长江河口南槽纵向余环流: 径流、潮汐和地形耦合机制

张丽芬¹, 杨作升², 张凡¹, 李占海¹, 汪亚平^{1,3*}, 高抒^{1,3}

1. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 华东师范大学海洋科学学院, 上海 200241;

2. 中国海洋大学海洋地球科学学院, 青岛 266100;

3. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: ypwang@nju.edu.cn

收稿日期: 2021-02-09; 收修改稿日期: 2021-06-24; 接受日期: 2021-07-05; 网络版发表日期: 2021-10-09

国家杰出青年科学基金项目(批准号: 41625021)和上海市教育委员会科研创新计划项目(编号: 2019-01-07-00-05-E00027)资助

摘要 经典河口环流理论认为河口纵向上存在表层向海、底层向陆的单环流, 但该理论中并未包含对地形因素的考虑. 本研究于2018年洪、枯季(7、12月)在长江口南槽开展全潮周期的现场调查, 通过锚系剖面 and 座底三脚架观测获得了从陆向海3个站位的同步流速、温盐剖面等数据, 探讨了河口拦门沙地形对纵向余环流的影响. 研究结果显示, 长江口南槽拦门沙海域存在两种河口纵向余环流模式: 在洪季形成于拦门沙外坡的经典单环流, 而在枯季形成由拦门沙内、外坡环流构成的双环流. 基于表征河口混合的Simpson数、 M 值和盐度剖面结构, 揭示拦门沙海域纵向余环流形成的主因是斜压作用; 双环流的形成归因于拦门沙地形对枯季盐水入侵的影响, 外坡环流亦可能受口外上升流的作用. 拦门沙海域双环流结构可显著影响河口滞流点及最大浑浊带悬沙的时空分布, 流域和河口人类活动导致的拦门沙地貌形态改变进而又间接影响双环流发生的频率与规模.

关键词 河口纵向余环流, 潮汐应变, 拦门沙, 盐水入侵, 最大浑浊带, 长江口

1 引言

河口是河流与海洋交汇的关键带, 受潮汐、径流、波浪等因素影响, 河口物质输运过程复杂. 河口环流是由于水体净输运产生的, 在很大程度上决定了水体中营养盐、悬浮沉积物、污染物等物质的时空分布特征. 河口环流主要包括垂向与平面两部分, 其中垂向余环流可分为沿河道方向的纵向余环流和跨河道方向的横向余环流, 前者的强度通常比后者高一个量级

(Chant, 2010).

19世纪末期, 现场观测发现河口区域存在着底层较重水体向陆运动、表层较轻水体向海运动的现象(Buchan, 1897). 结合观测资料, Pritchard(1952)提出了“河口环流”的概念模式, 并将其与斜压效应联系起来, 认为咸淡水混合形成的纵向密度梯度是纵向余环流结构的动力机制. 基于Pritchard的发现, Hansen和Rattray(1965)提出“河口环流”的二维数学模型, 得到了纵向余环流的解析解; Jay和Smith(1990a, 1990b)建立理想环

中文引用格式: 张丽芬, 杨作升, 张凡, 李占海, 汪亚平, 高抒. 2022. 长江河口南槽纵向余环流: 径流、潮汐和地形耦合机制. 中国科学: 地球科学, 52(2): 256–269, doi: [10.1360/SSTe-2021-0039](https://doi.org/10.1360/SSTe-2021-0039)

英文引用格式: Zhang L, Yang Z, Zhang F, Li Z, Wang Y, Gao S. 2021. Longitudinal residual circulation in the South Passage of Yangtze Estuary: Combined influences from runoff, tide and bathymetry. Science China Earth Sciences, 64(12): 2129–2143, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9813-7>

流模型, 给出了3种不同类型河口(强层化型、部分混合型、强混合型)的环流特征. 随着河口混合过程研究的深入, Simpson等(1990)提出了纵向一维“潮汐应变”概念, 认为河口水体涨潮时混合增强、落潮时混合减弱, 在一个潮周期内表现出混合与层化交替变化的特征. Jay和Musiak(1994)发现潮汐应变导致的潮周期内混合强度不对称会影响涨、落潮流速的垂向分布, 形成“潮汐应变环流”, 该环流的结构类似于“重力环流”的二层结构, 因此可进一步增强河口纵向余环流. 根据数值实验, Burchard和Hetland(2010)认为, 在强潮河口“潮汐应变”对纵向余环流的贡献可能会显著大于斜压效应. Cheng等(2011)基于ROMS三维模型研究3类河口潮汐应变环流特征, 结果表明, 在弱混合与部分混合型河口, “潮汐应变”的影响更明显. “潮汐应变”形成的前提条件是存在水平密度梯度, 这在以往研究中被认为是由径流淡水维持(Simpson等, 1997)或由水温差异引起的(Becherer等, 2015), 因此早期关于“潮汐应变”的研究通常只涉及受径流淡水影响的浅海(Rippeth等, 2001; Fisher等, 2002)和河口区(Nepf和Geyer, 1996; Stacey等, 1999). 近年来, 一些在湖泊和大陆架的研究发现, 倾斜地形影响下, 底部边界层附近会出现类似“潮汐应变”的现象: 在坡度角远小于 1° 的条件下, 倾斜地形上的密度等值线近乎水平, 上坡流期间, 底层稠密水体将流至较轻水体上, 产生对流, 湍流增强, 悬浮物浓度增大; 反之, 下坡流期间, 层化得到增强, 湍流受到抑制, 悬浮物浓度减小(Lorke等, 2008; Umlauf和Burchard, 2011). 这种由倾斜地形导致的类似“潮汐应变”过程在三维数值模型上可以较好地重现, 也能形成类似“潮汐应变环流”的余环流, 影响悬浮物的跨陆架输送(Lorrai等, 2011; Endoh等, 2016; Schulz等, 2017).

对于存在横向地形变化的河口断面, Fischer(1972)研究发现纵向密度梯度的深度效应可形成河口横向环流; Smith(1976)的研究表明横向环流对河口动力学有着非常重要的影响, 可改变纵向流速结构(Scott, 1994), 或甚至改变河口纵向动量平衡模式(Lacy等, 2003). 基于前人的理论观点, Lerczak和Geyer(2004)开展了理想模型模拟, 阐明了上述现象物理机制: 涨潮阶段, 表层水体自浅滩向河口中部辐聚的横向环流加强了河口水体的垂向动量交换; 落潮阶段, 反向的横向环流使得表层水体向两侧浅滩流动, 抑制盐分输送, 从而减弱垂向动量交换, 增强剪切. 横

向环流的涨、落潮变化同“潮汐应变”机制一样可增强河口纵向余环流.

目前, 河口纵向余环流的研究主要集中在局地环流特征及其对沉积物输运的影响(丁芮等, 2016; Ross等, 2019; Xu等, 2020), 亦有研究者基于数值模型结果提出纵向倾斜地形可加强纵向余环流的观点(高钦钦等, 2013), 但对河口纵向余环流的地形效应还缺乏充分探讨. 本文以长江口南槽拦门沙及邻近水域为研究区, 基于沿河道从口内至口外多站位同步现场调查资料, 分析拦门沙地形影响下的河口纵向余环流特征及其形成机制.

2 研究区域概况

长江是一条世界性大河, 1950~2019年平均流量达 $8.97 \times 10^{12} \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$, 平均输沙量达 $2.44 \times 10^8 \text{ t a}^{-1}$ (水利部长江水利委员会, 2020), 受季风气候影响而有明显的洪、枯季变化. 长江携带的悬沙颗粒组成较细, 河口多年平均悬沙浓度为 0.518 kg m^{-3} . 受水流扩散消能、盐淡水混合和絮凝等因素影响, 悬沙表现出集聚和再悬浮特征, 并于“滞流点”附近汇聚发育形成长25~46km、宽约90km的最大浑浊带(李九发等, 1994). 在沉积物长时间落淤影响下, 在水深小于10m等深线的浅水区域分布着在纵剖面上表现为上凸形、横剖面上滩槽相间, 具有浅滩长、坡度缓等特点的拦门沙系统. 该拦门沙系统自北向南分别为北港、横沙东滩、北槽、九段沙浅滩和南槽, 沉积物粒径范围以0.02~0.035mm为主(沈金山等, 1983).

本文选取人类活动影响相对较小的南槽拦门沙海域为研究区. 拦门沙纵向延伸约86km, 其形态呈局部高陡、四周低缓的单峰特点(和玉芳等, 2011; 谢华亮等, 2015), 如本研究的多波束测量结果图1b所示, 拦门沙滩顶水深为5.19m(如不特别说明, 本文所指水深基准面均为平均海面), 内、外坡脚与滩顶的平均高程差分别为5.31和3.90m. 作为长江入海的四大口门之一, 南槽是陆海相互作用的关键区域, 径流、潮汐动力作用强烈, 为不正规半日潮区. 南槽潮差为2~4m, 潮流以往复流为主, 下游段潮流流向略有分散, 但涨、落潮流向与河道走向基本一致, 流速大小为 $1 \sim 3 \text{ m s}^{-1}$, 落潮历时及流速均分别大于涨潮历时及流速(徐晓君等, 2008; 郭小斌等, 2012).

3 材料与方法

3.1 现场观测

本文使用的实测数据来自于2018年洪季(7月13~19日)和枯季(12月18~25日)的全潮同步锚系观测,观测期间船只抛锚、仅有数十米的位移。观测站位N1、N2、N3站以拦门沙为中心沿河道纵向分布(图1a),其中N2站位于拦门沙滩顶附近,水深为7.51m;N1、N3站分别位于拦门沙内坡(靠陆侧)与外坡(靠海侧),水深分别为10.50和9.09m。N1、N2站间距离为16.15km, N2、N3站间距离为16.24km。本文的流速数据来自于船侧装载的自表向底发射的声学多普勒流速剖面仪(TRDI ADCP)以及座底三脚架上的声学单点流速仪(Nortek ADV), 温盐数据来自于每小时整点垂线升降的Seabird-25型温盐深仪(CTD), 水位和波浪数据基于座底三脚架上ADV的高精度压力传感器计算获得, 地形数据来自于N1~N3站的纵向多波束水深测量。仪器的型号、设置信息和观测模式如表1所示, 三脚架与抛锚船之间距离为数十米。

为了探讨径、潮流等因素的影响, 本文主要基于在洪、枯季大、小潮两个时段(2018年7月14、18日和2018年12月20、24日)获取的高质量数据进行分析。洪、枯季对应的大通站平均径流量分别为45000和20000m³ s⁻¹; 大、小潮平均潮差在洪季分别为4.0和3.2m, 在枯季分别为3.76和2.48m。洪季潮差略大, 主要与其所处月份是全年中潮差最大有关, 其次是夏季洪水抬升水位的影响。观测期间, 气象网站NCEP Cli-

mate Forecast System Version2(CFSv2, <http://rda.ucar.edu/datasets>)的风速数据显示, 本研究区域平均风速约2~7m s⁻¹, 无大风浪事件。

3.2 余流计算

为更准确地描述该区域的纵向余环流特征, 本文将各站位流速作进一步的矢量分解, 得到与河槽平行的纵向流速:

$$V_{\text{纵}} = v_N \sin \alpha + v_E \cos \alpha, \quad (1)$$

式中, v_N 为北向流速分量, v_E 为东向流速分量, $\alpha \approx 25.55^\circ$ 为南槽河道走向与东向的夹角。对 $V_{\text{纵}}$ 进行4阶Butterworth低通滤波可得相应的纵向余流速 U (Schwing等, 1983; Schoellhamer, 2000), 滤波时间间隔设置为20min以匹配ADCP、ADV流速数据的时间间隔, 滤波周期设置为34h以去除周期性潮流信号。

本文用以低通滤波计算的数据为自底向表间隔1m提取出, 并作10min平均获取稳定海流流速; 由于ADCP在近底层也存在测量盲区, 该部分数据则由座底三脚架上距底高度为0.40m的有效ADV数据进行补充。各站位具体流速提取层位的距底高度如表2所示。

3.3 河口混合参数

在部分混合型河口, 纵向余环流的形成通常会受潮汐应变的影响(Simpson和Sharpies, 1992)。为探讨地形作用下潮汐应变和斜压梯度力对河口纵向余环流的影响程度, 本文引入Simpson数(Si)和混合参数 M 值来

图1 长江口位置和最大浑浊带的空间分布(a)和南槽拦门沙三维地形图(b)

(a) 最大浑浊带位置改绘自彭子源等(2020); (b) 以平均海面为基准面

表 1 现场观测仪器的设置信息和观测模式

仪器	观测变量	安装位置	采样频率、间隔和采样数
TRDI ADCP(1200kHz)	流速	船侧(自表向底), 探头在水下1m; 底跟踪开启	1Hz/层厚25cm、10s、连续剖面
Nortek ADV(6MHz)	流速	座底三脚架(距底0.4m)	64Hz、10min、32768个
Seabird-25CTD	温度、盐度	船侧水文绞车	4Hz、1h、垂向剖面
Reson Seabat 7125多波束	地形	船侧, 探头在水下1.5m	连续走航

表 2 各观测站位的潮流流向特征值及余流计算层位

站位	季节	潮型	涨潮流向平均值	落潮流向平均值	余流计算层位: 距底高度(m)
N1	洪季	大潮	298°	115°	1.4、2.4、3.4、4.4、5.4、6.4
		小潮	293°	112°	
	枯季	大潮	296°	111°	1.5、2.5、3.5、4.5、5.5、6.5
		小潮	291°	114°	
N2	洪季	大潮	300°	117°	1.1、2.1、3.1、4.1、5.1
		小潮	296°	115°	
	枯季	大潮	293°	116°	0.4、1.1、2.1、3.1、4.1、5.1
		小潮	295°	113°	
N3	洪季	大潮	304°	117°	1.5、2.5、3.5、4.5、5.5
		小潮	300°	121°	
	枯季	大潮	296°	120°	0.4、1.6、2.6、3.6、4.6、5.6、6.6
		小潮	294°	118°	

进行判断。

Si 数是由Stacey等(1999)基于Simpson的“势能差异”理论推导出的, 本质上是“潮汐应变”与“垂向混合”之间的比值关系, 可用以区分“应变致周期性层化”与“持续性层化”两种状态:

$$Si = g\beta \frac{ds}{dx} \frac{H^2}{u_*^2}, \quad (2)$$

式中, g 为重力加速度, $\beta \approx 7.7 \times 10^{-4}$ 为盐度膨胀系数, $\frac{ds}{dx}$ 为水深平均的纵向盐度梯度, H 为总水深; u_* 为摩阻流速($=C_D^{1/2}U_{\max}$), 其中 C_D 是底部拖曳系数, 取作0.0025, $U_{\max}$ 为水深平均的潮流流速幅值。据Becherer等(2015)的定量分析发现, Si 数的临界值为0.84和0.088, 其中0.84用以区分水体的“持续性层化”与“应变致周期性层化”, 0.088用以区分水体的“应变致周期性层化”与“完全混合”。即当 $Si < 0.088$ 时, 水体在整个潮周期内均处于较好的混合状态, 越小越接近完全混合; 当 $0.088 < Si < 0.84$ 时, 水体在整个潮周期内表现为“应变致

周期性层化”, 存在潮汐应变现象; 当 $Si > 0.84$ 时, 水体在整个潮周期内都处于层化状态, 即持续性层化。

当水体存在潮汐应变时, 为衡量纵向余环流中“潮汐应变”与“斜压效应”的相对重要性, Geyer和MacCready(2014)提出了无量纲混合参数 M :

$$M^2 = \frac{C_D U_{\max}^2}{\omega N_0 H^2}, \quad (3)$$

$$N_0 = (\beta g s_{\text{ocean}} / H)^{1/2}, \quad (4)$$

式中, ω 为潮流圆频率($\omega = 2\pi/T$, T 取 M_2 分潮的潮周期), N_0 为最大盐度层化对应的浮力频率, s_{ocean} 为最大表、底层盐度差。混合参数 M 可看作潮汐与混合的时间尺度之比, 当 $M < 1$ 时, 潮汐时间尺度小于混合时间尺度, 水体呈层化或部分混合状态, 由斜压作用引起的“重力环流”成为整体纵向余环流的主要部分。当 $M > 1$ 时, 潮汐时间尺度大于混合时间尺度, “潮混合不对称性”会形成“潮汐应变环流”, 该环流结构与重力环流类似, 可显著影响到整体纵向余环流。

4 结果

4.1 涨、落潮流速和余流

各观测站位研究时段的潮流流向特征值(表2)显示, 洪枯季南槽潮流流向与河道走向是基本一致的. 中上游段N1、N2站受河道束窄影响, 涨、落潮流向较为集中, 与河道走向平行, 涨潮平均流向为 295° , 落潮平均流向为 114° ; 下游段N3站临近开阔外海, 潮流流向稍有分散, 涨潮平均流向为 298.5° , 落潮平均流向为 119° .

从研究区域3个测站洪、枯季纵向流速剖面看(图2), 洪季纵向流速总体显著大于枯季, 尤其是落潮流. 由于径流影响, 洪季落潮流速大于涨潮流速, 最大值可达 2.77m s^{-1} , 涨潮流速最大值则为 2.17m s^{-1} . 枯季径流相对较弱, 涨、落潮流速相近, 两者的最大值都约为 2.00m s^{-1} . 洪、枯季落潮历时均长于涨潮历时, 在小潮阶段这一特征更为明显. 自陆向海落潮流速逐渐减弱、涨潮流速逐渐增强, 拦门沙内坡的潮流不对称性相对较强.

为对比不同滤波周期对余流结果的影响, 本文对各站位纵向流速进行了不同滤波周期的低通滤波计算, 部分结果(2018年12月19~22日N1站第6层)如图3所示. 由图3可知, 随滤波周期的增大, 纵向流速中的周期性信号不断被剔除; 当滤波周期为34h时, 低通滤波函

数已基本消除周期性潮流信号, 得到有效的纵向余流数据; 随滤波周期的持续增大(36~40h), 余流并没有发生显著变化. 图4是洪季3个站位纵向流速基于34h低通滤波周期的滤波结果, 该图表明向海余流主要集中于各站位的中上层, 在径流影响下最大值可达 0.75m s^{-1} ; 枯季向海余流相对较小, 最大值仅 0.35m s^{-1} . 洪季观测站位向海余流的纵向分布变化趋势与落潮流速基本一致, 向外海方向(N1~N3)逐渐减弱, 枯季则是各站位相差不大. 向陆余流总体上都较小, 最大值为 0.2m s^{-1} , 在洪季大潮阶段出现于N3站(图4i), 小潮阶段出现于N2、N3站底层(图4f、4j), 但N2站向陆余流值较小, 平均值约为 0.04m s^{-1} ; 枯季大、小潮阶段都于N1、N3站底层出现(图4c、4d、4k、4l). 大小潮对比发现, 小潮阶段N1站的向陆余流与大潮阶段相近, 但N3站的底层向陆余流值较大潮阶段明显减小. 值得注意的是, 洪季N1站纵向余流自表至底均表现为向海方向, 且大、小潮纵向余流值均大于位于研究区横断面面积稍小处的N2站; 枯季N2站水体无向陆余流, 中上层余流表现为向海方向, 底部余流趋于0.

4.2 河口纵向余环流模式

结合地形、纵向余流结果可知, 洪季大潮阶段仅

图2 洪、枯季大、小潮N1(a)~(d)、N2(e)~(h)、N3(i)~(l)站的纵向流速垂向分布时间序列
正值表示沿槽向海方向, 负值表示沿槽向陆方向

拦门沙外坡N3站的纵向余流垂向结构表现出表层向海、底层向陆的环流特征(图5a); 小潮阶段则是拦门沙外坡N3站与中部N2站的纵向余流垂向结构都表现出环流特征, 但N2站底层向陆余流偏小(图5b). 综合洪季大、小潮各观测站位的纵向余流情况, 我们认为长江口南槽拦门沙海域洪季会在拦门沙外坡形成一个纵向环流, 该环流的陆侧边界在小潮阶段会向拦门沙中部延伸, 本文将这与经典理论中基本一致的环流模式称为单环流模式. 由图5c、5d可知, 枯季大、小潮阶

段拦门沙内坡N1站与外坡N3站的纵向余流垂向结构都表现出了环流特征, 而拦门沙中部N2站纵向余流自表向底均表现为向海方向, 这表明枯季拦门沙海域会在拦门沙内、外坡分别形成一个纵向余环流, 本文将其合称为“双环流模式”. 枯季大小潮对比发现, 在小潮阶段外坡N3站底部向陆余流较大潮阶段明显减小, 而内坡N1站的向陆余流与大潮阶段相近, 表明枯季小潮阶段双环流模式中的外坡环流相比大潮时会有所减弱, 而内坡环流则无显著变化.

图 3 基于不同滤波周期的4阶Butterworth低通滤波结果

滤波数据: 2018年12月19~22日N1站第6层纵向流速

图 4 洪、枯季大、小潮N1((a)~(d))、N2((e)~(h))、N3((i)~(l))站的潮平均纵向余流速垂向分布图

正值表示沿槽向海方向, 负值表示沿槽向陆方向

图5 长江口南槽拦门沙海域洪((a), (b))、枯季((c), (d))大、小潮N1、N2、N3站位的潮平均纵向余流垂向分布图

5 讨论

5.1 河口纵向余环流的影响因素

河口纵向余环流通常受径流、斜压梯度力、潮汐应变及侧向过程的影响(Smith, 1976; Simpson和Sharpies, 1992; Scott, 1994). 由各站位的潮流流向特征值(表2)可知, 长江口南槽的潮流流向与河槽走向是基本一致的, 潮平均流向偏差在 5° 以内. N1、N2站由于河槽的束窄作用, 潮流流向更为一致. 各站位的潮平均横向余流值如图6所示, 横向余流均 $<0.04\text{ m s}^{-1}$, 总体上比纵向余流小一个数量级. 其中, N1站横向余流值稍大, 可能是由于N1站在上游, 更易受径流影响. N2、N3站位横向余流值都较小, 均 $<0.01\text{ m s}^{-1}$. 另外, 由南槽拦门沙三维地形图(图1b)可知, 该区域地形的纵向变化相

比横向更为明显. 因此, 我们认为长江口南槽整体横向余流强度较弱, 侧向过程对纵向余环流的影响可以忽略.

为分析其他影响因素对河口纵向余环流的作用, 本文计算了各测站洪、枯季大、小潮的水体混合参数 Si 数与 M 值(表3). 结果表明, 洪季大潮阶段N1、N2、N3站水体均呈持续性混合状态($Si < 0.088$), 潮汐应变可忽略; 由 M 值小于1可判断该阶段的纵向余环流是由斜压作用引起的. 小潮阶段, N1站水体仍呈持续性混合状态, N2、N3站呈周期性层化状态, 即拦门沙外坡至中部水域存在潮汐应变, 但 M 值的大小仍显示纵向余环流的形成是以斜压作用为主. 枯季, 大、小潮阶段拦门沙中部N2站水体都呈持续性混合状态, N1、N3站水体在大潮阶段呈持续性混合状态, 但在小潮阶段

图 6 洪、枯季大、小潮N1((a)~(d))、N2((e)~(h))、N3((i)~(l))站的潮平均横向余流速垂向分布图
正值表示跨槽向西南方向, 负值表示跨槽向东北方向

表 3 各站位洪、枯季大、小潮的Si数与M值^{a)}

季节	潮型	站位	Si数	水体层化状态	M值
洪季	大潮	N1	0.059	a	\
		N2	0.063	a	\
		N3	0.032	a	0.520
	小潮	N1	0.052	a	\
		N2	0.122	b	0.246
		N3	0.164	b	0.872
枯季	大潮	N1	0.055	a	0.251
		N2	0.048	a	\
		N3	0.084	a	0.339
	小潮	N1	0.125	b	0.235
		N2	0.060	a	\
		N3	0.098	b	0.273

a) 水体层化状态, a表示持续性混合状态; b表示应变致周期性层化状态; M值计算的前提是该区域存在河口纵向余环流

呈周期性层化状态, 说明小潮阶段内、外坡水体都受到潮汐应变的影响; 但由M值的结果可发现, 枯季大、小潮阶段内、外坡环流的形成仍以斜压作用占主导.

整体而言, 相比潮汐应变作用, 长江口南槽拦门沙海域纵向余环流的形成主要受斜压梯度力驱动. 小潮

阶段的潮汐应变会形成结构类似于重力环流的潮汐应变环流, 进而增强整体纵向余环流. 洪季单环流的陆侧边界于小潮阶段向中部延伸、枯季拦门沙内坡环流于大小潮阶段大致相同, 都与潮汐应变有关. 由于外坡水体受外海影响较大, 斜压作用对纵向余环流的驱动相

对更为重要, 因此, 枯季小潮阶段潮汐应变对外坡环流的增强作用相比内坡并不显著, 小潮期间N3站的向陆余流明显减小。另外, 洪季大潮N3站水体与枯季大、小潮N2站水体的 Si 数都处于较低值状态, 这说明水体的混合程度较强, 其中原因将在下文中展开讨论。

5.2 双环流模式的形成机制: 地形效应

河口混合参数的计算结果表明, 长江口南槽拦门沙海域纵向余环流的形成均以斜压作用为主。对于简化的矩形断面河口模型, Hansen和Rattray(1965)推导了由斜压驱动的重力环流纵向动量平衡方程, 如下式所示:

$$0 = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (5)$$

式中, ρ_0 为平均密度, A_z 为垂向涡粘系数, u 为重力环流的纵向分量, x 指向海方向为正, z 指向下(底床方向)为正。该式本质上是潮汐平均的水平压力梯度和与重力环流相关的垂直剪应力之间的平衡。

在假定表层水体不受风应力影响, 底床无滑移, 径流量可忽略不计的条件下:

$$z = 0, \quad \frac{\partial u}{\partial z} = 0, \quad (6)$$

$$z = H, \quad u = 0, \quad (7)$$

$$\int_0^H u dz = 0. \quad (8)$$

Officer(1976)给出了重力环流纵向分量的解析解:

$$u(z) = \frac{g}{\rho_0 A_z} \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{H^3}{48} \left[8 \left(\frac{z}{H} \right)^3 - 9 \left(\frac{z}{H} \right)^2 + 1 \right], \quad (9)$$

由该解可知, 在不考虑 A_z 的变化时, 底层最大向陆余流 u_m 的大小与纵向密度梯度 $\frac{\partial \rho}{\partial x}$ 和水深 H 呈正比。对于受横向地形变化影响较小的长江口南槽拦门沙海域水体, 其 u_m 值必定会随 H 和 $\frac{\partial \rho}{\partial x}$ 的变化而改变。

作为长江入海的四大口门之一, 南槽海域受外海盐水入侵影响显著, 咸淡水交换作用剧烈。在基于海槛地形的二层水体交换理论中, Farmer和Armi(1986)认为, 正压驱动下(由低密度水侧指向高密度水侧), 低密度水体将充满槛顶, 二层水体界面位于高密度水体一侧; 反之, 负正压驱动下(由高密度水侧指向低密度

水侧), 槛顶水体将受高密度水体影响, 二层水体锋面形成于低密度水体一侧。Chant和Wilson(2000)利用二层模型推导了上层水体厚度的纵向梯度关于河道形态及流态的函数关系式:

$$\frac{\partial H_1}{\partial x} = \frac{F_2^2 \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{gB} \frac{\partial B}{\partial x} (u_1^2 - u_2^2)}{(1 - G^2)}, \quad (10)$$

式中 u_1 、 u_2 、 H_1 、 H_2 、 $F_1^2 = u_1^2/g'H_1$ 、 $F_2^2 = u_2^2/g'H_2$ 分别为上、下层水体的流速、厚度与佛罗德数, h 为高于某一参考面的底床高度, B 为河道宽度, $G^2 = F_1^2 + F_2^2$ 为二层佛罗德数, $g' = g\Delta\rho/\rho_2$, $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$ 。该函数关系式表明对于超临界落潮流($G^2 > 1$), 河道的缩窄与加深会影响二层流体形成陡峭的盐跃层。

前人对长江口盐水入侵锋的研究发现, 南槽洪季锋区会在九段沙下游20~60km范围内变动; 枯季则是存在双锋带, 前、后锋区分别位于九段沙的上、下游段, 位置随大、小潮和涨、落潮在20km范围内变化(茅志昌, 1995; 周春煦, 2018)。由本研究区涨、落急时刻的盐度纵剖面等值线图(图7)可知, 南槽拦门沙海域洪、枯季盐水入侵锋的分布与前人观点基本一致。结合Farmer和Armi(1986)的二层水体交换理论与Chant和Wilson(2000)的观点, 我们认为, 洪季南槽拦门沙海域受径流主控(图7a~7d), 较强的向海正压驱动与拦门沙外坡地形会使外海盐水入侵受到顶托, 盐度锋面形成于拦门沙外坡。该时期拦门沙内坡水域N1站向海余流值较中部N2站大, 可能与拦门沙内坡受径流控制, 受斜压影响较小有关。枯季(图7e~7h)由于径流较弱, 拦门沙海域以潮汐作用为主, 滩顶附近水体盐度均匀分布, 较强的向陆正压驱动与拦门沙内坡的向陆加深地形使得外海盐水可越过拦门沙伏于内坡底层, 形成锋面(落潮阶段表现尤为明显); 外坡水域由于底层高盐水的上溯, 存在另一盐度锋。内、外坡盐度锋一同构成了枯季南槽拦门沙海域的双锋带。对比洪枯季的盐度等值线图可知, 枯季南槽拦门沙水域形成双锋带的关键还在于拦门沙滩顶水体盐度的均匀分布。对于拦门沙滩顶水体, 表3的结果显示枯季N2站混合强度较内外坡强, 强烈混合是造成该区域水体垂向动量交换剧烈、盐度均匀分布、斜压梯度力较弱的主要原因。在海槛动力学理论中, Xing和Davies(2006, 2011)认为对于海槛地形, 正压潮汐驱动影响下其槛顶背风端

图7 长江口南槽拦门沙海域洪季大((a), (b))、小潮((c), (d))与枯季大((e), (f))、小潮((g), (h))涨、落急时刻的纵剖面盐度等值线图

会形成不稳定背风波,并伴随内波破碎形成强烈混合,宽深比越大,混合越剧烈。Wang等(2020)于南槽拦门沙海域的研究结果,发现拦门沙滩顶附近水体在枯季小潮阶段存在内波现象。因此,我们认为拦门沙“海槛”地形影响下形成的内波是枯季南槽拦门沙滩顶水体混合较强的原因之一。

对于南槽拦门沙外坡水体,纵向余流结果(图4)显示, N3站于洪、枯季均有向陆余流形成。混合参数结果(表3)表明,相比潮汐应变作用,斜压作用对该区域纵向余环流的形成贡献更大。然而,洪季大潮N3站的 Si 值较内坡N1站和滩顶N2站小,意味着该时期外坡水体的混合程度较强,斜压效应并不十分显著,说明拦门沙外坡向陆余流的形成不仅仅受控于斜压梯度,还与外海其他因素有关。长江口外海域位于东海北部,受台湾暖流、浙闽沿岸流、苏北沿岸流等流系的影响(图8a);该海域的海底地形复杂,在20m等深线与50m等深线间存在一狭长的海底斜坡(图8b)。沿岸斜坡与外侧平缓海底的坡度差异使得沿岸流系在底层埃克曼

效应影响下沿坡爬升形成上升流,夏季受西南季风影响表现尤为显著(赵保仁, 1993; 朱建荣, 2003; 曹公平等, 2013)。2019年8月31日至9月1日从长江口内至东海海域(图8a)的走航观测结果(图8b)显示,长江口外上升流的影响范围较广,对水体的顶托作用可达南槽拦门沙外坡水域(C3~C4站)。Lu等(2006)基于2000年8月沿31°N纬向断面走航式观测的研究结果中这一特征更为明显。因此,我们推测长江口南槽拦门沙外坡向陆余流可能还受长江口外上升流的影响。

综合洪枯季南槽拦门沙海域的纵向余环流模式特征、盐水入侵锋特点及口外上升流的影响,我们将单、双环流形成的概念模式总结于图9。其中,单环流模式如图9a所示,出现于受径流主控的洪季,外海高盐水团受限于拦门沙外坡,外坡水体在上升流与盐度锋的共同作用下形成拦门沙海域的单环流系统。双环流模式(图9b)出现于潮汐作用较强的枯季,由内、外坡两套环流构成。在该时段拦门沙中部水体在“海槛”地形影响下呈强混合状态,拦门沙内、外坡水域分别存

图 8 2019年8月31日至9月1日走航观测(CTD垂线升降测量)站位分布图(a)以及沿观测站自西向东的纵剖面盐度等值线图(b)

(a) 中SBCC、ZMCC、TWC分别代表苏北沿岸流、浙闽沿岸流和台湾暖流

图 9 长江口南槽拦门沙海域单环流(a)与双环流(b)概念模式图

在一盐度锋, 纵向斜压梯度 $\frac{\partial \rho}{\partial x}$ 呈“高-低-高”分布, 加之拦门沙的“海槛”地形特征(水深 H 呈“高-低-高”分布), 底层最大向陆余流 u_m 表现为“强-弱-强”的特点. 受向海径流作用, 中部水体较弱的 u_m 会被抵消, 拦门沙滩顶水体最终无向陆余流形成; 内坡水体在斜压作用下形成一个环流系统, 外坡水体在斜压作用及口外上升流的影响下形成另一个环流系统, 两者一同构成双环流模式.

5.3 河口双滞流点与最大浑浊带双核心结构的新阐释

在长江径流主控的滞流点上游段, 悬沙净向海输送; 在滞流点下游段, 受表层向海、底层向陆的纵向余环流影响, 上层悬沙净向海输送、下层悬沙净向陆输送. 在上、下游底层悬沙输移的作用下, 悬沙会在径、潮流势力相当的滞流区底层发生积聚形成悬沙峰(沈金山等, 1983; 贺松林和孙介民, 1996). 早期研究认为, 洪

季, 滞流点位置位于拦门沙滩顶附近, 上游丰富的来沙与最大浑浊带的高悬沙浓度会形成拦门沙的淤积; 枯季, 潮汐作用增强, 滞流点位置上移, 上游来沙减少, 拦门沙滩顶受到冲刷(沈焕庭等, 1986; 杨世伦等, 2001).

近年来, 一些学者发现长江口南槽洪、枯季滞流点的变化并不是简单的上溯下移, 而是洪季滞流点出现于拦门沙滩顶附近; 枯季于九段沙的上、下游分别存在一个滞流点, 最大浑浊带呈现双悬沙峰结构(顾杰等, 2016; Yang等, 2020; 彭子源等, 2020). 根据纵向余环流的悬沙输移机制及本研究得出的枯季双环流模式可知, 枯季南槽的双环流模式会在拦门沙上、下游分别形成滞流区, 在内坡环流影响下, 陆源悬沙与内坡底层斜压驱动净向陆输移的悬沙汇聚, 形成拦门沙上游悬沙峰, 同理, 在外坡环流影响下, 径流向海输移的陆源悬沙与外坡由斜压作用、上升流、外海潮泵效应引起的净向陆输移悬沙汇聚, 形成拦门沙下游的悬沙峰. 因此, 我们认为南槽枯季的双滞流点、最大浑浊带的双核心结构与双环流模式有关. 另外, 本研究中洪、枯季单、双环流交替模式产生的悬沙净输运是南槽拦门沙季节冲淤变化的主要动力机制: 洪季, 拦门沙外坡发育单环流, 滞流点位于拦门沙滩顶附近, 有利于拦门沙的淤积; 枯季, 拦门沙滩顶的强烈混合作用会导致滩顶大量沉积物再悬浮, 并在双环流模式影响下向上、下游输移, 造成拦门沙的冲刷.

5.4 长江口环流格局对人类活动的响应

自20世纪80年代以来, 长江入海沉积物呈明显减少趋势, 大量涉水工程的修建使长江河口动力地貌演变不再是“纯自然”过程, 而是受自然与人类活动共同影响, 其中人类活动作为“第三驱动力”对河口的影响还在不断增强(陈吉余等, 2008; Dai等, 2013), 如上游流域建坝、深水航道整治工程和南汇边滩围垦工程, 都是人类活动干预的主要体现(恽才兴, 2004).

在北槽深水航道整治工程开工前, 由于九段沙的阻碍, 南槽整体水动力较弱, 呈淤积状态, 拦门沙沙体呈双峰形态. 随深水航道整治工程中南、北槽分流口潜堤与南导堤的修建, 南槽的分流分沙比大幅增加, 河道上段水流集中, 落潮流动增强, 挟沙力加大, 拦门沙前峰发生冲刷(谢华亮等, 2015). 受大量冲刷沉积物下移和南汇东滩围垦工程引发的邻近浅滩落淤影响, 南槽拦门沙下段发生淤积, 拦门沙后峰滩顶在上游流

域建坝工程的大量“截沙”影响下仍保持不变, 拦门沙逐渐从双峰形态向单峰形态转变, 成为双环流模式形成的必要地形条件. 然而, 随上游来沙的持续锐减, 拦门沙极可能发生进一步的冲刷, 地形效应可能进一步削弱, 双环流模式发生的几率和规模有可能减小. 此外, 在南汇边滩围垦工程的影响下, 南槽喇叭状的河道形态正不断缩窄, 适当的缩窄可使涨、落潮流向趋于集中, 有利于纵向余环流发育, 但河道纳潮量与向陆盐通量的进一步减小, 尤其是在南槽中上游段(李林江和朱建荣, 2015; Cao等, 2019), 意味着双环流模式中的内坡环流会受到影响, 拦门沙的环流模式将发生改变.

6 结论

根据2018年7月、12月在长江口南槽拦门沙海域多站位同步观测数据分析, 我们发现拦门沙海域纵向余环流存在着两种模式: 在洪季形成于拦门沙外坡的单环流模式; 在枯季形成由拦门沙内、外坡同时存在的环流所构成的双环流模式.

河口混合参数Simpson值、混合参数 M 值的计算结果显示, 洪、枯季拦门沙海域纵向余环流的形成都以斜压作用为主, 小潮期间潮汐应变存在一定影响. 拦门沙海域存在单、双环流两种不同模式的根本原因是在拦门沙的“海槛”地形影响下洪、枯季盐水入侵模式存在差异. 洪季拦门沙海域受径流主控, 盐水上溯受限于拦门沙外坡, 形成外坡盐水入侵锋. 枯季该区域潮汐作用较强, 拦门沙外坡水体受底层高盐水入侵影响形成盐水入侵锋; 拦门沙中部水体在“海槛”地形和潮汐作用下, 次高盐水水体均匀混合, 纵向斜压较弱; 受较强的外海正压驱动和拦门沙内坡的地形影响, 拦门沙中部水域的次高盐水可越过拦门沙滩顶伏于内坡水体底层形成另一盐度锋; 内、外坡的盐水入侵锋一同组成枯季拦门沙海域的双锋带. 此外, 拦门沙外坡水体向陆余流可能还受长江口外上升流的影响, 需进一步研究.

由于现场观测资料的时空局限性, 未来需基于数学模型, 深入研究拦门沙形态对环流格局的影响, 厘清经典单环流模式向双环流模式转变的径流、潮汐、地形(拦门沙滩顶高度和两侧坡度)等主要参数的临界条件.

致谢 盛辉、卢婷、赵亚青、常洋、陈德志、兰亭飞对本次野外观测与室内样品处理提供了帮助, 谨此致谢。

参考文献

- 陈吉余, 程和琴, 戴志军. 2008. 河口过程中第三驱动力的作用和响应——以长江河口为例. 自然科学进展, 18: 994–1000
- 曹公平, 宋金宝, 樊伟. 2013. 2007年长江口邻近海域夏季上升流演变机制研究. 海洋科学, 37: 102–112
- 丁芮, 陈学恩, 曲念东. 2016. 珠江口及邻近海域潮汐环流数值模拟 II ——河口水交换和物质输运分析. 中国海洋大学学报(自然科学版), 46: 1–10
- 高钦钦, 姜晓均, 朱建荣. 2013. 浅析径流量、盐度锋面与底形变化对河口环流的影响. 上海水务, 29: 26–28, 25
- 顾杰, 郑宇华, 王晓莉, 马丹青. 2016. 长江口滞流点洪、枯季移动的数值分析. 海洋科学, 40: 114–122
- 郭小斌, 李九发, 李占海, 王一斌. 2012. 长江河口南槽近期滩槽水沙输移特性分析. 人民长江, 43: 1–5
- 贺松林, 孙介民. 1996. 长江河口最大浑浊带的悬沙输移特征. 海洋与湖沼, 27: 60–66
- 和玉芳, 程和琴, 陈吉余. 2011. 近百年来长江河口航道拦门沙的形态演变特征. 地理学报, 66: 305–312
- 李九发, 时伟荣, 沈焕庭. 1994. 长江河口最大浑浊带的泥沙特性和输移规律. 地理研究, 13: 51–59
- 李林江, 朱建荣. 2015. 长江口南汇边滩围垦工程对流场和盐水入侵的影响. 华东师范大学学报(自然科学版), (4): 77–86
- 茅志昌. 1995. 长江河口盐水入侵锋研究. 海洋与湖沼, 26: 643–649
- 彭子源, 蒋雪中, 侯立军, 何青. 2020. 1982和2012年枯季长江口最大浑浊带悬浮泥沙和盐度垂向剖面特征对比. 海洋地质前沿, 36: 7–18
- 沈焕庭, 朱慧芳, 茅志昌. 1986. 长江河口环流及其对悬沙输移的影响. 海洋与湖沼, 17: 26–35
- 沈金山, 朱珍珠, 张新琴. 1983. 长江口南槽拦门沙的成因和演变. 海洋与湖沼, 14: 582–590
- 水利部长江水利委员会. 2020. 长江泥沙公报2019. 湖北: 长江出版社. 51
- 谢华亮, 戴志军, 左书华, 韩志远. 2015. 1959–2013年长江河口南槽动力地貌演变过程. 海洋工程, 33: 51–59
- 徐晓君, 杨世伦, 李鹏. 2008. 河口河槽和口外海滨对流域来沙减少响应的差异性研究——以长江口南槽-口外海滨体系为例. 海洋通报, 27: 100–104
- 杨世伦, 赵庆英, 丁平兴, 谢文辉. 2001. 长江口拦门沙河槽季节性冲淤的主控因子探讨. 长江流域资源与环境, 10: 258–265
- 恽才兴. 2004. 长江河口近期演变基本规律. 北京: 海洋出版社. 290
- 赵保仁. 1993. 长江口外的上升流现象. 海洋学报, 15: 108–114
- 周春煦. 2018. 长江口盐水入侵特征及规律. 长江科学院院报, 35: 28–33
- 朱建荣. 2003. 夏季长江口外水下河谷西侧上升流产生的动力机制. 科学通报, 48: 2488–2492
- Becherer J, Stacey M T, Umlauf L, Burchard H. 2015. Lateral circulation generates flood tide stratification and estuarine exchange flow in a curved tidal inlet. *J Phys Oceanogr*, 45: 638–656
- Buchan A. 1897. Specific gravities and oceanic circulation. *Trans R Soc Edinb*, 38: 317–342
- Burchard H, Hetland R D. 2010. Quantifying the contributions of tidal straining and gravitational circulation to residual circulation in periodically stratified tidal estuaries. *J Phys Oceanogr*, 40: 1243–1262
- Cao D F, Shen Y M, Su M R, Yu C X. 2019. Numerical simulation of hydrodynamic environment effects of the reclamation project of Nanhui tidal flat in Yangtze Estuary. *J Hydrodyn*, 31: 603–613
- Chant R J. 2010. Estuarine secondary circulation. In: Valle-Levinson A, ed. *Contemporary Issues in Estuarine Physics*. New York: Cambridge University Press. 100–124
- Chant R J, Wilson R E. 2000. Internal hydraulics and mixing in a highly stratified estuary. *J Geophys Res*, 105: 14215–14222
- Cheng P, Valle-Levinson A, de Swart H E. 2011. A numerical study of residual circulation induced by asymmetric tidal mixing in tidally dominated estuaries. *J Geophys Res*, 116: C01017
- Dai Z J, Liu J T, Fu G, Xie H L. 2013. A thirteen-year record of bathymetric changes in the North Passage, Changjiang (Yangtze) estuary. *Geomorphology*, 187: 101–107
- Endoh T, Yoshikawa Y, Matsuno T, Wakata Y, Lee K J, Umlauf L. 2016. Observational evidence for tidal straining over a sloping continental shelf. *Cont Shelf Res*, 117: 12–19
- Farmer D M, Armi L. 1986. Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *J Fluid Mech*, 164: 53–76
- Fischer H B. 1972. Mass transport mechanisms in partially stratified estuaries. *J Fluid Mech*, 53: 671–687
- Fisher N R, Simpson J H, Howarth M J. 2002. Turbulent dissipation in the Rhine ROFI forced by tidal flow and wind stress. *J Sea Res*, 48: 249–258
- Geyer W R, MacCready P. 2014. The estuarine circulation. *Annu Rev Fluid Mech*, 46: 175–197
- Hansen D V, Rattray M. 1965. Gravitational circulation in straits and estuaries. *J Mar Res*, 23: 104–122
- Jay D A, Musiak J D. 1994. Particle trapping in estuarine tidal flows. *J Geophys Res*, 99: 20445–20461
- Jay D A, Smith J D. 1990a. Residual circulation in shallow estuaries: 1. Highly stratified, narrow estuaries. *J Geophys Res*, 95: 711–731
- Jay D A, Smith J D. 1990b. Residual circulation in shallow estuaries: 2.

- Weakly stratified and partially mixed, narrow estuaries. *J Geophys Res*, 95: 733–748
- Lacy J R, Stacey M T, Burau J R, Monismith S G. 2003. Interaction of lateral baroclinic forcing and turbulence in an estuary. *J Geophys Res*, 108: 3089
- Lerczak J A, Geyer R W. 2004. Modeling the lateral circulation in straight, stratified estuaries. *J Phys Oceanogr*, 34: 1410–1428
- Lorke A, Umlauf L, Mohrholz V. 2008. Stratification and mixing on sloping boundaries. *Geophys Res Lett*, 35: L14610
- Lorrai C, Umlauf L, Becherer J K, Lorke A, Wüest A. 2011. Boundary mixing in lakes: 2. Combined effects of shear- and convectively induced turbulence on basin-scale mixing. *J Geophys Res*, 116: C10018
- Lü X G, Qiao F L, Xia C S, Zhou J R, Yuan Y L. 2006. Upwelling off Yangtze River estuary in summer. *J Geophys Res*, 111: C11S08
- Nepf H M, Geyer W R. 1996. Intratidal variations in stratification and mixing in the Hudson estuary. *J Geophys Res*, 101: 12079–12086
- Officer C B. 1976. *Physical Oceanography of Estuaries (and Associated Coastal Waters)*. New York: John Wiley and Sons Inc. 465
- Pritchard D W. 1952. Estuarine hydrography. *Adv Geophys*, 1: 243–280
- Rippeth T P, Fisher N R, Simpson J H. 2001. The cycle of turbulent dissipation in the presence of tidal straining. *J Phys Oceanogr*, 31: 2458–2471
- Ross L, Sottolichio A, Maury T, Lesourd S, Gardel A. 2019. Intratidal and subtidal circulation in a tropical estuary during wet season: The Maroni, French Guiana. *JMSE*, 7: 433
- Schoellhamer D H. 2000. Influence of salinity, bottom topography, and tides on locations of estuarine turbidity maxima in northern San Francisco Bay. *Proc Mar Sci*, 3: 343–357
- Schulz K, Endoh T, Umlauf L. 2017. Slope-induced tidal straining: Analysis of rotational effects. *J Geophys Res-Oceans*, 122: 2069–2089
- Schwing F B, Kjerfve B, Sneed J E. 1983. Nearshore coastal currents on the South Carolina continental shelf. *J Geophys Res*, 88: 4719–4729
- Scott C F. 1994. A numerical study of the interaction of tidal oscillations and non-linearities in an estuary. *Estuar Coast Shelf Sci*, 39: 477–496
- Simpson J H, Brown J, Matthews J, Allen G. 1990. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries*, 13: 125–132
- Simpson J H, Gong W K, Ong J E. 1997. The determination of the net fluxes from a mangrove estuary system. *Estuaries*, 20: 103–109
- Simpson J H, Sharples J. 1992. Dynamically-active models in the prediction of estuarine stratification. In: Prandle D, eds. *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone*. Durham: American Geophysical Union (AGU). 101–113
- Smith R. 1976. Longitudinal dispersion of a buoyant contaminant in a shallow channel. *J Fluid Mech*, 78: 677–688
- Stacey M T, Monismith S G, Burau J R. 1999. Observations of turbulence in a partially stratified estuary. *J Phys Oceanogr*, 29: 1950–1970
- Umlauf L, Burchard H. 2011. Diapycnal transport and mixing efficiency in stratified boundary layers near sloping topography. *J Phys Oceanogr*, 41: 329–345
- Wang J X, Wang T, Xing F, Wu H, Jia J J, Yang Z S, Wang Y P. 2020. Internal waves triggered by river mouth shoals in the Yangtze River Estuary. *Ocean Eng*, 214: 107828
- Xing J, Davies A M. 2006. Influence of stratification and topography upon internal wave spectra in the region of sills. *Geophys Res Lett*, 33: L23606
- Xing J, Davies A M. 2011. Tidal mixing in sill regions: Influence of sill depth and aspect ratio. *Ocean Dyn*, 61: 1697–1717
- Xu H J, Huang Z, Bai Y, Bai Y C. 2020. Effects of flow circulations on the sediment dynamics in the deep-water navigation channel of the Yangtze River Estuary. *J Coast Res*, 95: 723–727
- Yang H F, Li B C, Zhang C Y, Qiao H J, Liu Y T, Bi J F, Zhang Z L, Zhou F N. 2020. Recent spatio-temporal variations of suspended sediment concentrations in the Yangtze Estuary. *Water*, 12: 818

(责任编辑: 杨守业)