文章编号:0258-7106(2004)03-0281-17

# 安徽铜陵矿集区海西期喷流沉积流体系统时空结构

杨竹森<sup>1</sup> 侯增谦<sup>1</sup> 蒙义峰<sup>1</sup> 曾普胜<sup>1</sup> 李红阳<sup>2</sup> 徐文艺<sup>1</sup> 田世洪<sup>1</sup> 王训诚<sup>3</sup> 姚孝德<sup>3</sup> 姜章平<sup>3</sup> (1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 石家庄经济学院资源环境工程系,河北石家庄 050031;

3 安徽省地质矿产局 321 地质队, 安徽 铜陵 244033)

摘 要 铜陵矿集区是长江中下游成矿带七大矿集区之一,构造上经历了晚古生代的陆缘裂陷、中三叠世的陆陆碰撞和侏罗纪 – 白垩纪的陆内构造-岩浆活动。晚石炭世的海底喷流沉积形成了广泛分布的块状硫化物,除部分构成块状硫化物矿床外,还为燕山期中酸性岩浆活动形成的砂卡岩型矿床提供了部分硫和金属物质。为了查明海西期喷流沉积流体系统及其时空展布特征,在铜陵矿集区内开展了以流体活动记录为对象的蚀变-流体填图工作。结果显示,海西期喷流沉积流体系统不仅形成以块状硫化物为主体的喷流沉积记录,而且在下伏岩系中遗留了区域规模的流体蚀变记录。以块状硫化物为主体的喷流沉积记录构成3个喷流沉积淀型,在重向上和横向上均具有成分和结构的分带性。流体蚀变记录在上部构成顺层蚀变带,在中部构成沿断裂和裂隙充填的石英-硫化物脉体群,在下部则构成半整合蚀变带,表明喷流沉积流体系统由下渗的海水在下部半整合蚀变带形成储集区,经高地热异常的加热后,沿中部脉体群向上迁移,在进入顺层蚀变带后沿砂岩层向两侧扩散,最后经同生断裂和裂隙向海底喷出。块状硫化物与蚀变岩、喷流沉积旋回及硫化物硫同位素的空间展布特征,显示区内存在3个受基底断裂控制的 NWW向延伸的流体活动域,包含6个以上的流体储集区域,每个流体储集区域之上发育多个流体上升中心和海底喷流中心。

关键词 地质学 喷流沉积流体系统 块状硫化物 区域蚀变 铜陵 长江中下游成矿带 中图分类号:P612 文献标识码:A

在铜陵矿集区乃至整个长江中下游成矿带中, 赋存于上石炭统底部的层状铜、硫、金矿床占据显著 的位置,早已引起广大地学工作者的兴趣和关注,并 进行了大量的研究工作。但是对于这些矿床的成 因,却产生了不同的认识,至少有3种代表性观点: ①与燕山期岩浆活动有关的热液蚀变、交代成因(郭 文魁,1957);②沉积矿胚层被燕山期岩浆活动叠加 改造成因(常印佛等,1983;刘裕庆等,1984;黄华盛 等,1985;温春齐等,1996);③海底喷流沉积成因(顾 连兴等,1986;王文斌等,1994;何金祥等,1995)。随 着研究的深入,人们对存在早期矿胚层(大部分为层 状黄铁矿床)已取得了一定的共识,认识到其对燕山 期岩浆活动形成大型铜矿床具有重要的控制作用, 然而,对这些"矿胚层"究竟是否为海底喷流沉积成 因仍存在较大争议,对它们的地质特征及空间展布 形态缺乏明确的认识,这势必影响到进一步的找矿 工作。近期在铜陵矿集区开展的蚀变-流体填图,以 流体活动产物(热水环境沉积岩、蚀变岩和充填脉体 等流体记录)所反映的流体性状为线索,对矿集区内 多期流体活动形成的复杂流体记录面貌进行筛分和 组合,由流体记录→流体单元→流体系统,逐步归纳 并填绘出4套流体系统,即海西期喷流沉积流体系 统、燕山期岩浆流体系统,朝海西期喷流沉积流体系 统、燕山期岩浆流体系统、燕山期火山流体系统及燕 山晚期中低温热液流体系统(杨竹森等,2002;蒙义 峰等,2003)。本文在此基础上,重点对以形成上石 炭统底部块状黄铁矿层为特征的海西期喷流沉积流 体系统进行研究,并总结其时空展布结构。

<sup>\*</sup> 本文受国土资源部专项研究计划"大型矿集区深部精细结构与含矿信息"(编号:20010103)和国家自然科学基金重点项目(批准号:40234051)联合资助

第一作者简介 杨竹森,男,1964年生,博士,副研究员,从事矿床学、地球化学研究工作。

收稿日期: 2004-04-30;改回日期: 2004-07-08。张绮玲编辑。

### 1 海西期构造与石炭纪沉积

铜陵矿集区作为长江中下游成矿带七个重要矿 集区之一.其构造演化历史和地质发育特征已有大 量论述(常印佛等,1991;翟裕生等,1992;储国正等, 1995;李文达等,1997;唐永成等,1998)。该矿集区 乃至整个成矿带历经了3个重要的构造演化阶段, 即晚古生代的裂陷沉降阶段,沉积了上泥盆统一下 三叠统的海相碳酸盐岩、硅质页岩和海陆交互相碎 屑岩夹煤层;中三叠世一中侏罗世大别造山带的前 陆盆地阶段,不仅接受了中三叠统含膏盐建造,而且 使中三叠统以下地层发生 NE 向的强烈褶皱变形: 晚侏罗世--早白垩世的构造岩浆活动阶段,形成大 规模的岩浆岩带和火山岩盆地。与之对应,本区先 后经历了 3 次较大规模的热流体活动:一为海西期 的区域性海底流体活动(顾连兴等,1986;杨竹森 等,2002);二为印支期大别碰撞造山带向前陆盆地 的大规模流体迁移(Hou et al., 2004);三为与燕山期 强烈的岩浆活动相伴的岩浆热液流体的蚀变交代 (周涛发等,2001;杨竹森等,2002)。其中海西期的 晚石炭世海底喷流活动,除本身形成大规模的块状 硫化物矿床外,还为燕山期岩浆流体的叠加成矿准 备了充分的物质条件,显示其在长江中下游成矿带 中占有重要的位置。

#### 1.1 海西期构造背景

大地构造研究和岩相古地理再造表明,加里东 运动的板块汇聚和大陆增生,首先使秦岭微板块和 北淮阳岛弧拼贴于华北板块南缘,同时华夏板块也 与扬子板块碰撞对接,之后,坐北板块和扬子板块沿 商丹-北淮阳断裂带碰撞对接,构成统一的中国大陆 板块(陈宏明等,1994)。此时,除南侧的钦(州)-防 (城)残余海槽外,大部分地区隆起为陆,造成早中 泥盆世大范围的沉积缺失。进入晚古生代,由于扬 子板块和华夏板块基底固结晚,断裂发育(图1a),构 造稳定性差,在地球动力学机制由挤压转变为拉张 时,在海西期出现全方位的裂离(陈宏明等,1994;殷 鸿福等,1999)。华北板块与扬子板块之间重新打 开,形成中秦岭裂陷槽;扬子板块与华夏板块再次张 裂,形成赣湘桂裂陷槽。稍后(二叠纪),下扬子地区 与中上扬子地区间也产生裂解,构成相对独立的下 扬子地块(殷鸿福等,1999)(图1b)。长江中下游成 矿带在晚古生代即位于扬子板块北东侧的下扬子断 陷区与江南隆起区的过渡地带(图1c),主要沿宿松-丹阳断裂展布。从上泥盆统滨海-陆相碎屑岩稳定 广布于下扬子断陷区及邻近的江南隆起区看,裂陷 沉降当在泥盆纪后的石炭纪开始加剧。早石炭世晚 期在江南隆起区北侧还出现了宣城-宜兴凹陷,两者 间为宿松-铜陵-丹阳隆起;晚石炭世,包括下扬子断 陷、宣城-宜兴凹陷及其间的宿松-铜陵-丹阳隆起的 广大地区,均处于沉陷地带。

### 1.2 石炭纪沉积地质

在石炭纪,长江中下游成矿带为被动大陆边缘 的陆表海盆沉积,陆源碎屑来自于南侧的江南古陆 东延部分(陈宏明等,1994)。沉积相和层序地层研 究(常印佛等,1991;李双应等,1994a;1994b;2000; 洪天求等,2000;许正龙等,2002)表明,下石炭统茨 山组为低水位体系域的三角洲相碎屑岩,金陵组为 高水位体系域的碳酸盐岩,两者构成晚古生代第一 次较大的海侵层序。高骊山组碎屑岩分布于宿松-铜陵-丹阳隆起带两侧的沉降区,受断裂控制明显, 北侧沉降区分布于宿松-丹阳断裂以北,南侧分布于 江南断裂以南。和州组碳酸盐岩和碎屑岩主要分布 在宿松-丹阳断裂以北,南部因挤压隆升而缺失。晚 石炭世初期,早石炭世末的短期挤压转变为强烈拉 张,长江中下游成矿带开始大规模沉陷。上石炭统 黄龙组底砾岩为海侵体系域的产物,向南广泛超覆 于江南古陆不同时代的地层之上,其上的交代成因 白云岩含广海窄盐度生物组合(岳文浙等,1993),为 高水位体系域的沉积,分布范围更广阔,构成石炭纪 最大一次海侵,最大海泛面对应于底砾岩与白云岩 间的界面。黄龙组上部灰岩和船山组灰岩为两次海 侵形成的台地相碳酸盐岩.具有向浅滩化发展的特 征。

铜陵矿集区位于宿松-铜陵-丹阳隆起带中段,早 石炭世晚期隆升遭受剥蚀,早石炭世沉积仅在局部 有残留。晚石炭世初期,逐渐夷平的隆起开始下沉, 并随着大规模的海侵,沉积了黄龙组和船山组的碳 酸盐岩。黄龙组厚 40~60 m,底部为厚约 0.1~0.6 m的滨岸相砂砾岩,向上为角砾状灰质白云岩和灰 质白云岩构成的 2 个韵律,最上部为生物碎屑灰岩 和厚层藻灰岩构成的韵律。船山组厚约 15~20 m, 由下部的生物碎屑灰岩和上部的核形石灰岩组成。 值得注意的是,在黄龙组底砾岩和其上的白云岩之 间,发育有以黄铁矿为主的块状硫化物,呈不连续似 层状,透镜状和丘状展布,其间常分布有黑色含锰泥



#### 图 1 华南晚古生代古地理及古构造图

a.华南石炭纪古构造图(据陈宏明等,1994 略改);b.华南早二叠世古海洋复原图(图边度数为古经纬度)(据殷鸿福等,1999);c.下扬子地块 海西期裂陷槽横剖面示意图(据陈宏明等,1994);①-嘉山-响水断裂;②-宿松-丹阳断裂;③-马金-乌镇断裂;④-萍乡-绍兴断裂;1-古 陆;2-内陆泥质组合;3-滨浅海砂泥质组合;4-浅海碳酸盐组合;5-浅海碳酸盐泥硅质组合;6-浅海泥质硅质组合;7-浅海泥灰质及火 山岩组合;8-半深海砂泥质组合;9-半深海砂泥质及硅质组合;10-半深海碳酸盐硅质组合;11-盆地碎屑岩组合;12-盆地砂泥质及硅 质组合;13-盆地泥质硅质及火山岩组合

Fig.1 Paleogeographic and paleotectonic maps of Neopaleozoic in South China

a. Carboniferous paleotectonic map of South China (modified from Chen et al., 1994); b. Early Permian paleo oceanic reconstruction of South China (after Yin et al., 1999); c. Cross section of Hercynian faulted depression trough in Lower Yangtze massif (after Chen et al., 1994); ①-Jiashan-Xiangshui fault; ②-Susong-Danyang fault; ③-Majin-Wuzhen fault; ④-Pingxiang-Shaoxing fault; 1-Old land; 2-Inland mudstone; 3-Rivage-shallow water sandstone- mudstone; 4-Shallow water carbonate; 5-Shallow water carbonate, mudstone and siliceous rock; 6-Shallow water mudstone and siliceous rock; 7-Shallow water mudstone, carbonate and volcanic rock; 8-Semi-abys mal sandstone- mudstone; 9-Semiabys mal sandstone- mudstone and siliceous rock; 10-Semi-abys mal carbonate and siliceous rock; 11-Basin clastic rock; 12-Basin sandstone- mudstone and siliceous rock; 13-Basin mudstone, siliceous rock and volcanic rock

质岩。这些块状硫化物和黑色泥岩所处的地层层 位,对应于石炭纪最大一次海侵的最大海泛面位置, 属于陆源碎屑贫乏环境下的产物。

### 2 喷流沉积流体系统

在铜陵矿集区约1000 km<sup>2</sup>范围内进行蚀变-流体填图,通过对1130个点的野外观察及测量,结合对2600多块样品的矿物成分、化学成分和流体包裹体的分析,从中筛分、归纳出了海西期喷流沉积流体系统(图2)。该流体系统包括喷流沉积单元和区域规模的热液蚀变单元。喷流沉积单元形成的流体记录赋存在上石炭统黄龙组底部,而热液蚀变单元形

成的流体记录则主要分布于下伏的上泥盆统和志留 系碎屑岩系中。前者代表流体系统在古海底的喷流 和成矿物质的沉积,而后者代表流体系统下部的热 液储集层和向海底排泄的上升通道,从中淋滤出的 成矿物质向海底运移(Spooner et al., 1973; Skirrow et al., 1994; Brauhart et al., 1998; Hannington et al., 2004)。

### 2.1 海底喷流沉积单元

喷流沉积单元为流体系统向海底喷流和沉积的 部分,以发育块状硫化物、喷气岩、热液角砾岩和热 水环境沉积岩等流体记录为特征,其中以块状硫化 物最为发育,构成喷流沉积单元的主体。

(1) 块状硫化物



#### 图 2 铜陵矿集区海西期喷流沉积流体系统蚀变-流体地质图

1 -马山;2 -松树山;3 -黄狮涝;4 -铜官山;5 -佘家涝;6 -大倪村;7 -碎石岭;8 -石耳山;9 -戴家冲;10 -古松;11 -上徐;12 -中徐; 13 -章木山;14 -冬瓜山;15 -焦冲;16 -杨桃山;17 -五峰山;18 -店门口;19 -峙门口;20 -叶山铁矿;21 -叶山;22 -小涝;23 -筲箕涝; 24 -新桥;25 -朱冲;26 -大成山;27 -水竹岭;28 -仰天宕;29 -亮石山;30 -大丁冲;31 -半山李家;32 -桃园;33 -神仙洞;34 -笠帽顶; 35 -高架山;36 -观音洞;37 -马鞍山;38 -虾塘村;39 -西牛山;40 -戴公山;TNF -铜陵-南陵断裂;TDF -铜陵-戴家汇断裂;DYF -董家 店-丫山街断裂;TYF -童埠-烟墩铺断裂;STF -狮子山-天屏山断裂;XMF -新桥-木镇断裂;GDF -桂村桥-戴家汇断裂

Fig. 2 Geological map showing submarine exhalative sediments and hydrothermal alteration of the Hercynian exhalative-sedimentary fluid system in Tongling ore concentration area

1 — Mashan; 2 — Songshushan; 3 — Huangshilao; 4 — Tongguanshan; 5 — Shejialao; 6 — Danicun; 7 — Suishiling; 8 — Shiershan; 9 — Daijiachong; 10 — Gusong; 11 — Shangxu; 12 — Zhongxu; 13 — Zhang mushan; 14 — Dongguashan; 15 — Jiaochong; 16 — Yangtaoshan; 17 — Wufengshan; 18 — Dian menkou; 19 — Zhi menkou; 20 — Yieshan iron deposit; 21 — Yieshan; 22 — Xiaolao; 23 — Shaojilao; 24 — Xinqiao; 25 — Zhuchong; 26 — Dachengshan; 27 — Shuizhuling; 28 — Yangtiandang; 29 — Liangshishan; 30 — Dadingchong; 31 — Banshanlijia; 32 — Taoyuan; 33 — Shenxiandong; 34 — Li maoding; 35 — Gaojiashan; 36 — Guanyindong; 37 — Maanshan; 38 — Xiatangcun; 39 — Xiniushan; 40 — Daigongshan; TNF — Tongling-Nanling fault; TDF — Tongling Daijiahui fault; DYF — Dongjiadian- Yashanjie fault; TYF — Tongbu- Yandunpu fault; STF — Shizishan- Tianpingshan fault; XMF — Xinqiao. Muzhen fault; GDF — Guicunqiao. Daijiahui fault

块状硫化物赋存于上石炭统黄龙组的底部,与 上下地层整合接触,至少在铜陵矿集区范围内的40 处(大部分为地表露头,少数为矿床深部揭露)均有 分布(图2)。在矿集区中部和东北部,块状硫化物直 接覆盖于黄龙组底砾岩之上,底砾岩也被硫化物胶 结,并在观音洞-戴公山一线的底砾岩之上形成含 石英砂砾的块状硫化物,构成硫化物胶结底砾岩(含 砂砾块状硫化物)-块状硫化物组合。在矿集区西北 部,块状硫化物与底砾岩之间常发育一套较厚的纹 层状黄铁矿和白云质泥岩(燕山期岩浆活动改造为 纹层状磁黄铁矿蛇纹石滑石岩),构成底砾岩-纹层 状黄铁矿白云质泥岩-块状硫化物组合。在矿集区 西南部,块状硫化物之下有一层较薄的黑色含黄铁 矿粉砂质页岩,构成底砾岩-粉砂质页岩-块状硫化物 组合。块状硫化物的规模在矿集区中部和西北部较 大,呈似层状,而在矿集区东北部和西南部较小,呈 透镜状和丘状。块状硫化物之上被黄龙组下部的白 云质灰岩和白云岩整合覆盖。在观音洞—戴公山一 线的白云质灰岩中还含有5%~10%的石英粗砂。

块状硫化物的矿物组合以胶黄铁矿和各种粒度 的晶质黄铁矿为主,另有少量黄铜矿、方铅矿、闪锌 矿、辉铜矿和自然金、银金矿等,且具有明显的分带 性。黄铜矿、自然金和银金矿常呈星散状分布于块 状硫化物层的中下部,而方铅矿、闪锌矿和辉铜矿常 组成小规模的透镜体分布于块状硫化物层的上部。 脉石矿物以石英为主、少量蛋白石、蒙脱石、白云石、 方解石、菱铁矿和重晶石等,它们的总含量不足 10%,分布于黄铁矿间隙中,或组成断续的条带,局 部构成火焰状石英团块和石英细脉。石英主要分布 在块状硫化物层的下部,而其他脉石矿物主要分布 在块状硫化物层的上部。在狮子山-小铜官山一带 燕山期岩浆活动强烈,块状硫化物常被改造为以磁黄 铁矿为主含少量磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿等的矿物组 合,其中常残留有胶黄铁矿重结晶形成的微细晶黄铁 矿集合体,显示它被后期递进的热变质作用所改造。

块状硫化物的结构构造多种多样。常见的结构 有胶状结构、含晶结构(胶黄铁矿中含粗晶黄铁矿)、 微晶结构、中粗晶等粒结构和不等粒结构等;不常见 的结构有震碎结构、含砂结构等。常见的构造有块 状构造、条纹-条带状构造、同心环状构造、不规则脉 状构造等;不常见的构造有球粒状构造、丝瓜瓤状构 造和皮壳状构造。结构构造在垂向和横向上均表现 出分带性,这在新桥硫铁矿中最为明显。垂向上,下 部常见含晶结构、微晶结构和块状构造、不规则脉状 构造;中部以中粗晶等粒结构、不等粒结构和块状构 造为主:上部主要为胶状结构、微细晶结构和块状构 造、条纹-条带状构造、同心环状构造等。横向上,自 块状硫化物似层状、透镜状或丘状体的中心向两侧. 由中粗晶结构、微细晶结构变为以胶状结构为主,构 造上也由块状和网脉状构造、条带状构造到以条纹 状构造为主。这种结构构造上的分带性,显示出块 状硫化物体的中部为流体向海底喷出的主要区域, 使先堆积的硫化物中发育网脉状构造及重结晶形成 的不同粒晶质结构,而周围则主要为沉积区域,形成 以胶状结构和条纹、条带状构造为主的硫化物。胶 状黄铁矿中发育的球粒状构造(图 3a),可能反映其 海底沉积特征;而由松散的微细晶黄铁矿构成的丝 瓜瓤状核心及外围的同心环状构造,可能代表喷出 的流体穿过胶状黄铁矿层时留下的痕迹。

(2) 喷气岩

喷气岩主要包括硅铁质岩、菱铁矿岩、重晶石岩

和硬石膏岩,大部分产于块状硫化物层的上部。硅 铁质岩在大多数块状硫化物产出地均有分布,棕色、 黑棕色,由微细粒针铁矿、赤铁矿和石英组成(表1), 呈透镜状和筒状。透镜状硅铁质岩呈致密块状和纹 层状(如戴家冲)。筒状硅铁质岩主要见于新桥,垂 直穿切块状硫化物层,在上部呈蘑菇盖状覆于黑色 页岩之上,其上被含黄铁矿泥岩层所覆盖。筒状硅 铁质岩内部呈多孔状和炉渣状(图 3b),相互联通的 孔道壁上覆盖一层铁硅质玻璃,在玻璃质层上局部 生长白色方解石晶体,暗示这些孔道可能为流体上 升的通道(Kalogeropoulos et al., 1983)。菱铁矿岩 主要分布于新桥、冬瓜山、小铜官山-松树山和五峰 山等中西部地带,呈透镜状、似脉状、不规则团块状 产出。透镜状菱铁矿岩以致密块状为主,局部见纹 层状和鲕状构造:似脉状或不规则团块状菱铁矿岩 呈海绵状和皮壳状(图 3c),化学成分中含少量锰(表 1)。重晶石岩主要分布于新桥、水竹岭、峙门口、桃 园和笠帽顶-山斟旺等中东部地带,呈条带状、透镜 状产于块状硫化物层的中上部(图 3d),或呈似层状 与块状硫化物同层位单独产出(如笠帽顶-山斟旺)。 硬石膏岩主要见于冬瓜山,呈透镜状和似层状分布 于块状硫化物层的上部,后期常被岩浆活动形成的 矽卡岩所交代,但残留的条纹条带状构造仍指示其 可能为喷流时期的产物。

(3) 热液角砾岩

热液角砾岩主要见于水竹岭、新桥-牛山、观音 洞和桃园等地,各地具有不同的特征。水竹岭一带 的热液角砾岩呈似层状位于块状硫化物层的上部. 棱角状的角砾以黄铁矿为主,有少量砂岩和重晶石 岩角砾被胶状黄铁矿和石英胶结(图 3e)。新桥-牛 山一带的热液角砾岩呈透镜状产于块状硫化物层的 中部,大小混杂的黄铁矿角砾为胶黄铁矿所胶结。 观音洞和桃园两地的热液角砾岩呈囊状产于块状硫 化物层的下部,在观音洞表现为块状硫化物中含石 英质细砾,而在桃园则为块状硫化物原地碎裂成可 拼性强的角砾,角砾间充填各种形态的黄铁矿碎屑, 再被微细晶黄铁矿和石英胶结。这些热液角砾岩, 除了新桥-牛山可能为海底黑烟囱倒塌破碎堆积形 成外,其余三地均与较浅水环境下(300 m 左右)海 底喷流的气液爆破有关,爆破引起的垮塌堆积和震 碎作用分别是形成水竹岭和桃园热液角砾岩的原 因,而观音洞块状硫化物中所含石英细砾也与爆破 有关,爆破将黄龙组底砾岩中的砾石带至海底。



#### 图 3 铜陵矿集区喷流沉积流体记录的结构构造

a. 胶状黄铁矿(C-Py)层中的球粒状构造,后期的黄铁矿(Py)和方铅矿(Ga)沿收缩裂隙充填交代,冬瓜山铜矿床,反光镜照片;b. 硅铁质岩 (Fe)中大量孔洞(Void)构成的多孔状构造,新桥硫铁矿床,露头照片;c. 菱铁矿岩中菱铁矿(Si)与大量孔隙(Void)构成的海绵状构造,新桥 硫铁矿床,正交镜照片;d. 块状黄铁矿(Py)中的重晶石(Ba)条带,峙门口硫铁矿床,标本照片;e. 黄铁矿(Py)和砂岩(Sand)角砾被胶状黄铁 矿(C-Py)胶结构成的角砾状构造,水竹岭硫铁矿床,标本照片;f. 硫化物(Sul)(黄铁矿和磁黄铁矿)与蛇纹石和滑石(Ser + Ta)构成的纹层状 构造,冬瓜山铜矿床,光片扫描

#### Fig.3 Structures of exhalative-sedimentary records in Tongling ore concentation area

a. Photomicrograph of spherulitic structure of colloform pyrite (C-Py), filled with and replaced by pyrite (Py) and galena (Ga) along shrinkage cracks, in the Dongguashan Cu deposit; b. Photograph of ferrosiliceous rock (Fe) with vesicular (Void) structure in the Xinqiao pyrite deposit; c. Photomicrograph of siderite with spongy structure composed of siderite (Si) and lots of pores in the Xinqiao pyrite deposit; d. Photograph of barite (Ba) bands in massive pyrite (Py) in the Zhimenkou pyrite deposit; e. Photograph of pyrite and sandstone breccia cemented by colloform pyrite (C-Py) in the Shuizhuling pyrite deposit; f. Computer scan of sulfide (Sul) laminae (composed mainly of pyrite and pyrrhotite) interbeded with serpentine and talc (Ser + Ta) in the Dongguashan Cu deposit

Table 1Chemical composition of exhalites in Tongling ore concentration area																
喷气岩	样品号	$w_{ m B'}$ %														
		SiO <sub>2</sub>	$Al_2 O_3$	Ti O <sub>2</sub>	$\operatorname{Fe}_2 \operatorname{O}_3$	Fe O	CaO	Mg O	MnO	$K_2 O$	Na <sub>2</sub> O	$P_2 O_5$	$H_2O^-$	$\rm H_2O^+$	烧失量	总量
硅铁质岩																
	Dl 77-3	16.38	1.35	0.04	68.14	0.66	0.15	0.03	0.05	0.06	0.10	0.13	1.79	10.80	12.73	99.82
	XQP-17-1	12.56	9.48	0.05	64.00	0.24	0.10	0.63	1.13	0.07	0.09	0.16	1.71	11 .03	11.66	100.17
	XQP-20-2	8.80	3.16	0.06	72.00	1.89	0.39	0.24	0.17	0.15	0.10	0.16	1.25	11 .00	12.58	99.70
	XQP-22	4.34	0.33	0.08	70.20	9.36	0.98	0.99	12.55	0.04	0.13	0.09	0.68	1.25	0.00	100.13
	XQP II - 8-1	5.04	2.45	0.14	52.76	15.40	0.48	0.12	2.55	0.51	0.14	0.20	0.37	6.81	18.06	99.56
	XQP Ⅲ-9-1	10.14	1.84	0.10	68.61	0.02	0.80	0.17	5.46	0.71	0.09	0.12	1.53	9.31	11.23	99.29
	XQP III-1 0-1	4.80	1.72	0.04	77.39	0.10	0.10	2.47	0.73	0.15	0.09	0.18	1.32	11.78	12.51	100.28
	XQP Ⅲ11-1	6.82	0.45	0.02	78.66	0.05	0.05	1.51	1 .01	0.16	0.09	0.15	0.50	10.23	10.80	99.77
	XQP III-1 7-2	10.58	1.11	0.05	73.33	1.37	0.20	1.69	0.08	0.20	0.09	0.19	0.73	9.62	10.66	99.55
菱铁矿岩	<u>L</u> J															
	XQP-13	1.82	0.73	0.04	10.34	46.10	1.33	0.99	3.02	0.07	0.10	0.12	0.22	0.37	30.11	99.90
	XQP-19	1.92	1.04	0.04	10.51	45.05	2.45	0.18	3.59	0.09	0.08	0.10	0.49	0.70	29.78	99.84
	XQP-24	2.76	1.94	0.06	7.24	43.76	1.52	2.89	3.85	0.22	0.13	0.07	0.34	0.75	30.48	99.79
	XQP Ⅲ-6-1	1.26	0.45	0.02	13.42	43.56	1.80	0.09	4.54	0.05	0.06	0.10	0.34	1.36	29.49	99.69

表 1 铜陵矿集区海西期喷气岩的化学成分

由河北省地矿局廊坊实验室分析。

### (4) 热水环境沉积岩

与喷流沉积相关的热水环境沉积岩主要有纹层 状黄铁矿白云质泥岩和含锰泥岩。纹层状黄铁矿白 云质泥岩分布于矿集区中部和西北部的新桥 —冬瓜 山 —小铜官山一带,呈似层状产于块状黄铁矿层之 下,由黄铁矿纹层和白云质泥岩纹层相间排列构成, 受燕山期岩浆活动的影响,常变为纹层状硫化物蛇 纹石(滑石)岩(图 3f)。含锰泥岩分布于块状硫化物 的周围,在牛山西南侧最发育,厚达1 m 左右。

### 2.2 底板流体蚀变单元

底板流体蚀变单元位于块状硫化物层之下的上 泥盆统和志留系碎屑岩中,为流体系统在底板岩系 中循环对流和向上运移的通道,以发育区域规模的 流体蚀变为特征,形成大范围展布的蚀变带和脉体 群(图 2)。

在上泥盆统五通组砂岩中,流体沿孔隙度较大的砂岩层扩散和交代,并沿顺层和切层的网状裂隙充填,构成总体呈似层状展布的蚀变带,与地层整合产出。流体蚀变和充填过程大致可分为3个阶段: ①层状蚀变阶段,在五通组中下部的石英砂岩层中以硅化为主,绢云母化次之,并伴有浸染状黄铁矿化,而在五通组上部的粉砂岩层中以绢云母化和叶蜡石化为主,伴有不均匀的微细粒胶状黄铁矿化,构成云雾状、豆状、枝管状等不同形态的黄铁矿集合体。蚀变强度在上部有块状黄铁矿层产出地段相对 较高,构成分布范围远远超出块状硫化物层的强硅 化和黄铁矿化区域,向外围蚀变强度减弱,绢云母化 逐渐占据主导地位。在新桥一带,强硅化和黄铁矿 化区域内还伴有绿泥石化,呈小规模筒状展布,并见 有微量电气石交代石英砂粒。②黄铁矿脉阶段,在 强蚀变区域内形成大量穿切顺层蚀变岩的黄铁矿细 脉,充填于切层和层间裂隙内,构成黄铁矿网脉带。 它们主要由中粗晶黄铁矿组成,晶隙间充填少量细 粒石英和绿泥石集合体。黄铁矿脉的密度在块状硫 化物层的下部较大,向外围迅速减小。黄铁矿脉的 宽度一般小于 2 cm,个别可达 5 cm,但在牛山发育 一条长约100 m,上部宽2~4 m、下部窄为近1 m的 黄铁矿大脉,呈北西向展布,脉体垂直穿切五通组砂 岩,向上与块状硫化物层相连。脉体的成分主要为 黄铁矿.少数较宽脉体中含少量石英。在桃园一带. 紧邻块状硫化物层的个别较宽的黄铁矿脉体中含有 黄龙组底砾岩中的石英质细砾,显然为未固结的砾 石沿喷流过程中气液爆破产生的裂隙倒贯形成。③ 石英脉阶段,少量的石英细脉分布于强蚀变区内。 石英细脉常叠加在较宽的黄铁矿脉体中.少数呈单 脉切割黄铁矿细脉。脉体中常含少量黄铁矿,个别 脉体中含重晶石。

在志留系碎屑岩中,流体主要沿断裂和裂隙充填,构成切层的脉体群,并在断裂穿切长石砂岩(中 志留统)地段形成较宽的蚀变带,近断裂处以硅化和 浸染状黄铁矿化为主,远断裂处以绢云母化为主。 断裂包括北东向和北西向两组,北东向断裂较平直, 如店门口北侧的西峰牌一带,断裂带内早期充填硫 化物-石英,晚期充填石英-硫化物,形成宽10~60 cm的复合脉带,切割旁侧的蚀变带。早期脉体以黄 铁矿为主,石英次之,含少量毒砂和黄铜矿;晚期脉 体主要为石英,含少量黄铁矿、方铅矿、辉铜矿和方 解石等。北西向断裂产状不规则,构成较宽的角砾 岩带,如戴公山断裂,角砾间隙被黄铁矿和石英充 填。此外,在断裂不发育地段,主要形成由黄铁矿细 脉构成的网脉带,如水竹岭一带,黄铁矿网脉带垂向 延伸达 300 多米。

在志留系碎屑岩的底部,即下志留统高家边组 页岩的下部,流体活动引起强烈的硅化和黄铁矿化, 形成与地层半整合的似层状蚀变壳,主要出露于矿 集区西南角永村桥背斜核部的蛤蟆岭一带,范围约 1.3×2.0 km<sup>2</sup>,厚度 30~50 m。强烈的硅化将高家 边组页岩改造成似碧玉岩,由微细粒石英组成,含有 浸染状分布的黄铁矿,个别地段富集达 30%,构成似 碧玉岩中的黄铁矿富集囊。似层状的硅化壳中部发 育近东西向的角砾岩带,似碧玉岩角砾间隙充填黄 铁矿和石英,局部形成石英晶洞。钻探揭露证实,硅 化壳之下为上奥陶统灰岩,其中除发育少量方解石 细脉外,没有发生硅化和黄铁矿化,证明流体的蚀变 作用发生在志留系与奥陶系界面之上。

上述不同层位的流体蚀变带和充填脉体群,因 各地剥蚀程度不同而常呈相对孤立的分布,但它们 在空间上是紧密相关的,这在蛤蟆岭一西峰牌一店 门口一带最为明显(图4a)。该地带由志留系底部的 半整合似层状蚀变带(蛤蟆岭),经过中上志留统中 沿断裂充填的脉体群(西峰牌),到上泥盆统的顺层 蚀变带(店门口),最后形成块状硫化物,构成一个完 整的喷流沉积流体系统的流体运移路径。各层位的 流体蚀变带和充填脉体群不仅在空间上相互关联, 而且在蚀变类型和矿物组成上还具有相似性(均以 硅化和黄铁矿化为主,仅在中上部伴有绢云母化和 少量绿泥石化),流体包裹体的成分也相似(徐九华 等,2004),进一步说明它们为同一个流体系统在不 同层位上的活动产物。据此将底板流体蚀变单元的 蚀变结构概括为:上部为顺层蚀变带,中部为切层脉





a. 施家冲一带流体蚀变分布图; b. 蚀变结构模式图; Q-第四系; K<sub>2</sub>-上白垩统陆相砂砾岩; P-T<sub>1</sub>-二叠系-下三叠统海相碳酸盐岩、 硅质岩和海陆交互相含煤层碎屑岩; C<sub>2</sub>-上石炭统碳酸盐岩; D<sub>3</sub>-上泥盆统砂岩和粉砂岩; S<sub>3</sub>-上志留统粉砂岩和页岩; S<sub>2</sub>-中志留统砂岩和粉砂岩; S<sub>1</sub>-下志留统页岩和粉砂岩; O<sub>3</sub>-上奥陶统碳酸盐岩

Fig.4 Hydrothermal alterations in the basement strata of the Hercynian exhalative-sedimentary fluid system in the Tongling ore concentration area

a. Distribution of hydrothermal alteration in the vicinity of Shijiachong; b. Sketch map showing the model of hydrothermal alteration structure; Q-Quaternary;  $K_2$ -Upper Cretaceous non-marine facies glutenite; P-T<sub>1</sub>-Permian-Lower Triassic marine carbonate, siliceous rock and marinenon-marine facies clastic rock with coal beds;  $C_2$ -Upper Carboniferous carbonate;  $D_3$ -Upper Devonian sandstone and siltstone;  $S_3$ -Upper Silurian siltstone and shale;  $S_2$ -Middle Silurian sandstone and siltstone;  $S_1$ -Lower Silurian shale and siltstone;  $O_3$ -Upper Ordovician carbonate 体群,下部为半整合似层状蚀变带(图 4b)。这一蚀 变结构反映了循环的热流体因高家边组页岩的屏 蔽,在志留系与奥陶系界面附近形成流体储集区域, 并发生强烈的似层状硅化和黄铁矿化;储存的热流 体沿同生断裂向上运移,并与下渗的海水混合,在断 裂和裂隙中形成脉体群;上升的热流体进入五通组 砂岩层时,因渗透率突然增大而向两侧迅速扩散,形 成上部顺层蚀变带。

#### 2.3 硫同位素组成

海西期喷流沉积形成的重晶石、硬石膏、块状黄 铁矿及黄铁矿脉等的硫同位素分析结果(表 2、3)显示:

(1) 硫酸盐的 δ<sup>34</sup>S 值范围为 11.2‰~22.8‰, 平均值为 18.2‰,与 Sangster(1976) 统计的石炭纪 海水硫同位素组成一致,反映喷流沉积形成的硫酸 盐主要为海水硫来源。

(2) 以黄铁矿为主的硫化物 δ<sup>34</sup>S 值分布范围较
宽,为-31.8‰~20.0‰,但绝大多数样品分布在
1‰~7‰之间,众数值为4.0‰,其与硫酸盐的δ<sup>34</sup>S

表 2 铜陵矿集区海西期喷流沉积硫酸盐的硫同位素组成 Table 2  $\delta^{34}$ S data of sulfates of the Hercynian exhalative

sedimentary system in Tongling ore concentration area

产状及地点	样品号	矿物	$\delta^{34}S_{VCDT}/~\%$							
块状黄铁矿层中上部										
冬瓜山	D73054-24-1	硬石膏	15.3							
新桥	XQ1-5	硬石膏	11.2							
新桥	XQ623-5	重晶石	16.2							
桃园	T Y1 024-4	重晶石	16.0							
峙门口	Dl 72-8	重晶石	14.1							
峙门口	DI 72-12	重晶石	16.7							
峙门口	DI 72-5	重晶石	18.9							
水竹岭	SZLP-5-1	重晶石	19.9							
块状黄铁矿丘状体外围										
山堪旺	D744-2	重晶石	22.8							
山堪旺	D747-1	重晶石	22.8							
虾塘村	D798-2	重晶石	22.5							
底板岩系中肋	x体									
新桥头	D61 0-3	重晶石	20.9							
低岭	D1 070-2	重晶石	18.8							
块状黄铁矿次生风化带										
戴家冲	DIC1023-1-2	石膏	8 4							

中国地质科学院矿产资源研究所同位素开放实验室分析,仪器为 Finnigan MAT 252 质谱仪,分析精度 < 0.5%。

表 3	铜陵矿集区喷流沉积硫化物(	以黄铁矿为主	)的硫同位素组成
			,

Table 3  $\delta^{34}$ S data of sulfides (mainly pyrite) of the Hercynian exhalative sedimentary system in Tongling ore concentration area

地点一	δ <sup>34</sup> S/ %	/00	地点一	$\delta^{34}S/$	60	그나 그는	δ <sup>34</sup> S/ ‰	
	范围	平均值		范围	平均值	电点	范围	平均值
小铜官山	- 4.4~4.9(5)*	2.3	蛤蟆岭	9.0~9.9(2)	9.5	水竹岭	0_1.8~6.4(17)	3.5
铜官山选厂	7.4~7.7(2)	7.6	西峰牌	8.3~10.1(3)	9.3	仰天宕	- 29.7 ~ - 8.0(2)	- 18.9
马山	- 2.8 ~ 8.0(5)	5.0	杨西冲	- 4.7(1)	-4.7	朱冲南	5.0(1)	5.0
五松硫铁矿	6.9(1)	6.9	峙门口	3 .5 ~ 6 .8(5)	6.2	丁冲	- 1.5(1)	- 1.5
大倪村	5.6(1)	5.6	峙门口 32#井	6.7(1)	6.7	桃园	- 3.3 ~ 6.6(3)	1.8
戴家冲	5.8~6.0(2)	5.9	峙门口后山	4.8~5.9(2)	5.4	桃园西坡	4.0 ~ 4.4(2)	4.2
古松铁矿	5.7(1)	5.7	新桥	- 31 .8 ~ 6 .5(57)	2.4	舒家店	4.8 ~ 7.4(2)	6.1
上徐	7.3(1)	7.3	牛山	- 2.7 ~ 4.0(4)	1.9	李家冲	4.5(1)	4.5
中徐	3.3(1)	3.3	小涝	2.7~7.2(2)	5.0	缪家	5.0(1)	5.0
冬瓜山	0.5~8.5(13)	4.7 0	雷家湖	20.0(1)	20.0	肖家柏	3.6(1)	3.6
五峰山	5 .0 ~ 5 .7(2)	5.4	观音洞	- 3.3 ~ - 0.2(3)	- 1.6	黑子坑	3.9~5.5(3)	4.6
杨桃山	4.7(1)	4.7	王家村	4.1(1)	4.1	虾塘村	- 23.0(1)	- 23.0

\* 括号内为样品数;分析单位、仪器及精度同表 2。

平均值相差约14.2‰,与 Sangster(1976)统计的非 火山环境喷气沉积块状硫化物矿床的硫同位素组成 比同时代海水硫同位素组成平均低13.9‰相吻合, 说明铜陵矿集区海西期喷流系统形成的黄铁矿,其 硫主要来源于循环海水硫的无机还原。

(3) 以黄铁矿为主的硫化物的 δ<sup>34</sup>S 值在矿集区 东部的桂山一带呈现负高值,在丁桥-丫山-董家店- 朱村一带出现北西向展布的负值带,其周缘分布有 3 个 δ<sup>34</sup>S 正高值区(图 5),反映在桂山及丁桥-丫山-董 家店-朱村两地存在硫的生物还原作用,且桂山一带 位于地势较高的开放环境,丁桥-丫山-董家店-朱村 一带处于盆地内相对隆起区,而 3 个 δ<sup>34</sup>S 正高值区 对应于受同生断裂控制的相对封闭的小盆地,表明 喷流沉积作用主要发生在这些小盆地内。



图 5 铜陵矿集区海西期喷流沉积流体系统的黄铁矿硫同位素等值线图 Fig.5 Contour map of sulfur isotope of pyrites for med by the Hercynian exhalative-sedimentary system in Tongling ore concentration area

### 3 喷流沉积流体系统的时空结构

峙门口一带 5 件块状黄铁矿样品的 Re-Os 同位 素等时线年龄为(303 ±33) Ma(蒙义峰等,2004),与 谢华光等(1995)所测新桥块状黄铁矿的 Rb-Sr 等时 线年龄〔(313.2 ±32.7) Ma〕相吻合,证明这些块状 硫化物由晚石炭世早期的喷流沉积形成。由于喷流 沉积发生在黄龙组沉积的最大海泛时期,其对应的 时限为 312.5 ~ 307.5 Ma(李儒峰等,1997),说明喷 流沉积持续的时间间隔较短,应在 5 Ma 之内。虽然 喷流沉积持续的时间较短,但在时空上仍然表现出 巨大的变化。

### 3.1 喷流沉积旋回

海底喷流沉积单元形成的流体记录,在垂向上 可识别出 3 个完整的喷流沉积旋回,以新桥一带最 为典型(图 6)。每个喷流沉积旋回的下部为块状硫 化物组合,中部为含黄铁矿、水蛋白石结核的纹层状 泥岩与透镜状黄铁矿组合,上部为菱铁矿岩、硅铁质 岩组合,构成块状硫化物→含黄铁矿泥岩→菱铁矿 和硅铁质岩的喷流沉积序列。

对比矿集区不同地点的喷流沉积流体记录可以

发现,中东部的观音洞、桃园、小涝和虾塘村等地与 新桥一带相比,仅发育一层块状硫化物,直接与底部 的石英细砾岩层相接,并胶结石英细砾岩,与新桥的 第一喷流沉积旋回相当(图6)。矿集区西部的冬瓜 山、小铜官山、马山、戴家冲和五峰山等地,在底部的 石英细砾岩之上发育一套厚度不等的纹层状黄铁矿 白云质泥岩,尤其是在冬瓜山、小铜官山和马山一带 最为明显,经后期岩浆热变质形成厚度较大的纹层 状硫化物(主要为磁黄铁矿)和蛇纹石、滑石岩(图 6),在冬瓜山可见其上被白云质大理岩所覆盖,表明 这套纹层状黄铁矿泥质岩与新桥的第一喷流沉积旋 回相当,其上的两层块状硫化物及硬石膏岩分属于 第二和第三喷流沉积旋回。

上述喷流沉积记录的发育特征反映铜陵矿集区 西部与东部存在着较大的差别,在石英细砾岩沉积 之后,东部即发生强烈的喷流沉积活动,而西部经历 了相对宁静环境下的流体汇聚和化学沉积活动后, 才开始大规模的喷流沉积。两区之间大致以新桥-木镇基底断裂为界,显示近南北向的基底断裂对喷 流沉积活动的控制。

#### 3.2 喷流沉积旋回的空间展布

根据矿集区内不同地点的喷流沉积特征,初步



Ⅰ、Ⅱ和 Ⅲ分别为喷流沉积旋回Ⅰ、Ⅱ和 Ⅲ

Fig.6 Histograms showing the correlation of the Hercynian exhalative-sedimentary cycles in Tongling ore concentration area I, II and III are exhalative-sedimentary cycles I, II and III, respectively

确定了3次喷流沉积旋回的空间展布范围(图7)。 第一喷流沉积旋回主要展布于铜陵县-南陵县及铜 陵市-戴家汇两条近东西向的基底断裂所夹持的槽 状地带,以及新桥-木镇近南北向基底断裂控制的沉 降盆地内。当时的海底古地形受新桥-木镇基底断裂控制,呈现东高西低的特征。在中东部高地,以喷流沉积为主,多处形成块状硫化物,并伴有强烈的气液爆破,反映此时尚未达到最大海泛时期,海水深度



图 7 铜陵矿集区海西期喷流沉积旋回空间展布图

Fig.7 Distribution of the Hercynian exhalative-sedimentary cycles in Tongling ore concentration area

相对较浅,没有超越流体的临界压力。在西部低地, 中东部喷出的流体部分向低洼处汇聚成热卤水池, 于宁静环境下沉积了冬瓜山一小铜官山一带的纹层 状黄铁矿白云质泥岩。因此,第一喷流沉积旋回呈 现中东部以强烈喷流沉积为主,西部以热卤水沉积 为主的特征。在喷流作用渐趋减弱的间歇期,东部 一带被快速沉积的含砂砾厚层白云质灰岩所掩埋, 新桥-木镇近南北向断裂地带发育角砾状白云岩,而 西部仍处于盆地状态,局部接收热卤水环境下的白 云质灰岩沉积。

第二喷流沉积旋回主要发育在新桥-木镇一线 以西的广大区域内,大致呈南北向展布,受近东西向 的铜陵市-戴家汇和近南北向的新桥-木镇基底断裂 控制。近东西向的童埠-烟墩辅和近南北向的狮子 山-天屏山基底断裂以及北西向的同生断裂也成为 流体运移和上升的通道。喷流沉积活动呈现自东向 西、由北到南的迁移趋势。第一喷流旋回相当强烈 的新桥一带,在第二喷流旋回中强度和规模减小,而 第一旋回以热卤水池沉淀为特征的冬瓜山-小铜官 山一带,在第二喷流旋回却发育大规模的喷流作用, 流体活动向南扩展,超出第一喷流旋回的范围,并在 峙门口一带于黑色页岩层之上形成较大规模的块状 黄铁矿层。

第三喷流沉积旋回的流体活动强度和范围显著 减小,局限于铜官山-冬瓜山、新桥和峙门口3个区 域,反映喷流沉积流体系统的演化趋向终结。

### 3.3 喷流沉积中心及流体迁移

由于块状硫化物是流体系统在海底喷流沉积的 产物,其位置即为古流体系统向海底喷流的中心及 附近,其中包含多个喷口,共同形成块状硫化物丘状 体透镜体或似层状体。位于同一个顺层蚀变区域 之上的一个或多个海底喷流中心,其流体来源于同 一个五通组砂岩中的流体扩散区域。五通组砂岩中 的流体扩散区域通过其下的脉体群提供流体,脉体 群向下的汇聚部位即为流体上升的通道。流体上升 通道为下部储集的流体向上运移的通道,相邻的流 体上升中心源于同一个流体储集区域,即志留系与 奥陶系界面附近的半整合似层状蚀变区域。因此, 喷流沉积流体系统在垂向上具有逐级分枝的变化,自 下向上,由流体储集区域→流体上升中心→海底喷流 中心,流体逐级分流扩散,最终呈多中心向海底喷流。

依据流体迁移模式,结合蚀变-流体填图展示的 流体记录分布特征,初步确定了铜陵矿集区内的海 底喷流中心,流体上升中心和流体储集区域(图 8)。



图 8 铜陵矿集区海西期喷流沉积流体系统的喷流中心和流体迁移展布图 Fig.8 The distribution of exhalation centers and the fluid migration of the Hercynian exhalative-sedimentary fluid system in Tongling ore concentration area

尽管受剥蚀程度的影响,石炭系内应当还有一些隐 伏的海底喷流中心,另有一些海底喷流中心可能已 被剥蚀掉了,但仍可看出海底喷流中心具有群集分 布的特征。群集区内底板蚀变强烈,群集区之间常 被蚀变作用不发育的地段所分隔。一个群集区内常 发育多个流体上升中心,其下部可能对应一个流体 储集区域。多个流体储集区域组成一个范围更大的 流体活动域。在铜陵矿集区内主要存在3个流体活 动域,自南西向北东呈雁行排列,且流体活动域的范 围依次减小(图 8)。

流体活动域主要受东西和南北向两组基底断裂的控制,且向西侧,南北向基底断裂的控制作用增强,使流体活动域由东西向南转弯。流体储集区域 受两组基底断裂及北西向同生断裂的交汇部位控制,而流体上升中心主要分布于同生断裂和基底断 裂的两侧,显示北西向同生断裂也对流体上升的通 道具有一定的控制作用。海底喷流中心的分布主要 与五通组砂岩中的小断裂或裂隙带有关。

## 4 喷流沉积机制和环境讨论

铜陵矿集区内发育的块状硫化物层直接覆于黄 龙组底砾岩之上,且上部被一套白云岩和灰质白云 岩所覆盖,这使得块状硫化物层的海底喷流沉积成 因问题,因缺乏驱动机制和较深水海盆环境的证据 而长期受到争议。随着研究工作的不断深入,大量 资料显示,铜陵矿集区在晚石炭世初期曾经存在较 高的古地温异常和水深较大的海盆环境,这对于海 底喷流沉积作用的发生和块状硫化物矿层的形成是 十分有利的。

### 4.1 石炭纪古地温场与喷流沉积机制

地层中牙形石的色变指数 CAI(color alternation index)值可反映岩石经受的最高变质温度,成为度量 古地温的灵敏指标(Epstein,1977; Rejebian et al., 1987; Sangster et al.,1994)。根据王志浩等(1996) 和祁玉平等(2002)的研究,寒武系 -志留系中牙形 石的 CAI 值在长江中下游沿江一带出现 3~5级的 较高值,向江北大丰 -滨海一带降为1~3,而石炭系 -下三叠统中牙形石的 CAI 值普遍较低,大部分在 1~2之间,只在少数区域如安庆、铜陵、南京和江阴 等地出现大于 3级的较高值(图9)。究其原因,石炭 系 -下三叠统中牙形石 CAI 值较高的区域均对应于 燕山期岩浆活动强烈的区域,特别是在安庆地区表 现更为突出,岩浆活动带来的局部热变质应是造成 CAI 值增高的主要原因。然而,寒武系 -志留系中 牙形石CAI的高值区即使扣除燕山期岩浆活动的影



图 9 长江中下游地区牙形石色变指数(CAI)分布图(据王志浩等,1996;祁玉平等,2002资料编制) a. 寒武系 -志留系中牙形石 CAI 值分布图; b. 石炭系 -下三叠统中牙形石 CAI 值分布图

Fig.9 Distribution of conodont color alteration indexes (CAI) in the Middle-Lower Yangtze area (Data from Wang et al., 1996 and Qi et al., 2002)

a. Distribution of conodont CAI in Cambrian-Silurian; b. Distribution of conodont CAI in Carboniferous - Lower Triassic

响,仍然在沿江地区存在一个高值带,特别是在安庆 一宁国一带更为醒目(图 9a)。高值带 4~5 级的牙 形石 CAI 值对应于 300 ℃左右的古地温(Rejebian et al.,1987),这基本可以排除成岩期埋藏增温所致的 可能性,说明沿江地区曾经存在一古地温增高的异 常带。由于沿江地带寒武系一志留系没有发生区域 变质,因此这个古地温增高的异常带应当发育在石 炭系沉积时期,即在拉张断陷背景下,陆壳减薄,热 流值增高,沿深断裂带(基底断裂)形成古地温异常。 由寒武系 一志留系中牙形石 CAI 的高值(4~5)区分 布特征(图 9a)可以看出,在沿江古地温异常带上出 现多个高温区域,如安庆-宁国、巢湖、南京、扬州等 地,铜陵矿集区即位于安庆-宁国古地温高值区的中 段北侧。

铜陵矿集区石炭纪时的高地温异常,为晚石炭 世初期的海底喷流沉积作用提供了驱动机制。沿基 底深断裂分布的高热流值,在其附近形成高地温异 常区。异常区内封存的建造水和下渗的海水被加 热,沿同生断裂或薄弱部位向上迁移并喷出海底,同 时外围下渗的海水沿志留系碎屑岩系中的透水层向 高地温异常区运移补充,构成受高地温异常驱动的 流体循环系统。在这一循环系统中,由于下志留统 上部页岩层的屏蔽,沿其下部细砂岩和粉砂岩层,在 志留系与奥陶系界面附近常形成流体储集区域,并 驱动上部的流体循环。下渗的海水被加热过程中, SO4-还原为 HS-,同时被加热的海水从流经的围岩 中萃取成矿物质,并携带至上部向海底喷出。喷出 的流体与海水混合,成矿物质快速沉淀,形成以黄铁 矿为主,含少量黄铜矿、辉铜矿、方铅矿和闪锌矿的 块状硫化物矿层。

### 4.2 晚石炭世海盆环境与块状硫化物矿床的形成

晚石炭世初期是下扬子地区在石炭纪的最大一次海侵时期,海平面的迅速上升,很快淹没了除江南 古陆少部分地区外的整个下扬子及华南区(岳文浙 等,1993)。在早石炭世末期基本夷平的地形上,首 先接受了黄龙组底部的一套厚度不大的滨岸相砾岩 和砂砾岩沉积,并向南侧的江南古陆超覆,同时北侧 巢湖 -南京一带发育的碳酸盐岩台地也向南扩展, 结果在早石炭世为隆起带(宿松-铜陵-丹阳隆起)的 位置于晚石炭世初期却成为水深较大的盆地(图 10)。根据滩面坡度与海滩沉积物粒度之间的关系, 当时南侧海滩的坡度为 5°~8°(李双应等,1994a), 由此







推算自海岸线向北 2 km,海水深度即可达 175~281 m。由于黄龙组底部砾岩分布区的南界距离盆地中 部超过 40 km,因此有理由认为盆地中部的海水深 度达到 300~500 m 或更深。鉴于江南古陆大部分 地区被海水淹没,陆源碎屑供应断源,盆地内处于沉 积物缺乏的状态。铜陵矿集区此时恰好位于较深水 盆地的中部,除南侧峙门口一带沉积有薄层黑色页 岩外,大部分地区处于沉积物贫乏的宁静还原环境。 在这一较深水的宁静还原环境下,受高地温异常驱 动的海底喷流沉积作用得以形成层位稳定、厚度较 大的块状硫化物矿层。

由于块状硫化物矿层之上覆盖的白云岩和灰质 白云岩中含有广海窄盐度生物化石(岳文浙等, 1993),在铜陵矿集区绿岭乡北西侧黄龙组下部的灰 质白云岩中也见有单体珊瑚和海百合茎化石,证明 其为广海台地相碳酸盐发生白云岩化的产物。这套 碳酸盐中夹有角砾状灰岩透镜体,显示台地斜坡相 快速堆积的特征,表明当海浸达顶峰之后,海平面停 止上升,北侧的碳酸盐台地向南方的侧向扩展速度 加快,盆地中海底喷流沉积作用形成的块状硫化物 矿层被快速掩埋而得以保存成为矿床。

### 5 结 论

(1) 铜陵矿集区乃至整个长江中下游成矿带, 在晚石炭世初期拉张裂陷的背景下,普遍发育受高 地温异常驱动的喷流沉积流体系统,喷流沉积活动 发生在黄龙组沉积的最大海泛时期,持续时间 5 Ma 左右。

(2)喷流沉积流体系统不仅在海底形成以块状 硫化物为主体的喷流沉积记录,而且在底板岩系中 记录了区域规模的流体蚀变,构成上部为顺层蚀变 带、中部为切层脉体群、下部为半整合蚀变带的立体 蚀变体系。 (3)喷流沉积过程包含3个喷流沉积旋回,每个旋回构成一个由块状硫化物→含黄铁矿泥岩→菱铁矿和硅铁质岩的喷流沉积序列。3个喷流沉积旋回的空间展布,显示喷流沉积活动自东向西、由北到南的发展演化历程,其中矿集区西北部为3个喷流沉积旋回的叠加区。

(4)流体的迁移呈现自下向上逐级分枝的模式,即由下部的流体储集区域→中部的流体上升中 心→上部的海底喷流中心,流体逐级分流扩散,并与 越来越多的下渗海水混合。空间上,流体储集区域 受基底断裂和同生断裂的交汇部位控制,流体上升 中心主要分布于同生断裂两侧,海底喷流中心主要 与五通组砂岩中的小断裂和裂隙带有关。

#### References

- Brauhart C W, Groves D I and Morant P.1998. Regional alteration systems associated with volcanogenic massive sulfide mineralization at Panorama, Pilbara, Western Australia[J]. Econ. Geol., 93(3): 292 ~ 302.
- Chang Y F and Liu X G. 1983. On strata-bound skarn deposits [J]. Mineral Deposits, 2(1): 11(20 (in Chinese with English abstract).
- Chang Y F, Liu X P and Wu Y C. 1991. The copper-iron belt of the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 379 (in Chinese).
- Chen H M, Wu X H, Zhang Y, et al. 1994. Carboniferous lithofacies, paleogeography and mineralization in South China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 124 (in Chinese with English abstract).
- Chu G Z, Huang X C, Zhang C H, et al. 1995. Discussion on the orecontrol factors of the Tongling area, Anhui[J]. Geology of Anhui, 5(1): 47 ~ 58 (in Chinese with English abstract).
- Epstein A G. 1977. Conodont color alternation An index to organic metamorphism[J]. U. S. Geological Survey Professional Paper, 995: 1~27.
- Gu L X and Xu K Q. 1986. On the Carboniferous submarine massive sulfide deposits in the lower reaches of the Changjiang (Yangtze) River [J]. Acta Geologica Sinica, 60(2): 176 ~ 188 (in Chinese with English abstract).
- Guo W K. 1957. On genesis of copper deposit in Tongguanshan, Anhui [J]. Acta Geologica Sinica, 37(3): 317 ~ 322 (in Chinese).
- He J X, Xu K Q, Gu L X, et al. 1995. Contrast of characteristics of massive sulfide deposits between Nanling and lower Yangtze districts
  [J]. J. Nanjing University (Natural Sciences), 31(4): 625 ~ 634 (in Chinese with English abstract).
- Hong T Q, Li S Y and Hu Y Q. 2000. The study of sequence stratigraphy of upper Carboniferous series in the area of Tongling, Anhui [J]. J. Hefei Univ. Technology, 23(3): 299 ~ 303 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q , Yang Z S , Li Y Q , et al . 2004 . Large-scale migration of fluids to

ward foreland basins during collisional orogeny: evidence from Triassic anhydrock sequences and regional alteration in the middle-lower Yangtze area[J]. Acta Geologica Sinica, 78(1): 203 ~ 220.

- Huang H S, Shi Q Z, Cui B, et al. 1985. The origin and the geological assemblage feature of the Tonggunshan copper deposit[J]. Mineral Deposits,  $4(2): 13 \sim 22$  (in Chinese with English abstract).
- Kalogeropoulos and Scott S D. 1983. Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa mine, Kuroko district, Japan[J]. Econ. Geol., Mon. 5: 412 ~ 432.
- Li R F, Liu B P and Zhao C L. 1997. Correlation of Carboniferous depositional sequences on the Yangtze Plate with others on a global scale[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 15(3): 23 ~ 28 (in Chinese with English abstract).
- Li S Y and Jin F Q. 1994a. Carboniferous paleography in the lower Yangtze basin[J]. J. Hefei Univ. Technology, 17(3): 167~174 (in Chinese with English abstract).
- Li S Y and Jin F Q. 1994b. Carboniferous petrographic features and depositional facies of the lower Yangtze basin[J]. Geology of Anhui, 4 (3): 36 ~ 47 (in Chinese with English abstract).
- Li S Y, Jin F Q, Huang Q S, et al. . 2000. Study of the Carboniferous sequence strata and evolution of the lower Yangtze basin[J]. Geology of Anhui,  $10(4) : 241 \sim 247$  (in Chinese with English abstract).
- Li W D, Wang W B and Fan H Y. 1997. Forming conditions of Cu (-Au) deposit concentrated districts and potential possibility of giant deposits in the Middle-Lower Yangtze River[J]. Volcanology & Mineral Resources, 20:1~131 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y Q, Liu Z L, and Yang C X. 1984. Stable isotope studies of the Dongguashan copper deposit in Tongling prefecture, Anhui Province[J]. Bulletin of the Institute of Mineral Deposits, Chinese Acade my of geological Sciences, (1): 70~101 (in Chinese with English abstract).
- Meng Y F, Hou Z Q, Yang Z S, et al. 2003. Discussion of the alteration-fluid mapping method in Tongling region, Anhui Province[J]. Earth Science Frontiers, 10(1): 105 ~ 110 (in Chinese with English abstract).
- Meng Y F, Yang Z S, Zeng P S, et al. 2004. Tentative temporal constraints of ore-forming fluid systems in Tongling metallogenic province[J]. Mineral Deposits, 23(3): 271 ~ 280 (in Chinese with English abstract).
- Qi Y P and Zhu Y H. 2002. Conodont color alteration index (CAI) maps of Cambrian through Triassic from the lower Yangtze region in Jiangsu, E. China and their implications [J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 19(1): 63 ~ 75.
- Rejebian V A, Harris A G and Huebner J S. 1987. Conodont color and textural alteration; an index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration[J]. Geological Society of America Bulletin, 99(4): 471 ~ 479.
- Sangster D F. 1976. Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits [A]. In: Wolf K H, ed. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits 2 [C]. Amsterdam: Elsevier. 219 ~ 266.
- Sangster D F, Nowlan G S and McCracken A D. 1994. Thermal comparison of mississippi valley-type lead-zinc deposits and their host

rocks using fluid inclusion and conodont color alteration index data [J]. Econ. Geol., 89(3):  $493 \sim 514$ .

- Skirrow R G and Franklin J M. 1994. Silicification and metal leaching in semiconformable alteration beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba[J]. Econ. Geol., 89(1): 31 ~ 50.
- Spooner E T C and Fyfe W S. 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 42(4): 287 ~ 304.
- Tang Y C, Wu Y C, Chu G Z, et al. 1998. Geology of copper-gold polymetallic deposits in the Along-Changjiang area of Anhui Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 351 (in Chinese with English abstract).
- Wang W B, Li W D, Dong P, et al. 1994. The genesis of cupriferous pyrite deposit, middle-lower Yangtze area, east China[J]. Volcanology & Mineral Resources, 15(2): 25 ~ 34 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z H, Baese menn J F, Lane H R, et al. 1996. Conodont color alteration index (CAI) maps of Ordovician through Triassic rocks in central and north China[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 13 (2):161~194.
- Wen C Q, Huang H S, and Liu Z L. 1996. Ore fabric characteristics of copperiron deposits in Tongling district, Anhui, China [ J ]. J. Chengdu Institute of Technology, 23(2): 17~15 (in Chinese with English abstract).
- Xie H G, Wang W B, and Li W D. 1995. The genesis and metallogenetic epoch of Xinqiao Cu-S deposit, Anhui[J]. Volcanology & Mineral Resources, 16(2): 101 ~ 107 (in Chinese with English abstract).
- Xu J H, Xie Y L, Hou Z Q, et al. 2004. Trace elements in fluid inclusions of submarine exhalation-sedimentation system in Tongling metallogenic province[J]. Mineral Deposits, 23(3): 344 ~ 352 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z L and Zhai A J. 2002. Sequence stratigraphic division of the Sinian-Middle Triassic marine strata in the Lower Yangtze area of the Jiangsu-Anhui zone[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 22(2): 64 ~ 69 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z S, Hou Z Q, Meng Y F, et al. 2002. Regional-scale fluid system and its mineralization in Tongling ore-cluster-area, Anhui[J]. Mineral Deposits, 21(Supp.): 1080~1082(in Chinese).
- Yin H F, Wu S B, Du Y S, et al. 1999. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system[J]. Earth Science, 24(1): 1 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Yue W Z, Ye Z Z, Wei N Y, et al. 1993. Sedimentary geology and stratabound massive sulphide deposits of late Carboniferous Weining age in the middle and lower Yangtze reaches[ M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~163 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Y S, Yao S Z, Lin X D, et al. 1992. Regional metallogeny of Fe-Cu (-Au) deposits in the Middle-Lower Yangtze River[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 235( in Chinese with English abstract).
- Zhou T F, Yuan F, Yue S C, et al. 2000. Two series of copper-gold deposits in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River area (MLRYA) and the hydrogen, oxygen, sulfur and lead isotopes of their ore-forming hydrothermal systems[J]. Science in China (Se-

ries D), 43(Supp.): 209 ~ 218(in Chinese).

#### 附中文参考文献

- 常印佛,刘学圭.1983.关于层控式砂卡岩型矿床[J].矿床地质,2 (1):11~20.
- 常印佛,刘湘培,吴言昌.1991.长江中下游铜铁成矿带[M].北京: 地质出版社.1~379.
- 陈宏明,吴祥和,张 瑛,等.1994.中国南方石炭纪岩相古地理与 成矿作用[M].北京:地质出版社.1~124.
- 储国正,黄许陈,张成火,等.1995.安徽铜陵地区成矿控制因素的 探讨[J].安徽地质,5(1):47~58.
- 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 [J].地质学报,60(2):176~188.
- 郭文魁.1957.论安徽铜官山铜矿成因[J].地质学报,37(3):317~322.
- 何金祥,徐克勤,顾连兴,等.1995.南岭与下扬子区块状硫化物矿 床特征的对比[J].南京大学学报,31(4):625~634.
- 洪天求, 李双应, 胡永强. 2000. 安徽铜陵地区石炭系层序地层研究 [J]. 合肥工业大学学报(自然科学版), 23(3): 299~303.
- 黄华盛,师其政,崔 彬,等.1985.铜官山铜矿床的组合特征及成因[J].矿床地质,4(2):13(22.
- 李儒峰,刘本培,赵澄林.1997.扬子板块石炭纪沉积层序及其全球 性对比研究[J].沉积学报,15(3):23~28.
- 李双应,金福全.1994a.下扬子盆地石炭纪的古地理[J].合肥工业 大学学报(自然科学版),17(3):167~174.
- 李双应,金福全.1994b.下扬子盆地石炭纪的岩石学特征及沉积相 [J].安徽地质,4(3):36~47.
- 李双应,金福全,黄其胜,等.2000.下扬子盆地石炭纪层序地层研 究及盆地演化[J].安徽地质,10(4):241~247.
- 李文达,王文斌,范洪源,等.1997.长江中下游铜(金)矿床密集区 形成条件与超大型矿床存在的可能性[J].火山地质与矿产, 20:1-131.
- 刘裕庆,刘兆廉,杨成兴.1984.铜陵地区冬瓜山铜矿的稳定同位素研究[J].中国地质科学院矿床地质研究所所刊,(1):70(101.
- 蒙义峰,侯增谦,杨竹森,等.2003.安徽铜陵地区蚀变~流体填图 方法的探讨[J].地学前缘,10(1):105~110.
- 蒙义峰,杨竹森,曾普胜,等.2004.铜陵矿集区成矿流体系统时限 的初步厘定[J].矿床地质,23(3):271~280.
- 唐永成,吴言昌,储国正,等.1998.安徽沿江地区铜金多金属矿床 地质[M].北京:地质出版社.1~351.
- 王文斌,李文达,董 平,等.1994.论长江中下游地区含铜黄铁矿型矿床成因[J].火山地质与成矿,15(2):25~34.
- 温春齐,黄华盛,刘兆廉.1996.铜陵地区石炭系铁铜矿床的矿石组 构组分特征[J].成都理工学院学报,23(2):|7~15.
- 谢华光,王文斌,李文达.1995.安徽新桥铜硫矿床成矿时代及成矿物质来源[J].火山地质与矿产,16(2):101~107.
- 徐九华,谢玉玲,侯增谦,等.2004.安徽铜陵矿集区海底喷流沉积 体系的流体包裹体微量元素对比[J].矿床地质,23(3):344~ 352.
- 许正龙, 翟爱军. 2002. 苏皖下扬子区震旦纪-中三叠世海相层序地 层[J]. 沉积与特提斯地质, 22(2):64~69.
- 杨竹森,侯增谦,蒙义峰,等.2002.安徽铜陵矿集区流体系统与成

矿[J]. 矿床地质, 21 (增刊): 1080~1082.

殷鸿福,吴顺宝,杜远生,等.1999.华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J].地球科学,24(1):1~12.

岳文浙,业治铮,魏乃颐,等.1993.长江中下游威宁期沉积地质与 块状硫化物矿床[M].北京:地质出版社.1~163.

# Spatial-Temporal Structures of Hercynian Exhalitive Sedimentary Fluid System in Tongling Ore Concentration Area, Anhui Province

Yang Zhusen<sup>1</sup>, Hou Zengqian<sup>1</sup>, Meng Yifeng<sup>1</sup>, Zeng Pusheng<sup>1</sup>, Li Hongyang<sup>2</sup>, Xu Wenyi<sup>1</sup>,

Tian Shihong<sup>1</sup>, Wang Xuncheng<sup>3</sup>, Yao Xiaode<sup>3</sup> and Jiang Zhangping<sup>3</sup>

(1 Institute of Mineral Resources, Chinese Acade my of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Shijiazhuang

University of Economics, Shijiazhuang 050031, Hebei, China; 3 No. 321 Geological Party, Anhui Bureau

of Geology and Mineral Resources, Tongling 244033, Anhui, China)

#### Abstract

Tongling area, one of the 7 ore concentration areas in the Middle-Lower Yangtze metallogenic belt of eastern China, has tectonically undergone a geological history from Late Paleozoic continental rifting through Middle Triassic continent-continent collision to Jurassic-Cretaceous intra-continental tectono-magmatic activation. The Carboniferous sedimentary-exhalative processes in the area produced widespread massive sulfides 303 ~ 321 Ma in age, which, in addition to forming some Cu-bearing massive pyrite deposits, mainly provided considerable sulfur and metals for skarn Cu mineralization associated with the Yanshanian felsic intrusions.

To understand the Carboniferous submarine hydrothermal system, the authors chose about 1000 km<sup>2</sup> in Tongling district for geological fluid mapping. The thick footwall sequences associated with the massive sulfide for mation were widely altered. This hydrother mal alteration is considered to reflect the large-scale hydrother mal fluid flow associated with Late Paleozoic crustal rifting and subsidence. There occurred three hydrothermal alteration types, i.e., deep-level semiconformable silicification (S1), fracture-controlled quartz-sulfide alteration  $(S_{2-3})$ , and upper-level concordant quartz-sericite-chlorite alteration  $(D_3)$ , thus forming distinct zones in the mapped area. Comparisons with modern geothermal systems suggest that the semiconformable silicification zone has recorded a sub-seafloor  $a_{q}$  uifer with the most productive  $h_{V}$  drother mal fluid flow. The fracture-controlled quartz-sulfide alteration formed transgressive zones, which likely indicate the upflow path of high-flux fluids from the hydrothermal aquifer. The lateral zonation of the concordant alteration zones and its relationship with overlying massive sulfide lenses suggest the lateral flow and diffusive discharging of hydrothermal fluids in the per meable sandstone sequence. 3 large- and 14 medium-small sized massive sulfide deposits as well as 23 massive sulfide ore spots were mapped in detail so as to reveal regional stratabound characteristics. The associated exhalite and che mical sedimentary rocks include (1) anhydrite-barite, (2) jasper-chert, (3) Mg-rich mudstonepyrite shale, (4) barite lenses, (5) siderite-Fe-bearing dolomite, and (6) Mn-rich shale- mudstone, which usually comprise three sulfide-exhalite cyclic units in this district.

The spatial distribution of these alteration zones and associated massive sulfides and exhalites, together with regional variation in  $\delta^{34}$ S of hydrothermal pyrite, suggests three NWW-extending fluid flow domains comprising several fluid domains, controlled by the base ment faults and syndepositional faults. Each fluid domain appears to consist at least of two upflow zones, with estimated range of about 5 ~ 8 km in the mapped area.

Key words: geology, exhalative-sedimentary fluid system, massive sulfides, regional alteration, Tongling, Middle-Lower Yangtze metallogenic belt

翟裕生,姚书振,林新多,等.1992.长江中下游地区铁铜(金)成矿 规律[M].北京:地质出版社.1~235.

周涛发,岳书仓,袁 峰,等.2001.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[J].中国科学 (D辑),30(增刊):122~128.