

# 东菲律宾海新型富铁锰结壳的古海洋环境记录

徐兆凯<sup>1,2</sup>, 李安春<sup>1</sup>, 蒋富清<sup>1</sup>, 李铁刚<sup>1</sup>

1. 中国科学院海洋研究所, 山东青岛 266071

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

**摘要:** 尝试恢复东菲律宾海新型深水水成富铁锰结壳典型样品生长过程中所记录的古海洋环境。通过对其微间距取样样品的地球化学和铀系年代学综合研究, 得到了该结壳的 3 个主要生长阶段及其对应的古海洋环境。第一阶段为晚中新世晚期—早上新世的结壳快速生长期, 壳层结构疏松并含有较多的火山碎屑物质, 对应着中中新世初期—上新世早期的南极底流活跃和降温; 第二阶段为早、中中新世的结壳生长间断期, 形成深海粘土沉积, 表明此时南极底流的减弱和升温; 第三阶段为中中新世以来的结壳缓慢生长期, 指示着南极底流的再次活跃和强降温, 其强度和范围均超过第一阶段, 更利于致密和高纯壳层的发育。研究区的这段古海洋学历史在以往研究中一直不甚明了。

**关键词:** 新型富铁锰结壳; 古海洋环境; 地球化学; 东菲律宾海。

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2006)03-0301-08

收稿日期: 2005-12-09

## Paleoenvironments Recorded in a New-Type Ferromanganese Crust from the East Philippine Sea

XU Zhao-kai<sup>1,2</sup>, LI An-chun<sup>1</sup>, JIANG Fu-qing<sup>1</sup>, LI Tie-gang<sup>1</sup>

1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China

2. Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

**Abstract:** We attempt to recover the paleoenvironments recorded in the accretion of a typical new-type hydrogenetic ferromanganese crust from the deep water areas of the East Philippine Sea. From detailed geochemical and U-series chronological studies, three major accretion periods and corresponding paleoenvironments can be ascertained. The first period is a faster accretion period in the terminal Late Miocene to the Early Pliocene with looser structure and higher volcanic detritus contents, corresponding to the active Antarctic bottom waters and depressed temperature from the intermediate Middle Miocene to the Early Pliocene. The second period is a pulse of pelagic clay deposition at the Early to Middle Pliocene, reflecting the shrinkage of the Antarctic bottom waters and the global temperature elevation of this period. The third period is a slower accretion period from the Middle Pliocene, which indicates the more violent activity of Antarctic bottom waters once again and more depressed temperature than the first period, facilitating the accretion of a more compact and pure ferromanganese zone. The paleoceanographic histories of these studied areas had not been made clear in previous research.

**Key words:** new-type ferromanganese crust; paleoenvironment; geochemistry; East Philippine Sea.

### 0 引言

大洋水成富铁锰结壳在过去几十年中受到了极大关注, 这不仅因为它们富含 Mn、Co、Cu、Ni 和

Pt 的重要潜在矿产资源 (Manheim, 1986), 还因为它们潜在的对其生长过程中古海洋环境的记录作用 (Hein *et al.*, 1992; McMurtry *et al.*, 1994; Banakar *et al.*, 2003)。

前人的研究成果已经证实海山水成富铁锰结壳内部化学组成的变化可以反映其形成过程中主要外界环境变化的影响(De Carlo, 1991; Neumann and Stueben, 1991; Hein *et al.*, 1992; McMurtry *et al.*, 1994; Banakar *et al.*, 1997; Wen *et al.*, 1997; 史跃中等, 2004). 本文的研究目的是要阐明东菲律宾海深水区未固结沉积物表层所发现的新型富铁锰结壳典型样品生长过程中所记录的古海洋环境. 它无论在水深和沉积环境上均与海山水成结壳不同. 它的壳层元素分布和海山水成结壳一样也可以反映其形成过程中的古海洋环境变化, 并且由于形成过程中及形成后一直位于碳酸盐补偿深度(CCD)附近及以下, 没有遭受到海山结壳中常常存在的磷酸盐化作用, 从而使其古海洋环境记录更加真实可信. 本文通过对其微间距样品的地球化学和年代学综合分析, 对这一新型富铁锰结壳生长过程中所记录的古海洋环境进行了讨论.

## 1 材料与方法

研究所用结壳取自西太平洋东菲律宾海的帕里西维拉(Parece Vela)海盆内 4 837 m 水深的未固结深海粘土沉积物表层(17°53. 27'N, 136°46. 47'E), 位于 CCD 以下(Ujii, 1975). 取样站位非常靠近 DSDP Leg 59 航次的 449 孔(18°01. 84'N, 136°32. 19'E).

结壳为褐黑色, 层状结构. 顶部(0~14 mm)为晚期结壳致密层; 中间(14~51 mm)为结壳的生长间断层, 即深海粘土沉积物夹层; 底部(51~65 mm)为早期结壳较致密层.

结壳的微间距样品是选取结壳中具有最大厚度(65 mm)和平滑表面的一小部分按 2~5 mm 的间距小心刮得的. 样品均经玛瑙研钵磨至 200 目. 化学成分由中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所中心实验室测试, 年代学测试由中国科学院地质与地球物理研究所铀系年代学实验室完成.

常、微量元素的化学分析分别用 XRF 和 ICP-MS 完成. 其准确度由同时测试国家一级标准物质 GSD-9 和 GSD-10 来控制, 误差除 Cu 为 6. 6% 外均小于 5%.

稀土元素(REE)的测试是在按标准步骤对样品溶液进行阳离子富集后用 ICP-MS 测试的. 其准确度也由同时测试国家一级标准物质 GSD-9 和 GSD-10 来控制, 误差均小于 4%. 结壳表层的生长速率

用 $^{230}\text{Th}$ 过剩( $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ )法测得.

## 2 年代和元素剖面特征

### 2.1 年代

富铁锰结壳的测年方法很多, 但其中最简单有效且常用的主要是 U 系法(Banakar and Borole, 1991; Eisenhauer *et al.*, 1992; Chabaux *et al.*, 1995; Banakar and Hein, 2000).  $^{230}\text{Th}$ 过剩法测得的表层结壳生长速率为 4. 2 mm/Ma(图 1). 据镜下观察, 晚期壳层中并没有明显的沉积间断和构造变化, 故可将其作为整个晚期壳层的平均生长速率. 由此可知晚期壳层的形成时间约为 3. 3 Ma, 为中上新世. 中间的生长间断层形成深海粘土沉积, 其沉积速率是壳层的上千倍, 形成时间较短, 应为早、中上新世时期. 早期壳层中的铁、锰氧化物/氢氧化物含量偏低, 而碎屑物质则相应增多, 壳层中以不规则状构造为主, 代表着碎屑物质的大量供给和较强的底流条件, 这种壳层往往具有较快的生长速率(Friedrich and Schmitz-Wiechowski, 1980). 那么早期壳层的生长时间应不超过 3 个 Ma, 为晚中新世晚期—早上新世.

### 2.2 元素剖面特征

所研究结壳微间距样品的常量、微量及稀土元素含量分析结果见表 1 和表 2.

2.2.1 常、微量元素剖面特征 从常量、微量元素的含量变化剖面图(图 2)中不难看出, 这些元素的

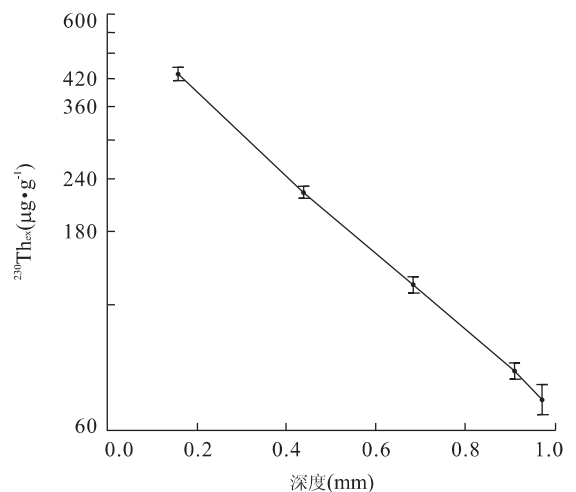


图 1 富铁锰结壳表层 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ 与深度关系

Fig. 1 Relationship between excessive  $^{230}\text{Th}$  and depth of the surface part of the ferromanganese crust

表 1 结壳常量元素和微量元素含量

Table 1 Major, minor and trace element abundances of the ferromanganese crust

深度(mm)	Mn	Fe	Al	P	Ca	Ti	Mn/Fe	Ca/P	Cu
0.0~2.5	5.82	23.99	3.54	0.49	4.25	0.88	0.24	8.58	761.7
2.5~5.0	6.46	25.49	2.74	0.57	4.41	0.89	0.25	7.80	817.2
5.0~7.5	7.39	25.69	2.16	0.62	4.66	0.91	0.29	7.54	903.7
7.5~10.0	7.27	24.28	2.17	0.63	4.68	0.89	0.29	7.48	920.3
10.0~12.5	7.32	24.63	2.41	0.58	4.69	0.92	0.29	8.08	1 028.1
15~20	1.29	10.64	7.64	0.09	2.38	0.41	0.12	25.92	515.6
20~25	1.37	10.64	7.69	0.09	2.52	0.41	0.13	26.89	498.6
25~30	1.22	10.16	7.69	0.08	2.32	0.39	0.12	25.93	498.2
30~35	1.07	10.86	7.45	0.09	2.68	0.42	0.09	29.34	575.4
35~40	0.86	11.45	7.46	0.08	3.12	0.48	0.08	39.60	505.8
40~45	0.73	11.68	7.62	0.07	3.24	0.52	0.06	47.05	517.0
45~50	3.05	17.45	6.05	0.21	4.14	0.78	0.18	19.48	708.4
52~54	4.54	19.18	4.44	0.39	5.04	1.01	0.24	12.74	957.6
54~56	3.35	14.75	3.26	0.48	3.54	0.78	0.23	7.36	947.5
56~58	5.70	20.61	3.54	0.49	4.81	0.88	0.28	9.84	971.9
58~63	6.29	22.76	3.11	0.51	4.60	0.90	0.28	9.03	921.0
总平均	3.98	17.77	4.94	0.34	3.82	0.72	0.19	18.29	753.00
壳层平均	6.02	22.38	3.04	0.53	4.52	0.89	0.27	8.72	914.33
夹层平均	1.37	11.84	7.37	0.10	2.91	0.49	0.11	30.60	545.57
深度(mm)	Co	Ni	Zn	Pb	Cr	Mo	Ba	V	Sc
0.0~2.5	1 525	778.5	397.6	946.6	38.0	98.9	1 792.1	661.4	16.93
2.5~5.0	1 606	749.4	432.2	972.5	32.2	149.7	2 167.3	685.7	17.05
5.0~7.5	1 917	924.8	460.8	1 037.0	35.7	205.3	2 472.2	739.7	16.21
7.5~10.0	1 767	1 002.6	435.6	978.3	40.2	215.2	2 471.6	717.4	14.81
10.0~12.5	1 681	1 138.1	437.5	983.5	37.3	207.6	2 484.4	726.6	14.78
15~20	125.2	407.2	225.1	62.2	21.1	12.1	325.1	211.2	32.16
20~25	127.8	362.4	218.2	56.1	22.6	14.8	359.6	222.8	31.64
25~30	105.5	422.8	220.1	45.5	19.5	12.9	301.6	204.6	33.92
30~35	109.7	468.5	261.5	44.0	23.1	9.6	274.1	220.3	39.89
35~40	114.2	268.8	249.2	45.1	26.4	5.1	284.9	219.6	37.35
40~45	110.6	202.8	249.4	50.1	21.0	3.5	273.1	221.0	37.75
45~50	426.2	451.9	368.4	284.6	25.5	21.7	982.6	386.6	26.94
52~54	849.3	845.9	450.7	585.4	26.4	133.2	1 912.1	525.0	19.08
54~56	1 130	944.3	445.2	728.3	38.6	150.1	1 544.0	372.2	18.57
56~58	1 415	1 019.4	439.3	871.4	37.5	167.2	2 087.1	581.6	16.61
58~63	1 622	943.1	425.9	1 027.4	34.6	166.2	2 245.2	631.3	15.80
总平均	914.47	683.16	357.29	544.88	29.98	98.31	1 373.57	457.94	24.34
壳层平均	1 501.37	927.34	436.09	903.38	35.61	165.91	2 130.67	626.77	16.65
夹层平均	159.89	369.20	255.99	83.94	22.74	11.40	400.14	240.87	34.24

常量元素单位为%;微量元素单位为 μg/g.

分布与宏观分层结果相一致,也可明显划分为 3 个阶段.其中早、晚期壳层为较典型的结壳层,具有较高的水成元素(Mn、Fe、P、Ca、Ti、Cu、Co、Ni、Zn、Pb、Cr、Ba 和 V)含量和较低的碎屑元素(Al 和 Sc)含量,并且早期壳层的碎屑物质含量略高于晚期壳层;2 个壳层内部的水成元素含量则具有自下而上逐渐降低或波动降低的特点,而碎屑元素则与之相反,表明在结壳的这 2 个生长阶段中,碎屑物质对结

壳物质组成的影响作用逐渐增强.第二阶段则为—结壳的生长间断期,碎屑元素含量骤增而水成元素含量则相应剧减,且其内部元素含量变化相对较小.在该阶段,水成元素的含量明显低于上下壳层,并且该层的 Ca/P 比值远超过海山结壳中常见的碳氟磷灰石(CFA)中的 Ca/P 值(Banakar *et al.*, 1997).表明该结壳没有遭受到明显的钙、磷化后期改造作用.

2.2.2 稀土元素剖面特征 不同结壳生长阶段的

表 2 结壳稀土元素含量

Table 2 Rare earth element (REE) abundances of the ferromanganese crust

深度(mm)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
0.0~2.5	182.7	1 075.0	45.22	184.8	40.33	10.30	44.37	7.00	41.55
2.5~5.0	211.2	1 050.0	50.69	209.1	45.04	11.45	48.96	7.83	46.36
5.0~7.5	238.2	1 075.0	55.70	227.3	48.05	12.43	53.79	8.55	50.90
7.5~10.0	249.3	1 058.0	57.03	235.5	49.90	12.98	55.39	8.86	53.51
10.0~12.5	260.6	1 279.7	58.68	243.9	50.86	13.12	56.30	9.12	55.53
15~20	45.7	45.1	10.20	42.9	9.33	2.36	9.20	1.51	9.01
20~25	48.8	39.3	10.70	45.7	9.80	2.48	9.60	1.58	9.59
25~30	42.3	36.6	9.50	40.6	8.72	2.31	8.80	1.41	8.55
30~35	33.9	33.5	7.70	33.0	7.19	2.02	7.20	1.17	7.23
35~40	32.0	36.6	7.40	31.6	6.96	1.89	7.00	1.14	6.77
40~45	33.8	42.3	7.50	32.1	6.82	1.90	6.90	1.17	6.79
45~50	104.3	297.0	24.60	104.0	22.25	5.54	24.20	3.88	24.58
52~54	162.6	598.4	37.68	155.7	33.24	8.71	37.76	6.16	38.12
54~56	211.9	669.8	48.51	201.3	43.06	11.31	48.70	7.96	48.63
56~58	210.0	895.5	47.30	193.9	41.10	10.70	46.80	7.50	45.90
58~63	216.5	979.1	48.95	198.9	41.44	10.80	46.80	7.56	46.17
总平均	142.74	575.68	32.96	136.27	29.01	7.52	31.99	5.15	31.20
壳层平均	215.89	964.50	49.97	205.60	43.67	11.31	48.76	7.84	47.41
夹层平均	48.69	75.77	11.09	47.13	10.15	2.64	10.41	1.69	10.36
深度(mm)	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	TREE	TCe	Ce-anomaly
0.0~2.5	7.66	22.00	3.528	22.63	3.90	34.10	1 825.10	1 538.35	2.89
2.5~5.0	8.60	24.31	3.909	25.19	4.32	150.10	1 897.06	1 577.48	2.48
5.0~7.5	9.55	26.96	4.388	28.05	4.78	164.40	2 008.05	1 656.68	2.28
7.5~10.0	10.03	28.04	4.598	29.44	5.08	169.40	2 027.06	1 662.71	2.16
10.0~12.5	10.34	29.42	4.797	30.84	5.31	175.70	2 284.22	1 906.86	2.52
15~20	1.67	4.26	0.710	4.68	0.81	35.90	223.34	155.59	0.51
20~25	1.76	4.49	0.780	5.08	0.86	37.60	228.12	156.78	0.42
25~30	1.60	3.89	0.700	4.41	0.79	35.90	206.08	140.03	0.45
30~35	1.31	3.34	0.550	3.64	0.63	29.80	172.18	117.31	0.51
35~40	1.28	3.31	0.540	3.67	0.61	26.00	166.77	116.45	0.58
40~45	1.30	3.21	0.550	3.70	0.61	26.80	175.45	124.42	0.65
45~50	4.70	12.15	2.140	14.17	2.42	94.20	740.13	557.69	1.43
52~54	7.32	21.35	3.528	22.86	3.95	133.90	1 271.28	996.33	1.86
54~56	9.31	27.10	4.469	28.93	5.04	169.10	1 535.12	1 185.88	1.61
56~58	8.90	25.70	4.200	27.20	4.70	164.50	1 733.90	1 398.50	2.19
58~63	8.92	25.71	4.304	27.70	4.79	158.90	1 826.54	1 495.69	2.32
总平均	5.89	16.58	2.73	17.64	3.04	106.64	1 145.02	924.17	1.55
壳层平均	8.96	25.62	4.19	26.98	4.65	157.79	1 823.15	1 490.94	2.26
夹层平均	1.95	4.95	0.85	5.62	0.96	40.89	273.15	195.47	0.65

微量元素单位为  $\mu\text{g/g}$ .

稀土元素北美页岩标准化配分模式如图 3 所示. 典型壳层的稀土元素北美页岩标准化配分模式均具有重稀土弱亏损和明显的 Ce 正异常特征, 与深海水成结核及海山结壳相似, 而与海水截然不同. 中间深海粘土层的稀土元素北美页岩标准化配分模式则表现为与典型壳层截然不同的重稀土弱富集和 Ce 弱负异常特征, 表明了两者之间在物源和形成环境上的巨大差异.

从表 2 中, 我们可以详细地看出它们在不同生长阶段的变化特点. 在典型壳层, 稀土总量(TREE)和轻稀土元素含量(TCe)均自下而上逐渐降低, 表明随着壳层生长对周围海水中稀土元素的消耗, 从海水中结合进壳层的稀土元素(尤其是轻稀土元素)越来越少. 表明了结壳对稀土元素尤其是轻稀土元素的强烈吸附作用(Hein *et al.*, 1988). 在中间的深海粘土层, 两者变化幅度均较小.

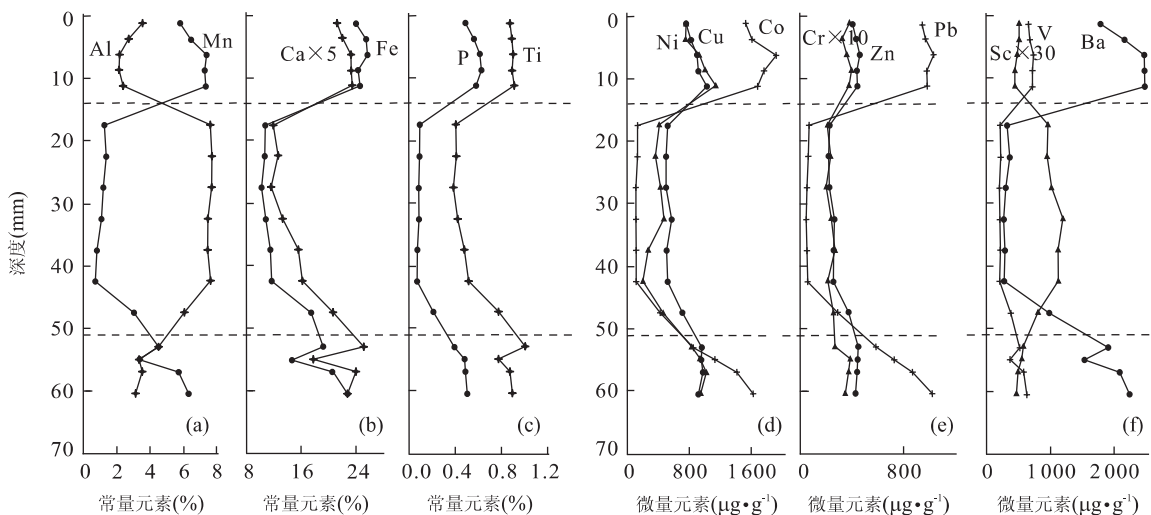


图 2 结壳常量元素含量和微量元素含量深度剖面图

Fig. 2 Depth profiles of major and trace elements contents in the crust

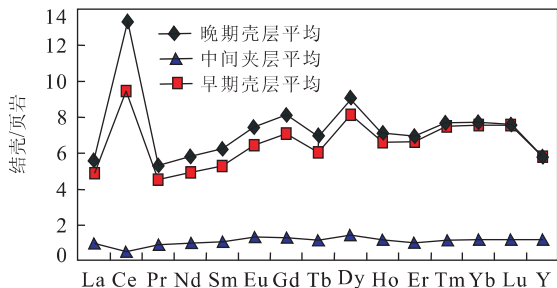


图 3 结壳不同生长阶段的稀土元素北美页岩标准化配分模式

Fig. 3 NASC-normalized REE pattern of different crust periods

结壳中铈异常(Ce-anomaly)的氧化、还原环境指示作用已经得到很好验证(German and Elderfield, 1990; De Carlo, 1991; Banakar *et al.*, 1997). 所研究结壳早、晚期壳层中的铈异常与 Fe、Mn 元素间为较强的正相关( $R$  分别为 0.80 和 0.64), 表明这 2 个壳层中的铈异常也可以用于反映其形成时的古氧化、还原环境(Banakar *et al.*, 1997).

从表 2 可以看出, 结壳不同生长阶段具有不同的铈异常程度和变化特点. 早、晚期壳层中的铈异常值普遍较高, 表明它们均形成于较强的氧化性环境中, 且晚期壳层的铈异常值略高于早期壳层, 表明其形成时的氧化程度相对更强. 但两者的变化趋势却截然相反. 在早期壳层中, 铈异常值逐渐降低, 表明在该阶段的结壳生长过程中, 周边环境的氧化程度逐渐降低, 从而越来越不利于结壳生长, 加上结壳生长对周围海水中稀土元素的消耗, 由此形成的壳层

中稀土元素含量也会相应降低. 在晚期壳层中, 铈异常值逐渐增高, 表明在该阶段的结壳生长过程中, 周边环境的氧化程度逐渐增强, 有利于结壳的生长. 若物源充足的话, 壳层中的稀土元素含量也应相应增加, 但实际上壳层中的稀土元素含量却表现为降低的趋势, 那么这应该是由结壳生长对周围海水中稀土元素的消耗造成的. 而在中间的结壳生长间断期, 铈异常值普遍较低, 代表了该期海水较弱的氧化程度, 不利于结壳的生长, 从而形成生长间断.

### 3 富铁锰结壳的古海洋环境记录

由于所研究结壳样品的位置与 DSDP 449 钻孔非常接近, 因此, 我们结合该钻孔及附近海区的资料和研究成果对结壳生长过程中所记录的古海洋环境作进一步综合分析.

从 449 钻孔资料来看, 研究区 13 Ma 以来均为深海粘土沉积, 其平均沉积速率小于 3.4 mm/ka (Scott *et al.*, 1981). 由于沉积物中缺乏古生物化石和火山灰层, 研究区中中新世以来的古海洋学研究非常有限.

据铀系测年结果和壳层元素分布特征, 可将该结壳的生长过程划分为 3 个主要阶段. 第一阶段为晚中新世晚期—早上新世的结壳快速生长期, 壳层结构疏松并含有较多的火山碎屑物质; 第二阶段为早、中上新世的结壳生长间断期, 形成深海粘土沉积; 第三阶段为中上新世以来的结壳缓慢生长期, 壳

层结构致密并具有较高的水成元素含量。

在晚中新世晚期—早上新世的早期壳层生长阶段,处于中中新世初期—上新世早期的南极底流活跃、降温期(Shackleton and Kennett, 1975; Savin, 1977; 黄永祥等, 1997)。研究区附近的西北、北太平洋底层海水形成较强烈的降温和较强的氧化环境(Savin, 1977; 黄永祥等, 1997),这一大范围的古气候事件也将影响结壳所在海盆,为早期壳层的形成和生长提供了有利条件。这时,西马里亚纳海脊火山活动虽已完全停止(Scott *et al.*, 1981),但火山活动所引起的底层古海水中高含量的金属物质在适宜的古水温和氧化还原条件下开始形成结壳并快速生长。由于该区火山喷发物中富铁贫锰(Hussong and Uyeda, 1982),因此形成的早期壳层也以铁的氧化物/氢氧化物为主。并且由于火山碎屑的注入,使早期壳层具有较高的碎屑含量、较快的生长速率和较疏松的不规则状构造。随着结壳生长对周围海水中成矿元素的消耗、氧化程度的降低以及水温的逐渐回升(Savin, 1977),壳层中水成元素的含量也相应越来越低。

第二阶段为结壳的生长间断期。此时的研究区及其附近区域相对稳定(Scott *et al.*, 1981; Hussong and Uyeda, 1982),该阶段的沉积物中火山物质含量很低,其基本组成主要是深海粘土。因此,这一生长间断应该是由古气候及氧化程度等的变化所引起。而这一时期正对应着早、中上新世的南极底流衰减和升温(Shackleton and Kennett, 1975; Savin, 1977; 黄永祥等, 1997),较高的底层海水温度及氧化程度的降低均不利于结壳的生长,并且此时海水中的成矿元素相对匮乏,从而形成壳层生长间断。

第三阶段为中上新世以来的结壳缓慢生长期,该期壳层具有相对致密的结构和较高的水成元素含量。这一时期对应着中上新世以来的南极底流再次活跃和强降温(Shackleton and Kennett, 1975; Savin, 1977; 黄永祥等, 1997; Xu, 1997),底层海水的氧化程度要强于结壳生长的第一阶段,更利于壳层的发育。该期壳层的物质来源主要为马里亚纳海脊火山喷发为研究区底层古海水中带来的高含量金属物质,该期火山喷发物同样也具有富铁低锰的特点。由于该期火山活动距离较远,粗粒火山碎屑物质基本难以到达该处,形成的壳层中含有相对较少的碎屑物质、较慢的生长速率和相对致密的结构。随着壳层的不断生长及火山活动的减弱(Hussong and

Uyeda, 1982),海水中的成矿物质越来越少,尽管周边环境仍然有利于结壳生长(Savin, 1977),壳层中的水成元素含量却表现出降低的趋势。表明物源对结壳生长的首要制约作用。可见,新型深水水成富铁锰结壳的不同生长阶段对应着不同的古海洋环境,进一步证实了水成富铁锰结壳壳层元素变化与其成因间的紧密联系及其在古海洋学研究方面的重要价值(Banakar *et al.*, 1997; 蔡毅华和黄奕普, 2002)。通过对该壳层化学特征的研究,不但可以反映结壳发育区古海洋环境的变迁,还可以进一步研究世界大洋底流模式的变迁和全球性古环境的变化,从而将结壳生长与研究区古海洋环境乃至全球古气候变化联系起来(蔡毅华和黄奕普, 2002; Banakar *et al.*, 2003)。近年来,富铁锰结壳已成为古海洋学和全球变化研究领域中的一个非常活跃的热点课题,并且也是今后进一步深入研究的一个重要方向。

## 4 结论

(1) 铀系年代学结果表明,东菲律宾海新型深水水成富铁锰结壳表层的生长速率为 4.2 mm/Ma,可知顶部晚期壳层形成于中上新世以来,中间粘土夹层的形成时间为早、中上新世;底部早期壳层的形成时间则为晚中新世晚期—早上新世。

(2) 元素剖面特征显示,早期壳层具有相对较低的铀异常值、较高的碎屑元素含量和相对疏松的不规则状构造,表明其形成环境的氧化程度相对较弱、具有较多的火山碎屑物质注入和较快的生长速率;中间夹层为一结壳的生长间断期,形成深海粘土沉积,表明此时的环境不利于壳层的发育;晚期壳层具有相对较高的铀异常值、较低的碎屑元素含量和相对致密的结构,表明其形成时的氧化程度相对较强、受火山碎屑物质影响较小且具有较慢的生长速率。

(3) 研究结果进一步证实了新型深水水成富铁锰结壳壳层元素特征在古海洋环境恢复方面的重要应用价值,并据此对研究区不甚明了的晚中新世以来的古海洋学历史进行了探讨。

结壳的不同生长阶段对应着不同的古海洋环境。早、晚期壳层分别对应着南极底流的 2 次活跃和强降温,为结壳的生长提供了比较适宜的古海洋环境,而 2 期火山活动则为这 2 个壳层的形成提供了较为丰富的物质来源。随着壳层生长过程中物源的减少,即便周边环境仍然有利于结壳的发育,壳层中

的水成元素却依然表现为降低的趋势。表明了结壳生长过程中,物源相对于外界环境的首要性。第二阶段的粘土夹层则对应着早、中上新世的南极底流衰减和升温,不利于结壳的生长,并且该期海水中的成矿元素也比较匮乏,从而形成壳层生长间断。

致谢:样品由中国科学院海洋研究所 2004 年东菲律宾海环境调查航次取得,调查队成员及“科学一号”的隋以勇船长和全体船员为此付出了艰辛的劳动;中科院地质与地球物理研究所的马志邦高工在铀系测年过程中给予了极大的帮助,几位审稿专家提供了宝贵意见和建议,在此谨表谢意。

## References

- Banakar, V. K., Borole, D. V., 1991. Depth profiles of  $^{230}\text{Th}_{\text{excess}}$ , transition metals and mineralogy of ferromanganese crusts of the Central Indian basin and implications for paleoceanographic influence on crust genesis. *Chem. Geol.*, 94:33–44.
- Banakar, V. K., Galy, A., Sukumaran, N. P., et al., 2003. Himalayan sedimentary pulses recorded by silicate detritus within a ferromanganese crust from the Central Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205:337–348.
- Banakar, V. K., Hein, J. R., 2000. Growth response of a deep-water ferromanganese crust to evolution of the Neogene Indian Ocean. *Mar. Geol.*, 162:529–540.
- Banakar, V. K., Pattan, J. N., Mudholkar, A. V., 1997. Palaeoceanographic conditions during the formation of a ferromanganese crust from the Afanasiy-Nikitin seamount, North Central Indian Ocean: Geochemical evidence. *Mar. Geol.*, 136:299–315.
- Cai, Y. H., Huang, Y. P., 2002. Advances on studies of geochemistry and paleoceanography of the Co-rich crust. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait*, 21(2): 258–264 (in Chinese with English abstract).
- Chabaux, F., Cohen, A. S., O’Nions, R. K., et al., 1995.  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  chronometry of Fe-Mn crust: Growth processes and recovery of thorium isotopic ratios of seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59:633–638.
- De Carlo, E. H., 1991. Paleoceanographic implication of rare earth element variability in a marine Fe-Mn crust from the Hawaiian Archipelago. *Mar. Geol.*, 98:449–467.
- Eisenhauer, A., Gogen, K., Pernicka, E., et al., 1992. Climatic influences on the growth rates of Mn crusts during the Late Quaternary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109: 25–36.
- Friedrich, G., Schmitz-Wiechowski, A., 1980. Mineralogy and chemistry of a ferromanganese crust from a deep-sea hill, Central Pacific, “Valdivia” Cruise VA 13/2. *Mar. Geol.*, 37:71–90.
- German, C., Elderfield, H., 1990. Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, 5:823–833.
- Hein, J. R., Bohron, W. A., Schulz, M. J., et al., 1992. Variations in the fine-scale composition of a central Pacific ferromanganese crust: Paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 7:63–77.
- Hein, J. R., Schwab, W. C., Davis, A. S., 1988. Cobalt and platinum-rich ferromanganese crusts and associated substrate rocks from the Marshall Islands. *Mar. Geol.*, 78:255–283.
- Huang, Y. Y., Yang, H. N., Kuang, Y. Q., et al., 1997. Controlling of the formation and distribution for polymetallic nodules by the seafloor sediment types and its geochemical environment. China University of Geosciences Press, Wuhan, 3–72 (in Chinese).
- Hussong, D. M., Uyeda, S., 1982. Tectonic process and the history of the Marina Arc: A synthesis of the results of deep sea drilling project Leg 60. In: Hussong, D. M., Uyeda, S., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 60:909–929.
- Manheim, F. T., 1986. Marine cobalt resources. *Science*, 232: 600–608.
- McMurtry, G. M., Vonderhaar, D. L., Eisenhauer, A., et al., 1994. Cenozoic accumulation history of a Pacific ferromanganese crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 125:105–118.
- Neumann, T., Stueben, D., 1991. Detailed geochemical study and growth history of some ferromanganese crusts from the Tuamotu Archipelago. *Mar. Min.*, 10:29–48.
- Savin, S. M., 1977. The history of the earth’s surface temperature during the last 100 million years. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 5:319–355.
- Scott, R., Kroenke, L., Zakariadze, G., et al., 1981. Evolution of the South Philippine Sea: Deep sea drilling project Leg 59 results. In: Kroenke, L., Scott, R., Balshaw, K., et al., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 59:803–815.
- Shackleton, N. J., Kennett, J. P., 1975. Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. In: Kennett, J. P., Houtz, R. E., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29:743–755.

Shi, Y. Z., Hu, C. Y., Fang, N. Q., et al., 2004. Carbon isotopic composition of organic matter in Co-rich ferromanganese crusts and its implication for paleoceanography. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 29 (2): 148—150, 156 (in Chinese with English abstract).

Ujiié, H., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the Western Philippine Sea, Leg 31 of DSDP. In: Karig, D. E., Ingle, J. C. Jr., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 31: 677—691.

Wen, X., De Carlo, E. H., Li, Y. H., 1997. Interelement relationships in ferromanganese crusts from the Central Pacific Ocean: Their implications for crust genesis. *Mar. Geol.*, 136: 277—297.

Xu, D. Y., 1997. Paleo-ocean events and mineralization in the Pacific. In: *Proceedings of the 30th International Geological Congress*, 13: 129—144.

附中文参考文献

蔡毅华, 黄奕普, 2002. 富钴结壳地球化学与古海洋学研究进展. *台湾海峡*, 21(2): 258—264.

黄永祥, 杨慧宁, 匡耀求, 等, 1997. 海底沉积物类型及其地球化学环境对多金属结核形成与分布的控制作用. 武汉: 中国地质大学出版社, 3—72.

史跃中, 胡超涌, 方念乔, 等, 2004. 富钴结壳中有机碳同位素组成特征及其古海洋意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(2): 148—150, 156.

\*\*\*\*\*

《地球科学——中国地质大学学报》  
2006 年 第 31 卷 第 4 期 要目预告

利用超高压变质岩的 P 波速度估算地下岩石的热导率 .....	欧新功等
苏鲁造山带五莲新元古代花岗岩类成因的 Sr-Nd 同位素证据 .....	薛怀民等
大陆科学钻探工程 CCSD 主孔中发现的大量流体交代脉体 .....	徐珏等
深井地球物理长期观测的最新进展及其前景 .....	徐纪人等
磁化率和密度对中国大陆科学钻探主孔 100~2 000 m 岩石类型的判别 .....	徐海军等
苏北高压—超高压变质带中成矿作用 .....	余金杰等
榴辉岩中金红石的矿物地球化学研究及其意义 .....	陈振宇等
CCSD 超高压榴辉岩中的水: 红外光谱分析 .....	徐薇等