国外超大型–特大型铜矿床成矿特征

瞿泓滢[1,2] 裴荣富[2] 梅燕雄[2] 王浩琳[2] 李进文[2] 王永磊[2]

(1.长安大学地球科学与资源学院,陕西 西安 710064;2.中国地质科学院矿产资源研究所,国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京 100037)

提要:铜的消费量及用途可以反映一个国家工业化程度的高低。本文主要研究了国外超大型–特大型铜矿床的主要类型和特征以及典型的超大型–特大型铜矿床,并将铜矿床按照岩浆熔离型、斑岩型、矽卡岩型、层状(控)型和海相火山气液型 5 种类型进行介绍。世界上著名的超大型–特大型铜矿床主要为智利的楚基卡马塔特大型铜矿床、埃斯康迪达超大型铜矿床,印度尼西亚的格拉斯贝格超大型铜金矿床,中非巨型铜矿带上的赞比亚铜矿带、刚果(金)沙巴铜矿带和赞比亚西北省铜铀矿区,阿富汗的艾纳克超大型铜矿床,波兰的卢宾超大型铜矿床。根据上述主要铜矿床的特征总结出国外超大型–特大型铜矿床具有统一性、专属性、偏在性和异常性等特点。

关 键 词:超大型–特大型铜矿床;岩浆熔离型;斑岩型;矽卡岩型;层状(控)型;海相火山气液型

中图分类号:P618.41 **文献标志码**:A **文章编号**:1000-3657(2013)02-0371-20

1 铜矿资源概况

铜在元素周期表中的原子序数为 29, 与镍、锌和银为邻, 在自然界中主要形成硫化物及其类似化合物、氧化物、自然铜以及硫酸盐、碳酸盐、硅酸盐矿物。铜是一种紫红色或玫瑰红色金属,具有良好的导电性、导热性、延展性和耐腐蚀性,易于与铅、锌、镍、铝、钛、锡等合成具有各种特性和色泽的合金。由于这些性质和性能, 铜及其合金被广泛应用于电子电器、机械、车辆、船舶、国防、农业等领域。铜可以用来制造电线、电缆、电机设备,无氧铜可以用来制造超高频电子管, 黄铜可以用来制造枪弹和炮弹, 白铜(铜锌镍合金)可以用来制造航空仪器元件,锡青铜可以用来制造轴承、轴套,铜的化合物可作为杀虫剂和除草剂,铜还是制造防腐油漆的主要成分[1]。

铜的消费量及用途可以反映一个国家工业化程度的高低。根据对美国地质调查所等机构的估算数据[2]进行综合分析,世界陆地铜矿基础储量(或称储量基础)为 9.4 亿 t,未查明资源量 6.6 亿 t,资源总量为 16 亿 t,此外,深海海底和海山区的结核结壳及多金属硫化物矿床中蕴藏的铜矿资源量超过 7 亿 t,世界陆地铜矿资源查明率约为 58.8%。

世界陆地铜矿基础储量的一半分布于南美洲,其次是亚洲和北美洲,欧洲、大洋洲和非洲的铜矿资源较少。铜矿基础储量最多的国家是智利,约占世界铜矿基础储量的 38.3%;其次是美国、中国和秘鲁,这 3 个国家的铜矿基础储量约占世界铜矿基础储量的 20.5%;拥有铜矿资源较多的国家尚有波兰、澳大利亚、墨西哥、印度尼西亚、赞比亚、俄罗斯、哈萨克斯坦和加拿大[2](图 1)。

根据铜矿地质储量 (相当于基础储量或储量基础及一部分级别较低的储量) 国外超大型–特大型铜矿床共有 44 个❶(表 1),其中,特大型铜矿床 11 个,超大型铜矿床 33 个,铜矿地质储量之和为 9.49 亿 t,与陆地铜矿基础储量相当[2]。

2 超大型–特大型铜矿床的统计特征

世界超大型–特大型铜矿床主要分布于南美

收稿日期:2012-05-09;**改回日期**:2012-07-11

基金项目:中国地质调查局和世界地质图委员会国际合作编图项目(1212010511504)资助。

作者简介:瞿泓滢,女,1978 年生,博士,助理研究员,主要从事矿床学和矿产普查与勘探研究工作;E-mail:hongyingqu@126.com。

❶根据《矿产工业要求参数手册》大型、超大型、特大型矿床大分类级别,大型矿床储量为大于 50 万 t 小于 100 万 t,超大型矿床储量为大于 100 万 t 小于 500 万 t,特大型矿床储量为大于 500 万 t。

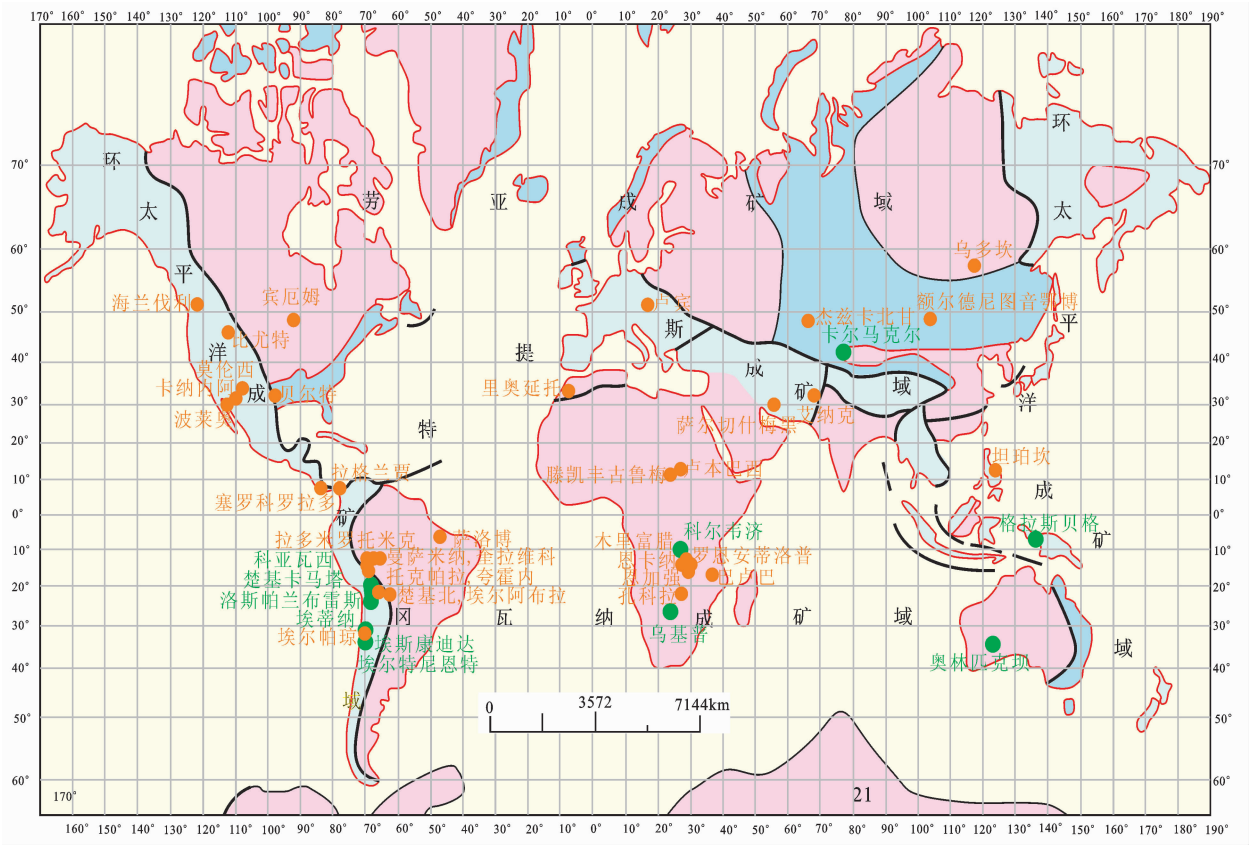


图 1 超大型–特大型铜矿床分布略图

Fig.1 1:25000000 map showing distribution of superlarge and exceptional superlarge Cu deposits in the world

洲,约占总数的 35.4%;其次是非洲、亚洲和北美洲,超大型–特大型铜矿床数量之和约占总数的 58.3%;欧洲和大洋洲的超大型–特大型铜矿床数量相对次之[2]。

世界超大型–特大型铜矿床分布于六大洲的 23 个国家,其中,以智利的超大型–特大型铜矿床数量最多,达到 11 个,约占总数的 22.9%;其次是赞比亚、秘鲁、美国、刚果(金)、加拿大、墨西哥,它们各拥有 2~6 个超大型–特大型铜矿床;其他拥有 1 个超大型–特大型铜矿床的国家尚有 16 个,分别为中国、阿富汗、哈萨克斯坦、乌兹别克斯坦、蒙古、伊朗、菲律宾、印度尼西亚、俄罗斯、波兰、西班牙、南非、澳大利亚、巴拿马、巴西和阿根廷[2]。

国外超大型–特大型铜矿床以斑岩型及斑岩–矽卡岩型和层状(控)型最为重要,这类超大型–特大型铜矿床约占总数的 90%;其他主要类型为岩浆熔离型、VMS 型、岩浆热液型和沉积型。成矿时代以新生代和元古宙为主,约占总数的 87.5%;其次是古生代和中生代,约占总数的 12.5%;太古宙尚未发现超大型–特大型铜矿床。斑岩型及斑岩–矽卡岩型铜矿床主要形成于新生代,层状(控)型铜矿床主要形成于元古宙[2]。

超大型–特大型铜矿床产出的构造背景为显生宙造山带和前寒武纪地块及叠加其上的显生宙构造带,主要分布在环太平洋和冈瓦纳成矿域,尤其是安第斯成矿带和非洲–阿拉伯成矿区,劳亚和特提斯的超大型–特大型铜矿床数量较少[3-12]。

3 超大型–特大型铜矿床的主要类型及其特征

3.1 与基性、超基性侵入岩有关的岩浆熔离型矿床

岩浆熔离型铜镍硫化物矿床是含铜镍硫化物的基性–超基性岩浆、在深部或上侵后铜镍硫化物从岩浆中就地熔离聚集形成的矿床。这类矿床是世界重要的铜矿类型,亦是重要的镍矿类型。该类矿床通常产于地台和地盾区,多沿深断裂带分布,在成因上与分异良好的基性超基性岩体有关,属岩浆熔离矿

表 1　国外大型超大型铜矿床一览

Table1　Large and superlarge Cu deposits abroad

序号	矿床名称	国家	规模	类型	时代	主岩	构造背景	成矿区带
1	楚基卡马塔，Chuquicamata	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
2	埃尔特尼恩特，El Teniente	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪英安斑岩、安山岩、石英闪长岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
3	埃蒂纳，Andina	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
4	乌基普，O'Okiep	南非	特	基性-超基性岩型	元古宙	新元古代橄榄苏长岩、闪长岩斜长岩	前寒武纪地块	非洲—阿拉伯成矿区
5	科尔韦济，Kolwezi	刚果（金）	特	层状（控）型	元古宙	新元古界上罗安组硅质白云岩、白云质页岩	前寒武纪地块	非洲—阿拉伯成矿区
6	洛斯帕兰布雷斯，Los Pelambres	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
7	奥林匹克坝，Olympic Dam	澳大利亚	特	岩浆热液型	元古宙	中新元古代角砾杂岩体	前寒武纪地块	澳大利亚成矿区
8	科亚瓦西，Collahuasi	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英斑岩、安山岩流纹岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
9	埃斯康迪达，Escondida	智利	特	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
10	格拉斯贝格，Grasberg	印度尼西亚	特	斑岩-矽卡岩型	新生代	古近-新近纪斑状石英闪长岩、英安岩灰岩	显生宙造山带	伊里安-新西兰成矿带
11	卡尔马克尔，Kalmakyr	乌兹别克	特	斑岩型	古生代	石炭-二叠纪花岗闪长斑岩	显生宙造山带	乌拉尔—蒙古成矿带
12	宾厄姆，Bingham	美国	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长斑岩、流纹斑岩，石炭系石英岩、灰岩	前寒武纪地块 显生宙构造带	北美成矿区
13	埃尔帕琼，El Pachon	阿根廷	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
14	拉多米罗托米克，Radomiro Tomic	智利	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
15	乌多坎，Udokan	俄罗斯	超	层状（控）型	元古宙	古元古界乌多坎群长石、石英砂岩、粉砂岩泥岩	前寒武纪地块	西伯利亚成矿区
16	滕凯丰古鲁梅，Tenke-Fungurume	刚果(金)	超	层状（控）型	元古宙	新元古界上罗安组砂岩、白云岩、白云质页岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区

续表 1

序号	矿床名称	国家	规模	类型	时代	主岩	构造背景	成矿区带
17	夸霍内，Cuojone	秘鲁	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
18	比尤特，Butte	美国	超	斑岩型	新生代	白垩-新近纪石英二长岩、石英斑岩	显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
19	孔科拉，Konkola	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古代粉砂岩炭质页岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区
20	埃尔阿布拉，El Abra	智利	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
21	托克帕拉，Toquepala	秘鲁	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长斑岩、闪长玢岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
22	恩强加，Nchanga	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古界下罗安组、黑色页岩	前寒武纪地块	非洲—阿拉伯成矿区
23	杰兹卡兹甘，Dzhezhazgan	哈萨克斯坦	超	层状（控）型	古生代	石炭纪灰岩、砂岩	显生宙造山带	乌拉尔—蒙古成矿带
24	卢宾，Lubin	波兰	超	层状（控）型	古生代	二叠纪白云岩、砂岩、页岩	显生宙造山带	地中海成矿带
25	恩卡纳，Nkana	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古代页岩、白云岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区
26	萨尔切什梅黑，Sar Cheshmeh	伊朗	超	斑岩型	新生代	白垩-新近纪花岗闪长斑岩	显生宙造山带	西亚成矿带
27	卡纳内阿，Cananea	墨西哥	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
28	波莱奥，Boleo	墨西哥	超	沉积型	新生代	古近-新近纪凝灰岩及砾岩	显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
29	拉格兰贾，La Granja	秘鲁	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
30	莫伦西，Morenci	美国	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英二长岩	显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
31	额尔德尼图音鄂博，Erdenityin Obo	蒙古	超	斑岩型	中生代	三叠纪花岗闪长斑岩、花岗闪长岩	显生宙造山带	乌拉尔—蒙古成矿带
32	坦珀坎，Tampakan	菲律宾	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪闪长玢岩	显生宙造山带	东亚成矿带

续表 1

序号	矿床名称	国家	规模	类型	时代	主岩	构造背景	成矿区带
33	曼萨米纳，Mansa Mina	智利	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪花岗斑岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
34	艾纳克，Aynak	阿富汗	超	层状（控）型	元古宙	新元古代变质火山-沉积岩	显生宙造山带	西亚成矿带
35	塞罗科罗拉多，Cerro Colorado	巴拿马	超	斑岩型	新生代	古近-新近纪石英闪长玢岩	显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
36	里奥廷托，Rio Tinto	西班牙	超	VMS 型	古生代	石炭纪火山-沉积岩	显生宙造山带	地中海成矿带
37	贝尔特，Belt	美国	超	层状（控）型	元古宙	新元古界贝尔特群砂岩、粉砂岩、灰岩	前寒武纪地块	北美成矿区
38	木富里腊，Mufulira	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古代下罗安组变质长石、砂岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区
39	奎拉维科，Quellaveco	秘鲁	超	斑岩型	新生代	白垩–新近纪花岗闪长岩	显生宙造山带	安第斯成矿带
40	萨洛博，Salobo	巴西	超	层状（控）型	元古宙	古元古代片岩	前寒武纪地块	南美成矿区
41	卢本巴希，Lubumbashi	刚果（金）	超	层状（控）型	元古宙	新元古界上罗安组白云岩、白云质页岩、粉砂岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区
42	海兰伐利，Highland Valley	加拿大	超	斑岩型	中生代		显生宙造山带	北科迪勒拉成矿带
43	罗恩安蒂洛普，Roan Antelop	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古代泥质板岩、砾岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区
44	巴卢巴，Baluba	赞比亚	超	层状（控）型	元古宙	新元古代泥质板岩、砾岩	前寒武纪地块	非洲-阿拉伯成矿区

床。南非的乌基普超大型–特大型铜矿床、加拿大的萨德伯里超大型–特大型铜矿床均属该类型。

关于铜镍硫化物矿床成因最重要的术语是矿石结构（块状对浸染状）和矿石的分布（层状对层控状），受硫化物饱和度和侵入动力学（堆积岩浆通道对分异岩床）所影响。该类矿床常以品位低的浸染状矿石为主，矿体以似层状为主[13,14]。岩浆型 Cu–Ni–PGE 硫化物矿床分类方案较多，多与镁铁质–超镁铁质岩石的特征有关[15]。根据矿床所处的构造环境和含矿岩石特征划分为绿岩带型、大陆边缘裂谷型、克拉通型和活动造山带型 4 种类型。活动造山带型又可分为与同造山侵入岩有关的矿床和与阿拉斯加型杂岩有关矿床。阿拉斯加型杂岩体指的是具有岛弧火山特点，同时可能具有硅铝层弧后成因的同心环带状岩体[16]。根据成矿时代、构造环境及岩石组合，将矿床分为元古宙与陨石坑有关的矿床、元古宙以后与大陆裂谷溢流玄武岩有关的矿床、太古宙绿岩带与科马提岩有关的矿床以及与古元古代大陆层状侵入体有关的矿床[17]。地幔柱与铜镍硫化物矿床关系密切，例如俄罗斯的 Noril'sk 世界级大矿和中国峨眉山地幔柱中丰富的铜镍硫化物矿物组合（包括金宝山、杨柳坪、力马河等）和超大型钒钛磁铁矿（攀枝花）。

3.2 与中酸性浅成、超浅成侵入岩有关的斑岩型铜矿床

斑岩型铜矿床是指与钙碱性系列的浅成、超浅成中酸性侵入体（斑岩）有关的大吨位、低品位铜矿床，可以大规模机械化露采。与成矿有关的斑岩主要为石英二长斑岩和石英闪长斑岩，围岩蚀变具有明显的分带性，由中心向外依次出现钾长石化带、绢英岩化带、泥化带和青磐岩化带。矿体产于斑岩体及其围岩中，主要由浸染状、细脉浸染状和细（网）脉状矿石组成，矿体与容矿岩石之间通常没有明显界线。矿石矿物以黄铁矿和黄铜矿为主，其次有斑铜矿、硫砷铜矿、黝铜矿、辉铜矿、辉钼矿、磁铁矿、闪锌矿、方铅矿、赤铁矿等。原生矿石铜品位一般小于 1%，多在 0.4%~0.8%，但次生富集的铜品位可超过 2%有用组分除铜外，还有钼、钨、锡、金等[18]。该类型铜矿已占世界铜矿储量的一半，其超大型–特大型铜矿床数量占世界超大型–特大型铜矿床总数的 58.3%、储量的 66.2%[2]。斑岩型铜矿床一方面与接触交代（矽卡岩）型铜矿、块状硫化物型铜矿及砂岩型铜矿有一定的内在联系，一方面又与热液（脉）型铜矿及层状多金属矿床有关联。

斑岩型铜矿床形成于岛弧带、板内构造岩浆带和走滑断裂带构造环境。板内（大陆地壳）的斑岩铜矿床通常与石英二长岩有关，围岩蚀变以美国西南部经典斑岩铜矿床的蚀变分带模式（由 J.D.Lowell 和 J.M.Guilbert 提出的二长岩模式）为代表，通常有一个钾蚀变核心和石英绢云母化、泥化和青磐岩化等蚀变，呈同心圆状分带。岛弧带的斑岩铜矿床多与石英闪长岩、闪长岩体有关，其蚀变分带通常也含有一个钾蚀变核心，但周围直接出现青磐岩化带（由 V.Hollister 提出的闪长岩模式）。成矿时代较新，新生代占绝大多数，少数形成于中生代及古生代[19–26]。

按矿化产出的部位，可将斑岩铜矿分成三大类，即深成型、浅成型和火山型。深成型斑岩铜矿床产于岩基中，矿化主要赋存在一种或多种火成岩相中，如加拿大的海兰伐利铜矿床；浅成型斑岩铜矿床产在高层位的造山期后岩株中，多为中酸性浅成、超浅成相小侵入斑岩体，矿化赋存在岩株及围岩中，美国西部和西南部以及智利、秘鲁、阿根廷等大多数斑岩铜矿床均属此类；火山型斑岩铜矿床产在火山根部，矿化多赋存在次火山岩及与之伴生的同源火山岩及深成岩体中，如菲律宾的勒班陀—远东南铜矿床[22,24,27,28]。

斑岩铜矿床均分布于显生宙造山带，主要是安第斯造山带及落基山（北科迪勒拉）造山带，其次是特提斯—喜马拉雅造山带、印支—新西兰造山带、东亚造山带和中亚—蒙古造山带。在构造单元上，主要分布于环太平洋成矿域，其次是劳亚成矿域和特提斯成矿域[21,29,33]。

3.3 与中酸性浅成、超浅成侵入岩有关的接触交代型（矽卡岩型）铜矿床

矽卡岩型矿床是一种具有重要工业意义的矿床类型，其矿体一般产于铝硅酸盐岩（包括侵入岩、火山岩、混合岩或其他碎屑岩）和碳酸盐岩或其他钙（镁）质围岩接触带的矽卡岩及其附近的交代岩中，在岩浆期后高温气液或火山气液或与混合岩化有关的高温气液作用下，主要是通过接触反应交代的方式生成的。矿石中常有矽卡岩矿物或变矽卡岩矿物存在。矽卡岩矿床经常伴生某些产于接触带附近围岩中，而不伴有矽卡岩矿物的各类交代矿床，如云英岩矿床、细脉浸染型交代矿床（斑岩型矿床）和其他热液交代矿床等，这些矿床和矽卡岩型矿床之间是

互有成因联系的，矽卡岩矿床可以作为一个成矿系列或含矿交代系列。矽卡岩成矿作用是从矽卡岩阶段开始,到高中(低)温热液交代(酸性淋滤)阶段连续演化的复杂过程。在此过程中,金属矿化一部分形成于矽卡岩期，但是相当高部分则形成于高中温热液交代阶段。矿化作用是矽卡岩成矿作用演化到一定阶段的必然产物。

矽卡岩按成分分类可分为钙矽卡岩和镁矽卡岩两大类。钙矽卡岩是由透辉石–钙铁辉石系列、钙铝榴石–钙铁榴石系列、硅灰石、符山石等钙镁铁(铝)硅酸盐矿物组成的接触反应交代岩，在各种高温气液作用下，主要形成于侵入体或其他铝硅酸盐矿物和灰岩或其他钙质岩石的接触带。镁矽卡岩是由高温富镁矿物–镁橄榄石、透辉石、尖晶石、金云母、硅镁石族等组成的交代岩石，是白云岩或其他镁质碳酸盐岩石和岩浆(岩)或铝硅酸盐岩石接触带,在岩浆溶液参与下相互接触反应的产物。

3.4 层状(控)型铜矿床

层状(控)型铜矿床是泛指不同时代沉积岩及沉积变质岩中的层状和层控铜矿床,是世界上仅次于斑岩型的重要铜矿类型,约占世界铜矿储量的 30%[2]。含铜岩系为一套杂色岩系，铜矿多赋存于红色岩系中的浅色岩层中,含矿岩石主要有砂岩、硬砂岩、页岩、泥岩、泥灰岩、白云岩等,常含有少量炭质、有机质以及星散状黄铁矿。矿体呈层状、似层状及扁豆状,矿层常有一层至数层乃至几十层、厚十几厘米至数米不等。矿石构造以浸染状及细脉状为主,少数呈层纹状及条带状构造,金属硫化物以胶结物形式存在。主要矿石矿物有辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿及黄铁矿、自然铜、孔雀石、蓝铜矿等。矿石品位较富,一般含 Cu 可达 1%~3%,伴生钴、银、硒、碲等有益组分[2]。

按形成环境的不同,层状(控)型铜矿床可分为海相层状(控)型铜矿床和陆相层状(控)型铜矿床两大类,前者主要形成于造山带回返之后,含矿杂色岩系堆积在造山带旁侧的裂谷(冒地槽)或陆台上,往往具有规模大和品位高等特点；后者形成于造山带回返之后或陆台活化回返之后，往往具有小而富的特点。世界超大型–特大型层状(控)型铜矿床均属于海相层状(控)型铜矿床,成矿时代以元古宙为主,其次是古生代,在空间上主要分布于中非、中亚以及俄罗斯、波兰、巴西等国家[3–12]。

层状(控)型铜矿床是地质历史上杂色建造的一部分,但不是整个杂色建造都含铜,而是杂色建造中靠近陆源剥蚀区的一侧。从地质历史分析来看,这类矿床是造山带回返及陆台活化回返的产物。关于层状(控)型铜矿床的成因,存在不同认识,大多数人主张是同生沉积成岩作用以及成岩后热液的叠加改造作用而成[3–12]。

3.5 与海相火山喷发–沉积作用有关的海相火山气液型铜矿床

海底火山热液喷流沉积型矿床(VMS)赋存于海相火山岩系中,多形成铁、铜、铅、锌等硫化物组成,常伴生金、银等多种有益元素,一般由上部块状矿层和下部网脉状矿体组成。这类矿床品位富、伴生有益组分丰富、经济价值高,工业意义仅次于斑岩型铜矿床，广泛分布于世界各主要造山带的不同时代的海相火山岩系中。该类矿床按构造环境（围岩岩性)划分为塞浦路斯型(Cyprus)、黑矿型(Kuroko)、别子型(Besshi)和诺兰达型(Noranada)[34,35],按矿石组分划分为含铜黄铁矿型、锌铅铜型、铜锌黄铁矿型和锌铜型[36–38]。按矿石组分划的四种类型分别与四种类型构造环境相对应,即大洋中脊(北纬 21°处类型)、洋内弧后(Lau 海盆类型)、陆缘弧后(冲绳海槽)及陆内裂谷(红海亚特兰蒂斯Ⅱ号海渊类型)[39]。成矿时代上几乎不受限制,可形成于太古宙、古元古代、新元古代、早古生代、晚古生代和古近纪 6 个成矿期。

经典的矿床模型有海洋岩浆喷出热液模式、循环海水对流模式、海水深对流模式、成岩流体对流模式以及从现代洋中脊热泉活动考察结果提出的“烟囱–丘堤”堆积模式[40]。美国学者[41]在“海底扩张中心的热液作用”一书中对海水对流模式、海水与玄武岩间的水/岩反应、元素的迁移、质量平衡及循环、围岩蚀变、热液矿物、生物及微生物的作用都作了详细描述。Lydon[42,43](1984,1988)总结了火山成因块状硫化物矿床的经验模式。Sawkins[44](1984)在“金属矿床与板块构造”一书和 Hutchison[45](1983)的“矿床及其构造背景” 一书中均总结了块状硫化物矿床形成的构造背景。华南火山块状硫化物矿床成矿规律,与红海海底火山喷流热泉沉积形成的铁、铜、铅、锌矿床进行对比，海底火山及热泉活动对形成矿床具有重要意义。与宁芜玢岩型铁矿有关的火山岩矿床在硬石膏层及硫铁矿中具有丰富的同生沉积构造等特征，因此陆相断陷盆地中也可形成超大型—特大型

喷流–沉积块状硫铁矿矿床及铁矿床，与喷流沉积矿床为海相不同。内蒙古狼山炭窑口是形成于中元古代华北古陆北缘裂陷槽内张性断陷盆地的非典型SEDEX型矿床,其成矿作用和同沉积期火山喷发活动及热水喷流作用有关。

4 国外主要超大型—特大型铜矿床

4.1 智利楚基卡马塔特大型铜矿床

智利楚基卡马塔特大型铜矿床位于智利北部的安托法加斯塔省楚基卡马塔镇,是世界上最大的铜矿床,已知铜金属储量6 935万t,平均铜品位0.56%[2]。

楚基卡马塔铜矿床地处安第斯中新生代造山带中部。区域出露地层主要有古生代和中生代沉积岩、火山岩及变质岩,古近—新近纪中酸性侵入岩、酸性浅成斑岩及脉岩均很发育。区域构造以南北向断裂带为主，沿西部断裂带分布有科亚瓦西、埃尔阿布拉、楚基北、楚基卡马塔、曼萨米纳等超大型—特大型斑岩铜矿床(图2)。该断裂带及相关的斑岩铜矿床的形成与新生代中期(42~20 Ma)太平洋板块的活动有关，纳斯卡板块和南美大陆板块相碰撞造成南美大陆板块的上升并导致断裂构造的形成和岩浆侵入活动。大量的花岗斑岩、花岗闪长岩沿西部断裂长期多次多阶段侵入,发生强烈的蚀变和矿化,形成了一系列规模巨大的斑岩铜矿床[1,2,18,46~50]。

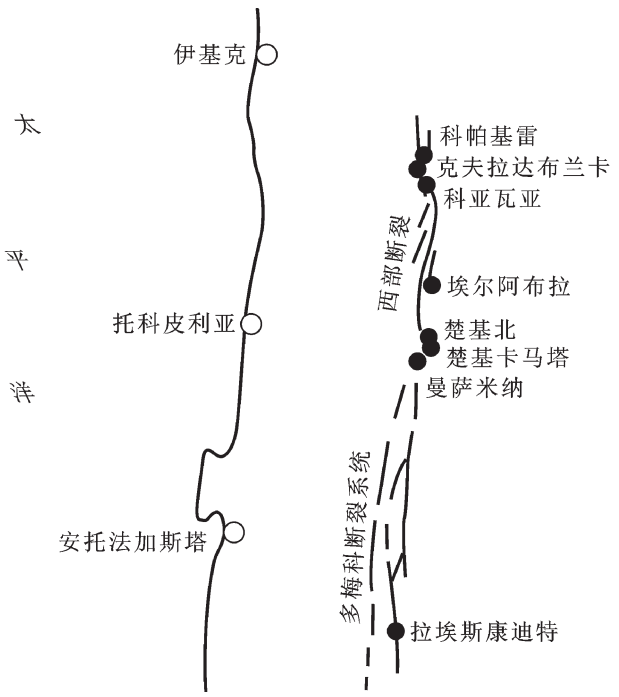


图2 智利楚基卡马塔铜矿床区域构造示意图

Fig.2 Regional tectonic diagram of the Chu Kika Mata Cu deposit in Chile

楚基卡马塔铜矿床的含矿岩石为古近—新近纪花岗斑岩。矿区内以西部断裂为界，东部为埃林纳(Elena)花岗闪长岩,西部为福图纳(Fortuna)花岗闪长岩，它们均侵位于侏罗纪沉积岩及东部花岗闪长岩中。这些花岗闪长岩除靠近断裂处有些矿化外,一般不含矿。花岗闪长岩被后期的花岗斑岩(楚基卡马塔斑岩)侵入,该花岗斑岩是主要的含矿斑岩体,其侵入年龄约32 Ma。铜矿体大部分赋存在楚基卡马塔斑岩体中,平面上呈舌状体,沿北北东向(NE10°)展布,南窄北宽。南北长3.5 km,最宽处达1.2 km。矿体在剖面上呈楔状,已控制深度在1 000 m以上,以西部断裂为界,以西岩性为福图纳花岗闪长岩,以东则蚀变强烈,铜矿化见于西部断裂以东。铜矿化赋存在花岗斑岩体内,受交叉的断裂控制,形成较大的矿脉和网脉,部分与西部断裂平行,部分交叉。含矿斑岩为多期多次侵入的复式岩体,围岩蚀变明显。含矿岩体中心为钾化带,向外依次为石英绢云母化带、粘土化带及青磐岩化带。主矿体赋存在石英绢云母化带,位于西部断裂旁侧;粘土化带也含矿,但青磐岩化带基本不含矿,其蚀变范围较大。矿体从上到下可分为淋滤带、次生富集带和原生硫化物矿石带。在淋滤带中不连续分布有氧化矿石带，由各种铜的氧化物组成;次生富集带由辉铜矿及铜蓝等组成,最大厚度可达500多米,含铜一般在1%以上,是目前开采的主要对象；原生硫化物矿石带是斑岩铜矿体的主要部分,由黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿、硫砷铜矿等组成,含铜品位均匀,一般为0.6%~0.8%。在矿体中心部位,绢云母化蚀变强烈的地方有辉钼矿富集,钼矿品位可达0.03%[2,46,49]。

楚基卡马塔铜矿床是典型的热液成因的斑岩型铜矿床。控制这个巨大的斑岩铜矿的最主要因素是贯通智利北部的纵向多梅科大断裂系统，在楚基卡马塔铜矿区即为西部断裂，它为深部岩浆活动提供了主要通道。另一个重要控矿因素是新生代中期、初始锶同位素比值为0.7044的多期次花岗斑岩的侵入。智利北部斑岩铜矿最重要成矿期是在42~31 Ma,楚基卡马塔为32 Ma,埃尔阿布拉为37 Ma,拉埃斯康迪特,埃尔萨尔瓦多为41 Ma。与大的斑岩铜矿有关的侵入岩的初始锶同位素比值均在0.7040~

0.7044 之间。显然,构造和岩体是楚基卡马塔特大型斑岩铜矿床的主要控矿因素, 也是所有斑岩铜矿的主要控矿因素[2,46,49]。

4.2 智利埃斯康迪达超大型铜矿床

埃斯康迪达(Escondida)超大型铜矿床位于智利北部的塞罗科罗拉多地区, 在多梅科山脉西坡,是 1981 年 3 月发现的一个隐伏的、较高品位的斑岩型铜矿床,已知有铜储量 2 775 万 t,含铜品位 1.31%。1997 年又在该矿床开采区以北 5 km 处发现埃斯康迪达北(Escondida Norte)铜矿床,有铜储量 1 295 万 t,平均铜品位 0.88%。埃斯康迪达铜矿于 1990 年投产,几经扩建,其铜年产量已超过 100 万 t,成为世界上铜产量最大的矿山[2]。

智利北部沿多梅科山脉分布有一系列超大型—特大型斑岩铜矿床,包括科亚瓦西、埃尔阿布拉、楚基北、楚基卡马塔、曼萨米纳、埃斯康迪达北、埃斯康迪达及埃尔萨尔瓦多等(图 3)。矿区出露的最老岩石是侏罗纪海相沉积岩和火山岩, 它们与上覆古近—新近纪流纹岩和安山岩呈不整合接触关系。这两套岩石均被南北向延伸的狭长岩株所侵入。岩株由石英二长岩、花岗闪长斑岩组成,地表面积约 54 km²,时代估计为古近—新近纪。该区在构造上主要是多梅科断层系统, 后者是多梅科山地区的主要构造形迹。埃斯康迪达及埃斯康迪达北、萨尔迪瓦尔、平塔韦尔迪、卡门、里卡多等斑岩铜矿床均就位于多梅科断层系统的断层中, 一组北西走向的陡倾斜左旋断层与该地区含矿侵入体的侵位有关, 斑岩铜矿床位于两大断裂系统交汇部位的热液蚀变带南部。其中,埃斯康迪达、北埃斯康迪达及萨尔迪瓦尔等矿床与石英二长岩和花岗闪长岩岩株有关, 岩株侵位于古新世安山岩或古生代地层中。埃斯康迪达铜矿床与侵入于古新世安山岩中的石英二长岩–花岗闪长斑岩岩株(即埃斯康迪达斑岩岩株)有关。该岩株至少由三个岩相组成: 最早的侵入相称为科罗拉多格兰德侵入体,是致密的斑岩,斑晶平均含量为 60 Vol%;第二期侵入相称为埃斯康迪达侵入体,斑晶平均含量不到 40 Vol%, 这两个侵入体中的斑晶均由石英、正长石、斜长石和黑云母组成,粒度通常为 1~5 mm,基质主要由小于 0.5 mm 的斜长石、正长石、石英和黑云母组成; 第三期侵入相是斑岩角砾岩,其成分和斑晶含量都与埃斯康迪达侵入相相似,但含有早期侵入相和安山岩的矿化碎块。区内流纹岩穹丘和流纹岩岩脉侵入并切割埃斯康迪达斑岩岩株。该区最晚期侵入事件是石英二长岩小岩脉的侵入,它们切割流纹岩,没有矿化,只具弱绢云母化。对铜矿化来说,最重要的是埃斯康迪达斑岩,它呈南北拉长状的椭圆形,长轴 4.5 km,短轴 2.5 km[1,2,18,47–52]。

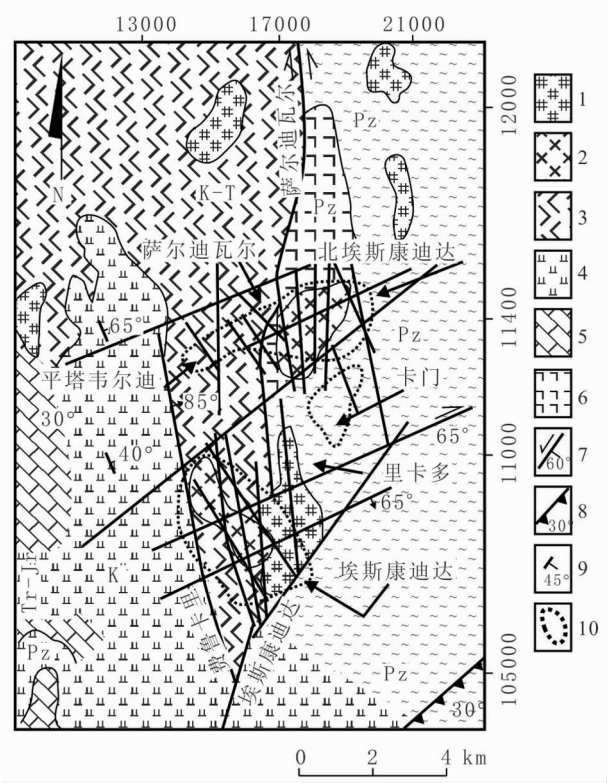


图 3 埃斯康迪达铜矿床区域地质略图[53]

1—渐新世–中新世流纹岩;2—始新世–渐新世石英二长岩、花岗闪长岩;3—古新世安山岩;4—白垩系陆相沉积岩;5—三叠–侏罗系海相沉积岩;6—古生代流纹岩、安山岩和沉积岩;7—横推断层及运动方向、倾角;8—逆断层;9—地层产状;10—矿床范围

Fig.3 Regional geological map of the Escondida Cu deposit

1–Oligocene–Miocene rhyloite; 2–Eocene–Oligocene quartz monzonite, granodiorite; 3–Paleocene andesite; 4– Cretaceous continental facies sedimentary rocks; 5– Triassic–Jurassic sea facies sedimentary rocks; 6–Paleozoic rhyolite, andesite and sedimentary rocks; 7–Transcurrent layer, movement direction and inclination; 8–Reverse fault; 9–Strata; 10–Limits of ore deposit

埃斯康迪达铜矿床产于埃斯康迪达石英二长岩–花岗闪长斑岩岩株中。矿床上部为淋滤铁帽带和“氧化铜”带。该带厚度从几米到 200 m 不等,铜、钼品位分别为<100×10⁻⁶~600×10⁻⁶ 和 10×10⁻⁶~480×10⁻⁶。这个带主要由褐铁矿构成,在其西部以“氧化铜”(包括氧化物、硅酸盐、硫酸盐和碳酸盐在内的非

硫化铜矿物的总称)为主,“氧化铜”类矿化占该矿床铜矿总储量的 5%,最常见的矿物有羟胆矾、羟铜矾、氯铜矿、硅孔雀石、铜锰土和黑铜矿等,它们主要沿具有黑云母和绿泥石绢云母蚀变的安山岩中的裂隙产出。在“氧化铜”带中,铜的品位为<0.2%~1.5%。在淋滤铁帽带和“氧化铜”带之下为次生硫化物富集带。该带厚几米到 400 m,占该矿床铜矿总储量的 65%。次生硫化物富集带中的硫化物呈浸染状和脉状产出,包括细粒状的辉铜矿、铜蓝、蓝辉铜矿、交代黄铁矿颗粒的铁铜蓝以及黄铜矿和斑铜矿等。铜品位一般为 0.3%~2%,富矿石可以超过 3.5%。在次生富集带之下为原生硫化物带,这类矿石占铜矿储量的 30%,硫化物主要为斑铜矿、黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿等,矿石品位超过 0.5%。矿床具有一般斑岩铜矿的热液蚀变,包括钾化硅化、绿泥石绢云母石英化、粘土化、青磐岩化。热液蚀变的地表面积约 80 km^2,热液蚀变的外缘是 2~3 km 宽的青磐岩(绿泥石绿帘石)晕,里面是 9 km×5 km 的绢英化、绢英化-粘土化和硅化蚀变核。热液蚀变随着时间和空间变化而变化,形成各种蚀变的叠加[2,18,48-52]。

埃斯康迪达斑岩系统的岩浆热液动力学演化表现在矿床的蚀变-矿化形式上,以细脉和弥漫型事件的叠加为特征。这些主要的热液阶段可以识别出来,最早期的阶段包括含磁铁矿、斑铜矿和黄铜矿的青磐岩化、硅化和钾长石-黑云母(钾蚀变)的组合;第二阶段包括含黄铜矿、黄铁矿和辉钼矿的绿泥石-绢云母蚀变和石英-叶腊石-明矾石矿物组合的酸性硫酸盐的蚀变为代表。埃斯康迪达矿床的主要铜矿储量是在三个热液阶段的蚀变矿化充分叠加的地方探明的。埃斯康迪达矿床热液演化的叠加型式是形成该斑岩铜矿系统内生富铜矿石的一个重要因素。然而,矿床的内生部分一旦形成并暴露到地表,低速度的剥蚀作用便是形成表生富集并得以保存的一个重要因素。形成和保存表生富集的另一个重要因素是气候条件的变化。埃斯康迪达铜矿床最重要的控矿因素,一是断裂构造,二是岩株的侵入,三是热液蚀变的叠加,四是气候条件的变化[49-52]。

4.3 印度尼西亚格拉斯贝格超大型铜金矿床

格拉斯贝格(Grasberg)超大型铜金矿床位于印度尼西亚西伊里安查亚省中部的热带地区,海拔 4 200 m 以上。在其东南方向的 3 km 处,分布有埃茨伯格、东埃茨伯格的等矽卡岩型铜金矿床(图 4)。格拉斯贝格铜金矿床是亚洲最大的铜矿床,至 1997 年底已知有 18 亿 t 矿石,平均含铜 1.1%、含金 1.04 g/t、含银 3.4 g/t,即有铜矿储量 2 761 万 t、金 2 610 t 和银 8 500 t[2]。

格拉斯贝格铜金矿区的基底地层由奥陶纪到泥盆纪的黑色板岩和千枚岩岩系组成。该岩系之上不整合覆盖着石炭纪至二叠纪的艾法姆群,该群由粉砂岩、粘土岩、砂岩和灰岩组成,局部有煤层出现。艾法姆群上覆三叠纪蒂普马组,该组由无化石的红色至绿色的斑杂粉砂岩和砂岩组成,蒂普马组之上为白垩纪

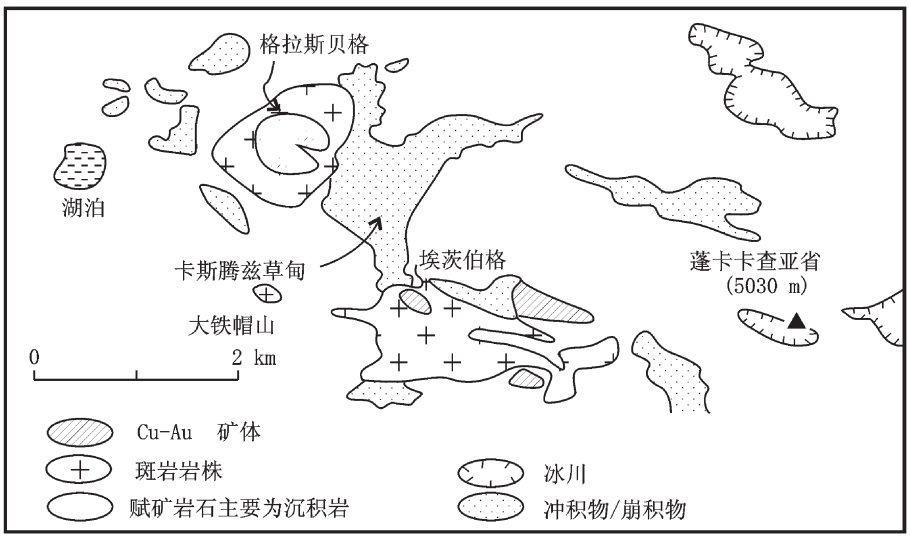


图 4 印度尼西亚格拉斯贝格地区铜金矿床分布略图[54]

Fig.4 Distribution of Cu-Au deposits in Glasgow Vogelsberg, Indonesia (after Shi et al., 2005)

肯贝蓝甘群,由很厚的砂岩和石英岩系组成,其上覆盖古近—新近纪的新几内亚灰岩群,该群底部地层为始新世的福梅组,福梅组之上整合地覆盖着渐新世的艾诺德组,福梅组与艾诺德组接触带发现了一砂岩标志层,艾诺德组是很厚的灰岩,具特征的喀斯特地形。矿区具强烈的褶皱作用和断裂作用,是澳大利亚板块与太平洋板块碰撞的结果。埃茨伯格矿区矽卡岩矿体似乎同高角度逆断层伴生,埃茨伯格侵入体和格拉斯贝格侵入体的侵位可能受一些构造的交切控制。矿区侵入岩主要为闪长岩、石英二长岩,它们侵位于古近—新近纪岩层中,或沿福梅组与肯贝蓝甘群(新近系—白垩系)的接触面侵入[1,2,18,47~48,55~57]。

格拉斯贝格杂岩侵位于古近—新近纪新几内亚群艾诺德组和福梅组灰岩之中,形成了面积为 3 km^2 左右的圆状岩株,侵位时间大约在 3 Ma 前。格拉斯贝格铜金矿化完全发育在格拉斯贝格杂岩内,其中经济意义最重要的是杂岩体内的格拉斯贝格岩体。该岩体为细—中粒斑状闪长岩,由斜长石斑晶(55%)、普通角闪石–普通辉石斑晶(10%)和棕色黑云母斑晶(3%)以及细粒黑云母、石英和长石基质组成,并含大量磁铁矿(2%~5%),金属硫化物以黄铁矿为主,达 2%~4%。杂岩体中其他侵入体还有皮罗特闪长岩,以小岩栓形式侵入到格拉斯贝格闪长岩内。另一侵入体是南卡利侵入体,被认为是格拉斯贝格侵入杂岩体的一个独立相。格拉斯贝格铜金矿床具有太平洋西南部斑岩型铜金矿床的典型蚀变组合。由石英网状脉的中部钾质核向外逐渐变成绢英岩化带,然后再往外变成产在侵入体同灰岩接触带附近的薄的青磐岩化带。钾质蚀变带中微粒次生黑云母和钾长石侵蚀了原生的黑云母斑晶,磁铁矿也很多;绢英岩化带呈淡绿色,主要矿物有绢云母、粘土矿物、黄铁矿等,无磁铁矿,黑云母、钾长石含量也少;青磐岩化表现为残存在原岩结构中长石的粘土化和铁镁矿物的绿泥石化。围岩灰岩发生了大理岩化,靠近接触带的闪长岩和灰岩发生了角砾化。格拉斯贝格闪长岩主要形成斑岩型矿化,而埃茨伯格闪长岩则主要形成矽卡岩型矿化。格拉斯贝格铜金矿床产于格拉斯贝格杂岩体内的格拉斯贝格闪长岩中。矿化主要产在石英网状脉带内,网脉带发育在格拉斯贝格杂岩体中心的钾蚀变岩石内。网状脉带在地表呈圆形分布,往下呈马蹄形。矿床为一高硫化物(+5%)系统,矿石矿物以黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿为主,还有磁铁矿等。黄铜矿在整个斑岩中主要以裂隙充填的形式产出,并且在网状脉带内以细脉的形式同石英共生。品位较高的铜带(含铜>1%)同网脉带密切相关,而品位在含铜 0.5%~1%的铜带,则从网状脉带深入到钾化带。斑铜矿/黄铜矿的比值似随深度加大而增高,绢英岩带是高硫化物带,主要由黄铁矿组成。金同黄铁矿紧密伴生。在网状脉带,金和铜的品位比值大致为 1:1,1 g/t 比 1%。随着深度增加,金的品位升高,金/铜比值为 1.5~2.5:1。在钾质带,金/铜比值下降到 0.5:1。铜锌矿化主要见于外围地区,以高品位的小扁豆状矿体的形式产在靠近角砾化灰岩–格拉斯贝格闪长岩接触带的大理岩化灰岩附近。矿化和蚀变在垂向上的延伸范围已超过 800 m。蚀变和矿化流体集中在格拉斯贝格岩株的中心附近,从中心向外,蚀变和矿化越来越弱。表生作用影响很小,只发育微弱的薄淋滤帽(厚 5 m 左右)。辉铜矿的次生富集也很薄(<5 m)。相对于总储量来说,这种次生富集的经济意义并不重要。格拉斯贝格铜金矿床是一个富磁铁矿和金的典型西太平洋斑岩型铜矿床,而且也是斑岩型与矽卡岩型共存的矿床。其岩体和蚀变是这类矿床最重要的控矿因素[1,2,18,48,55~57]。

4.4 中非巨型铜矿带

中非巨型铜矿带是世界上最大最富的铜矿带之一,包括刚果(金)沙巴铜矿带、赞比亚铜矿带和赞比亚西北省穹隆区的铜铀矿带。整个矿带长约 500 km、宽 60~100 km,已探明铜矿储量至少有 1.7 亿 t,矿石平均含铜品位在 4%左右,还含大量的钴、铀、金、银、铂族金属等。铜金属量在 890 万 t 以上的特大型铜矿床(田)有科尔韦济(Kolwezi,3500 万 t)、滕凯丰古鲁梅(Tenke–Fungurume,1870 万 t)、孔科拉(Konkola,1703 万 t)、恩强加(Nchanga,1550 万 t)、恩卡纳(Nkana,1469 万 t)、木富里腊(Mufulira,980 万 t)、卢本巴希(Lubumbashi,900 万 t)、巴卢巴(Balllba,896 万 t)等(图 5)[2]。中非铜矿带除广泛发育层状铜及钴铀等矿化外,还有含铜的脉状铅锌及铀银矿化和与花岗岩体有关的矽卡岩型铜银矿化。

中非铜矿带是所在区域最老的基底杂岩,由卢富布系片岩和片麻岩以及其上不整合覆盖的木瓦系变质沉积岩组成。卢富布系片岩和片麻岩遭受大型花岗岩岩基侵入,年龄约 2 000 Ma;木瓦系由石英岩和片岩组成,年龄为 1 640~1 300 Ma。在基底杂岩中有少量的铜矿化。基底杂岩之上为元古宙加丹加超群,厚度超过 10 km,沉积时间为 1 300~650 Ma。

加丹加超群下部为矿山群,上部为孔德龙古群。矿山群从下到上又可划分为下罗安组、上罗安组和木瓦夏组,为一套泥质白云质炭质的海相碎屑岩。下罗安组由已变质的长石砂岩和砾岩组成,并含砂岩和白云岩的薄层,铜矿多出现在下罗安组的下部;上罗安组由与砂岩互层的白云岩和白云质页岩组成,包括含矿白云岩等;木瓦夏组主要由碳酸盐岩和泥质页岩组成,页岩含炭质和黄铁矿,与几层甚为稳定的砂岩呈互层,该组在刚果(金)沙巴地区含有一些矿层,而在赞比亚境内则含矿甚少。孔德龙古群分为上、中、下三个组,由页岩、石英岩、白云岩和冰碛层组成。区域构造主要为由卢菲利造山运动 (656~503 Ma)形成的北西向的卡富埃背斜。东南部赞比亚铜矿带的主要铜矿床均产在卡富埃背斜两侧的构造盆地内;西部沙巴铜矿带有一系列逆冲断层,岩层向北北西至少位移了 80 km,使沙巴铜矿带的构造变得极为复杂。区域岩浆岩除侵入到基底杂岩中的花岗岩岩基外,还有侵位于加丹加超群中的侵入岩,包括产在上罗安组和孔德龙古群下部的辉长岩岩床和散见于矿区的一些煌斑岩岩墙等[2,18,47-48,55-57,59]。

中非铜矿带层状铜矿在成因上争论颇多。同生沉积论者认为,矿化是在下罗安组沉积过程中,在褶皱作用前发生的。铜、铁、钴硫化物是沉积物的原生组成部分,它们在原地受到中等程度的变质作用。主张裂谷成矿模式者则认为铜矿带是古裂谷的一部分,矿化是成岩早期的,在褶皱作用前就已就位。中非铜带铜矿床的矿体虽是多型式的,但大部分呈层状,被限定在一定层位内,赋存在加丹加超群下部的上、下罗安组碎屑岩中。虽然各种规模的构造变动都对矿体形态产生了影响,使之形成厚薄不等的矿层,但矿床的层控性没有改变,甚至对其矿石的贫富也没有根本的改变,显示出其原始沉积的特征。因而其首要的控矿因素是地层层位、岩性和岩相,古地理对矿化的控制作用非常明显。铜矿的沉积环境是浅水三角洲和潟湖,含有铜矿化的加丹加超群沉积在一系列盆地中,当然现在看到的盆地仅为过去广泛分布的加丹加超沉积层残留下来的根部。矿体底部存在一个分界面,标志着由以氧化为主的环境变为以还原为主的环境。基底地形对矿化控制亦很明显,在矿层内,黄铁矿化在古地形升高处发生间断,而最富的富铜矿则出现在古潜山的翼部。此外,矿化的产出受裂谷作用的影响颇大,如赞比亚含矿页岩分布在呈北西向线性排列的一系列斜列式向斜盆地中,据认为北西向区域性深大断裂控制这些向斜盆地的分布,也控制含矿页岩型矿体的分布[2,18,48,53,59-60]。

中非铜矿带中的铜矿主要赋存在新元古界加丹加超群中,在构造上与赞比亚和刚果(金)边界的卢菲利弧形褶皱带有关。矿体多呈层状、透镜状,也有呈脉状产出,含有大量铜、钴、铀等。根据成矿特征的不同,可划分出赞比亚铜矿带、刚果(金)沙巴铜矿带和赞比亚西北省穹隆区等 3 个次级铜矿带[2,18,48,53,59-60]。

4.4.1 赞比亚铜矿带

赞比亚境内的铜矿带长 220~250 km、宽数十至上百千米,呈北西向延伸。该铜矿带内铜矿床(点)约有 200 个,铜品位较富,平均 2%~4%,共探明铜储量 8700 万 t、钴 170 万 t。规模较大且已开发的铜矿床有恩强加、恩卡纳、木富里腊、孔科拉、巴卢巴及卢西亚(Luanshya)、奇布卢玛(Chibuluma)等 10 余个。

含铜层位主要为加丹加超群底部的下罗安组。铜矿层赋存在下罗安组的页岩、石英岩、砂砾岩岩层中,以页岩为主,砂岩次之,在砾岩和白云岩层也有铜矿产出。页岩中的矿体主要分布在卡富埃背斜的西侧,略呈弧形展布,总长约 128 km,它们约占铜带矿石总量的 2/3。整个含矿层一般厚 15~18 m,变化范围从几十厘米到将近 60 m,似乎有向西普遍加厚的趋势。有些地方含矿层变薄,可能与沉积环境有关,或由于褶皱时发生拉长作用而变薄。含矿层最下部岩石为不纯的白云岩,向上为含矿页岩,是矿体的主要部分,其岩性变化范围从页岩到泥板岩。岩石的主要组分为云母、石英、长石、碳酸盐和硫化物,次要组分为绿泥石、炭质物质以及电气石、磷灰石等。含矿页岩在许多地方均含碳质,游离碳含量约达 15%。铜矿物在岩石中呈浸染状出现,并顺层理面分布。含矿层的顶板为泥板岩,在含矿页岩之上,含黄铁矿,局部含铜[2,18,53,48,59-60]。

赞比亚铜矿带除在页岩含矿外,也有产在砂岩中的矿体,如产于卡富埃背斜东北翼的木富里腊铜矿床。该矿床典型的容矿岩石为绢云母石英岩,有些地方还有炭质岩相和硬砂岩相。砂岩中的矿体要比页岩中的矿体厚度大,但面积却比页岩中的小,而且往往有三个以上的矿化岩层叠置产出,木富里腊铜矿床的矿化层就有 21 层之多。含矿层由一系列矿化石英岩组成,中间夹有未矿化的白云岩、页岩或泥板岩。大部分矿石赋存在灰色绢云母质到长石质的石英岩中。

赞比亚铜矿带的矿床基本上都是硫化物矿床,最重要的金属硫化物是黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿和辉铜矿。含铜硫化物呈不规则状颗粒出现,砂岩中矿体所含硫化物的颗粒要比含矿页岩中的大。硫化物颗粒呈浸染状遍布于岩石中,而且在层面中更加富集。这些层面可以是泥板岩的细纹理,也可以是石英岩(偶尔为泥板岩)中交错层理的纹层。主要矿石矿物是黄铜矿及斑铜矿,辉铜矿只在局部地方出现,主要氧化矿物是孔雀石。

赞比亚铜矿带受卡富埃背斜构造控制。背斜轴部遭受强烈剥蚀作用,出露大片木瓦系和卢富布系的基底杂岩。沿着背斜两翼,加丹加超群不整合覆盖在基底杂岩上,构成一个个完整的小盆地,每一个盆地的底部有下罗安组分布的地段都会有铜矿层被保留下来,实际上每一个小盆地都构成一个铜矿区。

4.4.2 刚果(金)沙巴铜矿带

刚果(金)沙巴铜矿带的基本地质背景与赞比亚铜矿带相同,但在构造上、含矿层位上、含矿岩性上以及含矿种类上稍有区别。赞比亚铜矿带的铜矿床产于较简单的向斜构造边缘,而沙巴铜矿带则随着孔德龙古造山运动造成的逆掩断层和强烈褶皱而使地层颠倒,以至罗安组含矿地层叠置于年轻的木瓦夏组或孔德隆古群之上,因而更接近地表;在含矿层位上,一般认为沙巴铜矿带的铜矿化比赞比亚铜矿带晚、层位靠上,而且以砂岩、白云岩为主;沙巴铜矿带的伴生金属种类多,含量较高,钴、铀、镉、锗、锌、镍、钼、银、金等都可富集到具工业开采价值。重要矿床有科尔韦济、滕凯丰古鲁梅及基普希等[2,18,53,59–60]。

沙巴铜矿带可分为赞比亚型和沙巴型。前者分布于东南端,以页岩型为主,大致在卡富埃背斜的西北倾伏端,属赞比亚铜矿带范畴内的矿床;后者分布在沙巴省南部,有层状和脉状矿床。

与赞比亚铜矿带相比,沙巴铜矿带的含矿层含更多的白云岩。含矿层沿沙巴省南部延伸约 250 km,已发现 60~70 个铜矿床。层状铜钴硫化物主要产在沙巴群矿山组内的两个矿化层,即上、下矿层。其中下矿层矿化更广泛,上矿层一般较富。沙巴铜矿带的沙巴群相当于赞比亚铜矿带的矿山群,矿山组大致相当于下罗安组。容矿岩石主要为泥质砂质白云岩、白云质页岩、白云岩、泥质白云质粉砂岩、页岩等。含矿层尽管遭受复杂的构造变动,但沿卢菲利褶皱带延伸稳定,变化小。部分矿床受到较强烈的构造作用,与底辟构造密切伴生,有人认为应属构造后的后生矿床或脉状矿床,例如基普希矿床[53,59–60]。

4.4.3 赞比亚西北省铜铀矿区

中非铜矿带除赞比亚铜矿带和沙巴铜矿带外,在赞比亚的西北省还有不少铜铀矿化,它们均产在穹隆区,共有 4 个穹隆:卡崩波(Kabompo)、姆旺伯齐(Mwombezhi)、索卢韦齐(Solwezi)和卢斯维希(Luswishi)。主要铜矿床有马窿韦(Malundwe)和卢姆瓦纳(Lumwana),两者均赋存在姆旺伯齐穹隆区内。在穹隆中心,出露的最老岩层为花岗片麻岩,上覆一系列互层状片岩和片麻岩,下部为粉红色长石片麻岩夹白色长石片岩和片麻岩,中间是含有经济价值铜矿化的含白云母片岩,主要矿化岩层为白云母–金云母–蓝晶石片岩,而长石–黑云母片岩和片麻岩夹层一般是无矿化的。白云母片岩不都含矿,但矿化岩石必然是白云母片岩。矿化片岩的主要矿物为白云母、金云母和石英,含少量蓝晶石、斜长石和石墨。含矿片岩中的硫化物主要为黄铜矿、斑铜矿、辉铜矿、古巴矿、磁黄铁矿和黄铁矿等,有少量的沥青铀矿、钒钾铀矿、脂铅铀矿、钴镍黄铁矿等。穹隆区的铜矿层位可能比赞比亚铜矿带含矿页岩更老,有人认为这些铜矿床是产在基底层位中的矿床[2,18,48]。

4.5 阿富汗艾纳克超大型–特大型铜矿床

艾纳克(Akinak)超大型–特大型铜矿床位于阿富汗喀布尔市东南,为含铜砂岩型矿床,是阿富汗最大的铜矿床,也是亚洲最大的铜矿床之一。该矿床的矿石储量为 3.6 亿 t,铜品位 0.7%~1.5%,铜矿储量为 252~540 万 t;20 世纪 90 年代中期测得该矿床的铜矿储量可能超过 1 100 万 t[2,18,48]。

艾纳克铜矿位于阿富汗喀布尔地块内,该地块具有复杂的地质演化历史。在元古宙,该区是地槽区的一部分,堆积了火山–陆源岩系,受到强烈的变质作用,形成含石榴石的角闪岩、片麻岩和结晶片岩,构成该区的结晶基底。在地台沉积形成前有一活化期,在结晶基底上产生了一些局部坳陷,这些坳陷先被含铜的陆源–碳酸盐沉积物充填,后被次碱性玄武岩类火山作用产物充填,最后被碳酸盐–硬砂岩岩系充填。喀布尔地块几乎在整个古生代都处于稳定隆起带中,只是从二叠纪初开始才形成沉积盖层,一直延续到侏罗纪末。阿尔卑斯期以超基性岩体的侵入和拱起–断块运动为标志,在山间凹陷内堆积了很厚的新近纪磨拉石,覆盖了喀布尔地块 70%以

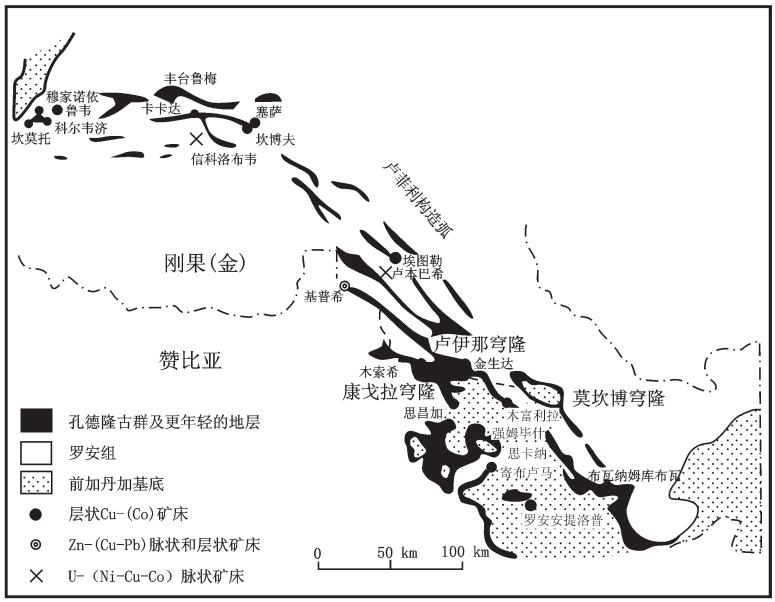


图 5 中非铜矿带区域地质略图[58]

Fig.5 Regional geological sketch map of the Sino-African Cu metallogenic belt

上的面积。艾纳克矿区面积 110 km²。该区由新元古代受区域变质的火山沉积岩、沉积岩和侵入岩,二叠—三叠纪沉积岩及新近纪—第四纪沉积组成。矿床产在新元古代地台中的一个上叠凹槽里,该上叠凹槽的褶皱基底由新元古代含石榴石的角闪岩、片麻岩和结晶片岩组成。铜矿产在受绿片岩相变质的文德纪(6.8±0.2~5.7±0.1 亿年)地层下部的洛伊赫瓦尔组石英岩-大理岩中。洛伊赫瓦尔组厚 880 m,可分为三个亚组,下亚组和上亚组以碳酸盐岩为主,中亚组含矿,以陆源物质为主。下亚组总厚度可达 300 m,主要由深灰色白云质大理岩组成,含炭质微石英岩的透镜状夹层和结核。在这个亚组中可追索到在侧向上很稳定的黑云母片岩层、炭质页岩层、均质浅色大理岩层,它们是矿田的标志层。根据这些标志层可以把下亚组分成三个段(1,2,3)。在下亚组的上部可见到顺层产出的硫化物-黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿,偶尔还有斑铜矿等。中亚组也包括三个段(4,5,6),这三个段由于岩相变化大,不能再细分。第 4 段厚达 90 m,为炭质碳酸盐-黑云母-石英片岩,具特有的角砾状结构,其中方解石细脉网发育。该段岩石含黄铜矿浸染体。第 5 段由互相交替出现的各种白云石-石英-长石岩组成,厚度介于 10~15 m 到 180 m 之间。第 5 段集中了该矿床铜总储量的 80% 左右。铜以斑铜矿和黄铜矿的形式出现,而且在含碳酸盐较多的粗粒岩石(多出现在该段厚度最大地段)中含有很富的、以斑铜矿为主的矿化。在以陆源物质为主的(特别是细粒的)岩石中,矿化程度变弱,而且以黄铜矿为主。第 6 段厚 80~100 m,主要由不同程度的碎屑岩组成,这些岩石已变质为绢云母石英片岩,有的地方富含黑云母或炭质物质,黄铜矿矿化只见于该段底部。上亚组由深灰色的白云质大理岩组成,经常混入炭质物质和黑云母,它们有时甚至占主要地位,岩石厚度达 120 m。洛伊赫瓦尔组含铜沉积物之上是以火山成因为主的古勒哈米德杂岩。这套杂岩包括各种斑状熔岩和无斑隐晶质熔岩、杏仁状熔岩、爆发角砾岩。在其底部以凝灰岩和层凝灰岩为主。矿区侵入岩有普通角闪石辉长岩,它切穿基底的结晶岩系。矿区在构造上整体看是一个向斜,被一系列纵断层而变得复杂化[1,2,18,48,55-57,61-62]。

矿化产在一定层位中,在剖面上呈多层分布。铜矿层主要集中在含矿组-洛伊赫瓦尔组-中亚组的下部和下亚组的上部。矿床分中、西和南三个矿段。铜矿石的探明储量大部分位于矿床的中段,中矿段查明有 30 多个矿体。矿体长 15~1 500 m,宽 30~1 000 m,呈层状或透镜状,中部厚达数十米,边部厚 2~3 m,其中,主矿体呈层状,延伸 3 km,厚 60~200 m,平面上宽 70~900 m,少数钻孔已追索至深约 1 000 m 处。主矿体浅部(至 45 m)为氧化矿石,平均含铜 1.67%,

往下(至 100 m 左右)为混合矿石,平均含铜 2%,再往下为原生硫化物矿石,平均含铜 2.33%。西矿段的层状矿体长 2 km,厚 4~94 m,含铜 0.62%~2.05%。南矿段有含铜 1.3%~1.8%的矿体若干个。主矿体核部的矿石矿物以斑铜矿为主,周围为黄铜矿矿石,黄铜矿矿石中铜平均品位为 0.82%,边界品位 0.4%。原生矿石矿物除斑铜矿和黄铜矿外,还有黄铁矿、磁黄铁矿、闪锌矿、辉钴矿、方钴矿、铁硫砷钴矿、镍黄铁矿、针镍矿、斜方砷钴矿等。氧化矿物有辉铜矿、铜蓝、次生斑铜矿、自然铜、赤铜矿、黑铜矿、孔雀石、硅孔雀石等。矿石伴生组分有 Zn、Co、Ni、Ag、Au、Mo 等。大部分矿石可以露采。硫化物矿石易选。用浮选法可把斑铜矿矿石中 92%~94%的铜回收到精矿中,精矿中铜的品位可达 40%~44%。矿化在剖面中呈带状分布,底部为黄铜矿–磁黄铁矿–黄铁矿组合;中部主要是斑铜矿和黄铁矿–黄铜矿组合; 往上为黄铁矿和磁黄铁矿。斑铜矿矿石和斑铜矿–黄铜矿矿石产在碳酸盐–砂屑沉积中,黄铜矿矿石产在碳质–碳酸盐–粉砂岩中[1,2,18,47–48,63]。

艾纳克矿田位于喀布尔构造–成矿带, 该构造–成矿带是新元古代地台中的一个坳陷。充填坳陷的含矿碳酸盐陆源建造(文德纪洛伊赫瓦尔组)产在基底杂岩的变质岩之上。该建造的下部是一套厚约 300 m 的深灰色白云质大理岩(夹碳质石英岩)、黑云母片岩和炭质片岩(顶板含黄铁矿–磁黄铁矿和黄铜矿),中部是一套炭质碳酸盐–黑云母石英片岩,往上是一套白云石–石英–长石质岩石和富含黑云母和炭质绢云母–石英片岩,再往上是一套白云质大理岩。沿剖面向上,产有古勒哈米德杂岩的火山岩系。主矿层产在矿田中心的碳酸盐–陆源碎屑岩段中,矿体与围岩呈整合接触。硫化物矿物顺层分布,矿化明显受地层控制,从矿石的结构构造、少伴生元素、近矿蚀变和近矿分散晕的存在,这些特征判断艾纳克矿床是沉积成因的,而且矿体是在潟湖–三角洲相条件下,通过化学沉积作用,使铜以硫化物的形式直接沉淀下来而形成的。含铜沉积物后来遭受了变质作用,表现为部分矿物的重结晶和矿物质的重新沉积, 形成一些穿切细脉,变质程度相当于绿片岩相。因此,显然该矿床为一沉积变质型矿床,地层、岩性、岩相和古地理是矿床直接的控制因素[1,2,18,47–48,63]。

4.6 波兰卢宾超大型–特大型铜矿床

波兰卢宾(Lubin)超大型–特大型铜矿床为含铜页岩型, 自 20 世纪 50 年代中期发现后一直开采至今,它使波兰铜的储量迅速增加,2004 年波兰全国铜储量和基础储量分别达 3000 万 t 和 4800 万 t, 列居世界第四位。卢宾矿床储量约 1500 万 t,品位 1%,是世界特大型铜矿床之一,目前是欧洲最大的铜矿床。

卢宾铜矿床位于波兰西南部下西里西亚苏台德地区,赋存于蔡希斯坦统(Zechestein)(晚二叠世地层),容矿岩石为泥灰质页岩和泥灰岩,统称“含铜页岩”(Kupferschiefer)。“含铜页岩”指的是产于欧洲几个国家晚二叠世一层薄的海相沥青质泥灰岩。这层泥灰岩延伸长达 1500 余千米,分布于英国、荷兰、德国和波兰等中欧地区,面积达 60 万 km^2。由于这层泥灰岩中堆积有锌、铅、铜等若干金属,因而早就引起人们广泛的注意。但作为矿床开采的也只有德国和波兰部分地区。在中欧含铜页岩成矿区,可分出三个主要的含铜成矿带——前苏台德成矿带、北苏台德成矿带和哈茨—图林根成矿带。前苏台德和北苏台德成矿带均在波兰境内, 著名的卢宾铜矿即产在前苏台德成矿带内。北苏台德为一向斜构造,前苏台德为一单斜构造, 两者的基底均由早古生代沉积物和更古老的岩石组成。这些岩石之上不整合地覆盖着石炭纪沉积,再往上是二叠纪沉积。二叠纪沉积分两个统:下部为无化石的赤底统(Rotliegende),上部为蔡希斯坦统(Zechstein)。铜矿化产在该两统的接触带。蔡希斯坦统之上为三叠纪、晚白垩世以及古近—新近纪和第四纪的沉积物[2,18,48,64]。

哈茨—图林根成矿带在德国境内, 其中产有曼斯菲尔德(Mansfelder)、赞格豪森(Sangerhausen)、里舍尔斯多夫(Richelsdorfer)等矿床,沿海西期捷克地块边缘延伸 400 余千米。含铜建造分布在早二叠世赤底统之上的晚二叠世蔡希斯坦统底部。蔡希斯坦统含铜岩系占波兰全国面积的 57%,到目前为止,仅在北苏台德向斜和前苏台德单斜的局部地区进行了勘查工作。在北苏台德向斜,无化石的赤底统由不等粒的褐色砂岩及砾岩组成,其中还有岩浆岩(斑岩、玢岩、辉绿岩)。而在前苏台德单斜,只有细粒石英砂岩,这些石英砂岩为褐色、红色,朝顶板方向颜色变为灰色或白色。蔡希斯坦统在北苏台德的地层剖面由下而上为:砾岩、底部灰岩、泥灰岩(可分为斑点状泥灰岩、含铜泥灰岩和含铅泥灰岩)、灰岩和白云岩、砂岩和泥质岩夹白云岩和硬石膏。在前苏台德单斜蔡希斯坦统剖面由下而上为:白云岩、含铜页岩、白

云岩和灰岩、硬石膏和泥质岩。铜矿化见于无化石的赤底统与蔡希斯坦统相接触的地方。在北苏台德向斜,矿化作用发生在底部灰岩、斑点状泥灰岩、含铜泥灰岩和含铅泥灰岩中;在前苏台德单斜,矿化作用与无化石的赤底统及蔡希斯坦统的四种岩性不同的岩石有关:灰色砂岩、白云岩、含铜页岩以及碳酸盐类岩石。卢宾矿床赋存在前苏台德单斜内,含铜层位在底层是砂岩,其上为灰黑色粉砂质泥灰岩或粉砂质白云岩,顶层为白云质灰岩。矿床也由三个类型的矿化岩石组成,自下而上为砂岩型矿石,页岩型矿石以及碳酸盐岩(灰岩和白云岩)型矿石。矿石中主要铜矿物为:辉铜矿、斑铜矿及黄铜矿等。矿石矿物分布形式有与岩层层理一致的呈细脉带状,有呈矿粉状,还有呈充填裂隙的细脉状。铜品位最富的是页岩型矿石,其次是碳酸盐岩型矿石,最差的是砂岩型矿石。矿化层内除铜外,还有锌、铅、银、镍、钴、钼、钒、铁、砷、锡、铼、硒和碲等。其中最使人们感兴趣的是锌和铅的富集,它们主要赋存在碳酸盐类矿石中。矿化在垂直方向和水平走向上均有分带性,从下往上为铜、铅、锌;铜矿化带往外为铅的富集,再往外为锌的富集[65,66]。

虽然,蔡希斯坦统含矿岩层在波兰广泛存在,但多数产出深度在 1000 m 以下,浅部很少。因此找矿的远景区也只限于下西里西亚区和前苏台德地区的边缘地带。关于矿床成因仍争论不休。已提出有同生论,认为铜的主要来源是含铜岩石的风化剥蚀结果。后生论则认为铜的来源是热液。第三种介于两者之间的,认为既有陆地剥蚀和海水沉积,也有热液叠加。另外,也提出铜的来源与海底喷气有关。不过从最重要的控矿因素来看,地层是第一位的,层控的蔡希斯坦统是矿化产出的层位。然后是氧化-还原界限,矿化富集在蔡希斯坦统具还原环境的含沥青质泥灰质页岩和泥灰岩,而不产在该层位的氧化环境沉积的具有含铁斑点的砂岩中[1,67]。

5 讨论及结论

岩浆熔离型矿床主要与基性、超基性侵入岩有关,含矿岩浆有两个系列,科马提岩系列,矿化类型以镍为主,铜为伴生组分,拉斑玄武岩系列,以铜、镍矿化为主,伴生有钴银金与铂族元素。岩浆熔离型矿床成矿与岩浆分异作用关系密切,熔离分异情况有两种,一为含矿岩浆上侵定位后的熔离分异,二为含矿岩浆在深部先熔离出的硫化物熔体,因重力效应沉聚于岩浆房底部,同时,结晶分异出的橄榄石则聚集于硫化物熔融层之上,在岩浆房中自上而下形成岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆的分层格局。此类矿床围岩不仅能蚀变矿物、金属矿物组合和矿床类型产生差异,而且也能影响矿液迁移的范围及矿质聚集的位置。

与斑岩型铜矿床成矿有关的侵入岩体主要属于钙碱性岩系列,成矿岩体为深源岩浆晚期分异产物,属同熔型花岗岩类。这类铜矿容矿岩石(矽卡岩)的原岩为碳酸盐岩。

形成接触交代型铜矿床的侵入体主要是钙碱性系列,其次是碱钙性系列,含矿岩体一般具有三层结构,深部岩基受深断裂控制,局部有铜、钨、铅矿化,中部构造岩浆柱是岩浆热液上侵通道,受盖层主要断裂控制,产出铜、铁矿床,上部岩株受浅部褶皱与断裂控制,产出铜、钼、铁、金矿床。

VMS 型铜矿床以火山岩为容岩的矿床,火山岩岩石类型与成矿关系密切,矿床围岩属贫钙、镁稍高的偏碱性细碧岩-石英角斑岩系列。

铜矿的全球分布虽然比较广泛,但超大型-特大型矿床是在区域大构造和成矿构造两者在特定构造事件下达到控构聚敛的最佳耦合形成的[68-71],其分布一般具备统一性(Unity)、专属性(Speciality)、偏在性(Preferentially)和异常性(Abnormality)四个重要特征[68-71]。全球超大型-特大型铜矿床在分布特点、地质背景、矿床类型上面具有一定的规律性和统一性,具有相似的特征特点,但亦有各个不同的专属性和偏在性。在其构造背景、成矿时代和矿床类型上具有偏在性的特征[68-71],其中,南、北美洲铜矿床储量大于 500 万 t 的最多,尤其是斑岩型铜矿床。斑岩型铜矿床主要密集分布于环太平洋、古亚洲和阿尔卑斯—喜马拉雅 3 个成矿带。斑岩铜矿床偏在产出于滨东北和东南太平洋科迪勒拉—安第斯陆缘新生代构造-岩浆岩链、滨西南太平洋陆缘新生代岛弧带和滨西北太平洋陆缘中生代火山—侵入岩带,产于特提斯—喜马拉雅成矿带的铜矿床偏在于中—新生代陆缘和残余地块边缘构造-岩浆区,产于古亚洲成矿带的斑岩铜矿床偏在于后造山扭张性构造火山-侵入岩的岩株-岩钟部位,沉积岩容矿型铜矿床主要偏在于非洲、澳洲、北美、南美、欧亚洲的前寒武纪古老地块成矿域并偏在产出在新太古和古—中元

古代的 Tanzania、Zimbabwe、Kaapvoal 克拉通、Pilbara、Yilgarn 克拉通。矿床的形成过程一般可分为源、运、储三个阶段,但由于超大型-特大型矿床在其形成过程中的大量量的变化,尤其控制地质因素即地层、构造、岩浆等方面的量变,致使矿床具有异常性,其控制因素的变化主要展现在过氧事件、缺氧事作的构造岩浆事件三方面。作为铜矿资源可持续发展最大支柱斑岩型铜矿,偏在产于智利北部-秘鲁南部。这一系统是在区域的法拉永南美板块呈北东斜向俯冲汇聚构造作用下,首先形成作为成矿构造场地准备的区域大断裂,随之又耦合了复式-共轭控矿构造,进一步又发展为地堑式的构造汇聚,然后形成由北向南的科帕基雷、楚基卡马塔、拉埃斯康迪特和埃尔特尼恩特 4 个成矿涡穴,随之快速堆积形成铜矿汇区。大构造场地准备的基础上,最佳耦合了复式-共轭造控和涡穴构造成矿的构造成因机率是不多见的,只有在异常成矿作用下才能得以实现。综上所述,全球超大型-特大型铜矿床在其形成过程、地质事件及控制因素等方面具有统一性、专属性、偏在性和异常性等特点。

参考文献(References):

[1] 全国矿产储量委员会办公室. 矿产工业要求参考手册[M]. 北京:地质出版社, 1987.
Office of the National Mineral Reserves Committee, China. Reference Handbok of the Industrial Requirements for the minerals [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1987(in Chinese).

[2] 国土资源部信息中心. 世界矿产资源年评, 2003-2004[M]. 北京:地质出版社, 2005.
Information Center of Ministry of Land and Resources. P. R. C.. World Mineral Resources Annual Review [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2005 (in Chinese).

[3] 张培元, 周永芳, 王家枢. 世界金刚石矿床的形成和分布规律[M]. 北京:地质出版社, 1982.
Zhang Peiyuan, Zhou Yongfang, Wang Jiashu. Formation and Distribution of World Diamond Deposits [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1982(in Chinese).

[4] 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 矿床学[M]. 北京:地质出版社, 1988.
Yuan Jianqi, Zhu Shangqing, Zhai Yusheng. Geology of Mineral Deposits [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1988 (in Chinese).

[5] 童崇光. 油气田地质学[M]. 北京:地质出版社, 1990.
Tong Chongguang. Geology of Petroleum Field [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1990(in Chinese).

[6] 钱自强, 曲一华, 刘群. 钾盐矿床[M]. 北京:地质出版社, 1994.
Qian Ziqiang, Qu Yihua, Liu Qun. Potash Salt Deposits [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1994 (in Chinese).

[7] 涂光炽. 超大型矿床的探寻和研究的若干进展 [J]. 地学前缘, 1994, 1(3):45-53.
Tu Guangchi. Some progress on exploration and research of super-large deposits [J]. Earth Science Frontiers, 1994, 1 (3):45-53 (in Chinese with English Abstract).

[8] 沈承珩, 王守伦, 陈森煌. 世界黑色金属矿产资源[M]. 北京:地质出版社, 1995.
Shen Chengheng, Wang Shoulun, Chen Senghuang. World Ferrous Metallic Mineral Resources [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1995 (in Chinese).

[9] 裴荣富. 中国矿床模式[M]. 北京:地质出版社, 1995.
Pei Rongfu. Mineral Deposit Models of China [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1995(in Chinese).

[10] 裴荣富, 等. 中国特大型矿床成矿偏在性与成矿构造聚敛场[M]. 北京:地质出版社, 1998.
Pei Rongfu, et al. Metallogenic Preferentiality and Exceptional Metallotect Convergence of Giant Ore Deposits in China [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1998(in Chinese).

[11] 裴荣富, 梅燕雄, 李进文. 特大型矿床与异常成矿作用 [J]. 地学前缘, 2004, 11(2):9-15.
Pei Rongfu, Mei Yanxiong, Li Jinwen. Exceptional large ore deposits and anomalous ore-forming Process [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11 (2):9-15(in Chinese with English Abstract).

[12] 王家枢, 张新安, 张小枫. 矿产资源与国家安全[M]. 北京:地质出版社, 2000.
Wang Jiashu, Zhang Xin'an, Zhang Xiaofeng. Mineral Resources and National Security [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2000 (in Chinese).

[13] Zhou M F, Yang Z X, Song X Y, et al. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulphide deposits in China [C]//Cabri L J (ed.). The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Benefication of the Platinum-group Elements. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, 54:619-636.

[14] Zhou M F, Lesher C M, Yang Z X, et al. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusion in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwestern China:Implication for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt [J]. Chemical Geology, 2004, 209:233-257.

[15] 柴凤梅, 张招崇, 毛景文, 等. 岩浆岩型 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床研究的几个问题探讨[J]. 矿床地质, 2005, 24(3):325-335.
Chai Fengmei, Zhang Zhaochong, Mao Jingwen, et al. Discussion on some problems concerning magmatic copper-nickle-PGE sulfide deposits [J]. Mineral Deposits, 2004, 24 (3):325-335 (in Chinese with English Abstract).

[16] 毛景文, Franco PIRAJNO, 张作衡, 等. 天山—阿尔泰东部地区海西晚期后碰撞铜镍硫化物矿床:主要特点及可能与地幔柱的关系[J]. 地质学报, 2006, 80(7):925-942.
Mao Jingwen, Franco PIRAJNO, Zhang Zuoheng, et al. Late Variscan post-collisional Cu-Ni sulfide deposits in East Tianshan

and Altay in China:Principal characteristics and possible relationship with mantle plume [J]. Acta Gelolgica Sinica, 2006, 80(7):925-942 (in Chinese with English Abstract).

[17] 汤中立, 李文渊. 金川铜镍硫化物矿床模式及地质特征对比[M]. 北京:地质出版社, 1995.
Tang Zhongli, Li Wenyuan. Mining Model and Geological Character Correlation of Cu-Ni Sulfide Deposits in Jinchuan [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1995 (in Chinese).

[18] 戴自希, 王家枢. 矿产勘查百年[M]. 北京:地震出版社, 2004.
Dai Zixi, Wang Jiashu. One Hundred Years of Mineral Exploration [M]. Beijing:Seismological Press, 2004 (in Chinese).

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

[20] 芮宗瑶, 秦克章, 张立生. 国内外斑岩型铜矿研究进展 [R]. 北京:中国地质调查局, 2002.
Rui Zongyao, Qin Kezhang, Zhang Lisheng. Research Progress of Porphyry Cu Deposits at Home and Abroad [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984 (in Chinese).

[21] Hedenquist J W, Richards J P. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits [J]. Reviews in Economic Geology, 1998, 10: 235-256.

[22] Richards J P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu(Mo-Au) deposit formation [J]. Economic Geology, 2003, 98:1515-1533.

[23] Cooke D R, Hollings P, Walshe J I. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. Economic Geology, 2005, 100:801-818.

[24] Seedorff E, Dilles J H, Proffett J M, et al. Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features [J]. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 2005, 29:251-298.

[25] Hou Zengqian, Cook N. Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen:A review and introduction to the special issue [J]. Ore Geology Reviews, 2009, 36:2-24.

[26] Hou Zengqian, Yang Zhiming, Qu Xiaoming, et al. The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan orogen [J]. Ore Geology Reviews, 2009, 36:25-51.

[27] Cline J S. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typica1 of ca1c-a1ka1ine melt ? [J]. Journal of Geophysical Research, 1991, 96:8113-8126.

[28] Sillitoe R H. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration [J]. Mineralium Deposita, 2002, 37:4-13.

[29] Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, et al. Orogenic gold deposits:A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types [J]. Ore Geology Reviews, 1998, 13:7-27.

[30] Keith J D, Christiansen E H, Maughan D T. The ro1e of mafic alka1ine magmas in felsic porphyry Cu and Mo systems [J]. Mineralogica1 Association of Canada Short Course Series, 1998, 26:22-44.

[31] Goldfarb R H, Hart C, Miller M, et al. The Tintina gold belt:A global perspective [J]. British Columbia and Yukon Chamber of Mine Special, 2000, 2:5-34.

[32] Rusk Brian G, Reed Mark H, Dilles John H, et al. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT [J]. Chemical Geology, 2004, 210(1/4):173-199.

[33] Landtwing Mariann R, Pettke Thomas, Halter Werner E, et al. Copper deposition during quartz dissolution by cooling magmatic-hydrothermal fluids:The Bingham porphyry [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 235(1/2):229-243.

[34] Sangster D F, Scott S D. Precambrian statabound, massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits of north America [C]//Wolf K A. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam, Elsevier, 1976:1292-222.

[35] Franklin J M, Sangster D F, Lydon J W. Volcanic-associated massive sulfide deposits [J]. Economic Geology, 75th Anniversary, 1981:485-627.

[36] Hutchinson R W. Volcanic sulfide deposits and their metallogenic significance[J]. Economic Geology, 1973, 68:1223-1246.

[37] Solomon M. "Volcanic" massive sulfide deposits and their host rocks:A review and explanation [C]//Wolf K A. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Amsterdam:Elsevier, 1976.

[38] Large R R. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit: Feature, styles, and genetic models [J]. Economic Geology, 1992, 87:471-510.

[39] Hezig P M, Hanningtong M D. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor:A review [J]. Ore Geology Reviews, 1995, 10: 95-115.

[40] Haymon R M. Growth history of hydrothermal black smoker chimneys[J]. Nature, 1983, 301:695-698.

[41] Rona P A, Bostrom K, Laubier L, et al. Hydrothermal processes at seafloor spreading centers[M]. Plenum Press (New York), 1984:1-796.

[42] Lydon J H. Ore deposit model Volcanogenic massive sulfide deposits part 1:descriptive models[J]. Geoscience Canada, 1984.

[43] Lydon J H. Ore deposit model-14, Volcanogenic massive sulfide deposits part 2:genetic models [J]. Geoscience Canada, 1988, 15: 43-66.

[44] Sawkins F J. Metal deposits in relation to plate tectonics [M]. Springer-Verlag, Berlin and New York, 1984:1-325.

[45] Hutchison C S. Economic deposits and their tectonic setting [M]. J. Wiley, New York, 1983:1-365.

[46] Cox D P, Singer D A. Mineral Deposit Models [J]. U. S. Geological Survey Bulletin, 1986.

[47] 中国有色金属工业总公司北京矿产地质研究所. 国外主要有色金属矿产[M]. 北京:冶金工业出版社, 1987.

Beijing Institute of Geology and Mineral Resources, CNNC. Main Nonferrous Metallic Mineral Resources Abroad [M]. Beijing: Publishing House of Matallurgical Industry, 1987(in Chinese).

[48] 戴自希. 1992–2002 年世界发现的主要铜矿 [J]. 世界有色金属, 2005, 10:37–42.
Dai Zixi. The main copper deposits on the world [J]. World Nonferrous Metals, 2005, 10:37–42(in Chinese with English Abstract).

[49] 宋国明. 智利铜矿资源与开发[J]. 中国金属通报, 2011, 45:18–19.
Song Guoming. Chile copper resources development [J]. China Metal Bulletin, 2011, 45:18–19.

[50] Singer Donald A. World class base and precious metal deposits–A quantitative analysis [J]. Economic Geology, 1995, 90:88–104 (in Chinese with English Abstract).

[51] Konstantinov M M, Cherkasov S V, Dankovtsev R F, et al. Specific crustal features of large and super–large endogenic gold deposits (Siberia and Far East Region) [J]. Global Tectonics and Metallogeny, 1999, 7 (2):143–147.

[52] International Energy Agency. World energy outlook, Paris, 2002.

[53] Perello J. Geological setting of the Escondida porphyry copper deposit. Antofagasta, Chile:Minera Utah de Chile [J]. Internal Memorandum, 1984, 11.

[54] 施俊法, 姚华军, 李友枝, 等. 信息找矿战略与勘查百例 [M]. 地质情报, 2005, 24:1–345.
Shi Junfa, Yao Huajin, Li Youzhi, et al. Information prospecting strategy and one hundred exploration cases [M]. Geological Information, 2005, 24:1–345.

[55] Laznicka P. Giant ore deposits:A quantitative approach [J]. Global tectonic and Metallogeny, 1983, 2:41–63.

[56] Laznicka P. Derivation of giant ore deposits [C]//Abstracts of 28th IGC, 1989, 2(3):268–269.

[57] Laznicka P. Quantitative relationships among giant deposits of metals [J]. Bulletin of the Society of Economic Geologists, 1999, 94 (4):455–463.

[58] Pei Rongfu, Mei Yanxiong, Sergei V. Cherkasov, et al. 1:25M Explanatory note on the world metallogenic map of large and superlarge deposits [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2011.

[59] Roy S. Mangnese deposits [M]. London:Academic Press, 1981.

[60] Lowell J D, et al. Escondida porphyry copper deposit Ⅱ Region, Chile:History of the discovery [C]//Mining Latin America, 1986.

[61] Rundqvist D V, Cherkasov S V, Kutuzova N I, et al. New world map of large and super–large mineral deposits [J]. Global Tectonics and Metallogeny, 1999, 7(2):131–134.

[62] Rundqvist D V, Kravchenko S M. The role of geological time in the genesis of mineral deposits [J]. Global Tectonics and Metallogeny, 2001, 7(3/4):195–201.

[63] 蒂特利 S R 著, 林强摘译. 斑岩铜矿地质:世纪末之回顾 [J]. 国外地质科技, 1997, (8):1–8.
Titly S R. Porphyry deposit geology [J]. Foreign Geology Technology, 1997, (8):1–8.

[64] 黎荫厚, 孔亮志, 强凯. 矿产资源战略分析——磷矿[R]. 湖北省地质矿产局, 1986.
Li Yinhou, Kong Liangzhi, Qiang Kai. Strategic analysis of mineral resources——phosphorus deposits [R]. Wuhan:Bureau of Geology and Mineral Resources of Hubei Province, China, 1986 (in Chinese with English abstract).

[65] 李国玉, 金之均. 世界含油气分地图集[M]. 北京:石油工业出版社 2005.
Li Guoyu, Jin Zhijun. World Atlas of Oil and Gas Basins [M]. Beijing:Petroleum Industry Press, 2005 (in Chinese).

[66] 梅燕雄, 朱裕生, 叶锦华. 中国超大型矿床的若干统计特征[J]. 地球学报, 1997, 18(4):358–366.
Mei Yanxiong, Zhu Yusheng, Ye Jinhua. Some statistical characteristics of super–large ore deposits in China [J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 1997, 18 (4):358–366 (in Chinese with English Abstract).

[67] 国际能源署编, 朱起煌等译. 世界能源展望 2001—为促进明天的发展而评价今天的供应[M]. 北京:地质出版社, 2002.
International Energy Agency (IEA) Editing, Zhu Qihuang translating. World Energy Future (2001):Evaluating Supply at Present for the Development in the Future [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2002 (in Chinese).

[68] Pei Rongfu, Pen Cong, Xun Qunyao. Deep tectonic processes and super –accumulations of metals in Mesozoic Intra –continental Orogenic belt of Nanling Metallogenetic Province, China [J]. Global Tectonics and Metallogeny, 1999, 7 (3/4):183–194.

[69] Pei Rongfu, Yasuo Kanazawa, Wang Ping'an. Review on exceptional large ore deposits [J]. Bulletin of the Geological Survey of Japan, 2000, 51 (10):505–516.

[70] 裴荣富, 吴良士, 熊群尧, 等. 中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场[M]. 北京:地质出版社, 1998.
Pei Rongfu, Wu Liangshi, Xiong Qunyao, et al. Preferentiality of Exceptional Ore Deposits and Its Metallotect Convergence [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1998(in Chinese).

[71] 裴荣富. 21 世纪矿业应向后工业发展势态倾余斜—适者生存和可持续发展[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 2002, 27(1):72–79.
Pei Rongfu. Incline of the 21st Century's mining to development state of post –industry:Survival of the fittest and sustainable development [J]. Earth Science——Journal of China University of Geosciences, 2002, 27(1):72–79.

Metallogenic characteristics of superlarge and exceptional superlarge Cu deposits abroad

QU Hong-ying[1,2], PEI Rong-fu[2], MEI Yan-xiong[2],
WANG Hao-lin[2], LI Jin-wen[2], WANG Yong-lei[2]

(1.*College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an* 710064, *Shaanxi, China;* 2.*MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*)

Abstract: Copper consumption and use may reflect the level of industrialization of a country. In this paper, the authors regard types and characteristics of superlarge and exceptional superlarge Cu deposits abroad as the main study objects. The typical superlarge and exceptional superlarge Cu deposits abroad are studied in this paper, and five types of Cu deposits, i.e., magmatic segregation type, porphyry type, skarn type, stratiform (stratabound) type and VMS type are described in detail. The major superlarge and exceptional superlarge copper deposits include Chu Kika Mata exceptional superlarge Cu deposit and Escondida superlarge Cu deposit in Chile, Glasgow Vogelsberg superlarge Cu-Au deposit in Indonesia, Zambia Cu belt and Cu-U mines in the Sino-African giant metallogenic belt, Sabah copper belt in the Democratic Republic of Congo (DRC) along the Sino-African giant metallogenic belt, Aynak large Cu deposit in Afghanistan and Lubin large Cu deposit in Poland. In general, the superlarge and exceptional superlarge Cu deposits are characterized by unity, speciality, preferentiality and abnormality.

Key words: superlarge and exceptional superlarge Cu deposits; magmatic segregation type; porphyry; skarn; stratiform; VMS

About the first author: QU Hong-ying, born in 1978, female, assistant researcher, doctor, engages in the study of ore deposition and economic geology; E-mail: hongyingqu@126.com.