

李海, 万凯, 宋新, 等. 大风影响下的莱州湾西岸单站底层泥沙输运特征分析[J]. 海洋学报, 2022, 44(6): 68–79, doi:10.12284/hyxb2022041  
Li Hai, Wan Kai, Song Xin, et al. Bottom sediment transport in the western Laizhou Bay during strong wind events based on a tripod measurement[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(6): 68–79, doi:10.12284/hyxb2022041

# 大风影响下的莱州湾西岸单站底层泥沙输运特征分析

李海<sup>1,2,3</sup>, 万凯<sup>4</sup>, 宋新<sup>5</sup>, 宋德海<sup>1,2\*</sup>, 王楠<sup>3</sup>, 鲍献文<sup>1,2,3</sup>

(1. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室, 山东 青岛 266237; 3. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 4. 国家海洋局北海海洋工程勘察研究院, 山东 青岛 266061; 5. 潍坊市海洋发展研究院, 山东 潍坊 261100)

**摘要:** 基于2018年10月21日至11月6日莱州湾西岸连续站观测数据, 本文利用集合经验模态分解、希尔伯特-黄变换和小波分析法对底层单宽输沙率的小尺度特征做分析, 并针对观测期间出现的大风天气对泥沙输运的影响进行了探究。结果表明, 单宽输沙率在观测时间段内具有高频、潮周期、低频以及长周期尺度变化特征, 周期尺度从小到大。其中高频和潮周期分量方差贡献率及所含能量最高, 对输沙率的影响最强。边际谱显示东西方向输沙率的显著周期为13.3 h, 南北方向大于11 h的周期较为显著。观测期间底层净泥沙通量分别为东向305.77 kg/m、南向597.25 kg/m, 余流分量贡献最大, 低频和高频分量贡献最小。上强迫风场主要在风速衰减期通过湍流和波浪影响输沙速率的时频分布, 使其低频变化显著增强的同时, 产生1 h周期左右的高频波动。交叉小波分析显示, 风速和单宽输沙率在低频波段上相干性较强, 且单宽输沙率会滞后风速1/4至1/2个周期。另外, 风浪会增强泥沙输运的涨落潮不对称性, 进而增加潮周期分量上的泥沙净输运。

**关键词:** 单宽输沙率; 净输沙量; 集合经验模态分解; HHT时频分析; 交叉小波分析

中图分类号: P736.21; TV148<sup>+.5</sup>

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)06-0068-12

## 1 引言

海洋泥沙在海洋动力学环境和生态环境中发挥着重要的作用, 以悬浮泥沙为主的海域可通过输运、沉降和再悬浮过程对周围海底地形地貌和泥沙组成产生影响。另外, 由于泥沙颗粒对营养盐和污染物的吸附/解吸附作用, 泥沙迁移亦会影响整个海域的生物化学循环过程。近岸泥沙输运的机制研究表明, 泥沙输运与粒径大小、海流流速、海底切应力大小等因素相关, 易受波浪、潮流和外部风场条件的影响, 故不同海域的泥沙输运呈现不同的特点<sup>[1-2]</sup>。

在渤海近岸地区, 悬浮泥沙受水动力影响很大,

一般情况下受潮流作用控制, 但泥沙长期输运与多种因素相关。有关于渤海泥沙输运的周期性变化和通量分解研究已有一定的成果, 如庞重光和于炜<sup>[3]</sup>对2000–2004年渤海表层悬沙的卫星反演数据进行经验正交分解, 发现了悬沙浓度(Suspended Sediment Concentration, SSC)存在年际和半年变化的显著周期。王海龙等<sup>[4]</sup>基于ECOMSED模型研究分析认为, 潮流作用下渤海大部分海域表层SSC较低, 且呈现明显的半日潮周期特征, 潮流决定了近岸泥沙的空间分布特征。刘波等<sup>[5]</sup>发现莱州湾龙口附近海域潮流余流对于悬沙输运的贡献较大, 在时间上以12~16 h的变化周期为主。

收稿日期: 2021-05-19; 修订日期: 2021-10-11。

基金项目: 山东省自然科学基金(ZR2019MD010); NSFC-山东省联合基金(U1706215); 国家重点研发专项(2018YFC14070602); 国家海洋局北海分局科技项目(2016b16)。

作者简介: 李海(1999—), 男, 广西壮族自治区桂林市人, 主要从事海洋沉积动力学研究。E-mail: lihai@stu.ouc.edu.cn

\* 通信作者: 宋德海(1983—), 男, 山东省青岛市人, 副教授, 主要从事近海环流与物质输运研究。E-mail: songdh@ouc.edu.cn

国内外的最新研究表明, 风暴是渤海泥沙输运的主导因素之一, 特别是在冬季, 东亚季风较强, 由强流作用导致的沉积物再悬浮和泥沙输运易受到强风浪的影响, 强烈的垂直混合在弱层结的条件下使得沉积物再悬浮, SSC 升高<sup>[6]</sup>。同时, 除了风的强弱, 水深也是影响再悬浮和输运情况的重要因素。渤海海峡南部较浅区域的表层 SSC 显著大于北部, 在南北不对称的大风再悬浮情况和交换流作用下, 流出的海峡沉积物通量大于流入通量<sup>[7]</sup>。在 2017 年 2 月秦皇岛海域的观测中记录了一次风速大于 14 m/s、持续时间大于 6 h 的风暴事件, 沉积物再悬浮分为湍流控制的再悬浮过程和底层切应力控制的再悬浮过程, 前者导致底层 SSC 呈脉冲式增大, 后者将其扩散到水体中上层<sup>[8]</sup>。

前人研究重点探讨了泥沙在渤海及渤、黄海间的再悬浮和输运<sup>[6-10]</sup>, 而聚焦于莱州湾的研究较少, 且主要为 SSC 的季节性变化和年际变化, 往往忽略了更短周期的影响因素。基于此, 本文拟采用集合经验模态分解(Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD)、

希尔伯特-黄变换(Hilbert-Huang Transform, HHT)和小波分析法对莱州湾底层泥沙的小尺度特征进行分析, 并探究大风过程的影响, 从而进一步认识莱州湾海域泥沙输运量的变化情况, 同时为研究区域海岸工程建设与防护、科学管理与利用等提供参考, 为海洋生态环境保护提供理论依据。

## 2 研究区域和数据介绍

莱州湾是渤海三大海湾之一, 位于山东半岛北部, 总面积约 6 967 km<sup>2</sup>, 水深在 10~20 m, 以不规则半日潮为主。由于其海岸线较长, 在东部形成若干个较小的港湾, 有黄河、小清河等多条河流入海<sup>[11]</sup>(图 1)。莱州湾营养盐和有机物含量较高, 渔业资源物产丰富, 同时河流携带泥沙入海使得莱州湾拥有较高的泥沙含量。近几十年来, 由于海岸工程建设、海水养殖设施修建、沿岸挖沙以及河流中上游大中型水库修建等人为因素的影响, 入海输沙量减少, 海岸受到了不同程度的侵蚀<sup>[12]</sup>。

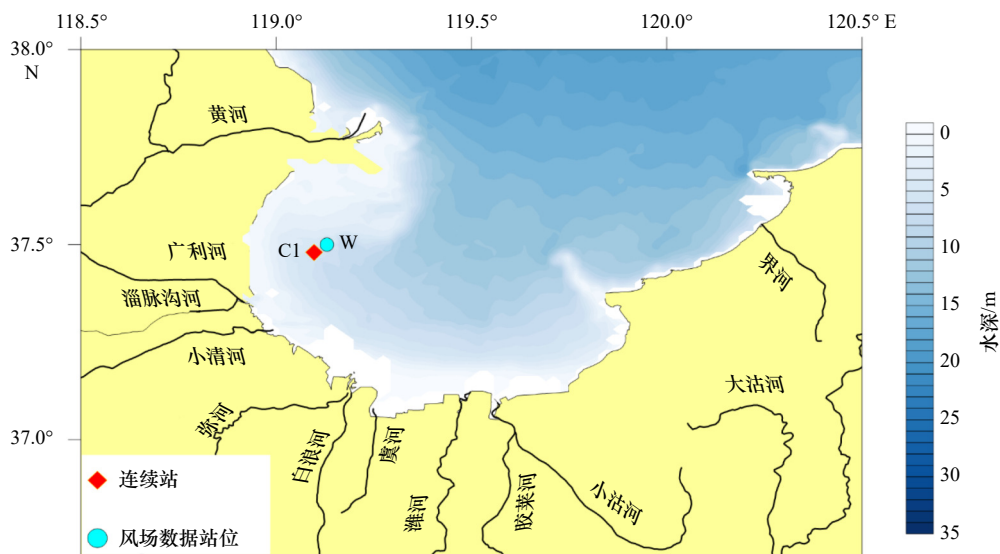


图 1 研究区域水深、连续站和风场数据站位

Fig. 1 Bathymetry map of the study area and the location of the measurement site and wind data site

课题组于 2018 年 10 月 21 日至 11 月 6 日期间在莱州湾西部的 C1 站(37.48°N, 119.10° E, 水深约 5.5 m)进行了为期半个月的底基三脚架观测(图 1), 获得了水位、潮流、波浪和悬浮泥沙浓度等数据。观测时两台 ADCP(Nortek Aquadopp 2 MHz)探头盲区为 0.3 m, 垂直分层单元 0.1 m, 仰视 ADCP 实际测量距海底 2.1 m 至海面的流速剖面, 俯视 ADCP 实际测量距离海底 0.02 m 到 0.62 m 的流速剖面; 一台 Nortek ADV 用于

测量单点流速并用于湍动能计算; 一台 RBR TD-WAVE 用于获取水位和波浪数据; 在支架的不同位置固定两个 Seapoint OBS 浊度计用于测量水体浊度(NTU), 测量仪器的设置参数见表 1。此外, 本文中的风场数据采用了欧洲中期天气预报中心的 ERA-Interim 数据, 其每天提供 4 个时刻(00:00, 06:00, 12:00, 18:00)的风场数据, 空间分辨率为 0.125°×0.125°, 取距离 C1 站最近的位置 37.50°N, 119.13°E。

表 1 测量仪器设置

Table 1 Settings of observation instruments

测量仪器	距海底距离/ cm	采样周期/ min	采样频率/ Hz	测量参数
TD-WAVE	102	5	16	波高、波周期、水深
ADCP 向上	180	20	8	流速、流向、温度、压强
ADCP 向下	92	20	8	流速、流向、温度、压强
ADV	34	30	16	流速、流向
OBS1	102	20	8	浊度
OBS2	28	20	8	浊度

### 3 研究方法和数据处理

#### 3.1 单宽输沙率和净输沙量

同期在 2018 年 10 月 21 日和 10 月 30 日采集了海底近 OBS 处的水样, 并进行了实验室抽滤、烘干、称重, 获取了 SSC 数据。通过与现场 OBS 测量的 46 组浊度数据进行线性拟合, 得到了浊度转换为泥沙浓度的关系式为

$$SSC = 2.111 \cdot 0^{-4} NTU + 0.001 \cdot 0. \quad (1)$$

两者拟合的决定系数  $R^2=0.88$ , 表明两者具有较好的线性拟合关系, 将上式应用到连续观测的浊度数据中得到 SSC。取两个深度(距海底 0.28 m 和 1.02 m)的 SSC 平均值作为底层 SSC, 利用俯视 ADCP 测量的底层有效流速剖面(距海底 0.02~0.62 m)做垂线平均作为当前时刻底层水体的流速, 底层单宽输沙率可表示为

$$F(t) = \int_H SSC(z, t) \mathbf{u}(z, t) dz \approx C(t) \mathbf{U}(t) H, \quad (2)$$

式中,  $z$  为距海底高度;  $SSC(z, t)$  为  $t$  时刻距底  $z$  层的泥沙浓度;  $\mathbf{u}(z, t)$  为  $t$  时刻距底  $z$  层的流速  $u, v$ ;  $F(t)$  为  $t$  时刻的单宽输沙率, 单位为  $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ;  $C(t)$  和  $\mathbf{U}(t)$  分别为垂线平均的泥沙浓度和流速  $u, v$ ;  $H$  为底层水体厚度。将单宽输沙率进行时间积分, 得到站点在观测时间段的底层净输沙量:

$$F_{\text{net}} = \int_T F(t) dt, \quad (3)$$

式中,  $T$  为整个观测时间段。

#### 3.2 Hilbert-Huang 变换和边际谱

Hilbert-Huang 变换是一种信号时频分析方法, 将 1998 年 Huang 等<sup>[13]</sup>提出的经验模态分解(Empirical Mode Decomposition, EMD)方法和 Hilbert 变换相结合。EEMD 是 EMD 的改进方案, 用于分析非线性、非平稳的时间序列。它把一个复杂的数据分解为有限个不同时间尺度的振荡分量, 通过在原数据中加入适当大小的白噪声来模拟多次观测的情景, 经多次计

算后作集合平均<sup>[14]</sup>。具体过程如下:

(1) 将正态分布的白噪声  $\omega(t)$  加到原始单宽输沙率信号  $F(t)$  中, 则总信号为

$$x(t) = F(t) + \omega(t). \quad (4)$$

(2) 将加入白噪声的信号作为一个整体, 然后进行 EMD 分解, 具体可以表示为

$$x(t) = \sum_{i=1}^n \text{imf}(i) + \text{Res}, \quad (5)$$

式中,  $\text{imf}(i)$  为单次分解得到的第  $i$  个分量, Res 为残余项;

(3) 重复步骤(1)和(2), 每次加入新的正态分布白噪声序列, 重复次数为  $N$  次;

(4) 在添加  $N$  次白噪声后, 对每一个  $\text{imf}$  分量作集成平均处理, 使得白噪声相互抵消, 得到最终的 EEMD 分解结果:

$$x(t) = \sum_{i=1}^n \text{IMF}(i) + \text{Res}, \quad (6)$$

式中,  $\text{IMF}(i)$  和 Res 分别为  $N$  次平均后的第  $i$  个分量和残余项。将 EEMD 分解后得到的每个 IMF 分量做 Hilbert 变换, 得到相应的 Hilbert 谱  $H(\omega, t)$ 。对于离散信号来说, 边际谱表示信号中某一频率在各个时刻的幅值之和, 对  $H(\omega, t)$  进行时间积分可得到 Hilbert 边际谱:

$$h(\omega) = \int_0^T H(\omega, t) dt, \quad (7)$$

式中,  $h(\omega, t)$  代表边际谱,  $\omega$  为瞬时频率,  $t$  为时间,  $T$  为整个观测时间段。

#### 3.3 显著性检验

在引入白噪声对原始信号进行 EEMD 分解后通常要对固有模态函数(Intrinsic Mode Function, IMF)分量进行显著性检验, 目的是分析白噪声对分解结果的影响, 也有助于对 IMF 分量物理意义的判断。采用 IMF 能量谱密度周期的分布规律分析其显著性<sup>[15-16]</sup>, 第  $k$  个 IMF 分量的能量谱密度为

$$E_k = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m |\text{IMF}_k(j)|^2, \quad (8)$$

式中,  $m$  为 IMF 序列的长度,  $\text{IMF}_k(j)$  表示第  $k$  个分量的第  $j$  个数据。以蒙特卡洛法对白噪声进行实验得到  $\bar{E}_k$  与平均周期  $\bar{T}_k$  的关系如下:

$$\ln \bar{E}_k + \ln \bar{T}_k = 0. \quad (9)$$

白噪声能量谱分布的置信区间表达式为

$$\ln \bar{E}_k = -\ln \{T_k\}_\alpha \pm \alpha \sqrt{2/N} e^{\ln \{\bar{T}_k\}_\alpha}, \quad (10)$$

式中,  $\alpha$  代表显著性水平。

### 3.4 交叉小波分析法

交叉小波分析法是以小波变换为基础,用于处理变量之间周期和能量关系的方法,广泛应用于信号处理领域<sup>[7]</sup>。定义任意两个时间序列  $X(t)$  和  $Y(t)$ , 则它们的交叉小波功率谱(XWT)为

$$W_{XY}(a, \tau) = C_X(a, \tau)C_Y^*(a, \tau). \quad (11)$$

式中,  $a$  为尺度伸缩参数,  $\tau$  为时间平移参数,  $C_X(a, \tau)$  为序列  $X(t)$  的小波变换系数,  $C_Y^*(a, \tau)$  为序列  $Y(t)$  小波变换系数的复共轭。

交叉小波谱(WTC)可用相干性大小来表征,反映两个时间序列在时频空间的相干程度,表达式为:

$$R^2(a, \tau) = \frac{|S[a^{-1}W_{XY}(a, \tau)]|^2}{S[a^{-1}C_X(a, \tau)S a^{-1}C_Y(a, \tau)]}, \quad (12)$$

式中,  $S$  为平滑算子。

### 3.5 湍动能计算

湍动能(TKE)由距离海底 0.34 m 的 ADV 测量并计算所得, 3 个方向的流速可表示为:

$$u = \bar{u} + u_w' + u_t', \quad (13)$$

$$v = \bar{v} + v_w' + v_t', \quad (14)$$

$$w = \bar{w} + w_w' + w_t', \quad (15)$$

式中,  $u$ 、 $v$ 、 $w$  分别是东西、南北和垂直方向的瞬时流速;  $\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 、 $\bar{w}$  是平均流分量;  $u_w'$ 、 $v_w'$ 、 $w_w'$  是波分量;  $u_t'$ 、 $v_t'$ 、 $w_t'$  是湍流速度分量。用瞬时流速减去平均流得到波动分量, 并做功率谱分析。为减小波浪对于湍速度的干扰, 采用带通滤波, 仅保留 0.45~1.8 Hz 的分量部分, 则湍动能可由该部分湍流流速计算:

$$\text{TKE} = \frac{1}{2}(\overline{u_t'^2} + \overline{v_t'^2} + \overline{w_t'^2}). \quad (16)$$

## 4 结果分析

### 4.1 流速和泥沙浓度变化

图 2 为  $U$  分量、 $V$  分量的剖面 and 底层流速, 变化范围为  $-0.5 \sim 0.5$  m/s。总体上看, 流速  $U$  分量大于  $V$  分量, 观测期间最大水深在 6 m 左右, 平均水深为 5.55 m, 水位和流速变化呈现了不规则半日潮的特征。在每个潮周期内, 涨落潮流呈现明显的往复流特征, 主轴方向为东西向。图 2c 和图 2d 显示了 ADCP 及 ADV 所测底层流速的对比, 测量深度分别为距海底 0.32 m 和 0.34 m, ADV 所测流速由于进行了脉冲平均而更加平滑, 两者的结果具有一致性。

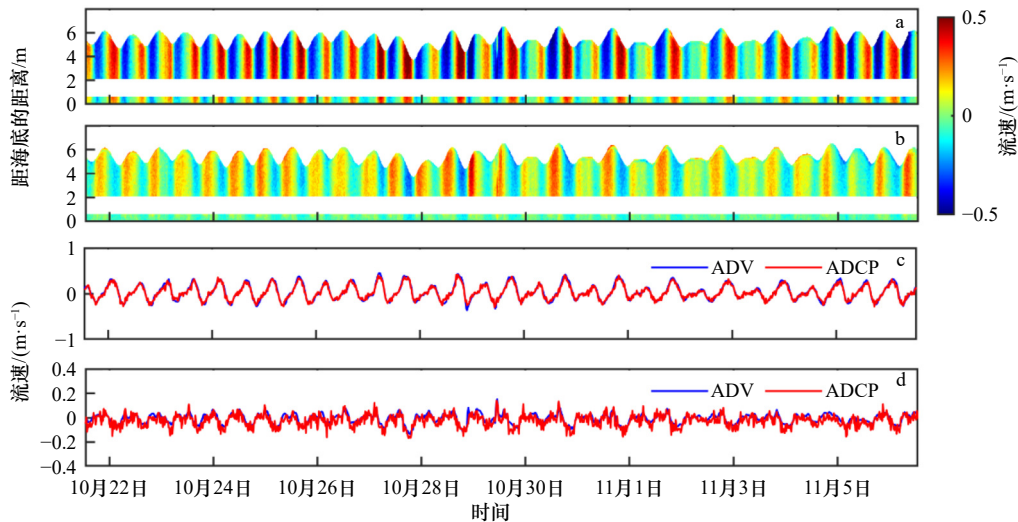


图 2 ADCP 观测的流速剖面  $U$  分量(a)和  $V$  分量(b), ADV 观测的近底层流速  $U$  分量(c)和  $V$  分量(d)及临近层位的 ADCP 观测数据对比

Fig. 2 The ADCP measured  $U$ -component (a) and  $V$ -component (b) of the velocity profile, and the ADV measured  $U$ -component (c) and  $V$ -component (d) of the near-bottom velocity and corresponding ADCP measurement

观测期间的风矢量如图 3a 所示, 总体上东西分量大于南北分量, 而在其他时间段以偏南风为主。由于潮流流速相对较大, 为探究风对于海流的作用, 特别是表层流对于风的响应, 将余流做 33 h 低通滤波以消除潮流的影响。图 3b 和图 3c 中不同的高值区体现了风场对于海流的作用强度和范围, 流速大小随着风速的增加而增加, 流向取决于风向。高值区大多位

于水体上层, 影响深度大约为距海底 5 m 左右, 从时间上看,  $V$  分量的高值区更多, 受风影响的时间大于  $U$  分量; 从强度上看, 在风的驱动下, 两者的最大流速相近,  $U$ 、 $V$  分量分别为 0.15 m/s 和 0.11 m/s。图 3d 显示了观测期间两层 SSC 的变化, 下层略大于上层, 弱风时小于  $0.02 \text{ kg/m}^3$ , 在 10 月 26–30 日, 11 月 4–6 日出现较强西北风和东南风的情况下, SSC 间歇式

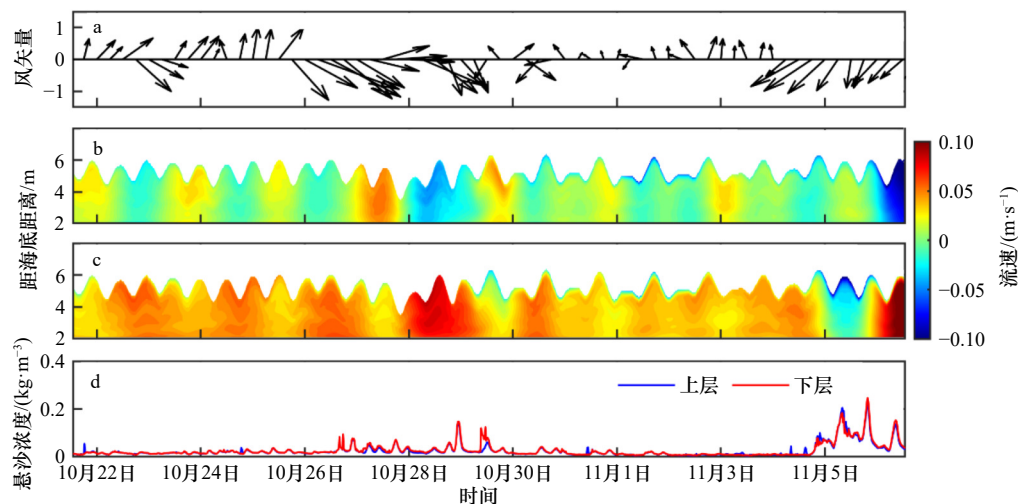


图 3 风矢量(a), 亚潮频率的流速剖面  $U$  分量(b)、 $V$  分量(c)和悬沙浓度(d)随时间的变化

Fig. 3 Temporal variation of wind vector (a),  $U$ -component (b) and  $V$ -component (c) of the sub-tidal velocity profile, and suspended sediment concentration (d)

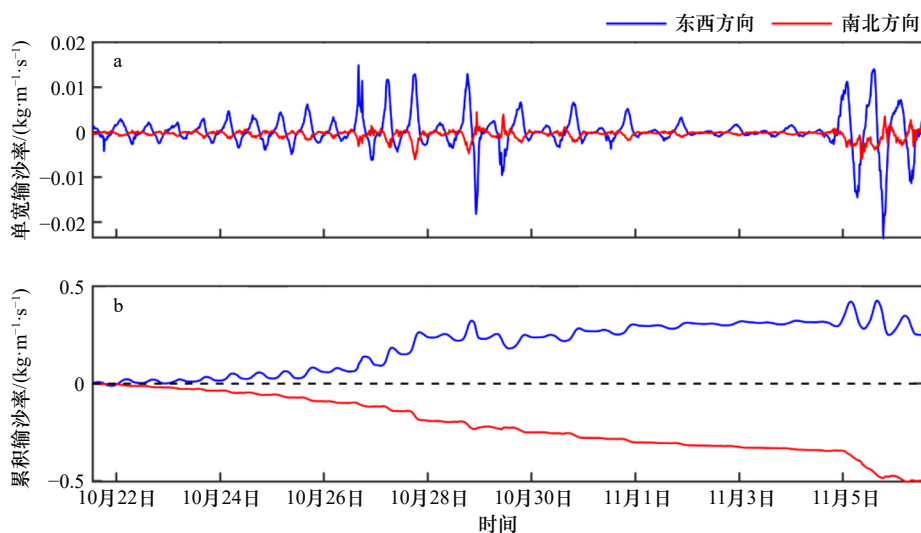


图 4 单宽输沙率(a)和累积输沙率(b)随时间的变化

Fig. 4 Temporal variation of the sediment transport rate (a) and cumulative sediment transport rate (b) within unit-width

增长,最大达  $0.25 \text{ kg/m}^3$ 。同时,上下层 SSC 在峰值处的差值随之增大,表明在外界风场的作用下出现了沉积物再悬浮现象。

#### 4.2 单宽输沙率多尺度分析

图 4a 为东西方向和南北方向单宽输沙率的时间序列,正值分别代表东向输沙和北向输沙,负值分别代表西向输沙和南向输沙,表征泥沙输运量的瞬时变化。如图所示,平静天气下具有周期性的特征,主要受潮流影响,东西分量略大于南北分量,输沙率均小于  $5 \times 10^{-3} \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$ ,10月26–30日以及11月5日后受大风影响,东西分量输沙率出现间歇式增长,其中西向输沙率的最大值超过  $0.02 \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$ 。南北分量输沙率变化较小,在原有的周期上产生一定的高频脉动。

定义当前时刻的累积输沙率为之前所有时刻单宽输沙率之和,东西方向累积输沙率在10月26–28日显著增大,11月5日以后在波动中减小,南北方向输沙率则一直呈现缓慢增长的趋势,最终两个方向的累积输沙率分别为  $0.26 \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$  和  $-0.50 \text{ kg/(m}\cdot\text{s)}$ (图 4b)。

为研究单宽输沙率的多尺度特征,将两个方向的时间序列进行 EEMD 分解,白噪声标准差为 0.3,集合次数为 100,分别得到 9 个 IMF 分量和 1 个趋势项,各分量的平均周期和方差贡献率如表 2 所示。为了使得到的分量物理意义更加明确,基于潮周期和观测时间对它们进行尺度划分,将平均周期约为 1~7 h 的 IMF 分量 (IMF1、IMF2、IMF3) 合并,记为高频分量,代表风浪和湍流作用下输沙率的变化;将平均周期约

表2 单宽输沙率 EEMD 分解各 IMF 分量  
平均周期和方差贡献率

Table 2 The period and variance contribution rate of each IMF of the EEMD decomposition on unit-width sediment transport rate

IMF分量	东西方向 平均周期/h	东西方向 方差贡献率/%	南北方向 平均周期/h	南北方向 方差贡献率/%
IMF1	1.04	1.52	0.98	7.19
IMF2	2.70	3.54	2.51	4.80
IMF3	6.99	56.30	5.96	12.34
IMF4	12.40	26.27	12.60	22.69
IMF5	24.80	6.33	23.29	14.52
IMF6	45.22	0.67	38.43	3.99
IMF7	109.81	1.12	109.81	1.32
IMF8	192.17	0.46	334.73	7.36
IMF9	384.33	0.08	380.61	2.66
Res	/	3.70	/	23.11

为 13 h 和 25 h 的 IMF 分量 (IMF4、IMF5) 合并, 记为潮周期分量, 表示主要由半日及全日潮流控制的输沙率变化, 因为该地半日潮特征显著, 其方差贡献率大于全日潮分量; 将平均周期约为 2~5 d 的 IMF 分量 (IMF6、IMF7) 合并, 记为低频分量, 主要受到小清河等河流径流量变化和天气尺度下水位低频波动的影响; 将平均周期约为 8~16 d 的 IMF 分量 (IMF8、IMF9) 合并, 记为长周期分量, 显示了由于海水密度差异引起的定常流动所导致的输沙率变化。Res 保

持不变 (图 5)。

上述重构分量的平均周期逐渐增大, 平均幅值依次减小, 在不同尺度的分量中仍可观察到大风对于单宽输沙率的影响。在 10 月 26~30 日, 11 月 3 日以后各分量的振幅明显增大, 随着平均周期增加, 引起的振幅依次减小, 表明风输入的能量对于单宽输沙率不同频率的变化均有促进作用, 效果上高频大于低频。另外, 低频和长周期的南北分量中出现了明显的振幅不对称现象, 这是亚潮尺度下的流速变化和沉积物再悬浮差异共同作用的结果。Res 显示在该时间段内输沙率的变化趋势表现为西向输沙和南向输沙, 其中南北方向 Res 的方差贡献率达到了 23.11%, 是原序列的重要组成部分。在 4 个分量中, 东西方向高频分量的方差贡献率最大, 南北方向潮周期分量的方差贡献率最大, 分别代表各自单宽输沙率的显著变化, 低频和长周期分量方差贡献率均较小, 周期尺度特征较弱。

分别取式 (10) 中  $\alpha=0.01$ 、0.05、0.2 作各分量的显著性检验 (图 6), 横纵坐标分别为平均归一化能量的自然对数 ( $\ln E$ ) 和平均周期的自然对数 ( $\ln T$ ), 若分量在置信度曲线之上, 则表明其通过了该置信水平下的显著性检验。东西方向高频分量、潮周期分量通过了 99% 的显著性检验, 高频分量能量较高, 与方差贡献率对应, 并印证了其显著性, 低频分量和长周期分量也通过了 80% 显著性检验, 二者所含物理意义相对略低; 南北方向 4 个分量均通过了 99% 的显著性检验, 在对原信号的分解过程中, 白噪声经过多次平均后, 其影响较小。

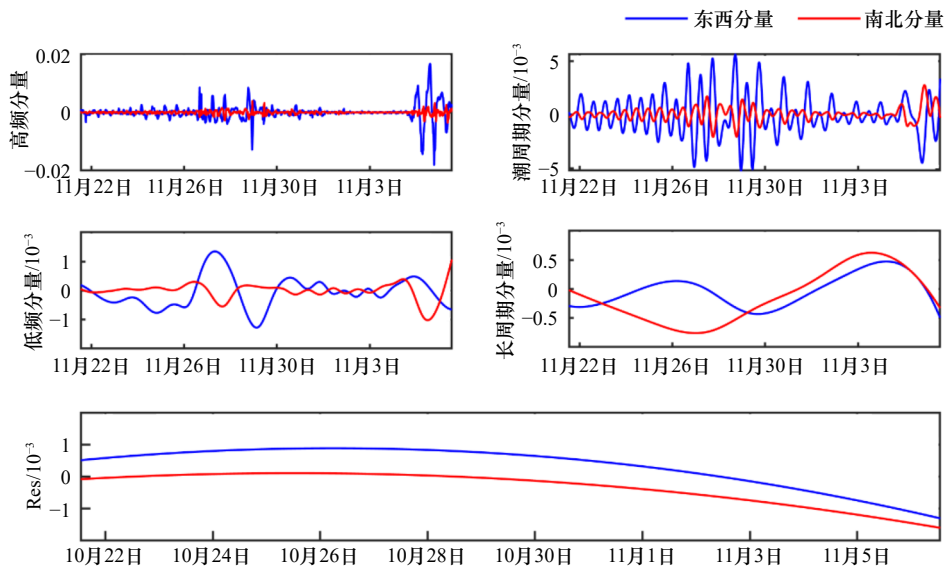


图5 单宽输沙率 EEMD 分解重构结果

Fig. 5 The reconstructed intrinsic mode functions of the EEMD on unit-width sediment transport rate

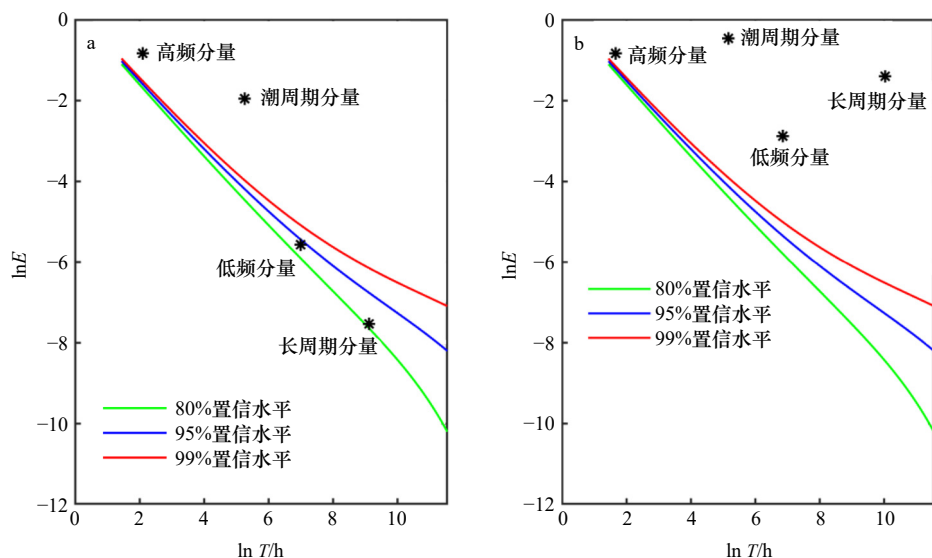


图 6 东西方向(a)、南北方向(b)各分量显著性检验

Fig. 6 Significance test of each component in east-west direction (a) and north-south direction (b)

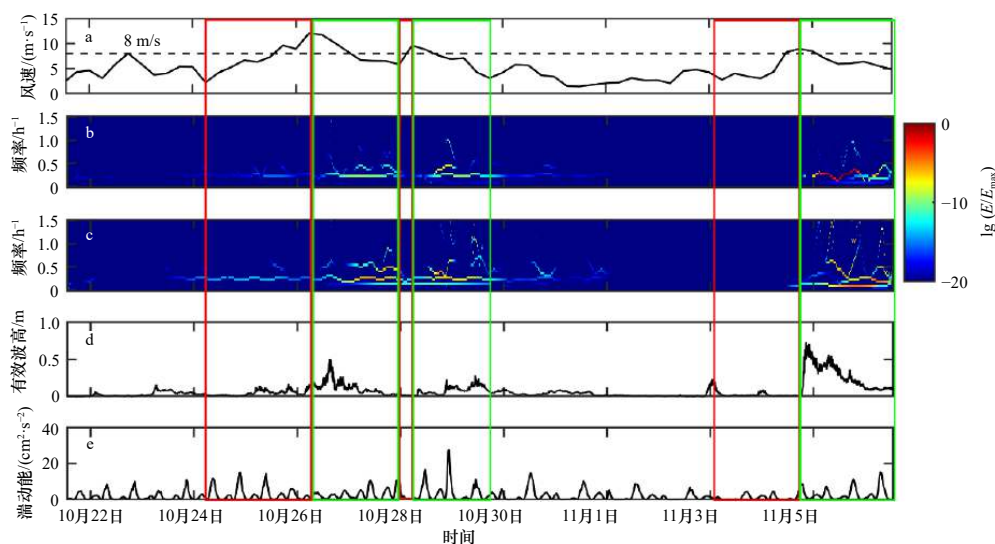


图 7 风速(a)、东西方向(b)和南北方向(c)单宽输沙率的 Hilbert 谱,有效波高(d)和湍动能(e)随时间的变化

Fig. 7 Temporal variation of the wind speed (a), Hilbert spectrum of east-west (b) and north-south (c) unit-width sediment transport rate, significant wave height (d), and turbulent kinetic energy (e)

红色方框为风速增长期,绿色方框为风速衰减期

Red boxes indicate wind increase periods and green for wind decrease periods

#### 4.3 大风影响下的单宽输沙率时频变化

将两个方向原始的 9 个 IMF 分量分别进行 Hilbert 变换,将实数信号变换成解析信号,把一维信号变成二维复平面上的信号,得到 Hilbert 时频谱(图 7b, 图 7c),用于分析输沙率在不同时间尺度上所具有的能量,图中颜色代表能量,颜色越深表示信号在该时刻该周期的能量越大。在观测期间,最大风速为 12 m/s,平均风速为 5.5 m/s,将风速大于 8 m/s 称作大风过程(图 7a)。图 7d 和图 7e 分别为有效波高和距海底 0.34 m 处的湍动能变化,有效波高最大达到 0.73 m;湍动能

在风的影响下超过  $20 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ 。从图 7 中可以看到,单宽输沙率的时频变化与有效波高、湍动能变化并不是一一对应的。相对来说,湍动能的相位变化与单宽输沙率较为相符。

着重研究 3 个大风过程,每个过程分为增长期(图 7 中红色矩形方框)和衰减期(图 7 中绿色矩形方框)。增长期的最大风速均大于 8 m/s;10 月 24 日 06:00 至 26 日 06:00,风速从 2 m/s 增加至 12 m/s;10 月 28 日 00:00 至 06:00,风速从 5.8 m/s 增加至 9.6 m/s;11 月 4 日 00:00 到 18:00,风速从 3 m/s 增加至 9 m/s。在增

长期内,有效波高变化不明显,第一个增长期内湍动能有略微的上升趋势,其他两个增长期内无明显变化,而单宽输沙率时频分布几乎保持不变。在衰减期内,风速缓慢减小并趋于稳定,波高和湍动能达到极值,单宽输沙率 $0\sim 0.5\text{ h}^{-1}$ 频段的能量增强,并且出现相对高频的变化,周期为 $1\text{ h}$ 左右。第一个大风过程尽管达到了观测期间的最大风速,但由于跨度最大、风速梯度最小,只有波高变化较为明显,而湍动能规律性较差,输沙率也仅仅表现为潮周期和高频能量加强。也可能是由于前两个大风过程时间间隔很短,第

一次大风过程的影响会部分体现在第二次中。

为反映单宽输沙率的实际频率成分,探究其在大风影响下的显著周期。依据式(7)得到两个方向的单宽输沙率的边际谱如图8所示,可以看到幅值较大的部分都集中在相对低频的频段,其中东西方向最大幅值的频率为 $0.075\text{ h}^{-1}$ ,即观测期间单宽输沙率变化的显著频率,对应的显著周期约为 $13.3\text{ h}$ ,与半日潮周期相符。南北方向高幅值频段为 $0\sim 0.09\text{ h}^{-1}$ ,体现了 $11\text{ h}$ 以上的显著变化周期,包含了更多亚潮尺度的变化,流速 $U$ 分量的潮信号强于 $V$ 分量。

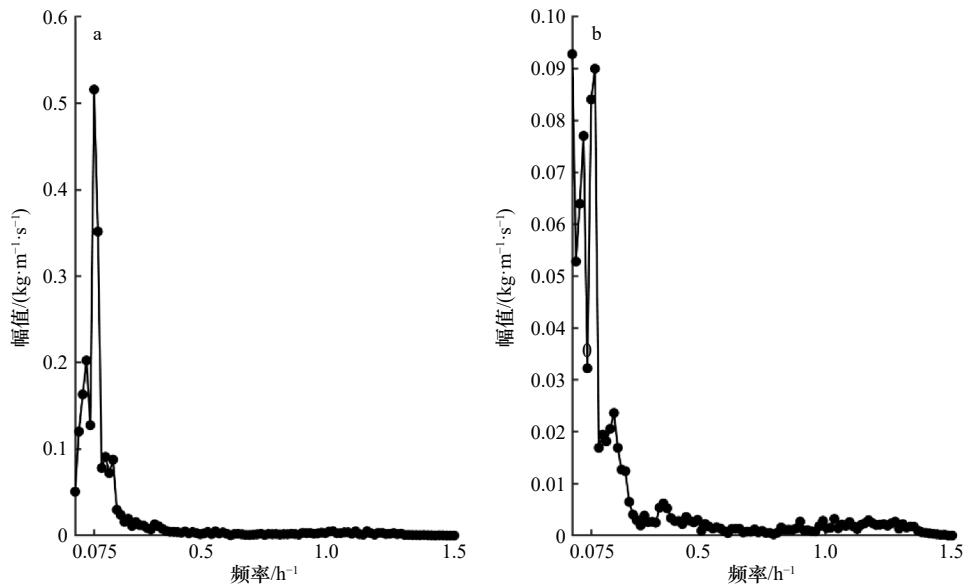


图8 东西方向(a)和南北方向(b)单宽输沙率的边际谱

Fig. 8 The marginal spectrum of the east-west (a) and north-south (b) sediment transport within unit-width

#### 4.4 风速与单宽输沙率的交叉小波分析

时频分析的结果显示,单宽输沙率在大风作用下会产生更强的周期性变化,且与风速的变化在时间上并不是同步的。为量化两者的相位关系,接下来通过交叉小波分析研究风速和单宽输沙率在时频空间内的相干性。图9为风场的东西和南北分量分别与该方向单宽输沙率的交叉小波功率谱和小波相干谱,图中黑色的锥形细实线为小波影响锥(COI)区域,内部黑色粗实线区域通过了95%的显著性检验,这里采用红噪声作为背景谱。交叉小波功率谱颜色代表时域内的频率强度,小波相干谱颜色为在该频率上二者之间的相干性强弱,箭头方向表示二者之间的相位关系,向右为正相位关系,向左为负相位关系。

交叉小波功率谱显示两者共同的高能量区集中在大于潮周期的低频部分,在该尺度下两者具有较强的共振周期。关注通过显著性校验的高值区域,主要

位于风速较强的时间段,东西方向为28–30日期间,南北方向在26–30日期间,而11月3日之后的大风阶段由于边缘效应不予考虑。高值区内箭头指向表明东西方向上风提前输沙率变化约 $1/4$ 个周期,南北方向上约为 $1/2$ 个周期。小波相干谱显示相干性较强的周期较为散乱,大多位于高能量区上,通过显著性检验的相干时频区域为低频区,即在潮周期尺度和亚潮尺度上两者相干性较强,箭头所示的输沙率滞后周期也与功率谱吻合。

## 5 讨论

### 5.1 渤海泥沙输运的小尺度特征

海洋环境中,泥沙的垂向运动与水平输运受潮流、海浪、环流及温盐结构等诸多因素影响<sup>[4]</sup>,不同周期尺度的热动力学条件综合决定了当地的泥沙运动情况。渤海悬沙浓度的潮周期尺度研究显示潮流



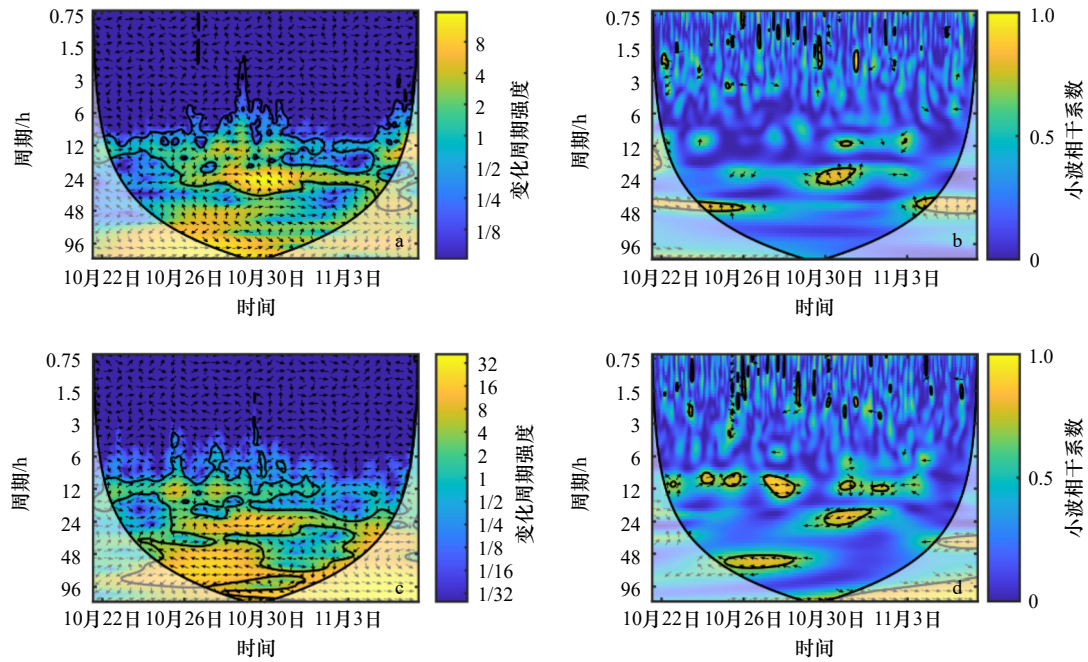


图9 东西方向(a, b)和南北方向(c, d)单宽输沙率与风速的交叉小波功率谱(a, c)和小波相干谱(b, d)

Fig. 9 The cross-wavelet power spectrum (a, c) and wavelet coherence spectrum (b, d) between east-west (a, b) and north-south (c, d) unit-width sediment transport rate and wind speed

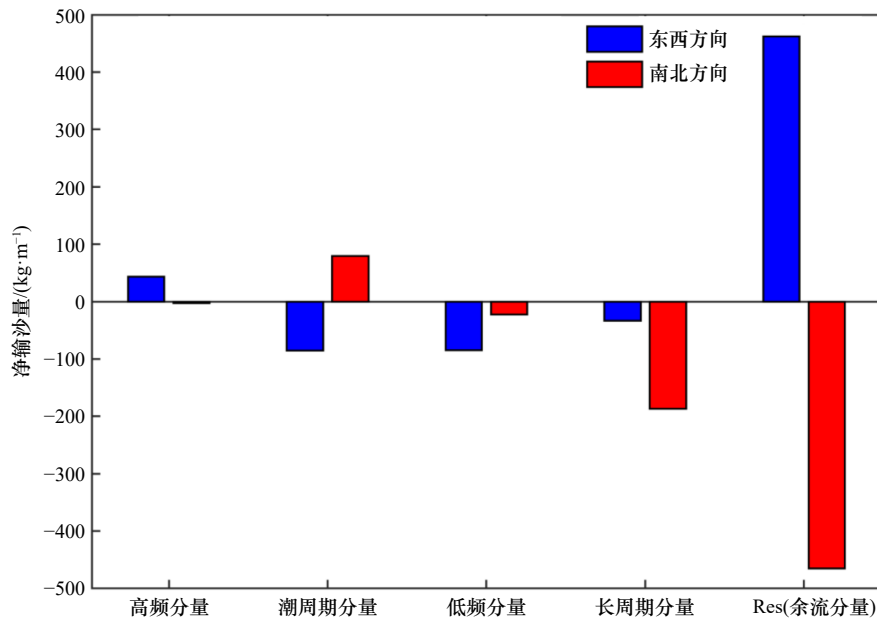


图10 各分量及余流分量的净输沙量

Fig. 10 Net sediment transport of each component and Res

输沙难以进行远距离输送,往往沉积在近岸<sup>[4]</sup>,故从图10中可看到余流输沙远大于潮输沙,在所有分量中占主导地位,表明在比半月更长的时间尺度下,泥沙运输的方向和大小主要取决于渤海的余流特征。从EEMD分解的结果出发,发现在半月时间尺度下,1~7 h的高频振荡在单宽输沙率的变化中尤为突出,经过显著性校验后,可以排除白噪声的干扰,可能是在落潮期间垂向湍流混合不均匀,垂向速度梯度比涨

潮期间大,垂向切变不稳定增强,泥沙浓度的高频扰动更加频繁和剧烈所致<sup>[18]</sup>。另外,注意到方差贡献率大小和边际谱显著周期不匹配(表2,图8),表明在进行时间积分后,落潮所导致的高频振荡信号和大风的能量输入影响减弱,因此输沙率呈现明显的潮周期尺度及亚潮尺度特征。

## 5.2 大风过程对于渤海泥沙再悬浮及运输的影响

观测站点底部表层沉积物为粉砂,中值粒径为

38.48  $\mu\text{m}$ 。通过 LISST(C型)激光粒度仪测得距海底 0.9 m 处悬沙的中值粒径为 38.65  $\mu\text{m}$ , 该地的沉积物粒径特征和悬沙粒径特征类似, 水体中的泥沙基本为局地再悬浮泥沙。渤海悬沙浓度的季节性变化主要取决于风场等气候因素, 且悬沙浓度与风速之间在一定时间段的滞后相关<sup>[19]</sup>, 而对于水深很浅的海域, 风浪和湍流会加剧沉积物再悬浮的发生, 经过垂向混合和扩散过程后悬沙浓度增大。图 7 显示, 湍动能在大风成长和衰弱过程中增强, 而波浪则是在风速达到峰值后迅速攀升, 进而共同增大了单宽输沙率并影响其时频分布特征, 且输沙率相对于风速存在一定的滞后周期。根据崔廷伟等<sup>[20]</sup>基于遥感数据的研究, 大风过程可能在几天内改变渤海表层悬沙浓度的分布结构, 从 HHT 时频分析的结果来看, 风场对于输沙率的周期性振荡有显著的促进作用, 若冬季发生范围广、强度大、持续时间长的大风事件, 底层泥沙在强动力作用下大面积再悬浮至表层, 渤海表层悬沙浓度的分布结构可能会发生变化。

### 5.3 泥沙输运主控机制

如图 10 所示, 底层净泥沙输运以东向和南向为主, 总输沙量分别为 305.77  $\text{kg}/\text{m}$  和 597.25  $\text{kg}/\text{m}$ 。经

过 EEMD 分解得到的残差项 Res 已经不具有明显的周期性特征, 故可以将其看作余流分量, 则东西方向输沙量从大到小依次为: 余流分量、潮周期分量、低频分量、高频分量和长周期分量; 南北方向输沙量从大到小依次为: 余流分量、长周期分量、潮周期分量、低频分量和高频分量。在观测时间段内还是以余流输沙为主, 低频分量和高频分量输沙量较小, 另外, 由于流速  $U$  分量的潮信号较强, 其潮输沙量仅次于余流输沙量。尽管各潮周期分量在不同潮周期对泥沙输运的贡献值有差异(图 11), 但在平静天气下, 涨落潮泥沙输运大体是对称的, 涨潮为西向和北向输运, 落潮为东向和南向输运, 导致整个全潮的净输沙量较低。在大风影响下, 第 14、15、32、33 和 34 潮周期内输沙量较高, 是由于风浪周期小于潮周期, 风浪掀起的泥沙浓度高值存续期往往短于潮周期, 如风浪掀沙出现在涨潮期间, 则落潮期间风浪产生的再悬浮泥沙大部分已经沉降, 这就会导致涨潮期间净输沙量增大, 而落潮期间净输沙量基本不变; 反之亦然。风浪掀沙的相位与涨落潮相位的不一致破坏了涨落潮期间的原本输沙量平衡, 加剧了涨落潮输沙不对称, 进而增加了潮周期内的净输沙量。

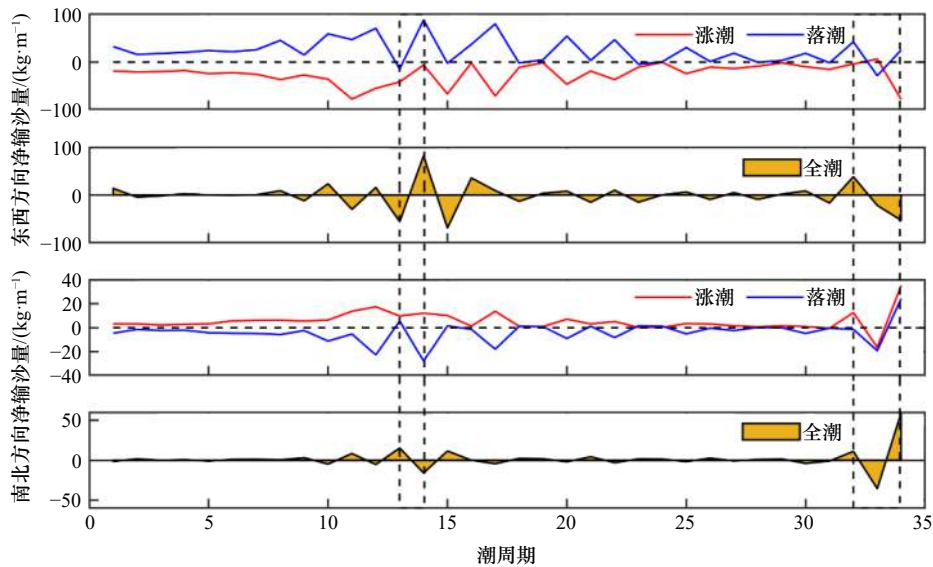


图 11 潮流分量涨潮、落潮和全潮净输沙量

Fig. 11 The net sediment transport of tide current component during each flood tide, ebb tide and full tide

## 6 结论

本文根据 2018 年 10 月 21 日至 11 月 6 日莱州湾连续观测站的泥沙数据, 结合波浪、水位、流速, 对底层单宽输沙率进行了 EEMD 分解和 HHT 变换, 并探究了风对其影响, 具体结果如下。

(1) 两个方向 EEMD 分解的重构结果分别得到 9 个 IMF 分量和 1 个趋势项, 根据其显著周期, 可进一步分为高频分量、潮周期分量、低频分量和长周期分量, 趋势项可看作余流分量。研究显示单宽输沙率的能量主要集中在高频和潮周期分量, 表明了高频扰动和潮流对于泥沙输运速率的影响较大。

(2)以HHT变换对单宽输沙率进行时频分析,风的影响主要发生在风速衰减期,风浪和湍流使得输沙率的 $0\sim 0.5\text{ h}^{-1}$ 低频特征的显著性大大增强,并出现一定程度的弱高频变化。小波分析显示风速和单宽输沙率共同的高能量区及高相干区在低频频段,单宽输沙率的变化滞后约 $1/4$ 至 $1/2$ 个周期。

(3)边际谱通过对时间的积分弱化了高频的扰

动和外界风场的影响,受流速分量潮信号的强弱影响,单宽输沙率的显著周期为半日潮周期和亚潮周期。

(4)底层总泥沙输运表现为东向和南向输沙,输运量分别为 $305.77\text{ kg/m}$ 和 $597.25\text{ kg/m}$ ,浪潮频率的差异导致泥沙输运量在大风过程中出现显著的涨落潮不对称情况。

#### 参考文献:

- [1] 胡日军. 舟山群岛海域泥沙运移及动力机制分析[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2009.  
Hu Rijun. Sediment transport and dynamic mechanism in the Zhoushan Archipelago sea area[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2019.
- [2] 陈斌, 高飞, 刘健. 夏季浙江沿岸陆架区泥沙运输机制[J]. 海洋学报, 2017, 39(3): 96-105.  
Chen Bin, Gao Fei, Liu Jian. Sediment transport mechanism in the Zhejiang inner continental shelf in summer[J]. Haiyang Xuebao, 2017, 39(3): 96-105.
- [3] 庞重光, 于炜. 渤海表层悬浮泥沙的空间模态及其时间变化[J]. 水科学进展, 2013, 24(5): 722-727.  
Pang Chongguang, Yu Wei. Spatial modes of suspended sediment concentration in surface water in Bohai Sea and their temporal variations[J]. Advances in Water Science, 2013, 24(5): 722-727.
- [4] 王海龙, 韩树宗, 郭佩芳, 等. 潮流对黄河入海泥沙在渤海中输运的贡献[J]. 泥沙研究, 2011(1): 51-59.  
Wang Hailong, Han Shuzong, Guo Peifang, et al. Transportation of sediment from Yellow River in Bohai Sea due to tidal currents[J]. Journal of Sediment Research, 2011(1): 51-59.
- [5] 刘波, 胡日军, 袁晓东, 等. 龙口近岸海域潮流作用下悬浮泥沙时空分布特征及输运机制[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2020, 40(4): 55-66.  
Liu Bo, Hu Rijun, Yuan Xiaodong, et al. Spatiotemporal distribution pattern and transport mechanism of suspended sediments in Longkou offshore under the action of tidal current[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2020, 40(4): 55-66.
- [6] Lu J, Qiao F L, Wang X H, et al. A numerical study of transport dynamics and seasonal variability of the Yellow River sediment in the Bohai and Yellow seas[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 95(1): 39-51.
- [7] Zhou Zhou, Bian Changwei, Wang Chenghao, et al. Quantitative assessment on multiple timescale features and dynamics of sea surface suspended sediment concentration using remote sensing data[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(11): 8739-8752.
- [8] Jiang Man, Pang Chongguang, Liu Zhiliang, et al. Sediment resuspension in winter in an exceptional low suspended sediment concentration area off Qinhuangdao in the Bohai Sea[J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2020, 245: 106859.
- [9] Bi Naishuang, Yang Zuosheng, Wang Houjie, et al. Seasonal variation of suspended-sediment transport through the southern Bohai Strait[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 93(3): 239-247.
- [10] Wang Chenghao, Liu Zhiqiang, Harris C K, et al. The impact of winter storms on sediment transport through a narrow strait, Bohai, China[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(6): e2020JC016069.
- [11] 李昶, 陈丽贵, 何造胜. 莱州湾小清河入海口水质变化及成因分析[J]. 环境与发展, 2020, 32(11): 118-119, 121.  
Li Chang, Chen Ligui, He Zaosheng. Analysis of water quality change and causes of Xiaoqing River estuary in Laizhou Bay[J]. Environment and Development, 2020, 32(11): 118-119, 121.
- [12] 王丽雪, 李雪艳, 王庆, 等. 莱州湾东部海岸剖面冲淤演变研究[J]. 海洋湖沼通报, 2020(6): 44-52.  
Wang Lixue, Li Xueyan, Wang Qing, et al. Study on profile evolution in the Eastern Coast of Laizhou Bay[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, 2020(6): 44-52.
- [13] Huang N E, Shen Zheng, Long S R, et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis[J]. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1998, 454(1971): 903-995.
- [14] Wu Zhaohua, Huang N E. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method[J]. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 2009, 1(1): 1-41.
- [15] 王俊杰, 拾兵, 卢仲翰. 黄河入海径流量周期变化与东亚夏季风的关系研究[J]. 海洋通报, 2020, 39(3): 316-324.  
Wang Junjie, Shi Bing, Lu Zhonghan. Study on the relationship between the periodic change of Yellow River runoff to Bohai Sea and East Asian Summer Monsoon[J]. Marine Science Bulletin, 2020, 39(3): 316-324.
- [16] 陈则煌, 张云峰, 谢菲, 等. EEMD在雷暴日趋势特征分析中的应用[J]. 热带地理, 2015, 35(4): 601-606.  
Chen Zehuang, Zhang Yunfeng, Xie Fei, et al. Applications of EEMD in the trends analysis of the thunderstorm days[J]. Tropical Geography, 2015, 35(4): 601-606.
- [17] Torrence C, Comfpo G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, 79(1): 61-78.

- [18] 朱建荣, 薛元忠. 长江河口横沙小港泥沙浓度的观测及研究[J]. 华东师范大学学报(自然科学版), 2001(3): 68–73.  
Zhu Jianrong, Xue Yuanzhong. Observation and study of suspended sediment concentration at Hengsha channel in the Changjiang estuary[J]. Journal of East China Normal University (Natural Science), 2001(3): 68–73.
- [19] 庞重光, 李坤, 于炜. 渤海表层悬沙的时空分布特征及其动力成因[J]. 海洋科学进展, 2014, 32(4): 450–458.  
Pang Chongguang, Li Kun, Yu Wei. Distribution characteristics, seasonal variability and dynamical mechanism of suspended sediment in the surface layer of the Bohai Sea[J]. Advances in Marine Science, 2014, 32(4): 450–458.
- [20] 崔廷伟, 张杰, 马毅, 等. 渤海悬浮物分布的遥感研究[J]. 海洋学报, 2009, 31(5): 10–18.  
Cui Tingwei, Zhang Jie, Ma Yi, et al. The study on the distribution of suspended particulate matter in the Bohai Sea by remote sensing[J]. Haiyang Xuebao, 2009, 31(5): 10–18.

## Bottom sediment transport in the western Laizhou Bay during strong wind events based on a tripod measurement

Li Hai<sup>1,2,3</sup>, Wan Kai<sup>4</sup>, Song Xin<sup>5</sup>, Song Dehai<sup>1,2</sup>, Wang Nan<sup>3</sup>, Bao Xianwen<sup>1,2,3</sup>

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Laboratory for Ocean Dynamics and Climate, Pilot National Laboratory of Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China; 3. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 4. Beihai Offshore Engineering Survey Institute, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 5. Weifang Marine Development Research Institute, Weifang 261100, China)

**Abstract:** Based on a tripod measurement in the Laizhou Bay from October 21 to November 6, 2018, the unit-width bottom sediment transport rate and the effects of strong winds on bottom sediment transport are analyzed using the ensemble empirical mode decomposition, the Hilbert-Huang transform and the wavelet analysis method. The results show that the unit-width sediment transport rate can be divided into four intrinsic mode functions with increased periods including the high-frequency, tidal-period, low-frequency and long-period. The high-frequency and tidal-period components have the highest variance contribution rate and energy, indicating their greatest impact on sediment transport. The marginal spectrum shows a significant period of 13.3 h in the east-west direction, and a period larger than 11 h in the north-south direction. The net bottom sediment fluxes in the east-west and north-south directions are 305.77 kg/m and 597.25 kg/m, respectively; and the high-frequency and low-frequency component contribute least while the residual-current component contributes most. Winds work on the time-frequency distribution of the unit-width sediment transport rate mainly through the turbulence and waves during the wind decrease periods, which enhances the low-frequency domain significantly, and further induces the high-frequency fluctuations with periods about 1 h. The cross-wavelet analysis shows the winds and the unit-width sediment transport rate have a strong coherence on the low-frequency band; and the latter lags behind the former by 1/4 to 1/2 period. In addition, the wind-waves enhance the asymmetric sediment transport between flood and ebb tidal phase, which increases the net sediment flux of tidal period.

**Key words:** unit-width sediment transport rate; net sediment flux; ensemble empirical mode decomposition; HHT time-frequency analysis; cross-wavelet analysis