

文章编号: 1000-0550 (2005) 04-0566-08

长江口九段沙现代潮滩沉积特征

谢小平^{1,2} 王兆印¹ 沈焕庭³

1(清华大学水利系 北京 100084) 2(曲阜师范大学资源与规划学院 山东曲阜 273165)

3(华东师范大学河口海岸国家重点实验室 上海 200062)

摘要 根据 2003 年对长江河口九段沙潮间带和潮上带的现场调查和室内对沉积构造、粒度分布、矿物组成、沉积速率等的分析,对九段沙现代潮滩的沉积特征进行了研究。研究表明九段沙潮间带以小型交错层理为主,波痕发育,粒度主要为细砂至粗粉砂;潮上带主要为水平层理,粒度主要为中细粉砂。潮间带和潮上带的沉积矿物组成非常接近。沉积速率以潮间带低而潮上带高为特点。

关键词 长江口 九段沙 现代潮滩 沉积特征

第一作者简介 谢小平 1966 年出生 博士 副教授 沉积学与潮滩湿地生态健康

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 前言

九段沙位于长江口南北槽之间,由上沙、中沙和下沙组成,1992 年江亚南沙与上沙发生并沙,现江亚南沙也成了九段沙的一部分,主要是以下 6 个点连成的范围: 121°46'15", 31°17'5"; 122°05'06", 31°04'03"; 122°09'40", 31°10'23"; 122°14'15", 31°05'40"; 122°05'35", 31°04'31"; 121°55'12", 31°08'30" (图 1)。九段沙东西长约 50 km,南北宽约 15 km, -5 m 等深线以上的面积约 421 km², 0 m 以上的面积约 124 km²。

九段沙所在区域的动力特征主要是以长江径流和潮汐潮流作用为主,其次也受风暴潮和盐水入侵等的影响。九段沙附近属于非正规半日浅海潮,其主要的半日分潮 M₂ 的传播方向约 305°;潮波的这种传播方向从整体上确定了九段沙区域涨落潮流的流向及泥沙输移方向,长江径流与潮流的相互作用在九段沙的演变过程起着非常重要的作用。

九段沙是现代长江河口拦门沙系的重要组成部分。对于这种沉积体的形成,黄胜等^[1,2]考虑盐水入侵对流速、流态和含沙量分布的影响,阐明其淤积的原因和部位,预测长江口拦门沙的形成。钱宁等^[3]认为潮流过拦门沙前缘后,由于流速向上游逐渐递减,加之泥沙运动和水流运动之间存在沉降时差和冲

刷时差,泥沙运动有滞后现象,泥沙向上游搬运,部分泥沙淤积在缓流区,形成在河口口门附近沉积的拦门沙,并将隆起部位位于口门以内的称为沙坎。李九发等^[4~6]、潘定安等^[7~8]通过长江河口底沙运动规律对拦门沙的成因进行了研究,认为长江口拦门沙地区的泥沙由于水流扩散消能,泥沙落淤堆积,形成心滩汉道的堆积形态,发育成崇明东滩、北港、横沙东滩、北槽、九段沙、南槽、南汇东滩等滩槽相间的拦门沙系 (图 1),提出河口最大浑浊带、泥沙再悬浮等过程与河口拦门沙关系密切。

张志忠等^[9]则从盐、淡水混合引起的密度环流及泥沙絮凝沉降等角度研究长江口拦门沙形成及发育演变的关系。沈焕庭等^[10~12]对长江口潮流的性质、运动形式、历时、流速及流场分布以及潮流和潮位的关系做了较全面的阐述,并探讨了余流特性与滩槽演变的相互作用,论述了河口环流对悬沙输移的影响。通过研究泥沙输移、河口环流和最大浑浊带对拦门沙的影响,初步估算了拦门沙地区的淤积量。沈金山等^[13]对长江口南槽拦门沙的成因和演变的研究认为,拦门沙主要是由于涨落潮流流路分异形成的。陈吉余^[14~18]从长江口外水下地形的分析入手,对长江河口两千年来的发育模式进行了研究,认为象长江河口这样的呈喇叭外形的宽阔河口在科氏力作用下,涨落潮流流路歧导致其间产生缓流区,促使泥沙在缓流

区沉积,先是形成水下阴沙,阴沙堆积加高出露而成为明沙,明沙进一步发育而成沙岛。他们将河口拦门沙的形成与三角洲的演化结合在一起,通过对长江河口拦门沙的水下地形特征和沉积结构的研究,阐述了长江河口拦门沙的基本特征和形成原因。

九段沙位于长江三角洲前缘斜坡,是长江河口滩槽相间拦门沙系的重要组成部分,潮下带、潮间带和潮上带的沉积是叠加于砂坝之上的,其沉积相具有河口砂坝的特征(图 2)。

要为灰褐色的粉砂和细纹层状的淤泥质层,局部为砂泥互层,含少量的细砂层(图 3,左一和左二)。碎屑颗粒的粒度大小受流水作用强度大小的控制,这种粒度大小与沉积物形成的环境关系密切,粒度特征是划分沉积环境和沉积相的依据^[19]。

图 4 为潮间带短柱状样的概率累积曲线图(横坐标为 ϕ 值, $\phi = -\log_2 D$ (mm), 纵坐标为小于 ϕ 值的沉积物重量百分比)。由左图可以看出,潮间下带靠近水边线的地方的沉积物主要是两部分次总体组成,小于 5 的部分是跳跃总体,占总体积的 60%~70% 以上。由于涨落潮流和波浪的双重作用,存在冲刷回流的分界点,将其分为两部分;另一部分主要是悬浮总体,约占总体积的 15%~20%;牵引总体小于 15%。潮间带上部的概率累积曲线图与潮间部下部的概率累积曲线图非常相似,部分沉积物并没有冲刷回流点存在(图 4 右)。

潮间带是涨潮期间经常被涨潮流所淹没的地带,由于有波浪作用的参与,形成了一些较为特殊的沉积构造,泥砾(图 5)、波痕和冲蚀小陡坎等(图 6),说明九段沙是属于冲蚀—淤积型潮滩,波浪对潮滩的塑造作用明显。

潮上带生长有芦苇和海三棱藨草等植物,杨世伦等^[20]认为芦苇的生长高程在 3.0m 以上,滩地先锋植物群落的下限位于理论基准面之上 2.0~2.5 m,由于植物的促淤作用,沉积物以细粉砂和粘土为主,存在大量植物根系(图 3 右一、右二)。植物群落分布与潮沟以及潮间带和潮上带间侵蚀陡坎的分布情况如图 7 所示。

2.2 潮上带粒度特征

从潮上带短柱状样的岩性特征可以看出(图 3 右一、右二),潮上带下部和潮上带上部的沉积物主要是粉砂和粘土质沉积。由于潮上带生长有大量的植物,沉积物中存在有一定量黑色的腐殖质,在柱状样上存在有大量的植物根系。水平层理发育,属低能环境的沉积。潮上带下部沉积物平均粒径在 5.0~7.0 之间,属中—细粉砂,从粒度分布来看,潮上带的沉积物比潮间带的沉积物细,这与潮上带存在有大量的植物群落有关,这些植物的存在促使泥沙淤积,沉积了大量的细粉砂和粘土物质,使粒度在总体上变细。

从潮上带下部短柱状样沉积物概率累积曲线图上可以看出(图 8 左),在潮上带的沉积中也存在有一定量的牵引总体,牵引总体小于总体积的 15%,截

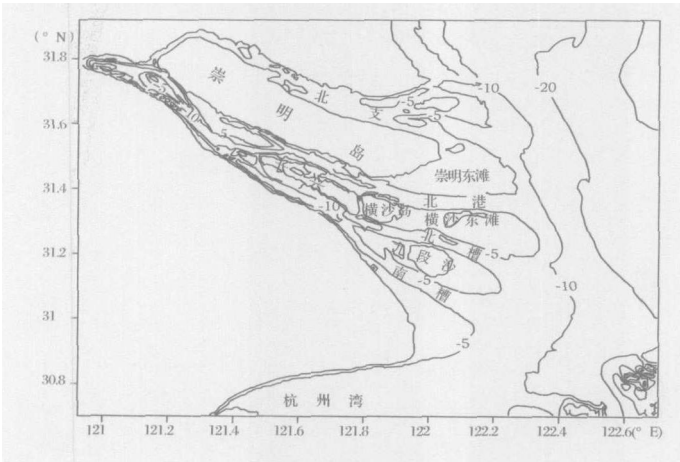
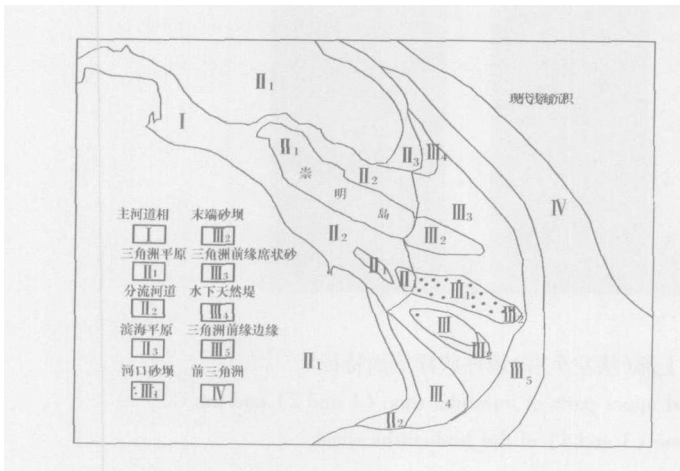


图 1 长江口拦门沙系图

Fig 1 Sketch map of the mouthbars in the Yangtze river estuary



2 长江河口区沉积相分布图(据许世远等修改, 1982)

Fig 2 Sedimentary facies in the Yangtze river estuary (modified from Xu Shiyuan et al, 1982)

2 九段沙潮滩的沉积特征

2.1 潮间带的粒度特征

九段沙潮间带下部(水边线附近)和潮间带上部(潮间带和潮上带之间的侵蚀陡坎下面)的沉积物主

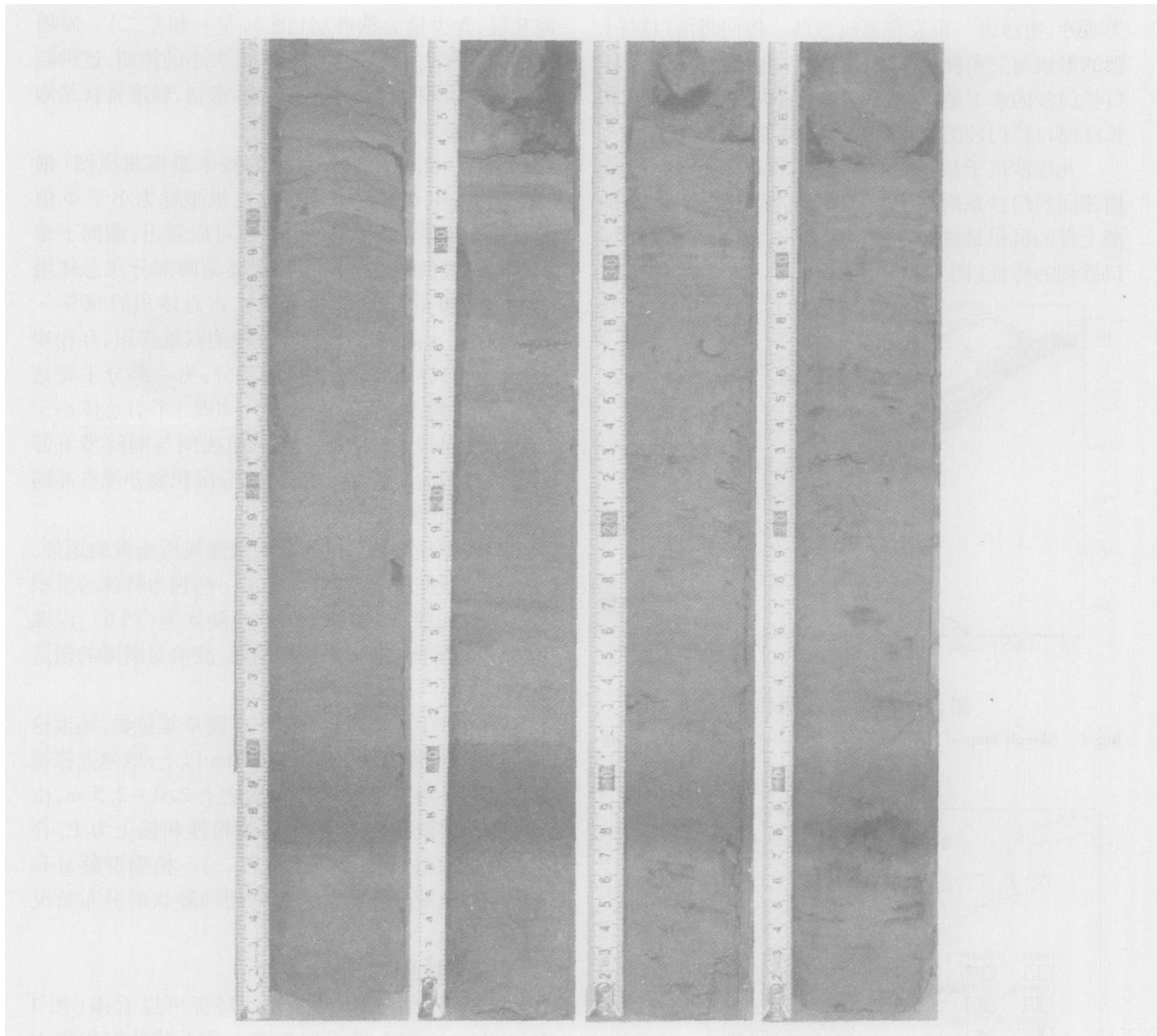


图 3 潮间带下部、上部,潮上带下部、上部 (从左至右)短柱状样剖面特征

Fig 3 Columnar sections of sediment of the lower and upper parts of intertidal zone (1 and 2) and the lower and upper parts of the supratidal zone (3 and 4) of the Jiuduansha shoal

点在 3~4,说明河口潮滩沉积的粗颗粒物粒级为细砂至极细砂;跳跃总体中存在冲刷回流点,说明在潮上带的沉积中存在波浪作用,跳跃总体占总体积的 60%~70%;悬浮总体占总体积的 15%左右,主要悬浮总体的粒度在 6 左右,河口拦门沙区域泥沙再悬浮的存在使部分粉沙质呈悬浮状态进行搬运。

潮上带上部短柱状样沉积物的概率累积曲线如图 8 右所示,平均粒径在 3.71~6.69 之间,中值粒

径在 3.62~6.44 之间,为极细砂至细粉砂沉积。潮上带在生长有芦苇的区域,沉积物主要是以跳跃总体为主,牵引总体少于 15%;部分样品分析结果显示没有牵引总体存在,只有跳跃总体和悬浮总体,跳跃总体可以达到 80%,在跳跃总体段由于波浪双向水流的作用,存在有冲刷回流分界点,跳跃总体呈两段式;悬浮总体占总体积的 10%~15%左右,在跳跃总体和悬浮总体间存在混合带(图 8 右)。

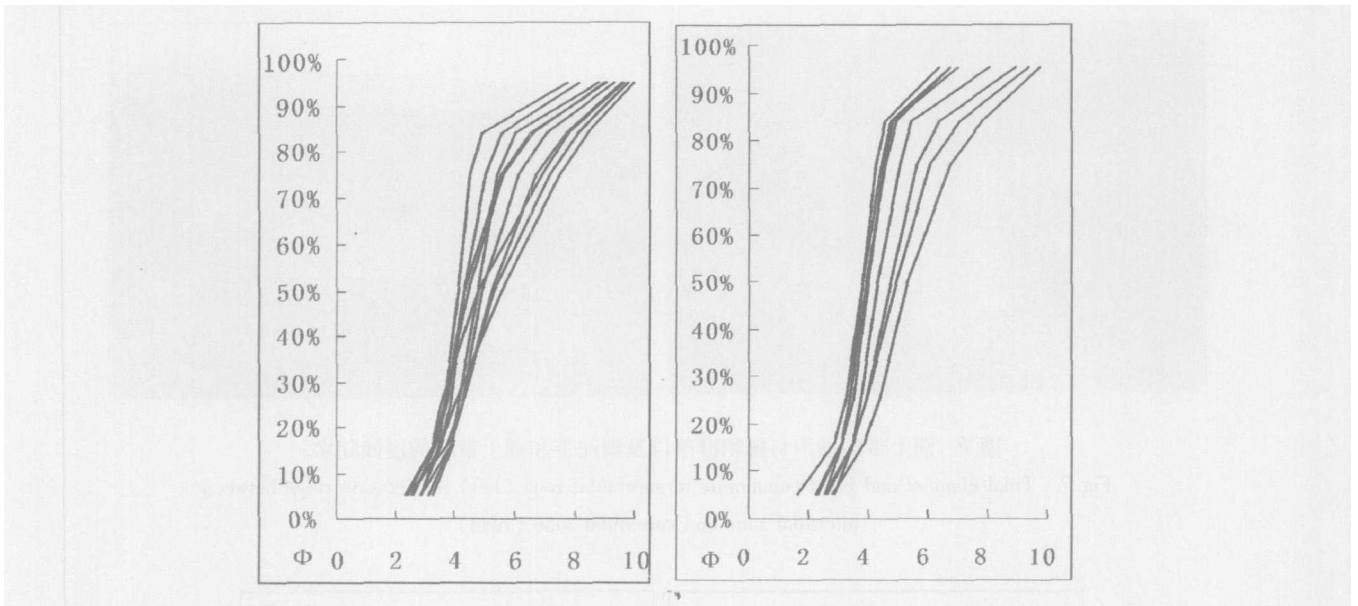


图 4 潮间带短柱状样的概率累积曲线图 (左:潮间带下部;右:潮间带上部)

Fig 4 Accumulative curve of sediments in intertidal zone (left = lower intertidal zone; right = upper intertidal zone)

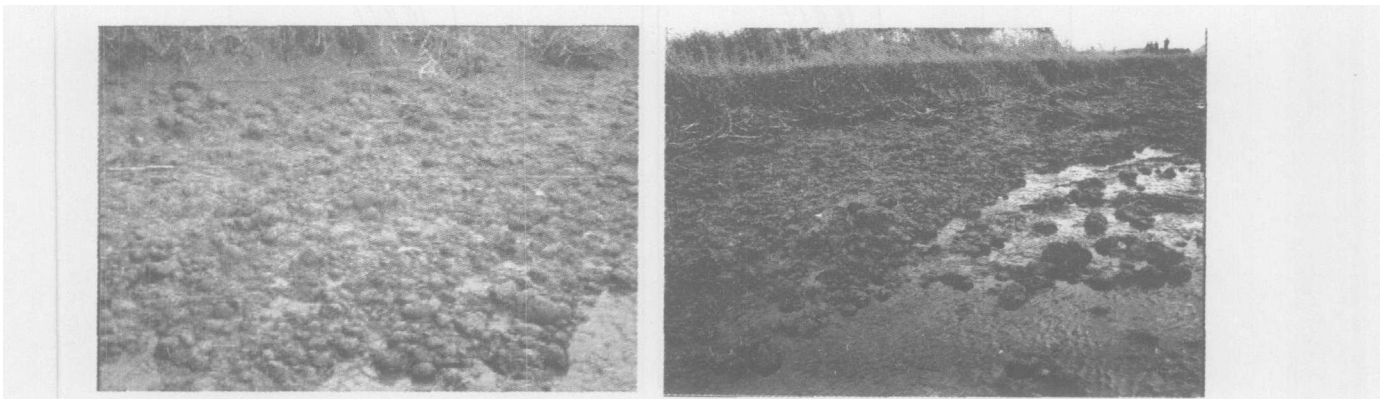


图 5 潮间带上的泥砾

Fig 5 Boulder clay in the intertidal zone

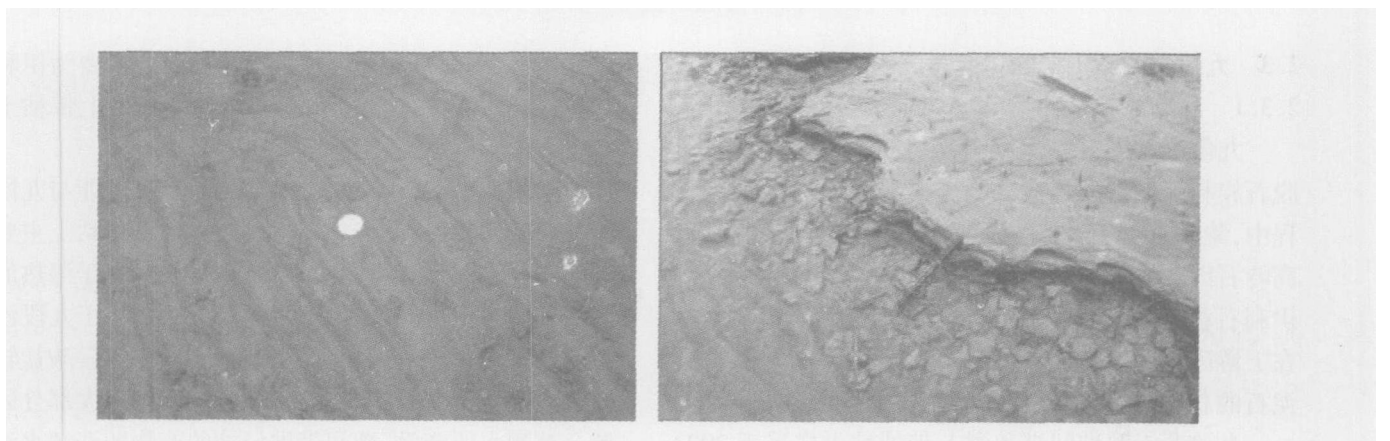


图 6 九段沙潮间带浪成波痕 (左)和侵蚀小陡坎 (右)

Fig 6 Ripple (left) and erosion ridge (right) in the intertidal zone of Jiuduansha shoal



图 7 潮上带的潮沟与植物群落以及潮间带和潮上带间的侵蚀陡坎

Fig 7 Tidal channel and plant community in supratidal zone (left) and erosion ridge between intertidal zone and supratidal zone (right)

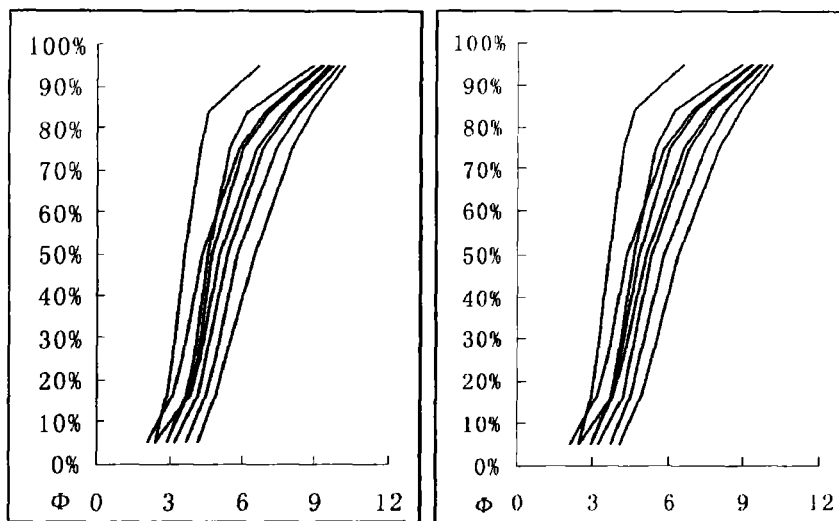


图 8 九段沙潮上带下部(左)和潮上带上部(右)的概率累积曲线图(横坐标单位为 Φ 值)

Fig 8 Accumulative curves of sediment in the lower part (left) and upper part (right) of the supratidal zone

2.3 九段沙的粘土矿物组合与沉积速率

2.3.1 矿物组合

九段沙粘土矿物主要由高岭石族、伊利石族、蒙脱石族和绿泥石族组成。粘土矿物在向河口搬运过程中,蒙脱石由于颗粒微细,易于随水团向外海搬运;高岭石因颗粒粗,其被搬运的距离较小。一般来说,伊利石在河流上游含量低,而在下游含量高,蒙脱石在上游区域含量高,下游河口区含量低;高岭石+绿泥石的总量在上游低而在下游高^[21]。

九段沙上沙潮间带和潮上带的粘土样采于 2003 年 9 月,分析仪器为荷兰飞利浦公司 2000 年出厂的 X'Pert-MPD 型衍射仪。通过对潮间带和潮上带所采粘土样的分析对比,发现它们的 X 射线衍射图谱

非常接近,潮间带和潮上带粘土矿物组合主要为伊利石、蒙脱石、高岭石、绿泥石,但潮间带和潮上带粘土矿物含量有所不同。

潮间带和潮上带粘土矿物组成相近,可能与九段沙形成时间较短有关。一般来说,伊利石质粘土主要形成于海洋环境,而高岭石质粘土主要出现于湿热的陆相环境。由于九段沙形成时间不长,沉积于九段沙上的这些矿物化学风化时间较短,大部分铝硅酸盐转变还不明显。九段沙在涨潮期间,潮上带的大部分区域会被潮水所淹没,潮间带被侵蚀的产物随涨潮水流搬运到潮上带进行沉积;落潮期间,落潮水流将潮上带的侵蚀产物进行搬运,部分矿物沉积在潮间带,所以九段沙在涨落潮期间潮间带和潮上带的沉积物可

以发生交换,导致潮间带和潮上带的矿物差异不明显。粘土矿物的含量潮上带蒙脱石约为 2.5%,高岭石约为 10.6%,绿泥石约 17.6%,伊利石约为 69.3%;潮间带蒙脱石约为 3.5%,高岭石约为 11.6%,绿泥石约为 16.2%,伊利石约为 68.7%。粘土矿物中以伊利石质粘土占优势,从潮上带至潮间带伊利石略有减少,蒙脱石略有增加,高岭石稍有增加,绿泥石略减少。从伊利石含量占优势来看,九段沙的海洋沉积作用居非常重要地位,九段沙的形成与因盐水入侵导致的最大浑浊带关系密切。

2.3.2 沉积速率

沉积速率是指单位时间内沉积物形成的厚度,是河口海岸沉积研究的一个重要方面。长期平均的沉积速率能够反映河口海岸形成和发育的地质历史,而短期的平均沉积速率可以反映本区现代沉积动力以及水体与沉积物间的交换过程。

放射性同位素测年法是测定沉积速率的一种常用方法,目前较为常用的是²¹⁰Pb测年法。²¹⁰Pb测年法是以柱状沉积物中²¹⁰Pb的衰变为基础,要求沉积过程连续,中间没有发生冲刷或沉积间断,保证沉积物中²¹⁰Pb的除衰变产生的变化外,不发生其它原因导致的增加或减少。但是潮间带和位于大潮高潮线以下的潮上带由于受到波浪和潮汐潮流的作用,导致沉积过程出现不连续,使²¹⁰Pb剖面表现为间断和不规则状态。在发育有潮沟的潮间带和潮上带,由于潮沟的频繁迁移,沉积层受到强烈扰动,也会导致²¹⁰Pb剖面的不规则。沉积物颗粒大小差异也会对²¹⁰Pb剖面造成影响,需要进行必要的校正,以便得到正确的结果^[22]。

样品处理方法是在实验室中将从九段沙潮间带和潮上带所取柱状样从中央一分为二,对其中一半柱样按一定间隔取样,称重,低温烘干后轻研成粉末,装入特制的塑管中,盖紧橡皮盖并加蜡密封,搁置半月后放入高纯锗型光子检测系统中进行²¹⁰Pb测年。

用恒定通量—恒定沉积速率 C/C 模式计算过剩²¹⁰Pb比活度

$$A = A_0 e^{-Z/K} \quad (1-1)$$

其中 A_0 为过剩²¹⁰Pb在表层沉积物中的比活度 (mBq/kg); λ 为²¹⁰Pb的衰变常数 (0.0310831/year); Z 为深度 (cm); K 为沉积速率 (cm/a); A 为过剩²¹⁰Pb在深度 Z 的沉积物中的比活度 (mBq/kg)。对 (1-1) 式两边取对数得: $\ln A = \ln A_0 - Z/K$, 令 $K = -Z / (\ln A - \ln A_0)$, 则 $\ln A = \ln A_0 - Z/K$

用最小二乘法拟合处理求出 K 值 (包括全部的数据以及随深度减小活度增大阶段), 后计算沉积速率。地质年代 t 和深度之间的关系为

$$t = \frac{Z}{K} = -\frac{1}{K} \ln \frac{A}{A_0} \quad (1-2)$$

从而得到柱状样不同深度对应的地质年代。

九段沙潮间带取样深度为 33 cm, 沉积速率为 0.735 cm/a, 计算得沉积年代约为 45 年; 潮上带取样深度为 43 cm, 沉积速率为 3.342 cm/a, 经计算得沉积年代为 13 年, 之所以出现这种潮间带沉积速率较低而潮上带沉积速率较高的情况, 主要原因一方面是由于九段沙地区存在较频繁的滩槽泥沙交换, 潮间带受到冲刷, 所测沉积速率较低; 另一方面是潮上带生长有芦苇等植物, 促使细颗粒泥沙得以快速落淤, 潮上带沉积速率较高。

3 结论

(1) 九段沙潮滩位于三角洲前缘亚环境, 为河口砂坝亚相顶部的沉积。沉积物粒度以极细砂、粉砂和粘土所组成, 抗冲刷能力低, 潮间带上多发育波痕, 泥砾广布, 潮间带和潮上带间有侵蚀陡坎。

(2) 粘土矿物类型主要有伊利石、绿泥石、高岭石和蒙脱石, 其中蒙脱石含量较低, 以伊利石占优势, 海洋作用在九段沙形成过程中具有重要作用。

(3) 潮上带广泛发育海三棱藨草和芦苇等植物群落, 海三棱藨草主要出现在潮上带下部, 属于先锋植物; 芦苇主要生长在潮上带高程较高处, 是潮上带的主要植被类型, 对细颗粒泥沙的落淤作用明显。

(4) 用放射性同位素²¹⁰Pb计算九段沙的沉积速率, 发现潮上带和潮间带的差别较大, 潮上带的沉积速率比潮间带的沉积速率高, 潮上带形成时间较潮间带短。

参考文献 (References)

- 1 黄胜, 韩乃斌, 钟秀娟. 长江口拦门沙淤积分析. 河流泥沙国际学术讨论会论文集. 北京: 水利学会, C6. 1980. 1~10 [Huang Sheng, Han Naibin, Zhong Xiujian. Analysis of siltation at mouth bar of the Yangtze river estuary. In: Proceedings of international symposium on river sedimentation. Beijing: Hydrology Association, C6. 1980. 1~10]
- 2 黄胜. 长江河口演变特征. 泥沙研究, 1986, (4): 1~12 [Huang Sheng. The evolution characteristics of the Changjiang estuary. Journal of Sediment Research, 1986, (4): 1~12]
- 3 钱宁, 张仁, 周志德. 河床演变学. 北京: 科学出版社, 1987. 268~270 [Qian Ning, Zhang Ren, Zhou Zhide. Science of River Bed Evolu-

- tion. Beijing: Science Press, 1987. 268 ~ 270]
- 4 李九发, 沈焕庭, 徐海根. 长江河口底沙运动规律. 海洋与湖沼, 1995, 26(2): 138 ~ 145 [Li Jiufa, Shen Huanting, Xu Haigen. The bedload movement in the Changjiang river estuary. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1995, 26(2): 138 ~ 145]
 - 5 Li Jiufa, Zhang Chen. Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang estuary. *Marine Geology*, 1998, 148: 117 ~ 124
 - 6 李九发, 何青, 张琛. 长江河口拦门沙河床淤积和泥沙再悬浮过程. 海洋与湖沼, 2000, 31(1): 101 ~ 109 [Li Jiufa, He Qing, Zhang Chen. A study on sediment deposition and resuspension in the mouth bar area of the Changjiang river estuary. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 2000, 31(1): 101 ~ 109]
 - 7 潘定安, 孙介民. 长江口拦门沙地区的泥沙运动规律. 海洋与湖沼, 1996, 27(3): 279 ~ 286 [Pan Ding'an, Sun Jieming. The sediment dynamics in the Changjiang river estuary mouth bar area. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1996, 27(3): 279 ~ 286]
 - 8 潘定安, 沈焕庭, 茅志昌. 长江口浑浊带的形成机理与特点. 海洋学报, 1999, 21(4): 62 ~ 69 [Pan Ding'an, Shen Huanting, Mao Zhichang. Formation mechanism and features of the turbidity maximum in the Changjiang river estuary. *Acta Oceanologica Sinica*, 1999, 21(4): 62 ~ 69]
 - 9 张志忠, 阮文杰, 蒋国俊. 长江口动力絮凝沉降与拦门沙淤积的关系. 海洋与湖沼, 1995, 26(6): 632 ~ 638 [Zhang Zhizhong, Ruan Wenjie, Jiang Guojun. The relationship between flocculating settlement in flowing water and deposition in the Changjiang river estuary mouth bar area. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1995, 26(6): 632 ~ 638]
 - 10 沈焕庭, 朱慧芳, 茅志昌. 长江河口环流及其对悬沙输移的影响. 海洋与湖沼, 1986, 17(1): 26 ~ 35 [Shen Huanting, Zhu Huifang, Mao Zhichang. Circulation of the Changjiang river estuary and its effect on the transport of suspended sediment. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1986, 17(1): 26 ~ 35]
 - 11 沈焕庭, 李九发, 金元欢. 河口涨潮槽的演变及治理. 海洋与湖沼, 1995, 26(1): 85 ~ 89 [Shen Huanting, Li Jiufa, Jin Yuanhuan. Evolution and regulation of flood channels in estuaries. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1995, 26(1): 85 ~ 89]
 - 12 沈焕庭, 潘定安. 长江河口最大浑浊带. 北京: 海洋出版社, 2001. 28 ~ 51 [Shen Huanting, Pan Ding'an. Turbidity Maximum in the Changjiang Estuary. Beijing: China Ocean Press, 2001. 28 ~ 51]
 - 13 沈金山, 朱珍珠, 张新琴. 长江口南槽拦门沙的成因和演变. 海洋与湖沼, 1983, 14(6): 582 ~ 590 [Shen Jinshan, Zhu Zhenmei, Zhang Xinqin. Origin and evolution of the entrance sandbars in the South Passage of the Changjiang river estuary. *Oceanologia & Limnologia Sinica*, 1983, 14(6): 582 ~ 590]
 - 14 陈吉余, 恽才兴, 徐海根, 董永发. 两千年来长江河口的发育模式. 海洋学报, 1979, 1(1): 103 ~ 111 [Chen Jiyu, Yun Caixing, Xu Haigen, Dong Yongfa. The developmental model of the Changjiang river estuary during last 2000 years. *Acta Oceanologica Sinica*, 1979, 1(1): 103 ~ 111]
 - 15 Chen J Y, Zhu S Z, L ÜQ R, Zhou Y Q, He S L. Descriptions of the morphology and sedimentary structures of the river mouth bar in the Changjiang estuary. In: Kennedy V S, ed. *Estuarine Comparisons*. New York: Academic Press, 1982. 667 ~ 675
 - 16 Chen J Y, Zhu H F, Dong Y F, Sun J M. Development of the Changjiang estuary and its submerged delta. *Continental Shelf Research*, 1985, 4: 47 ~ 56
 - 17 陈吉余. 长江口拦门沙及水下三角洲的动力沉积和演变. 长江流域资源与环境, 1995, 4(4): 348 ~ 355 [Chen Jiyu. Sediment dynamics and evolution of the mouthbar and subaqueous delta in the Yangtze Estuary. *Resources and Environment in the Yangtze Valley*, 1995, 4(4): 348 ~ 355]
 - 18 Chen Jiyu, Li Daoji, Chen Banglin, Hu Fangxi, Zhu Huifang, Liu Cangzi. The processes of dynamic sedimentation in the Changjiang estuary. *Journal of Sea Research*, 1999, 41: 129 ~ 140
 - 19 刘宝珺. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1980. 307 ~ 320 [Liu Baojun. *Sedimentology*. Beijing: Geology Publishing House, 1980. 307 ~ 320]
 - 20 杨世伦, 贺松林, 谢文辉. 长江口九段沙的形成演变及其与南北槽发育的关系. 海洋工程, 1998, 16(4): 55 ~ 65 [Yang Shilun, He Songlin, Xie Wenhui. The formation and evolution of the Jiuduansha tidal island as well as their relation to the development of the North and South Passages in the Yangtze river estuary. *The Ocean Engineering*, 1998, 16(4): 55 ~ 65]
 - 21 王永红. 长江河口涨潮槽的形成机理与动力沉积特征. 华东师范大学博士论文. 2003 [Wang Yonghong. Reformation mechanism and features of dynamic sediment in flood channels of the Changjiang estuary. Ph.D Dissertation of State Key Laboratory of Estuaries and Coastal Research, East China Normal University. 2003]
 - 22 刘国贤, 杨松林, 周义华. 用²¹⁰Pb法测定长江口区的沉积速率. 海洋地质与第四纪地质, 1984, 4(1): 113 ~ 116 [Liu Guoxian, Yang Songlin, Zhou Yihua. Sedimentation rates in the Changjiang estuary determined with ²¹⁰Pb method. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1984, 4(1): 113 ~ 116]

Sedimentary Characteristics of the Modern Tidal Flat of Jiuduansha Shoal in Changjiang Estuary

XIE Xiao-ping^{1, 2} WANG Zhao-yin¹ SHEN Huan-ting³

1(Department of Hydraulic and Hydro-electrical Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084)

2(School of Resources and Planning, Qufu Normal University, Qufu, Shandong 273165)

3(State Key Lab of Estuarine and Coastal Sediment Dynamics and Morphodynamics, East China Normal University, Shanghai 200062)

Abstracts Based on the field surveys in 2003 and laboratory analysis of the samples which taken from Jiuduansha Shoal, the sedimentary structure, grain size distribution, assemblages of the clay minerals and the sedimentation rates are studied as well. The sedimentation rate is determined by ^{210}Pb method, and the results show that the sedimentation rate of the supratidal zone is much higher than that in the inter-tidal zone. The intertidal zone of the Jiuduansha shoal are mainly micro-wave and cross bedding, and sediments are dust-color fine sand and coarse silt, this zone is affected by the wave and tidal currents, some special sedimentary structure formed, and boulder clay, ripple and erosion ridge existed, these structure formed under wave processes. Supratidal zone are mainly horizontal bedding, and sediments are mainly middle-fine silt, because of dominant species are *Phramites australis* and *Scipus mariqueter* on the supratidal zone, here is the lower energy sedimentary environment, and sedimentary structure are horizontal bedding, and mean size is between 5.0-7.0 μm . Clay minerals are similar between inter-tidal zone and supratidal zone, clay minerals mainly are illite, montmorillonite, kaolinite and chlorite, but they content on supratidal and intertidal zone are different. The sedimentation rate on the intertidal zone are 0.735 cm/a, and on the supratidal zone, the sedimentation rate are 3.342 cm/a, higher than that on the intertidal zone.

Key words Yangtze River, Jiuduansha shoal, modern tidal flat, sedimentary characteristics