

## 铜官山铜矿床的组合特征及成因

黄华盛 师其政 崔彬

温春齐

(武汉地质学院北京研究生部)

(成都地质学院)

铜官山铜矿是我国长江中下游铁铜成矿带中著名的矿产地之一。对矿床的成因认识不一,其中有矽卡岩矿床、同生沉积矿床、火山沉积-改造矿床、复合成矿以及层控或层控矽卡岩矿床之说。成因观点之多足以说明该矿成因的复杂性。近年来矿山开发和铜陵地区找矿新成就,积累了丰富的资料。进一步研究矿床的成因,对矿山的挖潜和新区的普查勘探以及区域成矿规律的研究都有重要的意义。

本文笔者就近年来的研究成果,对该矿床的组合、控矿因素和成因作一概述。不妥之处,敬请批评指正。

### 一、矿床的组合特征

铜官山铜矿床位于扬子准地台下扬子台褶带中部。区内出露地层有志留系至三叠系海相的碎屑岩、碳酸盐,总厚可达三、四千米。区内主要构造为近东西向、北东向、北北东向及北西向。岩浆岩以中酸性侵入岩为主。

铜矿床赋存在铜官山“S”型背斜西北翼,石英闪长岩与石炭一二叠系碎屑岩、碳酸盐岩接触带及其附近,由松树山、老庙基山等八个矿段组成。矿体的主要部分呈似层状、透镜状,上、下部分呈不规则状。具有明显的矿物分带性及典型的接触变质的蚀变组合。

笔者根据矿体的产状、矿体形态、矿石组合和蚀变类型以及矿物的标型特征研究,认为铜官山铜矿床可以划分为三种矿化类型:即上部矿体、中部矿体和下部矿体。它们分别代表不同的矿化,但又是受统一成矿作用控制的产物。

1. 上部矿体:主要产于石炭一二叠系灰岩与石英闪长岩的接触带附近,矿体与地层产状不一致,可称不整合型矿体。一般规模不大。有典型矽卡岩矿物组合和分带性,是传统的矽卡岩型矿床类型,如笔山、罗家村矿段。已有许多文献论述<sup>[1,2]</sup>,不再赘述。

2. 中部矿体:主要是产于中石炭统底部的白云岩中的层状矿体。层位稳定,水平延伸较大,自宝山至松树山以及马山一带可达几千米。与地层产状一致,可称为整合型矿体。这类矿体在接触带附近可与上部矿体相联结,构成“人”或“Y”字型矿体,如笔山13线剖面图所示(图1)。

矿石类型有:磁铁矿-蛇纹石型;磁黄铁矿-蛇纹石型;黄铁矿-蛇纹石型和胶状黄铁矿-白云石型。

矿石中保留了大量的原始沉积构造,如层纹状、条带状、皱纹状、胶状、莓球状以及残余鲕状构造等。以往把这种层状、似层状矿体也作为接触交代成因的矽卡岩矿床,但上述构

造特征很难用传统的交代成因来解释。这类矿石的组构特征在邻区的矿床中也存在，如冬瓜山矿床等。矿石的镜下观察资料表明：某些矿物（如磁铁矿、磁黄铁矿）中保留了残留的胶状黄铁矿，甚至黄铁矿中也有残余胶状黄铁矿，或存在渐变关系。这类矿石的矿物生成顺序是胶状黄铁矿→晶质黄铁矿→磁黄铁矿→磁铁矿→黄铜矿。黄铜矿主要是后期叠加在前者之上的，一般呈浸染状或细脉状，伴有黄铁矿、石英、方解石等。

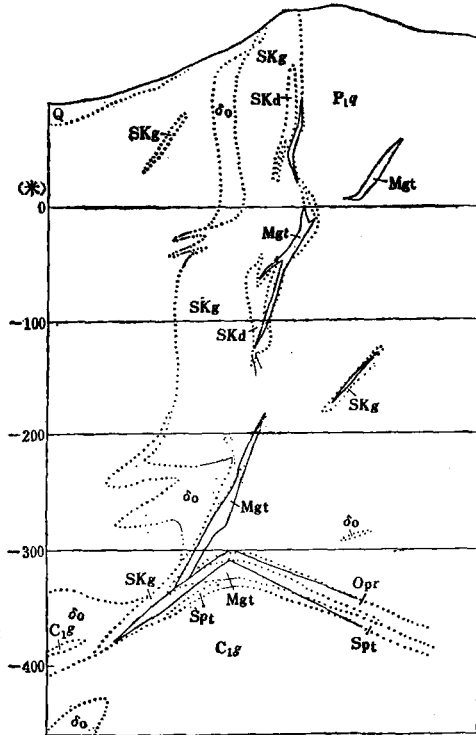


图 1 笔山东部13线剖面图

(据321队资料)

P<sub>1q</sub>—栖霞组；C<sub>1g</sub>—高丽山组； $\delta_o$ —石英闪长岩；Spt—蛇纹岩；Mgt—磁铁矿；Opr—磁黄铁矿；SKd—透辉石砂卡岩；SKg—石榴石砂卡岩；虚线为岩性界线，实线为铜矿体界线

Fig. 1. Geological section of No. 13 exploration line in eastern Bishan

P<sub>1q</sub>—Qixia Formation; C<sub>1g</sub>—Gaolishan Formation;  $\delta_o$ —quartz diorite; Spt—serpentinite; Mgt—magnetite; Opr—Pyrrhotite; Skd—diopside skarn; Skg—garnet skarn.

(Broken line refers to lithological boundary while solid line to boundary of copper orebody).

在接触带附近可见粗粒磁铁矿交代砂卡岩矿物，并显示有石榴石环带构造。从宏观和微观标志表明，中部矿体中存在两种成因系列的矿物组合：这就是胶状黄铁矿-晶质黄铁矿-磁黄铁矿以至磁铁矿的沉积变质系列；以磁铁矿-磁黄铁矿-黄铁矿、黄铜矿的热液交代系列。

对这两种组合的端元矿物磁铁矿、黄铁矿和胶黄铁矿进行了研究，取得了初步成果。两类磁铁矿的特征如表1、2。从表中大致可看出

表 1 两类磁铁矿特征简表

类型	层控砂卡岩型 (沉积变质型)	砂卡岩型 (热液交代型)
宏观标志	细粒，具条带状构造，残余鲕状结构；成层产出，早于砂卡岩	粗粒，具交代结构；形态不规则，受构造控制
物理参数	比重 4.11—4.26 反射率 18.9—21.36 爆裂温度 >510°C 磁化率 较低, $7.60 \times 10^{-4}$	4.54—4.64 20.22—22.22 <500°C 较高, $11.75 \times 10^{-4}$
微量元素 (ppm)	含V、Ti低(41—220, 24—220) Be 5.1—6.1	含V、Ti较高(54—560, 161—340) 2.8
$\delta^{18}O$ (‰)	5.85	3.84

这两类磁铁矿的产状及物理参数均有差异，氧同位素也略显不同，但化学成分差异则不甚明显。其中层控砂卡岩型磁铁矿与福建马坑铁矿的成分相似，显示两者有相似的成矿环境。

中部矿体中有两类黄铁矿，即沉积型和热液型。除对含矿沉积地层剖面和矿石的组构研究证明存在沉积型黄铁矿外，还系统的研究了黄铁矿的标型特征，进一步获得了两类黄铁矿的成因证据。采样是从围岩→矿体→岩体，从胶状黄铁矿→细晶黄铁矿→粗晶黄铁矿→岩体中的黄铁矿，其特征如表3所示。

表 2 两类磁铁矿化学成分

样号	wt%										总计	成因类型
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	其他	$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$		
M35-2	0.45	0.05	0.53	68.40	29.53	0.13	0.24	0.16	0.04	99.53	0.09	矽卡岩型
L <sub>2</sub> -3-5 <sub>2</sub>	0.39	0.02	0.42	67.42	30.24	0.05	0.27	1.25	0.20	100.26	0.05	层控矽卡岩
L <sub>2</sub> -3-5 <sub>1</sub>	2.22	0.02	0.28	64.01	31.39	0.03	0.63	0.81	0.19	99.58	0.07	矽卡岩型
L <sub>175</sub> -5	2.76	0.03	0.16	64.90	26.07	0.26	4.12	0.25	1.01	99.56	0.19	层控矽卡岩型

表 3 各类黄铁矿的标型特征

产状	参数	比重 g/cm <sup>3</sup>	维氏硬度 kg/mm <sup>2</sup>	反射率 R	热电系数 mV/°C	红外光谱 cm <sup>-1</sup>	晶胞参数 Å	硫原子系数	Co/Ni	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
		4.901			+188.9(P)	419.7	5.4174	1.9909	0.21	+4.08
矿体中	胶状	4.345	900	49.27	+99.1(P)	424	5.4164	1.8524	4.00	+4.20
	微细晶	4.868	1199	51.29	-54.8(N+P)	420	5.4172	1.9683	14.00	+4.01
	粗晶	5.092	1862	53.08	-95.7(N+P)	422		2.0012	18.13	+4.47
岩体中		4.813			-100.2(N)	418	5.4182	2.0548	1.46	+2.35
	热液胶状	4.357			-17.8(N)		5.4172	2.0034		+1.4

标型特征研究表明：地层中的黄铁矿与整合矿体中的黄铁矿相似，与岩体的差别明显。胶状黄铁矿与地层中细晶黄铁矿相似，特别是热电系数为P型，硫原子系数小于2， $\delta^{34}\text{S}$ 值也近似，这表明胶状黄铁矿为沉积成岩产物。而从胶状—微晶—细晶—粗晶黄铁矿之间，它们的参数值有系统的变化。结合这种变化的空间分布特征，表明这是由侵入岩热变质作用造成的。粗晶黄铁矿与岩体中的黄铁矿相似，可能显示热液改造的因素。

中部矿体以镁质矽卡岩蚀变为特征，从接触带到围岩（小铜官山—笔山—松树山），蚀变分带为镁橄榄石—金云母—利蛇纹石—叶蛇纹石—大理岩，相应存在磁铁矿—磁黄铁矿—黄铁矿的分带性。铜矿化是叠加其上的，随远离接触带显示Cu(Mo)→Cu(Pb,Zn)→Fe(Au)的变化趋势，且铜矿化强度减弱。

鉴于中部矿体呈层状整合产出，矿物的分带和标型特征，以及含矿层区域上可对比性和矿化的相似性，可命名为“层控矽卡岩型”，与上部矿化相区别。这类型矿体在成因上和上部矿化不同，表现为叠生成因的特征。

3. 下部矿体——热液石英脉型：以含铜石英网脉为特征。目前主要发现在老庙基—175米、—215米中段的岩体边缘和底板角页岩中。矿体形态不规则，多受构造裂隙控制，呈细脉状、浸染状。脉宽0.1~5厘米左右。主要矿物为黄铜矿，少量辉钼矿、闪锌矿、黄铁矿，偶见白钨矿。其中黄铁矿富Co、Ni，Co/Ni>1，S/Se≈15000。近矿有黑云母化，局部为白云母化、绢云母化等。值得重视的是在与底板石英岩相接触的小岩株中也有黑云母化和矿化现象。这类矿化和蚀变类型可以和维·弗·霍利斯特(X. F. Hollister)提出的闪长岩“斑岩”铜矿模型相类比<sup>[3]</sup>。因此，这类矿化的研究和评价，无疑对长江中下游的铜矿资源的扩大和成矿规律的研究都有重要的意义。

上、中、下三类矿体构成了“三位一体”的矿床组合。它们可以组合在一起，也可单独

出现。它们的矿化特征不甚相同，如表4所示，但受统一的成矿作用的控制。

表4 铜官山铜矿体组合特征简表

特征	上部矿体	中部矿体	下部矿体
控矿因素	接触带构造	层位、岩性控制为主	构造和侵入裂隙
矿体形态	透镜状、不规则状	层状、似层状	网脉状、脉状
矿石构造	块状、脉状	层纹状、皱纹状、条带状、块状	细脉浸染状
矿石结构	交代熔蚀、固溶体分离结构、 半自形晶	草莓状、变晶、残余结构、交代 结构	粒状和固溶体分离结构
矿物生成顺序	磁铁矿→黄铁矿→磁黄铁矿→ 黄铜矿	胶状黄铁矿→晶质黄铁矿→磁 黄铁矿→磁铁矿→黄铜矿	黄铜矿→黄铁矿→闪锌矿
围岩	石炭、二叠系灰岩	中石炭统白云岩	闪长岩、角页岩、石英岩
蚀变特征	砂卡岩化	滑石、蛇纹石化为主	黑云母化、绢云母化

## 二、含矿岩系的沉积特征

区内石炭系下统为石英粉砂岩夹粉砂质泥岩，中、上统为白云岩和灰岩、生物碎屑灰岩，厚约一百米。

中部矿体严格受黄龙组地层控制，矿体赋存于白云岩底部。以松树山矿段为例：自下而上为角页岩—矿层—大理岩。在矿区外围04孔的含矿剖面为粉砂岩、砂岩—一条带状、块状胶黄铁矿层夹白云岩—白云岩、灰岩。这种组合和邻区冬瓜山、新桥等地完全可以对比。从区域矿床对比结果，本区存在三种含矿组合：即粉砂岩—黄铁矿层—碳质页岩组合；粉砂岩（页岩）—黄铁矿（菱铁矿？）层—白云岩—灰岩组合；白云岩—菱铁矿（或黄铁矿）—灰岩组合。这些组合代表了石炭系中海侵旋回的一个部分，而含矿层往往位于两种岩性的转变部位，滨海相向海相，白云岩相向灰岩相的沉积变化带。因此，这些组合完全可以和沉积铁矿的岩相组合相类比。铜陵地区某些矿床层位和特征的相似性，表明了沉积作用对成矿的控制。铜官山、冬瓜山等属第二类组合。因此，含矿地层沉积环境的研究很重要。

表5 含矿与不含矿白云岩段特征对比表

	不含矿白云岩	含矿白云岩
岩性	灰色、厚至巨厚层白云岩	灰—深灰微晶白云岩
有机炭	0.33%	0.35%
Sr/Ba	11.6	27.5(白云岩>79.2, 胶黄铁矿9.07)
F(ppm)	138	318.9(白云岩162, 胶黄铁矿515)
Cl(ppm)	58	115.6(白云岩126, 胶黄铁矿102.5)
$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	+25.97	+22.33
$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	+2.29	+1.61
沉积环境	潮坪	潮坪洼地

从含矿剖面和不含矿剖面的系统分析表明，不仅中上石炭统白云岩段和灰岩段沉积环境不同，而且白云岩段中含矿和不含矿白云岩，它们在有机炭、Sr/Ba、F、Cl、pH、Eh值方面均有差异（如表5）。

表5资料说明，含矿白云岩的沉积环境是相对水深的潮坪洼地，不含矿的白云岩则是在相对较浅，蒸发量相对较大的潮坪环境下沉积的，因而它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值均有差异。在邻区冬瓜山矿床中发现有原生沉积的硬石膏，其 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为16.69‰，表明海水硫酸盐是沉积

硫的主要来源<sup>[4]</sup>。

此外，矿石和围岩（白云岩、灰岩、角岩）以及岩浆岩的微量元素的相关分析，也表明中部矿石与白云岩、灰岩相关，而与石英闪长岩无关。用相关系数作聚类谱系图则清楚地表示出白云岩、灰岩与矿石为一类，岩浆岩为另一谱系。

从以上含矿岩系的沉积相分析、相关分析，结合黄铁矿标型和矿石结构的研究表明，黄龙组底部无疑存在沉积成岩的黄铁矿层，它是中部矿体形成的基础。前人亦已提出类似观点。

还必须提出，由于沉积环境的差异，可以产生不同铁矿物相。那么区域内存在的铁（铜）硫分带现象，可能是受原始沉积的铁矿物相控制，即铁的氧化相、碳酸盐及硫化物相控制。

### 三、岩浆侵入作用对成矿的控制

铜官山岩体为石英闪长岩，呈岩株状侵入于背斜的西北翼。其中见有角闪闪长岩、闪长斑岩包体，后期有二长岩脉穿切。主岩体形成时间为150百万年左右。

自岩体中心向外可划分为中心相、过渡相和边缘相。由岩体化学分析资料换算的钙碱指数CA=58，属钙碱性岩套。有如下特征：

①  $Na_2O + K_2O = 7.06 \sim 7.54; Na > K; Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O + \frac{1}{2}CaO) > 1$ 。

② 在边缘相中钾长石分子增加，表现出富钾的趋势， $Na/K < 2$ ，因而后期有黑云母化。

③ 岩体的稀土元素分析表明，它们具有较高的La/Yb(13.69~31.67)和 $\Sigma L/\Sigma H$ （轻/重稀土比值为4.62—13.72）比值。与Leady球粒陨石标准化后，稀土分布曲线均为下迭式，属轻稀土富集型，如图2。

石英闪长岩的 $\delta^{18}O$ 值为9.71‰，角闪闪长岩的 $\delta^{18}O$ 值为9.31‰。岩体中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为2.85~4.50‰。另又据伍勤生(1983)资料，岩体的锶同位素初始值 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为0.7064（全岩）。

Chappell和White(1974)依据花岗岩源岩物质来源把花岗岩划分为“I”和“S”型两类。铜官山岩体应属“I”型岩体。除锶、氧同位素外，矿床中获得的铅同位素资料亦表明岩浆来源可能是深源的。

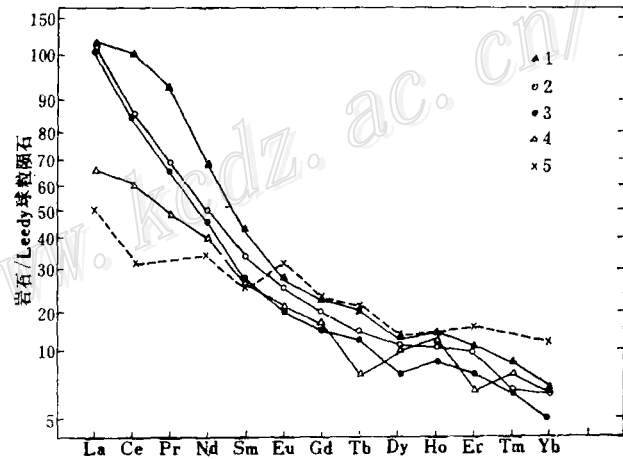


图2 铜官山岩体稀土配分图

1—闪长斑岩；2—角闪闪长岩；3—石英闪长岩；4—蚀变闪长岩；5—混合花岗岩

Fig. 2. Chondrite-normalized REE pattern of the Tongguanshan intrusive masses.

1—diorite porphyry; 2—hornblende diorite; 3—quartz diorite; 4—altered diorite; 5—migmatitic granite.

岩体的似斑状结构和矽卡岩化发育表明岩浆侵位较浅,估计在2—4千米。二长石温度计计算表明岩体边缘相结晶温度在742℃,中心相在989℃左右。正是岩浆侵入造成围岩的变质和蚀变,原始的沉积黄铁矿(或菱铁矿)层受到一系列改造,形成有规律的分带现象。

表6 岩体含矿性判别简表①

岩体名称	含矿性		铜矿与铁矿	
	判别值	归属	判别值	归属
铜官山岩体	38.78439	有矿	-14.7384	铜矿
天鹅抱蛋岩体	41.45208	无矿		
金口岭岩体	39.47250	有矿	-15.21762	铜矿
虎山岩体	41.10494	无矿		

① 判别参数值见参考文献〔5〕

总之,岩体与铜矿化在空间和时间上关系密切,岩浆侵入不仅改造了原始沉积黄铁矿,同时也带来铜质,它控制了铜矿化。

正如许多研究者指出的,岩浆的侵位受区域构造控制,东西向和北东向构造复合控制了侵位,因而形成近东西向展布的构造-岩浆带。构造控矿也是明显的,因篇幅所限而从略。

#### 四、成因探讨

铜官山铜矿曾以典型矽卡岩型而著称。近年来进一步认识到复合成矿或层控作用的成矿意义。从成矿的长期性和成矿演化观点分析,则不同成因的争论有可能统一。

笔者认为从成矿演化的全过程分析,矿床的形成可以分两期:沉积成岩期和后生叠加期,后者包括矽卡岩化和热液叠加作用。

沉积成岩期:在早石炭世的碎屑岩相沉积转变为中石炭世碳酸盐相时,有大量的黄铁矿的沉积,在相对氧化环境区可能出现菱铁矿相甚至铁的氧化相,继而为较广泛的白云岩、灰岩沉积。这样就构成了碎屑岩-黄铁矿(菱铁矿+白云石)-白云岩-灰岩的组合。黄铁矿相沉积环境是较特殊的,早期可能相对动荡,因而形成层纹状、条带状构造。在区域内可能存在不相联结的若干个水下凹地,其中沉积了硫化物,而相对浅水区可能只有白云石沉淀。

后生叠加期:燕山期由于本区构造-岩浆活化,造成岩浆的侵入,原始的沉积岩受到了变质作用形成大理岩和角岩,而沉积黄铁矿遭受变质而成磁黄铁矿甚至磁铁矿,部分的磁铁矿也可能是由菱铁矿转变成的。后期的热液活动,造成镁质矽卡岩和钙矽卡岩,最后是铜矿化的交代充填作用和有关蚀变。由于自上而下的围岩有着明显差异,它们的蚀变和矿化类型各不相同。中部矿体因有原始沉积基础(表现明显的叠加现象)也就构成了大型层状矿体,延展较稳定,这是一般矽卡岩矿床所没有的。这类矿床命名为“层控矽卡岩矿床”是恰当的。如无原始沉积基础,就和上部矿体一样;相反,若无热液叠加,则仅以硫铁矿床形式存在(如青石山)。

有关成因探讨中的几个问题:

同时,岩浆侵入作用又是造成铜矿化的主导因素。前人对岩浆的成矿专属性已有论著,对岩石化学成分与含矿性的关系提供了宝贵资料。运用邓晋福等(1980)<sup>〔5〕</sup>提出的含铜、铁岩体的判别数学式,对铜官山及邻近岩体作一判别(表6),铜官山和金口岭岩体为含铜岩体,虎山和天鹅抱蛋山为不含铜岩体。结合目前资料,这一判别是成立的,因此,可作为找矿评价的一个参数。

(1) 铜的来源 关于铜的来源有如下几种看法: 来自岩浆源; 来自石炭纪地层以及志留纪地层等。

据原始沉积黄铁矿层中普遍含Cu (0.01~0.1%), 以及远离岩体的矿层Fe、Cu、S三元素呈正相关的特征, 表明原始沉积层中已含有少量的铜, 但不构成矿石品级。从数理统计筛分资料说明, 原始铜可占整体铜来源的10%左右。

志留纪地层中含Cu一般较高, 达170ppm, 是潜在的矿源层。但从矿区400多个样品的光谱分析资料的对应分析结果表明, 矿质来源与志留纪地层不相关, 而和岩体和白云岩密切相关。志留纪地层中也未发现元素迁移的迹象, 因此, 作为矿质来源的可能性较小。

从矿化与岩体空间关系, 水平分带性和蚀变特征, 岩体的含矿性研究表明, 铜质主要来源于岩体。矿区附近获得的三个方铅矿的铅同位素资料:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为18.318—18.35、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为15.53—15.598、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为37.90—38.25, 为正常铅, 模式年龄接近岩体的年龄, 说明矿质与岩体有同源性, 从 $\mu$ 值较低看又具有深源的特征。

(2) 成矿热液的来源及演化 除矿化与岩体的空间关系提供可能的热液来源外, 同位素的研究是一个重要的标志。

从岩体到蚀变围岩直至大理岩、灰岩, 氧同位素组成有系统的变化。其中岩体 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+9.31~+9.71‰、石榴石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+7.92‰, 含矿石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+6.9~+10.66‰, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+1.94~+5.84‰, 而灰岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为+24.05‰。据磁铁矿-H<sub>2</sub>O同位素反应平衡公式计算, 含矿溶液的 $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{H}_2\text{O}}$ 值为+9.94~+11.77‰。

石英包裹体氢氧同位素组成如表7。含矿热液的 $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{H}_2\text{O}}$ 值从+6.90~+10.66‰, 而 $\delta\text{D}$ 值则从-62.0‰变至-87.7‰。目前认为岩浆水 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为+5.0~+10‰,  $\delta\text{D}$ 值为-50~-85‰ (据G. 福尔, 1977)<sup>[6]</sup>。因此, 可以认为含矿热液是岩浆水和天水的混合产物, 但下部矿化以岩浆水为主, 中上部矿化则混入一定量的天水, 造成氢氧同位素的偏离。这与刘裕庆等(1984)关于冬瓜山矿床矿物包裹体同位素研究的结论相似。

表7 矿物流体包裹体同位素组成

矿 物	温度 (°C)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	$\delta\text{D}$ (‰)	资料来源
	均 一 法	爆 裂 法				
铜官山石英(上)	375	342	15.40	10.66	-87.7	本 文
石英(下)	380	355	11.80	6.90	-62.0	本 文
冬瓜山石英		300		3.36	-86.28	刘裕庆

矿物包体成分分析还表明, 含矿溶液是富钾的, 钾的含量从4.1→1.7→0.9mg/kg(自下而上), Na:K≈2:1, 从下部矿化至上部矿化含钾量有系统的递减趋势。与矿化度的降低, 溶液从酸性向碱性演化相符, 进一步说明成矿溶液存在有天水不断加入的过程。从硫同位素矿物对分析资料也显示出总硫浓度有规律地变化, 自+3.47‰降至+2.7‰; 但中部矿化的总硫浓度 $\delta\text{S}_{25}^{\text{S}}$ 则接近+6‰, 不同于上、下部, 说明中部矿化环境的特殊性。

(3) 关于层状砂卡岩 区内层状砂卡岩, 它产于一定层位, 厚度也较稳定, 主要是单

矿物矽卡岩,如石榴石岩、蛇纹岩等。可能是一种渗滤交代作用的产物。这类矽卡岩的形成需要三个条件:①含 $\text{SiO}_2$ 的高温热流体;②受交代的岩石主要是白云岩、白云质灰岩等,除化学性质较活泼外,岩石应具有良好的孔隙性和渗透性。本区白云岩具有一定的原生或次

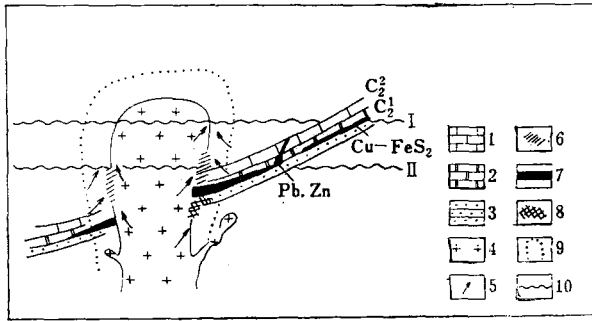


图3 铜官山铜矿床成矿模式

1—灰岩; 2—白云岩; 3—砂页岩; 4—岩体; 5—流体; 6—上部矿化; 7—中部矿化; 8—下部矿化; 9—热变质带; 10—剥蚀深度。

Fig. 3. Metallogenic model of the Tongguanshan copper deposit.

1—limestone; 2—marble; 3—sandstone-shale; 4—rock body; 5—direction of fluids; 6—upper part of mineralization; 7—middle part of mineralization; 8—lower part of mineralization; 9—thermal-metamorphic zone; 10—depth of erosion.

模型图中还划出了两个剥蚀深度线,表示了不同矿化类型出现的可能性。剥蚀较浅,则可能只出现上部矿化,在远离岩体时是硫铁矿矿体。剥蚀较深时,可能出现上部和中部矿体。因此,这一模型有成因和找矿的双重意义。

## 结 论

(1) 铜官山铜矿床可以划分为上、中、下三类矿体,构成了互相联系而有区别的矿床组合。

(2) 中部矿化受层位控制,尤其受原始沉积黄铁矿层控制,其成因具特殊性,命名为层控矽卡岩矿床是恰当的。

(3) 这类型矿床成矿除受岩性、构造、岩浆作用控制外,还特别受层位岩相控制。因此,查明石炭纪的沉积相和黄铁矿相分布特征,结合含矿岩体的判别标志,是找矿预测的关键。

(4) “三位一体”的矿床模型,在长江中下游地区有一定的代表性。在有上、中部矿化时,应注意寻找下部硅质岩石中的矿化。

本文是在朱上庆教授指导下完成的,在野外工作期间得到安徽321队、铜官山铜矿、冶金地质研究所、矿山地质队的大力支持,池三川、李树言、尹子芳同志给予了热情帮助,在此一并致谢。

生孔隙;③上或下部岩层中,必定有一不透水层,如泥质岩石、致密灰岩等,以限制流体的运动方向,作侧向迁移渗透交代。交代作用主要是流体与岩石间,层与层之间很弱,是在相对开放系统中形成层状矽卡岩。

综上所述,铜官山铜矿床的形成经历了一个复杂而漫长过程,是一种叠生矿床。成矿经历了沉积成岩作用—岩浆侵入作用—变质作用—热液叠加作用。可以用图3来表示三类矿体的空间关系,其中部矿体是叠加成因的,如果没有热液的叠加则仅构成含少量铜的硫铁矿矿体,若岩体侵入到无原生层状黄铁矿部位,则形成矽卡岩矿床,如上部矿体,可见本模型与传统矽卡岩矿床形成不甚相同。



## 参 考 文 献

- [1] 郭文魁 1957 论安徽省铜官山铜矿 地质学报 第31卷 第3期  
[2] 郭宗山 1957 扬子江下游某些砂卡岩型铜矿床 地质学报 第31卷 第1期  
[3] 维·弗·霍利斯特 1982 西半球斑岩铜矿地质 冶金出版社  
[4] 刘裕庆、刘兆康、杨成兴 1984 铜陵地区冬瓜山铜矿的稳定同位素研究 中国地质科学院矿床地质研究所刊 第1期  
[5] 邓晋福等 1980 武山含矿(铜)岩体的岩石学标志及成因探讨 地质出版社  
[6] G.福尔 1983 同位素地质学原理 科学出版社

## THE ORIGIN AND THE GEOLOGICAL ASSEMBLAGE FEATURE OF THE TONGGUNSHAN COPPER DEPOSIT

Huang Huasheng, Shi Qizheng and Cui Bin

(Beijing Graduate School, Wuhan College of Geology)

Wen Chunqi

(Chengdu College of Geology)

### Abstract

The Tonggunshan copper Deposit is one of the well-known deposit on the lower-middle Yangtze copper and iron metallogenic belt. According to its occurrence, association and alteration, the deposit can be subdivided into three types of mineralization;

The upper mineralization, occurring at the upper part of the contact zone between the limestone and the intrusive body, is regarded as a conventional skarn deposit.

The middle mineralization, which occurs in the strata and forms the main part of the deposit, shows stratabound nature. Ores in this part are laminated, banded, colloform, and framboidal in structure, and mineralization shows a horizontal zoning in order of magnetite-pyrrhotite-pyrite-kappa-pyrite from the contact zone outward. Of them, pyrite, especially kappa-pyrite, is the primary product formed in the early stage of sedimentation or diagenesis, and magnetite and pyrrhotite are products of metamorphism and hydrothermal alteration. Magnetite and pyrrhotite show fabrics similar to pyrite, and the postmagmatic hydrothermal-derived magnetite and pyrite can also be observed in the contact zone. There are therefore two sorts of magnetite-pyrite series in the deposit, which are discussed in the paper in terms of such aspects as shapes, hardness, cell parameters, major and minor elements, and sulfur and

oxygen isotopes. Chalcopyrite is mainly of hydrothermal origin.

The lower mineralization is present in hornfels near the contact zone and the periphery of the intrusive body in the form of disseminated and network ores subjected to biotitization with pyrite, chalcopyrite and sphalerite as the major metallic minerals. Pyrite is rich in Co and Ni with Co/Ni ratio  $>1$  and S/Se ratio about 15000, showing the character of magmatic activity. This part, therefore, is named quartz-vein deposit.

The whole deposit is characterized by "three in one" assemblage, i. e., the deposit is primarily controlled by stratigraphy, especially the original sedimentation, while magmatism has also made a great contribution to the mineralization. The formation of the ore deposit can be divided into several stages; sedimentation-diagenesis, contact metamorphism and postmagmatic hydrothermal superposition.

During the first stage, the sedimentary pyrite was deposited in a favorable weak hydrodynamic condition as well as in a relatively stable tidal-flat depression, framboidal pyrite was a characteristic product at early diagenesis, and siderite or hematite might also have been deposited at the oxidized environment.

During the main stage of mineralization—contact metamorphism and post-magmatic hydrothermal superposition, the quartz-diorite intrusion resulted in the contact metamorphism and the transformation of the kappa-pyrite into pyrite, pyrrhotite and magnetite in accordance with the distance from the igneous body. Finally, the superposition of ore-bearing hydrothermal fluids was accompanied by skarnization and other alterations.

According to the characteristics of the main mineralization (the middle ore body), the deposit is termed a stratabound skarn deposit. In this paper its genetic model is illustrated and the main problems concerned are discussed.

<http://www.ky.cn>