

多宝山组 (O_2d)，上奥陶统裸河组 (O_3l)、爱辉组 (O_3i) 和下志留统黄花沟组 (S_1h)。中奥陶统多宝山组 (O_2d) 主要为深绿色安山岩及其凝灰岩，中间夹凝灰沉积岩大透镜体。凝灰沉积岩成分复杂，分选性很差，由紫色和蓝灰色砂砾岩、砂岩和不纯碳酸盐组成。

在多宝山矿区范围内，分布的地层大都是多宝山组。由矿床中心向外，矿带处含铜量 $>1000\text{ppm}$ ，但离开矿带只有几十米处，含铜量突然降到只有 $30-50\text{ppm}$ ，再向外到弱青磐岩化带，含铜量为 $70\text{ppm} \pm$ ，穿过弱青磐岩化带至未蚀变的多宝山组岩石，又恢复到正常场，平均为 135ppm 。假设铜的降低场向下延伸数公里，由于弱蚀变而使多宝山组丢失的铜的数量约 $3\sim 5$ 千万吨。通过对地球化学场的分析，说明了在形成多宝山矿田的全部过程中，既有铜的大量迁出过程，也有铜的明显富集过程。

通过对赋存铜矿体的围岩统计，发现：(1)三个大型铜矿体的中部和底部赋存于花岗闪长岩内，矿体上部则赋存于多宝山组底部安山岩与凝灰沉积岩的过渡带偏安山岩一侧。(2)在矿化蚀变带内，在不属于多宝山组下部层位的其他地层内，矿化普遍减弱。这些事实从直观上可以说明：①多宝山组含铜量高出其他地层三、四倍，而且矿区内的多宝山组含铜量有明显的迁出和迁入现象。②当花岗闪长岩与多宝山组下部层位接触时，如果其他条件也很有利，往往在二者接触带附近形成铜矿体。

二、侵入岩

矿区内侵入岩按其时代、侵位方式、与其伴有的蚀变矿物组合特征，可分为两类：

1. 与斑岩铜矿有关的花岗闪长岩复合岩体。岩体呈石燕状沿北西向延伸，出露面积八平方公里。与其伴生的脉岩种类很多，大都在成矿期间和成矿之后形成的。花岗闪长岩具不同程度的碎裂、片理化和蚀变。其中的花岗闪长斑岩沿北西向构造带呈似岩墙状穿入到花岗闪长岩体内，普遍发生碎裂和钾化、钠化、硅化。

花岗闪长岩和花岗闪长斑岩与围岩之间接触界面极不规则，犬牙交错，侵入岩有许多岩枝穿入围岩内，围岩有不少悬垂体伸到岩体内。岩体内还有大小不等的捕虏体。在主矿体两侧发育有岩浆角砾岩，但捕虏体和岩浆角砾岩的热变质作用都较微弱，且变质程度不一。

在花岗闪长岩内部矿物含量很均匀，当条纹长石减少时，则变为斜长花岗岩；当石英减少，角闪石黑云母增多时，则变为石英闪长岩。它们之间均呈过渡关系。岩石一般具等粒状，但经常相变为不等粒状和似斑状。

从花岗闪长岩浆和花岗闪长斑岩浆的侵位方式看来，显然是处在不稳定的较开放的构造环境，它们都是在压力梯度较大的情况下，沿既成的张性构造通道被动侵位的。被动侵位形成的岩体，岩石易发生碎裂和扩容作用。而以张性为主的构造活动带易使岩浆后期一期后流体发生大规模的抽排和迁移，容易发生大规模的蚀变和矿化。所以，多宝山矿区岩浆的被动侵位是形成斑岩铜矿床蚀变—矿化的重要条件之一。

2. 斜长花岗岩：呈大型岩体分布于矿区东北部或呈小岩株分布于矿区内，系斑岩铜矿之后形成的。

三、构造

从空间分布看,有北西向、北西西向、北东向和东西向四组压扭性构造和南北向张扭性构造。矿区处在多种构造体系的复合部位。以时间演化看,首先形成了北西向压扭性构造

带,它构成了矿区的基本构造格局。之后沿北西西向形成了一些雁行状排列的片理化带。北西西向构造往往迭加在北西向构造上面。矿区的绢云母化带多是在北西向和北西西向片理化带的基础上发展起来的。

矿区的北东向压扭性构造曾发生过多活动,它一方面形成一些北东向节理、断隙和断裂,另一方面也可使北西向、北西西向压扭性构造张开。多宝山矿区的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的形成,主要蚀变和矿化都发生在北东向构造活动导致北西向构造张开的时间内(图2)。

北东向构造进一步发展,出现了东西向压扭性构造和南北向张扭构造。它们均具有多次活动的特点,大都形成在成矿之前,但成矿之后仍在继续活动。从多宝山矿区几组构造的

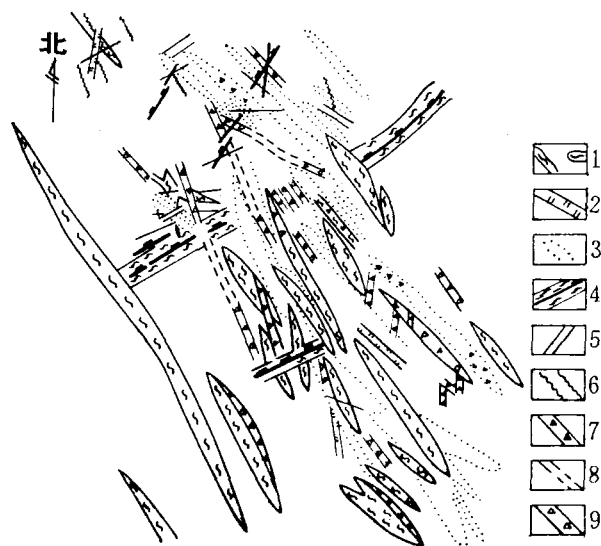


图2 矿化与构造裂隙相互关系图

Fig. 2. Diagram showing relationship of mineralization to structural fissures

1—片理化带; 2—含矿石英脉; 3—矿体角砾岩; 4—压扭性断裂; 5—压扭性裂隙; 6—张性裂隙; 7—破碎带; 8—扭性节理; 9—无矿石英脉

活动情况可以看出,张性构造的出现应当是形成斑岩铜矿的重要构造条件。

四、蚀变

矿区的蚀变岩石带大致以花岗闪长斑岩为核心,由内向外依次分为:①分布在斑岩体内的强石英化带(或石英核);②石英钾长石化带;③黑云母化带;④绢云母化带(该带又可分为石英绢云母化亚带;绿泥石、绢云母化亚带);⑤青磐岩化带。另外,在黑云母化带和青磐岩化带之间有时可见到二者的过渡带——钾长石、黑云母、绿帘石、绿泥石化带。

矿区广大范围的弱青磐岩化带形成时间早于花岗岩闪长岩的形成时间。带内岩石的平均含铜量约等于未蚀变岩石的含铜量的1/2。花岗闪长岩内的青磐岩化早于花岗闪长斑岩的形成时间。目前矿区的蚀变分带基本上是与花岗闪长斑岩有关的蚀变岩石分带。

花岗闪长斑岩是沿着一条北西向由压性而转化为张性的构造带形成的。形成后就在斑岩体周围形成范围较大的黑云母化带。在黑云母化形成过程中或稍后,伴有较强的铜矿化,带内平均含铜量在1500ppm±,有时可达4000—5000ppm。但黑云母化带的铜矿化平

均含量偏低, 且不均匀, 多数情况下还不能构成铜矿体。

黑云母化的同时或稍后, 出现了钾长石化、钠长石化和石英化。石英形成的温度间隔较大, 持续时间较长, 但大多数石英均稍晚于钾、钠长石。从黑云母化—钾长石、钠长石化—石英化在空间上分布范围看来, 高温蚀变矿物分布范围随着时间的推移, 越来越小, 显然是一个退缩过程。与钾、钠长石化、石英化期伴生的铜矿化体含铜量只有300—500ppm。

后期绢云母化迭加在黑云母化和青磐岩化花岗闪长岩上面。在空间分布上, 它既有环绕着花岗闪长斑岩和钾、钠、硅化带分布的特点, 也明显地受北西和北西向西片理化带的控制。绢云母化往往使原来的含铜岩石内铜的品位进一步增高。如迭加到黑云母化岩石时, 可使含铜量富集到3000—6000ppm, 而迭加到青磐岩化带上时, 只能使铜富集到1000ppm左右。

最后一次蚀变是主期碳酸盐化, 它的迭加可使原来矿带上的铜矿化品位有所增高。但若碳酸盐化迭加在不含矿的岩石上时, 一般情况并不具铜矿化, 或铜矿化很微弱(图3、4)。

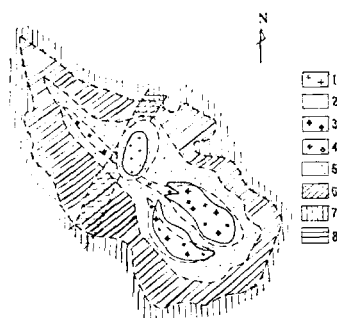


图3 矿床蚀变分带

Fig. 3. Alteration zonation of the ore deposit.

- 1—斜长花岗岩; 2—角岩化带; 3—花岗闪长斑岩;
4—石英核; 5—钾化带(黑云母化和钾长石化带);
6—绢云母化带; 7—青磐岩化带; 8—碳酸盐化带

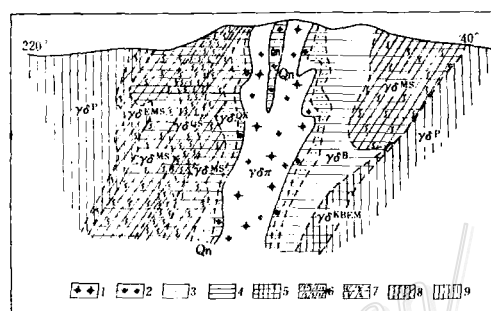


图4 蚀变分带剖面图

Fig. 4. Geological section of alteration zonation.

- 1— $\gamma\delta\pi$ 花岗闪长斑岩; 2— Q_n 石英核; 3— $\gamma\delta^{Qk}$ 石英化钾长石化带;
4— $\gamma\delta^B$ 黑云母化带; 5— $\gamma\delta^{KBEK}$ 钾长石黑云母绿帘石绿泥石化带;
6— $\gamma\delta^{QS}$ 石英绢云母化亚带; 7— $\gamma\delta^{MS}$ 绿帘石绢云母化亚带;
8— $\gamma\delta^{EMS}$ 绿帘石绿帘石绢云母化亚带; 9— $\gamma\delta^P$ 青磐岩化带

五、矿化分带

多宝山矿床铜矿体均赋存于被绢云母化改造了的黑云母化带内。

在较大的矿体内, 硫化物有明显的分带现象。矿体中心部位多数情况以斑铜矿为主, 向两侧斑铜矿减少, 黄铜矿增多, 逐渐过渡到以黄铜矿为主的带, 至矿带边缘黄铜矿常突然减少而过渡为黄铁矿化带。有时在黄铁矿化带内和其外边有闪锌矿或铅、锌矿化带(图5)。

硫化物为何造成这样的分带呢? 通过研究, 我们发现了下面一些情况:

① 含斑铜矿的矿体中心部分多数是片理化最强处, 也是绢云母化最强的部位, 很像是热液通道的中心部位(图6)。

② 在含铜绢云母化带内, 绢云母化带含矿有四种情况: a、绢云母化带内含有大量黄铁矿和一定数量的黄铜矿; b、绢云母化带中部是黄铜矿, 两侧是黄铁矿; c、绢云母化带中部

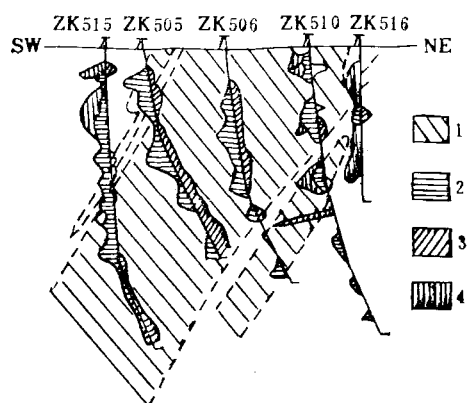


图5 矿带内斑铜矿黄铜矿黄铁矿分布图
Fig. 5. Distribution diagram of bornite, chalcopyrite and pyrite.

1—铜矿体；2—黄铜矿；3—斑铜矿；4—黄铁矿

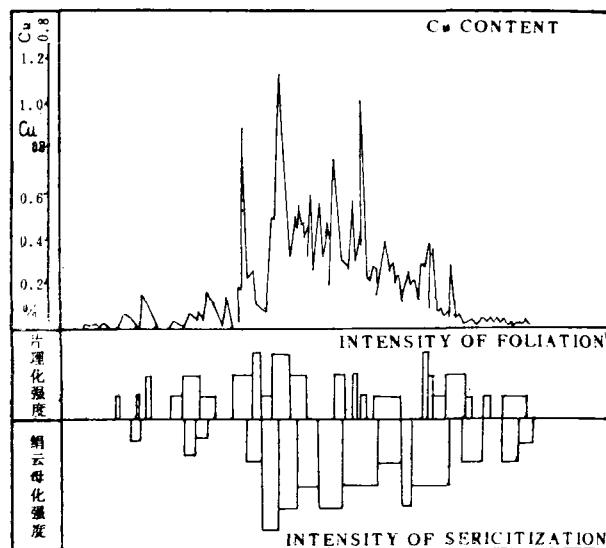


图6 片理化绢云母化与铜品位变化关系图
Fig. 6. Diagram showing the variation of copper grade with schistosity and sericitization.

是斑铜矿，向两侧是黄铜矿，再向外是黄铁矿，这是最常见的情况；d、绢云母化带中部无硫化物，向外依次为斑铜矿、黄铜矿和黄铁矿。形成这四种情况的原因，很象是绢云母化主期和稍后的流体对原来含铜的石英-绢云母化-黄铁矿化带迭加改造的强度不同所致，由a到d，迭加改造和对铜的迁移逐渐增强。

③ 铜矿体多富集于绢云母化带的中上部，绢云母化带下部虽然宽大，但铜矿体、铜矿带往往变窄，很象是下面的铜被带到了上面。

④ 通过矿物生成次序和测量资料发现：a.硫化物有两个主要成矿期：与钾化期同时或稍后形成的硫化物，形成温度 $\geq 310^{\circ}\text{C}$ ；与绢云母化期同时或稍后形成的硫化物，形成温度一般为 $240-260^{\circ}\text{C}$ 。b.在含矿的绢云母化带内，黄铜矿和斑铜矿形成均不早于黄铁矿，而绢云母化带外圈的黄铁矿形成时间较晚，形成温度只有 $190-220^{\circ}\text{C}$ 或更低。

⑤ 在铜矿体内，和铜矿物伴生的蚀变矿物与所在的围岩蚀变矿物相同。如在石英绢云母化带内，与含铜硫化物伴生的矿物为石英、绢云母和碳酸盐；在青磐岩化花岗闪长岩内，伴生的蚀变矿物多为绿帘石和绿泥石。

上述情况表明，黑云母化伴生有明显的铜矿化，后来的绢云母化如迭加到黑云母带时，开始形成含黄铜矿的石英-绢云母-黄铁矿组合，之后才形成与多种蚀变矿物伴生的含铜硫化物组合。含铜溶液显然是通过绢云母带中部强片理化带向上运移和向周围扩散。在含铜矿液的流动过程中，铜、铁、硫、锌等元素，按其活动性不同，表现出差异性的迁移，于是在通道中心形成贫铁贫硫富铜的斑铜矿带，两侧以黄铜矿为主，外圈形成了少铜富含铁的黄铁矿化带，最外圈为闪锌矿化带。

六、矿床形成过程

从演化观点看来,构造活动有时导致岩浆活动,而岩浆活动后期加上构造脉动,又导致热液活动,于是形成了围岩蚀变和成矿。这个过程概述如下:

1. 北西向压扭性弧形构造带构成了多宝山矿田的基本格局。
2. 北东向压扭性构造活动迫使北西向构造带张开,导致花岗闪长质岩浆的被动侵位。在这之前,多宝山组受到广泛的青磐岩化,岩石内的铜有大量迁出现象。
3. 花岗闪长岩发生碎裂,引起花岗闪长岩体及其邻近围岩的青磐岩化。
4. 北西向构造再次张开,导致花岗闪长斑岩岩浆的被动侵位。
5. 在张性构造条件下,花岗闪长斑岩发生碎裂。以碎裂花岗闪长斑岩为通道,由下面上来的岩浆后期流体使岩体发生黑云母化并伴随较强的铜矿化。与黑云母化同时或稍后,发生钾长石化、钠长石化和石英化。
6. 北西西向压扭性构造活动,形成雁行状排列的片理化带;在它上面发生主期绢云母化。
7. 北西向、北西西向和北东向构造在空间上发生交汇和交叉;在时间上发生多次交替活动,引起多次热液活动。在绢云母化带上,含铜矿物迁移富集后形成铜矿带和铜矿体。
8. 在铜矿带内,由于含铜溶液沿绢云母化带中部流动并向周围扩散,于是在矿带中部形成了以斑铜矿为主,两侧以黄铜矿为主,边缘以黄铁矿为主的矿化分带。
9. 沿北东向构造发生后期碳酸盐化。当碳酸盐化迭加在矿体上时,使铜矿化局部富集。
10. 成矿后斜长花岗岩岩浆发生主动侵位,环绕斜长花岗岩形成角岩化带,并破坏了它附近的部分矿体。

七、结 论

综上所述,在多宝山矿床的成矿方面约可归纳以下四点。

1. 在构造上是多组构造控矿。当几组构造交汇和交替活动时,才是成矿的有利条件。而其中最主要的是要在矿田和矿床内经常出现张性构造。
2. 热液活动和矿化作用不是一次形成的。在多宝山矿床内,早期形成的黑云母化带虽然含铜,但不均匀,只有经过后来绢云母化阶段和稍后的流体迭加改造后,才有利于富集成铜矿体。
3. 在多次热液活动过程中,每次热液活动都受制于当时的构造活动(或脉动)所形成的裂隙带。当构造活动作用有规律地向内或向外推移时,就形成环状蚀变分带。当构造活动沿一定方向进行时,伴随的蚀变就呈条带状。
4. 矿床的蚀变和矿化虽然与热液活动有关,但矿液的形成和迁移,显然与地层、构造和岩浆活动有关系。矿床的形成是多种地质因素有利配合的结果。

参 考 文 献

- (1) 杜琦 1980 多宝山斑岩铜矿床蚀变与矿化特征 地质学报 第54卷 第4期 310—323页
- (2) Lewis B. Gustafson, 1978, Some major factors of porphyry copper genesis: Econ. Geol., Vol. 73, pp. 600—607.

THE GENETIC MODEL OF DUOBAOSHAN PORPHYRY COPPER DEPOSIT

Du Qi and Chen Mingxiu

(*Geological Team No. 4 of Heilongjiang Province*)

Abstract

The formation of Duobaoshan porphyry copper deposit is a result of the favorable combination of various geological factors. Genetically, the deposit is not only related to the magmatic and hydrothermal activities, but also governed by some stratigraphic and structural factors.

According to statistics, the tops of large-sized orebodies are mostly confined to the andesite in the lower part of the Middle Duobaoshan Group. Only small orebodies with much weaker mineralization sometimes have their tops located in other strata. Average copper content of the rocks of the Duobaoshan Group is 135 ppm. The middle and lower portions of orebodies lie in the granodiorite (292 m. y.). The granodiorite and the granodioritic porphyry (283 m. y.) intruding it were of passive emplacement along the pre-existing tectonic channels. The contact surfaces between intrusions and country rocks are complex, containing a large number of pendants, xenoliths and magmatic conglomerates. The country rocks underwent various degrees of weak thermal metamorphism, and the intrusive rocks were crushed and altered to various extent everywhere.

Copper mineralization occurs in a NW trending shear-compressional fracture zone, while magmatic emplacement and hydrothermal process took place during the period of the tectonic movement in the NE trending shear-compressional fracture zone. When the tectonic movement in the NE trending fractures happened, NW trending fractures opened, and then passive magmatic emplacement and hydrothermal process occurred.

A quartz core is present in the middle of the deposit. From it outward there appear in sequence ovoid (quartz-perthite-) biotitization, (quartz-chlorite-) sericitization and propylitization zones. The copper mineralization occurs inside the sericitization zone superimposed on the biotitization zone. Within the (quartz-chlorite-) sericitization zone bornite seems concentrated chiefly in the central portion, from it outward bornite gradually decreases while chalcopyrite increases. But chalcopyrite suddenly disappears near the periphery, where pyrite becomes predominant. The zonation of minerals is outlined in this paper.

The evolution of intrusion-alteration-mineralization is indicated in Figure A—R.