

自生硫化铁与现代海洋沉积速率*

鲍根德 黄德佩

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州)

提 要

通过对长江口及邻近陆架区现代沉积物中自生硫化铁、细菌、沉积物和间隙水化学成份研究表明, 研究区自生黄铁矿主要受硫酸盐还原和元素硫供给速度的控制。

利用 ^{210}Pb 的资料证实, 研究区自生黄铁矿形成约需10年左右时间。作者提出, 在基本相同的沉积环境中, 利用自生硫化铁中 FeS_2/FeS 克分子比值最高值在沉积柱上所对应的沉积物厚度, 除以自生黄铁矿在该环境中形成所需的时间, 就可得出不同站位上的沉积速率, 其结果和 ^{210}Pb 、生物及地质学上描述的沉积速率基本一致。

测定现代海洋沉积物的沉积速率, 是研究海洋沉积环境, 推测古地理环境的重要手段。近代所用的 ^{210}Pb , ^{228}Th 等同位素法测定现代海洋沉积速率, 一致认为是比较精确可靠的方法, 但由于仪器价格昂贵, 取样要求严格, 干扰因素较多, 限制了方法的广泛应用¹⁾。利用沉积物中 NH_4^+ , HCO_3^- 扩散通量计算的地球化学指标, 亦因沉积环境的不同, 以致沉积速率的微小差异不能加以精确的区别²⁾。因此, 研究新的地球化学方法, 提供更多的地球化学指标, 综合阐述现代海洋沉积速率, 无论在理论上还是在实践中都有重要的意义。

自生黄铁矿是现代海洋沉积物中既广泛分布又生成条件特殊的自生矿物³⁾。无论从热力学测定的数据, 还是在实际调查中都已证实, 在一般的海洋沉积环境中, 通常是经过一系列复杂的生物地球化学过程后才形成的, 一般需要几年的时间⁴⁾。

根据上述这一依据, 本文以长江口及邻近陆架区现代沉积物为例, 探讨自生硫化铁和沉积速率的关系。研究表明, 开展对现代海洋沉积物中自生硫化铁的分析, 并结合其它沉积项目的观察, 可以作为估算现代海洋沉积速率的手段之一。

一、理论基础

在一般的海洋沉积环境中, 由于栖息着数量众多、种类繁多、分布广泛的细菌, 尤其是上覆水中含有丰富的 SO_4^{2-} , 适宜于具有强力的还原硫酸盐和分解蛋白质产生硫化氢的硫酸盐还原细菌的生长、繁衍, 例如弧菌 (*Vibrionaceae*) 和假单胞菌属 (*Pseudomonas*) 细菌^{2,3)}。因此, 大部分有机物质因上覆水体中缺乏游离氧而不能分解, 只有在细菌的媒介

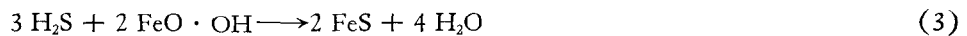
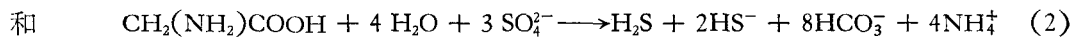
* 本文曾在1982年7月于青岛中国海洋湖沼学会主办的沉积作用过程与浅地层学学术讨论会上宣读。本文在写作过程中得到蔡兴民博士、睦良仁同志指导, 曾和马克俭、梁居廷等同志进行过有益的讨论, 崔淑英、黄克胜同志参加分析工作, 特此一并致谢。

收稿日期: 1983年8月12日。

1) 钱江初, 1981。 ^{210}Pb 和沉积速率。海洋实践, 第2期。

作用下,因 Fe^{3+} , Mn^{4+} 和 SO_4^{2-} 等无机物作用而降解。由于有机物,特别是某些碳水化合物、氨基酸、蛋白质受硫酸盐还原细菌的作用,使上覆水和间隙水中硫酸根、部分沉淀的有机硫还原为硫化氢(不发生无细菌的还原反应)。同时,有机物降解后的产物—— NH_4^+ , HCO_3^- , PO_4^{3-} 在间隙水中出现,从而使沉积环境逐步由表层的氧化状态慢慢随着沉积物厚度的增加,向还原状态过渡^[5]。这样,使一部分硫化氢与沉积铁矿物 ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) 反应,生成硫化亚铁。

然而,在海洋沉积环境条件下生存的细菌种群组成中,一部分是兼性厌氧菌,对沉积环境的氧化和还原两状态都能适应。例如,好氧和兼性好氧的异养菌中部分芽孢杆菌 (*Bacillus*) 和棒状形菌 (*Coryneforms*),具有直接或间接氧化硫化氢、硫化亚铁为 S^0 的生理特征,是硫的氧化细菌^[3,4]。一部分硫化亚铁和硫化氢,又由于:(1)大部分是硫的氧化细菌的呼吸作用;(2)小部分则由于沉积物中 Fe^{3+} , Mn^{4+} 等氧化剂作用,再被氧化成为元素硫。未被氧化那部分硫化亚铁,与元素硫再反应,生成格雷格矿 (Greigite, 等轴晶系的 Fe_3S_4) 和麦坎纳华矿 (Mackinawite, 四方晶系的 Fe_{1+x}S)。因为这些过程均在现代海洋沉积物早期的成岩层中进行,因此,硫酸根的补充是不断的,也就是元素硫的供给是足够的,在元素硫的存在下, Fe_3S_4 和 Fe_{1+x}S 相对于黄铁矿是不稳定的,最后 Fe_3S_4 和 Fe_{1+x}S 进一步与元素硫反应,形成微球粒状黄铁矿,并随沉积物堆埋下来。此过程直至能与硫化氢起反应的铁矿物耗尽或由于沉积物厚度的增加,使间隙水体中可资利用的硫酸根消耗至不能补充为止。一般情况下反应是^[12,14]:



对于形成自生黄铁矿所必需的硫,格里年科、Trudinger 等认为,硫酸根被硫酸盐还原细菌还原成为硫化氢,硫化氢与部分硫化亚铁又被硫氧化细菌氧化成为元素硫,大致都要经过:(1)硫酸根、硫化氢与部分硫化亚铁被细菌细胞同化阶段;(2)硫酸根、硫化氢与部分硫化亚铁在细菌细胞中还原、氧化阶段;(3)硫化氢、元素硫从细菌细胞中分离阶段。大量的资料证实,它们的还原和氧化速率不仅与硫酸根和硫化物的浓度有关,同时也与沉积环境中 pH、Eh、温度、有机物的含量和细菌的种群组成有关^[7,8,10,12]。

Sweeney 和 Kaplan (1973) 发现^[13],呈悬浮在水中或不干的过滤物形式新沉淀的硫化亚铁,在 60—80℃ 下与硫反应,几天时间就能形成微球粒状黄铁矿。在实践中发现,凡是沉积速率高的地区,细菌在沉积柱上垂直衰减的速率就慢,这样形成大量微球粒状黄铁矿的层次就离表面较远,反之则近(表 2, 3)。同样,产 H_2S 的细菌与沉积物中酸溶解的单硫化铁,部分可氧化硫化物为元素硫的好氧和兼性好氧的异养细菌株数与自生黄铁矿均有较好的相关性^[4]。这表明,主要是硫酸根还原和元素硫的供给,控制自生黄铁矿的形成。我们认为上述细菌作用的三个阶段,实际上控制着自生黄铁矿的形成速度。

通过以上分析就不难理解,鉴于海洋沉积环境中 pH 值基本都接近弱碱性,温度受海流控制而相差无几,假如沉积物间隙水中可资利用的硫酸盐浓度彼此相接近,沉积物中有

机质的百分含量又较低,则硫酸根被细菌还原和硫化物被细菌氧化的速度应该彼此相接近,即在以上这些环境参数基本相同的沉积环境中,自生黄铁矿形成的速度基本相同。因而在不同站位上自生黄铁矿基本形成而出现的不同厚度沉积物,应是同一时间内沉积的。

如果我们以自生黄铁矿和单硫化铁的克分子比值(以 FeS_2/FeS 表示)来反映自生黄铁矿形成的程度,那么,某一测站某沉积层次上出现的 FeS_2/FeS 最高值,说明该层次中单硫化铁向自生黄铁矿已最大限度的转化^[3,9]。换言之,说明该层次中自生黄铁矿基本上形成。沉积物供给越丰富,也就是沉积速率越快, FeS_2/FeS 最高值出现的深度就越深。设 R 为沉积速率 (cm/a); S 为 FeS_2/FeS 最高值所对应的沉积物厚度 (cm); T 为在该环境上自生黄铁矿基本形成所需的时间(年)。则沉积速率可用下式表示:

$$R = \frac{S}{T}$$

二、实例验证

1. 取样及沉积环境

样品于1980年6月在长江口及邻近陆架区中、美联合调查时,用箱式取样器取得。在氮气套袋内分层,接着把取得的沉积物样用高速离心机离心间隙水,离心出的间隙水用 $0.40\ \mu\text{m}$ 孔径的 Nuclepore 滤膜过滤,滤液用于 SO_4^{2-} 的测定。离心去间隙水后的泥样用于有机质、全铁、单硫化铁、自生黄铁矿的测定。同时,取一份泥样用于细菌培养和生理生化特征试验。用作化学分析的样品取好后,立即封存、冷藏,带回室内分析。取样站位见图1。

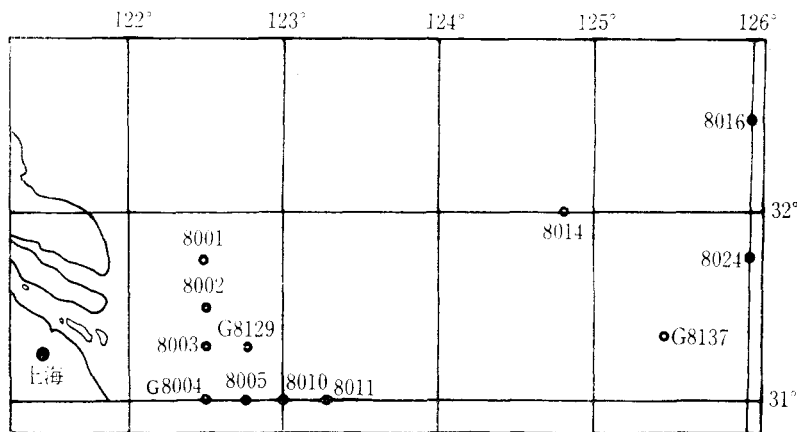


图1 取样站位图

研究区沉积物来源主要为长江等陆源物质,同时,区内还受苏北沿岸流、长江径流、黄海冷水团和陆架区黑潮暖流等影响¹⁾。表1是测站表层沉积物所处的一些环境参数,根据

1) 睦良仁,1978。东海北部沉积环境的分析。海洋实践,第1期。

表 1 沉积物环境参数测定一览

项目 数量	水深 (m)	pH	Eh(V)	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	上覆水溶解氧 饱和度(%)	有机质 (%)	间隙水中 SO ₄ ²⁻ (毫克离子/升)	沉积物 类型
8001	30.0	7.11	0.401	10.740	101	0.60	25.97	粉砂
8002	27.0	7.27	0.355	2.860		0.45	29.56	砂
8005	27.0	7.52	0.012	0.719	91	1.25	26.49	粉砂
8010	48.0	7.32	0.050	0.342	92	1.45	29.10	泥
8011	56.5	7.37	0.397	1.908	90	0.53	28.80	砂
8016	98.0	7.20	0.346	0.120	81	1.41	27.26	砂
8024	73.0	7.31	0.423	0.610		1.48	27.10	泥

注：Eh, Fe³⁺/Fe²⁺, 溶解氧饱和度引自东海大陆架调查资料, pH 资料由 Aller 提供。

表 1 的参数分析和测站上沉积物间隙水中未见 S²⁻ 和 NO₃⁻ 检出 (8014, 8016 站有少量 NO₃⁻ 检出)¹⁾ 以及现场观测到表层存在着不同沉积厚度的氧化层分析, 可以认为, 研究区测站的沉积环境基本相同, 属于一般的陆架浅海沉积区。

2. 分析方法

在实验室区别单硫化铁 (FeS, Fe₃S₄, Fe_{1+x}S) 和自生黄铁矿的方法, 是利用它们在盐酸中溶解度的不同, 自生黄铁矿在盐酸中不溶解^[9]。

称取 3—4g 新鲜样品 (视含量多寡定), 加稀盐酸处理, 使单硫化铁转变为硫化氢, 用醋酸锌溶液吸收, 在三价铁离子的存在下, 与对氨基二甲苯胺反应生成亚甲基蓝, 在 721 分光光度计上用 670nm 波长比色, 用最小二乘法计算单硫化铁中硫的含量, 结果以 S_{FeS} 表示。

对自生黄铁矿测定, 泥样用稀酸处理后, 用玻璃-石棉过滤, 用蒸馏水洗涤残渣至无氯离子, 以分离硫酸盐和活性有机物, 然后残渣在管式炉内在 950℃ 下产生的二氧化硫和三氧化硫用双氧水吸收, 最后用氢氧化钠滴定, 计算出自生黄铁矿中硫的含量, 其结果以 S_{FeS₂} 表示。

通过对研究区沉积物主要来源的长江、黄河、废黄河、淮河、灌河等陆源沉积物中矿物分析和黄铁矿的镜下鉴定, 可以认为研究区沉积物中黄铁矿是自生的²⁾。同样, 泥样中未见有游离硫化氢测出, 沉积物中有机质含量较低, 可以认为硫化氢和有机硫相对于单硫化铁硫和黄铁矿硫来说可忽略不计^[9]。

沉积速率由 DeMaster、赵一阳、钱江初等用 ²¹⁰Pb 法测定, 沉积物中有机质用丘林容量法分析, 沉积物中全铁、沉积物间隙水中 SO₄²⁻、沉积物粒度分析、细菌鉴定、生理生化特征试验等资料分别由本所综合技术室分析二组郑国兴、史君贤、龚云楚等同志提供。

3. 结果

表 2 列出了自生黄铁矿硫和酸溶解的单硫化铁硫及某些与自生黄铁矿的形成有关项

1) 隋永年, 1981. 上覆水和间隙水中 NO₃⁻-N 的测定. 海洋实践, 第 2 期。

2) 陈建林, 1980. 从长江、黄河和东海大陆架碎屑矿物的比较看陆架物质来源问题. 海洋实践, 第 4 期。

目的分析结果,当然这些数据都是针对那些间隙水中硫酸根还没有还原完全的沉积物而言(与上覆水比较不能少于10%)。若取自那些在自生黄铁矿形成之前硫酸根已经耗尽的沉积物,那么,随着时间推延不断产生的 Fe_3S_4 和 $Fe_{1+x}S$ 等,由于元素硫缺乏,就不能进一步转变为黄铁矿,而只能以 Fe_3S_4 和 $Fe_{1+x}S$ 形式存在于沉积物中,这时 FeS_2/FeS 比值随沉积物厚度的变化,不能反映黄铁矿形成的程度。

从表2可以明显看出,不同站位上 FeS_2/FeS 最高值所对应层次上 S_{FeS_2} 基本上处于沉积柱上最高值。因此, FeS_2/FeS 比值的变化可以反映自生黄铁矿形成的程度。

表3是沉积物中所含的不同生理类型的细菌,从表中可以看出,沉积速率高,总的异

表2 沉积物和间隙水化学分析一览

站 位	层 次 (cm)	$S_{FeS} \times 10^{-6}$	$S_{FeS_2}(\%)$	有机质 (%)	全铁 (%)	FeS_2/FeS 克分子比值	间隙水中 SO_4^{2-}	上覆水中 SO_4^{2-}
8001	0—1	0.26	0.03	0.60	2.90	576.9	25.97	
	1—2	0.42	0.02	0.53	2.57	238.4	27.72	
	2—3	1.22	0.02	0.46	2.41	82.0	26.49	
	3—5	0.43	(0.02)			244.0		
	5—10	0.86	0.03	0.54		174.4		
8002	0—1	7.53	0.02	0.45	2.60	13.3	29.56	
	1—2	0.41	0.03	0.50	2.63	367.1	29.56	
	2—3	(4.43)	0.03	0.54	2.67	34.0	29.41	
	5—10	24.20	0.04	0.60	2.76	8.2		
8005	0—1	0.25	0.04	1.25	4.02	800.4	26.49	
	1—2	0.25	0.05	1.27	4.29	1000.6	26.18	
	2—3	(0.45)	0.05	1.21	3.97	555.4	26.80	21.87
	5—10	1.39	0.04	1.02	3.86	142.8		
8010	0—1	0.26	0.05	1.45	4.45	961.6	29.10	
	1—2	(0.41)	0.04	1.40	4.39	487.8	27.40	
	2—3	0.56	0.05	1.18	3.72	445.1	30.18	19.56
	3—5	0.42	0.07	1.31	4.17	834.4	28.95	
	5—10	7.10	0.05	1.00	3.45	35.1	28.80	
8011	0—1	0.17	0.01	0.53	2.44	294.0	28.80	
	1—2	2.40	0.01	0.50	2.42	20.8	28.18	
	2—3	(1.51)	0.03	0.51	2.42	99.3	28.03	
	3—5	0.18	(0.03)			834.1		
	5—10	0.41	0.03	0.48	2.24	366.5		
8016	0—1	0.23	0.01	1.41	3.87	217.1	27.26	
	1—2	0.05	0.03	1.31	3.56	2999.3	28.34	
	2—3	(0.23)	0.02	1.22	3.54	434.5	27.26	
	5—10	1.06	0.01	0.90	3.10	31.3		
8024	0—1	0.14	0.03	1.48	4.48	1070.8	27.10	
	1—2	0.13	0.02	1.40	4.44	770.1	27.72	
	2—3	(0.13)	0.04	1.43	4.52	1540.2	27.26	25.87
	5—10	0.17	0.02	1.35	4.32	588.2		

注: ()内为计算值; 0.5—1.5cm层次上为0—1, 1—2cm层的平均值。

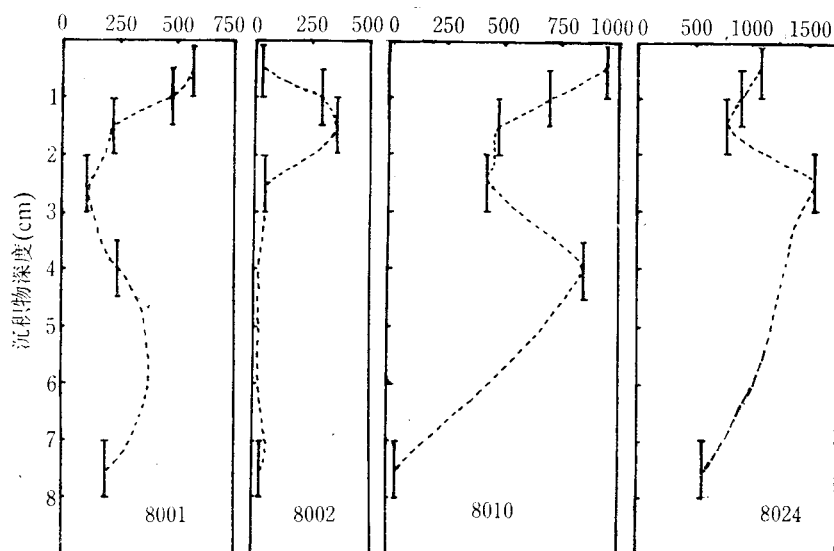
表 3 细菌的垂直分布和沉积速率的关系

细菌	8003		8004			8005			8010			8011			8014		
	表层	表层	11	21	表层	9	21	表层	1	6	表层	1	6	表层	1.5	6	
异养菌株数 ¹⁾ 10 ³ 个/克	270.7	175.0	96.2	43.3	509.5	221.0	77.0	394.2	75.0	50.0	165.7	8.8	1.2	17.6	3.9	3.3	
试验菌株数	39	38	40	40	26	40	38	27	13	18	34	39	16	40	27	19	
产 H ₂ S 细菌(%)	82.1	42.1	30.0	20.0	88.5	60.0	86.8	33.3	69.2	55.6	70.6	76.9	75.0	92.5	77.8	73.7	
沉积速率 (cm/a)		5.40			3.09			0.45			0.36			0.11			

1) 指好氧和兼性好氧的异养细菌。

养菌株数的垂直衰减速率就慢，反之则快。而产 H₂S 细菌所占的百分数与沉积速率的关系尚不明显，主要是异养菌中部分是好氧菌，它们生长、繁衍需氧，而产 H₂S 细菌是还原硫酸盐的厌氧菌。

图 2 为各测站上 FeS₂/FeS 比值随沉积物厚度的变化曲线，显示各站 FeS₂/FeS 克分子比值最高值所对应的沉积物厚度除了与自生黄铁矿的量有关外，还与沉积物中有机质、全铁的含量多寡有关(有机质、全铁的富集是高速沉积的重要标志)。当各测站 FeS₂/FeS 克分子比值最高值出现后，随着沉积物厚度的增加而急剧减少。这正说明，在表层沉积物中

图 2 FeS₂/FeS 克分子比值随沉积物厚度变化曲线

由于硫酸根和元素硫的不断供给，使硫化物含量不断升高，但后来由于元素硫的供给或能与硫起反应的活性铁缺乏，自生黄铁矿不再形成，反而可能被某种硫的氧化细菌，特别是 *Bacillus* 细菌酶的作用而使自生黄铁矿降解^[4]。这与表 2 中的结果是一致的。

在海洋沉积环境中，由于自生黄铁矿是在早期的成岩过程中，经过一系列复杂的生物地球化学过程后才形成的，所以，目前还无法测定它们在海洋环境中形成的速度。Berner

曾根据海岸下沉速度和潮沼沉淀速度判断其形成速度,提出乔舒亚小海湾富含有机质的淤泥中自生黄铁矿形成需要几年的时间^[9]。因为有机碳的浓度极高,硫酸盐迅速被还原成硫化氢,细菌含量高,有机物分解快,pH, Eh变化急剧,有助于加速自生黄铁矿形成的过程,所以,自生黄铁矿形成的速度无疑比其它一些地方高。我们利用²¹⁰Pb强度曲线随沉积物厚度增加而呈指数减少非常明显的8024站为依据,该站沉积物厚度3cm处的沉积时间约为10年左右¹⁾。而该站自生黄铁矿基本形成也在2—3cm处,说明该站自生黄铁矿从硫酸盐还原起,至自生黄铁矿基本形成约需10年左右。因此,利用沉积速率公式求得该站年平均沉积速率为0.25cm。同样,利用本文提出的沉积速率公式求得8001,8002,8010,8011,8016,8005诸站的年平均沉积速率,与²¹⁰Pb同位素法确定的和以生物、孢粉、地质等因素定性阐述的沉积速率基本一致(表4)。

最后我们利用Aller提供的类似于长江口及邻近陆架区沉积环境的长岛海峡NWC

表4 自生硫化铁法测定的沉积速率和²¹⁰Pb、生物、地质描述的沉积速率表

方法 速率描述 站位	方法				
	自生硫化铁法 (cm/a)	²¹⁰ Pb法 (cm/a)	孢粉*	有孔虫**	综合资料分析***
8001	0.05	< 0.1 放射性比度接近本底	低速	低速	低速
8002	0.15	< 0.1 同上 但放射性比度距本底稍远	低速	低速	低速
8005	0.15	3.09	高速	高速	高速
8010	0.40	0.45	高速	高速	高速
8011	0.40	0.36	高速	中速	高速
8016	0.15	0.21	中速	中速	中速
8024	0.25	0.29	中速	中速	中速

注: * 章纪军、陈荣华, 1981。表层沉积物中有孔虫的动力沉积特征。海洋实践, 第2期。

** 孙煜华, 1981。测区沉积物的孢子和花粉。海洋实践, 第2期。

*** 尤坤元、睦良仁、梁居廷等, 1981。长江口外及邻近陆架的现代沉积速率。海洋实践, 第2期。

表5 长岛海峡、长江口、东海陆架部分站的环境参数及沉积速率测定一览

地区	站位	水深 (m)	温度 (°C)	pH	Eh(V)	沉积物类型	沉积速率 (cm/a)	
							本法	²¹⁰ Pb法
长岛海峡	NWC	15.0	19.0	7.42	0.190	泥	0.05	0.02—0.06
长岛海峡	DEEP	35.0	18.5	6.88	0.030	泥	0.05	0.02—0.06
东海内陆架	G8129	48.0		7.29	0.100	粉砂质泥	0.15	低速
东海外陆架	G8137	60.0		7.29	0.108	粉砂质泥	0.15	低速
长江口	G8004	19.0		7.29	-0.039	泥质粉砂	0.05	5.4

1) 钱江初, 1981。²¹⁰Pb和沉积速率。海洋实践, 第2期。

和 DEEP 站的资料、中美长江口及邻近陆架区联合调查研究第二航次部分站的数据,利用本文提出的自生硫化铁法进行检验,得到的年平均沉积速率与实际测得的基本相吻合(表 5)。由此可见,利用自生硫化铁法测定这些地区现代海洋沉积速率,其结果是较为满意的。

三、讨 论

通过以上分析,我们提出如下的结论和值得研究的问题:

1. 本文提出的利用沉积物中自生硫化铁的含量来估算现代海洋沉积物的沉积速率方法,尽管其理论还有待于进一步探索和完善,但其结果却能反映客观实际,显示了对测定现代海洋沉积速率的重要性。

2. 此方法简单,不需要复杂、昂贵的仪器,比其它的方法可能更适合一般的科研和生产单位作为估算现代海洋沉积速率的手段。

3. 与其它的地球化学方法一样,自生硫化铁法也有一定的局限性,如表 4,5 显示的 8005, 8004 站这样的极高速沉积区,反而得出极低速的结果。在极高速沉积情况下,我们认为,因为在短时期内堆积大量的沉积物,细菌来不及将硫酸盐或有机硫还原就消亡,不大可能有足够的硫化氢产生,环境就来不及由氧化状态向还原状态过渡,当然就不可能有大量的微球粒状黄铁矿形成,而自生黄铁矿硫中很大一部分由有机硫来代替^[9,11]。同时也可能由于沉积物的压实作用,间隙水中硫酸根得不到及时补充,使硫化物和元素硫供给中止,同样造成自生黄铁矿不能转化完全。这样,自生硫化铁中 FeS_2/FeS 的变化就不能说明自生黄铁矿形成的程度,更谈不上以此来计算沉积速率了。正如我们在本文指出的那样,尽管 8005 站沉积物中有机质和全铁的百分含量比 8001, 8002, 8011, 8016 站高,而间隙水中硫酸根的浓度比任何一站都低。同样,酸溶解的单硫化铁比 8001, 8010, 8011 站都低,这与现场观测到氧化层深达 9cm 是一致的。

反之,对于接近零的极低速沉积区,有机质含量极低,可能环境过渡极缓慢,虽然计算出的沉积速率与实际基本接近,但处在这种环境中,自生黄铁矿在沉积柱上基本形成可能远远不止 10 年。

4. 在海洋沉积环境中微球粒状的自生黄铁矿是经过一系列复杂的生物地球化学过程后形成的,现在还无法知道它们在海洋沉积环境中形成的确切时间。本文提出用 ^{210}Pb 的强度变化来提示可能形成的时间,作为一种理论和方法上的应用,显然非常粗糙,只能说是初步的探索。以后应当针对这方面的工作,更深入地进行研究,以使理论上更完善,方法上更精确。

参 考 文 献

- [1] 王成厚、祝建新, 1983. 东海陆架区间隙水中 NH_4^+ , HCO_3^- 及其扩散通量的初步研究. 海洋学报 5(3): 306—315.
- [2] 郑国兴、史君贤、陈忠元等, 1982. 长江口及邻近陆架海区细菌与沉积物相互关系的初步研究. 海洋学报 4(6): 743—753.
- [3] 鲍根德、黄德佩、汪依凡, 1983. 长江口及邻近陆架表层沉积物中自生黄铁矿的成因探讨. 矿物学报 2: 167—172.
- [4] 鲍根德、汪依凡, 1983. 长江口及邻近陆架沉积物中自生硫化铁的初步研究. 海洋与湖沼通报 4: 51—58.

- [5] 莱普, H., 1980. 铁的地球化学。《铁的地球化学》翻译组译, 地质出版社, 279—281 页。
- [6] 格里年科, B. A., П. H. 格里年科, 1980. 硫同位素地球化学。赵瑞译, 科学出版社, 41—49 页。
- [7] Aller, R. C., 1980. Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound I. Decomposition and nutrient element geochemistry (S. N. P). *Advancing in geophysics* 22: 237—351.
- [8] Berner, R. A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science* 268 (1): 1—23.
- [9] ———, T. Baldwin, and G. Holdren, 1979. Authigenic iron sulfides as paleosalinity indicators. *Journal of sedimentary Petrology* 49 (4): 1345—1350.
- [10] Howarth, R. W., 1979. Pyrite. Its rapid formation in a salt marsh and its importance in ecosystem metabolism. *Science* 203 (4375): 49—51.
- [11] Kaplan, I. R., K. O. Emery and S. C. Rittenberg, 1966. The distribution and isotope abundance of sulphur in recent marine sediments off southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 27(4): 297—331.
- [12] Ramm, A. E. and D. A. Bella, 1974. Sulfide production in anaerobic microcosms. *Limnology Oceanography* 19(1): 110—118.
- [13] Sweeney, R. E. and I. R. Kaplan, 1973. Pyrite framboid formation: laboratory synthesis and marine sediments. *Econ. Geol.* 68: 618—634.
- [14] Trudinger, P. A. and D. J. Swaine, 1979. Biogeochemical Cycling of Mineral-forming Elements in Environmental Science. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York, Vol. 3, 293—401.

CORRELATIVITY BETWEEN THE AUTHIGENIC IRON SULFIDE AND THE RECENT MARINE SEDIMENTARY RATE

Bao Gende and Huang Depei

(*Second Institute of Oceanography, National Bureau of Oceanography, Hangzhou*)

ABSTRACT

Iron sulfide is an authigenic mineral widely distributed in the modern marine sediments.

Analysis of iron sulfide, bacteria and the chemical conditions of the interstitial water and sediments in the top 0—10 cm sediment cores from the Changjiang River mouth and near-shore showed that the formation rate of the authigenic pyrite in the study area depends mainly on the sulfate reduction and supply of the element sulfur in the sediments.

Supply and reduction of the element sulfur in the marine sediments are related to the following factors: 1) the availability of dissolved sulfate in the overlying water, 2) the pH, Eh and the amount of the organic matter available for bacterial decomposition, and 3) the kinds of bacteria in sedimentary environment. Therefore, when the environmental conditions are similar to those mentioned above, the forming rate of the authigenic pyrite would be similar too. The molar ratio of FeS_2/FeS in the authigenic iron sulfide can reflect the degree of alteration from the single iron sulfide (FeS) to the authigenic pyrite. That the highest molar ratio of FeS_2/FeS occurred on the sediment column showed that the authigenic pyrite was formed in this sedimentary environment, which took about ten years as proved by ^{210}Pb . The sedimentary rate can be expressed as

$$R = S/T$$

where R is the sedimentation rate (cm/a), S is the sediment thickness (cm) corresponding with the highest molar ratio of FeS_2/FeS occurred in the sediment column, T is the time of forming the authigenic pyrite.

The results obtained from the formula correspond with that obtained from ^{210}Pb , biology and geology.