

超大型斑岩铜矿形成的必要条件*

王龙生 芮宗瑶

(中国地质科学院矿床地质研究所, 北京)

提 要: 超大型斑岩铜矿床的形成往往受某些特定条件的限制, 本文认为全球构造-岩浆带、壳幔物质交换、富 Cu 的源岩或源区、岩浆高侵位和长期稳定的对流循环机制等条件是斑岩铜矿床开成的必要条件。

关键词: 斑岩铜矿 过渡岩浆 对流循环

世界超大型斑岩铜矿床(铜金属储量超过 500 万吨)以其巨大的储量和规模效益受到各国的高度重视, 目前, 世界 500 万吨级铜金属储量的斑岩铜矿床已发现有 34 个, 根据它们在时间和空间分布及产出地质环境分析可以看出, 其形成明显受全球构造-岩浆带、壳幔物质交换、富 Cu 的源岩或源区、岩浆高侵位和长期稳定的对流循环机制等条件控制, 下面对其作简要分析。

1 全球构造-岩浆带

全世界 34 个 500 万吨级以上的超大型斑岩铜矿床, 其中有 26 个集中于太平洋东岸中生代, 特别是第三纪构造-岩浆带; 2 个分布于太平洋西岸中生代构造-岩浆带; 3 个分布于特提斯新生代构造-岩浆带; 2 个分布于中亚—蒙古晚古生代构造-岩浆带; 只有 1 个分布于印度克拉通前寒武纪构造-岩浆带。

上述构造-岩浆带均处于不同时期的板块边缘, 它们曾经历过洋壳俯冲或陆陆碰撞, 海水退却, 地壳变形, 岩浆弧迁移, 由海相火山活动转为陆相火山活动以及深源花岗岩浆高侵位等演化历史。花岗质岩浆开始为钙碱性系列, 中晚期演化为碱性系列中的钾玄岩。

斑岩的化学成分与矿石建造具有一定的专属性, 通常闪长玢岩和花岗闪长斑岩与 Cu-Au 建造有关; 二长花岗斑岩与 Cu-Mo 建造有关。芮宗瑶等^[1]对我国含矿斑岩的 SiO_2 和 DI 值与矿石建造建立了如表 1 的对应关系。

板块边缘构造-岩浆带往往为壳幔演化最活跃的部位。Clark 等^[5]认为, 活动大陆边缘的岩浆活动周期性将软流圈内的大量挥发分和金属, 从深部带到地壳表面。最典型的例子是中央安第斯山的成矿与地幔起源的岩浆密切相关, 该地区存在着一个地幔金属套。

2 最强烈的壳幔物质交换

智利—秘鲁超大型斑岩铜矿带产于壳幔反应最强烈部位, 在纳兹卡大洋岩石圈俯冲带的

* 中国科学院攀登计划 A-30-16 项目

王龙生, 男, 1963 年生, 副研究员, 矿床地质专业。北京: 100037

上盘分布有众多超大型斑岩铜矿床。大洋岩石圈的部分熔融深度不仅达到岩石圈下部,甚至达到软流圈。大洋沉积物中大量水和金属组分被带到很深的部位(最深达 250 km)。大约在

表 1 含矿斑岩 SiO_2 与矿石建造关系

矿石建造	$\text{SiO}_2/\%$	$DI/\%$
含 Mo 建造	>70	>84
Mo (Cu) 建造	66~72	78~84
Cu (Mo) 建造	65~69	72~80
Cu 建造	62~66	68~76
Cu-多金属建造	60~65	62~78
CuAu 建造	60~68	58~80

70 km 深处,伴随安山质岩浆和钾玄质岩浆上升,在宽达 200~500 km 地带,普遍有热流体强烈活动,引起广泛的蚀变和矿化。以黑云母和钾长石为标志的钾硅酸盐交代岩、电气石化岩、绢英岩和青磐岩成为斑岩铜矿产出的主要标志。乌奴格吐山斑岩铜矿床位于得尔布干深断裂的西侧。该深断裂带在区域上分割了额尔古纳复背斜与海拉尔-根河复向斜,构成隆拗交接隆起一侧的横张断裂系统控制矿田和矿床的定位。受燕山

期太平洋板块推动,海拉尔-根河复向斜的幔根下插到额尔古纳复背斜之下,引起幔根的部分熔融,产生深源花岗质岩浆上侵和斑岩铜钼矿床形成。

在许多超大型斑岩铜矿床形成过程中,都可以见到两个时期的壳幔物质强烈交换:第一次壳幔物质交换发生于板块聚敛或幔根消减之前,表现为富铜的玄武-安山岩建造形成;第二次壳幔物质交换发生于板块聚敛或幔根消减期间,表现为含矿斑岩建造形成。这里列举两例:第一例是多宝山斑岩铜矿,中奥陶统多宝山组安山岩组代表第一次壳幔物质交换,其平均含 Cu 为 130×10^{-6} ;华力西期 ($290 \times 10^6 \sim 240 \times 10^6$ a) 与成矿有关的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩代表第二次壳幔物质交换,平均含 Cu 量分别为 50×10^{-6} 和 80×10^{-6} 。它们的初始 Sr 值都为 0.704,它们的岩浆源区都投影在玄武岩区。另一例是德兴斑岩铜矿,中元古界双桥山群英安质火山岩和火山凝灰岩代表第一次壳幔物质交换,其平均含 Cu 量为 $79 \times 10^{-6} \sim 203 \times 10^{-6}$;燕山期成矿花岗闪长斑岩代表第二次壳幔物质交换,其平均含 Cu 量为 $94 \times 10^{-6} \sim 250 \times 10^{-6}$,铜厂花岗闪长斑岩的 Sr 初始值为 0.703,投影于玄武岩源区。

3 富铜源岩或源区

以岛弧为背景和以大陆为背景的斑岩铜矿的源岩或源区具有显著的差别。Sillitoe^[6,4]对于以岛弧为背景的斑岩铜的源岩或源区作过较深入研究。Sillitoe 认为岛弧区斑岩铜矿的富铜源岩或源区为俯冲的大洋板块。智利-秘鲁、美国西南部和西南太平洋岛弧区的超大型斑岩铜矿,追根究源是大洋板块本身富 Cu 和富 Au 的结果,同时大洋沉积物富水和富含其他挥发组分。由于大洋板块俯冲到大陆壳之下,当俯冲板片达到很深时,便会发生大规模部分熔融。在俯冲带上盘形成火山岩岩浆弧。在岩浆弧迁移过程中,浅成-超浅成斑岩建造和斑岩矿床成为岩浆演化的必然产物。

我国学者(芮宗瑶等^[1], 1984; 杜琦等^[2], 1988; 马鸿文^[3], 1990)对以大陆为背景的斑岩铜矿的源岩或源区相对研究较多。在大陆构造体制下,通常是拗陷块的幔根下插在隆起块之下,通过幔根和下地壳玄武质源岩的部分熔融产生深源花岗质岩浆。多宝山和德兴含矿斑岩的初始 Sr 值均为 0.703~0.704,证明它们的源岩或源区均为玄武岩。玉龙含矿斑岩的初始锶值为 0.7066~0.7077,马鸿文^[3]认为它们的源岩为富金云母上地幔岩+下地壳镁

铁质岩 + 上地壳麻粒岩。

4 高侵位条件下花岗质过渡岩浆

高侵位的花岗质岩浆的上侵过程有着十分特殊的演化方式，我们划分出 3 个阶段，即正岩浆阶段、过渡岩浆阶段和热液阶段。过渡岩浆阶段出现的标志为有与残余硅酸盐相和凝聚相共存的独立挥发相产生。有关内容我们已在其他文章中阐述过，这里不再讨论。在花岗质岩浆-热液演化过程中，唯有过渡岩浆演化过程形成的矿床规模最大。故超大型斑岩铜矿的形成与过渡岩浆演化过程具有密切关系。下面针对该问题作几点阐述：

(1) 正岩浆过程，许多有用矿质被禁锢在矿物中，如黑云母、角闪石和磁铁矿等含 Cu 量达 $60 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$ 。一旦进入过渡岩浆阶段，则独立挥发相将与上述矿物相发生反应，使铜等有用矿质释放出来进入挥发相。

(2) 有用矿质在独立挥发相中分配系数比凝聚相和硅酸盐熔融相的要大得多，一旦过渡岩浆阶段形成则大部分矿质将集中于挥发相。因此，过渡岩浆能有效地将岩浆系统的有用矿质集中起来。

(3) 挥发相往往以上升蒸气形式集中到高侵位体的顶部，当其内压力聚集到足够大时，会引起斑岩体顶部的爆破，产生网状裂隙系统和角砾岩筒。比重较大的天水沿破裂系统下渗，构成岩浆水与天水的混合和对流循环。流体的对流循环能有效地将围岩中矿质萃取出来，并带到物理化学条件突变地带沉淀下来，从而使围岩中分散的矿质集中起来。

(4) 过渡岩浆的高侵位往往是多次完成的。据我国许多大型斑岩铜矿统计表明，均有 4 次以上侵位。每次侵位都有不同程度的矿化，因此超大型斑岩铜矿具有多次成矿的特点。例如马拉松多， 0.15 km^2 的小斑岩体，5 次侵位；玉龙， 0.65 km^2 的小斑岩体，7 次侵位；乌奴格吐山， 0.12 km^2 的小斑岩体，6 次侵位；富家坞和铜厂，分别为 0.2 km^2 和 0.6 km^2 的小斑岩体，均为 5 次侵位。

(5) 过渡岩浆往往发生多次岩浆爆破和水热爆破。通常超大型斑岩铜矿的破裂面超过 250 条/m。

5 稳定的、长期的岩浆水与天水的对流循环系统

超大型斑岩铜矿的铜金属储量为 250~7000 万吨规模，如此巨量的矿石堆积是稳定的、长期的岩浆水与天水的对流循环系统作用的结果。通常这种成矿系统的延续时间都在 $10 \times 10^6 \sim 70 \times 10^6 \text{ a}$ 以上。下面针对该问题作几点阐述：

(1) 这种成矿流体系统的稳定性和长期性主要受到全球构造背景的支持。在大洋板块消减或大陆幔根消减过程中，俯冲带前沿的热流体系统通常会持续 $40 \times 10^6 \sim 60 \times 10^6 \text{ a}$ 。例如与智利—秘鲁斑岩铜矿带有关的南美板块的法拉隆聚敛期的热流体系统持续了 $60 \times 10^6 \text{ a}$ ；与德兴斑岩铜矿有关的钱塘拗陷幔根消减时期的热流体系统持续了 $40 \times 10^6 \text{ a}$ 。

(2) 多次侵位的岩浆房不断地补给热能和挥发相（岩浆水和挥发分等）也是这种热流体系统持续很长时间的原因。我国超大型和接近超大型斑岩铜矿床的斑岩岩浆侵位持续时间

为: 玉龙为 $70 \times 10^6 \sim 24 \times 10^6$ a; 乌奴格吐山为 $164 \times 10^6 \sim 138 \times 10^6$ a; 德兴为 $178 \times 10^6 \sim 100 \times 10^6$ a; 多宝山为 $290 \times 10^6 \sim 240 \times 10^6$ a。

(3) 稳定的、长期的岩浆水与天水的对流循环系统可以有效地将岩浆系统和围岩系统的矿质集中到高侵位的斑岩体顶部, 那里由于发生过多次岩浆爆破和水热爆破, 为循环系统最佳的排放通道, 同时由于处于浅成环境, 物理化学梯度最大, 故最适于矿石沉淀。

6 表生氧化富集

A H Clark^[7]认为北美斑岩铜矿的原生 Cu 平均品位为 0.44%; 美国亚利桑那州斑岩铜矿的原生 Cu 平均品位为 0.63%; 智利和秘鲁斑岩铜矿的原生 Cu 平均品位为 0.7%。芮宗瑶估算我国斑岩铜矿的原生 Cu 平均品位为 0.47%。玉龙斑岩铜矿的 Cu 平均品位达到 0.94%, 特别在波利拉灰岩与甲丕拉砂岩的层间带, 夕卡岩矿层被表生氧化富集强烈改造了, 故使玉龙矿石品位大大加富了 (6%)。

表生氧化富集作用使斑岩铜矿的 Cu 品位变富的例子很多。例如智利的 La Escondida 矿床拥有 Cu 储量 2880 万吨, 品位为 1.6%; 智利的 Collahuassi 矿床拥有 Cu 储量 1195 万吨, 品位为 1.2%; 智利的 Mansa Mina 矿床拥有 Cu 储量 1170 万吨, 品位为 1.3%; 智利的 E Salvador 矿床拥有 Cu 储量 860 万吨, 品位为 1.13%; 智利的 Andina 矿床拥有 Cu 储量 500 万吨, 品位 1.25%; 印尼的 Grasberg 矿床拥有 Cu 储量 953 万吨, 品位 1.41%。从上述例子表明, 表生氧化富集作用也是超大型斑岩铜矿形成的主要机制之一。

参 考 文 献

- 1 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明等. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984, 350p.
- 2 杜琦, 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1988.
- 3 马鸿文. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990.
- 4 Sillitoe R H. Gold and copper metallogeny of the central Andes—past, present, and future exploration objectives. *Econ. Geol.*, 1992, 87: 2205~2216.
- 5 Clark A H, Farrar E, Kontak D J, Langridge R J, et al. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 1990, 85: 1520~1583.
- 6 Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 1972, 67: 184~197.
- 7 Clark A H. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinct? in giant ore deposits (eds. Whiting, B. H., Hodgson, C. J., and Mason, R., Society of Economic geologists special publication), 1993, (2) 213~283.