

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

中国斑岩铜(钼)矿的主要特征及分布规律*

宁奇生 李永森 刘兰笙 傅国民 张江滢

(中国地质科学院地质研究所)

本文试图从中国斑岩铜(钼)矿的时空分布规律、成矿斑岩的建造特征和矿化特征等几个方面对我国斑岩铜(钼)矿加以分析,并与国外有关资料进行简要对比。

一、中国斑岩铜(钼)矿的时空分布规律

早中元古代,中条山一带原始优地槽内,在喷发基性和中酸性火山岩系的同时或稍后,有中基性及中酸性次火山岩体侵入,形成斑岩铜(钼)矿萌芽状态的铜矿峪式铜矿^[1]。

加里东运动后,这种萌芽状态的斑岩铜矿趋于消失。我国西起北天山以北,东至大、小兴安岭、长白山北段属古亚洲地槽区。该区在华力西期(表1),在地背斜隆起上,或古岛弧带,生成多宝山式铜矿。其主要地质特征与国内外中生代斑岩铜(钼)矿近似。

表 1 中国斑岩铜(钼)矿同位素年龄简表

岩 体	岩 石	测定对象	年龄(百万年)	方 法	测 试 单 位
多宝山	花岗闪长岩	全 岩	$\left. \begin{matrix} 300 \\ 283 \end{matrix} \right\} 292$	K-Ar	宜昌地质矿产研究所
富家坞	石英钾长石岩	全 岩	$\left. \begin{matrix} 157 \\ 152 \end{matrix} \right\} 155 \pm 5$	K-Ar	桂林冶金地质研究所
城 门 山	花岗闪长斑岩	黑云母	$\left. \begin{matrix} 155 \\ 148 \end{matrix} \right\} 152 \pm 5$	K-Ar	中国科学院贵阳地球化学研究所
	石英斑岩	全 岩	$\left. \begin{matrix} 120 \\ 103 \end{matrix} \right\} 112$	K-Ar	同 上
	矿 石	方铅矿	135—136	Pb	同 上
八宝山	花岗闪长斑岩	黑云母	172	K-Ar	宜昌地质矿产研究所
玉 龙	黑云母花岗斑岩	钾长石	38.2—55	K-Ar	同 上
		黑云母	41.5—48.2	K-Ar	成都及宜昌地质矿产研究所
	二长花岗斑岩	黑云母	41	Rb-Sr	中国地质科学院原地质矿产所七室
馬拉松多	二长花岗斑岩	钾长石	34.6	K-Ar	成都地质矿产研究所
莽 总	黑云母花岗斑岩	钾长石	25	K-Ar	宜昌地质矿产研究所
	二长花岗斑岩	钾长石	33.9	K-Ar	成都地质矿产研究所

* 这是一项研究报告的部分内容。参加部分工作的有耿树方、王荫祥、薛振才。

中三叠世印支运动以后，我国大陆目前的构造格局已形成雏型，斑岩铜（钼）矿的发育也进入了一个全盛时期（表1）。

我国东部被卷入环太平洋构造域，受太平洋板块向西挤压。在早已褶皱硬化并镶嵌成一体的大陆边缘及大陆中，由于断裂岩浆活动，形成一系列燕山期斑岩铜（钼）矿。必须指出的是，我国以淮阳“地盾”、秦岭“地轴”为界，其北面，区域地球化学以富钼为特征，燕山期多形成斑岩钼矿；其南面，以富铜为特征，燕山期多形成斑岩铜矿。

我国青藏高原的主体属于古地中海构造域。第三纪喜马拉雅期，由于印度板块的挤压，大陆受断裂岩浆活动的影响，形成一系列斑岩铜（钼）矿，如玉龙铜矿等。东部海洋中，台湾作为西太平洋岛弧的组成部分，生成有典型的晚第三纪奇美式铜矿。其突出的特征是成矿母岩为闪长岩、与安山质火山岩系关系密切及矿石含金较高。

虽然形成斑岩铜矿的大地构造环境是多样的，成矿是多时期的，但是深入考察国内外大型、超大型斑岩铜（钼）矿的成矿环境和成矿时代，最有远景的地带集中分布于环太平洋构造域、古地中海构造域，其次是古亚洲构造域。在这些构造区域内，那些长期活动，并且深断裂成群发育的地区，有利于形成大型斑岩铜（钼）矿，而且成带分布。

据此，青藏高原东部成矿带可能是我国远景最大的斑岩铜（钼）矿带。

其次雅鲁藏布江北缘、大兴安岭中北部、北天山北缘、赣东北—皖南、长江中下游、东秦岭（主要是钼）等成矿带都是相对远景较大的成矿带。

二、中国斑岩铜(钼)矿的成矿斑岩的建造特征

我国斑岩铜（钼）矿的成矿斑岩，作为一个建造，按其侵位的构造背景和岩石组合可分为优地槽海相火山—次火山岩亚建造、陆相次火山岩亚建造及超浅成—浅成（少数中深成）斑岩亚建造。

海相火山—次火山岩亚建造，是在元古代、早古生代优地槽中，当洋壳已向大陆壳转化时，在滨海环境，大规模的基性、酸性和中酸性火山多次反复活动，夹有陆源碎屑岩及碳酸盐岩，并过渡为正常陆源碎屑沉积。其中顺层侵入有“英安斑岩”、“花岗闪长（斑）岩”。侵入体连同其围岩均遭受绿片岩相—角闪岩相区域变质，从而原来的基性火山岩已变质成为角闪黑云片岩、黑云母片岩、绿泥黑云母片岩、绿泥片岩等。而中酸性、酸性火山岩及沉积碎屑岩则变为绢云母石英片岩等，原来的次火山岩也变质为英安斑岩、变花岗闪长（斑）岩等。岩石化学成分是复杂的（表2）：基性火山岩 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为 3.74—4.08%， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 0.36—0.88%，中酸性至酸性火山岩 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为 4.71—7.46%， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为 1.49—1.80；中酸性次火山岩 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为 5.89—6.26%， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为 0.93—1.01。在不同的岩石中钾化和钠化均有不同程度发育。 K_2O 与 Na_2O 含量变化不定，互有高低。

陆相次火山岩亚建造发育于我国东部中生代大陆边缘火山岩带。有两种情况：一是在基底隆起上，如银山；一是在继承性火山盆地的边缘隆起上，如沙溪。前者主要与中酸性陆相火山喷发有联系；后者主要与安山质陆相火山喷发有关。岩石含 Na_2O 常高于 K_2O ，沙溪岩体 Na_2O 更高（表2）， $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.34$ ，在含斑岩铜矿的岩体中是很特殊的，只有西南太平洋新不列颠岛的 Plesyumi 岩套与此相类似^[2]。

事实上最有远景的还是超浅成—浅成斑岩亚建造。如前所述，主要是在大陆环境中受断裂控制的岩浆产物，少数可能是古岛环境侵入的（主要是古亚洲地槽区）。值得特别注意的是，这类很有远景的斑岩亚建造与大面积火山岩系并没有直接的联系。例如东秦岭成矿带虽分布有熊耳群

表 2 中国主要斑岩铜(钼)矿岩体岩石化学成分

亚建造	产地	序号	岩 石	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CuO	CO ₂	总 计
海相火山—次火山岩	铜 矿 峪	1	变基性火山岩	50.03	1.40	14.35	4.40	8.59	0.108	8.23	3.13	1.00	2.74	0.19	3.93			98.10
		2	变中性微灰岩	63.73	0.41	17.40	2.76	2.28	0.056	1.92	1.17	3.02	3.00	0.32	1.93			97.9
		3	英安斑岩(变质)	66.05	0.45	15.18	2.32	1.97	0.05	2.00	1.42	2.47	3.76	0.36	1.68			97.71
	白 乃 庙	4	变基性火山岩	44.43	0.88	17.35	5.54	6.83	0.18	7.32	5.65	2.41	2.70	0.15	2.24	51.24		96.92
		5	变酸性火山岩	72.91	0.19	13.32	1.92	1.55	0.15	1.06	1.94	3.03	1.68	0.07	1.65			99.47
		6	变花岗闪长岩	62.20	0.48	14.58	2.76	1.78	0.06	2.32	4.47	2.97	2.93	0.065	1.59			96.20
次火山岩	沙溪	7	石英钠长闪长斑岩	64.04	0.60	17.54	2.35	2.25	—	0.87	2.78	6.09	1.82	0.23	2.60			101.17
	木吉村	8	石英闪长玢岩	64.36	0.46	15.15	2.05	2.39	0.09	1.66	2.40	3.74	3.04	0.35				95.67
斑 岩	铜厂	9	花岗闪长斑岩	62.98	0.41	15.47	1.56	3.56	0.24	2.10	4.31	3.61	2.74	0.24	1.69			98.82
	富家坞	10	花岗闪长斑岩	65.56	0.38	16.11	3.72	2.57	0.096	0.87	3.70	4.32	2.86	0.18	0.24			100.606
	城 门 山	11	花岗闪长斑岩	64.37	0.43	14.77	2.57	1.66		1.76	2.34	2.09	4.88	0.18	2.07	0.03	1.21	98.36
		12	石英斑岩	75.07	0.16	11.74	2.97	0.03		0.37	0.44	0.30	5.48	0.06	1.80	0.11	0.48	99.02
	玉	13	黑云母花岗斑岩	68.96	0.33	15.20	0.89	1.48	0.02	1.18	1.39	3.35	6.12	0.21	0.94	0.35	0.35	100.77
岩	龙	14	二长花岗斑岩	68.23	0.33	15.51	1.11	1.52	0.04	1.12	2.54	3.54	4.72	0.19	0.62	0.02	0.20	99.69
		15	强蚀花岗岩	75.32	0.29	13.64	0.31	0.41	0.01	0.08	0.25	1.61	5.77	0.14	2.08			99.91
	多宝山	16	花岗闪长岩	63.45	0.34	16.87	3.15	2.30	0.066	2.18	2.26	3.40	3.63	0.19	2.01			99.846

注: 1 (8个样品平均, 以下同)、2 (10)、3 (5) 据山西省地质局214地质队、天津地质矿产研究所及王植、闻广; 4 (4)、5 (4)、6 (2) 据内蒙古地质局103地质队; 7 据中国地质科学院测试研究所; 8 据北京大学地质系; 9、10 据江西省地质局铜矿大队; 11 (10)、12 (3) 据江西赣西北地质队; 13 (3)、14 (2)、15 据西藏地质局第一大队、中国地质科学院测试研究所; 16 据黑龙江地质局实验室。

中酸性火山岩系，但那是长城纪喷发的（至少 1400 百万年以前），而成矿岩体是燕山期侵入的（70—172 百万年）。青藏高原东部成矿带，其成矿岩体附近或根本没有火山岩，或者虽有火山岩，但属于二叠纪或中、早三叠世，而成矿岩体属喜马拉雅期（55—25 百万年）。

但不少超浅成成矿岩体具有潜火山或隐火山性质。例如莽总矿点受剥蚀很少，成矿小岩体顶盖相是含围岩角砾，具火山岩外貌的斑岩，其厚度有 200 多米，逐步过渡为含巨斑晶的矿化斑岩。岩体中有电气石爆发角砾岩筒。东秦岭银家沟一带与成矿有关的二长花岗斑岩一类小侵入体，据宜昌地质矿产研究所资料，岩石基质具霏细结构，石英斑晶都属高温变种，普遍具熔蚀现象。钾长石为高透长石—高正长石，经常伴生有凝灰质角砾（熔）岩爆发岩筒。城门山岩体中，较后期与成矿有关的石英斑岩体实质是潜火山岩，附近且发育爆发角砾岩。这些都反映了岩体形成时温度高（700—800℃）、冷却快、接近地表和封闭不好的环境。也说明有些斑岩体成矿不但是超浅成侵入的，而且常发生隐蔽爆发作用，有时甚至冲出地表，但本质上还是潜火山。

斑岩亚建造的岩石组合主要是二长花岗（斑）岩—花岗闪长（斑）岩，少数是石英闪长（斑）岩。所含斜长斑晶号码多 $> \text{No. 20}$ ，斑状结构明显，基质中长石以钾长石为主，有的且有巨斑晶变种。向深部可逐渐过渡为全晶质斑状岩石。斑岩钼矿与花岗斑岩、石英斑岩关系更密切些。斑岩岩石化学的突出特征 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 总量一般均大于 7%，且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ 。但岩石化学成分还受区域地球化学背景的控制，从而常有例外的情况。如德兴斑岩铜（钼）矿田成矿岩体 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ （表 2）。另外，成矿斑岩石英斑晶中的包体气液多相，且成分复杂，含盐度较高。而无矿斑岩石英斑晶的包体一般要单调得多。侵入角砾岩、爆发角砾岩等虽是经常伴生的岩石，但不是矿化斑岩的必备条件。

三、中国斑岩铜（钼）矿化特征与成因问题

1. 中国斑岩铜（钼）矿的分类

我国已发现的斑岩铜（钼）矿和世界上其他地区，特别是和北美科迪勒拉斑岩铜（钼）矿相比，存在共同点，与国外已提出的一些成因模式^[3,4,5,6]也有相似之处。但是任何模式与矿床的实际情况都有一定出入。由于我国各地区的斑岩铜（钼）矿床成矿的区域地质背景、矿田构造、围岩、岩体和成矿作用常有差异，因而在蚀变分带、矿物共生组合，特别是矿体的种类及其形状、产状和空间展布有着种种不同。

例如玉龙式铜矿，中酸性复式斑岩体侵入于由碳酸盐岩、砂泥岩组成的背斜或向斜轴部，与碳酸盐岩接触带发育钙或镁矽卡岩。岩体全部蚀变，并成为实心细脉浸染状硫化物矿体。正接触带有块状含铜黄铁矿，矿体呈囊状、透镜状，外接触带的灰岩与砂泥质岩层之间，有块状磁铁矿及含铜黄铁矿。矿体为似层状。远接触带的围岩中有似脉状含少量的硫化物矿体。铜厂式铜矿与玉龙式铜矿的基本区别，首先在于岩体侵入的围岩是微裂隙很发育的千枚岩。矿液向围岩渗透填注，形成以接触带为中心的空心环带状矿体。矿石呈细脉浸染状；就岩体来说，中心不含矿，岩体边缘所含矿量只占整个矿量的 1/3。远接触带有黄铁矿大脉或石英—黄铁矿密脉带。多宝山式铜矿的突出特点是，较大的花岗闪长岩—斜长花岗岩—花岗闪长斑岩杂岩体及被侵入的变质火山—沉积岩层中发育一北西向的挤压碎裂带（或剪切裂隙带），细脉浸染状矿化沿裂隙带展布，呈线型雁行状排列；以在岩体内矿化为主，有的伸入围岩亦构成工业矿体；主矿体常位于岩体上盘，岩体下盘多为小矿体，呈串珠状。至于铜矿峪式（中条山式）既有斑岩铜（钼）矿特征^[1]，又有块状硫化物（黄铁矿型）铜矿特征；其原始矿化，既有同生的，也有后生的。如变钾质基性火山岩中的矿化，即具有同生矿化特点；而变石英斑岩、变辉绿岩、变花斑辉绿岩、变微文象英安斑岩

表 3 中国斑岩铜(钼)矿分类简表

编号	型式	围 岩	母 岩	蚀 变	矿 体				特 征	
					矿体产出部位	形 状	产 状	金属组合	金属矿物组合	国外类似矿床
1	玉龙式	砂岩、粉砂岩、泥岩夹碳酸盐岩层	二长花岗岩(花岗岩、石英斑岩)浅成侵入体, 边缘火山角砾岩相或有爆发岩筒	岩体内钾长石-黑云母化、石英-绢云母化、粘土化、岩化	岩体及矿体呈细脉浸染状矿化, 内外接触带, 有块状及细脉浸染状矿体	斑岩矿体为实心底心筒状, 全岩体矿化, 接触带矿体呈似层状、脉状	斑岩矿体与岩体产状一致, 接触带矿体主要产于层间, 与围岩产状一致	铜、钼、铋、锑、微量金、铂、钨	自内向外, 黄铜矿-辉钼矿-黄铁矿-黄铜矿-方铅矿-磁铁矿-赤铁矿	Bingham, ok Tedi
2	铜厂式	硅铝质岩石(碎屑岩、火山岩)	花岗岩长斑岩浅成侵入体, 可有爆发及侵入角砾岩体	岩体中心钾长石-黑云母化, 以岩体为中心, 接触带为石英-绢云母-伊利石-绿帘角闪岩化	沿接触带内外呈细脉浸染状矿化, 外带有黄铁矿脉、团块	平面呈空心环状, 立体呈空心圆筒状, 中比在岩体内多	受接触面控制	铜(钼)、铁、合金	自内向外, 黄铜矿(辉钼矿)-黄铁矿-磁铁矿	Ray Inspiration
3	多宝山式	硅铝质火山沉积或沉积岩	花岗岩(斑)岩-斜长花岗岩中深成侵入体及石英闪长岩体(次火山岩体)	钾长石-强石英-黑云母化(核)→绢云母化(水白云母)→绿帘角闪岩化→青帘岩化, 剥蚀浅时, 地表仅见青帘岩化	以岩体内为主, 部分伸入围岩的细脉浸染状矿体	呈线性延展的条带状、串珠状	受岩体内外挤压破碎带的控制	铜、钼、合金	黄铜矿、斑铜矿、辉钼矿、黄铁矿	额尔登丁敖包 Highmont
4	小西南岔式	硅铝质火山沉积岩、花岗岩	闪长岩、斜长花岗岩-二长花岗岩中深成侵入体	在矿脉两侧发育绢云母化→石英-黑云母化→绿帘角闪岩化→绿帘-黑云母化	岩体内既有大矿脉、细脉带矿化, 也有细脉浸染状矿化	脉状、细脉带状、板状	受破碎-裂隙带控制	铜、金	黄铜矿、自然金、黄铁矿	Butte, Alwin
5	铜矿峪式	变质火山岩(酸性、中性)	变质花岗岩闪长岩(斑)岩次火山岩体, 顺层侵入(?)岩层同生	石英绢云母化、黑云母化、绿帘角闪岩化(青帘岩化)及岩体侵入质火山岩中	矿化主要产生在火山岩层及顺层侵入的变质岩中, 成带成层产出, 矿石呈细脉浸染状	似层状、扁豆状	与围岩产状一致	铜、钼	黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿	Murgul, Бойшекун
6	角砾岩筒式	火山沉积岩、花岗岩、酸性火山岩	中性潜火山岩体及其角砾岩	岩体及其附近围岩中有石英-绢云母化(黄铁矿-绿帘角闪岩化、绿帘角闪岩化、碳酸盐化)	岩筒内细脉浸染状, 外接触带, 以大脉为主, 状矿化	细脉浸染状矿体, 筒状、囊状、大脉状	矿体与岩筒产状一致, 大脉围绕岩体受断裂控制	铜、钼、合金、银	自内向外, 自上而下辉钼矿-黄铁矿-黄铜矿-黄铁矿	Toquipalla

具有侵入特征^[11]，所含矿应属后生矿化。实质这是一种介于前述两者之间的过渡型矿床。矿体总的呈似层状，矿石细脉浸染状，和土耳其缪格铜矿^[7]、苏联波谢铜矿^[8]很相似。

由此可见一套形状、产状、空间展布互不相同的矿体，主要受构造因素的制约，构成互有区别的“图象”。我们根据各成矿因素综合反映的各式矿体的成套性并结合岩体、蚀变及围岩差别，把我国斑岩铜（钼）矿分为玉龙式、铜厂式、多宝山式、小西南岔式、铜矿峪式和角砾岩筒式等六种型式，其主要地质特征如表 3。

这种分类能反映矿床所处的区域地质环境。对在有关成矿带找矿时，便于人们从成矿的具体地质条件出发，根据一些矿化特征和现象，看其属于那一种型式，从而知道该怎样进一步工作和采取合适的工作方法。

2. 蚀变-矿化分带及其多期性

迄今国内外特别是国外提出的斑岩铜（钼）矿成矿分带的模式^[9,3,5]偏重于单矿化中心，即成矿过程中岩体侵位和矿化-蚀变中心固定不变。最近 Gustafson 强调了时间因素和多阶段成矿问题。笔者根据我国丰富的矿床实例，发现至少有两种截然不同的蚀变-矿化分带情况。其一是以岩体中心为中心呈大致同心状，以玉龙铜矿为代表；另一是早期钾化蚀变以岩体中心为中心，以后蚀变-矿化中心迁移到接触带，以德兴矿田为代表。

同心状蚀变和矿化分带的矿床，基本上符合 Lowell 模式^[5]。这类矿床如玉龙，中心为一强钾长石-石英化或强钾硅化核。原岩已大部变为含钾长石（黑云母）、绢云母的“石英岩”，或石英网脉密集的石英岩状岩石，含 SiO_2 75% 以上。东北大黑山斑岩钼矿的石英核由伟晶岩状石英和钾长石组成。多宝山铜矿的“石英核”（钾硅化核）呈纺锤状沿北西向延长达 800 米，最宽处约 500 米，向两端分叉。该带硫化物呈浸染状，且含量少，主要形成贫的钼矿体，或达不到工业品位。围绕前述硬核，一般有钾长石-黑云母化（钾化）、石英-绢云母化（粘土化）、青盘岩化分带现象，硫化物自内向外增多，主要是黄铁矿，而黄铜矿与黄铁矿的比值则有减少趋势。工业矿物（床）主要产于石英-绢云母化带中。细脉自内向外加宽，密度减小。铅、锌、金、银等元素的含量也有自内向外增加的趋势。但是各带之间不仅没有明显的界限，而且有叠加复合现象。城门山铜矿虽属玉龙式，但成矿岩体有多次侵入，侵入和矿化中心都有变化，故分带情况更复杂。

蚀变中心迁移是另一种图象。以铜厂式为例：岩浆晚期阶段的自变质钾交代和岩浆期后热液阶段早期钾化叠加在一起。以后蚀变中心迁移到岩体与围岩接触带。由接触带向两侧，依次为石英-绢云母-水云母化带、水云母-伊利石化带、绿泥石-绿帘石化带。同样各带无明显界线，且有叠加现象，特别是明显地叠加在早期钾化带上。

不论蚀变-矿化中心迁移与否，它们都是紧密相关，且同样是一个较长的复杂的多阶段的发展过程。矿化可能从岩浆结晶晚期，即自变质钾长石阶段就已开始，一直延续到热液活动的末期。我们对十多个各种型式斑岩铜（钼）矿床研究的结果，均说明了这个问题。如多宝山矿床矿化活动就有十期以上。一般说来，最早期钾长石化-石英化常不含矿，但沙溪铜矿钾化期却是重要的黄铜矿化期；最晚期碳酸盐（一石英或硬石膏）化也多不含矿，但也偶有少量硫化物矿化，如多宝山。J. W. Gableman 把斑岩铜矿分为截然分离的完全不成矿的蚀变期和以后的成矿期是值得商榷的^[9]。

经对我国一些斑岩铜（钼）矿床的石英、磁铁矿、镜铁矿与硫化矿物用爆破法（少数用均一法）测定温度²⁾，其结果（图 1）磁铁矿是 370°C — 430°C ，热液石英在 290°C — 335°C 之间，硫化矿物温度（主要是黄铜矿、黄铁矿）从 300°C 开始，到 180°C ，大部分样品测定结果集中在 205°C —

1) 据天津地质矿产研究所及山西省地质局 214 地质队资料。

2) 中国地质科学院矿床地质研究所李荫清、魏家秀、王满娟等测定。

230℃区间。这些测温数据也说明成矿从高温热液阶段即已开始,中温阶段是重要的工业铜、钼矿化阶段,但矿化一直延续到低温阶段。

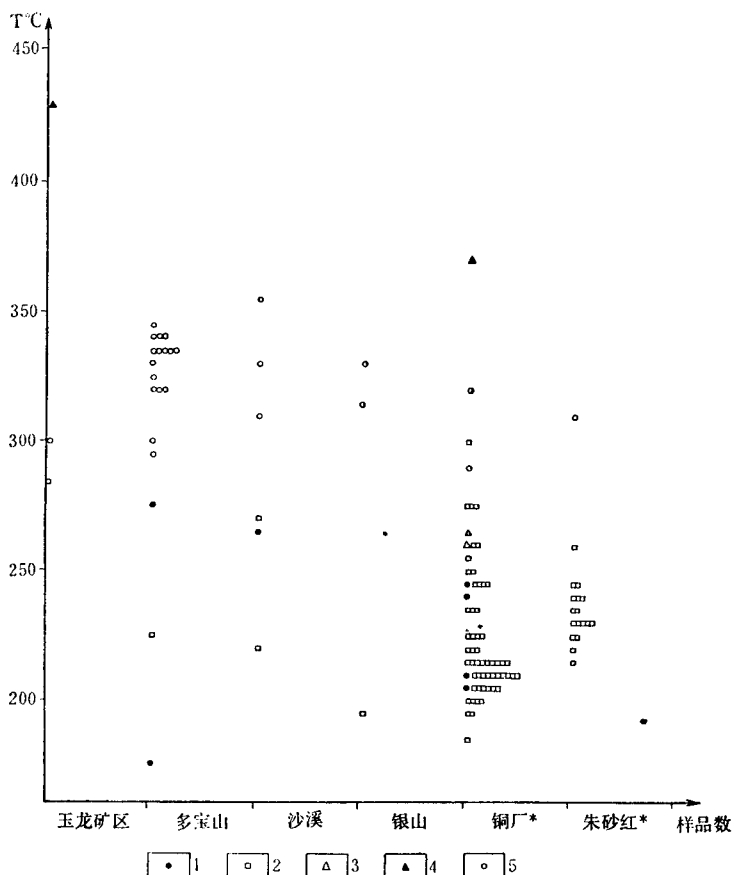


图 1 我国主要斑岩铜矿床几种矿物爆破温度对比

1—黄铜矿, 2—黄铁矿, 3—镜铁矿, 4—磁铁矿, 5—石英

* 部分为地质队资料

3. 斑岩铜(钼)矿的矿化强度分带与剥蚀深度

我们对玉龙及其周围各斑岩铜矿进行了比较和研究,发现矿化强度有明显的垂直分带现象。图2所表示的玉龙铜矿的垂直分带,其顶部被侵蚀掉部分,虽然是根据当地构造和地貌发育情况结合矿化特征推测的,但类似情况在莽总却由露头及钻探所证实。因而一般可分为以下三带:

(1) 顶部无矿带,从岩体顶部向下几十米—几百米,从玉龙、莽总矿点看,有500—600米。该带常含围岩碎屑及岩块,岩石具熔岩结构和外貌,受绢云母化等热液蚀变,略含黄铁矿浸染体,或黄铁矿脉较多,但基本不含钼、铜。

(2) 中部含矿带,蚀变主要是与成矿关系密切的石英绢云母化,从弱矿化开始到强矿化,共约1200米,其中够工业价值的部分为500—800米不等。玉龙矿床从地表向下至500米深处都是工业矿体,在500米以下铜品位显著下降。

(3) 下部弱矿化带,蚀变主要是钾长石化(玉龙、铜厂),在富家坞见有绿帘石化伴生,在多宝山,出现深钾化带,岩石暗色,由烟色石英、绿泥石、绢云母、钾长石、黑云母、绿帘石组成共生组合,即青盘岩化与钾化、绢云母化“共处”于一个带中,可能是由于热液在深部由于

退缩、重叠而造成。弱矿化带有 500 多米，不够工业品位。再往下即为新鲜的母岩。

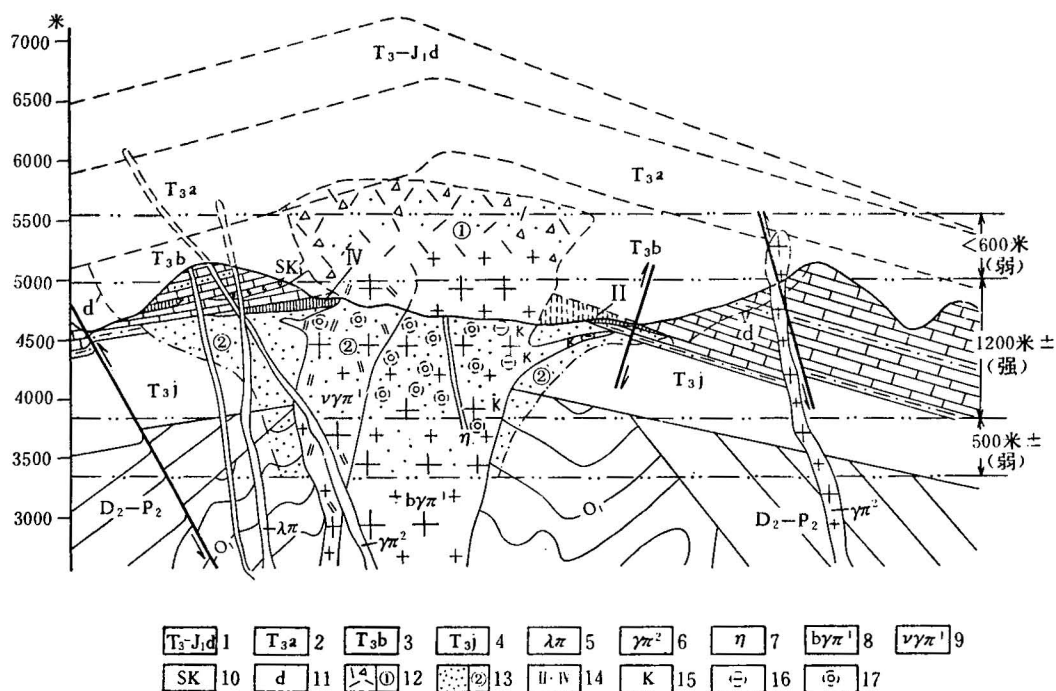


图 2 王龙斑岩铜矿床成矿示意剖面图

1—多盖拉组含煤砂页岩；2—阿堵拉组砂页岩；3—波里拉组碳酸盐岩夹砂页岩；4—甲丕拉组砂页岩；5—石英钠长斑岩；6—花岗斑岩；7—长英斑岩；8—黑云母花岗斑岩；9—二长花岗斑岩；10—砂卡岩；11—大理岩化界线；12—火山岩状岩石；13—细脉浸染状矿化；14—块状矿石；15—粘土化；16—绢云母化；17—硅化

由于矿化强弱在垂直方向上有明显分带，所以研究剥蚀深度，对评价矿床有一定意义。如果剥蚀程度浅，如莽总、沙溪，只露出了弱矿化带，工业矿体隐伏地下。一方面不易发现，另一方面因为隐伏较深，不能露采，势必降低了其工业价值。反之剥蚀过深，如梅岭，工业矿体已被剥蚀掉，则无工业价值。因此，在研究斑岩铜矿时，必须注意区域地貌发展历史，结合岩石组合及其结构、构造、蚀变类型、矿化特征，以确定该矿点的剥蚀深度。

4. 斑岩铜（钼）矿成因探讨

斑岩铜（钼）矿床的成因众说纷云，莫衷一是。近年来国内外都有人把斑岩铜（钼）矿列为层控矿床^[9]毋庸置疑的事实是，我国已发现的斑岩铜（钼）矿床，都无例外地在空间、时间上与中酸性（少数中性）斑状浅成—超浅成侵入岩体或次火山岩体密切相关；容矿岩石裂隙发育程度是控制成矿的重要因素；容矿岩石及不含矿的围岩发生成套的热液蚀变，规模较大的矿床均为面型蚀变，且具一定分带。蚀变包括钾长石—黑云母—电气石化、石英—绢云母化、粘土化、青盘岩化等。国内不少人提出，城门山铜矿外接触带上泥盆统石英岩状砂岩，与中石炭统灰岩之间的似层状含铜硫化物矿体；玉龙铜矿床外接触带上的上三叠统石英砂岩，与上三叠统白云质灰岩之间的似层状磁铁矿及含铜硫化物矿体，是早于斑岩侵入的沉积或火山喷发沉积生成的同生矿体。但众所周知的事实是，如没有岩体，在相邻地区相同层位就没有这种矿体。

有人提出成矿物质来源于围岩，经地下水搬运，或特种地液搬运，侵入体只对含矿地下水系统起了简单加热引擎作用^[4]。总之，由于一些偶合的事实和许多难以解释的问题，使传统的岩浆热液形成斑岩铜矿的观点，受到严重的挑战。

关于铜（钼）等成矿物质来自附近围岩或由含铜砂岩改造而成的问题，经我们对玉龙及玉龙矿带一些含矿和不含矿岩体，以及容矿的 T_1^3 甲丕拉组砂岩、 T_2^3 波里拉组灰岩各岩层岩石所采样品进行分析，各岩体含铜一般几十个 ppm 到大于 100ppm。甲丕拉组砂泥岩样品含铜从几 ppm 最高到 70ppm。绝大多数低于 70ppm。波里拉组灰岩含铜 10ppm 左右。只有紧靠岩体的围岩，特别是靠近外接触带矿体的顶板层含铜才提高 3—10 倍。

江西省地质局赣西北地质队对一个未受蚀变和矿化的岩层——奥陶至三叠系，其中包括被人推测为矿源层的志留系砂页岩系，沿十余条剖面对各层岩石系统地采取了 1200 多个样品，以了解其含矿性。分析结果，所含铜、铅、锌、钨、钼、银等元素均低于克拉克值。该地斑岩铜矿的围岩地层也无含铜砂岩。

据此我们认为前述两个地区并不存在“就地取材”的矿源层，实际上我国其他斑岩铜矿带也是如此。至于斑岩铜矿中铜、钼等元素共生组合情况与含铜砂岩显然不同，不存在浅部改造继承关系。

对我国一些有代表性斑岩铜（钼）矿床所作一定数量样品硫同位素组成分析^[10,11]（表 4、图

表 4 斑岩铜（钼）矿床硫同位素组成

序号	矿床名称	样 品 地 质 产 状	分析数目	$\delta S^{34}\%$ 变化范围	算术平均值
1	铜矿峪	3号矿体含铜石英脉中黄铜矿	2	+3.7—±5.2	+4.45
		5号矿体浸染及细脉黄铜矿	5	-0.5—+2.3	+1.18
2	沙 溪	外接触带中黄铜矿、黄铁矿细脉	3	+0.3—+2.6	+1.06
		岩体中的细脉	3	+0.2—+2.6	+1.66
3	银 山	岩体及外接触带中黄铜矿细脉及方铅矿脉	9	+1.8—+3.8	+2.84
4	铜 厂	外接触带中的黄铁矿脉、团块及黄铜矿细脉	79	+0.3—+5.8	+27.1
		岩体内黄铁矿-黄铜矿及方铅矿细脉	47	-1.8—+4.2	+2.58
5	富 家 坞	主矿体内黄铁矿	35	-0.5—+3.3	+2.51
		矿体外小岩体中黄铁矿	11	+3.1—+5.2	+4.03
		矿体外千枚岩中黄铁矿脉	8	+3.3—+4.9	+4.29
6	富家坞	主矿体内黄铁矿-黄铜矿-方铅矿	11	+1.6—+3.2	+2.63
7	朱 砂 红	外接触带黄铁矿-黄铜矿细脉	9	+0.12—+3.3	+2.07
		岩体内黄铁矿-黄铜矿细脉	8	+1.0—+3.0	+1.88
8	封 三 洞	外接触带黄铁矿-黄铜矿化	3	-0.06—+0.86	-0.42
		岩体中黄铁矿-黄铜矿化	1	+0.33	-0.33
9	城 门 山	晚期黄铁矿-方解石脉中的硫化物	2	+4.29—+5.18	+47.4
		外接触带的矿化	11	+1.00—+3.05	+2.448
		岩体中的硫化物	3	+1.36—+2.60	+2.186
10	玉 龙	外接触带黄铁矿化	20	+1.8—+4.7	+3.31
		岩体内细脉黄铜矿-黄铁矿	11	+2.0—+4.0	+2.93

注：2、3、4、6、7由中国地质科学院矿床地质研究所分析；1、5、8、9由桂林冶金地质研究所分析；10由桂林冶金地质研究所及中国地质科学院矿床地质研究所分析。

3), 都接近零值, 变化范围很小, 被认为与陨硫石同位素接近。铜矿峪、城门山、富家坞矿床几个 $\delta S^{34}\text{‰}$ 偏高的样品都采自晚期含铜石英脉或黄铁矿-方解石脉, 或离岩体远的围岩中的黄铁矿脉, 可能有外生硫混入。联系到国外所作 Sr^{87}/Sr^{86} 值^[8]、O 和 H 同位素组成^[12]及硫同位素组成^[8,13]资料, 都认为岩浆和成矿物质主要来源于深部, 即上地幔或地壳最下部, 是按照岩浆热液模式成矿的。岩体侵位时渗流地下水可能参与成矿作用, 促进含矿气液集中。Gustafson^[9]认为: “由静水压力驱动的对流地下水在最重要的早期矿化阶段并不是一个重要角色, 这简单地由于它不能进入矿体的高压中心, 只有较晚些时候才有可能。然而对流地下水在早期系统的边缘是起作用的, 并曾是过渡期和晚期热液的主要组分”。联系到我们观察到的实际情况, 在青盘岩化带, 对流地下水在那里作用可能大一些, 这种看法是可取的。

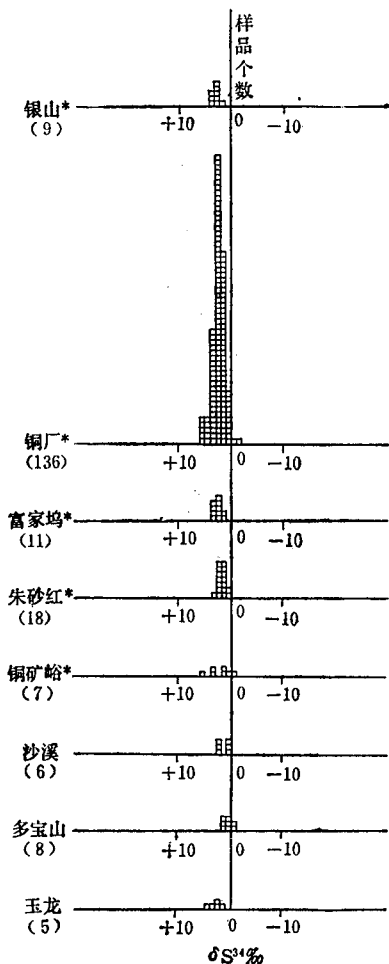


图 3 我国主要斑岩铜（钼）矿床的硫同位素组成
(以 δS^{34} 表示)

* 部分利用了桂林冶金地质研究所及有关地质队的资料

至于国外广泛流行的斑岩铜矿成矿的板块构造模式^[14]与我们关于成矿岩浆和铜（钼）金属主要来自上地幔或地壳最下部的观点是不矛盾的。但我国各成矿带具体的构造机制还有待研究。

我们坚持斑岩铜（钼）矿的岩浆热液成因, 并不排除应注意像玉龙铜矿外接触带或岩体以外围岩中的矿化。

我们在研究过程中承有关省、市、自治区地质局、冶金地质勘探公司及所属地质队大力协助,提供资料;我院测试所、矿床地质研究所、宜昌地质矿产所、成都地质矿产所分析鉴定各种样品,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 王植、闻广, 1957, 中条山式斑岩铜矿。地质学报, 37卷4期。
- [2] Titley, S. R., 1978, Geologic history, hypogene Features, and processes of secondary sulfide enrichment at the Plesyumi Copper Prospect, New Britain, Papua New Guinea, *Econ. Geol.*, vol. 73, pp. 768—784.
- [3] Guilbert and Lowell, J. D., 1974, Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits. *CIM Bull.*, Vol. 67, no. 724, pp. 99—109.
- [4] Gustafson, L. B., 1978, Some major factors of porphyry copper genesis. *Econ. Geol.*, vol. 73, no. 5, pp. 600—607.
- [5] Lowell, J. D., Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 65, no. 4, pp. 373—408.
- [6] Sillitoe, R. H., 1973, The top and bottoms of oprphyry copper deposits, *Econ. Geol.*, vol. 68, no. 6, pp. 299—815.
- [7] Kraëff, A., 1963, Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul Region, *Bull. Min. Res. Exp., Tur.*, no. 60.
- [8] Попов, В. С., 1977, Геология и Генезис медно-молибдено-порфировых месторождений, изд-ва наука.
- [9] Gabelman, J. W., 1976, Strata-bound ore deposits and metallotectonics. In: *Hand book of stratabound and stratiform ore deposits*, vol. 4, pp. 75—163.
- [10] 桂林冶金地质研究所矽卡岩铜矿专题组、同位素地质组, 1974, 硫同位素分析方法在矽卡岩铜矿找矿工作中的意义。地质与勘探, 第1期。
- [11] 桂林冶金地质研究所等, 1975, 德兴斑岩铜(钼)矿田同位素地质特征及其找矿意义。地质与勘探, 第8期。
- [12] Sheppard, S. M. F., et al., 1971, -Hydrogen-and oxygea-isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 66, pp. 515—542.
- [13] Field, C. W., Gustafson, L. B., 1976, sulfur isotops in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, vol. 71, pp. 1533—1548.
- [14] Sillitoe R. H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, vol. 68, no. 6, pp. 799—815.
- [15] Павлова, И. Т., 1971, Региональные и локальные Законо-Мерности размещения медно-порфировых Месторождений. ВКН...Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых, с. 289—297.