

文章编号: 1000-0550(2003) 03-0467-06

赤道东太平洋 C—C 区硅质沉积物的磁性特征 及细菌合成磁铁矿¹

张卫国¹ 俞立中¹ 丛友滋²

1 (华东师范大学河口海岸国家重点实验室 上海 200062)

2 (国家海洋局第一海洋研究所 山东青岛 266003)

摘要 对分布于赤道东太平洋克拉里昂和克里帕顿断裂带之间(C—C 区)的硅质沉积物所作的环境磁学研究表明,沉积物的磁性特征由亚铁磁性矿物主导,亚铁磁性矿物颗粒以单畴(SD)和超顺磁(SP)为主。磁性参数和透射电镜(TEM)分析表明,该区沉积物中存在着细菌合成的磁铁矿,并观察到磁铁矿存在不同程度的溶解。这一发现是微生物参与 C—C 区铁元素循环的直接证据。不完整反铁磁性矿物在氧化性较强的西区沉积物中含量较高,且随着纬度升高而增加,显示随着远离赤道,沉积物氧化性趋强。

关键词 硅质沉积物 磁性特征 细菌合成磁铁矿 纬向变化 赤道太平洋

第一作者简介 张卫国 男 1971 年出生 副研究员 博士 环境磁学

中图分类号 P736.4 **文献标识码** A

1 引言

磁性矿物(主要为铁的氧化物和硫化物)是沉积物中普遍存在的组分,但其含量通常较低,颗粒大小差异悬殊,如粗颗粒磁铁矿一般为微米级,而细颗粒磁铁矿仅为纳米级,常规的矿物学分析方法,如重矿分析、X 射线衍射分析等,往往不能有效地反映磁性矿物的特征,进而提取其所蕴含的环境信息。20 世纪 70 年代中期发展起来的环境磁学^[1],利用磁性测量技术,可以提供有关磁性矿物含量、类型和颗粒大小等信息,且方法简捷、快速,对样品一般无须预处理,不具破坏性,这些特点使得环境磁学在沉积物来源判别及沉积环境分析等领域发挥了重要的作用。

赤道东太平洋克拉里昂和克里帕顿断裂带之间(C—C 区)由于多金属结核的产出而备受关注。为了阐明多金属结核的形成机制,众多研究者从沉积学、矿物学、地球化学、微生物学等不同角度对 C—C 区硅质沉积物进行了大量的研究^[2~7]。本文试图通过 C—C 区沉积物磁性特征的研究,揭示该区磁性矿物的类型、颗粒大小及其成因,并探讨其对沉积环境的指示意义。

2 样品和方法

研究区域为 1994 年国家海洋局 DY85—4 航次调查的东、西二区(图 1),其地理坐标大致为 7.30°~

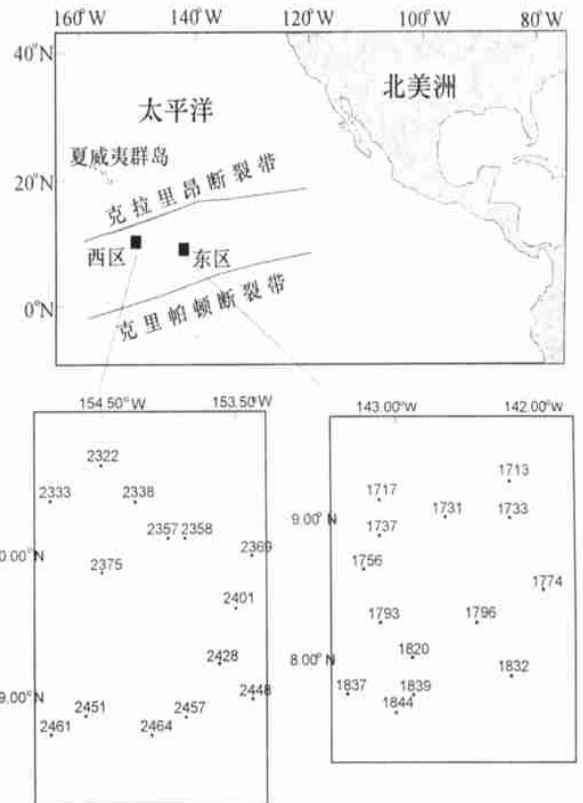


图 1 研究区域及分析样品站位

Fig. 1 The study area and sampling sites

¹ 国家自然科学基金(批准号: 40001020)、上海市重点学科资助。

10.40°N, 141.30° ~ 143.50° W (东区) 和 8.25° ~ 11.25°N, 153.25° ~ 155.00°W (西区)。两块区域相距约 1100 多千米, 均位于东太平洋海盆克拉里昂和克里帕顿两大断裂带之间(C-C 区)。该区水深变化于 4900~ 5200 m 之间, 表层沉积物由硅质粘土、硅质软泥和含硅质粘土组成, 通常呈黄褐色、褐色和棕褐色。本文研究的样品为采自 28 个站点的表层沉积物, 东、西区各 14 个站点, 以硅质粘土为主(图 1)。

称取约 5 g 低温烘干的样品, 置于 10 ml 聚乙烯样品盒中, 按如下步骤进行磁性测量: 低频(0.47 kHz)和高频(4.7 kHz)弱磁场中的磁化率(χ_{LF} , χ_{HF}), 非滞后剩磁(ARM, 最大交流磁场强度 100 mT, 直流磁场强度 0.04 mT), 不同磁场强度(300 mT、1 T)中获得的等温剩磁(IRM)及 -20 mT、-40 mT、-100 mT 反向磁场退磁后携带的等温剩磁。磁化率测量选用英国 Bartington MS2 磁化率仪; 剩磁测量选用 Molspin 公司生产的交变退磁仪、脉冲磁化仪和旋转磁力仪。根据测量结果, 计算单位质量磁化率(χ)、频率磁化率($\chi_{fd}\%$, $[\chi_{LF} - \chi_{HF}] / \chi_{LF} \times 100$)、饱和等温剩磁(SIRM, 指 1T 磁场中获得的等温剩磁)、硬剩磁(HIRM, $SIRM - IRM_{300\text{ mT}}$)、非滞后剩磁磁化率(χ_{ARM} , 为 ARM 与获取非滞后剩磁所施加的直流磁场强度之比)、剩磁矫顽力(B_{cr})及各种比值参数, 如 $F_{300\text{ mT}}$ ($IRM_{300\text{ mT}} / SIRM \times 100$)、 $S_{-100\text{ mT}}$ ($[SIRM - IRM_{-100\text{ mT}}] / [2 \times SIRM] \times 100$)、 $\chi_{ARM} / SIRM$ 、(χ_{ARM} / χ_{fd})等。其计算方法、单位及矿物学涵义可参阅文献^[8]。热磁分析用英国磁性测量公司 VFTB 进行。

在磁性测量结果的基础上, 在两区各选择代表性的样品采用低强度、高梯度的弱磁场^[9]进行磁性矿物的提取, 再将富集的磁性矿物进行透射电镜(TEM)分析, 以进一步确定磁性矿物的成因, 所用电镜为 JEOL100CX ④。

3 结果

3.1 磁性特征及其区域变化

东、西两区沉积物磁性参数测量结果见表 1。各区域内磁性参数的变化幅度较小, 反映了沉积物物质组成的相对均一性, 因此尽管本文研究的站点有限, 仍是能够反映研究区域沉积物的磁性特征的。

沉积物的磁性特征主要与磁性矿物的类型、颗粒大小和含量有关。 $F_{300\text{ mT}}$ 是样品在 300 mT 磁场磁化后所携剩磁占饱和等温剩磁的百分比, 两区所有样品 $F_{300\text{ mT}}$ 均达 96% 以上, 说明亚铁磁性矿物(如磁铁矿、磁赤铁矿)主导了样品的基本磁性特征。沉积物具有的低剩磁矫顽力($\sim 30\text{ mT}$)也佐证了这一点。两区样品的热磁曲线显示(图 2), 沉积物中存在大量顺磁性组分, 尽管 580 °C 左右的磁铁矿居里温度不是很明显, 但也排除了胶黄铁矿存在的可能性, 这与研究区的氧化环境是相吻合的。比值参数($\chi_{ARM} / SIRM$ 可用于磁性矿物颗粒大小的估计^[10])。按照($\chi_{ARM} / SIRM > 70$)指示了 $< 0.07\ \mu\text{m}$ 颗粒主导样品磁性特征的判断指标^[10], 两区样品中磁铁矿显然以细颗粒的单畴(SD)为主(表 1)。两区样品的 $\chi_{fd}\%$ 较高, 达 6.52% ~ 7.79%, 表明沉积物中还含有大量超顺磁(SP, $< \sim 0.03\ \mu\text{m}$)颗粒。

比较东、西两区, 尽管两区沉积物某些磁性参数表现出相似性, 但差异仍是很显著的。 χ 、SIRM 近似地指示了样品中亚铁磁性矿物的含量, 硬剩磁 HIRM 则反映了不完整反铁磁性矿物的含量(如赤铁矿、针铁矿等)。由表 1 可以看出, 西区样品具有较高的 χ 、SIRM 和 HIRM 值, 表明西区沉积物中无论亚铁磁性矿物还是不完整反铁磁性矿物, 其含量都要高于东区沉积物。退磁参数 $S_{-100\text{ mT}}$ 可以较为灵敏地反映亚铁磁性矿物和不完整反铁磁性矿物的相对组成, 当不完整反铁磁

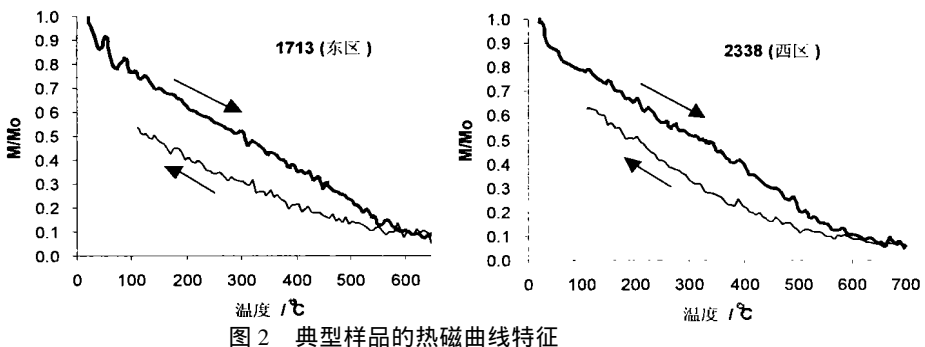


图 2 典型样品的热磁曲线特征

Fig. 2 Thermomagnetic curves of two typical siliceous sediments

表 1 赤道东太平洋 C—C 区硅质沉积物部分磁性参数特征

Table 1 Magnetic parameters of siliceous sediments in C—C zone

区域	站位	χ $10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	χ_{fd} %	SIRM $10^{-6} \text{Am}^2 \text{kg}^{-1}$	HIRM $10^{-6} \text{Am}^2 \text{kg}^{-1}$	χ_{ARM} $10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$	Bcr mT	χ_{ARM}/SIRM 10^{-5}mA^{-1}	$S_{-100 \text{mT}}$ %	$F_{300 \text{mT}}$ %
东 区	1713	45.9	7.3	11283.6	397.5	3032.2	30.5	268.7	91.6	96.5
	1717	43.3	7.6	12227.1	356.6	3170.7	30.5	259.3	91.7	97.1
	1731	48.8	6.9	13269.1	396.1	3506.4	30.5	264.2	92.4	97.0
	1733	41.9	7.8	11557.7	322.2	3306.9	29.8	286.1	92.4	97.2
	1737	47.6	7.2	10738.5	236.7	3466.8	30.4	322.8	92.6	97.8
	1756	46.5	7.2	12925.0	299.7	2970.4	30.8	299.8	92.5	97.7
	1774	47.9	7.3	13285.6	301.8	3148.9	30.6	237.0	92.9	97.7
	1793	50.2	7.1	13001.5	326.4	3499.3	30.9	269.1	92.9	97.5
	1796	49.8	7.6	13955.0	329.6	3198.8	30.6	229.2	92.9	97.6
	1820	44.1	7.4	12518.3	277.2	2887.7	31.1	230.6	92.7	97.8
	1832	47.4	7.6	13557.9	283.6	3679.7	30.7	271.4	93.8	97.9
	1837	41.7	7.8	11650.2	263.1	3120.9	31.2	267.9	92.4	97.7
	1839	44.1	6.8	12454.7	290.9	3198.9	31.0	256.8	92.9	97.6
	1844	41.1	7.5	12722.8	227.1	3441.1	30.8	270.4	93.2	98.2
西 区	2332	60.5	6.6	15919.7	609.0	3166.1	33.2	198.8	87.0	96.1
	2333	56.7	6.5	16357.7	596.7	3213.7	33.6	196.4	86.6	96.3
	2338	58.7	6.6	16810.4	618.6	3050.2	34.1	181.4	84.6	96.3
	2357	57.3	6.7	16073.5	453.5	3548.1	31.7	220.7	87.7	97.2
	2358	61.8	6.7	16329.9	486.7	3365.3	31.2	206.1	87.9	97.0
	2369	58.8	6.8	15690.1	437.5	3348.3	31.7	213.4	87.7	97.2
	2375	53.5	6.8	14853.7	481.6	3038.5	32.8	204.6	86.2	96.7
	2401	47.4	7.8	12480.4	275.2	3265.6	29.7	261.6	91.3	97.8
	2428	52.3	7.0	14698.4	403.9	3263.5	31.5	222.0	87.7	97.2
	2448	53.3	7.1	14651.8	381.7	3343.4	31.2	228.2	88.4	97.4
	2451	52.4	6.5	14108.1	383.4	3177.2	30.8	255.2	88.8	97.3
	2457	53.9	7.2	15048.9	387.5	3321.5	31.4	220.7	88.2	97.4
	2461	54.5	7.1	14504.6	455.7	3295.7	30.5	277.2	89.2	96.8
	2464	51.8	6.9	14317.6	334.9	3111.9	30.6	217.4	89.2	97.7
东 区	均值	45.7	7.4	12510.5	307.8	3259.2	30.7	261.7	92.6	97.5
西 区	SD	4.8	0.4	1254.8	92.4	233.8	0.7	29.3	1.6	0.6
东 区	均值	55.2	6.9	15131.8	450.5	3250.6	31.7	216.0	87.9	97.0
西 区	SD	3.9	0.3	1150.6	102.6	137.4	1.3	18.9	1.5	0.5

注: SD, 标准偏差

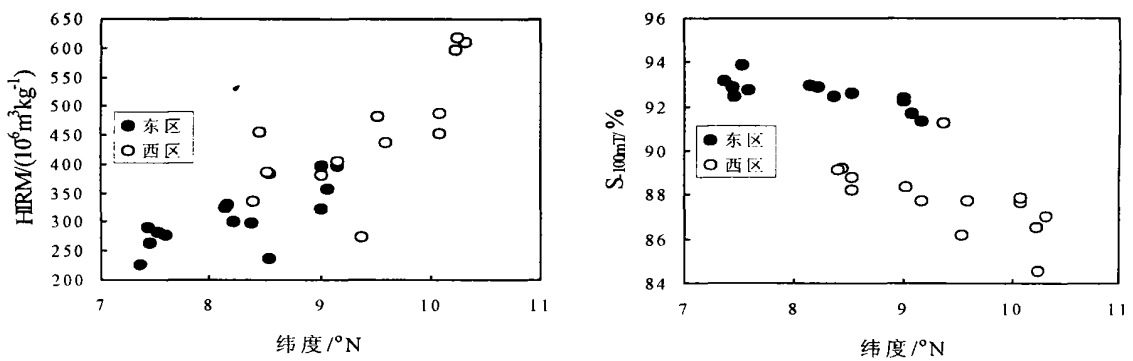


图 3 HIRM 与 $S_{-100 \text{mT}}$ 随纬度的变化特征

Fig. 3 Latitudinal distribution of HIRM and $S_{-100 \text{mT}}$ ratio

性矿物的相对含量上升时, $S_{-100 \text{mT}}$ 值下降^[11]。可见, 西区沉积物不完整反铁磁性矿物对剩磁的贡献要高于东区沉积物。

总体上 HIRM 与 $S_{-100 \text{mT}}$ 值随着纬度的升高而分别上升和下降(图 3), 反映了随着远离赤道, 不完整反铁磁性矿物绝对和相对含量都具有上升的趋势。

3.2 生物成因磁铁矿的证据

当样品磁性矿物以细颗粒磁铁矿为主导时($< \sim 0.07 \mu\text{m}$), 其来源存在无机或生物成因两种可能。Oldfield^[10] 提出, 以 χ_{ARM}/χ 及 χ_{ARM}/χ_{fd} 两个参数的组合可以判别磁铁矿的碎屑或生物成因。如果 $\chi_{ARM}/\chi > 40$, $\chi_{ARM}/\chi_{fd} > 1.0 \times 10^3$, 则样品中的磁铁矿颗粒几

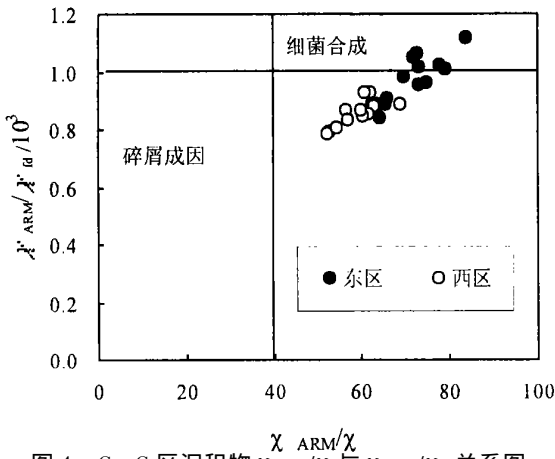


图4 C-C区沉积物 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{IR}}/10^3$ 与 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{fd}}$ 关系图

Fig. 4 Plot of $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{IR}}$ vs. $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{fd}}$ for sediments in C-C zone

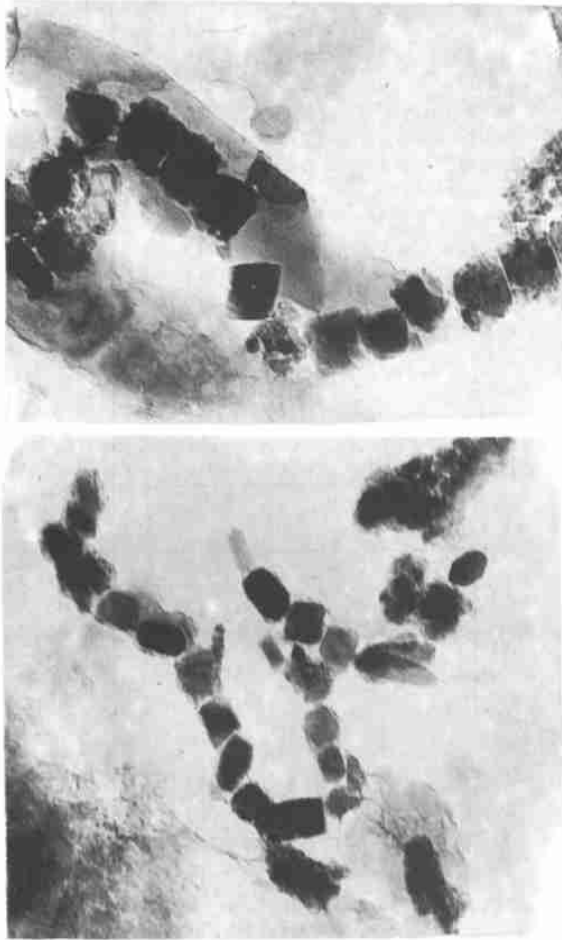


图5 透射电镜下观察到的东区1713站点沉积物中的细菌成因磁铁矿,
a. $\times 128\ 000$; b. $\times 107\ 000$

Fig. 5 TEM photography of extracted magnetite from site 1713, eastern region of C-C zone, a. $\times 128\ 000$; b. $\times 107\ 000$

乎完全是单畴性质,并主要由细菌合成。图4表明,东区硅质沉积物显然落在磁参数指示的细菌成因磁铁矿区域内或其附近,西区样品具有较低的 $\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{IR}}$ 和

$\chi_{\text{ARM}}/\chi_{\text{fd}}$ 值,由于这两个参数随着颗粒由SD向SP的变细而下降^[10],表明西区样品含有更多的超顺磁组分。

对提取的磁性矿物的透射电镜分析支持了上述判断。在东区样品中,我们较为方便地观察到细菌成因磁铁矿,而在西区样品则未能检出。图5显示了东区1737号站点沉积物中提取出来的磁性矿物形貌特征,明显可见约17个磁铁矿呈链状排列,其平面形态主要呈等边四边形,还包括边缘微圆的长方形、六边形等,其立体形态应当为八面体或六面棱柱体,与已报道的细菌磁铁矿形状一致^[12]。经测量,四边形边长约60 nm,为单畴颗粒。图5还表明,部分磁铁矿表面形状不规则,在其周围则有集聚成团的细小颗粒,属于超顺磁性质。

4 讨论

东、西两区沉积物的磁性特征具有一定的相似性,即都以亚铁磁性矿物主导了样品的磁性特征,亚铁磁性矿物颗粒以细的SD和SP为主导。但磁性矿物的含量和组合上存在较为显著的差异性,反映了两区沉积物组成以及沉积环境的差异。这种差异在前人的矿物学、地球化学研究等方面得到了证实^[3-6]。

总体上,东区沉积物中有较高的生物组分,而西区沉积物中基性火山喷发物质相对较高^[3]。火山物质往往含有大量的磁性矿物,西区沉积物含有较多的亚铁磁性矿物,可能反映了该区较强的火山活动对磁性矿物输入的影响。沉积物生物组分含量的增加,相对稀释了磁性矿物,使得东区沉积物具有较低的 χ 和 SIRM 值。西区沉积物中赤铁矿、针铁矿等不完整反铁磁性氧化铁的含量较高,与地球化学分析揭示的西区沉积物 Fe_2O_3 含量较高的事实是一致的(西区平均为6.92%,东区平均为6.27%)^[3]。造成这一现象的原因,一是西区粘土矿物和火山碎屑物质含量高,因此铁的含量较高;二是富氧的南极底层流自西向东流,造成西区比东区氧化性更强,在氧化环境下,赤铁矿等不完整反铁磁性矿物为稳定矿物,而磁铁矿则会经历低温氧化向赤铁矿转化。不完整反铁磁性矿物含量随着纬度的升高而增加的趋势(图3),揭示了随着远离赤道沉积环境氧化性趋强。这可能反映了大洋表层水体生产力的纬向变化特征,近赤道地区由于生产力较高,沉积物中有机质含量高,有机质氧化降解较为强烈,导致氧化环境较弱。沉积环境氧化还原特性的纬向变化,在C-C区沉积物颜色、地球化学特征也得到了反映,如Jeong等人发现沉积物的Mn/Fe比值随着纬度的升高而增大^[7]。

本文发现的 C—C 区硅质沉积物中的细菌成因磁铁矿,与 Yamazaki 等^[13]在以 3°N, 169°40' W 为中心的 70×50 km² 大小区域、第四纪以来的硅质沉积物中报道的细菌成因磁铁矿极为类似,表明了细菌合成磁铁矿在近赤道地区硅质沉积物中的广泛存在,铁的生物成矿作用非常普遍。透射电镜分析还表明(图 5),呈链状排列的磁铁矿,有些形状不规则,而在其周围则出现了更细的超顺磁颗粒集合体,反映了这些超顺磁颗粒与单畴磁铁矿有着成因上的联系。我们认为前者是后者溶解的产物。磁铁矿的溶解途径存在两种可能。其一是厌氧条件下磁铁矿与无机或有机还原介质反应的结果,其二是氧化条件下微生物通过分泌铁载体将磁铁矿溶解以获取铁元素^[14]。考虑到 C—C 区偏氧化的环境^[3],磁铁矿溶解更可能是后者。值得注意的是,即使同一条链上细菌成因磁铁矿,其保存及破坏程度也是不同的,可能是沉积物中微环境的差异所致。细菌磁铁矿的存在及其次生变化,反映了微生物直接参与了磁铁矿的沉淀和溶解。尽管磁铁矿含量占总铁的比例不高,但它揭示了微生物在 C—C 区沉积物中铁的生物地球化学循环中具有重要的作用。

对于 SP 颗粒的来源,一种可能是来自亚洲大陆的风尘物质。研究证实,太平洋深海沉积物中含有大量的风尘物质,并主要集中在中纬地带,这些沉积物中含有大量的 SP 颗粒^[13]。随着向赤道的靠近,风尘物质输入量下降。西区纬度略高于东区,也更接近与亚洲大陆源区,沉积物中粘土含量也较高,其沉积物含有更多的 SP 颗粒,与之较为吻合。另外一种可能是,两区沉积物中的 SP 颗粒主要由 SD 颗粒溶解而来,西区氧化环境更强,因之含有更多的 SP 颗粒。类似的氧化条件下磁铁矿溶解现象在南大西洋中新世沉积物以及南太平洋 Tasman 海沉积物中也有所报道^[15~16]。此外,也不能排除火山物质中所含有的 SP 颗粒^[17]。这有待进一步的研究。

5 结论

赤道东太平洋克拉里昂和克里帕顿断裂带之间(C—C 区)的硅质沉积物的磁性特征由亚铁磁性矿物所主导,亚铁磁性矿物颗粒以单畴(SD)和超顺磁(SP)为主。磁性参数和透射电镜(TEM)分析表明,一部分单畴颗粒为细菌合成的磁铁矿,并存在不同程度的溶解现象。

不完整反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)在 C—C 区的西区沉积物中含量较高,且随着纬度升高而增加,显示了随着远离赤道,沉积物氧化性趋强的这一纬向变化特征。

研究表明,从磁性的角度,研究铁的氧化物类型、颗粒特征和含量,能够灵敏地反映物质来源和环境的理化特征,是一项值得重视的手段,可在类似研究中发挥积极作用。

参考文献(References)

- 1 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism[M]. London: Allen and Unwin, 1986. 1~227
- 2 许东禹,姚德,梁宏锋等.多金属结核形成的古海洋环境[M].北京:地质出版社,1994,1~111[Xu Dongyu, Rao De, Liang Hongfeng, et al. Paleooceanographic environment of polymetallic nodules formation[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1994. 1~111]
- 3 金翔龙主编,东太平洋多金属结核矿带海洋地质与矿床特征[M].北京:海洋出版社,1997.84~107[Jing Xianglong ed. Marine geology and deposit features for mineral belt of polymetallic nodules in Eastern Pacific Ocean[M]. Beijing: Ocean Press, 1997. 84~107]
- 4 陈建林,张富生,边立曾.超微生物是大洋多金属结核成矿的建造者[J].科学通报,1997,42(4):337~343[Chen Jianlin, Zhang Fusheng, Bian Lizeng. Ultra-microseism as the builder of deep sea nodules[J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(4): 337~343]
- 5 史君贤,陈忠元,杨季芳等.东太平洋铁锰结核区微生物的丰度及其成矿作用研究[J].海洋与湖沼,1998,29(5):458~466[Shi Junxian, Chen Zhongyuan, Yang Jifang, et al. A study on bacterial abundance and its mineralization in iron-manganese nodule area of the eastern Pacific Ocean[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1998, 29(5): 458~466]
- 6 程振波,鞠小华,兰东兆.东北太平洋 CC 区表层沉积物中的微体生物化石研究[J].海洋地质与第四纪地质,1998,18(4):43~51[Cheng Zhenbo, Ju Xiaohua, Lan Dongzhao. Study of microfossils in the surface sediments from the CC area of the northeastern Pacific Ocean[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1998, 18(4): 43~51]
- 7 Jeong K S, Kang J K, Chough S K. Sedimentary processes and manganese nodule formation in the Korea Deep Ocean Study (KODOS) area, western part of Clarion-Clipperton fracture zone, northeastern equatorial Pacific[J]. Mar. Geol. 1994, 122: 125~150
- 8 Oldfield F, Yu L. The influence of particle size variations on the magnetic properties of sediments from the north-eastern Irish Sea[J]. Sedimentology, 1994, 41: 1093~1108
- 9 Hounslow M W, Maher B A. Quantitative extraction and analysis of carriers of magnetization in sediments[J]. Geophy J Int, 1996, 124: 57~74
- 10 Oldfield F. Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by magnetic measurements in lake and near-shore marine sediments[J]. J. Geophys. Res. (B), 1994, 99: 9045~9050
- 11 Hesse P P. Mineral magnetic 'tracing' of aeolian dust in southwest Pacific sediments [J]. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1997, 131: 327~353
- 12 Bazylnski D A, Moskowitiz B M. Microbial biomineralization of magnetic iron minerals: microbiology, magnetism and environmental significance[J]. Rev. Mineral., 1997, 35: 181~223
- 13 Yamazaki T, Katsura I, Marumo K. Origin of stable remanent mag-

- netization of siliceous sediments in the central equatorial Pacific[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1991, 105: 81~ 93
- 14 Butler A. Acquisition and utilization of transition metal ions by marine organisms[J]. Science, 1998, 281: 207~ 209
- 15 Vali H, Kirschvink J.L. Magnetofossil dissolution in a palaeomagnetically unstable deep-sea sediment[J]. Nature, 1989, 339: 203~ 206
- 16 Hesse P.P. Evidence for bacterial palaeoecological origin of mineral magnetic cycles in oxidic and sub-oxidic Tasman Sea sediments[J]. Mar. Geol., 1994, 117: 1~ 17
- 17 Itoh Y, Katsura I, Danhara T. Magnetic glasses in the Azuki and AT volcanic ashes in Japan[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1989, 96: 220~ 228

Magnetic Properties of Siliceous Sediments from the Clarion-Clipperton Zone, Northeastern Equatorial Pacific, and the Occurrence of Bacterial Magnetite

ZHANG Wei-guo¹ YU Li-zhong¹ CONG You-zi²

1 (State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062)

2 (No. 1 Oceanography Institute, State Ocean Bureau, Qingdao Shandong 266003)

Abstract It is indicated that ferrimagnetic minerals dominate the magnetic properties of surface siliceous sediments in the Clarion-Clipperton (C-C) zone, northeastern equatorial Pacific. The ferrimagnetic minerals are mainly single domain (SD) and superparamagnetic (SP) in size. Magnetic parameters, together with TEM analysis, reveal the presence of bacterial magnetite, which undergoes dissolution to varying extent. Such a phenomena is indicative of an active iron cycle involving microbes. Imperfect anti-ferromagnetic minerals show a higher content in the sediments of the western region of C-C zone, and increase toward high latitude. It is suggested that, with increased distance from the equator, sediments become more oxidized.

Key words siliceous sediments, magnetic properties, biogenic magnetite, latitudinal variation, equatorial Pacific