

铜陵石炭纪威宁期沉积相 及与黄铁矿矿床的关系

袁旭音

(南京地质矿产研究所)

内容提要 铜陵地区石炭纪威宁期存在潮坪相、泻湖相和浅海陆棚相。白云岩有两种,准同生白云岩分布于潮坪,成岩白云岩分布于泻湖内,本区以成岩白云岩为主。白云岩中赋存了层位稳定的黄铁矿矿床,黄铁矿在泻湖相最易富集,成岩作用是黄铁矿矿床形成的一个重要因素。

关键词 沉积相;黄铁矿矿床;威宁期;铜陵。

铜陵地区西起铜陵县境,向东延伸 25km,南北宽约 15km,是我国有色金属基地之一。该地区石炭纪威宁期是一个海浸时期,海浸前本区暴露地表,长期受剥蚀,地形平坦。海浸开始时,由于波浪的冲刷作用,沉积了磨圆度较好的砾石。随着气候变暖,生物发育,陆源物质供应稀少,出现了稳定的碳酸盐沉积,形成黄龙组地层。黄龙组白云岩是一个很主要的赋矿层位,黄铁矿矿体多呈层状或似层状产出,层位稳定(图 1)。在矿体中也常发现诸如石膏、草莓状结构黄铁矿、变胶状黄铁矿等。本文在描述沉积相的同时,对成岩期黄铁矿的形成也作一些阐述。

一、威宁期沉积相和沉积环境

沉积相是指沉积环境及形成的岩石特征的总和,而微相则是一定沉积相中的特征岩石或岩石组合结合微相、剖面结构、沉积构造等,可以确定某一沉积相的存在,并恢复其古环境。笔者通过分析,认为本区威宁期主要为浅海陆棚相、泻湖相和潮坪相。

(一)浅海陆棚相 区内碳酸盐颗粒较细,薄片可见丰富的正常盐度生物屑,主要有腕足类、珊瑚、头足类、腹足类和棘皮类,个别化石比较完整。岩性主要为生物屑粒泥灰岩和灰泥灰岩,层理薄至中等。野外见生物扰动和倾斜的虫孔。灰岩中砂屑和粉屑占 10-20%,少量白云石化,砾屑很少。

特征微相:

MF 生物屑粒泥灰岩:以泥晶方解石为主,局部亮晶方解石胶结。生物屑主要有腕足类、串珠虫、海百合茎碎片、介形虫等,一些砂屑略磨圆。

MF₂ 粉屑粒泥灰岩:粉屑可以是内碎屑,也可以是一些破碎的生物屑。

MF_3 生物屑砂屑泥粒灰岩：颗粒含量大于 50%，其中主要为砂屑，部分为生物屑，少量球粒等。

MF_4 棘屑灰岩：颗粒主要由棘皮动物碎片组成。

MF_5 灰泥灰岩：由泥晶方解石组成，可见少量极细晶白云岩，生物屑主要是窄盐度生物，数量不多。

(二) 泻湖相 本区东部大涝西山剖面出现鲕粒白云岩属滩坝环境^①，西部野猪冲剖面有纹层状和角砾状白云岩是潮坪标志，两者之间是广阔的泻湖环境。这种泻湖虽受潮汐作用影响，但由于有水下障壁，处于半封闭状态。岩石中见广盐度生物如介形虫、有孔虫，亦有正常海相生物如腕足和海百合茎，出现砂屑、砾屑和一些硅质，具生物扰动和近水平钻孔，并有缓慢沉积而成的层纹构造。白云岩有明显的雾心状和菱面体交代特征。岩石多为灰黑色，系有机质较多所致，并见硫酸盐矿物如石膏和硬石膏。

特征微相：

MF_6 残余生物屑极细晶白云岩：岩石多呈灰黑色，系生物屑灰岩在成岩过程中白云岩化形成。白云石颗粒一般在 0.05–0.08mm，具生物屑残余结构。

MF_7 残余砂屑极细晶白云岩：残余砂屑结构，暗色有机质较多。

MF_8 残余砾屑极细晶白云岩。

MF_9 极细晶白云岩：阴极发光下可见环带构造和粉屑痕迹。

MF_{10} 镶嵌状细晶白云岩：白云石晶粒在 0.05–0.2mm 之间，多呈半自形紧密镶嵌，表面可见雾心，代表白云石化作用的完全阶段。

(三) 潮坪相 多出现于白云岩段下段，厚度不大，局部地方上部亦见，但范围很小。本区此相带主要以微晶或泥晶白云岩为主，见细纹层构造，具石膏假晶，出现少量鸟眼和藻类形迹。潮上带生物极为稀少，潮间带有少量广盐度生物如介形虫，壳较破碎。潮上带由于水流时湿时干，产生干缩裂纹，白云岩出现角砾状构造。

特征微相：

MF_{11} 微晶白云岩：白云石粒径小于 0.005mm，颗粒分布均匀，阴极发光下颜色较暗，未见残余方解石颗粒，有微缝合线群。

MF_{12} 纹层状微晶白云岩：纹层属一种微层理，未见藻丝体，生物屑少。白云石粒度均匀，粒径小于 0.005mm，多呈半自形。

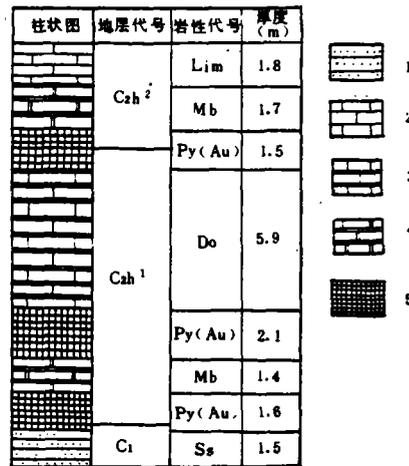


图1 马山硫(金)矿床 17 号线柱状图

Fig.1 Column of ore-bearing layers in Mashan sulfur(Au) deposit at prospecting line No.17

1.角岩、粉砂岩 2.灰岩 3.白云岩 4.大理岩 5.黄铁矿

①安徽省地质研究所、安徽地矿局 321 队，1984 安徽南部晚石炭世岩石学特征及沉积相古地理研究。

MF₁₃角砾状微晶—极细晶白云岩：角砾多呈灰褐色，成分比较单一，为微晶白云石和凝块石白云石，角砾多呈次角状—一次圆状，彼此独立或嵌合，大小不一，多数为0.5—8mm，系干裂破碎略经搬运而重新胶结而成，潮坪的潮上带和潮渠常见。

上述各相的典型沉积相序列见图2、3。

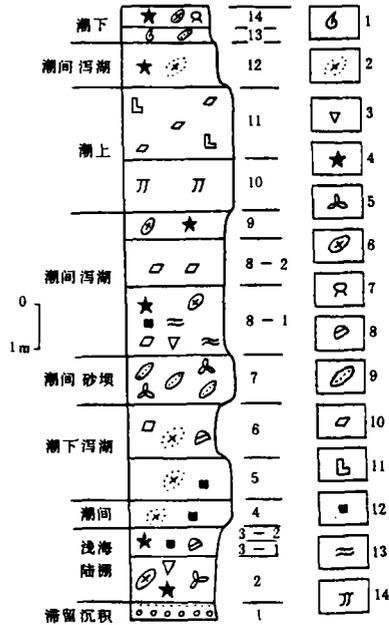


图2 浅海陆棚—局限台地泻湖相剖面序列(牛山剖面)

Fig.2 Sedimentary sequences of the shallow shelf to the lagoon in the Nuishan section

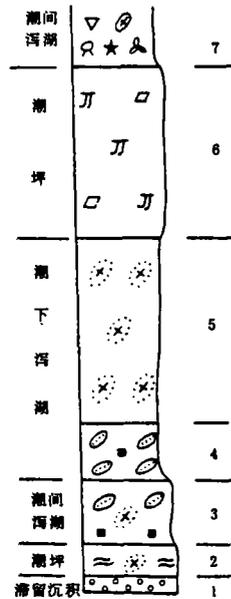


图3 局限台地潮坪—泻湖相剖面序列(野猪冲剖面)

Fig.3 Sedimentary sequences of the tidal flat to the lagoon in the Yezhuchong section

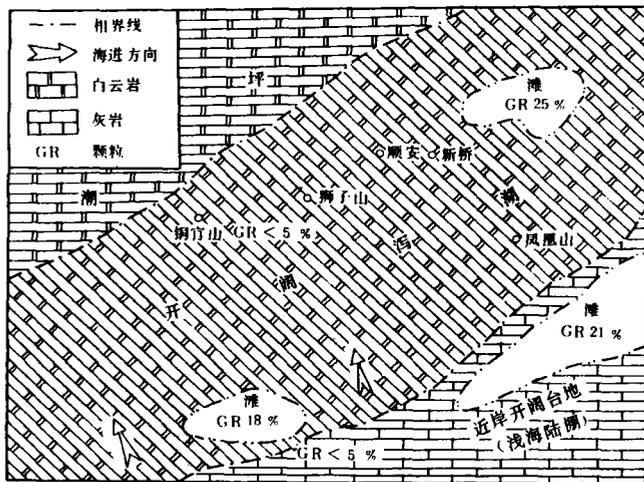
剖面图例：1. 生物屑未分类；2. 交代生物屑残余；3. 腕足类；4. 海百合茎；5. 有孔虫；6. 蠕；7. 软件动物；8. 介形虫；9. 砂屑；10. 石膏假晶；11. 膏模孔；12. 黄铁矿；13. 纹层层理；14. 干缩裂纹

图2 地层岩性代号：1. 含砂砾岩，见粒序层理；2. 白云质粒泥灰岩；3-1. 白云质灰泥灰岩；3-2. 含砂白云岩；4. 微晶白云岩，见少量破碎生物屑；5. 粗粉晶白云岩，见白云石环带；6. 细晶白云岩；7. 残余内碎屑粉晶白云岩，见残余砂屑、砾屑和少量生物屑。8-1. 粉晶白云岩，见细纹层；8-2. 硅化白云岩；9. 细晶白云岩，见和海百合茎残余；10. 粗粉晶白云岩；11. 角砾状微晶白云岩，见少量石膏假晶；12. 粗粉晶白云岩，见灰岩残余；13. 粒泥灰岩；14. 棘屑灰岩

图3 地层岩性代号：1. 含砂砾岩，见粒序层理；2. 纹层状粗粉晶白云岩，见少量生物屑残余；3. 粉晶白云岩，有残余砂屑和白云石斑晶，见微层理；4. 微晶白云岩，有燧石结核、残余砂屑和砾屑；5. 粗粉晶白云岩，见生物残余，上部是燧石条带；6. 角砾状微晶白云岩，白云石角砾拼接较好，基本上未搬运，见石膏假晶；7. 生物屑粒泥灰岩，生物屑有腕足类、蠕和棘屑。

©安徽铜陵地区层控矿床研究组，1985，安徽铜陵地区石炭系层控矿床研究报告。

(四)古环境分析 本区威宁期开始大面积的海侵,出现含砂砾岩为标志的滞留沉积。根据笔者的实测剖面 and 安徽地矿局 321 队提供的资料^②,从总体上说,威宁期的沉积厚度是西北薄、东南厚,西北底部白云岩往往是颗粒较细的准同生白云岩,底砾岩较厚,而东南部底部则是成岩白云岩,底砾岩较薄或缺失,向上基本上为成岩白云岩,生物屑亦是西北底部较少,而东南底部较多,因而东南相对水深而西北相对水浅,故推断海侵方向大致是从东南向西北。因此,笔者认为威宁期本区并未出现大面积的潮汐沉积,潮坪沉积的时间不长,规模也不大,威宁早中期主要沉积区是开阔泻湖。威宁晚期由于海侵进一步扩大,本区成为完全开阔的浅海陆棚,正常的盐度和丰富的生物使碳酸盐充分沉积。图 4 显示了威宁期的古地理概貌。



比例尺 1:20 万

图 4 铜陵地区石炭纪威宁期岩相古地理简图

Fig.4 Sketch map of lithofacies and palaeogeography of the Weining age of the late-Carboniferous in Tongling area, Anhui province

从垂向变化看,整个威宁期主要处于局限台地环境。早期潮坪面积较大,以后逐渐缩小;中期以广阔的泻湖为主,间隔分布着滩;随着海侵的进一步加大,晚期便是浅海陆棚占主导地位了。威宁期总的趋势是水由浅至深,相剖面序列也表明了这种变化(见图 2、3)。大面积的泻湖底部出现滞留水,由于生物腐烂而富集有机质,形成还原环境,出现硫酸盐沉积,一部分黄铁矿矿床的原始物质开始形成和富集。图 5 表明威宁期沉积相的分布及微相特征。

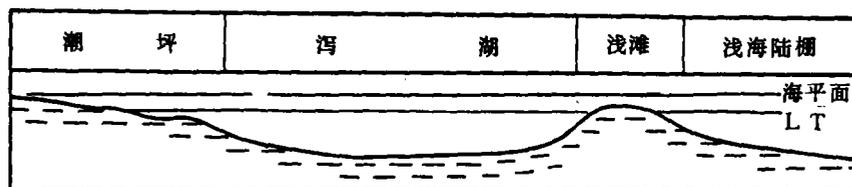


图5 铜陵地区石炭纪威宁期沉积相示意图

Fig.5 Sedimentary facies scheme during the Weining age of the late-Carboniferous in Tongling area, Anhui province

二、白云岩的特征和成因

本区白云岩可分为两种成因：一是准同生白云岩，由碳酸钙沉积物在早期成岩阶段发生均匀白云石化而形成；二是成岩交代白云岩，即在后期成岩作用过程中，交代已固结的灰岩，其中以成岩白云岩为主。

(一)两种白云岩的成因

1. 准同生白云岩：碳酸盐沉积物在未固结时就被富 Mg^{2+} 的卤水进行交代，它是单阶段白云石化的产物，结构均一，它可以反映原来的沉积环境。特征为：(1) 岩石颗粒微小，一般小于 $5\mu m$ ，未见残余颗粒，岩石结构均匀；(2) 具角砾状结构，角砾之间大致可以拼接（照片1），基本上是原地的；(3) 具纹层状白云岩，其原始微层理构造，保存完好，如大涝西山剖面^③；(4) 薄片见到石膏假晶和鸟眼构造，这在潮间带是常见的；(5) 白云石晶型生长不好，结晶差，反映快适结晶。(6) 有机碳平均含量可达0.3%，与现代沉积（准同生）白云岩相当^④；(7) 白云石阴极发光较暗，晶格中含较多的铁离子，因为岩石结构均匀，在成岩过程中铁离子未能从晶格中游离出来，它的阴极发光就比成岩交代白云岩暗淡。

本区准同生白云岩未见到典型的藻纹层、藻球粒和裂现象，也未发现正玉髓，后者说明没有大面积的蒸发环境^④。

综上所述，准同生白云岩形成于类似现代波期湾的环境，属湿热条件，蒸发作用不强烈。准同生白云石形成于潮坪的低洼处，涨潮时海水带来碳酸钙沉积物，退潮时海水一方面蒸发，一方面下渗，进而盐水对沉积物进行交代，形成颗粒均匀的准同生白云岩。

2. 成岩交代白云岩：它是成岩过程中由盐水或混合水作用交代灰岩而成，是多阶段白云石化的产物。主要证据：(1) 具砂屑、生物屑残余结构，可辨认出砂屑、砾屑、介形虫、瓣、腕足类和海百合茎等，部分生物屑比较完整（照片2、3）；(2) 交代的白云岩中

③ 温春齐, 1982, 中国地质大学硕士论文

④ Isamu Hattori, 1988, Length-show chalcidony in Sedimentary rocks of the mesozoic allochthonous terrane in central Japan and its use of tectonic synthesis (unpublished)

有泥晶方解石的残余,而泥晶方解石内部亦有白云石生长(照片4),阴极发光下更为清楚;(3)白云石晶粒较大,一般为极细晶至中晶,常呈镶嵌状接触,这是成岩过程中缓慢交代的结果(照片5);(4)白云石自形程度较高,多为菱面体状,且具雾心构造和环带构造(照片6);(5)在冬瓜山白云岩中还发现石膏层,说明当时曾处于一个稳定而盐度较高的环境;(6)微量元素含量在不同样品中Sr、Ba等变化较大,说明成岩过程中有淡水的混入。此外,沉积构造不够发育;可见一些不规则有机质条带,为还原性环境;除石膏外,其他盐类矿物很少。

笔者认为成岩白云岩的原始沉积环境是泻湖,在碳酸盐沉积物埋藏固结后的成岩过程中形成。形成方式主要有两种:高盐度水渗透回流和混合水作用。渗透回流是在水底隆起区产生离子交换,一方面广海一侧海水向隆起的内壁渗透,另一方面泻湖底部的盐水向广海回流,这样使碳酸钙中的部分钙被镁离子交代,并逐渐形成有序结构。另外在地表附近及浅的地下蒸发环境;碳酸钙在成岩过程中出现海水与淡水的混合,盐度降低而Mg/Ca值不变,从而产生白云石化。

(二)不同相带白云岩的微量元素 不同相带白云岩的微量元素平均含量见表1。从表

表1 黄龙组白云岩不同相带微量元素含量

Tab.1 Contents of trace elements of dolomites of the different facies belts of Huanglong formation

相带	潮坪	泻湖	浅海陆棚	
样品数	4	14	4	
平均值	Zn	58.5	73.34	46.75
	Mn	974	2134.07	437.6
	Co	3.2	7.63	11
	Cu	7.5	11.25	4.5
	Ni	8.4	10.17	9
	Sr	84	95.14	114.25
	Ti	23.5	35.61	24.4
	Pb	29.75	46.4	14.6
	Ba	16.5	445	18.5
	Cr	23.6	31.83	23.75
V	27	42.5	33.5	

中可看出 Cu、Pb、Zn 等亲硫元素含量在泻湖相带最高，并且明显高于浅海陆棚和潮坪相带，这与泻湖相带的硫富集有关。Sr 的含量从潮坪向浅海陆棚有明显增加的趋势，Sr 的迁移性好，它易作为离子形式带到较远的海中；而 Ba 易被水解沉积物吸收，故钡往往在近海就沉淀，很少进入深海。Mn 在泻湖相也最富，在低价时 Mn 是易迁移的，细菌的繁殖本身就可以是 Mn 的积累过程，而且细菌分泌物可以加速 Mn 的沉淀^[2]，在这几个相带中，泻湖相无疑是最具备这个条件的。由此推断，泻湖相也有利于黄铁矿的形成。

(三)白云岩的氧碳同位素 氧碳同位素往往能说明碳酸盐岩的沉积成岩环境。从表 2 中看出：

1. 黄龙组白云岩氧碳同位素特征是： $\delta^{18}O(SMOW)+21.9-27.30\%$ ， $\delta^{13}C(PPB)+1.10-3.30\%$ ，这与古生代碳酸盐岩一般值 $\delta^{18}O(SMOW)+21-24\%$ (Engel, 1978), $\delta^{13}C(PDB)-3-5\%$ (Blatt, 1980) 相比，数值略高，但增高不多，说明轻同位素并未大量蒸发，成岩期环境还是相对还原的。这是黄铁矿形成的条件之一。

2. 本区黄龙组白云岩在无矿区（分水岭和野猪冲）的 $\delta^{18}O(SMOW)$ 和 $\delta^{13}C(PDB)$ 值均高于矿区（铜官山、松树山和冬瓜山），这表明成矿区处于相对还原环境，有利于黄铁矿的形成。

表 2 黄龙组白云岩的氧碳同位素成份

Table.2 Carbon and oxygen isotopic compositions of the dolomites of Huanglong formation

采样编号	采样位置	岩性	$\delta^{18}O$		$\delta^{13}C_{PDB}$
			SMOW	PDB	
04-9-2	铜官山 04 孔	白云岩	22.33	-7.93	1.61
S-4-13	松树山 4# 穿脉	"	21.94	-8.30	1.10
δ314-13	冬瓜山 ZK6314	"	25.05	-5.63	1.90
d-93-a	冬瓜山 ZK427	"	24.45	-6.22	2.23
F-8	分水岭	"	25.56	-4.79	2.49
F-9	"	"	26.38	-4.00	2.09
C _{II} -La	野猪冲	"	27.30	-3.46	3.30

(据铜陵层控矿床研究组)

三、沉积成岩作用与黄铁矿矿床的关系

本区石炭系黄铁矿矿床的成因至今众说纷纭，本文只浅谈黄铁矿矿床与沉积成岩作用

有关的一些问题。

(一)沉积成岩期黄铁矿的形成 本区地层中黄铁矿的大量形成显然与相有关。在泻湖环境,地势低洼,处于半封闭状态,不正常的盐度使生物大量死亡,尸体在湖底腐烂,使有机质富集。同时硫酸盐被细菌还原成 H_2S ,促使 FeS 和胶黄铁矿在这样的有利条件下沉积;成岩期合适的物化条件又形成大量晶型黄铁矿。黄铁矿在沉积成岩期形成的证据有:

1.黄铁矿具胶状、细纹层状和草莓状等沉积成岩结构构造,在新桥牛山采坑,见到胶黄铁矿呈同心纹胶状结构(照片7)。

2.在新桥矿区,由脱水、缩水作用形成的变胶状结构是常见的,可见同心环状干裂纹,矿物已由成岩作用变成黄铁矿而非胶黄铁矿。

3.在铜官山、天鹅抱蛋山矿区可见纹层状构造,主要由白云石与黄铁矿、胶黄铁矿组成宽度不等的相间纹层,其中黄铁矿、胶黄铁矿的纹层宽度一般小于白云石。

4.黄铁矿内部可以见到包裹着的残余白云石,这是成岩期形成的标志(照片8)。

5.构成矿层的各种矿物的微量元素表明黄铁矿具有沉积成岩特征。离岩体远的矿体中黄铁矿的 Co/Ni 值一般小于1,且高 Mn 低 Ba ,有机碳含量可达0.3%,与白云岩分析结果一致。

6.泻湖中形成的硬石膏和石膏的 $\delta^{34}S$ 值分别为+20.5‰和+21.6‰,这与早石炭世向晚石炭世过渡时期的海水硫酸盐相当,与之共生的黄铁矿 $\delta^{34}S$ 平均值为+3.4‰,变化范围窄而稳定, $\Delta(\delta^{34}S)$ 硬石膏—黄铁矿 = +17.1‰,与经细菌作用发生硫同位素分馏的数值相当,说明这种黄铁矿的硫来自海水硫酸盐。

7.矿区外围地层中层状黄铁矿的硫同位素 $\delta^{34}S$ 呈高负值,如黄狮涝山黄龙组地层中的黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 分别为-35.5‰和-28.3‰^⑥,表明这是生物还原硫。

(二)成岩期黄铁矿的形成机制 前面已经说过,本区威宁早中期以阔的泻湖环境为主,底部出现还原环境,硫酸盐沉积,有机质聚集,以后经细菌还原成 H_2S ,随着硫酸盐的溶解, H_2S 的生成, FeS 和胶黄铁矿便可形成。但晶型黄铁矿则是随着成岩过程中白云岩的形成而结晶的。

据现代白云岩的观察,白云岩一般在弱碱性(PH值8-10)的条件下形成。热化学数据表明,生成晶型黄铁矿的条件是, $Eh = -0.3-0.5$, PH值为7.2-9.0,一般水体达不到这样的数值,只有在成岩期才能达到^[5]。本区黄龙组底部碎屑岩中含有丰富的铁, H_2S 与渗入沉积物中的 $Fe(HCO_3)_2$ 溶液中的 Fe^{2+} 反应可生成 FeS 。在泻湖底部还原环境中,厌氧细菌分解有机质产出大量氨气(NH_3)、甲烷(CH_4)等,可使成岩环境的PH值达8-9,这种还原、弱碱性环境有利于白云岩形成,也非常有利于黄铁矿的形成。

Berner.R.A.(1984)认为,原始沉积物中有机质多少往往能控制黄铁矿的数量,亦即有机质多少与黄铁矿数量成正比^[7]。泻湖环境有机质较多,而成岩期继承了沉积期的物质成分,这便是泻湖相易形成黄铁矿的条件之一。形成过程可用下面反应式来概括。

⑥冶金部812队,1987,黄狮涝山金矿床探采方案设计说明书

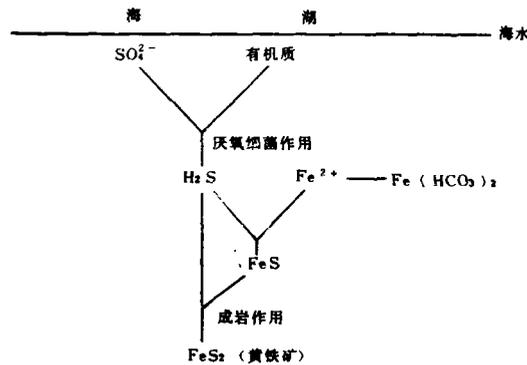
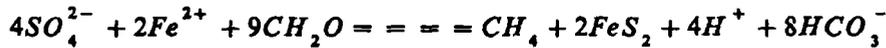
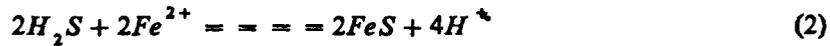
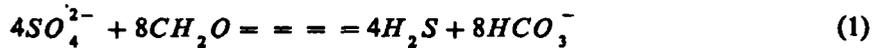


图6 黄铁矿形成图解

Fig.6 Scheme of the pyrite formation

结 论

1. 铜陵地区威宁期存在潮坪相、泻湖相和浅海陆棚相。

2. 白云岩有两种，准同生白云岩和成岩交代白云岩，前者形成于潮坪，后者原始物质沉积在泻湖，在成岩过程中形成，后者在数量上占主导地位。

3. 许多证据说明，泻湖相最有利于黄铁矿形成，多数黄铁矿矿床形成经历了沉积成岩阶段。

4. 成岩过程中白云岩的形成条件是有利于黄铁矿形成的。

鸣 谢

本文得到了业治铮教授和岳文浙副研究员的悉心指导，野外工作得到姜月华同志的帮助，傅德鑫和周华平工程师曾给予帮助，在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1]刘宝君、曾允孚, 1985, 岩相古地理基础和工作方法, 地质出版社。
- [2]刘英俊等, 1984, 元素地球化学, 科学出版社。
- [3]岳文浙等, 江西九江瑞昌地区石炭纪沉积作用、沉积相及其对矿产的控制作用, 南京地质矿产研究所所刊, 一九八七年, 增刊第三号。
- [4]徐新煌, 1986, 湖南城步层状黄铁矿矿床的地质特征及成矿环境和成矿机理。

- [5] 蒋明霞, 1987, 广东红岩黄铁矿的地质特征与成矿机制, 地球科学, 第十二卷, 第四期.
- [6] Anthony F.R. and Zachos L.G., 1984, Classification and description of dolomitic fabrics of rocks from the Floridan aquifer U.S.A. *Sedi. Geol.* 37:151-162.
- [7] Berner R.A., 1984, Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:605-616.
- [8] G.C. Amstutz, 1964, Sedimentology and ore genesis. Elsevier publishing company, Amsterdam London, New York.
- [9] H.G. Reading, 1978, Sedimentary environments and facies. Oxford London.

照片说明

1. 角砾状微晶—极细晶白云岩, 角砾基本上未被搬运。5×4(一), 牛山, Ah-N-b-11
Photo 1 Brecciated micritic-fine crystalline dolomite. The breccia were not carried basically.
2. 残余内碎屑极细晶白云岩, 砾屑和砂屑被磨蚀。5×2.5(一), 牛山, Ah-N-b-7
Photo 2 Fine crystalline dolomite with relicts of intraclasts. Intraclastic sands and gravels were abraded and worn.
3. 残余生物屑极细晶白云岩, 见瓣分布。
5×4(一), 尖山, Ah-J-b-6
Photo 3 Fine crystalline dolomite with relicts of bioclasts. The relict of a *Fusuliniina* fossil was revealed.
4. 具残余结构极细晶白云岩。
5×4(一), 牛山, Ah-N-b-12
Photo 4 Fine crystalline dolomite with the relict texture
5. 镶嵌状细晶白云岩, 见雾心。
5×2.5(一), 野猪冲, Ah-Y-b-3
Photo 5 Mosaic fine crystalline dolomite. The dolomites are foggy in their centre.
6. 白云岩环带构造, 系成岩的标志。
6.3×4(一), 野猪冲, Ah-Y-b-4
Photo 6 Dolomite with the clitellum structure. This is a mark of the diagenesis.
7. 黄铁矿呈同心细环带胶状结构。
5×4(一), 新桥, Ah-X-G-5
Photo 7 Pyrite with the circle colloidal texture.
8. 成岩结晶黄铁矿内部包裹着白云岩。
4×10(一), 牛山, Ah-N-b-2
Photo 8 Dolomite wrapped by the crystalline pyrite which formed during the diagenetic stage.

RELATIONSHIP BETWEEN PYRITE DEPOSITS AND SEDIMENTARY FACIES OF THE WEINING AGE OF CARBONIFEROUS PERIOD IN TONGLING AREA

Yuan Xuying

(IGMR, Nanjing)

Abstract

The Weining age of Carboniferous period in Tongling area is a transgressive one. The carbonate sediments were deposited during this age. After solidifying, they formed the stratum of Huanglong formation. The lower part of it is the thick dolomite and the upper of it is the pure limestone. The author thinks that there existed tidal flat, lagoon and shallow shelf facies during the Weining age according to the sedimentary sequences, sedimentary structure and sedimentary thickness analysis. Among them the lagoon was dominant in this age. Here are two kinds of dolomites in this area, the penecontemporaneous dolomite formed in the tidal flat while the diagenetic dolomite originally deposited in lagoon and then formed during the diagenetic stage. The diagenetic dolomite is dominant in this area.

The pyrite deposits exist constantly in the dolomite. The trace element analysis of dolomites of the different facies shows that the highest content and of the most enrichment of ore elements occurred in the lagoon. In the bottom of the lagoon the sulfates were reduced by sulfur bacteria to produce sulfurated hydrogen H_2S . FeS and melnicovite were deposited in the lagoon. The crystalline pyrite was formed during the diagenesis stage. A lot of pyrite deposits in Tongling area subjected to the precipitation and diagenesis. The conditions in which the dolomite formed were suitable for the formation of pyrites.

Key words Sedimentary facies; Pyrite deposits; Weining age; Tongling area.

