

台风风暴潮影响下潮滩沉积动力模拟初探^①

——以江苏如东海岸为例

赵秧秧¹ 高 抒^{1,2}

(1.南京大学地理与海洋科学学院 南京 210093;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 以江苏如东潮滩为研究区,采用沉积动力学垂向二维概念模型来模拟正常天气和台风期间潮滩沉积的空间分布特征,探讨台风风暴潮对潮滩正常沉积层序的改造作用。模拟结果表明,在涨落潮时间—流速对称特征明显的如东海岸,潮汐作用使潮滩沉积呈显著的分带性,且剖面形态向“双凸形”演化,两个“凸点”分别位于平均高潮位和平均低潮位附近。在台风期间风暴增水效应下,开边界悬沙浓度差异将导致潮滩冲淤和沉积分布格局的变化,潮上带和潮间带上部均堆积泥质沉积物,潮间带中下部在风暴过程中普遍遭受不同程度的砂质沉积物侵蚀或之后堆积泥质沉积物,在沉积层序中形成风暴冲刷面。因此,潮滩的风暴沉积记录存在于潮间带上部或更高部位。以此模型为基础,可进一步综合考虑极浅水边界层水动力结构、沉积物粒度分布变化、波—流联合作用、台风降水、互花米草等生物活动、潮沟摆动及人工围垦等因素,从而建立风暴事件在沉积层序中的时间序列,更好地解译沉积记录中的古环境信息。

关键词 潮滩沉积空间 分布差异 剖面形态 台风风暴潮 动力学模拟 江苏如东海岸

第一作者简介 赵秧秧 男 1989年出生 硕士 海洋沉积动力学 E-mail: yzhaoy2013@yeah.net

通讯作者 高 抒 男 教授 E-mail: shugao@nju.edu.cn

中图分类号 P736 **文献标识码** A

0 引言

潮滩是在细颗粒沉积物来源充足、以潮流作用为主要水动力的条件下形成的一种海岸地貌类型^[1-2],广泛分布于英国 Wash 湾、荷兰 Wadden 海、欧洲北海、美国东海岸以及中国的渤海和苏北平原海岸等地。潮滩沉积主要受沉积物供应和水动力条件的控制^[3],前者主要来自附近海域、陆表径流、潮滩生物以及近岸沉积物的再分配等^[4];后者以周期性涨落潮流为主,波浪作用仅在台风等极端天气条件下较为显著。此外,围垦、养殖以及生物引种等人类活动对局部潮滩沉积的时空分布格局也具有明显的影响^[5-6]。

台风引发风暴潮影响潮滩沉积的研究在地貌格局变化^[7-11]、沉积结构与构造特征^[12-16]、风暴沉积保存率^[9,17-18]及潮滩沉积速率^[19-20]等方面受到较多关注,而关于台风风暴潮影响下的潮滩沉积动力过程的研究相对较少^[20-23],尤其对形成风暴沉积层序及其空间分布的动力学机理还不够清楚。同时,野外工作

设计和获取有效观测数据的困难成为研究风暴沉积机理的一个瓶颈。因此,将正演模拟与野外观测相结合,有助于深入认识台风期间沉积物输运与堆积过程。

目前对风暴沉积形成过程的模拟较多地选取水下陆架环境为研究区域^[24-25],但是潮滩等间歇性出露海面的海岸环境对台风等极端事件的响应与前者在空间上有很大差异^[26]。此外,潮滩上复杂的水动力条件和地形地貌给数值模拟增加了难度。因此,本文以江苏如东潮滩为原型,选取近 50 年来对江苏海岸影响最严重的 8114 号强台风为风暴潮事件,采用沉积动力学垂向二维模型来模拟正常天气和风暴潮增水效应下潮滩沉积的形成过程和空间分布,初步探讨台风风暴潮对潮滩正常沉积层序的影响。

1 研究区域

如东海岸位于江苏省东南部、南黄海辐射沙脊群南翼,受倚岸型潮流沙脊的掩蔽作用,发育了半封闭的平原型粉砂淤泥质潮滩(图 1)。以北坎为界,南侧

^①国家海洋局海洋公益性行业科研专项子课题(编号:200905014-09)、国家基础科学人才培养基金项目(编号:J1103408)、江苏省自然科学基金重点研究专项(编号:BK2011012)与南京大学大学生创新项目(编号:XY1110284007)联合资助
收稿日期:2013-04-23;收修改稿日期:2014-04-23

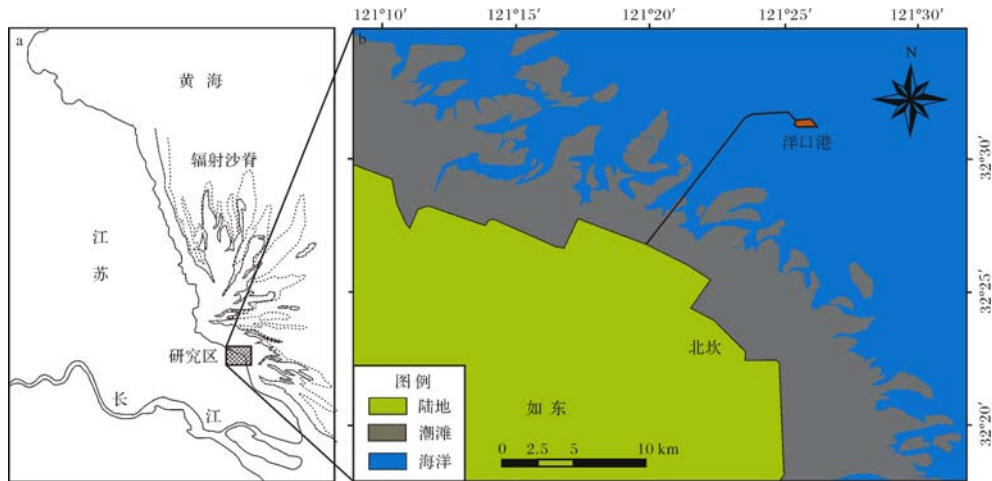


图1 研究区域图——江苏如东海岸

a. 改绘自文献[32]; b. 根据2011年1月6日Google Earth遥感图像绘制

Fig.1 The study area on the Rudong coast, Jiangsu

a. base map, from reference [32]; b. a remote sensing image of January 6th, 2011, from Google Earth

岸线为南北走向,北侧岸线走向为SEE—NWW。岸线基本稳定,淤长速率小,潮滩自陆向海由盐沼—互花米草滩、泥沙混合滩与沙滩三个带组成^[27]。受大面积围垦活动的影响,潮间带宽度由5~11 km 缩减为5~8 km。潮滩坡度较缓,为0.5‰~1.2‰^[28]。沉积物以砂质粉砂和粉砂质砂为主,平均粒径为3.0~5.8 ϕ 。潮滩沉积的物源主要是岸外沉积物,在波浪与潮流的作用下不断分选、重新堆积^[29]。此外,台风风暴潮对沉积物搬运的影响也十分显著,潮滩表层沉积物具季节变化的特征^[30-31]。

如东海域为正规半日潮,潮差较大,平均潮差为4.61 m,最大潮差可达8 m 以上^[29]。涨落潮主要为往复流,也表现出一些旋转流的成分^[10,33],涨潮流主流向为240°~300°,落潮流主流向为70°~100°。涨、落潮流速和历时几乎对称,落潮流速略大于涨潮流速,平均涨潮历时比平均落潮历时仅长22 min。本海区以轻浪、小浪占优势,有效波高小于0.5 m 出现的频率达79%^[29]。1941~2011年间江苏沿海发生的较大风暴潮有31次,平均2.3 a 一次,引起风暴潮的台风路径以北西向转东北向的海上台风为主。

2 模拟方法

2.1 滩面高程变化

潮滩滩面高程变化是沉积物输运引起滩面冲淤变化最直观的表现形式,从二维空间上看,它反映了潮滩地貌的演化特征;而从时间序列的角度看,它揭

示了潮滩沉积层序的形成过程。若仅考虑沉积物输运过程,滩面高程的变化取决于滩面物质的侵蚀通量与悬浮泥沙的沉降通量的相对大小。本文采用根据质量守恒导出的一维床面变形表达式:

$$\frac{dH_f}{dt} = -\frac{1}{\rho_s(1-\varepsilon)} \left[\frac{\partial Q_b}{\partial x} + (F_E - F_D) \right] \quad (1)$$

式中 H_f 是滩面高程(m); Q_b 是推移质输运率($\text{kg}/\text{m}/\text{s}$); F_E 和 F_D 分别是再悬浮通量和沉降通量($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$); ρ_s 是沉积物密度(kg/m^3); ε 是底床空隙率。

推移质输运率与底部切应力、底床粗糙长度和沉积物粒径有关,本文采用 Hardisty^[34] 提出的 Bagnold 型沉积物推移质输运公式,该式在数值模拟中被广泛应用^[32,35]:

$$Q_b = k_1 (U_1^2 - U_{cr}^2) U_1, (U_1 > U_{cr}) \quad (2)$$

式中 U_1 是距底床高度 1 m 处的流速(m/s); U_{cr} 是沉积物颗粒的临界起动流速(m/s); k_1 是与沉积物中值粒径 D_{50} (m) 相关的参数, Wang & Gao^[36] 提出了该值更为精确的计算公式:

$$k_1 = 0.1 \cdot \exp\left(\frac{0.17}{D_{50} \cdot 1000}\right) \quad (3)$$

再悬浮(沉降)通量是指在单位时间内单位面积底床上再悬浮(沉降)的沉积物质量,其值取决于底部切应力和临界底部切应力的相对大小。本文采用以下再悬浮通量和沉降通量的计算公式^[37-39]:

$$F_E = E \left(\frac{\tau_0}{\tau_{cr}} - 1 \right), (\tau_0 > \tau_{cr}) \quad (4)$$

$$F_D = C_b \omega_s \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_{cr}} \right), (\tau_0 < \tau_{cr}) \quad (5)$$

式中 τ_0 和 τ_{cr} 分别是底部切应力和临界底部切应力 ($\text{kg} \cdot \text{m}/\text{s}^2$); E 是再悬浮系数 ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$); C_b 是水层中的悬沙浓度 (kg/m^3); ω_s 是悬移泥沙的沉降速率 (m/s)。

在式(4)和(5)中,底部切应力与摩阻流速的平方成正比^[40]:

$$\tau_0 = \rho U_{*c}^2 = \rho C_1 U_1^2 \quad (6)$$

底部临界切应力通过以下公式得到^[41-43]:

$$\tau_{cr} = g \theta_{cr} (\rho_s - \rho) D_{50} \quad (7)$$

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2D_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.020D_*)] \quad (8)$$

$$D_* = \left[\frac{g(\rho_s - \rho)}{\rho \nu^2} \right]^{1/3} D_{50} \quad (9)$$

式中 C_1 是床面以上 1 m 处的拖曳系数; g 是重力加速度 (m/s^2); ρ 是海水密度 (kg/m^3), 取值为 $1.027 \times 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$; θ_{cr} 为沉积物临界起动 Shields 系数; D_* 为无量纲粒径; ν 为海水的动力黏滞系数 (m^2/s), 取值为 $1.14 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ^[44]。

2.2 流速计算

海洋水体运动的流速与边界层内沉积物运输具有密切的关系,通常将距床面 1 m 处的流速 U_1 作为边界层特征流速,来计算底部切应力和沉积物输运率。在推移质输运公式中, U_1 根据 von Karman-Prandtl 模型可表示为垂线平均流速 \bar{U} 的函数^[45]:

$$U_1 = \bar{U} \frac{\ln(1/z_0)}{\ln(0.37 h/z_0)} \quad (10)$$

式中 h 是水深 (m); z_0 是床面粗糙长度 (m), 其与沉积物粒径和滩面微地貌特征有关。

假设海水不可压缩,根据简化的连续性方程,潮间带潮流的垂向平均流速 \bar{U} 满足:

$$\bar{U} \cos \theta = \frac{1}{\tan \beta} \cdot \frac{dH}{dt} \quad (11)$$

式中 H 是水位 (m); θ 是流向与滩面坡向的夹角; β 是滩面坡度角。因此,可根据水位变化率、滩面坡度和流向来计算垂线平均流速。对于整个潮滩而言,正常天气下水位变化可根据实测潮汐数据的调和常数反演得到:

$$H = H_0 + \sum_{i=1}^N R_i \cos \left(\frac{2\pi}{T_i} t - \varphi_i \right) \quad (12)$$

式中 H_0 是基于当地理论最低潮位的平均海面高

程 (m); R_i , T_i 和 φ_i 分别是分潮 i 的振幅 (m)、周期 (s) 和迟角 (rad); N 是分潮的个数。台风期间的水位变化可近似地表达为天文潮位与风暴增水位之和。本文所用的潮汐调和常数来自汪亚平等^[29]的研究,而风暴增水则选取 8114 号强台风期间 (1981 年 8 月 31 日至 9 月 4 日) 的实测数据^[9]。

2.3 边界条件

潮波波长比潮滩宽度大 1~2 个量级,因此,潮滩上覆水面可认为是近于水平的。在涨潮水流到达的初期,潮滩底边界层处于薄层高速水流作用下,此时 von Karman-Prandtl 模型下的对数流速剖面将不再适用^[46];目前对极浅水边界层 (水深远小于正常边界层厚度) 的水流结构和沉积物输运机制尚待深入研究,故取水深阈值为 0.2 m,以避免出现边界层参数无法定义的状况^[32,47]。

水边线随着潮汐的涨落在潮间带往复移动,涨潮期间该动边界的悬沙浓度可由其下相邻步长的悬沙浓度决定,而落潮期间计算域开边界处的悬沙浓度,由平流输运及局地的垂向通量决定。根据江苏省海岸带和海涂资源综合调查结果^[10],如东北坎近海 0~5 m 等深线范围内悬沙浓度多在 0.30~0.80 g/L;根据汪亚平等^[29]的分析结果和 2010 年 7 月 14~15 日在如东海域的补充全潮水文观测结果,潮周期平均悬沙浓度为 0.27 g/L 左右。故将计算域开边界的悬沙浓度设置为 0.30 g/L,且该值在正常天气状况下恒定。由于缺乏 8114 号台风期间的悬沙浓度观测数据,因此根据王爱军等^[20,22]对台风期间泥沙输运的观测结果,即台风期间悬沙浓度比正常天气下大一个数量级,将台风期间计算域开边界的悬沙浓度设置为 3.0 g/L。

2.4 参数取值

2.4.1 模型参数

根据 Courant-Friedrichs-Lewy 稳定性判定准则^[48],当 $\Delta t < \Delta x/u$ 时,模拟系统在有限积分中维持稳定。根据实测结果,该研究区域涨—落潮流最大值不超过 1.6 m/s,因此,选取空间步长 Δx 为 50 m,时间步长 Δt 为 30 s。

2.4.2 潮滩及沉积物属性参数

江苏如东海岸潮滩坡度较小,一般在 0.5‰~1.2‰ 之间。在模型运算过程中,考虑最大潮差 (7~8 m) 和潮滩宽度 (5~11 km),选取初始滩面坡度为 1.0‰。如东潮滩以砂质粉砂与粉砂质砂为主,根据沉积物粒度分析结果,其底质沉积物砂质组分的中值粒

径为 9.0×10^{-5} m; 该研究区悬沙级配与江苏大丰地区相类似, 悬移质沉积物中值粒径设为 1.5×10^{-5} m^[49]。床面粗糙长度与沉积物粒径及潮滩微地貌形态有关; 如东潮间带下部滩面发育波痕, 因此, 根据 Soulsby^[50] 的研究结果, z_0 取为 5.0×10^{-5} m, 与之相对应的距底床 1 m 处的拖曳系数 C_1 为 1.6×10^{-3} 。

根据 Miller 等^[51] 提出的推移质临界起动流速公式(式 13), 推移质临界起动流速 U_{cr} 为 0.29 m/s; 悬移质临界起动流速根据图解法获得^[41], 取值为 0.25 m/s。对于给定的悬沙粒径, 根据 Soulsby^[42] 提出的天然沙沉降速率公式(式 14), 沉降速率 ω_s 为 1.5×10^{-4} m/s。再悬浮系数的取值取决于底床沉积物的组分比例以及泥质颗粒间的黏滞力, 一般介于 $2.0 \times 10^{-5} \sim 2.0 \times 10^{-4}$ kg/m²/s 之间^[52], 取 7.0×10^{-5} kg/m²/s 作为混合沉积物中泥质组分的再悬浮系数。

采用的推移质临界起动流速公式^[51]:

$$U_{cr} = 1.226(D_{50} \cdot 100)^{0.29} \tag{13}$$

天然沙沉降速率公式^[42]:

$$\omega_s = \frac{V}{D_{50}} [(10.36^2 + 1.049D_*^3)^{1/2} - 10.36] \tag{14}$$

2.4.3 其它参数

江苏如东潮滩以北坎为界, 南北侧岸线走向不同, 南侧涨落潮流流向偏角为 0°, 北侧涨落潮流流向偏角为 70°。

2.5 动力学模拟流程

潮滩沉积的动力过程模拟流程如图 2 所示, 对其有关内容说明如下:

- (1) 水域动边界是指海平面与潮滩的交界点;
- (2) 在计算沉积物搬运及垂向通量时, 采用迎风顺流模式, 即涨潮时从潮滩下部往上部计算而落潮时从潮滩上部往下部计算;

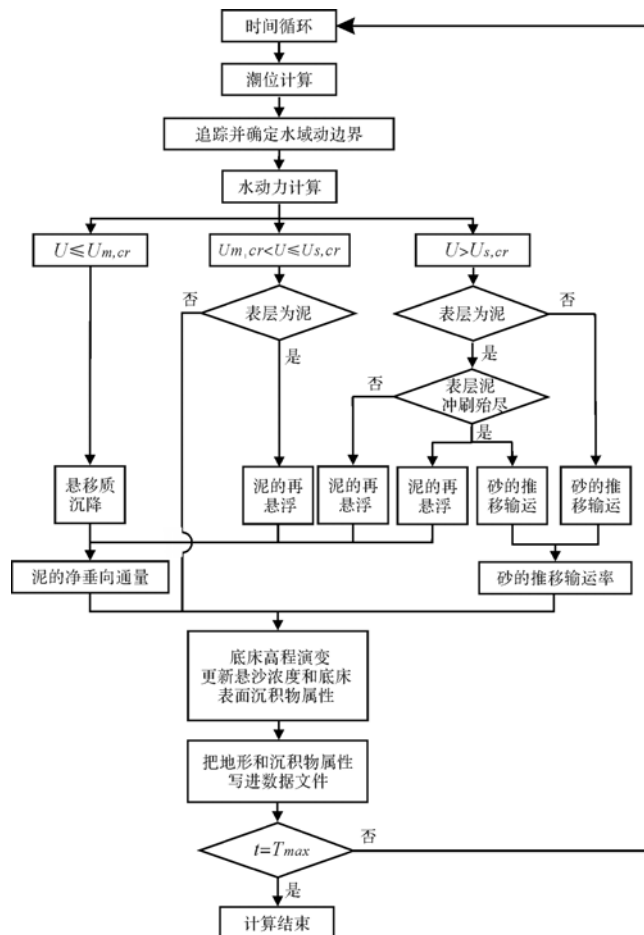


图 2 潮滩沉积的动力学模拟流程图

(U: 流速; $U_{m,cr}$: 泥的临界起动流速; $U_{s,cr}$: 砂的临界起动流速; T_{max} : 模拟时段

Fig.2 Flow chart for the simulation of tidal flat sedimentation

(U: current speed; $U_{m,cr}$: threshold speed for the initial movement of mud; $U_{s,cr}$: threshold speed for the initial movement of sand; T_{max} : the period of time for the simulation)

(3) 在泥的再悬浮过程中,判断表层泥是否完全被冲刷;如果未被完全冲刷,表层仍为泥;如果被完全冲刷,则表层为砂;

(4) 在水深阈值范围内,推移输运率为 0,其沉积物冲淤为相邻步长输运率的平均分配。

3 模拟计算结果

3.1 潮汐特征与水位变化

根据调和常数反演得到潮位变化的时间序列,如图 3a 所示为 1981 年的预报水位,图 3b 为 1981 年 8 月 30 日至 9 月 14 日的水位变化时间序列。从图 3b 中可以发现潮汐在大潮汛时存在明显的日不等现象,而小潮汛时日不等特征减弱。对不同时间尺度下涨、落潮历时和流速进行统计分析,结果表明 30 d、1 yr

和 30 yr 时间尺度下该研究区的涨、落潮平均流速约为 0.2 m/s,平均历时为 6.2 h,涨潮平均流速和历时与落潮时的差异很小,涨、落潮时间—流速几乎呈对称特征(表 1)。

风暴潮事件以 8114 号强台风为例,台风期间风暴增水变化的时间序列如图 3c 所示。风暴增水幅度的总体趋势是先增大后减小,增大阶段的历时比减小阶段短。值得注意的是,风暴增水具有明显的周期性,其周期与天文潮相一致,且增水幅度随涨落潮变化,最高增水位与最高潮位相对应。这可能与风暴增水数据的获得方式有关。本文采用的 8114 号台风风暴增水数据是任美镔等^[9]基于线性叠加的前提根据实测潮位与天文潮预报潮位的差值获得。因此,将风暴增水数据直接叠加在预报水位上可反演当时台

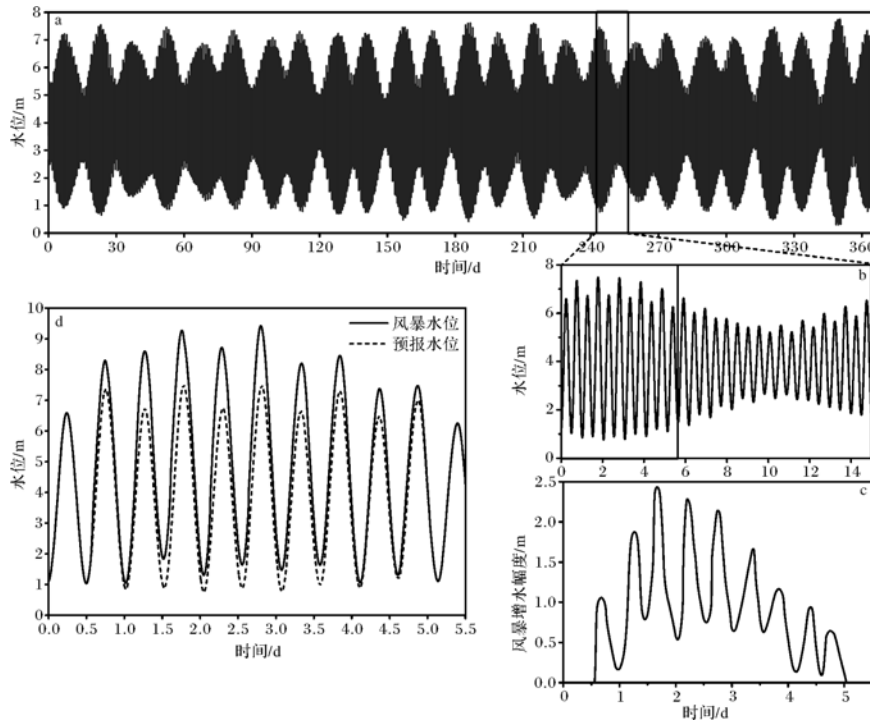


图 3 水位变化的时间序列

a.正常天气时 1981 年的预报水位;海平面高程以局地基准面起算为 3.93 m,调和常数引自汪亚平等^[33];b.正常天气时 1981 年 8 月 31 日至 9 月 14 日的预报水位;c.8114 号强台风期间风暴增水位;引自任美镔等^[9];d.8114 号强台风期间水位;实线为风暴水位,虚线为预报水位。

Fig.3 Time series of water level changes

a. fair weather in 1981; b. fair weather during Aug. 31st to Sep. 14th; c. enhanced water level during the storm surge associated with the typhoon No.8114; d. the time series of water level during the typhoon No.8114.

表 1 不同时间尺度下涨、落潮历时和流速的统计特征

Table 1 Time-velocity characteristics of flood and ebb tides at various time-scales

统计时长	30 d		1 yr		30 yr	
	平均流速(m/s)	平均历时/h	平均流速(m/s)	平均历时/h	平均流速(m/s)	平均历时/h
涨潮	0.211 6	6.207	0.208 7	6.192	0.207 4	6.199
落潮	0.211 8	6.208	0.207 6	6.225	0.206 6	6.221
涨潮—落潮	-0.000 2	-0.001	0.001 1	-0.033	0.000 8	-0.022

风期间水位变化的时间序列,如图3d所示。

3.2 正常天气的潮滩沉积分布

以北坎南侧的如东潮滩为例,正常天气下潮滩滩面高程变化的模拟结果如图4所示。就整个剖面的高程变化量而言,潮间带中部存在侵蚀极大值点,侵蚀深度分别向两侧减小,向岸一侧的减小速率稍大于向海一侧;平均高潮线附近存在堆积带,最大堆积高度约4 cm。从物质组份上看,潮间带上部、平均高潮线以上的堆积带主要为泥质沉积物,潮间带中上部为泥—砂混合物,而潮间带中下部、平均海平面以下的侵蚀区域几乎全部为砂质沉积物。从剖面形态上看,潮滩剖面自陆向海呈现“双凸”形态,上、下凸点分别位于平均高潮线和平均低潮线附近,平均高潮线附近的凸点两侧坡度差异较大,而平均低潮线附近的凸点两侧坡度差异较小;滩面坡度自陆向海总体表现为“缓—陡—缓—陡”的形态。

通过1年后潮滩滩面沉积物类型与初始滩面(滩面均为砂质沉积物)进行对比,发现潮间带上部沉积物主要来自附近海域,通过悬沙输运在高潮位处沉降;潮间带中下部侵蚀带沉积物有两个去向:一是在涨潮期间遭受侵蚀向岸运输堆积在平均高潮线向海侧的泥砂混合带;二是在落潮期间受到冲刷向附近海域输运。从物质守恒的角度看,在设定的初始断面被改造的过程中,潮间带泥质沉积物为净输入,砂质沉积物为净输出,总体表现为沉积物向海方向的净输出。

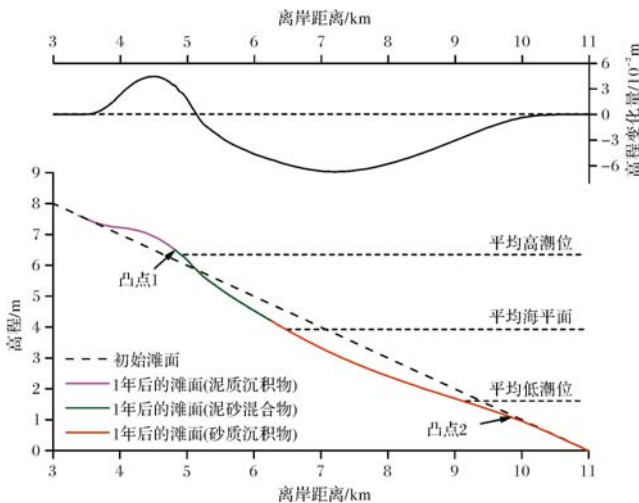


图4 正常天气下潮滩滩面的高程变化(1年后的高程为放大10倍的高程变化量与原始高程的叠加)

Fig.4 Bed elevation changes of the tidal flat, under fair weather conditions

3.3 台风期间的潮滩冲淤过程

台风期间风暴增水效应直接导致涨、落潮流速增

大,从而加强潮间带滩面沉积物的冲刷与输运过程,引起潮滩沉积格局的改变。此外,尽管未直接考虑浪—流联合的水动力过程,但台风期间波浪作用的增强会导致近岸水域悬沙浓度的剧烈增大,因此,模型计算域开边界悬沙浓度的大幅度变化对于潮间带滩面冲淤过程具有显著影响。

以8114号台风风暴潮为例,台风期间不同阶段滩面冲淤的模拟结果如图5所示。若台风期间开边界悬沙浓度为0.30 g/L,在风暴潮前期阶段,潮间带上部、平均高潮位附近发生泥质堆积(图5g),潮间带中下部砂质沉积物被冲刷,仅在平均低潮线向岸侧存在局地的砂质堆积(图5d)。在风暴潮中期阶段,平均高潮线以上的潮间带上部泥质沉积物继续堆积,堆积范围向岸扩大、堆积厚度比风暴潮前期大2~3倍,而平均高潮线向海侧泥质沉积物侵蚀加剧(图5h);潮间带中下部砂质沉积物输运格局与风暴潮前期一致,平均海平面附近堆积而两侧出现侵蚀极大值,冲淤强度比前期大3~4倍(图5e)。至风暴潮后期阶段,潮间带上部仍为泥质沉积物堆积(图5i),潮间带中下部几乎全部为砂质沉积物冲刷,最大侵蚀强度出现在平均海平面向岸侧,向海缓慢减弱(图5f)。就整个风暴潮过程而言(图5a, b, c),潮滩冲淤变化主要表现为“上淤下冲”的分布格局,即潮上带和潮间带上部泥质沉积物淤积,平均海平面附近砂质沉积物先淤后冲,潮间带中下部其它区域砂质沉积物侵蚀。

若将台风期间开边界悬沙浓度提高到3.0 g/L,潮滩的冲淤变化过程和分布格局与开边界悬沙浓度为0.30 g/L时存在明显差异。在风暴潮前期阶段,潮间带上部为薄层泥质堆积,潮间带中部和平均低潮线向海侧先后发生砂质沉积物冲刷和泥质沉积物堆积,平均低潮线向岸侧为泥砂混合堆积(图5d, g)。在风暴潮中期阶段,悬移输运引起的泥质沉积物堆积向岸迁移至潮上带至潮间带中上部的广阔区域,最大堆积厚度出现在平均高潮线向海侧(图5h),而潮间带下部表现为砂质沉积物冲刷,最大冲刷深度出现在平均低潮线附近(图5e)。至风暴潮后期阶段,潮间带的冲淤格局与风暴潮中期阶段类似,但在潮下带向岸侧出现一定程度的泥质沉积物堆积(图5i)。就整个风暴潮过程而言(图5a, b, c),潮滩冲淤变化主要为潮上带、潮下带向岸侧和潮间带中上部的泥质沉积物堆积,潮间带下部平均低潮线向岸侧为砂质沉积物的“先淤后冲”而向海侧的砂质沉积物持续冲刷。

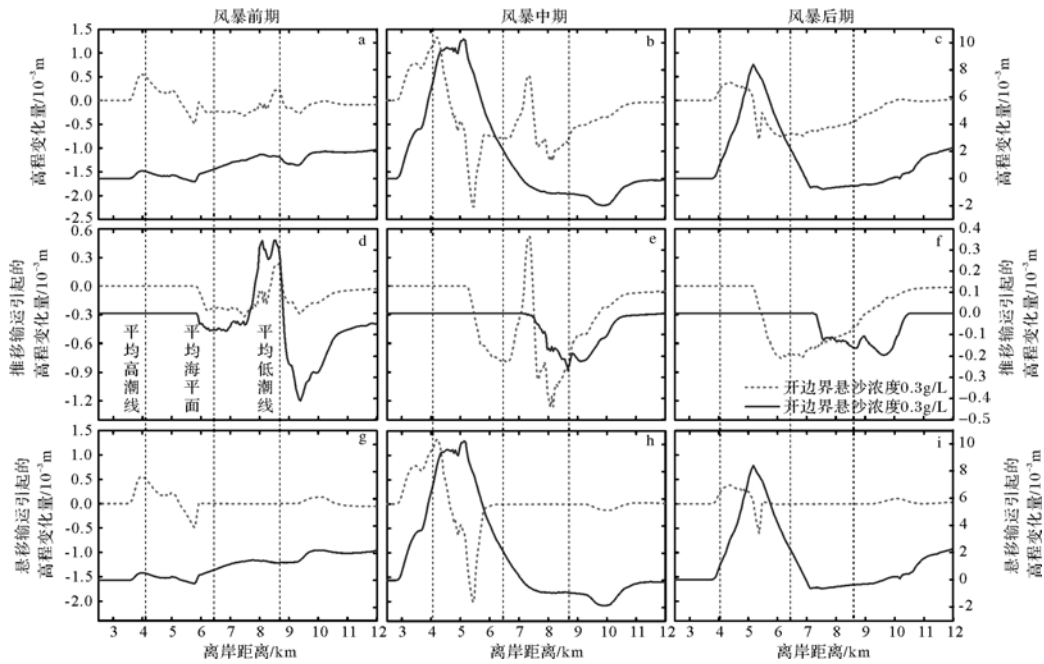


图 5 台风风暴潮过程中不同阶段的滩面冲淤变化

虚线表示开边界悬沙浓度 0.30 g/L 条件下的高程变化量,实线表示开边界悬沙浓度 3.0 g/L 条件下的高程变化量

Fig.5 Bed elevation changes of the tidal flat, during different periods of a storm event

solid lines show the bed elevation changes associated with SSC of 0.30 g/L and 3.0 g/L on open boundary, respectively

3.4 台风过后的潮滩沉积分布

台风期间风暴增水效应下潮滩滩面高程变化的模拟结果如图 6 所示。若开边界悬沙浓度与正常天气时保持不变(0.3 g/L),风暴增水效应下潮滩沉积分布格局也大致与正常天气时差异不大(图 6a),即潮间带上部泥质沉积物淤积、潮间带中下部砂质沉积物侵蚀;两者的不同之处在于平均高潮线以上泥质堆积区域向岸延伸扩大至潮上带,正常天气时的泥砂混合滩被严重冲刷,存在侵蚀极大值点,潮间带中下部除局部几乎不淤不冲外,其余部位砂质沉积物侵蚀剧烈。从剖面形态上看,平均高潮位向岸侧泥质沉积物堆积和向海侧泥砂混合物侵蚀使得该部位滩面坡度急剧增大,而潮上带和平均低潮线附近滩面坡度不同程度地减小,加速了潮滩剖面向“双凸”形态的演化。

在台风期间,因风浪作用增大,开边界悬沙浓度必然大幅度上升。若其值达到 3.0 g/L,则潮滩沉积分布格局与正常天气时明显不同(图 6b),除平均低潮线附近几乎不冲不淤外,潮滩其它部位均有不同程度的泥质沉积物堆积,最大堆积厚度位于平均高潮线附近。从剖面形态上看,平均高潮线附近出现的最大泥质堆积使其向岸侧坡度变小而向海侧坡度急剧增大,而潮下带向岸侧的泥质堆积使得潮滩下部的滩

面坡度有所减小,因此滩面坡度自陆向海依次呈现“缓—陡—缓”的变化,潮滩剖面呈现“上凸”形态。

4 讨论

4.1 模拟结果与实测资料的对比

4.1.1 正常天气下的潮滩沉积分布

在正常天气往复潮流的作用下,初始的砂质滩面(泥质沉积物由开边界输入)经过 1 年的推移质搬运、悬移质的再悬浮与沉降后,自陆向海呈显著的分带性,依次为泥滩、泥砂混合滩和沙滩(图 4),其中泥滩位于平均高潮位以上,泥砂混合滩位于平均海平面与平均高潮位之间,沙滩位于平均海平面以下。该潮滩沉积分布的模拟结果与任美镔等^[10]野外观测到的潮滩地貌和沉积分带性相一致。此外,原先平直的剖面经过潮流“上部淤积、下部冲刷”的改造呈现向“双凸”形态发展的趋势,这与江苏淤泥质海岸淤长型潮滩的实测剖面形态相类似^[3,4,53],即剖面上存在两个坡度转折点,分别位于泥滩与泥砂混合滩、泥砂混合滩与粉砂细沙滩的交界处,坡度自陆向海呈“缓—陡—缓—陡”的变化。值得注意的是,这种双凸形剖面形态在堆积速率较快的潮滩也存在^[4]。然而,从潮滩冲淤导致的高程变化量看,潮间带上部堆积速率

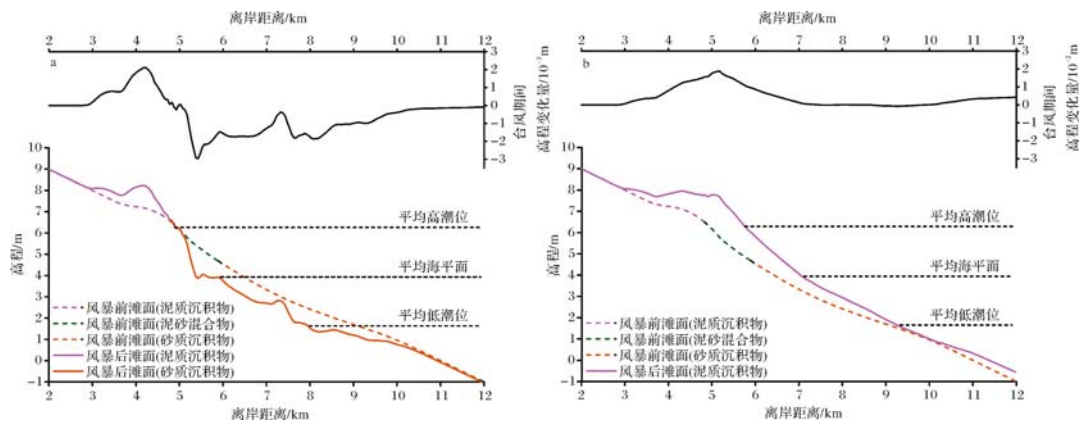


图6 台风期间潮滩滩面的高程变化

a. 台风期间开边界悬沙浓度为 0.30 g/L, 风暴后高程为放大 500 倍的高程变化量与风暴前高程的叠加; b. 台风期间开边界悬沙浓度为 3.0 g/L, 风暴后高程为放大 100 倍的高程变化量与风暴前高程的叠加。

Fig.6 Bed elevation changes of the tidal flat, under storm surge conditions
a. SSC of 0.30 g/L on open boundary; b. SSC of 3.0 g/L on open boundary

小于 4 cm/a, 潮间带中下部侵蚀速率最大仅为 6 cm/a, 这 10⁰ 年时间尺度上的高程变化量相对于 10⁰~10¹ km 量级的潮滩宽度很小, 则潮滩剖面形态仍可近似认为是平直形。此外, 尽管 1 年的模拟中潮滩沉积物向海净输出, 但滩面上冲淤交界点在这一年中基本未发生迁移(图 7), 这可能是如东海岸线基本稳定的原因之一。

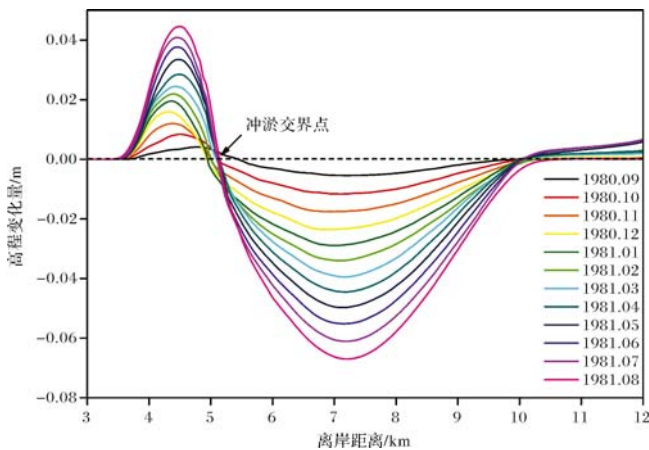


图7 正常天气时 1980 年 9 月~1981 年 8 月逐月的高程变化量
Fig.7 Bed elevation changes of tidal flats under fair weather conditions from Sep.1980 to Aug. 1981

4.1.2 台风过后的潮滩沉积分布

台风期间风暴增水效应下不同开边界悬沙浓度所对应的潮滩冲淤空间分异主要在平均高潮线向海方向的潮间带中下部。若开边界悬沙浓度仍为 0.30 g/L, 则正常天气时形成的泥沙混合滩和潮间带中下部砂质滩面在台风期间被剧烈侵蚀, 这与任美镔

等^[9]在王港等琼港北部断面潮间带中下部存在冲刷的结果相吻合, 同时也能与台风期间如东洋口附近潮滩中下部贝壳被冲刷出来并被堆积到潮间带上部的现象相印证; 若开边界悬沙浓度为 3.0 g/L, 则潮间带下部在台风期间为“先淤后冲”、净高程变化量几乎为零, 而潮间带中部为“先冲后淤”、净高程变化为泥质堆积, 这在滩面低平、潮沟不发育的岸滩也可能出现^[9], 同时也能较好地解释任美镔等发现的在风暴堆积砂层下面普遍存在的冲刷面。正常天气时难以被潮水淹没的潮上带在两种情况下均表现为泥质堆积, 这与任美镔等^[9]在王港等琼港北部断面潮上带发现的中细粉砂或黏土质粉砂的结果相一致, 同时开边界悬沙浓度在台风期间增大的情况下潮上带堆积的泥质沉积物厚度(图 6b), 与实际观测到的介于 0.1~1.6 cm、平均淤高 0.7 cm 的沉积厚度相吻合^[9]。然而, 潮间带中下部冲淤变化幅度仍与实际观测存在一定差距, 这与台风期间潮间带强烈的波浪作用有关而有待进一步研究。

4.2 台风风暴潮对潮滩层序的影响

上述台风期间风暴增水效应下潮滩冲淤过程的模拟结果表明, 风暴期间除潮上带和潮间带上部始终净堆积外, 其余部位普遍存在不同程度的侵蚀, 使得正常潮汐层序缺失, 在潮间带中下部的风暴沉积底部形成明显的冲刷面, 而这正是识别风暴沉积的重要特征之一^[17,54]。同时, 风暴期间潮滩的冲淤变化量与正常天气时年变化量相当, 从而加速了潮滩的冲淤过程, 不仅改变了潮滩冲淤格局与剖面形态演化趋势,

而且破坏了原有的正常潮汐沉积层序的连续性。

然而,风暴沉积体能否保存下来、何处的保存率较高、如何体现在沉积层序中,取决于天文潮和风暴潮的强度、潮滩地形、沉积物粒径级配以及后期的潮流、生物活动、潮沟摆动等改造作用。简化的模型结果在风暴冲淤强度和沉积厚度方面还不够准确,尚不能计算风暴沉积体的保存潜力,有待于综合考虑极浅水边界层水动力结构、潮滩坡度和沉积物粒度的分布变化、波浪作用、台风降水、互花米草等生物对沉积物输运和堆积的影响、潮沟摆动以及人工围垦等因素,进一步完善模型,指导野外工作进行反演方法研究,从而建立风暴事件在沉积层序中的时间序列,更好地解译沉积记录中的古环境信息。

5 结论

本文展示的正常天气或台风期间的模拟结果虽然都是在理想、简化的条件下得到的,但能够反映现场观测显示的潮滩沉积的一些重要特征,如潮滩沉积分布、剖面形态、沉积物输运趋势、台风期间冲淤过程及其对正常潮滩沉积分布的影响等。

模拟输出表明,在潮流的时间—流速对称特征明显的如东砂质粉砂海岸,潮滩沉积具显著的分带性,潮滩剖面形态向“双凸形”演变,“凸点”分别位于平均高潮线和平均低潮线附近,前者是由向岸输运的泥质沉积物堆积而成,后者是由潮间带中下部滩面砂质沉积物向海输运而成。在台风期间风暴增水效应下,开边界悬沙浓度差异将导致潮滩冲淤和沉积分布格局的变化,潮上带和潮间带上部均堆积泥质沉积物,潮间带中下部在风暴过程中普遍遭受不同程度的砂质沉积物侵蚀或之后堆积泥质沉积物,在沉积层序中形成风暴冲刷面。因此,潮滩的风暴沉积记录可在潮间带上部或更高部位被发现,潮间带中下部可能是缺失的。

由于模型本身的局限性,尚不能准确计算风暴沉积体厚度及其保存潜力。今后综合考虑极浅水边界层水动力结构、潮滩坡度和沉积物粒度的分布变化、波浪作用、悬沙浓度分层效应等对沉积物输运和堆积的影响,可望提高数值模拟结果的精确性。

致谢 审稿专家提供宝贵修改意见,陆驰提供全潮水文观测数据,王丹丹、李瑾参与野外采样工作,李瑾帮助进行沉积物样品粒度分析。谨此致谢。

参考文献 (References)

1 Klein G de V. Intertidal flats and intertidal sand bodies [M] // Davis R

- A. Coastal Sedimentary Environments. 2nd ed. New York: Springer, 1985: 187-224.
- 2 Gao Shu. Geomorphology and sedimentology of tidal flats [M] // Perillo G M E, Wolanski E, Cahoon D R, et al. Coastal Wetlands: an Integrated Ecosystem Approach. Amsterdam: Elsevier, 2009: 295-316.
- 3 陈才俊. 江苏淤长型淤泥质潮滩的剖面发育 [J]. 海洋与湖沼, 1991, 22(4): 360-367. [Chen Caijun. Development of depositional tidal flat in Jiangsu province [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1991, 22(4): 360-367.]
- 4 高抒, 朱大奎. 江苏淤泥质海岸剖面的初步研究 [J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1988, 24(1): 75-84. [Gao Shu, Zhu Dakui. The profile of Jiangsu's mud coast [J]. Journal of Nanjing University: Natural Sciences Edition, 1988, 24(1): 75-84.]
- 5 陈才俊. 围滩造田与淤泥质潮滩的发育 [J]. 海洋通报, 1990, 9(3): 69-74. [Chen Caijun. Changes in mud flat after tideland being enclosed [J]. Marine Science Bulletin, 1990, 9(3): 69-74.]
- 6 王爱军, 高抒, 贾建军. 互花米草对江苏潮滩沉积和地貌演化的影响 [J]. 海洋学报, 2006, 28(1): 92-99. [Wang Aijun, Gao Shu, Jia Jianjun. Impact of *Spartina alterniflora* on sedimentary and morphological evolution of tidal salt marshes of Jiangsu, China [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2006, 28(1): 92-99.]
- 7 Ren Mei'e, Zhang Renshun, Yang Juhai. Sedimentation on tidal flat of China—with special reference to Wanggang area, Jiangsu province [C] // Proceedings of the International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea. Beijing: China Ocean Press, 1983: 1-19.
- 8 Ren Mei'e, Zhang Renshun, Yang Juhai. The influence of storm tide on mud plain coast with special reference to Jiangsu province [J]. Journal of Coastal Research, 1985, 1(1): 21-28.
- 9 任美镠, 张忍顺, 杨巨海, 等. 风暴潮对淤泥质海岸的影响——以江苏省淤泥质海岸为例 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1983, 3(4): 1-24. [Ren Mei'e, Zhang Renshun, Yang Juhai, et al. The influence of storm tide on mud plain coast—with special reference to Jiangsu Province [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1983, 3(4): 1-24.]
- 10 任美镠. 江苏省海岸带和海涂资源综合调查 (报告) [M]. 北京: 海洋出版社, 1986. [Ren Mei'e. Comprehensive Investigation of the Coastal Zone and Tidal Flat Resources of Jiangsu Province [M]. Beijing: Ocean Press, 1986.]
- 11 Williams H F L. Magnitude of Hurricane Ike storm surge sedimentation: implications for coastal marsh aggradation [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2012, 37(8): 901-906.
- 12 邵虚生, 严钦尚. 上海潮坪沉积 [J]. 地理学报, 1982, 37(3): 241-249. [Shao Xusheng, Yan Qinshang. Intertidal flat sediments in Shanghai coastal region [J]. Acta Geographica Sinica, 1982, 37(3): 241-249.]
- 13 许世远, 邵虚生, 洪雪晴, 等. 杭州湾北部滨岸的风暴沉积 [J]. 中国科学 B 辑, 1984(12): 1136-1145. [Xu Shiyuan, Shao Xusheng, Hong Xueqing, et al. Storm deposits along the northern bank of Hangzhou Bay [J]. Science in China (Seri. B), 1984(12): 1136-1145.]
- 14 许世远, 邵虚生, 陈中原, 等. 长江三角洲风暴沉积系列研究 [J]. 中国科学 B 辑, 1989(7): 767-773. [Xu Shiyuan, Yan Qinshang,

- Chen Zhongyuan, et al. Studies of storm deposits in the Yangtze delta [J]. *Science in China (Seri. B)*, 1989(7): 767-773.]
- 15 Shao Xusheng, Yan Qinshang, Xu Shiyuan, et al. Storm deposits in coastal region of Shanghai, the Yangtze Delta, China[J]. *Geologie en Mijnbouw*, 1991, 70: 45-58.
- 16 李铁松,李从先. 潮坪沉积与事件[J]. *科学通报*, 1993, 38(19): 1778-1782. [Li Tiesong, Li Congxian. Tidal deposits and events[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1993, 38(19): 1778-1782.]
- 17 Wang Jian, Bai Chunguang, Xu Yonghui, et al. Tidal couplet formation and preservation, and criteria for discriminating storm-surge sedimentation on the tidal flats of central Jiangsu Province, China[J]. *Journal of Coastal Research*, 2010, 26(5): 976-981.
- 18 Hippensteel S P. Spatio-lateral continuity of hurricane deposits in back-barrier marshes [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2011, 123(11/12): 2277-2294.
- 19 Harrison E Z, Bloom A L. Sedimentation rates on tidal salt marshes in Connecticut[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1977, 47(4): 1484-1490.
- 20 王爱军,叶翔,陈坚. 台风作用下的港湾型潮滩沉积过程——以2008年“凤凰”台风对福建省罗源湾的影响为例[J]. *海洋学报*, 2009, 31(6): 77-86. [Wang Aijun, Ye Xiang, Chen Jian. Effects of typhoon on sedimentary processes of embayment tidal flat—A case study from the “Fenghuang” typhoon in 2008[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2009, 31(6): 77-86.]
- 21 Stumpf R P. The process of sedimentation on the surface of a salt marsh[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1983, 17(5): 495-508.
- 22 王爱军,高抒,陈坚,等. 福建泉州湾盐沼对台风“格美”的沉积动力响应[J]. *科学通报*, 2008, 53(22): 2814-2823. [Wang Aijun, Gao Shu, Chen Jian, et al. Sediment dynamic responses of coastal salt marsh to typhoon “KAEMI” in Quanzhou Bay, Fujian Province, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2008, 53(22): 2814-2823.]
- 23 Morton R A, Barras J A. Hurricane impacts on coastal wetlands: A half-century record of storm-generated features from southern Louisiana [J]. *Journal of Coastal Research*, 2011, 27(6): 27-43.
- 24 Zhang Yong, Swift D J P, Fan Shejun, et al. Two-dimensional numerical modeling of storm deposition on the northern California shelf[J]. *Marine Geology*, 1999, 154(1/2/3/4): 155-167.
- 25 Walgreen M, Calvete D, De Swart H E. Growth of large-scale bed forms due to storm-driven and tidal currents: a model approach[J]. *Continental Shelf Research*, 2002, 22(18/19): 2777-2793.
- 26 高抒. 海洋沉积地质过程模拟:性质与问题及前景[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2011, 31(5): 1-7. [Gao Shu. Numerical modeling of marine sedimentary processes: the nature, scientific problems, and prospect[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2011, 31(5): 1-7.]
- 27 朱大奎,许廷官. 江苏中部海岸发育和开发利用问题[J]. *南京大学学报:自然科学版*, 1982, 18(3): 799-814. [Zhu Dakui, Xu Tingguan. The coast development and exploitation of middle Jiangsu [J]. *Journal of Nanjing University: Natural Sciences Edition*, 1982, 18(3): 799-814.]
- 28 朱正年,韩国荣. 南通市土地志[M]. 南京:江苏人民出版社, 2001. [Zhu Zhengnian, Han Guorong. *Land Records of Nantong*[M]. Nanjing: Jiangsu People's Press, 2001.]
- 29 汪亚平,贾建军,高抒,等. 江苏洋口港沉积动力条件与海底稳定性[R]. 南京:南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 2003. [Wang Yaping, Jia Jianjun, Gao Shu, et al. Sedimentary dynamic conditions and submarine stability of Yangkou Port, Jiangsu [R]. Nanjing: Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, 2003.]
- 30 杨巨海. 江苏省大丰县王港附近淤泥质海滩的沉积规律[D]. 南京:南京大学, 1982. [Yang Juhai. *Depositional laws of mudflat near Wanggang, Dafeng, Jiangsu* [D]. Nanjing: Nanjing University, 1982.]
- 31 张东生,张君伦,张长宽,等. 潮流塑造—风暴破坏—潮流恢复——试释黄海海底辐射沙脊群形成演变的动力机制[J]. *中国科学(D辑):地球科学*, 1998, 28(5): 394-402. [Zhang Dongsheng, Zhang Junlun, Zhang Changkuan, et al. Tidal currents develop-storm surges destroy-tidal currents restore—A preliminary explanation for the dynamic mechanism of formation and evolution of radiate sand ridges in Yellow Sea[J]. *Science China (Seri.D): Earth Sciences*, 1998, 28(5): 394-402.]
- 32 Gao Shu. Modeling the preservation potential of tidal flat sedimentary records, Jiangsu coast, eastern China[J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29(16): 1927-1936.
- 33 王颖. 黄海陆架辐射沙脊群[M]. 北京:中国环境科学出版社, 2002. [Wang Ying. *Radiative Sandy Ridge Field on Continental Shelf of the Yellow Sea* [M]. Beijing: China Environment Science Press, 2002.]
- 34 Hardisty J. An assessment and calibration of formulations for Bagnold's bedload equation[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1983, 53(3): 1007-1010.
- 35 贾建军,高抒. 建立潮汐汉道P-A关系的沉积动力学方法[J]. *海洋与湖沼*, 2005, 36(3): 268-276. [Jia Jianjun, Gao Shu. A dynamic sedimentological approach to P-A relationships in tidal inlets [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2005, 36(3): 268-276.]
- 36 Wang Yaping, Gao Shu. Modification to the Hardisty equation, regarding the relationship between sediment transport rate and particle size[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71(1): 118-121.
- 37 Partheniades E. Erosion and deposition of cohesive soils[J]. *Journal of the Hydraulics Division*, 1965, 91(1): 105-139.
- 38 Ariathurai C R. A finite element model for sediment transport in estuaries[D]. Davis: University of California, 1974.
- 39 Krone R B. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes[R]. Berkeley: Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California, 1962.
- 40 Dyer K R. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*[M]. Chichester: John Wiley & Sons, 1986.
- 41 Shields A. *Anwendungen der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*[M]. Berlin: Mitteilungen der preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, 1936: 26.

- 42 Soulsby R. Dynamics of Marine Sands: A manual for Practical Applications[M]. London: Thomas Telford, 1997.
- 43 Soulsby R L, Whitehouse R J S. Threshold of sediment motion in coastal environments[C]// Pacific Coasts and Ports' 97: Proceedings of the 13th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and the 6th Australasian Port and Harbour Conference; Volume 1. Christchurch, N.Z.: Centre for Advanced Engineering, University of Canterbury, 1997: 145-150.
- 44 Julien P Y. Erosion and Sedimentation[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1995.
- 45 Harris P T, Collins M. Estimation of annual bedload flux in a macrotidal estuary: Bristol Channel, U.K.[J]. Marine Geology, 1988, 83(1/2/3/4): 237-252.
- 46 高抒. 极浅水边界层的沉积环境效应[J]. 沉积学报, 2010, 28(5): 926-932. [Gao Shu. Extremely shallow water benthic boundary layer processes and the resultant sedimentological and morphological characteristics[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2010, 28(5): 926-932.]
- 47 刘秀娟, 高抒, 汪亚平. 淤长型潮滩剖面形态演变模拟: 以江苏中部海岸为例[J]. 中国地质大学学报: 地球科学, 2010, 35(4): 542-550. [Liu Xiujuan, Gao Shu, Wang Yaping. Modeling the shore-normal profile shape evolution for an accretional tidal flat on the central Jiangsu coast[J]. Journal of China University of Geosciences: Earth Science, 2010, 35(4): 542-550.]
- 48 Courant R, Friedrichs K, Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics[J]. IBM Journal of Research and Development, 1967, 11(2): 215-234.
- 49 李占海, 高抒, 沈焕庭, 等. 江苏大丰潮滩悬沙级配特征及其动力响应[J]. 海洋学报, 2006, 28(4): 87-95. [Li Zhanhai, Gao Shu, Shen Huanting, et al. Characteristics of grain-size distributions of suspended sediment and its response to dynamics over the Dafeng tidal flat, Jiangsu coast in China[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2006, 28(4): 87-95.]
- 50 Soulsby R L. The bottom boundary layer of shelf seas[J]. Elsevier Oceanography Series, 1983, 35: 189-266.
- 51 Miller M C, McCave I N, Komar P D. Threshold of sediment motion under unidirectional currents[J]. Sedimentology, 1977, 24(4): 507-527.
- 52 Amos C L, Daborn G R, Christian H A, et al. *In situ* erosion measurements on fine-grained sediments from the Bay of Fundy[J]. Marine Geology, 1992, 108(2): 175-196.
- 53 高抒. 江苏粉砂淤泥质海岸剖面塑造与动态[D]. 南京: 南京大学, 1985. [Gao Shu. Profile development and shoreline dynamic of Jiangsu mudflat coast[D]. Nanjing: Nanjing University, 1985.]
- 54 Kreisa R D. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of south-western Virginia[J]. Journal of Sedimentary Research, 1981, 51(3): 823-848.

Simulation of Tidal Flat Sedimentation in Response to Typhoon-induced Storm Surges: A case study from Rudong Coast, Jiangsu, China

ZHAO YangYang¹ GAO Shu^{1,2}

(1. School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093;

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

Abstract: Tidal flat sedimentation is mainly controlled by sediment supply and hydrodynamic conditions, and the resultant sedimentary records are valuable in the study of the evolution of coastal environments at various time-scales ranging from several days associated with extreme events to millenniums related to climate changes. A strong storm surge event may destroy a relatively thick sedimentary sequences formed over a long period of time. Therefore, it is important to evaluate the influence of extreme events on the continuity and temporal resolution of tidal flat sedimentary records. In the present contribution, an approach to the modeling of the spatial distribution patterns of tidal flat accretion/erosion, under both fair weather and storm surge conditions, is proposed. This model is applied to the Rudong coast, Jiangsu Province, which is exposed to frequent typhoon attack, to illustrate the sediment dynamic processes and the modification of normal tidally-dominated sedimentary sequences associated with storm surges. The model consists of four parts that deal with the current velocity and near-bed shear stress due to tides or combined tide-typhoon effects, suspended sediment transport and vertical (settling and erosion) fluxes, bedload transport and accretion/erosion, and morphological evolution of the bed, respectively. Driven by the tidal water level curve reconstructed by using the harmonic analysis of the observed data from the study area, the model output reproduced the zonation pattern of intertidal flat sedimentation under the fair weather conditions. Furthermore, its prediction about the tidal flat cross-shore profile associated with a small bed slope, strong tidal currents and a weak time-velocity asymmetry, which is

characterized by a “double convexity” shape, is consistent with the observed shape for the study area. According to the model output, the two convexities are located in the vicinity of mean high water and mean low water, respectively. Subsequently, the model was run taking into account both tides and storm surges. Under the condition that a storm surge occurs in association with astronomical spring tides, which occurred over the study area in 1981 (i.e., Typhoon No. 8114), the model prediction is that the bed is subjected to mud accretion over the supratidal zone and the upper part of the intertidal zone, while sand erosion occurs over the lower-middle parts of the intertidal zone. Thus, an erosion surface is formed within the sedimentary sequence, representing the storm effect. This pattern, once again, is consistent with the *in-situ* observation made following the typhoon event for the area. The model output implies that storm-induced sedimentary record can be found in the upper parts of the tidal flat. It should be noted that the results presented here are only preliminary: a number of detailed morphological parameters about the storm deposit are not available in the model output. In the future, the model may be further improved by taking into account the factors such as the boundary characteristics under extreme shallow water conditions, variability of grain size distribution curves, combined tidal currents and waves, biological activities, tidal creek migration and artificial land reclamation. In combination with inverse methods, the forward modeling will be beneficial to a better interpretation of the formation of tidal flat sedimentary records.

Key words: tidal flat sedimentation; spatial variability; cross-shore profile morphology; storm surges; dynamic simulation; Jiangsu coast