

第二章 铜矿床找矿潜力与成矿规律预测

铜是仅次于铁和铝之后居第三位的重要金属。我国铜供应短缺，长期依赖进口已成定局，所以我国铜矿资源的找矿问题已成为国家地质大调查中的重点课题。

1999 年我国进口铜精矿 125 万吨，精铜 40.5 万吨，铜材 63 万吨，铜废料 170 万吨，与 1992 年相比，铜精矿和铜材的进口以年均 20% 的速度递增，并预测到 2010 年，我国铜的需求量将达到 200 万吨，矿山产铜 60 万吨，废杂铜回收 35 万吨，铜的供应缺口达 105 万吨。

我国 717 个铜矿床共拥有铜储量 7700 万吨，其中 170 个 5 万吨铜储量以上的矿床拥有 7184 万吨。截止至 1998 年年底，我国可供利用的铜矿保有储量为 5200 万吨，其中已利用的铜矿产地 382 处，保有储量 3427 万吨，约占总储量的一半。

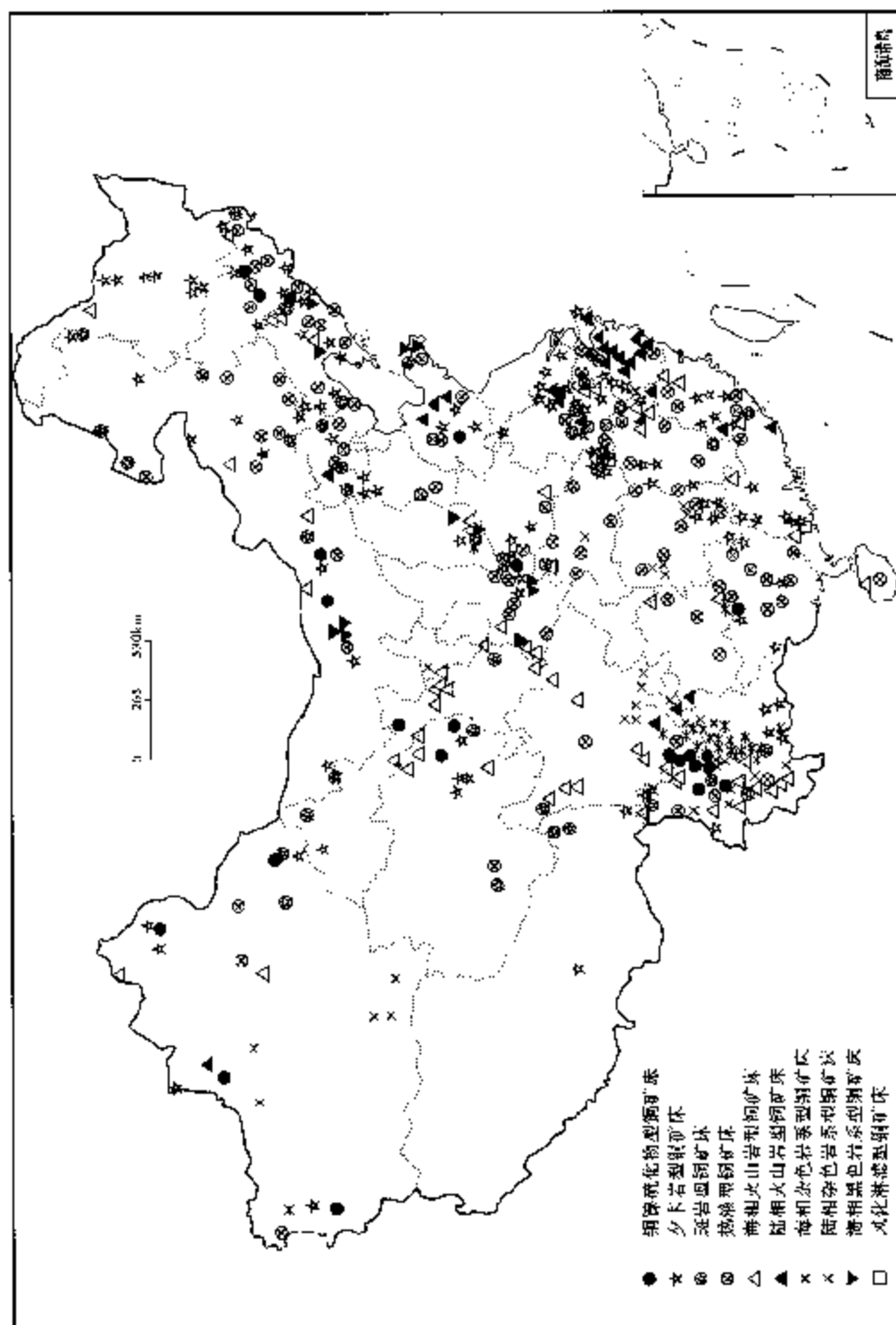
第一节 资源概况

表 3-2-1 列出了全国 30 个省市（自治区）铜矿床个数、规模、储量和所占比例。其中铜储量百分率达到 2 位数的有江西、云南和西藏，它们分别占 18.36%、13.31% 和 11.10%，铜储量百分率在 5% 到 10% 以下的有甘肃、安徽、新疆、内蒙古、湖北和山西，它们分别占 6.71%、5.87%、8.55%、5.53%、5.42% 和 5.07%；铜储量百分率在 1% 以上到 5% 以下的有黑龙江、四川、青海、广东、福建和湖南，它们分别占 4.49%、2.72%、2.62%、2.30%、1.46% 和 1.02%；铜储量百分率在 1% 以下的有 15 个省市（自治区）。1% 的铜储量正好是一个分水岭，上下的省市（自治区）各占一半（图 3-2-1）。

表 3-2-1 中国铜矿床在各省市（自治区）的分配

顺序号	省市 (自治区)	矿床数	大矿	中矿	小矿	储量/t	百分比 %
1	新疆	25	3	6	17	6823463	8.55
2	内蒙古	33	3	6	24	4413737	5.53

顺序号	省市 (自治区)	矿床数	大矿	中矿	小矿	储量/t	百分比 %
3	黑龙江	16	2	2	12	3580175	4.49
4	吉林	28		6	22	555379	0.70
5	辽宁	20		3	17	720910	0.90
6	青海	26	2	5	19	2094472	2.62
7	甘肃	15	2	4	9	5355349	6.71
8	宁夏	3			3	397	
9	陕西	15		2	13	298809	0.37
10	山西	32	2	7	23	4044318	5.07
11	河北	18		3	15	547022	0.69
12	北京	7			7	54843	0.07
13	山东	19		2	17	600026	0.75
14	西藏	7	3	3	1	8859379	11.10
15	四川	44	1	7	36	2173016	2.72
16	河南	13		1	12	258984	0.32
17	湖北	52	2	13	37	4322600	5.42
18	安徽	52	2	16	34	4686503	5.87
19	江苏	16		2	14	393580	0.49
20	上海	1		1		60000	0.08
21	湖南	31		5	26	810545	1.02
22	江西	25	7	3	15	14650849	18.36
23	浙江	29		2	27	414740	0.52
24	云南	108	5	26	77	10618264	13.31
25	贵州	11		1	10	75551	0.09
26	广西	20		1	19	304936	0.38
27	福建	26	1		25	1162365	1.46
28	广东	19	1	6	12	1836390	2.30
29	海南	3		1	2	87717	0.11
30	台湾	3			3		
合计		718	36	134	548	79804318	99.93



从目前的地质资料看，西藏为最有潜力的省市（自治区）。由于冈底斯发现规模巨大的斑岩铜矿带，在未来的 3~5 年内，它的铜储量将与江西省相比美，跃居为全国首位（王之田等，1988，1991；李朝阳等，2000；郭文魁，1978，1982）。

我国铜矿床储量主要集中于 170 个 5 万吨以上的中型、大型和超大型矿床中，其中大于 250 万吨以上的超大型矿床共有 4 个，它们的储量为 1779 万吨，占 19.22%；50 万~250 万吨的大型铜矿床共有 32 个，它们的储量为 3356 万吨，占 47.79%；5 万~50 万吨的中型铜矿床共有 134 个，它们的储量为 2105 万吨，占 28.29%。随着东天山土屋、延东和冈底斯驱龙等铜矿床深入评价，有可能进入超大型矿床行列，故我国超大型铜矿床有可能由 4 个增至 6~7 个。

我国 5 万吨以上的 170 个铜矿床的矿石品位与类型关系很密切。首先铜镍硫化物矿床主要以贫矿为主，矿石平均品位以 0.2%~0.4% 为主，其次为 0.6%~0.8%；夕卡岩型铜矿床的矿石品位主要集中于 0.6%~1.2%，1.2%~1.6% 的矿床也不少，因此夕卡岩型铜矿床为富矿类型；斑岩型铜矿床的矿石品位主要集中于 0.4%~0.8%，其次为 0.8%~1.2% 和 0.2%~0.4% 的品位，因此斑岩型铜矿为贫矿类型；热液脉型铜矿的矿石品位主要为 0.8%~1.0% 的矿床；海相火山型铜矿床的矿石品位变化特别宽，其中主要集中于 0.6%~1.4% 范围内，但许多矿床矿石品位达到 1.4%~3.8%，为典型的富矿类型；陆相火山岩型铜矿床的矿石品位在 0.6%~1.1% 之间；海相杂色岩系型铜矿床的矿石品位主要集中在 0.8%~1.2%，次之为 0.6%~0.8% 和 1.2%~1.6% 的品位；陆相杂色岩系型铜矿床的矿石品位主要集中于 1.0%~1.4%，次之为 1.4%~3.0% 的品位，由此可见，陆相杂色岩系型铜矿床为富矿类型；海相黑色岩系型铜矿床的矿石品位主要集中于 0.6%~1.2%，次之为 1.2%~1.6% 的品位；次生富集型铜矿床的矿石品位为 1.4%~1.6% 的富矿（黄崇轲等，2001；翟裕生等，1992；冀树楷等，1992）。

我国大于 5 万吨的及大于 1% 品位的富铜矿床共有 77 个，铜储量累计达到 2112 万吨。目前这些矿床绝大多数正在开采利用，有些矿床正在逐渐枯竭，急需寻找新的矿床开发地。

第二节 矿床成因类型

本次研究工作将我国铜储量 5 万吨以上的矿床划分了 10 个矿床成因类型（芮宗瑶等，1994），划分类型的出发点是成岩成矿因素，故将岩石类型与矿床类型叠加在一起（表 3-2-2）。

表 3-2-2 中国 5 万吨以上的铜矿床统计表

编号	矿床类型	超大型 (>250 万 t)			大型 (50 万 ~ 29 万 t)			中型 (5 万 ~ 50 万 t)			累 计		
		个数	储量/t	百分率/%	个数	储量/t	百分率/%	个数	储量/t	百分率/%	个数	储量/t	百分率/%
1	铜镍硫化物型矿床	1	3496686	78.52				6	957142	21.49	7	4453828	5.99
2	夕卡岩型铜矿床				8	7907280	48.95	53	8246248	51.05	61	16153528	21.71
3	斑岩型铜矿床	3	14297137	44.07	11	16072134	49.54	16	2372777	7.31	30	32742048	44.01
4	其他热液型铜矿床							5	649180	100.00	5	649180	0.87
5	海相火山岩型铜矿床				8	7649927	72.63	22	2882624	27.37	28	10532551	14.16
6	陆相火山岩型铜矿床				1	1048177	90.20	1	113847	9.80	2	11622024	1.56
7	海相杂色岩系型铜矿床				1	1286625	29.86	16	3021789	70.14	17	4308414	5.79
8	陆相杂色岩系型铜矿床							10	1400625	100.00	10	1490625	2.00
9	海相黑色岩系型铜矿床				3	1594584	61.52	6	997404	38.48	9	2591988	3.48
10	风化淋滤型铜矿床							1	317415	100.00	1	317115	0.43
11	累计	4	17793823	19.22	32	35558727	47.79	134	21049051	28.29	170	74401601	100.00

表 3-2-2 将这 10 类矿床的规模、个数、储量和它们占的百万分率作了概略的统计（姜齐节，1984）。表 3-2-3 将各类矿床的容矿岩石、矿石建造、矿体形态，成矿作用及条件、成矿环境及矿床实例作了简略介绍。现对各类矿床作简略叙述。

一、铜镍硫化物型铜矿床

铜镍硫化物型铜矿床又称岩浆铜镍硫化物矿床。这类矿床铜、镍共生，大多数矿床以镍为主，少数以铜为主，常伴生有铂、钴、金、银等多种有用组分。该类型中金川铜镍硫化物矿床世界著名，铜、镍均为超大型。

该类矿床最早发现于四川力马河矿床（1956），矿体产于闪长岩、辉长岩和橄榄岩复式岩体的底部。继后发现了金川和红旗岭等矿床，近年来又发现喀拉通克和黄山等矿床。总的说来，含矿岩体面积均在 1km² 以下，所谓小岩体成矿。因此，我国铜镍硫化物矿床都经历了深部熔离富集，浅成贯入成矿过程，具有小岩体成大矿的特点。

汤中立等（1990、1991）将我国铜镍硫化物矿床分为两类，即与优地槽火山作用有关的就地熔离矿床与深断裂有关的深部熔离—贯入矿床（毛景文等，1988）。前者与科马提岩类似，实例如桂北大坡岭矿床，该类型矿床在我国极少。我国岩浆铜镍硫化物矿床主要属后者，其产出构造环境主要为陆缘活动带，与国外分类中的辉长岩类相类似。

我国含矿岩体分属超基性岩、基性—超基性杂岩和基性杂岩 3 类，并以前两类为主。显然，我国含矿岩体更偏基性（余传菁，1985）。

表3-2-3 中国铜矿床分类表

矿床类型	脉岩岩石	矿石建造	矿体形态	成矿作用及条件	矿石来源	成矿环境	实例
1. 与接触交代—围岩蚀变 有关的脉岩类	1-1 伟晶岩化类型 斑状闪长—辉石辉长岩 暗色岩—辉石辉长岩	Cu-Ni 型	条带状、块状、 脉状	深部岩浆侵入， 少部分熔体结晶，或中 温度 1300~1450℃	和辉岩类	陆缘拉断 带	金川 红崖岭
2. 与长英质岩有关的脉 岩类	2-1 闪长岩型 闪长岩、花岗闪长岩 暗色岩	Cu 型 Cu-Mn 型 Cu-Fe 型 Cu-多金属型	不规则状似 层状	高温—中温热液交代 充填，成矿温度 750~ 150℃，盐度 [w(NaCl)] 为 3%~70%	花岗岩 成岩—热 液系统	活化带 带	铜录山 老工坡
2-2 斑岩型 中—酸性花岗岩类 及围岩	Cu 型 Cu-Au 型 Cu-多金属型	脉状 透闪状 板状	高温—中温热液交代 充填，成矿温度 750~ 110℃，盐度 [w(NaCl)] 为 3%~60%	花岗岩 成岩—热 液系统	花岗岩 成岩—热 液系统	活动大陆 边缘	玉龙 德兴
2-3 其他均质岩 矿床	各种性质的围岩	Cu 型 Cu-Au 型 Cu-Mn 型	脉状	中低温热液交代充填， 成矿温度 400~110℃， 盐度 [w(NaCl)] 为 5%~37%	围岩热液 萃取	活化带	铜牛井

矿床类型	围岩岩性	矿体建造	矿体形态	成矿作用及条件	矿床来源	成矿环境	实例
3. 与火成岩有关的铜矿床	3-1 海相火山岩型	Cu-Zn 型 Cu-Cu 型 Cu-多金属型	层状 浸染状	海底热水沉积及热液带热液交代充填, 成矿温度 400~800℃, 盐度 [w(NaCl)] 为 4%~16%	海底热水	扩张大洋中脊、岛弧、海沟后盆	白铜厂 铜舍勒
	3-2 陆相火山岩型	Cu-Au 型 Cu-多金属型	脉状 浸染状	地热水交代充填, 成矿温度 370~1000℃, 盐度 [w(NaCl)] 为 2%~30%	热液热水	活动大陆边缘火山活动带	紫金山
4. 与沉积岩有关的铜矿床	4-1 海相杂色岩系型	Cu 型	块状	热液交代充填, 成矿温度 300~1000℃	杂色岩系及基岩岩心萃取	裂谷	东川
	4-2 陆相杂色岩系型	Cu 型 Cu-U 型 Cu-Ag 型	似层状	地下水淋滤交代充填, 成矿温度从常温到 1200℃	杂色岩系 杂岩及陆源区侵入	陆相红盆	赫家河
5. 与次生风化壳有关的铜矿床	4-3 海相杂色岩系型	Cu 型 Cu-多金属型	层状	海底热水沉积、热液带热液交代充填, 成矿温度 400~1000℃, 盐度 [w(NaCl)] 为 3%~12%	海底岩石萃取	裂谷	菱田山 德谷之
	5-1 风化壳型	Cu 型	似层状	地表水淋滤沉积	原生矿床	喀斯特谷	耶鲁河谷

属于超基性岩类的有：二辉橄榄岩—橄榄二辉岩（金川）、辉石岩—角闪橄榄岩—橄榄岩（冷水箐）、二辉橄榄岩（獐项六号）和辉石岩（獐项十一号）。

属于基性—超基性杂岩类的有：闪长岩—辉长岩—橄榄岩（力马河）、辉长岩—辉石岩—橄榄岩（白马寨）、辉长岩—辉石岩—橄榄岩—橄榄辉石岩（红旗岭₁号）、苏长岩—斜方辉石岩—橄榄岩（红旗岭₇号）、辉长辉绿岩—辉石岩（大坡岭）。

属于基性杂岩类的有：黑云母角闪苏长岩—黑云角闪闪长岩—黑云角闪橄榄苏长岩—黑云角闪辉绿辉长岩（喀拉通克₁号）、辉长岩（小南山）。

含矿岩体分异良好，且多是同源多次侵入的复式岩体，垂直分异尤其良好，从上至下，岩石的基性程度增加。

根据我国 16 个铜镍硫化物矿床含矿岩体岩石化学成分统计，橄榄岩、二辉橄榄岩和古铜辉石岩等超基性岩的 MgO 含量大多变化于 19.94% ~ 32.21%， $Fe_2O_3 + FeO$ 含量多变化于 10.98% ~ 15.38%， m/f 比值变化于 2.32 ~ 5.05；辉长岩、苏长岩等基性岩， MgO 含量多变化于 8.11% ~ 20.96%， $Fe_2O_3 + FeO$ 含量多变化于 5.95% ~ 18.05%， m/f 比值变化于 0.55 ~ 2.38。因此，我国这类含矿岩体应属于铁质超基性岩和铁质基性岩。含矿岩体的这一特征与地质学家早已认识到基性—超基性岩成矿专属性的规律是一致的。通常人们认为含 MgO 很高的镁质超基性岩（ $m/f > 6.5$ ）多与铬铁矿矿床有关，含 MgO 低的富铁质基性岩（ $m/f < 0.5$ ）与钒钛磁铁矿矿床有关，而含 MgO 中等的铁质超基性岩（ $m/f = 2 \sim 6.5$ ）和铁质基性岩（ $m/f = 0.5 \sim 2$ ）则与铜镍硫化物矿床有关。根据实验证明：地幔条件下金属硫化物和金属氧化物的固相线有很大区别。硫化物固相线温度（1065 ~ 1300℃），高于硅酸盐—氧化物（铁、钛、钒）固相线温度（1000 ~ 1200℃），而低于铬铁矿固相线温度（> 1500℃）。要形成含某种成分的岩浆，地幔物质的熔融温度必须抵达或超过该物质的固相线温度，而熔融程度的差别则可导致岩浆含矿性有极大的不同。地幔单硫化物固溶体固相线以下的低度部分熔融（< 20%）产生 $Fe - V - P$ 金属氧化物的低镁铁质岩浆；单硫化物固溶体—液相线之间的中度部分熔融（20% ~ 50%），形成含 $Cu - Ni$ 金属硫化物的中镁铁质岩浆；超过单硫化物固溶体液相线的高度部分熔融（> 50%），产生铬的超镁铁质岩浆。

含矿岩体稀土标准化模式均属于 Eu 轻微正异常的 $LREE$ 富集型。含矿岩体锆同位素组成接近陨石值，例如喀拉通克_{1~3}号矿体的初始锆比值为 0.7033 ~ 0.7044（王润民等，1991），金川的初始锆比值变化于 0.7006 ~ 0.7086。

铜镍硫化物矿体主要产于岩体内。其中就地熔离矿体，如桂北大坡岭矿床矿体多呈似层状和透镜状，产于岩体底部或中下部，与基性程度较高的岩相关系密切；深部熔离贯入作用形成的矿体，矿体形态除受岩相控制外，还受围岩和构造控制，常呈透镜状、板状、脉状、扁柱状和不规则状产出，矿体与围岩界线清楚。

按矿石的自然类型划分为氧化矿石和原生矿石两类，以原生硫化物为主。根据矿石构造特征又可将原生硫化物矿石分为浸染状、海绵陨铁状、斑杂状和块状等。矿石的主

要金属矿物有磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿。₃种矿物相对含量变化很大,通常磁黄铁矿含量最高,其他两种矿物的含量变化视不同矿床而定。在富镍的矿床 $[\frac{w(\text{Cu})}{w(\text{Ni})} < 1]$,镍黄铁矿明显高于黄铜矿,在富铜的矿床中 $[\frac{w(\text{Cu})}{w(\text{Ni})} > 1]$,黄铜矿明显比镍黄铁矿高。次要金属矿物有黄铁矿、方黄铜矿、马基诺矿、磁铁矿、铬尖晶石和钛铁矿等。特征微量矿物为铂族矿物和钴矿物。此外,还常见紫硫镍矿、针镍矿、六方硫镍矿和白铁矿等次生蚀变矿物。脉石矿物主要为贵橄榄石、古铜辉石、顽火辉石和少量普通辉石。斜长石主要是中长石、拉长石和更长石。由于岩石蚀变作用强而普遍,因此除上述原生脉石矿物外,还可见到蛇纹石、滑石、绿泥石、阳起石、透闪石、菱镁矿、绢云母和方解石等蚀变矿物。

大多数矿床的硫同位素组成变化范围较窄,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值与陨硫石相近,如金川的 $\delta^{34}\text{S} = -2.6\text{‰} \sim +2.5\text{‰}$,红旗岭1号的 $\delta^{34}\text{S} = +1.0\text{‰} \sim +0.6\text{‰}$,赤柏松的 $\delta^{34}\text{S} = -1.3\text{‰} \sim +0.9\text{‰}$,力马河的 $\delta^{34}\text{S} = +3.4\text{‰} \sim +5.7\text{‰}$ 。

基性—超基性岩中硫化物小珠滴为这类矿床的熔离成因提供了有力证据,小珠滴主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿组成。岩浆饱和硫是形成这类矿床的重要条件,通常矿石中硫是这些岩石中硫的 $2 \sim 238$ 倍,且这些岩体中硫的含量随岩石基性程度增高而增高,因此工业矿体常赋存于硫含量高的岩相之中。成矿实验表明,岩浆熔离作用发生于 $1140 \sim 1698^\circ\text{C}$ (汤中立, 1990, 1991)。金川根据二辉石地质温度计算,主岩体成岩温度在 $1000 \sim 1300^\circ\text{C}$ 之间,橄榄石的结晶温度上限为 $1400 \sim 1500^\circ\text{C}$ 。 $\text{FeS} - \text{FeO} - \text{SiO}_2$ 体系实验表明(汤中立, 1990, 1991),在 915°C 可以晶出少量磁黄铁矿,即形成橄榄石+磁黄铁矿+方铁矿(磁铁矿)组合。金川硫化物的熔融温度为 $860 \sim 1000^\circ\text{C}$ (王润民等, 1991);喀拉通克1号矿体硫化物的熔融温度为 $910 \sim 960^\circ\text{C}$ (王润民等, 1991)。这一温度代表硫化物固相线的最高温度。据矿相学研究表明,硫化物呈他形分布于硅酸盐矿物中呈海绵陨铁构造和浸染状构造,表明硫化物晶出于橄榄石和辉石等硅酸盐和钛铁氧化物之后,而硫化物固溶体析出是在硅酸盐结晶后相当长时间才完成的,那时的温度已到 $300 \sim 500^\circ\text{C}$ 左右(陈正, 1990)。

我国大多数铜镍硫化物矿床都实用于深部熔离—贯入成矿模式,即含铜镍超基性岩浆在地壳深部岩浆房发生熔离和结晶分异作用,形成无矿硅酸盐岩浆、含矿硅酸盐岩浆和矿浆,在动力作用下,首先是硅酸盐岩浆沿断裂上侵,形成区域性基性、超基性岩带或岩群,然后是含矿硅酸盐岩浆沿相同通道,或某一构造体系的不同通道上侵到同一储岩空间。此时,如果成矿条件稳定,可以发生就地熔离作用和重力结晶分异作用,形成“底部矿体”或“上悬矿体”。最后,矿浆贯入则形成高品位的富矿体,而且我国许多矿床中具有多次贯入的特点(傅德彬, 1986)。

二、夕卡岩型铜矿床

夕卡岩型铜矿床是指产于中酸性—中基性侵入岩类与碳酸盐岩接触带或附近,由花

岗质岩浆的独立流体相逐渐演化为高温—中温热液相，通过接触交代和渗滤交代而形成的铜矿床。这类矿床具有典型夕卡岩矿物组合，主要矿体产于夕卡岩体中（郭文魁等，1957a、b，1978；常印佛等，1983）。

夕卡岩铜矿床由于分类的出发点不同可以作以下划分：①按成矿元素组合分类可分为铜铁型（如大冶铁矿、铜录山等）、铜钼型（如封三洞、寿王坟等）、铜金型（如鸡笼山、刁泉等）、钨铜型（如阮家湾、江西铜山等）、铜铅锌型（如铜山岭等）、铜型（如武山等），其中大型铜矿床主要为铜铁型和铜钼型；②按夕卡岩化学成分分类可分为镁夕卡岩型（如寿王坟等）、钙夕卡岩型（如城门山等）（赵一鸣等，1990）；③按矿体产出特点及控制因素分类可分为接触式（铜录山等）、层控式（狮子山等）、复控式（铜官山等）；④按矿床的多种成因（复合）分类可分为斑岩—夕卡岩型（城门山等）、层控—夕卡岩型（武山等）。

夕卡岩型铜矿在世界其他地区并不重要，但在我国却十分重要（赵一鸣等，1990）。例如在美国和加拿大，这类矿床的储量仅占铜矿总储量的 1% ~ 2%；在俄罗斯，仅占铜矿总储量的 2.9%，而在我国，这类矿床占铜矿总储量的 21.71%。这类矿床除在长江中下游有少数大型者外，多数是中小型矿床，矿石品位一般较富，多在 0.8% ~ 1.6% 之间。除 Cu 外，常伴生其他可以综合利用的组分，例如 Fe、Au、Ag、Mo、Co、Bi、Pb、Zn、Se、Te、S 等（刘迅，1990；张兆瑾等，1951；张洪涛，1984；李立平等，1994；李福东等，1993；杨兵等，1985）。

与夕卡岩型铜矿有关的成矿岩体包括辉石闪长岩—花岗闪长岩—花岗岩等各类岩石，但与中酸性侵入岩类关系最密切。它们主要为中深成—浅成相钙碱性系列的闪长岩、石英二长闪长岩、斜长花岗闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩等。岩石化学特别是 K_2O 和 Na_2O 含量偏高，例如 $Na_2O + K_2O$ 变化于 6.83% ~ 8.57% 之间，均高出戴里的相应岩石的含碱量。夕卡岩型铜矿的矿化类型与成矿岩体的岩石特征之间具有密切关系，例如夕卡岩型铜—多金属（锡、铅、锌）矿床多与酸性黑云母花岗岩有关（广西拉么铜锌矿床），夕卡岩型铜—钼（或金）矿床多与中酸性花岗闪长岩有关，夕卡岩型铜—铁矿床多与闪长岩和石英二长岩有关。在长江中下游铜矿带这种成矿专属性更为明显，例如九瑞、阳新、铜陵等地区的夕卡岩型铜（钼、金）矿床的成矿岩体为高碱富钾 [$w(K_2O + Na_2O) = 7.45$, $w(K_2O)/w(Na_2O) > 1 \sim 1.5$] 中酸性岩石系列；而铁山、铜录山等地区的夕卡岩型铜铁矿床的成矿岩体则为高碱富钠 [$w(K_2O + Na_2O) = 7.61$, $w(K_2O)/w(Na_2O) < 1 \sim 1.5$] 中性岩石系列（陈臻，1986；周太和，1984）。

这些成矿岩体绝大多数为多期次侵位的复式岩体，例如城门山成矿岩体是由同源二期 6 次侵位的花岗闪长斑岩、二长花岗斑岩、石英长石斑岩、霏细石英斑岩、晶屑石英斑岩和英云闪长玢岩组成的杂岩体。大型夕卡岩型铜（钼）和铜（铁）矿床有关的岩体

都是多次侵位的复合岩体,证明浅成岩浆房与深部岩浆房保持长时间的沟通是十分重要的。

岩体地表形态多呈椭圆形和圆形,其产状多呈小岩株,少数呈岩墙。岩体出露面积差别很大,通常铜铁矿床有关的成矿岩体出露面积较大,如铁山岩体 140km^2 ,鄂城岩体 85km^2 ;而大多数与铜(钼、金)矿床有关的成矿岩体出露面积都不大,如城门山岩体 0.8km^2 ,武山岩体 0.6km^2 ,封三洞岩体 1.26km^2 (张洪涛, 1984; 周太和, 1984; 黄恩邦等, 1990)。

岩体的稀土元素分配模式为轻稀土元素比较富集和重稀土元素比较平坦,且无明显的负铈异常型,铈同位素初始值变化于 $0.7040 \sim 0.7080$ 之间。表明具有壳幔源混合的特征。

成矿围岩均为碳酸盐岩石,尤其以成分不纯的碳酸盐岩石更为有利。华北地台容矿围岩主要是元古宇,如大石桥组、高于庄组和雾迷山组等;古生界,如寒武系凤山组和长山组等、二叠系黄岗梁组和大石寨组等。扬子地台长江中下游地区容矿围岩主要为上古生界和中生界,如中上石炭统黄龙组和船山组、下二叠统栖霞组、茅口组和孤峰组和中下三叠统。

由于碳酸盐岩中 MgO 含量的高低不同而形成镁夕卡岩和钙夕卡岩。据赵一鸣等(1990)研究,通常碳酸盐岩中 $w(\text{MgO}) > 8\% \sim 10\%$ 时,主要形成镁夕卡岩;而当 $w(\text{MgO}) < 2\%$ 时,则形成钙夕卡岩(赵一鸣等, 1990)。

构造条件对夕卡岩铜矿床的控制亦很明显:通常深断裂控制深源岩浆带的活动,如金山店—阳新一瑞昌深断裂控制大冶—九瑞 $\text{Cu}-\text{Mo}-\text{Au}$ 矿带,铜陵—南陵深断裂控制铜陵—沙滩角 $\text{Cu}-\text{Au}-\text{Pb}$ 矿带。网格状断裂系统对成矿的重要控制在江西九瑞地区特别明显,由 NW 向、 NW 向和 NE 向 3 组断裂系统构成菱形网格系统,几乎在每个结点都有成矿岩体侵位及矿化发生,如由北西向南东依次分布着封三洞、东雷湾、武山、城门山等含矿岩株和矿床。构造错动的岩浆岩与围岩接触面、围岩层理与层间破碎带、褶皱轴部和翼部、多组断裂交汇处、捕虏体与岩体接触面等都是形成夕卡岩型铜矿的有利构造部位。根据夕卡岩矿体与接触带和地层的关系,可以划分 3 种情况:①接触式矿体,即矿体呈似层状和不规则状产于侵入体与围岩的接触带;②层控式矿体,即矿体呈层状、似层状和透镜状就位于某一特定层面或界面,矿体可以是单层的或是多层的,通常属于外接触带,有时出现于远离岩体的部位;③复控式矿体,即一部分矿体受接触带控制,另一部分矿体受地层控制。

夕卡岩矿体规模大小不一。小型夕卡岩矿体长数十米,厚数米,延深不足百米;大型矿体长可达千米,厚可达数十米,延深达数百米。

矿石矿物成分与夕卡岩类型密切相关。钙夕卡岩矿物主要为透辉石—钙铁辉石系列、钙铝—钙铁系列石榴子石、硅灰石、符山岩、方柱石、绿帘石、阳起石、斜长石、钾长石、榍石和磷灰石等;镁夕卡岩矿物主要为镁橄榄石、钙镁橄榄石、透辉石、尖晶

石、基性斜长石、透闪石、韭角闪石、硅镁石、蛇纹石、金云母等；主要金属矿物有黄铜矿、辉钼矿、磁铁矿、赤铁矿、黄铁矿、斑铜矿、磁黄铁矿等。

夕卡岩具有明显的分带性，由内向外，钙夕卡岩的分带大致为：斜（钾）长石带→石榴子石带→透辉石—石榴子石带→透辉石带；镁夕卡岩的分带大致为：透辉石带→镁橄榄石带→粒硅镁石带，或透辉石—石榴子石带→金云母—透辉石带→橄榄石—蛇纹石带。大多数夕卡岩型铜矿床由钙夕卡岩组成，但也有不少矿床，如寿王坟、铜录山和华铜等两类夕卡岩都有分布（赵一鸣等，1990）。

夕卡岩铜矿矿石构造极为复杂，主要有块状、浸染状、斑杂状、条带状、条纹状、网脉状和角砾状等。

夕卡岩铜矿的成矿流体富含挥发组分十分明显，如 Cl^- 、 F^- 、 CO_2 和 OH^- 等，这些挥发组分参与矿物的晶格，便形成富挥发组分的矿物或留存在流体包裹体中。

夕卡岩型铜矿的成矿经历了漫长过程：从花岗质过渡性岩浆到独立流体相形成，再到后期多次热液改造，都在成矿全过程打下了烙印。因此许多地质学家将夕卡岩成矿过程划分为 5 个阶段：①早期夕卡岩阶段，主要通过独立流体相的交代作用形成硅灰石、透辉石—钙铁辉石、钙铝榴石—钙铁榴石和镁橄榄石等岛状和链状无水硅酸盐矿物，有时也形成少量含水硅酸盐矿物如符山石和金云母等；②晚期夕卡岩阶段，主要通过高温热液活动，改造早期夕卡岩，形成阳起石、透闪石、绿帘石和金云母等含水硅酸盐矿物；③氧化物阶段，此阶段主要出现在夕卡岩型铜铁矿床，即通过高温热液在高氧逸度控制下交代透辉石、金云母和石榴子石等，形成浸染状和致密块状磁铁矿矿石，晚期可出现大量赤铁矿的晶出，形成磁铁矿—赤铁矿矿石；④硫化物阶段，主要在中高温热液活动的影响下，形成大量辉钼矿、毒砂、黄铜矿、黄铁矿、辉铋矿、方铅矿和闪锌矿等，有时伴随少量自然金的析出；⑤碳酸盐阶段，在中低温热液活动的影响下，方解石、白云石、铁白云石和菱铁矿等碳酸盐和石英、玉髓和蛋白石等二氧化硅大量沉淀，有时伴随有天青石和重晶石及少量黄铁矿和黄铜矿等硫化物的析出（季绍新等，1989；郭宗山，1957a、b；崔彬，1987，1995；黄华盛等，1985）。

夕卡岩型铜矿床的成矿深度一般在 1.5 ~ 4km 之间，成矿压力在 $200 \times 10^5 \sim 750 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。平均成矿深度在 2km 左右。

这类矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围比较窄，极差一般不超过 10‰，呈典型的塔式分布，显示深部硫源特征，主要为幔源硫，有少量地层围岩硫的加入。根据氢氧同位素分析，成矿溶液主要来自岩浆水，晚期有一定量的大气水参与。该类铜矿的初始 δ 值小于 0.7100，说明成矿物质主要来自上地幔，但混有下地壳和上地壳的物质（顾连兴等，1986；黄许陈等，1993；翟裕生等，1992）。

三、斑岩型铜矿床

斑岩型铜矿是世界上最重要的铜矿类型之一。世界主要产铜国家如美国、智利、秘

鲁、巴拿马、墨西哥和菲律宾等 80% ~ 90% 的铜矿资源来自斑岩铜矿。我国斑岩铜矿的储量也居各类铜矿之首, 据作者 (2000) 统计, 我国 5 万吨以上斑岩铜矿床共计 30 处, 占总储量的 44.01%。除铜外, 伴生有益元素 Mo、Au、Ag、Re、Se、Te 等均可作为副产品回收。

我国斑岩铜矿的分布集中地反映了三大成矿域的特点, 即北部成矿域、东部成矿域和西南部成矿域。北部成矿域包括山西断隆、天山造山系、额尔古纳造山系和内蒙古大兴安岭造山系等; 东部成矿域包括中朝地台、扬子地台、秦岭造山系、华南造山系和台湾造山系等; 西南部成矿域包括三江造山系和冈底斯念青唐古拉造山系等。它们分别属于古亚洲成矿域、环太平洋成矿域和特提斯成矿域的一部分 (宁奇生等, 1979; 张洪涛等, 1991)。

与成矿有密切关系的斑岩属于钙碱性 (75%) 到碱钙性和碱性 (25%) 系列。其中岩石类型花岗闪长斑岩占 36%, 二长花岗斑岩占 18%, 石英闪长斑岩和花岗斑岩各占 9%, 石英二长斑岩、花岗闪长岩和闪长岩各占 6%, 斜长花岗斑岩、流纹斑岩和斑状花岗岩各占 3%。随着斑岩中 SiO_2 含量和 DI (石英 + 正长石 + 钠长石 + 霞石 + 白榴石 + 钾霞石等标准矿物的百分含量之和) 的变化, 其矿化类型作有规律的变化: ①斑岩钼矿, $w(\text{SiO}_2) > 70\%$, $(\text{DI}) > 84\%$; ②斑岩钼 (铜) 矿, SiO_2 含量变化于 66% ~ 72%, DI 含量变化于 78% ~ 84%; ③斑岩铜 (钼) 矿, SiO_2 含量变化于 65% ~ 69%, DI 含量变化于 72% ~ 84%; ④斑岩铜矿, SiO_2 含量变化于 62% ~ 66%, DI 含量变化于 68% ~ 76%; ⑤斑岩铜多金属矿, SiO_2 含量变化于 60% ~ 65%, DI 含量变化于 62% ~ 78%; ⑥斑岩铜金矿, SiO_2 含量变化于 60% ~ 68%, DI 含量变化于 58% ~ 80% (杜琦等, 1980, 1988; 芮宗瑶等, 1995a、b, 2001)。

将我国斑岩铜矿床分布最集中的长江中下游矿带、赣东北矿带、多宝山矿带和玉龙矿带的斑岩的岩石化学成分投影到 Streckeisen (1972) 图上可以明显地看到: 玉龙矿带的斑岩偏花岗岩一侧, 碱性长石和石英含量相对较高; 而长江中下游矿带、赣东北矿带和多宝山矿带的斑岩则偏花岗闪长岩和石英二长闪长岩类一侧, 碱性长石和石英含量相对较低。推测它们分别具有两类不同的来源: 玉龙矿带起源于陆内的弧后拉张盆地环境, 源岩可能与 Shoshonite 有关; 而长江中下游矿带、赣东北矿带和多宝山矿带起源于岛弧带环境, 源岩可能属于幔源岩。

含矿斑岩的主要矿物组合为钾长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石。钾长石通常代表高侵位条件下的产物, 属于低透长石 - 正长石系列, 黑云母通常为镁质黑云母, 代表氧逸度很高的水饱和条件下的产物。

含矿斑岩具有特征性很强的副矿物组合, 它们为磁铁矿 + 磷灰石 + 榍石 + 金红石 + 锆石。磁铁矿和其他暗色矿物都是铜的重要载体。磷灰石富含氟、羟基、钇、镧和铈等。

含铜斑岩的锶同位素值表明,斑岩岩浆起源于玄武岩源区。如铜厂花岗闪长斑岩的初始锶值变化于 $0.704085 \sim 0.706679$,多宝山花岗闪长斑岩的初始锶值变化于 $0.705246 \sim 0.7085795$,玉龙二长花岗斑岩的初始锶值为 0.7066 ± 0.001 。马鸿文(1990)认为,玉龙二长花岗斑岩 47.6% 来自幔源物质, 52.4% 来自下部地壳物质。

含铜斑岩的硫同位素值非常接近陨硫,如玉龙硫化物(54件)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-0.5\text{‰} \sim -3.8\text{‰}$,德兴硫化物(171件)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-4.1\text{‰} \sim 3.1\text{‰}$,多宝山硫化物(234件)的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $-5.2\text{‰} \sim 3.3\text{‰}$ 。由此可见,含铜斑岩的硫起源于上地幔,在成矿过程中受到少量的混染(马德有, 1984; 朱训等, 1983; 冶金工业部地质研究所, 1984; 芮宗瑶等, 1984)。

含铜斑岩的氢氧同位素研究表明,成矿的早期阶段岩浆水主宰了发展进程,成矿的中期阶段为岩浆水与天水混合过程,而到成矿的晚期阶段加热的天水主导了发展进程。

含矿斑岩体的特点为小而复式,多次侵位,与深部岩浆房保持长期联系。据对我国含矿斑岩体统计表明,出露面积小于 1km^2 的占 60%。在深部岩浆房中的岩浆经过一段时间凝结,析出 15% ~ 70% 斑晶,演化成为过渡性岩浆 (transition magma),同时分离出独立流体相,增大了自身的内压力,上升到高位处,形成小斑岩体。因此含矿斑岩体往往具有与深部大岩体相连通的小岩株的特征(芮宗瑶等, 1984, 2002a、b、c; 周作侠, 1983)。

成矿斑岩体从岩浆侵位到热液活动持续了相当长的时间,如玉龙矿带从 70Ma 到 24Ma,德兴矿田 178Ma 到 100Ma,乌奴格吐山矿床从 164Ma 到 138Ma,多宝山矿田从 290Ma 到 240Ma (唐仁鲤等, 1995; 朱训等, 1983; 王之田等, 1991; 杜琦, 1980, 1984)。

斑岩铜(钼)矿体主要分布于斑岩体顶部和接触带。通常随着斑岩体侵位深度的不同而矿体在斑岩体内部与围岩中分配比例大有差别。侵位浅者,如马拉松多斑岩体侵位深度大约 0.5km,几乎全部矿体均产于斑岩体中;玉龙代表中等侵位深度,大约 1.5 ~ 2km 深, $2/3$ 矿体产于斑岩体中, $1/3$ 矿体产于围岩中;铜厂和富家坞代表中深侵位,大约 3km 深, $1/3$ 矿体产于斑岩体内, $2/3$ 矿体产于围岩中(李秉伦等, 1989; 李荫清等, 1981)。

矿化在空间上具有明显的分带性:矿化形式由下而上为浸染状→细脉浸染状→大脉状;矿石矿物共生组合由下而上为钾硅酸盐—硬石膏—硫化物组合→石英—绢云母硫化物组合→绿泥石—碳酸盐—硫化物组合;成矿金属组分由下而上为 $\text{Mo} (\text{Sn}、\text{Bi}、\text{W}) \rightarrow \text{Cu} (\text{Au}、\text{Ag}) \rightarrow \text{Pb}、\text{Zn} (\text{Ag}) \rightarrow \text{Co}、\text{Ni}、\text{Mn}$ 。

斑岩铜矿石矿物组成特点为:主要金属矿物简单,如黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿;次要和少量金属矿物颇为复杂,如德兴矿石中次要和少量矿物多达 54 种(任启江等, 1991; 孙海田, 1984; 李荫清等, 1995; 陈殿芬等, 1995; 杜琦, 1980; 芮宗瑶等, 2002c)。

斑岩铜矿的蚀变为岩浆水与天水混合产物。早期以钾硅酸盐蚀变为主,以黑云母化和钾长石化为代表;中期以石英—绢云母化和石英—绿泥石化为代表,总的以含水片状矿物为主体;晚期以中度—深度泥化和碳酸盐化为主。蚀变分带综合起来由内而外划分为:钾硅酸盐蚀变带→绢英岩带→泥英岩化带→青磐岩化带(季克俭等,1984;郝正平,1988;傅斌等,1996)。

四、海相火山岩型铜矿床

海相火山岩型铜矿床是铜的重要工业类型之一,是指与海底火山作用有一定生成联系的含大量黄铁矿和一定数量的铜、铅、锌等块状硫化物矿床。它有时被称之为黄铁矿型铜矿床或块状硫化物矿床。据统计(芮宗瑶等,2000)我国5万吨以上的海相火山岩型铜矿床共计28处,占总储量的14.16%。该类矿床的平均品位集中于0.7%~11.4%之间,其中个别矿床达24%,达到1.5%~3.7%的矿床常见。除铜外,伴生组分铅、锌、金、银、锡、钼、镍、硒、碲等可供综合利用。

通过近年来的研究,人们越来越认识到这类矿床是伴随着海底火山活动,热水回灌萃取海底岩石中的有用金属,再沿火山管道或同生断裂流到海底,沉积在一定的层位中形成的层状、似层状和透镜状矿体。这类矿石由于是由热水沉积形成的,因此通常矿石构造呈块状和层纹状,硫化物常常达到70%左右。

通常,该类矿床由两套成矿系统构成:一种内生成矿系统,是指海底层状和似层状矿化;另一种内后生成矿系统,系指产于通道中的穿切层理的浸染状矿化。

我国幅员辽阔,海底火山活动贯穿整个地质历史。太古宙海相火山岩型铜矿床发育于华北地台内部的绿岩带中;元古宙海相火山岩型铜矿床发育于华北地台、扬子地台和塔里木地台的周边活动带;古生代和中生代海相火山岩型铜矿床发育于各时代的优地槽造山带。根据我国海相火山岩类型差异,将该类矿床划分3个亚类:

(一) 与绿岩有关的海相火山岩型铜矿床

该类铜矿床产于绿岩、花岗质岩和变质沉积岩三位一体结构的绿岩带,它们是太古宙至古元古代海相火山岩(超镁铁质岩、贫钾拉斑玄武岩、双峰式钙碱性玄武岩—流纹岩等)和海相—海陆相交互陆源碎屑沉积岩后经区域变质—花岗岩化而形成的。其中海相火山岩变质而成绿岩,绿岩体呈不连续的,平面上呈孤舟状分布于花岗质岩中,构成花岗岩—绿岩带。绿岩发育于我国阴山、秦岭—大别山和康滇等。

红透山锌铜矿床为我国绿岩型铜矿床的典型代表。恢复红透山绿岩段的海相火山岩剖面,从下往上分别为玄武质、安山质和流纹质火山岩,锌铜矿体呈层状、似层状和透镜状赋存于流纹岩层内,上部为条带状磁铁矿石岩覆盖。有1.3~2.9Ga的斜长角闪岩侵位于红透山段,故铜矿石和变质围岩的多组同位素年龄值为2.0~2.9Ga,容矿围岩

经受了三期褶皱和一期脆性变形,矿体中心部分以致密块状为主,边部为浸染状,金属矿物以黄铁矿和磁黄铁矿为主(二者占70%~80%),其次为闪锌矿和黄铜矿,方铅矿少见,矿石富硒、金、钴和镍。矿石硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ (‰)接近零,故硫源接近陨石硫。

(二) 与细碧角斑岩有关的海相火山岩型铜矿床

为世界重要的铜矿类型,铜储量约占世界铜储量的8.8%。我国也不例外,已发现的中条山落家河、阿尔泰山缘阿舍勒、祁连山白银厂、勉宁略铜厂、龙门山马松岭、康滇大红山和拉拉厂及浙江西裘等,无一不是细碧角斑岩系。细碧角斑岩系产于多种构造环境,如大洋中脊、岛弧、弧后盆地、活动大陆边缘和板内裂谷带等。因此有人认为在构造环境的基础上还可以按成矿元素组合进一步对该类铜矿床进行划分(叶庆同等,1997;刘垢群等,1985;向鼎璞等,1985;孙海田等,1993;邬介人等,1994;严济南,1983):

(1) 单铜型:代表性矿床有青海红沟,容矿岩石为枕状细碧岩,成矿构造环境主要为大洋中脊。

(2) 铜锌型:代表性矿床有新疆阿舍勒和甘肃白银厂的折腰山和火焰山等,容矿岩石主要为酸性凝灰岩,成矿构造环境为火山岛弧(宋志高,1982;宋学信等,1993;宋叔和,1955;陈文森,1985;陈锡昆,1987;岳东生,1991;段国莲,1991;胡惠民等,1958;胡惠民,1959;章午生,1981;程忠富,1990)。

(3) 铜铅锌型:代表性矿床有甘肃白银厂的小铁山,容矿岩石和构造环境与2)基本相同(宋志高,1984)。

(4) 铁铜型:代表性矿床有云南大红山等,主要容矿岩石为远离火山岩的层凝灰岩或含火山灰的沉积岩,成矿构造环境为火山岛弧的外围地区(罗传治,1989)。

(三) 与玄武岩有关的海相火山岩型铜矿床

在我国川滇地区广泛分布着二叠纪峨眉山玄武岩,为大陆或陆表海拉斑玄武岩建造,其中除产有与陆相火山岩有关的铜矿床外,还产有与海相火山岩有关的铜矿床。

五、陆相火山岩型铜矿床

有关早古生代以前的陆相火山岩及其有关的矿床过去少有报道。近年来,我国西北、西南、青藏等地区开始有古生代陆相火山岩型矿床研究,但达到一定规模的铜矿床仍不多。中生代为我国东部陆相火山岩发育鼎盛时期,特别是福建紫金山大型铜矿床的查明,极大地激发了人们对该类矿床研究的兴趣。这类矿床有时被称之为浅成热液矿床(epithermal deposits)或称之为热泉型矿床(hot spring deposits)。该类铜矿床达到5万吨铜储量的仅有2个,占全国总储量的1.56%。

过去对该类矿床找矿评价重视不够,近年来进行了较为详细的研究。

紫金山铜矿田包括紫金山和五子骑龙等矿床(徐文艺等, 1997), 它们受控于中生代东南沿海北东向火山岩带与燕山期北西向火山岩断陷盆地的叠加复合部位控制, 容矿围岩主要为燕山早期花岗岩、燕山晚期英安斑岩和火山隐爆角砾岩等。矿体和热液角砾岩体主要受北西向密集裂隙带和网脉裂隙带控制。水热爆发角砾岩化、石英—明矾石化和石英—迪开石化的广泛发育, 构成这类矿床的显著特点。蚀变岩具有很好的分带性, 由上而下分别为: 硅化帽→石英—明矾石化→石英—迪开石化→石英—绢云母化。铜矿化富集地段与热水排放的沸腾带相一致, 大量沸腾流体包裹体和隐爆热水角砾岩与铜富集地段相吻合。金属矿化分带为: 贵金属金银矿化带在上, 贱金属铜铅锌矿化带在下(张德全等, 1992; 徐文艺等, 1997)。总之, 陆相火山岩型铜矿床产于各时代陆相火山岩的活动带。

六、海相杂色岩系型铜矿床

该类型铜矿床与海相杂色岩系相伴生, 为世界重要铜矿类型之一, 特别是世界超大型铜矿床(>500万吨)的储量仅次于斑岩型。我国该类铜矿床大于5万吨的共有17个, 占总储量的5.79%。

该类铜矿床产于海相杂色岩系, 但是主要容矿岩石却是多种多样的。如民主刚果铜带沙巴省铜矿的主岩为硅化白云岩, 与我国东川铜矿相类似; 赞比亚铜带西南部为细碎屑岩; 穆富利腊区为与无矿白云岩互层的炭质砂岩等。许多矿床均产于克拉通内受断裂控制的沉积盆地。盆地发育氧化和还原两个截然不同但又紧密联系的地球化学相, 主要矿层产于由氧化相转变为还原相的过渡层。含矿岩系常常含石膏、硬石膏和碳酸盐蒸发盐矿物假象的标志层。有时在含矿岩系的底部出现火山岩, 例如乌多坎矿床区域上与细碧岩共生; 基伟诺矿床从底部到上覆沉积层序中均有块状拉斑玄武岩, 芒特艾萨铜矿底部有较厚的蚀变镁铁质火山岩等。含矿层与有机质的关系是肯定的, 但又是复杂的。通常含矿层岩石含有0.2%~10%的有机质。矿石构造为条带状和浸染状, 如东川铜矿呈马尾丝状, 显示藻类化石的特征。矿化分带通常为贫矿带(无硫化物, 含铜的氧化物和赤铁矿带)→辉铜矿带→斑铜矿带→黄铜矿带→黄铁矿带。有时由于地质历史时期氧化还原带的多次变化而改变了这种矿化分带的顺序。在世界上, 海相杂色岩系型铜矿有两个高峰期: 中元古代(1700~1000Ma)和泥盆纪到二叠纪(380~250Ma), 我国也非常类似, 东川—易门铜矿代表中元古代, 新疆盖孜特格里曼苏代表泥盆纪(王可南, 1982; 冉崇英, 1981; 华仁民, 1989; 孙海田等, 1989, 1990, 1993; 孙继源等, 1995; 李希勋等, 1953; 龚林等, 1981)。

康滇铜带为我国海相杂色岩系型铜矿最集中的产区, 铜矿呈南北向带状分布, 其西界为安宁河—绿汁江大断裂, 东界为小江大断裂, 由上述两大断裂带控制着元古宙冒地

槽的沉积, 它们的沉积地层统称为昆阳群, 总厚度变化于 $13757 \sim 19815\text{m}$, 为一套杂色细碎屑岩和碳酸盐岩, 底部有粗碎屑岩及火山岩。康滇铜矿详细可划分以下 5 种亚类: ①东川式铜矿, 即指产于落雪组叠层石白云岩、因民组紫色层到落雪组白云岩的过渡层和落雪组顶部到黑山组的接触带的似层状铜矿床; ②稀矿山式和迤纳厂式铜铁矿床是指产于因民组铁质板岩、铁质黑云母岩和石榴子石黑云母岩的矿床; ③狮山式铜矿, 是指产于易门狮山层中富含钴的似层状铜矿床; ④凤山式铜矿, 是指产于易门凤山褪色白云岩层, 并常与紫红色“刺穿体”相伴生或与狮山矿以高角度断层相沟通的铜矿床; ⑤烂泥坪式铜矿, 是指产于震旦系陡山沱组中的铜矿床 (杨应选等, 1988; 花友仁, 1959; 施林道等, 1988)。

七、陆相杂色岩系型铜矿床

陆相杂色岩系型铜矿是指陆相砂岩铜矿、页岩铜矿和砾岩铜矿, 它们均属于陆相杂色碎屑岩系, 有时称之为红层铜矿或砂岩铜矿。含矿岩系通常下部为含煤建造, 中部为含铜建造, 上部为膏盐建造, 铜矿体产于浅紫交互带的浅色岩层一侧。它们的矿化具有非常特征的分带性, 称之为“辉斑黄黄”, 即从氧化带一侧过渡到还原带一侧, 矿化分带为: 自然铜矿带→辉铜矿带→斑铜矿带→黄铜矿带→黄铁矿带 (成冶, 1975; 佟群, 1977; 李希勋等, 1964; 芮宗瑶, 1979)。

陆相杂色岩系型铜矿集中分布于我国南部中生代沉积盆地, 如滇中盆地、会理盆地、沅麻盆地和衡阳盆地等。这些盆地的发展都经历了 3 个阶段。

(1) 断陷期: 大多形成于三叠纪, 强烈下切, 为非补偿性, 汇水条件不完善, 谷底出现沼泽化, 形成含煤建造。

(2) 拗陷期: 大多形成于侏罗纪至早白垩世, 由于控制盆地边界的同生沉降断裂的活动, 导致盆地一方面沉降, 另一方面来自旁侧陆源碎屑物质向盆地补给, 形成一套岩相单一, 厚度巨大的补偿性陆相碎屑沉积岩系。

(3) 萎缩期: 晚白垩世盆地进入萎缩阶段, 沉积了红色 (杂色) 碎屑建造, 夹含铜建造和膏盐建造。

这些含铜盆地位于含铜背景高的古陆之中或古陆边缘。滇中和会理盆地位于康滇古陆之中, 该古陆除产有大红山—拉拉型铜铁矿、东川—易门型铜矿和悔西期铜镍矿外, 整个基底岩系 (含 $\text{Cu } 200 \times 10^{-6} \sim 300 \times 10^{-6}$) 和峨眉山玄武岩 (含 $\text{Cu } 100 \times 10^{-6} \sim 400 \times 10^{-6}$) 含铜均较高。衡阳盆地中的砂岩铜矿发育于盆地的东南部, 邻近耒阳—临武古生代基底地层, 这些层位岩石的铜丰度较高, 并有与中生代花岗岩有关的铜矿产出, 如宝山和水口山等, 这些都是衡阳盆地中生代铜质来源。沅麻盆地分布于雪峰古陆的北缘, 其基底岩系如板溪群和震旦系以及盖层古生界如寒武系含铜都较高, 可以提供大量铜的来源。

矿体形态呈层状、似层状和透镜状等,如大村、大姚、大铜厂、六苴、车江、麻阳等,上述矿体均限制在浅紫色交互带中。有时,也呈脉状矿体,如柏坊和金鸡岭等,这些矿体已发生再迁移,转移到浅紫色交互带之外的还原层中。

矿石的金属矿物主要有辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿、自然铜、蓝辉铜矿、低辉铜矿、铜蓝、方铅矿、闪锌矿、辉银矿和自然银等,脉石矿物主要为石英、方解石和铁白云石等。矿石构造以浸染状和条带状为主。伴生有用组分主要为 Ag 、 Pb 、 Zn 、 Mo 、 Se 、 U 等,尤以 Ag 最为普遍,几乎所有陆相杂色岩系型铜矿床中 Ag 均具有综合利用价值。

这类矿床硫同位素值变化范围较大是一大特征, $\delta^{34}\text{S}$ 值从 -20.4% ~ $+11.03\%$,金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值大小顺序为黄铁矿 > 黝铜矿 > 黄铜矿 > 斑铜矿 > 辉铜矿。反映硫化物受硫酸盐还原细菌的影响,故 $\delta^{34}\text{S}$ 出现较大的负值。

八、海相黑色岩系型铜矿床

海相黑色岩系中块状—层纹状金属硫化物矿床又称为 SEDEX 型,该类型对于铅锌矿石特别重要,对于铜矿石亦不可忽视。它们的矿床代表可以列举霍各乞、炭窑口、篦子沟、桐木沟、老宝滩和南和沟等。这类矿床 5 万吨以上的在我国共有 9 个,占 3.48%。

本类铜矿主要产于中元古代裂谷或裂陷槽中,分布于狼山和中条山地区,与贱金属铅锌共生(狼山和渣尔泰山地区)或呈独立的铜矿出现(中条山地区)。在西秦岭和阿尔泰山南缘泥盆系中有少量铜的富集,主要为铅锌矿床(王思源等, 1993; 孙海田等, 1989, 1999; 余金杰等, 1993; 李班龙, 1982; 芮宗瑶等, 1994; 蒋心明, 1983)。

霍各乞容矿岩石是在海底热水活动条件下沉积的,其直接证据为:①含锌炭质板岩含钡平均为 1586×10^{-6} ;②在一号矿床含锌炭质板岩中存在重晶石夹层;③含锌炭质板岩含硼高达 940.7×10^{-6} 。霍各乞容矿岩层由下而上分为 4 层:①炭质板岩层,主要赋有锌,伴生少量铅,有时夹重晶石层;②下部条带状石英岩层,为重要含铜层,含少量铅锌,局部含炭姆质、透辉石、黑云母和绿帘石条带,平均厚 20m;③透辉透闪石层,主要赋铅和铁库岩,局部残留大理岩,平均厚 20m;④上部层纹状石英岩层,包括透辉石石英岩,为最主要的铜矿层,厚 30m。

篦子沟容矿岩主要为金(黑)云母石英白云石大理岩、钠长石白云石大理岩和角砾岩,有时局部夹层纹状电气石层,这些岩石普遍含铜达到 123×10^{-6} (冀树楷等, 1992),推测这些岩石属于海底富硅富硼的热水活动产物。

矿体受容矿岩系严格控制从数层至数十层,容矿岩系从数米到数百米厚,矿体呈层状、似层状和透镜状,矿体与围岩一般呈整合关系,有时受后期变形变质影响,二者之间可能有一个很小的夹角。

矿石矿物为黄铜矿、磁黄铁矿、黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、方黄铜矿、白铁矿、硫钴矿和钴镍黄铁矿等，脉石矿物有石英、透辉石、石墨、水白云母、透闪石、阳起石和方解石等，矿石构造为块状、层纹状、浸染状和角砾状等，在矿石结构中常见到反映沉积成岩特征的变胶状和显微莓状（*framboid*）结构（矗凤军等，1990；葛朝华等，1986，1987）。

这类矿石的硫同位素值常偏正值一侧，反映海水硫酸盐被还原的特征。如霍各乞的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-3.1\text{‰} \sim +23.5\text{‰}$ ，炭窑口的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+1.7\text{‰} \sim +38.5\text{‰}$ ，胡篦型的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $+5.5\text{‰} \sim +21.3\text{‰}$ 。

第三节 我国铜矿成矿的分布规律

我国 5 万吨以上的铜矿床空间分布如表 3-2-4。表 3-2-4 清楚地表明，我国铜矿主要产于扬子地台（42.43%）、三江造山系（14.46%）、中朝地台（14.10%）、华南造山系（7.07%）、内蒙古—大兴安岭造山系（5.77%）、天山造山系（3.7%）和额尔古纳造山系（3.18%），上述 7 个大地构造单元的铜矿占我国铜矿总储量的 90.71%。

表 3-2-4 中国 5 万吨以上铜矿床的空间分布

序号	产出的大地构造单元	矿床数量/个			百分比 %
		超大	大	中	
1	中朝地台	1	4	18	14.10
2	扬子地台	2	12	58	42.43
3	额尔古纳造山系		1	1	3.18
4	阿尔泰造山系		1		1.50
5	天山造山系		1	5	3.70
6	内蒙古—大兴安岭造山系		3	6	5.77
7	吉黑造山系			5	0.55
8	祁连山造山系		1	4	2.29
9	秦岭造山系		1	5	1.70
10	松潘—甘孜造山系		1	6	2.04
11	三江造山系	1	4	6	14.46

序号	产出的大地构造单元	矿床数量/个			百分比 %
		超大	大	中	
12	冈底斯念青唐古拉造山系			1	0.01
13	华南造山系		3	36	7.07
14	准噶尔造山系			2	1.04
15	东南沿海造山系			1	0.12
共 计		4	32	134	99.92

扬子地台的铜矿居我国的首位，几乎我国铜矿近半数储量产于该地区。该构造单元有三大铜矿带值得关注，赣东北斑岩铜矿带、长江中下游夕卡岩铜矿带和康滇地轴海相杂色岩系型、海相火山岩型和陆相杂色岩系型铜矿带。

三江造山系的铜矿储量占 14.46%，主要分布于玉龙斑岩铜矿带，最近发现的羊拉夕卡岩型铜矿，不仅矿石品位较高，而且矿床规模已达到大型。

铜矿储量占第三位的为中朝地台（14.10%）。该大地构造单位有两个地区值得关注：中条山铜矿带产有斑岩型、海相黑色岩系型、海相火山岩型和海相杂色岩系型铜矿床；狼山铜矿带产有以霍各乞为代表海相黑色岩系型铜矿床。

华南造山系的铜矿储量占第四位（7.07%），铜矿类型多种多样，有个旧为代表的夕卡岩型铜矿，还有以紫金山为代表的陆相火山岩型铜矿，以及以大宝山为代表的海相火山岩型铜矿。

占第五位的为内蒙古—大兴安岭造山系（5.77%）。在该构造单元中举足轻重地位的地区为多宝山—铜山斑岩铜带，此外白乃庙和布敦花也是两个热点地区，其矿床类型也是斑岩型的。

占第六位的为天山造山系（3.7%）。近年来，由于土屋和延东铜矿床的发现，将铜矿资源量迅速增长到 434 万吨。

冈底斯念青唐古拉造山系最近发现了驱龙、冲江、甲马等铜矿床，有可能成为第二条玉龙矿带。

第四节 成矿的时间演化规律

表 3-2-5 和表 3-2-6 分别为我国 5 万吨以上的铜矿床在时间上分配和时间演化规律。

由表 3-2-5 可以明显看出，中生代铜矿的成矿达到了高潮，占 44.38%，几乎占

半壁江山。

表 3-2-5 中国 5 万吨以上的铜矿床时间分布

序号	成矿时代	矿床个数			百分比 %
		超大	大	中	
1	太古宙			2	0.82
2	古元古代		4	3	7.60
3	中元古代		3	22	8.57
4	新元古代			4	0.41
5	早古生代	1	1	5	7.73
6	晚古生代		10	17	17.49
7	中生代	2	12	76	44.38
8	新生代	1	2	5	13.07
共 计		4	32	134	100.07

这主要与我国东部在中生代发生了成矿大爆炸有关。因为这一时期，长江中下游、赣东北和我国整个东部发生了广泛的中酸性岩浆侵入和陆相火山活动，造就了像长江中下游铜矿带和赣东北铜矿带等一批世界知名的矿带。

晚古生代铜矿是我国另一个成矿高潮期，铜矿储量占 17.49%。其中与中酸性侵入岩浆作用有关的占 8.87%，与海相火山作用有关的占 6.00%，与基性—超基性岩浆作用有关的占有 1.27%，与海相盆地沉积作用有关的占 1.35%。

新生代铜矿在我国占第三位，达 13.07%，其中主要为玉龙斑岩铜带的贡献，其次是陆相盆地沉积作用和喀斯特谷地沉积作用所作的贡献。

居第四位的是中元古代的铜矿，占 8.57%，主要为海相盆地沉积作用所作的贡献，占 8.06%；海相火山作用作了 0.51% 的贡献。

居第五位的是古元古代的铜矿，占 7.60%，其中中酸性侵入岩浆作用占 3.94%（铜矿峪），海相火山作用占 3.59%。

我国铜矿床的时间演化规律如表 3-2-6 所示。由表 3-2-6 表明各种成矿作用的时间演化各异。最重要的成矿作用莫过于与中酸性侵入岩浆作用有关的铜矿了，中生代该类矿床达到了高潮，新生代和晚古生代也有较强的成矿作用，再往古老年代推，成矿就很弱了。与海相火山作用有关的铜矿以晚古生代、古元古代和早古生代最为强烈，其

他各时代就很弱了。与海相盆地沉积作用有关的铜矿以中元古代最为重要, 其次是新元古代。与基性—超基性岩浆作用有关的铜矿以早古生代最为重要, 因为金川铜镍矿床属于这一时代, 其次为晚古生代。与陆相火山作用有关铜矿只有中生代在我国东部形成气候, 在我国西北部尽管有许多晚古生代陆相火山活动, 但均未形成很成气候的铜矿。与陆相盆地沉积作用有关的铜矿集中于我国南部的中生代。

表 3-2-6 中国铜矿床的时间演化规律

编号	时代	成矿作用	矿床个数/个			百分比 %
			超大	大	中	
1	古元古代	与基性—超基性岩浆作用有关的铜矿床			1	0.07
2	早古生代		1			4.90
3	晚古生代				5	1.27
4	太古宙	与海相火山作用有关的铜矿床			1	0.64
5	古元古代			2	2	3.59
6	中元古代				2	0.51
7	新元古代				4	0.41
8	早古生代			1	4	2.31
9	晚古生代			5	3	6.00
10	中生代				5	0.70
11	中生代	与陆相火山作用有关的铜矿床		1	1	1.63
12	古元古代	与中酸性侵入岩浆作用有关的铜矿床		2		3.94
13	早古生代				1	0.52
14	晚古生代			4	8	8.87
15	中生代		2	11	60	40.12
16	新生代		1	2	4	12.63
17	太古宙	与海相盆地沉积作用有关的铜矿床			1	0.18
18	中元古代			3	20	8.06
19	晚古生代			1	1	1.35
20	中新生代	与陆相盆地沉积作用有关的铜矿床			10	1.93
21	新生代	与喀斯特谷地沉积作用有关的铜矿床			1	0.44
共 计			4	32	134	100.07

第五节 成矿地质条件

一、区域构造对矿床的控制

（一）大地构造背景

我国近半数的铜矿产于扬子地台（42.43%），再加上中朝地台的（14.10%）共有56.53%的铜矿产于地台区，其余43.39%的铜矿产于造山系。在这些大地构造单元中主要是边缘次级构造单元控制铜矿的发生和发展。例如扬子地台有3个次级构造单元控制铜矿，亦即长江中下游中生代构造岩浆活动带、赣东北构造岩浆活动带和康滇地轴古元古代海相火山岩盆地、中元古代杂色岩系盆地及中生代陆相杂色岩系盆地。又如天山造山系的土屋—延东斑岩铜矿受泥纪活动陆缘控制。

（二）海相火山岩盆地

这里要特别提出的是古元古代康滇地轴火山岩盆地、寒武纪—奥陶纪祁连山火山岩盆地和泥盆纪阿尔泰山南缘火山岩盆地。在康滇地轴火山岩盆地中产有著名的拉拉铜矿和大红山铜矿，在祁连山火山岩盆地中产有著名的白银厂铜矿和红沟铜矿，在阿尔泰山南缘火山岩盆地中产有著名的阿舍勒铜矿。

（三）海相杂色岩系盆地

要特别提到的是中元古代东川—易门杂色岩系盆地，产有一系列的东川式和易门式铜矿，其他海相杂色岩系盆地均较小，仅产一些规模不大的铜矿。

（四）海相黑色岩系盆地

这些盆地以产铅锌矿为主，如南秦岭泥盆纪盆地，盛产厂坝式铅锌矿，只有中元古代狼山盆地和中条山盆地以产铜矿为主，前者有著名的霍各乞铜矿，后者有著名的胡家峪—篦子沟铜矿。

（五）陆相杂色岩系盆地

我国南部新生代陆相杂色岩系盆地与铜质丰富的陆源剥蚀区相邻近，如滇中中生代沉积盆地的北缘接受康滇地轴剥蚀带来的陆屑沉积，这些陆屑铜质十分丰富（含 $200 \times 10^{-6} \sim 300 \times 10^{-6}$ 铜），沉积成岩过程以及后生变化过程随着铜质的迁移，便汇集到氧化还原界面上富集起来，从而形成产于紫色岩层（氧化相）与浅色岩层（还原相）交界

面的“红层铜矿”。

六、地台边缘深断裂系统

由于地台边缘深断裂系统对于构造单元的发生发展、岩浆活动（侵入作用和喷发作用）、沉积建造的形成和矿质迁移等关系极为密切，故地台边缘深断裂系统对于铜矿的控制是明显的，有关实例不胜枚举，例如：东天山。土屋—延东斑岩铜矿夹持于康古尔塔格大断裂与大草滩大断裂之间，其中康古尔塔格大断裂为哈萨克斯坦地台与塔里木地台之间的分界线，故土屋—延东斑岩铜矿带产于哈萨克斯坦地台的活动陆缘的泥盆纪火山岩带，该带的火山活动、构造岩浆侵位和成矿流体等均受到康古尔塔格大断裂和大草滩大断裂的控制。

二、区域地层对矿床的控制

首先，与海相火山作用有关的铜矿、与海相盆地沉积作用有关的铜矿、与陆相火山作用有关的铜矿和与陆相盆地沉积作用有关的铜矿都直接受区域地层控制。其次，与基性—超基性岩浆作用有关的铜矿和与中酸性侵入岩浆作用有关的铜矿间接受区域地层控制也是明显的。

（一）区域地层对海相火山作用有关的铜矿控制

在太古宙鞍山群红透山段的贫钾拉斑玄武岩和双峰式钙碱性玄武岩—流纹岩中产有红透山式铜矿，在古元古代细碧—角斑岩中产有大红山式和拉拉式铜矿，在元古宙石碌群火山岩中产有石碌式铁铜矿，在中寒武世火山岩中产有白银厂式铜矿，在奥陶纪细碧岩中产有红沟式铜矿，在志留纪角斑岩中产有可可乃克式铜矿，在早泥盆世火山岩中产有付地营子式铜矿，在中泥盆世细碧—角斑岩中产有阿舍勒式铜矿，在中石炭世火山岩中产有永平式铜矿和玉水式铜矿，在二叠纪火山岩中产有红太平式铜矿和小坝梁式铜矿，在三叠纪火山岩中产有卡房式铜矿和杂村式铜矿，在新生代火山岩中产有铜门式铜矿。

（二）区域地层对与海相盆地沉积作用有关的铜矿控制

海相盆地沉积作用有关的铜矿包括两类铜矿：海相黑色岩系型铜矿和海相杂色岩系型铜矿。在新太古代绛县群杂色岩系中产有凉水泉式铜矿，在中元古代黑色岩系中产有霍各乞式铜矿和胡家峪—篦子沟式铜矿，在中元古代杂色岩系中产有东川式、易门式和淌塘式铜矿。

（三）区域地层对陆相火山岩有关的铜矿控制

古生代在新疆北部发现许多陆相玄武岩、流纹岩和安山岩，也发现许多铜矿化，但

至今未发现很有前景的铜矿床，只有在中国东部中生代时期晚侏罗世到早白垩世中酸性火山岩中，铜矿床才形成大矿，如紫金山铜矿产于晚侏罗世中酸性次火山岩中。宁芜火山岩盆地的娘娘山、太平山及庐枞火山盆地的井边、石门庵、毛狗笼等铜矿均产于晚侏罗世到早白垩世中酸性火山岩层中。钟丘洋铜矿产于晚侏罗世破火山机构中。

（四）区域地层对陆相盆地沉积岩有关的铜矿控制

我国南部中生代陆相红层（陆相杂色岩系）盆地出现多层含铜建造。地层层位总的由东而西，地层时代逐渐变老，如湖南衡阳和广东大湖盆地含铜层位为上白垩统至老第三系；滇中、会理和沅麻盆地含铜层位主要为白垩系，尤以上白垩统含铜达到高潮；滇西含铜层主要为中侏罗统；西藏主要为上三叠统。金满、白龙厂、瑶家山和水泄等铜矿产于中侏罗统花开佐组，凹地苴铜矿产于下白垩统高峰寺组凹地苴段，大姚、郝家河、格衣乍和老青山等铜矿产于上白垩统马头山组六苴下亚段，大林和团山等铜矿产于上白垩统马头山组大村段，大铜厂和九曲湾铜矿等产于上白垩统红层，车江铜矿等产于老第三系红层。

（五）区域地层对夕卡岩型铜矿控制

区域地层对夕卡岩铜矿控制表现在围岩岩性的控制上。主要围岩为灰岩、白云质灰岩、灰质白云岩、白云岩及泥灰岩、火山凝灰岩等。产于燕辽沉降带的寿王坟、华铜等铜矿受控于中元古界镁质大理岩，产于华南造山系的野鸡尾和宝山等铜矿，主要受控于泥盆系和石炭系灰岩和白云质灰岩，产于长江中下游台褶带的铜山、城门山、武山、金山店、铜山口、封三洞和铜录山等众多铜矿受控于石炭系、二叠系和三叠系灰岩、白云质灰岩和白云岩。

（六）区域地层对斑岩铜矿控制

区域地层对斑岩铜矿控制通过区域构造和岩浆侵位高度来实现的。如赣东北斑岩铜矿带的围岩均为中元古代双桥山群，多宝山斑岩铜矿带的围岩为奥陶纪铜山组和多宝山组，东天山斑岩铜矿带的围岩为志留纪火山岩层，玉龙斑岩铜矿带的围岩中三叠世色尔组、上三叠世甲丕拉组和旺卡组。

三、区域岩浆岩与成矿的关系

（一）基性—超基性岩浆对铜镍硫化物矿床控制

我国铜镍硫化物矿床分为两类，一类为与优地槽火山作用有关的岩浆就地熔离的铜镍硫化物矿床，如桂北大坡岭矿床，在岩石学这类超基性岩浆岩类似于科马提岩；另一类为与深断裂有关的深部熔离—贯入铜镍硫化物矿床，这类岩浆岩由闪长岩、辉长岩和

橄榄岩组成,沿构造单元边缘的深断裂带分布,如金川、红旗岭、喀拉通克和黄山等都沿深断裂带展布,岩体的侵位时代为早古生代和晚古生代。

(二) 中酸性岩浆对夕卡岩型铜矿床控制

对于夕卡岩型铜矿而言,95%的矿床受侏罗纪到早白垩世中酸性岩浆岩控制,在时间和空间上受中国东部构造岩浆活动带控制,如长江中下游成矿带和燕辽成矿带等。

(三) 中酸性岩浆对斑岩型铜矿床控制

对于斑岩铜矿床,中酸性岩浆控制与古亚洲成矿域、环太平洋成矿域和特提斯成矿域的构造岩浆活动相一致。如古亚洲成矿域的斑岩型铜矿床均形成于古生代,特别是晚古生代,如东天山的土屋和延东斑岩铜矿的成矿年代为 $362 \sim 310\text{Ma}$,多宝山斑岩铜矿的成矿年代为 $290 \sim 240\text{Ma}$;太平洋成矿域的斑岩型铜矿床形成于中生代,如德兴斑岩铜矿的成矿年代为 $170 \sim 100\text{Ma}$;特提斯成矿域的斑岩型铜矿床形成于新生代,如玉龙和马拉松多斑岩铜矿的成矿年代为 $40 \sim 35\text{Ma}$ 。

四、区域变质作用与成矿的关系

东川铜矿、易门铜矿、胡家峪—篦子沟铜矿和霍各乞、炭窑口铜矿等都不同程度地受到了区域变质变形的影响,使矿体局部富集或使矿体具有局部的位移,如这些矿体在褶皱枢纽部位有了一定程度的富集,以及矿体受构造变动而变动等。

五、风化作用对矿床的影响

风化作用对矿床的影响最典型的例子是海南石碌铜矿,原生矿床为燕山期夕卡岩型铜矿,由于原生矿的风化剥蚀,铜质被带到邻近的喀斯特谷地中,在喀斯特谷底中以孔雀石形式堆积起来,形成风化次生富集型铜矿床

六、富矿形成的地质条件

(1) 由表 3-2-7 可以明显地看出,富矿与矿床类型有很大关系。由我国 5 万吨以上的铜矿统计表明,平均品位在 1% 以上的铜矿床依次为海相火山岩型 (1.42%)、海相黑色岩系型 (1.24%)、陆相杂色岩系型 (1.17%)、海相杂色岩系型 (1.05%) 和夕卡岩型 (1.00%)。风化次生富集型因为只有 1 个矿床,未参加统计。其他铜矿类型如陆相火山岩型 (0.90%)、热液型 (0.85%)、斑岩型 (0.66%) 和 Cu-Ni 硫化物型 (0.47%) 平均品位均在 1% 以下。

表3-2-7 中国5万吨以上铜矿床类型与品位对比表

类 型	个数(A) 百分数(B)	品 位/%															>3.01 矿床数
		0.3~ 0.4	0.41~ 0.5	0.51~ 0.6	0.61~ 0.8	0.81~ 1.0	1.01~ 1.2	1.21~ 1.4	1.41~ 1.6	1.61~ 1.8	1.81~ 2.0	2.01~ 2.2	2.21~ 2.4	2.41~ 2.6	2.61~ 2.8	2.81~ 3.0	
Cu Ni 氧化铜型矿床	A	5		1	1											7	
	B	71.4		14.3	14.3											0.47	
闪卡岩型矿床	A	2	4	14	11	13	8	7	1	1						61	
	B	3.3	6.6	23.0	18.0	21.7	13.1	11.5	1.6	1.6						1.00	
新岩 型矿床	A	3	10	8	3	4										29	
	B	10.7	35.7	28.6	10.7	14.3										0.66	
热液 型矿床	A			1	3						1					5	
	B			20.0	60.0						20.1					0.85	
海相火山岩 型矿床	A		1	6	5	6	2	1	1		1			1		28	
	B		3.6	21.4	17.9	21.4	7.1	3.6	3.6		3.6			3.6		14.4	
陆相火山岩 型矿床	A		7			1										2	
	B		50.0				50.0									0.90	
海相杂色岩系 型矿床	A			3	7	4	3									17	
	B			17.6	41.2	23.5	17.6									1.05	
陆相杂色岩系 型矿床	A				1	3	3			2					1	10	
	B				10.0	30.0	30.0			20.0					10.0	1.17	
海相黑色岩系 型矿床	A		1	2	2	2	1	1								9	
	B		11.1	22.2	22.2	22.2	11.1	11.7								1.24	
风化次生富集 型矿床	A							1							1	1	
	B								100.0							1.47	

(2) 与富铜矿有关的地质作用很显然有海底喷流作用 (exhalation)、沉积成岩作用、热液交代作用及次生富集作用等 (杨世礼, 1985)。

(3) 多种地质作用的叠加使矿石品位加富了, 也就是说, 许多富铜矿石都是多种地质作用叠加的结果, 例如许多矿床的次生富集带都是在原生成矿作用的基础上叠加了次生淋滤富集作用的结果。

(4) 富矿是长时间矿质迁移富集的结果, 多阶段长时间有用矿质的聚集对于形成富矿是有利的。

(5) 有利的矿质聚集部位是形成富矿的关键, 如成矿流体往往在构造转弯的部位将矿质停留下来, 或迁移到地层隔档层时由于成矿流体受阻从而将矿质卸下。

第六节 重要成矿 (区) 带的划分和叙述

我国铜矿相对集中, 80% 的储量集中于表 3-2-8 列举的 15 个主要成矿带 (区)。其中有 5 个成矿带 (区) 集中了近 54% 的铜储量, 它们是长江中下游成矿带、赣东北成矿带、玉龙成矿带、康滇成矿带和东天山成矿带; 有 3 个成矿带 (区) 分别占有储量在 3% 以上, 它们依次是阿拉善及北山成矿带、中条山成矿区和多宝山成矿带; 有 3 个成矿带 (区) 分别占有储量的 2% ~ 3%, 它们依次是额尔古纳东缘成矿带、阿尔泰山南缘成矿带和北祁连山成矿带, 其余成矿带 (区) 的铜矿储量均在 2% 以下。

表 3-2-8 中国铜矿的主要成矿带 (区) 统计

序号	矿带	矿床个数	铜储量/t	占 15 个成矿带 储量百分比
1	长江中下游成矿带	37	12902457	20.15
2	赣东北成矿带	4	9237685	14.43
3	玉龙成矿带	5	8792047	13.73
4	康滇成矿带	24	7147376	11.16
5	东天山成矿带	7	4783730	7.47
6	阿拉善及北山成矿带	3	3802097	5.94
7	中条山成矿带	8	3748872	5.85
8	多宝山成矿带	3	3388241	5.29

序号	矿带	矿床个数	铜储量/t	占 15 个成矿带 储量百分比
9	额尔古纳东缘成矿带	2	2285357	3.57
10	阿尔泰南缘成矿带	3	1800557	2.81
11	北祁连山成矿带	5	1646316	2.57
12	羊拉—白秧坪成矿带	5	1348517	2.11
13	狼山成矿带	2	1088142	1.70
14	上杭成矿带	2	1048177	1.64
15	鄂拉山成矿带	3	1009843	1.58
共 计		113	64029414	100.00

一、长江中下游成矿带

构造地质背景为下扬子台褶带，沿长江近 600km 长的地带具有很好的成矿前提。地层出露有下古生界、上古生界和中新生界，但赋矿地层主要为石炭系一二叠系和中下三叠统碳酸盐岩层，矿床类型主要为夕卡岩型，如铜录山和铜官山等；斑岩型少数，如沙溪。成矿与中生代（170~100Ma）构造岩浆活动和闪长岩、花岗闪长岩侵位直接有关，在中小型侵入体与碳酸盐岩层接触带形成夕卡岩型铁铜和铜矿床，个别矿床在成矿中晚期演化成为斑岩型，如城门山铜矿。在火山岩盆地中小侵人体顶部有时形成斑岩型铜矿床，如沙溪等。在 600km 长的矿带中现已发现 7 个矿化集中区，它们分别为鄂东南地区、瑞昌地区、安庆—贵池地区、铜陵地区、枞阳—庐江地区、南京地区和金山地区等（图 3-2-2）。该矿带拥有 37 个工业矿床，占全国 16.17% 的铜储量，列为成矿带之冠。

二、赣东北成矿带

构造地质背景为扬子地台江南台隆，成矿带分布于赣东北深断裂带的上盘，呈北东向展布，矿田呈北西向展布。成矿带从北东至南西，依次为斑岩型铜金矿（铜厂、富家坞和朱砂红）、浅成热液型和斑岩型铅锌铜金矿（银山）和浅成热液型金银矿（万年）（图 3-2-3）。地层出露有中元古界双桥山群及侏罗系—白垩系火山岩—碎屑岩，赋矿地层主要为中元古界双桥山群变质层凝灰岩及变质细碎屑岩，燕山期花岗闪长斑岩和闪

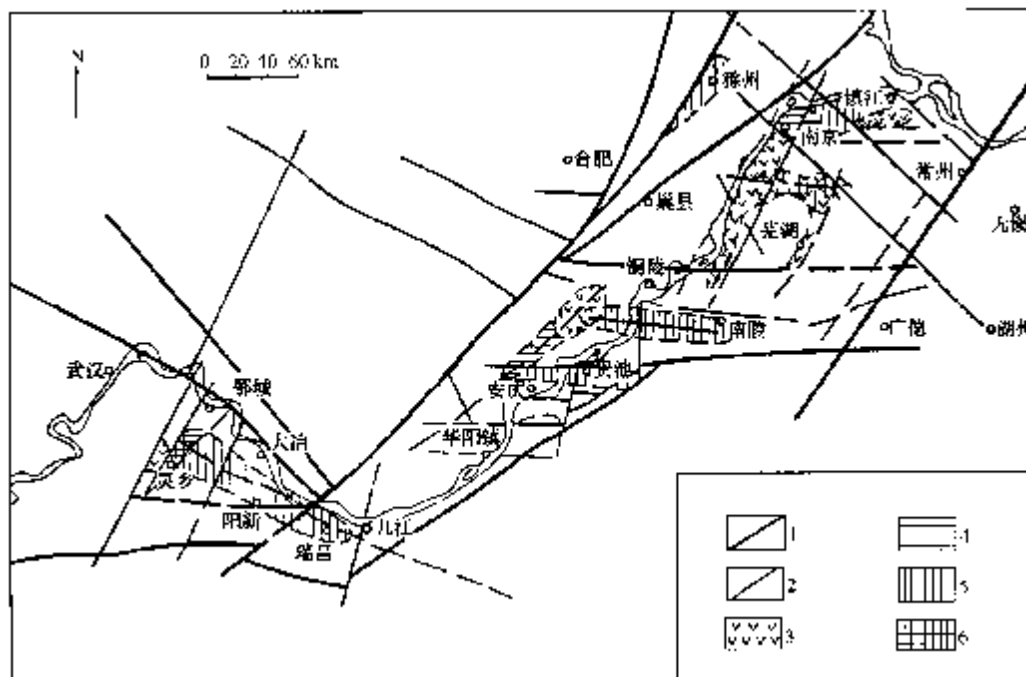


图 3-2-2 长江中下游成矿带矿床分布图

(据翟裕生等, 1996)

1—深断裂; 2—盖成断裂; 3—火山岩盆地; 4—铁矿区; 5—铜矿区; 6—铁铜矿区

长玢岩多次侵位 ($170 \sim 140\text{Ma}$), 在斑岩体顶部 ($1/3$ 矿量) 及邻近双桥山群变质层凝灰岩中 ($2/3$ 矿量) 形成斑岩型细脉浸染状铜钼矿体 (铜厂、富家坞和朱砂红)。银山矿床比铜厂等矿床复杂: 受西山火山口东侧的北东向裂隙控制, 形成一系列浅成热液型大脉型铅锌矿体; 受英安斑岩岩墙控制形成斑岩型铜 (金) 矿体, 英安斑岩体延伸至深部汇集成小岩钟, 岩钟顶产有铜 (金) 矿化体。该矿带已发现 4 个大型—超大型铜矿床, 拥有铜储量占 11.58%。

三、玉龙成矿带

构造地质背景为三江造山系中贡觉拉分盆地边缘, 从夏日多到芒康的长约 240km, 宽约 20km 的狭长地带 (图 3-2-4), 发育众多的喜马拉雅期 ($60 \sim 32\text{Ma}$) 二长花岗斑岩、碱长花岗斑岩和正长斑岩等斑岩体, 在这些斑岩体的一部分便为矿化岩体。赋矿地层为中下三叠统色杂组火山杂岩、上三叠统甲丕拉组砂泥岩。细脉浸染状铜钼矿化发育于斑岩和围岩中, 为斑岩型 (马拉松多、多古松多、玉龙等); 发育于甲丕拉组砂泥岩与旺卡组碳酸盐岩型之间的交代型的铜钼矿化为夕卡岩型 (玉龙)。玉龙成矿带已探

明 5 个工业矿床，占有铜储量的 11.02%。

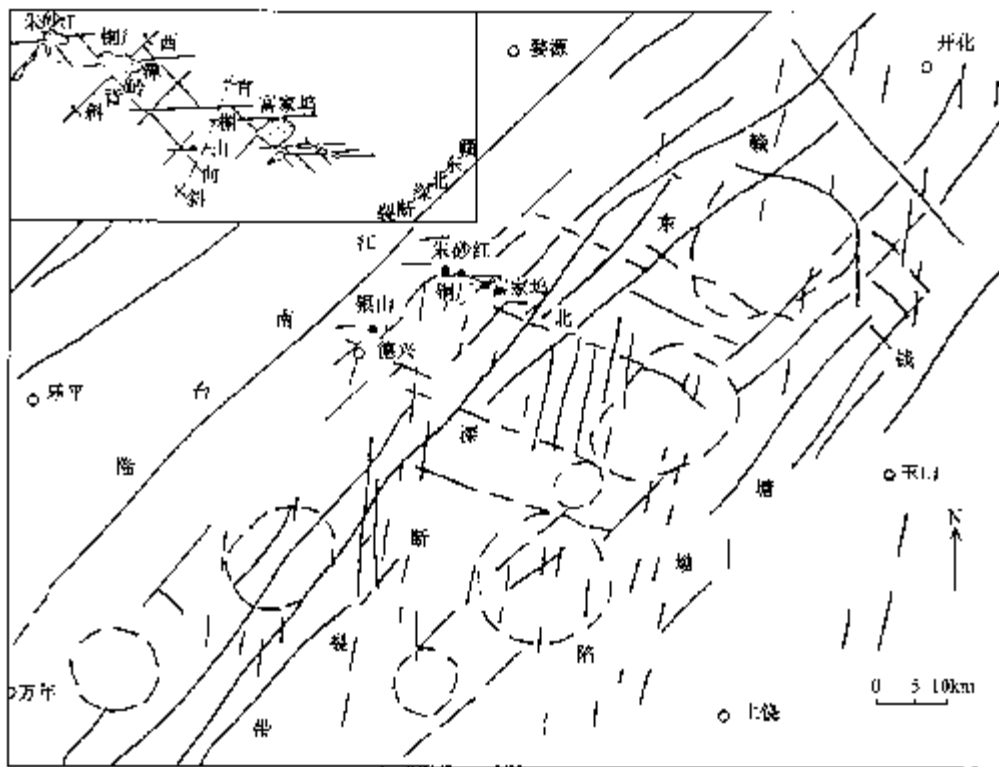


图 3-2-3 赣东北成矿带矿床分布图

(据芮宗瑶等, 1995)

四、康滇成矿带

构造地质背景为扬子地台康滇地轴，成矿带呈南北向分布，南北长 450km，东西宽 250km。集中 4 种主要类型的铜矿：海相火山岩型铜矿，如大红山和拉拉等，均属于古元古代；海相杂色岩系型铜矿，如东川和易门等，均属于中元古代；受层间带控制的铜矿，如烂泥坪等，时代为新元古代；陆相杂色岩系型铜矿，如郝家河和六苴等，时代主要为侏罗纪—白垩纪。有关元古宙铜矿已有许多文献作了叙述，它们的分布范围主要为康滇地轴。海相火山岩型铜矿分布于康滇地轴西侧，海相杂色岩系型铜矿分布于康滇东侧（图 3-2-5）。陆相杂色岩系型铜矿主要分布于滇中盆地和西昌盆地。该带目前已探明 24 个工业矿床，铜储量占 8.96%。

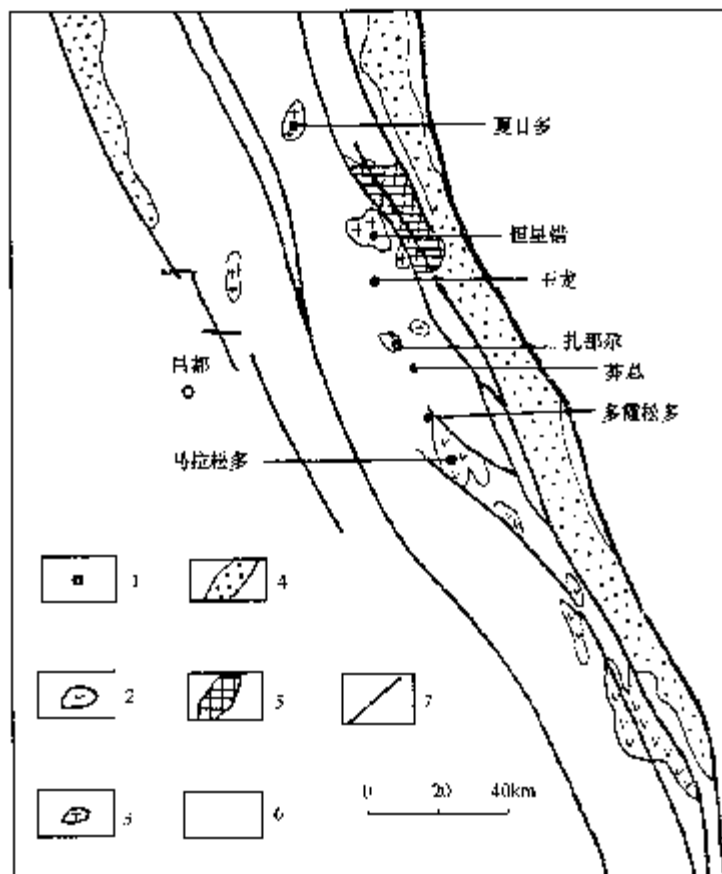


图 3-2-4 玉龙成矿带矿床分布图

1—喜马拉雅期成矿斑岩；2—早中三叠世弧后火山岩盆地；3—印支—喜马拉雅期花岗质杂岩；
4—第三纪断陷盆地；5—奥陶纪前褶皱基底；6—泥盆纪后盖层；7—断裂

五、东天山成矿带

构造地质背景为北天山优地槽造山带的东天山活动大陆边缘，矿床受控于志留纪—泥盆纪火山弧。东西长达 250km，南北宽达 10~20km，赋矿地层主要为志留系和石炭系，现已发现土屋、延东等斑岩型铜矿床和黄山、黄山东等铜镍硫化物矿床。土屋等斑岩型铜矿受 360Ma 钠长花岗斑岩体控制，含矿岩层为志留系 ($443\sim 416\text{Ma}$) 富钠质玄武岩—英安岩。黄山等铜镍矿赋存在角闪苏长辉长岩—角闪二辉岩和角闪辉橄岩杂岩体中，岩体具有深部熔离，浅成贯人特征。东天山成矿带已发现 6 个工业矿床，拥有铜储量 5.99%。

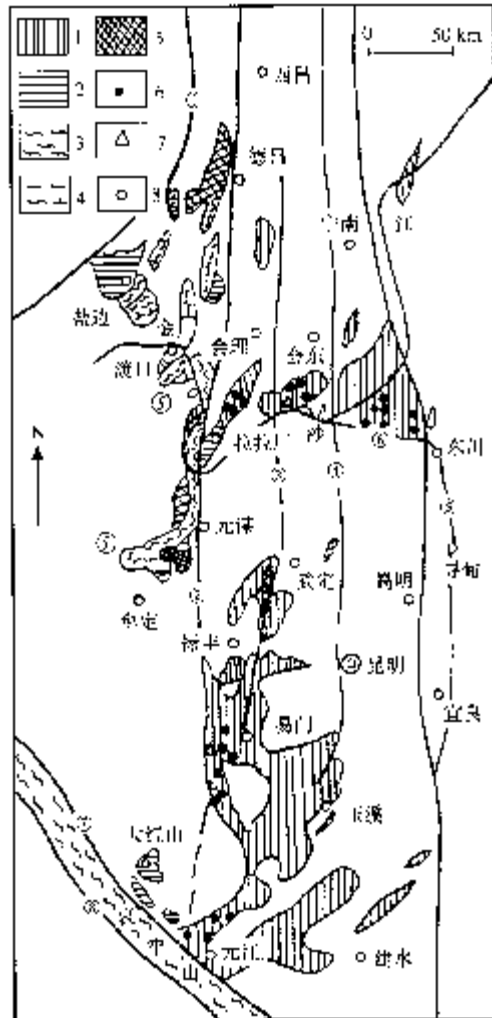


图 3-2-5 康滇元古宙铜矿分布图

(据杨应选等, 1988, 简化)

- 1—中—新元古代变质岩系; 2—古元古代中深变质岩系; 3—新太古带变质岩系; 4—侵入太古宙片麻状闪长岩; 5—太古宙混合花岗岩; 6—与沉积岩有关的铜矿床; 7—与火山岩或火山沉积岩有关的铜矿床; 8—重要地名; ①—金河—程海断裂; ②—昔格达—元谋—绿汁江断裂; ③—安宁河—易门断裂; ④—宁南—滇池断裂; ⑤—甘洛—小江断裂; ⑥—宝台厂断裂; ⑦—红河断裂; ⑧—哀牢山断裂

六、阿拉善及北山咸矿带

构造地质背景为华北地台阿拉善台隆及北山优地槽造山带。产于阿拉善台隆边缘有

著名的金川铜镍硫化物矿床，含矿岩体属于二辉橄榄岩和橄榄二辉岩；产于北山优地槽造山带的有公婆泉斑岩型铜矿床。该带已探明 3 个工业矿床，拥有铜储量 4.76%。

七、中条山成矿带

构造地质背景为华北地台山西断隆，大多数矿床产于中条山造山带，落家河矿床产于构造窗中（图 3-2-6）。大多数矿床分布于北东向带长 60km，宽 10~15km 的范围内，落家河矿床产于东西长 10km，南北宽 5km 的构造窗中（图 3-2-6）。该成矿带产有 4 种类型矿床：斑岩型，以铜矿峪和小西沟为代表，产于新太古代绛县群横岭关亚群；海相黑色岩系型，以老宝滩、篦子沟、铜木沟和南和沟等矿床为代表，产于中元古代中条群金云母石英白云大理岩、石英钠长岩和角砾岩；海相杂色岩系型，以凉水泉和横岭关等矿床为代表，产于太古宙绛县群横岭关片岩，共有上、中、下 3 个含矿层；海相火山岩型，以落家河等矿床为代表，产于新太古代绛县群宋家山组变质基性火山岩。该成矿带已探明 8 个工业矿床，拥有铜储量 4.70%。

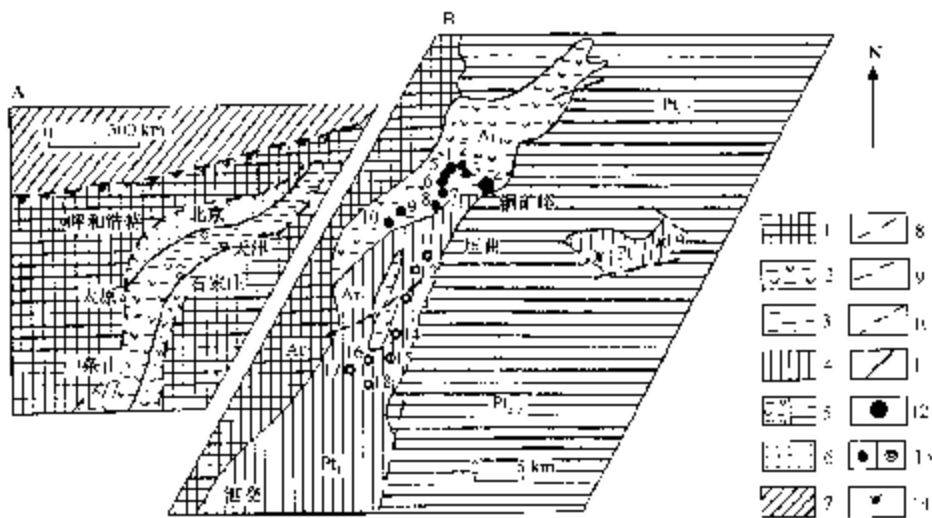


图 3-2-6 中条山成矿带矿床分布图

- 1—太古宙克拉通基底；2—五台群和绛县群火山—沉积建造；3—五台群沉积建造；4—中条群和担山石群沉积（夹火山）建造；5—西阳河群和长城群火山—沉积建造；6—长城群沉积建造；7—古生代地槽区沉积建造；8—槽台缝合线；9—裂谷边界；10—断裂；11—地层界线；12—斑岩型铜矿；13—左边为杂色岩系型铜矿，右边为黑色岩系型铜矿；14—海相火山岩系型铜矿

八、多宝山成矿带

构造地质背景为大兴安岭优地槽造山带（图 3-2-7），该带目前仅发现多宝山矿

田, 该矿田呈北西向展布, 与北东向矿带直交。多宝山矿田现已发现₃个矿床, 由北西向南东, 长50km, 宽20km, 北西端有三矿沟夕卡岩型铁铜矿, 中部和南部依次为多宝山和铜山斑岩铜矿, 其他均为一些矿化点。矿田中有290~240Ma侵位的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩, 花岗闪长斑岩体为成矿小侵入体, 它们侵位于中奥陶统多宝山组海相安山岩中, 主要赋矿岩石为花岗闪长岩、安山岩和花岗闪长斑岩。该成矿带已发现₃个工业矿床, 拥有铜储量4.25%。

九、额尔古纳东缘成矿带

构造地质背景为额尔古纳加里东造山系东缘(图3-2-7), 在额尔古纳加里东造山系与大兴安岭海西造山系之间贯穿着德尔布干深断裂带。在隆起带一侧分布着乌奴格吐山斑岩型铜矿床, 该带的北东方向还发现八大关斑岩型铜矿, 向南东侧演变为浅成热液型铅锌银矿床如甲乌拉和额仁陶勒盖等。作为铜矿该带已查明₂个工业矿床, 占铜储量的2.86%。

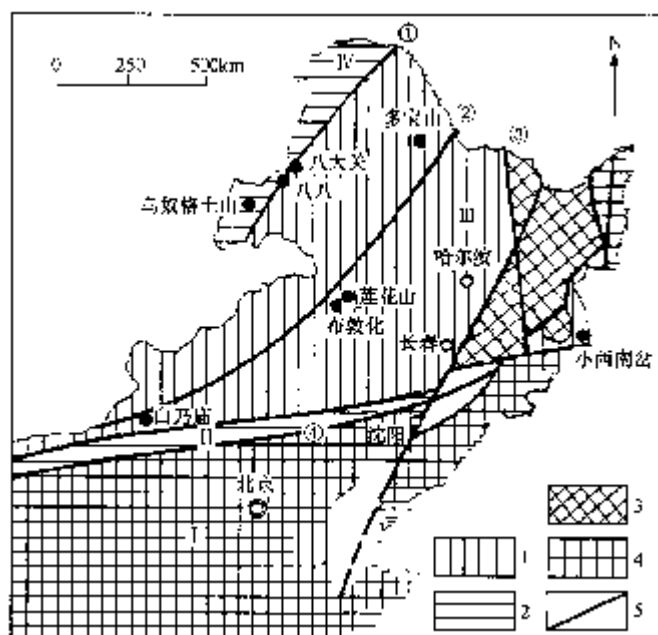


图 3-2-7 多宝山、莲花山、白乃庙和额尔古纳东缘成矿矿床分布图

(据李朝阳等, 2000)

- 1—海西造山系; 2—加里东造山系; 3—新元古代陆块; 4—太古宙结晶基底;
5—断裂; I—华北地台; II—温都尔庙加里东造山系; III—内蒙古—大
兴安岭海西造山系; IV—额尔古纳加里东造山系

十、阿尔泰山南缘成矿带

该带跨两个大地构造单元：一个为阿尔泰山南缘活动带，又可称之为克兰陆缘裂谷，早一中泥盆世发育一套海底细碧角斑岩，赋存有阿舍勒海相火山岩型铜多金属矿床；另一个为东准噶尔优地槽造山带，发育有喀拉通克与基性岩浆有关的深部熔离—浅成贯入的铜镍硫化物矿床以及索尔库都克与辉石闪长岩和花岗斑岩有关的夕卡岩型—斑岩型铜矿。该成矿带已探明 3 个工业矿床，拥有铜储量 2.26%。

十一、北祁连山成矿带

构造地质背景为北祁连加里东优地槽造山系（图 3-2-8），尽管成矿带展布很长和较宽，矿化也较普遍，但发现的矿田和矿床却有限，它们均为海相火山岩型铜矿床。主要矿田有 4 个，它们分别为：白银厂矿田，产于中寒武统海相火山岩层，代表矿床有火焰山、折腰山、小铁山、铜厂沟和四个圈等；陈家庙矿田，由于变质较深，目前层位暂定为下古生界，代表矿床为陈家庙；红沟矿田，产于奥陶系基性火山岩层，代表矿床有红沟等；浪力克矿田，产于中奥陶统中酸火山岩层，代表矿床有浪力克等。该带现已探明 5 个工业矿床，拥有铜储量 2.06%。

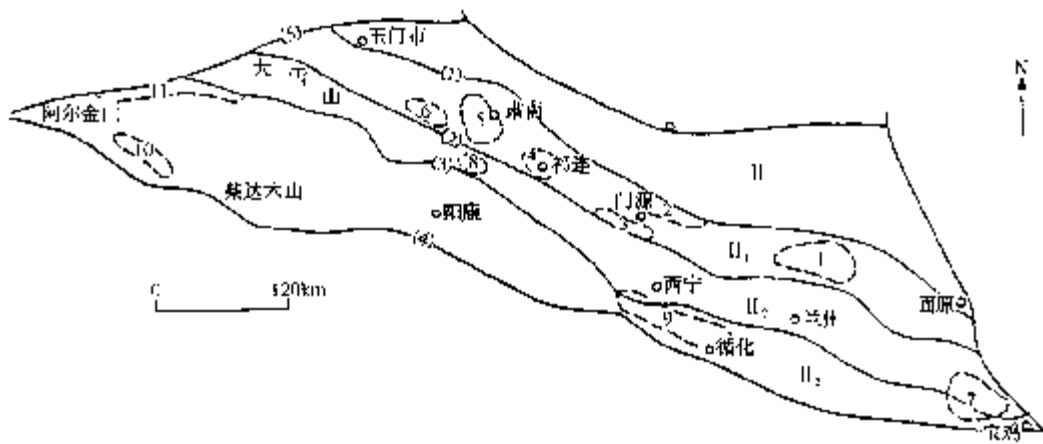


图 3-2-8 祁连山及邻区火山岩盆地的分布及海相火山岩型铜矿关系

（据向鼎璞等，1985）

构造单位：Ⅱ—走廊盆地区；Ⅱ₁—北祁连山断隆带；Ⅱ₂—中祁连断陷带；Ⅱ₃—南祁连断隆带
 (1) 走廊南缘断裂带；(2) 北祁连断裂带；(3) 中祁连断裂带；(4) 南祁连南缘断裂带；(5) 阿尔金山断裂带变质海相火山岩型铜矿（化）集中区；1—白银厂区；2—直河区；3—红沟区；4—郭米寺区；5—错沟区；6—桦树沟区；7—陈家庙区；8—二道沟区；9—拉脊山区；10—青龙滩区；11—阿尔金山区

十二、羊拉—白秧坪成矿带

构造地质背景为三江造山系金沙江优地槽造山带兰坪—思茅拗陷，与相邻的构造单元为松潘—甘孜造山系玉树义敦造山带，在跨两大构造单元的三角地带，分布于夕卡岩型矿床（羊拉）、斑岩型矿床（雪鸡坪）、海相火山岩型矿床（鲁春红坡牛场）和热液脉状矿床（白秧坪）。该成矿带已探明 5 个工业矿床，拥有铜储量 1.69%。

十三、狼山成矿带

构造地质背景为华北地台内蒙古地轴狼山—渣尔泰山中元古代裂谷，该裂谷在东西长 250km，南北宽 20~35km 宽的中元古代狼山群或渣尔泰群出露地带，普遍具有铜多金属矿化，西部铜铅锌均发育（霍各乞和炭窑口），中部以铅锌为主，铜只有少许（东升庙和对门山），东部仅为铅锌（甲生盘和山片沟等）（图 3-2-9）。该成矿带已探明 2 个铜矿床，铜储量占 1.36%。

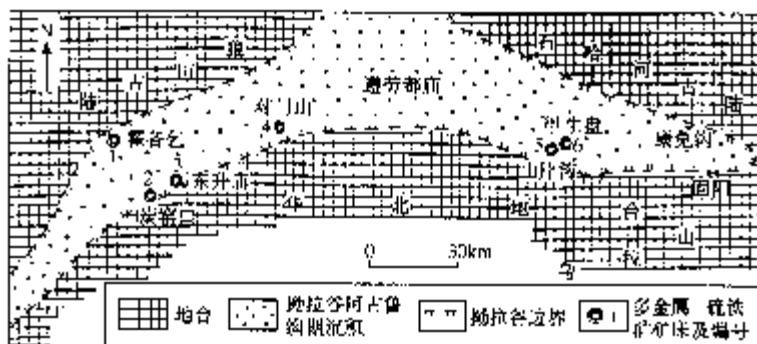


图 3-2-9 狼山成矿带矿床分布图

十四、上杭成矿带

构造地质背景为华南造山系上杭中生代火山岩盆地，上杭中生代火山岩盆地为北西向，而华夏造山系武夷山隆起为北东向，两者近于直交（图 3-2-10）。区内现已探明紫金山铜矿等 2 个工业矿床，测得蚀变岩和矿石同位素年龄为 103~99Ma，证明成矿为早白垩世中期，与次火山岩有直接关系。为此该带为浅成热液型和斑岩型矿带，铜储量占 1.31%。

十五、鄂拉山成矿带

构造地质背景为南秦岭冒地槽造山带。成矿带内广泛出露三叠系泥砂质岩夹碳酸盐岩层，产有中生代高侵位的花岗闪长岩，在碳酸盐岩层中交代形成夕卡岩型铜矿石，矿床代表有兴海铜峪沟和赛什塘等。已探明₃个工业矿床，铜储量占1.27%。

第七节 找矿潜力和资源利用建议

一、找矿潜力

有找矿潜力的地区可以列举₅个成矿带，它们分别为东天山成矿带、大兴安岭东西两侧成矿带、三江成矿带、怀玉山—武夷山成矿带和冈底斯成矿带。

（一）东天山成矿带

目前已在志留纪—泥盆纪火山岛弧带发现土屋、延东斑岩型铜矿床，远景储量达到₄₃₄万吨，最近又发现维权等矿床。成矿带东段已探明黄山和黄山东铜镍硫化物矿床，矿带南部还发现夕卡岩型铜矿床，有人估计，在今后东天山铜储量可望有新的突破。

（二）大兴安岭东西两侧成矿带

西侧已发现乌努格吐山等铜矿，东侧发现多宝山、莲花山和布敦花等铜矿。该带今后仍有找矿潜力。

（三）三江成矿带

矿带内已发现玉龙、馬拉松多、雪鸡坪和羊拉等矿床，找矿潜力很大，宜乘胜前进。

（四）怀玉山—武夷山铜矿成矿带

该带已发现德兴、紫金山等矿床，仍有找矿潜力，宜继续投入地质工作。

（五）冈底斯成矿带

在东西延伸近千公里的地带，广泛发育白垩纪—第三纪火山岩，并有燕山期—喜马拉雅期的_{110Ma}、_{60Ma}、_{30Ma}和_{17Ma}的浅成—超浅成侵入体，现已发现驱龙等矿床，相信今后会有好的找矿效果。

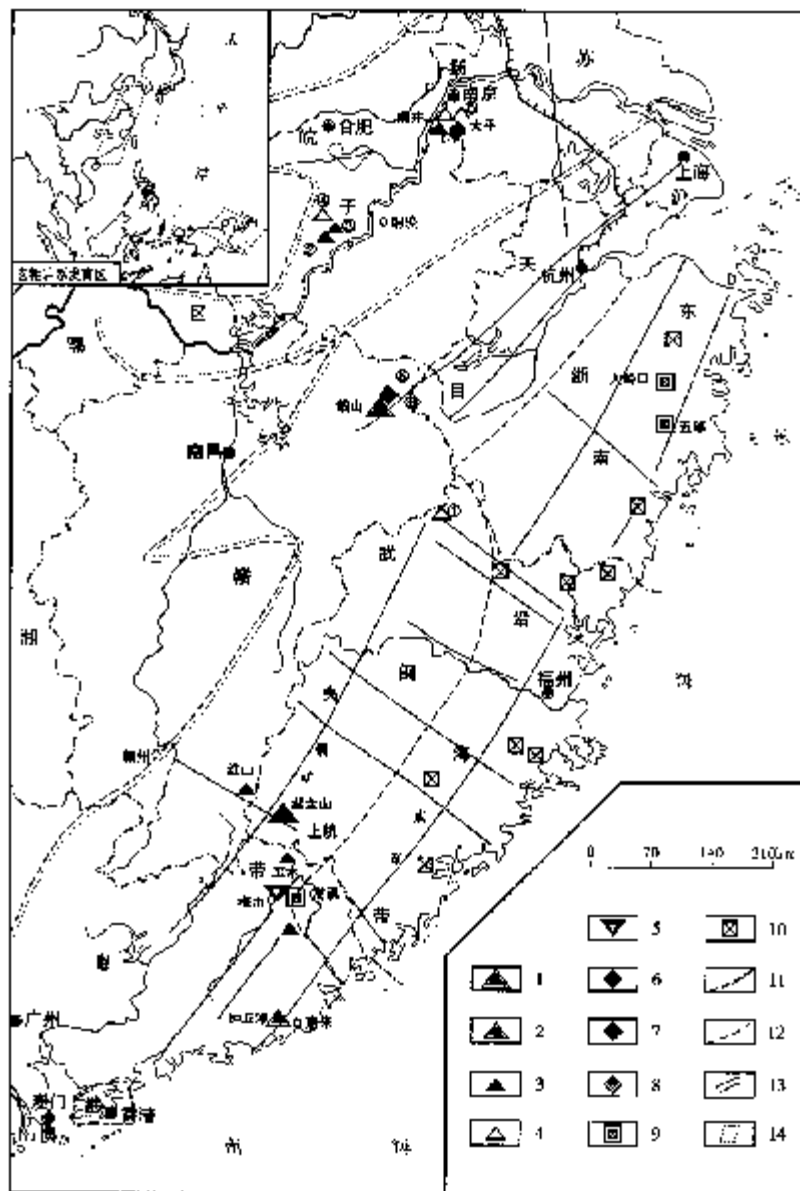


图 3-2-10 杭成矿带及邻区中生带火山岩活动与陆相火山岩型铜矿的关系

(据李朝阳等, 2000)

钾质中酸性火山岩型铜矿床: 1—大型铜矿床; 2—中型铜矿床; 3—小型铜矿床; 4—铜矿化点;
5—次辉绿岩—热液交代沉积亚型铜矿床(中型); 6—玄粗岩系近斑岩铜矿床斑岩型铜矿床; 7—超
大型铜矿床; 8—大型铜矿床; 9—大型银矿床; 10—中小型银矿床; 11—陆相玄武安山流纹岩建造
的分区界线; 12—天目—武夷铜矿带与东南沿海成矿带的构造分界; 13—大断裂带; 14—环太
平洋玄粗岩火山弧区(PN, 巴布亚新几内亚, SEC, 中国东南区)

铜矿床: ①—管查; ②—枝芳山; ③—石门庵; ④—小岭; ⑤—朱门; ⑥—铜厂

二、资源利用建议

(₁) 老区资源要充分利用好。我国每年大约有 70 万 ~ 100 万吨铜储量正在被消耗掉。许多老区资源已枯竭, 故充分利用资源, 不能浪费是重要国策。

(₂) 加强新区开发。像多宝山、玉龙、马拉松多、乌努格吐山和鄂拉山等地的铜矿还未利用, 应加强前期开发研究, 逐步利用起来。

(₃) 加强综合利用研究。我国许多矿床的矿石成分复杂, 有综合利用价值, 今后应加强这方面的研究。

(₄) 加强湿法提取研究。湿法提取又叫湿法冶金, 国外已对氧化锌、氧化铜开展了这方面的利用实验, 如氧化锌湿法提取已成功。如果部分铜矿能像砂岩铀矿一样, 在无需开采的情况, 直接加以利用, 将会降低成本和保护环境。