

文章编号: 1000-0550(1999)04-0601-07

苏北陆区潮成沙体的磁组构特征及沉积环境^①

范代读 张家强 李从先

(同济大学海洋地质教育部开放研究实验室 上海 200092)

摘要 苏北陆区潮成沙体磁组构分析表明,与苏北海域辐射沙洲一样,砂体也形成于辐聚辐散的潮流场。沉积物在辐聚辐散的潮流场中经潮流、波浪作用, K 、 P 值普遍较大,在垂向和横向上变化显著,可能是沉积动力增强的反映。 P 、 F 值相关性较好,而 P 、 L 值之间的相关性差,反映沉积环境较稳定。 q 值小,以正常沉积为主,出现 $\bar{q} > 0.7$ 的风暴事件沉积。

关键词 磁组构 潮成沙体 冰后期

第一作者简介 范代读 男 1972 年出生 博士生 沉积学

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

苏北海域辐射沙洲形成于辐聚辐散的潮流场,陆区沙体是否也形成于类似的潮流环境?是否为海域潮成沙体的并陆部分?这是一个尚待解决的重要问题。张家强等人通过测试沉积物磁组构和剩磁来恢复古流向的方法,得出辐聚辐散的潮流场至少在陆上潮成沙体形成之时即已存在⁽¹⁾。本文选择通商孔和新海孔岩芯(图 1)作了磁组构和重矿物分析,旨在进一步揭示该区沉积物形成时的沉积动力环境和可能的物源解释。

1 苏北潮成沙体的沉积特征和地层层位

1.1 苏北潮成沙体的沉积特征

近年来众多钻孔揭示,苏北滨海平原在冰后期泥质沉积区中存在一个以东台为顶点,呈扇形分布,空间上为周边薄、中央厚的半透镜体,面积约 3 000 km² 的亚近代理藏沙体(图 1)。分布特征颇似现今以琼港为顶点的海域辐射沙洲。沙层中发育泥质条带、脉状层理、双向交错层理等潮汐沉积构造,并具有与海域辐射沙洲类似的粒度和矿物特征,证明该沙体为潮流成因⁽¹⁻³⁾。沙层北薄南厚、西薄东厚,在现今海岸线琼港附近厚度较大,约 21 m。埋藏沙层基本处在泥质沉积或砂泥互层沉积的包围中,反映了该沙层是在特殊的沉积环境下沉积的,沙层在东部与海域辐射沙洲接壤(图 1)。

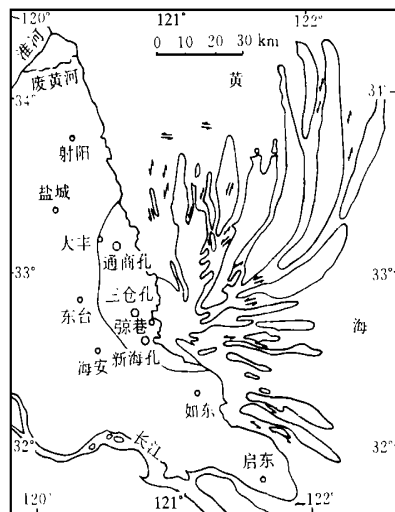


图 1 苏北潮成沙体分布及钻孔位置图

Fig. 1 Distributions of Subei tidal sand bodies and locations of studied drill holes

1.2 苏北潮成沙区的沉积相序

基底 为暗绿色、黄褐色硬粘土层,岩性为粉砂质粘土和粘土质粉砂,粘土含量一般在 30% ~ 60%,致密较硬,为陆相层。含植物根系,可见粘粒胶膜、裂隙和微裂隙,土壤新生体和结构体,系古土壤层^②,岩性岩相和微体化石等的差异明显,界线清楚。硬粘土层埋深自西向东增大。

① 国家自然科学基金资助项目(编号:49676288)

② 陈庆强.长江三角洲晚第四纪古土壤特征及其古环境记录.[硕士学位论文].上海:同济大学,1997

滨海相 由砂质粘土和粉砂质粘土组成,常夹厚度为10~50 cm的贝壳砂层(图2)。贝壳强烈磨

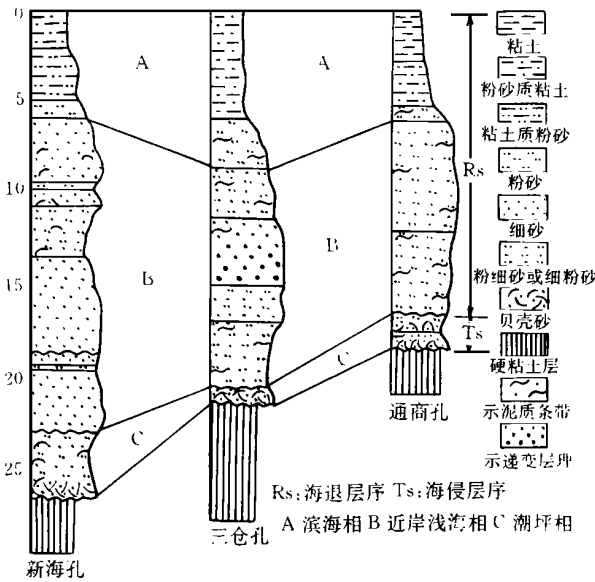


图2 苏北潮成沙区冰后期地层层序

Fig.2 Post-glacial sedimentary sequences of Subei tidal sand area

损,咸水、半咸水和淡水属种混杂。有孔虫主要为 *Ammonia beccarii* var., *Epistominella naraensis* 组合。砂层中有孔虫大、小混杂,磨损强烈,受氧化铁染,显黄褐色。滨海相层因受后期不同程度的侵蚀作用,层厚多变,一般为4~5 m,最大可达7.5 m。与下伏硬粘土和上覆近岸浅海相均以侵蚀面接触。

近岸浅海相 由灰色细砂和含粘土粉细砂组成,细砂含量40%~85%,粘土含量5%~20%,重矿物平均含量4.5%,最高达8.1%。发育脉状层理、小型交错层理、双向交错层理、递变层理等,沉积构造反映为潮汐成因。有孔虫组合为 *Ammonia beccarii* vars. - *Elphidium magenicium* - *Floridus decarus*,属滨浅海相。该层底部常具有冲刷面,与下伏层呈突变关系,与上覆潮坪相呈渐变关系,沉积厚度一般为8~16 m。

潮坪相 由粉砂质粘土和粘土质粉砂构成,粘土含量为15%~20%,最高可达40%,砂含量一般不足10%,沉积物总体向上变细。潮坪沉积层下部发育小型交错层理、脉状层理、波状层理等,上部出现水平层理,对称波浪等,含有较丰富的植物碎屑或根茎。有孔虫含量甚丰,50克干样中有1500~2000枚,甚至多达7000枚,以广盐性小个体为主,主要有 *Ammonia beccarii* vars., *A. convexidosa*

等。沉积厚度为4~8 m,西部上覆湖沼沉积,与下伏层呈渐变关系。

1.3 潮成沙体的地层层位

潮成沙体是指由潮汐形成的并以砂质沉积为主的沉积体。根据冰后期地层的沉积相特征,近岸浅海相应为本文所研究的潮成沙层。

由上述沉积相序可知潮成沙层下伏滨海沉积层或陆相硬粘土层,上覆滨海潮坪沉积。根据冰后期地层及基底的¹⁴C测年资料(表1),基底硬粘土层的¹⁴C测年为15000~25000 aBP,其上覆的滨海沉积层¹⁴C测年为10000~12000 aBP,潮成沙层为4000~4500 aBP,潮成沙层与下伏层之间为侵蚀间断(图2),间断时间当为数千年。江苏沿海冰后期最大海侵发生在5000~7000 aBP^[6],因此在上述侵蚀面之下的滨海相沉积于海侵时期,属海侵层序;之上的潮成沙层形成于最大海侵之后,属海退层序(图2)。南黄海潮成沙本外端近底坡处的¹⁴C测年为2000 aBP^[7],说明陆区潮成沙体较老,海域潮成沙体的外端较新,反映了潮成沙体的形成是一进积过程,进一步说明陆海潮成沙体在成因上的联系。

2 材料与方法

测试样品是没有扰动的原状松散沉积物。野外采用工程标贯钻入方式提取原状土岩芯(单次取芯长20 cm),选用直径2.54 cm,高2.2 cm的圆柱状无磁性塑料样品盒沿剖面自上而下连续取样,并标明样品的顶、底方向。本次选择通商孔和新海孔,钻孔穿潮坪、潮成沙体和古土壤层。为了突出潮成沙体还引用了潮坪和古土壤的磁组构特征以作对比,共使用磁组构测试样品320块,其中通商孔105块,新海孔215块,在现代泥质潮坪沉积也采集了40块样品,琼港和老黄河口各占24和16块。

样品的测量采用KLY-1型卡帕桥磁化率仪,其灵敏度可达 2×10^{-7} SI。每个试样均测15个方位的磁化率值,根据最小二乘原理的多元线性回归法计算出6个独立分量的统计平均值,据之求解磁化率椭球体三个主轴方向的磁化率值 K_{max} (最长轴)、 K_{int} (中轴)、 K_{min} (最短轴),尔后再计算得到磁组构各参数^[8]: K 、 P 、 F 、 L 、 q 等。

3 潮成沙体的磁组构特征

研究区潮成沙体、古土壤层和现代泥质潮坪沉积的沉积磁组构参数分析结果示于表2。

表 1 苏北潮成沙区地层的¹⁴C 测年

Table 1 Radio-carbon data of strata in Subei tidal sand area

地层层序	沉积相	¹⁴ C 年龄/aBP	取样钻孔	埋深/m	材 料	资料来源
海退层序	潮坪相					
	近岸浅海相	4 290 ± 150	王港闸孔	18.40	贝壳	①
		4 550 ± 150	G15	16.0~16.7	有机质	[4]
海侵层序	滨海相	10 025 ± 310	沿 南 孔	19.90	贝壳	[5]
		11 220 ± 380		25.10	泥炭	
		11 780 ± 370		25.60	泥炭	
基 底	古土壤	14 196 ± 390	曹阳孔 (上海)	28.40	泥炭	[4]
		18 520 ± 390		30.27	泥炭	
		21 400 ± 1 100	G39	22.0~22.2	有机质	

表 2 潮成沙体磁组构参数的平均值和变化区间

Table 2 Average values and varying ranges of magnetic fabric parameters of tidal sand bodies

取样层位	取样位置	样品数	磁组构参数的平均值					变化区间		
			$K(\times 10^{-6}SI)$	P	F	L	q	K	P	q
苏港	24	323.40	1.071 6	1.064 8	1.006 3	0.10	264.4~374.3	1.061 3~1.081 1	0.02~0.35	
潮坪沉积	老黄河口	16	329.00	1.042 4	1.035 5	1.007 4	0.21	185.7~547.7	1.033 1~1.075 1	0.05~0.56
	新海孔	10	289.00	1.061 8	1.045 6	1.016 0	0.32	249.0~374.0	1.048 3~1.085 3	0.13~0.42
潮成沙层	新海孔	146	945.85	1.084 3	1.067 4	1.015 8	0.24	249.0~128 91.0	1.021 6~1.222 0	0.01~1.55
	通商孔	74	339.72	1.068 1	1.051 1	1.016 2	0.35	193.0~716.0	1.020 0~1.122 5	0.01~1.40
古土壤	新海孔	59	104.76	1.013 0	1.008 1	1.004 9	0.57	78.0~169.0	1.005 5~1.054 4	0.05~1.41
	通商孔	21	94.57	1.026 5	1.021 5	1.004 9	0.28	73.0~120.0	1.006 6~1.048 0	0.03~0.94

3.1 体积磁化率

体积磁化率 $K = 1/3(K_{max} + K_{int} + K_{min})$, 它是一个平均值, 其大小取决于磁性矿物的含量, 可以反映沉积物源和沉积动力环境^[9]。如表 2 所示, K 值在古土壤层最小(94.75~104.76), 潮成沙体最大(>330), 潮坪沉积次之(289.00~323.40)。不同层段 K 值相差较大, 依据 K 值的变化特征可以明显地界定潮成沙层的界线。图 3 示出新海孔剖面 K 值变化特征, 依据曲线该剖面可以三分。中段 6~25 m 之间, K 明显大于其他层段, 而且 K 值出现大值与小值频繁交替, 该段曲线剧烈起伏, 变化在 249.0~12 891.0 的大范围里(表 2), 该层段对应于潮成沙体。潮成沙体往下 K 值骤然变小, 而且层段内 K 值变化不大, 变化区间为 78.0~169.0(表 2), 其最大值也及不上潮成沙体中的最小值(249.0), 该

层段为硬粘土层。潮成沙体向上 K 值变化较缓, 呈逐渐减小之势。但上、下层之间界线明显, K 值进入该段之后, 除 K 值变小之外, 曲线较平缓, K 值变化在 249.0~374.0 较小范围内, 该层段对应于潮坪沉积。

3.2 磁化率各向异性度

$P = K_{max}/K_{int}$, 即沉积物形态异性颗粒的有序化程度, 可以反映沉积动力的强弱。表 2 所示, 潮成沙体和潮滩沉积的 P 值要远大于古土壤层, 说明二者沉积动力环境明显不同, 后者要弱于前者。同一钻孔剖面 P 值变化特征较好地给出了潮成沙体与其他层段的界线。如图 4 所示, 6~25 m 之间的潮成沙层, 其 P 值不仅从小到大皆有分布, 而且曲线常呈现由小一大一小的变化旋回, 反映潮成沙层存在沉积动力能量的强弱变化。这与潮成沙体内存在

① 王颖. 王港建港条件可行性研究报告. 1993

不同微环境相符,潮流脊的 P 值大而潮流槽 P 值小。25 m 以下古土壤层其 P 值突然变小,而层段内 P 值无大的变化,变化区间仅为 1.005 5 ~ 1.054 4(表 2)。潮成沙层向上过渡为潮坪沉积, P 值呈逐渐过渡,但潮坪沉积中的 P 值变化较缓,变化区间(1.048 3 ~ 1.085 3)要远小于潮成沙层(1.021 6 ~ 1.222 0)(表 2)。古土壤 P 值和潮成沙层之间的差别较大,反映二者的沉积动力环境明显不同;而潮成沙层向潮坪沉积呈渐变过渡,反映二者沉积动力为一渐变过程,是海岸正常进积条件下形成的。

3.3 磁化率各向异性度与磁面理和磁线理的关系

$F = K_{int}/K_{min}$, 表示沉积物颗粒呈层面随机分布的量度,或沉积物中微层理构造的发育程度, $L = K_{max}/K_{min}$, 是衡量沉积物颗粒呈线状排列程度的参数。二者都是沉积动力环境稳定性的反映。图 5 示出 $P-F$ 、 $P-L$ 的关系,古土壤的点集中在原点附近区域,反映其沉积动力环境弱且不稳定;潮成沙体分布范围很大,但与古土壤层基本不重叠,二者分布界线较明显。如图 5 所示,潮成沙体 P 、 F 之间存在较好的相关性,而 P 、 L 相关性较差,反映沉积动力

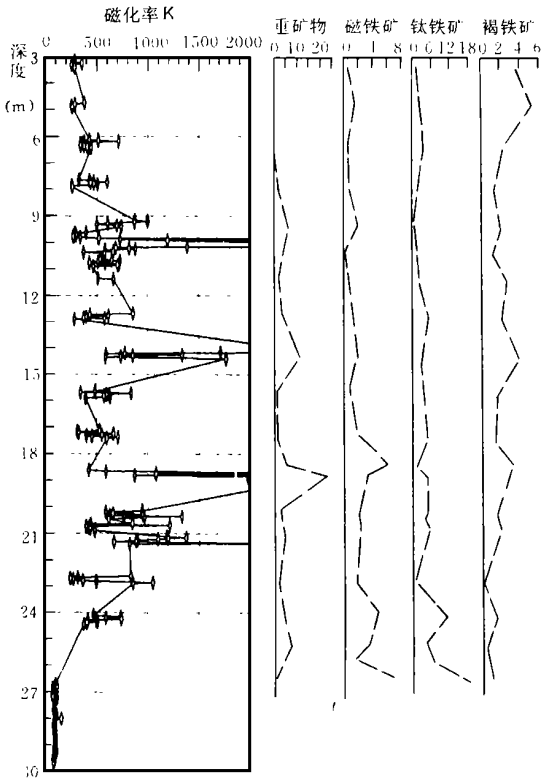


图 3 新海孔磁化率 K 值与重矿物含量的对应关系
Fig. 3 The relationship of K and the content of heavy minerals in Xianhai drill hole

在现代泥质潮滩中,琼港附近滩面的 P 值要比老黄河口大得多(表 2),反映现代辐聚辐散的潮流场在其汇聚处,琼港地区的沉积动力强, P 值大;而远离该区如老黄河口要弱, P 值小。潮成沙层中不同地区 P 值也存在差异,新海孔的 P 值要大于通商孔(表 2),可能反映新海附近区域潮流场强,而远离该区的通商孔要弱得多。

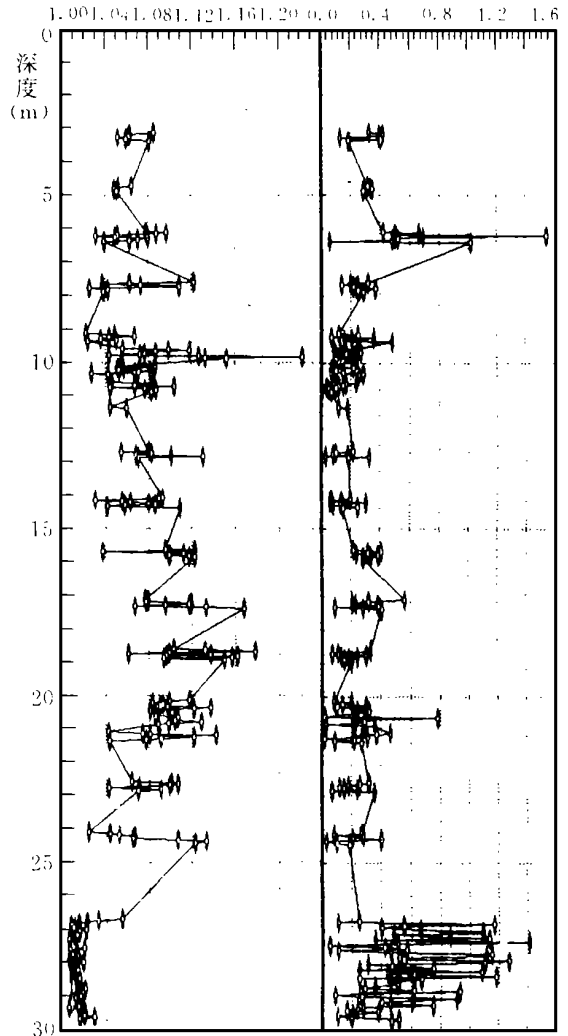


图 4 新海孔 P 、 q 变化曲线
Fig. 4 Curves of P and q in Xianhai drill hole

强而稳定。在强而稳定的潮汐沉积中,形成沉积物面理相对发育而线理不明显的沉积特征,与野外观测的结果一致。

3.4 磁基质颗粒度

$q = 2(K_{min} - K_{int}) / (K_{max} + K_{int} - 2K_{min})$, 代表了沉积物粒度的组成特点, 灵敏地反映沉积物介质能量衰减速度和悬浮颗粒的沉降速度。一般说来, 水流稳定或能量衰减缓慢, $q < 0.5$; 反之, 当能量急剧衰减, 颗粒沉降快, 排列无序时, 则 $q > 0.7$ ^[10]。

图 4 所示, 古土壤层 q 值变化特征明显不同于潮成沙体。古土壤层 q 值起伏变化较大, 大于 0.7 的层位占 27.1%, 反映沉积层内频繁出现快速沉积的层位, 这可能与其母源是河流漫滩沉积有关^[11], 漫滩之后水流能量迅速衰减, 沉积物快速堆积形成 $q > 0.7$ 的层位。与此相反, 潮成沙体是形成于强而

伏古土壤层的特征明显不同。

4 潮成沙体的沉积环境

4.1 磁组构记录的沉积动力特征

以上分析, 根据 K 、 P 、 F 、 L 、 q 的组合特征, 可以明显地界定潮成沙体的界线。潮成沙体与下伏古土壤层明显存在能量的突然增强, 反映在 K 、 P 、 F 值在界面上突然变大, 而 q 值在强而稳定的潮流场中趋于平稳, 以正常沉积为主; 它明显不同于古土壤, 其母源形成于河流漫滩的低能环境, q 值起伏变化大, 出现大量的快速沉积层位。潮成沙体向上渐变过渡为潮坪沉积, 但二者界线仍然清晰可辨。 K 、 P 值在潮成沙体内起伏变化很大, 进入潮坪沉积 K 、 P 值不仅变小, 而且层内无大的变化, 反映二者之间存在能量逐渐衰减的过程, 潮成沙体沉积动力强, 因此形成以细砂沉积为主(图 6)。

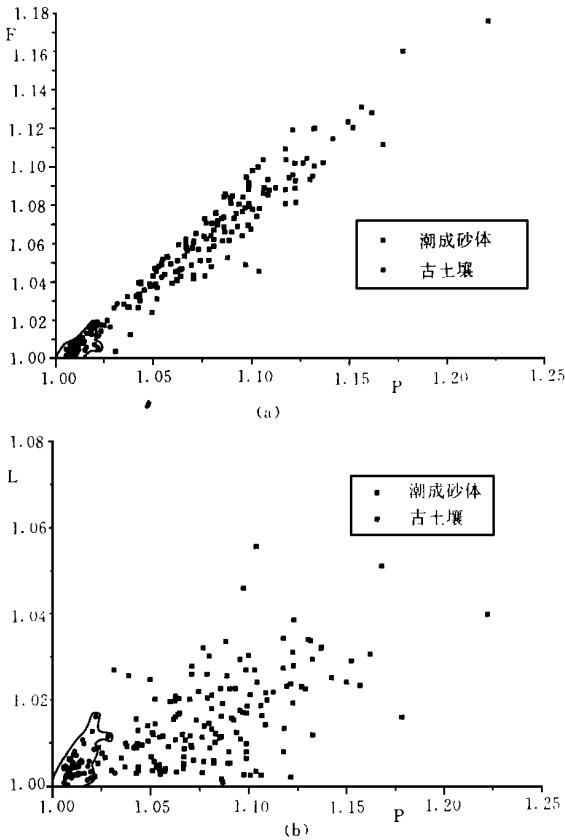


图 5 $P-F$ 与 $P-L$ 相关性分析图

Fig.5 Relationships of P and F , P and L

稳定的潮流环境 (P 、 F 值皆大), 以正常沉积为主, 大于 0.7 的层位甚少出现, 新海孔大于 0.7 的层位只占 1.9%, 通商孔占 7.6%。在潮成沙体中, $q > 0.7$ 的层位可能是风暴事件沉积的产物, 大量的悬浮颗粒被掀起之后, 在能量迅速衰减时又大、小混杂地堆积下来, 因此形成面理不发育而线理可能相对发育的层位, 其 q 值往往大于 0.7。总之, 潮成沙层是以正常沉积为主, 局部出现风暴沉积的层位, 与下

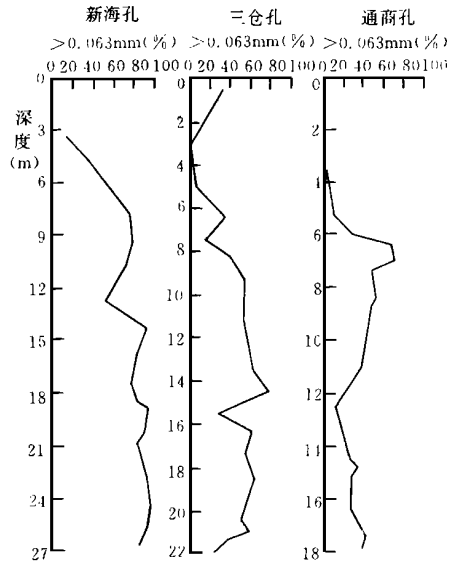


图 6 潮成沙区钻孔芯细砂含量

Fig.6 Contents of fine-sand of drilling cores in the tidal sand area

潮成沙体内 K 、 P 值变化剧烈, K 值与沉积物中重矿物含量及其中的磁铁矿、钛铁矿等铁磁性矿物组分的含量变化相吻合(图 3)。这可能反映沉积物有再次搬运、分选的过程, 而且潮成沙体形成时存在多种微环境(主要为潮流脊和潮流槽)。潮流脊处水浅, 潮汐、波浪作用强, P 值大, 底质受再作用、分选程度大, 比重较大的稳定金属矿物(如磁铁矿 + 钛铁矿)相对富集, 对应 K 值较大; 而位于潮流槽, 水深较大, 受波浪作用的影响较小, P 值较小, 沉积物

颗粒较细,分选也差,重矿物含量较低, K 值小。这
样,随着潮流道的迁移,潮流脊和潮流槽等相系在垂

向相互叠加,表现在 K 、 P 值曲线上是从小到大均
有分布的,甚至出现大值与小值相间,曲线剧烈起伏

表3 潮成沙体的重矿物百分含量/%

Table 3 The content (%) of heavy minerals in Subei tidal sand bodies

钻 孔	重矿物	磁铁矿	钛铁矿	褐铁矿	闪石类	帘石类	石榴石	楣 石	其 它
新海孔	5.09	1.97	2.97	1.93	50.17	36.60	1.34	2.15	2.87
通商孔	2.02	0.93	2.81	3.10	51.21	37.91	1.65	1.43	0.96

(图3,4)。

4.2 辐聚辐散的潮流场

在现代泥质潮滩中,弼港附近地区 P 值要远大于远离该区的老黄河口,对应于现代辐聚辐散潮流场的能量变化特征。潮成沙体内 P 值新海孔与通商孔之间的变化,可能与研究区存在辐聚辐散潮流场^[1]相承。新海附近地区潮流场强,沉积物经再搬运、分选程度高,相应细砂含量高(图6),重矿物相对富集,新海孔重矿物总含量5.09%(表3),对应 K 值大,变化范围也大(表2);而远离该区往北潮流场减弱,重矿物经再搬运、分选的程度差,重矿物和细砂含量呈递减之势(图6),通商孔重矿物含量为2.02%(表3),对应 K 值相对要小,变化区间也小得多(表2)。

4.3 物源解释

潮成沙体内 K 值的变化也可能反映不同物源的存在。长江源重矿物组合中磁性矿物以磁铁矿、钛铁矿等铁磁性矿物为主,而黄河源以钛铁矿和顺磁性矿物褐铁矿的组合为特征^[12],因此在潮成沉积物中,即使重矿物、磁性矿物的丰度相同,以长江源为主的沉积物其 K 值要远大于黄河源。新海孔位于研究区南边(图1), K 值较大(表2),磁铁矿含量较丰(表3),以长江源为主;而通商孔位于北边(图1), K 值较小(表2),磁铁矿含量减少,褐铁矿含量明显增大(表3),以黄河源为主,这与该区存在多物源的解释相一致^[3,12,13]。

参 考 文 献

- 1 张家强,李从先,丛友滋.苏北陆区潮成沙体的古流向[J].科学通报,1998,42(22):2408~2410
- 2 陈报章,李从先,业治铮.冰后期长江三角洲北翼沉积及其环境演变[J].海洋科学,1995,17(1):62~75
- 3 李从先,赵娟.苏北弼港辐射沙洲研究的进展和争论[J].海洋科学,1995,17(4):57~60
- 4 王建,沙润,汪永进等.江苏中部淤泥质滩岸大剖面所揭示的滩岸发育过程与环境演变[J].沉积学报,1997,15(增):51~56
- 5 李从先,张桂甲.长江三角洲晚第四纪高分辨率层序地层学的初步研究[J].海洋地质与第四纪地质,1996,16(3):13~22
- 6 任美镔.江苏海岸和海涂资源综合调查[M].北京:海洋出版社,1986.67~121
- 7 杨子庚.南黄海陆架晚更新世以来的沉积环境[J].海洋地质与第四纪地质,1985,5(4):1~17
- 8 Hrouda F. Magnetic Anisotropy of Rocks and Its Application in Geology and Geophysics[J]. Geophysical Surveys, 1982, 5: 37~82
- 9 Thompson R, Oldfield F. Environmental Magnetism[M]. London, Allen & Unwin, 1986
- 10 Hamilton N, Ress A I. The Use of Magnetic Fabric in Paleocurrent Estimation[A]. In: Rucorn S K, ed. Paleogeophysics[C]. Academic Press, New York, 1970. 445~464
- 11 刘宝柱,李从先,业治铮等.沉积磁组构在长江三角洲晚第四纪古土壤研究中的应用[J].海洋地质与第四纪地质,1994,14(2):55~62
- 12 张家强,李从先,丛友滋.苏北陆区古潮成沙体沉积动力环境及物源[J].海洋学报,1998,20(3):82~90
- 13 李从先,万明浩,陈庆强.苏北沿南一三仓地区的古河谷及其地质意义[J].科学通报,1996,41(2):2168~2170

Magnetic Fabric Characteristics and Sedimentary Environment of Subaerial Tidal Sand Body in Subei Area

FAN Dai—du ZHANG Jia—qiang LI Cong—xian

(Laboratory of Marine Geology of State Education Commission, Tongji University, Shanghai 200092)

Abstract

There exists a sub—recent buried tidal sandbody system among standplain muddy deposit areas, with a fanshape stretching towards east from Dongtai and similar to that of the radial tidal sand ridge pattern in the southern Yellow Sea. The area of subaerial tidal sandbody system is about 3 000 km². Tidal sedimentary structures, such as muddy streak, flaser structure and bi—direction cross—bedding, show tidal genesis of the sandbody system. The tidal sand strata are underlain by littoral unit or terrigenous hard clay and overlain by tidal flat deposits.

Magnetic fabrics are measured and analyzed at two representative drilling cores, Tongshang and Xinhai, which have penetrated tidal flat strata, tidal sand body and hard clay. Two drilling cores are sampled successively. The samples are measured and magnetic fabric parameters K 、 P 、 F 、 L and q are calculated, then successive curves of these magnetic fabric parameters are acquired. These curves show that K 、 P 、 F 、 L and q of the tidal sand body demonstrate an apparent difference from those of underlain paleosol and overlain strata, and lower and upper boundaries of the tidal sand body can be defined by the curves. There are abrupt changes of K 、 P and F at the boundary between tidal sand strata and the underlying paleosol, with sharply increasing of these parameters in the tidal sand strata. Thus, it can be inferred that environmental energy in the tidal sand strata is abruptly increased. Under the strong and stable tidal current, the deposition is coincided with hydrodynamics and most of q is less than 0.5 in the tidal sand strata. However the hard clay (paleosol) formed in low energy environment of floodplain contains a lot of sedimentary units with q higher than 0.7, which corresponds to a quick deposition. The tidal sand body unit transits gradually upward to tidal flat deposits, but the boundary between them is still clearly discernable by the magnetic fabric curves. Smaller K and P reflect hydrodynamic decline from the tidal sand body unit to tidal flat deposits.

Abrupt variation of K and P within the tidal sand strata may reflect superimposition of sand ridge and tidal current trough depositional units in vertical profile, which shows micro—hydrodynamic changes on the tidal ridge and in the trough. Horizontally, that values of P 、 K in core Xinhai are higher than those in core Tongshang shows variations of hydrodynamics matching the convergent—divergent tidal current field in the study area. Contents of heavy minerals also show the similar tendency of tidal current changes. Besides, variations of K and content of varied magnetic minerals among heavy mineral also indicate multi—provenance of the study area, with “the Yellow River source” prominent at north and “the Changjiang River source” at south.

Key words magnetic fabric tidal sand body postglacial period sedimentary environment