

安徽铜陵冬瓜山大型铜矿:海底喷流-沉积 与矽卡岩化叠加复合成矿过程

侯增谦¹⁾, 杨竹森²⁾, 吕庆田²⁾, 曾普胜²⁾, 谢玉玲³⁾, 蒙义峰²⁾,
田世洪²⁾, 徐文艺²⁾, 李红阳⁴⁾, 姜章平⁵⁾, 王训成⁵⁾, 姚孝德⁵⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院矿床资源研究所, 国土资源部成矿作用和资源评价重点实验室, 北京, 100037; 3) 北京科技大学, 北京, 100082; 4) 石家庄经济学院, 石家庄, 050031; 5) 安徽省地质矿产勘查局 321 地质队, 安徽, 铜陵, 244033

内容提要:冬瓜山铜矿是长江中下游成矿带铜陵矿集区内的一个大型铜矿。该矿床被惯称为矽卡岩型矿床, 但其明显的层控特征。主矿体呈层状、似层状, 赋存于上石炭统碳酸盐建造与下伏上泥盆统砂岩建造的接触带附近, 主要由一系列层控块状含铜硫化物透镜体、含铜矽卡岩透镜体、磁铁矿矿囊以及层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿席组成。主矿体的底部为根植于上泥盆统砂岩建造内的层控脉状-网脉状矿, 下部为层状含铜黄铁矿+蛇纹石矿席, 主体为块状含铜硫化物透镜体与上覆硬石膏层构成的三个硫化物-硫酸盐韵律单元。该“双层结构”特征总体类似于 VMS 和 SEDEX 型矿床, 但矿石结构构造表明, 这些硫化物-硫酸盐沉积均不同程度地遭受了后期热液-变质作用叠加改造。层控含铜矽卡岩通常发育于块状含铜硫化物透镜体之上, 小型磁铁矿矿体或矿囊通常围绕陡倾的闪长岩株零星分布。这两类矿化均与燕山期岩浆活动(约 137Ma)和石英二长闪长岩株侵位密切相关。矿区可见两种蚀变作用: 石英-绢云母蚀变与矽卡岩蚀变。前者在下盘砂岩中形成似整合蚀变带, 包裹层控网脉状矿, 其成因可解释为晚石炭世热液流体在海底之下砂岩透水层内发生侧向迁移、弥散排泄及金属卸载; 后者由燕山期石英二长闪长岩侵位引起, 形成两类矽卡岩, 其中, 镁质矽卡岩发育在层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿席, 钙质矽卡岩形成层控含铜矽卡岩透镜体。冬瓜山矿床 80 件硫化物样品的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 组成介于 0.5‰~8.8‰之间, 伴生的硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 介于 14.8‰~20.5‰之间, 暗示两者的热液 S 有不同的来源: 弱变质的细粒层纹状硬石膏, 硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 为 20.5‰, 表明 S 来源于晚石炭世海水硫酸盐; 弱变质的胶状细粒黄铁矿, $\delta^{34}\text{S}$ 变化于 1.3‰~5.5‰之间, 反映了热液 S 来自于海水硫酸盐的生物还原; 热变质的品质黄铁矿, 硫同位素组成随结晶程度和颗粒大小的增加而升高(平均 $\delta^{34}\text{S}$: 4.4‰→5.3‰→5.7‰), 暗示热液 S 可能部分来自矽卡岩-岩浆热液系统。冬瓜山矿床的矿化结构、矿体形态、结构构造、流体包裹体特征以及热液蚀变带与铜矿体的空间分布表明, 冬瓜山铜矿是两期成矿叠加复合的产物: 晚石炭世海底喷流-沉积作用, 形成块状含铜硫化物矿化体, 晚侏罗世岩浆侵位诱发矽卡岩-热液系统, 叠加改造早期块状含铜硫化物和硫酸盐, 形成以矽卡岩铜矿为主体的叠合型矿床。

关键词: 矽卡岩铜成矿作用; SEDEX 型块状硫化物; 热液叠加; 扬子成矿带

矽卡岩型矿床广泛发育于各种地质构造背景, 包括岛弧 (Kesler et al., 1975)、大陆边缘弧 (Sawkins, 1984) 和造山带中 (Meinert et al., 1997)。与全球范围的火山成因块状硫化物 (VMS)、喷流-沉积 (SEDEX) 及斑岩型矿床相比, 多数矽卡岩矿床规模相对较小, 但也有例外。典型实

例首推印尼伊里安查亚的 Ertsberg 矿集区, 产于澳大利亚板块和印度-太平洋板块的结合带, 区内已发现 7 个铜-金矿床, 铜储量达 2570 万吨 (Meinert et al., 1997)。另一实例为长江中下游成矿带 (常印佛等, 1991), 其中的铜陵矿集区狮子山矿田, 已发现 6 个铜(-金)矿床, 铜储量达 150 万吨[●]。

注: 本文为国家自然科学基金重点项目(编号 40730419、40930418、40234051)、国土资源部科技专项(编号 20010103)和国家科技支撑计划(编号 2006BAB01B01)资助的成果。

收稿日期: 2011-01-12; 改回日期: 2011-03-27; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 侯增谦, 男, 1961 年生。研究员。矿物岩石矿床专业, 长期从事大陆和海底成矿作用研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号, 中国地质科学院地质研究所; 电话: 010-68990617; Email: houzengqian@126.com。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20110512. 0827. 003 网络出版时间: 2011-5-12 8:27:29

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110512.0827.003.html>

长江中下游成矿带之铜陵矿集区产于中生代陆内环境,与燕山期高钾钙碱性岩浆作用密切相关。冬瓜山铜矿是该区已知最大的矿床,矿石储量为9360万吨,金属铜100万吨,硫1820万吨^①。与区内其他矽卡岩型铜矿不同,冬瓜山铜矿主体为层控板状矿体,长1810m,宽560m,平均厚度32m,主要由一系列的块状硫化物透镜体和层状体组成。对该矿床的深入研究,对理解长江中下游成矿带铜矿床成因及矿产勘查至关重要。本文结合以往研究资料,综合分析了冬瓜山的地质特征、流体包裹体和稳定同位素,系统讨论了矿床成因,建立了叠合成矿模型。以此恭贺长期奋战在长江中下游成矿带和铜陵矿集区的常印佛院士八十寿诞!

1 地质背景

铜陵矿集区狮子山矿田地处扬子克拉通(陆块)和中朝克拉通(华北板块)接合带(图1, Pan Yuanming et al., 1999),该带经历了长期复杂的地质作用(表1),至少已识别出三个主要事件:晚古生代裂陷、中三叠世碰撞及侏罗-白垩纪陆内变形。由四个不同的元古代变质基底和一个统一的早古生代

盖层构成的扬子克拉通(常印佛等,1996),在晚古生代经历了强烈的地壳伸展,沿扬子克拉通北缘形成一条北东东向的裂谷带(常印佛等,1991),其内首先堆积了一套稳定的晚泥盆世陆相沉积,之后经历早石炭世的区域隆升后,广泛沉积晚石炭世浅海相碳酸盐岩,二叠纪海相灰岩、硅质岩和海陆交互相含煤碎屑岩,以及早三叠世浅海相泥质岩和灰岩(表1)。中-晚三叠世,扬子陆块向北漂移,并与华北板块碰撞(Yin An et al., 1993),形成了以超高压变质岩为标志的大别造山带(图1)(Ames et al., 1993; Cong Bolin et al., 1994)。与此同时,北东东向的晚古生代裂谷转型为前陆盆地,于中三叠世堆积了一套厚约200~700m的膏盐建造和碎屑岩建造,并于其后发生大规模的褶皱-逆冲构造变形(图1)。中侏罗世磨拉石沉积(常印佛等,1991)不整合覆盖于下伏地层之上,表明该区在早-中侏罗世发生了大规模隆升。晚侏罗世长英质岩浆的强烈喷发和侵入(峰期年龄约为137Ma)表明,该区再次经历强烈的陆内构造-岩浆活动。早白垩世双峰式火山-岩浆组合的发育,标志着该区构造体制从挤压转向拉伸(常印佛等,1991)。

表1 长江中下游成矿带主要构造事件及相关构造、岩浆和沉积相

Table 1 Major tectonic events and associated structure, magma and sedimentary facies in the Lower-middle-Yangtze metallogenic belt

地质年代	构造-岩浆事件		构造单元	构造-岩相特征	成矿作用
中生代	K ₂	陆内伸展背景钾质岩浆作用		陆相红色碎屑岩建造	
	K ₁		北东向断裂系统形成：扬子岩岩浆带和成矿带形成	埃达克质侵入岩 双峰式火山岩	细脉状Au-Ag矿化 矽卡岩型Cu-Au矿化 斑岩型Fe-Cu 矿化 黄铁矿矿化
	J ₃			埃达克质中酸性侵入岩 安山质火山岩、燧石和硬石膏	
	J _{1,2}	造山带隆起	火山-沉积盆地形成	陆相碎屑岩和磨拉石建造	
	T _{2,3}	华北板块与扬子板块碰撞	大别造山带形成；前陆盆地北东向褶皱与断裂系统形成	大别超高压变质岩；前陆盆地浅海相灰岩、白云岩、菱铁矿和硬石膏	硬石膏-石盐沉积 块状硫化物矿化
	T ₁	扬子陆块向北俯冲	前陆盆地形成	浅海相碳酸盐岩	
古生代	P ₂	拉张与沉陷	碳酸盐台地断块形成	P ₂ 海陆交互相含煤碎屑岩和海相硅质岩；P ₁ 浅海相灰岩和硅质岩	
	P ₁				
	C ₂		扬子裂陷带地壳沉陷：碳酸盐台地形成	海相碳酸盐岩、碎屑岩与块状硫化物、喷流沉积岩（铁碧玉、菱铁矿、重晶石和硬石膏）	Sedex型块状硫化物与层控网脉状硫化物铜矿化
	D ₃		扬子裂陷带形成	砂岩和粉砂岩	
	C-S	勃拉槽分隔的陆块聚合	华南克拉通形成	浅海相碳酸盐岩、碎屑岩和少量非海相沉积岩	
前寒武纪			变质基底形成	变质沉积-火山岩	

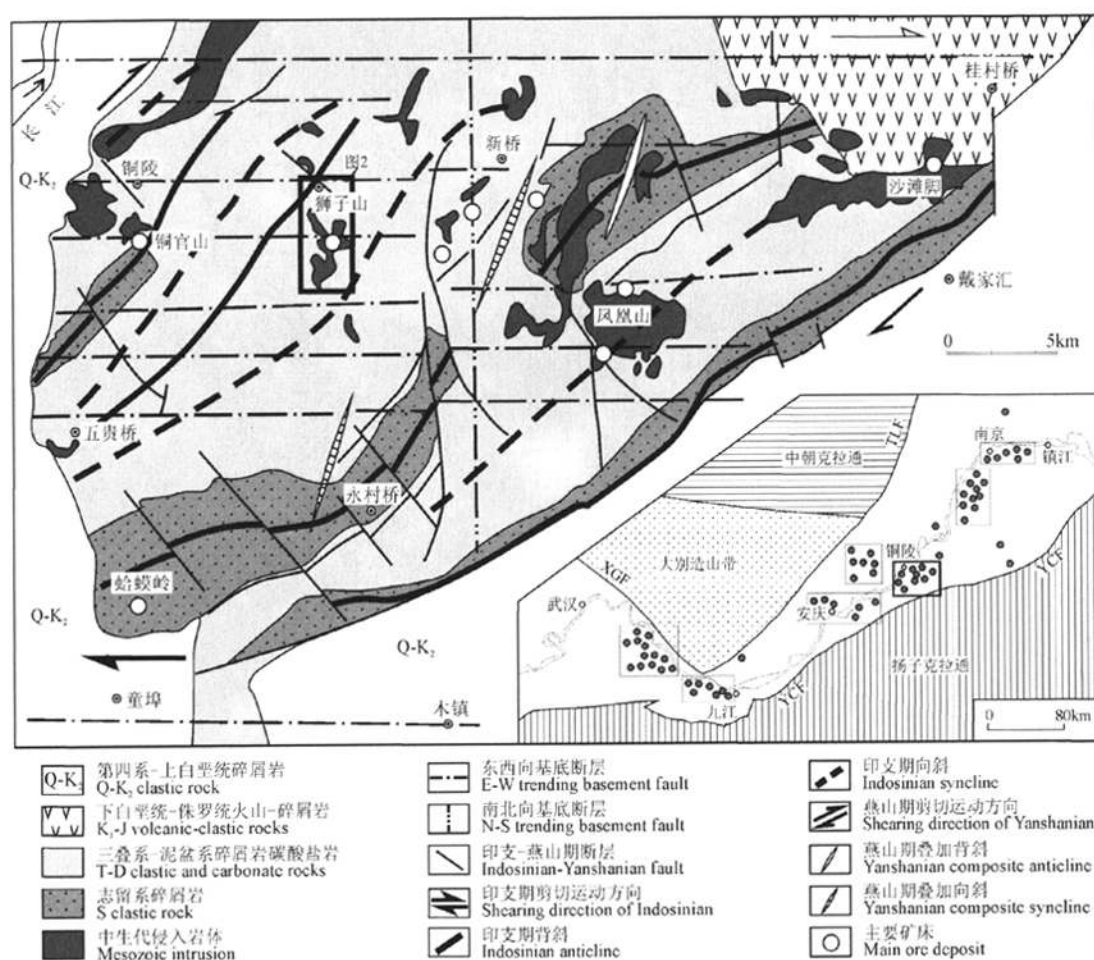


图1 安徽铜陵地区构造演化、岩浆侵入体和主要矿床分布地质简图(据邓军等, 2004 修改)

Fig.1 Simplified geological map showing tectonic evolution, magmatic intrusions and ore deposits in the Tongling district, Anhui (modified from Deng Jun et al., 2004)

长江中下游成矿带构造框架及贵贱金属矿床分布简图(据 Pan Yuanming et al., 1999); TLFF—郟城-庐江断裂;

XGF—新县-广济断裂; YCF—宜昌-常州断裂

Simplified tectonic framework and distribution of precious and base metal deposits in the Lower-middle Yangtze metallogenic belt (after Pan Yuanming et al., 1999); TLFF—Tancheng-Luijiang Fault; XGF—Xinxian-Guangji Fault; YCF—Yichang-Changzhou Fault

上述三个构造事件与三次主要的成矿作用密切相关: ①碰撞前 Sedex 型铜铁成矿作用(岳文哲等, 1993; 王文斌等, 1994; 李文达等, 1997; 唐俊华, 2000), 发育于石炭纪裂谷环境, 形成了数个含铜块状黄铁矿矿床, 成矿年龄为 313~328Ma(顾连兴等, 1986; 谢光华等, 1995); ②碰撞期石膏-硫化物成矿作用, 主要发育于中三叠世前陆盆地内(倪若水, 1995; Hou Zengqian et al., 2004); ③陆内期砂卡岩型铜金和铁成矿作用, 在 137±5Ma 年达到成矿顶峰, 与燕山期陆内中酸性侵入体有关(李文达等,

1997; 唐永成等, 1998)。这几起具有明显时代特征的成矿事件密集分布在长江中下游的 7 个不同矿集区(图 1), 构成了著名的长江中下游成矿带(常印佛等, 1991; 翟裕生等, 1992; 1999; Pan Yuanming et al., 1999)。

2 矿区地质

铜陵矿集区共有 180 处矿床和矿点, 其中大型矿床 2 个、中型矿床 19 个和小型矿床 33 个。冬瓜山大型铜矿所处的狮子山矿田, 是铜陵矿集区内最

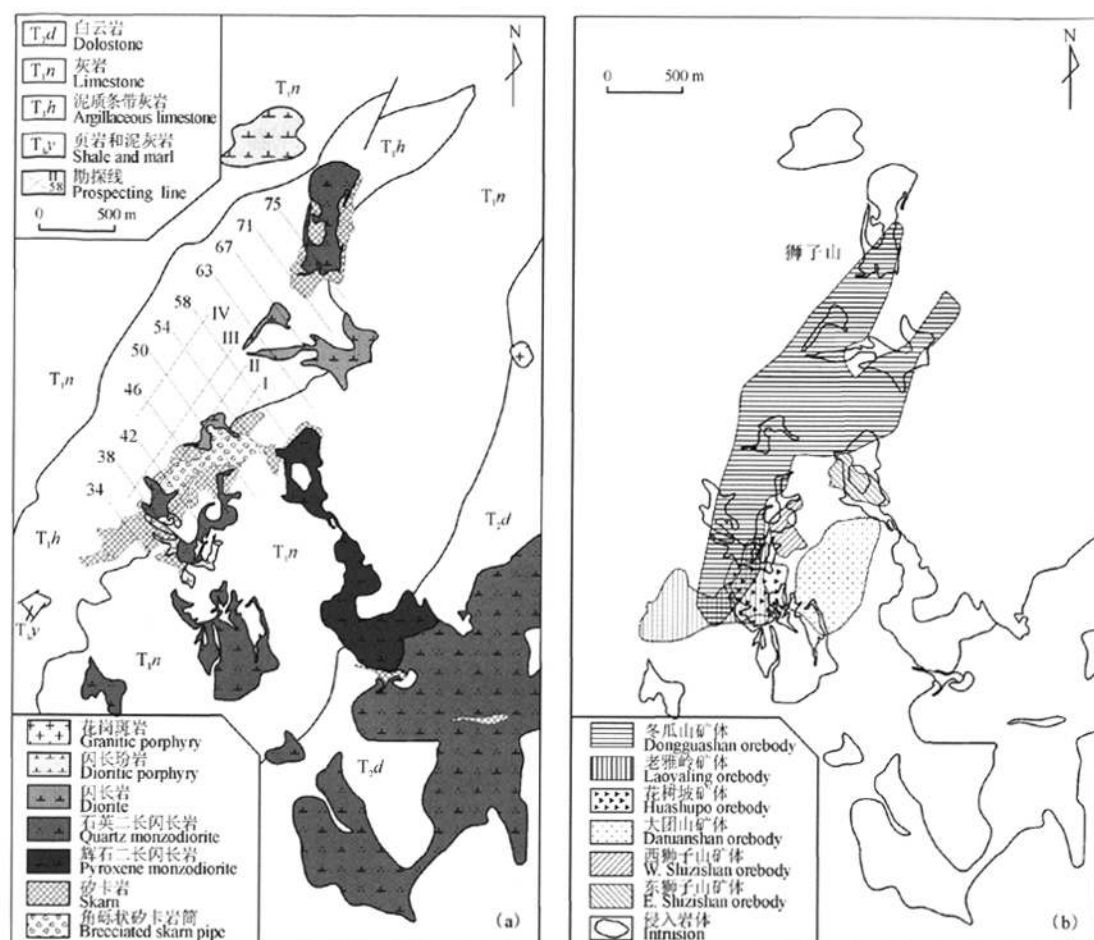


图2 安徽铜陵狮子山矿田地质简图(a)和主要矿床铜矿体水平投影简图(b)(据安徽省地质矿产局321地质队1995资料编制)●
Fig. 2 Simplified geological map (a) and horizontal projection map of the Cu orebodies of major deposits (b) in the Shizishan orefield, Tongling, Anhui (modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

大的矿田(图1),发育6个铜金矿床(表2)。结合以往研究资料和作者实地调查,对矿区地质特征简述如下:

2.1 矿区地质

狮子山矿田主要包括四个岩性单元:①厚约14m的浅变质底部单元,主要由泥盆系五通组砂岩、粉砂岩和薄层页岩组成;②厚约46~68m的碳酸盐单元,系矿区主要含矿建造,由上石炭统下部白云岩、中部结晶灰岩(黄龙组)、上部灰岩(船山组)组成;③厚达362~550m的二叠系厚层碳酸盐-碎屑岩单元,与下伏中石炭统碳酸盐整合接触,由下部沥青灰岩、中部硅质岩和含煤砂页岩及上部硅质岩和薄层灰岩组成;④下-中三叠统泥页岩、灰岩和白云质灰岩单元,系本区唯一出露地表的岩系(图2a)。

狮子山矿田沉积序列中,下石炭统地层缺失,反映本区在晚泥盆世末期出现局部抬升。上石炭统碳酸盐单元底部沉积相从矿区向外围由细砾岩、页岩变为碎屑流角砾岩。岩性厚度、结构和成分的快速变化表明,该区在晚石炭世为典型的海底碎屑流沉积环境,受生长断裂及断限盆地制约。

2.2 矿区岩浆岩

矿区仅见燕山期侵入岩,地表出露面积约3km²(图2)。它们呈陡倾的岩株或岩脉侵入上述四个地质单元。现已发现6个侵入体,侵位年龄介于152.9~135.8Ma(唐永成等,1998);直径100~300m、延伸1000m的青山脚岩体,与成矿关系密切。该岩体周围分枝出众多小岩枝或岩脉,多沿原生硬石膏层顺层侵入。侵入体的主要岩相为石英闪长岩、石

表 2 安徽铜陵狮子山矿田主要矿床地质与矿化特征一览表

Table 2 Summary of geology and mineralization of major deposits in the Shizishan orefield, Tongling, Anhui

矿床	规模和品位*	层位	围岩	矿体形态	矿石类型	结构构造	矿物组合	蚀变	金属类型
东狮子山	小型 Cu: 0.7% Au: 1.1g/t	南陵湖组 T _{1n}	砂卡岩,热液 角砾岩,脆屑岩	层状砂卡岩矿体,管 状砂卡岩矿体, 囊状矿体	硫化物-角砾状砂卡 岩,硫化物-块状砂 卡岩伟晶岩-捕虏体 硫化物砂卡岩	块状,角砾状,伟 晶状,细脉状, 浸染状	Cp+Po+Py+Ni-Py±Sp± Gn±As±Mo±Mar±Bi± Au±Ag,Gro+Hed+Di+ Cc+Kf±Chl±Epi±Arf	砂卡岩化 碳酸盐化 绿泥石化 大理岩化	Cu+Au
西狮子山	中型 Cu: 1.2% Au: 1.0g/t	和龙山组 T _{1h}	互层状砂卡岩 和角页岩	层状或条带状矿 体,块状或口 袋状矿体	含铜砂卡岩和含铜 角页岩,含铜蚀变 石英二长闪长岩	层状,带状,块状	Cp+Py+Po+Mt±Hm± Gn±Sp,Gar+Di+Chl+ Epi+Qtz+Cc+Kf± Plag±Wo	砂卡岩化 角页岩化 大理岩化	Cu+Au
大团山	中型 Cu: 0.94% Au: 0.44g/t	殷坑组 T _{1y}	层状砂卡岩 和角页岩	层控、条带状 矿体,少量 脉状矿体	含铜砂卡岩和 角页岩,含铜蚀变 侵入岩	条带状,带状, 斑点状,块状	Cp+Po+Py+ Mt±Gn±Sp	砂卡岩化 角页岩化 大理岩化	Cu+Au
老鸦岭	中型 Cu: 1.57% Au: 0.41g/t Mo: 0.04%	大隆组 P _{3d} 殷坑组 T _{1y}	层状砂卡岩, 黑色页岩和燧石	层控矿体,层状或 条带状矿体	含铜砂卡岩, 含铜燧石, 含钼黑色页岩	条带状,层纹状, 浸染状,块状	Cp+Py+Mo±Gn±Sp, Qtz+Cc+Chl+Gar+Di	砂卡岩化 角页岩化 大理岩化	Cu+Mo +Au
花树坡	中型 Cu: 1.55% Au: 0.58g/t	栖霞组 P _{2q} 孤峰组 P _{2g} 龙潭组 P _{3l}	大理岩和燧石, 角砾岩	大理岩和燧石间的 层状矿体,接触带 燧石团块中的 层状矿体	含铜砂卡岩,含铜 燧石,含铜蚀变 侵入岩,角砾状 砂卡岩	条带状,块状, 浸染状,碎屑状, 角砾状	Cp+Py+Mo±Gn±Sp, Qtz+Cc+Gar+Di± Wo±Chl±Epi±Arf	砂卡岩化 角页岩化 大理岩化	Cu+Au
冬瓜山	大型 Cu: 1.01% S: 19.43% Total Fe: 42.27%	船山组 C _{1c} 黄龙组 C _{2h}	灰岩,白云岩, 砂卡岩,硬石膏岩, 蚀变砂岩	层状矿体,块状 硫化物岩席, 透镜体,层状 网脉团块	块状铜硫化物矿,透 镜状铜砂卡岩矿,层 纹状铜蛇纹石,囊状 含铜磁铁矿,含铜硬石膏矿	细粒状,草莓状, 胶状,块状, 条带状,层纹状, 串珠状	Po+Py+Cp±Mar±Mt±Mo±Sp±Gn, Py+Po+Cp+Mar, Mt+Py+Cp+Po Qtz+Ser+Chl, Gar+Di+Act+ Tre+Cc+Qtz, Fo+Hu+Serp+ Tal+Phl+Cc+Qtz	蛇纹岩化 大理岩化 砂卡岩化 角页岩化 硅化作用 绢云母化	Cu+S+Fe

注: *中国铜矿分类标准:大型>0.5Mt Cu;中型0.1~0.5Mt Cu;小型<0.1Mt Cu。矿物缩写:Act—阳起石;Ag—自然银;Arf—钠角闪石;As—毒砂;Au—自然金;Bi—泡铋矿;Cc—方解石;Chl—绿泥石;Cp—黄铜矿;Di—透辉石;Epi—绿帘石;Fo—镁橄榄石;Gar—石榴石;Gn—方铅矿;Gro—钙铝榴石;Hed—钙铁辉石;Hm—赤铁矿;Hu—硅镁石;Kf—钾长石;Mar—白铁矿;Mo—辉钼矿;Mt—磁铁矿;Phl—金云母;Plag—斜长石;Po—磁黄铁矿;Py—黄铁矿;Ni—Py—含镍黄铁矿;Qtz—石英;Serp—蛇纹石;Sp—闪锌矿;Tal—滑石;Tre—透闪石;Wo—硅灰石。

该表数据来自以下作者:唐永成等(1998),杨学明等(1997),凌其聪等(1998a,b),徐兆文等(2000)和陈帮国(2001)。

英二长闪长岩及辉石二长闪长岩。副矿物磁铁矿的大量出现,表明侵入体属典型的I-型或磁铁矿系列花岗岩(Ishihara,1981)。斜长石和辉石的成分反序分带,表明岩浆在上侵过程或岩浆房中发生了混染作用(Reid et al.,1983;Zorpi et al.,1991;Wilcox,1999)。狄永军(2003)利用角闪石地质压力计(Schmidt,1992)估算,两个岩体的角闪石结晶压力分别为0.02~0.17GPa和0.30~0.46GPa,对应的侵位深度分别为0.8~6.3km及11.1~16.9km。与矿化有关的岩体主要为高钾钙碱性,富集大离子不相容元素,亏损高场强元素,形成于陆内环境,但遭受流体交代(Tatsumi,1983;1986),岩浆起源于加厚的下地壳(徐兆文等,2000;王强等,2003)

2.3 矿区构造

构造重建及应力场分析表明,与古生代裂谷相关的一系列东西向和南北向基底断裂,在中生代又遭受到挤压、剪切及旋转等变形构造叠加(图1)。青山背斜为“S”型褶皱群,长8km,宽22.5km,轴面倾角35°~45°,控制了狮子山矿田的发育空间。背斜核部为志留系-泥盆系沉积地层,两翼则为二叠系-三叠系地层。一系列北东和北西向的断层交汇部位,为燕山期侵入体及成矿热液系统提供了空间。顺层断裂和层间拆离面是矿区最重要的控岩控矿构造,可能为小型岩脉或岩席的侵位以及成矿流体的迁移提供了通道。

2.4 成矿作用

狮子山矿田的6个矿床,在平面上呈北东向展布,集中分布在7km²范围内(图2b),在垂向上产出几个不同层位。表2总结了狮子山矿田主要矿床的基本地质特征,本文将其划分为四种矿床式:①块状硫化物矿席型Cu矿床(如冬瓜山),产于上石炭统碳酸盐和上泥盆统砂岩接触带(唐永成等,1998),系早期块状硫化物与晚期矽卡岩矿化叠加复合产物(曾普胜等,2005;陆建军等,2008);②角砾状矽卡岩筒型Cu矿床(如东狮子山),产于矿区中部深达千米的角砾状矽卡岩筒中,与闪长岩浆浅成侵位和流体沸腾有关(凌其聪等,1998b;周涛发等,2000);③层控角岩型Cu-Mo矿床(如花树坡和老鸦岭),产于角岩化的二叠系硅质岩和黑色页岩中,受层间断裂控制(陈帮国,2001);④层矽卡岩型Cu-Pb-Zn矿床(如西狮子山和大团山),产于下三叠统地层中,与二长闪长岩株侵位有关(杨学明等,1997;凌其聪等,1998a;徐兆文等,2000),矿体受层间断裂和拆离面控制。

3 冬瓜山矿床

冬瓜山矿床由140多个大小不等的矿体构成,矿石总量达9360万吨,铜100万吨,其中,I号主矿体占冬瓜山矿床总储量的98%。

3.1 产状和形态

冬瓜山为隐伏矿床,所有矿体均分布在海拔标高-745~-1007m深处。主矿体呈层状-似层状,分布面积约0.98km²,与青山背斜褶皱轴面近于平行,北东向延展。主矿体与上泥盆统五通组砂岩呈似整合接触,并受上石炭统碳酸盐地层控制(图3、4)。矿体因褶皱而呈扁平蘑菇状,长约1810m,平均厚度34.2m。矿体西北翼平缓,倾向北西,倾角30°~40°,向下延伸75~545m;东南翼倾向南东,倾角35°~40°,向下延伸10~460m。尽管矿体部分被石英二长闪长岩所吞噬,但其基本形态仍完好保存(图3、4)。

冬瓜山主矿体外围发育若干小型“卫星”矿体,包括块状黄铁矿体、含铜磁铁矿体及矽卡岩铜矿体。块状黄铁矿体长200~300m,厚4~6m,为板状硫化物矿席,或作为夹层赋存于主矿体中,或构成主矿体的边缘相;矽卡岩铜矿体通常以1~4m厚的矿囊形式沿岩株与围岩的接触带发育;而含铜磁铁矿体产于岩株附近,并叠加在主矿体上(图4、9)。

3.2 矿石类型及分带

主矿体由一系列的层控含铜黄铁矿-蛇纹石席状体、块状硫化物透镜体、含铜矽卡岩透镜体和磁铁矿矿囊组成(图5、10)。根据矿石矿物组成、结构构造及其与含矿主岩的关系,将矿石类型从下至上分为五类:①层控网脉状矿石,②纹层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿石,③块状含铜磁黄铁矿-黄铁矿矿石,④含铜硬石膏矿石,⑤含铜磁铁矿-矽卡岩矿石。

(1)层控网脉状矿石:直接下伏于层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿席下方,赋存于下盘五通组砂岩中,与蚀变砂岩内的半整合石英-绢云母蚀变带相伴产出(图5、6),构成层控网脉状矿带,与围岩没有明显边界,只能通过铜品位分析才能划分,但矿石产出部位通常伴有强烈的绿泥石化。网脉状矿带厚度变化于0.7~7m之间,占冬瓜山矿体总厚度的1%左右。网脉状矿带并不在下盘砂岩与闪长岩株的接触带出现(图5),尽管与岩株有关的辉钼矿-石英细脉有时叠加其上。网脉状矿石主要为石英-硫化物细脉,由黄铁矿(1.4%)、黄铜矿(1.2%)、石英、绢云母和少量绿泥石及重晶石组成,特征与VMS型和Sedex

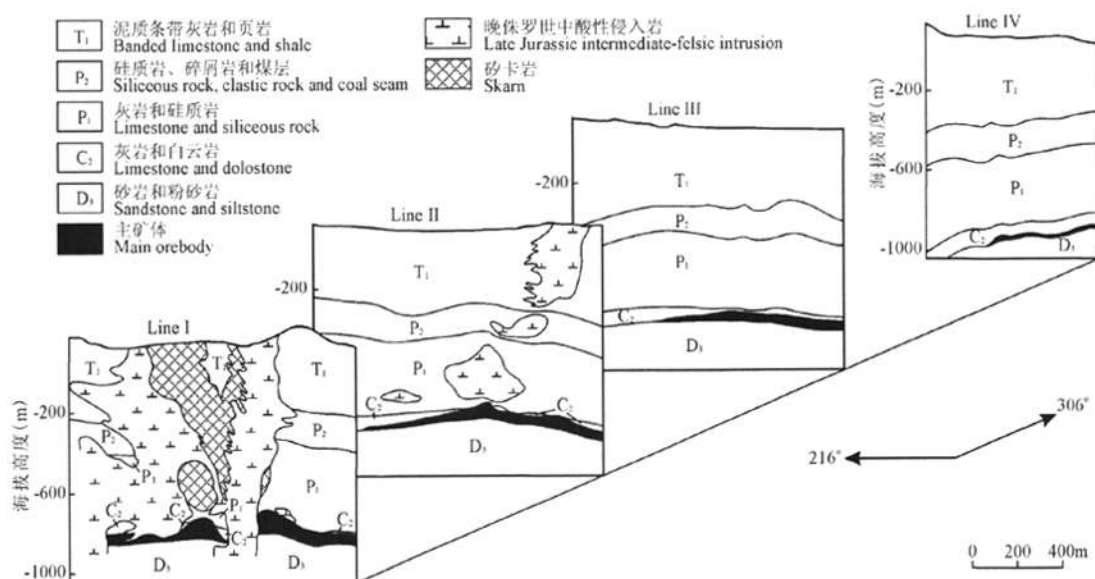


图3 安徽铜陵冬瓜山矿床联合纵剖探线剖面图(据安徽省地质矿产局321地质队1995资料编制)●

Fig. 3 Combined cross sections of the Dongguashan deposit, Tongling, Anhui (modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

型矿床的网脉状矿类似(Lambert, 1976; Large, 1981; Hou Zengqian et al., 2001; 侯增谦等, 2003), 其成因可以解释为, 向上排泄的海底热水流体, 在穿越孔隙度较高的碎屑岩层时发生侧向流动并卸载, 形成具有层控特征的网脉状矿化带(Lydon, 1988; Large, 1992)。

(2) 纹层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿石: 呈席状体似整合覆盖于下盘砂岩及层控网脉状矿带之上, 沿北东方向延伸1810m, 覆盖面积约1km²(图5~7), 平均厚10.9m, 占主矿体总厚度的32%。尽管该矿席沿北东方向带状展布, 但显示几个空间上分离的具有不同厚度和直径的“沉积”中心(图7b)。在北段勘探线63~75之间的一个中心, 空间上与下盘层控网脉状矿化部位相对应; 在南段勘探线34~46之间被岩株破坏的两个中心, 分别位于下盘层控网脉状矿化部位的两侧; 在中段出现的数个独立小中心, 形状多种多样(图7b), 可能反映了复杂的古洋底地形。

该矿席具有明显的侧向和纵向相变: 侧向上, 由中部含铜黄铁矿-蛇纹石相向外变为含铜黄铁矿-滑石-蛇纹石相及更外的滑石-蛇纹石相; 纵向上, 向上相变为块状磁黄铁矿-黄铁矿透镜体, 向下相变为层控网脉状矿带(图6)。矿席具有多阶段叠加的复杂矿物组合, 主要矿石矿物为磁黄铁矿(27%)、黄铁矿(4%)、黄铜矿(3%)、磁铁矿(3%)及少量闪锌矿、方

黄铜矿、斑铜矿和辉钼矿, 脉石矿物为镁砂卡岩组合(蛇纹石、滑石、斜硅镁石、粒硅镁石和橄榄石)、退化砂卡岩组合(透闪石、金云母、硬石膏), 以及少量白云石、石膏和石英。

(3) 块状含铜磁黄铁矿-黄铁矿矿石: 为冬瓜山矿床的主要矿石类型, 呈3个板状透镜体产出, 约占主矿体矿石的42%(图6)。底部透镜体厚度变化在0.9~30.7m, 厚大部位位于主矿体中段, 覆于含铜黄铁矿-蛇纹石矿席之上。另两个透镜体的产出层位不稳定, 甚至有缺失现象, 且厚度减小(图6)。每个透镜体的上部都覆盖有一层含硫化物的硬石膏层, 其特征与VMS矿床的喷气岩类似(例如, 呷村VMS矿, 侯增谦等, 1995; Hou Zengqian et al., 2001)。

图7c显示了块状含铜硫化物透镜体的厚度变化, 总体与含铜黄铁矿-蛇纹石矿席的厚度变化规律类似。有两点值得注意: ①块状硫化物透镜体的厚度等值线显示, 在冬瓜山附近被两处岩株穿切, 表明块状含铜硫化物透镜体遭受了侵入岩体的破坏; ②块状硫化物透镜体的厚度中心位于含铜黄铁矿-蛇纹石矿席厚度中心的两侧, 空间上与网脉状矿带位置相对应(图5, 7c)。

该类矿石可细分为两个亚类, 即块状含铜磁黄铁矿和含铜黄铁矿矿石。总体上, 块状含铜磁黄铁矿矿石在规模上和品位上均占主导地位, 矿石矿物

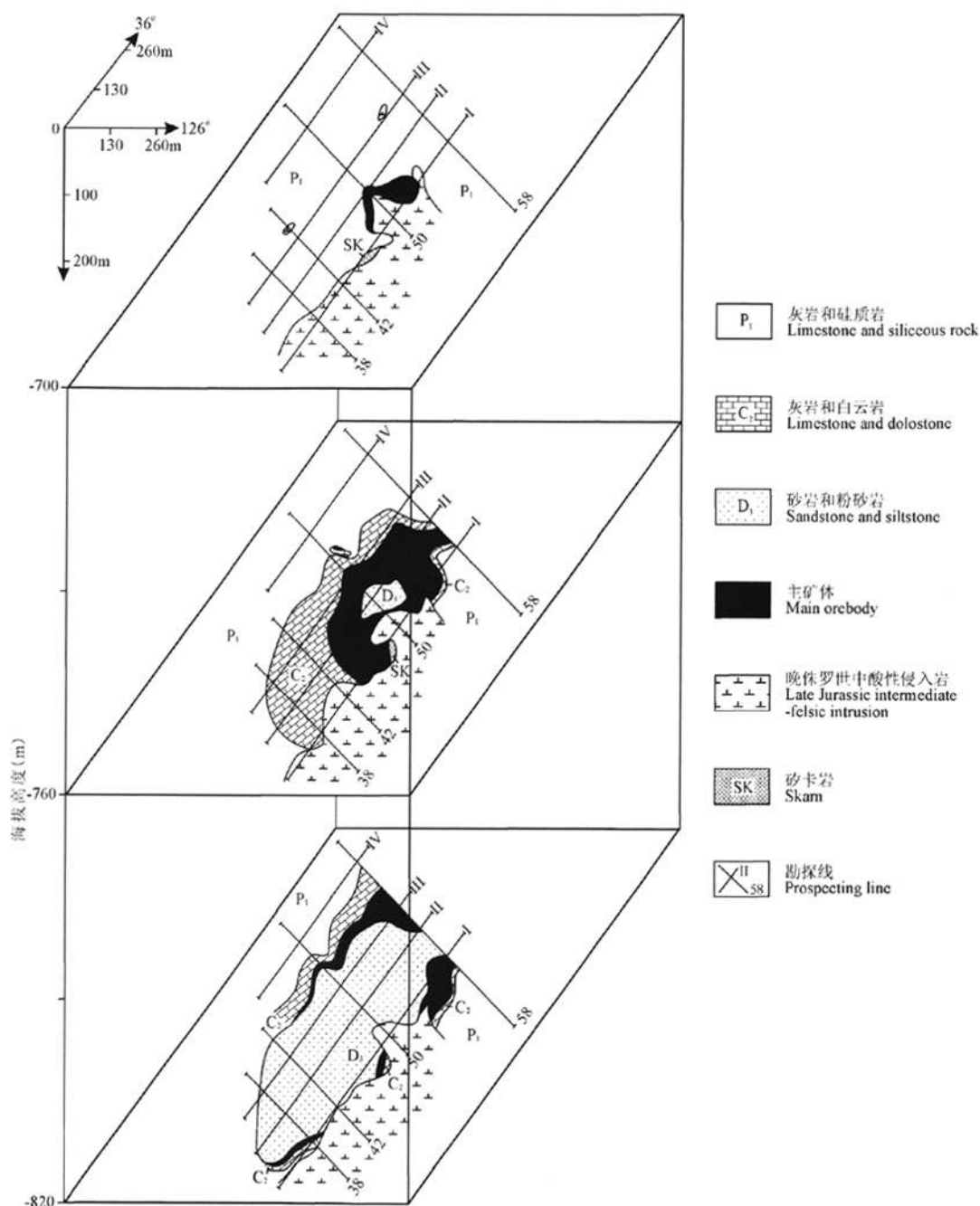


图4 安徽铜陵冬瓜山矿床不同标高平面图(据安徽省地质矿产局321地质队1995资料编制)•

Fig. 4 Plan maps at different elevation levels in the Dongguashan deposit, Tongling, Anhui
(modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

包括磁黄铁矿(56%)、黄铁矿(7%)、黄铜矿(3%)及少量胶质黄铁矿、磁铁矿和方黄铜矿,脉石矿物为钙质矽卡岩矿物(石榴石、透辉石)、硬石膏、石英和铁

白云石。块状含铜黄铁矿矿石的矿物组合与含铜磁黄铁矿矿石相似,但前者保留了更多原生细粒胶状黄铁矿,并且矽卡岩矿物数量较少。

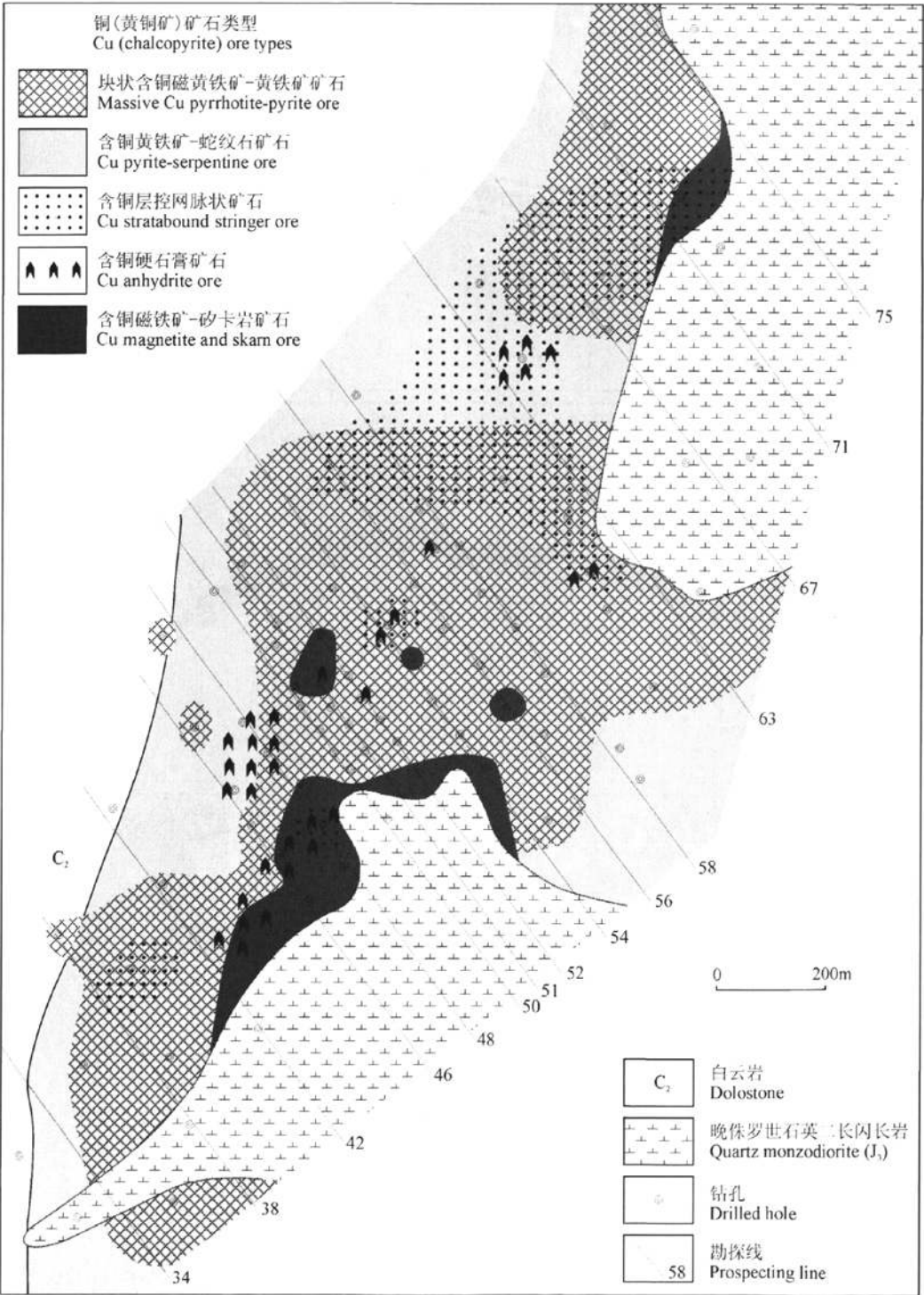


图 5 安徽铜陵冬瓜山矿床不同类型矿石平面分布投影图(据安徽省地质矿产局 321 地质队 1995 资料编制)●
Fig.5 Projected plan showing the distribution of different types of ore in the Dongguashan deposit, Tongling, Anhui (modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

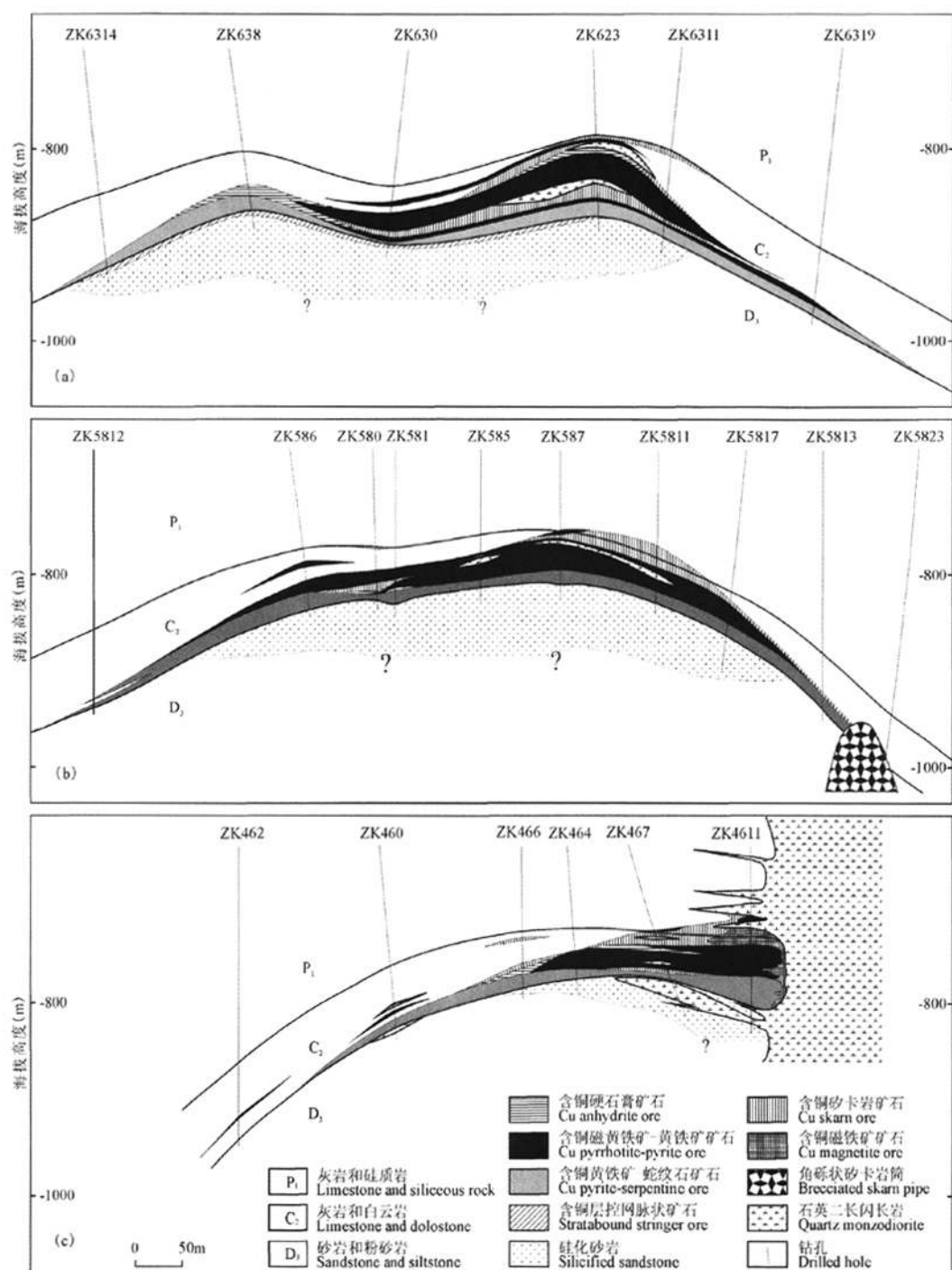


图6 安徽铜陵冬瓜山矿床主矿体不同类型矿石剖面分布图(据安徽省地质矿产局321地质队1995资料编制)•

Fig. 6 Geological section maps showing the distribution of different types of ore in the main orebody of Dongguashan deposit, Tongling, Anhui (modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

(a)—63号勘探线;(b)—58号勘探线;(c)—46号勘探线

(a)—Exploration line of No. 63;(b)—Exploration line of No. 58;(c)—Exploration line of No. 46

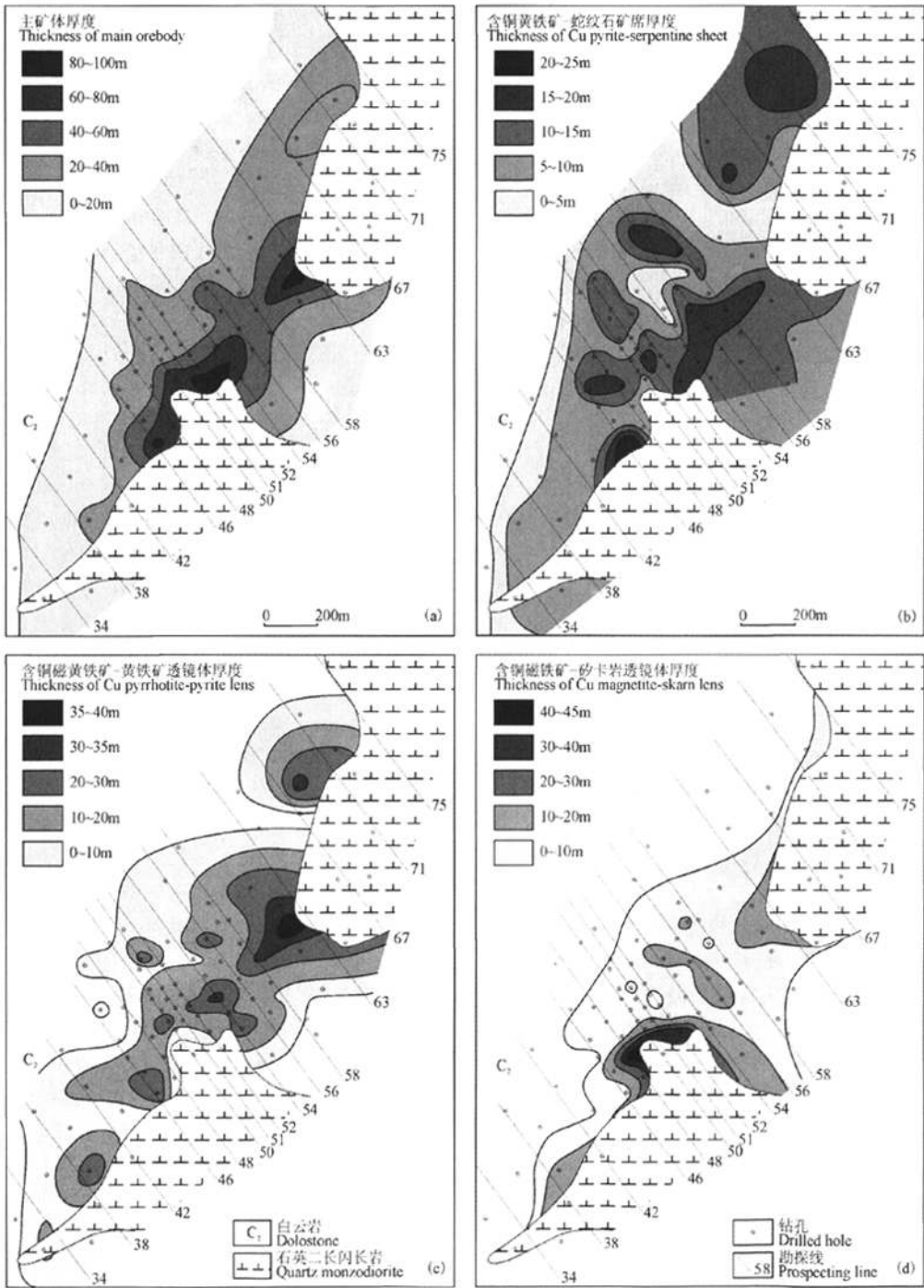


图 7 安徽铜陵冬瓜山矿床主矿体及不同类型矿石体厚度等值线图(据安徽省地质矿产局 321 地质队 1995 资料编制)•

Fig. 7 Thickness isoline maps of main orebody and different types of ore in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui (modified from Geological Team No. 321 of Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, 1995)

(a)—主矿体;(b)—含铜黄铁矿-蛇纹石矿席;(c)—含铜磁黄铁矿-黄铁矿透镜体;(d)—含铜磁铁矿-矽卡岩透镜体
(a)—Main orebody;(b)—Cu pyrite-serpentine sheet;(c)—Cu pyrrhotite-pyrite lens;(d)—Cu magnetite-skarn lens

(4)含铜硬石膏矿石:通常呈较薄的不连续层或小透镜体产出,构成块状硫化物透镜体的盖层,产出在三个层位,与含铜矽卡岩透镜体密切相关,总厚度占主矿体的3%,空间位置与含铜黄铁矿-蛇纹石矿席相对应(图5)。矿石由两期矿物组合构成:早期组合包括硬石膏(石膏)、石英、胶状细粒黄铁矿、菱铁矿、赤铁矿和少量黄铜矿,后期组合为粗粒黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿和少量钙质矽卡岩矿物(石榴石、透辉石、透闪石、方解石)。

(5)含铜磁铁矿-矽卡岩矿石:构成含铜矽卡岩透镜体和含铜磁铁矿矿囊(占15%)。含铜矽卡岩透镜体在空间上围绕岩株发育(图7d),纵向上则集中于三个含铜硬石膏透镜体发育层位(图6)。这种层控性与两个因素有关:①原生硬石膏层位或透镜体的发育,②在硬石膏内顺层侵入岩席的出现。这些侵入岩席及含铜矽卡岩和硬石膏层,常常在块状硫化物透镜体中呈不规则状的夹层或团块产出,沿走向断续分布,与块状硫化物边界呈指状交叉。含铜矽卡岩矿石由典型的钙质矽卡岩矿物和少量硫化物(黄铁矿6%、黄铜矿3%、磁黄铁矿5%)组成。

含铜磁铁矿矿囊多数赋存于岩株和围岩(包括块状硫化物)接触带附近(图5),部分赋存于岩席侵入层位,并与含铜矽卡岩伴生,局部逐渐过渡为块状含铜磁黄铁矿。矿石矿物主要为磁铁矿(67%),伴有少量磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿,脉石矿物主要是矽卡岩矿物。

3.3 矿石组构

冬瓜山矿床矿石结构构造分为三种类型。第一种为纹层状、碎屑状和砾状构造,胶状或草莓状结构,由晚石炭世原生块状硫化物沉积而成。第二种为斑状变晶和残余结构。第三种为交代结构,填隙及脉状构造。后两种结构构造与侏罗纪岩浆活动有关,第二种形成于进化热变质阶段,第三种形成于退化热液蚀变阶段。

纹层状构造及层状构造(图8a)主要出现在含铜黄铁矿-蛇纹石矿席中,单个纹层厚度介于1~5mm之间,以矿石矿物和脉石矿物纹层交替出现为特征。在多数情况下,金属纹层主要由细粒磁黄铁矿、黄铁矿及少量黄铜矿和磁铁矿组成;脉石纹层主要由蛇纹石和滑石构成。在局部,金属纹层可由胶状黄铁矿和细粒黄铁矿组成,脉石纹层由白云石、菱铁矿及少量硬石膏组成。这种纹层状构造在含有大量胶状黄铁矿的块状硫化物矿石中也有保存,纹层由胶状黄铁矿+黄铁矿+黄铜矿+方铅矿和石英+

黄铁矿+黄铜矿组成。在含铜黄铁矿-蛇纹石矿席上部,纹层状矿石受挤压而发生强烈揉皱,金属纹层在褶皱核部变厚(图8e)。

碎屑状和胶状构造通常出现于主矿体西缘,因远离岩株,变质较弱而得以保存,对块状硫化物透镜体的成因有重要指示意义。碎屑状构造的碎屑由形态各异的晶质黄铁矿组成,基质由极细粒的黄铁矿、黄铜矿和石英组成,主要出现在块状硫化物透镜体的中部,其特征类似于VMS或Sedex型矿床的同类型矿石(Pisutha-Arnond et al., 1983; Eldridge et al., 1983)。胶状构造由胶状黄铁矿及少量细粒黄铁矿和黄铜矿组成,通常具有草莓状结构和环状构造(图8b),主要分布于块状黄铁矿透镜体边缘,可以解释为开放环境下硫化物快速沉积的产物(王文斌等, 1994; 李文达等, 1997)。

砾状构造由直径为2~5mm的石英质细砾和细粒黄铁矿胶结物组成,产于黄龙组含矿岩系的底砾岩层中上部20~40cm范围,自下向上由黄铁矿胶结的砾岩过渡到纹层状黄铁矿-蛇纹石或条带状黄铁矿矿石,石英颗粒含量逐渐减少(图8f)。砾状构造表明,由黄铁矿胶结的细砾岩层是晚石炭世海侵快速沉积的产物。

斑状变晶和残余结构在靠近石英二长闪长岩株的重结晶块状硫化物透镜体及黄铁矿-蛇纹石矿席中非常发育。斑状变晶结构表现为:胶状黄铁矿发生重结晶,形成粗粒自形黄铁矿和细粒半自形黄铁矿边缘(图8c);块状磁黄铁矿中变斑状的粗粒他形黄铁矿集合体,外围被细粒黄铜矿集合体包裹。这些粗粒黄铁矿集合体显示“三联点”构造,表明重结晶达到热动力平衡。细粒黄铜矿镶边围绕粗粒黄铁矿出现,表明金属铜在热变质过程中被释放出来,伴随着黄铁矿结晶生长而淀积。残余结构表现为胶状黄铁矿残余、磁黄铁矿中残留不规则黄铁矿(图8d)以及磁铁矿中残留黄铁矿和磁黄铁矿。这些结构表明,原生块状硫化物遭受燕山期构造-岩浆作用而发生一系列进化热变质作用:胶状黄铁矿和细粒黄铁矿的重结晶→黄铁矿向磁黄铁矿相变→磁黄铁矿向磁铁矿相变。

交代结构及填隙和脉状构造一般出现在侵入体的周围。本文所述的交代结构是指磁铁矿表面上的溶蚀坑槽、黄铁矿中的残余磁铁矿、具菱铁矿假晶的磁铁矿、具石榴石假晶的磁铁矿、黄铜矿和黄铁矿。填隙构造是指黄铜矿或黄铁矿充填磁黄铁矿晶体间隙,或黄铁矿、黄铜矿或磁黄铁矿充填石榴石和透辉

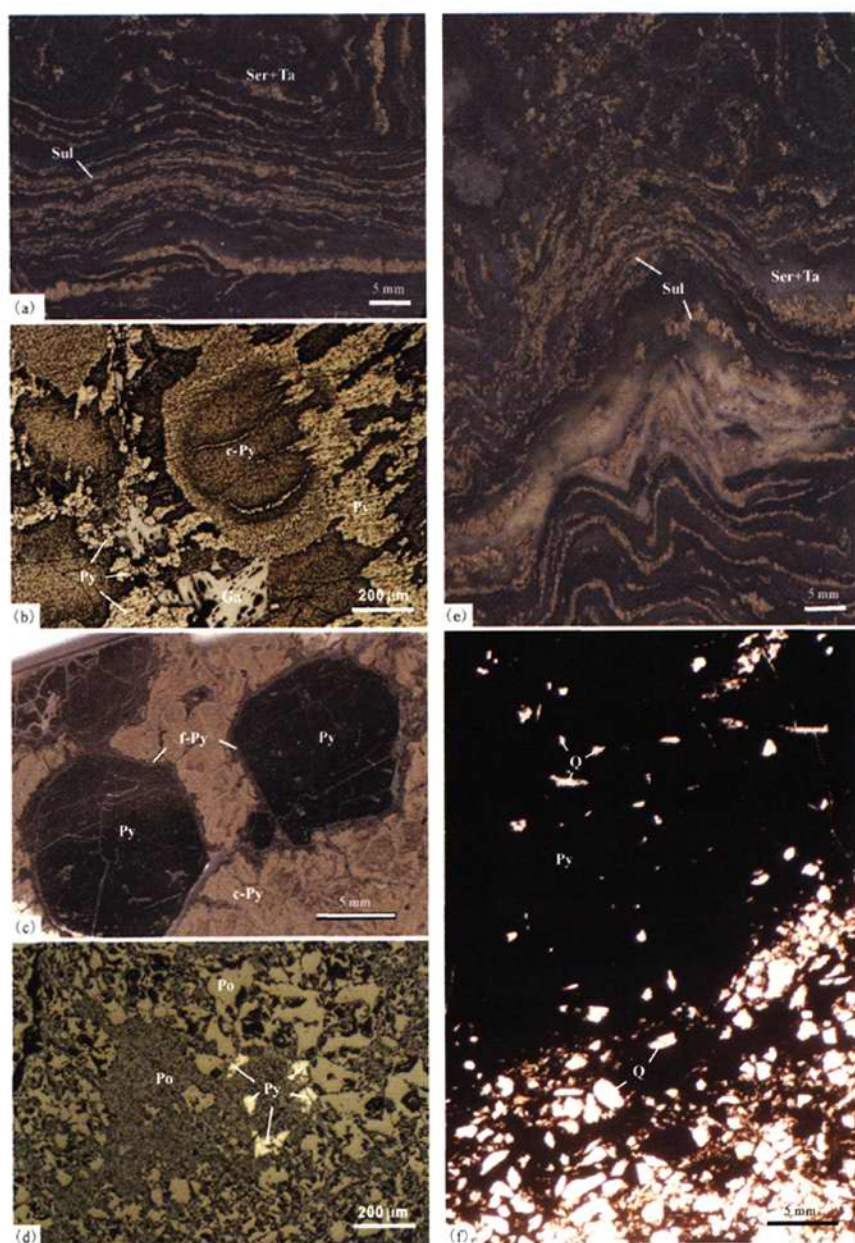


图 8 安徽铜陵冬瓜山矿床矿石结构构造图像

Fig. 8 Scan images and photomicrographs of the texture and structure of ore in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui
 (a)—纹层状硫化物(Sul)(黄铁矿、磁黄铁矿及少量黄铜矿)与蛇纹石+滑石(Ser+Ta)扫描图;(b)—草莓状胶黄铁矿(c-Py)显微照片,外围和裂隙内被黄铁矿(Py)和方铅矿(Ga)交代;(c)—胶黄铁矿(c-Py)中的变斑状粗粒黄铁矿(Py)及边缘的细粒黄铁矿(f-Py)集合体扫描图;(d)—磁黄铁矿(Pr)中的交代残余黄铁矿(Py)显微照片;(e)—纹层状硫化物(Sul)与蛇纹石+滑石(Ser+Ta)的揉皱变形扫描图,褶皱核部硫化物纹层变厚;(f)—砾状矿石照片,石英颗粒含量从下部的黄铁矿胶结砾岩到上部的黄铁矿层逐渐减少
 (a)—Scan image showing laminae of sulfide (Sul) (composed mainly of pyrite and pyrrhotite with minor chalcopyrite) and serpentine and talc (Ser+Ta); (b)—Photomicrograph showing strawberry-like colloidal pyrite (c-Py), replaced by pyrite (Py) and galena (Ga) along shrinkage crack; (c)—Scan image showing porphyroblastic coarse-grain pyrite (Py) with fine-grain pyrite (f-Py) aggregate rim in colloidal pyrite (c-Py) matrix; (d)—Photomicrograph showing relict pyrite (Py) in pyrrhotite (Po) aggregate; (e)—Scan image showing crumpled laminae of sulfide (Sul) and serpentine and talc (Ser+Ta), and thickened laminae of sulfide at the core of fold; (f)—Photograph of conglomerate ore, showing decrease of the content of quartz granule upward from basal pyrite-cemented conglomerate to upper pyrite band

石晶体间隙形成的一种构造。脉状构造包括黄铁矿、黄铜矿、胶质黄铁矿、石英黄铁矿和方解石-方铅矿-闪锌矿细脉在内的各种脉体,穿切各种类型铜矿石。这些结构构造表明,在燕山期岩浆作用的晚期存在一个退化热液蚀变作用。

3.4 蚀变作用

冬瓜山矿床发育三期蚀变(图 9)。早期蚀变与晚石炭世喷流-沉积作用相关,第二和第三期蚀变则受制于晚侏罗纪的矽卡岩-热液系统。

早期蚀变主要发育在矿床下盘的五通组砂岩建造内,形成半整合石英-绢云母带,下伏于层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿席下部。蚀变有两种式样:①砂岩层上部发育的均匀硅化,是似整合蚀变带中最重要的蚀变类型,几乎所有岩石都蚀变为细粒石英、长石、绢云母和 Fe-Ti 氧化物集合体;②较低层位发育的石英和石英-硫化物细脉群,脉宽数毫米到数厘米间变化,与地层层理平行或穿切。在部分区域,似整合蚀变带中出现“补片”状绿泥石化,伴随的成矿作用形成网脉状矿。

燕山期的岩浆侵入导致下盘五通组砂岩发生第二期蚀变与热变质,形成黑云母-长石-红柱石-石英岩角,同时使石炭系灰岩发生大理岩化。原生细粒和胶状黄铁矿重结晶形成粗粒黄铁矿,部分黄铁矿热变质为磁黄铁矿及少量磁铁矿。上覆二叠系-三叠系泥岩、页岩和钙质页岩也变质为颜色多样的细粒钙质硅酸盐角岩,其矿物组合为黑云母、红柱石、堇青石和石英、长石(图 9)。

燕山期的岩浆热液流体系统导致含矿建造(上石炭统碳酸盐建造)发生矽卡岩化,形成镁质矽卡岩和钙质矽卡岩。前者发育在含矿建造下部,后者分布于含矿建造上部。

镁质矽卡岩是层状含铜黄铁矿-蛇纹石矿席的主要容矿岩石,矿物组合为细粒硅镁石、镁橄榄石、蛇纹石、滑石及少量金云母和镁绿泥石。蛇纹石、滑石及镁绿泥石是典型的退变热液矿物,其交代进变矽卡岩矿物组合。蛇纹石主要以叶蛇纹石为主,纤维蛇纹石为辅。叶蛇纹石常常交代硅镁石、镁橄榄石和透闪石。金云母交代透闪石和镁铁闪石,边缘则被镁绿泥石(picroamesite)所交代。

钙质矽卡岩有两种产出形式:①与顺层(原生硬石膏层)侵入的岩席相伴产出,进变矽卡岩矿物为粗粒辉石和石榴石,单个矿物晶体长可达 0.1~1cm,最大可达 10cm。石榴石的颜色从暗红棕到黄褐色,与石榴石的成分及结晶时间相关。早期石榴石主要

是暗红棕色的钙铁榴石,边缘为钙铝榴石;晚期石榴石主要是黄褐色钙铝榴石,具明显生长环带。辉石主要由灰绿色的透辉石组成,含少量钙铁辉石。该种矽卡岩富含硫化物,平均含量达 15%,主要为磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿以及少量闪锌矿和辉钼矿,另有磁铁矿、方解石、石英和少量硬石膏填充于钙质硅酸盐矿物晶隙。②在块状硫化物透镜体中呈团块产出,进变矽卡岩矿物主要为细粒石榴石和透辉石,以脉石矿物与晶质矿石矿物(磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿)共生。

两种进变矽卡岩通常被退化矽卡岩所交代,矿物组合以透闪石、阳起石、绿帘石、绿泥石、绢云母和石英为特征,表现为石榴石边缘常被绿帘石、绿泥石、方解石和石英集合体环绕,透辉石解理面或颗粒边缘发生退变,形成透闪石、阳起石、绿泥石、方解石和石英组合(图 9)。

总之,对矿石结构构造的观察和对蚀变矿物组合的研究表明,冬瓜山矿床经历了一个长期复杂的地质过程:从石炭纪喷流-沉积、经晚侏罗世热变质作用到最后的矽卡岩热液成矿作用。燕山期矽卡岩热液成矿作用对古生代块状硫化物叠加改造,形成了复杂的多期叠加的矿物组合(图 9)。

4 流体包裹体特征

本文对流体包裹体进行了重点分析。流体包裹体主要出现于含铜黄铁矿-蛇纹石矿石中的石英、矽卡岩矿石中的石榴石和绿帘石以及黄铁矿-石英和方解石-硫化物细脉中的石英和方解石中。本次研究制备了 50 多件双面光片用于岩性观察,并选取其中 15 件样品进行显微温度测试工作(表 3)。

4.1 流体包裹体性质

冬瓜山矿床的流体包裹体分原生和次生两类。次生包裹体见于石英和方解石中,通常个体极小($<1\mu\text{m}$),单一液相,沿穿切矿物颗粒边界的裂隙线状分布(Roedder, 1984)。原生流体包裹体常沿石英和石榴石的生长环带分布,偶见其串状分布于方解石和透辉石的某些部位,包裹体形状规整,包括光滑球状、长方形、透镜体、柱状和多边形,有时可观察到负晶形原生流体包裹体(图 10)。原生流体包裹体体积通常较大($5\sim 15\mu\text{m}$),最大直径可达 $40\mu\text{m}$,在主矿物中呈离散状分布。根据冬瓜山的原生流体包裹体室温下的岩相学特征和包裹体寄主矿物组合及结构研究,将流体包裹体划分为三种类型。

I-型:气液两相包裹体。根据包裹体成分,将 I-

表 3 安徽铜陵冬瓜山铜矿床不同矿物组合的流体包裹体均一温度及盐度
Table 3 Homogenization temperature and salinity data of fluid inclusions in different mineral assemblages
at the Dongguashan Cu deposit, Tongling, Anhui

阶段	样品	矿体	产状	包裹体 类型……	寄主 矿物	均一 状态	均一温度 (℃)		盐度 (%NaCl)	
							范围*	均值	范围*	均值
喷流沉积阶段	D87552-1	网脉状矿	黄铁矿-蛇纹石铜矿	I ₁	石英	液相	214~278 (10)	234	1.2~7.3 (4)	3.8
	D79051-21		石英脉	I ₁	石英	液相	173~307 (6)	247		
	D87552-6		石英-黄铁矿脉	I ₁	石英	液相	212~266 (7)	244		
矽卡岩热液阶段	D73052-12	主矿体	含铜矽卡岩	II	透辉石	液相	461~530 (11)	505	38.8~55.9 (9)	45.0
	D73052-19		含铜矽卡岩	II	石榴石	液相	261~412 (7)	337	37.1~42.0 (3)	39.9
	D73052-19		含铜矽卡岩	I ₁	石榴石	液相	231~261 (2)	246	33.5~38.9 (5)	35.6
	D73054-31		块状磁黄铁矿	II	石英	液相	234~315 (5)	276		
	D73054-31		块状磁黄铁矿	I ₁	石英	液相	284 (1)	284		
	D73054-31		块状磁黄铁矿	I ₁	石榴石	液相	330~464 (3)	380	35.3~43.1 (7)	39.1
	D79051-9		矽卡岩	II	透辉石	液相	415~435 (4)	423		
	D79051-9		矽卡岩	I ₁	透辉石	液相	309~310 (3)	310		
	D79051-9		矽卡岩	I ₁	石榴石	液相	210~322 (11)	237		
	D79051 22-1	下盘围岩中脉体	石英-黄铁矿脉	II	石英	液相	288~301 (2)	295	36.9~37.8 (2)	37.4
	D79051-22-1		石英脉	I ₁	石英	液相	141~206 (14)	168		
	D87552-4		石英脉	I ₂	石英	气相	328~333 (4)	331		
	D87552-5-1		石英脉	I ₂	石英	气相	320~368 (6)	338		
	D87552-5-1		石英脉	I ₂	石英	液相	260~273 (11)	267	32.9~35.5 (5)	34.4
	D87552-16		石英-黄铁矿脉	II	石英	液相	303~346 (9)	314		
	D87552-18		石英-黄铁矿-方解石脉	II	石英	液相	249~403 (8)	325	31.8~44.9 (7)	38.1
	D87552-19-1	岩体内脉体	石英脉	I ₂	石英	液相	142~360 (7)	243	20.3~20.4 (4)	20.4
	TL-63		方解石脉	II	方解石	液相	288~288 (2)	288	36.8~36.9 (2)	36.9
	TL-63		方解石脉	I ₂	方解石	液相	219~286 (5)	245	18.0~19.9 (4)	19.2

注: I₁ 气液两相包裹体, 主要为 H₂O; I₂ 气液两相包裹体, 主要为 CO₂; II—多相包裹体。* 括号内为样品数。

型流体包裹体划分为两个亚类, 即 I₁ 以 H₂O 为主的气液比介于 10%~30% 的包裹体(图 10a、b)和 I₂ 以 CO₂ 为主的气液比在 60%~80% 之间的包裹体(图 10c、d)。I 型包裹体分布非常广泛, 出现在任何矿化带中。其中, I₁ 以 H₂O 为主的流体包裹体主要分布于块状硫化物透镜体、含铜矽卡岩透镜体和下伏层控网脉状矿带中。I₂ 以 CO₂ 为主的流体包裹体则主要赋存于穿切底盘砂岩和产于二长闪长岩岩株的石英脉和方解石脉中。从包裹体形状看, 前者为无色气泡, 均一到液相时没有发生变化, 而后者在偶尔均一到气相时总是呈棕色气泡。两种亚相包裹体以离散或独立包裹体赋存于石英(图 10b~d)和方解石中, 直径变化在 5~15 μm; I₁ 型流体包裹体则仅出现于石榴石(图 10a)和透辉石中, 直径变化在 4~25 μm 之间。

II-型: 多相包裹体。II-型包裹体是第二种分布最广的流体包裹体, 广泛分布于矽卡岩和块状硫化物透镜体, 以及穿切底盘砂岩和二长闪长岩岩株的石英脉和方解石脉中。根据包裹体中子矿物组成, 将 II-型流体包裹体分为两个亚类: ①含石盐子矿物

的包裹体(图 10e), ②含硫化物(图 10f、g)及石盐子矿物的包裹体(图 10h)。

两亚类包裹体的分布非常不均衡。含石盐子矿物的包裹体, 主要赋存于石英和方解石中(即下盘砂岩和二长闪长岩株中的石英-黄铁矿脉和方解石脉)以及石榴石、透辉石和石英中(矽卡岩和块状硫化物透镜体), 石盐立方体通常在气相和液相均一化之前就已溶解。含硫化物子矿物包裹体主要出现于含铜矽卡岩和块状硫化物透镜体中的透辉石、石榴石和石英中, 少许发育于下盘砂岩的石英-黄铁矿脉的石英中, 硫化物呈四面体(图 10g)、立方体或球状, 主要组分可能是黄铜矿和黄铁矿。另外, 在透辉石中的 II-型包裹体中还观察到菱面体形的碳酸盐矿物(白云石?) (图 10h), 在 350℃ 的温度下没有发生溶解。

III-型: 液态单相包裹体。液态包裹体主要赋存于呈脉状的石英和方解石中, 这两类脉体位于下盘的砂岩和二长闪长岩株之中。与其他类型的包裹体相比, III-型包裹体非常少, 且呈不规则状。

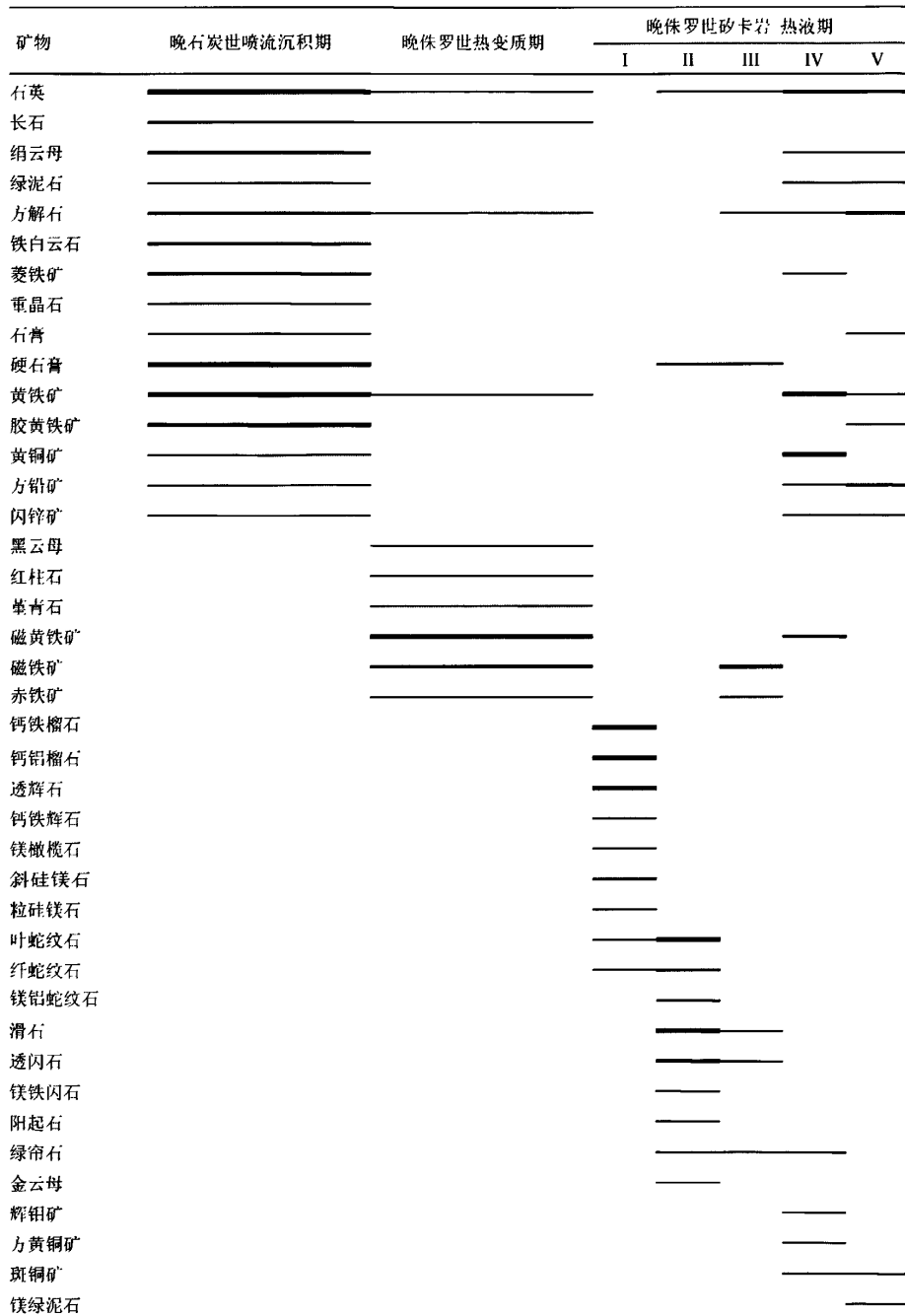


图 9 安徽铜陵冬瓜山矿床矿物共生组合和结晶顺序图

Fig. 9 Chart showing the paragenetic association and crystallizing order of minerals in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui

I—早期砂卡岩阶段;II—晚期砂卡岩阶段;III 氧化物阶段;IV—硫化物阶段;V- 石英-方解石阶段

I—Early stage of skarn;II—Late stage of skarn;III—Oxide stage;IV Sulfide stage;V- Quartz-calcite stage

4.2 显微测温分析

显微测温分析在 Chaixmeca 冷热台上进行,测

量温度介于 $-180 \sim 600^{\circ}\text{C}$ 之间,使用 CO_2 (-56.6°C)的三相点和纯水的冰点温度(0.0°C)进

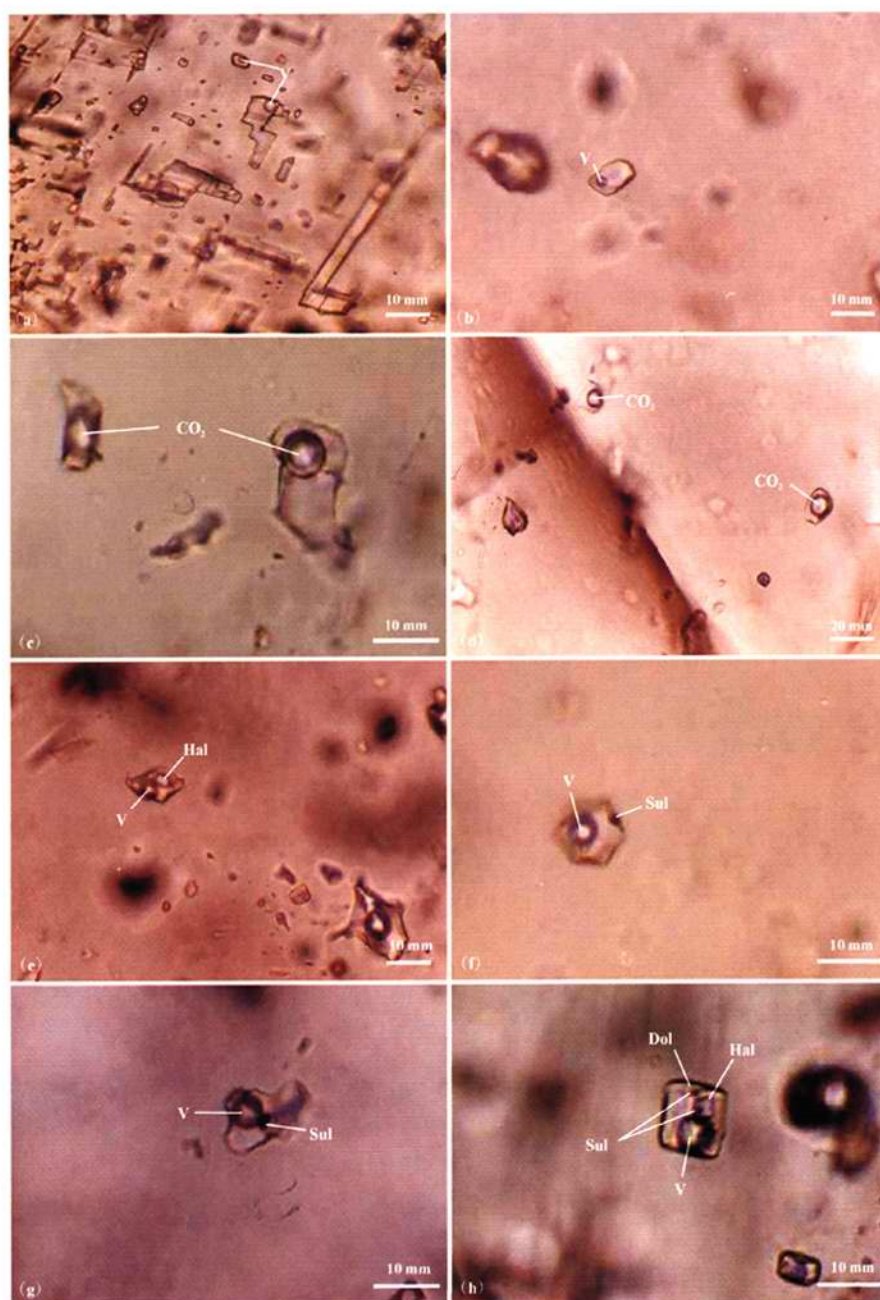


图 10 安徽铜陵冬瓜山矿床流体包裹体显微照片

Fig. 10 Photomicrograph of fluid inclusions in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui

(a)—石榴石中含小气泡(V)气液两相流体包裹体;(b)—石英中含小气泡(V)气液两相流体包裹体;(c)、(d)—石英中含 CO_2 气液两相流体包裹体;(e)—石英中含气泡(V)和石盐(Hal)子矿物多相流体包裹体;(f)、(g)—石英中含气泡(V)和硫化物(Sul)子矿物多相流体包裹体;(h)—透辉石中含气泡(V)和石盐(Hal)、碳酸盐(白云石?) (Dol)、硫化物(Sul)子矿物多相流体包裹体

(a)—Liquid-vapor two-phase fluid inclusions in garnet, containing a small vapor bubble (V); (b)—Liquid-vapor two-phase fluid inclusions in quartz, containing a small vapor bubble (V); (c), (d)—Liquid-vapor two-phase fluid inclusions in quartz, containing CO_2 bubble (CO_2); (e)—Multiphase fluid inclusions in quartz, containing vapor bubble (V) and daughter mineral of halite (Hal); (f), (g)—Multiphase fluid inclusions in quartz, containing vapor bubble (V) and daughter mineral of sulfide (Sul); (h)—Multiphase fluid inclusions in diopside, containing vapor bubble (V) and daughter minerals of halite (Hal), carbonate (dolomite?) (Dol) and sulfides (Sul)

行校准来保证测量精度。温度测量精度在冰点误差(0.2℃)和加热误差(2℃)之内是可重复的。

(1)流体包裹体的均一温度:图 11a 展示了主矿体和穿切下盘砂岩和二长闪长岩株脉体中的流体包裹体均一温度(T_h)变化范围。在主矿体之含铜矽卡岩内,透辉石和石榴石的流体包裹体均一温度要高于块状硫化物透镜体中石英的流体包裹体均一温度,特别是透辉石中多相包裹体具有最高的均一温度。透辉石、石榴石和石英中的多相包裹体均一温度分别在 415~530℃ 之间(平均 337℃)、261~412℃(平均 337℃)和 234~315℃(平均 276℃),气液两相包裹体的均一温度分别为 309~310℃(平均 310℃)、210~464℃(平均 265℃)和 284℃。在黄铁矿-蛇纹石矿石中的石英流体包裹体均一温度变化范围较窄,214~278℃(平均 234℃),可能代表了喷流沉积流体的温度。本文采集下盘砂岩(包括层控网脉型矿)中石英脉和石英-黄铁矿脉内的样品 7 个,对石英中 71 个流体包裹体均一温度进行分析, T_h -频度图解(图 11b)显示多峰式特征,其中气液两相包裹体均一温度变化较大,介于 141~368℃ 之间(平均 247℃),多相包裹体均一温度较高,介于 249~403℃ 之间(317℃)。对二长闪长岩岩株中石英和方解石中的流体包裹体,均一温度分别为 142~360℃(平均 243℃)和 219~288℃(平均 257℃)。

(2)流体包裹体盐度:对不同类型包裹体,采用不同的方法进行计算。对多相包裹体,根据石盐晶体的终熔温度,利用 Hall et al. (1988)的盐度换算公式进行计算;对气液两相包裹体,根据冰点温度并使用 Bodnar(1993)公式计算;对于含 CO₂ 笼状物的流体包裹体,则采用 Bozzo et al. (1973)的公式进行计算。在冬瓜山铜矿,不同矿化带的流体包裹体(NaCl)盐度变化范围较大,介于 1.2%~55.9% 之间(表 3,图 11c)。在主矿体的含铜矽卡岩中,透辉石的流体包裹体盐度最高,达到 35.3%~55.9%,而黄铁矿-蛇纹石矿席中石英的流体包裹体盐度最低,为 1.2%~7.3%(平均 3.8%),与正常海水盐度(3.5%)相近。与底盘石英(±硫化物)脉和方解石脉有关的石英和方解石中流体包裹体的盐度介于 18.0%~44.9% 之间。

5 硫同位素

刘裕庆等(1984)报道了冬瓜山 16 个钻孔中 71 件样品的硫同位素测定结果,本次研究对 21 件样品进行了追加分析,结果见表 4 和图 12。现将几个重

要的事实总结如下:

(1)与硫化物伴生的硬石膏,硫同位素 $\delta^{34}S$ 介于 14.8‰~20.5‰ 之间,平均为 16.5‰。其中层状硬石膏的 $\delta^{34}S$ 为 20.5‰,粗粒晶质硬石膏的 $\delta^{34}S$ 为 14.8‰(表 4,图 12)。

表 4 安徽铜陵冬瓜山铜矿床硫化物和硫酸盐的 S 同位素数据

Table 4 Sulfur isotopic data of sulfides and sulfate from the Dongguashan Cu deposit, Tongling, Anhui

层位	矿石类型	矿物	数量	$\delta^{34}S$ 范围(‰)	$\delta^{34}S$ 平均值(‰)
P ₂	黑色页岩	黄铁矿	2	-21.0~-24.0	22.5
C ₂	白云质大理岩	晶质黄铁矿	1	6.2~6.2	6.2
C ₂	硬石膏岩	硬石膏	8	14.8~20.5	16.5
C ₂	硬石膏-黄铁矿	黄铁矿	9	4.0~7.7	5.6
C ₂	块状含铜硫化物	胶黄铁矿	2	1.3~5.5	3.4
C ₂	块状含铜硫化物	晶质黄铁矿	11	1.5~7.0	5.0
C ₂	块状含铜硫化物	磁黄铁矿	15	0.5~7.0	4.9
C ₂	块状含铜硫化物	黄铜矿	10	3.8~6.6	4.7
C ₂	块状含铜硫化物	闪锌矿	1	4.2~4.2	4.2
C ₂	块状含铜硫化物	方铅矿	1	3.0~3.0	3.0
C ₂	硫化物-蛇纹石	黄铁矿	3	2.7~8.5	5.9
C ₂	硫化物-蛇纹石	磁黄铁矿	3	4.7~6.5	5.5
C ₂	铜矽卡岩	磁黄铁矿	4	3.9~6.3	4.9
C ₂	铜矽卡岩	黄铁矿	4	3.8~6.7	4.8
C ₂	铜矽卡岩	黄铜矿	5	3.4~6.6	4.6
C ₂	铜矽卡岩	辉钼矿	1	5.7~5.7	5.7
C ₂	铜磁铁矿	黄铁矿	1	4.0~4.0	4.0
C ₂	不规则细脉	胶质黄铁矿	1	5.9~5.9	5.9
D ₃	硫化物-石英细脉	黄铁矿	3	6.5~8.8	7.3
岩体	石英-二长闪长岩	黄铁矿	6	4.4~7.0	5.8

注:数据来源:刘裕庆等(1984)和本次研究。

(2)来自主矿体的 71 件硫化物样品的 $\delta^{34}S$ 介于 0.5‰~8.5‰,平均为 4.95‰,显著高于矿区二叠系黑色页岩中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ (-21.0‰~-24.0‰),但与燕山期石英二长闪长岩体中的黄铁矿(4.4‰~7.0‰)相比, $\delta^{34}S$ 值接近或稍轻(图 12)。

(3)与细粒硬石膏($\delta^{34}S$: 20.5‰)伴生的纹层状胶状黄铁矿,产生了最小的 $\delta^{34}S$ 值(3.4‰)。在下二叠统灰岩中,方解石-石英-硫化物中的不规则胶状黄铁矿,则具有明显不同的 $\delta^{34}S$ (5.9‰)(表 4)。

(4)硫化物结构构造和黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 之间有着明显的相关关系。总体上,细粒黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值较低,变化范围小(3.8‰~6.7‰);晶质黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值居中,变化范围较宽(1.5‰~7.0‰);粗粒黄铁矿 $\delta^{34}S$ 较高,变化范围较宽(2.7‰~8.5‰)(图 12)。

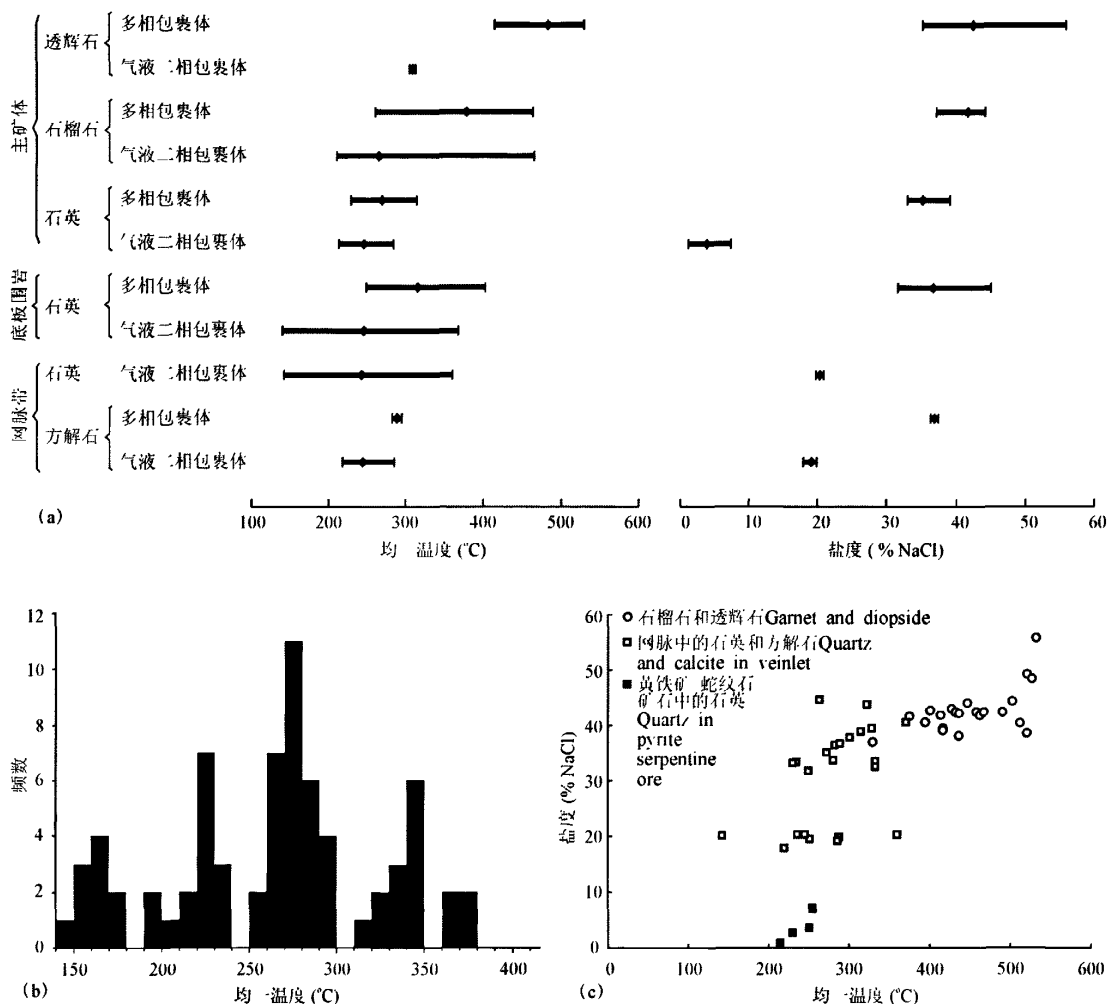


图 11 安徽铜陵冬瓜山矿床流体包裹体均一温度和盐度图

Fig. 11 Charts showing homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui

(a) 不同矿化带中流体包裹体均一温度和盐度变化范围;(b) 下盘砂岩内石英脉和石英-黄铁矿脉中石英的

流体包裹体均一温度直方图;(c) 一石榴石、透辉石、石英和方解石的流体包裹体均一温度-盐度图

(a) —Variation ranges of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions in different mineralization zones; (b) —Frequency diagram of homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz associated with quartz veins and quartz-pyrite veins in footwall sandstone; (c) Homogenization temperature-salinity diagram of fluid inclusions in garnet, diopside, quartz and calcite

$\delta^{34}\text{S}$ 平均值随着结晶程度从胶状黄铁矿(3.4‰)、细粒黄铁矿(4.6‰)、晶质黄铁矿(5.0‰)到粗粒黄铁矿(5.7‰)逐渐升高。

冬瓜山铜矿硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 组成可分为三组:① $-21\text{‰} \sim -24\text{‰}$ (硫化物), ② $3\text{‰} \sim 6\text{‰}$ (硫化物), ③ $16 \pm 4\text{‰}$ (硫酸盐)。

$\delta^{34}\text{S}$ 呈负值的硫化物:矿区二叠纪黑色页岩中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 呈负值,表明硫化物为海水硫酸盐通

过细菌还原的产物(Anderson et al., 1998)。黑色页岩与二叠纪硅质岩的密切关系说明,黄铁矿是在海底开放环境下快速沉积形成的。黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 负值表明,细菌引起的分异作用使黄铁矿的海水硫酸盐 S 源强烈还原, $\delta^{34}\text{S}$ 降低了 $34\text{‰} \sim 36\text{‰}$,这在开放系统是一种典型的自然过程(Fisher et al., 1987)。

重 $\delta^{34}\text{S}$ 的硫酸盐:硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $14\text{‰} \sim$

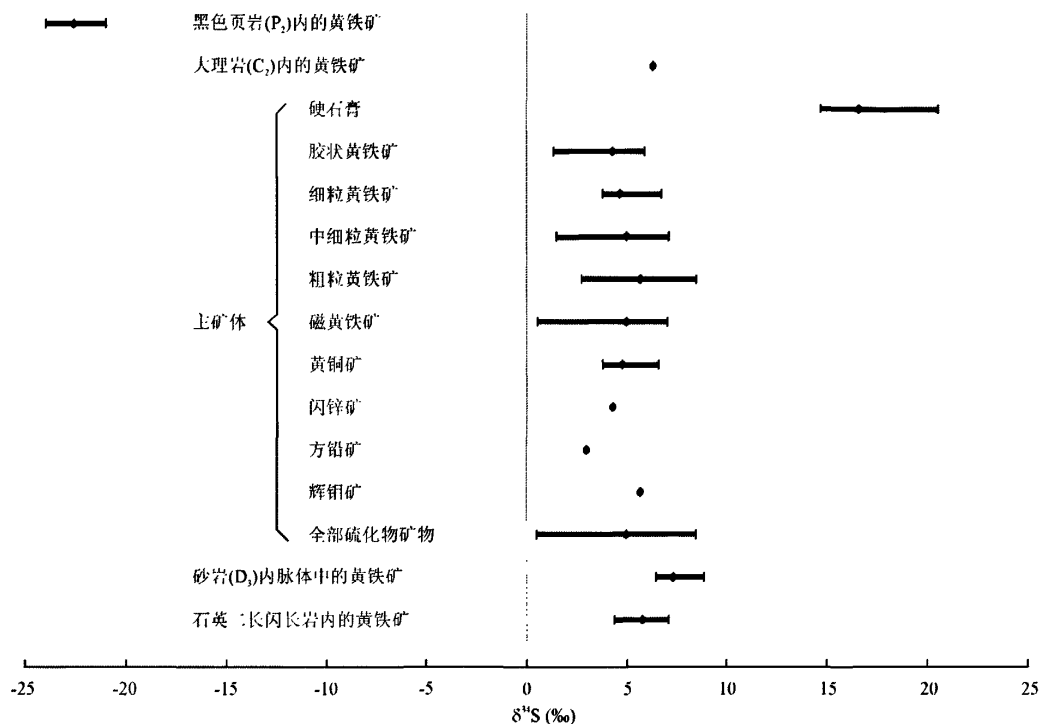


图 12 安徽铜陵冬瓜山矿床硫化物和硫酸盐硫同位素组成图(数据来自刘裕庆等, 1984 和本次研究)

Fig. 12 Sulfur isotope compositions of different sulfides and sulfate in Dongguashan deposit, Tongling, Anhui (data from Liu et al., 1984, and this study)

22‰, 为典型的石炭纪海水硫酸盐的特征值 (Claypool et al., 1980), 这意味着同期海水硫酸盐是冬瓜山硬石膏的主要硫源。对铜陵矿集区海西期海底喷流-沉积矿床 (如新桥、峙门口、桃园和水竹岭) 中重晶石硫同位素研究也得出了类似的认识, 这些矿床中重晶石 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围与硬石膏大致相同, 介于 14.1‰~22.8‰ (杨竹森等, 2004)。硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大的原因可能与晚侏罗世砂卡岩-热液系统叠加改造过程有关。与胶状黄铁矿相伴产出的细粒硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (20.5‰), 则可能代表了铜陵地区晚石炭世海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。

正 $\delta^{34}\text{S}$ 值的硫化物: 冬瓜山矿床硫化物具有相对较重的 $\delta^{34}\text{S}$ 值, 排除了生物硫来源的可能性。然而, 硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值出现两个峰值: 块状硫化物矿石中的胶状黄铁矿和细粒黄铁矿峰值为 4.2‰, 块状硫化物矿石和含铜砂卡岩中的粗粒晶质黄铁矿峰值为 5.7‰。这暗示冬瓜山地区热液硫可能有两种不同来源。

胶状黄铁矿和细粒黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 与许多 VMS

型和 SEDEX 型矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (Sangster, 1976; Large, 1981) 非常相近, 表明海底热液系统中的热液组分 H_2S 与金属共同迁移。粗粒晶质黄铁矿的硫源则不能简单地归结于热液组分, 因为该 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显高于相关火成岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值 (2.35‰; 黄许陈等, 1994)。可能的解释是, 早期形成的硫化物-硬石膏中的硫在晚侏罗世热液活动中被淋滤释放, 并与岩浆硫混合。伴随着岩株的侵位及岩浆水的出溶, 热液交代作用使早期形成的硫化物发生脱硫作用 (曾普胜等, 2005)。这一解释与冬瓜山矿床黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 的空间分布以及硫化物-硫酸盐相的空间变化是相吻合的 (见下)。

图 13 显示了冬瓜山矿床黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 均值的变化趋势 (刘裕庆等, 1984)。以 58 号勘探线为界, 黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 等值线在空间上围绕两个相对独立的侵入体分布, 从岩株向外, $\delta^{34}\text{S}$ 均值约从 6‰ 减低至 4‰ (图 13)。沿 58 号勘探线, 黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值最低, 而硬石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 值最高。这种变化趋势清晰表明, 燕山期岩浆活动驱动的砂卡岩-热液系统叠加在早期形成的块状硫化物之上。正是这种叠加作用, 可能导致了硬石膏

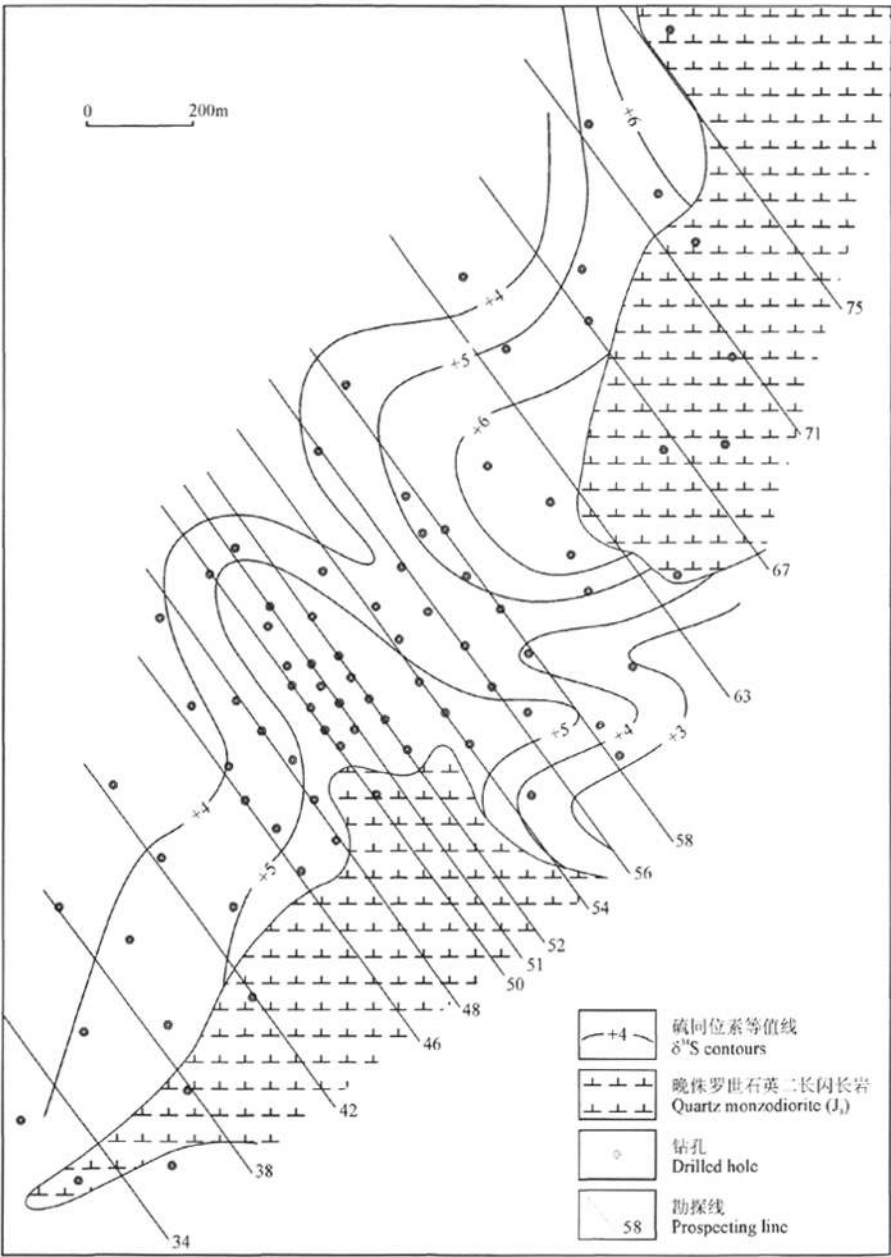


图 13 安徽铜陵冬瓜山矿床各钻孔岩芯中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值的等值线图(据刘裕庆等, 1984 修改)
Fig. 13 Contour map of $\delta^{34}\text{S}$ average values for pyrites from different drilling core at Dongguashan, Tongling, Anhui (modified from Liu Yuqing et al., 1984)

(及石膏)的溶解和黄铁矿的脱硫作用,从而使矽卡岩-热液系统具有相对较高的 $\delta^{34}\text{S}$ 值。

6 讨论

冬瓜山矿床的成因一直众说纷纭。一些作者认

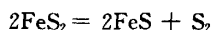
为,该矿床是燕山期长英质岩浆作用诱发的矽卡岩-热液作用产物(Pan Yuanming et al., 1999);也有学者提出,该矿床是矽卡岩成矿作用叠加石炭纪硫化物-硫酸盐的综合结果(曾普胜等, 2005; 陆建军等, 2008)。对于硫化物-硫酸盐对成矿的贡献与作用尚

有不同的看法。安徽地质矿产局 321 地质队(1995)认为,它们仅是晚石炭世的成岩岩层,在冬瓜山矿床形成中的作用有限。相反,杨竹森等(2002)认为,喷流-沉积成因的块状硫化物-硫酸盐在冬瓜山成矿中起着主导作用。判断矽卡岩成矿与叠合成矿相对重要性的关键依据是:①硫化物-硫酸盐的成因及规模,②铜介入形成主矿体的时间和方式。由于矿区在燕山期发生强烈的矽卡岩-热液活动,硫化物-硫酸盐成因线索遭到破坏,因此,需要对黄龙岗组与下伏五通组间分布的块状硫化物进行区域对比和综合分析,从而获得新线索。

6.1 块状硫化物与膏盐建造的成因

在冬瓜山,几乎所有的块状硫化物透镜体和黄铁矿-蛇纹石矿席均似整合覆盖于下盘网脉状矿化带之上,并被上石炭统碳酸盐建造整合覆盖,主矿体显示明显的层控特征(图 6)。这些“双层”结构特征也广泛地见于在铜陵矿集区其它块状硫化物矿床和矿点(Hou Zengqian et al., 2007; 杨竹森等, 2004)。网脉状矿带根植于下盘五通组砂岩岩系,并被半整合的石英-绢云母蚀变带包裹,十分类似于某些典型的 VMS 和 Sedex 型矿床(Lambert, 1976; Franklin et al., 1981; Large, 1992; Hou Zengqian et al., 2001; 侯增谦等, 2003)。这些矿床特征暗示,冬瓜山块状硫化物透镜体很可能是海西期海底热液活动的产物。

含铜黄铁矿-蛇纹石矿席尽管具有镁质矽卡岩矿物组合,但仍然残留了快速沉积的结构构造特征,如软沉积变形、胶状黄铁矿纹理、铁硫化物中的白云石和石膏纹层等。详细的岩相学观察表明,纹层状黄铁矿主要为胶状结构和草莓状结构,黄铁矿草莓局部集聚形成集合体。这些结构证据表明,含铜黄铁矿-蛇纹石矿席的原生矿物组合为硫化物+石膏+白云石+粘土,显示海底喷气岩的矿物组合特征(Franklin et al., 1981; Hou Zengqian et al., 2001; 杨竹森等, 2004)。受晚侏罗世岩浆活动引起的热变质和热液交代作用影响,这些原生矿物集合体最终转变成现今的夕卡岩矿物组合。例如,热变质作用使部分石膏发生脱水形成硬石膏,细粒黄铁矿通过下列反应形成磁黄铁矿:



细粒白云石部分蚀变成蛇纹石-滑石-镁橄榄石组合,反应公式如下:

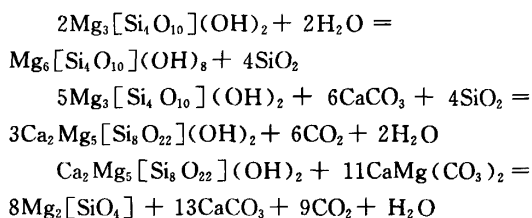
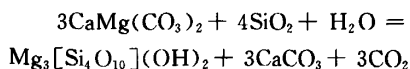


图 7 展示了含铜黄铁矿-蛇纹石矿席及上覆含铜块状硫化物透镜体的空间分布及厚度变化。黄铁矿-蛇纹石矿席广泛出现于整个主矿体的底部,但其厚度变化显示,它们主要堆积于三个沉积洼陷部位,围绕下盘网脉状矿分布。这暗示,海底热液流体穿过下盘渗透性砂岩建造时形成以网脉状为代表的热液补给带(feeder zone),由补给带向上排泄的热流体进入海底后流向低洼部位并沉积形成纹层状黄铁矿+石膏+白云石层,即黄铁矿-蛇纹石矿席(图 14)。含铜块状硫化物透镜体的空间分布类似于黄铁矿-蛇纹石矿席的分布,但富集中心偏离后者的沉积中心(图 7b、c),表明块状硫化物透镜体主要分布于晚石炭世海底热液喷口附近(图 14a)。

在冬瓜山,单个原生硬石膏透镜体通常覆于块状硫化物透镜体之上,形成一套完整的硫化物-硫酸盐组合单元,并在含矿岩系(C_2)内重复出现三次(图 6),显示典型的韵律旋回特征。类似的韵律单元广泛发育于 VMS 型和 SEDEX 型矿区(Franklin et al., 1981; Large, 1992; Hou Zengqian et al., 2001)。四川呷村黑矿型矿床就是一个典型实例,该矿床发育五套硫化物-硫酸盐单元,其成因归结于晚三叠世热液流体向海底的周期性排泄和硫化物-硫酸盐的旋回式沉积(Hou Zengqian et al., 2001; 侯增谦等, 1995; 2004)。这种硫化物-硫酸盐单元也见于铜陵矿集区其他 SEDEX 型矿床(Hou Zengqian et al., 2007; 杨竹森等, 2004),但由于氧化-还原状态变化,硫酸盐单元显示一定的相变。在冬瓜山,硫酸盐相主要为硬石膏(石膏)及少量菱铁矿,在其他地区,硬石膏则被菱铁矿层(新桥、铜官山、水竹岭矿)、重晶石透镜体(峙门口、新桥、桃园矿)、碧玉或燧石层(新桥)所取代。

6.2 两期金属铜参与成矿

冬瓜山矿体的一个显著特征是,层控块状硫化物和含铜矽卡岩透镜体赋存于三个不同的层位(图 6),空间上通常与含铜硬石膏透镜体和众多岩席(岩脉)伴生。含铜硬石膏透镜体的原岩,为海西期喷流-沉积形成的原生石膏,其与众多岩脉或岩席共生,表明膏盐层为燕山期岩浆顺层侵入提供了薄弱

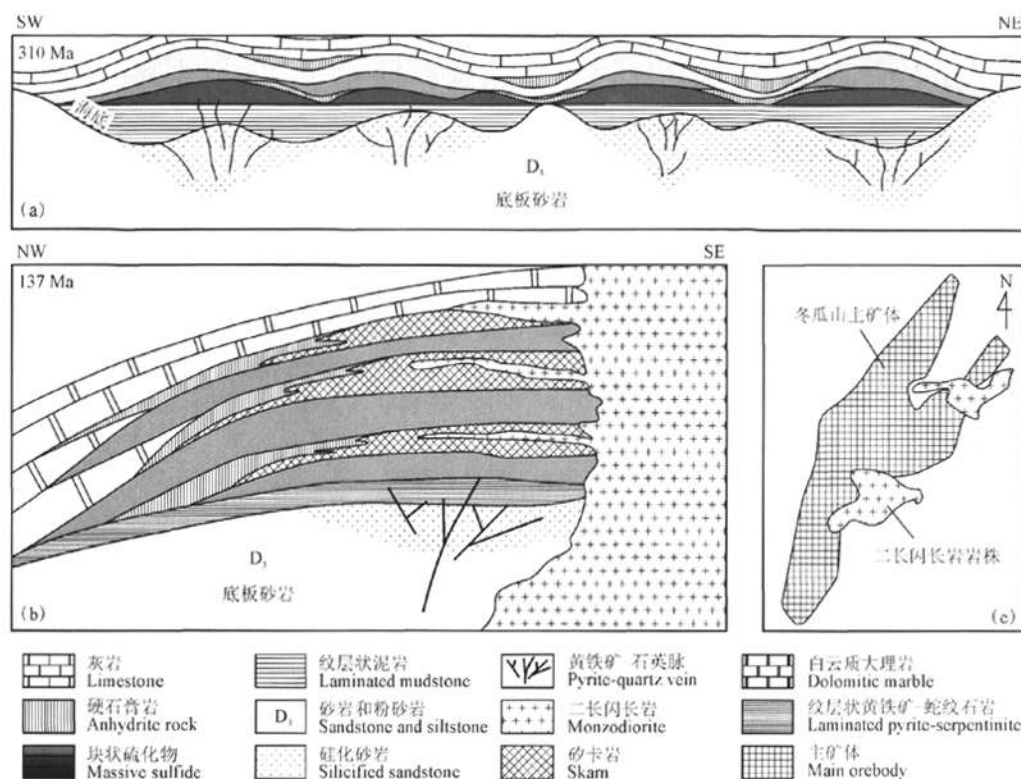


图 14 安徽铜陵冬瓜山矿床成矿模式简图

Fig. 14 Sketch maps showing two-stage metallogenic model of Dongguashan deposit, Tongling, Anhui

(a) 晚石炭世喷流沉积成因块状硫化物的成矿模式图; (b) 晚侏罗世砂卡岩-热液叠加成矿模式图;

(c) 晚侏罗世二长闪长岩岩株和主矿体的平面投影图

(a) Sketch map showing the massive sulfide mineralization formed by sedimentary-exhalative process during the late Carboniferous; (b) Sketch map showing the overprinting of skarn mineralization produced by skarn-hydrothermal system during the late Jurassic; (c) Projected plan map showing the distribution of the late Jurassic monzodiorite stocks and main orebody

空间。因此,砂卡岩型铜矿化很可能出现于原生石膏层之后。

“晚侏罗世砂卡岩-热液过程成铜”得到大量证据佐证。①晚侏罗世砂卡岩-热液活动形成狮子山矿田的同期、多位铜矿体,分别赋存于下石炭统地层(冬瓜山)、中二叠统地层(花树坡)和下三叠统地层(大团山)中,反映铜矿化与燕山期石英二长闪长岩侵位有关(图 2b)。②块状硫化物透镜体被黄铜矿细脉大量交切,块状磁铁矿和纹层状磁黄铁矿被黄铜矿广泛交代,表明燕山期热变质和交代过程伴随着铜矿化的发生;③在冬瓜山,含铜(黄铜矿)砂卡岩矿石中,流体包裹体具有较高的均一温度(261~530℃,平均 437℃)和盐度(35.3%~55.9% NaCl,平均 44.4% NaCl),表明含铜成矿流体来自于这些高温高盐度流体的岩浆房;④含铜砂卡岩中脉石英矿

物(石英、方解石和石榴石)的 O、H 同位素组成表明,含铜成矿流体为不同比例岩浆水和大气水的混合产物(刘裕庆等,1984;徐兆文等,2000,2007)。

在冬瓜山,石炭纪海底热液系统至少也导入了部分金属铜,构成矿胚层。证据如下:

(1)在纹层状黄铁矿-蛇纹石、黄铁矿-滑石和含铜硬石膏矿石中的黄铜矿,通常作为细小颗粒晶体出现。通过 HCl 溶液腐蚀,黄铜矿显示出明显的草莓状结构(温春齐等,1996)。这些黄铜矿与胶状和草莓状黄铁矿密切共生,暗示它们具有同生沉积成因。

(2)在冬瓜山矿床下盘砂岩岩系内,半整合的石英-绢云母蚀变带包裹网脉状矿化体,局部形成铜矿石“团块”或“补片”(图 5),赋存于绿泥石化“补片”内。在这些铜矿石“团块”中,细粒黄铜矿与细粒黄

铁矿交织生长,表明含铜流体可能在热液补给带卸载,形成细粒黄铜矿-黄铁矿。

(3)冬瓜山主矿体中铜和硫含量等值线被岩株切割^①。铜和硫的含量并没有出现向岩株与围岩接触带系统增加的趋势。相反,铜最富集区域位于主矿体的中心部位,而非沿岩株分布,这表明铜是先于岩株侵位进入块状硫化物中的。

(4)区域对比表明,石炭纪海底热液活动导致了部分块状含铜黄铁矿的形成。在峙门口矿区,缺失燕山期岩浆活动,块状硫化物矿体中含有少量黄铜矿,矿化体铜平均品位达0.25%^②,黄铁矿 Re-Os 同位素等时线年龄为 303 Ma(蒙义峰等,2004),表明铜成矿作用发生于石炭纪海底喷流-沉积期。在新桥矿区,黄铜矿以小丘状赋存于块状黄铁矿矿席的底部,局部形成富黄铜矿透镜体。这种现象类似于日本黑矿矿床中的黄矿(Urabe et al., 1978; Ohmoto et al., 1983; Urabe, 1987)。尽管燕山期侵入活动吞噬了新桥部分块状黄铁矿矿体,但却没有发育矽卡岩型矿体,反映岩浆热液蚀变作用相对较弱,没有强烈发育铜矿化。块状硫化物矿石 U-Pb 年龄和 Rb-Sr 等值线年龄分别为 321 Ma(顾连兴等,1986)和 313.2±32.7Ma(谢光华等,1995),暗示新桥矿区铜矿化发生在石炭纪。

尽管冬瓜山矿床存在明显的两期成矿,但两阶段过程对铜矿的贡献问题一直备受争议。原因之一就是无法对海西期喷流沉积型块状硫化物透镜体及硫化物-石膏-白云石层(变质成黄铁矿-蛇纹石矿席)的吨位和品位进行评估。晚侏罗世矽卡岩成矿作用的叠加,肯定提升了冬瓜山矿床的吨位和品位。如果矽卡岩和磁铁矿矿石的吨位可以确认,通过对冬瓜山矿床矿石吨位和原生铜的成分进行估算,可以定量分析喷流-沉积过程的成铜贡献。假定石炭纪矿体的体积不因后期叠加而改变,铜品位在0.25%,那么,海西期海底热液系统对冬瓜山铜矿的贡献大致在18%。然而,夕卡岩化阶段沉淀了部分金属硫化物(陆建军等,2008),势必增大了早期矿体的体积,也即,矽卡岩成矿作用扩大了早期矿体的规模。假定早期矿体的吨位增加20%,那么,海底喷流-沉积过程对冬瓜山矿床的贡献率将减低至15%。

6.3 冬瓜山矿床的成矿模式

综上所述,本文提出冬瓜山铜矿的“叠合成矿模式”,即,石炭纪海底喷流-沉积块状硫化物与晚侏罗世矽卡岩成矿作用叠加复合,是冬瓜山矿床的形成机制(图14)。

在晚石炭世,强烈的海底热液活动在铜陵地区形成了一系列含铜块状硫化物透镜体(Hou Zengqian et al., 2007; 杨竹森等, 2004)。狮子山矿田,海底热液系统受近东西向和南北向基底断裂控制,集中出现于东北向延伸的石炭纪盆地内,喷流-沉积中心受石炭纪盆地内的小型凹陷控制(图14a)。于海底之下对流循环的热液流体,在渗透性较好的下盘碎屑岩系内发生侧向运移、弥散式排泄和广泛卸载,形成半整合的石英-绢云母蚀变带和伴生的网脉状矿化带。排泄入海的热液流体发生喷流-沉积,在海底首先形成纹层状含铜硫化物-石膏-白云石薄层,其特征类似于日本冲绳地槽的 Ihaya 热液区的喷气沉积岩,后者由方解石、菱锰矿、白云石、菱铁矿、非晶硅石、石膏、硬石膏以及少量硫化物(如方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿等)组成(Kimura et al., 1989; 侯增谦等, 2003)。在热液喷口附近,形成一系列断续分布的块状硫化物透镜体,整合覆盖于硫化物-石膏-白云石薄层之上。随着热液系统温度衰减,热液喷流-沉积形成低温硬石膏(石膏)透镜体,分布于块状硫化物透镜体边缘(图14a)。其总体特征类似于澳大利亚寒武纪 Rosebery VMS 矿床(Huston, 1988)。

当封存于海底之下的热液流体不断集聚能量、流体内压周期性地超过静岩压力时,流体系统则发生多幕式排泄(Hunt, 1990),导致硫化物与硫酸盐在海底旋回式沉积,形成了三个硫化物-硫酸盐韵律单元,构成冬瓜山矿床主矿体雏形。

燕山期中酸性岩浆的浅成侵位及其派生的变质-热液系统,对冬瓜山石炭纪喷流-沉积型块状硫化物产生三种不同形式的叠合作用。①岩株侵入含矿建造并破坏喷流-沉积型块状硫化物透镜体。根据块状硫化物空间分布和岩株断面规模(图3、4、14c),估计约15%~20%的块状硫化物及相关喷气沉积岩被岩株吞噬。②岩体侵位诱发的热变质作用,使原生块状硫化物透镜体发生重新活化,胶状和细粒黄铁矿重结晶为粗粒黄铁矿,部分转变成磁黄铁矿和少量磁铁矿;与菱铁矿共生的石膏经脱水作用形成硬石膏。块状硫化物透镜体中的铜也被活化,作为黄铜矿重新淀积,与磁黄铁矿和黄铁矿伴生。③发育矽卡岩热液系统,叠加于早期喷流-沉积系统之上,使冬瓜山矿床最终成形。矽卡岩-热液系统使喷流-沉积成因的硫化物-硫酸盐薄层转变成黄铁矿-蛇纹石矿席,块状硫化物透镜体转变成重结晶的金属硫化物(磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿等)和钙

质矽卡岩夹石,与陡倾岩株相连的众多岩席或岩脉沿硬石膏层顺层侵位,并发生矽卡岩化,在冬瓜山产生三个层控含铜矽卡岩层位(图14b)。

冬瓜山矿床与矽卡岩化有关的成矿流体以高温(平均为437℃)、高盐度(平均44.4% NaCl)和富NaCl-KCl为特征,很可能源自浅部长英质岩浆房(6~8km)。其盐度却远高于岩浆结晶出溶的流体(6%~8%)(Yang K H et al., 1994; Bodnar, 1995),反映流体向上迁移过程中发生相分离(Hedenquist et al., 1998),形成不混溶的低盐度气相与高盐度流体相。由于SO₂和HCl大量进入低盐度气相(Candela et al., 1995),因此,高盐度相中SO₂浓度显著减小,可能抑制了进化矽卡岩阶段的成矿作用(Meinert et al., 1997)。进入退化蚀变阶段,成矿流体的温度(平均273℃)和盐度(平均26.4% NaCl)明显减低,流体广泛交代早阶段进化矽卡岩,形成退化矽卡岩,并沉淀新的含铜金属硫化物,形成矽卡岩铜矿。

致谢:作者感谢安徽地质矿产勘查局321地质队、冬瓜山矿山及铜陵铜业公司在地质考察时提供的大力帮助及其地图和地质资料。如果没有长期持久的地勘工作及在此工作的地质人员,本次研究也无法完成,在此一并表示衷心感谢。

注 释

- ① 安徽省地质矿产局321地质队。1995。安徽铜陵狮子山矿区冬瓜山铜矿床南段勘探地质报告。1~224。
- ② 安徽省地质矿产局321地质队。1986。安徽省青阳县歧门口硫铁矿床勘探地质报告。1~157。

参 考 文 献

- 常印佛,董树文。1996。论中一下扬子“一盖多底”格局与演化。火山地质与矿产,17(1):1~15。
- 常印佛,刘湘培,吴言昌。1991。长江中下游铜铁成矿带。北京:地质出版社,1~379。
- 陈邦国。2001。铜陵狮子山矿田花树坡铜矿床地质特征及矿床成因浅析。矿产与地质,15:243~246。
- 邓军,黄定华,王庆飞,孙忠实,万丽,高帮飞。2004。铜陵矿集区印支-燕山期盖层形变场三维结构的实验重塑。中国科学(D辑),34(11):993~1001。
- 狄永军。2003。安徽铜陵地区燕山期岩浆作用的深部作用。博士论文,中国地质大学(北京),1~80。
- 顾连兴,徐克勤。1986。论长江中、下游中石炭世海底块状硫化物矿床。地质论评,60(2):176~187。
- 黄许陈,储国正,周捷,张成火,吴才来,黄华盛,温春齐,师其政。1994。安徽铜陵地区成矿物质和含矿流体来源问题的探讨。安徽地质4(3):1~9。

- 侯增谦,侯立纬,叶庆同,刘福祿,唐国光。1995。三江地区义敦岛弧构造-岩浆演化与火山成因块状硫化物矿床。北京:地质出版社。
- 侯增谦,杨岳清,曲晓明,黄典豪,吕庆田,王海平,余金杰,唐绍华。2004。三江地区义敦岛弧造山带演化和成矿系统。地质学报,78(1):109~120。
- 侯增谦,韩发,夏林圻,等。2003。现代与古代海底热水成矿作用。北京:地质出版社,1~423。
- 李文达,王文斌,范洪源,董平,周涛发,谢华光。1997。长江中下游铜(金)矿床密集区形成条件和超大型矿床存在的可能性。火山地质与矿产,20(增刊):1~131。
- 凌其聪,周贵斌,黄许陈,颜玉琴。1998a。“层控式”矽卡岩矿床特征及成矿机制——以铜陵大团山铜(金)矿床为例。地质与资源,7:91~102。
- 凌其聪,程惠兰,陈邦国。1998b。铜陵东狮子山铜矿床地质特征及成矿成矿机理研究。矿床地质,17(2):158~164。
- 刘裕庆,刘兆康,杨成兴。1984。铜陵地区冬瓜山铜矿的稳定同位素研究。见:中国地质科学院矿床地质研究所所刊,第1号。北京:地质出版社,70~101。
- 陆建军,郭维民,陈卫锋,蒋少涌,李娟,颜晓蓉,徐兆文。2008。安徽铜陵冬瓜山铜(金)矿床成矿模式。岩石学报,24(8):1857~1864。
- 蒙义峰,杨竹森,曾普胜,徐文艺,王训成。2004。铜陵矿集区成矿流体系统时限的初步厘定。矿床地质,23(3):271~280。
- 倪若水。1995。长江中下游中生代沉积盆地的含矿建造。火山地质与矿产,16(2):42~54。
- 唐俊华。2000。长江中下游地区层状铜矿床基本特征及成因。矿产与地质,14(2):76~80。
- 唐永成,吴言昌,储国正,邢凤鸣,王永敏,曹奋扬,常印佛。1998。安徽沿江地区铜金多金属矿床地质。北京:地质出版社,1~351。
- 王强,许继峰,赵振华,等。2003。安徽铜陵地区燕山期侵入体的成因及其对深部动力学过程的制约。中国科学(D辑),33(4):3232~3234。
- 王文斌,李文达,董平,谢华光。1994。论长江中下游地区含铜黄铁矿型矿床成因。火山地质与成矿,15(2):25~34。
- 温春齐,黄华盛,刘兆康。1996。铜陵地区石炭系铁铜矿床的矿石组构组分特征。成都理工学院学报,23(2):7~15。
- 谢光华,王文斌。1995。安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源。火山地质与矿产,16(27):101~107。
- 徐兆文,陆建军,陆现彩,等。2000。安徽省铜陵狮子山铜金矿床地质特征及成因。矿物岩石地球化学通报,19(4):233~234。
- 徐兆文,陆现彩,高庚,方长泉,王云健,杨小男,蒋少涌,陈邦国。2007。铜陵冬瓜山层状铜矿同位素地球化学及成矿机制研究。地质论评,53(1):44~51。
- 杨学明,杨晓勇,王奎仁,孙立广,顾炳忠,林文通。1997。安徽铜陵老鸦岭层状铜矿床的成矿地球化学研究。大地构造与成矿学,21(4):347~361。
- 杨竹森,侯增谦,蒙义峰,曾普胜,李红阳,徐文艺,田世洪,王训成,姚孝德,姜章平。2004。安徽铜陵矿集区海西期喷流沉积流体系统时空结构。矿床地质,23(3):281~297。
- 杨竹森,侯增谦,蒙义峰,王训成,曾普胜,田世洪,姜章平,姚孝

- 德. 2002. 安徽铜陵矿集区流体系统与成矿. 矿床地质, 21(增刊); 1080~1082.
- 岳文哲, 业治铮, 魏乃顺, 姜月华, 季绍新. 1993. 长江中下游威宁期沉积地质及硫化物矿床. 北京: 地质出版社, 1~163.
- 曾普胜, 裴荣富, 侯增谦, 蒙义峰, 杨竹森, 田世洪, 徐文艺, 王训诚. 2005. 安徽铜陵矿集区冬瓜山矿床: 一个叠加改造型铜矿. 地质学报, 79(1): 106~113.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 周绪若, 万天丰, 金方, 周宗柱. 1992. 长江中下游铁铜(金)成矿规律. 北京: 地质出版社, 1~235.
- 翟裕生, 姚书振, 周宗桂, 吕新彪. 1999. 长江中下游地区铜金矿床矿田构造研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~250.
- 周涛发, 岳书仓, 袁峰. 2000. 长江中下游两个系列铜、金矿床及其成矿流体系统的氢、氧、硫、铅同位素研究. 中国科学(D辑), 30(增刊): 122~128.
- Ames L, Tilton G R, Zhou G. 1993. Timing of collision of Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 21: 339~342.
- Anderson I K, Ashton J H, Boyce A J, Fallick A E, Russell M J. 1998. Ore depositional processes in the Navan Zn-Pb deposit, Ireland. *Economic Geology*, 93: 535~563.
- Bodnar R J. 1995. Fluid-inclusion evidence for a magma source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course, Series 23*: 139~152.
- Bodnar R J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O -NaCl solutions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 57: 683~684.
- Bozzo A T, Chen R and Barduhn A J. 1973. The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide. In: Delyannis A and Delyannis E (eds.), *Fourth International Symposium on Fresh Water from the Sea*, 3: 437~451.
- Candela P A, Piccoli P M. 1995. Model of ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures. In: Thompson J F H (ed.), *Granites, fluids, and ore deposits. Short Course 23*, Mineralogical Association of Canada, 101~128.
- Claypool C E, Holser W T, Sakai I R, Zak I. 1980. The age curves for sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, 28: 199~260.
- Cong Bolin, Wang Qingchen, Zhai Mingguo, Zhang Ruyuan, Zhao Zhongyan, Ye Kai. 1994. Ultra-high pressure metamorphic rocks in the Dabie-Su-Lu region, China: their formation and exhumation. *Island Arc*, 3(3): 135~150.
- Eldridge C S, Barton P B J, Ohmoto H. 1983. Mineral texture and their bearing on the information to the Kuroko orebodies. *Econ. Geol., Mon.*, 5: 241~281.
- Fisher I S J, Hudson J D. 1987. Pyrite formation in Jurassic shales of contrasting biofacies. *Geological Society of London Special Publications*, 26: 69~78.
- Franklin J M, Sangster D F, Lydon J W. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology 75th Anna.*, pp. 485~627.
- Hall D L, Sterner S M, Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl- H_2O solutions. *Economic Geology*, 83: 197~202.
- Hedenquist J W, Arribas A Jr, Reynolds T J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373~404.
- Hou Zengqian, Zaw Khin, Qu Xiaoming, Ye Qingtong, Yu Jinjie, Xu Mingji, Fu Deming, Yin Xianke. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulphide deposit in Sichuan, China: Fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Economic Geology*, 96: 1491~1512.
- Hou Zengqian, Yang Zhusen, Li Yinqing, Zeng Pusheng, Meng Yifeng. 2004. Fluid Migration to Foreland Basin During Dabie Orogeny in China: Evidence from the gypsum formation and regional alteration in Yangtze Metallogenic Belt. *Sinica Geologica Acta*, 78(1): 203~220.
- Hou Zengqian, Yang Zhusen, Meng Yifeng, Zeng Pusheng, Li Hongyang, Xu Wenyi. 2007. Geological fluid mapping in the Tongling area: Implications for the Paleozoic submarine hydrothermal system in the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt, east China. *Acta Geologica Sinica*, 81(5): 801~840.
- Hunt I M. 1990. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 1~12.
- Huston D L. 1988. Aspects of the geology of massive sulfide deposits from the Balcooma district, and northern Queensland and Rosebery, Australia; implications for ore genesis. Unpub. Ph.D thesis, Univ. Univ. Tasmania, p 380.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pp. 458~484.
- Kesler S E, Jones L M, Walker R L. 1975. Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas. *Econ. Geol.*, 70: 515~526.
- Kimura M, Tanaka T, Kyo M, Ando M, Oomori T, Izawa E, Yoshikawa I. 1989. Studies of topography, hydrothermal deposits and animal colonies in the middle Okinawa trough hydrothermal areas using the submersible Shinkai 2000 system. *Japan Marine Science and Technology Center, Symposium on Deep-Sea Researcher, 5th, Technical Report, Proceedings*, 224~244.
- Lambert I B. 1976. The McArthur zinc-lead-silver deposit: features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores. In: Wolf K H (ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, Vol. 6. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 535~585.
- Large D E. 1981. Sediment-hosted submarine exhalative lead-zinc deposits-A review of their geological characteristics and genesis. In: Wolf K H (ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, Vol. 9. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 469~507.
- Large R R. 1992. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Economic Geology*, 87: 469~470.

- Le Maitre R W (ed.). 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, pp. 193.
- Lydon J W. 1988. Ore deposit models # 14 Volcanogenic massive sulfide deposits Part 2; Genetic models. *Geosci. Canada*, 15: 43~65.
- McDonough W F, Sun S S, Ringwood A E, Jagoutz E, Hofmann A W. 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3): 1001~1012.
- Meinert L D, Hefton K K, Mayes D, Tasiran I. 1997. Geology, zonation, and fluid evolution of the Big Gossan Cu-Au skarn deposit, Ertisberg district, Iran Jaya. *Economic Geology*, 92: 509~534.
- Ohmoto H, Mizukami M, Drummond S E, Eldridge C S, Pisutha-Arnond V, Lenagh T C. 1983. Chemical processes of Kuroko formation. *Economic Geology Mon.*, 5: 570~604.
- Pan Yuanming, Dong Ping. 1999. The Lower Changjiang metallogenic belt, east central China; intrusion- and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits. *Ore Geology Reviews*, 15(4): 177~242.
- Pisutha-Arnond V, Ohmoto H. 1983. Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroko district of Japan. *Econ. Geol. Mon.*, 5: 523~558.
- Reid J B, Evans O C, Fates D G. 1983. Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. *Earth Planet Sci. Lett.*, 66: 243~261.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. In: *Reviews in mineralogy*, 12. Washington DC, Mineralogical Society of America, 646 p.
- Sangster D F. 1976. Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits. In: Wolf K H (ed.) *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 2: 219~266.
- Sawkins F J. 1984. Metal deposits in relation to plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 325 p.
- Schmidt M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, 110: 304~310.
- Tatsumi Y. 1983. Generation of arc basalt magma and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 88 (B7): 815~825.
- Tatsumi Y. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subduction lithosphere and origin of arc magma; evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29: 293~309.
- Urabe T, Sato T. 1978. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan-products of submarine hot springs on Micocene seafloor. *Economic Geology*, 73: 161~179.
- Urabe T. 1987. Kuroko deposit modeling based on magmatic hydrothermal theory. *Mining Geology*, 37: 159~176.
- Wilcox R E. 1999. The idea of magma mixing; history of a struggle for acceptance. *Jour. Geology*, 107: 421~432.
- Yang K H, Bodnar R J. 1994. Magmatic-hydrothermal evolution in the "bottom" of porphyry copper systems; evidence from silicate melt and aqueous fluid inclusions in granitoid intrusions in the Gyeongsang basin, South Korea. *International Geology Review*, 36: 608~628.
- Yin An, Nie Shangyou. 1993. An indentation model for the North and South China collision and the development of the Tan-Lu and Honam fault systems, Eastern Asia. *Tectonics*, 12: 801~813.
- Zorpi M J, Coulon C, Orsini J B. 1991. Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids-a case study in northern Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 92: 45~86.

The Large—Scale Dongguashan deposit, Shizishan district in East China: Carboniferous Sedex-type Massive Sulfides Overprinted by Late Jurassic Skarn Cu Mineralization

HOU Zengqian¹⁾, YANG Zhusen²⁾, LÜ Qingtian²⁾, ZENG Pusheng²⁾, XIE Yuling³⁾,
MENG Yifeng²⁾, TIAN Shihong²⁾, XU Wenyi²⁾, LI Hongyang⁴⁾, JIANG Zhangping⁵⁾,
WANG Xuncheng⁵⁾, YAO Xiaode⁵⁾

1) Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037; 2) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037; 3) Beijing University of Science and Technology, Beijing, 100082; 4) Shijiazhuang University of Economy, Shijiazhuang, 050031; 5) Geological Team No. 321, Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui, Tongling, 244033

Abstract

The Dongguashan deposit in the Shizishan district, eastern China, is a large mineralized copper system within the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt, which occurs in an intra-continental environment, and underwent a prolonged geologic history from Late Paleozoic continental rifting, through Middle Triassic continent-continent collision, to Jurassic-Cretaceous intra-continental deformation and magmatism. The main orebody occurs as a stratabound tabular system at the boundary between Upper Carboniferous carbonates and an underlying Upper Devonian sandstone sequence. It mainly consists of massive Cu sulfide lenses, stratiform Cu skarns, laminated Cu pyrite-serpentine sheet, and small anhydrite lenses. The laminated Cu pyrite-serpentine sheet is generally underlain by stratabound stringer Cu ore lenses in the Devonian footwall sandstone, whereas massive Cu sulfide lenses and overlying anhydrite layers (lenses) comprise three rhythmic sulfide-sulfate units in the main orebody. The stratiform Cu skarns commonly overlie the massive Cu sulfide lenses and are associated with sills that intruded along anhydrite layers in the host sequence, whereas small satellite magnetite orebodies commonly surround the steeply plunging quartz monzodioritic stocks ($\sim 137\text{Ma}$). There are two main styles of alteration: subconcordant quartz-sericite alteration in the sandstone footwall; and prograde and retrograde skarn alteration, with associated Cu-Fe mineralization, related to intrusion of quartz monzodioritic stocks. The first style of alteration generally envelopes the stringer Cu ore lenses, and probably reflects diffusive discharge of submarine hydrothermal fluids during the Late Carboniferous. The second alteration style is expressed as ① magnesian skarn in the laminated Cu pyrite-serpentine sheet, and ② calcareous skarn widely occurring as stratiform Cu skarn bodies. The prograde mineral assemblages (mainly garnet and diopside) of both skarns were commonly metasomatized by tremolite, actinolite, chlorite, epidote, calcite and quartz during retrograde skarn alteration. Eighty sulfide samples from the deposit yielded a range of $\delta^{34}\text{S}$ values from 0.5‰ to 8.8‰, whereas associated anhydrites yielded $\delta^{34}\text{S}$ values varying between 14.8‰ and 20.5‰, implying two separated sources for hydrothermal sulfur at Dongguashan. There is a striking correlation between texture and $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrites and anhydrites. The laminated, fine-grained anhydrites have a heavier $\delta^{34}\text{S}$ value (20.5‰) than those of coarse-grained anhydrites (14.8‰), suggesting a source derived from the bacteriogenic reduction of Late Carboniferous seawater sulfate. Colloform and fine-grained pyrites have a relatively low $\delta^{34}\text{S}$ (1.3‰ \sim 5.5‰), whereas crystalline pyrites exhibit an increase in $\delta^{34}\text{S}$ (av. 4.4‰ \rightarrow 5.3‰ \rightarrow 5.7‰) with increasing grain size. Sulfide textures, fluid inclusions, and the spatial distribution of alteration zones and Cu orebodies indicate that the Dongguashan deposit is a two-stage overprinting mineralized Cu system, in which the early-formed massive Cu sulfides and overlying sulfate caps, that was produced by Late Carboniferous sedimentary-exhalative processes, were overprinted by Late Jurassic skarn Cu mineralization.

Key words: skarn Cu mineralization, sedex-type massive sulfides, hydrothermal overprinting, the Yangtze metallogenic belt, east China