

文章编号: 0258-7106 (2004) 02-0150-14

重新认识中国斑岩铜矿的成矿地质条件

张洪涛¹ 陈仁义¹ 韩芳林^{2,3}

(1 中国地质调查局, 北京 100035; 2 陕西省地质调查院, 陕西 咸阳 712000;

3 中国地质大学, 北京 100083)

摘要 根据中国大陆洋陆作用的关系和造山带的演化,重新划分了中国斑岩铜矿成矿域和成矿带,将其分为古亚洲、北部特提斯、南部特提斯(喜马拉雅)和环太平洋 4 个成矿域。古亚洲成矿域又分为华北陆块北缘早-中古生代成矿带、哈萨克斯坦地块东北缘晚古生代成矿带、哈萨克斯坦地块南缘中晚古生代成矿带、西伯利亚板块西南缘晚古生代成矿带。特提斯北部成矿域分为中咱地块西缘晚三叠世义敦成矿带、羌塘地块(昌都-思茅地块)北缘古近纪玉龙成矿带、塔里木地块南缘晚古生代-新生代成矿带、扬子地块西缘古近纪成矿带。南部特提斯(喜马拉雅)成矿域分为班公错成矿带和冈底斯成矿带。环太平洋成矿域分晚中生代活动陆缘成矿带和台湾古近纪-新近纪岛弧成矿带。综合分析中国大陆地质演化史与斑岩铜矿成矿地质背景,对中国斑岩铜矿勘查工作具有重要参考价值。

关键词 地质学 斑岩铜矿 大陆边缘 构造演化 成矿条件 中国

中图分类号: P618.41

文献标识码: A

斑岩铜矿以其规模巨大,全岩均匀矿化,埋藏浅,适于露采,选矿回收率高,并常伴有 Mo、Au、Ag 等有益元素可综合利用等特点,成为世界上最重要的铜矿类型,因此一直是矿业界感兴趣的找矿目标。毫无疑问,斑岩铜矿也是当前中国矿业界的首选目标。新一轮国土资源大调查实施以来,中国西部地区斑岩铜矿找矿取得了重要进展,有必要对其进行总结,研究其成矿地质条件,进而提出进一步工作的方向。

斑岩铜矿成矿的基本前提是富含挥发分的花岗质岩浆侵位至浅成-超浅成环境形成小型的斑岩体。Sillitoe(1972)首先提出斑岩铜矿的板块构造成矿模式,即斑岩铜矿是地幔与地壳物质交换作用的产物,成矿母岩主要为洋壳在俯冲作用过程中部分熔融形成的。Titley(1970)和 Burnham(1980)认为活动大陆边缘的钙碱性岩浆-热液是斑岩铜矿的惟一物质来源。此后,斑岩铜矿一直被认为主要产于岛弧带的过渡环境,并确立了环太平洋成矿带、特提斯成矿带和古亚洲成矿带三大全球性斑岩铜矿带。近年来有学者研究(芮宗瑶,2002)表明,有些斑岩铜矿与板块消减作用没有直接的成因联系,可能是由于板内构造岩浆活化作用或走滑断裂带作用导致深源花岗

质岩浆上侵形成的。

本文认为,中国斑岩铜矿的时空分布受具有区域意义的中国大陆初始构造格局及其演化过程所控制,斑岩铜矿主要形成于聚合板块(陆块)活动时期靠近活动大陆一侧的边缘构造-岩浆活动带。因此,需要以活动论观点重新认识中国斑岩铜矿的成矿地质条件。

1 斑岩铜矿床的一般特征

斑岩铜矿的控矿岩体主要为石英二长岩和花岗闪长岩类,少数为偏碱性花岗岩类。斑岩体在时、空上与以安山岩为主的钙碱性火山岩和 I 型钙碱性大岩基共生,并有成因联系;岩体产状多为岩株、岩钟、岩枝和岩脉,地表出露面积多小于 1 km²;具典型斑状结构,常碎裂不完整;基质为隐晶或细粒结构。斑岩体常具被动就位特点,有时为多次脉动侵入的复式岩体,与围岩侵入接触关系清楚,岩体最上部常为同时代的层状安山岩和英安岩;就位深度一般为 2~6 km,有时更浅至 1 km,与次火山岩过渡。

成矿斑岩为 I 型,锶同位素初始值较小,一般为 0.703~0.706,少数可到 0.709(Sillitoe,1987;芮宗瑶等,1984;2004),并富铂族元素(唐仁理等,1995),

第一作者简介 张洪涛,男,1949 年生,博士,研究员,中国地质调查局副局长。

收稿日期 2004-02-11;改回日期:2004-03-18。李岩编辑。

一般来源于上地幔或壳幔过渡带。矿石硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围极窄 ($-0.5\% \sim 5.5\%$), 平均 $\delta^{34}\text{S}$ 值近于 0 (芮宗瑶等, 1984); 铅同位素比值变化也较小, 且较稳定 (黄崇轲等, 2001), 矿质来源比较简单, 与斑岩体同源。稀土元素总量多数较高, 轻稀土富集, 铀异常不明显, 富大离子亲石元素 (芮宗瑶等, 1984)。

斑岩型铜矿体主要赋存于斑岩体内, 或赋存于斑岩体与围岩接触带中。矿石结构主要为浸染状, 少量为细脉状, 矿化较均匀, 有用矿石矿物主要为黄铜矿及斑铜矿, 矿石铜品位一般为 $0.2\% \sim 1.0\%$, 当与矽卡岩共生时, 局部可多次富集形成富矿, 发育有次生富集带时铜品位可达 10% 。

斑岩铜矿具有特征的热液蚀变分带 (Beane 等, 1981), 从斑岩体向外、向上依次为钾化带、绢英岩化带和青磐岩化带, 在绢英岩化带的顶部常有泥化带, 而绢英岩化带内常发育较强的黄铁矿化, 在青磐岩化带常见脉状铅锌矿化。矿化 (矿质沉淀) 发生于钾化带与绢英岩化带的过渡部位。流体包裹体研究证明内部的高温热液蚀变流体来源于斑岩体, 成矿流体沸腾普遍在高于 $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的高温条件下发生 (Chivas et al., 1977; Eastoe, 1978)。

斑岩体、矿体及围岩碎裂较强烈, 微裂隙十分发育, 有时达 $300\text{ 条}/\text{m}$, 芮宗瑶等 (1984) 研究认为, 裂隙的发育程度与矿床规模成正比关系。成矿斑岩体顶部或附近常发育有含铜角砾岩筒 (张洪涛等, 1991), 这是斑岩体析出的大量挥发分引起的隐爆作用所致。

2 斑岩型铜矿的成矿构造背景

2.1 斑岩铜矿主要形成于聚合板块活动时期的活动大陆边缘构造岩浆活动带

Sillitoe (1972) 首先通过对斑岩铜矿的研究, 建立了斑岩铜矿的板块构造成矿模式, 认为斑岩型铜矿空间上与板块俯冲过程中形成的钙碱性岩浆弧共生, 成因上与富铜的大洋板块俯冲, 在深部发生部分熔融有关。Uyeda 等 (1980) 研究认为斑岩铜矿主要形成于压性弧, 如美洲西岸。Sillitoe (1980) 也认为张性弧环境很少形成斑岩铜矿, 如太平洋西缘的日本岛弧。Easto (1978, 1982) 详细研究了新几内亚 Panguna 斑岩铜矿, Sillitoe 等 (1984) 综合研究了菲律宾群岛上的斑岩铜矿, 这些岛弧上的斑岩铜矿与美洲西岸大陆边缘上的斑岩铜矿地质、矿床特征相似, 但规模小, 富含金。

在大陆板块边缘弧 (陆缘弧) 环境和大洋板块边缘弧 (岛弧) 环境都能形成斑岩铜矿, 但在成矿规模上却有很大差异。斑岩铜矿的形成是壳幔长期作用的产物。汇聚板块边缘的造山作用提供了最有利的成矿地质背景, 但是并非所有的斑岩铜矿都产于造山过程, 有些斑岩铜矿可能与大陆裂谷作用有关, 如中国中条山铜矿峪 (黄崇轲等, 2001; 真允庆, 1999)。中国东部中生代斑岩铜矿的成因虽与太平洋板块向西的俯冲作用有关, 但更直接的成矿地质作用则是岩石圈地幔的活化减薄; 西藏的冈底斯矿带则是碰撞后的产物。

2.2 斑岩铜矿的成矿作用与板块活动

大洋壳从俯冲消减到最终消失, 发生陆陆碰撞乃至 B 型俯冲往往是一个极其漫长的过程, 大约需 $400 \sim 800\text{ Ma}$ (潘桂棠等, 2000)。斑岩铜矿仅在几个极小的时间段产生, 是不连续的, 即具有明显的幕式成矿特点。如北美科迪勒拉成矿带斑岩铜矿主要形成于 $74 \sim 48\text{ Ma}$, 之后的 $48 \sim 40\text{ Ma}$ 间是贫矿期。西太平洋岛弧上的斑岩成矿幕为中新世到更新世。北美成矿幕与 Farallon 板块向北美板块俯冲方式从斜向到正常的调整转化相一致 (Coney, 1972; Sawkin, 1990)。同时, 板块汇聚量增大, 钙碱性岩浆活动增强。美洲西海岸斑岩铜矿具有向东、向陆内变新的趋势, 有人认为这是大洋板块俯冲角度由陡变缓的缘故。

Sillitoe (1972) 和 Uyeda 等 (1980) 将岩浆弧分为压性弧和张性弧, 岩浆弧带总体上处于挤压环境, 但成矿斑岩体多具被动就位特点。Lowell (1974) 和 Hollister (1974) 的研究认为斑岩铜矿可形成于张性环境。因此, 挤压背景下由于板块之间作用方式的调整而产生的短时张性环境可为深部含矿岩浆沿深大断裂的上升侵位提供构造前提 (夏斌等, 2000; 高合明, 1995)。

2.3 斑岩铜矿受深大断裂控制

深大断裂, 特别是基底构造的交汇处控制了斑岩铜矿的分布。Hollister (1974; 1975a; 1975b) 系统研究了北美和南美西海岸深大断裂对大型斑岩铜矿的控制作用, 指出有些成矿斑岩体直接侵入于断裂带, 有些在其旁侧, 并强调了平行海沟的走滑断层的作用。芮宗瑶等 (1984) 对中国 40 个斑岩铜矿进行了统计, 发现 57.5% 受多组断裂交汇的控制, 22.5% 受两组断裂交切及褶皱的控制, 12.5% 受断裂旁侧的配套构造控制, 强调了基底构造活化对矿床的控制。

3 中国主要斑岩铜矿成矿域、成矿带及成矿地质条件

斑岩铜矿主要形成于汇聚板块边缘,亦即造山带控制了斑岩铜矿的分布。世界上90%的超大型斑岩铜矿位于环太平洋带,其他分布于古亚洲和特提斯陆内造山带。全球规模的三大造山带在中国均有大面积出露,分别是东部的环太平洋活动带、北方的天山-兴蒙造山带和西部的特提斯-喜马拉雅造山带。每个造山带都控制了与其对应的斑岩铜矿成矿域(见表1)。

3.1 古亚洲成矿域

3.1.1 古亚洲造山带构造演化

古亚洲造山带介于西伯利亚板块和华北陆块-塔里木地块-卡拉库木地块之间,是古生代古亚洲洋

经过复杂的扩张-闭合过程形成的十分宽阔的造山带(任纪舜等,1997),肖序常(1991)称之为古中亚复合巨型缝合带,在中国境内部分称为天山-兴蒙造山带。

古亚洲洋在寒武纪已基本成型,在其后的俯冲消减和碰撞阶段都有斑岩铜矿产生,形成特征明显的古亚洲斑岩铜矿成矿域。由图1可见,古亚洲造山带是一个从南、北两个大陆板块相向增生的“对应但不对称”的复杂造山带(肖序常,1991),主要是西伯利亚板块向南增生,而向北增生较弱。西部的塔里木地块以北的中亚地区由于夹杂了较多的大型地块而使其更加复杂。

古亚洲洋的打开时间还不太明确,造山带内最老的震旦纪蛇绿岩见于蒙古中北部,说明震旦纪至少在局部已发生扩张形成洋壳,而宽阔的古亚洲洋

表1 中国主要斑岩铜矿成矿年龄一览表

Table 1 The ore-forming ages of major porphyry copper deposits in China

成矿域及矿床	测试对象	测试方法	t/ Ma	资料来源	备注
喜马拉雅成矿域					
驱龙	石英二长花岗斑岩	SHRIMP	17.58 ± 0.74	芮宗瑶等,2003a	
	辉钼矿	Re-Os 等时线	15.99 ± 0.32	芮宗瑶等,2003a	
	含矿斑岩中钾长石	K-Ar 年龄	15.77 ± 0.45	芮宗瑶等,2003a	
冲江	二长花岗斑岩	SHRIMP	15.60 ± 0.52	芮宗瑶等,2003a	
	闪长玢岩	SHRIMP	14.54 ± 0.65	芮宗瑶等,2003a	
	辉钼矿	Re-Os 等时线	14.85 ± 0.69	芮宗瑶等,2003a	
	含矿斑岩中钾长石	K-Ar 年龄	16.43 ± 0.31	芮宗瑶等,2003a	
特提斯北部成矿域					
马拉松多	辉钼矿	Re-Os 等时线	36.0	芮宗瑶等,2003a	
			35.4	芮宗瑶等,2003a	
			36.3	芮宗瑶等,2003a	
玉龙	昂克弄正长花岗斑岩	锆石 U-Pb	40.9	马鸿文,1990	
	全岩-矿物	Rb-Sr 等时线	52.0 ± 0.2	马鸿文,1990	初始铯比值 0.70663
	二长花岗斑岩	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	52.84 ± 1.68	马鸿文,1990	
	黑云母二长花岗斑岩和正长花岗斑岩	Rb-Sr 等时线	44.5 ± 2.5	芮宗瑶等,2002	初始铯比值 0.70638
古亚洲成矿域					
土屋-延东	蚀变斜长花岗斑岩	Rb-Sr 等时线	369 ± 69	芮宗瑶等,2002	初始铯比值 0.70328
			360.8 ± 7.8	芮宗瑶等,2002	土屋
		Re-Os 等时线	356 ± 8	芮宗瑶等,2002	延东
			322.7 ± 2.3	芮宗瑶等,2002	
环太平洋成矿域					
乌奴格吐山	花岗闪长斑岩	Rb-Sr 等时线	183.9	秦克章,1998	
	蚀变绢云母	K-Ar 年龄	183.5	秦克章,1998	
小西南岔	黑云母斜长花岗岩	锆石 Pb-Pb 等时线	149	芮宗瑶等,1995	
德兴	花岗闪长斑岩	Rb-Sr 等时线	172	朱训等,1983	
紫金山	萝卜岭花岗闪长斑岩	Rb-Sr 等时线	105 ± 7.2	张德全等,2001	铜金矿化年龄,初始铯比值 0.7066

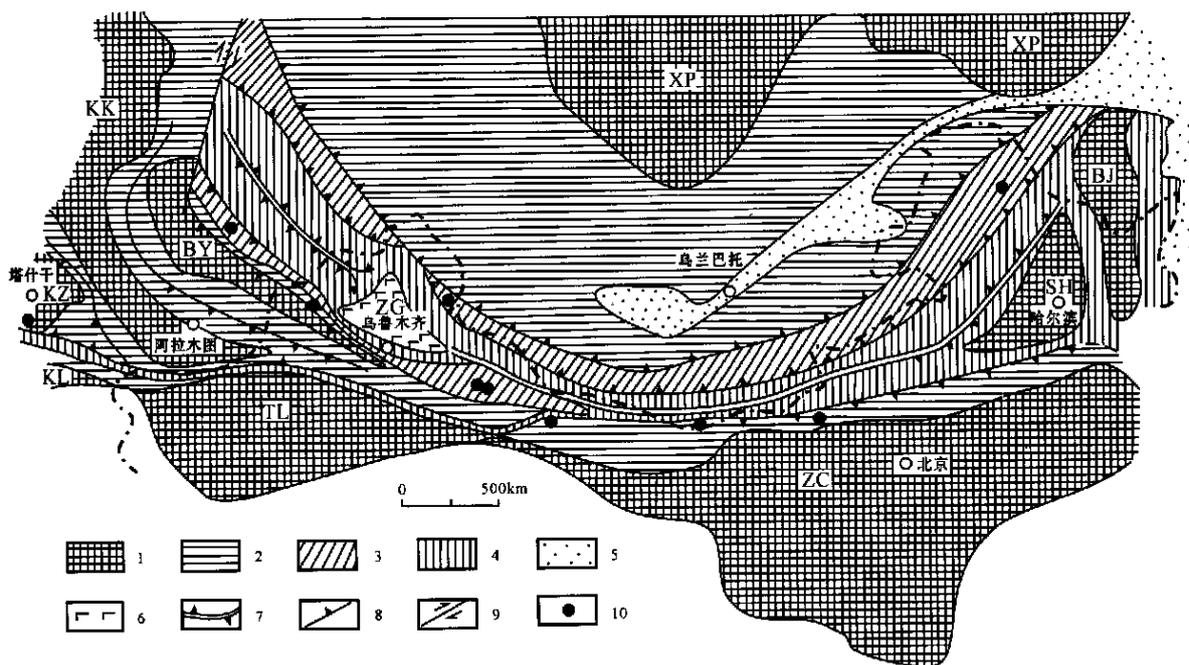


图 1 古亚洲成矿域及斑岩铜矿分布图(据任纪舜等 1997 年资料修改)

1—大陆板块及微地块:XP—西伯利亚板块,TL—塔里木地块,ZC—华北陆块,BY—巴尔喀什-伊犁地块,KK—科克切科夫地块,KZ—克孜勒库姆地块,KL—卡拉库姆地块,SH—松花江地块,BJ—布利亚-佳木斯地块;2—早古生代增生带;3—泥盆纪增生带;4—早-中石炭世增生带;5—中生代活动带;6—准噶尔残余洋盆;7—板块缝合带;8—板块俯冲带;9—走滑断层;10—斑岩铜矿床

Fig.1 Distribution of the Paleo-Asiatic metallogenic province and porphyry Cu deposits (mainly from Ren et al., 1997)

1—Plate and landmass: XP—Siberian plate, TL—Tarim landmass, ZC—North China landmass, BY—Balkhash-Yili landmass, KK—Kokchetav landmass, KZ—Kyzylkum landmass, KL—Karakumy landmass, SH—Songhuajiang landmass, BJ—Buria-Jiamusi landmass; 2—Lower Paleozoic accretion belt; 3—Devonian accretion belt; 4—C₁₋₂ accretion belt; 5—Mesozoic active belt; 6—Junggar residual oceanic basin; 7—Plate suture; 8—Plate subduction zone; 9—Strike-slip fault; 10—Porphyry Cu deposit

则形成于寒武纪;洋壳的俯冲消减始于奥陶纪,向北侧西伯利亚板块的消减形成了宽大的蒙古弧造山带,南界到中国的阿尔泰和蒙古东部,其中的蛇绿岩向南依次变新(肖序常,1991)。向南的消减情形比较复杂,东部向华北陆块俯冲,形成了比较清楚的沟-弧-盆体系(胡晓,1983;唐克东等,1991),向西到甘肃北山一带。

在中国新疆和中亚其他地区,早古生代的构造体制还不十分明确。克孜勒库姆、科克切塔夫-伊赛克、巴尔喀什-伊犁等大型地块与塔里木地块有相似的基底和南华系沉积,震旦纪开始出现活动型沉积,中寒武世之后出现了洋盆,但规模可能不大,随奥陶纪开始的洋盆消减,它们再次拼合,形成了规模较大的哈萨克斯坦地块,“浮于”晚古生代洋盆之中(肖序常,1991)。在此过程中形成了吉尔吉斯晚奥陶世 Taly-Bulak 岛弧型斑岩铜金钼矿。古亚洲洋向最北侧的巴尔喀什-伊犁地块之下俯冲消减的代表是西

准噶尔的唐巴勒、玛依勒山蛇绿混杂岩带(冯益民等,1991),但在伊犁地块北缘目前尚未发现早古生代的斑岩铜矿。

早、中泥盆世是古亚洲洋壳消减、陆壳增生的又一个重要阶段,主要仍是向北增生。以蛇绿混杂岩为代表的向北增生,东起贺根山及以东,向西经蒙古南部戈壁阿尔泰东南与东准噶尔卡拉麦里、西准噶尔达布拉特蛇绿岩相连,进一步向西连接斋桑蛇绿岩(肖序常,1991)。

该阶段向南的增生只发生于北天山,已经拼合了的哈萨克斯坦-中天山地块进一步向北推进,岩浆弧环境形成了土屋-延东斑岩铜矿。

晚泥盆世-石炭纪古亚洲洋最终消失,南北大陆板块发生缝合,缝合带东起内蒙古索伦山,向西接蒙古的索朗克尔蛇绿岩,北天山巴音沟蛇绿岩和玛纳斯河上游蛇绿岩,经准噶尔、西准噶尔的和什托洛盖谷地一带沿 NW 向延出中国境外。准噶尔则是一个

没有消减掉的残余洋壳(肖序常,1991;Coleman,1991;冯益民,1991)。俯冲阶段具向南、向北双向特点,洋壳消失以后两侧大陆板块并未发生强烈碰撞和A型俯冲。该阶段是古亚洲成矿域最主要的斑岩铜矿形成期,多形成世界级超大型矿床,主要位于缝合带南侧大陆边缘,如哈萨克斯坦巴尔喀什湖北侧的博舍库利、阿克塔盖、科恩纳德等矿床,中国境内应对发现该期形成矿床的可能性予以重视。缝合带北侧俯冲延续至碰撞阶段,形成了阿尔泰南部到东北多宝山的石炭纪-二叠纪铜矿床。古亚洲洋最终闭合的另一缝合带位于哈萨克斯坦地块和塔里木地块之间的南天山,该缝合带向西北折连接乌拉尔,向东在北山一带与前述的缝合带相接(任纪舜等,1997),它主要表现为向北俯冲,在其北侧的乌兹别克斯坦塔什干南形成阿尔玛雷克斑岩铜矿,向东可能进入中国境内。

3.1.2 主要斑岩铜矿带特征及成矿地质条件

华北陆块北缘早-中古生代斑岩铜矿成矿带

古亚洲洋在奥陶纪开始向南侧的华北陆块强烈俯冲,在边界部位形成了一个基本连续的沟-弧-盆构造体系,早古生代晚期-早泥盆世自东而西发生弧-陆碰撞,实现了华北陆块的向北增生。岛弧环境形成了内蒙古白乃庙、蒙古 Oyu Tolgoi 和北山公婆泉等斑岩铜(钼、金)矿。

白乃庙铜矿位于华北陆块北缘,断续出露奥陶纪-早志留世大洋火山弧的基性、中性和少量酸性火山岩和火山碎屑岩,东部酸性火山岩增多,矿床位于火山弧特征发生变化的位置;之上被中-晚志留世碎屑岩覆盖(黄崇轲等,2001),成矿岩体为花岗闪长斑岩,侵入于多期片理化的白乃庙群,斑岩体锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 视年龄为 466~694 Ma。

蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩铜金矿位于蒙古南部戈壁阿尔泰地区,南距中国仅 80 km,处于石炭纪增生杂岩带和戈壁早古生代岛弧增生带的交界部位。含矿围岩为以层状安山岩、玄武岩和流纹岩为主的火山弧建造。成矿斑岩体为斜长花岗斑岩、石英闪长玢岩和花岗斑岩,其分布受 NE 向和 EW 向断裂交汇部位及火山机构的控制,且具有典型泥化及绿泥石化中低温铜金矿(化)体的特征,中部矿区深部为斑岩型铜金矿(刘益康等,2003)。成矿作用发生于晚志留世与早泥盆世之间,钾化带黑云母 K-Ar 年龄值为(411±3) Ma。

中国公婆泉斑岩铜矿产于北山造山带,位于华

北和塔里木两大地块之间,南邻特提斯构造域祁连山造山带,从早古生代到石炭纪一直处于洋壳消减带和岩浆弧背景,同时又是石炭纪两条缝合带的交汇部位。长期的活动性和不同方向的断裂构造特别发育是成矿的有利条件(黄崇轲等,2001)。围岩为中-晚志留世以安山岩为主的浅海相火山弧建造,但矿体主要产于斑岩体内。成矿斑岩体花岗闪长斑岩和石英闪长斑岩的 K-Ar 年龄分别为 340、366 和 372 Ma,矿区 15 件铅同位素计算模式年龄为 342.93 Ma,蚀变白云母年龄为 364.5 Ma。

哈萨克斯坦地块东北缘晚古生代成矿带

经过早古生代古亚洲洋的消减,从塔里木地块裂离出来的中亚诸地块发生拼合,形成了哈萨克斯坦地块。随古亚洲洋的向南俯冲消减,其东北缘至石炭纪前一直是岛弧环境,并缓慢向北增生,是古亚洲造山带斑岩铜矿成矿地质构造条件最为有利的地区。在岛弧上自东而西形成了中国东天山土屋-延东、哈萨克斯坦的滨巴尔喀什湖诸矿等具世界级的超大型斑岩铜矿成矿带。

对新疆地质矿产局(1993)、芮宗瑶等(2001;2002a;2002b)、秦克章等(2001)、龙保林等(2001)、任秉琛等(2002)、冯益民等(2002)、刘德全等(2001)的资料综合分析表明,土屋-延东斑岩铜矿带产于泥盆纪岛弧中,即泥盆纪古亚洲洋向南俯冲消减,并使吐哈地块与中天山地块拼接,石炭纪增生发生在吐哈地块北缘,并形成北天山火山岩带,而吐哈地块和其南部为弧后裂谷盆地,正是石炭纪弧后盆地的沉降作用使泥盆纪斑岩铜矿保存下来而未被剥蚀。土屋-延东斑岩铜矿所在的泥盆纪岛弧火山及沉积建造(企鹅山群)夹于康古尔塔格深大断裂和大草滩断裂之间,矿化主要发生在碎屑岩、沉凝灰岩等与富钠粗安质火山岩的交接带,Sr-Nd 等时线年龄值为(416±120) Ma(芮宗瑶等,2002b)。90%的矿体赋存于这套偏碱性火山岩中,东西向延长达 1200 m,成矿斑岩体中仅含 10%的矿体。成矿斑岩体 Rb-Sr 等时线年龄为(369±69) Ma,土屋斑岩体的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为(360±7.8) Ma,延东斑岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为(356±8) Ma,辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为(322.7±2.3) Ma,蚀变岩的 K-Ar 年龄为(341.21±4.9)~(310.95±4.57) Ma(芮宗瑶等,2002b)。

芮宗瑶等(2002a;2002b)认为东天山花岗岩向南有明显的成矿分带性,泥盆纪岛弧带为土屋-延东

斑岩铜矿带,成矿年龄为 360 ~ 310 Ma;向南在中部为康古尔金矿带,成矿年龄为 300 ~ 240 Ma;南带为星星峡银矿带,成矿年龄为 260 ~ 240 Ma。

哈萨克斯坦地块南缘中晚古生代南天山成矿带

位于哈萨克斯坦地块和塔里木地块之间的另一晚古生代古亚洲洋分支于石炭纪向北俯冲,在哈萨克斯坦地块南缘形成陆缘岩浆弧带和相应的南天山斑岩铜矿带。晚石炭世洋壳最终消失,塔里木地块和哈萨克斯坦地块碰撞。新疆那拉提山发现有连续的与花岗岩接触带有关的铜矿化显示,对寻找斑岩型铜矿床具有一定意义,向西在乌兹别克斯坦形成了阿尔玛雷克世界级斑岩铜矿。

据李福春等(1995)和蔡宏渊等(1995a;1995b)资料,阿尔玛雷克斑岩铜钼矿地处库拉明费尔干中间地块南缘库拉明火山深成岩带东段,以铜为主,伴生钼和金。成矿作用具明显的环带状分带性,中部为斑岩型铜-钼(金)矿带,向外为金(银)矿带,最外部为铅-锌-银(铋、钨)矿带。矿区断裂构造十分发育,成矿斑岩体和矿床的东西和北西部受两种断裂体系交汇部位控制,基底为里菲期变质岩,赋矿围岩为泥盆系碎屑岩和火山岩地层。小型斑岩体为闪长岩-花岗闪长岩-石英二长岩建造,沿 NW 向构造带分布,K-Ar 年龄为 300 ~ 320 Ma。矿床蚀变强烈,由内向外分石英-钾长石化带、石英绢云母化带、石英伊利石水云母化带和青磐岩化带等。斑岩成岩年龄和矿化年龄接近,其中,近似成矿年龄为石英绢云母岩 309 ~ 315 Ma,泥岩 274 Ma,青磐岩 305 Ma(李福春等,1995)。

西伯利亚板块西南缘晚古生代成矿带

早古生代,西伯利亚板块已向南增生至中国的阿尔泰地区和内蒙古东部,晚古生代泥盆纪的增生使其进一步向南推进,石炭纪古亚洲洋向北的俯冲,使其南缘成沟-弧构造背景,岩浆弧上形成斑岩铜钼(金银)矿。

阿尔泰断裂以南因受阿尔泰大断裂控制,形成了一些斑岩铜钼矿床及矿点,这些矿床(点)与晚石炭世花岗闪长斑岩有关,如卡拉先格尔铜矿。2003 年新疆地矿局在富蕴县南部的哈腊苏斑岩铜矿找矿工作取得了突破。

东端的东北地区,典型矿床为多宝山铜钼(金银)矿,位于鄂伦春地块上(芮宗瑶等,1984;黄崇轲等,2001;任纪舜等,1997),奥陶纪-志留纪有强烈的基性-酸性火山活动,泥盆纪拼接于增生的西伯利亚

板块南缘,石炭纪洋壳向北俯冲和挤压,使基底 NW 向断裂张开,为成矿斑岩体被动侵位提供了潜在的空间。成矿岩体为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩,花岗闪长岩 Rb-Sr 等时线年龄值为 (310 ± 17) Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 0.7058,花岗闪长斑岩 Rb-Sr 等时线年龄值为 283.1 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为 0.7054(芮宗瑶等,1984)。与阿尔泰南侧有所不同,成矿作用延续到了早二叠世早期,属碰撞后成矿。以花岗闪长斑岩为中心向外出现环状蚀变分带,依次为:硅化石英核、钾硅酸盐蚀变带、绢英岩化带和青磐岩化带。

3.2 特提斯北部成矿域

3.2.1 特提斯北部造山带构造演化

特提斯北部造山带位于塔里木地块和华北陆块以南,羌塘地块(属冈瓦纳大陆)以北,是劳亚大陆与冈瓦纳大陆之间的特提斯洋经复杂的扩张-俯冲消减作用形成的巨型造山带。特提斯洋的形成源于 Rodinia 超大陆的裂解,基本上始于震旦纪,寒武纪原特提斯洋已基本成形(肖序常等,2000;潘裕生等,2000;张国伟等,2001;姜春发等,1992;2000;程裕淇,1994;潘桂棠等,2000)。特提斯洋壳在奥陶纪开始俯冲消减,主要向北消减,北部塔里木地块和华北陆块向南增生;至早古生代末,昆仑以北区域的东-西昆仑、祁连和北秦岭已拼接于塔里木地块和华北陆块,并发生了块体间的强烈碰撞和隆升,由于隆升,这一时期可能形成的斑岩铜矿已被剥蚀(晚古生代的碎屑沉积岩中有沉积型铜矿)。南部的昌都地块拼接于属于冈瓦纳大陆的羌塘地块。晚古生代古特提斯洋继续向北俯冲,在其边缘形成了基本连续的沟-弧-盆构造体制。岛弧和弧前盆地中形成较多的铅锌矿、铋(金)矿和斑岩型铜矿化;二叠纪弧后盆地开始双向俯冲,中二叠世末消失,发生弧-陆碰撞。扬子地块与华北陆块发生碰撞并进一步发生向北的 A 型俯冲。晚二叠世-三叠纪,特提斯洋南部的冈瓦纳大陆开始裂解,残余洋壳发生被动的双向俯冲,盆地中堆积了向上变粗的巴颜喀拉山群和三江地区的相当地层。这种作用一直持续到了新生代。北部特提斯斑岩铜矿的形成与残余洋壳被动的俯冲有关,南部与特提斯(喜马拉雅造山带)的几次碰撞事件有关,在三江地区陆陆碰撞先后形成了义敦岛弧斑岩铜矿带、玉龙斑岩铜矿成矿带和与之对称的扬子板块西缘斑岩铜矿成矿带。向北的俯冲使晚古生代大洋岛弧带在三叠纪和中新生代具有大陆边缘岩浆弧

的特点,产生了木孜塔格-云雾岭-克里雅斑岩铜矿带。另一强烈挤压部位——帕米尔构造结部位应该具有很好的斑岩铜矿成矿条件。中生代秦岭地区的A型俯冲,产生了斑岩型钼矿带。

3.2.2 主要斑岩铜矿带特征及成矿地质条件

中咱地块西缘晚三叠世义敦成矿带

义敦成矿带位于中咱微地块东缘,中咱地块是晚二叠世-三叠纪特提斯残留洋中为数不多的几个小型地体之一。三叠纪由于羌塘地块向北、东的推拥挤压,使残留洋壳被动地向南、西侧俯冲消减,向西侧中咱微地块之下的俯冲产生了义敦岛弧带,义敦岛弧带位于甘孜-理塘断裂以西,以东是复理石增生楔,以金矿化为主,如甘孜丘洛金矿。义敦岛弧带在三叠纪早期以大量基性火山岩为主,晚期则以中酸性火山岩及中酸性岩浆侵入为主。挤压作用使基底中的近东西向断裂张开,为成矿斑岩体的侵位提供了空间,形成了密集的斑岩铜矿化,成矿潜力很大,以中甸雪鸡坪斑岩铜矿和近年来新发现的普朗斑岩铜矿为代表。

雪鸡坪斑岩铜矿区及外围出露的地层为中三叠统格咱组、上三叠统雪鸡坪组和红山组,系一套陆源碎屑复理石和以安山岩为主的海相火山岩建造,厚近万米,但矿区内仅出露雪鸡坪组。矿区侵入岩与火山岩同期同源,并向火山岩过渡,侵入岩为石英二长斑岩、二长花岗斑岩,含矿岩体为石英闪长玢岩,岩体中黑云母 Rb-Sr 法年龄值为 224.6 Ma,与地层时代吻合(黄崇轲等,2001)。近矿围岩蚀变总体由斑岩体向外依次为:钾长石-黑云母化带、石英-绢云母化带、伊利石-碳酸盐化带和青磐岩化带。

普朗地区地表已发现有 3 个面状蚀变矿化斑岩体,面积分别为 0.85、0.24 和 0.13 km²,经工程进一步揭露控制矿体 4 个。总体上,中甸地区铜矿化与印支期斑岩体关系密切,斑岩体侵入于硅铝质岩石中。矿化、蚀变强度与含矿岩体剥蚀程度有关,雪鸡坪铜矿剥蚀较深,普朗铜矿中等剥蚀,松诺、卓码等铜矿点剥蚀较浅。

羌塘地块北缘古近纪玉龙成矿带

三叠纪残留洋盆被动俯冲消减过程被陆源碎屑复理石充填,并发生褶冲变形,但仍有大量洋壳伏于三叠系沉积层之下,继续向两侧被动俯冲,昌都-思茅地块边缘从三叠纪到新生代一直处于缓慢发展的陆缘岩浆弧背景中,晚古生代-三叠纪主要为海陆交互相基性-中酸性火山活动,三叠纪伴有中酸性岩浆

侵入,侏罗纪到白垩纪以中酸性侵入岩为主,伴有铜钼矿化,新生代酸性和中酸性侵入活动强烈。由于印度板块与拉萨地块的强烈碰撞[(40.8 ± 0.4) Ma],使残留洋壳的俯冲突然加速,同时发生右旋走滑,造成成矿斑岩体快速被动侵位,形成了矿化密集的玉龙斑岩成矿带。成矿带从夏日多到芒康长达 280 km,向 NW 进入青海有纳日贡玛斑岩铜矿(芮宗瑶等,2002;2003b),向南延入云南有双龙含铜斑岩(含铜石英闪长斑岩),进一步找矿潜力巨大。斑岩体岩性主要为二长花岗斑岩、花岗斑岩、石英二长斑岩、正长斑岩和花岗闪长斑岩,由北向南向偏碱性变化。但岩体时代基本一致,锆石 U-Pb 年龄值:玉龙岩体为(40.9 ± 0.1) Ma,多霞松多岩体为(37.5 ± 0.2) Ma,马拉松多岩体为(37.1 ± 0.2) Ma,扎拉尕岩体为(38.5 ± 0.2) Ma,莽总等岩体为(37.6 ± 0.2) Ma(梁华英,2002)。含矿斑岩体侵入三叠系,并受断裂和背斜构造控制。

玉龙矿床具典型的斑岩铜矿蚀变特征,岩体内部为钾化、硅化,几乎全岩硅化,叠加电气石化,岩体内接触带为石英绢云母化,外接触带有矽卡岩化、角岩化和泥化,最外围为青磐岩化。从斑岩体到围岩,内带以铜钼(钨)矿化为主,外带以铜、铅、锌、银、钴等矿化为主。

扬子地块西缘古近纪成矿带

与玉龙成矿带相呼应,印度板块的碰撞,特别是东构造结部位强烈的挤压,造成北特提斯残留洋壳同时向东侧的扬子地块之下俯冲,在扬子地块西缘产生边缘岩浆弧带,扬子地块向东的逃逸发生大规模右旋走滑并形成拉分盆地,拉分盆地边缘断裂为成矿斑岩体快速侵位提供了潜在空间,形成了扬子地块西缘斑岩成矿带,矿床规模不大,如四川西坪坪铜矿,云南马厂箐铜钼矿,金平长安、铜厂铜金矿等,成矿时代为 30 ~ 40 Ma(毕献武等,1999;陈培荣等,1997;肖渊甫等,1999)。

该成矿带的成矿斑岩体以强烈富碱而独具特色,属亚碱性系列,如马厂箐斑岩体为正长斑岩和似斑状碱性花岗岩(36 Ma),SiO₂[w(B),下同]平均为 68.86%,K₂O 大于 Na₂O, K₂O + Na₂O 平均为 8.59%,ΣREE 高,达 244.9 × 10⁻⁶,LREE 强烈富集,铈异常不明显,富 Sr、Zr、Nb 等大离子亲石元素(毕献武等,1999)。

西范坪岩体主体为巨粗斑角闪石英二长斑岩[角闪石的⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄为(47.52 ± 0.95) Ma;钾长

石的 K-Ar 年龄为 $(51.9 \pm 0.8) \text{ Ma}$], 晚期为中细斑黑云角闪石英二长斑岩(黑云母的 K-Ar 年龄为 $34.6 \sim 34.1 \text{ Ma}$; 角闪石的 K-Ar 年龄为 32 Ma)。稳定同位素和铅同位素均显示成矿元素及硫来源于深部, 早期流体主要来源于岩浆, 晚期有较多大气降水参与, 和钙碱性斑岩有相似的热液蚀变和矿化特征(陈培荣等, 1997; 肖渊甫等, 1999)。

该成矿带斑岩的富碱性在玉龙成矿带已有所显示, 这是北部特提斯成矿域中-新生代斑岩铜矿的普遍特征, 可能是洋壳玄武岩熔融产生的含矿岩浆与同时俯冲的复理石碎屑岩熔融产生的不含矿岩浆不同程度混合的结果, 而不是板内裂谷作用产生的典型 A 型花岗岩。

塔里木地块南缘晚古生代-新生代成矿带

紧邻三叠系巴颜喀拉山群北侧分布的岩浆岩带, 在晚古生代是古特提斯洋主动俯冲形成的沟-弧-盆构造体系, 也是晚二叠世-新生代北部特提斯残留洋壳被动俯冲的岩浆弧带, 具有很好的斑岩铜矿成矿地质条件, 与玉龙成矿带、义敦成矿带、扬子西缘成矿带共同构成了环绕残留洋壳分布的统一、完整的斑岩铜矿成矿带, 但由于自然条件所限, 工作程度很低, 目前并未引起人们的重视。

新疆麻扎一带晚古生代大洋岛弧侵入岩建造中与辉长岩、闪长岩、石英闪长岩共生的似斑状细粒花岗闪长岩中可见全岩铜矿化, 只是含铜较低, w_{Cu} 仅 $0.1\% \sim 0.2\%$ 。

晚三叠世-侏罗纪该带特别是西昆仑地区岩浆侵入活动强烈(与南部特提斯体系斑公湖-怒江洋盆的消失和两侧陆块碰撞有关), 是主要矿化阶段。于田县南古里雅冰盖北坡阿塔木帕下以西, 东西长达 20 km 范围内的冰碛砾石中有大量的含铜花岗岩砾石, 岩性为中粗粒似斑状二长花岗岩[昆仑主脊花岗岩, 锆石 U-Pb 年龄值为 $(208.1 \pm 0.5) \text{ Ma}$], w_{Cu} 0.56% , w_{Ag} 10.3×10^{-6} , 含矿花岗岩砾石中有大量热液蚀变矿物电气石。结合遥感资料分析, 在冰盖之下可能有一受断裂控制的呈连续串珠状分布的成矿斑岩体, 铜矿化主要发生于二长花岗岩围岩之中。在其北侧同期近东西向展布的断裂破碎带宽达 $30 \sim 200 \text{ m}$, 长约 30 km , 也有普遍的铜、银矿化。晚三叠世-侏罗纪的二长花岗岩与其南侧分布的三叠纪巴颜喀拉山群有非常相似的地球化学特征, 说明随残余洋壳向北俯冲的巴颜喀拉山群碎屑岩可能是该期大型花岗岩基的主要源岩。在东昆仑木孜塔格一

带, 成矿岩体为似斑状细粒二长花岗岩, 岩体规模小, 受断裂控制, 呈弧形串珠状分布, 也含较多热液电气石, 时代为侏罗纪。向东的青海兴海铜峪沟铜矿为该时期成型的斑岩铜矿, 与之相近的赛什塘铜矿可能是与酸性次火山岩有关的矽卡岩型矿床。

新生代沿该带及以北地区的深源, 显示岛弧特点的偏碱基性-中酸性火山(含次火山)活动强烈, 目前已发现了零星矿化, 如云雾岭斑岩铜矿, 斑岩体年龄值为 10 Ma 。

3.3 特提斯南部(喜马拉雅)成矿域

3.3.1 特提斯南部造山带构造演化

北部特提斯洋在晚二叠世以后停止扩张, 变成死洋的同时, 其南侧的冈瓦纳大陆却发生了裂解, 这些因大陆裂解而产生的洋盆规模不大, 又很快发生俯冲消减而消失, 两侧的陆块(板块)发生碰撞, 之间形成含蛇绿岩的增生杂岩带(缝合带)和碰撞造山带。中国境内有两个较大的缝合带, 一个是羌塘地块和拉萨地块之间的斑公湖-怒江增生杂岩带, 一个是拉萨地块和喜马拉雅地块之间的雅鲁藏布江增生杂岩带。在这两个杂岩带北侧的大陆边缘岩浆弧背景中形成了两个斑岩铜矿带(图 2)。

3.3.2 主要斑岩铜矿带特征及成矿地质条件

班公错成矿带

班公湖-怒江蛇绿混杂岩带所代表的洋盆在早-中侏罗世闭合, 局部到晚侏罗世, 其北侧的羌塘地块南缘仅在改则西北 90 km 处发现了多不杂斑岩铜金矿床, 矿体厚度超过 300 m , 含金较高。向西可能与伊朗萨尔特什梅和巴基斯坦赛恩达克斑岩铜矿相连, 成矿时代为古近纪。

冈底斯成矿带

拉萨地块和喜马拉雅地块之间的裂离时间还不确定, 新的资料显示可能在晚二叠世就已开始, 洋壳的向北俯冲始于白垩纪, 中新世两侧地块发生碰撞。在拉萨地块南缘形成了规模宏大的陆缘岩浆弧, 岩浆弧深成侵入岩时代为白垩纪到新近纪($120 \sim 24 \text{ Ma}$), 在 $55 \sim 45 \text{ Ma}$ 和 $30 \sim 24 \text{ Ma}$ 时形成两个活动高峰, 分别对应于碰撞和高原隆升两个重大事件。岩浆弧火山活动为晚古新世-早始新世($65 \sim 40 \text{ Ma}$), 与碰撞事件大致吻合。高原发生快速隆升以后出现 SN 向裂谷体系, 沿张性断裂发生钾质钙碱性火山喷发($10 \sim 15 \text{ Ma}$)和小型高位酸性岩浆侵入($10 \sim 20 \text{ Ma}$), 形成了东西成带、南北成串的含矿斑岩。含矿斑岩主要为白色二长花岗斑岩和花岗闪长斑

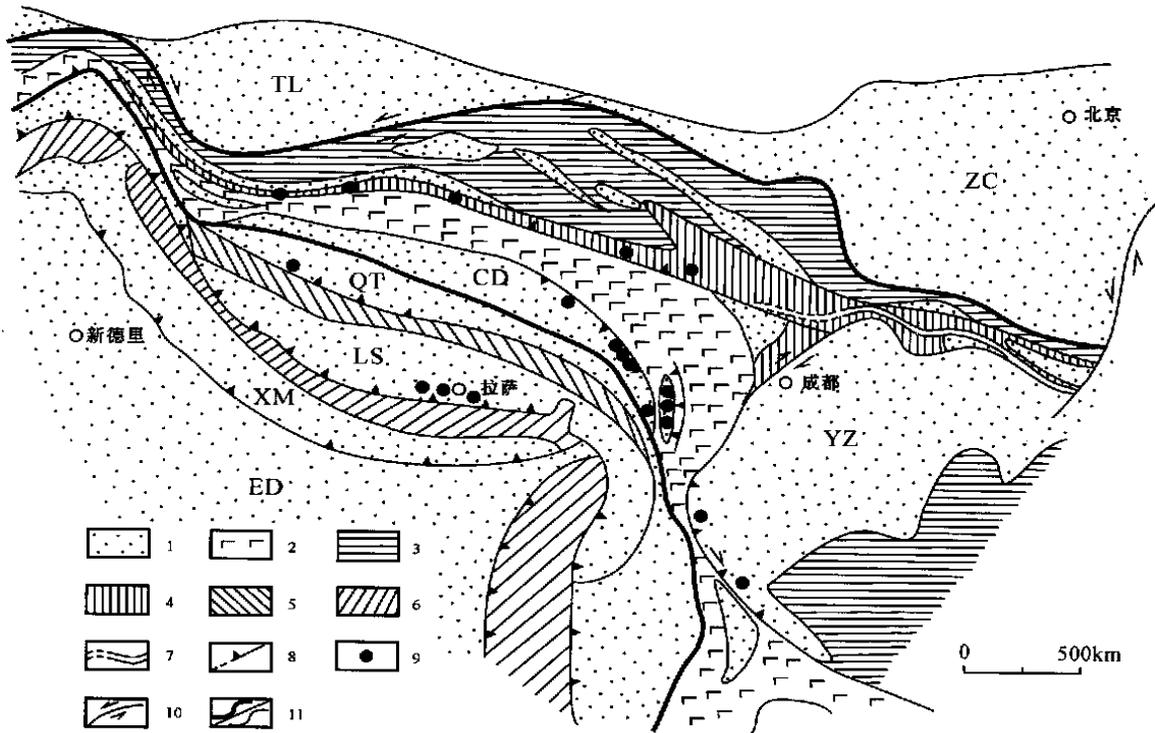


图2 特提斯成矿域及斑岩铜矿分布图(据任纪舜等,1997年资料修改)

- 1—大陆板块及微地块:TL—塔里木地块,ZC—华北陆块,YZ—扬子地块,CD—昌都地块,QT—羌塘地块,LS—拉萨地块,XM—喜马拉雅地块,ED—印度地块;2—北部特提斯残留洋壳;3—早古生代增生带;4—晚古生代增生带;5—中生代增生带;6—新生代增生带;
7—实测及推测板块缝合带;8—实测及推测板块俯冲带;9—斑岩铜矿床;10—走滑断层;11—成矿域/构造带界线

Fig. 2 Distribution of the Tethys metallogenic province and porphyry Cu deposits (mainly from Ren et al., 1997)

- 1—Plate and landmass: TL—Tari landmass, ZC—North China landmass, YZ—Yangtze landmass, CD—Changdu landmass, QT—Qiangtang landmass, LS—Lhasa landmass, XM—Himalaya landmass, ED—India landmass; 2—North Tethys oceanic crust; 3—Lower Paleozoic accretion belt; 4—Upper Paleozoic accretion belt; 5—Mesozoic accretion belt; 6—Cenozoic accretion belt; 7—Measured and inferred plate suture zone; 8—Measured and inferred plate subduction zone; 9—Strike-slip fault; 10—Porphyry Cu deposit; 11—Boundary of metallogenic province/ tectonic belt

岩,少数为石英二长斑岩。在日喀则以北至拉萨以东的驱龙一带,东西长约400 km,南北宽约50 km的范围内自东而西已发现了甲马、驱龙、拉抗俄、南木、厅宫、冲江和洞嘎等大中型矿床和一系列矿化点,成矿潜力巨大。

冈底斯斑岩铜矿在成矿元素组合上具有一定的分带性。成矿带可分三段,东段有甲马、驱龙和拉抗俄等矿床,斑岩属钾玄岩系列;中段有南木、冲江和厅宫等矿床,斑岩属高钾钙碱性系列;西段有洞嘎、雄村等矿床,成矿斑岩为闪长玢岩,具Cu、Au矿化,具岛弧特点。矿床特征反映出东段靠近陆内,西段靠近俯冲带(曲晓明等,2001)。

目前,对东西延伸长达400多公里的冈底斯斑岩铜矿的调查评价工作正全面推进,初步控制铜资源量200多万吨;斑岩铜矿外围常见有品位富、规模

大的矽卡岩型铜矿或铜铅锌矿床;西段谢通门一带有铜金矿床发育。冈底斯南缘克鲁、冲木达、朗达铜矿等矽卡岩型铜金矿床在区域上更靠近火山建造,具有较大的找矿潜力。冈底斯成矿带辉钼矿的Re-Os等时线年龄,驱龙为 (15.99 ± 0.32) Ma,冲江 (14.58 ± 0.69) Ma, (14.04 ± 0.16) Ma,南木 (14.67 ± 0.2) Ma,拉抗俄13.5~13.6 Ma,成矿时间相当集中(曲晓明等,2001;芮宗瑶等,2003a;侯增谦等,2003a;2003b)。

南部特提斯体系的两个洋盆在俯冲期发育有较完善的边缘岩浆弧但不成矿,而成矿作用均在对应的洋壳结束,即发生陆-陆碰撞以后相当长的时间才发生。本文认为原大陆板块由于地幔上涌使其裂解并被减薄、加热,至再次拼合均处于薄、热且相对柔软的状态,它们的碰撞并不立即表现为大规模的隆

升成山,而是横向缩短, Murphy 等(1973)研究认为白垩纪以来拉萨地块南北向缩短了 180 km,基本上是缩短了一半。缩短使其变厚、冷却,然后因重力均衡而降升。薄、热、软的大陆板块更易于洋壳的俯冲,而下插的洋壳由于上覆大陆板块较薄,压力不足以发生榴辉岩相变质,不能产生富铜岩浆,这种岩浆可能待上覆地壳有了足够的厚度才产生。

3.4 环太平洋成矿域

对中国东部的环太平洋斑岩铜矿成矿域的研究工作开展早,研究程度高,该成矿域一直是中国铜矿的主要产地,如著名的德兴铜矿、小西南岔铜金矿、紫金山铜金矿、金瓜石铜金矿等。由于篇幅所限,本文对此不作详细论述。该成矿域在成因上与太平洋板块对欧亚板块的俯冲作用有关。

由于太平洋板块高角度向下俯冲,阻挡了大陆板块之下软流圈的对流而发生上涌,致使大陆板块加热,岩石圈地幔减薄。这一作用使中国东部在侏罗纪-白垩纪发生大致平行于俯冲带的 NE 向塌陷沉降,由于晚侏罗世-早白垩世的下地壳及上地幔的温压条件适合富铜岩浆的产生,因此形成了规模宏大的斑岩铜矿成矿带。成矿斑岩体的侵位受基底断裂和大型活化断裂的控制,特别是受古板块缝合带的控制,因此常成群成带出现。

4 结 论

斑岩铜矿主要形成于聚合板块的活动大陆一侧,一般为典型的边缘构造岩浆活动带的陆缘弧和岛弧环境。中国斑岩铜矿总的特点是矿产类型多、成矿时期多、地域特色明显、成矿方式多样和成矿作用叠加等。中国疆域辽阔,地质构造条件复杂,岩浆活动频繁,具有良好的斑岩铜矿成矿前提。

在空间上,中国大陆自太古代以来以塔里木、华北、华南、藏滇等块体为核心,经历了陆核孕育、陆块形成、陆块发展、陆内造山(活化改造)等复杂的多期次的演化阶段,青藏地区的板块碰撞和高原隆起、滨太平洋地带强烈的陆内造山、古亚洲洋的频繁开张闭合等地质事件,对形成斑岩铜(金)矿床十分有利。应当指出的是,上述一级构造单元的边界已经引起了地质学家乃至矿床学家的的高度重视,但是对其历史上形成的次级、更次级地质单元边界的成矿可能性往往未予重视。从这一点讲,重新审视中国大陆各个地质单元的演化过程及相互关系,深入研究特

定区域、特定时间段的成矿条件,乃是当前寻找斑岩铜矿的重要战略方向。在时间上,中国大陆的构造-岩浆演化过程,均有可能以某种地质事件为“载体”,留下各种矿化元素活动、迁移、富集、叠加(或贫化)的痕迹。对地质学家而言,不得不详细解析目前观察到的、反复叠加过的终极地质现象的过程,从所谓“多来源、多期次、多成因”的地质表象中寻找出成矿作用(地质事件)的主导因素。从这一点上讲,抓住“主成矿幕”的主导地质事件,是寻找斑岩铜矿最关键的基础性工作。在成因上,斑岩铜矿是地壳深部作用在地球表层的体现,任何单一的成矿假说都难免具有片面性和局限性。以冈底斯山铜矿带为例,就某些局部特征而言,矿化作用既可以表现出火山碎屑岩的“层控性”特征,也可以表现为低温矿物组合的“浅成低温热液型”特点,但是离开整个岩浆弧的演化背景,离开矿质-热液的深部终极来源,在找矿过程中往往会无所适从。因此,透过表生现象,寻找深部的蛛丝马迹的本质特征,恐怕是回避不了的重大研究课题。

本文认为,重新认识中国大陆的地质演化历史,综合分析具有中国大陆特色的斑岩铜矿成矿地质背景,将会极大地改变当前寻找斑岩铜矿困难重重的被动局面。应该说,中国大陆寻找新的具有一定规模的斑岩铜矿远景区的空间是广阔的,形势是乐观的,其中特提斯-喜马拉雅成矿域将是中国寻找斑岩铜矿的首选地区,尤其是晚三叠世义敦岛弧带和冈底斯成矿带,可能具有巨大的找矿潜力;其次是工作程度相对不足的古亚洲成矿域,其中的华北陆块北缘早古生代晚期-早泥盆世形成的沟-弧-盆构造体系、哈萨克斯坦地块北缘泥盆纪-石炭纪形成的天山构造岩浆弧,是寻找大型斑岩铜矿的有利地区。此外,横贯中国大陆的东西向超高压变质带,特别是西部的北祁连、东昆仑西段、阿尔金等岩浆活动带,是否代表了某一个(或几个)重要地块的地质界线?如果是,那么其相应的陆内汇聚中心旁侧是否具备斑岩铜(金)矿的成矿条件,值得地质学家深入思考。

References

- Beane R E and Tittle S R. 1981. Porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, (75th Anniv.): 214 ~ 269.
- Bi X W, Hu X Z, Yie Z J, et al. 1999. Relationship between A-type granite and copper deposits — A case of Machangqing[J]. *Sci. in China (Series D)*, 29(6): 489 ~ 495 (in Chinese).

- Cai H Y and Li F C. 1995a. Geological characteristics of Aemaleik porphyry deposit-geological characteristics of ore deposit[J]. Mineral Resources and Geology, 9(2) : 87 ~ 94 (in Chinese with English abstract) .
- Cai H Y and Li F C. 1995b. Geological characteristics of Aemaleik porphyry deposit- mineralizing conditions and metallogenetic model[J]. Mineral Resources and Geology, 9(3) : 180 ~ 184 (in Chinese with English abstract) .
- Carroll A R, Graham S A, Hendrix M S, et al. 1991. Characteristics of sedimentation in Late Paleozoic Junggar basin and its basement[A]. In: A selection of papers about tectonic evolution of the southern margin of the Paleo-Asian composite megasuture[C]. Beijing: Beijing Sci. & Techn. Press. 136 ~ 147 (in Chinese) .
- Chen P R, Xu S T, Wang R C, et al. 1997. Physico-chemical characteristics and genesis of highly copper-rich fluid in the Xifanping porphyry copper deposit, Yanyuan County, Sichuan Province[J]. Geochimica, 26(5) : 54 ~ 61 (in Chinese with English abstract) .
- Cheng Y Q. 1994. Conspectus of Chinese regional geology[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese) .
- Chivas A R and Wilkins R W T. 1977. Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at Koloula porphyry copper deposit, Guadacanal[J]. Econ. Geol., 72: 153 ~ 169 .
- Coney P J. 1972. Cordilleran tectonics and North American plate motion [J]. Am. J. Sci., 272: 603 ~ 628 .
- Eastoe C J. 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Panguna New Guinea[J]. Econ. Geol., 73: 721 ~ 742 .
- Eastoe C J. 1982. Physics and chemistry of the hydrothermal system at Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Panguna New Guinea[J]. Econ. Geol., 77: 127 ~ 153 .
- Feng Y M, Zhu B Q, Xiao X C, et al. 1991. Tectonic evolution of the West Junggar, Xinjiang, China[A]. In: A selection of papers about tectonic evolution of the southern margin of the Paleo-Asian composite megasuture[C]. Beijing: Beijing Sci. & Techn. Press. 66 ~ 91 (in Chinese) .
- Feng Y M, Zhu B Q, Yang J L, et al. 2002. Tectonics and evolution of the eastern Tianshan mountains — A brief introduction to “ Tectonic map (1: 500 000) of the eastern Tianshan mountains of Xinjiang ” [J]. Xinjiang Geol., 20(4) : 309 ~ 314 (in Chinese with English abstract) .
- Gao H M. 1995. A summary of researches on porphyry copper deposits [J]. Advance in Earth Sciences, 10(1) : 40 ~ 46 (in Chinese with English abstract) .
- Hollister V F. 1974. Regional characteristics porphyry copper deposits of the South America[J]. Soc. Mining Engineers AIME Trans., 255: 45 ~ 53 .
- Hollister V F and Sirvas E B. 1974. The Michiquillay porphyry copper deposit[J]. Mineral Deposits, 9(2) : 261 ~ 269 .
- Hollister V F. 1975. An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits[J]. Minerals Sci. Engng., 7: 225 ~ 233 .
- Hollister V F and Bernstein M. 1975. Copaque, Chile: its geologic setting and porphyry copper deposit[J]. Trans. Soc. Min. Eng. Am. Instn. Min. Metall. Engng., 258: 137 ~ 142 .
- Hou Z Q, Mo X X, Gao Y F, et al. 2003a. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits: Case studies for porphyry copper belts in Tibetan plateau and in northern Chile[J]. Mineral Deposits, 22(1) : 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract) .
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X, et al. 2003b. Re-Os ages of molybdenite in the Gandese porphyry copper belt in south Tibet: duration of mineralization and application of the dynamic setting[J]. Sci. in China (Series D), 33(7) : 609 ~ 618 (in Chinese) .
- Hu X. 1983. Blueschist of Neimengu earth's axis and its geological characteristics[J]. Acta of Hebei Geology College, 1: 17 ~ 29 (in Chinese with English abstract) .
- Huang C K, Bai Z, Zhu Y S, et al. 2001. The porphyry copper deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 57 ~ 198, 142 ~ 153 (in Chinese) .
- Jiang C F, Yang T S, Feng B G, et al. 1992. Opening-closing tectonics in Kunlun mountains[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese) .
- Jiang C F. 2000. Opening-closing tectonics of Central orogenic belt in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese) .
- Li F C and Cai H Y. 1995. Geological characteristics of Aemaleik porphyry deposit-regional mineralization background[J]. Mineral Resources and Geology, 9(1) : 18 ~ 22 (in Chinese with English abstract) .
- Liang H Y. 2002. New advances in the research on diagenetic mineralization of porphyry copper deposits in southeast margin of Qinghai-Xizang (Tibet) plateau[J]. Geology in China., 21(4) : 365 (in Chinese with English abstract) .
- Liu D Q, Tang Y L and Zhou R H. 2001. Metallogenetic conditions and prospecting of porphyry deposits, Xinjiang[J]. Xinjiang Geol., 19(1) : 43 ~ 48 (in Chinese with English abstract) .
- Liu Y K and Xu Y B. 2003. The prospecting and main features of Oyu Tolgoi porphyry Cu-Au deposit in Mongolia[J]. Geology and Prospecting, 39(1) : 1 ~ 4 (in Chinese with English abstract) .
- Long B L, Xue Y X, Feng J, et al. 2001. Prospecting model of the porphyry copper deposits East Tianshan, Xinjiang[J]. Geology in China, 28(5) : 35 ~ 38 (in Chinese with English abstract) .
- Lowell J D. 1974. Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest[J]. Econ. Geol., 69: 60 ~ 617 .
- Ma H W. 1990. Granitoid and mineralization of the Yulong porphyry copper belt in eastern Tibet[M]. Beijing: Press of China University of Geosciences. 157p (in Chinese with English abstract) .
- Murph M A, Yin A and Harrison T M. 1997. Significant crustal shorting in south-central Tibet, prior to the Indo-Asian collision[J]. Geol., 25: 719 ~ 722 .
- Pan G T. 2000. Constitution and geological evolution of eastern Tethys [M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract) .
- Pan Y S. 2000. Geological evolution of Karakorum and Kunlun mountains[M]. Beijing: Sci. Press (in Chinese with English abstract) .

- Qin K Z. 1998. Paleozoic porphyry-subvolcanic rocks-epithermal Cu, Mo, Pb, Zn, As mineralized system in the south section of Erguna [J]. *Mineral Deposit*, 17(Supp.): 201 ~ 206 (in Chinese) .
- Qin K Z, Fang T H, Wang S L, et al. 2001. Discovery of the Kalatage Cu-Au mineralized district and its prospecting potentiality, Paleozoic uplift at the south margin of the Tu-Ha Basin[J]. *Geology in China*, 28(3): 16 ~ 23 (in Chinese with English abstract) .
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt: The second "Yulong" porphyry copper belt in Tibet[J]? *Mineral Deposits*, 20(4): 255 ~ 366(in Chinese with English abstract) .
- Oyayzun R and Marquez A. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism[J]. *Mineralium Deposita*, 36: 794 ~ 798 .
- Ren B C, Yang X K, Li W M, et al. 2002. The mineralization geological characteristics and the deposit comparison of Tuwu largest type porphyry copper deposit in eastern Tianshan Mountain[J]. *Northwestern Geol.*, 35(3): 67 ~ 75 (in Chinese with English abstract) .
- Ren J S, Wang Z X, Chen B W, et al. 1997. Tectonics of China from global[M]. Beijing: Geol. Pub. House (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. The porphyry Cu(- Mo) deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 350p(in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Wang F T, Li H H, et al. 2001. New advance of the porphyry copper belt of the East Tianshan Mountain, Xinjiang[J]. *Geology in China.*, 28(2): 11 ~ 16 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al. 2002a. The eastern Tian Shan porphyry copper belt in Xinjiang and its tectonic framework[J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(1): 83 ~ 94 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Wang L S, Wang Y T, et al. 2002b. Discussion on metallogenic epoch of Tuwu and Yandong porphyry copper deposits in eastern Tianshan mountains, Xinjiang[J]. *Mineral Deposits*, 21(1): 25 ~ 33 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Li G M, Wang L S, et al. 2002c. Porphyry copper deposits in Tibet[J]. *Tibet Geol.*, 21(2): 3 ~ 12 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, et al. 2003a. Metallogenic epoch of Gangdese porphyry copper belt and uplift of Qinghai-Tibet plateau [J]. *Mineral Deposits*, 22(3): 217 ~ 225 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Lu Y, Li G M, et al. 2003b. Prospect of Tibet porphyry copper deposits[J]. *Geology in China.*, 30(3): 302 ~ 308 (in Chinese with English abstract) .
- Rui Z Y, Zhang L S, Chen Z Y, et al. 2004. Discussion on the source rock or area of porphyry copper deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 229 ~ 238 (in Chinese with English abstract) .
- Sawkins F J. 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics[M]. 2nd rev and enlarged. Springer-Verlag. 85 ~ 110 .
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 67: 184 ~ 197 .
- Sillitoe R H. 1980. Arc porphyry copper and Kuroko-type massive sulfide deposits incompatible[J]? *Geol.*, 8: 11 ~ 14 .
- Sillitoe R H and Gappe I M Jr. 1984. Philippine porphyry copper deposits: geologic setting and characteristic[J]. *Commun. Coordination Joint Prosp. Resourc. (CCOP) Tech. Pub.*, 14: 1 ~ 89 .
- Tang K D. 1991. Tectonic evolution of Inner Mongolian suture zone [A]. In: A selection of papers about tectonic evolution of the southern margin of the Paleo-Asian composite megasuture[C]. Beijing: Beijing Sci. & Techn. Press. 30 ~ 44 (in Chinese with English abstract) .
- Tang R L and Luo H S. 1995. The geology of Yulong porphyry copper (molybdenum) ore belt, Xizang (Tibet)[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 320p(in Chinese with English abstract) .
- Uyeda S and Nishiwaki C. 1980. Stress field, metallogenesis and mode of subduction[A]. In: Strangway D W, ed. The continental crust and its mineral deposits[C]. *Geol. Asso. Can. Spec.*, 20: 323 ~ 339 .
- Xia B, Tu G Z, Chen G W, et al. 2000. The metallogenic setting of global superlarge porphyry copper deposits. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4): 406 ~ 408 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao X C, Tang Y Q, Li T Y. 1991. On tectonic evolution of the southern margin of the Paleasian composite megasuture zone[A]. In: A selection of papers about tectonic evolution of the southern margin of the Paleo-Asian composite megasuture[C]. Beijing: Beijing Sci. & Techn. Press. 1 ~ 29 (in Chinese with English abstract) .
- Xiao X C and Li T D. 2000. Tectonic evolution and uplift of the Tibet plateau[M]. Guangzhou: Guangdong Sci. & Techn. Press (in Chinese with English abstract) .
- Xiao Y F, Sun Y and Wang T Z. 1999. Petrology of Himalayan porphyries in Yanyun, Sichuan and their specialization for mineralization[J]. *Geology and Prospecting*, 35(6): 37 ~ 39 (in Chinese with English abstract) .
- Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources. 1993. Regional geology of Xinjiang Weiwex Municipalities [M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese) .
- Zhang D Q, Li D X, Feng C Y, et al. 2001. The temporal and spatial framework of the Mesozoic magmatic system in Zijinshan area and its geological significance[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 22(5): 403 ~ 408 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang G W, Zhang B R, Yuan X C, et al. 2001. Qinling orogenic belt and continental dynamics[M]. Beijing: Sci. Press (in Chinese with English abstract) .
- Zhang H T and Rui Z Y. 1991. On the genetic classification of mineralized breccias related to porphyry deposits and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 10(3): 265 ~ 271 (in Chinese with English abstract) .
- Zhang Q, Wang Y, Liu W, et al. 2002. Adakite: its characteristics and implications[J]. *Geol. Bull. China*, 21(7): 431 ~ 435 (in Chinese with English abstract) .

Zhen Y Q. 1999. Metallogenesis and prospecting of copper ores in the Zhongtiao rift zone[J]. J. Guilin Institute of Technology, 19(1): 9 ~ 18 (in Chinese with English abstract).
Zhu X, Huang C K, Rui Z Y, et al. 1983. The porphyry copper deposits in Dexing[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 336 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 等. 1999. A型花岗岩与铜成矿关系研究——以马厂箐为例[J]. 中国科学(D), 29(6): 489 ~ 495.
Carroll A R, Graham S A, Hendrix M S, 等. 1991. 晚古生代准噶尔盆地沉积作用与基底特征[A]. 见: 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化论文集[C]. 北京: 北京科学技术出版社. 136 ~ 147.
蔡宏渊, 李福春. 1995a. 阿尔玛雷克斑岩铜矿地质特征——矿化富集条件及成矿模式[J]. 矿产与地质, 9(3): 180 ~ 184.
蔡宏渊, 李福春. 1995b. 阿尔玛雷克斑岩铜矿地质特征——矿床地质特征[J]. 矿产与地质, 9(2): 87 ~ 94.
陈培荣, 徐士进, 王汝成, 等. 1997. 四川盐源西范坪斑岩铜矿富铜流体物理-化学特征和成因[J]. 地球化学, 26(5): 54 ~ 61.
程裕淇. 1994. 中国区域地质概论[M]. 北京: 地质出版社.
冯益民, 朱宝清, 肖序常, 等. 1991. 中国新疆西准噶尔山系构造演化[A]. 见: 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化论文集[C]. 北京: 北京科学技术出版社. 66 ~ 91.
冯益民, 朱宝清, 杨军录, 等. 2002. 东天山大地构造及演化[J]. 新疆地质, 20(4): 309 ~ 314.
高合明. 1995. 斑岩铜矿床研究综述[J]. 地球科学进展, 10(1): 40 ~ 46.
侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2003a. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例[J]. 矿床地质, 22(1): 1 ~ 12.
侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 等. 2003b. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用[J]. 中国科学(D), 33(7): 609 ~ 618.
胡 晓. 1983. 内蒙地轴的蓝片岩及其地质特征[J]. 河北地院院报, 1: 17 ~ 29.
黄崇轲, 白 冶, 朱裕生, 等. 2001. 中国铜矿床[M]. 北京: 地质出版社. 57 ~ 198, 142 ~ 153.
姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 1992. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社.
姜春发. 2000. 中央造山带开合构造[M]. 北京: 地质出版社.
李福春, 蔡宏渊. 1995. 阿尔玛雷克斑岩铜矿地质特征-区域成矿地质背景[M]. 矿产与地质, 9(1): 18 ~ 22.
梁华英. 2002. 青藏高原东南缘斑岩铜矿成矿研究取得新进展[J]. 中国地质, 21(4): 365.
刘德全, 唐延龄, 周汝洪. 2001. 新疆斑岩铜矿的成矿条件和远景[J]. 新疆地质, 19(1): 43 ~ 48.
刘益康, 徐叶兵. 2003. 蒙古 Oyu Tolgoi 斑岩铜金矿的勘查[J]. 地质与勘探, 39(1): 1 ~ 4.
龙保林, 薛迎喜, 冯 京, 等. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿的找矿模型试探[J]. 中国地质, 28(5): 35 ~ 38.

马鸿文. 1990. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1 ~ 158.
潘桂棠. 2000. 东特提斯组成与地质演化[M]. 北京: 地质出版社.
潘裕生. 2000. 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化[M]. 北京: 科学出版社.
秦克章. 1998. 额尔古纳南段中生代斑岩-次火山岩-浅成低温 Cu、Mo、Pb、Zn、As 成矿系统[J]. 矿床地质, 17(增刊): 201 ~ 206.
秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 2001. 吐哈盆地南缘古生代“天窗”卡拉塔格铜金矿化区的发现及其成矿潜力[J]. 中国地质, 28(3): 16 ~ 23.
曲晓明, 侯增谦, 黄 卫. 2001. 冈底斯斑岩铜(化)带: 西藏第二条“玉龙”铜矿带[J]. 矿床地质, 20(4): 355 ~ 366.
任秉琛, 杨兴科, 李文明, 等. 2002. 东天山土屋特大型斑岩铜矿成矿地质特征与矿床对比[J]. 西北地质, 35(3): 67 ~ 75.
任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 1997. 从全球看中国大地构造[M]. 北京: 地质出版社.
芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 350.
芮宗瑶, 王福同, 李恒海, 等. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展[J]. 中国地质, 28(2): 11 ~ 16.
芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 等. 2002a. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局[M]. 地质学报, 76(1): 83 ~ 94.
芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 等. 2002b. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J]. 矿床地质, 21(1): 25 ~ 33.
芮宗瑶, 李光明, 王龙生, 等. 2002c. 西藏斑岩铜矿[J]. 西藏地质, 21(2): 3 ~ 12.
芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 等. 2003a. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质, 22(3): 217 ~ 225.
芮宗瑶, 陆 彦, 李光明, 等. 2003b. 西藏斑岩铜矿的前景展望[J]. 中国地质, 30(3): 302 ~ 308.
芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 等. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨[J]. 岩石学报, 20(2): 229 ~ 238.
唐克东. 1991. 内蒙古缝合带的构造演化[A]. 见: 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化论文集[C]. 北京: 北京科学技术出版社. 30 ~ 44.
唐仁理, 罗怀松. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 320.
夏 斌, 涂光炽, 陈根文, 等. 2000. 超大型斑岩铜矿床形成的全球地质背景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 19(4): 406 ~ 408.
肖序常, 汤耀辉, 李锦铁, 等. 1991. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[A]. 见: 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化论文集[C]. 北京: 北京科学技术出版社. 1 ~ 29.
肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制[M]. 广州: 广东科技出版社.
肖渊甫, 孙 燕, 王奖臻, 等. 1999. 四川盐源喜山期斑岩岩石学特征及成矿专属性[J]. 地质与勘探, 35(6): 37 ~ 39.
新疆地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
张德全, 李大新, 丰成友, 等. 2001. 紫金山地区中生代岩浆系统的时空结构及其地质意义[J]. 地球学报, 22(5): 403 ~ 408.
张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M].

- 北京：科学出版社。
张洪涛，芮宗瑶. 1991. 论与斑岩矿床有关的矿化角砾岩成因类型及其地质意义[J]. 矿床地质, 10(3): 265 ~ 271.
张旗, 王焰, 刘伟, 等. 2002. 埃达克岩的特征及其意义[J]. 地质通报, 21(7): 431 ~ 435.
真允庆. 1999. 中条裂谷铜矿床的成矿规律及其找矿方向[J]. 桂林工学院学报, 19(1): 9 ~ 18.
朱训, 黄崇轲, 芮宗瑶, 等. 1983. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 336.

Reunderstanding of Metallogenic Geological Conditions of Porphyry Copper Deposits in China

Zhang Hongtao¹, Chen Renyi¹ and Han Fanglin^{2,3}

(1 China Geological Survey, Beijing 100035, China; 2 Shannxi Geological Survey, Xianyang 712000, Shaanxi, China;

3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

According to the interplay relationship between oceanic and continental plates and the evolution of the orogenic belts of China continent, the metallogenic provinces of porphyry copper deposits in China are divided into Pale-Asiatic, North Tethys, South Tethys (Himalayan) and Circum-Pacific metallogenic provinces. These metallogenic provinces can be further divided. The Pale-Asiatic metallogenic province might be subdivided into Pz₁₋₂ ore-forming belt in the northern margin of North China landmass, Pz₃ ore-forming belt in the northeastern margin of Kazakhstan landmass, Pz_{2,3} ore-forming belt in the southern margin of Kazakhstan landmass and Pz₃ ore-forming belt in the southern margin of Siberian plate; the North Tethys metallogenic province into Upper Triassic Yidun ore-forming belt in the western margin of Zhongzan landmass, Paleocene Yulong ore-forming belt in the northern margin of Qiangtang landmass (Changdu-Si mao landmass), Upper Paleozoic-Cenozoic ore-forming belt in the southern margin of Tarim landmass and Paleocene ore-forming belt in the western margin of Yangtze landmass; the South Tethys metallogenic province into Bangonghu and Gangdise ore-forming belt; and the Circum-Pacific metallogenic province into Upper Mesozoic ore-forming belt of the active continental margin and Paleocene-Pliocene ore-forming belt of the island arcs. A comprehensive study of the evolutionary history of China continent and metallogenic conditions of porphyry Cu deposits would give us more valuable reference materials.

Key words: geology, porphyry copper deposit, continental margin, tectonic evolution, metallogenic condition, China