第 2 卷第 1 期　　沉　积　学　报　　Vol. 2 No. 1
1 9 8 4年1月　　ACTA SEDIMENTOLOGICA SINICA　　Jan. 1 9 8 4

湖南城步铺头黄铁矿床的沉积环境

刘文均*

（湖南省地质科学研究所，长沙）

城步铺头黄铁矿床，是湖南省近年来新发现的中型沉积矿床。它产于中泥盆世棋梓桥晚期的盆地环境中，并受到盆地中生物礁群的控制。

一、矿床地质特征

矿床位于湘中城步县城以北。大地构造位置属华南加里东—印支褶皱系中的雪峰山边缘褶皱带。

本区泥盆系中统棋梓桥组和上统佘田桥组，可分为两个岩性区，即灰岩区和泥灰岩区。矿区位于泥灰岩区。自上而下为：

上统佘田桥组（D_3s），仅出露下段，>350米。

上部为灰黑色薄层泥灰岩，泥晶泥质灰岩，水平层理发育，含竹节石、介形虫及瓣鳃类等。下部为深灰色薄层微晶炭泥质灰岩、夹硅质岩、炭质泥灰岩。具明显的条带状、瘤状构造，富含竹节石。

中统棋梓桥组（D_2q），可分为四个岩性段。

第四段：即含矿段，由灰黑色薄层硅质岩、硅质条带灰岩、微晶碳泥质灰岩，泥灰岩及黄铁矿层组成。含竹节石*Nowakia sp*，牙形刺：*Polygnothus varcus*，*P. eiflius* *Icriodus difficilis*，*I. corniger*等，厚20—60米。

第三段：泥晶灰岩-泥灰岩段，偶夹钙质泥岩及生物屑微晶灰岩。铺头附近相变为生物礁灰岩。广海底栖生物发育，以腕足类、珊湖为主以及层孔虫、瓣鳃类、腹足类和少量竹节石，厚200余米。

第二段：泥灰岩段。灰色中薄层泥灰岩，夹透镜状、瘤状泥质灰岩及粉砂质页岩层。常见水平虫迹，生物以腕足类为主，种属较单调，但保存完好。厚240米。

第一段：砂质页岩—泥岩段。灰黑色薄层，含黄铁矿莓粒及生物碎片。厚60米。

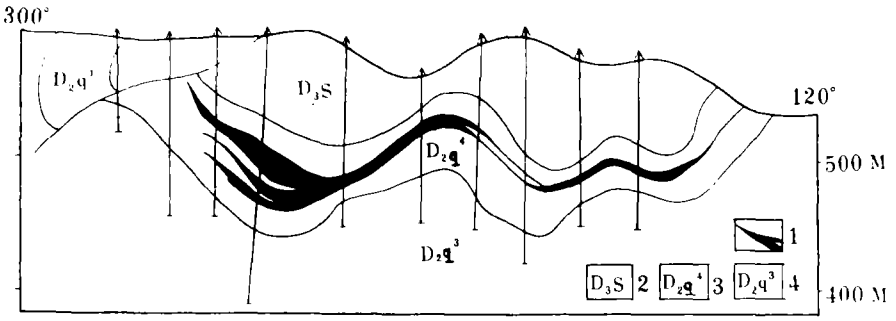
中统跳马涧组（D_2t），细砂岩、粉砂岩。

矿区位于北北东向的铺头复向斜中。走向断层发育，常造成矿层的缺失或重复。矿层呈层状、似层状、透镜状，与地层整合产出，同步褶皱（图 1 ）。夹石 1 — 2 层，沿走向及倾向有分叉复合现象。矿层厚0.1—31米，沿北东方向延长，北宽南窄，北厚南薄

---

* 参加工作的还有熊申甫、夏志芬、谢文安、罗玉阶。

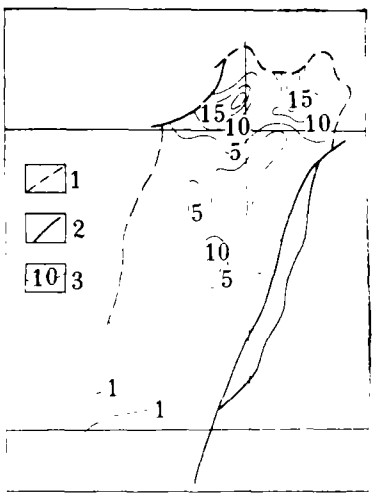
（图2），矿石品位也是北富南贫，与矿层厚度呈正相关关系。



1.黄铁矿层 2.余田桥组 3.棋梓桥组四段 4.棋梓桥组三段

图1 铺头黄铁矿床40线剖面图

Fig. 1 No. 40 drilling cross-section of Putou pyrite Ore deposit



1.矿层露头 2.断层 3.厚度等值线（M）

图2 矿体厚度等值线图

Fig. 2 Thickness isogram of orebody

矿石结构以普遍存在的显微莓球结构为特点。莓球直径一般为0.02—0.03毫米，由若干更细小的莓粒组成（d＜1μ）（图版Ⅰ），此外有少量半自形一他形粒状结构，还可见到黄铁矿交代竹节石并保留其外部形态特征者。矿石构造有致密块状、密集条带状和稀疏条带状三种。致密块状矿石中，仍可见到清晰的由密集的黄铁矿莓球所组成的微细纹层（图版Ⅰ），条带状矿石则由薄层黄铁矿和炭泥质硅质灰岩组成水平互层，宽几毫米至几公分不等。

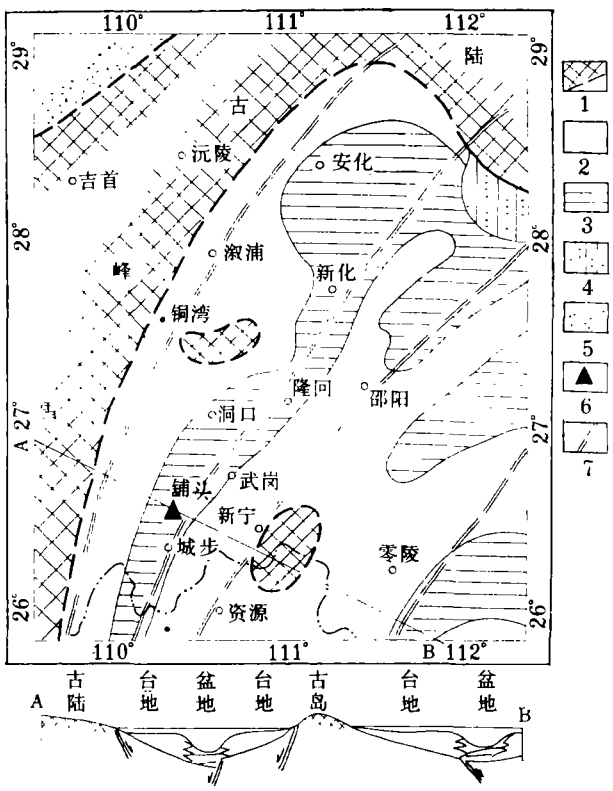
矿石品位中等。有害元素含量低。据12个黄铁矿单矿物分析结果，Co的平均含量为0.4ppm，Ni为44ppm，Co/Ni比为0.01。硫同位素组成以富含S^{32}为特点。

以上特征说明，该矿床是沉积成因的。

二、湘中棋梓桥期的岩相古地理特点

湘中地区的泥盆系，是加里东运动后的第一个地台型沉积盖层。因此，加里东期的古构造格局，对这个时期的岩相古地理面貌，有着决定性的影响。隆起于湘中西北缘的雪峰古陆，就是经过本次运动而最终定型的。北东向平行分布于区内的通道——溆浦、城步-新化、新宁等大断裂，也是在这场运动中产生的。它们共同构成了本区加里东运动后的古构造特点，并对以后的沉积作用，产生了明显影响。

中泥盆世跳马涧期，两面为古陆包围的湘中地区，开始了陆相—滨海相沉积。棋梓桥早期，海水由广西大规模侵入，除少数古岛尚未接受沉积外，大部地区均以开阔的浅水环境为主。棋梓桥中期，北东向大断裂的继承性活动开始趋于活跃，沉积区地形也随之发生明显的差异。高处形成半局限-局限的浅水碳酸盐台地，低处则为深水盆地区。这种由于断裂活动所产生的环境差异，在沉积物的岩石类型、化学组份、结构构造、生物组合和生态特征方面，均有明显的差别。这种台盆相间的面貌，就是这个时期湘中地区最主要的岩相古地理特点（图 3 ）。



1.古陆、古海岛　2.碳酸盐台地相　3.台内线状盆地相　4.三角洲相　5.陆相　6.黄铁矿床　7.基底大断裂

图 3　湘中棋梓桥期岩相古地理略图

Fig. 3 Lithofacies-palaeogeographic sketch map of Qizigiao age in the central part of Hunan

以城步-新化大断裂为例。断裂以东的碳酸盐台地上，沉积了各种类型的微晶粒屑灰岩、粒屑微晶灰岩、生物灰岩、白云岩、云化灰岩和亮晶鲕粒灰岩等。岩石组构中，粒屑类型多样，包括各种生物屑、砂屑、鲕粒、球粒等。毫米纹层及藻纹层极为发育，有时见小型斜层理。白云岩化普遍，鸟眼、冲刷及干裂现象也很常见。生物组合以广盐性的生物为主，如各种形态的层孔虫，兰绿藻也很发育。此外有海百合、腕足及单体珊瑚等。在台地边缘，常由层孔虫、珊瑚及藻类组成的生物层礁(Biostrom)或碳酸盐丘，呈北东向线状分布。上述特点表明，这些地区是处于盐度增高、能量变化复杂的半局限-局限的浅水台地环境。

在包括铺头矿区在内的断裂以西的沉积区内，沉积物以暗色中薄层泥晶灰岩、泥晶泥质灰岩及泥灰岩为主，夹生物屑泥晶灰岩、泥岩等，局部地区有生物礁灰岩。岩石结构以灰泥为主，陆源物质含量较高，仅有少量生物屑存在。水平微层理、瘤状构造及水平虫迹等也很普遍。常见莓球状黄铁矿及绿泥石等自生矿物。生物组合以广海底栖生物为主，营浮游生活的竹节石也常见及，藻类则十分罕见。至棋梓桥晚期，沉积了以硅质岩、微晶碳泥质灰岩为主的含矿岩系，碳泥质增加，粒屑更少，普遍发育清晰的水平微层。底栖生物几乎绝迹，代之以大量营浮游生活的竹节石、薄壳瓣鳃、放射虫、介形虫等。在此沉积区中，各类岩石的化学组成特点是：SiO_2、Al_2O_3、K_2O，和TFe的含量较高，有机碳的含量一般＞2%，和台地碳酸盐或礁灰岩相比较，差别是很大的（表1）。

这些地区的沉积特征表明，整个棋梓桥期是在海水逐渐加深，能量逐渐降低的环境下。最后阶段则处于能量很低、生物稀少的深水缺氧环境。这样的沉积环境，与J、L、Wilson(1975)所描述的“克拉通盆地碳酸盐相带”的特征是极其类似的。他认为该相带沉积物形成于欠补偿的深克拉通盆地或边缘克拉通盆地的中央，一般是在氧化界面及浪底以下的停滞缺氧条件下形成。但从湘中的具体情况看，本区是处于上古生代地台阶

表1 盆地中不同岩石类型的化学成分

Table 1 Main chemical composition of the various type rocks in the basin

	岩石	样数	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Mno	TiO_2	P_2O_5	K_2O	Na_2O	有机碳
盆地	泥灰岩	3	47.35	8.08	3.68	1.40	15.29	2.13	0.03	0.30	0.15	2.13	0.16	2.35
	碳泥质灰岩	1	14.69	5.54	2.56	1.25	39.92	1.19	0.00	0.19	0.07	1.18	0.11	2.35
	硅质灰岩	2	43.43	0.80	1.45	0.59	27.95	0.79	0.08	0.03	0.05	0.17	0.11	
	黄铁矿层（选矿大样）	1	35.32	1.38	14.4(TFe)		15.23	1.02	0.20	0.09				2.47
	硅质灰岩	7	70.13	3.79	3.15	1.85	8.06	0.66	0.08	0.13	0.139	0.86	0.21	2.52
	生物礁灰岩	2	0.62	0.05	0.35	0.14	53.90	0.94	0.06	0.01	0.04	0.11	0.10	
台地	灰岩	6	0.85	0.26	0.23	0.14	54.42	0.65	0.01	0.02				0.15

段，这些具有盆地特征的沉积区，只是在台地上出现的短期的相对低洼地区，在形态上多呈狭长的条带。以城步-新化盆地为例，南北长达数百公里，东西宽仅十余公里。其北端紧接古陆边缘，陆源沉积物的补给是较为充分的，厚度较大。它们的出现，是我国南方上古生代地台上所特有的。曾经被称为凹槽台地（关士聪，1979）、台盆、台沟等，我们称之为台内线状盆地。铺头黄铁矿床的古地理位置，就是出现在受断裂控制的城步-新化北东向台内线状盆地的东侧。

在这些线状盆地与台地的过渡带上，至今多为大断裂通过的地方。仅局部保留有具过渡性特征的沉积物，如城步西岩、新邵定河冲等地所见。它们常由亮晶粒屑灰岩与含竹节石的炭泥质灰岩组成韵律层，其间常有冲刷面存在。生物组合中，营浮游生活的生物与广盐性的枝状层孔虫碎屑交互出现。同生揉皱卷曲层理和压坑等构造现象也很常见。这些具有重力流特征的盆地斜坡相的存在，进一步证明盆地的形成与同沉积期的构造活动有关。

三、黄铁矿床和生物礁

铺头黄铁矿的形成，不仅受到区域古地理环境的影响，还有其自身特有的局部古地理因素，即生物礁的存在。

如上所述，湘中棋梓桥中晚期的台内线状盆地中，主要为低能环境下的灰泥沉积物，但在局部地方，由于构造因素的影响，营底栖生活的层孔虫、珊瑚等大量繁殖，形成了不同规模的生物礁，铺头生物礁即是其中的代表，它是在1978年由我们首次确认并加以研究的。

该礁体产于棋梓桥组中部含*Leplostrophia*的泥晶泥质灰岩之上，礁基为含单体珊瑚的生物屑微晶灰岩层，厚十余米，分布范围较礁体本身为大。礁核部份为块状灰白色生物灰岩，有轻微的白云岩化和硅化，略显生物层理。主要造礁生物为层孔虫和群体珊瑚，含量20—40%不等，大部份保持原地生长特点。以发育较好出露清楚的铺头桥剖面为例，其生长过程大体上可分为三个阶段，不同阶段间常为厚约2—3米的生物屑泥晶灰岩层（图4）。第一阶段的造礁生物以块状及板状层孔虫为主，球状层孔虫、块状珊瑚次之，附礁生物中常有保存完好个体肥大的鹦头贝和泡沫珊瑚等。礁体发育的第二阶段，是生物的极盛时期，以大量群体珊瑚（六方珊瑚、槽珊瑚）和藻类的出现为特点。最大群体直径可达70公分，呈莲蓬状原地向上生长。这个阶段的延续时间较短，就进入了礁体发育的第三阶段。此时块状珊瑚几乎绝灭，球状层孔虫大量繁衍，并有呈簇状向上生长的穗层孔虫和枝状层孔虫，附礁生物中的鹦头贝也多次呈贝壳滩出现。在整个礁核部份，结构方式自下而上为骨架型→粘结型→障结型。附礁生物除单体珊瑚和腕足类外，尚有棘皮、瓣鳃、介形虫等。兰绿藻也很发育，常缠绕造礁生物形成粘结壳。礁体填隙物以灰泥为主，以及少量的球粒、砂屑等，淀晶方解石未见。部份礁体的缝洞中，可见各种造礁生物的砾屑或砾块存在。礁盖为厚度不大的含燧石结核的生物屑泥晶灰岩层，然后为棋梓桥晚期的含矿岩系所覆盖。礁体翼部出露不全，仅个别地方可见原地生长的柱状层孔虫斜交地层向上生长。礁体边缘有的由海百合灰岩与泥晶泥质灰岩成互层，显示了生物礁与周围沉积物呈指状交叉生长的关系。

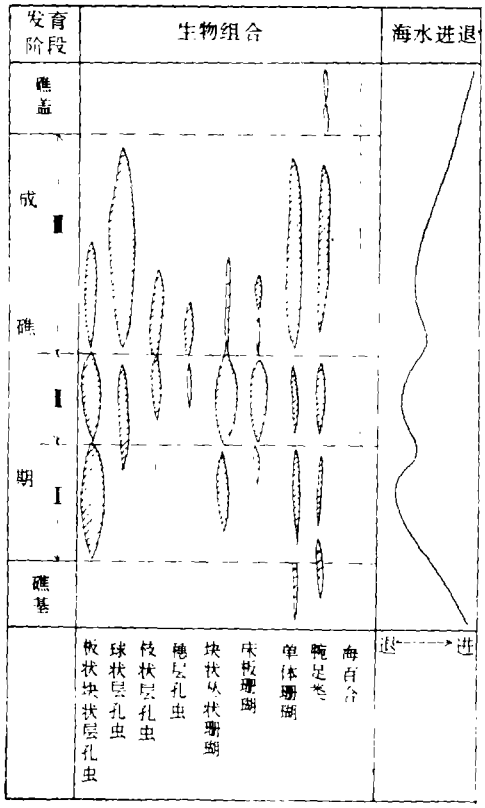
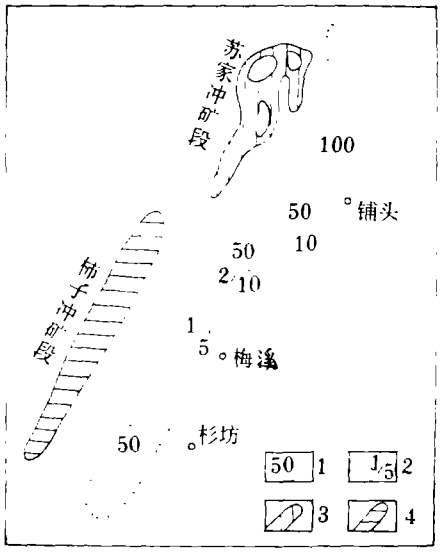


图4 铺头生物礁不同发育阶段的生物组合

Fig. 4 Organic assemblage of various devlopment stage in Putou bioherms

在平面上，整个礁体分布在唐家冲铺头桥、梅溪至杉坊一线上，呈北东向断续延长近5000米。各处礁高参差不一，整个礁体并不是一个完整的穹状整体，而是北高南低，时有起伏。在北端铺头桥附近，最高可达126米（包括礁基和礁盖），铺头以南10线2孔厚57米，梅溪5线1孔厚102米。向南至杉坊西北的水坝附近，厚仅20余米，由生物屑微晶灰岩、团粒灰岩等组成，生物灰岩厚仅数米，多由低能环境下的小球状层孔虫组成，应属礁间相。杉坊附近的山坡上，礁体出露厚可达40余米，为球状层孔虫生物灰岩层，相当于第三阶段的产物。更南至蒋坊附近，礁体就完全尖灭了。铺头以西的柿子冲一带，也不见礁体存在，仅有相当于礁基部份的厚约10余米的含生物屑的泥晶灰岩层。向东也没有礁体存在。可以看出，铺头生物礁是一个沿盆地东部边缘发育的北东向延伸的长条形宝塔礁群，有共同的礁基，高度不一，周围为盆地相深水沉积物所包围，并呈指状交叉接触。

铺头黄铁矿的含矿层与生物礁并不是同期异相沉积物。但它们的沉积时期相距很近，空间上的关系更为密切。已知黄铁矿体紧邻生物礁体的西缘平行分布（图5），矿体的延伸方向与礁群的延长方向也完全一致。从已有的资料看，礁体的高度与矿体厚度之间，也存在有同步变化的趋势。深部钻探资料业已证明，礁体顶部（10线2孔、5线1



1.生物礁及其等厚线　2.钻孔　3.勘探矿体　4.普查矿体

图 5　铺头生物礁与黄铁矿体的空间关系

Fig. 5 Space relation between Putou bioherms and pyrite orebody

孔）的含矿岩系中，仅有分散状或细条带状黄铁矿化而无矿体存在，礁体东侧及蒋坊附近也没有矿体存在。即是说只在礁体西侧才有黄铁矿的富集，这表明生物礁与黄铁矿床的形成有着明显的依存关系。

四、矿床的硫同位素组成

根据矿床的39个硫同位素测定结果（表 2 ）可以看出如下特点：

表 2　铺头黄铁矿床的δS^{34}值（‰）

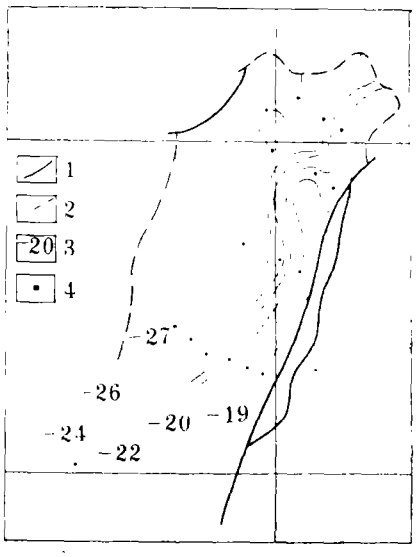
Table 2 Sulful isotopic values of Putou pyrite Ore deposit

矿　层	矿　物	样　数	测定范围	极差(R)	平均值
Ⅰ矿层	黄铁矿	9	-20.3～-27.5	7.3	-23.6
Ⅱ矿层	黄铁矿	17	-17.4～-28.0	10.6	-22.7
全　区（未分层）	黄铁矿	39	-17.4～-28.0	10.6	-23.7

（1）矿床的硫同位素组成，以富含S^{32}为特点。全部δS^{34}值均为负值，分布较为集中离散范围较小，极差(R)为10.6‰，标准差(σ)为3.64。在同一剖面的上下矿层中，δS^{34}值基本上不随时间的发展而变化。

（2）根据矿区不同钻孔的测定结果，矿床的硫同位素组成，在空间上有一定的变化

规律（图6）。沿矿体的走向方向，δS^{34}值是稳定的。而在倾斜方向上，由东向西，δS^{34}值有逐渐降低的趋势。东侧的δS^{34}平均值在－20‰左右，向西逐渐降低至－27‰左右。

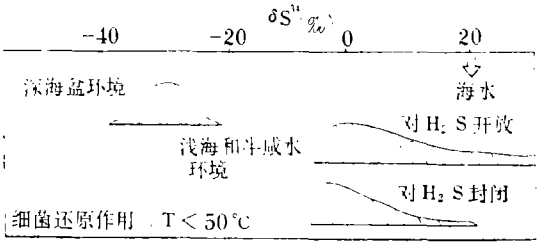


1.断层 2.矿层露头 3.δs^{34}等值线（‰） 4.采样点

图6 矿床δS^{34}等值线图

Fig. 6 δS^{34} value isogram of Ore deposit

根据H、P、Schwarcz和S.W.Burnie(1973)的研究，硫化物的同位素组成，不仅能说明它的来源和成因，而且是硫化物沉积环境的指示标志。一般说来，在细菌作用下，海水硫酸盐被还原为H_2S而沉积形成的硫化物中，其硫同位素组成与原海水硫酸盐δS^{34}值之间分馏作用的大小，即Δ值的大小（$\Delta=\delta S^{34}(so_4)^{-2}-\delta S^{34}(HS)^{-}$），受动力同位素效应和整个系统开放程度的控制。当盆地处于开放状态时，海水硫酸盐的补给速度等于还原作用和沉积作用所消耗的速度时，Δ值最大，可达40—60‰，这时沉积硫化物的同位素组成中，S^{32}相对较为富集，δS^{34}值以负值为主。当环境处于闭塞状态，即硫酸盐的补给速度较小时，Δ值在20‰和零之间，硫化物的硫同位素组成中逐渐富含S^{34}，δS^{34}甚至以正值为主。这就是说，自然界细菌还原作用中Δ值的变化大小，或沉积硫化物中S^{32}的富集程度，是环境的函数。大本（1979）所指出的海水硫酸盐与不同环境条件下沉积硫化物δS^{34}的组成特征（图7），说明了这种关系。在深海（静海）盆地环境下，沉积硫化物以富集S^{32}为主，浅水和半咸水环境（包括各种泻湖在内），以富集S^{34}为特点。现代海洋调查表明，在黑海的静海部份（维诺格拉多夫等，1962），位于底部沉积物上部的黄铁矿，其δS^{34}值为-21.1～-30.5‰，海水硫酸盐的δS^{34}值为＋21.0～＋25.7‰，Δ值为42.1—56.2‰。加里福尼亚圣巴巴拉静海盆地底部，黄铁矿的δS^{34}值为－20.0—－27.0‰，与其伴生的硫酸盐的δS^{34}为＋17—＋27‰，Δ值为40—47‰。这些数据和铺头矿区是十分近似的，说明它们的沉积环境是大致相同的。如果



（据Ohmoto 1979）

图 7　不同沉积环境下硫化物的硫同位素分布模型

Fig. 7 Distribution pattern for δS^{34} values of Sulfide minerals in various sedimentary environment (Ohomot, 1979)

以中泥盆世海水硫酸盐的δS^{34}为+17.3‰（Sangster，1979），矿区黄铁矿的δS^{34}平均值为-23.7‰，则可得Δ值为41‰。这表明，铺头黄铁矿应是静海开放环境中的产物。这个结论与地质观察结果是一致的。整个矿床δS^{34}值的离散范围较小，不同矿层间的δS^{34}值变化较小，表明沉积环境是处于相对稳定的静海开放状态，硫酸盐的补给是均匀的，矿床的δS^{34}值在倾向上具有方向性变化的特点，说明东侧较西侧的环境相对更为封闭，硫酸盐的补给受到一定程度的限制，这种限制，可能是与生物礁的存在在地形上所造成的局部滞流环境有关。

五、讨　　论

R、A、Berner(1970)认为，控制沉积黄铁矿形成的主要因素，是能被硫酸盐还原菌新陈代谢的有机物的多少，呈碎屑状的铁化物的浓度及活动性，以及硫酸盐补给是否充分等。这些因素都是同当时的沉积环境密切有关的。如上所述，铺头黄铁矿床位于北东向台内线状盆地中，大量碎屑状的铁化合物就可能从古陆上集中到这个狭长的深水盆地中来，盆地底部基本处于氧化界面之下，因而大量的有机物质也就能够保存下来。盆地沉积物的化学分析表明，其中的TFe和有机碳的含量都是比较高的，这些条件造成了有利于黄铁矿形成的物质基础。棋梓桥晚期由于基底断裂的差异性活动有所增强，盆地深度继续加大，盆地内的沉积速度仍小于沉降速度，因而生物礁在地形上所造成的差异，不但没有得到及时补偿，而且在海水相对较深的西侧，形成了平行礁体分布的相对低洼的局部滞流环境。这种环境有利于有机物质和碎屑状铁化合物的沉积和富集。进入早期成岩阶段时，有机物的大量腐烂，软泥水和孔隙水转化为中性一弱碱性还原条件，海水硫酸盐被细菌还原为HS^-，并与分解了的铁化合物作用，形成大量具莓球状结构特征的黄铁矿。由于沉积环境是安静而稳定的，铁质和有机质的来源比较充分，海水硫酸盐又是在开放条件下，源源不断的补充到沉积物中来，这样就形成了厚度较大、水平纹理发育、富含S^{32}的优质黄铁矿层。当盆地逐渐得到补偿，沉积环境的物理化学条件随之发生变化后，黄铁矿的成矿作用也就停止了。这就是铺头黄铁矿床得以形成的环境和原因。

（收稿日期：1982年10月30日）

参 考 文 献

史福安等，1980，湖南某黄铁矿成矿地质特征的初步认识，地质论评 2 期

曾允孚等，1981．湖南城步地区铺头黄铁矿含矿层时代探讨，成都地质学院学报，4 期

B.A.格里年科等，硫同位素地球化学，赵瑞译，地质出版社．1980年。

大本等，1980 热液矿床的硫和碳同位素，国外地质 1 期

J.L.威尔逊，地质历史中的碳酸盐相，冯增昭等译，地质出版社，1981年，

R. A. Berner, Sedimentary pyrite formation. 《Am. Jour. Sci.》1970, Vol.1268, No.1 P13-23.

H.P.Schwarcz & S. W. Burnie, Influence of sedimantary environments on sulfur isotope rations in clastic rocks, a review. 《Mineral Deposita》 Vol.8 No 3. 1973. p264-277.

SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF PYRITE ORE DEPOSIT IN PUTOU CHENGBU COUNTY HUNAN PROVINCE

Liu Wenjun

(Hunan provincial Institute of Geology)

Abstract

The pyrite ore deposit discovered in Hunan Province in recent years is a medium-scale sedimentary deposit. Its ore-bearing strata are the Qiziqiao Formations of the Middle Devonian Series.

In this region, the Devonian system possesses two petrographical division and marl division, and this mine belongs to the latter. In this division, the Qiziqiao Formation can be divided into four lithological sections. The ore-bearing section is situated at the top (the fourth section), and is composed of thin beded, dark grey siliceous rock, siliceous banded limestone and carbonaceous and pelitic limestone, about 20-60m thick. The ore beds are stratiform, stratoid and lense-like with a thickness of 0.4-31m and conformably deposited the strata in synchronous fold. It extends in NE direction, and the thickness of its northern part is greater than that of the southern one. The ore is composed of pyrite with framboids texture. Its structure is massive, closely banded, and sparsely banded. A number of Tentaculite fossila still retained in the ore rock. The rate of Co/Ni in the single mineral of pyrite is 0.01. The composition of sulfur isotope is rich in S^{32}, its variation range is from -17.4 to -28.0‰ and its average is -23.7‰. In the upper and lower ore beds the values of the δS^{34} are stable. Along the strike of the ore body, the value of the δS^{34} is also even, but from east to west it decreases from -20 to -27‰ in the

dip.

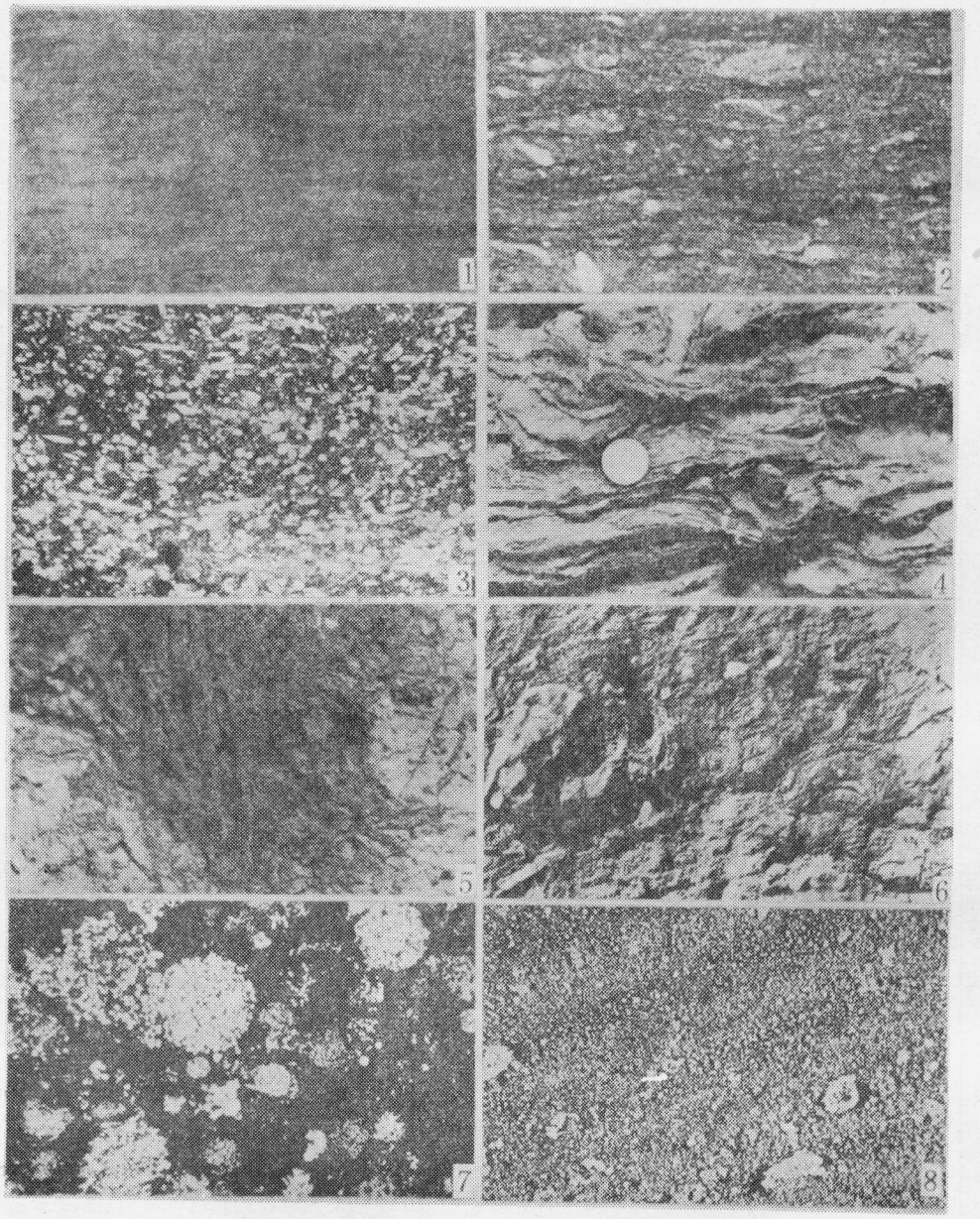
In this region, the Devonian system was the first sedimentary covering strata after the Caledonian Movement. In the early stage of Qiziqiao, the whole region was in the open shallow sea environment, and in the middle and late stages, the large rift emerging in NE direction in the Caledonian Movement began to revive. And then, the landform of the sedimentary region presented the relief in alternating high and low parallel to the NE direction.The high division formed the half-limited and limited regions of carbonate platform,and the low division was the region of deep water basin. The rock type. chemical composition. texture and structure. organic assemblage and ecological characteristics of the sediments were distinctly different in various sedimentary regions.Particularly, in the late stage of Qiziqiao. the basin was completely situated in the environment of deep water.low grade energy and lacking of oxygen. The characteristics of the sediments were very similar to those of the Craton basin carbonate zone described by J.L.Wilson (1975), but these basins appeared within the platform and developed in a short time. Their forms mostly occurred in the narrow and linear structure which related to the specific tectonic setting in southern China. Therefore,they are specially called intraplatform linear basins. The palaeogeographical site of Putou pyrite ore deposit appeared at the eastern margin of the basin in the extension of NE direction.

In the local section of the basin, bioherms of various scale were formed in the third stage of Qiziqiao because of the influence of the ancient tectonic condition.

The Putou bioherms were the linear pinnacle-like reef community which developed in the extension of NE direction along the east side of the basin.They possessed common reef ground and grew up uneven with different thickness.The northern part was thicker than the Southern one, and the thickest reached 126 m. The surrounding of the reef body was encircled by the marl and intersected as the finger pattern. The ore-bearing strata were not the synchronous sediments with the bioherm, but the interval time was very shortin between in space, the ore body was distributed closely parallel to the margin of the reef body and their extension directions were completely coinsident with each other. The thickest part of the reef body was also that of the ore body, when the reef body thinned out, so did the ore body accordingly.

The sedimentary environment of Putou pyrite deposit was in the deep water basin lacking of oxygen, and the supplies of organic matter and ferriginous materials were comparatively sufficient. The relief difference caused the existence of bioherm was not compensated it that time. Therefore, the relative strong retarding environment appeared in the west side of the reef body, which was more favourable for the concentration of the ore forming material and the organic matter.The study of sulfur isotope of the mine has proved that the sulphates in marine water were continuously replenished to the sedimentary strata in the open condition.In the diagenesis stage, the ore beds of pyrite, with well-developed horizontal laminated structure of large thickness and rich in S^{34}, were formed.

刘文均：湖南城步铺头黄铁矿床的沉积环境 （图版Ⅰ）



1.水平纹层状泥晶灰岩，铺头，×12 2.含生物屑的泥灰岩，铺头，×10 3.含大量竹节石的微晶灰岩，西岩，×4 4.生物礁体中的柱状、板状层孔虫，呈互层状向上生长 5.生物礁体中原地向上生长的枝状层孔虫—穗层孔虫 6.生物礁体中原地生长的多角珊瑚组成的骨架 7.莓球状黄铁矿，光片，×396 8.由黄铁矿莓球组成的具水平纹层的致密块状矿石，光片，×89（4、5、6由钱宪和博士摄）