

基于潮沟定点观测的潮间带水、沙、盐交换研究 ——以长江口九段沙一潮沟为例

李 鹏¹ 杨世伦² 秦渭华¹

(1. 国家海洋局东海预报中心 上海 200081; 2. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室 上海 200062)

摘要 为研究潮间带和潮下带的水、沙、盐交换,于夏、秋两季在长江口九段沙一典型潮沟的固定点利用 OBS-3A 和 ADP-XR 进行了水深、浊度、盐度、流速流向剖面 and 回声强度观测。结果表明:(1) 夏季大潮、冬季中-大潮、冬季小潮的潮周期垂向平均流速分别为 26.5、15.9 和 8.4cm/s,夏、冬季观测到的最大流速分别为 84cm/s 和 35cm/s。(2) 夏季盐度变化范围为 0.65—4.91,平均盐度 2.14;冬季盐度变化范围为 3.5—10.3,中-大潮和小潮平均盐度分别为 6.26 和 7.98。(3) 高悬沙浓度出现在涨潮初期和部分落潮末期的低水位阶段;涨潮阶段的平均悬沙浓度是落潮阶段的 1.11—7.0 倍。(4) 涨、落潮阶段的水体和盐输运量大体上趋于平衡;(5) 无论是冬夏季或大小潮,潮沟在潮周期内的净输沙方向均指向陆,即落潮输沙量小于涨潮输沙量(平均小 40%);平均每个潮周期内净输沙量为 6102kg,结合潮盆面积推算的潮周期沉积速率为 0.0112mm/tide,或 8.2mm/a。

关键词 长江口;九段沙;潮沟;滩地发育;物质交换

中图分类号 P736.21 doi: 10.11693/hyhz20121010001

潮间带是一种重要的湿地生境,是地球单位面积上生产力最高的生态系统之一(Gardner *et al*,1989; Mitsch *et al*, 1993),它是水生和陆生动植物的重要栖息地,同时还具有消能护岸、过滤污染物、降低洪灾风险、补充地下水、为迁徙鸟类提供栖息地以及维持生物多样性等功能(Mitsch *et al*, 1993; Goodwin *et al*, 2001)。潮间带是细颗粒泥沙沉积的重要场所(Voulgaris *et al*, 2004),潮沟是潮盆和潮下带水沙和营养物质交换的主要通道(D'Alpaos *et al*, 2006, 2007; Vandenbruwaene *et al*, 2012)。人类活动引起的入海泥沙减少和三角洲湿地退化是当今世界的普遍现象(Syvitski *et al*, 2005; Yang *et al*, 2005)。

长江是世界五大河流之一(Milliman *et al*, 2011)。

长江口发育宽广的潮间带湿地,其中九段沙为重要的新生湿地(国家级湿地自然保护区)。以往对九段沙物理过程的研究主要集中在沉积特征(Yang, 1999; 谢小平等, 2005)、地貌冲淤(杨世伦等, 2006a; 何茂兵等, 2008; Gao *et al*, 2010; 陈炜等, 2011; 冯永玖等, 2012),而对潮间带的动力泥沙过程,特别是对通过潮沟进行的潮间带和潮下带物质交换的研究很少,对潮滩的发育演化机制和潮沟在潮滩发育演化中的作用研究还不够深入。

为研究九段沙潮间带和潮下带的水、沙和盐交换特征,作者在下沙一代表性潮沟利用先进仪器设备进行夏冬季大小潮连续水文泥沙观测,重点探讨物质的净交换方向和交换量及其与潮盆演化的关系。

*国家自然科学基金重点项目, 41130856 号;科技部全球变化项目课题, 2010CB951202 号;国家自然科学基金面上项目, 41071014 号;上海市科委课题, 10dz1210505 和 128014327 号;河口海岸学国家重点实验室自主课题, SKLEC-2012KYYW06 号。李鹏, 博士, 高级工程师, E-mail: lipeng827@126.com

通讯作者: 杨世伦, 教授, 博士生导师, E-mail: slyang@sklec.ecun.edu.cn

收稿日期: 2013-04-05, 收修改稿日期: 2013-08-13

1 资料与方法

1.1 研究区域概况

长江径流量和输沙率分别为 $891 \times 10^9 \text{m}^3/\text{a}$ 和 $384 \times 10^6 \text{t/a}$ (1951—2011 年)。九段沙湿地是长江口第三代新生冲积沙洲, 由上沙、中沙和下沙组成(图 1)。九段沙自上世纪 50 年代形成以来呈逐渐扩大趋势(杨世伦等, 2006a), 目前 5m 等深线以上滩地面积为 413km^2 , 0m 等深线以上面积为 168km^2 (Gao *et al.*, 2010)。九段沙水域潮汐为不正规半日浅海潮, 平均潮差为 2.67m, 年均表层悬沙浓度 0.54kg/m^3 , 盐度 3.89 (Li *et al.*, 2012)。九段沙附近南北槽最大流速为 2—2.5m/s (陈吉余, 1988)。

观测潮沟位于下沙, 测点距离潮沟口的距离约为 100m, 观测点潮沟沟底宽 3.2m, 潮沟上口宽 26.9m, 潮沟的走向为西北-东南向, 主潮沟的长度约为 1300m, 集水面积约为 0.42km^2 (图 1), 植被主要为互花米草和海三棱藨草。

1.2 野外观测

观测时间是 2006 年 6 月 25—28 日(夏季大潮)和

2006 年 12 月 29 日—2007 年 1 月 4 日(冬季中-大潮和小潮)。在潮沟固点用 OBS-3A 记录水深、盐度和浊度(夏季 1 台, 探头距底床 0.2m; 冬季 2 台, 探头分别距底床 0.2m 和 0.4m), 采样间隔为 1min。在水深和五个高度上(间隔 0.2m)用 ADP-XR 观测水平流速流向、垂向流速和回声强度; 夏、冬季的采样间隔分别为 5min 和 2min; 两次观测探头均距底床 0.2m, 盲区 0.2m, 即最低的一层距底床 0.4m, 向上第二、三、四、五层分别距底床 0.6、0.8、1.0 和 1.2m(当水深超过 1.2m 时第五层代表水面)。在观测点附近采集水样, 浓缩后带回实验室, 用于 OBS 标定。观测期间, 用 GPS-RTK 对测点所在的潮沟横断面高程进行测量(以理论最低潮面为基准面)(图 1D), 用于计算潮沟过水断面面积。测点观测水深均小于潮沟深度, 即测点水体未溢出潮沟。长江(大通站)水沙资料来自水利部长江水利委员会。

1.3 悬沙浓度计算

利用测点悬沙在实验室标定 OBS 浊度, 建立浊度与悬沙浓度之间的回归关系。夏季和冬季的线性拟合方程分别为:

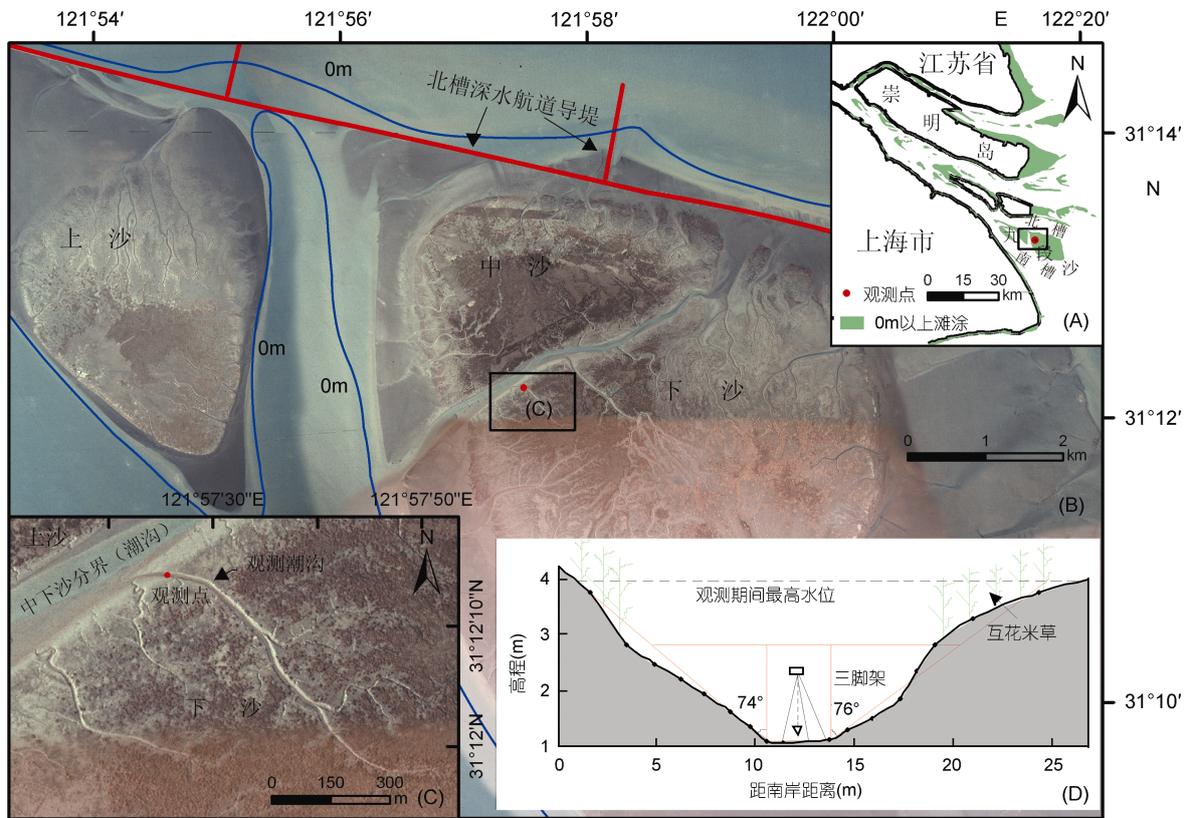


图 1 研究区、观测点位置和观测断面示意图

Fig.1 Schematic layout of Jiuduansha, cross-section of the tidal channel at the Lower Shoal and the locations of data measurements

$$c_1 = 0.0014x_1 - 0.0192, r = 0.998, n_1 = 21, P < 0.001 \quad (1)$$

$$c_2 = 0.0014x_2 - 0.0247, r = 0.998, n_2 = 21, P < 0.001 \quad (2)$$

c_1 、 c_2 和 x_1 、 x_2 分别为两次标定的悬沙浓度和 OBS 浊度值, r 为回归系数, n 为数据组数, P 为显著性水平。

建立 ADP-XR 回声信号强度与悬沙浓度的关系(汪亚平等, 1999; 杨世伦等, 2006b), 夏季和冬季分别为:

$$c_1 = 0.0001e^{0.0979E}, r = 0.90, n_1 = 351, P < 0.001 \quad (3)$$

$$c_2 = 0.0003e^{0.1041E}, r = 0.87, n_2 = 879, P < 0.001 \quad (4)$$

式中, c 为悬沙浓度(kg/m^3), E 为回声强度(dB), r 为回归系数, n 为数据组数, P 为显著性水平。利用这两个关系推算了 5 个高度上的悬沙浓度。

1.4 潮沟输水量和悬沙输运量的计算

为计算潮沟的输水量和悬沙输运量, 将潮沟横断面视作规则梯形(图 1D)。该观测的盲区为 0.2m, 当水深小于 0.2m 时, 在涨潮和落潮阶段悬沙浓度和流速均无法观测到; 由于该段时间较短, 悬沙通量相对整个潮周期来说量较小, 计算悬沙通量时未包含该时段。当水深大于 0.2m 时, 盲区内的悬沙浓度和流速均按 0.2m 层计算。

由于仪器数量的限制, 观测只能在沟中央而不能在两岸斜坡上进行。假设潮沟同一水平面上的流速相同。理论上, 两岸斜坡对水流会产生一定的摩擦作用, 从而降低近坡部分的流速, 进而影响悬沙浓度。但根据作者的现场观察, 其影响有限, 一般影响范围只有几十厘米的, 而作者开展观测的潮沟平均宽 15m。换言之, 与实测流速相比基于上述假设推算的结果可能略大, 但两者差别不明显。更重要的是, 本文的重点是进行涨落潮、大小潮、夏冬季的输运量对比, 而上述假设对不同阶段之间的对比没有影响。在缺少资料的情况下, 上述假设具有实用性。

潮沟平均流速(u_a)通过 ADP-XR 实测流速和水深(见 1.2)进行计算。

潮沟断面面积(A)为:

$$A = h * 3.2 + 1/2 * h^2 * \tan 74^\circ + 1/2 * h^2 * \tan 76^\circ \quad (5)$$

式中, 3.2 为潮沟底宽, h 为水体瞬时水深, 断面面积根据水深的变化, 处理为 5 个梯形(见 1.2)面积。

潮沟的输水量(Q_w) 为:

$$Q_w = \int_0^t u_a A dt \quad (6)$$

式中, A 为潮沟过水断面面积, t 为时间。

悬沙浓度根据水深的变化分 1~5 层, 分别代表不同水深水体的悬沙浓度, 潮沟的悬沙输运量(Q_s) 为:

$$Q_s = \int_0^t u_a A c dt \quad (7)$$

式中, c 为悬沙浓度。

2 结果

2.1 潮流

受潮沟的制约, 涨落潮流方向和潮沟的走向一致, 涨、落潮方向分别为 $(83 \pm 5)^\circ$ 和 $(258 \pm 5)^\circ$, 在垂向上流向基本一致(图 2)。落潮历时明显大于涨潮历时(表 1)。平均涨落潮历时分别为 200min 和 266min。

水平流速变化范围为 0—84cm/s, 在垂向上变化不大(图 3 和图 4), 差异 $< 10\text{cm}/\text{s}$, 差异较大的阶段主要是涨潮初期和落潮末期。流速的大小潮差异显著, 冬季中-大潮和小潮的潮周期垂向平均流速分别为 15.9 和 8.4cm/s, 中-大潮为小潮的 1.9 倍; 夏季大潮平均流速达到 26.5cm/s, 为冬季中-大潮和小潮的 1.65 和 3.15 倍。流速在潮周期内发生有规律的变化, 转流阶段(流速最小, 接近或等于 0)一般出现在高潮位后约 20min。现场观测到的垂向流速为 3—5cm/s。垂向流的方向在涨潮阶段以向上为主, 落潮阶段以向下为主; 垂向流速有随潮差增大趋势。

2.2 盐度

冬季盐度明显大于夏季盐度。夏季的盐度变化范围为 0.65—4.91, 平均盐度为 2.14; 冬季盐度的变化范围为 3.5—10.28, 中-大潮和小潮平均盐度分别为 6.26 和 7.98。涨落和落潮阶段的平均盐度差比较接近

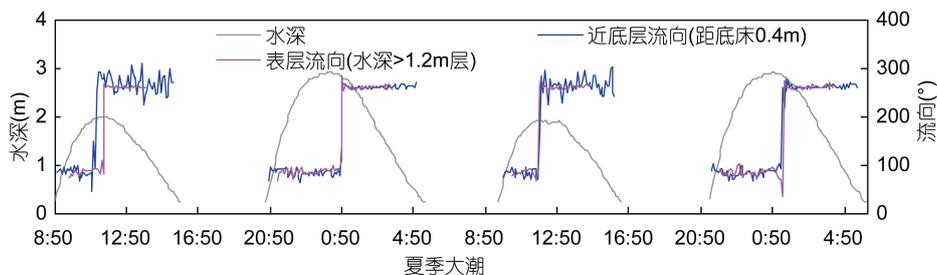


图 2 水深与流向时间序列关系

Fig.2 Time series of water depth and current direction (0.4m and >1.2m above the seabed)

表 1 各潮周期内涨落潮期间历时、平均流速、悬沙浓度和盐度的平均值

Tab.1 Time of flood and ebb, average current speed, suspended sediment concentration and salinity during the study tidal periods

序号	潮周期	涨潮历时/ 落潮历时(min)	最大水 深(m)	垂线平均流速(cm/s)		0.2m 层悬沙浓度(kg/m ³)		盐度	
				涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮
1		170/255	1.99	11.7	8.9	0.435	0.0656	2.39	2.73
2	夏季大潮	255/282	2.91	32.9	57.5	0.418	0.413	1.74	1.50
3		145/270	1.92	14.6	8.4	0.588	0.0839	2.45	2.61
4		245/280	2.90	31.4	50.5	0.398	0.358	1.85	1.74
5	冬季小潮	198/240	1.52	8.2	7.4	0.48	0.104	4.89	5.13
6		214/288	1.77	8.4	9.3	0.332	0.106	7.45	7.54
7	冬季中-大潮	224/274	2.57	19.3	21.6	0.419	0.293	7.64	7.26
8		148/242	1.86	10.4	12.0	0.496	0.193	8.51	8.54

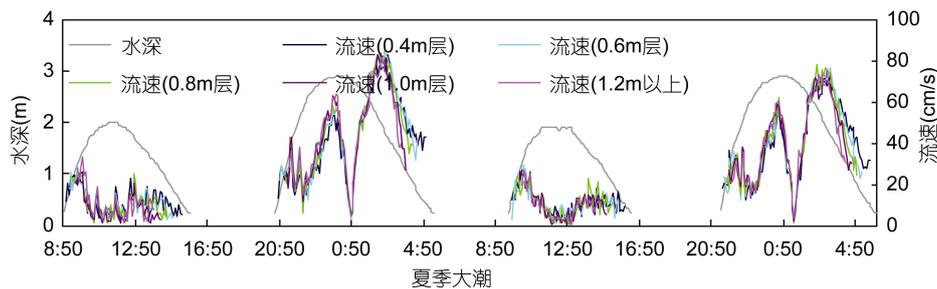


图 3 夏季流速与水深的时序关系(不连续代表探头露出)

Fig.3 Time series of horizontal velocities (5-min interval) at different heights above the seabed during summer spring tide

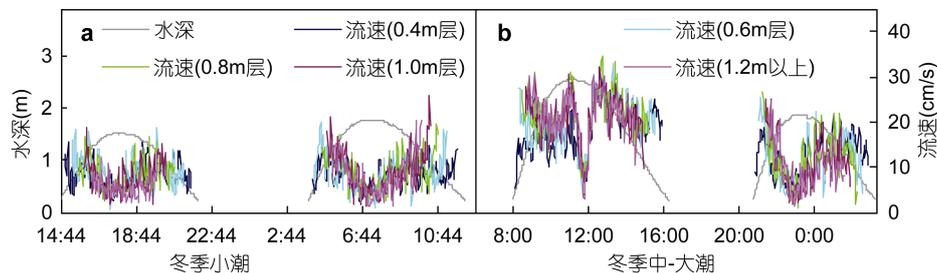


图 4 冬季流速与水深的时序关系

Fig.4 Time series of horizontal velocities (2-min interval) at different heights above the seabed during winter middle-spring and neap tide
a: 冬季小潮; b: 冬季中-大潮)(不连续代表探头露出; 冬季水平流速随时间变化较夏季频繁主要是因为冬季的采样间隔较小(2min), 记录了更短期的流速脉动)

(表 1)。潮周期内盐度的变化趋势较为复杂。在夏季潮差较小的潮周期, 盐度呈“M”型, 在涨潮和落潮中期均出现一个最高值, 而在相邻的潮差较大的潮周期盐度呈“W”型, 最高值出现在最高水位后 20 min 左右, 低值出现在涨落潮的中期(图 5); 在冬季, 小潮涨落潮盐度变化趋势基本一致, 高值出现在高水位, 中-大潮盐度呈现涨潮初期迅速增大(达到潮周期最高值), 然后逐渐降低, 最高水位后相对稳定。

2.3 悬沙浓度

悬沙浓度从表层向底层呈递增趋势, 同典型的悬沙浓度剖面一致(Dyer, 1986), 反映了重力作用的

影响, 悬沙浓度在垂向上分层较为明显, 主要是由于潮沟及邻近水域受九段沙陆地及植被影响, 受外界海况影响较小。悬沙浓度在一个潮周期内变化规律性较强, 高浓度出现在涨潮初期和部分落潮末期的低水位阶段(图 7, 图 8), 但潮周期内悬沙浓度的时间变化过程线随最大水深的变化呈现 3 种不同趋势, 当最大水深大于 2.6 m 时, 悬沙浓度除在涨潮初期和落潮末期出现两个峰值外, 在高潮位阶段也出现一个峰值(图 7, 第 2 和 4 个潮周期), 但该悬沙浓度峰值出现阶段正是高水位流速相对较小的阶段(图 3), 所以该悬沙浓度峰值不是流速增大扰动所致, 可能是由于

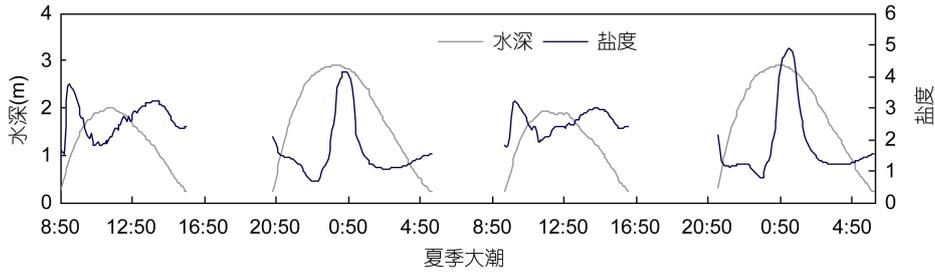


图 5 夏季潮沟盐度与水深的时序关系(不连续代表探头露出)
Fig.5 Time series of salinity and water depth during summer spring tide

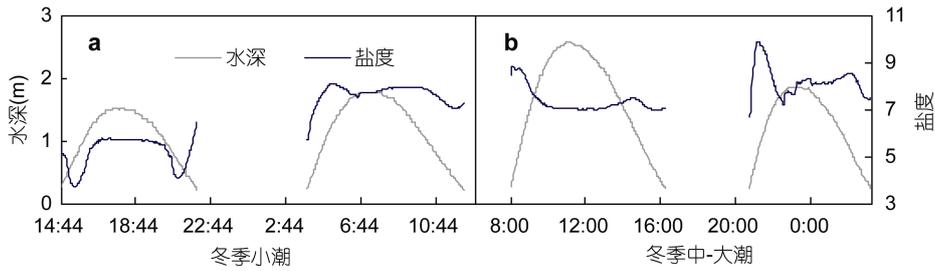


图 6 冬季潮沟盐度与水深的时序关系
Fig. 6 Time series of salinity and water depth during winter middle-spring and neap tide
(a: 冬季小潮, b: 冬季中-大潮)(不连续代表探头露出)

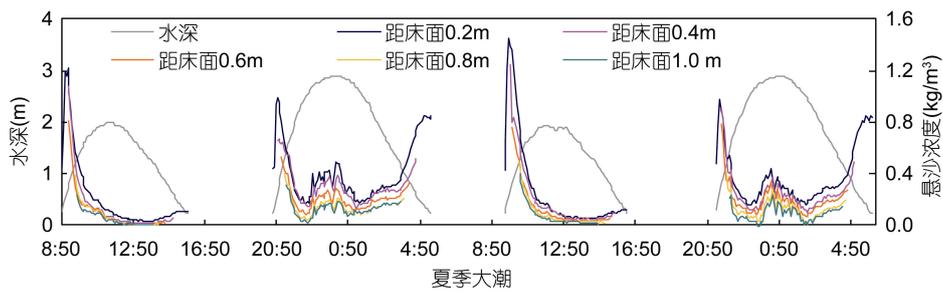


图 7 夏季潮沟悬沙浓度与水深的时序关系(不连续代表探头露出)
Fig.7 Time series of suspended sediment concentration (5-min interval) at different heights above the seabed during summer spring tide

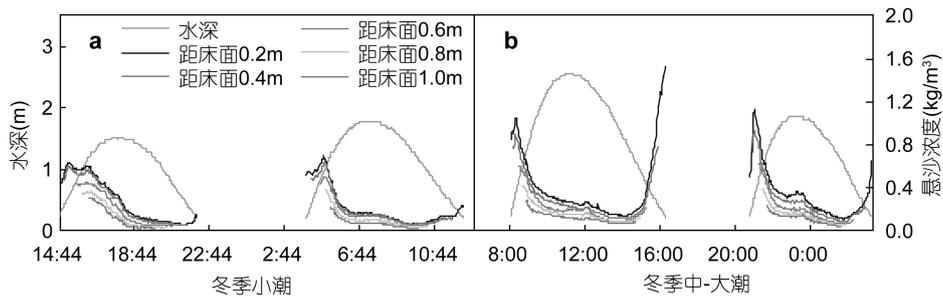


图 8 冬季潮沟悬沙浓度与水深的时序关系
Fig.8 Time series of suspended sediment concentration (2-min interval) at different heights above the seabed during winter middle-spring and neap tide
(a: 冬季小潮, b: 冬季中-大潮)(不连续代表探头露出)

该时段水深较大(>2.0m), 水流较弱致悬沙沉降所引起; 当最大水深位于 2.0—2.6m 时, 悬沙浓度只在涨潮初期和落潮末期的低水位阶段出现 2 个峰值, 水深较大阶段悬沙浓度相对较低(图 8, 第 3 个潮周期); 当

最大水深小于 2.0m 时, 悬沙浓度仅在涨潮初期出现峰值, 涨潮开始后, 悬沙浓度迅速增大, 然后从高值开始逐渐减小(水深约 1m), 由于水动力相对较弱, 落潮末期悬沙浓度增大不明显(图 8)。

夏季观测期间悬沙浓度最大值为 $1.458\text{kg}/\text{m}^3$, 出现在涨潮初期的底层(图 7), 冬季观测最大值为 $1.53\text{kg}/\text{m}^3$, 出现在落潮的末期(图 8)。涨潮阶段的平均悬沙浓度均大于落潮阶段的平均悬沙浓度(表 1)。从图 7 和图 8 可看出, 涨潮开始时的悬沙浓度相对涨潮初期的峰值较低, 可能与前一个潮周期落潮后形成的低悬沙浓度水体向陆推移有关。

2.4 潮沟物质的输移

潮周期内从潮沟向滩地的输水量差异较大, 不同水深(潮差)的涨落潮的输水量相差近 10 倍(表 2)。水深越大输水量越大, 夏季大潮最大水深(2.91m)涨落潮阶段的输水量均达 140000.0m^3 以上, 冬季潮差最小时(最大水深 1.52m), 涨落潮输水量仅为 $7000\text{—}9000\text{m}^3$, 相差达 17 倍以上。涨落潮的输水量由涨落潮平均流速和涨落潮历时共同决定, 例如在潮周期 8 中, 涨落潮平均流速分别为 10.4 和 $12\text{cm}/\text{s}$, 但落潮输水量却为涨潮输水量的 1.28 倍, 主要是落潮历时明显大于涨潮历时(涨落潮历时分别为 148 和 242min)。虽然潮周期内通过潮沟向滩地的净输水量不同, 但从整体看或长时间序列看, 通过潮沟进入滩地和落潮时从滩地流出的水量基本平衡。

潮周期内通过潮沟向滩地的净输沙均为正, 潮周期内滞留在潮盆的泥沙占涨潮量的 24.7%—85.5%。无论冬夏季和大小潮, 水深越大向滩地的净输沙量越大, 潮周期内最大净输沙量达 15002kg 。

3 讨论

3.1 长江径流和季节变化的影响

九段沙由长江径流挟带的泥沙冲积形成, 处于长江口最大浑浊带区域(拦门沙区域), 受到长江径流和河口潮汐的共同影响。长江径流量和输沙量具有明

显的季节变化, 1950—2002 年夏季的径流量和输沙量分别为冬季的 3.6 和 19.3 倍, 三峡工程后(2003—2009 年)夏季的径流量和输沙量分别为冬季的 3.1 和 8.7 倍(Li *et al.*, 2012)。所以九段沙的动力过程与物质输运同样具有季节变化。观测期间, 2006 年 6 月和 12 月的径流量分别为 $40000\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $10000\text{ m}^3/\text{s}$, 6 月份径流量为 12 月份的 4 倍, 夏季长江口水域基本为长江冲淡水控制, 海洋动力相对较弱, 外海的盐水入侵减弱, 所以夏季大潮进入潮滩的盐度仅为 2.14, 为冬季的 1/3, 悬浮泥沙的絮凝通常发生在盐度 1—15 的半咸水环境(Gibbs, 1983; 沈焕庭等, 2001), 说明絮凝在研究区潮滩悬沙过程中的作用非常明显。在长江巨大的径流影响下, 平均情况下夏季的潮差比冬季大约为 20—30 cm(杨世伦, 1997), 本文观测到的夏季大潮最高水位(2.90 和 2.91 m)均比冬季中-大潮观测到最高水位(2.57 m)高约 30 cm, 而水流流速又和潮差的平方呈正比, 所以夏季潮动力明显大于冬季(图 2), 导致进出滩地的水量和输沙量夏季远大于冬季(表 2)。

8 个潮周期涨潮和落潮的水量差异较大, 但总体上 8 个潮周期的涨潮和落潮的输水量趋于平衡(8 个潮周期涨落潮水量的平均值相差 $<1\%$, 在观测期间没有明显降水); 涨落潮水体的盐度基本一致, 所以总体上进出滩地的盐量也趋于平衡。

九段沙为长江河口拦门沙浅滩, 水体含沙量较高。观测期间, 进入潮滩水体的悬沙浓度为 $0.332\text{—}0.588\text{ kg}/\text{m}^3$, 冬季和夏季大潮的平均悬沙浓度分别为 $0.457\text{ kg}/\text{m}^3$ 和 $0.459\text{ kg}/\text{m}^3$, 非常接近, 主要由于九段沙区域位于长江口的最大浑浊带, 该区域水体的悬沙浓度主要由泥沙的再悬浮引起, 而不是由长江径流的悬沙浓度决定(沈焕庭等, 2001; Li *et al.*, 2012)。研究区滩地的植被主要是互花米草和海三棱

表 2 各潮周期内涨落潮期间输水和输沙量(“-”代表从滩地向外输运)

Tab.2 Discharges of water and sediment during the flood and ebb period

序号	潮周期	最大水深 (m)	输水量(m^3)			输沙量(kg)			净输沙 /涨潮(%)
			涨潮	落潮	净输水	涨潮	落潮	净输沙	
1		1.99	13294	14924	-1629	5387	781	4606	85.5
2	夏季	2.91	146735	146969	-234	49525	34523	15002	30.3
3	大潮	1.92	14168	13811	357	7060	915	6145	87.1
4		2.90	136326	134244	2082	39092	29438	9654	24.7
5	冬季小潮	1.52	7878	8441	-563	3239	839	2400	74.1
6		1.77	12480	12380	100	3189	1043	2149	67.4
7	冬季中-大潮	2.57	53683	51660	2023	15607	8982	6625	42.4
8		1.86	12171	15648	-3477	4722	2482	2240	47.4

蔗草, 植被在夏季生长茂盛, 而冬季枯萎或地上部分消失, 由于植被对悬沙具有吸附和减缓水流增加悬沙落淤的作用(Li *et al*, 2009), 所以相同动力条件下在夏季落潮时流出潮滩的水体悬沙浓度相对更低, 例如夏季 2 个潮周期落潮的悬沙浓度均低于 $0.1\text{kg}/\text{m}^3$ 。

3.2 滩地的发育趋势

观测结果表明, 潮沟的净输沙方向均指向滩地, 观测期间 8 个潮周期向滩地的平均净输沙量为 6102kg , 通过涨潮进入滩地的泥沙为 $15978\text{kg}/\text{tide}$, 即约 38.2%的涨潮输入泥沙被滞留在潮盆中, 反映了潮盆目前仍处于淤积发育阶段(老年或成熟的潮盆趋于进、出泥沙平衡)。潮沟的集水面积为 0.42km^2 , 按干容重 $1.3\text{t}/\text{m}^3$ (恽才兴, 2004)计算, 潮盆潮周期的沉积速率为 $0.0112\text{mm}/\text{tide}$, 每年滩地将淤高约 8.2mm 。长江径流挟带的泥沙是九段沙发育的物质来源和基础, 三峡工程蓄水后, 长江年均输沙量显著减少, 2003—2009 年长江年均输沙为 $1.47\times 10^8\text{t}$, 仅为 1953—2002 年年均的 34.5%, 长江向河口输沙的减少, 导致河口及邻近水域表层悬沙浓度和三峡工程前相比减少约 20%(Li *et al*, 2012)。随着河口悬沙浓度的降低, 进入滩地的水体挟带的泥沙将减少, 滩地的淤涨将减慢。

北槽深水航道南导堤修建后, 使九段沙北侧水动力减弱和与北槽水沙交换受阻, 九段沙北侧淤积加快(徐福敏等, 2002; 陈炜等, 2011), 但随着流域来沙量的减少, 九段沙南侧和沙尾东南方向出现了一定程度的侵蚀后退(陈炜等, 2011), 上沙的南岸甚至出现强烈冲刷(郭建强, 2011)。综上可推测, 未来一段时间, 九段沙的中高滩将持续淤涨, 淤涨的速度可能减慢, 而整个沙体的平面淤涨将减慢甚至出现侵蚀, 作为国家级自然保护区, 应确保沙体整体稳定, 需加强对九段沙发育演变的观测研究, 为管理部门开发保护提供理论支持。

4 结语

长江口九段沙下沙潮沟的现场观测研究表明, 九段沙下沙潮滩水和盐的涨落潮输运量总体趋于平衡($<1\%$), 但涨潮输入的泥沙有约 38.2%被滞留在潮盆中, 潮盆潮周期的沉积速率为 $0.0112\text{mm}/\text{tide}$, 每年滩地将淤高约 8.2mm , 潮盆目前仍处于淤积发育阶段。应加强对九段沙沉积动力的观测研究, 以保障滩地发育的稳定。

参 考 文 献

- 冯永玖, 刘 丹, 韩 震, 2012. 遥感和 GIS 支持下的九段沙岸线提取及变迁研究. 国土资源遥感, 1: 65—69
- 杨世伦, 1997. 长江口三角洲潮滩季节性冲淤循环的多因子分析. 地理学报, 52(2): 123—130
- 杨世伦, 杜景龙, 郜 昂等, 2006a. 近半个世纪长江口九段沙湿地的冲淤演变. 地理科学, 26(3): 335—339
- 杨世伦, 李 鹏, 郜 昂等, 2006b. 基于 ADP-XR 和 OBS-3A 的潮滩水文泥沙过程研究——以胶州湾北部红岛潮滩为例. 海洋学报, 28(5): 56—63
- 何茂兵, 吴健平, 2008. 基于多时相遥感数据的九段沙潮滩高程获取. 长江流域资源与环境, 17(2): 310—316
- 汪亚平, 高 抒, 李坤业, 1999. 用 ADCP 进行走航式悬沙浓度测量的初步研究. 海洋与湖沼, 30(6): 758—763
- 沈焕庭, 潘定安, 2001. 长江河口最大浑浊带. 北京: 海洋出版社, 39-61
- 陈 炜, 李九发, 蒋陈娟等, 2011. 长江河口九段沙近期冲淤演变过程研究. 泥沙研究, 1: 15—21
- 陈吉余, 1988. 上海市海岸带和海涂资源综合调查报告. 上海: 上海科学技术出版社, 15—40
- 恽才兴, 2004. 长江河口近期演变基本规律. 北京: 海洋出版社, 1—20
- 徐福敏, 严以新, 茅丽华, 2002. 长江口九段沙下段冲淤演变水动力机制分析. 水科学进展, 13(2): 166—171
- 郭建强, 2011. 长江九段沙湿地自然保护区地貌冲淤演变分析. 人民长江, 42: 119—121
- 谢小平, 王兆印, 沈焕庭, 2005. 长江口九段沙现代潮滩沉积特征. 沉积学报, 23(4): 566—573
- D'Alpaos A, Lanzoni S, Mudd S M *et al*, 2006. Modeling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 69: 311—324
- D'Alpaos A, Lanzoni S, Marani M *et al*, 2007. Spontaneous tidal network formation within a constructed salt marsh: Observations and morphodynamic modelling. Geomorphology, 91: 186—197
- Dyer K R, 1986. Coastal and Estuarine Sediment Dynamics. Chichester: John Wiley & Sons, 158-176
- Gao A, Yang S L, Li G *et al*, 2010. Long-term morphological evolution of a tidal island as affected by natural factors and human activities, the Yangtze estuary. Journal of Coastal Research, 26(1): 123—131
- Gardner L R, Thombs L, Edwards D *et al*, 1989. Time series analyses of suspended sediment concentrations at North Inlet South Carolina. Estuaries, 12: 211—221
- Gibbs R J, 1983. Coagulation rates of clay minerals and natural sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 53: 1193—1203
- Goodwin P, Mehta A J, Zedler J B, 2001. Coastal wetland restoration: an introduction. Journal of Coastal Research SI, 27: 1—6
- Li H, Yang S L, 2009. Trapping effect of tidal marsh vegetation

- on suspended sediment, Yangtze Delta. *Journal of Coastal Research*, 25(4): 915—924
- Li P, Yang S L, Milliman J D *et al*, 2012. Spatial, temporal and human-induced variations in suspended sediment concentration in the surface waters of the Yangtze estuary and adjacent coastal areas. *Estuaries and Coasts*, 35: 1316—1327
- Milliman J D, Farnsworth K L, 2011. River discharge to the coastal ocean: A global synthesis. Cambridge University Press, 384p
- Mitsch W J, Gosselink J G, 1993. *Wetlands*, 2nd ed. Van Nostrand Reinhold, New York, 722pp
- Syvitski J P S, Vorosmartr C J, Kettner A J *et al*, 2005. Impact of Humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308: 376—380
- Vandenbruwaene W, Temmerman P M S, 2012. Formation and evolution of a tidal channel network within a constructed tidal marsh. *Geomorphology*, 151—152: 114—125. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.01.022
- Voulgaris G, Meyers S T, 2004. Net effect of rainfall activity on salt-marsh sediment distribution. *Marine Geology*, 207: 115—129
- Yang S L, 1999. Sedimentation on a growing intertidal island in the Yangtze River Mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 49: 401—410
- Yang S L, Zhang J, Zhu J *et al*, 2005. Impact of dams on Yangtze River sediment supply to the sea and delta intertidal wetland response, *Journal of Geophysical Research*, 110, F03006, doi: 10.1029/2004JF000271

INTERCHANGE OF WATER-SEDIMENT-SALINITY OVER AN INTERTIDAL FLAT IN JIUDUAN SHOAL IN THE CHANGJIANG RIVER ESTUARY

LI Peng¹, YANG Shi-Lun², QIN Wei-Hua¹

(1. Forecast Centers for East China Sea, State Oceanic Administration of China, Shanghai 200081, China;
2. State Key Lab of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China)

Abstract To understand the interchange of water-sediment-salinity in the tidal flat of Jiudian Shoal, Changjiang (Yangtze) River estuary, the water depth, turbidity, salinity, speed and direction of vertical current, and echo intensity were measured using OBS-3A and ADP-XR during spring tide in summer and middle-spring and neap tide in winter. Results show that: (1) the average speed of vertical current in winter middle-spring and neap tide were 15.9 and 8.4 cm/s, respectively, while in summer the current speed reached 26.5 cm/s. The biggest speed during observation in summer and winter were 84 and 35 cm/s; (2) salinity was higher in winter than in summer, in the ranges of 0.65—4.91 in summer (2.14 in average) and 3.5—10.28 in winter (6.28 and 7.98 in middle-spring and neap tide in average); (3) high SSC (suspended sediment concentration) occurred during shallow water stage at the beginning and the end of inundation. The average SSC was higher in flood period than in ebb period. The average SSC became higher from surface to bottom gradually; (4) The discharge of water and salinity in-and-out the tidal basin were in balance, while about 40% of sediment discharge transported during flood tidal period was detained in the tidal basin. The average sediment discharge carried during every tide was 6102kg, and the accretion rate was 0.0112mm/tide. The results show that the tidal basin was in accretion at rate of 8.2mm/year.

Key words Changjiang (Yangtze) River estuary; Jiudian Shoal; tidal channel; evolution of tidal flat; interchange of water and sediment