

文明征, 陈天, 胡云壮, 等. 波流作用下海底边界层沉积物再悬浮与影响因素研究[J]. 海洋学报, 2020, 42(3): 97–106, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.009

Wen Mingzheng, Chen Tian, Hu Yunzhuang, et al. Sediment resuspension of bottom boundary layer under waves and currents[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(3): 97–106, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2020.03.009

波流作用下海底边界层沉积物再悬浮与影响因素研究

文明征^{1,2}, 陈天¹, 胡云壮², 李勇², 单红仙^{1,3}, 贾永刚^{1,3*}

(1. 中国海洋大学 山东省海洋环境地质工程重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170; 3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 海底沉积物再悬浮及其分布取决于海洋水动力、沉积物类型与床面形态之间复杂的相互作用, 准确地理解和确定沉积物再悬浮过程对于沉积物运输的研究具有重要的意义。本文在祥云湾海洋牧场典型海域开展现场原位观测, 获取研究区波浪、海流及悬浮沉积物浓度数据; 分析了波、流作用下海底边界层悬浮沉积物垂向分布特征, 并探究了海洋水动力和床面形态对悬浮沉积物垂向分布的影响。结果表明, 研究区波流之间的相互作用不显著, 沉积物再悬浮受控于风暴浪作用, 风暴浪作用下底床切应力可以达到沉积物临界切应力的 10~15 倍, 沉积物的再悬浮滞后于风暴浪作用 2~3 h。在波浪荷载微小的情况下, 悬浮沉积物垂向分布呈现“I”型, 波浪荷载下, 悬浮沉积物垂向分布呈现幂指数分布, 表现为“L”型; 床面形态随波、流作用而演化, 影响沉积物的再悬浮过程, $u_{sw}/u_{sc} = 1.00$ 可作为波浪和海流起主导控制作用的床面形态的判别依据, 纯波浪荷载作用下的 u_{sw}/u_{sc} 显著高于波浪主控作用下, 但二者之间的界线随着波浪荷载的增加而升高。

关键词: 海底边界层; 沉积物再悬浮; 波浪; 床面形态; 祥云湾

中图分类号: TV148⁺.5

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2020)03-0097-10

1 引言

波浪、海流等水动力作用导致的沉积物侵蚀再悬浮及运输改变了陆地和海洋之间的边界, 促进了海洋物理、生物、化学要素的循环。准确地计算悬浮沉积物垂向分布对于理解海底沉积物再悬浮过程和运输具有重要的研究意义。从 20 世纪 50 年代起, 海底沉积物运输问题被广泛研究^[1]。Davies 和 Thorne^[2] 详细综述了非黏性沉积物运输和悬浮沉积物垂向分布等相关问题的研究进展。由于波流作用下海底边界层沉积物动力响应的复杂性, 海底边界层沉积物再悬浮及其垂向分布特征等问题仍需要进一步研究^[3-4]。不考虑平流运输的影响, 在海洋水动力作用下沉积物颗

粒所受向上湍流扩散作用与向下沉降作用平衡时发生再悬浮^[5-6], 基于 Rouse 公式的基本假定, 水体悬浮沉积物垂向分布可以采用如下公式进行计算^[7-8],

$$C_z = C_a \left[\frac{ah-z}{z(h-a)} \right]^n, \quad (1)$$

$$n = w_s / \kappa u_* \quad (2)$$

式中, h 为水深; C_z 和 C_a 分别为距离海床界面高度 z 和 a 处的悬浮沉积物浓度; w_s 为沉积物沉降速度; $\kappa=0.4$ 为 Von Karmen 常数; u_* 为摩阻流速。由此可见, 海底悬浮沉积物垂向分布形式主要取决于参考浓度 C_a 和参数 n 。参考浓度的大小是悬浮沉积物垂向分布的“初始信息”, 决定了悬浮沉积物的量级; 参数 n 又称为形状参数或 Rouse 参数, 反映了悬浮沉积物

收稿日期: 2019-01-14; 修订日期: 2019-05-26。

基金项目: 国家自然科学基金(41877223); 中国地质调查局地质调查项目(DD20160229-20, DD20189506); 国家自然科学基金委-山东联合基金重点项目(U1906230)。

作者简介: 文明征(1988—), 男, 山东省临沂市人, 博士生, 主要研究方向为海洋环境地质。E-mail: 1369014151@qq.com

* 通信作者: 贾永刚, 男, 教授, 主要从事河口海岸带环境地质过程研究、海洋环境地质工程研究。E-mail: yonggang@ouc.edu.cn

垂向分布的陡度^[4]。一般说来,参考浓度 C_a 和参数 n 取决于 3 个相互影响的因素: 悬浮沉积物自身的性质(如粒径大小和沉降速度), 床面形态和海洋水动力强度(波高、水深、流速等)^[2]。沉积物颗粒大小是沉积物再悬浮的先决条件, 大颗粒沉积物沉降速度快, 发生再悬浮所需要的动力条件更强, 细颗粒沉积物更容易向水体上部扩展; 在相同水动力条件下, 沉积物垂向分布的陡度随着沉积物粒径的降低而增加^[9]。其次, 海底边界层底层流速受海床沉积物的摩擦作用逐渐减小, 在海床面附近产生较大的流速梯度, 从而引起很强的底切应力作用, 进一步导致海床沉积物的扰动和再悬浮; O'Hara Murray 等^[10] 研究表明, 水体悬浮沉积物垂向分布形态随着波高增加而变陡, 在强烈的水动力作用下, 海底边界层底层形成高浓度悬沙薄层。第三, 床面形态在水动力作用下不断发展演化, 进一步影响悬浮沉积物垂向分布形态^[4, 10]; 床面形态的类型和规模在一定程度上影响着海底边界层的厚度^[11-12], 床面形态平坦的情况下, 悬浮沉积物浓度沿垂向降低的速度要远高于波纹式海床^[13]; 床面形态根据波流作用下的希尔兹参数 θ 的大小可分为多种尺度和类型^[14], 每一种类型对悬浮沉积物垂向分布的影响也不同^[12, 15]。

本文基于山东省海洋环境地质工程重点实验室自主研发的海底边界层综合观测平台, 搭载多种声学、光学观测仪器对河北省京唐港祥云湾海洋牧场海域的波浪、潮汐、海底流速及海底底层悬浮沉积物浓度变化进行观测。研究波流相互作用下海底边界层沉积物再悬浮过程及其垂向分布特征, 进一步探究海洋水动力、床面形态对海底悬浮沉积物垂向分布的影响。

2 现场原位观测

2.1 观测点介绍

祥云湾位于乐亭县东南部, 京唐港与北港之间的沿海地带, 位于半封闭的渤海内部。该海区灾害性大浪均为渤海内的风成浪, 具有生成快、消失快、周期短的特点。该海域冬季受寒潮影响盛行偏北风, 夏季受太平洋副热带高压影响, 盛行偏南风。因此, 该海域年内波浪分布具有明显的季节特征, 春夏季波浪相对较弱, 秋冬季波浪较强, 常浪向为 SE, 次常浪向为 ESE; 强浪向为 ENE, 次强浪向为 NE。该海域潮汐类型属于不规则半日潮, 平均潮差 0.88 m; 潮流具有明显的往复流特征, 涨潮为西南流, 落潮为东北流, 潮流流向基本与海岸线平行, 等深线 7~8 m 范围内平均流速为 0.30 m/s, 等深线 5 m 处平均流速为 0.25 m/s。滦河入海口在北迁过程中, 为该海区提供了大量的沉积物来源。京唐港附近海岸底质沉积物取样分析表明海底底质为淤泥质粉砂, 大风浪作用下, 近岸破波带以内沉积物主要为 0.1~0.2 mm 的细砂, 破波带以外沉积物主要为粒径小于 0.10 mm 的粗粉砂^[16-17]。

本文观测点(39°09'09"N, 118°57'18"E)位于祥云湾海洋牧场内, 背靠祥云岛, 该区水深 8~10 m, 如图 1a 所示。祥云岛长约 13 km, 呈 NE-SW 走向, 岛屿面积 20.68 km²。祥云岛东北段为潮汐通道, 现已人为改造; 西南端为大清河口; 东部靠海侧建有简易的人工沙堤; 中西部靠海侧残留低缓沙丘。潮间带的沙滩面积约为 0.64 km², 潮滩平均坡度 3°~8°。沉积物以浅黄色、黄棕色的细沙为主, 平均粒径 (M_z) 介于 2.06 Φ ~2.34 Φ , 分选系数介于 0.24~0.47。

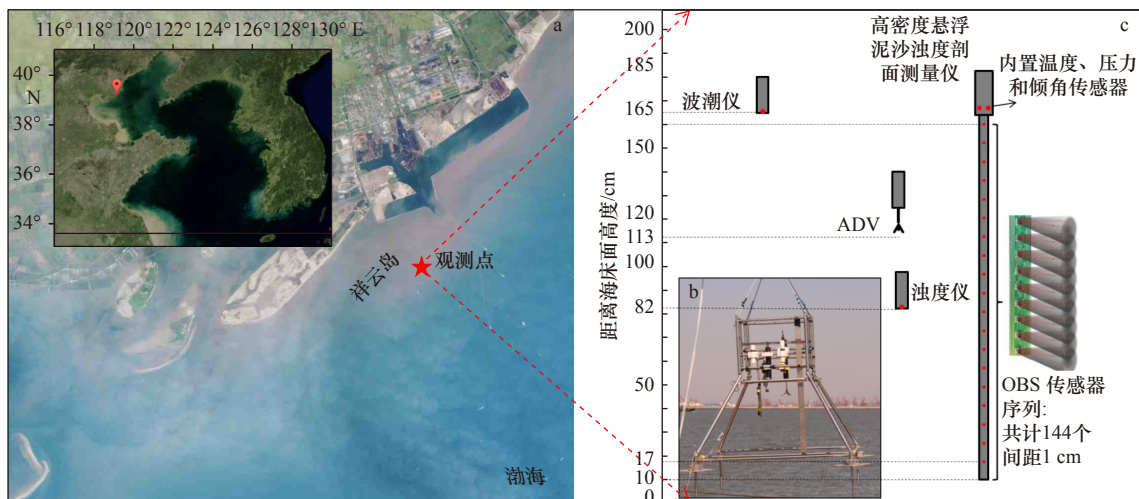


图 1 原位观测位置及观测设备示意图

Fig. 1 Schematic diagram of field observation area and observation equipment

2.2 观测方法与过程

2017年9月28日,在选定观测海域开展现场原位观测。所采用海底边界层综合观测平台结构分为上、中、下3部分(图1b)。上部为一个整体的框架结构,尺寸为1000 mm×1000 mm×700 mm,用于固定所搭载的仪器设备。中部为4根支撑杆将上部框架结构撑起,为观测仪器提供足够的观测空间,同时防止各仪器之间的相互干扰,支撑杆底部通过螺栓安装圆形底座;圆形底座上安装配重块以增加观测平台的稳定性,每个配重块重量25 kg,可根据观测海域沉积物类型调节配重数量;此外,在每个圆形底座下面配一根长度为50 cm的防滑钢针,观测系统布放完

成后防滑钢针插入沉积物内部防止观测平台发生侧向滑移。

海底边界层综合观测平台搭载以下仪器设备:(1)波浪-潮汐观测:波潮仪 RBR virtuoso D|Tidal 用于测量水深、潮位信息,波潮仪 RBR virtuoso D|wave 用于测量波浪信息;(2)海底流速观测:搭载一台声学多普勒流速仪(Nortek /ADV)用于观测近底层流速场变化;(3)海底悬浮沉积物观测:搭载高密度悬浮泥沙浊度剖面测量仪(ASM)实现对海水悬浮沉积物浊度剖面的测量,同时搭载多参数浊度仪实现对观测海域盐度、浊度和温度测量。观测平台搭载各仪器设备相对位置如图1c所示,参数设置详见表1。

表1 海底边界层综合观测平台搭载仪器简介

Table 1 Introduction of instruments on integrated observing platform of bottom boundary layer

序号	仪器	厂家/型号	基本参数	参数设置
1	波潮仪	加拿大RBR公司/RBR virtuoso D wave & Tidal	测量精度不小于0.05%,潮位、波浪采样频率1~6 Hz可调	采样频率6 Hz,采样周期15 min,距底高度165 cm
2	多普勒流速仪	美国Nortek公司/ADV	采样频率最大为250 Hz,最大输出频率为64 Hz,测量精度为0.1%±0.5 cm/s	采集频率8 Hz;采样周期10 min,距底高度113 cm
3	多参数浊度仪	加拿大RBR公司/XR-620 CTDtu	测量温度、电导、深度、浊度、溶解氧;浊度:0~125 FTU、0~250 FTU、0~500 FTU、0~4000 FTU	1 min采集一次,连续采集,距底高度82 cm
4	高密度悬浮泥沙浊度剖面测量仪	德国Argus公司/ASM-4-N	悬浮沉积物浓度量程:沙0~50000 mg/L;泥0~5000 mg/L;剖面测量范围海底面以上1~2 m;沉积物浓度测量精度±10%	采样频率1 Hz,采样周期15 min,底端第一个探头距底高度17 cm

3 数据分析与处理

3.1 ASM 数据处理

ASM在测量海底边界层悬浮沉积物浓度方面具有不可替代的优势。ASM由一系列的光学后向散射传感器垂向排列组成,各光学传感器垂向间距1 cm,测量范围为传感器前方0~100 mm。本次观测采用的ASM共计144个传感器,可实现海底边界层底层海水1.5 m范围内的悬浮沉积物浓度剖面测量。研究表明ASM与传统的光学后向散射仪(Optical Back Scattering, OBS)测量结果具有很好的一致性^[18]。ASM测量原理同OBS类似:传感器接收红外光线在海水中的后向散射强度反演测量水体的浊度信号;通过建立浊度信号与海水悬浮沉积物浓度之间的关系,进而确定悬浮沉积物浓度数值。浊度-沉积物浓度之间的标定受多种因素影响,其中颗粒大小形状是最主要的影响因素之一^[19-20],不同粒径的悬浮沉积物得到的浊度-浓度标定曲线不同;在相同含沙量条件下,同类型的沉积物,颗粒越细,所测得浊度值越大,但标定曲线均近似呈现为线性关系,如图2显示

不同粒径的悬浮沉积物的标定曲线^[18]。本次观测中,由于缺乏自动采水系统,无法完成现场同步悬浮水样采集,因此直接采用浊度数值进行海底边界层沉积物再悬浮特征的分析与讨论。

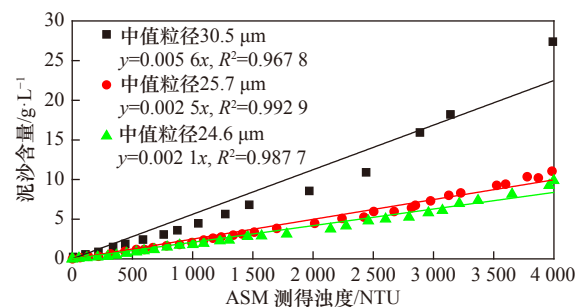


图2 ASM测得浊度与泥沙含量标定结果(据参考文献[18])

Fig. 2 Relationship between turbidity and suspended sediment concentration (based on reference [18])

3.2 流速数据预处理

ADV现场测量采用ENU(东、北、向上)的坐标系固定于综合观测平台上。在实际应用中,利用ADV测量瞬时流速,估算海底边界层特征参数。首

先需要对原始数据进行质量评估,剔除干扰数据。ADV 的数据预处理过程包含以下两个方面:(1)观测数据质量检测:ADV 声学信号的信噪比(SNR)和相关系数是判断数据质量好坏的重要指标。一般认为信噪比小于 5 或相关系数小于 70% 的数据质量较差,应予以舍弃^[21-22];(2)去噪:受外界因素的影响,ADV 测得的流速数据会出现明显的“虚假”信息。本文通过“相空间临界值法”对流速分量时间序列进行去噪。

3.3 底床切应力的计算分析

底床切应力是控制海床沉积物侵蚀、沉降和再悬浮最主要的参数之一,波浪、海流及其耦合作用是导致沉积物再悬浮的主要因素之一。海流作用下导致的流致底床切应力(τ_c)采用下式计算^[23],

$$\tau_c = \rho u_*^2, \quad (3)$$

$$\overline{U(z)} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (4)$$

式中, $\overline{U(z)}$ 为水深 z 处采样周期平均流速; z_0 为海床粗糙长度($z_0 = k_s/30$,其中 $k_s = 2.5D_{50}$ 为 Nikuradse 颗粒粗糙度, $D_{50}=110 \mu\text{m}$ 为沉积物的中值粒径; $\rho = 1025 \text{ kg/m}^3$ 为海水密度。

波浪的轨道运动增加海底的切应力,波浪对底床切应力作用采用如下公式计算,

$$\tau_w = \frac{1}{2}\rho f_w U_w^2, \quad (5)$$

式中, ρ 为海水密度; U_w 为波浪轨道流速幅值; f_w 为波浪摩擦系数;根据线性波理论^[16,23]

$$U_w = \frac{\pi H}{T \sinh(2\pi h/L)}, \quad (6)$$

$$f_w = 1.39 \left(\frac{A_w}{z_0}\right)^{-0.52}, \quad (7)$$

式中, H 为波高; L 为波长; T 为波周期; $A_w = U_w T/2\pi$ 。

波浪作用下的最大切应力(τ_{\max})为

$$\tau_{\max} = [(\tau_m + \tau_w |\cos\varphi|)^2 + (\tau_w |\sin\varphi|)^2]^{1/2}, \quad (8)$$

$$\tau_m = \tau_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w}\right)^{3.2}\right], \quad (9)$$

式中, τ_m 为波流作用下的平均切应力; φ 为波流传播角度,这里取 90° 。

4 结果与讨论

4.1 海洋水动力变化

现场原位观测时间为 2017 年 9 月 28 日 14:00 至 10 月 6 日 10:30,观测结果如图 3 所示。按照有效波高大小,观测期间有 3 次风暴浪事件(有效波高超过 1.0 m,如图 3a 阴影)。第 1 次发生于 9 月 29 日 05:00-

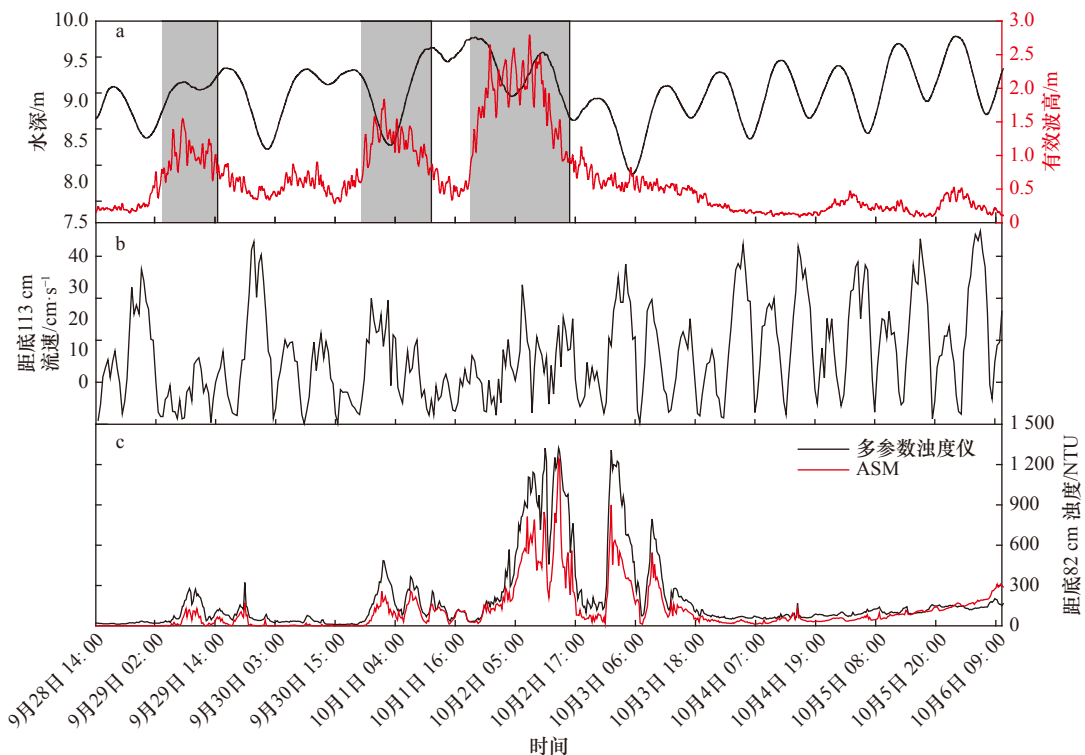


图 3 2017 年 9-10 月现场长期原位观测结果

Fig. 3 Results of long term in-situ observation during September to October, 2017

a 图中阴影为风暴浪事件

The shaded in a represent strom wave event

13:45, 持续时间 8 个小时; 第 2 次发生于 9 月 30 日 22:00 至 10 月 1 日 08:30, 持续时间约 10 个小时; 第 3 次发生于 10 月 1 日 20:15 至 10 月 2 日 15:00, 持续时间长达 19 个小时, 期间最大有效波高为 2.95 m。观测海域水位变化 7.86~9.76 m, 观测期间有一次明显的增水和减水现象。增水现象发生于 10 月 1 日 04:00 之后涨落潮后, 最大水位高达 9.76 m, 减水现象发生于第 3 次风暴浪时间之后, 水位降至最低 7.86 m。观测期间平均海流流速为 16.38 cm/s, 最大流速可达 45 cm/s。如图 3c 为悬浮沉积物浊度随时间序列变化, 多参数浊度仪与 ASM 对应深度的传感器测得的悬浮沉积物浊度具有很好的一致性。3 次风暴浪事件下, 海水中悬浮沉积物明显增加。平静海况下悬浮沉积物浊度平均小于 200 NTU。

基于底床切应力计算分析, 结果如图 4 所示海流单独作用下的切应力 τ_c 、波浪荷载导致的切应力 τ_w 及波流共同作用下最大底床切应力 τ_{max} 。基于希尔兹参数 $\theta = \frac{\tau_{cr}}{g(\rho_s - \rho)D_{50}}$ 计算海床临界切应力 τ_{cr} ^[16], 如图 4 虚线所示。取研究区海床中值粒径 $D_{50}=110 \mu\text{m}$ 计算得临界切应力 $\tau_{cr}=0.148 \text{ N/m}^2$ 。很明显, 海流单独作用下的切应力明显小于海床沉积物侵蚀再悬浮的临界切应力, 表明波浪荷载是导致沉积物再悬浮的主要控制因素, 特别是在风暴浪事件作用下, 底床切应力可以达到临界切应力的 10~15 倍。另外, 海流作用没有引起足够大的切应力, 表明观测期间波浪和海流之间的相互作用是非常小的, 如图 4 中波流共同作用下最大底床切应力基本与波浪荷载导致的切应力一致。

4.2 沉积物再悬浮动力响应过程

基于 ASM 获得的悬浮沉积物浊度剖面数据, 结合波浪、海流动力条件分析波流作用下海底边界层悬浮沉积物垂向分布特征及影响因素。图 5 显示了距离海床界面 0.3 m, 0.6 m 和 1.0 m 高度处悬浮沉积物时间序列变化: 风暴浪作用下, 海底边界层悬浮沉积物浊度明显增加, 底层悬浮沉积物在波浪荷载下向上层水体扩展, 水体悬浮沉积物浊度在垂向上普遍高于没有波浪荷载的情况; 在没有波浪荷载或者波浪荷载较小的情况下(如图 5 中 2017 年 10 月 3~6 日期间), 海底边界层悬浮沉积物浊度随时间和空间的变化幅值均较小, 这表明观测期间周期性的水流作用没有引起边界层底层沉积物强烈地再悬浮。此外, 风暴浪荷载对底层沉积物的再悬浮具有明显的滞后性, 底层沉积物的再悬浮滞后于风暴浪作用 2~3 h。

在风暴浪作用下, 海底边界层沉积物再悬浮与扩散过程始于底部, 并逐渐向上扩散。如图 6 为第 3 次风暴浪事件下海底边界层悬浮沉积物浊度垂向分布特征, 图中 Time=0 作为第 3 次风暴浪事件的起始时刻, 对应于 2017 年 10 月 1 日 20:30。在风暴浪作用前, 海底边界层内悬浮沉积物浊度垂向趋于均匀分布, 垂向坡度较陡, 波浪荷载加剧了海底边界层的底床切应力, 使得浅表沉积物不断侵蚀再悬浮, 随着波浪荷载作用时间增加, 悬浮沉积物逐渐向上扩散(图 6 曲线 a~e), 最大扩展高度可达 1.0 m; 海底边界层内悬浮沉积物垂向分布特征由最初的“I”型(图 6 曲线 a)向“L”型扩展(图 6 曲线 e)。第 3 次风暴浪期间, 0~

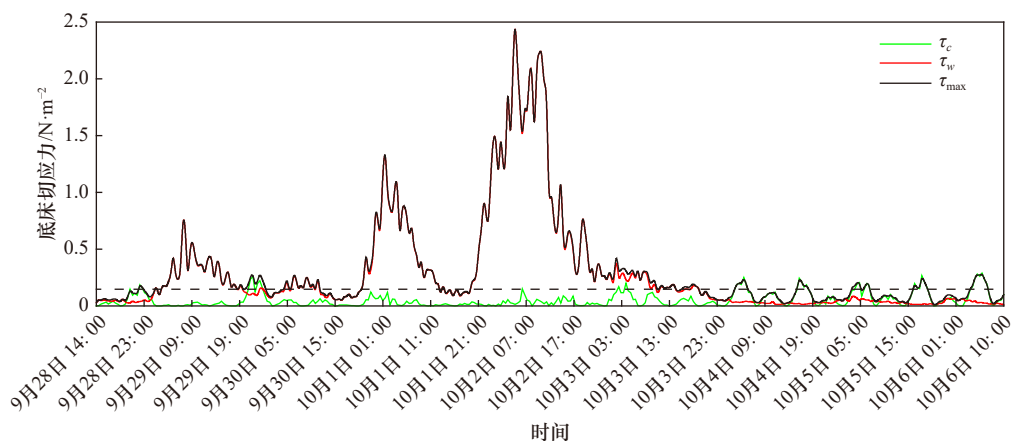


图 4 2017 年 9~10 月海流单独作用下的底床切应力 (τ_c)、波浪荷载导致的底床切应力 (τ_w) 及波流共同作用下最大底床切应力 (τ_{max})

Fig. 4 Bottom skin friction shear-stresses of current alone (τ_c), waves alone (τ_w), and maximum wave-current (τ_{max}) during September to October, 2017

横虚线代表沉积物临界切应力 $\tau_{cr}=0.148 \text{ N/m}^2$

The horizontal line is the threshold shear-stress for the initiation of movement for D_{50} of the bed

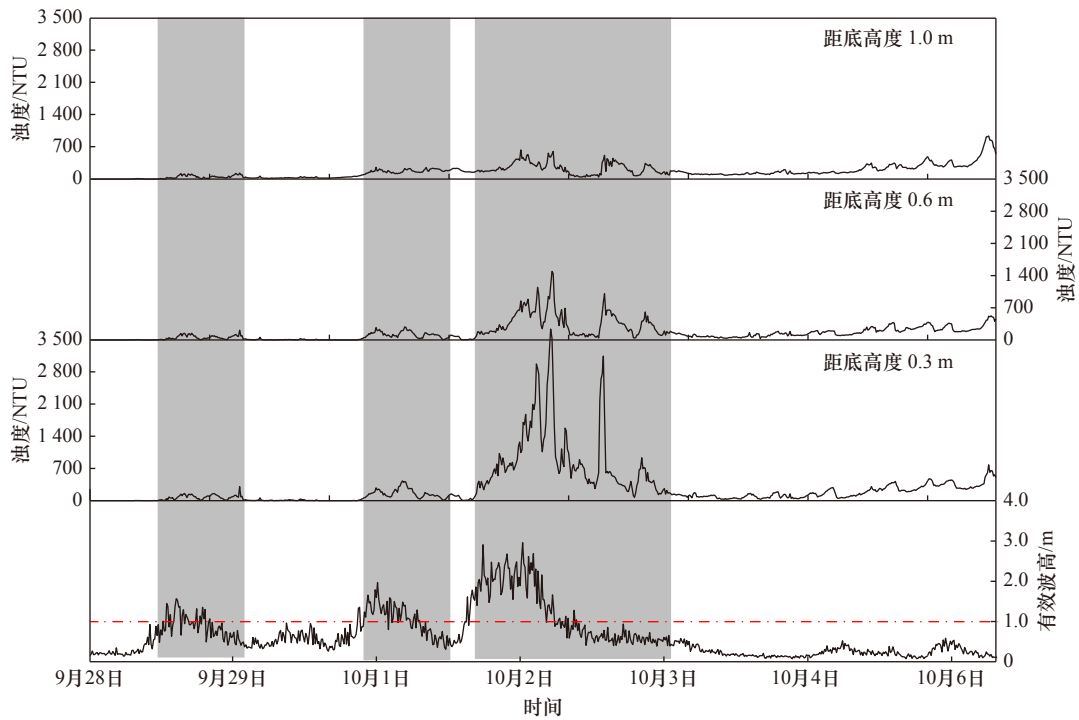


图 5 2017 年 9-10 月海底边界层不同深度处悬浮沉积物变化

Fig. 5 Variation of suspended sediment of bottom boundary layer at different depth during September to October, 2017

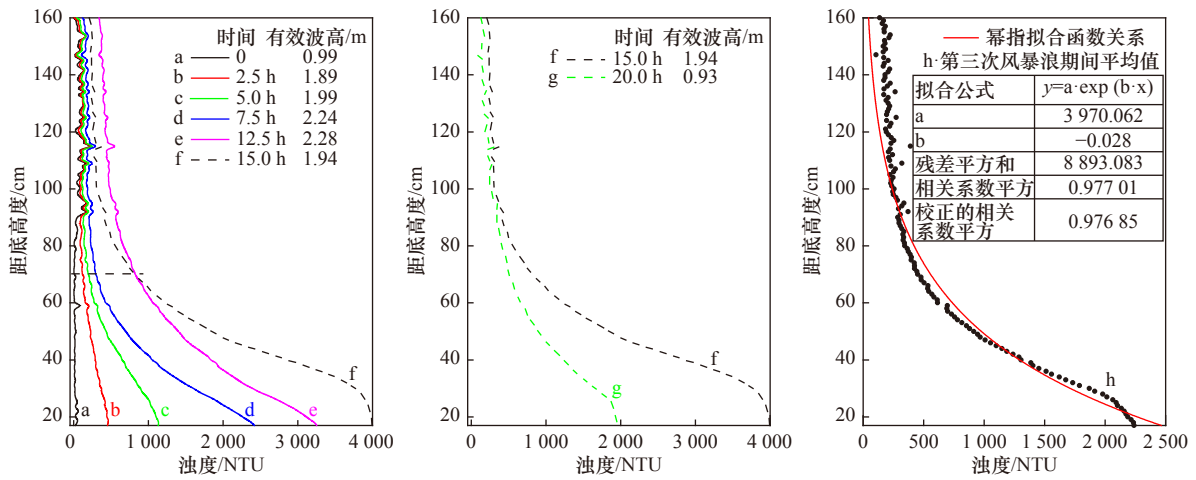


图 6 风暴荷载下悬浮沉积物垂向分布与波高的关系

Fig. 6 Vertical distribution of suspended sediments and wave height during storm

12.5 h 内,有效波高持续增加,12.5 h 之后,波浪荷载逐渐减小。图 6 曲线 e 至曲线 f,随着有效波高的降低,初始悬浮的沉积物逐渐沉降,距离底床高度 70 cm 以上悬浮沉积物明显减小,70 cm 以内悬浮沉积物浊度增加,使得悬浮沉积物垂向分布坡度减缓。这表明海底边界层水体垂向悬浮沉积物沉降速度存在明显的差异性:前期较大的波浪荷载导致较粗的沉积物颗粒扩散至上层水体,波浪荷载减小初期上层水体的粗颗粒沉积物最先最快沉降,海底边界层内悬浮沉积物垂向分布形式由图 6 曲线 e 过渡到曲线 f。随着波浪

荷载强度降低和波浪作用时间的增加,初始再悬浮的沉积物颗粒进一步沉降,海底边界层悬浮沉积物垂向分布曲线由图 6 曲线 f 过渡到曲线 g,波浪荷载强度降低,粗颗粒沉降,悬浮沉积物垂向分布的整体幅值降低,水体剩余细颗粒悬浮沉积物的沉降速率差异性减小,导致悬浮沉积物垂向分布坡度变陡。

O'Hara Murray 等^[10]通过半真实的三角洲水槽实验,研究水动力对悬浮沉积物垂向分布特征时指出,悬浮沉积物垂向分布曲线随着波浪荷载增加坡度逐渐增加,其原因在于波浪荷载导致整个水体悬浮沉积

物浓度增加,即悬浮沉积物向上扩散的作用更加显著。另一方面,波浪荷载改变海床形态,悬浮沉积物垂向分布特征是由水动力和海床形态共同作用的结果(下一节讨论床面形态的变化)。海底边界层内,在整个第3次风暴浪事件期间平均悬浮沉积物浓度垂向分布呈现幂指数关系,如图6曲线h。

4.3 床面形态对悬浮沉积物的影响

研究表明水动力作用导致床面形态的规模和类型呈现多样性变化,每一种形态对海底沉积物的再悬浮都具有不同的影响^[24]。如图7b所示,床面形态的类型根据波、流作用下的希尔兹参数可以分为不同类型^[5, 14, 25]。海底边界层近底流速较小时容易形成小的波纹,水动力作用强烈(如风暴浪)时,海床面往往形成平坦海床,沉积物的再悬浮和垂向分布发生很大的变化。床面出现波纹时,波浪引起的振动流在波纹上方发生分流和旋涡作用,促进了沉积物的再悬浮。另一方面,波纹的形状和大小会增加流体的阻力,同时波纹的形成与发育本身又是局部沉积物运输的结果。因此,海洋水动力、沉积物的再悬浮运输与床面形态的演化是相互关联的。基于现场原位观测数据,根据Kleinhans^[14]研究理论计算波流作用下的希尔兹参数 θ_w 和 θ_c 以及沉积物临界希尔兹参数 θ_{cr} ,绘制观测海域床面形态如图7a所示,按照希尔兹参数 θ_w 和 θ_c 的相对大小,床面形态可分为4类主要类型:(1)无扰动型,在波、流作用较小时,不足以使沉积物发生侵蚀再悬浮;(2)纯波浪控制型;(3)纯流控制型和(4)波流相互作用型,根据水动力大小,后三者床面形态类型由波纹向沙丘过渡。研究表明,床面形态平坦时,海底边界层底部一定范围内悬浮沉积物含量较高,但随着距离海床高度的增加,悬浮沉积物浓度迅

速下降^[26-28]。观测期间床面形态涵盖了上述4种类型,以第3次风暴浪事件为例,随着波浪荷载强度和作用时间增加,床面形态由最初的波纹逐渐发展,如图7a中灰色箭头所示,该过程对应于图6曲线a-f阶段。这表明较高的希尔兹参数 θ_w 能够引起更高的悬浮沉积物,同时高浓度的悬浮沉积物又改变了床面形态。

另外, Li 和 Amo^[28]根据观测数据计算波、流摩阻流速比值 u_{sw}/u_{sc} ,结果表明不同控制要素下形成的床面形态与 u_{sw}/u_{sc} 值之间存在明显的对应关系: $u_{sw}/u_{sc} \geq 2$ 时为纯波致床面形态; $2 > u_{sw}/u_{sc} \geq 1.25$ 为波浪主控床面形态; $1.25 > u_{sw}/u_{sc} \geq 0.75$ 为波流联合作用床面形态; $0.75 < u_{sw}/u_{sc}$ 为流主控的床面形态。本研究基于现场原位观测数据,计算摩阻流速 $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$,绘制波、流摩阻流速比值 u_{sw}/u_{sc} 随时间序列变化如图8所示。结果表明对应于图7a中不同动力条件控制下的床面形态与摩阻流速比值 u_{sw}/u_{sc} 具有很好的相关性。波浪和海流起主导控制作用下的 u_{sw}/u_{sc} 值具有明显的界线 $u_{sw}/u_{sc} = 1.00$,纯波浪荷载作用的 u_{sw}/u_{sc} 值要明显高于波浪主控下的 u_{sw}/u_{sc} 值,但二者之间的界线随着波浪荷载的增加而升高。

5 结论

基于现场原位观测数据,对祥云湾海洋牧场海域在波流作用下海底边界层沉积物再悬浮及其影响因素进行研究,探究了海底沉积物在波、流作用下再悬浮过程、垂向分布特征及海底床面形态的变化等问题,得出以下几点结论:

(1)研究区波流之间的相互作用不显著,沉积物再悬浮受控于风暴浪作用。观测期间,海流单独作用下的底床切应力明显小于海床沉积物的临界切应力,

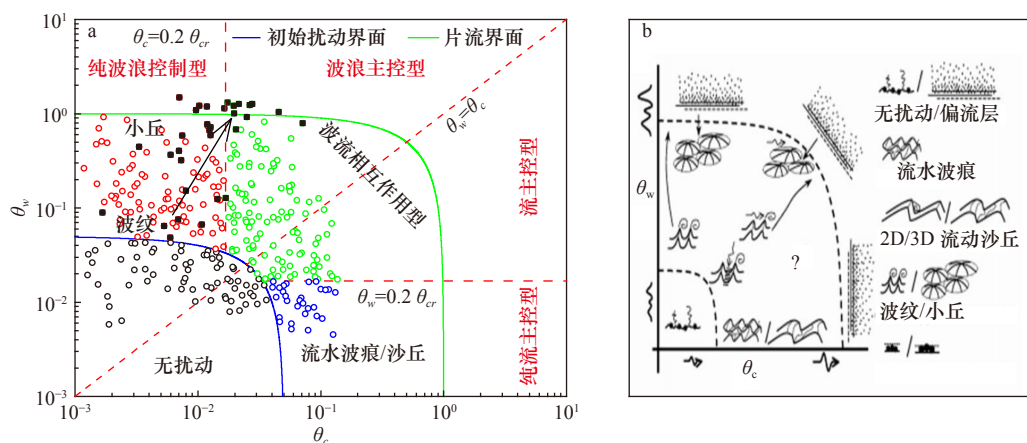


图7 基于观测数据绘制床面形态图(a)和Kleinhans^[14]床面形态分类(b)

Fig. 7 Shield stability diagram with occurrences of ripple type (a), and bedform stability diagram after Kleinhans^[14] (b)

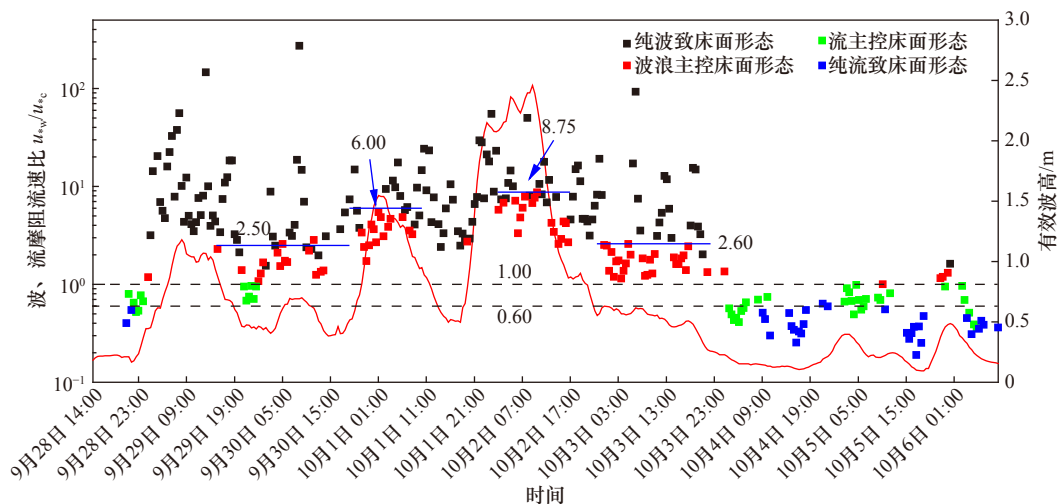


图 8 2017 年 9–10 月波、流摩擦流速比值 u_{sw}/u_{sc} 时间序列变化

Fig. 8 The ratio of wave and current friction velocity u_{sw}/u_{sc} plotted as a function of time during September to October, 2017

海流对沉积物再悬浮的作用较小; 风暴浪作用下底床切应力可以达到临界切应力的 10~15 倍, 底层沉积物的再悬浮滞后于风暴浪作用 2~3 h。

(2) 海底边界层悬浮沉积物垂向分布形式受控于波浪荷载的大小和作用时间。在没有波浪荷载或波浪荷载微小的情况下, 悬浮沉积物垂向分布呈现“I”型。波浪荷载下, 海底边界层悬浮沉积物垂向分布呈现幂指函数分布, 表现为“L”型。

(3) 风暴浪作用改变床面形态的类型, 同时床面形态与悬浮沉积物的分布形式相互影响。波、流作

用下不同类型的床面形态与摩擦流速比值 u_{sw}/u_{sc} 存在明显的对应关系, $u_{sw}/u_{sc}=1.00$ 可作为波浪和海流起主导控制作用的床面形态的判别依据, 纯波浪荷载作用下的 u_{sw}/u_{sc} 显著高于波浪主控作用下, 但二者之间的界线随着波浪荷载的增加而升高。

致谢: 衷心感谢中国海洋大学山东省海洋环境地质工程重点实验室研究生季春生、李斯臣、彭子奇等在现场观测中提供的支持与帮助!

参考文献:

- [1] Van Rijn Consultant L C, Ribberink J S, Van Der Werf Engineer J, et al. Coastal sediment dynamics: recent advances and future research needs[J]. *Journal of Hydraulic Research*, 2013, 51(5): 475–493.
- [2] Davies A G, Thorne P D. Advances in the study of moving sediments and evolving seabeds[J]. *Surveys in Geophysics*, 2008, 29(1): 1–36.
- [3] Thorne P D, Williams J J, Davies A G. Suspended sediments under waves measured in a large-scale flume facility[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C8): 3178.
- [4] Taal L J. Field measurements of vertical suspended sand concentration profiles in the surfzone in Egmond aan Zee, the Netherlands[D]. Utrecht: Utrecht University, 2015.
- [5] Van Rijn L C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas[M]. Amsterdam, The Netherlands: Aqua Publications, 1993.
- [6] O'Brien M P. Review of the theory of turbulent flow and its relation to sediment-transportation[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1933, 14(1): 487–491.
- [7] Rouse H. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence[J]. *Trans ASCE*, 1937, 102(3): 463–543.
- [8] Middleton G V, Southard J B. Mechanics of Sediment Movement[M]. 2nd ed. Oklahoma: SEPM, 1984.
- [9] Zheng Jun, Li Ruijie, Feng Qing, et al. Vertical profiles of fluid velocity and suspended sediment concentration in nearshore[J]. *International Journal of Sediment Research*, 2013, 28(3): 406–412.
- [10] O'Hara Murray R B, Hodgson D M, Thorne P D. Wave groups and sediment resuspension processes over evolving sandy bedforms[J]. *Continental Shelf Research*, 2012, 46: 16–30.
- [11] Grant W D, Madsen O S. The continental-shelf bottom boundary layer[J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1986, 18(1): 265–305.
- [12] Camenen B. Estimation of the wave-related ripple characteristics and induced bed shear stress[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2009, 84(4): 553–564.

- [13] Huisman C E. Sediment concentrations and diffusivity profiles under skewed waves from ripple to sheet flow regime[D]. Utrecht: Utrecht University, 2009.
- [14] Kleinhans M G. Phase diagrams of bed states in steady, unsteady, oscillatory and mixed flows[M]//Van Rijn L, Soulsby R L, Hoekstra S P, et al. Sandpit Project. Amsterdam: Aqua Publications, 2005.
- [15] Soulsby R L. Dynamics of Marine Sands. A Manual for Practical Applications[M]. London: Thomas Telford Publications, Thomas Telford Services Ltd, 1997.
- [16] 陈文超, 邱若峰, 邢容容, 等. 基于强浪下的祥云岛岸滩侵蚀特征及防护措施[J]. 海洋地质前沿, 2016, 32(11): 40–46.
Chen Wenchao, Qiu Ruofeng, Xing Rongrong, et al. Beach erosion and deposition under storm and defense measures[J]. Marine Geology Frontiers, 2016, 32(11): 40–46.
- [17] 孙林云, 孙波, 刘建军, 等. 京唐港粉沙质海岸风暴潮骤淤及整治工程措施物理模型试验[J]. 中国港湾建设, 2010(Z1): 28–31, 52.
Sun Zhiyun, Sun Bo, Liu Jianjun, et al. Physical model tests on sudden siltation caused by storm and mitigation measures for fine sand coast in Jingtang Port[J]. China Harbour Engineering, 2010(Z1): 28–31, 52.
- [18] 邢超锋, 何青, 郭磊城, 等. ASM在近底泥沙浓度剖面观测中的应用研究[J]. 泥沙研究, 2015(6): 46–51.
Xing Chaofeng, He Qing, Guo Leicheng, et al. Application of ASM at the bottom observation of suspended sediment concentration[J]. Journal of Sediment Research, 2015(6): 46–51.
- [19] 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.
- [20] 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.
- [21] 鲁远征, 吴加学, 刘欢. 河口底边界层湍流观测后处理技术方法分析[J]. 海洋学报, 2012, 34(5): 39–49.
Lu Yuanzheng, Wu Jiayue, Liu Huan. An integrated post-processing technique for turbulent flows in estuarine bottom boundary layer[J]. Haiyang Xuebao, 2012, 34(5): 39–49.
- [22] Chanson H, Trevethan M, Aoki S I. Acoustic Doppler velocimetry (ADV) in small estuary: Field experience and signal post-processing[J]. Flow Measurement and Instrumentation, 2008, 19(5): 307–313.
- [23] Yang Yang, Wang Yaping, Gao Shu, et al. Sediment resuspension in tidally dominated coastal environments: new insights into the threshold for initial movement[J]. Ocean Dynamics, 2016, 66(3): 401–417.
- [24] Bolaños R, Thorne P D, Wolf J. Comparison of measurements and models of bed stress, bedforms and suspended sediments under combined currents and waves[J]. Coastal Engineering, 2012, 62: 19–30.
- [25] Arnott R W C, Southard J B. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1990, 60(1): 211–219.
- [26] Kobayashi N, Zhao Haoyu, Tega Y. Suspended sand transport in surf zones[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2005, 110(C12): C12009.
- [27] Nielsen P. Coastal bottom boundary layers and sediment transport[M]//Liu P L F. Advanced Series on Ocean Engineering. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 1992.
- [28] Li M Z, Amos C L. Predicting ripple geometry and bed roughness under combined waves and currents in a continental shelf environment[J]. Continental Shelf Research, 1998, 18(9): 941–970.

Sediment resuspension of bottom boundary layer under waves and currents

Wen Mingzheng^{1,2}, Chen Tian¹, Hu Yunzhuang², Li Yong², Shan Hongxian^{1,3}, Jia Yonggang^{1,3}

(1. Shandong Provincial Key Laboratory of Marine Environment and Geological Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China; 3. Function Laboratory for Marine Geology, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China)

Abstract: Resuspension and its distribution of sediment depend upon three interacting components namely the characteristics of the mobile sediment, the bed forms and the forcing hydrodynamics. A good understanding of the process of sediment resuspension is important in sediment transport. In this paper, in-situ measurements of wave, current, and suspended sediment concentration profiles in the marine ranching of Xiangyun Bay were carried out. The vertical distribution characteristics of suspended sediment in the bottom boundary layer under the wave-cur-

rent action were analyzed. The results show that the resuspension of seabed sediments in the study area is controlled by storm-waves. The bottom shear stress under storm wave is 10–15 times of the critical shear stress of sediment, resuspension of sediment lags behind storm-wave for 2–3 hours. The type of vertical distribution of suspended sediment is "I" under small wave load, the vertical distribution of suspended sediment in the bottom boundary layer presents a power exponential function, which is "L" type under storm-wave. Bedforms evolved with wave and current action, and which affected the resuspension process of sediments. $u_{sw}/u_{sc} = 1.00$ can be used as a criterion to distinguish the bedforms under the dominant control of wave or current. The value of u_{sw}/u_{sc} under wave load is higher than that under the dominant control of wave, and the cutoff value between them increased with the increase of wave load.

Key words: bottom boundary layer; suspended sediment; waves; bedform; Xiangyun Bay