

文章编号: 1000-0550(2014)02-0278-12

强潮河口区近底部沉积动力过程的高分辨率观测与分析^①

李东义¹ 陈 坚¹ 汪亚平² 王爱军¹ 杨 旻²

(1. 国家海洋局第三海洋研究所海洋与海岸地质环境开放实验室 福建厦门 361005;

2. 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

摘 要 现场试验表明,三角架观测系统稳定性良好,获取了边界层内多层位、连续的温、盐、流速、浊度同步观测数据,适用于浅海近底部沉积动力过程高分辨率观测及物质运输研究。观测结果显示:观测期间,边界层内存在向陆的余流,并呈现逐渐减小的趋势,其主要由涨、落潮流的不对称造成,大风天气和密度环流亦是影响余流强弱的重要因素;观测期间多数时刻底部切应力大于起动切应力,底质沉积物可产生明显的搬运甚至再悬浮;悬沙浓度对沉积动力的响应在涨、落潮,大、小潮阶段均有各自的特点,水动力的变化、潮流加/减速时间的长短、床面泥沙的供应量、上部水体泥沙的沉降是导致悬沙浓度变化的主要原因;底部边界层内,涨、落潮期间不对称输沙导致潮周期内悬沙净向河口湾内输运。

关键词 三角架 近底部边界层 悬沙 再悬浮 泥沙输运

第一作者简介 李东义 男 1981 年出生 硕士 助理研究员 海洋沉积学、沉积动力学 E-mail: lidongyi1981@163.com

中图分类号 P736.2 **文献标识码** A

强潮环境下的浅海区域,人类活动剧烈,水动力条件强,悬沙浓度高,是海陆相互作用中最为敏感和强烈的区域。这些区域湿地广布,动、植物资源丰富,港口航运发达,具有重要的生态意义和经济价值,是 LOICZ 研究的核心区域和国际前沿课题的重点研究领域^[1-2]。

沉积动力过程深刻影响着浅海与河口区域悬沙和污染物的扩散、运移,海底地貌的演变,海床的稳定性等,随着浅海与河口区域海底资源开发利用日益加剧,如海底输油管道和石油平台建设、海底采矿和废弃物质排放、深水航道资源开发和深水码头建设、人工岛建设等,在海底资源的开发利用过程中,近底部边界层沉积动力过程的观测和研究也越发重要。常规的水文泥沙调查,限于观测仪器盲区和水样的采集的困难,很难精确的观测近底部边界层内的沉积动力过程,迫切需要在近底部边界层内开展有效的、高分辨率的现场观测试验研究,成功获取高质量的水文泥沙数据,其不仅对边界层物理过程的认识具有重要的科学意义,对于海洋资源的合理开发亦有重要的指导意义。

三角架观测系统是进行近底部边界层内精确观测的有效手段。三角架观测系统在国外已应用

多年, Sternberg 与 Creager 1965 年第一次利用海底观测三角架观测海底边界层的物理过程^[3],使其在边界层研究方面开始得到成功的应用;20 世纪 70—80 年代,多种不同类型和功能的三角架观测系统在陆架区域获得了广泛运用,新一代的观测系统配备了先进的流速剖面观测仪器,如 ADCP,有的还装备了光学后向散射传感器(OBS),来获取悬沙浓度数据^[4-9];20 世纪 90 年代后,声学观测技术飞速发展,出现了新型的观测仪器,如高频 ADP, PCAD-CP, ABS 等等,大大缩小了观测的盲区,底部三角架观测系统亦随之改进,流速剖面和悬沙剖面的观测精度和可靠性获得了革命性提高,为边界层内各种参数的计算提供了高质量的现场数据^[10-17]。相对国外而言,国内对近底部边界层进行高分辨率观测的尝试较少,以往对边界层的多仪器联合观测多集中在潮滩环境下^[18-20];对于浅海近底部边界层的观测多利用船载 ADCP 结合现场采水的方法^[21-23];近年来,国内学者亦在浅海地区利用底部观测系统进行了边界层水沙过程现场观测,并取得了一系列成果^[24-28]。

本文尝试利用整合多种观测仪器的三角架观测系统,获取近底部边界层内多层位、连续的高分

^①国家海洋局第三海洋研究所基本科研业务费(编号:海三科 2009057)与国家自然科学基金项目(批准号:40876043, 41076035)联合资助
收稿日期:2013-01-14;收修稿日期:2013-05-08

分辨率温、盐、流速、浊度同步观测数据,探讨三角架观测系统在强潮河口区的适用性,分析强潮河口区的沉积动力过程,以期今后的近底部边界层的观测与研究提供借鉴和参考。

1 研究区概况

九龙江流域面积 13 600 km²,干流长 285 km,是福建省第二大河流,河口处为一口小腹大的狭长河口湾,河口湾水深多数在 5 m 左右,海底地形由内向湾口倾斜,坡度约 0.1%~0.2%,湾内水下沙洲发育,大部呈指状向湾口方向伸展。九龙江为山溪性河流,年平均径流量 125.3×10⁸ m³(1980~1988年,北溪与西溪),年平均输沙量 348.1×10⁴ t(1980—1988年,北溪与西溪),其洪水、枯水期径流量变化大,泥沙主要在洪水期下泄。河口湾承接了九龙江大量的来水和泥沙,属于径流与潮流、波浪相互作用的强潮海区,其潮汐类型为正规半日潮,潮差大,潮流急,潮流为该区域的主要动力,潮流的流速、流向受地形影响,以往复流为主,主流向多与岸线和水下地形一致。河口湾的波浪以风浪为主,外海传入的涌浪占次要地位。全年中常浪向为 E,频率 15%,强浪向为 SE。最大波高 1.9 m,平均波高约 0.5 m。

2 研究方法

2.1 观测系统构建

本文借鉴 USGS GEOPROBE 三角架观测系统^[29]、Sternberg 等 1973 年设计用于陆架沉积物输运实验的三角架观测系统^[30]、Humphery 和 Moores 1994 年设计的 Stable 三角架观测系统^[31],设计并制造了用于浅海强潮区的三角架观测系统(如图 1)。观测系统采用不锈钢材料,结构稳定,拆装方便,装备了先进的仪器用于采集近底部边界层内的波浪、流速、悬沙剖面数据,各仪器均自带电池和内存,采用自容模式运行,仪器的布放充分考虑了仪器间的互相干扰以及三角架边柱对流场的影响,仪器之间及其与边柱之间均保持一定距离。

2.2 现场观测与室内标定

本文选择福建厦门九龙江河口作为观测区(如图 2,观测点坐标: 24°25′42.130″ N; 118°01′11.360 5″ E),2010 年 3 月 23~30 日,采用当地带吊杆渔船投放和回收三角架观测系统,对研究区近底部边界层沉积动力过程进行了为期 8 天的观测,并利用小



图 1 底部三角架观测系统

Fig.1 Tripod observing platform

型气象站采集气象数据,观测期间包括 1 个小潮至大潮的潮汐循环,投放位置平均水深约 8 m;底质取样表明,当地沉积物为中砂,分选较好,中值粒径 $D_{50} = 340.6 \mu\text{m}$ 。底部三角架观测系统整合仪器及其设置见表 1。从测量结果看,观测系统在水下稳定(纵摇、横摇、朝向标准偏差分别为 0.05°、0.17°、0.05°),仪器数据质量良好。

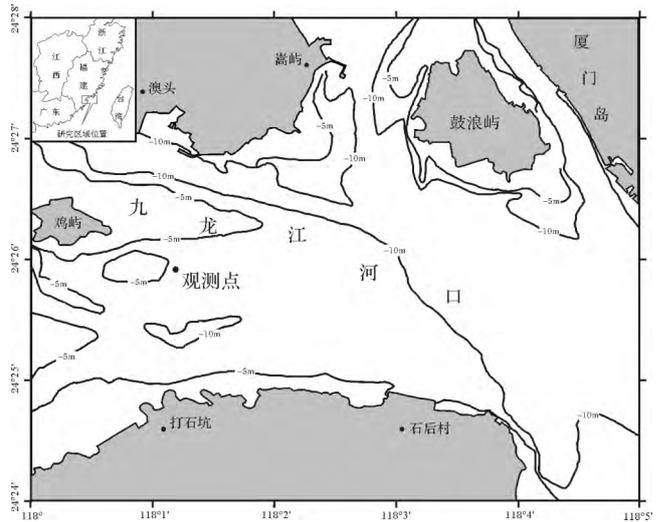


图 2 观测站位置图

Fig.2 Location of the tripod site in the Jiulong river estuary

利用 OBS 获取水体中悬浮物浊度,通过相应的浓度和浊度进行回归分析,将连续的浊度转化为浓度,具有操作简单、快速、实时、连续等优点,国内外学者已经广泛应用^[32~34]。OBS 标定可分为现场标定和室内标定两种方法,本文采用室内标定的方

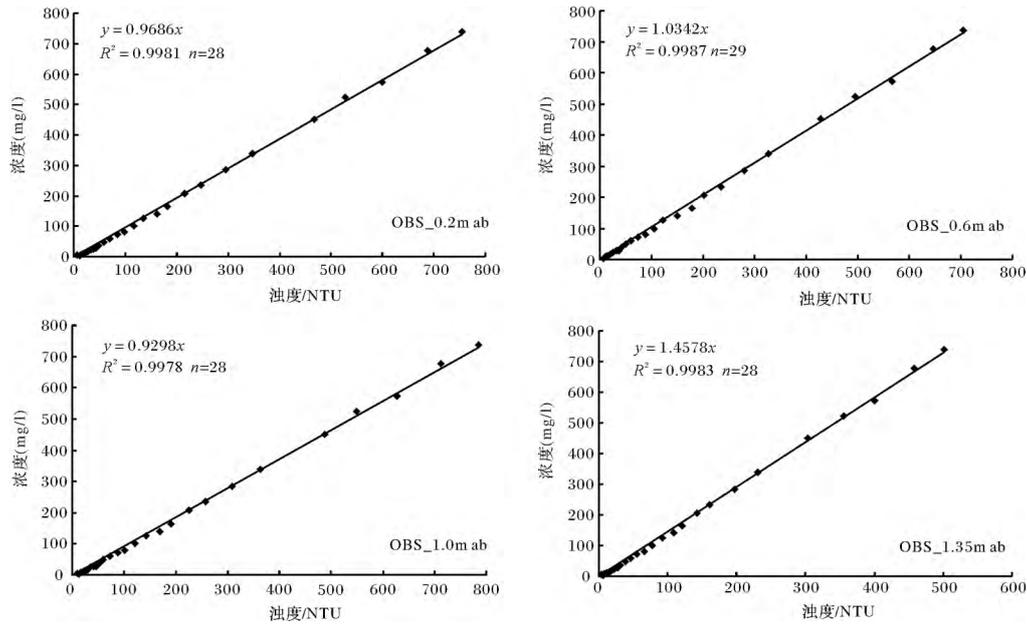


图 3 OBS 室内标定所得浓度与浊度的相关关系

Fig.3 Relationship between suspended sediment concentration and turbidity

表 1 观测系统整合仪器与设置

Table 1 Instruments and sampling scheme assembled on tripod platform

仪器	安装高度(距离海底)/m	采集参数	仪器设置
诺泰克三维点式声学多普勒流速仪 (ADV 2 台)	0.20; 1.00	流速, 流向	采样频率: 16 Hz; 采样时间: 128 s; 采样间隔: 20 min
亚力克电磁海流计 (EM 3 台)	0.40; 0.80 1.35	流速, 流向	采样频率: 1 Hz; 采样时间: 120 s; 采样间隔: 20 min
D&A OBS-3A 后向散射浊度仪 (OBS 4 台)	0.20; 0.60; 1.00; 1.35	浊度	采样频率: 5 Hz; 采样时间: 60 s; 采样间隔: 10 min
海鸟浪潮仪 (SBE26)	1.52	波浪, 潮位	采样频率: 4 Hz; 采样时间: 128 s; 采样间隔: 5 min
多参数水质剖面仪 (RBR XR-620)	0.4	温度, 盐度	每分钟采样 1 次

法。具体为将采集的现场水样沉淀、浓缩,然后在 OBS 标定槽内放一定量澄清的现场水样,将浓缩后的悬浮泥沙样品分多次加入清水中,并不断搅动,从清水开始,逐次记录均匀混合后水体的浊度,并抽取 OBS 传感器附近水样,将水样过滤称重,获取悬浮泥沙浓度。标定时,记录的每一组浊度值之间有一定波动,为减小相对误差,对记录的每组多个浊度值进行算术平均,把得到的每一组的浊度算术平均值与对应的悬沙浓度值进行相关分析,得到浊度和浓度的相关关系(图 3),将高频、高分辨率浊度值转换为悬沙浓度数据。

2.3 数据处理与分析

由于仪器采样频率相对较高,采集数据量大,

为消除数据中的高频波动,对各个仪器采集的数据均按照其采样时间进行平均处理。

当底部切应力 τ 大于起动切应力 τ_{cr} 时,沉积物发生搬运;对于非黏性砂质沉积物,沉积物的起动也可以通过 Shields 参数 θ 和临界起动 Shields 参数 θ_{cr} 来判定,其可通过下式计算得到^[35]。

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gd} = \frac{u_*^2}{(s - 1)gd} \quad (1)$$

这里 ρ 为水体密度; ρ_s 为沉积物密度; g 为重力加速度; d 为沉积物粒径; u_* 为摩阻流速; $s = \rho_s / \rho$ 。 θ_{cr} 可根据公式(2)进行计算^[35],公式(2)中 D_* 为无量纲粒径, ν 为水体运动黏滞系数。

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2D_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.020D_*)]$$

$$D_* = \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d \quad (2)$$

波浪切应力可通过底部波浪旋转速度 u_w 和波浪摩擦因子 f_w 计算^[35],

$$\tau_w = 0.5\rho f_w u_w^2; f_w = \max(f_{wr}, f_{ws}); f_{wr} = 1.39 (A/z_0)^{-0.52}; f_{ws} = BR_w^{-N}; R_w = \frac{u_w A}{\nu} \quad (3)$$

公式 (4) 中 f_{wr} 为粗糙底床摩擦因子; f_{ws} 为光滑底床摩擦因子; z_0 为底床粗糙长度, 本文取 $z_0 = D_{50}/12 = 28.4 \mu\text{m}$; R_w 为波浪雷诺数, B 、 N 参考 Soubly (1997) 提供的计算公式^[35]。

基于冯卡门—普朗特流速对数剖面公式, 线性回归可得到平流摩阻流速 u_{c*} 。

$$u(z) = \frac{u_{c*}}{\kappa} \ln(z) - \frac{u_{c*}}{\kappa} \ln(z_0);$$

$$a = \frac{u_{c*}}{\kappa}; b = -\frac{u_{c*}}{\kappa} \ln(z_0) \quad (4)$$

这里 z 为距离海底高度, $\kappa = 0.408$ 为 von Karman 常数, 定义 a 为线性回归的斜率, b 为截距, 本文取相关系数 $R > 0.9$ 的剖面进行分析计算平流摩阻流速及切应力 τ_c 。

依据上述公式计算的波浪、平流切应力, 利用 Soubly (1997) 提供的波流联合切应力计算模型^[35] 和 Grant 和 Madsen (1979) 提供的波流联合边界层模型参数^[36], 可计算波流联合底部切应力 τ_{cw} 。

根据实测的流速、悬沙浓度数据, 悬沙瞬时输运率 $f(t)$ 可通过 (5) 计算, 利用公式 (6) 可计算潮周期、涨落潮净输运通量^[19]。

$$f(t) = \int_0^H C(z,t) V(z,t) dz = \sum_1^i \Delta h C_i(t) V_i(t) \quad (5)$$

$$F(t) = \int_0^T f(t) dt = \sum_1^j \Delta t f_j(t) \quad (6)$$

(5) 式中 $f(t)$ 为瞬时输运率 (kg/ms); H 为总水层厚度 (m); z 为测量点距离海底高度 (m); t 为瞬时时间 (s); i 为实测水层个数, Δh 为实测水层代表水层厚度 (m), $C_i(t)$ 和 $V_i(t)$ 分别为 t 时刻第 i 水层处的悬沙浓度 (kg/m^3) 与流速 (m/s); (6) 式中 $F(t)$ 为悬沙净输运通量 (kg/m), T 为观测时间 (s); j 为实测时刻个数, Δt 为实测时刻代表时间长度 (s)^[19]。

3 结果与讨论

3.1 实测水文、气象特征

3.1.1 水位、温度、盐度变化特征

图 4 显示, 整个观测过程共包括 13 个涨落潮周期, 观测期间最大水深为 11.52 m, 最小水深 5.87 m, 平均 8.56 m; 潮差介于 2.53~5.99 m 之间, 平均 4.20 m; 落潮历时介于 6~7.25 h 之间, 平均 6.45 h, 涨潮历时介于 5.33~7 h 之间, 平均 6.1 h, 落潮历时大于涨潮历时, 为较规则的半日潮。由于观测点位于九龙江河口, 观测期间温度、盐度均随潮汐变化明显, 其中距底 0.4 m 高度温度变化介于 16.25°C~17.95°C 之间, 平均 16.82°C, 盐度介于 20.32~28.17 之间, 平均 25.71。

3.1.2 气象与波浪特征

与海底观测同步进行的气象观测表明 (如图 5), 观测期间, 最大风速介于 0~13.4 m/s 之间, 期间经历了 2 次冷空气入侵, 风速分别在观测期间的中期和后

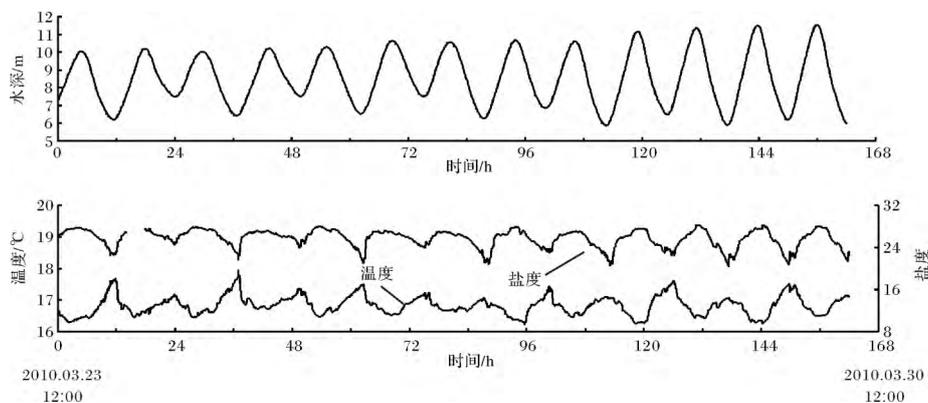


图 4 观测站位水位、温度、盐度变化(温度、盐度为距海底 0.4 m 测量)

Fig.4 Water depth, temperature, salinity variation during observation (temperature and salinity observed at 0.4 m above sea bed)

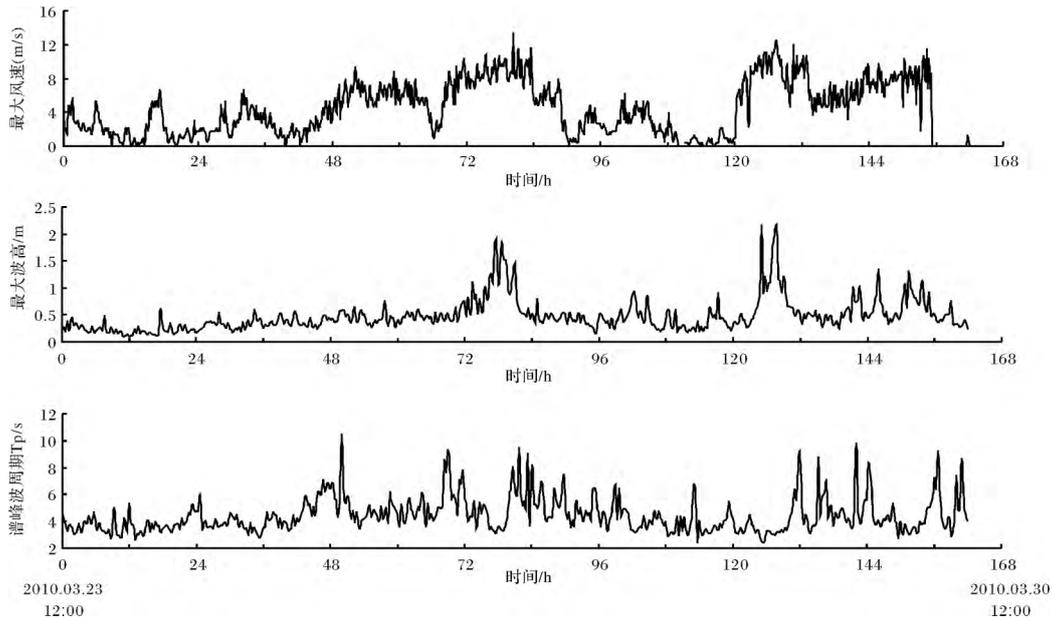


图 5 观测期间风速、波浪特征

Fig.5 Wind velocity and wave variation during observation

期出现两次明显增高;波浪观测表明(如图4),最大波高变化介于0.08~2.17 m,谱峰波周期变化介于2.42~10.48 s,在观测初期(3月26日之前),最大波高变化很小,基本稳定在0.5 m以下,而在观测中期和后期最大波高均有出现时长约12 h的明显增大,波高多在1 m以上,对应相对较短的波周期。对比风速与最大波高的变化过程,两者具有一定的响应关系,波浪的明显增大应为风速的增大造成的风生浪,而并非外海传播而来。

3.1.3 近底部实测流速特征

流速观测结果显示(图5),观测期间,距离海底0.2 m流速变化介于0.02~0.57 m/s之间,0.4 m流速介于0.01~0.63 m/s之间,0.8 m流速介于0.01~0.78 m/s之间,1.0 m流速介于0.03~0.77 m/s之间,1.35 m流速介于0.01~0.91 m/s之间;整体上,近底部流速均随潮汐规律性变化,呈现往复流特点,涨潮向陆($250^\circ \pm$),落潮向海($100^\circ \pm$)。在涨潮和落潮阶段各出现一个明显的流速峰值,涨憩时段明显短于落憩。不同层位流速的变化特点不同,对比各个层位流速数据,涨急、落急时段,流速呈随距海底距离的增加逐渐增大的趋势,而在憩流阶段垂向上变化不大。在观测的中前期,各个层位均表现出涨潮流速峰高于落潮流速峰的特点,并随距底高度的减小愈加明显,随着潮相的推移,落潮流速峰逐渐增大,在大潮期间在除0.2 m层外均出现落潮流速峰高于涨潮流速峰;涨落

潮流差、历时的变化是导致涨、落潮流速峰相对强弱随大小潮而变化的主要原因。

统计观测期间的潮流加速、减速时间发现:涨潮流加速时间介于1.67~6 h,平均3.22 h,落潮流加速时间介于1.67~4 h,平均2.48 h;涨潮流减速时间介于1.67~4 h,平均2.97 h,落潮流减速时间介于1.67~6 h,平均3.85 h。整体上,涨潮流加速时间明显长于落潮流,与之相反,落潮流减速时间较长;落潮流减速时间长于加速时间,对于涨潮流,大潮阶段潮流加速时间明显大于减速时间,其他时段则加速时间小于减速时间,但没有落潮流显著;观测后期涨、落潮流加减速时间较观测前期变化明显。

计算表明,观测期间边界层内所有水层均存在着向陆(西南向)的余流(图7),这与前人观测结果一致^[37],其中距离海底0.2 m余流流速介于0.06~0.09 m/s之间,流向介于 $201.25^\circ \sim 243.33^\circ$ 之间;0.4 m余流流速介于0.06~0.11 m/s之间,流向介于 $185.43^\circ \sim 225.47^\circ$ 之间;0.8 m余流流速介于0.07~0.13 m/s之间,流向介于 $154.47^\circ \sim 204.64^\circ$ 之间;1.0 m余流流速介于0.04~0.09 m/s之间,流向介于 $166.15^\circ \sim 229.34^\circ$ 之间;1.35 m余流流速介于0.02~0.07 m/s之间,流向介于 $147.81^\circ \sim 272.10^\circ$ 之间。对比各个观测层位余流,中部0.4 m和0.8 m水层余流值相对较大,下部和上

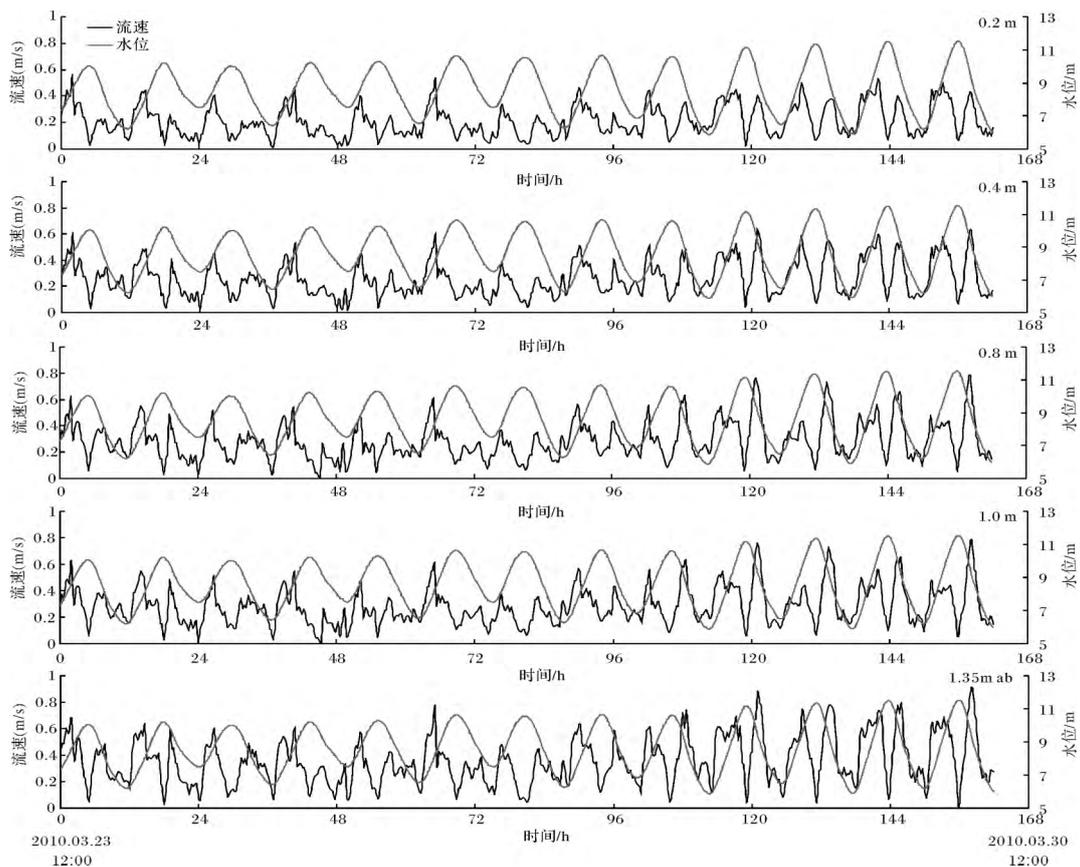


图 6 观测期间近底部距底不同高度流速变化

Fig.6 Near bottom current velocity variation during observation

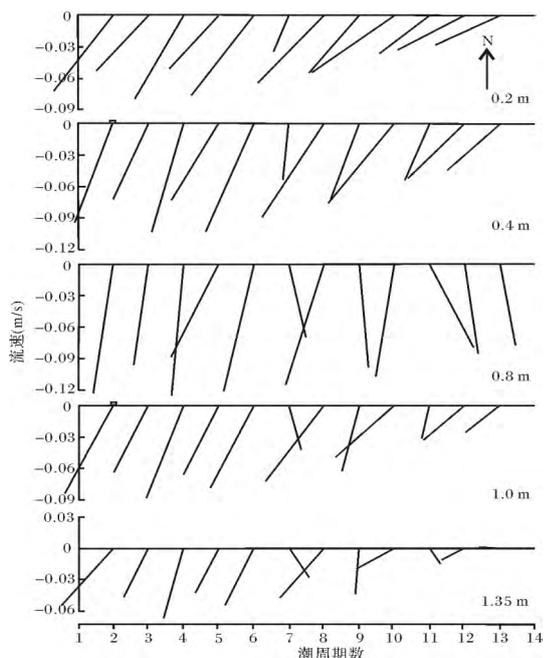


图 7 观测期间近底部距底不同高度余流流速、流向变化 (因第 1、14 潮周期数据不全未进行余流计算)

Fig.7 Near bottom residual current velocity variation during observation

部水层余流值较小; 观测过程中, 各个层位余流值整体上呈现逐渐减小的趋势, 小潮余流值大于大潮余流值。

对比流速和余流的变化过程, 涨落潮的流速不对称是形成潮致余流的主要原因, 落潮流随潮相的加强为向陆余流值逐渐减小的主要原因; 而第 7、11 个潮周期过程中风速的加强相对应余流的急剧减小, 以及余流流向向东偏移, 可见, 大风天气情况亦是影响余流强弱的重要因素; 图 4 显示, 观测点受径流影响显著, 河口密度环流亦是影响余流的因素之一, 河口密度环流导致高温低盐的淡水由上层排泄入海, 而低温高盐的海水由底层上溯进湾, 进而导致向岸的余流。

3.2 近底部沉积动力过程与悬沙运输

3.2.1 沉积物的起动与再悬浮

选取 $\rho = 1\ 027\ \text{kg/m}^3$, $\rho_s = 2\ 650\ \text{kg/m}^3$, $\nu = 1.15 \times 10^{-6}\ \text{m}^2/\text{s}$, $g = 9.81\ \text{m/s}^2$, $d = 340.6\ \mu\text{m}$ (中值粒径)。

通过公式 (1)、(2) 计算可得泥沙起动切应力 $\tau_{cr} = 0.2\ \text{N/m}^2$; 文中选取相关系数 $R > 0.9$ 的流速对数剖面利用冯卡门—普朗特公式分析计算平流摩阻流速

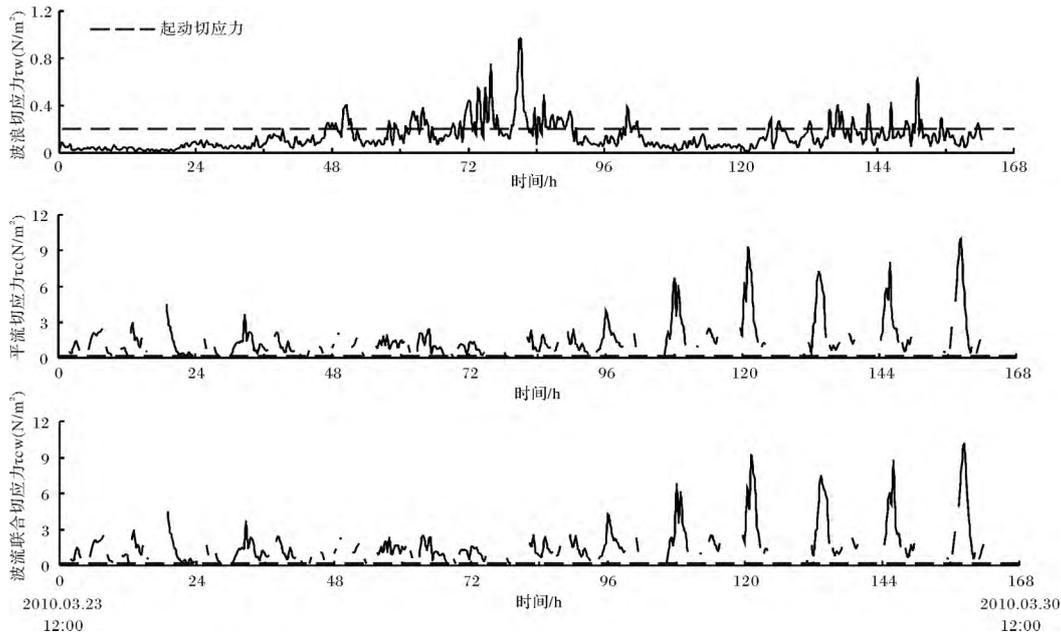


图 8 观测期间波浪、平流及波流联合切应力变化

Fig.8 Wave , current and wave-current shear stress variation during observation

及切应力。

计算结果显示,观测期间多数时刻底部切应力均大于起动切应力,观测点底质沉积物可产生明显的搬运甚至再悬浮,切应力应是控制近底部边界层内悬沙浓度主要的因素之一。对比波浪、平流及波流联合切应力的计算结果(图 8),波浪切应力明显小于平流及波流联合切应力,在观测前期波浪切应力较小,中期可见波浪切应力明显升高;观测期间,落潮时段流速剖面流速与其对数高度相关性明显优于涨潮阶段,由于涨潮时段其相关性多数小于 0.9,故而未计算平流和波流联合切应力,整体上,平流与波流联合切应力相差不大,两者整体上呈增大的趋势,观测后期底部切应力明显大于中、前期。

3.2.2 近底部悬沙沉积动力过程

根据对 OBS 室内标定的结果,并将高频、高分辨率浊度值转换为悬沙浓度数据(图 9)。观测期间,距离海底 0.2 m 浓度变化介于 7.07~437.81 mg/L 之间,0.6 m 浓度介于 3.31~448.02 mg/L 之间,1.0 m 浓度介于 5.02~378.61 mg/L 之间,1.35 m 浓度介于 4.81~587.35 mg/L 之间。近底部边界层内浓度随潮汐呈现规律性变化,呈现多峰性,在涨潮和落潮阶段均可见一个或多个浓度峰值,且涨潮阶段浓度峰值明显高于落潮;随着潮相的变化,悬沙浓度变化明显,观测初期至中期悬沙浓度多在 100 mg/L 以下,波动相对较小,观测后期底部边界层内浓度迅速增大,明显

大于前期悬沙浓度。

近底部边界层内悬沙浓度的沉积动力过程相当复杂,平流的输送、沉积物的再悬浮、海底底床的可蚀性、上层水体悬沙的沉降等,均使得悬沙浓度在不同的区域、时间表现出不同的特点。此次观测的结果显示,悬沙浓度的变化在涨潮、落潮,小潮、大潮阶段均有各自的特点,对动力的响应关系不尽相同,这里以 2010 年 3 月 24 日 12:00~3 月 25 日 12:00 的小潮和 2010 年 3 月 28 日 12:00~3 月 29 日 12:00 大潮为例,探讨近底层悬沙浓度的沉积动力过程(图 10)。

小潮期间,悬沙浓度在涨、落潮期间差别较大,涨潮阶段悬沙浓度峰的峰宽和峰高均大于落潮阶段。(1)在涨潮阶段,随着流速的增大和切应力的升高,海底表层沉积物受底部切应力作用,逐渐再悬浮进入水体,悬沙浓度逐渐增大,加之平流作用(异地再悬浮)带来的悬沙,使得涨潮中期近底部边界层内悬沙浓度维持在相对较高的水平(约 40 mg/L);但随着流速的降低,悬沙并未迅速降低,至底部切应力降至底质沉积物起动切应力前,仍有大量底质泥沙再悬浮进入水体,且切应力的减小使得原本向上扩散的悬沙逐渐转为向下沉降,两者同时导致了近底层水体悬沙浓度继续增高。在涨憩前后,流速和切应力均明显降低,再悬浮作用减弱甚至消失,边界层内悬沙浓度亦迅速降低,边界层中上部水体悬沙的沉降作用使得上部水体浓度下降更快,导致最下部水层浓度最大。

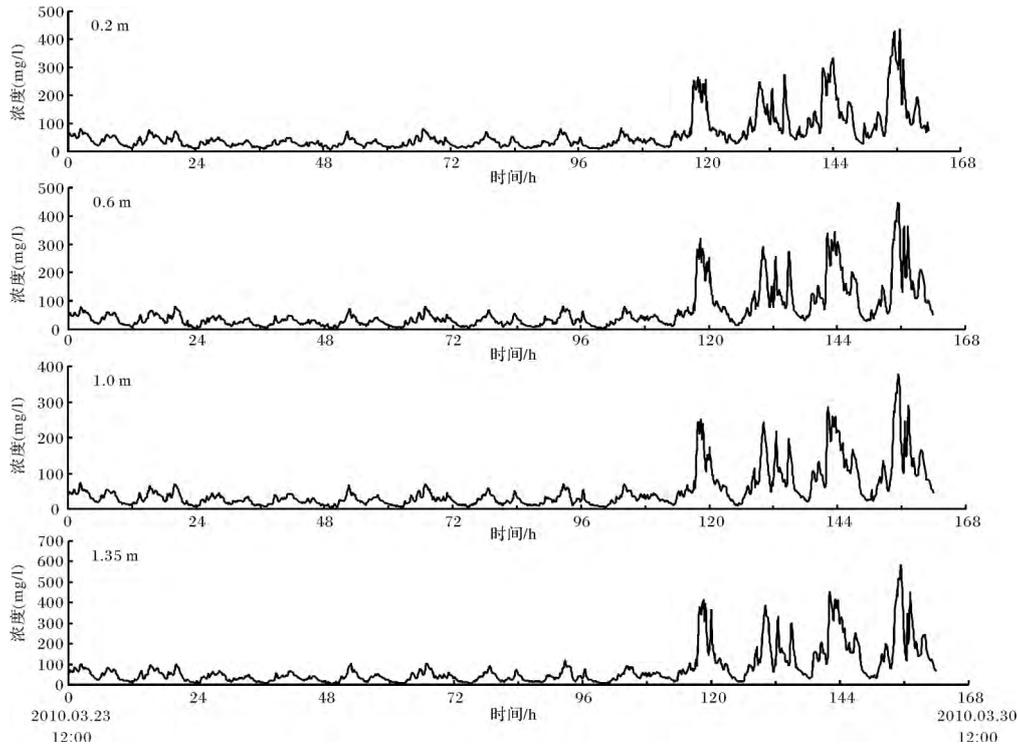


图 9 观测期间近底部距底不同高度悬沙浓度变化

Fig.9 Near bottom suspended sediment variation concentration during observation

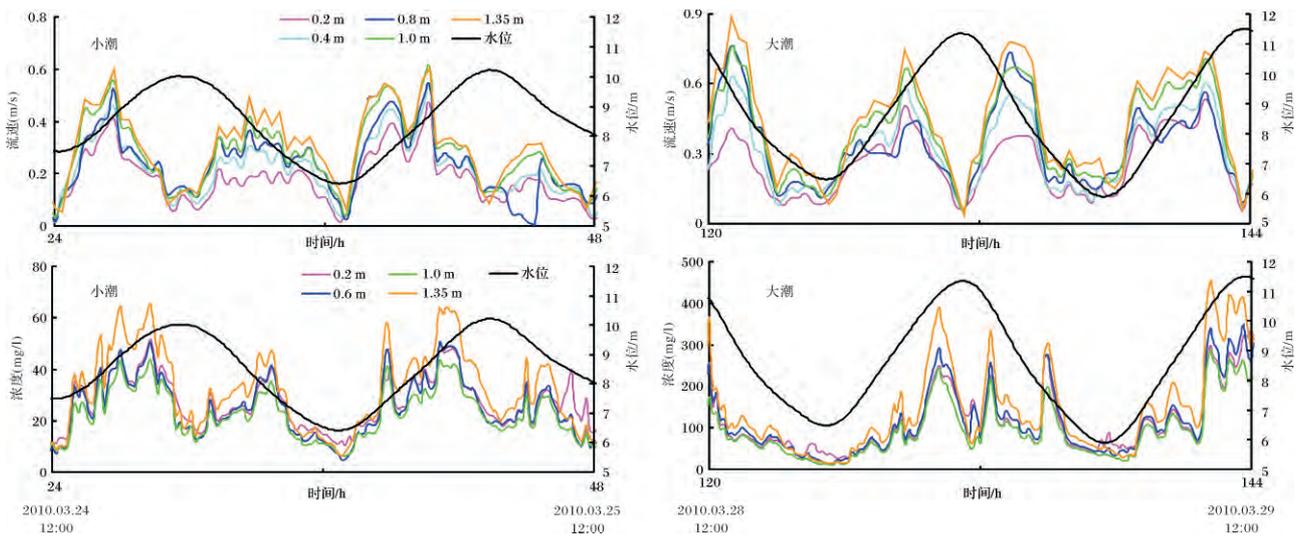


图 10 大、小潮期间近底部流速与悬沙浓度变化

Fig.10 Near bottom current velocity and suspended sediment variation concentration during spring and neap tide

(2) 落潮阶段,悬沙沉积动力过程与涨潮阶段相类似,但受落潮流较弱的影响,悬沙浓度亦表现出较弱的峰值;由于落憩时段流速低于涨憩时段,更有利于悬沙重新沉降至海底,使得落憩时段表现出更低的悬沙浓度。

大潮期间,悬沙浓度远远大于小潮,涨、落潮阶段

亦差异明显。(1) 涨潮阶段,随着涨潮流速的增大,落憩阶段新落淤的泥沙重新启动进入水体,在涨潮初期形成峰值,由于此时涨潮流造成的底部切应力尚未达到新落淤泥沙下部沉积物的临界起动切应力,悬沙浓度开始下降,至下部沉积物再悬浮进入水体后,悬沙浓度重新迅速增大形成新的峰值,但该峰值相对流

速峰值有明显滞后。(2) 落潮阶段,由于大潮期间,涨憩转流时间较短,泥沙沉降不能完全沉降,悬沙浓度虽有降低,但仍旧相对较高。随着落潮流的增强,底质沉积物发生再悬浮进入水体,形成悬沙浓度峰;此后,随着流速和底部切应力的持续增强,虽然波流联合作用产生的底部切应力峰值可达 5 N/m^2 以上,但悬沙浓度仍呈下降趋势,并在底部流速减小至一定程度后悬沙浓度重新升高而后降低,在落憩前后达到最低。

大、小潮悬沙浓度变化过程最大的不同在与落潮阶段,主要体现在悬沙浓度对切应力峰值前后的响应上,其可从海底的可蚀性以及泥沙扩散、沉降得到解释。大潮涨潮阶段与小潮一致,切应力峰值前后对沉积物的持续性侵蚀导致浓度峰值明显滞后于流速峰值,但大潮期间强劲的潮流导致底部切应力明显增大,涨潮阶段较长的潮流加速时间,使得在涨潮末期底床活动层厚度(相对于潮周期尺度而言)内可侵蚀或再悬浮的沉积物已全部剥离、带走及向上部水体扩散,随着海底侵蚀深度的增加,底床的抗蚀能力逐渐增强、临界切应力也随之增大^[38,39]。落潮阶段,由于大潮期间较短的涨憩时间,只有少量泥沙能够重新沉降海底,随着落潮流的增强,重新沉降的泥沙很快被剥蚀殆尽,底床的抗蚀能力迅速增强,故随后,落潮出现的更高的底部流速和切应力,也不易侵蚀或再悬

浮床面沉积物,最终使得悬沙浓度呈下降趋势;当切应力减小至不足以支撑悬沙继续向上部水体扩散时,大量悬沙沉降又使边界层内悬沙浓度再度增大,形成新的浓度峰;随着泥沙沉降海底,悬沙浓度迅速降低,至落憩前后达到最低。

相对于小潮而言,大潮阶段涨、落潮悬沙变化过程差别较大。大潮阶段落潮流较长的减速时间保证了悬沙的充分沉降,使得涨潮阶段海底床面可侵蚀泥沙量远大于落潮,最终导致了涨、落潮期间悬沙浓度变化过程的不同。

3.2.3 近底部悬沙输运

观测期间,距离底部 1.5 m 水层内瞬时输运率介于 $0.0002 \sim 0.28 \text{ kg/ms}$ 之间,方向变化介于 $66.6^\circ \sim 271.7^\circ$ 之间(图 11);瞬时输运率随潮汐呈现规律性变化,涨潮向陆,落潮向海,并在涨落潮阶段各出现一个或多个峰值;与悬浮浓度的变化相一致,瞬时输运率在 2010 年 3 月 28 日 6:00 之前波动较小,多在 0.05 kg/ms 以下,2010 年 3 月 28 日 6:00 之后大潮期间悬沙瞬时输运率迅速增大,整体上明显大于小潮及中潮期间瞬时输运率。

距离底部 1.5 m 水层内悬沙输运通量的计算结果表明(图 11),观测期间,涨、落潮输运通量变化与流速、浓度的变化趋势相一致,涨潮悬沙均向河口湾内方向输运($247.4^\circ \sim 263.2^\circ$),且方向稳定;落潮悬沙

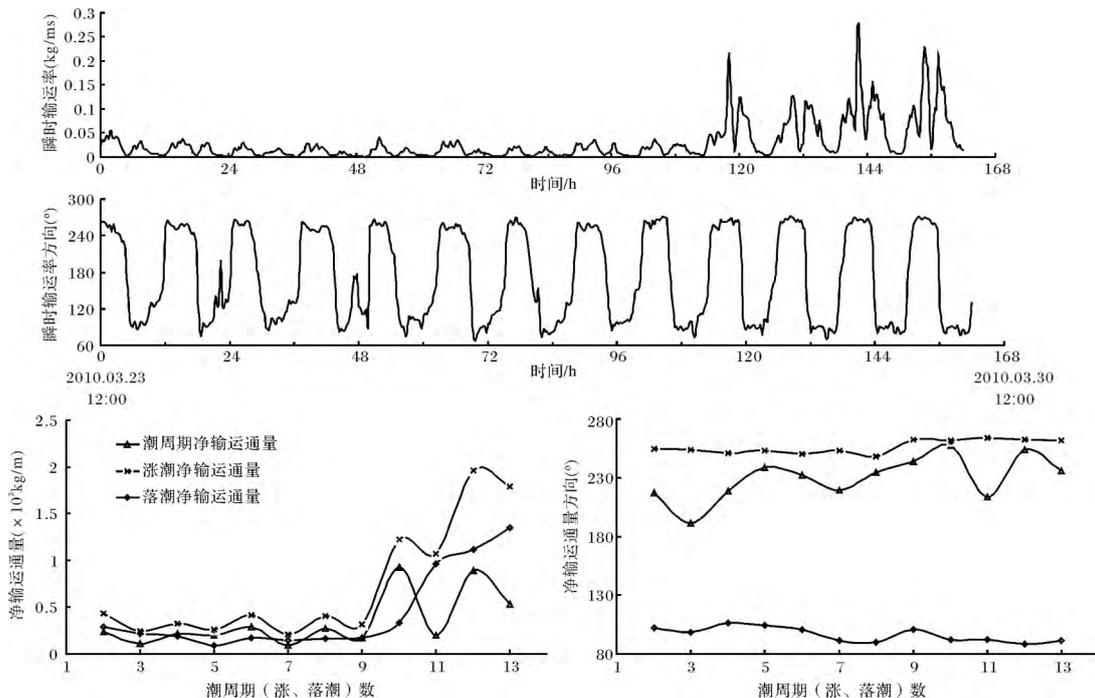


图 11 观测期间距底 1.5 m 水层内悬沙输运通量及时瞬时输运率变化

Fig.11 Suspended sediment transport flux and instantaneous transport rate during observation

则向湾外输运(88.8°~106.3°), 涨潮期间输运通量明显大于落潮, 两者均在第9个潮周期后出现急剧升高, 远远大于其之前的输运通量; 涨、落潮期间不对称输沙导致潮周期内悬浮泥沙净向湾内输运, 其变化趋势基本与涨潮输运通量一致, 但净输运方向较涨、落潮变化明显, 介于191.3°~256.8°, 第11个潮周期净通量出现明显降低, 且方向明显向东偏移, 涨、落潮输运量相对接近导致的不对称性减小是其主要原因。

4 结论

(1) 厦门九龙江河口现场试验表明, 整合多种声、光学仪器的三角架观测系统在水下稳定性良好, 获取了常规观测难以得到的近底部边界层内多层位、连续的温、盐、流速、浊度同步观测数据, 适用于浅海近底部沉积动力过程高分辨率观测及物质输运研究。

(2) 观测期间, 涨、落潮阶段均可见明显的流速峰, 中、前期, 涨潮流速峰高于落潮, 随后, 落潮流速峰逐渐增大, 大潮期间落潮流速峰高于涨潮。涨潮流加速时间明显长于落潮流, 减速时间则较短; 落潮流减速时间长于加速时间, 而对于涨潮流, 大潮阶段加速时间明显大于减速时间, 其他时段则与之相反。边界层内存在向陆的余流, 并呈现逐渐减小的趋势; 余流主要由涨、落潮流的不对称造成, 大风天气和密度环流亦是影响余流强弱的重要因素。

(3) 观测期间多数时刻底部切应力大于起动切应力, 底质沉积物可产生明显的搬运甚至再悬浮。

(4) 小潮期间, 悬沙浓度在涨、落潮期间差别较大, 涨潮阶段悬沙浓度峰的峰宽和峰高均大于落潮; 大潮期间, 悬沙浓度远远大于小潮, 涨、落潮阶段亦差异明显。悬沙浓度的对沉积动力的响应在涨、落潮, 大、小潮阶段均有各自的特点, 水动力的变化、潮流加/减速时间长短、床面泥沙的供应量、上部水体泥沙的沉降是导致悬沙浓度变化的主要原因。

(5) 观测期间, 近底部边界层内悬沙涨潮向河口湾内方向输运; 落潮则向湾外输运, 且涨潮输运通量明显大于落潮, 两者均在大潮期间急剧升高; 涨、落潮期间不对称输沙导致潮周期内悬浮泥沙净向湾内输运, 其变化趋势基本与涨潮输运通量一致, 但净输运方向较涨、落潮变化明显。

致谢 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室高建华、魏晓、冉龙江、杜家笔、刘治帅, 国家海洋局第三海洋研究所张晓飞参加了野外观测, 涂文记女士在整个论文创作过程中给予了很大帮助, 在此一并

深表谢意!

参考文献(References)

- Holligan P M, de Boois. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ), Science Plan [R]. Global Change Report, 1993, 25: 1-150
- Flöser G. Land-Ocean interactions in the Coastal Zone [R]. Reports on Polar and Marine Research, 2008: 50
- Sternberg R W, Creager J S. An instrument system to measure boundary-layer conditions at the sea floor [J]. Marine Geology, 1965, 3(6): 475-482
- Carter L, Heath R A, Hunt B J, et al. Instrument package to monitor sediment-water interaction on the continental shelf [J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1976, 19(4): 503-511
- Lesht B, White R V, Miller R L. A self-contained facility for analyzing near-bottom flow and associated sediment transport [J]. NOAA Technical Memorandum ERL Mesa, 1976, 9: 1-38
- Bartz R, Zaneveld J R, Pak H. A transmissometer for profiling and moored observations in water [J]. Society of Photographic and Optical Instrumentation Engineering, 1978, 160: 102-108
- Butman B, Noble M, Folger D W. Long-term observations of bottom current and bottom sediment movement on the mid-Atlantic continental shelf [J]. Journal of Geophysical Research, 1979, 84(C3): 1187-1205
- Cacchione D A, Drake D E. A new instrument system to investigate sediment dynamics on continental shelves [J]. Marine Geology, 1979, 30(3/4): 299-312
- Grant W D, Williams A J, Glenn S M. Bottom stress estimates and their prediction on the northern California continental shelf during CODE-1. The importance of wave-current interaction [J]. Journal of Physical Oceanography, 1984, 14(3): 506-527
- Thorne P D, Hardcastle P J, Soulsby R L. Analysis of acoustic measurements of suspended sediments [J]. Journal of Geophysical Research, 1993, 98(C1): 899-910
- Cacchione D A, Wiberg P L, Lynch J, et al. Estimates of suspended-sediment flux and bedform activity on the inner portion of the Eel continental shelf [J]. Marine Geology, 1999, 154(1/2/3/4): 83-97
- Shaw W J, Trowbridge J H, Williams III A J. Budgets of turbulent kinetic energy and scalar variance in the continental shelf bottom boundary layer [J]. Journal of Geophysical Research(Oceans), 2001, 106(C5): 9551-9564
- Betteridge K F E, Thorne P D, Bell P S. Assessment of acoustic coherent Doppler and cross-correlation techniques for measuring near-bed velocity and suspended sediment profiles in the marine environment [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2002, 19(3): 367-380
- Lacy J R, Sherwood C R. Accuracy of a pulse-coherent acoustic Doppler profiler in a wave-dominated flow [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 21: 1448-1461
- Sherwood C R, Lacy J R, Voulgaris G. Shear velocity estimates on the

- inner shelf off Grays Harbor, Washington, USA [J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17/18) : 1995-2008
- 16 Cacchione D A, Thorne P D, Yogesh Agrawal, *et al.* Time-averaged near-bed suspended sediment concentrations under waves and currents: Comparison of measured and model estimates [J]. *Continental Shelf Research*, 2008, 28(3) : 470-484
- 17 Palinkas C M, Ogston A S, Nittrouer C A. Observations of event-scale sedimentary dynamics with an instrumented bottom-boundary-layer tripod [J]. *Marine Geology*, 2010, 274(1/2/3/4) : 151-164
- 18 王爱军, 汪亚平, 柯贤坤, 等. 潮间带水沙多层位同步测量系统应用的初步研究 [J]. *海洋通报*, 2003, 22(3) : 61-68 [Wang Aijun, Wang Yaping, Ke Xiankun, *et al.* Calibration and observation by using a water level, current speed, and turbidity monitoring system in coastal areas [J]. *Marine Science Bulletin*, 2003, 22(3) : 61-68]
- 19 汪亚平, 高抒, 贾建军. 潮流联合作用下潮滩沉积动力过程的高分辨率数据采集与分析 [J]. *科学通报*, 2006, 51(3) : 339-348 [Wang Yaping, Gao Shu, Jia Jianjun. High-resolution data collection for analysis of sediment dynamic processes associated with combined current-wave action over intertidal flats [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(3) : 339-348]
- 20 李占海, 高抒, 陈沈良. 江苏大丰潮滩潮流边界层特征研究 [J]. *海洋工程*, 2007, 25(3) : 53-60 [Li Zhanhai, Gao Shu, Chen Shenliang. Characteristics of tide-induced bottom boundary layers over the Dafeng intertidal flats, Jiangsu province, China [J]. *The Ocean Engineering*, 2007, 25(3) : 53-60]
- 21 汪亚平, 高建华, 潘少明. 长江河口区边界层参数的观测与分析 [J]. *海洋地质动态*, 2006, 22(7) : 16-20 [Wang Yaping, Gao Jianhua, Pan Shaoming. Measurement of bottom boundary layer parameters of the Yangtze River estuary [J]. *Marine Geology Letter*, 2006, 22(7) : 16-20]
- 22 杨旻, 高建华, 汪亚平, 等. 长江口南港底部边界层特征的观测与分析 [J]. *海洋科学*, 2007, 31(3) : 58-65 [Yang Yang, Gao Jianhua, Wang Yaping, *et al.* Observing and analysing the characteristics of bottom boundary layer in Nangang port in the Changjiang River estuary [J]. *Marine Sciences*, 2007, 31(3) : 58-65]
- 23 王韞玮, 高抒. 强潮环境下悬沙对底部边界层的影响 [J]. *海洋科学*, 2010, 34(1) : 52-57 [Wang Yunwei, Gao Shu. The effect of sediment resuspension on benthic boundary layer in macro-tidal environments [J]. *Marine Sciences*, 2010, 34(1) : 52-57]
- 24 徐俊杰, 何青, 王元叶. 底部边界层水沙观测系统和应用 [J]. *海洋工程*, 2009, 27(1) : 55-61 [Xu Junjie, He Qing, Wang Yuanye. Application of instrumented tetrapod in bottom boundary layer for water-sediment measurement [J]. *The Ocean Engineering*, 2009, 27(1) : 55-61]
- 25 王元叶, 何青, 刘红. 长江口浑浊带近底泥沙浓度变化 [J]. *泥沙研究*, 2009(6) : 6-13 [Wang Yuanye, He Qing, Liu Hong. Variations of near-bed suspended sediment concentration in South Passage of the Changjiang Estuary [J]. *Journal of Sediment Research*, 2009(6) : 6-13]
- 26 尹小玲, 张红武, 刘欢. 珠江虎门河口洪季潮流近底边界层水流结构研究 [J]. *水力发电学报*, 2010, 29(1) : 158-163 [Yin Xiaoling, Zhang Hongwu, Liu Huan. Measurements and analysis on flow structures of tidal boundary layer at the bottom of Pearl river estuary [J]. *Journal of Hydroelectric Engineering*, 2010, 29(1) : 158-163]
- 27 马小川, 范奉鑫, 阎军. 海洋沉积动力过程原位检测平台及其应用 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2011, 31(4) : 179-185 [Ma Xiaochuan, Fan Fengxin, Yan Jun. In situ monitoring platform for marine sediment dynamic and its application [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2011, 31(4) : 179-185]
- 28 Liu G F, Zhu J R, Wang Y Y, *et al.* Tripod measured residual currents and sediment flux: Impacts on the silting of the Deepwater Navigation Channel in the Changjiang Estuary [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3) : 192-201
- 29 Cacchione D A, Sternberg R W, Ogston A S. Bottom instrumented tripods: History, applications, and impacts [J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17/18) : 2319-2334
- 30 Sternberg R W, Morrison D R, Trimble J A. An instrumentation system to measure near-bottom conditions on the continental shelf [J]. *Marine Geology*, 1973, 15(3) : 181-190
- 31 Humphery J D, Moores S P. STABLE II—an improved benthic lander for the study of turbulent wave-current-bed interactions and associated sediment transport [C]. *Electronic Engineering in Oceanography*, IEE Conference Publication 1994: 394
- 32 薛元忠, 何青, 王元叶. OBS 浊度计测量泥沙浓度的方法与实践研究 [J]. *泥沙研究*, 2004(4) : 56-60 [Xue Yuanzhong, He Qing, Wang Yuanye. The method and application of OBS in the measurement of sediment concentration [J]. *Journal of Sediment Research*, 2004(4) : 56-60]
- 33 刘红, 何青, 王元叶, 等. 长江口浑浊带海域 OBS 标定的实验研究 [J]. *泥沙研究*, 2006(5) : 52-58 [Liu Hong, He Qing, Wang Yuanye, *et al.* OBS suit calibration research in the turbidity maximum of the Changjiang Estuary, China [J]. *Journal of Sediment Research*, 2006(5) : 52-58]
- 34 Downing J. Twenty-five years with OBS sensors: The good, the bad, and the ugly [J]. *Continental Shelf Research*, 2006, 26(17/18) : 2299-2318
- 35 Soulsby R. *Dynamics of Marine Sands: A manual for practical applications* [M]. London: Thomas Telford, 1997: 249
- 36 Grant W D, Madsen O S. Combined wave and current interaction with a rough bottom [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1979, 84(C4) : 1797-1808
- 37 陈金泉, 傅子琅, 何发祥, 等. 厦门湾潮、余流及其对泥沙、污染物迁移的影响 [J]. *台湾海峡*, 1985, 4(1) : 16-20 [Chen Jinquan, Fu Zilang, He Faxiang, *et al.* Tidal and residual currents in the Xiamen bay and their effects on the movement of silt and polluting substances [J]. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait*, 1985, 4(1) : 16-20]
- 38 Maa J P Y, Sanford L P, Halka J P. Sediment resuspension characteristics in Baltimore Harbor, Maryland [J]. *Marine Geology*, 1998, 146(1/2/3/4) : 137-145
- 39 Sanford L P, Maa J P Y. A unified erosion formulation for finding sediments [J]. *Marine Geology*, 2001, 179(1/2) : 9-23

High Resolution Measurement and Analysis of Sediment Dynamics in Bottom Boundary Layer of the Macro Tidal Estuary

LI Dong-yi¹ CHEN Jian¹ WANG Ya-ping² WANG Ai-jun¹ YANG Yang²

(1.Open Lab of Ocean and Coast Environment Geology , Third Institute of Oceanography , S.O.A , Xiamen , Fujian 361005;

2.Key Laboratory for Coast and Island Development , Ministry of Education , Nanjing University , Nanjing 210093)

Abstract: The field experiment gained continuous temperature , salinity , current velocity , turbidity data synchronously in several layers through the tripod platform. The tripod performed stability during the field experiment , and it can be applied in high resolution measurement of sediment dynamics and transport in shallow sea. The results showed that there was residual current which towards land in bottom boundary layer and gradually decreased during observation periods , which was caused by asymmetric of flood and ebb flow , strong wind and density circulation also affected the residual current strength. Bottom shear stress was greater than threshold shear stress in most time of observation periods , so sediment can be transported and even resuspended significantly. The response of suspended sediment concentration to dynamics was different in flood and ebb , spring and neap tide , changes of hydrodynamic , length of acceleration and deceleration periods of tidal current , the available erosion sediment , settlement of sediment of above water were the reasons of changes of suspended sediment concentration; asymmetric sediment transportation of flood and ebb tide lead to suspended sediment net transport to inside of estuary in bottom boundary layer.

Key words: tripod; bottom boundary layer; suspended sediment; resuspension; sediment transport