渤海湾西北湾顶泥沙运动特征及模拟

左利钦*, 黄廷杰, 陆永军*, 季荣耀, 侯庆志

南京水利科学研究院, 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210029

* 联系人, E-mail: lqzuo@nhri.cn; yjlu@nhri.cn

2018-12-05 收稿, 2019-04-02 修回, 2019-04-04 接受, 2019-07-03 网络版发表

国家自然科学基金(51520105014, 51509160)和国家重点研发计划(2017YFC1404202, 2017YFC1404204)资助

摘要 渤海湾西北湾顶处于粉沙质到淤泥质海岸过渡地带, 泥沙运动复杂. 根据三角架定点观测和水文测验资料, 分析了不同水文条件下的含沙量变化特征, 探讨了风浪掀沙模拟的关键处理方法. 研究表明, 研究海域泥沙运动与风浪关系密切, 在小风天气下含沙量很小, 六七级风以上天气条件下, 且持续作用时, 含沙量持续增大, 较小风天气增幅达3~6倍左右; 含沙量明显变化的临界波高约为0.5 m. 从研究海域观测的底部边界层水流结构、剪切力等角度进行了波浪掀沙的水动力机制分析. 基于泥沙扩散方程, 提出了风浪条件下泥沙模拟的处理方法, 包括含沙量层化效应、制约沉速、动床阻力、参考浓度等. 与实测资料比较表明, 提出的计算方法基本可模拟风浪过程引起的含沙量变化. 该研究不仅为类似海域提供基本数据, 而且给出了模拟计算关键问题的处理方法, 具有重要的理论和实践意义.

关键词 风浪掀沙, 含沙量, 边界层, 泥沙模拟, 渤海湾

泥沙运动是河流海岸保护利用的基础问题, 关系到滩槽演变、防洪、航运、生态平衡等. 河口海岸泥沙运动一般受到波浪与潮流的共同作用, 不同波流组合情况下含沙量变化幅度很大. 波流共同作用时, 底部边界层内水体湍动能较强, 流速剪切强烈, 沉积物再悬浮后呈现显著脉动特征, 浓度变化剧烈. 尤其是在大风天时, 大量泥沙被掀起, 含沙量比平时要大很多, 导致泥沙在港口航道短时间内大量淤积. 因此波流共同作用下的泥沙运动一直是近年来研究的热点^[1]. 定量分析不同水文条件下的含沙量, 尤其是大风天含沙量, 并解析其动力机制, 不仅具有重要的实践价值, 而且对推动学科发展具有一定的理论意义.

大风天时海况复杂, 条件恶劣, 常规的水文测验很难得到大风天时的含沙量. 利用遥感影像反演含沙量也是一种方法, 但遥感影像受很多条件诸如云层遮

挡、成像时机、反演精度等限制, 并且只能得到表层含沙量, 常用于定性分析. 同时, 为了分析泥沙运动的动力机制, 需要底部边界层紊动结构的精细资料, 这就要开展高时空分辨率的水沙观测. 随着声学多普勒流速剖面仪ADCP, 三维高频点式流速仪ADV, 光学后向散射仪OBS, 及现场激光粒度仪LISST-100等的广泛应用, 底边界层现场观测取得了一定进展^[2,3]. 自20世纪60年代开始, 国外基于这些声学、光学仪器, 开展了现场观测试验. 美国华盛顿大学的Sternberg^[4]首次使用三角架来观测和研究Puget Sound潮汐水道中的底边界层水沙运动. 其后, 多家单位和学者采用近底观测系统, 组织参与了一系列大型的观测项目^[5,6]. 同类型观测在国内开展的相对较晚, 近些年进展较快, 如文献^[2,3,7~13]等采用三角架、四脚架观测系统或其他形式的定点支架分别对长江口、珠江口、江苏沿海大丰潮

引用格式: 左利钦, 黄廷杰, 陆永军, 等. 渤海湾西北湾顶泥沙运动特征及模拟. 科学通报, 2019, 64: 2043–2054

Zuo L Q, Huang T J, Lu Y J, et al. Characteristics and simulation of sediment concentration in the northwestern head of Bohai Bay (in Chinese). Chin Sci Bull, 2019, 64: 2043–2054, doi: 10.1360/N972018-01208

图1 (网络版彩色)渤海湾西北湾顶概况及测点位置示意图

Figure 1 (Color online) Sketch of northwestern Baohai Bay and the observation sites

滩、射阳河口、胶州湾、黄海、连云港、曹妃甸等水域开展了定点观测, 得到潮流或波浪潮流共同作用下的水沙资料. 文献[14,15]开展了船载走航式观测, 得到断面上的水沙数据.

渤海湾西北侧曹妃甸至天津港之间泥沙组成复杂, 其东侧的曹妃甸海域(大清河—南堡)属于沙质海岸和粉沙淤泥质海岸的过渡区, 南堡—涧河口岸段陆域为海积平原, 总体属粉沙淤泥质海岸^[16], 再往西侧的天津港海域属于淤泥质海岸. 在曹妃甸西北侧湾顶涧河口附近, 从泥沙粒径组成来看, 处于粉沙质到淤泥质的过渡地带, 实测资料及相关研究较少. 研究其泥沙运动特征对促进海岸泥沙研究和滩涂保护利用具有重要的理论意义和实践价值.

本文收集了三角架系统定点观测资料和水文测验资料, 总结渤海湾西北湾顶泥沙运动特点, 解析不同水文条件下含沙量变化的动力机制, 提出模拟方法. 具体研究海域位于曹妃甸西北侧, 涧河口至黑沿子沙河河口之间. 在观测点投放了三脚架观测系统, 布设了AWAC(浪龙)、ADCP(声学多普勒流速剖面仪)、OBS-3A(悬沙盐度温度测量仪)、ADV(声学多普勒流速仪)等. 开展了历时约1月的不同水文条件下的含沙量连续观测, 观测点位于2 m等深线(理基)附近, 离岸约9 km(图1), 测点水深为2.2~5.3 m, 详细的观测说明可参考文献[13]. 此外, 通过双管叉式 γ -射线密度仪开展了水沙混合物的密度的研究, 判断该海域是否存在浮泥.

1 水沙动力特征简况

1.1 动力地貌特征

渤海湾北岸南堡至黑沿子岸段发育有南堡深槽—沙脊体系, 涧河口以西为宽广低平的泥质潮滩, 水下坡度仅为0.5‰左右. 南堡深槽—沙脊海岸地貌体系主要由潮滩、潮汐深槽、潮流沙脊等地貌单元组成, 潮流沙脊与深槽走向与海岸基本平行. 本海区陆域来沙和海相来沙甚微, 且潮间带活动的泥沙来源因大规模围涂有大幅减少的趋势^[17]. 泥沙活动带主要在2 m等深线以内, 海床多年来存在轻微的冲淤交替变化, 岸滩基本处在冲淤相对稳定状态.

1.2 潮流特征

渤海湾内大部分地区为不规则半日潮, 潮波自渤海湾湾口向湾顶传播运动的过程中逐渐发生变形, 使得潮差从湾口到湾顶逐渐增大^[18]. 曹妃甸甸头、南堡、涧河口等验潮站的最大潮差和平均潮差依次增大, 2010年6月水文测验期间湾顶的涧河口平均潮差和最大潮差分别约2.45和3.58 m, 比曹妃甸甸头增大了1 m左右. 外海海区潮流以往复流运动为主, 涨潮流为西北向, 落潮流为东南向; 而在湾顶水深小于2 m的涧河口—永定新河口近岸区域, 旋转流的成分明显增加, 其中0 m等深线附近已经以旋转流运动为主(图1). 测量垂线1#~7#大潮涨、落潮平均流速分别为0.39和0.32 m/s, 小

潮分别为0.35和0.32 m/s.

1.3 风浪特征

汉沽气象站资料统计表明, 该区夏季主导风向为SSE、冬季主导风向为NW, 全年主导风向为SSE方向. 灯船站1960~1969年不同方向波高频率统计表明, 常浪向SE的出现频率为9.55%, 其次为SW向波浪出现频率8.21%; 强浪向为E, 其次为NW, 主要的强浪方向带为NE-SE. $H_{1/10} \leq 0.5$ m波浪频率为42.86%, $H_{1/10} \geq 0.5$ m波浪频率为23.04%, $H_{1/10} \geq 1.6$ m波浪频率为7.75%. 该站风与浪在方向分布上具有显著的相关性, 表明该地区波浪以风浪为主. 对于西北湾顶, 东西两侧均为陆域所遮蔽, 因此E, W向大风时因风区较短难以产生较大波浪, 影响研究海域的大风和波浪均主要发生在SE-S范围内.

1.4 底质特征

表层沉积物的类型和粒度参数的分布特征是泥沙在一定边界条件下由物质来源、动力条件、地貌特征、沉积过程等长期综合作用的结果, 其中最直接的因素是动力条件, 而其他因素对沉积物的控制也往往通过动力的作用表现出来. 根据2010和2011年表层底

质采样结果(图2): (1) 黑沿子-涧河口岸段近岸浅水区, 表层沉积物中值粒径多在0.01~0.02 mm之间, 以黏土质粉沙为主, 约占40%~60%, 沙含量大部分小于20%, 黏土含量约20%; (2) 黑沿子-南堡岸段近岸海区, 表层沉积物粒径的空间分布具有深槽区较细、潮流沙脊区较粗的特点. 其中浅滩与潮流沙脊区的表层沉积物中值粒径多在0.03~0.20 mm之间, 类型主要为沙质粉沙、沙和细沙; 深槽内表层沉积物粒径较细, 以黏土质粉沙为主, 平均中值粒径多在0.007~0.015 mm之间. 2011年在观测点位置通过重力采样器得到长1 m左右的柱状样, 分析表明, 钻孔岩性纵向变化小, 柱状样质地均匀.

2 浮泥观测与分析

浮泥是淤泥质河口海岸地区特有的一种泥沙现象, 泥沙颗粒小于0.01 mm左右的海区具有浮泥存在的可能性. 研究海域底质以粉沙为主, 但仍存在一定的黏土含量. 因此, 判断是否存在浮泥, 对于海岸带保护利用及港区航道建设具有重要意义. 2011年12月13~14日采用双管叉式 γ -射线密度仪在研究海域进行了浮泥观测^[19]. 观测的前一天有6~7级风, 风后开展了浮泥测量, 得到了水沙混合密度在垂线上的分布. 一般把密度为

图2 研究区域2010~2011年采样表层沉积物中值粒径分布图

Figure 2 Distribution of the medium sediment grain size in the study area measured in 2010-2011

1.03~1.25 g/cm³的淤泥称为浮泥, 而1.25~1.60 g/cm³范围内称为新淤黏性土, 根据密度分布统计了其厚度。

图3给出了部分测点水沙混合物密度沿垂线分布。可见, 研究海域底部泥沙密度为1.4~1.6 g/cm³。底部密度梯度很大, 往上部水体, 密度急剧降低为1.03 g/cm³以下。图4为各测点浮泥和新淤黏性土总厚度等值线图。可见, 本次观测浮泥厚度仅0.0~0.10 m, 新淤黏性土厚度为0.0~0.15 m, 总厚度最大约为0.2 m。因此浮泥厚度很小, 可以说基本都不存在大规模浮泥运动, 这与典型的淤泥质海岸有所不同。这也说明, 该海域底床活动性较弱, 可能与近些年来天津港疏浚抛泥已停止有关。

3 不同水文条件下的含沙量变化

为了研究含沙量的变化, 对2011年10月26日~12月7日不同水文气象条件下的含沙量过程进行了分析。

3.1 小风(无风)时的含沙量

波高较小时含沙量主要受潮流影响, 含沙量较小。图5给出了2011年10月26日~12月7日观测的离底高度0.4 m处测量的含沙量随波高的变化过程。2011年10月26日~2011年11月15日风速较小, 大部分小于5 m/s, 波高小于0.5 m, 含沙量比较小, 平均含沙量仅为

0.03 kg/m³, 最大含沙量为0.10 kg/m³左右。

另据2010年6月水文测验资料^[20], 测验期间也为小风天气, 海面上平均风速多在2~5 m/s之间, 测验期间含沙量较小, 观测点附近垂线平均含沙量多在0.03~0.07 kg/m³(表1), 涨潮含沙量普遍略大于落潮含沙量, 与本次观测规律一致。含沙量整体上具有底层大于表层、近岸大于深水区的一般变化规律。大小潮期含沙量为同一量级, 表明潮流不是影响含沙量的重要因素。

根据唐存本泥沙起动公式^[21]计算, 测点附近泥沙起动流速大于0.5 m/s, 而同步观测的潮流流速一般小于0.5 m/s, 因而在小风浪条件下, 一般潮流作用不会引起泥沙起动。

3.2 风浪作用下的含沙量

自2011年11月15日~11月底, 发生持续的较大风浪过程, 在波浪掀沙的作用下, 含沙量增大。含沙量变化与风浪过程表现出了明显的对应关系, 含沙量峰值与波高峰值基本对应(图5)。第一次风浪过程发生在11月16~17日, 最大有效波高为0.55~0.65 m, OBS测得的含沙量峰值为0.15 kg/m³, 该段时间内平均含沙量为0.08 kg/m³; 第二次为11月22~23日, 最大有效波高为0.6 m左右, 含沙量峰值为0.26 kg/m³, 该段时间内平均

图3 (网络版彩色)水沙混合物密度垂线分布

Figure 3 (Color online) Vertical distribution of the density of water-sediment mixture in some sample points

图 4 浮泥和新淤黏性土总厚度等值线图

Figure 4 Distribution of the total thickness of fluid mud and soft mud

图 5 (网络版彩色)观测期间含沙量变化过程

Figure 5 (Color online) Time series of the measured suspended sediment concentration

表 1 2010年6月大、小潮含沙量特征值统计表(kg/m³)

Table 1 Suspended sediment concentration during spring and neap tide in June, 2010 (kg/m³)

垂线	大潮垂线平均		大潮垂线最大		小潮垂线平均		小潮垂线最大	
	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮	落潮	涨潮
1#	0.054	0.068	0.101	0.119	0.024	0.030	0.062	0.109
2#	0.055	0.068	0.118	0.127	0.056	0.074	0.135	0.143
3#	0.052	0.072	0.135	0.141	0.074	0.094	0.194	0.206
4#	0.047	0.047	0.135	0.139	0.044	0.044	0.093	0.096
5#	0.025	0.032	0.075	0.088	0.039	0.057	0.130	0.138
6#	0.031	0.044	0.087	0.113	0.042	0.052	0.093	0.098
7#	0.044	0.051	0.105	0.141	0.053	0.054	0.133	0.117

含沙量为 0.09 kg/m^3 ;第三次为11月28日,有效波高最大 $0.60\sim 0.75 \text{ m}$,含沙量峰值为 0.32 kg/m^3 ,之后出现衰减过程,至12月3日衰减到 0.1 kg/m^3 以下,该段时间内平均含沙量为 0.18 kg/m^3 .

由此可见,小风天气下仅潮流作用时泥沙不易起动,含沙量小,而在波浪影响下,含沙量明显变大.根据图5判断,含沙量明显增大的临界波高约为 0.5 m .值得说明的是,大风期间实测资料未观测到同步潮流数据.从含沙量与波高对应关系来看,波浪是该海域泥沙悬浮的主要动力因素.

4 风浪掀沙的动力机制分析

波流共同作用下的泥沙运动受制于水动力条件,底部边界层是泥沙起动和悬扬的关键区域,其水流结构、紊动和剪切力等与泥沙运动密切相关.

4.1 边界层水流结构

Nielsen^[22]提出了波浪和水流边界层流速分布的理想模式(图6).波流共存时,边界层内理应存在某种特定的水流结构,受到波、流的两种动力共同影响.根据van Rijn^[23]、汪亚平等^[24]的研究,波流共同作用下的水流结构分成两部分,底部的波浪控制层和上部的潮流控制层.

采用2011年10月25~26日实测的流速剖面分析了观测海域波流边界层内的水流结构.底部的流速采用ADCP的数据,上部的流速采用AWAC的数据,除去盲区,组合得到观测点的瞬时流速垂线分布.图7给出了涨潮、落潮、涨憩、落憩时水平流速的垂向剖面,以及对数拟合情况.波流共同作用时,由于波浪的高频振动在底部形成很薄的波浪边界层,而另一方面,相对恒

图6 波、流边界层内的流速垂线分布^[22]

Figure 6 Distribution of velocity in wave and current bottom boundary layer^[22]

定的水流则在较大水深范围内形成水流边界层,二者形成的边界层特征不一致,相互产生非线性影响.由此,波流边界层结构可分为3个部分:下部的波浪控制层(波控层)、中间的过渡层、上部的水流控制层(流控层).波控层和流控层内分别受波浪和水流控制或主导,但同时又受到水流和波浪的影响.波控层和流控层的流速剖面基本满足对数分布,而中间的过渡层较为复杂.由图7可见,涨、落潮时大部分时段总体上呈3层流速分布模式,而在憩流前后部分时段内流速分布没有明确的规律性.

4.2 剪切力

根据流速剖面可知,底部波控层流速梯度很大,表现出高剪切的特点,这与泥沙运动息息相关.底部的波浪控制层和上部的潮流控制层大部分时段内均满足对数分布,因而可采用对数流速剖面法根据实测流速剖面计算剪切力和摩阻流速. Karman-Prandtl流速分布公

图7 水平流速垂向分布.点为实测值,实线为对数拟合值

Figure 7 The velocity profiles. Dots, measured data; lines, logarithmic match

式为

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (1)$$

式中, $u(z)$ 为高度在 z 处的流速, κ 为卡门常数, z 为距底高度, z_0 为流速为 0 时的高度, u_* 为摩阻流速.

(1) 式可改写成

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln z - \frac{u_*}{\kappa} \ln z_0 = a \ln z + b. \quad (2)$$

根据 $u(z)$ 和 $\ln z$ 的关系点绘曲线, a 为斜率, b 为截距. 根据 $u_* = \kappa a$ 和 $z_0 = e^{b/a}$ 可分别求得 u_* 和 z_0 , 进而得到剪切力 $\tau = \rho u_*^2$, 式中 ρ 为水的密度.

图 8 给出了根据底部和上部流速剖面计算的剪切力. 剪切力基本与流速过程相对应, 流速大剪切力也相应增大, 涨潮时剪切力大于落潮. 底部主要受波浪控制的剪切力(平均为 0.71 N/m^2) 大于上部主要受潮流控制的剪切力(平均为 0.36 N/m^2). 这说明即使较小的波浪也会导致相对较大的剪切力, 达到一定程度时造成底部泥沙再悬浮, 即所谓“波浪掀沙”.

通过与雷诺应力的比较发现(图 9)(计算点为离底 0.4 m 处, 根据 ADV 观测数据计算得来), 底部剪切力远大于雷诺应力, 这说明在波浪控制层, 水流高频振动造成的流速梯度是剪切力的主要原因, 时均脉动已不是主要因素. Sleath^[25]曾通过水槽试验研究发现, 在总的剪切力中紊动项仅占 10% 左右, 是可忽略的小量, 这与观测资料中反映的定性规律是一致的. 而在潮流控制层, 剪切力和雷诺应力为同一量级, 表明脉动是造成潮

流摩阻的主要原因.

4.3 波、流剪切力的数学推导

波、流剪切力之间的关系也可以通过数学方程导出. 通过雷诺方程易知水流在紊流时的剪切力为

$$\tau = \rho \nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \rho \overline{u'w'}, \quad (3)$$

式中, ν 为动力黏滞系数, u' 和 w' 分别为 x 和 z 方向的脉动流速. 右侧第一项为黏滞切应力, 由流体的黏滞性所引起, 第二项为雷诺应力, 由流体脉动引起. 而在波流共同作用下, 参考雷诺方程的推导思路, 考虑波动流速, 将瞬时变量分解为 $(u, v, w, p) = (\bar{u} + \tilde{u} + u', \bar{v} + \tilde{v} + v',$

$\bar{w} + \tilde{w} + w', \bar{p} + \tilde{p} + p')$, 定义 $\tilde{u}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N u(t+jT) - \bar{u}$ 表

示波动流速, t 为时间, N 个波周期内相位平均值减去时均值^[22]. 式中, $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$ 分别为 x, y, z 方向的平均流速, $\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}$ 分别为 x, y, z 方向的波动流速, v' 为 y 方向的脉动流速, p 为压强, $\bar{p}, \tilde{p}, p'$ 分别为其平均项、波动项和脉动项. 代入 N-S 方程, x 方向的动量方程为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{u} + \tilde{u} + u')}{\partial t} + (\bar{u} + \tilde{u} + u') \frac{\partial(\bar{u} + \tilde{u} + u')}{\partial x} \\ & + (\bar{v} + \tilde{v} + v') \frac{\partial(\bar{u} + \tilde{u} + u')}{\partial y} + (\bar{w} + \tilde{w} + w') \frac{\partial(\bar{u} + \tilde{u} + u')}{\partial z} \\ & = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(\bar{p} + \tilde{p} + p')}{\partial x} + \nu \nabla^2 (\bar{u} + \tilde{u} + u'). \end{aligned} \quad (4)$$

对式(4)取平均, 简化得到考虑波动影响的时均边

图 8 计算的剪切力及雷诺应力过程. (a) 计算的剪切力过程; (b) 计算的离底 0.4 m 处雷诺应力过程

Figure 8 Time series of the calculated shear stress and Reynolds stress. (a) Time series of the calculated shear stress; (b) time series of the calculated Reynolds stress at 0.4 m above the bed

界层方程:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \bar{\tau}_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\tau}_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\tau}_{xz}}{\partial z} \right). \quad (5)$$

认为 $\bar{w}=0$, 则

$$\bar{\tau}_{xz} = \rho v \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \rho \bar{u} \bar{w}' - \rho \bar{u}' \bar{w}', \quad (6)$$

与式(3)类比发现, 该项多出了 $-\rho \bar{u} \bar{w}'$, 即为受波浪动量流影响的项.

对式(4)取相位平均, 得到考虑时均流速影响的波动运动方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} + 2 \frac{\partial (\bar{u} \tilde{u})}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{u} \tilde{v} + \tilde{u} \bar{v})}{\partial y} + \frac{\partial (\bar{u} \tilde{w} + \tilde{u} \bar{w})}{\partial z} \\ + \frac{\partial (\tilde{u}^2)}{\partial x} + \frac{\partial (\tilde{u} \tilde{v})}{\partial y} + \frac{\partial (\tilde{u} \tilde{w})}{\partial z} + \frac{\partial (\tilde{u}'^2)}{\partial x} + \frac{\partial (\tilde{u}' \tilde{v}')}{\partial y} \\ + \frac{\partial (\tilde{u}' \tilde{w}')}{\partial z} \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + v \nabla^2 \tilde{u}. \end{aligned} \quad (7)$$

对方程进行简化, 不考虑垂向平均流速($\bar{w}=0$), 得到考虑时均流速影响的波动边界层方程:

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \bar{\tau}_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{\tau}_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{\tau}_{xz}}{\partial z} \right). \quad (8)$$

则受时均流速影响的波动剪切力:

$$\bar{\tau}_{xz} = \rho v \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z} - \rho \bar{u} \bar{w}' - \rho (\tilde{u} \bar{w}') - \rho (\bar{u}' \tilde{w}'), \quad (9)$$

式中, $-\rho \bar{u} \bar{w}'$ 为时均流速影响项. 则纯波时的垂向剪切力为

$$\bar{\tau}_w = \rho v \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z} - \rho (\tilde{u} \bar{w}') - \rho (\bar{u}' \tilde{w}'), \quad (10)$$

式中, 右侧第一项为黏滞切应力, 由流体的黏滞性所引起, 第二项为波动应力项, 第三项为紊动应力项. 对比(3)和(10)可知, 波剪切力增加了波动项, 流速梯度大于水流, 因而同等流速幅度下的波浪剪切力一般大于水流剪切力.

5 风浪掀沙模拟

合理复演风浪掀沙具有重要的实践价值, 其中的关键问题值得进一步研究. 在观测资料和机制分析的基础上, 对该海域风浪掀沙模拟问题进行了探讨. 该海域底质以细粉沙为主, 模拟中主要考虑粉沙关键问题

的处理方法.

时均含沙量分布可采用泥沙扩散方程描述:

$$w_s \bar{c}(z) + \varepsilon_s(z) \frac{d\bar{c}(z)}{dz} = 0, \quad (11)$$

式中, w_s 为沉降速度, ε_s 为泥沙扩散系数, $\bar{c}$ 为平均含沙量, z 为离底高度.

由此, 波流共同作用下的含沙量剖面可通过下式数值迭代求解:

$$\frac{d\bar{c}(z)}{dz} = -\frac{w_s \bar{c}(z)}{\varepsilon_s(z)}. \quad (12)$$

底部边界取为参考高度 z_a 处的参考浓度 $\bar{c}_a$, 通过数值求解可计算任意离底高度的含沙量. 可见, 方程的解取决于 $\bar{c}_a$ 及泥沙扩散系数的分布 $\varepsilon_s(z)$.

5.1 泥沙模拟的关键问题

5.1.1 泥沙扩散系数

波流共存时, 泥沙扩散系数采用波浪相关泥沙扩散系数和水流相关泥沙扩散系数综合确定. 本文采用二者均方根形式:

$$\varepsilon_{s,cw} = \sqrt{\varepsilon_{s,c}^2 + \varepsilon_{s,w}^2}, \quad (13)$$

式中, $\varepsilon_{s,cw}$ 为波流泥沙扩散系数, $\varepsilon_{s,w}$ 为波浪相关泥沙扩散系数, $\varepsilon_{s,c}$ 为水流相关泥沙扩散系数.

水流相关泥沙扩散系数采用van Rijn公式^[26]:

$$\varepsilon_{s,c} = \begin{cases} \kappa \beta_w u_{*c} z (1 - z/h), & z < 0.5h, \\ 0.25 \kappa \beta_w u_{*c} h, & z > 0.5h, \end{cases} \quad (14)$$

式中, $\beta_w = \max[1.5, 1 + 2(w_s/u_{*c})^2]$, u_{*c} 为水流摩阻流速, h 为水深.

波浪相关的泥沙扩散系数采用文献^[27]提出的趾形分布形式, 见方程(15). 近底为线性分布, 中部为抛物形分布, 上部为常数分布.

$$\varepsilon_{s,w}(z) = \begin{cases} \kappa u_*' z, & z \leq 0.5\delta_w, \\ \kappa u_*' z(a - bz/2.5\delta_w), & 0.5\delta_w < z < 2.5\delta_w, \\ \beta_s \kappa u_*' \delta_w, & z \geq 2.5\delta_w, \end{cases} \quad (15)$$

式中, $u_*' = 0.5u_{*w}$ 为有效波浪摩阻流速, u_{*w} 为波浪最大摩阻流速, $\delta_w = \kappa u_*'/\omega$ 为波浪边界层厚度^[28], ω 为波频率, $\beta_s = 0.8$, $a = 1.17$, $b = 0.85$ 均为系数.

5.1.2 含沙量层化效应

在浑水中, 泥沙浓度梯度将导致密度变化, 其制紊

效应可能改变流速剖面 and 输沙率, 对细颗粒泥沙而言这种影响更加显著. 采用van Rijn公式^[23], 在泥沙扩散系数 ε_s 中引入衰减系数 ϕ_d ,

$$\varepsilon_s' = \phi_d \varepsilon_s, \quad (16)$$

式中, ε_s' 为含沙量层化效应影响下的泥沙扩散系数, $\phi_d = \phi_{fs} [1 + (c_v/c_{gel,s})^{0.8} - 2(c_v/c_{gel,s})^{0.4}]$, 其中 $\phi_{fs} = d_{50}/(1.5d_{sand})$, 当 $d_{50} \geq 1.5d_{sand}$ 时, $\phi_{fs} = 1$, d_{50} 为中值粒径, $d_{sand} = 0.062 \text{ mm}$. c_v 为体积含沙量, $c_{gel,s} = 0.65$ 为最大体积含沙量.

5.1.3 制约沉速

采用van Rijn公式^[23]计算清水中的沉速 $w_{s,0}$. 实验数据表明, 当含沙量较大时沉速会减小, 即所谓的制约沉速(阻滞沉速). 粉沙的制约沉速采用^[29]:

$$w_s = w_{s,0} \frac{(1 - c_v / \phi_{s,struct})^m (1 - c_v)}{(1 - c_v / c_{gel,s})^{-2.5c_{gel,s}}}, \quad (17)$$

式中, $\phi_{s,struct} = 0.5$ 为结构密度, $m = 1 \sim 2$ 为系数.

5.1.4 动床阻力

风浪期间高强度泥沙运动时, 水动力受到近底泥沙运动的影响, 即所谓的动床阻力. 动床阻力将增加床面粗糙度, 对细颗粒泥沙而言, 沙粒阻力非常小, 而动床阻力成为主要阻力, 是不可忽略的重要因素, 否则无法正确描述粗糙高度. 文献^[30]根据大量的数据资料提出了Nikuradse粗糙高度 k_s ,

$$\frac{k_s}{d_{50}} = 0.6 + 2.4 \left(\frac{\theta}{\theta_{cr,ur}} \right)^{1.7}, \quad (18)$$

式中, θ 为Shields数, $\theta_{cr,ur}$ 为高能态区的临界Shields数. 如果 $\theta < \theta_{cr,ur}$ 则 $k_s < 3d_{50}$, 近似为沙粒阻力, 即动床阻力消失.

5.1.5 参考浓度

Yao等人^[31]在van Rijn公式的基础上提出了适用于粉沙的底部参考浓度公式,

$$c_a = \beta_c (1 - p_{clay}) f_{silt} \frac{d_{50} T^{1.5}}{z_a d_*^{0.3}}, \quad (19)$$

式中, $\beta_c = 0.015$ 为原系数用于沙质泥沙的计算, Yao等人^[31]将其拓展到粉沙 $\beta_c = 0.118d_*^{-0.7}$, 阈值范围为0.015~0.118. $d_* = d_{50}[(s-1)g/\nu^2]^{1/3}$ 为无量纲泥沙粒径, $s = 2.65$, g 为重力加速度. $f_{silt} = d_{sand}/d_{50}$ 为粉沙参数($d_{50} > d_{sand}$ 时 $f_{silt} = 1$). p_{clay} 为黏土含量百分比. $T = (\tau' - \tau_c)/\tau_c$, τ' 为波流作用下时均有效剪切力, τ_c 为临界起动剪切力. 参考高度 z_a 定义为波浪相关或水流相关粗糙高度一半的最大值,

最小值取为0.01 m.

在参考浓度公式中, 临界起动剪切力是一个重要参数, 通常采用Shields曲线确定. 然而, Shields曲线仅适用于非黏性沙, 对于细颗粒泥沙, Shields曲线已不适用. 常用的起动流速或起动波高公式在波流环境中使用不便. 文献^[32]考虑了准黏性与非黏性沙起动特性, 提出了适用于波流共同作用下的粉沙-沙起动公式:

$$\theta_{zc} = \begin{cases} 0.025 Red_*^{-0.07}, & Red_* < 1, \\ 0.00543 \ln(Red_*) + 0.025, & 1 \leq Red_* \leq 100, \\ 0.05, & Red_* > 100, \end{cases} \quad (20)$$

$$\text{式中, } \theta_{zc} = \frac{\tau_{cr}}{\rho(s-1)gd + a_z \beta_z \rho^{\varepsilon_k} \frac{gh\delta_s \sqrt{\delta_s/d}}{d}},$$

$Red_* = \frac{d}{4\nu} \sqrt{(s-1)gd}$ 为无量纲沙粒雷诺数, d 为泥沙粒径, $\varepsilon_k = 1.75 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}^2$ 为黏结力系数, $\delta_s = 2.31 \times 10^{-7} \text{ m}$ 为薄膜水厚度, $a_z = 0.19$ 为系数, β_z 为密实系数, 通常情况下对于密实较好的泥沙 $\beta_z = 1$.

5.2 计算含沙量与实测的比较

考虑上述各主要影响过程进行波浪和水流作用下含沙量计算, 图5给出了曹妃甸西北海域离底高度0.4 m处计算含沙量与实测含沙量的比较, 计算时刻为前文所述3个波浪事件波高较大的时刻. 由前文分析可知, 在小风天气(波高<0.5 m)时, 泥沙不能被掀起, 含沙量较小, 主要是海相泥沙输运所致, 作为背景含沙量. 风浪天气含沙量明显增加, 这里认为含沙量增加发生在几个有利条件, 即潮位相对较低, 潮流流速同时也较大时, 泥沙更易起动. 计算条件取为较低水深(2 m)和最大潮流流速(0.57 m/s), 波高为0.60~0.76 m.

由图5可见, 计算的含沙量与实测基本吻合, 量级上一致, 但在11月28日波浪事件中相位上有所偏离. 我们分析了相位偏差的原因可能有以下几个方面. 一是, 计算的含沙量为平衡含沙量, 在实际海域中, 近岸浅区泥沙悬浮可能更大, 存在其他区域悬浮泥沙传输到本测点的可能, 这是非平衡输沙问题. 二是, 由于设备电池问题, 波高只观测到11月15日左右, 其后的波高是根据风速采用经验公式推求的^[19], 本身有可能有偏差, 从而导致实测含沙量与推算波高存在相位差. 因此, 这里我们用“估算”而非验证. 鉴于泥沙运动的复杂性, 尽管局部时刻相位存在一定偏差, 但是计算的含沙量基本可反映该海域泥沙运动特点, 计算方法具有一定的合

理性,数量基本吻合,约 $0.1\sim 0.3\text{ kg/m}^3$,可为类似海域模拟提供借鉴。值得说明的是,本文计算的含沙量为平衡(稳态)含沙量,也可认为是波流挟沙力,不是非平衡输沙计算。该方法中考虑的一些关键过程可为二维或三维海域模型提供基础,进一步计算不平衡泥沙输运问题。此外,该模式尚未考虑黏性颗粒絮凝和固结特性,不适用于黏土泥沙的模拟。

6 结语

(1) 通过定点水沙观测资料,研究了渤海湾西北湾顶海域泥沙运动特征。本海区潮流动力较弱,潮流作用不会造成泥沙大规模悬浮,风浪是造成滩面泥沙悬浮的主要动力因素。在正常潮流作用下或小风天气下含沙量很小,峰值一般小于 0.1 kg/m^3 ,平均含沙量仅为 0.03 kg/m^3 ;六七级风天气条件下,且持续作用时,含沙量持续增大,测得的含沙量峰值为 $0.15\sim 0.32\text{ kg/m}^3$,风浪作用时段内平均含沙量为 $0.08\sim 0.18\text{ kg/m}^3$,较小风天气增幅达3~6倍

左右。观测点含沙量明显变化的有效波高约为 0.5 m 。本次观测浮泥厚度仅 $0.0\sim 0.10\text{ m}$,可以说基本都不存在大规模浮泥运动,与典型的淤泥质海岸不同。

(2) 根据实测流速剖面和理论推导,简要解析了波浪掀沙的动力机制。波浪剪切力中包含波动项,流速梯度大于水流,较大的剪切力易引起泥沙悬浮。

(3) 针对研究海域底质以粉沙为主的特点,给出了泥沙模拟的关键处理方法,包括含沙量层化效应、制约沉速、动床阻力、参考浓度、起动剪切力等,这些过程是细颗粒泥沙模拟的关键问题。计算结果表明,提出的计算方法基本可模拟几个实测风浪过程引起的含沙量变化。尽管因各种原因导致局部时刻存在一定的相位偏差,但计算的量级与实测值很接近。这对指导类似海域工程实践具有重要的借鉴意义。

(4) 该海域泥沙组成空间分布不均匀,非均匀混合沙特性还值得进一步研究。研究海域西侧泥沙颗粒较细,絮凝和固结特征还需要进一步研究。

致谢 资料观测和收集过程中得到华东师范大学汪亚平教授、南京水利科学研究院程和森教授等人帮助,特此感谢。

参考文献

- 1 Lu Y J, Li S Q, Zuo L Q, et al. Advances in sediment transport under combined action of waves and currents. *Int J Sediment Res*, 2015, 30: 351–360
- 2 Xu J J, He Q, Wang Y Y. Application of instrumented tetrapod in bottom boundary layer for water-sediment measurement (in Chinese). *Ocean Eng*, 2009, 27: 55–61 [徐俊杰, 何青, 王元叶. 底边界层水沙观测系统和应用. *海洋工程*, 2009, 27: 55–61]
- 3 Yuan Y. Observation of suspended sediment dynamics in Chinese coastal seas by acoustic instruments (in Chinese). Doctor Dissertation. Qingdao: China Ocean University, 2009 [原野. 基于声学方法的中国近海沉积物和悬浮颗粒物动力过程观测研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学, 2009]
- 4 Sternberg R W. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Mar Geol*, 1968, 6: 243–260
- 5 Cacchione D A, Sternberg R W, Ogston A S. Bottom instrumented tripods: History, applications, and impacts. *Cont Shelf Res*, 2006, 26: 2319–2334
- 6 Salehi M, Strom K. Measurement of critical shear stress for mud mixtures in the San Jacinto estuary under different wave and current combinations. *Cont Shelf Res*, 2012, 47: 78–92
- 7 Liu M, Wu H L, Wang Y Y, et al. Integrated observation study on wave-current-sediment in the Sheyang Estuary under strong winds (in Chinese). *J Sediment Res*, 2010, (2): 15–21 [刘猛, 吴华林, 王元叶, 等. 射阳河口大风天波流沙综合观测研究. *泥沙研究*, 2010, (2): 15–21]
- 8 Liu H, Yin X L, Wu C Y, et al. Turbulence feature research within bottom boundary layer induced by tide in the Pearl River Estuary (in Chinese). *Chin J Hydrodyn*, 2009, 24: 133–140 [刘欢, 尹小玲, 吴超羽, 等. 珠江河口潮流底边界层的湍流特征量研究. *水动力学研究与进展A辑*, 2009, 24: 133–140]
- 9 Li Z H, Gao S, Chen S L. Characteristics of tide-induced bottom boundary layers over the Dafeng intertidal flats, Jiangsu Province, China (in Chinese). *Ocean Eng*, 2007, 25: 53–60 [李占海, 高抒, 陈沈良. 江苏大丰潮滩潮流边界层特征研究. *海洋工程*, 2007, 25: 53–60]
- 10 Wang Y Y. The observation and models of bottom boundary layer for fine sediment (in Chinese). Doctor Dissertation. Shanghai: East China Normal University, 2007 [王元叶. 细颗粒泥沙近底边界层观测和模型研究. 博士学位论文. 上海: 华东师范大学, 2007]
- 11 Wang A J, Wang Y P, Ke X K, et al. Calibration and observation by using a water level, current speed, and turbidity monitoring system in coastal areas (in Chinese). *Mar Sci Bull*, 2003, 22: 61–68 [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. *海洋通报*, 2003, 22: 61–68]
- 12 Pang Q X, Xin H X. Study on the factors affecting suspension sediment concentration during large wind wave in the muddy coast (in Chinese).

- Chin J Hydrodyn, 2011, 26: 413–421 [庞启秀, 辛海霞. 大风浪期间淤泥质海岸实测含沙量影响因素研究. 水动力学研究与进展A辑, 2011, 26: 413–421]
- 13 Zuo L Q, Lu Y J, Wang Y P, et al. Field observation and analysis of wave-current-sediment movement in Caofeidian sea area in the Bohai Bay, China. [China Ocean Eng](#), 2014, 28: 331–348
- 14 Wang Y P, Gao J H, Pan S M. Measurement of bottom boundary layer parameters of the Yangtze River Estuary (in Chinese). *Mar Geol Lett*, 2006, 22: 16–20 [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. 海洋地质动态, 2006, 22: 16–20]
- 15 Gao J H, Wang Y P, Wang A J, et al. Suspended sediment behavior and transport in Changjiang River Estuary (in Chinese). *Geogr Res*, 2004, 23: 455–462 [高建华, 汪亚平, 王爱军, 等. ADCP在长江口悬沙输运观测中的应用. 地理研究, 2004, 23: 455–462]
- 16 Ji R Y. Morphodynamic processes and engineering reaction of tidal channels——Taking Caofedian nearshore area in Bohai Bay for example (in Chinese). Doctor Dissertation. Nanjing: Nanjing Hydraulic Research Institute, 2008 [季荣耀. 潮汐深槽动力地貌过程及工程效应研究——以渤海湾曹妃甸近岸海区为例. 博士学位论文. 南京: 南京水利科学研究院, 2008]
- 17 Lu Y J, Ji R Y, Zuo L Q. Morphodynamic responses to the deep water harbor development in the Caofeidian sea area, China's Bohai Bay. [Coast Eng](#), 2009, 56: 831–843
- 18 Lu Y J, Zuo L Q, Ji R Y, et al. Effect of development of Caofeidian harbor area in Bohai bay on hydrodynamic sediment environment (in Chinese). *Adv Water Sci*, 2007, 18: 793–800 [陆永军, 左利钦, 季荣耀, 等. 渤海湾曹妃甸港区开发对水动力泥沙环境的影响. 水科学进展, 2007, 18: 793–800]
- 19 Zuo L Q, Lu Y J, Ji R Y, et al. Field observation and analysis on fluid mud and sediment concentration during windy days in Fengnan port, Tangshan (in Chinese). Technical Report, Nanjing Hydraulic Research Institute, 2012 [左利钦, 陆永军, 季荣耀, 等. 唐山丰南港区底质采样、浮泥与大风天含沙量现场观测及分析. 技术报告, 南京水利科学研究院, 2012]
- 20 Ji R Y, Lu Y J, Zuo L Q. Coastal geomorphology and stability analysis in Fengnan coast, Tangshan (in Chinese). Technical Report, Nanjing Hydraulic Research Institute, 2011 [季荣耀, 陆永军, 左利钦. 唐山丰南段岸线海岸动力地貌及岸滩稳定性分析. 技术报告, 南京水利科学研究院, 2011]
- 21 Tang C B. Averaged velocity for sediment incipient motion (in Chinese). *J Hydraul Eng*, 1963, (4): 1–12 [唐存本. 泥沙起动规律. 水利学报, 1963, (4): 1–12]
- 22 Nielsen P. Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport. Singapore: World Scientific, 1992
- 23 van Rijn L C. Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas. The Netherlands: Aqua publications Amsterdam, 1993
- 24 Wang Y P, Gao S, Jia J J. Flow structure in the marine boundary layer and bedload transport: A review (in Chinese). *Mar Geol Quatern Geol*, 2000, 20: 101–106 [汪亚平, 高抒, 贾建军. 海底边界层水流结构及底移质搬运研究进展. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20: 101–106]
- 25 Sleath J F A. Velocities and shear stresses in wave-current flows. [J Geophys Res](#), 1991, 96: 15237–15244
- 26 van Rijn L C. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended transport. [J Hydraul Eng](#), 2007, 133: 668–689
- 27 Zuo L Q. Modelling and analysis of fine sediment transport in wave-current bottom boundary layer. Doctor Dissertation. Delft: TU Delft and UNESCO-IHE, 2018
- 28 Grant W D, Madsen O S. The continental-shelf bottom boundary layer. [Annu Rev Fluid Mech](#), 1986, 18: 265–305
- 29 Te Slaa S, van Maren D S, He Q, et al. Hindered settling of silt. *J Hydraul Eng*, 2015, 141: 4015020
- 30 Camenen B, Larson M, Bayram A. Equivalent roughness height for plane bed under oscillatory flow. [Estuar Coast Shelf Sci](#), 2009, 81: 409–422
- 31 Yao P, Su M, Wang Z B, et al. Experiment inspired numerical modeling of sediment concentration over sand-silt mixtures. [Coast Eng](#), 2015, 105: 75–89
- 32 Zuo L Q, Roelvink D, Lu Y J, et al. On incipient motion of silt-sand under combined action of waves and currents. [Appl Ocean Res](#), 2017, 69: 116–125

Summary for “渤海湾西北湾顶泥沙运动特征及模拟”

Characteristics and simulation of sediment concentration in the northwestern head of Bohai Bay

Liqin Zuo^{*}, Tingjie Huang, Yongjun Lu^{*}, Rongyao Ji & Qingzhi Hou

State Key Laboratory of Hydrology, Water Resources and Hydraulic Engineering, Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029, China

^{*} Corresponding authors, E-mail: lqzuo@nhri.cn; yjlu@nhri.cn

The evolution and utilization of estuarine and coastal regions are largely restricted by sediment issues. Waves and currents are the main dynamic driving forces of sediment transport in estuary and coastal areas. The study of wave-current movement and sediment transport is of great significance in both academic research and engineering practice, which has received much attention from many scholars and engineers. The northwestern head of Bohai Bay belongs to a transitional area from silty coast to muddy coast, where the sediment movement is complex. Firstly, based on the field observation data measured with a tripod system and the hydrological data in the northwestern head of Bohai Bay, the characteristics of tidal currents, waves, and suspended sediment concentration (SSC) changes under different hydrological conditions were analyzed. Sediment density distribution was detected by a γ -ray densitometer. Results show that the SSC is mainly influenced by wave-induced sediment suspension: Under light wind conditions the SSC was very low, with the peak value generally less than 0.1 kg/m^3 ; the SSC increased continuously under the gales over 6–7 in Beaufort scale, with sustained wind action. The measured peak SSC at 0.4 m above the seabed was $0.15\text{--}0.32 \text{ kg/m}^3$, with the average value of $0.08\text{--}0.18 \text{ kg/m}^3$, which is about 3–6 times the value under light wind conditions. The density at the bed bottom was about $1.4\text{--}1.6 \text{ g/cm}^3$, and decreased to $1.02\text{--}1.03 \text{ g/cm}^3$ at 0.1–0.2 m above the bed; there was rarely little fluid mud in the study area.

Secondly, the mechanism of wave-induced SSC was studied from the view of flow structure, shear stress in the bottom boundary layer. The friction velocity was calculated by fitting the datasets of the measured logarithmic velocity profile. Comparison shows that the wave shear stresses (calculated from the bottom velocity profile) is higher than the current shear stress (calculated from the upper velocity profile). Following the Reynolds' decomposition method, expressions of wave-induced and current-induced shear stress were derived by splitting the variables into a fluctuating component, an averaged component and an oscillatory component. Compared with uniform flow, an additional item of wave streaming leads to a higher wave-induced shear stress.

Finally, by analytically solving the sediment diffusion equation, a numerical procedure was proposed for sediment concentration under combined action of waves and currents. Some key approaches for fine sediment simulation were presented, including stratification effects, hindered settling, moving bed roughness, reference concentration and critical shear stress. Under combined wave-current conditions, the combined sediment diffusivity is given by the square sum of the wave-related and current-related diffusivities, and a toe-type distribution of wave-related eddy viscosity was employed. The stratification effects are considered by introducing the turbulence damping coefficient. The approaches of hindered settling for silt were employed. The enhanced roughness due to mobile bed effects was included. Comparison shows that, these approaches can properly simulate the measured wave-induced sediment concentration. This study provides basic data for coastal protection and utilization as well as for scientific study of silty-muddy coast, which is of great significance in practice and theory.

wave-induced sediment suspension, suspended sediment concentration (SSC), bottom boundary layer (BBL), sediment simulation, Bohai Bay

doi: [10.1360/N972018-01208](https://doi.org/10.1360/N972018-01208)