

文章编号: 0258-7106 (2013) 04-0672-13

中国大陆斑岩铜矿若干问题^{*}

张洪涛¹, 陈仁义², 舒思齐¹

(1 中国地质调查局, 北京 100037; 2 国土资源部矿产勘查技术指导中心, 北京 100120)

摘 要 斑岩铜矿床的铜金属储量占世界的一半以上, 是全球最具经济意义的矿床类型。中国大陆具有独特的地质演化历史, 显生宙以来一系列构造-岩浆活动, 促成了富水岩浆的浅成、超浅成侵位, 为斑岩铜矿床的形成创造了有利的环境。文章立足于中国大陆的成矿地质背景, 对中国大陆的斑岩铜矿床的时空分布再次进行了梳理和分析, 在三大古板块边界控制成矿域的基本体制下, 进一步强调次级“微板块”构造与斑岩铜矿床的成因联系, 提出了“3 大成矿域、7 大成矿区”的区划方案, 并以特提斯成矿域“陆缘增生-陆内深熔作用”为重点, 探讨了具有中国大陆特色的板内成矿作用。

关键词 地质学; 斑岩铜矿; 中国大陆; 板内成矿作用

中图分类号: P618.41

文献标志码: A

Some problems concerning porphyry copper deposits in China's mainland

ZHANG HongTao¹, CHEN RenYi² and SHU SiQi¹

(1 China Geological Survey, Beijing 100037, China; 2 Technology Guiding Center of Mineral Prospecting, Ministry of Land and Resource, Beijing 100120, China)

Abstract

As a kind of ore deposits with most important economic significance, the porphyry copper deposits possess more than half of the global copper reserves. China's mainland has its unique geological evolution history. A series of tectonic-magmatic activities promoted the hypabyssal-ultrahypabyssal invasion of magma with rich water, which created the favorable environment for the forming of porphyry copper deposits. Based on the metallogenic geological background of China's mainland, this paper systematically analyzes temporal and spatial distribution of porphyry copper deposits, highlights the genetic connection between secondary micro plate tectonics and porphyry copper deposits under the basic system of three metallogenic domains controlled by paleo-plate boundaries, puts forward the regionalization system of three metallogenic domains, seven metallogenic regions, and studies the intraplate mineralization with characteristics of China's mainland by placing emphasis on continental margin accretion-inner continent anatexis.

Key words: geology, porphyry copper deposit, China's mainland, intraplate mineralization

斑岩铜矿床是全球最具经济意义的矿床类型, 该类型铜金属储量占世界的一半以上。40 年前 Sillitoe (1972) 归纳总结, 提出了斑岩铜矿床的“成矿

模式”, 开创了在世界范围内成功寻找铜矿资源的里程碑, 至今该“成矿模式”仍具有重要的科学意义和实践意义。但是该模式不能涵括中国大陆的所有的

* 本文得到中国地质调查局设立的项目“全球巨型成矿带找矿勘查方法技术研究” (项目编号: 12120113102100) 支持

第一作者简介 张洪涛, 男, 1949 年生, 博士, 研究员, 矿床学专业。Email: zhongtao@mail.cgs.gov.cn

收稿日期 2013-05-23; 改回日期 2013-06-21, 张绮玲编辑。

“斑岩铜矿”或“似斑岩铜矿”,因为中国大陆具有独特的地质演化历史,板内构造-岩浆活动强烈,为斑岩铜矿床的生成提供了物质、热能、热液、通道等前提条件,最常见的是它们与矽卡岩型铜矿床共生或共生,“经典”的俯冲机制很少有。中国斑岩铜矿床的特点是成矿持续时间长(从太古宙至第三纪均有产出,但主要集中于中生代和新生代,其储量占2/3以上);不同时期、不同类型的铜矿化往往重叠,经常与矽卡岩型、火山热液型、VMS、SEDEX、MVT等矿床共(伴)生;与斑岩铜矿同时产出的矿产还可以包括钼、钨、金、银、铁、铅、锌等。

1999年中国实施“新一轮国土资源大调查”专项,至2010年,青藏高原1:25万区域地质调查(简称“区调”,下同)全部完成,也意味着全国中比例尺“区调”实现了全覆盖,取得了迄今为止最完整的基础地质数据,如在青藏高原新发现4万余件古生物化石,新建152个岩石地层单位,厘定1200个岩石地层单位、3种岩石圈类型、4类不同构造-岩浆组合等,特别是新发现21条蛇绿混杂岩带和16条高压-超高压带,在此基础上提出了全新的“一个大洋,二个大陆边缘,三个弧盆体系”的构造-岩浆格架,为在青藏高原区域寻找斑岩铜矿床奠定了理论基础,一批大型、超大型斑岩铜矿床相继被发现,从而使地质学家对整个中国大陆构造-岩浆演化、斑岩铜矿床的分布规律有了更加完整的认识。

本文立足于中国大陆的成矿地质背景,通过研究中国大陆斑岩铜矿床时空分布规律和次级“微板块”构造与斑岩铜矿床的成因联系,基于三大古板块边界控制成矿域的体制,提出了“3大成矿域、7大成矿区”区划方案,创立了特提斯成矿域“陆缘增生-陆内深熔作用”理论,探讨了具有中国大陆特色的板内成矿作用。

1 中国大陆斑岩铜矿的分区问题

中国大陆是一个显生宙才形成的“新大陆”,以中朝、扬子、塔里木等3个古板块为主体,再加上一系列次级或更次级的微板块,通过长期消长、运移、旋转、拼合而构成。各种尺度的板块、微板块之间存

在一系列巨型缝合带,及其更复杂的次级缝合带,控制了多元、多期、多形式的构造-岩浆活动。阿帕拉契亚-古亚洲洋、特提斯-古太平洋、印度洋-太平洋等三大构造动力体系的交叉作用,构成了以古亚洲、特提斯和环太平洋三大成矿域为主体的空间格架,表现出中国大陆斑岩铜矿床分布广泛、种类多样、成因复杂的地域特征。

中国斑岩铜矿床具有自身的地域特点。芮宗瑶等(1984)在Sillitoe“成矿模式”的基础上,提出“斑岩铜矿的形成是壳幔长期作用的产物,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,汇聚板块边缘的造山作用提供了最有利的成矿背景”,并特别指出“陆-陆碰撞造山作用同样具有成矿前提”。真允庆(1999)、芮宗瑶等(1984)、黄崇轲等(2001)提出,并非所有的斑岩铜矿床都产于造山过程,有些可能与大陆裂谷作用有关,如中国中条山铜矿床。张洪涛等(2004)认为,“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之后岩石圈地幔的活化减薄,如西藏的冈底斯成矿带是碰撞后的产物”。侯增谦等(2012)认为,斑岩铜矿的矿化样式可以受控于“含碳酸盐建造的沉积岩系”、“大型花岗岩基”、“层火山-沉积岩系”等不同的成矿环境。闫学义等(2012)解析了冈底斯“早期会聚走滑-晚期离散走滑”大陆边缘二阶段“模式”,突破了“岩浆弧”单阶段成矿、“陆-陆碰撞”三阶段成矿模式。因此,人们认识到,除了经典的安第斯“活动大陆边缘”环境,“陆缘增生”、“陆内深熔”、“陆-陆碰撞”等环境都可以是斑岩铜矿床生成的理想地带。

李春昱(2004)运用板块理论建立了中国大陆的构造分区,一是北方板块(西起准噶尔,向东经中蒙边境以至吉林中部,期间有一条介于西伯利亚古板块与中朝古板块之间的缝合线);二是昆仑-祁连-秦岭构造域,以介于华北与华南古板块之间的缝合线为中心;三是西南构造域,以介于华南古板块与印度板块之间的雅鲁藏布江及班公湖-丁青-澜沧江缝合线为中心带,包括其两侧各一部分地区;四是东南部构造域,以位于菲律宾与华南板块之间的台湾大纵谷一带为缝合线。青藏高原“区调”成果表明,羌塘-

三江地区上三叠统与下伏地层呈现区域性不整合,记录了泛华夏大陆边缘系统晚古生代末盆-山转换的地质事件(据潘桂棠,口头交换,2004)。在此基础上,张洪涛等(2004)将特提斯成矿域以羌塘盆地为中心,进一步分为南、北两个大陆边缘,提出由古亚洲成矿域、环太平洋成矿域、特提斯北部成矿域、特提斯南部(喜马拉雅)成矿域的四分方案。但是这一方案仍不能完全归纳、解释中国大陆特别是特提斯复杂的斑岩铜矿成矿环境,主要是因为印度板块向北发生的 B 型俯冲初始时间是 217 Ma,其后一系列微板块(小岩片、增生地块等)发生移动、旋转、推复和变形,特别是在西南三江,把长达 200 Ma 的地质作用浓缩于南北狭长上千千米、东西最窄数百千米的空间,原始微板块不易识别。裴荣富等(2006)的构造域分类方案(三分)考虑了与周边地区的地质联系,一级构造分区分别是中亚-蒙古造山带(相当于古亚洲成矿域)、东亚造山带(相当于环太平洋成矿域)、特提斯-喜马拉雅造山带(相当于特提斯成矿域)等。本文在“区调”新资料及前人研究成果基础上,提出了中国大陆斑岩铜矿床“3 大成矿域、7 大成矿区”的分区方案(表 1,图 1)。

2 中国大陆斑岩铜矿的建模问题

全球经典的斑岩铜矿“矿床模型”来源于著名的安第斯-科迪勒拉成矿带,是半个世纪以来矿床学研究最重要的成果之一,也是公认的寻找斑岩铜矿床的权威准则。但笔者注意到,该“矿床模型”反映的仅仅是蚀变分带样式(也有添加了矿床描述、品位-吨位、实例等要素),因此我们宁可把它看成是一种“描述模型”。Titley(1970)总结的“矿床模型”是:总是产于会聚板块边界,以铜矿化与斑岩岩浆同源为主要特征,并具有相似的蚀变分带和矿化分带。Cox 等(1990)提出,斑岩铜矿是“地壳中长期演化的复杂系统的一部分”,提醒我们关注不同地质环境的差异性。中国斑岩铜矿床的特点是类型复杂,成矿多期,方式多样,成矿作用叠加,地域特色明显。芮宗瑶等(1986)针对中国大陆特点提出了更加广义的“斑岩矿床系列”概念,认为这类斑岩矿床,一是与斑(玢)岩要有成因联系(浅成-超浅成岩浆侵位环境);二是工业矿体主要赋存于斑岩杂岩体和邻近的硅铝质围岩中(区别于矽卡岩型矿床);三是矿石构造主要是

表 1 中国大陆斑岩铜矿床成矿区划
Table 1 Metallogenic regionalization of porphyry copper deposits in China's mainland

大地构造单元 (据裴荣富等, 2009)	成矿域	成矿区	成矿环境	资料来源
中亚-蒙古造山带	I. 古亚洲成矿域	I -1 乌拉尔-天山成矿区	塔里木微板块边缘的火山-深成岩浆岛弧	芮宗瑶等, 2002
		I -2 大兴安-额尔古纳成矿区	大兴安湖盆系, 扎兰屯-多宝山岛弧	谭成印等, 2010
东亚造山带	II. 环太平洋成矿域	II-1 吉黑成矿区	古生代地槽回返造山	陈兆仁等, 2011
		II-2 扬子-南华成矿区	后俯冲陆内构造活动(江南台隆-钱塘拗陷)	李秋耘, 2011
特提斯-喜马拉雅造山带	III. 特提斯成矿域	III-1 昌都成矿区	板内地壳伸展-造山成盆(与下地壳部分熔融过铝斑状花岗岩有关)	李德威, 2008
		III-2 冈底斯-喜马拉雅成矿区	板内伸展构造活动(断层组合、扩容空间、降压熔融、热水活动)	李德威, 2008
		III-3 东喜马拉雅-西南三江成矿区	劳亚、冈瓦纳、原始冈瓦纳大陆边缘破碎、裂离、拼接、镶嵌(华力西-印支期、晚燕山-喜马拉雅期岩浆活动)	李文昌等, 2001; 张洪涛等, 2004



图 1 中国斑岩铜矿成矿域/成矿区分布图

Fig. 1 Distribution of porphyry deposit metallogenic megaprovinces/ regions in China

细脉浸染状且受同一深部机制支配(随上部矿石堆积条件改变);四是斑岩型矿床可以与矽卡岩型、热液脉型、层控型以及与火山有关的矿床共存于同一矿区(“多位一体”);五是矿石相对较贫,储量较大,并不受矿种限制(可包括 Cu、Mo、Sn、Au、Pb、Sn、Nb、Ta、REE 和 U 等),如银岩斑岩锡矿、金堆城斑岩钼矿等。

在空间上,青藏高原板块碰撞(隆起)、环太平洋带强烈俯冲、中国大陆陆内造山、古亚洲洋频繁开张

闭合等一系列地质事件,是形成斑岩铜(金)矿床的广义地质环境,但是对其历史上形成更次级地质单元边界的地质过程、相互关系和成矿作用往往未予以足够关注。在时序上,中国大陆以中朝、扬子、塔里木等古板块为核心,经历古板块(陆核)孕育、板块发展、板内造山、活化改造等演化阶段,与相关火山-深成岩浆活动同源的矿床往往经历多旋回演化,我们必须了解各微板块的原始位置、生成年龄、运动方向、岩浆(热液)活动机制、成矿元素迁移(叠加)等细

节,厘定某一特定的成矿环境的主导因素。斑岩铜矿仅以“斑岩”外貌识别,很难简单地将其归入哪一种“经典”。

以青藏高原为例,印度板块与欧亚板块的对接时间长、成因复杂,印度板块向北的B型俯冲,印支期、燕山期花岗岩岩浆多次活动(217~200 Ma、180~140 Ma、130~65 Ma,芮宗瑶等,2006b)。第二阶段发生于70~65 Ma,印度板块与亚州板块汇聚速度达到高峰,每年汇聚速度达170 mm,到65 Ma新特提斯洋基本闭合(莫宣学等,2003)。第三阶段转化为A型俯冲,主要集中于印度板块东北的“犄角”部位(54 Ma),部分微陆块从东南方向被挤出(张洪涛等,2004)。第四阶段为“陆-陆碰撞造山”,主碰撞期65~41 Ma,晚碰撞期40~26 Ma,后碰撞期25~13 Ma(侯增谦等,2012)。李德威(2008)认为,青藏高原构造演化可以分为3个阶段(前寒武纪基底形成→板内体制洋陆转换→板内体制造山成盆),相应发生三大成矿阶段,即前寒武纪超大陆旋回成矿、板块体制洋陆转换成矿、板内体制盆山耦合成矿。本文把特提斯成矿域进一步划分为3个成矿区,分别为东喜马拉雅-西南三江、东北特提斯、冈底斯-喜马拉雅等三大斑岩铜矿成矿区,从逻辑上讲应该没有问题。

中国大陆构造-岩浆活动多期发生,有先有后,有强有弱,成矿特点差异很大。其中,环太平洋板块向西俯冲,造成了一系列大陆边缘构造-岩浆活动,其生成的斑岩铜矿类型相对“单纯”。古亚洲成矿域则以晚古生代以来的各期成矿作用叠加、持续时间长、蚀变类型多为特征,其产生的斑岩铜矿呈现多期次特征,基底影响十分明显。成矿规模最大的特提斯成矿域,由于印度板块、欧亚板块的相向活动,一系列微板块复杂位移,A型俯冲、B型俯冲、板内碰撞造山等往往出现在同一成矿域,碰撞、推复、耦合作用强烈,复合、叠加、改造特点明显。

3 中国大陆斑岩铜矿的区域成矿作用

裴荣富等(2006)指出,成矿作用是区域上的一种“事件地质”(Event Geology),即“在地质历史演化过程中的一定地质环境、一定的时限内和在一定的

成矿构造聚敛场(Metalotect convergent)发生的构造圈热侵蚀(Tectonosphere thermalerosion)事件激发正常成矿的”源、运、储出现异常,促使成矿作用“引潮共振”,从而造成超巨量金属工业堆积。因此,中国大陆斑岩铜矿成矿域(及成矿区、成矿带)都离不开本区域特定的地质背景的制约。

3.1 古亚洲成矿域

古亚洲成矿域西起乌兹别克斯坦和哈萨克斯坦,经中国的新疆、甘肃和内蒙古,东到中国的黑龙江多宝山等地,大型斑岩铜矿床有乌兹别克斯坦的阿尔马累克、哈萨克斯坦的科翁腊德、蒙古的欧仁陶勒盖等(张洪涛等,2004)。据任纪舜等(1997),该成矿域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,是古亚洲洋(古生代)经过复杂的扩张-闭合过程形成的十分宽阔的造山带。肖序常等(1991)指出,古中亚复合巨型缝合带是一个从南、北两个大陆板块相向增生的“对应但不对称”的复杂造山带,震旦纪局部已发生扩张形成洋壳,古亚洲洋形成于寒武纪,洋壳俯冲消减始于奥陶纪,蛇绿岩向南依次变新,随奥陶纪开始的洋盆消减,它们再次拼合而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,在此过程中形成了吉尔吉斯斯坦晚奥陶世Taly-Bulak岛弧型斑岩铜金钼矿。冯益民等(1991)、肖序常等(1991)研究,北天山向南增生,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。本文进一步研究认为,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(东起内蒙古索伦山,向西接蒙古的索朗克尔蛇绿岩),这是古亚洲成矿域最主要的斑岩铜矿成矿期,如哈萨克斯坦的博舍库利、阿克塔盖、科恩纳德等矿床。张洪涛等(2004)提出,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,向西北折连接乌拉尔,向东进入中国境内,并向东延伸到鄂伦春地块。中国的典型斑岩铜矿有内蒙古白乃庙(358~396 Ma,李文博等,2008;高钰涯等,2010)、多宝山(251~310 Ma,谭成印等,2010;赵忠海等,2012)、公婆泉铜(钼)矿(342.93~364.5 Ma,黄崇轲等,2001)、土屋-延东铜矿(322~369 Ma,芮宗瑶等,2002)(表2)。

表 2 古亚洲成矿域斑岩铜矿床成矿特征

Table 2 Metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in Paleo-Asian metallogenic megaprovince

成矿区及构造环境	岩浆系列	矿床	测试样品	测试方法	地质年龄/ Ma	资料来源
I -1 乌拉尔-天山成矿区						
火山-岛弧系环境 (增生拼贴岛弧)	岛弧火山-深成钙碱性岩浆	土屋-延东铜矿	蚀变斜长花岗斑岩	Rb-Sr 等时线	369 ±69	芮宗瑶等, 2002
			矿石辉钼矿	¹⁸⁷ Re- ¹⁸⁷ Os 模式年龄	322.7 ±2.3	
		土屋铜矿	蚀变斜长花岗斑岩	锆石 U-Pb 等时线	360.8 ±7.8	
		延东铜矿	蚀变斜长花岗斑岩	锆石 U-Pb 等时线	356.8 ±8.0	
I -2 大兴安-额尔古纳成矿区						
火山-岛弧环境 (大兴安岭湖盆系扎兰屯-多宝山岛弧)	亚碱性系列-钙碱性岩浆	多宝山铜矿	花岗闪长斑岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	283.1	谭成印等, 2010; 赵忠海等, 2012
			蚀变围岩	⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	252.5	
			蚀变花岗闪长岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	310~236.9	
			蚀变安山岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	271	
			蚀变安山岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	288	
			蚀变花岗闪长岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	266	
			绢云母	⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	251.8	
			蚀变花岗闪长岩	全岩 ⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	256.3±0.8	
			绢云母和钾长石	⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	252.5~236.9	
			蚀变花岗闪长岩	Rb-Sr 等时线	310±17	
岛弧环境(A型俯冲-鄂霍次克海闭合-碰撞造山后期松弛)	低Sr 低 Yb 钙碱性岩浆	乌奴格吐山铜矿	二长花岗斑岩	Rb-Sr 等时线	178.2±9.2	陈志广等, 2008
增生岩浆弧-碰撞造山环境(华北板块北缘)	高钾钙碱过铝质钙碱性岩浆	太平川铜钼矿	花岗闪长斑岩	锆石 U-Pb 等时线	202±5.7	陈志广等, 2010
			矿石辉钼矿	¹⁸⁷ Re- ¹⁸⁷ Os 模式年龄	203	
	钙碱性-亚碱性岩浆	白乃庙铜矿	石英脉蚀变黑云母	⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	396±2	李文博等, 2008
			石英脉蚀变白云母	⁴⁰ K- ³⁹ Ar 年龄	358±2	高钰涯等, 2010

内蒙古乌奴格吐山斑岩铜(钼)矿床成矿斑岩形成于早侏罗世, 表现为钙碱性、高 Si、富 Al 和 Na、高 CNK、低 Ca、Mg 和 Fe₂O₃, 无 Eu 异常, 微量元素表现出富集大离子亲石元素, Sr 初始比值为 0.70522~0.705690, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 和 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 比值分别为 18.563~18.926、15.568~15.598, 表明成矿斑岩岩浆起源于加厚的下地壳底部, 来自岩石圈地幔热源诱发下地壳底部发生减压熔融(陈志广等, 2008)。显然, 该矿床的成矿主幕发生于鄂霍次克海闭合、华北板块与西伯利亚板块碰撞后所引发的松弛构造环境, 反映了古亚洲洋造山过程中所衍生的一系列热液成矿作用, 后来又叠加了一系列热液活动。

多宝山斑岩铜矿床为加里东中期形成的斑岩铜(钼)矿床, 在燕山早期主要形成了矽卡岩型铜铁(金)矿床, 燕山晚期形成了浅成热液金矿床, 成矿热液主要来自岩浆旋回晚期的硅铝质小侵入体, 而成矿物质既有深部岩浆的贡献, 还可能有中奥陶统多宝山组海相火山岩地层的贡献(赵忠海等, 2012)。因此, 古亚洲成矿域斑岩铜矿的成矿年代分析, 往往只反映了成矿作用的主幕(或其中某一阶段), 而忽视了它们在古亚洲洋这个相对古老环境的地质基础, 该带很多矿床反映出多元物质、多期演化的复合特征, 这不是偶然的。

总之, 古亚洲成矿域主要受到古亚洲洋造山

表 3 环太平洋成矿域斑岩铜矿床成矿特征

Table 3 Metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in Circum-Pacific metallogenic megaprovince

成矿区及构造环境	岩浆系列	矿床	测试样品	测试方法	地质年龄/ Ma	资料来源
II-1 吉黑成矿区						
构造活化环境(A型俯冲)	钙碱性-中酸性岩浆	小西南盆铜金矿	黑云母斜长花岗岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	149	李秋耘, 2011
			矿石辉钼矿	Rb-Sr 等时线	111.1±3.1	任云生等, 2011
II-2 扬子-南华成矿区						
陆内基底断裂/活化环境	亏损地幔-软流圈物质注入-交代新生, 富钾钙碱性岩浆	德兴铜矿	富家坞花岗岩闪长斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	172.0±1.5	李秋耘, 2011
			铜厂花岗岩闪长斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	168.5±1.3	李秋耘, 2011
陆内挤压造山环境(花岗质岩浆晚期分异)	燕山晚期构造-中酸性岩浆-热液系统(中高温-高硫高氧逸度岩浆叠加浅成低温岩浆)	紫金山铜金矿	萝卜岭花岗岩闪长斑岩	Rb-Sr 等时线	105±7.2	张德全等, 2001
			迳美花岗岩闪长斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	157.9±1.2	王少怀等, 2009
			五龙寺花岗岩闪长斑岩		149.3±1.6	肖爱芳等, 2012
			金龙桥花岗岩闪长斑岩		146.3±1.6	

作用的时空控制,但在其后的中、新生代地质作用过程中,往往又受到燕山期、喜马拉雅期构造-岩浆作用叠加的影响,有时甚至是非常明显的“脱胎换骨”。因此,该带斑岩铜矿系列,往往表现出叠加的、复合的、演进的特点,有时成矿年龄也会出现好几个峰值。

3.2 环太平洋成矿域

由于太平洋板块高角度向下俯冲,阻挡了欧亚板块之下软流圈的对流而发生上涌,使中国东部在侏罗纪—白垩纪发生大致平行于俯冲带的北东向塌陷沉降。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,形成了规模宏大的斑岩铜矿成矿带,斑岩体侵位受基底断裂和活化断裂的控制,沿古板块缝合带成群成带出现,如德兴铜矿床为 168.5~170.2 Ma(李秋耘, 2011),小西南盆铜金矿床为 149~178 Ma(张洪涛等, 2004),紫金山铜金矿为 105 Ma(张德全等, 2001)(表 3)。

笔者研究表明,中国的环太平洋成矿域,其斑岩铜矿床的产出与典型的“B 型俯冲”(洋壳板块俯冲)差异很大,这类矿床我国仅有一例,即台湾金瓜石铜金矿床,英安岩锆石 U-Pb 裂变径迹年龄为(1.166±0.020) Ma(李文博等, 2008),非常年轻。现在公认的中国环太平洋成矿域,其产生的斑岩铜矿成矿作用主要发生于燕山期,它们从成因上讲与太平洋板块俯冲机制没有直接的关系。李秋耘(2011)根据富家坞花岗闪长斑岩²⁰⁶Pb-²³⁸U 年龄、铜厂花岗闪长斑

岩锆石²⁰⁶Pb-²³⁸U 年龄分析,认为德兴斑岩铜矿床的成矿作用明显处于陆内环境,构造上受江南台隆和钱塘拗陷之间的赣东北深断裂带控制,成因上与“后俯冲环境”的浅成花岗闪长斑岩相关。有人认为斑岩与埃达克岩具有亲和性,但也有人认为与拆沉的古老下地壳的部分熔融和地幔交互所致,其成因尚存争议。但是上述李秋耘的原位 Hf-O 同位素分析结果为(5.12±0.16)‰,支持来源于被软流圈物质注入和交代的新生下地壳的观点。

3.3 特提斯成矿域

特提斯成矿域西起西班牙,经原南斯拉夫、罗马尼亚、保加利亚、土耳其、亚美尼亚、伊朗、巴基斯坦,东到缅甸和中国西南地区,作为超大型斑岩铜矿床的有原南斯拉夫的麦丹佩克、伊朗的萨尔切什梅和中国的玉龙、驱龙等。中国境内的特提斯成矿域,指的是塔里木地块和华北陆块以南、羌塘微板块(属冈瓦纳大陆)以北的广袤地区,为特提斯洋经过复杂扩张、俯冲、碰撞、消减作用形成的巨型造山带。特提斯洋壳从奥陶纪开始向北 B 型俯冲消减,塔里木地块、华北陆块向南增生。至早古生代末,东-西昆仑、祁连和北秦岭拼接于塔里木地块和华北陆块,发生碰撞和隆升,已发现被剥蚀的晚古生代碎屑沉积岩中的沉积型铜矿。

3.3.1 昌都成矿区

昌都微板块拼接于属于冈瓦纳大陆的羌塘微板块,晚古生代在其边缘形成基本连续的沟-弧-盆构造

体制, 岛弧和弧前盆地中形成铅锌矿、锑(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(包括西南三江的相当地层), 这种作用一直持续到了新生代(张洪涛等, 2004)。

昌都微板块边缘从三叠纪到新生代, 长期处于缓慢发展的陆缘岩浆弧环境, 新生代酸性和中酸性侵入活动强烈, 印度板块与拉萨微板块强烈碰撞, 残留洋壳的俯冲突然加速, 同时发生右旋走滑, 有利于成矿斑岩的快速被动侵位, 形成了矿化密集的玉龙斑岩成矿带, 从夏日多到芒康长达 280 km, 向北西进入青海纳日贡玛斑岩铜矿, 向南延入云南。在区域上, 这些斑岩铜矿的成矿年龄基本一致, 如玉龙(40.9 ± 0.1) Ma, 多霞松多(37.5 ± 0.2) Ma, 马拉松多(37.1 ± 0.2) Ma, 扎拉尕(38.5 ± 0.2) Ma, 莽总(37.6 ± 0.2) Ma 等(梁华英, 2002)(表 4)。

既然斑岩铜矿产生于聚合板块活动时期, 其构

造背景从理论上讲应该表现为强烈的挤压环境。我们已知最为典型的智利西部斑岩铜矿带, 就是受挤压作用下的走滑断裂带的控制。而玉龙斑岩铜矿带则是拉分盆地边缘短轴背斜控制成矿, 成矿斑岩体往往呈现被动侵位特点, 说明该带成矿期发生过局部拉张作用, 斑岩铜矿主要形成于挤压背景下的拉张条件, 成矿时限比较集中, 成矿作用相对“单纯”。

3.3.2 冈底斯-喜马拉雅成矿区

特提斯洋在晚二叠世以后停止扩张, 几乎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, 成为巨型的斑岩铜矿成矿区(含以铜铅锌矿为主的念青唐古拉成矿带), 本文谓之班公湖-怒江/冈底斯成矿区。区内公认存在两个规模巨大的缝合带, 一个是羌塘地块和拉萨地块之间的班公湖-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, 北为东西绵延数百

表 4 昌都成矿区斑岩铜矿床成矿特征

Table 4 Metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in the Changdu metallogenic region

构造环境	岩浆系列	矿床	测试样品	测试方法	地质年龄/ Ma	资料来源
陆内微板块聚汇-局部共轭走滑拉伸(羌塘-唐古拉、昌都-思茅、左贡-保山、哀牢山等微板块)	高钾碱性	玉龙铜矿	含矿黑云母二长花岗斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	43.8±0.7	王成辉等, 2009
	高钾钙	玉龙铜矿	黑云母二长花岗斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	43.0±0.5	王成辉等, 2009
	碱性岩	玉龙铜矿	石英二长花岗斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	43.9±0.6	王成辉等, 2009
	浆	玉龙铜矿	二长花岗斑岩	⁴⁰ K- ³⁹ Ar	52.84±1.68	芮宗瑶等, 2002
		玉龙铜矿	黑云母二长花岗斑岩/正长花岗斑岩	Rb-Sr 等时线	44.5±2.5	芮宗瑶等, 2002
		玉龙铜矿	5个赋矿斑岩体	Rb-Sr 等时线	40.9±0.1	梁华英 2002
		扎拉尕铜矿	岩体	Rb-Sr 等时线	38.5±0.2	梁华英 2002
		莽总铜矿	岩体	Rb-Sr 等时线	37.6±0.2	梁华英 2002
		多霞松多	岩体	Rb-Sr 等时线	37.5±0.2	梁华英 2002
		马拉松多铜矿	岩体	Rb-Sr 等时线	37.1±0.2	梁华英 2002
		马拉松多铜矿	辉钼矿	¹⁸⁷ Re- ¹⁸⁷ Os 模式年龄	36.0 36.3 35.4	芮宗瑶等, 2002
		纳日贡玛铜矿	黑云母花岗斑岩	锆石 ²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U	21~66	郭贵恩等, 2010
		纳日贡玛铜矿	辉钼矿	¹⁸⁷ Re- ¹⁸⁷ Os 模式年龄	40.8±0.4	郭贵恩等, 2010

千米的班公湖-怒江成矿带,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。向西可能与伊朗萨尔切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。南为横亘 700 km 以上的冈底斯成矿带,拉萨地块和喜马拉雅地块之间的裂离时间还不确定,新的区调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(120~24)Ma,在 55~45 Ma 和 30~24 Ma 时又出现 2 个活动高峰,分别对应于碰撞和高原隆升两个重大事件。岩浆弧火山活动主要发生于晚古新世一早始新世(65~40 Ma),与碰撞事件大致吻合。高原发生快速隆升以后出现南北向不标准的裂谷体系,沿张性断裂发生钾质钙碱性火山喷发(10~15 Ma)和小型高位酸性岩浆侵入(10~20 Ma),形成东西成带、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岩,少数为石英二长斑岩。在日喀则以北至拉萨以东,已发现东西延伸的冈底斯斑岩铜矿带,包括甲玛、驱龙、拉抗俄、南木、厅宫、冲江、洞嘎等大中型斑岩铜矿床和一系列矿化点,成矿潜力巨大(张洪涛等,2004)。

冈底斯-喜马拉雅成矿区可进一步分为 3 段,东段有甲玛、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。东段位于板内,已获得的成矿年龄相当集中,暗示了特提斯洋关闭前最后一块的板块对接时“板内碰撞-造山”作用的影响,如辉钼矿的 ^{87}Re - ^{87}Os 等时线年龄,有驱龙[(15.99±0.32)Ma,芮宗瑶等,2003;(14.00±2.00)Ma,侯增谦等,2003],冲江[(14.85±0.69)Ma,(15.99±0.32)Ma,芮宗瑶等,2006],南木[(16.67±0.26)Ma,侯增谦等,2003],拉抗俄[(13.5±0.1)Ma,侯增谦等,2003](表 5)。需要说明的是,东、西段成矿环境具有很大差异,其成因关系尚需进一步探索。南缘的克鲁、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,有的呈现层控、似层控特征,具有较大的找矿潜力。

3.3.3 东喜马拉雅-西南三江成矿区

位于印度板块和欧亚板块之间,从西到东为一系列南北狭长的微陆块,它们分别是怒江、澜沧江-昌宁-孟连、金沙江-哀牢山、甘孜-理塘等 4 个微板

块,其间夹持着一系列更次一级的微板块,以及岛弧或陆缘弧,北段产有羊拉、鲁春、南左等斑岩、火山岩型铜矿,中段以兰坪金顶铅锌矿、白洋厂、白秧坪铜银多金属矿、金满铜矿等为代表,南段发育民乐、大平掌、三达山、文玉等火山岩(斑岩)型铜矿床。此外平行向东的甘孜-理塘微陆块,绵延 200 km,是重要的岛弧型成矿带,已发现红山矽卡岩型铜矿、雪鸡坪斑岩型铜矿。平行向西的东喜马拉雅地区的成矿作用尚不明了,但已经引起地质学家的兴趣。

东喜马拉雅-西南三江成矿区,南北各有差异,北部与特提斯成矿域衔接(残余洋壳的被动俯冲,产生晚古生代大洋岛弧,到三叠纪呈现大陆边缘岩浆弧特点,斑岩铜矿有木孜塔格-云雾岭-克里雅等)。南部与特提斯(印支期、燕山期、喜马拉雅期)的几次碰撞事件有关。印支期的 A 型俯冲产生的斑岩型铜矿带,有雪鸡坪斑岩铜矿(224.6 Ma)、普朗斑岩铜矿(211.4~216.3 Ma,曾普胜等,2006)(表 6)。

关于西南三江的区域背景,目前尚无统一的说法。李德威(2008)认为青藏高原中部及三江地区的羌塘、唐古拉、北冈底斯、哀牢山、昌都-思茅、左贡-保山等块体处于一套构造-岩浆体制,66~30 Ma 的板内构造岩浆活动和成矿作用叠加,其基础是印支期和燕山期完成洋陆转换的古特提斯和中特提斯构造域。李文昌等(2001)总结区域成矿作用,分为特提斯前、特提斯、特提斯后三个演化阶段,始于晚泥盆世-石炭世,终结于三叠纪末,自侏罗纪开始进入碰撞后的陆内变形阶段,兼有劳亚大陆和冈瓦纳大陆的地壳结构、沉积类型及其过渡性特征。邓军等(2011)认为,东喜马拉雅-西南三江构造域经历了增生造山向碰撞造山转换、从主碰撞向晚碰撞转换、从晚碰撞向后碰撞等三个阶段的重大转换,控制了一系列岛弧火山岩型斑岩型铜矿(羊拉、红山、普朗、铜厂沟等)、VMS 型铜铅锌(大平掌、民乐、三达山等)等,从成矿构造环境出发,可将西南三江的矿床按成因分为“增生造山成矿系统”(如普朗铜矿、雪鸡坪铜矿等)和“碰撞造山成矿系统”(如民乐铜矿、木朗金矿和老王寨金矿),并且指出该带复合叠加成矿作用最为显著,与燕山期增生造山-碰撞造山构造转换体制有关,揭示了几次造山过程与成矿作用的耦合关系。

普朗斑岩铜矿床的辉钼矿 ^{187}Re - ^{187}Os 模式年龄为(213±3.8)Ma(曾普胜等,2006),与成矿母岩黑云石英二长斑岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄基本一致,表明热液

表 5 冈底斯-喜马拉雅成矿区斑岩铜矿床成矿特征

Table 5 Metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in the Gangdise-Himalayas metallogenic region					
构造环境及岩浆系列	矿床	测试样品	测试方法	地质年龄/ Ma	资料来源
碰撞-造山环境					
高钾钙碱性-钙碱性系列/壳幔岩浆混合	甲玛铜金矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{87}\text{Os}$ 模式年龄	15.22 ± 0.59	应立娟等, 2009
	甲玛铜金矿	含矿花岗斑岩	SH RIMP	14.2 ± 0.2	应立娟等, 2009
	甲玛铜金矿	含矿花岗斑岩	SH RIMP	14.1 ± 0.3	应立娟等, 2009
	甲玛铜金矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{87}\text{Os}$ 模式年龄	15.18 ± 0.98	李光明等, 2005
	驱龙铜矿	石英二长花岗斑岩	SH RIMP	17.58 ± 0.74	芮宗瑶等, 2003
	驱龙铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{87}\text{Os}$ 模式年龄	15.99 ± 0.32	芮宗瑶等, 2003
	驱龙铜矿	含矿斑岩中钾长石	全岩 K-Ar 年龄	15.77 ± 0.45	芮宗瑶等, 2003
	驱龙铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{87}\text{Os}$ 模式年龄	14.00 ± 2.00	侯增谦等, 2003
	驱龙铜矿	黑云母花岗闪长岩	锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	16.38 ± 0.46	王亮亮等, 2006
	驱龙铜矿	黑云母花岗闪长岩	锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	16.35 ± 0.40	王亮亮等, 2006
	驱龙铜矿	黑云母花岗闪长岩	锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	15.82 ± 16.85	王亮亮等, 2006
	邦铺钼铜矿	含矿二长花岗斑岩	锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	16.23 ± 0.19	王立强等, 2011
	厅宫铜矿	二长花岗斑岩	全岩 K-Ar 年龄	16.5 ± 0.8	芮宗瑶等, 2006a
	厅宫铜矿	二长花岗斑岩	全岩 $^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	12.95 ± 0.5	芮宗瑶等, 2006a
	厅宫铜矿	二长花岗斑岩	全岩 $^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	12.2 ± 1.6	芮宗瑶等, 2006a
	厅宫铜矿	二长花岗斑岩	全岩 $^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	15.4 ± 0.9	芮宗瑶等, 2006a
	厅宫铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	14.85 ± 0.69	芮宗瑶等, 2006a
	厅宫铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	15.99 ± 0.32	芮宗瑶等, 2006a
	拉抗俄铜矿	二长花岗斑岩	全岩 $^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	12.97 ± 0.31	芮宗瑶等, 2006a
	拉抗俄铜矿	二长花岗斑岩	全岩 $^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	12.0 ± 0.4	芮宗瑶等, 2006a
	拉抗俄铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	13.5 ± 0.1	侯增谦等, 2003
岩浆弧环境(班公湖-怒江板片向南羌塘板片俯冲)	冲江铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{87}\text{Os}$ 模式年龄	14.04 ± 0.16	侯增谦等, 2003
	南木铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	16.67 ± 0.20	侯增谦等, 2003
	钾玄岩-高钾钙碱性岩	波龙铜矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	119.4 ± 1.3	祝向平等, 2011
	浆(增生杂岩)	多不杂铜矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	127.2 ± 2.3	祝向平等, 2011
		辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	117.4 ± 8.1	祝向平等, 2011
		蚀变钾长石	$^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	118.31 ± 0.60	祝向平等, 2012
		含矿斑岩	锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	112.0 ± 2.3	曲晓明等, 2007
				127.8 ± 2.6	曲晓明等, 2007
	岛弧型次火山-岩浆环境				
	活动大陆边缘钙碱性火山-岩浆(碰撞伸展, 部分上地幔熔融)	雄村金铜矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	173.2 ± 2.7	唐菊兴等, 2010
		黑云母(云煌岩脉)	$^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	49.59 ± 0.58	唐菊兴等, 2010
		黑云母(花岗闪长岩)	$^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	46.96 ± 0.42	唐菊兴等, 2010
		绢云母	$^{39}\text{K}\text{-}^{40}\text{Ar}$ 年龄	38.1 ± 0.9	曲晓明等, 2007

活动从 235 Ma 持续到 182 Ma 左右, 热液系统寿命达 40 Ma 之久。最近发现的地苏嘎铜矿床, 其成矿母岩石英闪长玢岩的锆石 $^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$ 模式年龄为 (217.25 ± 0.89) Ma(刘学龙等, 2013)。羊拉铜矿床的

表 6 东喜马拉雅-西南三江成矿区斑岩铜矿特征

Table 6 Metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in the East Himalayas-Three-River metallogenic region in Southwest China

构造环境及 岩浆系列	矿床	测试样品	测试方法	地质年龄/ Ma	资料来源
陆块聚汇的局部拉分盆地环境					
钙碱性火山-岩浆系列(新特提斯洋陆转换)					
	普朗铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	211.4 ± 3.6	曾普胜等, 2006
	普朗铜矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	216.3 ± 3.5	曾普胜等, 2006
	普朗铜矿	石英二长斑岩	$^{40}\text{K}\text{-}^{39}\text{Ar}$	214.58 ± 0.91	曾普胜等, 2006
	普朗铜矿	黑云母	$^{40}\text{K}\text{-}^{39}\text{Ar}$	230.9 ± 2.2	曾普胜等, 2006
	普朗铜矿	钾长石	$^{40}\text{K}\text{-}^{39}\text{Ar}$	182.5 ± 1.8	曾普胜等, 2006
	普朗铜矿	黑云母	$^{40}\text{K}\text{-}^{39}\text{Ar}$	235.4 ± 2.4	曾普胜等, 2006
	羊拉-里农铜矿	中基性火山岩层锆石	$^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	296.1 ± 7.0	战明国等, 1998
	羊拉-里农铜矿	矿石	$^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	157.5(平均)	李石磊等, 2008
	地苏嘎铜矿	石英闪长玢岩锆石	$^{206}\text{Pb}\text{-}^{238}\text{U}$	217.25 ± 0.89	刘学龙等, 2013
板内活化-伸展推覆-花岗质岩浆侵入(早喜马拉雅造山)					
	马厂箐铜钼矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	33.9 ± 1.1	王登红等, 2004
	马厂箐铜钼矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	35.8 ± 1.6	曾普胜等, 2006
	马厂箐铜钼矿	辉钼矿	$^{187}\text{Re}\text{-}^{187}\text{Os}$ 模式年龄	35.3 ± 0.7	郭晓东等, 2012; 李文昌等, 2001; 李德威, 2008

火山岩建造年龄更老一些, 为 $(296.1 \pm 7.0) \text{ Ma}$, 成矿年龄则为 157.5 Ma (平均), 矿化持续时间更长(李石磊等, 2008)。与昌都成矿区相呼应, 印度板块碰撞使北东方向的“构造结”强烈挤压, 北特提斯残留洋壳向东侧的扬子地块俯冲, 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, 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, 斑岩体富碱, 如四川西范坪铜矿、云南马厂箐铜钼矿床、金平长安、铜厂铜金矿床等, 成矿时代集中于 $30 \sim 40 \text{ Ma}$ 。两种成矿背景截然不同的斑岩铜矿在东喜马拉雅-西南三江一带并存的原因, 据王登红等(2002)研究西南三江在中新生代经历了一场构造“反转”变动, 呈残留海或多岛海状态, 产有燕山晚期的个旧锡矿, 成矿作用延续到喜马拉雅期。笔者认为, 喜马拉雅-西南三江肯定受到环太平洋构造域不同程度叠加的影响, 从而带来“多元、多期、多种强度、多种”效应。笔者在羊拉铜矿野外观察到, 有些矿化体出现了模糊不清的 VMS、

SEDEX 的现象, 直至“江边矿段”才发现区域上隐伏的印支-燕山期花岗质岩浆活动迹象, 成矿作用的终极产物——矿化体本身, 已经与其他类型的矿化体混杂共存。多不杂铜矿与喜马拉雅期斑岩铜钼金矿(玉龙、北衙、马厂箐、哈播、铜厂等)构成了丰富多彩的“三代同堂”分布格局, 恰如其分地反映了印度板块、欧亚板块之间先俯冲、后碰撞-板内造山的时空耦合效应。

此外, 中国存在于前寒武纪时代的华北板块(克拉通)的斑岩铜矿仅有山西中条山铜矿峪、小西沟斑岩铜矿床等, 与国外少见的、产于板内环境的印度马兰杰坎德超大型斑岩铜矿床类似, 但是铜矿储量不足全国的 1%。这也更加说明经典的“描述模型”对于寻找斑岩铜矿床具有一定的局限性。

4 结 论

(1) 中国大陆受到印度板块、欧亚板块、太平洋板块活动的影响, 3 个古板块(克拉通)以及多期、多

样的微板块相互剧烈碰撞, 引发长期、繁杂的板内构造-岩浆活动, 为斑岩铜矿的生成提供了物质、热能、热液、通道等前提条件。还原、解析中国大陆复杂的构造-岩浆演化历史, 是研究中国大陆斑岩铜矿成矿环境的理论前提。

(2) 中国大陆斑岩铜矿往往与矽卡岩型、火山热液型、VMS、SEDEX、MVT 等共(伴)生, 表现为复杂的壳-幔系统特点, 如特提斯成矿域, 其表现出陆缘增生-陆内深熔特点, 这是对斑岩铜矿成矿理论的重大补充和修正。与斑岩铜矿同(错)时产出的矿产可以有钼、钨、金、银、铁、铅、锌等, 它们往往成群、分带展布。地质学家离不开经典斑岩铜矿“描述模型”, 但更需要的是具有个性的区域“成因模型”。

(3) 本文对中国大陆地质及斑岩铜矿时空分布进行了全面分析, 提出了中国大陆背景下斑岩铜矿“3大成矿域、7大成矿区”的区划方案, 旨在更加精准地反映中国斑岩铜矿与构造-岩浆演化的区域环境; 三大古板块边界控制成矿域, 不同尺度微板块边界控制成矿区(带)。

(4) 古亚洲成矿域工作程度相对不足, 亟须加强基础地质研究, 重点解剖华北板块北缘早古生代晚期—早泥盆世形成的沟-弧-盆构造体系、哈萨克斯坦板块北缘泥盆纪—石炭纪形成的天山构造岩浆弧演化过程, 以进一步寻找斑岩铜矿富集区。特提斯成矿域工作程度总体偏低, 冈底斯-喜马拉雅成矿区、东喜马拉雅-西南三江成矿区(喜马拉雅期)具有非常大的斑岩铜矿找矿前景。此外, 横亘中国大陆的东西向超高压变质带(北祁连、东昆仑西段、阿尔金等)很可能集中了一系列微板块, 其相互关系复杂, 相应的构造-岩浆活动区(陆内、陆缘汇聚中心)很可能赋存有斑岩铜(钼、钨、金)矿床。

参考文献/References

陈兆仁, 胡 朗, 郑晓惠. 2011. 吉林省小西南岔铜金矿床地球化学特征[J]. 地质与资源, 20(3): 194-200.

陈志广, 张连昌, 万 博, 张玉涛, 吴华英. 2008. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床低-Sr-Yb 型成矿斑岩地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报, 24(1): 115-128.

陈志广, 张连昌, 卢百志, 李占龙, 李华英, 相 鹏, 黄世武. 2010. 内

蒙古太平川铜钼矿成矿斑岩时代、地球化学及地质意义[J]. 岩石学报, 26(5): 1437-1449.

Cox D P, Singer D A, 宋伯庆, 李文祥, 朱裕生, 浦志伟译. 1990. 矿床模式[M]. 北京: 地质出版社. 1-378.

邓 军, 杨立强, 王长明. 2011. 三江特提斯复合造山与成矿作用研究进展[J]. 岩石学报, 17(2): 461-155.

高钰涯, 李献华, 李秋立, 钟孙霖. 2010. 二次离子质谱第四纪锆石年代学: 台湾金瓜石英安岩定年[J]. 地学前缘, 17(2): 146-155.

郭贵恩, 马彦青, 王 涛, 张永涛, 叶继龙, 刘宝山. 2010. 纳日贡玛含斑岩岩体形成机制及其成矿模式分析[J]. 西北地质, 43(3): 28-35.

郭晓东, 牛翠祚, 王志华, 王 梁, 夏 锐. 2012. 云南省马厂箐 Cu-Mo-Au 多金属矿集区成矿系统[J]. 矿床地质, 31(3): 615-628.

侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永丰, 杜安道, 黄 卫. 2003. 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)辑, 33(7): 609-618.

侯增谦, 郑远川, 杨志明, 杨竹森. 2012. 大陆碰撞作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统[J]. 矿床地质, 31(7): 647-670.

黄崇軻, 白 冶, 朱裕生. 2001. 中国铜矿床[M]. 北京: 地质出版社. 57-198.

李春昱. 2004. 经济体制改革时期地质工作如何面向经济建设[J]. 地质通报, 23(9-10): 827-828.

李德威. 2008. 青藏高原及邻区三阶段构造演化与成矿演化[J]. 地球科学, 33(6): 723-742.

李光明, 刘 波, 屈文俊, 林方成, 余宏全, 丰成友. 2005. 西藏冈底斯成矿带的斑岩-矽卡岩成矿系统——来自斑岩矿床和矽卡岩型铜多金属矿床的 Re-Os 同位素年龄证据[J]. 大地构造与成矿学, 4: 2-30.

李秋耘. 2011. 德兴斑岩铜矿床含矿岩浆起源: 来自锆石 Hf-O 的证据[J]. 矿物学报, 增刊: 609-610.

李石磊, 苏昌学, 燕永峰, 宁选凤. 2008. 羊拉铜矿矿床地质特征与成矿规律研究[J]. 矿业快报, 476(12): 27-30.

李文博, 陈衍景, 赖 勇, 李建清. 2008. 内蒙古白乃庙铜金矿床的成矿时代和成矿构造背景[J]. 岩石学报, 24(4): 890-898.

李文昌, 莫宣学. 2001. 西南/三江地区新生代构造及其成矿作用[J]. 云南地质, 20(4): 333-345.

梁华英. 2002. 青藏高原东南缘斑岩铜矿成岩成矿研究取得新进展[J]. 矿床地质, 21(4): 365.

刘学龙, 李文昌, 尹光侯. 2013. 云南格咱地苏嘎成矿岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 地质通报, 32(4): 573-579.

冯益民, 朱宝清, 邵序常. 1991. 中国新疆西准噶尔山系构造演化[A]. 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.

莫宣学, 赵志丹, 邓晋福. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 135-148.

裴荣富, 梅燕雄, 李进文, 孟贵祥, 王少怀, 王永磊, 李 莉, 黄修保, 王

浩琳. 2006. 事件地质激发成矿作用异常与超巨量金属工业堆积[J]. 地质学报, 80(10): 1509-1519.

裴荣富, 梅燕雄. 2009. 1: 25 000 000 世界大型超大型矿床成矿图[M]. 北京: 地质出版社.

曲晓明, 辛洪波, 徐文艺. 2007. 西藏雄村特大型铜金矿床容矿火山岩的成因及其对成矿的贡献[J]. 地质学报, 81(7): 965-971.

任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚. 1997. 从全球看中国大地构造[M]. 北京: 地质出版社. 1-50.

任云生, 王 辉, 屈文俊, 赵华雷, 褚广勤. 2011. 延边小西南岔铜金矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[J]. 地球科学, 36(4): 721-728.

芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 徐 珏, 张洪涛. 1984. 中国斑岩铜钼矿床[M]. 北京: 地质出版社. 279-292.

芮宗瑶, 张洪涛. 1986. 试论中国斑岩型矿床系列[J]. 中国地质科学院院报, 14: 89-100.

芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 刘玉琳. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J]. 矿床地质, 21(1): 16-22.

芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 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, 张洪涛, 陈仁义, 王志良, 王龙生, 王义夫. 2006a. 斑岩铜矿研究中若干问题探讨[J]. 矿床地质, 25(4): 491-500.

芮宗瑶, 侯增谦, 李光明, 刘 波, 张立生, 王龙生. 2006b. 冈底斯斑岩铜矿成矿模式[J]. 地质论评, 52(4): 459-466.

谭成印, 王根厚, 李永胜. 2010. 黑龙江多宝山成矿区找矿新进展及其地质意义[J]. 地质通报, 29(2-3): 436-445.

唐菊兴, 黎凤估, 李志军, 张 丽, 唐晓倩, 邓 起, 郎兴海, 黄 勇, 姚晓峰, 王 友. 2010. 西藏谢通门县雄村铜金矿主要地质体形成的时限: 锆石 U-Pb、辉钼矿 Re-Os 年龄的证据[J]. 矿床地质, 29(3): 461-475.

王成辉, 唐菊兴, 陈建平, 郝金华, 高一鸣, 刘耀文, 凡 韬, 章奇志, 应立娟, 陈志皎. 2009. 西藏玉龙铜钼矿同位素年代学研究[J]. 地质学报, 83(10): 1445-1455.

王登红, 杨建民, 闫升好, 徐 珏, 陈毓川, 薛春纪, 骆耀南, 应汉龙. 2002. 西南三江新生代矿集区的分布格局及找矿前景[J]. 地质通报, 23(2): 135-140.

王登红, 曲文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Rs-Os 同位素定年[J]. 中国科学(D 辑), 34(4): 345-349.

王立强, 唐菊兴, 陈毓川, 罗茂澄, 冷秋锋, 陈 伟, 王 焕. 2011. 西藏邦铺钼(铜)矿床含矿二长花岗岩斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及地质意义[J]. 矿床地质, 30(4): 349-360.

王亮亮, 莫宣学, 李 冰, 董国臣, 赵志丹. 2006. 西藏驱龙斑岩铜矿含矿斑岩的年代学与地球化学[J]. 岩石学报, 22(4): 1001-1008.

王少怀, 裴荣富, 曾宪辉, 邱小平, 魏 民. 2009. 再论紫金山矿田成矿系列与成矿模式[J]. 地质学报, 83(2): 145-157.

肖爱芳, 黎敦朋. 2012. 福建省紫金山复式花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年[J]. 东华理工大学学报, 35(4): 7-15.

肖序常, 汤耀庆, 李锦铁. 1991. 古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化[A]. 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.

闫学义, 黄树峰, 秦克章, 琚宜太, 陈 雷, 黄照强, 赵珍梅, 陈自康. 2012. 冈底斯东段走滑性陆缘铜多金属成矿系统理论与勘查应用[M]. 北京: 地质出版社. 195-197.

应立娟, 唐菊兴, 王登红, 畅哲生, 曲文俊, 郑文宝. 2009. 西藏甲玛铜多金属矿床矽卡岩中辉钼矿铼-钼同位素定年及其意义[J]. 岩石测试, 28(3): 265-268.

曾普胜, 李文昌, 王海平, 李 红. 2006. 云南普朗印支期超大型斑岩铜矿床岩石学及年代学特征[J]. 岩石学报, 22(4): 989-1000.

战明国, 路远发, 陈式房. 1998. 滇西德钦羊拉铜矿[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1-80.

张德全, 李大新, 丰成友, 董英君. 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.

张洪涛, 陈仁义, 韩芳林. 2004. 重新认识中国斑岩铜矿的成矿地质条件[J]. 矿床地质, 23(2): 150-163.

赵忠海, 郑卫政, 曲 晖, 郭 艳, 李成禄, 王 卓, 张俭峰. 2012. 黑龙江多宝山地区金成矿作用及成矿规律[J]. 矿床地质, 31(3): 601-614.

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.

祝向平, 陈华安, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 李玉彬, 李玉昌. 2011. 西藏波龙斑岩铜金矿床的 Re-Os 同位素年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 27(7): 2159-2164.

祝向平, 陈华平, 马东方, 黄瀚霄, 李光明, 刘朝强, 卫鲁杰. 2012. 西藏多不杂斑岩铜金矿钾长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及其地质意义[J]. 现代地质, 26(4): 656-662.

Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 67: 184-197.

Titley S R. 1970. Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the north-western Pacific[J]. Econ. Geol., 65: 499-514.