

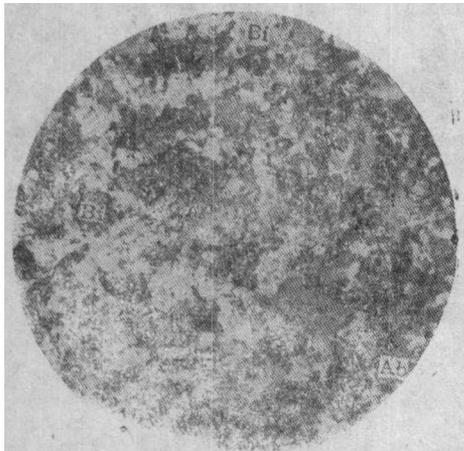
第四讲 铜的内生找矿地球化学

引 玉

铜的内生富集，可形成超基性岩铜镍矿床、斑岩铜钼矿床、玄武岩铜矿床、火山岩黄铁矿型铜矿床、矽卡岩多金属铜矿床、各种中低温热液脉铜矿床以及罕见的碱性超基性岩-碳酸岩铜矿化等等。它们有的是相互联系制约的地质-地球化学统一体系的各个侧面，有的是不同阶段、不同位置的构造岩浆活动的产物，是铜的地球化学性质和行为在不同内生作用条件下的表现，因而各有其成矿地球化学机制、伴生矿种和找矿标志。

(一) 超基性岩铜镍矿化

实验证明：直到上地幔产生岩浆的温度 1600°C 时，硫化物熔浆在超基性岩浆融熔体中



照片7 因民组底部角砾岩中的黑云钠长斑岩角砾

产地：落雪矿区龙山矿段5号洞，钠-奥长石（Ab）具有聚片双晶，呈交织结构，并含有黑云母（Bi）。

原编号：落1，正交 $\times 38$



照片8 因民组底部角砾岩中的火山碎屑物——钠长石与石英

产地：落雪矿区龙山矿段5号洞。钠长石（Ab）为泥质-铁质（黑色者）、碳酸盐等胶结，构成变余晶屑结构。

原编号：落2，正交 $\times 31$

都可以保持独立的相，而不与硅酸盐相混溶。融熔体急速冷却，硫化物则呈液滴状细分散于熔岩玻璃之中。当岩浆缓慢冷却至 1200°C 时，硅酸盐融熔体开始晶出橄榄石 (Fa_{15-20}) 和斜长石 (An_{30})；硫化物融熔体晶出含镍磁黄铁矿 ($\text{Fe} \gg \text{Ni}$) 或镍黄铁矿 ($(\text{Ni}, \text{Fe})_2\text{S}_3$, $\text{Fe} \sim \text{Ni}$)，它们均具六方晶系的红砷镍矿 (NiAs) 型晶格 (高温稳定)。这种高温硫化物固溶体含铜低，约 5% 左右，而残余的硫化物融熔体中铜量可增高到 20% 左右。岩浆冷却至 1000°C ，融熔体晶出的硅酸盐矿物基性程度减低：橄榄石 (Fa_{30})、斜长石 (An_{65})；而硫化物融熔体也相应地晶出熔点较低的黄铜矿，具正方晶系的黄铜矿型晶格。随着温度的降低，黄铜矿中的含镍量也降低： $1000 \sim 900^{\circ}\text{C}$ 时黄铜矿固溶体中含相当数量的镍， $900 \sim 860^{\circ}\text{C}$ 时晶出的黄铜矿则贫镍。

由此可见，超基性岩铜镍矿化的温度范围约在 $1200 \sim 860^{\circ}\text{C}$ 之间，对岩浆矿床来讲为中等温度。在此范围内，岩浆基性程度高，硫化物晶出温度高，含镍量也高，反之则含铜量高，镍与铜呈反消长关系。岩浆型硫化铜镍矿床的形成，主要决定于岩浆中硫的有效浓度，而硫的浓度又随岩浆中 SiO_2 百分比增高而降低，因此超基性岩可有深部熔离 (伴生) 或结晶分异 (同生) 的硫化铜镍型岩浆矿床，而酸性岩则否。由于硫化物和硅酸盐是地幔物质融熔过程中同时形成的不相混溶的两个相，故超基性岩和硫化铜镍矿床不是“母子关系”而是“姊妹关系” (结晶分异的同生矿床为“孪生姊妹关系”)，因此超基性岩体的大小及内部岩相带并不决定其含矿性与规模，而构造条件则是能否形成分熔贯入矿床的要素。但是硫化物和硅酸盐两相的成分受岩浆融熔温度的统一控制，有一定的对应关系，因之超基性岩总的成分，特别是 MgO 、 (FeO) 的重量百分比，可作为间接的找矿标志，而镍黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿的比例和 Cu/Ni ，则可作为判断富铜或贫铜的找矿标志。

(1) 相对富铜贫镍矿化 岩石成分 MgO 约 8~12%，相当于超基性岩中相对酸性的橄辉岩类。形成温度也相对较低，约为 $860 \sim 1000^{\circ}\text{C}$ ，该融熔体的硫化物为黄铜矿型。如该融熔体上侵，则能形成富铜贫镍的超基性岩体，其中硫化物融熔体能单独分出并沿断裂贯入，则能形成富铜硫化物脉。矿石矿物主要为黄铜矿，偶见方黄铜矿 (CuFe_2S_3)、磁黄铁矿和镍黄铁矿。矿石成分中 $\text{Cu} > \text{Ni}$ ， $\text{Pd} > \text{Pt}$ 。

(2) 相对富镍贫铜矿化 岩石成分 MgO 约 12~25%，较前者基性程度为高，相当于辉橄岩-橄辉岩类。形成温度也较高，约为 $1000 \sim 1200^{\circ}\text{C}$ ，转入融熔体的硫化物为红砷镍矿型。如易熔的黄铜矿型硫化物已先分出，只剩红砷镍矿型硫化物及相应的硅酸盐融熔体单独上侵，则能形成贫铜富镍的超基性岩体。这部分硫化物熔点较前者高，流动性较前者为低，形成纯硫化物脉的能力也弱于前者。矿石矿物主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿，而黄铜矿少。矿石成分中 $\text{Ni} > \text{Cu}$ ， $\text{Pt} > \text{Pd}$ 。

以上为两种典型的端元类型，而自然界在同一地区往往并不具备足以使易熔与难熔硫化物两部分完全分开、分别侵入的条件，相反更常见的则是连续而不是分段、分区融熔，因而两部分硫化物常常是迭加、混合，形成各种中间类型铜镍比的矿化。

本类型矿化除岩体内部多裂隙或受后期热液改造而外，原生晕发育程度一般不如热液型铜镍矿化范围较广。贯入的比岩浆分异的原生晕发育，可沿断裂带形成异常。常见的典型组合为 Cu 、 Ni 、 Co 、 Fe 和 S 、 As ，微量元素有 Pd 、 Pt 、 Au 、 Ag 和 Se 、 Te ，而 Pb 、 Zn 、 Sn 、 Bi 和 Sb 少见。对于富铜贫镍矿化的最佳指示为 Cu 、 Ag 、 As 、 S 、 $\text{Cu}/\text{Ni} > 1$ ；对于贫铜富镍矿化的最佳指示为 Ni 、 Co 、 S 、 $\text{Cu}/\text{Ni} < 1$ 。

(二) 斑岩铜钼矿化

根据某些斑岩铜矿区硅铝层很薄或几乎缺失, 以及Sr和S的同位素测定, 说明斑岩铜矿的母质一般来自上地幔含铜量比硅铝层高五倍的硅镁层。对于斑岩钼矿化和铜钼矿化, 母质中硅铝层的作用则有不同程度的增加。

斑岩是介于深成火山岩和地表喷出岩之间、常常与两者同源的中间产物, 而更接近于喷出岩, 实际上是未喷出地表的火山岩, 故称“次火山岩”。其各种特性与侵入岩和喷出岩对比如下表。斑岩常侵入到火山岩中或位于其下部, 有时本身就是火山颈筒的根部。斑岩铜矿

斑岩与侵入岩和喷出岩特性对比表

类型	相	深度(米)	产出位置	产出时间	产状	分异程度	结构和构造
火山喷出岩	喷出相	地表 0	多在断陷盆地中	喷出阶段	岩流、岩层、岩床、岩坝等	未分异	流纹、杏仁、气孔、凝灰角砾
斑岩	次(槽)	超浅成—浅成 500—700	在火山岩盆地中, 特别是边缘, 近火山口	喷出间歇期或喷出阶段	岩枝、岩瘤、指状、筒状、伞状、漏斗状等	稍有分异, 分异很差	斑晶明显, 并有流纹、气孔、角砾
	火山相	浅成—中深 2000	周围不一定有火山岩	喷出间歇期或喷出以后(前)	岩株、岩基、小侵入体	分异程度不高	斑晶明显, 无流纹、气孔等
火山深成岩	侵入相	深成 4000	构造岩浆活动带	喷出前或后	岩盘、岩盆、岩基	分异明显	边缘相可有斑晶

化往往与钙碱性系列: 玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩(尤其是安山岩-英安岩)的喷发活动同源。矿化大体上可分为两种类型:(1)浅成超浅成相斑岩矿化, 接近于陆相火山岩矿床, 矿化主要在周围的火山岩及沉积岩中, 斑岩本身也有矿化, 内生爆破角砾岩筒或破碎带有时也有矿化。(2)中深相斑岩矿化, 接近于深成矿床, 矿化主要在斑岩岩体上部及边部, 围岩中也有矿化, 围岩为碳酸盐质时还可能形成矽卡岩矿床。根据有的斑岩矿区几个斑岩岩枝在深部相连成岩基的事实, 说明浅成相可能是深成相分出的“附加侵入相”, 而不是原地熔融所形成。斑岩铜钼矿的岩性从中性的闪长、正长-闪长、二长岩质, 中酸性的花岗闪长、石英二长岩质, 到酸性的花岗岩质都有。钾长石比例较大, 斜长石一般不超过中长石。铜矿化与中性斑岩密切, 钼矿化与酸性斑岩密切。大多数铜钼矿化并存, 相应地斑岩则为中酸性。铜钼矿化成反消长关系。这可能与辉钼矿的酸性程度大于黄铜矿有关。

根据矿物包裹体测温, 斑岩开始矿化蚀变的温度为700~600°C, 相当于岩浆作用的末期。据K-Ar法测定, 侵入与矿化时间接近, 难以分开, 表明矿化、蚀变与斑岩是同生的, 斑岩铜钼矿化属晚期正岩浆矿床类型。而矿石矿物形成温度大部份为350~250°C(或更低), 属中(低)温热液类型, 表明斑岩铜钼矿床的形成, 经历了从岩浆结晶末期高温自变质阶段直到中(低)温热液阶段的长期发展过程。

不论是长石或铁镁矿物结晶序列, 元素从岩浆中按Mg-Fe-Ca-Na-K的顺序析出, 最后都到达钾阶段, 因而钙碱性系列岩浆作用末期, 熔浆成分主要为碱性富钾的水-硅酸盐体系。由于斑岩母质来自上地幔硅镁层, 原始含铜、含硫量较高, 因而产生的挥发性气液成分, 以基性分异特征卤素Cl为主, 也有不同含量的Br、I、F、B、P、S、CO₂和OH等, 这

种气液熔浆可与重金属元素形成易溶、易迁移的 $(K, Na)_1 (Me_m (Cl, OH, F, SH)_n (CO_3)_p)$ 型络合物, 以Cl迁移为主的特征重金属元素 (Me) 为Mo、Cu、Au、Fe, 还有Pb、Zn、Ag、Hg。

随岩浆上侵与冷凝, 上部体积收缩产生裂隙, 发生压力梯度, 促使粘度小、流动性大、碱性富钾及金属络合物的低温气液熔浆, 透过未完全凝固岩体中已晶出矿物之间的空隙, 上升到顶部或边部。在盖层渗透性良好的条件下, 可以发生脱气作用, 在围岩中形成广泛的原生晕, 其中Hg、Br、I、和SO₂等还可以在矿化区上空大气中形成气晕。如果上侵到浅部, 沿途从围岩中吸取了大量水份, 可以更富挥发分, 蒸汽压力能使上复塑性岩层造成穹状隆起, 在脆性盖层时则可形成内生爆发角砾岩破碎带。

斑岩的矿化和蚀变是同时形成的两个方面, 可以分为四个阶段和相应的四个蚀变分带, 成同心环带状分布, 自内、上(早)至外、下(晚)依次变化如下:

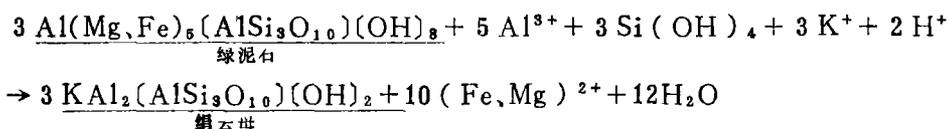
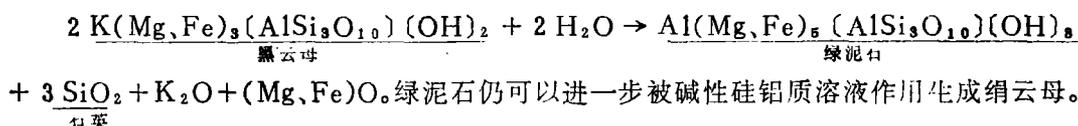
(1) 钾化 碱性富钾的“透岩浆溶液”, 作用于已结晶的硅酸盐矿物发生岩体高温自变质阶段的钾长石化。新生的钾长石围绕并交代已晶出的长石和石英, 并可在岩体上部或边缘形成(肉红色)的钾长石带。由于钾的析出和络合物分解, 开始发生矿化; 但钾长石带本身矿化刚开始, 因而不强, 主要的矿化在钾长石带外围。在铁镁矿物较多的岩体中, 钾化除形成长石外, 还可以形成黑云母化, 这种黑云母为淡褐色含铜, 可作为标志矿物。这时, 钾析出量大, 矿化比单纯钾长石化强, 铜品位也较富。黑云母化带在钾长石化带外围, 该带因原生矿物被黑云母交代而呈烟灰色。

相当于高温自变质阶段, 在碳酸盐质围岩中可以发生矽卡岩化和相应的铁铜矿化。

(2) “似千枚岩”化 钾长石进一步被水解, 发生石英-绢云母化。由于外表近似石英绢云母千枚岩, 故称“似千枚岩”化。

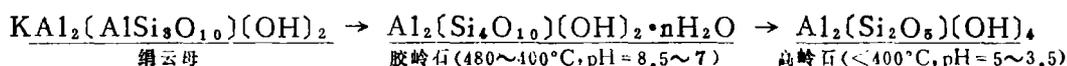


本带中黑云母也可进一步被水解, 发生绿泥石化。



由于钾化和似千枚岩化, 络合物分解, 重金属成硫化物在钾化带外的似千枚岩化带大量析出, 在本带“片理”中及外接触带硅质、铝质等各种围岩中形成强烈的细脉浸染状黄铜矿化。本带与钾化带在100米范围内渐变过渡, 这两带与矿化有成因上的密切联系, 是斑岩铜钼矿化的特征蚀变, 尤其是似千枚岩化带更为常见, 而且矿化最好, 因而该带的发育程度可作为矿化规模与强度的标志。

(3) 泥化 绢云母在不同pH及温度条件下, 进一步脱钾形成胶岭石化和高岭石化, 又称为“泥化”。



泥化带发育于似千枚岩化外围，两带界限不定，泥化带通常不宽，铜矿化也已减弱。

(4) “青磐岩”化 随着 H_2O 、 CO_2 及 SH^- 的作用，围岩中的铁镁矿物蚀变形成绿泥石、绿帘石、方解石和黄铁矿等，称为“青磐岩”化。围岩为安山质时更为发育，又称“变安山岩”化。青磐岩化带黄铜矿化微弱或消失，代之以广泛发育的黄铁矿化。本带为最外带，多在围岩中发育，向内在30米范围内渐变为泥化带或似千枚岩化带，向外可扩展一、两千米，大大超出于斑岩之外，因此是找寻隐伏盲斑岩岩体的良好标志。

与蚀变带相应的矿石矿物分带，自内、下至外、上大体如下：(1)钾化带矿化弱，硫化物总量低(约3%)，黄铜矿/黄铁矿最高(约3~1/3)，辉钼矿/黄铜矿也最高，辉钼矿化的内界在黄铜矿化的内、下部。黄铜矿>原生辉铜矿>斑铜矿，有时下部还有硬石膏。浸染状矿化多于细脉状。(2)似千枚岩化带矿化最强，硫化物总量最高(约10%)，黄铜矿/黄铁矿中等(1/10~1/13)，辉钼矿/黄铜矿降低，黄铜矿多于斑铜矿，细脉状多于浸染状。(3)泥化带矿化转弱，硫化物总量中等(5~6%)，黄铜矿/黄铁矿很低(约1/23)，黄铜矿多于斑铜矿，辉钼矿很少，多呈网脉状。(4)青磐岩化带，除有时发生沿断裂贯入围岩含Au、Ag、As等元素的黄铜矿石英大脉、转变为中温热液型铜矿化外，细脉浸染型铜矿化已基本结束，而黄铁矿化发育，有时出现黄铁矿、闪锌矿、方铅矿脉，脉幅逐渐增大，脉的数目减少，成为斑岩铜钼矿外围的中低温热液“卫星矿”。其他外围的“卫星矿”还有磁铁矿、镜铁矿、重晶石脉、雌黄、雄黄、辉锑矿、菱锰矿或蔷薇辉石(极少时有硫锰矿)等锰矿，以及萤石、明矾石脉等等，因各矿区具体情况而异。围岩为安山质火山岩时，还可能形成黄铁矿型铜矿，因此在发现火山岩黄铁矿床中铜钼含量较高时，应注意在附近或深部找寻斑岩铜矿。此外在国内外已经愈来愈多地发现斑岩内接触带为铜钼矿床，而外接触带碳酸盐质围岩为矽卡岩铁铜矿床的实例；因此在已发现的矽卡岩铁铜矿床母岩体内外也应注意找寻斑岩铜钼矿床的特征标志。

据报道，国外航空气测用Hg、 SO_2 (Br、I)气晕普查隐伏斑岩铜矿，国内用地面测汞仪也检查到数十米深处的盲斑岩铜矿。原生晕找斑岩铜矿有特效，激发极化法则因受石墨及黄铁矿化干扰而不能确定区分出铜矿化的位置。原生晕外带(浅部)远矿指示为Pb、Zn、Mn、(Ba)，中带(中深)指示为As、Ag、Au，内带(深部)近矿指示为Cu、Mo，当发现Cu、Mo、Ag、Au高含量组合异常和同心环状四个典型蚀变带时，找到斑岩铜矿的可能性更大。斑岩铜钼矿床可利用的元素很多，除已列的Cu、Mo、Re、Au、Ag、Pb、Zn、Mn、S、As而外，个别矿床还有Co、Cd、Bi、Sb、Se、Te和W、Sn等等。

