

扬子地台西缘海相火山岩建造 及其控矿特征

吴健民 黄永平

刘肇昌

(有色金属工业总公司矿产地质研究院, 桂林) (有色金属工业总公司成都地质干部学院, 成都)

提 要: 扬子地台西缘海相火山岩主要分布在海域裂陷构造、碰撞诱发的裂谷盆地-撞击槽及晋宁-澄江期增生的各类地体中, 并以中元古代、二叠-三叠纪最为发育。划分了均一玄武岩组合、玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合、玄武岩-流纹岩双峰组合、玄武岩-英安岩-流纹岩-粗面岩组合、细碧角斑岩组合等 5 种火山岩构造-岩石组合类型。提出以地幔动力部分熔融为主的裂陷-拗拉槽型细碧角斑岩组合和以结晶分异为主岛弧、洋岛、洋脊及部分弧后裂谷型细碧角斑岩组合以及岛弧裂谷(拗拉槽)玄武岩-流纹岩双峰组合是最主要的控制铜多金属矿的构造-火山岩石组合类型。研究表明, 碱-偏碱性分异良好的富钠细碧角斑岩系内中酸性火山岩发育的喷发中心相—近火山口相、火山喷发旋回末期或喷发间隙期的有利岩石组合是形成中—大型铜多金属矿床的重要条件。

关键词: 火山岩建造 构造-岩石组合类型 铜多金属矿床 扬子地台西缘

扬子地台西部大陆边缘的演化过程, 总的来说是裂陷作用和增生碰撞作用交替发育的过程, 构成元古宙和显生宙两个巨型构造旋回。本区火山岩浆活动和大陆边缘构造演化密切相关。在裂陷作用阶段, 以海域中各类裂陷构造内中基性为主的岩浆活动为特征; 增生与碰撞作用阶段则以中酸性为主的碰撞型岩浆活动为主, 再加上形成于不同环境的外来增生地体内的各种岩浆活动, 构成了扬子地台西缘较为复杂的火山岩浆岩带。

根据扬子地台西缘海相火山岩发育的实际情况, 笔者分别依据火山岩的碱度及岩石类型两个标准, 将其分类。按火山岩碱度可划分为亚碱性系列($\delta < 3.3$, 里特曼指数, 下同)和碱性系列($\delta > 3.3$), 其中亚碱性系列又分为拉斑系列($\delta < 1.8$)和钙碱性系列($1.8 < \delta < 3.3$), 碱性系列又可分出钠质和钾质系列。按岩石类型可划分为正常(玄武-安山-英安-流纹岩)岩系和细碧角斑岩系两大类。细碧角斑岩系常与海相沉积岩、硅质岩共生, 对其分类、命名、主要特征及与正常火山岩系的对应关系见表 1^[1]。

需要说明的是, 因本区火山岩, 尤其是元古宙火山岩蚀变较强, 在火山岩的分类中, 笔者着重强调的是火山岩的野外产状、岩石组合、室内镜下的矿物残留结构、矿物组合及斜长石的 An 值(用费氏台测定), 而岩石化学成分及相应的图解, 对命名只是起到辅助的补充, 证实作用。

吴建民, 男, 1941 年生, 教授级高级工程师, 从事层控及层状铜铅锌多金属矿床研究。邮政编码: 541004

1997-12-10 收稿, 1998-05-11 修改回

表 1 细碧-石英角斑岩系分类、命名

Table 1. Classification and names of spilite-quartz keratophyre sequence

岩 性		酸 性	中酸性	中基性	基 性
火山岩		石英角斑岩	角斑岩	斑碧岩	细碧岩
次火山岩		石英钠长[斑]岩、[钠长]花岗斑岩	钠长[斑]岩、[钠长]花岗闪长斑岩	角闪钠长[玢]岩	钠长辉绿[玢]岩
SiO ₂ /%		>68±2	68~60±2	60±2~53	<52±2
Na ₂ O/%		>5	>5	>4	≥3.5
(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)/%		<5	5~10	10~15	>15
色 率		<10	10~30 ^①	30~50	>50
火山岩矿物组成	主	钠长石、石英(>25%)	钠长石	更钠长石(No<16)、绿泥石、绿纤石	
	次	绢云母、钾长石	石英(25%~0%)绢云母或黑云母 ^② 、碳酸盐、绿泥石	绿帘石、碳酸盐、辉石、黑云母、石英(5%~10%)	
次火山岩矿物组成	主	钠长石或更长石、石英	钠长石或更长石	更钠长石、角闪石或次闪石	
	次	白云母或黑云母、钾长石	石英、黑云母或白云母、钾长石	黝帘石或斜黝帘石、辉石、碳酸盐	
常见结构	火山岩	斑状、显微变晶粒状、球状、霏细(酸性)、似粗面(中酸性)		间片、间粒、交织、脱玻间隐、弯束	
	次火山岩	柱状、斑状		辉绿、含长、嵌晶含长	
浅成侵入岩		[钠长]花岗岩	[钠长]花岗闪长岩	[钠长]闪长岩	[钠长]辉长岩
对应正常岩系火山岩		流纹岩	英安岩	安山岩	玄武岩
脉 岩		钠长细晶岩		钠长煌斑岩	

注：[] 为少见之意。例如，[钠长]花岗岩，即花岗岩常见，钠长花岗岩少见；①某些角斑岩不含或很少含石英，也很少含暗色矿物，色率很低，可<10%；②绢云母或黑云母：表示两矿物常只出现其中之一，其它同；据施林道，1982，补充修改

1 扬子地台西缘海相火山岩时空分布特征

本区海相火山岩主要分布在海域裂陷构造、碰撞诱发的裂谷盆地-撞击槽及晋宁-澄江期增生的各类地体中。从西北缘的摩天岭，经龙门山、康定、往南至西昌、会理-东川、易门直至云南元江、新平，构成一条巨大的弧型火山岩浆带，西缘的邻区川西北及滇西澜沧江沿岸也广泛分布着古生代—中生代火山岩。

从时间上看，自古元古代—三叠纪的各个时代均有火山岩分布，但以中元古代、二叠-三叠纪最为发育^[2,3]。古元古代火山岩主要分布在扬子原地台西缘、西康滇联合地体内，多已混合岩化，构成扬子原地台及地体的结晶基底，火山岩以正常岩系为主。中元古代火山岩则广泛分布在摩天岭联合地体，龙门山地体带，西康滇联合地体及扬子地台西缘的裂陷构造中(如新平陆隆裂陷、会理-东川拗拉槽、昆阳陆架裂陷等)，以细碧角斑岩系为主，部分正常岩系。新元古代火山岩主要分布在碰撞诱发的裂谷盆地-撞击槽内，如会理-会东天宝山组，为正常岩系的双峰组合。古生代—中生代火山岩大多分布在川西北及滇西澜沧江沿岸，以正常岩系为主，部分为细碧角斑岩系。二叠纪峨眉山玄武岩广泛分布于云贵川高原，西部为海相，中部为海陆交互相，东部为陆相。至三叠纪末期，澜沧江洋、金沙江-滕条江洋、甘孜-理塘洋俯

冲关闭，地体增生，扬子大陆极大地生长，到此，扬子西缘及邻区的海相火山活动结束^[4]。

2 扬子地台西缘火山岩构造-岩石组合类型^①

扬子地台西缘海相火山岩，从岩石类型组合分析，可归纳为 5 个组合；进一步从岩浆系列组合及演化特点考虑，区别其形成构造环境，则可划分为 17 种次级构造-岩石亚组合，列于表 2。

表 2 扬子地台西缘海相火山岩岩石组合

Table 2. Assemblages of marine volcanic rocks on the western margin of Yangtze platform

岩石组合	亚组合（构造-岩石）	岩浆系列 ^①	代表性地层及矿化
I 均一玄武岩	I ₁ 未分异的玄武岩	A, A-TH	黎溪淌塘组 (Pt ₂ ²), 板块西缘下古生界 (Pz ₁), 广义峨眉山玄武岩 (P)
	I ₂ 陆间裂谷未分异的玄武岩	A, TH	滇西铜厂街、老厂 (Cu、Pb、Zn、Ag 等)
	I ₃ 微分异的玄武-粗安-英安岩	OTH	米易群 (Pt ₁ ¹)
II 玄武岩- 安山岩- 英安岩- 流纹岩	II ₁ 裂谷拉斑玄武岩为主	OTH, A-TH	盐边群 (Pt ₂₋₃)
	II ₂ 岛弧拉斑玄武岩为主	ITH	冷水箐组 (Pt ₂ ¹)
	II ₃ 成熟弧玄武-安山-英安-流纹岩	CA, ITH	德格-中甸弧上三叠统下部, 云县-景洪弧上三叠统小定西组 (Cu)、汉南地体三湾组、孙家河组
	II ₄ 碰撞弧安山-英安-流纹岩	OTH	甘洛-德昌天宝山组 (Pt ₃ ¹ tb) (Zn、Pb、Cu)
III 玄武岩- 流纹岩	III ₁ 撞击槽双峰组合	A, TH	会理-会东天宝山组 (Pt ₃ ¹)
	III ₂ 拗拉槽双峰组合	A+TH, TH	会东风山营组 (Pt ₂ ²) (Fe、Cu、Au), 元江因民组 (Pt ₂ ²) (Cu、Co)
	III ₃ 岛弧裂谷双峰组合	CA	德格-中甸弧上三叠统呷村组 (T ₃ ²) (Pb、Zn、Cu、Ag、Au), 云县-景洪弧三叠系芒汇河组 (T ₃)
IV 玄武岩-英安岩-流纹岩-粗面岩(陆缘弧)		CA+A	盐井群 (Pt ₃ ¹)
V 细碧角斑岩	V ₁ 裂谷细碧岩	A, A-TH	黄龙地区志留系
	V ₂ 洋脊-洋岛细碧岩-斑碧岩-角斑岩	OTH+OIA OIT	青川-阳坝地区碧口群 (Pt ₂ ²) (Cu、Co、Au), 滇西石登群 (C ₁) (Cu)
	V ₃ 岛弧-裂谷细碧岩-石英角斑岩双峰组合	ITH, CA	刘家坪群 (Pt ₂₊₃) (Cu、Zn、Pb), 李伍群 (AnS) (Cu、Zn), 恰斯群 (Pt ₂ ²) (Cu、Au)
	V ₄ 陆架(隆)裂陷-拗拉槽细碧岩-斑碧岩-角斑岩	A, A-TH	大红山群、苴林群、河口群 (Pt ₂ ¹), 东川群 (Pt ₂ ²) 会理群 (Pt ₃ ³) (Cu、Fe、Co、Au)
	V ₅ 岛弧细碧岩-斑碧岩-角斑岩-石英角斑岩	ITH+CA, A	勉略地区碧口群 (Pt ₂) (Cu、Zn、Pb、S) 云县-景洪上古生界 (Pz ₂) (Cu), 白水河群 (Pt ₂) (Cu、Zn)
	V ₆ 钾质细碧岩-斑碧岩-角斑岩-石英角斑岩(岛弧、裂谷)	ITH+CA	通木梁群 (Pt ₂) (Cu、Zn、S), 黄水河群黄铜尖子组 (Pt ₂) (Cu、Au)

① 岩浆系列：A—碱性系列；TH—拉斑系列；OTH—洋脊拉斑系列；CA—钙碱系列；ITH—岛弧拉斑系列；OIA—洋岛碱性系列；OIT—大洋岛拉斑系列；A-TH—碱-拉斑系列

① 有色总公司成都地质干部学院，1990，四川省海相火山-沉积岩系及铜多金属矿床初步研究

I. 均一玄武岩组合。几乎全部由玄武岩组成, 包括未分异亚组合 (I_1), 如扬子板块西部陆缘区奥陶、志留、泥盆、石炭和二叠系玄武岩, 金沙江带和甘孜-理塘带大部分二叠系、三叠系及云贵川广义的峨眉山玄武岩, 会理黎溪淌塘组等, 其岩浆为碱性、过碱性、碱-拉斑系列、洋脊拉斑系列等, 形成于陆间裂谷、大洋裂谷等环境; 未分异的基性—中基性玄武岩亚组合 (I_2), 如滇西昌宁-孟连裂谷早期的老厂碱性玄武岩及中晚期的铜厂街拉斑质玄武岩, 形成于陆间裂谷环境; 仅有少量酸性岩的微分异亚组合 (I_3), 如米易群的变质橄榄玄武岩-粗安岩组合, 为钾质碱性-拉斑系列, 形成于陆间裂谷-大洋盆环境。

II. 玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合。其 II_1 和 II_2 均以玄武岩为主, 出现少量分异的中酸性岩。 II_1 以盐边群为代表, 形成于陆间裂谷, 由洋脊拉斑系列和碱-拉斑系列组成、构成准洋壳地体; II_2 以冷水箐组为代表, 为岛弧拉斑玄武岩系列, 形成于洋内弧地体; II_3 由基-酸性的各种岩石组成, 通常以安山岩为主, 岩浆系列为钙碱系列和岛弧拉斑系列, 构成成熟岛弧地体, 如德格-中甸岛弧带的大部分三叠系火山岩, 滇西云县-景洪弧三叠系火山岩等; II_4 为安山岩-英安岩-流纹岩组合, 缺乏玄武岩, 属拉斑系列, 以甘洛-德昌天宝山组为代表, 形成于陆壳-陆壳地体碰撞作用产生的岩浆弧环境。

III. 玄武岩-流纹岩双峰组合。缺乏中性火山岩, 其形成与裂谷作用有关。如表 2 所示可分 3 种亚组合。

IV. 形成于陆缘弧或成熟弧向陆缘弧过渡环境的玄武岩-英安岩-流纹岩-粗面岩组合。以粗面岩、流纹岩为主, 由钙碱系列及岛弧碱性系列组成, 以盐井群的黄店子组为代表。

V. 细碧角斑岩组合。广泛出现于中新元古代, 晚志留世及中三叠世也有部分细碧角斑岩, 以钠质系列为主, 部分钾质系列。属于钠质系列的有: 未分异的细碧岩 (V_1), 如松潘黄龙地体志留系, 板块西缘古生界与玄武岩伴生的细碧岩等, 由碱性和碱-拉斑系列组成, 形成于陆间裂谷或被动陆缘的陆隆裂陷带。微分异的细碧岩-斑碧岩-角斑岩组合 (V_2), 缺乏酸性岩。如青川-阳坝地区碧口群, 滇西石登群等, 为洋脊拉斑系列和大洋岛碱-拉斑系列, 形成于洋脊和洋岛环境。细碧岩-石英角斑岩双峰组合 (V_3), 缺乏中性成分, 如刘家坪群、九龙李伍群、水洛-稻城的恰斯群等, 由岛弧拉斑系列及钙碱系列组成, 形成于弧内或弧间裂谷盆地。 V_4 和 V_5 是分异完全的细碧岩-斑碧岩-角斑岩-石英角斑岩组合, 其中 V_4 形成于拗拉槽和陆架-陆隆裂陷环境, 如大红山群、苴林群、河口群、东川群、部分会理群等, 由碱性系列和碱-拉斑系列组成; V_5 形成于洋内弧环境, 以勉略地区碧口群为代表, 包括白水河群及云县-景洪弧的上古生界, 由岛弧拉斑系列和钙碱系列及部分碱性系列组成。钾质系列 (V_6), 包括通木梁群、黄水河群黄铜尖子组, 由大洋岛碱-拉斑系列和岛弧拉斑系列、钙碱系列组成, 形成于大洋岛基础上发育的岛弧和弧后裂谷环境。

3 海相火山岩建造的控矿特征

扬子地台西缘许多大、中型铜(铁)多金属矿床都直接或间接与海相火山岩有关。海相火山岩控矿, 其实质就是海底火山活动——深源岩浆作用控矿。因此, 火山岩岩石组合类型、岩浆系列、构造环境、火山机构及特定的层位等是控制铜(铁)多金属矿床的主要因素^[4]。

3.1 构造-岩石组合对铜(铁)多金属成矿的控制

在前述 5 大岩石组合 17 种次级构造-岩石亚组合中, 几乎均发现有铜多金属矿化, 但从已探明的矿产储量和矿床(点)数量来看, 矿化富集度最高的有以下岩石组合。

3.1.1 细碧角斑岩组合(V)。以大红山群、河口群、东川群和碧口群为代表的岩石组合是本区矿化富集程度最高的岩石组合。除各种类型的海相火山岩的矿床外, 许多海相沉积岩型铜矿床(如东川、易门等)亦与该岩石组合的火山活动晚期或期后海底喷流热液有关。虽然大多数矿体是经过变质-动力改造作用而富集成矿的, 但是这种岩石组合类型所代表的幔源岩浆富铜是成矿的根本原因; 岩浆的富钠和良好的分异作用也有利于铜的原始富集。大量矿床的含矿岩性特征表明, 铁矿明显地与基—中基性的细碧岩-斑碧岩有关, 铜矿则和中酸—酸性的角斑岩-石英角斑岩关系密切。根据岩石成因方式可大致分为两类:

第一类是以地幔动力部分熔融为主的裂隙-拗拉槽型细碧角斑岩组合。以大红山群、河口群和东川群火山岩为代表, 其中的火山岩大致趋向是中酸性岩在下, 中基性岩在上, 晚期为碱基性的次火山-浅成侵入岩(钠长辉绿岩等), 形成铁铜共生的浸染条带状铜矿和熔浆型块状铁矿, 并富含钴、钛、稀土而贫铅锌, 且硫的丰度较低, 根据岩石组合可进一步分 6 个亚类。

(1) 分异良好的细碧岩-斑碧岩-角斑岩组合, 含少量石英角斑岩, 形成浸染条带状和细脉状铜(铁)矿。如大红山曼岗河组铜矿及拉拉落函组铜矿。

(2) 弱分异的细碧岩-斑碧岩组合, 部分地段可含少量角斑岩, 形成熔浆型块状铁矿。如大红山红山组铁矿, 香炉山、腰棚子和鹅头厂因民组铁矿, 以及会东新发和满银沟淌塘组铁矿。

(3) 细碧岩-斑碧岩+部分角斑岩、石英角斑岩组合, 形成铁铜共生, 上铁(块状)下铜(细脉状和浸染状)矿床。如东川稀矿山铁铜矿、黎溪锅厂铁铜矿(因民组)和通安余家梁子铁铜矿(黑山组)等。

(4) 角斑岩-石英角斑岩及其碎屑岩组合, 形成铜金钴矿床。如通安小青山铜金矿和东川小溜口铜钴金矿等。

(5) 中酸性火山碎屑沉积岩-喷流热水沉积岩组合, 是海底火山活动晚期产物, 形成喷流沉积-变质改造型层状铜矿。如东川蓑衣坡-马柱碛式铜矿、东川式铜矿、桃园式铜矿及易门狮山式铜矿等。

(6) 碱基性次火山-侵入(隐爆)角砾岩组合, 主要指火山活动旋回末期的钠长辉绿岩和辉长辉绿岩等, 形成与隐爆角砾岩筒有关的脉状、透镜状、筒状和角砾网脉状铁铜矿和铜金矿。如东川中老龙式铜矿、大红山钠长辉绿岩脉内的铁铜矿和通安小青山铜金矿的部分矿体。

第二类是以结晶分异为主的岛弧、洋岛、洋脊及部分弧后裂谷型细碧角斑岩组合。以摩天岭和龙门山地体带中的碧口群和通木梁群等为代表, 所见火山岩中基性在下, 中酸性在上, 晚期为中酸—酸性的次火山-浅成侵入岩, 多数分异较好, 部分为双峰组合, 其形成的铜多金属矿床有 3 种类型。

(1) 块状硫化物型铜铅锌多金属矿床, 形成于分异较好的细碧岩-斑碧岩-角斑岩-石英角斑岩组合及细碧岩-石英角斑岩双峰组合内(V_3 、 V_5 、 V_6), 矿体赋存在上部中酸性火山岩、凝灰岩及凝灰质热水沉积岩中, 矿体具水平和垂直分带现象。如通木梁、马松岭、刘家坪、槽子沟、李伍和云南思茅大平掌等矿床。

(2) 磁铁矿石岩型铜钴金矿床, 主要分布在下部基性—中基性火山岩内(V_2)。如甘肃阳坝、杜坝和伐子坝等矿床。

(3) 硫化物脉型铜矿, 以略阳铜厂为代表, 它的形成和元古宙中心式火山机构、中基性火山岩(细碧岩、斑碧岩)及次火山-浅成侵入岩(钠长石英闪长岩等)密切相关, 是火山喷发沉积变质-岩浆叠加-构造热液强烈改造的产物。

3.1.2 岛弧裂谷(拗拉槽)玄武岩-流纹岩双峰组合(Ⅲ₂、Ⅲ₃), 矿床产于其上部中酸性火山岩系中。如呷村特大型含银金铅锌铜多金属矿床和会东小街菱铁-铜金矿床。

3.1.3 均一玄武岩组合。如产于陆间裂谷带与拉斑玄武岩有关的铜厂街铜锌矿及与碱性玄武岩有关的老厂铅锌银铜矿床, 峨嵋山海相玄武岩型宝兴风箱崖和永胜宝坪等铜矿床。

3.1.4 其余的成矿岩类组合。尚有: ① 碰撞弧安山岩-英安岩-流纹岩组合(Ⅱ₄), 赋存有甘洛黑马火山热液沉积型铅锌铜锡矿床; ② 成熟弧玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合(Ⅱ₃), 如滇西民乐铜矿等。

3.2 控制铜多金属矿床规模的地质因素

综合资料表明, 扬子地台西缘海相火山岩型铜多金属矿床的规模受火山岩建造、火山岩碱度、火山喷发旋回及古火山机构联合控制(见表 3)。

3.2.1 火山岩建造的控矿作用。从表 3

可看出, 本区成型的海相火山岩铜矿主要赋存在中元古界和石炭系细碧角斑岩系火山岩建造中。全部大型铜矿和一半以上中型铜矿均与分异良好、碱-偏碱性系列的富钠细碧角斑岩系有关, 且其含矿火山岩厚度大, 延伸稳定(如拉拉落幽铜矿含铜层位火山岩系厚达 370 余米, 大红山含铜铁火山岩厚达 135 m), 属近火口相-喷发中心相。富钾的细碧角斑岩系, 碱度较低(拉斑-钙碱系列为主)的细碧角斑岩系与玄武-安山-流纹岩系火山岩建造, 含矿火山岩多数分异较差, 厚度小, 较少形成中型以上铜矿床。四川白玉呷村超大型铅锌银铜多金属矿床(黑矿型)的火山岩为分异良好的钙碱性系列玄武-安山-流纹岩系, 且含矿流纹岩-英安流纹岩厚度大(>150 m), 延伸稳定, 铅锌银达大-超大型, 铜矿属中小型。

3.2.2 基—中基性火山岩碱度及钾钠比的控矿作用 综合资料表明^[5], 扬子地台西缘海相火山岩铜矿, 其规模明显地受含矿岩系内基—中基性火山熔岩碱度及钠钾比值的控制(见图 1)。

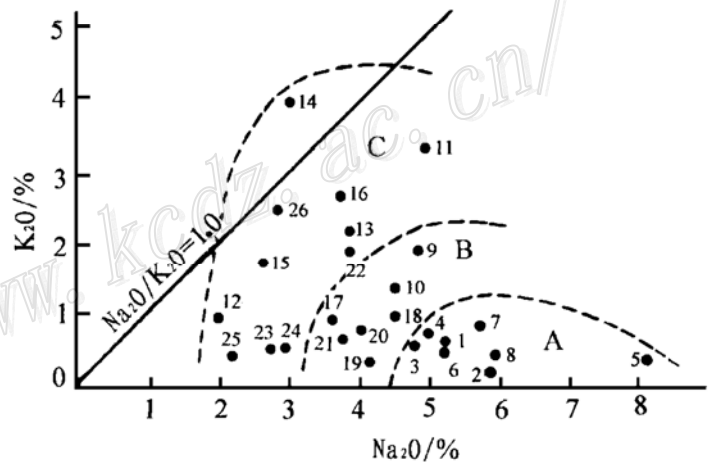


图 1 扬子地台西缘海相火山岩型铜矿床 Na₂O-K₂O 图解

1~3—大红山; 4、5—拉拉厂; 6—小青山; 7~9—稀矿山; 10—迤纳厂; 11~13—芦山; 14—通木梁; 15—马松岭; 16—茶树坝; 17、18—刘家坪; 19、20—略阳铜厂; 21—阳坝; 22—三达山; 23、24—铜厂街; 25 26—老厂。A—(Na₂O+K₂O)>4.8%, Na₂O/K₂O>6; B—4%<(Na₂O+K₂O)<4.8, 2.5<Na₂O/K₂O<6; C—(Na₂O+K₂O)<4%, Na₂O/K₂O<2.5

Fig. 1. Na₂O versus K₂O diagram of marine volcanic type deposits on the western margin of Yangtze platform.

1~3—Dahongshan; 4, 5—Lalachang; 6—Xiaoqingshan; 7~9—Xikuangshan; 10—Yinachang; 11~13—Lushan; 14—Tongmuliang; 15—Masonglong; 16—Chashuba; 17, 18—Liujiaping; 19, 20—Tongchang, Lueyang County; 21—Yangba; 22—Sandshan; 23, 24—Tongchangjie; 25, 26—Laochang.

表 3 扬子地台西缘主要海相火山岩型铜矿富矿火山岩建造特征

Table 3. Characteristics of ore-bearing volcanic formation for main marine volcanic type copper deposits on the western margin of Yangtze platform

矿床类型		矿床名称	规模	火山岩时代	火山岩岩石类型	岩浆系列	火山岩浆分异程度	含矿火山岩相	含矿火山岩厚度及稳定程度
海相火山岩 浸染状铜矿		新平大红山	大	Pt $\frac{1}{2}$ d	富钠细碧角斑岩系	以 A 为主	分异良好，基—中基—中酸	近火山-中心相	厚度大、延伸稳定
		河口拉拉厂	大	Pt $\frac{1}{2}$ d				近火山相	厚度中等，延伸稳定
		新平曼蚌	中	Pt $\frac{1}{2}$ d					
海相火山岩 铁铜矿		东川稀矿山	中—大	Pt $\frac{2}{3}$ d	富钠细碧角斑岩系	A CA(少)	良好，基—中酸性双峰式	近火山相	厚度中等，分段集中
		武定迤纳厂	小—中	Pt $\frac{2}{3}$ d		A	一般基—中基性为主	近—远火山相	厚度小，分段集中
海相火山岩 Cu、Au 矿		通安小青山	小	Pt $\frac{1}{2}$ d	富钠细碧角斑岩系	A CA(少)	良好，中基—中酸性	近—远火山相	厚度小，分布局限
海相火山岩块状硫化物矿床	Cu-Pb-Zn-Ag-Au	思茅大平掌	大	C ₁	细碧角斑岩系	CA-TH	良好，基—中酸—酸性	近火山—中心相	厚度大，延伸稳定
	Cu-Pb-Zn	陕西刘家坪	中	Pt ₂₋₃	细碧角斑岩系	CA-TH	良好，基—酸性双峰式	近火山相	厚度大，集中分布
	Cu-Co-Fe	碧口阳坝	中	Pt ₂ d	细碧角斑岩系	TH-A	一般，基性—中酸性	近火山相	厚度大，延伸稳定
	Cu-Zn-S	彭县马松岭	小	Pt ₂	细碧角斑岩系	TH、A(少)	较好，基—中酸—酸	近火山相	厚度小，延伸稳定
	Cu-Zn-S	青川通木梁	小	Pt ₂	钾细碧角斑岩系	A-TH	良好基—酸性，双峰式	近火山相	厚度小，延伸稳定
	Cu-Au	芦山黄铜尖子	小	Pt ₂	钾细碧角斑岩系	TH-CA	较差	近火山相	厚度小，延伸稳定
	Cu-S	景洪三达山	小	C ₁	细碧角斑岩系 玄武-安山-流纹岩系	TH-A	较差，中酸性为主	近火山相	厚度小，延伸不稳定
		云县铜厂街	小	C ₁	玄武-安山-流纹岩系	TH	差，基性火山岩为主	近火山相	厚度小，分布局限
	PbZn-Ag-Cu	白玉呷村	大	T	玄武-安山-英安-流纹岩系	CA	良好，基—中—酸性	近火山相-中心相	厚度大、延伸稳定
海相玄武岩铜矿		宝兴风箱崖	小	P ₂ β	玄武-安山-流纹岩系	CA	较差，基性为主	喷发间隙期	厚度小，延伸稳定

注：A—碱性系列；CA—钙碱系列；TH—拉斑系列；A-TH—碱-拉斑系列；TH-A—拉斑-碱系列；CA-TH—钙碱-拉斑系列；TH-CA—拉斑-钙碱系列

(1) 富碱，特别富钠、贫钾型(图 1A)：含矿火山岩建造内 $(Na_2O+K_2O) > 4.8\%$ ， $(Na_2O/K_2O) > 6$ ，基—中酸性岩发育，对形成大型铜矿十分有利，所有大型铜矿均落入 A 区。值得注意的是稀矿山、小溜口-小青山式铜矿的火山岩钠钾比值也落入 A 区，表明它们具有较大的铜和铜金矿找矿前景。

(2) 钙碱-偏碱性富钠贫钾型(图 1B)： Na_2O+K_2O 一般小于 4.8% ， $2.5 < Na_2O/K_2O < 6$ ，铜矿达中型，铅锌银可达大型，目前尚未见大型铜矿产出。

(3) 钙碱-偏碱性钠略大于钾型(图 1C): $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 一般小于 4%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 2.5$, 一般为小型铜矿分布区。

3.2.3 喷发旋回的控矿作用。较多资料表明^[5,6], 火山岩浆活动晚期最有利于金属组分的富集。铜、铅锌等往往在火山活动晚期的火山气液中聚集, 而水下火山活动的晚期又是沉积作用行将发生质与量的重要转换过渡期, 即火山-沉积作用地球化学转换界面。因此, 火山喷发旋回末期或喷发间隙期最有利于形成较大规模的海相火山岩型铜矿及与海底火山活动有关的喷流沉积型铜矿床。其中的火山-碳酸盐岩(白云岩)组合、火山-浊流碎屑岩组合和火山-喷流岩+碎屑岩组合等有利于赋存中—大型铜多金属矿床。此外, 脉动式复旋回喷发有利于岩浆分异, 并形成多层产出的铜矿。

3.2.4 古火山机构的控矿作用。中—大型海相火山岩型铜矿明显地受古火山机构控制。从火山喷发中心→向外, 存在的矿石类型由铁矿→铁铜矿→铜矿→铅锌矿, 铜矿床规模由大→小。如大红山古火山机构, 中心相为红山组大型富铁矿床, 近火山相为曼岗河组大型铜铁矿, 远火山相曼岗河组火山碎屑沉积建造仅产竹园小型铜矿。

综上所述, 扬子地台西缘海相火山岩控矿特征可归纳如下:

(1) 岩浆系列: 以碱性系列的细碧角斑岩组合成矿最佳, 此组合岩石中富碱、富钠是形成中—大型铜矿的主要条件。其它岩浆系列形成的铜矿规模相对较小。

(2) 大地构造环境: 以大陆边缘三联裂谷系内的裂陷-拗拉槽成矿最好, 其次是岛弧、弧后裂谷, 而洋脊及碰撞弧成矿较差。

(3) 岩石组合: 铁铜矿与基—中基性火山岩有关, 铜矿与中酸—酸性火山岩有关, 而块状硫化物铜多金属矿床与酸性火山杂岩关系更为密切。

(4) 岩浆分异及成岩方式: 岩浆分异程度愈高矿化愈好, 尤其是连续分异的岩浆组合及端员分异的双峰组合。部分熔融成因为主的火山岩, 通常形成浸染条带状铜(铁)矿床, 而以结晶分异为主的火山岩, 由于海水硫混合则形成块状硫化物矿床。

(5) 赋矿地层时代与喷发旋回: 以中新元古代与石炭-二叠纪最集中, 矿化最好, 其余时代(如早古生代和中生代)仅零星产出, 且铜矿规模较小; 火山活动喷发旋回末期或间隙期有利于铜矿形成。

参 考 文 献

- 1 施林道. 中国细碧-石英角斑岩的成因、演化和分类命名探讨. 地质与勘探, 1982, (2): 41~50.
- 2 四川省地矿局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991, 440~456.
- 3 云南省地矿局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990, 370~410.
- 4 刘增乾. 三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律. 北京: 地质出版社, 1993, 50~75.
- 5 王之田等. 大型铜矿地质与找矿. 北京: 冶金工业出版社, 1994, 60~88.
- 6 Lydon J W. Volcanic massive sulphide deposits, Part 1: A descriptive model. Geoscience Canada, 1984, 11 (4): 18~25.

FORMATIONS AND ORE-CONTROLLING CHARACTERISTICS OF THE MARINE VOLCANIC ROCKS ON THE WESTERN MARGIN OF THE YANGTZE PLATFORM

Wu Jianmin, Huang Yongping

(Research Institute of Geology for Mineral Resources, CNNC, Guilin 541004)

Liu Zhaochang

(Institute of Geological Management of Chengdu, CNNC, Chengdu 610051)

Key words: volcanic formation, structure-rock combination type, copper-polymetallic deposit, the western margin of the Yangtze platform

Abstract

Mainly distributed in the marine taphrogenic tectonics, impactogens-rift basins induced by collision and accretional terranes of Jinning-Chengjiang period, the marine volcanic rocks on the western margin of the Yangtze platform are well-developed in Paleozoic, Permian and Triassic. They are classified into five structure-rock associations, i. e., homogeneous basalt combination, basalt-andesite-dacite-rhyolite combination, basalt-rhyolite bimodal combination, basalt-dacite-rhyolite-trachyte combination and spilite-keratophyre combination, in which the spilite-keratophyre combination resulting mainly from mantle dynamic partial melting in the taphrogen-aulacogen and from crystallization differentiation in the island arc, ocean island, ocean ridge and partial back-arc rift as well as the basalt-rhyolite bimodal combination in the island arc and rift are most important structure-rock combinations controlling copper-polymetallic deposits. Studies show that well-developed intermediate-acid volcanic rocks in the alkaline-slightly alkaline well-differentiated sodium-rich spilite-keratophyre sequence (intermediate-basic volcanic rock: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 4.8\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 6$, or 4% $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 4.8\%$, $2.5 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 6$), the central or nearly central eruptive facies in the paleovolcanic apparatus and the favorable rock combination of the last stage or the intervals of the volcanic eruptive cycle are most important conditions for the formation of medium-and large-size copper-polymetallic deposits.