

文章编号: 1000-0550(2020)06-1215-11

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2019.119

长江水下三角洲沉积物磁性特征空间差异及其冲淤指示意义

成沁梓¹, 王峰¹, 陈锦¹, 葛灿^{1,2}, 赵旋琪¹, 陈莹璐¹, 年小美¹, 张卫国¹, 陈中原¹,
LIU Kam-biu³

1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200241

2. 浙江省水利河口研究院, 杭州 310020

3. Department of Oceanography and Coastal Sciences, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, U.S.A.

摘要 三角洲冲淤具有空间异质性, 而沉积物的磁性特征可灵敏地反映物源、沉积动力特征以及早期成岩作用影响, 是揭示空间异质性的有效方法。选取长江水下三角洲20~35 m水深的四个约2 m长的柱样进行磁学和碳、硫地球化学分析, 结合粒度及年代资料, 探讨了长江水下三角洲沉积物柱样磁性特征空间差异及其冲淤指示意义。研究结果显示, 粒度表征的动力分选影响沉积物的磁性特征, 这在年代较新(<350 a)的柱样中表现尤为明显, 即细颗粒沉积物中富集亚铁磁性矿物, 从而具有较高的磁化率。铁、碳、硫及硫同位素特征揭示了长江水下三角洲沉积物较弱的硫酸盐还原特征。沉积物年龄及沉积速率影响沉积物成岩改造强度, 进而导致了磁性特征垂向变化的空间差异, 整体上看, 远离现代沉积中心的柱样, 成岩改造特征更为明显。磁化率值的大小、成岩分带的完整性及其反映的铁还原带和硫酸盐还原带转换深度, 一定程度上可以揭示三角洲的淤积和侵蚀特征。

关键词 磁性特征; 粒度; 成岩作用; 碳硫; 侵蚀; 长江水下三角洲

第一作者简介 成沁梓, 女, 1995年出生, 硕士研究生, 海洋地质, E-mail: qz_cheng@foxmail.com

通信作者 张卫国, 男, 研究员, E-mail: wgzhang@sklec.ecnu.edu.cn

中图分类号 P512.2 P318.4 **文献标志码** A

0 引言

沉积物的磁性特征可灵敏地反映沉积物物源、沉积动力特征以及沉积后的成岩作用, 因而受到了广泛的关注和应用。三角洲沉积具有空间异质性, 表现为不同沉积单元沉积物粒度组成、年代和沉积速率的差异, 这一异质性也体现在沉积物地球化学、矿物组成的空间差异上。我们前期对长江水下三角洲柱样的研究, 发现磁性特征存在显著的空间差异性。在30 m等深线以浅区域, 南部的柱样Y7、CX32磁化率等反映磁性矿物含量的参数值较高^[1-2], 而北部柱样A3-4磁化率总体偏低^[3]。我们认为, 早期成岩作用以及沉积物年龄是引起磁性特征差异的重要因素。有机质降解驱动的还原成岩作用会导致亚铁磁性矿物的溶解, 沉积物年龄的影响在于, 年龄较老的

沉积物, 还原成岩作用时间更长, 因而亚铁磁性矿物溶解更为彻底, 导致沉积物更低的磁化率^[3-4]。

由于不同区域沉积物供应及动力差异, 侵蚀与淤积状况存在空间差异, 因而沉积物磁性特征成岩分带垂向特征呈现不同的特点, 进而具有指示冲淤变化的潜在能力^[3-4]。本文选取长江水下三角洲20~30 m等深线的四个柱样, 通过将磁性测量与粒度、有机碳、铁、硫及硫同位素分析相结合, 表征其磁学性质和碳、铁、硫地球化学特征的空间变化, 进而探讨沉积物磁性特征垂向变化对三角洲冲淤的指示意义。

1 研究区域及方法

长江河口自徐六泾向东, 呈现“三级分汊、四口

收稿日期: 2019-09-03; 收修改稿日期: 2020-01-13

基金项目: 科技部项目(2017YFE0107400); 国家自然科学基金项目(41576094, 41771009); 上海市科委项目(18DZ1206400) [Foundation: Ministry of Science and Technology of China, No. 2017YFE0107400; National Natural Science Foundation of China, No. 41576094, 41771009; Science and Technology Commission of Shanghai Municipality, No. 18DZ1206400]

入海”的格局^[5]。启东嘴和南汇嘴之间的口门地区,发育滩槽相间的拦门沙,拦门沙以东,随着水深的增加,由三角洲前缘向前三角洲过渡,沉积物由粗变细。历史文献及地貌证据表明^[5-6],18世纪初期以前,北支曾为长江径流入海主要通道,而后南支成为长江入海主泓,因而目前北支口外水下三角洲沉积速率低,而南支口外为现代沉积中心,沉积速率最高可达6.3 cm/yr^[7]。

在口外水深20~35 m三角洲前缘区域(图1),自北向南采集柱样A3-2、A4-2、A5-4和A6-6,其长度介于178 cm和204 cm之间(表1)。柱样带回实验室后,按2 cm间隔分割样品,在低温条件下(<40 °C)烘干,装入样品袋密封保存备测。磁性、粒度测量每5个样品选取1个样品分析,地球化学测试则每10个样品选取1个样品分析。

粒度分析采用库尔特激光粒度仪(Coulter

LS13320)。在待测样品中依次加入5 mL 10% H₂O₂和5 mL 10% HCl,以去除有机质和碳酸盐;用蒸馏水清洗后加入适量的0.5 M的六偏磷酸钠溶液,并放入超声震荡仪中超声10 min使颗粒充分分散后上机测试^[8]。

磁性测量按如下顺序进行:首先使用Bartington MS2B双频磁化率仪测量样品的低频(0.47 kHz)和高频(4.7 kHz)磁化率 χ_{lf} 、 χ_{hf} ,计算百分频率磁化率 $\chi_{fd\%} = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \times 100$;使用DTECH 2000 交变退磁仪获得非磁滞剩磁(ARM),并用JR6双速旋转磁力仪测定,计算非磁滞剩磁磁化率 χ_{ARM} ;使用MPPM 10脉冲磁化仪获得1 T、-100 mT和-300 mT条件下的等温剩磁,利用JR6双速旋转磁力仪测定,分别记为IRM_{1T}、IRM_{-100mT}、IRM_{-300mT},本文将IRM_{1T}定义为饱和等温剩磁(SIRM)。根据上述测量结果,计算其他磁学参数:硬剩磁 HIRM = (SIRM + IRM_{-300mT}) / 2,退磁参数 $S_{-100} = 100 \times (SIRM - IRM_{-100mT}) / (2 \times SIRM)$, $S_{-300} = 100 \times (SIRM - IRM_{-300mT}) / (2 \times SIRM)$,以及比值参数 χ_{ARM} / χ 、 $\chi_{ARM} / SIRM$ 和 $SIRM / \chi$ 等^[9]。

χ 通常反映了样品中亚铁磁性矿物(如磁铁矿)的含量; χ_{ARM} 是对稳定单畴亚铁磁性矿物颗粒极为敏感的参数;SIRM反映了磁性矿物的含量,包括亚铁磁性矿物和不完整反铁磁性矿物的贡献^[10]; $\chi_{fd\%}$ 反映了超顺磁(SP)颗粒对磁化率的贡献^[10]。比值参数 χ_{ARM} / χ 和 $\chi_{ARM} / SIRM$ 常被用作指示亚铁磁性矿物颗粒大小,高值反映较细的SD颗粒,低值指示了较粗的多畴(MD)颗粒^[11]。HIRM通常指示了样品中不完整反铁磁性矿物(高矫顽力矿物如赤铁矿、针铁矿等)的丰度^[9]。S-ratio(包括 S_{-100} 和 S_{-300})通常反映不完整反铁磁性矿物和亚铁磁性矿物的相对比例,它们的值随着不完整反铁磁性矿物比例的增加而下降^[12-13]。

根据上述磁学测量结果,选择代表性样品,利用Lakeshore公司生产的8600型振动样品磁力仪(VSM)进行IRM获得曲线和一阶反转曲线(FORC)测量^[14]。IRM获得曲线所加磁场从0.5 mT变化到

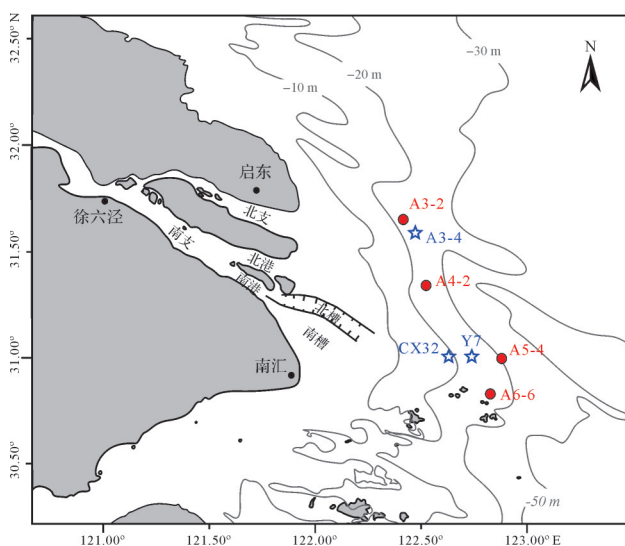


图1 长江河口三角洲及柱样位置图

红色圆圈为本次研究柱样,蓝色五角星为引用的柱样,相关信息见表1

Fig.1 Yangtze Estuary and core locations

Red circles represent the studied cores, while blue stars represent cores cited from previous studies as detailed in Table 1

表1 沉积柱样信息

Table 1 Information from the cores

柱样编号	经度(°E)	纬度(°N)	水深/m	长度/m	采样时间	数据来源
A3-2	122.36	31.64	21	2.04	2017	本次研究
A4-2	122.50	31.32	22	1.82	2017	本次研究
A5-4	122.83	31.00	32	2.04	2016	本次研究
A6-6	122.81	30.80	27	1.80	2015	本次研究
Y7	122.70	31.00	26	3.80	2000	[1]
CX32	122.75	31.00	19.6	2.50	2008	[2]
A3-4	122.39	31.63	25	1.30	2014	[3]

2 T, 设置了60个磁场强度。利用Kruvier *et al.*^[12]方法对IRM获得曲线分峰, 进行磁性矿物组分分析。FORC测量最大磁场为500 mT, 测量步长为1.44 mT, 共获得140条曲线^[15], 采用FORCinel v. 3.06软件处理生成FORC图^[16-17]。

总有机碳(TOC)以重铬酸钾氧化外加热法测定^[8]。总铁含量利用HClO₄-HNO₃-HF混合酸微波消解后, 使用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES, Thermo iCAP 7400)进行测试。每批样品加入空白样品和标准物质GSD-9以及1个平行样。元素测值误差在推荐值的±10%范围以内。

总硫(TS)和硫同位素($\delta^{34}\text{S}$)分析在中国科学院广州地球化学研究所进行。总硫含量通过ELTRA (CS-800)碳硫分析仪完成, 测试精度优于±0.02%。硫同位素含量采用Thermo Scientific (Delta V Advantage-EA Isolink)元素分析一同位素比值质谱仪测得, 测试精度优于±0.2‰。

柱样的光释光(OSL)年代见Cheng *et al.* (2020)^[17]。

2 结果

2.1 粒度及年代特征

四个柱样的中值粒径在5~40 μm 之间。柱样A4-2、A3-2中值粒径垂向变化较大(图2a, c), 表层60 cm以上沉积物较粗; 中间最细, 中值粒径小于15 μm , 而后随深度增加中值粒径增大。A6-6(图2b)和A5-4(图2d)中值粒径垂向变化较小, 一般小于15 μm , 整体上要细于北面的两个柱样A3-2和A4-2。

OSL测年结果表明^[17], 柱样A4-2和A6-6沉积物较年轻, 为近350年沉积, 其中A6-6最为年轻, 且具有更高的沉积速率。两个柱样的年龄分布还表明,

同一柱样沉积速率存在较大的垂向变化, 如A4-2柱样155~115 cm层位平均沉积速率为0.36 cm/a, 115~55 cm层位为1.2 cm/a, 55 cm以浅为0.29 cm/a, 沉积速率自底部向上, 呈现由低变高再变低的趋势。柱样A3-2和A5-4沉积物较老, 其中A3-2年龄介于800~1200年, A5-4表层30 cm沉积物能测到过剩²¹⁰Pb信号, 为近百年沉积, 因此推断该光释光样品可能存在新老沉积物的混合情况, 故未采用, 其余年龄要老于1700年, 与研究区附近前人已报道的YD13-G3(1900~2300年)^[18]相近。

2.2 磁性特征

基于理想的磁性矿物成岩分带模式, χ 随深度变化自上而下依次为: 高值稳定带(A带)、迅速降低带(B带)和低值稳定带(C带)^[4, 19]。A带对应的是铁还原带, 而B、C带是硫酸盐还原带, 其中A与B带转换深度定义为FSB(ferruginous to sulfidic boundary)^[3, 20]。

四个柱样 χ 的垂向变化呈现两类(图3), 其中A4-2和A6-6包括A带和B带, FSB分别位于85 cm和120 cm深度。A4-2中, 参数SIRM、 χ_{ARM} 、 $\chi_{\text{fd}\%}$ 、HIRM, 以及比值参数SIRM/ χ 、 χ_{ARM}/χ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 呈现与 χ 类似的垂向变化趋势, 而 S_{100} 和 S_{300} 反之。在A6-6中, SIRM、 χ_{ARM} 、 $\chi_{\text{fd}\%}$ 以及HIRM呈现与 χ 类似的变化趋势, 但变化幅度较小, 而SIRM/ χ 反之; $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 和 χ_{ARM}/χ 随深度增加而增加, S_{100} 、 S_{300} 则随深度增加而降低。

A3-2和A5-4与上述两个柱样相比, χ 值较低, 且垂向变化不大, 属于C带^[4]。 $\chi_{\text{fd}\%}$ 、SIRM、 χ_{ARM} 呈现与 χ 类似的趋势。在A3-2和A5-4的上部, 都存在一个HIRM、SIRM/ χ 、 S_{100} 、 S_{300} 值波动较大的分带, 该分带的底界分别出现在100 cm和85 cm深度。

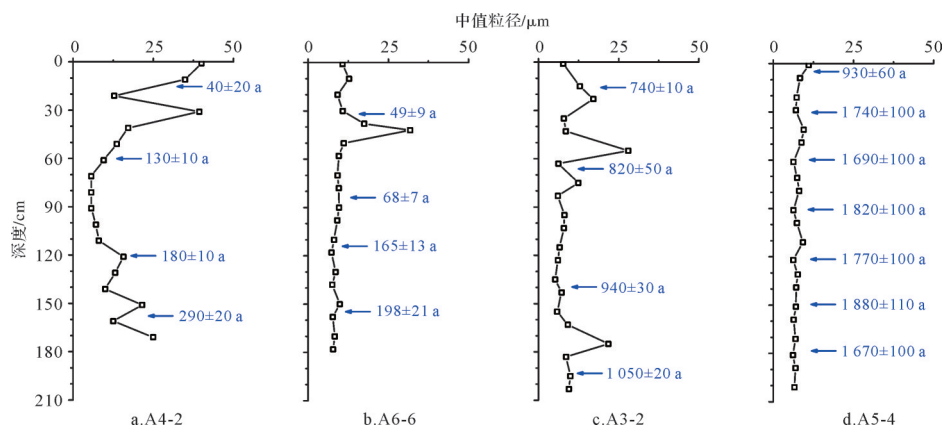


图2 沉积物中值粒径及光释光年龄(蓝色字体)垂向分布

Fig.2 Down-core variations of median grain size and OSL (optically stimulated luminescence) ages (blue number) in the cores

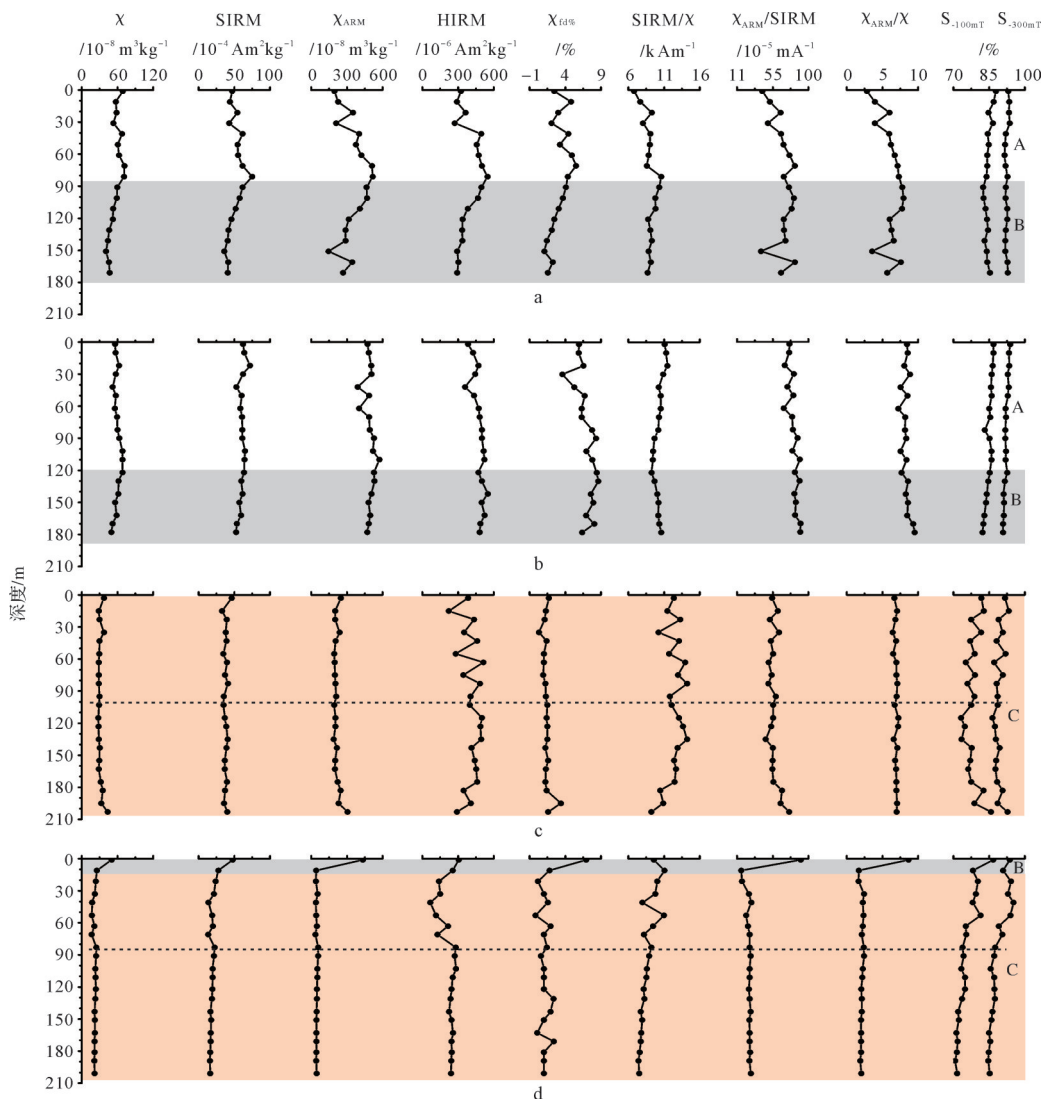


图3 柱样磁性特征及垂向分带

其中A带:χ高值稳定带;B带:χ下降带;C带:χ低值稳定带。(a)~(d)分别为A4-2、A6-6、A3-2和A5-4

Fig.3 Down-core variations of magnetic properties in the cores

Zone A: high and stable χ, Zone B: declining of χ, Zone C: low and stable χ. (a)-(d) represent the cores A4-2, A6-6, A3-2, and A5-4, respectively

典型样品IRM获得曲线分峰结果显示(图4b, d, f, h), 磁性矿物包括低矫顽力(~30 mT)、中矫顽力(~100 mT)和高矫顽力(~500 mT)三个组分, 低、高矫顽力组分别为磁铁矿以及赤铁矿, 而中矫顽力组则可能为氧化的磁铁矿、磁赤铁矿或胶黄铁矿^[12-13,21]。

典型样品FORC图显示假单畴(PSD)磁铁矿主导了磁性特征^[14,22](图4a, c, e)。在A5-4的53 cm和75 cm样品处, $B_c \approx 70$ mT附近出现了一个闭合、且 B_u 方向负偏的等值线(图4g), 指示了SD胶黄铁矿的存在^[14,22-23], 这些样品具有较高的SIRM/χ及 S_{-300} , 同样符合胶黄铁矿的特征^[24-26]。

2.3 地球化学特征

图5显示, TOC垂向变化在A4-2和A6-6中较大, 在A3-2和A5-4较小, 平均含量分别为0.65%、0.69%、0.72%和0.82%。在A4-2中, TOC随深度增加先增大后减小, 最大值出现在85 cm处; 在A6-6中, TOC在A带变化不大, B带中随深度增加而增加。A3-2中, TOC整体上随深度增加有所下降, 180 cm深度最低。A5-4中, TOC含量整体较高且垂向变化较小。

四个柱样TS介于0.09%~0.52%。A4-2和A6-6整体上TS垂向变化小, 仅在A4-2的140 cm附近出现高值; 而A3-2中, 表层100 cm以上波动较大, 100 cm以下随深度增加略有降低。A5-4在85 cm以上TS含

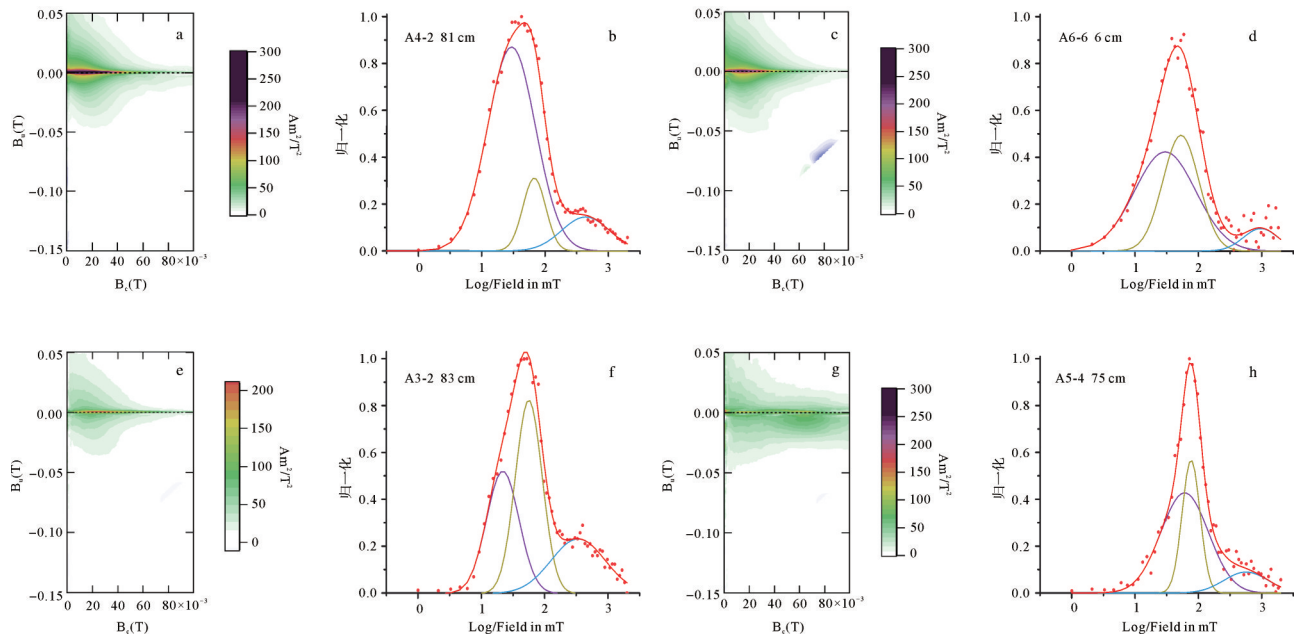


图4 典型样品的FORC图和IRM分峰曲线

Fig.4 FORC (first-order reversal curve) diagrams and unmixing of isothermal remnant magnetization (IRM) acquisition curves for typical samples from the cores

量高,峰值达0.38%。TOC/TS在四个柱样中,都呈现与TS相反的变动趋势。

四个柱样 $\delta^{34}\text{S}$ 有较为明显的垂向变化,介于 -20‰ ~ $+20\text{‰}$ 。在A4-2中, $\delta^{34}\text{S}$ 随深度增加呈现先增后减的趋势,而在A6-6中呈现与TS相反的变动趋势。在A3-2中, $\delta^{34}\text{S}$ 整体偏正,仅在100 cm和200 cm附近出现负值。在A5-4中,120 cm以浅, $\delta^{34}\text{S}$ 较高,随深度先增后降,120 cm以深 $\delta^{34}\text{S}$ 转为负值。

四个柱样Fe呈现与TOC类似的垂向变化特征。

3 讨论

以上结果表明,四个柱样磁性矿物含量、类型和颗粒大小存在显著差异。其中A4-2、A6-6柱样磁性矿物含量较高、颗粒较细,且亚铁磁性矿物比例高,而A3-2、A5-4柱样磁性矿物含量较低、颗粒较粗,且亚铁磁性矿物比例低。物源、粒度和成岩作用是影响沉积物磁性特征的主要因素^[1,4,27]。上述柱样均位于长江水下三角洲,其沉积物来源相对一致,因此下面着重分析粒度和成岩作用的影响。

3.1 粒度对磁性特征变化的影响

对每个柱样的中值粒径和磁性参数进行相关性分析(表2),可见在A4-2和A6-6中,中值粒径与 χ_{ARM} 、 HIRM 、 χ_{ARM}/χ 和 $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$ 负相关,反映了沉积

物越粗,细颗粒亚铁磁性矿物与不完整反铁磁性矿物含量越低,与我们前期的研究结果一致^[27]。中值粒径与 S_{100} 、 S_{300} 显著正相关,也表明不完整反铁磁性矿物在细颗粒的沉积物中富集。这在A4-2中更为明显。

在柱样A3-2中,粒度与各磁性参数间几乎不存在相关关系,表明粒度对磁性变化的影响较小。在A5-4中, χ 、 SIRM 、 S_{100} 、 S_{300} 和中值粒径有较好的正相关,指示了磁性颗粒主要存在于粗颗粒的沉积物中,但相比柱样A4-2和A6-6,上述相关性较弱。

3.2 成岩改造对沉积物磁性特征的影响

上述结果表明,粒度变化不能完全解释柱样磁性特征垂向上的变化,因此早期成岩作用对磁性特征垂向变化的影响不可忽视。前人研究表明,有机碳降解驱动的成岩作用是影响磁性特征的重要因素^[10,28-30]。中值粒径与TOC的相关分析表明(表3),A4-2柱样TOC的变化受到粒度的显著影响,而其他柱样关系不显著。有机质降解导致铁的还原和硫酸盐还原,进而导致原生磁铁矿及磁赤铁矿等铁氧化物的溶解以及菱铁矿或铁硫化物的生成,表现为磁化率的降低;相比于亚铁磁性矿物,不完整反铁磁性矿物因难于溶解而相对富集,导致 S_{300} 比值的下降^[31]。但铁还原、硫酸盐还原对有机质降解的贡献,随沉积环境不同而不同。由于本研究区较高的

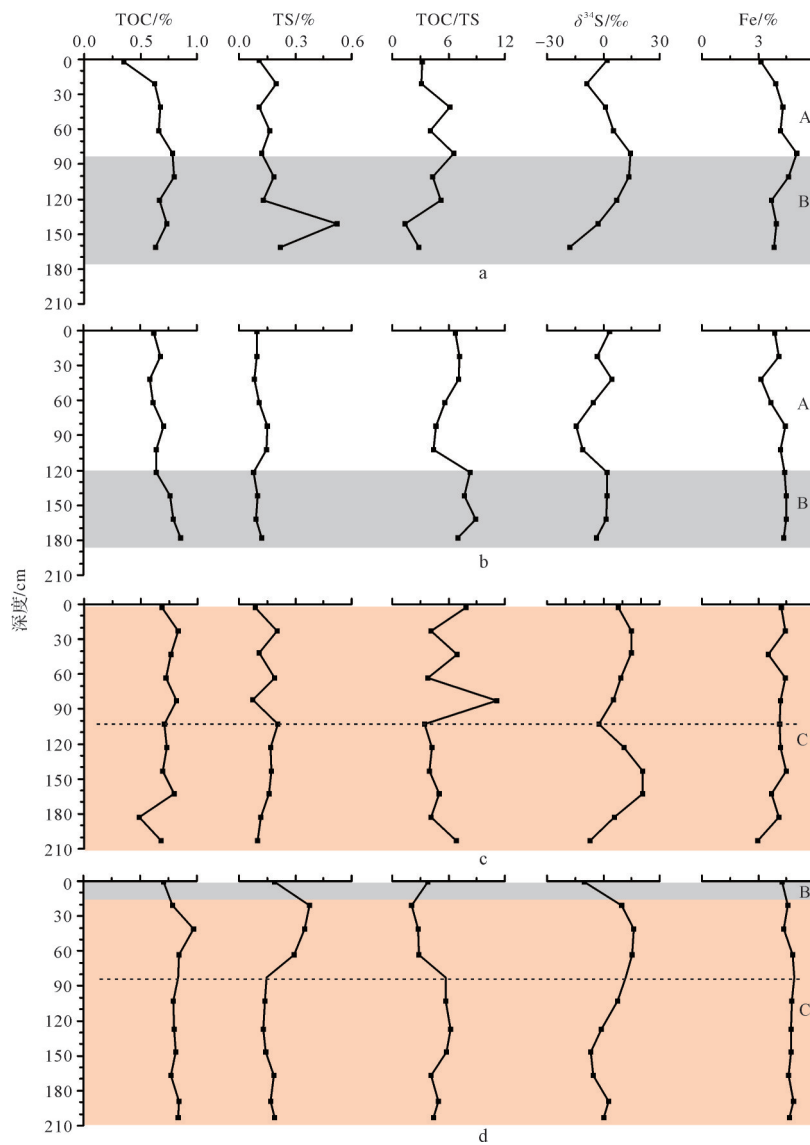


图5 柱样 TOC、TS、TOC/TS、 $\delta^{34}\text{S}$ 和 Fe 的垂向分布

A~C分带同图3, (a)~(d)分别为 A4-2、A6-6、A3-2 和 A5-4

Fig.5 Down-core variations of TOC (total organic carbon), TS (total sulfur), TOC/TS, $\delta^{34}\text{S}$, and Fe in the cores
Zones A-C are defined the same as those in Fig.3, (a)~(d) represent the cores A4-2, A6-6, A3-2, and A5-4, respectively

表2 柱样中值粒径与磁性参数相关分析

Table 2 Correlation coefficients between magnetic properties and median grain size in the cores

柱样编号	χ	SIRM	χ_{ARM}	HIRM	$\chi_{\text{d}5\%}$	SIRM/ χ	$\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$	χ_{ARM}/χ	S_{-100}	S_{-300}
A4-2	-0.09	-0.53	-0.81**	-0.68**	-0.34	-0.85**	-0.84**	-0.91**	0.90**	0.65**
A6-6	-0.39	-0.35	-0.77**	-0.68**	-0.45	0.16	-0.55*	-0.49*	0.28	0.41
A3-2	-0.02	-0.25	-0.08	-0.42	-0.18	-0.18	0.06	-0.26	0.20	0.38
A5-4	0.44*	0.49*	0.35	-0.02	0.35	0.25	0.31	0.36	0.68**	0.48*

注:** 在 0.01 水平上显著相关;* 在 0.05 水平上显著相关。

陆源沉积物输入, 氧化铁含量高, 加之沉积物悬浮—沉降—再悬浮频繁, 物理扰动剧烈, 有机质降解以铁的还原贡献更为主要^[32], 体现在磁性特征指示

的较厚铁还原带以及较深的 FSB^[3], 硫的含量较低 (0.09%~0.52%), TS/TOC 值偏离正常海洋环境的 1/2.8 (图 6), 以及硫同位素偏正 (图 4)。本文报道的

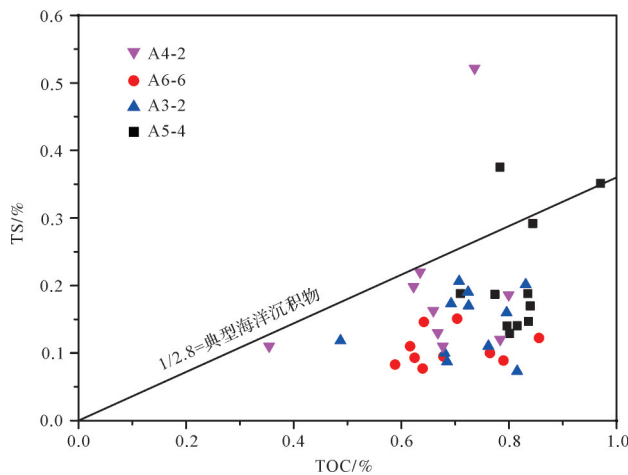


图6 沉积物 TOC 与 TS 的相关关系
Fig.6 Scatterplot of TOC versus TS

$\delta^{34}\text{S}$ 值 ($-20\text{‰}\sim+20\text{‰}$), 与研究区附近徐桂茹^[33]报道的 A 柱样 ($29^{\circ}40'14''\text{ N}$, $122^{\circ}26'47''\text{ E}$, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-5\text{‰}\sim+18\text{‰}$) 类似。本文柱样中的碳、硫地球化学特征与亚马孙河口三角洲较为类似^[34], 也与东海内陆架晚更新世一早全新世的淡水沉积环境硫的含量及同位素特征相似^[35], 但高于 Zhu *et al.*^[32]报道的东海内陆架泥质区现代沉积物黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 比值 ($-27\text{‰}\sim-33\text{‰}$)。该现象表明, 长江口水下三角洲沉积与远离长江口的东海内陆架现代沉积存在着地球化学特征差异, 前者淡水的影响更为显著, 这与三角洲河口地区径潮流相互作用强烈的特点相吻合。

A4-2 中, B 带随着深度的增加, TS 含量的增加, 硫同位素负偏以及 χ 下降, 反映了硫酸盐还原与磁性矿物溶解的耦合关系。在 A6-6 中, B 带 TS 含量相比 A 带增加并不显著, $\delta^{34}\text{S}$ 接近于 0, 相应的 χ 下降在 B 带也不如 A4-2 的 B 带显著, 反映了硫酸盐还原较弱。值得注意的是, A6-6 中 A 带 60~100 cm 层位具有较高的 TS 含量和偏负的 $\delta^{34}\text{S}$, 显示了硫酸盐的还原和铁硫化物的累积。磁性特征上可以看到, 磁性矿物在该区间存在随深度增加颗粒变细的趋势, 可能反映了磁铁矿溶解过程中粗颗粒矿物分解产生小的颗粒^[1]。

A5-4 表层为 30 cm 的百年沉积, 其下 C 带为距今约 1700 年的老的沉积。在 C 带的上部, 具有较低的 HIRM 值, 以及相对高的 SIRM/ χ 和 S_{-300} 比值, 同时该深度出现了胶黄铁矿, 说明在还原环境下存在铁硫化物的生成, 但黄铁矿化并不彻底。较高的 TS 含量以及偏正的硫同位素, 与 Aller *et al.*^[34]报道的亚马孙河口三角洲非稳态沉积环境下的特征相似, 可能反映了现代活动层沉积与下伏早期固结地层交界处存在的硫的累积^[34]。造成这一现象的可能原因是, 三角洲早期地层中存在甲烷渗漏^[36], 活动沉积层下渗的硫酸盐与向上迁移的甲烷发生厌氧氧化, 导致硫的累积及偏正的同位素^[37-38], 具体机制有待进一步研究。在 A5-4 的 C 带下部的硫同位素的负偏以及 S_{-300} 比值的下降, 指示了磁铁矿的溶解还原与硫酸盐还原的耦合关系。A3-2 与 A5-4 同为年龄较老的沉积物 (大于 800 a), 且 χ 、 $\chi_{fd\%}$ 、 χ_{ARM} 、 S_{-100} 、 S_{-300} 值较低, 指示了细颗粒亚铁磁性矿物的溶解以及不完整反铁磁性矿物的富集。但其 TS 含量低于 A5-4, 且硫同位素整体正偏, 反映了硫酸盐供应不足^[39-40], 这可能与历史上长江主流由北支入海^[6], 大量铁氧化物和淡水的注入有关, 相比于铁还原, 硫酸盐还原并非该柱样磁性特征变化的主导因素。

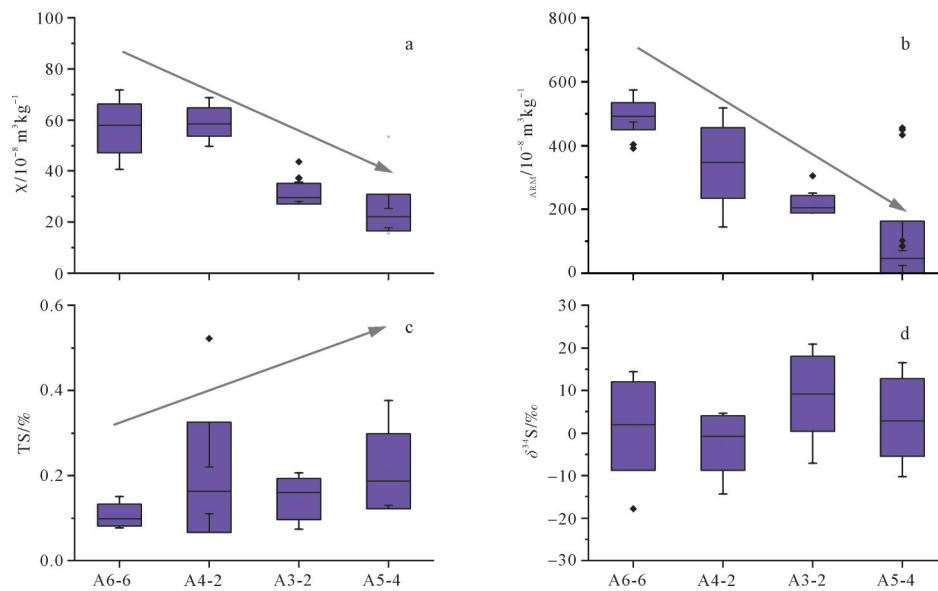
比较上述四个柱样, 可以发现 χ 的平均值与 TS 平均值具有一定的负相关趋势 (图 7)。A4-2 相比 A6-6 较高的 TS 含量以及较浅的 FSB 深度, 反映了后者较年轻的年龄、较高的沉积速率以及较低的硫酸盐还原程度^[4]。两个年龄较老的柱样 (A3-2 与 A5-4) 具有更低的磁化率, 特别是较低的 χ_{ARM} , 反映了年代偏老的沉积物成岩作用影响较强, 其中最老的 A5-4 成岩改造作用最强, 因而 χ 及 χ_{ARM} 最低。四个柱样的 TOC、TS 及 $\delta^{34}\text{S}$ 的差异, 反映了三角洲成岩特征的空间复杂性。柱样 TOC、TS 及磁性特征复杂的垂向变化, 说明成岩作用并非处于一个稳态沉积环境下, 这与三角洲沉积环境物理和生物扰动强烈有关。

表3 柱样中值粒径与地球化学参数相关分析

Table 3 Correlation coefficients between TOC, TS, $\delta^{34}\text{S}$, Fe, and median grain size in the cores

柱样编号	TOC	TS	$\delta^{34}\text{S}$	Fe
A4-2	-0.94**	-0.29	-0.15	-0.76*
A6-6	-0.60	-0.23	0.25	-0.93**
A3-2	0.26	0.29	0.14	-0.01
A5-4	-0.13	0.09	-0.17	-0.71*

注: ** 在 0.01 水平上显著相关; * 在 0.05 水平上显著相关。

图7 柱样 χ 、 χ_{ARM} 、TS、 $\delta^{34}\text{S}$ 的统计值比较Fig.7 Box and Whisker plots of χ , χ_{ARM} , TS, and $\delta^{34}\text{S}$ in the cores

综合上述对粒度和成岩作用对沉积物磁性特征的影响的分析,可知年轻沉积物的磁性特征主要受粒度影响控制,而在较老的沉积物中,还原成岩作用的影响占主导。

3.3 磁性特征对冲淤变化的指示意义

三角洲沉积受泥沙供应和水动力的变化而发生堆积或侵蚀。如果沉积物持续堆积,在剔除粒度影响后,磁性特征的垂向特征变化主要由早期成岩作用控制,依据磁化率的变化,自表层向下,沉积物磁性特征可分为高值稳定带(A带)、下降带(B带)和低值稳定带(C带)^[4,19]。A带和B带转折深度FSB与沉积速率存在正相关关系,沉积速率越高,FSB深度越深^[4]。C带 χ 值的低值则与沉积物年龄存在一定的关系,年龄越老, χ 值越低(图7)。一旦沉积物发生侵蚀,会导致上述成岩分带的不完整,埋深较深的年龄较老的沉积物甚至直接暴露于水底。

上述四个柱样位于相似的水深(20~30 m),但柱样A4-2和A6-6包含A带和B带,表明其持续接受堆积。柱样A4-2的FSB深度较A6-6浅,指示了A6-6比A4-2具有更高的沉积速率,这与测年结果计算的沉积速率吻合(图2)。而柱样A3-2和A5-4中,成岩分带不完整,A3-2的C带直接出露,缺少理想情况下应该存在的A、B带,表明现代沉积的缺失,处于侵蚀环境。A5-4普遍处于C带,仅在表层存在薄的B带,表明其总体上处于侵蚀的环境,而顶部存在的少量现代沉积,可能是因其靠近现代水下三角洲沉积中心

的边缘,接收少许现代沉积物的输入。此外,从A6-6、A4-2、A3-2到A5-4,柱样垂向平均的 χ 和 χ_{ARM} 值逐渐下降、TS升高(图7),显示了成岩还原作用增强,这与上述柱样沉积物年龄增大的趋势相吻合。磁性特征垂向变化特征及其与沉积年龄、速率的关联,表明以磁性特征成岩分带特点来揭示水下三角洲的冲淤情况具有可行性。

在物源一致情况下,排除粒度的影响后,磁性参数,尤其是 χ 值的大小、垂向分带及其反映的FSB深度,一定程度上可以揭示三角洲的淤积和侵蚀特征,其中侵蚀区域的沉积物,表现为较低的 χ 值及其分带的不完整性。由于磁化率测量方便,适合于大范围、高空间分辨率的采样分析,可初步对区域的侵蚀和堆积状况作出判断,为进一步的详细分析提供基础。

4 结论

长江水下三角洲沉积物柱样的磁性特征,受到粒度、成岩作用和年龄的影响。总体上,粒度的影响表现在粗颗粒沉积物具有较低的磁化率,反映了亚铁磁性矿物在细颗粒中富集的特点,这在年轻的样品中体现更为充分。成岩作用是影响磁性特征垂向变化的另一重要因素。磁性参数与铁、碳、硫的地球化学特征综合分析表明,研究区域铁的还原相对硫酸盐还原,对有机质降解具有更大的贡献,表现为低的总硫含量和TS/TOC比值、偏正的硫同位素、较厚的铁还原带以及较弱的磁铁矿还原溶解。就沉积物

年龄而言,较年轻的沉积物磁性改造较弱,而年龄较老的沉积物磁化率普遍较低,但总硫含量较高,反映了磁铁矿溶解与铁硫化物累积的密切关系。柱样 χ 值的大小、成岩分带完整性及其反映的铁还原带和硫酸盐还原带深度,一定程度上可以揭示三角洲的淤积和侵蚀特征。

致谢 感谢国家自然科学基金委长江口公共航次(航次编号:FORC2015-03、FORC2016-03、FORC2017-03)提供的柱样,以及“润江号”船员在样品采集过程中提供的帮助。感谢中国科学院广州地球化学研究所提供的总硫及硫同位素测试。感谢审稿专家和编辑提出的宝贵意见。

参考文献(References)

- [1] 张卫国,贾铁飞,陆敏,等. 长江口水下三角洲Y7柱样磁性特征及其影响因素[J]. 第四纪研究,2007,27(6): 1063-1071. [Zhang Weiguo, Jia Tiefei, Lu Min, et al. Magnetic properties of core Y7 from subaqueous delta of the Changjiang Estuary and their influencing factors[J]. Quaternary Sciences, 2007, 27(6): 1063-1071.]
- [2] Dong C Y, Zhang W G, Ma H L, et al. A magnetic record of heavy metal pollution in the Yangtze River subaqueous delta [J]. Science of the Total Environment, 2014, 476-477: 368-377.
- [3] Ge C, Zhang W G, Dong C Y, et al. Tracing sediment erosion in the Yangtze River subaqueous delta using magnetic methods [J]. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 2017, 122(11): 2064-2078.
- [4] Ge C, Zhang W G, Dong C Y, et al. Magnetic mineral diagenesis in the river-dominated inner shelf of the East China Sea, China [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2015, 120(7): 4720-4733.
- [5] 陈吉余,恽才兴,徐海根,等. 两千年来长江河口发育的模式[J]. 海洋学报,1979,1(1): 103-111. [Chen Jiyu, Yun Caixing, Xu Haigen, et al. The developmental model of the Chang Jiang River Estuary during last 2000 years[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1979, 1(1): 103-111.]
- [6] 陈吉余,沈焕庭,恽才兴,等. 长江河口动力过程和地貌演变[M]. 上海:上海科学技术出版社,1988: 48-62. [Chen Jiyu, Shen Huanting, Yun Caixing, et al. Process of dynamics and geomorphology of the Changjiang Estuary[M]. Shanghai: Shanghai Scientific and Technical Press, 1988: 48-62.]
- [7] Wei T Y, Chen Z Y, Duan L Y, et al. Sedimentation rates in relation to sedimentary processes of the Yangtze Estuary, China [J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 2007, 71(1/2): 37-46.
- [8] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法[M]. 北京:中国农业科技出版社,2000. [Lu Rukun. Soil and agricultural chemistry analysis method [M]. Beijing: China Agricultural Science and Technology Press, 2000.]
- [9] Bloemendal J, King J W, Hall F R, et al. Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1992, 97(B4): 4361-4375.
- [10] Thompson R, Oldfield F. Environmental magnetism [M]. London: Allen and Unwin, 1986.
- [11] Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites [J]. Geophysical Journal International, 1988, 94(1): 83-96.
- [12] Kruiver P P, Dekkers M J, Heslop D. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 189(3/4): 269-276.
- [13] Yamazaki T, Ikehara. Origin of magnetic mineral concentration variation in the southern Ocean [J]. Paleoclimatology, 2012, 27(2): PA2206.
- [14] Pike C R, Roberts A P, Verosub K L. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves [J]. Journal of Applied Physics, 1999, 85(9): 6660-6667.
- [15] Roberts A P, Pike C R, Verosub K L. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2000, 105(B12): 28461-28475.
- [16] Harrison R J, Feinberg J M. FORC_{in}el: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2008, 9(5): Q05016.
- [17] Cheng Q Z, Wang F, Chen J et al. Combined chronological and mineral magnetic approaches to reveal age variations and stratigraphic heterogeneity in the Yangtze River subaqueous delta [J]. Geomorphology, 2020, 359:107-163.
- [18] Sugisaki S, Buylaert J P, Murray A, et al. OSL dating of fine-grained quartz from Holocene Yangtze delta sediments [J]. Quaternary Geochronology, 2015, 30: 226-232.
- [19] Rowan C J, Roberts A P, Broadbent T. Reductive diagenesis, magnetite dissolution, greigite growth and paleomagnetic smoothing in marine sediments: A new view [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 277(1/2): 223-235.
- [20] 葛灿. 长江口—东海内陆架沉积物磁性特征及其指示意义 [D]. 上海:华东师范大学,2018. [Ge Can. Magnetic properties of sediments in the Yangtze Estuary and adjacent inner shelf of the East China Sea and their environmental implications [D]. Shanghai: East China Normal University, 2018.]

- [21] Dong Y, Zhang W G, Dong C Y, et al. Magnetic and diffuse reflectance spectroscopic characterization of iron oxides in the tidal flat sequence from the coastal plain of Jiangsu province, China [J]. *Geophysical Journal International*, 2014, 196(1): 175-188.
- [22] Roberts A P, Liu Q S, Rowan C J, et al. Characterization of hematite (α -Fe₂O₃), goethite (α -FeOOH), greigite (Fe₃S₄), and pyrrhotite (Fe₇S₈) using first-order reversal curve diagrams [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, 111(B12): B12S35.
- [23] Chang L, Roberts A P, Muxworthy A R, et al. Magnetic characteristics of synthetic pseudo-single-domain and multi-domain greigite (Fe₃S₄) [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(24): L24304.
- [24] Hilton J. Greigite and the magnetic properties of sediments [J]. *Limnology and Oceanography*, 1990, 35(2): 509-520.
- [25] Snowball I F. Magnetic hysteresis properties of greigite (Fe₃S₄) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1991, 68(1/2): 32-40.
- [26] Roberts A P. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 134(3/4): 227-236.
- [27] Zhang W G, Yu L Z. Magnetic properties of tidal flat sediments of the Yangtze Estuary and its relationship with particle size [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2003, 46(9): 954-966.
- [28] 葛淑兰, 石学法, 吴永华, 等. 冲绳海槽北部 CSH1 孔岩石磁学特征及其早期成岩作用的影响 [J]. *海洋学报*, 2005, 27(6): 56-64. [Ge Shulan, Shi Xuefa, Wu Yonghua, et al. The rock magnetic behavior of gravity core CSH1 from the northern Okinawa Trough and the effect of early diagenesis [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2005, 27(6): 56-64.]
- [29] 胡忠行, 张卫国, 董成寅, 等. 东海内陆架沉积物磁性特征对早期成岩作用的响应 [J]. *第四纪研究*, 2012, 32(4): 670-678. [Hu Zhongxing, Zhang Weiguo, Dong Chengyin, et al. Influence of early diagenesis on magnetic properties of inner shelf deposits of the East China Sea [J]. *Quaternary Sciences*, 2012, 32(4): 670-678.]
- [30] Dewangan P, Basavaiah N, Badesab F K, et al. Diagenesis of magnetic minerals in a gas hydrate/cold seep environment off the Krishna-Godavari basin, bay of Bengal [J]. *Marine Geology*, 2013, 340: 57-70.
- [31] Robinson S G, Sahota J T S, Oldfield F. Early diagenesis in North Atlantic abyssal plain sediments characterized by rock-magnetic and geochemical indices [J]. *Marine Geology*, 2000, 163(1/2/3/4): 77-107.
- [32] Zhu M X, Chen K K, Yang G P, et al. Sulfur and iron diagenesis in temperate unsteady sediments of the East China Sea inner shelf and a comparison with tropical mobile mud belts (MMBs) [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2016, 121(11): 2811-2828.
- [33] 徐桂茹. 沉积物中硫的形态分析及其应用 [D]. 上海: 华东师范大学, 2016. [Xu Guiru. Speciation analysis of sulfur in sediments and its applications [D]. Shanghai: East China Normal University, 2016.]
- [34] Aller R C, Madrid V, Chistoserdov A, et al. Unsteady diagenetic processes and sulfur biogeochemistry in tropical deltaic muds: Implications for oceanic isotope cycles and the sedimentary record [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2010, 74(16): 4671-4692.
- [35] Liu X T, Fike D, Li A C, et al. Pyrite sulfur isotopes constrained by sedimentation rates: Evidence from sediments on the East China Sea inner shelf since the Late Pleistocene [J]. *Chemical Geology*, 2019, 505: 66-75.
- [36] Xu T Y, Wang G Q, Shi X F, et al. Sequence stratigraphy of the subaqueous Changjiang (Yangtze River) delta since the Last Glacial Maximum [J]. *Sedimentary Geology*, 2016, 331: 132-147.
- [37] Lin Z Y, Sun X M, Peckmann J, et al. How sulfate-driven anaerobic oxidation of methane affects the sulfur isotopic composition of pyrite: A SIMS study from the South China Sea [J]. *Chemical Geology*, 2016, 440: 26-41.
- [38] 吴自军, 任德章, 彭晓彤. 海洋沉积物甲烷厌氧氧化作用 (AOM) 及其对无机硫循环的影响 [J]. *地球科学进展*, 2013, 28(7): 765-773. [Wu Zijun, Ren Dezhang, Peng Xiaotong. Anaerobic oxidation of methane (AOM) and its influence on inorganic sulfur cycle in marine sediments [J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(7): 765-773.]
- [39] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000: 218-231. [Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. *Stable isotope geochemistry* [M]. Beijing: Science Press, 2000: 218-231.]
- [40] 张伟, 刘丛强, 梁小兵, 等. 硫同位素分馏中的生物作用及其环境效应 [J]. *地球与环境*, 2007, 35(3): 223-227. [Zhang Wei, Liu Congqiang, Liang Xiaobing, et al. Biological function in sulfur isotope fractionation and environmental effect [J]. *Earth and Environment*, 2007, 35(3): 223-227.]

Spatial Variation of the Magnetic Properties from the Yangtze River Subaqueous Delta Deposits and Their Implications for Erosion/Deposition Study

CHENG QinZi¹, WANG Feng¹, CHEN Jin¹, GE Can^{1,2}, ZHAO XuanQi¹, CHEN YingLu¹,
NIAN XiaoMei¹, ZHANG WeiGuo¹, CHEN ZhongYuan¹, LIU Kam-biu³

1. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200241, China

2. Zhejiang Institute of Hydraulics and Estuary, Hangzhou 310020, China

3. Department of Oceanography and Coastal Sciences, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, U. S. A.

Abstract: Delta deposits show great spatial heterogeneity in erosion and depositional patterns. Magnetic properties of sediments are sensitive to the sediment source, hydrodynamics, and early diagenesis and, therefore, can indicate spatial heterogeneity in an efficient way. In this paper, four cores (ca. 2 m in length) from the subaqueous Yangtze River Delta were subjected to environmental magnetic, organic carbon, and sulfur analyses. In combination with particle size analysis and dating results, this paper discusses the spatial variations of magnetic properties and their implications for indicating erosion/deposition patterns. Our results show that hydrodynamic sorting plays an important role in the magnetic property variations. In general, ferromagnetic minerals are enriched in fine-grained sediments in young deposits (<350 a), resulting in higher magnetic susceptibility (χ). The Yangtze River subaqueous delta deposits exhibit a weaker sulfate reduction, as revealed by carbon, sulfur, and sulfur isotope characteristics. Such a feature is similar to that reported from Amazon delta deposits. Sediment age and sedimentation rate affect the degree of diagenetic alteration, and therefore, the spatial and temporal variations of magnetic properties. Cores distant from the modern depo-center show a greater diagenetic alteration of magnetic properties. Magnitude of χ , diagenetic zonation of χ , and the depth of the ferruginous to sulfidic boundary can reflect the spatial pattern of erosion and deposition in deltaic deposits.

Key words: magnetic properties; grain size distribution; diagenesis; carbon and sulfur; erosion; Yangtze River subaqueous delta