

7-13

铜山口铜矿床成岩成矿演化机理探讨

方可栋

(湖北省冶金地质勘探队·黄石市)

P 618.410.5

A

从硫、锶同位素、稀土元素和成矿微量元素,以及岩石化学成分特征,论证了铜山口岩体是由玄武岩经同熔作用形成的,并为铜山口铜矿提供矿质来源,还论证了铜矿的成矿过程和成矿演化机理。

关键词 铜山口铜矿 成岩 成矿 演化机理, 铜矿床

1 地质概况

铜山口铜矿位于淮阳山字型前弧西翼偏弧顶,属于枫林—大冶—灵乡—嘉鱼锯齿状长江断裂带。矿区出露地层主要为三叠系下统上部的浅海相碳酸盐岩。主要岩浆岩为花岗闪长斑岩岩株、花岗闪长斑岩岩脉和石英二长斑岩岩筒。花岗闪长斑岩岩株受天台山东西向断裂和北东向的铜山口倾伏背斜控制,由南东向北西侵入到三叠系碳酸盐岩地层中。岩株出露直径 500~600m,面积约 0.33km²,呈上大、下小的似蘑菇状,其同位素年龄为 146Ma,属燕山早期第 3 阶段产物。花岗闪长斑岩岩脉和石英二长斑岩体共生,石英二长斑岩岩筒切割花岗闪长斑岩岩株和主要矿体,又伴有铜、钼矿化,对早期形成的铜、钼矿体进行叠加,其同位素年龄为 123~132Ma。

矿区共有 6 个矿体,主要矿体赋存于岩株与围岩接触带的强夕卡岩化带和岩体内缘的石英绢云母化带中。其分布严格受花岗闪长斑岩岩株的控制。矿体围绕岩株呈筒状,控制深度达 600m(图 1)。金属矿物主要为黄铜矿、黄铁矿、辉钼矿。脉石矿物主要为透辉石、蛇纹石、石英、滑石。

矿区蚀变可分为钾化带、石英绢云母化带和夕卡岩带。其中夕卡岩带又分为白云岩

和大理岩两个系列,在空间上白云岩系列位于大理岩系列之上。矿体主要呈细脉浸染状赋存在白云岩系列中的强夕卡岩化白云岩亚带之中,其次为夕卡岩化白云岩亚带。

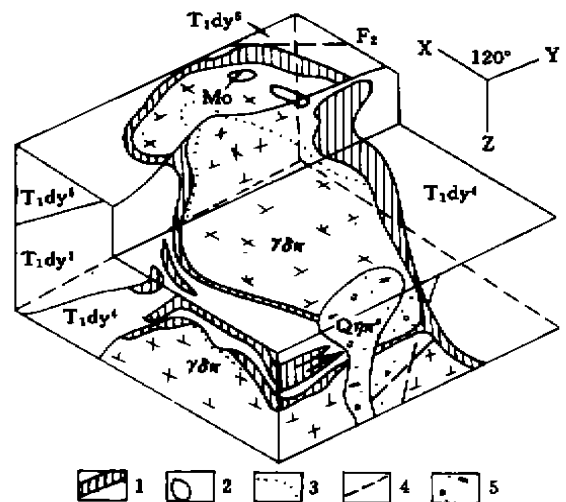


图 1 铜山口铜矿床岩矿体空间位置示意图

(据湖北省第一地质大队改绘)

T_{1dyt}¹⁻⁶—碳酸盐岩;7δπ—花岗闪长斑岩;Qγπ—石英二长斑岩;1—铜矿体;2—钼矿体;3—蚀变界线;4—断层;5—隐爆角砾岩

2 成岩成矿物质来源

2.1 岩浆岩

据鄂东南地区由寒武系到白垩系 35 个地层单元铜(钼)元素平均含量统计,区域地

层平均含铜 8.4×10^{-6} , 钼 3×10^{-6} , 变化幅度较小, 无含铜、钼较高的特殊地层。矿区内与铜(钼)矿床关系密切的大冶群碳酸盐岩地层, 距离矿区愈近含铜量愈高。矿区外围平均含铜量为 1.77×10^{-6} , 矿区内为 679×10^{-6} , 且大冶群碳酸盐岩地层含铜量大大高于围岩的背景值, 又因为矿体是赋存在岩浆岩岩株与围岩接触带的强夕卡岩化带和岩浆岩岩体内缘的石英绢云母化带中, 可见矿质来源与岩浆岩岩体有密切的联系。

2.2 同位素特征

2.2.1 硫同位素

根据矿区内 27 个样品的硫同位素测定 $\delta^{34}\text{S}$ 为 -1.4% ~ 1.5% , 其变化范围窄, 绝对值小, 组成频率呈明显的塔式分布, 与卤水沉积物($\delta^{34}\text{S}$ 为 3.1% ~ 9.8% , 均值 5.7%)、硫酸盐(11% ~ 20%)、沉积硫化物(-30% ~ 30% , 国外资料)有明显不同, 和铜官山夕卡岩矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ (1.4% ~ 3.2% , 皖 326 队)也有明显的不同, 而又非常接近斑岩型铜(钼)

矿床, 如铜厂铜(钼)矿床为 -2.5% ~ 2.6% , 美国科拉多卡罗尔铜(钼)矿床为 -1% ~ 2% (中国斑岩铜矿, 1984)。显然铜山口铜矿床的硫来源于地壳深部或上地幔玄武岩浆。

2.2.2 锶同位素

对磷灰石锶的同位素进行测定, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 0.704, 正好与现代大洋玄武岩(≈ 0.704)相吻合, 也和岩浆碳酸盐岩(0.7034)非常接近(岩浆岩石学, 1985)。由此可推测铜山口花岗闪长斑岩岩体来源于上地幔的玄武岩浆。

2.2.3 稀土元素特征

据杨超群研究, 铜山口铜矿床花岗闪长斑岩的稀土元素特征(表 1)与同熔型花岗岩系列的稀土元素特征一致, $\delta\text{Eu}=0.95$, 无亏损, 其稀土元素的球粒陨石标准化分布为向右倾斜近于平滑的曲线, 而与重熔型花岗岩类的稀土元素特征有明显不同, 亦表明铜山口花岗闪长斑岩是由地幔衍生物与地壳物质部分熔融, 而遭受物质混染而成。

表 1 稀土元素特征表

成岩成矿系列	样品数	$\sum\text{REE}$	$\sum\text{Ce}$	$\sum\text{Y}$	$\sum\text{Ce}/\sum\text{Y}$	δEu
铜山口花岗闪长斑岩	1	163.26	143.39	19.88	7.21	0.95
同熔型花岗岩系列	22	143.00	125.72	17.05	7.12	0.97
重熔型花岗岩系列	5	4.09	244.64	164.44	1.62	0.092

据杨超群(1983)进行综合, 单位 10^{-6} 。

2.2.4 成矿微量元素特征

铜山口花岗闪长斑岩岩株铜(钼)平均含量分别高出维氏值 12 倍和 45 倍, 亦高于本区岩浆岩铜(钼)的背景值(表 2), 与偏幔源型的铁山、阳新等岩体近于一致, 而与陆壳改造型不同(表 3)。由此可见, 铜(钼)元素的含量与岩浆演化有一定的相关性, 另外岩体中亲石元素普遍较低, 也说明了岩浆来源较深。

2.2.5 岩石化学特征

通过本区花岗闪长斑岩、石英二长斑岩的化学分析, 取 K_2O 、 Na_2O 、 CaO 换算成重量百分数, 投影在岩浆花岗岩分布图上(R. D. Rdiu 等, 1972), 结果大部分投影在岩

浆型区内, 仅个别样(石英二长斑岩)投影在

表 2 铜山口岩体与区域岩体主要成矿

元素对比表($\times 10^{-6}$)

岩体名称	样品数	Cu	Mo	Cu/Mo
铜山口	15	240	45	5.33
区域 6 大岩体	7108	13	<3	4.33
维诺格拉多夫值, 1962		20	1	20

注: 区域 6 大岩体为: 鄂城、铁山、金山店、灵乡、阳新、殷祖, 据鄂地矿局区队队科研所, 1984 年。

岩浆区外围。采用 C·I·P·W 标准矿物法将算得的标准矿物(重量百分数)石英(Q)、钾长石(Qr)、斜长石(Ab)投影在塔尔特 Q—Ab—Or 三元图解内, 铜山口矿区大部分样

品落在共结点附近,推测岩浆岩形成的深度 为 20~30km。

表 3 不同类型花岗岩微量元素含量对比表($\times 10^{-6}$)

成因类型	岩体名称	Cr	Co	Ni	V	资料来源
陆壳改造型	埠山、千里山、小龙	$<0.25\sim 5$	$0.25\sim 5$	<5	<6.79	徐克勤,1983
同熔型	宁尧、桐庐等	5	$2.5\sim 10$	>5	$6.79\sim 78.3$	同上
偏壳源亚型	郟城、金山店		$5.5\sim 7.4$	$5\sim 7$	$38\sim 52$	鄂地矿局科研所区测队,1984
偏幔源亚型	铁山、阳新、灵乡、殷祖		$9.6\sim 12.8$	$10\sim 12$	$73\sim 87$	同上
偏幔源亚型	铜山口	50	13.8	18	91	ZK307、315、38 个样统计

3 矿床形成的物理化学条件

(1)通过对比岩体中石英熔体包裹体和石英流体中包裹体与含矿流体中包裹体的形态特征(表 4),我们发现从石英熔体包裹体 $\rightarrow$ 石英流体中包裹体 $\rightarrow$ 含矿流体中包裹体的形态是由椭圆形向多为不规则形,少为椭圆形或菱形且呈稀疏小群体或单体分布变化;向以液相为主,另有气相和 NaCl 子矿物,并呈不规则状、六方双锥、椭圆、管状变化。粒径由 $3\sim 6\mu\text{m}$ 向 $2\sim 10\mu\text{m}$ 变化。包裹体的形态是由规则向不规则逐渐变化;包裹体的体积是由大小相近向大小悬殊逐渐变化。说明铜山口铜矿当时凝结的速度快,温度、压力在短时间内变化大的特征。

(2)用均一法测得岩体中石英熔体的温度为 $985\sim 1000^\circ\text{C}$,石英流体的温度上限为 $460\sim 402^\circ\text{C}$,下限为 $340\sim 134^\circ\text{C}$,爆裂法测得黄铜矿、黄铁矿温度为 $304\sim 337^\circ\text{C}$ 。温度变化说明铜山口铜矿,从岩体到成矿的温度是一个逐渐降温过程,从而更进一步说明了铜矿的形成,是由铜山口岩株体携带矿质,然后产生以硅质为主的含矿流体,在一定的物理化学条件下沉淀富集成矿。

(3)由岩体向铜矿体,含盐度由 $11.1\text{wt}\%\sim 43\text{wt}\%$,降至 $12.5\text{wt}\%\sim 18.3\text{wt}\%$ (表 4)。这表明岩浆在结晶过程中,高盐度流体向接触带集中,又说明由于围岩与岩体的强烈接触交代作用,导致岩体自身含盐度降低。

表 4 铜山口岩体中石英包裹体和含矿流体中包裹体特征对比表

包裹体分类	样数	均一温度($^\circ\text{C}$)	气液比(%)	盐度(wt%)	压力(MPa)	形态特征
岩体中石英的熔体包裹体	1	$985\sim 1000$	$4\sim 5$ 、 $15\sim 35$ 、 $60\sim 85$			椭圆形
岩体中石英的流体包裹体	3	$134\sim 222$ 、 $230\sim 340$ 、 $402\sim 460$		$11.1\sim 43$ (2)	$55\sim 70$ 、 $25\sim 75$	多为不规则形,少为椭圆形或菱形、 $3\sim 6\mu\text{m}$,呈稀疏小群体或单体分布
含矿流体的包裹体(1)	13		$5\sim 30$ (一般) $30\sim 70$ (最高)	$12.5\sim 18.3$		以液相为主,另有气相和 NaCl 子矿物,呈不规则状、六方双锥、椭圆、管状, $2\sim 10\mu\text{m}$

据谭秋明,湖北地质 1991 年 1 期,(1)据姜晓平,(2)样品数。

由于围岩与岩体的强烈接触交代作用,导致岩体自身含盐度降低。

(4)含矿流体包裹体液相成分的测定结果(表 5)表明,铜山口铜矿主要成矿期流体

中的阳离子以钾、钠、钙、镁为主,阴离子以硫酸根、氯为主,碳酸根、氟次之,pH 值为 5.9,说明是在偏酸性条件下形成的。

表 5 含矿流体包裹体液相成分

主要离子	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
mg/100g	5.2	0.76	4.36	10.58	10.13	0.40	22.84	1.22	盐度 12.5wt%~18.3wt%
当量	10.60	2.63	17.34	35.57	35.57	2.62	59.31	2.5	pH=5.9

4 成岩成矿演化机理探讨

铜山口铜矿位于淮阳山字型前弧西翼偏弧顶,由于淮阳山字型的构造运动,从震旦纪初期至第三纪之后,本区一直处于构造活动带之中。又根据重磁资料分析,从早三叠世以后,鄂东南地区处于莫霍面相对隆起。由于地幔物质上涌,使地壳发生侧向蠕动而受拉伸变薄。另一方面,在这一特定的地质构造环境中,使早已存在的北西向、北西西—东西向、北东—北北东向的基底断裂复活,形成区域的断块构造。据最近测制的麻城—九宫山大地磁测深剖面资料表明,呈北西向横贯鄂东南中部,追踪北西西及北东、北北东向两组基底构造的锯齿状长江深大断裂,从长江下游向西经鄂东南地区的枫林—大冶—灵乡—嘉鱼两边深 20~30km 的壳内发生明显上下错移,说明它向下深切地壳到达地幔,且向上组成树枝网络系统的断裂。

张性活动使本区地壳压力降低,促使地幔石榴子石橄榄岩部分熔融形成碱性玄武岩浆。由于它的来源较深,熔融程度低,又富碱和挥发分,并且所承受的压力较大,因而有较低的密度和粘度,活动性较大,向地壳侵位穿刺力和顶蚀能力较强。首先以底辟上侵在地壳剖面软弱带,即上地壳(硅铝层)的下部或底部形成深位岩浆房。由于下地壳的成分与玄武质岩浆成分相近,加之热流值可能较高,因此热平衡反应不强烈,同熔混合作用不发育;上地壳不存在上述不利因素,岩浆的高热流值和巨大的热熔引起硅铝物质同熔,产生了含水硅铝熔体。两者之间通过热重力扩散和对流而混合,结果产生了中基—中酸性混

合岩浆。由于酸度增高,粘度变大,而水和碱硅铝质组分的增加又降低了岩浆的结晶温度。它们沿着构造通道,在层间虚脱和滑脱部位形成多层次高位岩浆房。在此过程中,水的再次加入,使岩浆进一步分异,内压加大,加上构造动力驱使,沿长江枝状断裂断续和主动半主动上侵,至盖层褶皱虚脱部位、志留系与石炭系、二叠系、三叠系等岩性差异剥离构造部位、以及断裂交叉部位就位形成侵入体。铜山口岩体和铜矿位于锯齿状的长江断裂带上。故岩体和铜矿的形成与锯齿状长江断裂息息相关(图 2)。

随着富铜岩浆的上侵和结晶作用的初步发展,以及熔融地壳物质中结晶水的晶出,促使残留岩浆中以水为主的挥发组分和矿质进一步富集在岩浆顶部,从而导致蒸气压力大于围限压力,顶破围岩。蒸气压力随即剧降,引起含矿流体从残余岩浆中分馏出来,产生所谓岩浆后退沸腾,发生碎裂角砾岩化作用。其证据有:(1)流体包裹体的气液比相差悬殊,从 4%~85%(表 4);(2)同一薄片的气体包裹体、气液包裹体和多相包裹体共存,说明成矿流体曾经过急剧减压,使流体包裹体具有多种压力状态。

从花岗闪长斑岩到白云岩,对各蚀变带系统采样进行了化学分析、光谱分析和岩矿鉴定(表 6、7)。在巴特—李青计算和图解法的基础上,改用原岩作参照数(此值为零)。即选用白云岩“标准晶胞”中各阳离子数作参照数,与石英—绢云母花岗闪长斑岩的阳离子数对比,并设计了一种新的图解法。在研究计算和图解后所示结果发现:

表 6 铜山口铜矿矿化蚀变带中岩石化学成分含量表(%)

岩石名称	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO
花岗闪长斑岩	63.03	14.47	1.65	3.04	1.96	4.90	4.01	4.13	0.28	0.43	0.05
硅化花岗闪长斑岩	73.76	9.69	1.49	1.27	1.04	3.18	0.65	6.35	0.10	0.18	0.02
强夕卡岩化白云岩	40.15	2.27	16.05	2.86	9.76	25.14	0.11	0.13	0.04	0.10	0.09
夕卡岩化白云岩	16.08	2.56	4.30	1.23	10.93	34.12	0.11	0.80	0.04	0.09	0.08
弱夕卡岩化白云岩	5.45	0.87	0.88	0.34	16.80	34.39	0.19	0.40	0.01	0.03	0.03
白云岩	3.93	0.61	0.60	0.07	20.39	30.67	0.11	0.13	0.03	0.00	0.03

(1)矿区蚀变和矿化过程中,物质组分的迁移是“单向”的,岩株体中的物质组分大量带入围岩(白云岩),而围岩中的物质组分带入岩株很少。

(2)夕卡岩化实质是一种硅化和钾化作

用。从表 6、7 和图 2 可以看出,夕卡岩化带的形成,是大量硅质 和部分钾由岩株带入白云岩的结果。且从围岩向接触带呈递增的趋势,其递增量也较大。由于硅化、钾化的强弱不同,从而也就形成了不同的夕卡岩蚀变带。

表 7 铜山口铜矿床花岗闪长斑岩、白云蚀变带各种阳离子带出带入表

岩石名称	Si	Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺ +Mn ²⁺	K	Na	Ca	Mg	C	S	P	Ti
白云岩	33	6	4	0	1	2	275	254	494	0	0	0
弱夕卡岩化白云岩	+14	+3	+2	+3	+1	+1	+42	-39	-2	0	0	0
夕卡岩化白云岩	+113	+21	+25	+10	+8	0	+56	-106	-136	+4	0	0
强夕卡岩化白云岩	+386	+21	+122	+26	0	0	+6	-103	-482	+12	0	0
花岗闪长斑岩	576	156	11	23	48	71	48	27	9	4	2	3
石英绢云母化花岗闪长斑岩	+72	-55	-2	-14	+23	-61	-18	-13	+6	0	-2	2

注:白云岩、花岗闪长斑岩标准晶胞中阳离子数设为 0,“+”为带入,“-”为带出。

(3)矿化强度与硅质的带入量成正相关(图 2),铜矿体主要赋存于硅带入量最多的

来时,应是一种富硅,且含铝、铁、铜、钾、钠和大量挥发组分的气水溶液。

(5)夕卡岩呈细脉、粗脉或网脉状穿插于围岩之中,脉壁平直整齐,与围岩界线清楚,有时可见同步弯曲和夕卡岩脉中的矿物呈对称带状分布的现象。这说明其生成以充填为主,也就是说本矿区外夕卡岩带带入的是硅、铝质含矿流体,生成的是含矿夕卡岩脉。据此笔者认为:当硅铝质含矿流体从残余岩浆中分馏出来,在压力差的驱使下,硅铝质含矿流体沿细脉含水裂隙向围岩渗滤交代围岩,生成以蛇纹石化为主的矿化细脉,由于硅铝质含矿流体中钙、镁的含量极不饱和,所以部分裂隙两侧碳酸盐矿物不是被交代而是被逐渐熔蚀加入流体中。

(6)根据包裹体的温度变化范围,和成矿流体的物质组成,以及矿床蚀变矿化过程中物质组分的带入带出,可将铜山口铜矿划分

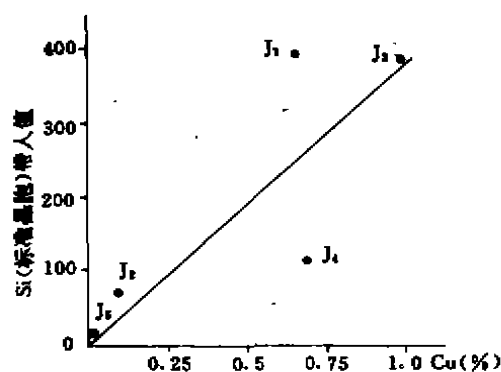


图 2 带入硅的阳离子数与铜含量关系图

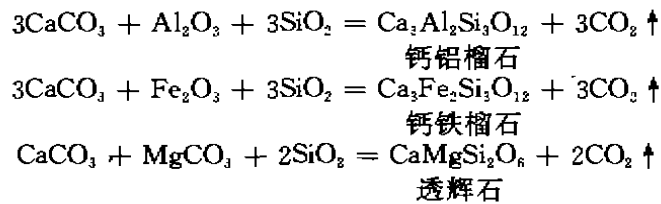
强夕卡岩化带中,这与一般斑岩铜矿产于石英绢云母化带中的意义是相同的。

(4)根据夕卡岩化带的带入组分和包裹体成分分析得知,含矿流体从岩浆中分馏出

为3个成矿阶段。

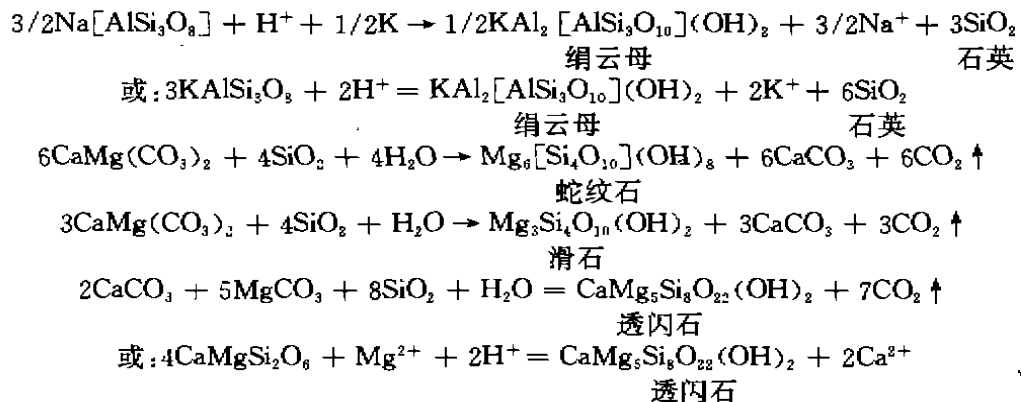
早期阶段:600~400℃(个别样品可达700℃),成矿溶液主要呈高盐度流体相,处于临界—超临界状态,此时岩体中形成钾长石化和黑云母化。对围岩体系来说,开始是一个逐渐增温过程,硅、铝、钾质含矿流体又不断从岩浆中得到补偿,因此,流体中钙、镁不饱和状态继续保持。随着碳酸盐矿物不断地熔蚀并加入流体,使硅、铝、钾质含矿流体成为一种富含硅、铝、钾、钙、镁的夕卡岩流体。这

时,由于岩体顶蚀力的作用,围岩裂隙也由细变粗,进而变为网脉状。当温度增至700℃时,围岩转变为降温过程,岩浆提供的硅、铝、钾质含矿流体又逐渐枯竭,因此,硅、铝、钾质含矿流体由对围岩的溶蚀转变为夕卡岩流体自身的结晶。首先,石榴子石、透辉石开始结晶,此时流体仍处于临界或超临界状态,并以气相包裹体为主,伴有液相包裹体,其典型的矿物反应式如下:



中期阶段:400~200℃,成矿溶液主要为高盐度水溶液,温度下降至400℃以下,形成石英绢云母化和蛇纹石、滑石、透闪石,并交代早期形成的硅酸盐矿物,交代强烈时仅见

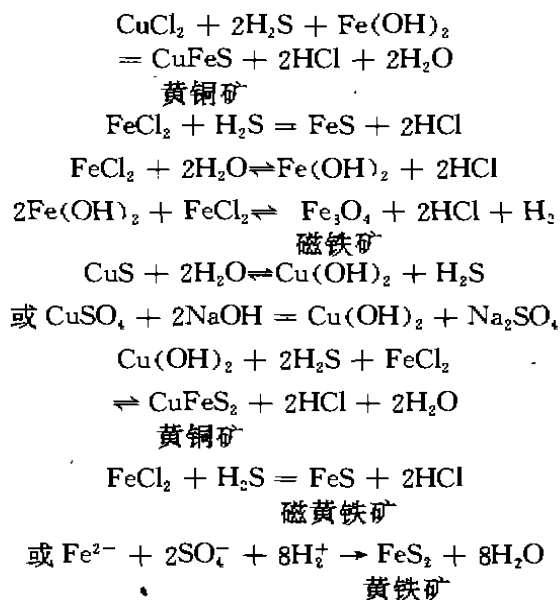
原矿物极少量的残余。此阶段多相包裹体发育,普遍见有 Na^+ 、 Cl^- 等离子矿物,其反应式为:



与此同时,由于含矿流体中的盐度高,氯离子浓度大,当含矿流体发生沸腾时,铜与氯的络合物、铜与硫的络合物作用力很强,矿质可形成 $[\text{CuCl}_3]^-$ 或 $\text{Cu}(\text{HS})^-$ 的络阴离子随着含矿流体迁移。当含矿流体向围岩(碳酸盐岩)迁移时,含矿流体体系相对开放,氧逸度、pH值逐渐增高,当含矿流体由增温转变为降

温的过程时,含矿流体已成为富硅、铝、钾、钙、镁的夕卡岩流体,这时流体中的盐度由11.1wt%~43wt%降至12.5wt%~18.3wt%,pH增高达5.9(表4、表5),一方面使硫酸的电离常数增大,另一方面促使络合物离解,从而造成金属硫化物在夕卡岩脉中大量沉淀,形成夕卡岩化带的主要工业铜矿体。其反

应式为:



晚期阶段: 200℃以下, 含矿流体在地下水参与下, 产生碳酸盐化、绿泥石化, 并伴有少量金属矿物沉淀。

根据上述成岩成矿机理的分析, 笔者将

铜山口地区成岩成矿组合模式概括如图3。

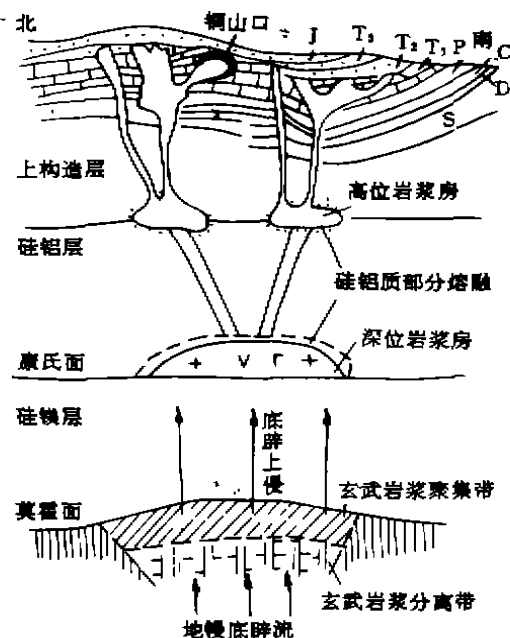


图3 铜山口地区成岩成矿组合模式图
J—侏罗系; T₁、T₂、T₃—三叠系; P—二叠系; C—石炭系;
D—泥盆系; O—奥陶系

Approaching the Mechanism of Diagenetic and Metallogenic Evolution of Tongshankou Cu-deposit

Fang Kedong

It has been proved by sulfur and strontium isotopes, rare earth element (REE), metallogenic microelement and lithochemical composition feature that Tongshankou massif resulted from basalt magma by syntaxis and provided the source of ores for the Cu deposit. And, the metallogenic process and evolution mechanism of the Cu deposit is also discussed.

(上接第6页)

- 15 Moller P, Parekh P P and Schnelder H J. The application of Tb/Ca—Tb/La abundance ratio to problem of fluorspar genesis. Min. Dep. 1976, (11): 111~116.
- 16 Sato K. Distribution of fluorite deposits in Japanese islands. Min. Dep. 1980, (15): 327~334.
- 17 Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора

и воды в изверженных породах земной коры. Геохимия. 1978, (6): 675~687.

- 18 Карсуков В Л и др. Редкоземельные элементы во флюоритах Хинганского оловорудного месторождения как индикатор условий минералообразования. Геохимия. 1987, (2): 163~177.

Geological Feature and Mineralization of Fluorite Deposit Related to Granite in China

Cao Junchen

In China, fluorite deposit is mainly located in volcanic rocks and silicate rocks, in space, for most parts of it, related to Mesozoic volcanic rocks and acid intrusive rocks. A small part of it occurred in sedimentary carbonate rock. Metallogenic mode is generally vein fill (metasomatic). In this paper, the geological feature and its mineralization of fluorite deposit related to granite are emphasized.