

中国东部铜矿床类型、成矿环境、 成矿集中区与成矿系统^{*}

秦克章^{1,2} 汪东波¹ 王之田¹ 孙 枢²

(1 北京矿产地质研究所, 北京 2 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈开放室, 北京)

提 要: 通过对我国东部 22 个大型以上及 40 余个中型铜矿床的综合调研, 并与国外对比得出如下结论: 中国中东部陆壳是在几个古陆块基础上增生起来的, 铜矿成矿作用在空间上向板块边缘推移, 与块体边缘地球化学急变带有密切联系, 在时间上越来越新; 大型铜矿可分 6 大成矿期, 以中生代最重要, 次为晚古生代、中(新)元古代; 我国东部地壳运动频繁而又比较强烈, 就形成大型铜矿床的环境而言, 内生成分较多的矿床类型比外生成分较多的矿床类型可能更有利。铜矿床可分 9 大类型, 斑岩型最有潜力。提出并论证铜质得以大规模堆积的 4 类成矿系统; 划分出 9 个成矿集中区、远景区; 分析了中国东部中生代火山侵入岩带的构造性质及中国东部斑岩铜矿规模上不如美洲西岸的原因。

关键词: 铜矿床类型 成矿环境 成矿集中区 成矿系统 中国东部

我国的铜矿普查勘探事业在 1949 年后有很大的发展, 但大型以上规模铜矿在 50~70 年代末即已确立。自 80 年代中期以来, 全国新探明百万吨铜矿只有 3 处: 银山、阿舍勒和紫金山。近 20 年在铜矿找矿上一直徘徊不前, 新的普查基地紧缺。1998 年我国铜金属需求量达 120 万吨, 自给率不到 50%, 每年铜进口耗费国家巨额外汇。资源形势相当严峻。

大型-超大型矿床由于其巨大的经济价值和重要的理论意义而成为地学界近年来的热门课题。就铜矿来说, 世界已开发和有经济价值的矿床中, 550 kt 以上规模的矿床占总储量的 92.4%, 而其中 5.5 Mt 以上规模的矿床占总储量的 66.4%。我国已知大型以上规模铜矿床计 31 个, 占全国总储量的 66.7%, 其中大型 25 个占 33.4%, 特大型 4 个占 16.2%, 超大型 2 个占 17.1%^[1]。因此认真研究总结、勘查和开发大型以上规模的铜矿床, 是根本解决铜矿资源问题的重要途径。大矿床的划分标准, 国际上尚无统一意见; 按我国现行标准, 大型铜矿床的金属储量 0.5 Mt。我们将铜储量 2 Mt 者称之为特大型, 5 Mt 者称之为超大型, 10 Mt 者称之为巨型铜矿。大型—巨型铜矿床的空间分布可分面型、线型和点型 3 种情形^[2]。前两者又称再现型, 后者又称孤立型。

王之田 40 年来曾对我国中型以上规模铜矿绝大部分都进行过现场考察。在广泛学习吸取国内、外研究成果的基础上, 结合作者十多年来对我国数 10 处典型矿床(如乌奴格吐山、甲乌拉—查干矿田、狼山、白乃庙、金川、白银、北山、大宝山、东川、易门、铜厂、银山、永平、紫金山和新疆喀拉通克、阿舍勒、黄山—香山、土屋等重要矿区)的实地考察认识, 在进一步综合调研我国东部 22 处大型以上规模和 40 余处中型铜矿床并与国外对比基础上, 本文在此对中国东部主要铜矿床的类型、成矿环境及某些关键问题作一探讨。旨在与同行研讨切实推进我国大型以上规模铜矿床的研究和发现。

^{*} 本文得到中国有色金属总公司“大型铜矿成矿环境对比”科研项目和跨世纪人才基金、博士后基金资助

第一作者简介: 秦克章, 男, 1964 年生, 研究员, 现为中国科学院地质与地球物理研究所博士后, 从事矿床地质与大地构造研究。邮政编码: 100012

1999-05-17 收稿, 1999-09-22 修改回

1 中国东部主要铜矿类型与成矿环境

王之田、秦克章 (1988, 1991) 根据含矿岩系并结合矿床成因分类的原则可将我国中型以上规模铜矿划分为 7 大类型, 其中有 6 种类型可形成大型以上规模铜矿^[3,4]。在此基础上, 结合近年来科研勘查进展, 本文将我国东部中—大型以上规模铜矿划分为 9 大类型, 新划分出次火山岩热液脉型和陆相热水沉积岩型铜矿。其中以斑岩型最为重要, 其次为海相沉积岩块状硫化物型、夕卡岩型、海相火山岩块状硫化物型、镁铁质-超镁铁质岩铜镍型和海相沉积变质岩型。世界上铜矿探明储量各类型百分数分别为: 斑岩型 51.7%, 砂页岩型 26.1%, 黄铁矿型 10.3%, 铜镍型 6.0%, 脉型 3.2%, 夕卡岩型 2.2%^[1]。中国东部大型铜矿床可分为 6 个大的成矿期, 主要成矿期为中生代, 其次是晚古生代和中(新)元古代, 古元古代和早古生代更次之。太古宙和新生代仅有中型铜矿形成。

1.1 斑岩型

斑岩铜矿床约占世界铜储量的一半, 在我国占总储量的 47.5%。我国 4 个特大型铜矿中有 3 个为斑岩型, 2 个超大型铜矿均为斑岩型。因此, 从全国看, 应对斑岩型给予更多注意。它以规模大, 品位低, 宜露采为特点, 是铜金属的最主要来源。斑岩铜矿的开发研究最早可追溯到 1905 年, 但斑岩铜矿的大量发现、勘探和广泛、深入研究是在板块构造理论兴起之后近 30 年。中国大型斑岩铜矿 (Cu、Cu-Au、Cu-Mo、Cu-Pb-Zn-Ag), 产出大地构造环境可分为大陆边缘 (包括陆内古板边) 和岛弧环境。根据时空条件又可划分造山晚期、造山期后和克拉通活化环境成矿。大型斑岩铜矿床不论与板块俯冲消减带的关系密切与否, 都与区域性深大断裂有关, 而这种深大断裂带均产生在两个较大的正负构造单元发生大幅度相对运动的位置。大型斑岩铜矿床常见于深大断裂的横向断裂上或陆相火山断陷盆地边缘。

我国大型斑岩铜矿多与广泛发育的钙碱系列中酸性火山-岩浆作用形成的多期次复式杂岩体有关。火山岩主要为安山岩-英安岩-流纹岩建造, 而侵入岩则为闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩建造。其原始岩浆起源于下地壳或上地幔, 或壳幔混源并受上部地壳的混染。成矿物质主要与分熔岩浆一起来自下地壳或上地幔, 少部分可来自上地壳或地表岩层。参与蚀变和成矿的热液是一些含矿岩浆水和大气水的富含金属和盐类矿物的混合热液, 通常具有早期正岩浆和晚期对流的蚀变矿化证据。典型的矿化蚀变, 从斑岩系统中心向外过渡, 为两期叠加, 即早期的钾化-青磐岩化, 被晚期的石英绢云母化-青磐岩化叠加, 形成现今常见的由斑岩体向围岩方向的蚀变分带模式, 钾化-石英绢云母化-青磐岩化。相应的矿化分带为 Mo (Cu、Au) — Cu (Mo、Au) — Pb、Zn、Ag。矿石构造由内向外为浸染-浸染细脉-细脉-大脉。常有角砾岩筒出现。矿化蚀变随剥蚀深度而异。蚀变的规模、面型分带性和叠加性对成矿有重要控制作用^[5,6]。大型铜矿的蚀变范围大, 如铜厂、玉龙大于 8 km², 乌奴格吐山 (简称乌山) 大于 5 km², 且具中心式环状对称蚀变分带。近年研究还发现斑岩热液蚀变过程中主岩和围岩的稀土元素变化具互补性, 证实了热液对流的存在^[6]。斑岩蚀变矿化后出现明显铜亏损, 铜亏损对斑岩铜矿化具指示意义^[6]。主要由上侵斑岩冷却而导致斑岩和围岩广泛发育的多期破裂裂隙控制着蚀变和矿化。我国已知大型斑岩铜矿床除西藏玉龙^[7]外, 由于缺乏完整的内部和外部特定条件, 故未形成厚大次生富集带。中国东部大型斑岩铜矿主要分布如下地区 (图 1)^[1]。

(1) 中国大陆东部, 属环太平洋成矿域西部带的外带, 成矿时代均为燕山期。有下扬子拗陷带的城门山铜矿, 江南地轴的铜厂、富家坞、朱砂红、银山铜矿等。福建上杭紫金山铜金矿 (91 × 10⁶ ~ 102 × 10⁶ a, 石礼炎、李子林, 1989) 的发现预示东南沿海火山岩带寻找次火山-斑岩铜矿的巨大潜力。

(2) 中国北部, 属古亚洲成矿域的外带, 为西伯利亚与中朝—塔里木板块间海洋盆地兼有洋盆扩张和俯冲消减及碰撞的古大陆边缘和岛弧环境。成矿时代主要为海西期。有大兴安岭褶皱系的多宝山 (293 × 10⁶ a, 杜琦, 1988) 和额尔古纳褶皱系的乌奴格吐山铜矿 (燕山早期, 182 × 10⁶ ~ 184 × 10⁶ a, 秦克章等, 1999)。滨太平洋成矿带与古亚洲斑岩铜矿成矿带在我国东北 (含内蒙古东北部) 叠加交汇, 成矿时代和矿

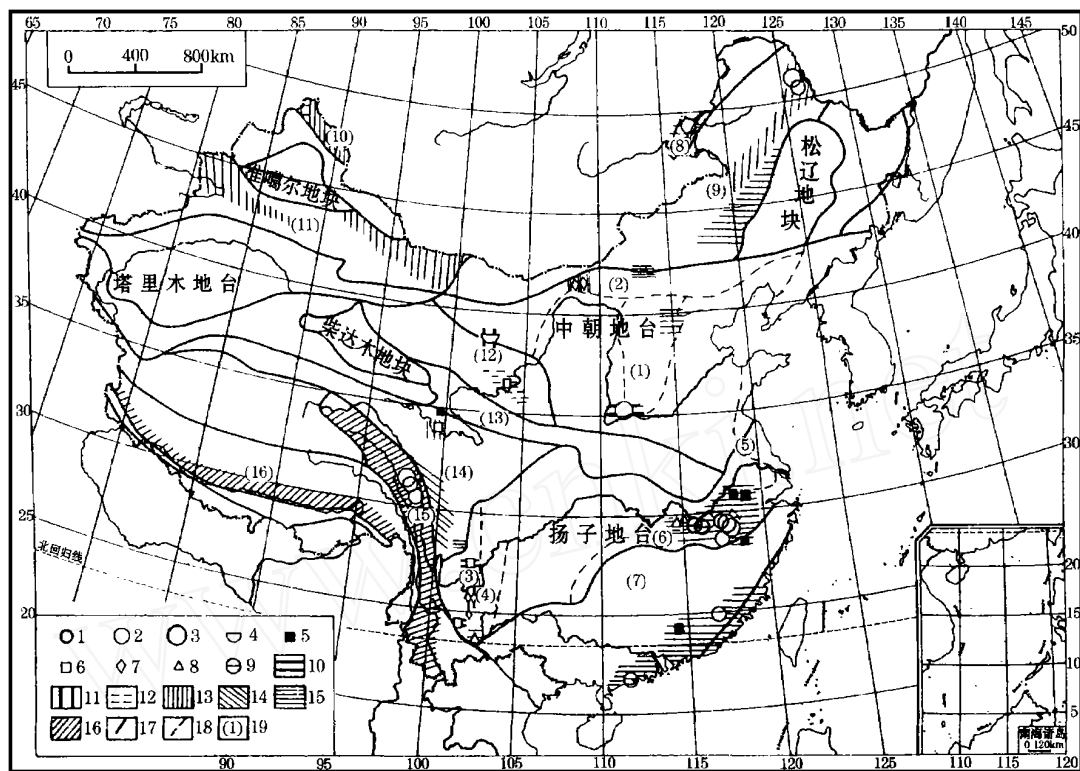


图 1 中国大型铜矿成矿集中区、远景区时空分布略图

类型：1—斑岩型；2—斑岩型（特大）；3—斑岩型（超大）；4—镁铁质-超镁铁质岩铜镍型（特大）；5—海相沉积岩块状硫化物型；6—海相火山岩块状硫化物型；7—海相沉积变质岩型；8—夕卡岩型；9—复合型。成矿期：10—中条期；11—武陵期；12—加里东期；13—海西期；14—印支期；15—燕山期；16—喜山期。构造：17—一级构造单元界线；18—地台内部构造单元界线；19—成矿构造单元编号：（1）—山西断隆；（2）—内蒙地轴；（3）—康滇地轴；（4）—滇东拗陷带；（5）—下扬子拗陷带；（6）—江南地轴；（7）—华南褶皱系；（8）—额尔古纳褶皱系；（9）—内蒙-大兴安岭褶皱系；（10）—阿尔泰褶皱系；（11）—天山褶皱系；（12）—祁连褶皱系；（13）—秦岭褶皱系；（14）—巴颜喀拉-甘孜褶皱系；（15）—三江褶皱系；（16）—岗底斯-念青唐古拉褶皱系

Fig 1. Geological sketch map of China showing the temporal-spatial distribution of metallogenic concentrated areas and prospect areas of large-size copper deposits.

Types: 1—Porphyry type; 2—Porphyry type (giant); 3—Porphyry type (superlarge); 4—Mafic-ultramafic copper-nickel type (giant); 5—Marine sedimentary massive sulfide type; 6—Marine volcanic massive sulfide type; 7—Marine sedimentary metamorphic type; 8—Skarn type; 9—Compound type. Metallogenic periods: 10—Zhongtiao period; 11—Wuling period; 12—Caledonian period; 13—Hercynian period; 14—Indosinian period; 15—Yanshanian period; 16—Himalayan period. Tectonics: 17—Boundary of first-order unit; 18—Boundary of tectonic unit within the platform; 19—Serial number of metallogenic tectonic unit. Metallogenic tectonic units: (1)—Shanxi faulted uplift; (2)—Inner Mongolia Earth's axis; (3)—Kangdian Earth's axis; (4)—East Yunnan depression belt; (5)—Lower Yangtze depression belt; (6)—Jiangnan Earth's axis; (7)—South China fold system; (8)—Ergun fold system; (9)—Inner Mongolia-Dahingganling fold system; (10)—Altay fold system; (11)—Tianshan fold system; (12)—Qilian fold system; (13)—Qinling fold system; (14)—Bayan Har-Garze fold system; (15)—Sanjiang fold system; (16)—Gandise-Nyainqentanglha fold system.

床特征兼具二者特色。

1.2 夕卡岩型

碳酸盐岩在我国较发育, 占沉积岩出露面积的 55 %。而全世界碳酸盐岩的分布面积则仅占沉积岩的 20 % (涂光炽, 1982)。中国大型的夕卡岩铜矿 ($\text{Cu}-\text{Fe}$, $\text{Cu}-\text{Mo}$, $\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Zn}$) 的成矿地质环境与斑岩型接近, 多产在活动带, 主要与燕山期中酸性侵入岩有关, 围岩主要是古生代以来的碳酸盐岩。蚀变矿物以钙硅酸盐即夕卡岩组合为特征, 早期为无水矿物透辉石、石榴石等, 晚期为含水富镁矿物组合, 如金云母、透闪石、阳起石、绿泥石等, 同时伴有铜矿物共存于早已形成的夕卡岩内部较年轻的破裂裂隙中。成矿物质来自侵入体或来自围岩。中国大型夕卡岩铜矿主要分布在环太平洋成矿域, 有下扬子拗陷带的铁山、铜录山、城门山铜矿, 成矿时代为 $170 \times 10^6 \sim 110 \times 10^6 \text{ a}$, 滇东拗陷带的个旧矿田及华南褶皱系的石录铜矿。个旧铜矿矿质可能部分摄取自矿区发育的辉绿岩床。夕卡岩铜矿常与斑岩铜矿同时产在一个矿床内, 如城门山、武山和封三洞铜矿。

1.3 海相火山岩块状(条带状、层纹状、浸染状)硫化物型

本型与海底火山喷流沉积活动有关, 以下简称海相火山岩块状硫化物型 (VHMS)。我国该类型铜矿产于新太古代到三叠纪的海相火山岩带, 成矿时代以古元古代、早古生代为主, 晚古生代次之。主要地质环境包括, 洋盆扩张中脊与蛇绿岩套有关的德尔尼 ($\text{Cu}-\text{Co}$) 型、红沟 (Cu) 型、弧前盆地别子型 ($\text{Cu}-\text{Zn}$)、弧后盆地 $\text{Cu}-\text{Zn}$ (Pb) 型如白银厂等、岛弧黑矿型 ($\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Zn}-\text{AuAg}$, 如呷村) 和地台边缘初始裂谷偏碱性火山岩系中的 $\text{Cu}-\text{Fe}$ 矿 (如大红山、拉拉厂)。从大洋环境过渡到边缘海盆环境, 从无基底过渡到有陆壳基底, 矿化组合呈从 $\text{Cu}-\text{Co}$ Cu $\text{Cu}-\text{Zn}$ $\text{Cu}-\text{Pb}-\text{Zn}$ $\text{Pb}-\text{Zn}$ ($-\text{Cu}$) 变化。

典型矿床由构成矿床主体的块状硫化物的层状透镜体和不整合的网脉型硫化物矿化带组成。网脉状矿化带中含有经过热液蚀变的底板岩石。从网脉带的核部和块状硫化物透镜体的底部向上和向外, 矿石矿物、脉石矿物和热液蚀变矿物具有明显的分带性。该类大型矿床主要分布在康滇地轴古元古代变钠质火山岩中, 以大红山铜铁矿 ($1700 \times 10^6 \text{ a}$) 和拉拉厂铜矿为代表; 中条隆起古元古代绛县群变质基性熔岩和偏酸性层凝灰岩中, 以铜矿峪铜矿为代表。铜矿峪铜矿为古元古代优地槽早期海底喷流火山沉积容矿岩铜矿 ($2150 \times 10^6 \text{ a}$), 古元古代末地槽回返造山, 被陆相中酸性次火山岩 ($1700 \times 10^6 \text{ a}$, 冀树楷, 1990) 顺层侵入改造, 形成“变斑岩铜矿”, 但并没有从根本上改变矿床受原生岩石控制的特点^[8]。陈文明等^[9]研究表明, 其主要容矿岩石——变花岗闪长斑岩、变石英二长斑岩 (4、5 号矿体主要容矿岩石)、黑云片岩、角闪黑云片岩、绿泥黑云片岩 (1、3 号矿体主要容矿岩石)、变辉绿岩、变花斑辉绿岩、变花斑英安岩 (2 号矿体主要容矿岩石), 其原岩系富铁锰凝灰质长石英砂岩和凝灰质粉砂质泥岩及泥岩, 经多次区域变质 (包括动力变质) 及深源富碱热流体的作用下 (类似于花岗岩化作用) 形成的。这给铜矿峪铜矿的海相火山岩块状硫化物成因归属提供了有力的佐证。

本型在国外太古宙是重要成矿期。我国以红透山中型铜矿 ($3100 \times 10^6 \text{ a}$) 为代表, 位于辽东台隆铁岭隆起的太古宙绿岩带中, 容矿岩石为变粒岩、片麻岩、角闪质岩石, 与北美太古宙绿岩带中的 $\text{Cu}-\text{Zn}$ 块状硫化物矿床具某些相似性。由于中国陆壳面积地台区所占比例很小, 陆壳固化时间较世界其它地台、地盾区要晚 $500 \times 10^6 \sim 1000 \times 10^6 \text{ a}$, 并且地壳运动频繁而又比较强烈, 太古宙面积甚小且支离破碎。中国前寒武系岩石出露面积近 800000 km^2 , 约占全国陆地面积的 7 % (程裕淇、徐惠芬, 1985), 且太古宙连续出露面积一般小于 10000 km^2 ; 而加拿大地盾太古宙连续出露面积数十万到百万平方公里 (涂光炽, 1989)。因此, 象加拿大地盾上的太古宙—古元古代火山岩块状硫化物型巨型铜带在我国出现的可能性不大。

1.4 海相沉积岩块状(条带状、层纹状)硫化物型

即为王之田、秦克章 1988 年明确划分出的海相碎屑岩-碳酸盐岩过渡层间的块状 (条带状、层纹状) 硫化物型铜矿^[3], 以下简称海相沉积岩块状硫化物型。成矿环境为大陆地壳海西-印支期海相断裂拗陷带, 为受一定层位控制的沉积改造型矿床。沉积成矿时代为晚古生代, 改造富集时期为中生代, 两者成矿时差约 $200 \times 10^6 \text{ a}$ 。它们几乎都分布在华南晚古生代第一个海侵岩系底部, 由碎屑岩向碳酸盐岩过渡的部位。

海盆内的含矿物质由海底热泉（或旁侧古陆）提供，即被加热了的海水通过对流循环作用把成矿元素从喷口围岩中淋滤出来，同生沉积形成铁矿石硫化物相（黄铁矿，伴 Cu、Au、Pb、Zn）、碳酸盐相（菱铁矿）和氧化物相（赤铁矿）。有用金属元素以喷口为中心的垂向和侧向分带，依次为 Cu、Au-Pb、Zn-Fe、Mn。至燕山期，中小型侵入体常常重新沿着代表基底构造薄弱部位的海底热泉喷口中心侵入，侵入体不仅从前寒武纪古老基底掳取并携带部分含矿物质，而且作为热源使原过渡层间的硫化物（胚胎矿）活化、转移和再富集，最终形成现今所看到的沉积改造型块状硫化物矿床。大型铜矿床主要分布在下扬子拗陷带中石炭统白云岩中，有冬瓜山、武山、新桥等铜矿；华南褶皱系信江流域的下石炭统砂页岩、灰岩和中石炭统灰岩中，有永平铜矿，粤北的上泥盆统灰岩、白云质灰岩中，有大宝山铜矿。秦岭褶皱系西端青海赛什塘铜矿，也可能属此类沉积（晚古生代）改造（印支期）块状硫化物铜矿。

1.5 镁铁质-超镁铁质岩铜镍型

中国铜镍硫化物矿床主要产于拉张构造环境，成矿时代为元古宙和晚古生代。主要受古陆块边缘或碰撞造山期后的伸展拉张构造带控制，岩石圈减薄，引起地幔岩上涌，导致镁铁质-超镁铁质岩浆在地壳浅部侵位。岩体群分布严格受深断裂控制。常见含矿岩体类型有二辉橄榄岩、辉长岩-辉石岩-橄榄岩、斜方辉石岩。矿化可分为岩浆深部熔离型、矿浆贯入型、岩浆熔离型和接触交代型，以前二者为主^[10]。金属矿物主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿等。以镍为超大型、铜为特大型的甘肃金川矿（Nd-Sm 年龄 1.509×10^6 a（汤中立，1994），单颗粒锆石年龄 820×10^6 a（陆松年、李惠民，1998）为代表，该矿位于内蒙地轴西南缘，超镁铁质岩构造于中元古代长城群白家咀子组中。国外资料表明，地壳中如含大量的硫则为镁铁质-超镁铁质岩浆所同化摄取，而有利于铜镍矿的形成，对此应给予注意。

与陆内裂谷有关的溢流玄武岩的侵入相中 Cu-Ni-Pt 硫化物矿床，是国外 60 年代以来最有远景的一种类型，如苏联的诺里尔斯克矿田（三叠纪）和美国的德卢斯矿化杂岩体（中元古代）。我国攀西裂谷带及其南延地区存在分布面积达 30 万平方公里以上的二叠纪峨嵋山溢流玄武岩，可作一些先期调研探索。

1.6 海相沉积变质岩型

本型大型矿床成矿为古大陆边缘斜坡靠近大陆以陆壳为基底的陆内裂谷或残留海盆环境，为浅海相或泻湖三角洲相矿床。成矿时代主要为中（新）元古代。国内有些学者认为本型属内克拉通裂谷环境，除内蒙地轴狼山地区外，康滇地轴和中条地区迄今没有发现陆内裂谷根本特征，即说明切穿岩石圈的高碱性火山岩和岩浆岩的确切证据。其下伏的古元古代含铜岩系不仅可作为陆源沉积矿源层的铜质来源，也可成为沿断裂渗透上来的海底热泉铜质来源。矿床后期经历了同生—成岩—后生作用阶段。矿层主要位于由碎屑岩相到碳酸盐相（也有相反情况）的过渡带中，某些铜矿与具有生物化学作用特点的含藻层或碳质岩层存在着密切的空间关系。矿床均遭受了浅中程度的区域变质，构造运动及变质作用对原有的沉积铜矿中的矿质进行了改造、迁移和富集。矿化的富集与贫化程度明确地取决于矿石改造区的古温度梯度。本类型大型矿床分布：康滇地轴有东川（ 1.039×10^6 a）和易门铜矿，产于昆阳群碳酸盐岩内，矿化富集在由氧化向还原环境即紫色向浅色过渡带的浅色层一边，铜矿层的厚度与紫色层呈正相关关系，呈赤铁矿—辉铜矿—斑铜矿—黄铜矿—黄铁矿矿物分带。内蒙地轴有霍各乞铜矿，产在狼山群第二组（ $1.098 \times 10^6 \sim 1.600 \times 10^6$ a），主要含矿岩系为条带状碳质石英岩、白云岩和碳质板岩。

中国地台是不稳定的，导致长期隆起剥蚀和长期稳定海盆聚矿条件不理想^[4]。因此难以找到与中、新元古代内克拉通裂谷有关的扎伊尔—赞比亚巨型规模的铜矿。

1.7 次火山岩型铜矿床

近十多年来，我国东部陆相火山岩地区相继出现了一大批有远景的大中型铜多金属和贵金属矿床，如内蒙的甲乌拉大型银铅锌铜矿床、赤峰林西大井大型银铜锡多金属矿床、大兴安岭南段莲花山、闹牛山铜（金）矿、福建上杭紫金山大型铜金矿床，江西银山铜金多金属矿床深部近年也有很大进展，显示了这类矿床的重要性。江西银山为一个侵蚀甚浅具直立延伸、连同陆相火山岩至侵入岩达数千米比较完整的斑岩系

列,由上往下为围岩中的大脉铅、锌、银矿—大脉、中脉铜、金、铅、锌、银矿—围岩和斑岩中的小脉、细脉、浸染铜、金矿。细脉矿已控制延深达 1 500 m,推测细脉浸染矿在 1 500~2 500 m 深度,体系深部推断 3 000~3 500 m,找矿潜力还很大。

紫金山铜金矿容矿岩石为燕山早期花岗岩、燕山晚期英安玢岩及火山隐爆角砾岩。热液爆发角砾岩、硅化帽 石英明矾石化 石英-迪开石化 石英-绢云母化演化组合构成该类矿床显著特点(张德全等,1993)。大量的沸腾流体包裹体和隐爆热液角砾岩与铜的富集地带相吻合。沸腾带之上的强烈酸性淋滤硅化帽中金矿化已达工业品位。铜成矿温度为 300~200℃,金成矿温度为 220~100℃(魏家秀、陶恭益,1998)。

上述矿床与陆相火山岩同期稍晚的次火山岩有关,次火山岩与矿床时空上密切伴生,矿化都受火山机构、断裂裂隙构造控制。矿化以脉状、线形蚀变为主,金属矿物和有用矿物复杂是共同的地质特征。至今,国内大多将这类矿床划为斑岩型矿床或斑岩系列矿床,生产找矿仍沿用斑岩矿床特征进行勘查,由于效果不好,常予以否定,对这类脉状矿化一般没给予应有的重视。根据中国东部的区域地质背景、成矿条件分析,与中生代火山-侵入作用有关的次火山岩型铜矿床,很可能是一个重要的找矿类型,有必要把这类矿床单独划分出来。

1.8 陆相砂页岩型铜矿

成矿环境为古陆边缘或前中生代山前断陷或山间盆地。主要分布在康滇地轴两侧的中生代盆地内,分别以滇中盆地(白垩系)的大姚、牟定和四川大铜厂等铜矿为代表。此外,还有江南地轴边缘的九曲湾铜矿(白垩系)和华南褶皱系的柏坊铜矿(白垩系)、车江铜矿(第三系)等。含矿层多赋存于盆地中含煤建造之上的杂色砂岩中,其上覆有红色含盐建造。矿体多位于浅、紫色交互层的浅色层中。矿物分带类似于海相沉积变质岩型的东川铜矿床。我国陆相砂页岩型铜矿,已知单个矿床均属中、小型。

1.9 陆相热水沉积岩型铜矿床

云南兰坪—思茅盆地陆相砂页岩中脉状铜矿,矿化无明显的层位,从二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系到第三系中均有产出。矿化明显受断裂和劈理裂隙控制,铜矿化多赋存于主干断裂旁侧的次级裂隙中。赋矿围岩主要为砂岩、泥(板)岩及灰岩和火山岩。围岩蚀变明显,有硅化、碳酸盐化、重晶石化、高岭石化、绢云母化、绿泥石化,而明显区别于砂页岩层状铜矿化。成矿流体具有深部来源和热泉沉积特征,其代表性矿床——金满铜矿可达中型以上规模。李朝阳等称之为陆相热水沉积矿床^[11]。这是一种值得注意的新类型铜矿。

2 铜质得以大规模堆积的成矿系统与分异建造

成矿系统是指在一定地质构造环境和成矿因素耦合作用下,控制成矿物质由分散到富集形成矿床和保存的全部地质因素和作用过程及其产物的总和(翟裕生,1998)。以成矿系统为中心,分析它形成的宏观地质背景,研究成矿系统的组成要素及它们的相互关联,追踪成矿系统的发生和作用过程及其演化轨迹,以及成矿后的保存和分布状态,有助于深化认识区域成矿与成矿作用的基本过程。成矿系统具多个层次,这里仅对铜质得以大规模堆积的 4 类成矿系统作一讨论。

全球铜工业类型主要有 7 种,以海相沉积岩型、斑岩型形成超大型矿的几率较大,铜镍型几率小一些,VMS 型几率更低^[5]。脉型、夕卡岩型形成不了超大型矿,但夕卡岩型大、中型矿床在我国较重要。铜质得以大规模堆积的成矿系统主要有 4 种。此外,从已有大型铜矿床总体来看,存在含矿建造分异越完全成矿就越好的趋势。

2.1 纯深成成矿系统与铜镍矿床的分异建造

大型-超大型铜镍矿床主要有克拉通边缘深大断裂型(如金川)、陆内热点或陨石引发型(如肖得贝利)、陆内裂谷溢流玄武岩型(如德卢斯)和造山带碰撞期后伸展构造阶段型(如喀拉通克、黄山)4 种。

除溢流玄武岩型（其成矿与地壳浅表硫的同化作用密切相关）外，其余 3 种均属纯深成成矿系统。在纯深成成矿作用中，成矿物质的聚积与其从演化着的岩浆熔融体中分离出来有关。成矿系统受相应的岩浆体控制。坎贝尔（1988）论证了有可能存在能保证成矿物质阶梯式富集的熔融体“传送带”，从而解决了成矿物质不足和失衡的问题。多次侵位的复式岩体由浅成到中深成，岩石结构由中细粒到中—粗粒，具有明显的韵律层和岩相带，主要矿体大多赋存于复式岩体中下部。如金川矿床岩浆分 3 次贯入：第一期为中细粒二辉橄榄岩，占岩体体积的 25.3%，含矿率 35.8%，形成贫矿；第二期为中粗粒二辉橄榄岩及斜长二辉橄榄岩等，占岩体体积的 67.6%，含矿率 50.6%，形成半海绵富矿；第三期为中粗粒纯橄榄岩，占岩体体积的 5.6%，含矿率 100%，形成海绵富矿；之后硫化物岩浆上升贯入，形成（半）块状特富矿^[10]。同时已有资料还表明，复式岩体体积愈大，矿床规模愈大，如金川与喀拉通克、红旗岭之比较。

2.2 浅成-热液再循环（对流）成矿系统与斑岩铜矿床的分异建造

斑岩型铜矿成大矿必须具备 4 个必要条件，即长期活动的深断裂及次级横向断裂发育、多期中酸性火山-侵入活动构成的复式杂岩体、热液蚀变分带明显且面积较大，破裂裂隙分布广且密度较高。矿带（矿田）内，岩浆杂岩带往往由从偏基性到偏酸性的多种岩性的岩体组成，成矿岩体往往在同源岩浆演化的中晚期侵位。不同的矿床组合受特定的岩浆建造所制约。该成矿系统表现为小岩株成大矿，这预示着携带矿质的熔浆在深部经过多次分异作用而使矿质相对富集。聚矿作用发生垂向范围 3~4 km 的侵入体—侵入体之上的地带内^[26,27]。斑岩体及岩浆热液为成矿系统提供了能量保证，并在近侵入体岩石中形成岩浆水与天水的对流循环，围岩可提供大量成矿组分。在同一矿带或同一矿田，岩株面积与矿床储量大致成正比^[5]。岩体较大可能意味着成矿系统的能量、规模较大，热液对流循环的规模和强度较大、持续时间较长。斑岩冷却过程中由于热-机械能所产生的破裂裂隙，为流体、蚀变和金属沉淀提供了开放阶段连接的通道。不仅非含矿斑岩的裂隙率远远低于含矿斑岩体，而且含矿斑岩体的矿化强度与裂隙率之间具有密切的依存关系^[28]。我国玉龙铜矿裂隙率最高（一般 300 条/m，最高达 1 500 条/m）^[7]，其吨位、品位（含 Cu 0.92%）亦最高，而规模相差不大的铜厂裂隙率较低（一般 18~65 条/m，最高 100~130 条/m，本文作者实测），铜品位才 0.458%。

斑岩铜矿、浅成低温热液金银矿分别是 70 年代、80 年代全球研究与勘查的热点，将陆相火山岩浅成低温金银矿-次火山岩脉状金银铅锌铜矿-斑岩（夕卡岩）型铜矿作为一个有机的构造-岩浆演化-成矿系统来进行整体研究则是 90 年代的新趋势^[29]。近十多年来，环太平洋（中）新生代成矿域，尤其是东南亚和安第斯山斑岩铜矿和陆相浅成低温热液金矿的勘查取得重大突破，新发现了一批世界级矿床（如菲律宾 Lepanto-Far Southeast 铜-金矿，Cu 为 3.6 Mt，Au 达 550 t；印尼 Grasberg-Ertsberg 斑岩铜金矿 Cu 储量达 2 142 万吨、Au 储量达 2 400 t）。从成矿带构造环境和演化历史着眼进行整体研究和总体勘查被视为最有效的勘查途径^[12,13]。

2.3 火山热液再循环（对流）成矿系统与 VMS 铜矿的分异建造

VMS 型铜矿床受基底深断裂、岩浆类型、分异程度、火山洼地构造、破火山口等控制。大型 VMS 矿区往往具有 2~5 个火山喷发旋回，矿床多富集在厚层火山堆积的顶部或其附近，有的是在火山岩与上覆沉积岩的界面上。以两极分异（玄武岩—流纹岩）和连续分异（玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩）的火山建造对成矿最有利^[14]，前者如乌拉尔、白银，后者如阿比蒂矿带、阿舍勒铜矿床。此外，由基性分异至中性的火山岩及中性—中酸性—酸性的偏酸性系列火山岩成矿也较重要，前者可出现大型铜铁矿（大红山）或铜钴矿（铜矿峪），后者矿化常为多金属，如呷村矿床、伊比利安矿带。该成矿系统，能量来源与深部岩浆体或深部热液是一致的，活化的海水起着搬运介质的作用，下伏的洋壳岩石可作为成矿物质的来源。根据目前的估算，能量来源（中间岩浆房）和成矿作用的垂向距离为 2~3 km，其对流单元在横向上亦具同样大的规模。除其厚度不大的原始堆积外，成矿物质是多期脉动式带入的。大洋考察表明，在洋脊硫化物从现代黑烟囱喷口堆积是一个十分低效（1%）的过程。这至少部分回答了 VMS 矿床难以形成超大型规

模的原因。

2.4 陆内裂谷或拗拉槽成矿系统与含铜沉积建造的分异性

形成陆内裂谷或拗拉槽型大型层状铜矿床, 必须同时具备刚性陆壳(基底)、盆边深断裂、碱性铁镁质岩浆活动、特定的沉积建造组合、生长断层等条件(吴延之, 1991)。裂谷内二级盆地强烈活动的深断裂带是不断供给矿液的通道, 沿三级盆地边缘的生长断裂则使喷流沉积物集中成矿。裂谷(拗拉槽内)沉积盆地就象一个巨大的热力-化学-构造反应堆, 这种成矿系统往往能够形成较大规模的矿床, 如中非、东欧铜带、艾纳克、萨洛博铜矿床等。了解裂谷环境中铜矿富集的关键就是许多与其相关的玄武岩富含 Cu, 因而易被陆内裂谷环境中普遍存在的富含硫化物和氯化物的地下水淋滤出来。成矿能量来源有二: 一是喷流热液; 二是持续的埋藏导致的地热梯度加大、地热流增高。地层的分异性表现在地层组成的变化、结构的变化、厚度的变化率等。含矿性好矿种丰富的地层无论在横向上还是纵向上都表现出较好的分异现象。并且分异得好的地层, 对于层状矿床来说, 矿源岩和储矿层往往是分开的。

3 中国大型铜矿成矿集中区、远景区

我国大型铜矿按大地构造分区可分出 16 个成矿集中区、远景区(图 1)^[1], 其中 9 个区分布于中国东部。现对其成矿条件简述如下:

(1) 山西断隆: 本区自中元古代以来处于相对隆起状态, 基底岩系(太古宙—古元古代)出露广泛, 古生代以来的沉积盖层发育较完整。大型铜矿集中在南部的中条隆起, 古元古代有岛弧早期环境的落家河(中型)和铜矿峪(特大型)海相火山岩块状硫化物型铜矿, 铜矿峪在碰撞造山晚期受到改造成为“变斑岩铜矿”; 中元古代有弧后盆地环境的沉积变质岩型中型铜矿(胡家峪、篦子沟)。后者继承了前者的成矿物质。

(2) 内蒙地轴: 长期隆起带, 主要为前寒武系变质基底。中段狼山产有中元古代的沉积变质岩型铜矿(霍各乞、炭窑口), 叠置在中基性火山岩系之上。西南缘龙首山隆起带中产有中元古代金川铜镍矿。北缘古元古代—中元古代岛弧产有海相火山岩型白乃庙铜矿。

(3) 康滇地轴: 基底由古、中、新元古代变质岩系组成。在震旦纪—中三叠世期间是隆起带, 印支运动后, 大部分地区转化为内陆断陷盆地。古元古代有产于早期洋盆拉张环境的大红山和拉拉厂铜矿, 中(新)元古代有产于弧后环境的东川和易门铜矿田, 中生代活化期产有大姚、牟定、会理等陆相砂页岩型中型铜矿床。该区表现出明显的成矿继承性。

(4) 滇东拗陷带: 为康滇地轴东侧轴缘拗陷带, 主要沉降期为震旦纪至早古生代。经燕山和喜马拉雅运动形成较复杂的褶皱断裂带。产有燕山期个旧夕卡岩型铜矿。

(5) 江南地轴: 为长期活动隆起带, 元古宙粉砂泥质浅变质岩系构成基底。雪峰运动较弱, 后期经受过印支、燕山、喜马拉雅运动多次改造。古生代板溪群代表弧后盆地产物^[15]。中生代活化期产有燕山早期铜厂超大型斑岩铜矿。银山次火山岩型铜-金-铅-锌-金矿已发展为特大型。

(6) 下扬子拗陷带: 为震旦纪至三叠纪的拗陷带。经受印支、燕山期多次构造岩浆作用。产有海西期沉积岩块状硫化物型、燕山期夕卡岩型、斑岩型铜矿, 常形成几种类型复合的矿床。燕山早期 NWW—EW 向深断裂控制铜、钼、铁、金矿带的分布, 燕山晚期 NNE—NE 向深断裂控制铁及铁-铜、硫等矿带的分布。这两个矿带的重叠、交接处, 形成复合的矿带。

(7) 华南褶皱系: 华南寒武纪—奥陶纪复理石为弧后盆地环境, 包括了扬子微陆块、江南—湘桂弧及闽粤—闽南弧。中古生代早期(志留纪—泥盆纪, 至 450×10^6 a) 是弧前及弧后增生时期。弧后衰减和大陆增生持续到中生代晚期(泥盆纪—石炭纪, 至 350×10^6 a)。弧后增生楔有古生代板溪韧性变形变质带。弧后盆地的闭合造成了一系列缝合带混杂带, 如浙闽—云开韧性变形变质带。所谓的后加里东磨拉石包括了湘桂海侵沉积。弧前岩浆作用导致了闽粤弧等的钙碱性火山岩和深成岩。弧后岩浆作用形成了华南

不少地区的钙碱性火山岩和深成岩^[15]。二叠纪—三叠纪是中国东部的固结时期，北部与南部中国板块于三叠纪时沿秦岭—大别山碰撞。南方最晚形成的深海沉积物为闽粤弧的下三叠统或中三叠统。多岛海的弧后增生到三叠纪末完成^[16]。中国东部二叠纪—三叠纪火山岩和花岗岩的成因与弧-弧或弧-陆碰撞有关。白垩纪（至 90×10^6 a）中国东部进入活动大陆边缘与碰撞后伸展引张作用阶段。

产有最终形成于海西晚期的海相沉积岩块状硫化物型（广东大宝山）、燕山期斑岩系列次火山岩型（福建紫金山）和夕卡岩型（石录）矿床。永安—梅县拗陷为燕山期斑岩成矿系列和海相沉积岩块状硫化物型铜矿待进一步揭开的具有大型—特大型潜力的地区。

（8）额尔古纳褶皱系：为受燕山运动强烈影响的加里东褶皱系。早加里东期后本区镶嵌于西伯利亚地台边缘。北东向额尔古纳—得布干深断裂在燕山期强烈复活，火山岩浆活动广泛发育。产有燕山早期乌山斑岩铜钼矿床和属斑岩成矿系列的燕山晚期甲乌拉次火山岩热液铅、锌、银、铜矿床^[17]。本区将发展为超大型斑岩成矿系列 Cu、Mo、Pb、Ag 资源基地。

（9）内蒙-大兴安岭褶皱系：这是被燕山运动强烈改造了的晚海西地槽褶皱系。本区中、新生代陆相火山-沉积岩系及海西期花岗岩基分布广泛，古生代及其以前地层有零星出露。北段有海西期的多宝山斑岩铜矿。多宝山地区具可见超大型潜力。此外，南段的西拉木伦深大断裂与松辽地块交接三角部位为待揭开的燕山期斑岩成矿系列潜在区。

4 中国东部火山岩带构造属性及与美洲西部斑岩铜矿差别原因讨论

4.1 中国东部中生代火山岩成因的构造制约

从 70 年代末起，随着板块学说的发展，许多学者主张将中国东部中生代火山岩的成因与太平洋板块对欧亚板块的俯冲联系起来。诚然，用古太平洋板块俯冲这一机制能较圆满地解释中国东部（尤其是华南地区）由沿海向内陆火山作用渐弱，火山岩酸度渐降，火山岩碱度、 K_2O 含量和 I_{Sr} 值渐增的变异特征，但难以解释中国东部中生代火山岩南窄北宽的分布规律，即北部（如大兴安岭—额尔古纳火山岩带）火山岩一直可深入内陆达 1 000 km 以上^[18]。同时，该模式也难以说明中国东部中生代火山岩化学成分纵向上（自南向北）的递变规律。吴利仁等将中国东部中生代火山岩划分为南、中、北三大岩区，南、北岩区以中偏酸性的钙碱质岩石组合为主，而中岩区则主要为中偏碱性的岩石组合^[19]。东南沿海火山岩带中安山岩类、玄武岩类所占比重甚少，而流纹质、英安质火山岩系约占 90% 以上^[20]，即以酸性岩类为主体，属高钾钙碱性系列，但明显不同于汇聚板块边界的高钾中性岩为主体的安第斯型钙碱性系列，也不同于岛弧中基性岩为主体的钙碱性系列。

中国东部中生代俯冲带的位置，目前还不能准确肯定。但大地构造研究所得出的比较普遍性看法是日本列岛在白垩纪之前与亚洲大陆相连^[29]。这样，至少在白垩纪之前的大陆边界应在日本和我国台湾一线以东。大致在白垩纪（ 110×10^6 a 左右或稍后）日本列岛才与亚洲大陆分开。因此中东部中生代时可能处于活动大陆边缘区，而不是岛弧区^[18]。总之，中国东部中生代火山岩产出的构造环境既非典型的岛弧，也非典型的裂谷，具过渡性。

最新研究表明，长江中下游成矿带对应于一个地幔上隆带，且与升高磁场吻合很好，后者是中生代（中）基性岩浆活动的反映^[20]。海西构造旋回的石炭纪主要表现为海侵，多处见火山碎屑岩和熔岩，区域上为一拉张断陷盆地，受同生断裂控制（岳文浙、业治铮，1993）。常印佛等还提出了成矿与“古铜陵岛”有关^[21]。进入燕山构造旋回后，翟裕生（1992）认为长江中下游地区中生代的成岩-成矿作用位于板内断块岩浆活动带构造环境，董树文等（1993）强调主体属前陆挤压环境。胡受奚等（1995）、李文达等（1996）皆认为这些矿床形成于拉张构造背景。岩浆岩以富碱特点最引人注目。常印佛等为此划分出富钠闪长岩类、富钾（花岗）闪长岩类及其分别与铁成矿有关的钠硅质异常演化及铜成矿作用有关的钾硅质异常演化^[21]。

90 年代始越来越多的学者趋向于从大陆动力学的角度探求中国东部火山岩的成因。邓晋福等 (1996) 认为其成因一方面受到古太平洋板块对欧亚板块俯冲机制的制约, 另一方面还与岩石圈通过拆沉作用机制发生的去根作用有关。林强等 (1998) 认为东北地区中生代火山岩是古亚洲构造域向太平洋构造域转换时期不同构造环境的产物, 其西部大兴安岭火山岩的形成与古亚洲洋闭合过程中壳幔相互作用引起的深部热地幔柱的上升有关, 南部火山岩与构造域转换时期走滑拉伸构造有关, 而该区东部火山岩则是太平洋板块斜向俯冲作用的产物。近年来, 在对中部橄榄安粗岩省火山岩产出动力地质背景详细分析及同位素和微量元素综合示踪的基础上, 王德滋等提出中生代该区为一区域性的“地幔热区”, 存在着广泛且强烈的地幔交代作用^[18]。从橄榄安粗岩系火山岩的分布来看, 这套偏碱富钾火山岩主要集中在华北板块和扬子板块碰撞拼贴带的南北两侧, 充分显示碰撞拼贴及其后续的伸展引张机制对中部橄榄安粗岩省火山岩的形成有直接的影响。许靖华 (1990)、李继亮^[22]提出东南沿海地区中生代属于特提斯构造带, 而不是环太平洋构造带。近年来, 研究者们逐渐取得这样一个共识: 即华南早中生代 ($160 \times 10^6 \sim 170 \times 10^6$ a 前) 主要与特提斯活动带有关, 中侏罗世后才进入环太平洋构造阶段 (王志洪等, 1998)。

4.2 我国东部斑岩铜矿规模不如美洲西部的原因

我国大陆东部与美洲西部地质背景明显不同: 美洲科迪勒拉—安第斯造山带大体呈 SN 向与板块边界平行分布, 而我国东部基底构造大体为 EW 向, 受中生代 NE 向构造切割, 古生代及中生代后期运动各地段差别明显, 隆起和沉降相间出现。沿太平洋两岸基底成分存在差别, 西岸我国大陆斑岩铜矿基底多为粉砂-泥质岩系, 东岸美国西部斑岩铜矿基底为元古宙片岩, 局部有辉绿岩床侵入, 并有火山成因硫化物矿化。太平洋西带与大陆之间是由边缘海和岛弧组成的宽阔过渡带, 而太平洋东带则没有边缘海和岛弧, 过渡带大大减缩。此外, 东西两岸俯冲速度亦存在差异, 现今西带达每年 10 cm 以上, 东带在 5 cm 左右。太平洋西带和东带成矿时代均表现为越向东越年轻, 但前者是由大陆向大洋迁移, 后者是由大洋向大陆迁移。究其原因, 除地球自转原因外, 推测太平洋板块在中生代时向西为缓角度俯冲, 表现在西岸大陆上的成矿; 新生代时则变为高角度俯冲, 表现在西带岛弧型斑岩铜矿的出现。而太平洋板块向东俯冲由中生代至新生代则可能为从高角度变为缓角度^[4]。中国东部燕山期花岗岩中 I 型磁铁矿系列花岗岩所占比例 (40% ~ 30%) 远小于安第斯斑岩铜矿带 (95%)^[30]。这些可能是我国东部斑岩铜矿不如美国西部的原因。中国中东部中生代时处于活动大陆边缘区, 而不同于西南太平洋岛弧区, 后者产有大量新生代斑岩铜矿和斑岩铜-金矿。

5 结论和讨论

(1) 中国东部陆壳是在几个板块基础上增生起来的, 以古老的陆块为核心, 以不同时代的增生褶皱系为边缘, 向外逐渐增生和发展, 从而导致了火山岩、岩浆岩类、沉积岩系及有关类型大型铜矿在空间上向板块边缘推移, 在时间上越来越新。前寒武纪铜矿主要集中在相对稳定的中朝地台 (铁岭隆起、中条隆起、内蒙地轴、鲁东台隆) 和扬子地台 (康滇地轴) 上。前者成矿较早 (太古宙至中元古代), 后者成矿较晚 (古元古代至中新元古代)。晚古生成矿作用则移至内蒙-大兴安岭褶皱系、康滇地轴、下扬子拗陷带和华南褶皱系。中、新生带成矿作用主要集中在中国东部环太平洋成矿域及受其影响的外带, 包括扬子地台的下扬子拗陷带、江南地轴、康滇地轴、滇东拗陷带, 中朝地台上的辽东台隆、鲁东台隆, 华南褶皱系和额尔古纳褶皱系等。因此我国大型铜矿多出现在地台边缘、增生褶皱带边缘和陆内断裂拗陷带边缘, 它们均处在隆、拗构造衔接部位。

朱炳泉等^[23]通过对中国大陆铅同位素填图和块体边界元古宙基底地球化学特征研究, 确定了若干块体边缘的地球化学急变带。地球化学急变带两侧通常存在分属不同块体的中元古代基底, 火山作用与热水沉积广泛发育, 并存在晋宁期至中生代的动力变质和岩浆作用改造成矿。地球化学急变带与大型-超大型矿床存在着密切的关系。其中大红山、东川—易门矿田产于华夏—扬子地球化学边界, 狼山铜铅锌矿和金川

铜镍矿产于华北块体周边，而长江中下游铜矿带则位于华北与扬子之间急变带上的扬子块体一侧。德兴铜矿位于华夏—扬子急变带转折处。揭示了大型-超大型矿的深部地质信息。

(2) 我国东部已知大型铜矿床可分为 7 大类型，以斑岩型最为重要。铜质得以大规模堆积的成矿系统主要有 4 种，即纯深成成矿系统（铜镍矿床）、浅成-热液再循环（对流）成矿系统（斑岩铜矿床）、火山热液再循环（对流）成矿系统（VMS 铜矿）、陆内裂谷或拗拉槽成矿系统（沉积变质铜矿）。就形成大型铜矿床的环境而言，内生成分较多的矿床类型比外生成分较多的矿床类型可能更为有利。中国大陆东部与美洲西部虽同属环太平洋成矿域，但成矿地质背景明显不同，因而斑岩铜矿成矿规模也不同。

(3) 我国东部地壳多旋回发展演化导致“同位成矿”表现明显。我国东部地跨世界三大构造域，板块构造丰富多样，地壳活动频繁而又比较强烈，这在世界其它地区是少见的。由于我国大地构造、岩浆作用和沉积建造具多旋回演化特点，在一个成矿集中区的成矿继承性、“同位成矿”现象表现明显。而且同生沉积后经改造或变质的铜矿床比较发育。

“同位成矿作用”系指在同一成矿空间内，循时间序列，伴随地质演化的进程，某种元素、元素组合的多期富集成矿、叠加和定位作用过程的总称^[24,25]。汪东波、梅友松等以铜多金属矿床为例，初步厘定了同位成矿作用的类型（异时单期同位成矿、异时多期同位成矿、同时异型同位成矿），剖析了同位成矿作用的边界条件（丰富的成矿物质和成矿流体、稳定且长期活动的热中心及迁移通道、优化的成矿系统结构和局部适宜的沉积环境）。吴健民等（1998）进一步提出了扬子地台西缘大型铜多金属矿床的“深源-同位-多期复合”新的成矿模式和“叠加裂谷-多源-热水”成矿新认识，以及“地体边界+裂谷（陷）作用+热（地幔）隆起+富铜（多金属）地幔是形成东川铜矿等超大型矿床的基本构造条件。

(4) 我国碳酸盐岩很发育，导致夕卡岩型大型铜矿占有一定比例。

(5) 中国陆壳质量地台区占 29.7%，其余为增生褶皱带区，而全球陆壳则相反，地台区占 69.6%。且中国陆壳固化较世界其它地台、地盾地区要晚 $500 \times 10^6 \sim 1000 \times 10^6$ a 以上。因此，象太古宙—古元古代成矿期加拿大地盾绿岩带块状硫化物型铜带，在我国出现的可能性不大。加之地台比较不稳定，因此不具备形成象中元古代中非铜矿带那样的稳定海盆聚矿环境。

(6) 我国东部铜矿的形成可分 6 个大的成矿期，以中生代最重要，次为晚古生代、中（新）元古代。中国地史早期大型铜矿作用相对较单一，随着地壳演化铜矿成矿作用和矿床类型愈来愈多样化。地史早期阶段占优势的是玄武岩浆、海相沉积变质作用，晚期占优势的是花岗岩浆活动和陆相沉积作用，因而分别形成与其有关的铜矿类型。

(7) 中国东部大型铜矿成矿集中区、远景区可划分出 9 个。已知成矿集中区以下扬子拗陷带、江南地轴和康滇地轴比较重要。从成矿条件和新的找矿潜力综合看，其重要性大体依次为内蒙-大兴安岭褶皱系、康滇地轴、中条隆起、江南地轴、额尔古纳褶皱系、华南褶皱系、下扬子拗陷带、秦岭褶皱系西端、滇东拗陷带、内蒙地轴。

承蒙李继亮研究员、梅友松教授、姜福芝教授鼓励启发。野外调查中得到各有关地质队、矿山技术人员的大力协助。谨在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 王之田，秦克章，张守林. 大型铜矿地质与找矿. 北京：冶金工业出版社，1994，162.
- 2 涂光炽. 超大型矿床的探寻与研究的若干进展. 地学前缘，1994，1（3）：45～53.
- 3 王之田，秦克章. 中国铜矿床类型、成矿环境及时空分布特点. 地质学报，1988，62（3）：257～266.
- 4 王之田，秦克章. 中国大型铜矿床类型、成矿环境与成矿集中区的潜力. 矿床地质，1991，10（2）：119～130.
- 5 秦克章. 试论大型-超大型铜矿床的主要控制因素. 地学探索，1993，（8）：39～45.
- 6 秦克章，王之田. 内蒙古乌盟格吐山铜-钼矿床稀土元素的行为及意义. 地质学报，1993，67（4）：323～335.
- 7 芮宗瑶，黄宗轲，齐国明等. 中国斑岩铜（钼）矿床. 北京：地质出版社，1984.

- 8 孙海田, 葛朝华. 中条山式热液喷气成因铜矿床. 北京: 北京科学技术出版社, 1990.
- 9 陈文明, 张承信, 卢纪仁等. 中条山铜矿峪变斑岩铜矿的容矿岩及原岩恢复. 矿床地质, 1998, 17 卷 (增刊): 523 ~ 526.
- 10 汤中立. 中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制. 地质学报, 1996, 70 (3): 237 ~ 243.
- 11 李朝阳, 季宏兵, 颜文. 云南兰坪 思茅盆地陆相砂页岩中脉状铜矿成因讨论 —— 一种新的铜矿床类型. 资源环境与可持续发展. 北京: 科学出版社, 1999, 34 ~ 42.
- 12 汪东波. 成矿省和成矿作用的演化 —— 查明矿产分布规律和解决某些重大基础地质问题的关键. 有色金属矿产与勘查, 1993, 2 (5): 257 ~ 263.
- 13 陈毓川, 张之一, 项礼文等主编. 90 年代地球科学的动向 —— 第 30 届国际地质大会学术报导. 北京: 地质出版社, 1997, 27 ~ 29, 31 ~ 32, 36 ~ 38.
- 14 宋叔和. 火山活动与成矿的一些问题. 第二届全国火山岩会议论文集, 北京: 地质出版社, 1993, 12 ~ 16.
- 15 Hsu K J, 孙枢, 王清晨等. 中国大地构造相图 (1: 4 000 000). 北京: 科学出版社, 1998, 1 ~ 155.
- 16 陈海泓, 肖文交. 多岛海型造山作用 —— 以华南印支期造山带为例. 地学前缘, 1998, 5 (增刊): 95 ~ 101.
- 17 秦克章. 额尔古纳南段中生代斑岩-次火山岩-浅成低温 Cu, Mo, Pb, Zn, Ag 成矿系统. 矿床地质, 1998, 17 卷 (增刊): 201 ~ 206.
- 18 王德滋, 邱检生. 中国东部中生代火山岩系及其成因与构造制约. 见: 中国科学院地球化学研究所编. 资源环境与可持续发展. 北京: 科学出版社, 1999, 256 ~ 263.
- 19 吴利仁等. 华东及邻区中、新生代火山岩. 北京: 科学出版社, 1984.
- 20 周涛发, 岳书仓. 长江中下游铜、金成矿带主要研究进展. 矿床地质, 1998, 17 卷 (增刊): 149 ~ 152.
- 21 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社, 1991, 312.
- 22 李继亮. 碰撞造山带大地构造相. 见: 现代地质学研究论文集, 南京: 南京大学出版社, 1992, 9 ~ 21.
- 23 朱炳泉, 常向阳, 邱华宁等. 地球化学急变带的元古宙基底特征及其与超大型矿床产出的关系. 中国科学 (D 辑), 1998, 28 (增刊): 63 ~ 70.
- 24 梅友松, 汪东波, 刘国平. 同位成矿概论. 地质与勘探, 1995, 31 (5): 3 ~ 14.
- 25 汪东波, 梅友松, 刘国平. 同位成矿作用的概念、类型与机制. 中国有色金属学报, 1998, 8 (4): 700 ~ 703.
- 26 Dilles J H, Einaudi M T. Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada-A 6-km vertical reconstruction. Econ. Geol., 1992, 87: 1963 ~ 2001.
- 27 Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 1994, 370, 519 ~ 527.
- 28 Titley S R. Geology of porphyry copper deposits: Review at the end of the 20th Century. Mining Engineering, July, 1997, 57 ~ 62.
- 29 Qin K Z, Ishihara S. On the possibility of porphyry copper mineralization in Japan. International Geology Review, 1998, 40 (6): 539 ~ 551.
- 30 Ishihara S. Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts. Resource Geology, 1998, 48 (4): 219 ~ 224.

TYPES, GEOLOGICAL BACKGROUND, METALLOGENIC PROVINCES AND ORE-FORMING SYSTEMATICS OF MAJOR COPPER DEPOSITS IN EASTERN CHINA

Qin Kezhang^{1,2}, Wang Dongbo¹, Wang Zhitian¹ and Sun Shu²

(1 *Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012*; 2 *Open Laboratory of Lithosphere, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Key words : copper deposit type , geological background , metallogenic province , ore-forming systematics , eastern China

Abstract

Based on a comprehensive investigation into 22 large-sized and over 40 medium-sized copper deposits in eastern China in comparison with some copper deposits abroad , this paper has reached the following conclusions: (1) The continental crust in eastern China was formed by accretion around several older massifs throughout the geological ages , which led to the migration of the metallization of large copper deposits towards the margins of the old plates with the lapse of time. Therefore , large copper deposits in eastern China mostly occur along margins of platforms , accretionary fold belts and intracontinental faulted downwarping belts , showing close relation to the geochemical sharp - change zones along massif margins . (2) There are six major metallogenic epochs for large copper deposits in eastern China. Of these the Mesozoic is the most important one , and next come Late Paleozoic and Mesoproterozoic. (3) Among the nine types of copper deposits found in eastern China , the porphyry type is most important , followed by submarine sediments-hosted massive sulfide type , skarn type , VMS , and Cu-Ni type. The submarine sediments-hosted massive sulfide type , subaerial hydrothermal sedimentary type and subvolcanic hydrothermal vein type copper deposits are three new types proposed by the authors. The Eastern Chinese continent is characterized by varied plate tectonic styles as well as frequent and rather strong crustal activation. Therefore , so far as the formation of large copper deposits is concerned , the environment seems to be more favorable for the deposits of mainly endogenic origin than those dominated by exogenic origin. The complicated multi-cycle crustal activity in eastern China led to the presence of metallogenic inheritance and "isocalization" metallization within a single mining regime. (4) The paper suggests and demonstrates four metallogenic systematics in which copper material can be accumulated massively. (5) Nine metallogenic provinces and prospects were delineated, of which the Lower Yangtze depressive zone , Jiangnan axis and Xikang-Yunnan axis provinces are most important. In addition , this paper also deals with the tectonic property of Mesozoic volcanic-intrusive domains in eastern China and the factors responsible for the fact that porphyry copper deposits in eastern China are much smaller in size and quantity than those in western America.