km^3 体积的石英二长岩中的铜被流体萃取,并在上升过程中降温成矿。据 Dilles 等(1992)计算,这种来源的 Cu 占 Ann-Mason 斑岩铜矿

铜总量的 30% 以上。

4 斑岩铜矿流体来源与演化

较早应用氢氧同位素来研究斑岩铜矿流体来源与演化的是 Sheppard 等(1971),他们发现,斑岩铜矿成矿作用早期,成矿流体主要由岩浆水组成,而成矿作用晚期,流体以大气降水为主。Taylor(1974)依据北美斑岩铜矿的稳定同位素数据提出了斑岩铜矿的流体演化模式:早期两种流体作用体系并存,内带为岩浆流体作用体系,发生钾化和铜矿化,外带为外来流体作用体系,发生青磐岩化;晚期以外来流体为主,两种流体混合,发生绢英岩化,改造早期矿化。之后的几十年,人们普遍接受这一模式(Harris et al.,2002)。该模式是建立在北美地区斑岩铜矿研究结果之上的,不能解释太平洋西岸许多斑岩铜矿的成矿流体特征(Ulrich et al.,2001;Harris et al.,2002;2005;Calagari,2003),因此,该流体演化模式需要加以修正。

太平洋西岸的许多斑岩铜矿,绢英岩化期的成矿流体仍以岩浆流体为主(Ulrich et al.,2001;Harris et al.,2002;2005;Calagari,2003),如澳大利亚东部的 Endeavour 26 North 斑岩铜矿。Harris 等(2002)对 Endeavour 26 North 斑岩铜矿的钾化、主成矿期绢英岩化和晚期绢英岩化进行了流体包裹体显微测温 and 氧同位素分析,同时分析了主成矿期绢英岩化石英中的流体包裹体和绢云母的氢同位素组成。绢英岩化石英流体包裹体的盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 超过 50%,气相到液相的均一温度也很高($370\sim 560^\circ\text{C}$)。计算所得流体的氧同位素组成与包裹体的均一温度有一定关系:包裹体均一温度为 $530\sim 560^\circ\text{C}$,其流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $6.4\text{‰}\sim 7.4\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 $-73\text{‰}\sim -58\text{‰}$,均一温度为 $470\sim 500^\circ\text{C}$,其流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $4.3\text{‰}\sim 7.6\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 $-48\text{‰}\sim -41\text{‰}$,均一温度为 $460\sim 480^\circ\text{C}$,其流体 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 为 $5.1\text{‰}\sim 5.8\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ 为 -63‰ 。这些同位素值均落在 Taylor(1974)给出的初始岩浆水范围内。Endeavour 26 North 斑岩铜矿主成矿期流体包裹体与钾化期流体包裹体相比,主要在盐分组成上有一定差别,绢英岩化期流体的 KCl 浓度高于 NaCl 浓度,而钾化期流体的 NaCl 浓度高于 KCl 浓度。Harris 等(2002)认为,这并非由流体演化造成,而是两期流体来自不同的侵入体所致。

5 斑岩铜矿伴生金属组分的含量

斑岩铜矿伴生金属组分的含量问题始终受到矿床学家的关注。斑岩铜矿的金属组成是多变的,例如在智利,虽然斑岩铜矿成矿作用从 30 Ma 开始一直持续到现在,早期(30~15 Ma)形成的斑岩铜矿的金含量却远低于晚期(15 Ma~现在)形成的斑岩铜矿(Sillitoe, 1991)。不同研究者从不同角度对斑岩铜矿伴生金属组分问题进行了研究。研究表明,成矿温度、岩浆源区演化、火成岩岩石类型、地壳混染作用、岩浆侵位深度等多种因素均对斑岩铜矿伴生金属的含量产生影响。

Kesler 等(2002)依据斑岩铜矿中自然金总是出现在黄铜矿颗粒内部或其周围这一地质现象以及黄铜矿金含量分析结果和 Fe-Cu-S-Au 体系物理化学数据提出,在斑岩铜矿中,在高温条件下,Au 以固溶体形式存在于黄铜矿和斑铜矿中;温度降低后,因 Au 在硫化物中的溶解度降低而析出自然金。因而,研究者认为,斑岩铜矿的 Cu/Au 比值主要取决于硫化物的形成温度,并指出,Cu/Au 比值极高或极低的斑岩型矿床在成矿过程中可能发生了 Au 或 Cu 的丢失,他们认为,斑岩体围岩地层的 Au 含量高于区域背景值是由于 Au 从成矿流体中向围岩逃逸引起的。

壳源物质对俯冲带地幔楔的改造所造成的岩浆源区地幔演化也可以影响斑岩铜矿伴生金属的含量。在板块俯冲背景下,洋壳发生脱水或熔融的深度相对固定,来自洋壳的挥发分或岩浆不断改造地幔楔岩石,使其亲铜金属元素的含量不断降低,但不同的成矿金属,其含量降低的速度不同,这使得地幔楔中不同金属之间的比例发生变化,其中包括 Cu/Au 比值的降低。因此,随着洋壳俯冲作用的进行,由地幔楔产生的岩浆的 Cu/Au 比值会发生变化,故而,斑岩型矿床的矿化金属组分也就不同(Solomon, 1990)。

Kesler(1977)较早指出了斑岩铜矿伴生金属组分的含量与斑岩体岩石类型之间的关系,并将这种关系概括为偏碱性斑岩体容易发生金矿化,偏酸性斑岩体则易发生钼矿化。

最确切地指出斑岩铜矿伴生金属的含量与含矿岩体岩石种类关系的是 Kirkham 等(1995),他们系统总结了含不同类型金属的斑岩型矿床的矿化斑岩体的岩石类型。其中,含钼斑岩铜矿的矿化岩体主

要包括花岗岩、石英二长岩和石英二长闪长岩;含金斑岩铜矿的矿化岩体偏碱性,不伴生 Mo 和 Au 的斑岩铜矿岩体偏基性,岩石类型以花岗闪长岩、石英二长岩和石英二长闪长岩为主(图 2)。

近年来,研究者注意到岩浆侵位深度对斑岩铜矿伴生金属组分含量的影响,即侵位较深(>5 km)的岩体形成富 Mo 矿床,侵位较浅(<5 km)的岩体形成富 Cu 和 Au 的矿床(Candela et al., 1986; Candela, 1997; Robb, 2005)。Robb(2005)依据 Candela 等(1986)的数字模拟结果对这一现象进行了解释,他认为,岩浆侵位深度通过控制岩浆结晶过程来影响斑岩铜矿伴生金属的含量。岩浆侵位较深时,由于压力较大,挥发分的溶解度也大,在侵位之初不会发生沸腾作用,无独立的流体相形成。由于岩浆降温缓慢,挥发分含量高,岩浆结晶缓慢,矿物与

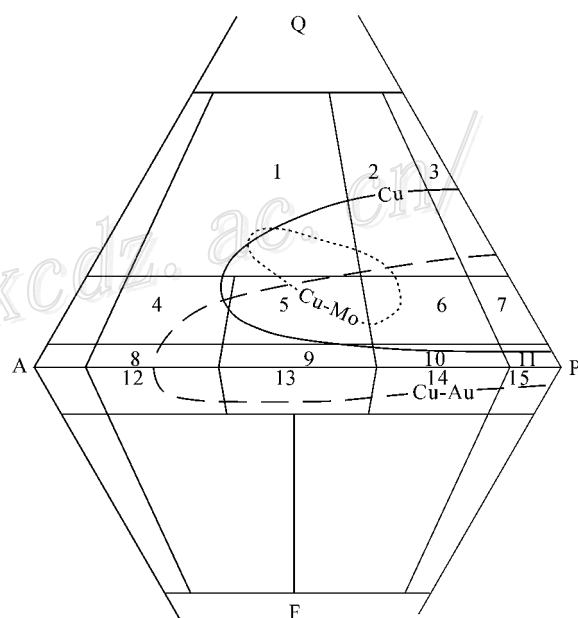


图 2 斑岩铜矿伴生组分与斑岩体岩石类型关系图
(据 Kirkham et al., 1995 简化)

1—花岗岩 2—花岗闪长岩 3—英云闪长岩 4—石英正长岩 5—石英二长岩 6—石英二长闪长岩 7—石英闪长岩 8—正长岩 9—二长岩 10—二长闪长岩 11—闪长岩 12—含似长石正长岩 13—含似长石二长岩 14—含似长石二长闪长岩 15—含似长石闪长岩

Fig. 2 Relationship between associated components of porphyry copper deposits and rock types of porphyry intrusions
(modified after Kirkham et al., 1995)

1—Granite; 2—Granodiorite; 3—Tonalite; 4—Quartz syenite; 5—Quartz monzonite; 6—Quartz monzodiorite; 7—Quartz diorite; 8—Syenite; 9—Monzonite; 10—Monzodiorite; 11—Diorite; 12—Feldspathoid syenite; 13—Feldspathoid monzonite; 14—Feldspathoid monzodiorite; 15—Feldspathoid diorite

岩浆之间的分离会造成岩浆高度演化。 Cu 和 Au 是相容元素,较高的岩浆结晶程度导致这两个元素被贫化(Candela et al., 1986) ; Mo 是不相容元素,岩浆演化导致 Mo 在岩浆结晶晚期富集(Candela et al., 1986)。因而,侵位较深的岩体形成富 Mo 而贫 Cu 和 Au 的矿床。

岩浆在地壳浅部侵位,由于水和其他挥发分在岩浆中的溶解度降低,岩浆会发生沸腾,独立的流体相随之形成。由于独立的流体相形成时, Cu 和 Au 未被黑云母等铁镁质矿物消耗,这两种金属会大量进入流体。由于岩浆侵位较浅,岩浆冷却较快,导致岩浆侵位后快速结晶,其结果是岩浆演化程度低, Mo 不能有效富集。因而,侵位较浅的岩体形成贫 Mo 而富 Cu 和 Au 的矿床。

总之,不同金属发生斑岩型矿化的地质条件的差别很明显,可通过对有利岩浆岩带内较老岩体、侵位较浅岩体的重点研究来寻求中国斑岩型铜矿找矿工作的新突破。

6 总 结

近年来的矿床学研究,在斑岩铜矿的构造控制因素、含矿岩体岩石学特征、成矿金属来源、流体来源和演化、伴生金属组分含量的控制因素等 5 个方面取得了明显的突破。其研究成果主要包括:①斑岩铜矿的大规模成矿作用与洋壳高浮力块体的俯冲有关;②高氧逸度的岩浆活动有利于斑岩型铜矿化的发生,含矿斑岩体具有低稀土元素含量以及右倾勺形稀土元素配分型式(Ho 和 Er 标准化含量低于 Yb 和 Lu) ;③成矿金属主要来自地幔,其起源与俯冲洋壳所释放的流体对地幔中硫化物的氧化有关;④岩浆水可构成斑岩铜矿绢英岩化期流体的主体;⑤斑岩铜矿伴生金属组分的含量受许多因素控制,其中包括成矿温度、岩浆源区地幔演化、火成岩岩石类型和岩浆侵位深度等多个方面。这些研究成果可在找矿工作中予以运用和检验。

致 谢 中国地质科学院矿产资源研究所曲晓明研究员建议笔者对文章进行了 4 处较大的修改,提高了文章的可读性和论述的合理性,笔者对此表示衷心感谢。

References

Anders E and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements : Meteoritic and solar[J]. *Geochimi. Cosmochim. Acta*, 53(1) : 197~214.

Audetat A, Pettke T and Dolejs D. 2004. Magmatic anhydrite and calcite in the ore-forming quartz-monzodiorite magma at Santa Rita, New Mexico (USA) : Genetic constraints on porphyry-Cu mineralization[J]. *Lithos*, 72(3-4) : 147~161.

Baldwin J A and Pearce J A. 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes [J]. *Econ. Geol.*, 77(3) : 664~674.

Ballard J R, Palin J M and Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from $\text{Ce(IV)}/\text{Ce(III)}$ in zircon : Application to porphyry copper deposits of northern Chile [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3) : 347~364.

Bouse R M, Ruiz J, Titley S R, Tosdal R M and Wooden J L. 1999. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona : Implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 94(2) : 211~244.

Calagari A A. 2003. Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(7) : 767~780.

Campos E, Touret J L R, Nikogosian I and Delgado J. 2002. Overheated, Cu-bearing magmas in the Zaldívar porphyry-Cu deposit, Northern Chile : Geodynamic consequences [J]. *Tectonophysics*, 345(1-4) : 229~251.

Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites : Textures, volatiles, and ore metals[J]. *Journal of Petrology*, 38 (12) : 1619~1633.

Candela P A and Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems : The origin of porphyry-type ore deposits[J]. *Econ. Geol.*, 81(1) : 1~19.

Chivas A R. 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization : Part 1. Mafic silicates from the Koloula igneous complex [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78(4) : 389~403.

Cline J S and Bodnar R J. 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt [J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 96 (B5) : 8113~8126.

Cooke D R, Hollings P and Walsh J L. 2005. Giant porphyry deposits : Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. *Econ. Geol.*, 100(5) : 801~818.

Davidson P, Kamenetsky V, Cooke D R, Frikken P, Hollings P, Ryan C, Van Achterbergh E, Mernagh T, Skarmeta J, Serrano L and Vargas R. 2005. Magmatic precursors of hydrothermal fluids at the

- Rio Blanco Cu-Mo deposit, Chile: Links to silicate magmas and metal transport [J]. *Econ. Geol.*, 100(5): 963~978.
- Dilles J H and Einaudi M T. 1992. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposits, Nevada: A 6-km vertical reconstruction [J]. *Econ. Geol.*, 87(8): 1963~2001.
- Force E R. 1998. Laramide alteration of Proterozoic diabase: A likely contributor of copper to porphyry systems in the Dripping Spring mountains area, southeastern Arizona [J]. *Econ. Geol.*, 93(2): 171~183.
- Gustafson L B. 1978. Some major factors of porphyry copper genesis [J]. *Econ. Geol.*, 73(5): 600~607.
- Harris A C and Golding S D. 2002. New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits [J]. *Geology*, 30(4): 335~338.
- Harris A C, Kamenetsky V S and White N C. 2003. Melt inclusions in veins: Linking magmas and porphyry Cu deposits [J]. *Science*, 302(5653): 2109~2111.
- Harris A C, Golding S D and White N C. 2005. Bajo de la Alumbrera copper-gold deposit: Stable isotope evidence for a porphyry-related hydrothermal system dominated by magmatic aqueous fluids [J]. *Econ. Geol.*, 100(5): 863~886.
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, Qu X M and Meng X J. 2003a. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies of porphyry copper belts in Tibetan plateau and in Northern Chile [J]. *Mineral Deposits*, 22(1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, Gao Y F, Du A D and Huang W. 2003b. Re-Os age for molybdenites from the Gangdese porphyry belt in the Tibetan plateau: Implication to mineralization duration and geodynamic setting [J]. *Science in China (Series D)*, 33(7): 609~618 (in Chinese).
- Ilton E S and Veblen D R. 1993. Origin and mode of copper enrichment in biotite from rocks associated with porphyry copper deposits: A transmission electron microscopy investigation [J]. *Econ. Geol.*, 88(4): 885~900.
- Imai A. 2002. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO₃ contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks [J]. *Resource Geology*, 52(2): 147~161.
- Imai A. 2004. Variation of Cl and SO₃ contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs [J]. *Resource Geology*, 54(3): 357~372.
- Ishihara S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks [J]. *Mining Geology*, 27(2): 293~305.
- James D E and Sacks I S. 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective [A]. In: Skinner B J, ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes* [C]. Society of Econ. Geol., Special Publication, 17: 1~26.
- Kesler S E. 1977. Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc-Panama [J]. *Econ. Geol.*, 72(6): 1142~1153.
- Kesler S E, Issigonis M J, Brownlow A H, Damon P E, Moore W J, Northcote K E and Preto V A. 1975. Geochemistry of biotite from mineralized and barren intrusive systems [J]. *Econ. Geol.*, 70(3): 559~567.
- Kesler S E, Chrysosoulis S L and Simon G. 2002. Gold in porphyry copper deposits: Its abundance and fate [J]. *Ore Geology Reviews*, 21(1-2): 103~124.
- Kirkham R V and Sinclair W D. 1995. Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver [A]. In: Eckstrand O R, Sinclair W D, Thorpe R I, ed. *Geology of Canadian mineral deposit types* [C]. Ottawa: Geological Survey of Canada. 421~446.
- Krauskopf K B. 1971. The source of metals [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35(7): 643~659.
- Lang J R and Titley S R. 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 93(2): 138~170.
- 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*, 21(3): 205~218 (in Chinese with English abstract).
- Lowell J D and Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 65(4): 373~408.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M L and Sutton S R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase [J]. *Science*, 252: 1405~1408.
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids [J]. *Lithos*, 46: 411~429.
- Mason D R. 1978. Compositional variation in ferromagnesian minerals from porphyry copper generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea [J]. *Econ. Geol.*, 73(5): 878~890.
- Mason D R and Feiss P G. 1979. On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 74(6): 1506~1510.
- McInnes B I A and Cameron E M. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: Mantle wedge samples from the Tabar Lihir-tanga-Feni arc, Papua New Guinea [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1-2): 125~141.
- Mitchell A H G. 1973. Metallogenetic belts and angle of dip of Benioff zones [J]. *Nature*, 245: 49~52.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits [J]. *Geology*, 30(10): 915~918.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental concepts for the exploration geologist [M]. Verlag: Springer. 325~374.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Is Gangdese porphyry copper

- belt the second "Yulong" copper belt [J]. *Mineral Deposits*, 20 (4): 355~366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2002. Ore-bearing adakite was found in Gangdese collisional orogenic belt [J]. *Mineralium Deposita*, 21 (Supp): 215~218.
- Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau [J]. *Lithos*, 74 (3~4): 131~148.
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Econ. Geol.*, 98 (8): 1515~1533.
- Richards J P, Boyce A J and Pringle M S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization [J]. *Econ. Geol.*, 96 (2): 271~305.
- Robb L. 2005. Introduction to ore-forming process [M]. Oxford: Blackwell. 1~166.
- Rosenbaum G, Giles D, Saxon M, Betts P G, Weinberg R F and Duboz C. 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 239 (1~2): 18~32.
- Ross P S, Jebrak M J and Walker B M. 2002. Discharge of hydrothermal fluids from a magma chamber and concomitant formation of a stratified breccia zone at the Questa porphyry molybdenum deposit, New Mexico [J]. *Econ. Geol.*, 97 (8): 1679~1699.
- Sheppard S M F, Nielsen R L and Taylor H P. 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 66 (4): 515~542.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 67 (2): 184~197.
- Sillitoe R H. 1991. Gold metallogeny of Chile - an introduction [J]. *Econ. Geol.*, 86 (6): 1187~1205.
- 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 (3): 373~388.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs [J]. *Geology*, 18 (7): 630~633.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Econ. Geol.*, 69 (6): 843~883.
- Titley S R and Beane R E. 1981. Porphyry copper deposits: Part I. Geology settings, petrology, and tectogenesis [J]. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume: 214~269.
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits [J]. *Nature*, 399 (6737): 676~679.
- Ulrich T, Gunther D and Heinrich C A. 2001. Evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina [J]. *Econ. Geol.*, 96 (8): 1743~1774.
- 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.
- Williams-Jones A E and Heinrich C A. 2005. 100th Anniversary special paper: Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits [J]. *Econ. Geol.*, 100 (7): 1287~1312.
- Xu J F, Shinjo R, 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.
- Zeng P S, Hou Z Q, Gao Y F, Du A D. 2006. The Himalayan Cu-Mo-Au Mineralization in the Eastern Indo-Asian Collision Zone: Constraints from Re-Os Dating of Molybdenite [J]. *Geological Review*, 52 (1): 72~84 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦,莫宣学,高永丰,曲晓明,孟祥金. 2003a. 埃达克岩-斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例 [J]. *矿床地质*, 22 (1): 1~12.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,高永丰,杜安道,黄卫. 2003b. 西藏高原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(D辑)*, 33 (7): 609~618.
- 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.
- 曲晓明,侯增谦,黄伟. 2001. 冈底斯斑岩铜成矿带-西藏第二条“玉龙”斑岩铜矿带 [J]. *矿床地质*, 20 (4): 355~366.
- 曾普胜,侯增谦,高永峰,杜安道. 2006. 印度-亚洲碰撞带东段喜马拉雅期铜-钼-金矿床 Re-Os 年龄及成矿作用 [J]. *地质论评*, 52 (1): 72~84.