

周曾, 陈璐莹, 蒋春海, 等. 河口地貌对潮汐不对称性影响的数值模拟研究[J]. 海洋学报, 2022, 44(7): 37–46, doi:10.12284/hyxb2022120  
Zhou Zeng, Chen Luying, Jiang Chunhai, et al. A numerical simulation study on the response of tidal asymmetry to estuarine morphologies[J].  
Haiyang Xuebao, 2022, 44(7): 37–46, doi:10.12284/hyxb2022120

# 河口地貌对潮汐不对称性影响的数值模拟研究

周曾<sup>1,2</sup>, 陈璐莹<sup>3\*</sup>, 蒋春海<sup>2</sup>, 储麇<sup>2</sup>, Ian Townend<sup>4</sup>, 张长宽<sup>2</sup>

(1. 河海大学 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学 江苏省海岸海洋资源开发与  
环境安全重点实验室, 江苏 南京 210098; 3. 上海勘测设计研究院有限公司, 上海 200335; 4. 南安普顿大学 海洋与地球科学  
学院, 南安普顿 SO17 1BJ)

**摘要:** 河口地貌形态对潮汐不对称性的产生和发展有着至关重要的作用。本文根据英国 Humber 河口数据建立了概化模型, 研究了在同一纳潮量情况下, 主槽断面形态、平面形态和河口收缩率对河口潮汐不对称性的影响。结果表明, 较深的主槽能使相位差峰值出现较晚且峰值更大, 从而影响局部区域的涨潮流强弱, 主槽越浅, 最大落潮流速越小, 落潮所需历时越长, 河口更倾向于涨潮主导, 窄潮滩倾向于涨潮主导型, 宽潮滩倾向于落潮主导型; 平面形态沿程收缩且长度较长的河口涨潮主导型最强, 此外, 河口宽度沿程缩窄会加大主槽的余流流速, 减小潮滩的余流流速; 随着河口平面收缩率的增强, 主槽的余流流速减小, 潮滩余流流速增大, 潮滩更倾向于涨潮主导。本文进一步丰富了河口地形地貌变化对潮汐不对称性影响的认识, 可为河口区工程建设和管理维护提供科学依据。

**关键词:** 潮汐不对称性; 河口地貌形态; 稳定关系; 潮滩和主槽; 余流; 调和析

中图分类号: P731.23; P737.21<sup>+1</sup>

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)07-0037-10

## 1 引言

潮波从外海向河口内传播的过程中, 由于受到地貌形态<sup>[1-2]</sup>、径流<sup>[3]</sup>、海平面上升<sup>[4]</sup>、人类活动<sup>[5]</sup>等影响产生变形, 导致涨落潮不对称, 这一现象通常被称为潮汐不对称性<sup>[6]</sup>, 也有学者进一步将涨落潮流速不相等的现象称为潮流不对称性<sup>[7-8]</sup>。在现有的研究中, 大都对潮汐进行了简化, 在保证动力场与实际情况一致或相似的情况下用若干起主要作用的特征潮来表达潮汐动力<sup>[9-10]</sup>。Friedrichs 和 Aubrey<sup>[11]</sup>指出在世界上大部分的半日潮海域, 起主要控制作用的是 M<sub>2</sub> 分潮和由 M<sub>2</sub> 分潮自身演变出的 M<sub>4</sub> 分潮, 针对这一部分海域可以近似用 M<sub>2</sub> 分潮和 M<sub>4</sub> 分潮来描述水位和流速(公式(1)、公式(2))。并基于此提出了用 M<sub>4</sub> 分潮与

M<sub>2</sub> 分潮的振幅比  $\eta_{M_4}/\eta_{M_2}$  或  $u_{M_4}/u_{M_2}$  来判断潮汐不对称性的强弱, 振幅比越大, 潮汐不对称性越强; 用 M<sub>2</sub> 分潮与 M<sub>4</sub> 分潮的相位差来判断潮汐不对称性的类型<sup>[11]</sup>(表 1), 这一方法至今仍广为使用<sup>[12-13]</sup>。本文将从水位相位差、断面流速及余流分布等多角度入手来研究河口地貌形态对潮汐不对称性的影响。

$$\text{水位: } \eta = \eta_{M_2} \cos(\omega t - \theta_{M_2}) + \eta_{M_4} \cos(2\omega t - \theta_{M_4}), \quad (1)$$

$$\text{流速: } u = u_{M_2} \cos(\omega t - \phi_{M_2}) + u_{M_4} \cos(2\omega t - \phi_{M_4}). \quad (2)$$

近年来, 随着经济发展和河口海岸防护需求的提高, 我国在河口区开展了建港、围垦等海岸工程<sup>[14]</sup>, 导致河口地貌形态发生了改变, 从而影响了河口区的潮汐不对称性<sup>[15]</sup>, 由于水动力与地貌形态的互馈作用, 又将进一步影响到河口地貌平衡形态<sup>[16]</sup>。例如, 胶州湾的围垦工程改变了地貌形态, 使其潮汐不对称性增

收稿日期: 2021-08-21; 修订日期: 2022-01-11。

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41976156); 江苏省优秀青年科学基金(BK20200077)。

作者简介: 周曾(1986—), 男, 江苏省句容市人, 教授, 主要从事河口海岸动力地貌学、潮滩系统生物动力过程等方面研究。E-mail: zeng.zhou@hhu.edu.cn

\* 通信作者: 陈璐莹, 助理工程师, 主要从事河口地貌数值模拟研究。E-mail: chenluying@sidri.com

表 1 潮汐不对称性类型

Table 1 The type of tidal asymmetry

类型	垂直向	水平向
涨潮主导型	$0^\circ < 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} < 180^\circ$	$-90^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 90^\circ$
落潮主导型	$180^\circ (-180^\circ) < 2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} < 360^\circ (0^\circ)$	$90^\circ < 2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} < 270^\circ$
平衡状态	$2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} = 0^\circ$ 或 $180^\circ$	$2\phi_{M_2} - \phi_{M_4} = 90^\circ$ 或 $270^\circ$

强<sup>[17]</sup>;象山港的围垦使得湾内潮汐不对称性发生改变,湾中部和湾顶由落潮占优转变为涨潮占优<sup>[18]</sup>;珠江三角洲黄茅海河口的滩槽潮汐不对称性不同,潮滩为涨潮主导型,主槽为落潮主导型<sup>[19]</sup>,长江口北支为涨潮主导型,但由于长江口北支断面从下游到上游不断缩窄,潮波变形加剧,使上游的潮汐不对称性更强<sup>[13]</sup>;杭州湾-钱塘江口的岸线改变使得该区域的潮汐不对称性发生改变,部分区域涨潮优势增强,而部分区域的涨潮优势减弱<sup>[20]</sup>。以上这些现象表明河口地貌对潮汐不对称性的产生和发展有着重要影响。然而,潮汐不对称性的变化会直接影响河口地区的泥沙净输运,从而进一步对河口地貌进行重新塑造<sup>[21]</sup>,研究潮汐不对称性可以对后续海岸工程的选址、建设以及维护进行指导<sup>[22]</sup>,同时潮汐不对称性与径流的相互作用对河口地区的水质也有一定影响<sup>[23]</sup>,因此研究河口地貌对潮汐不对称性的影响具有重要的现实意义和应用前景,亟需深入研究。

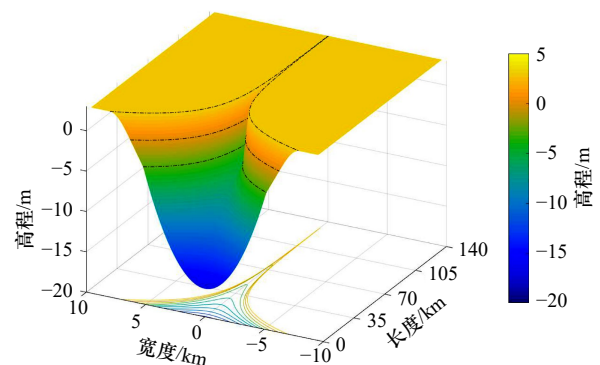
通过观测数据分析和数值模拟研究,发现当河口较浅且潮滩容积较小时,河口倾向于涨潮主导型,泥沙向陆发生净输运<sup>[24]</sup>;当河口较深而潮滩较大时则倾向于落潮主导型<sup>[25-26]</sup>,当潮滩的位置处于平均水位或略高于平均水位时,落潮流达到最强,落潮流随着相对潮振幅的增大而减小,当潮滩位于平均水位以下时,潮汐不对称性主要由相对潮振幅(即潮振幅与水深比值  $a/h$ )决定<sup>[27]</sup>。此外,河口主槽的断面形态、平面形态和长度对潮流也有较大的影响,研究发现上凸型的潮滩断面对落潮流的增强效果更为显著<sup>[28-29]</sup>,从海向陆剧烈收缩的河口平面形态促进涨潮主导<sup>[30]</sup>,这是因为随着河口收缩率的增加,潮波变形加剧,流速和波长增加<sup>[30-31]</sup>。最后,河口长度的影响主要体现在对于较短的河口,潮滩越大越倾向于落潮主导,而当河口长度较长时,较宽的潮滩则倾向于涨潮主导<sup>[32]</sup>。

纳潮量是反映河口内部水体和外海水体交换的一个重要参数,对河口泥沙冲淤有着重要影响。目前,关于河口地貌形态对潮汐不对称性影响的研究较少考虑纳潮量这一关键因子,然而河口形态的改变会

导致河口的纳潮量产生变化,进而对潮汐不对称性产生巨大影响,打破河口水动力条件与地貌形态间的匹配关系。鉴于此,本文将基于英国 Humber 河口数据,通过数值模拟进一步讨论在纳潮量相同时,潮滩或主槽断面形态的改变对河口潮汐不对称性的影响,也进一步探究河口长度以及收缩率的变化对河口整体以及潮滩、主槽上的潮汐不对称性的影响。Humber 河口是英国第二大河口,也是英国东海岸最大的河口,是英国最发达的区域之一。其拥有丰富多样的物种和栖息地,是欧洲最重要的鸟类越冬河口之一,同时也是一个重要的工业区和贸易门户,英国近 1/4 的海上贸易都要经过该河口。由于其重要的社会、经济地位,成为世界上研究最多的河口之一,积累了大量的研究资料,因此本研究将其作为概化模型的参照河口。

## 2 模型建立及参数设置

本文利用 Delft3D 软件中的水动力模块,基于英国 Humber 河口数据和 Townend 等提出的理想河口表达式<sup>[33-36]</sup>建立二维理论模型(图 1),Humber 河口长约 140 km,自西向东延伸,平均水深 16.5 m,在大潮期间平均潮差达 5.7 m。由于理论模型断面形态较复杂,因此在保证潮滩容积、主槽容积、底坡及平面形态不变的情况下将理论模型断面形态简化为潮滩断面呈线性变化,主槽断面为矩形。该简化断面形态常被用于河口地貌形态的研究,能较好地反映河口的水动力变化<sup>[32,37]</sup>,且经验证后该方案模型与理论模型的潮汐不对称性与流场基本一致。基于该简化模型,根据常用的纳潮量计算公式<sup>[38-40]</sup>,在保证纳潮量相同的情况

图 1 基于 Humber 河口数据的理论模型示意图<sup>[41]</sup>Fig. 1 Schematic diagram of the theoretical model based on the data of Humber Estuary<sup>[41]</sup>

黑色点线由上到下分别为高水位线、平均水位线以及低水位线  
The black dot lines from top to bottom show the high water level, the mean water level and the low water level, respectively

下,将两种宽度(宽、窄)的潮滩和3种主槽深度(较深主槽、基准深度、较浅主槽)进行组合,得到6种不同断面形态的河口模型(图2,表2)。

纳潮量( $W$ )计算公式为

$$W = \frac{1}{2}(S_1 + S_2)(h_1 - h_2), \quad (3)$$

式中, $S_1$ 、 $S_2$ 分别为高、低潮位时的水域面积(单位: $\text{m}^2$ ); $h_1$ 、 $h_2$ 分别为高、低潮位时的水深(单位:m)。

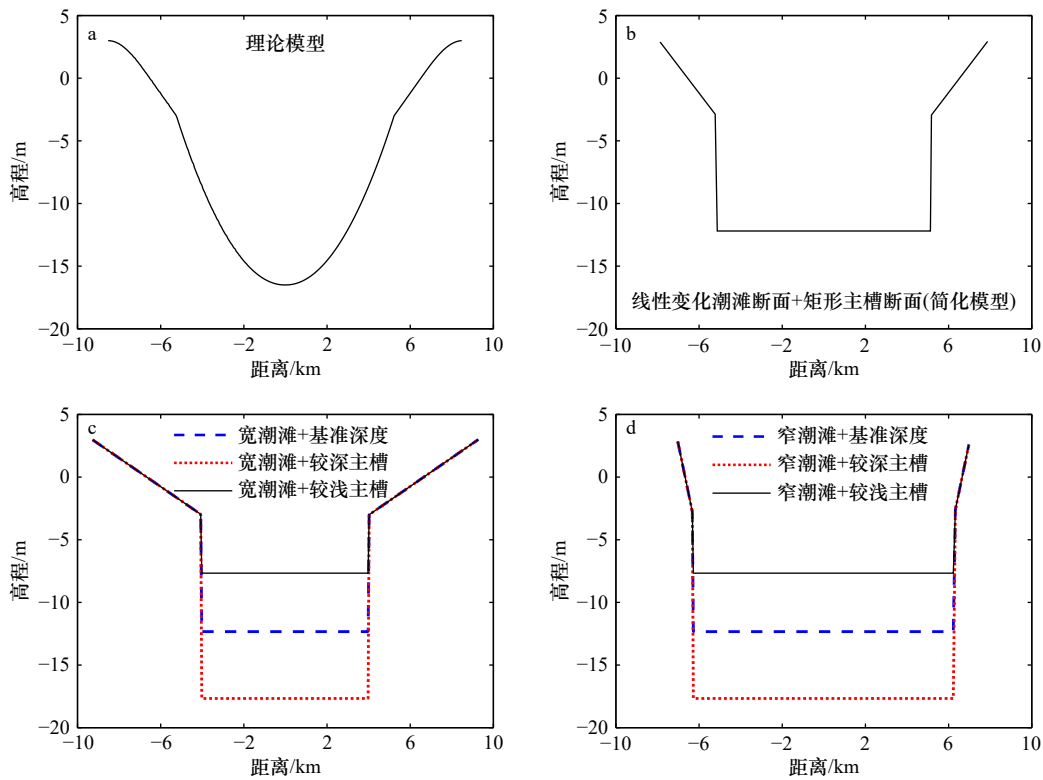


图2 不同断面形态示意图

Fig. 2 Schematic diagram of different cross sections

表2 不同断面形态模型汇总

Table 2 The summary of different cross sections

序号	名称	高水位时潮滩宽度/km	低水位时潮滩宽度/km	口门处主槽深度/m
a	理论模型	17	10.5	16.5
b	简化模型	16	10.5	12.3
c	宽潮滩+基准深度	18.5	8	12.3
	宽潮滩+较深主槽	18.5	8	17.7
	宽潮滩+较浅主槽	18.5	8	7.7
d	窄潮滩+基准深度	14	12.5	12.3
	窄潮滩+较深主槽	14	12.5	17.7
	窄潮滩+较浅主槽	14	12.5	7.7

由于简化模型平面形态呈指数型收缩,河床高程沿程随河口宽度的变化而变化,因此在研究不同平面形态对潮汐不对称性的影响时,首先将简化模型的变化底坡改成平底。在其他参数不变的情况下,底坡为

平底的简化模型只需要80 km长即可达到变化底坡简化模型的纳潮量。基于该模型,在纳潮量不变的情况下,设置另外两种不同平面形态的模型(平面形态为矩形,平面形态线性变化)。同时,还另外设置了一个不同收缩率的指数型收缩平面模型来研究收缩率对潮汐不对称性的影响(表3)。通过设置模型外海侧的潮流过程,利用上游河道的径流过程进行驱动,其余均设为固边界。外海开边界现仅考虑 $M_2$ 分潮(太阴主要半日分潮),振幅为3 m(参照Humber河口口门最大潮振幅),频率为 $28.9855^\circ/\text{h}$ ,相位差为 $0^\circ$ ,上游河道径流设定为 $200 \text{ m}^3/\text{s}$ 的恒定流。模型模拟时间均为1个月。

### 3 断面形态的改变对潮汐不对称性的影响

通过分析断面平均流速随时间的变化(图3),可以看出涨潮最大流速大于落潮最大流速,宽、窄潮滩的最大涨潮流速均值分别为 $1.16 \text{ m/s}$ 和 $1.34 \text{ m/s}$ ,而

表 3 不同平面形态模型汇总  
Table 3 The summary of different plan forms

序号	平面形态	长度/km	纳潮量/m <sup>3</sup>	收缩长度/km	备注
a	指数型收缩(强)	80	$1.47 \times 10^9$	18.3	4种平面形态口门处的断面保持相同
b	线性变化	36	$1.47 \times 10^9$	-	
c	矩形	18.6	$1.47 \times 10^9$	-	
d	指数型收缩(弱)	80	-	60	

注: - 代表不包含数据。

最大落潮流速分别为 0.98 m/s 和 1.04 m/s。潮滩宽度相同时, 不同主槽深度下涨潮最大流速相差不大, 宽潮滩对应的 3 种主槽深度最大流速均约为 1.15 m/s, 窄潮滩对应的 3 种主槽深度最大流速约为 1.35 m/s。但对落潮流速而言, 主槽越浅, 落潮流速越小, 落潮历

时更长, 印证了主槽越浅, 河口更倾向于涨潮主导型。当主槽深度相同时, 涨落潮的最大流速均是窄潮滩大于宽潮滩, 窄潮滩最大流速约是宽潮滩最大流速的 1.13 倍。

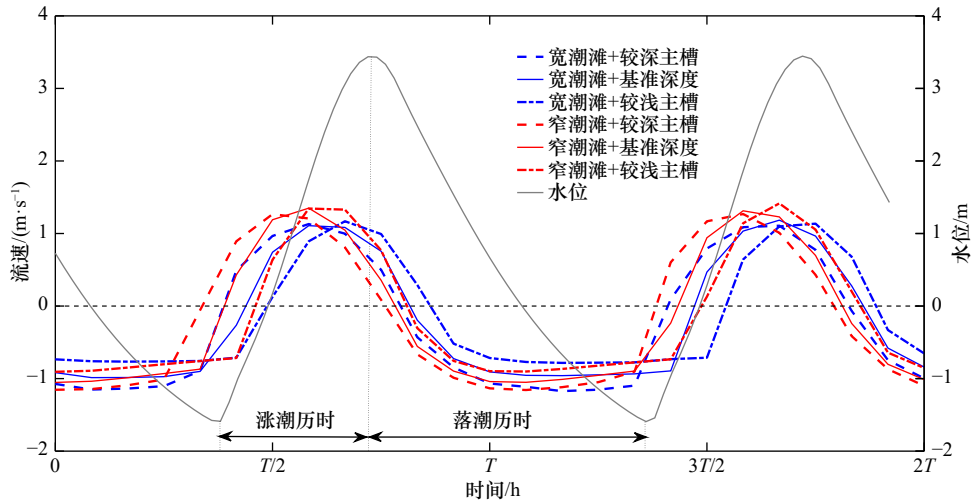


图 3 不同潮滩宽度以及不同主槽深度的河口断面平均流速随时间的变化过程

Fig. 3 The change of cross-sectionally averaged along-channel velocities in estuaries with different tidal width and channel depth

由于断面平均流速不能展现出流速在潮滩以及主槽上的不同, 因此取高水位、平均水位和低水位 3 个时刻, 对断面流速进行分析(图 4)。首先, 不管水位如何变化以及潮滩的宽窄, 主槽越浅, 断面面积越小, 使得潮滩和主槽上的流速越大。为了保证纳潮量相同, 缩窄潮滩的同时增加了低水位时的河口宽度, 使得在相同水深的情况下, 窄潮滩所对应的主槽面积大于宽潮滩对应的主槽面积, 使得窄潮滩的断面流速小于宽潮滩的断面流速, 例如在主槽较深深度情况下, 宽潮滩在高水位(HWL)、平均水位(MWL)、低水位(LWL)的流速分别为 0.87 m/s、1.13 m/s、0.17 m/s, 而窄潮滩在 3 种水位状态下, 流速分别为 0.53 m/s、0.74 m/s、0.05 m/s。

分别取不同断面形态河口 7 个潮周期内的水位

变化过程进行调和并分析并对所得的相位差沿程变化进行汇总(图 5)。经计算, 在河口的前 60 km 范围内, 相位差由口门处的  $-3^{\circ} \sim 3^{\circ}$  迅速上升到约  $50^{\circ}$ , 60 ~ 140 km 范围内的相位差趋向于稳定, 可以看出在纳潮量相同的情况下, 不同的潮滩宽度和主槽深度会对沿程的潮汐不对称性产生影响, 相位差的增长幅度最小为宽潮滩+较深主槽的  $54.31^{\circ}$  到窄潮滩+较深主槽的  $61.2^{\circ}$ , 增加了 12.7%, 达到稳定状态的速度也不同, 但总体的潮汐不对称性仍处于涨潮主导型, 且沿程相位差均值相差不大。

对于较宽的潮滩而言(图 5 中不同线型的蓝线, 对应表 4 中的 b-d 3 种类型), 平均延程相位差从主槽较深深度的  $45.51^{\circ}$  上升到主槽较浅深度的  $56.10^{\circ}$ , 主槽越浅, 相位差越大, 越倾向于涨潮主导型, 且相位差

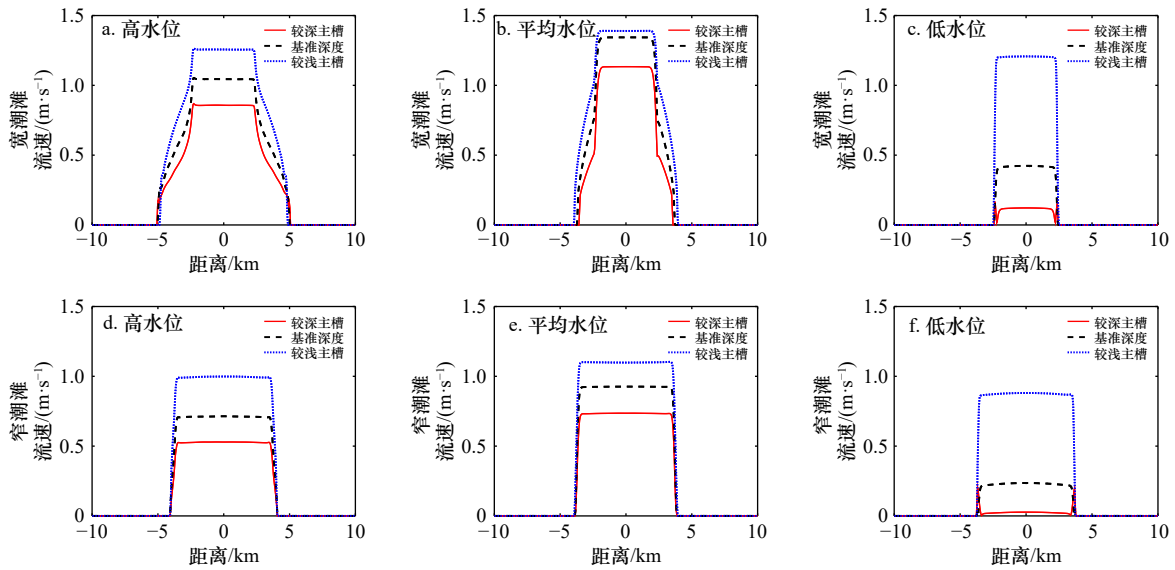


图4 不同潮滩宽度以及不同主槽深度的河口在不同水位下的断面流速

Fig. 4 Cross-sectional distribution of the along-channel depth averaged velocities in estuaries with different tidal width and channel depth under different tidal levels

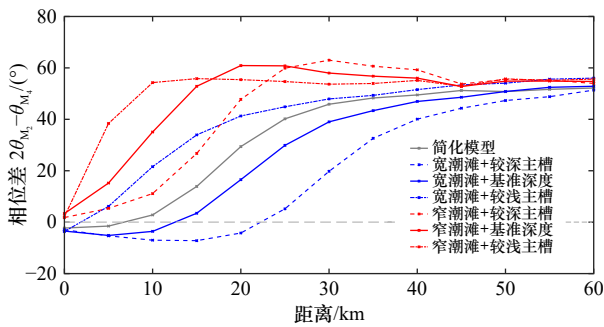


图5 不同断面形态的河口沿程相位差变化

Fig. 5 Changes of relative tidal phase along the channel in estuaries with different cross sections

仅显示相位差变化剧烈的前60 km, 河口总长为140 km

Only shows 60 km from the mouth where the relative tidal phase changes rapidly and the total length is 140 km

越快达到稳定状态。当潮滩较宽且主槽较浅时, 相位差呈现从靠近口门处的 $-2^\circ$ 左右出现先略微减小 $2^\circ\sim 5^\circ$ 再增大的趋势, 且其达到稳定状态所需的距离最长。这是由于宽潮滩会使河口倾向于落潮主导型, 浅主槽使河口倾向于涨潮主导型, 在口门附近潮滩较宽, 而随着潮波向内推进, 河口逐渐缩窄, 潮滩变窄, 主槽进一步变浅, 使得河口的涨潮流逐渐增强, 落潮流减弱。

对于较窄的潮滩(图5中不同线型的红线, 对应表4中的e-g 3种类型), 无论主槽的深度如何, 沿程相位差都会呈现先快速增长, 到达峰值相位差 $50^\circ\sim 60^\circ$ 后开始减小, 最后稳定在 $50^\circ$ 左右的态势, 且主槽越深, 峰值越大, 到达峰值所需的距离越长。这说明

表4 不同断面形态河口的沿程相位差均值

Table 4 The along-channel averaged relative tidal phases of estuaries with different cross sections

序号	断面形态		平均沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_4} / (^\circ)$
	潮滩宽度	主槽深度	
a	基准宽度	基准深度	52.55
b	较宽	基准深度	50.10
c	较宽	较深	45.51
d	较宽	较浅	56.10
e	较窄	基准深度	58.76
f	较窄	较深	55.93
g	较窄	较浅	60.65

较浅的主槽深度能使涨潮流快速达到峰值。而对于相同的主槽深度(图5中以相同线型表示), 总体而言窄潮滩更倾向于涨潮主导型, 但是潮滩的影响因主槽深度的不同而不同, 主槽深度较深时, 潮滩的缩窄会使沿程相位差均值增加更多, 也就是说潮滩大小对潮汐不对称性的影响在主槽较深的情况下更为显著。虽然口门处的断面形态差异较大, 但随着平面形态以及底坡的变化趋势减缓, 当距口门50 km及更远后, 不同断面之间的差异较小, 主槽深度差异约为0.5 m, 潮滩宽度的差异则在50 m左右, 因此潮汐不对称性逐渐趋于稳定且不同断面之间的潮汐不对称性差异不大。此外, 从不同河口断面的沿程相位差均值(表4)来看, 符合宽潮滩削弱涨潮主导, 浅主槽增强涨潮主

导这一理论。当主槽较浅且潮滩较窄时河口整体的涨潮主导最强,当主槽较深且潮滩较宽时河口整体的涨潮主导最弱。当潮滩较宽时相位差对主槽深度变化的响应相较于潮滩较浅时更为灵敏,主槽从深到浅时相位差增加得更多。

断面形态的改变会引起不同的能量耗散。由于摩擦系数与流速有关,断面面积减小,流速增大,摩擦系数增大,能量耗散加剧,从而导致涨落潮历时不相等,河口更倾向于涨潮主导<sup>[37, 42-43]</sup>。上述结果表明,河口地貌对潮汐不对称性的产生和发展有着重要的影响,当纳潮量相同时,潮滩缩窄使得断面面积减小,流速加大,涨潮历时减短,因此窄潮滩倾向于涨潮主导,宽潮滩倾向于落潮主导,同理,浅主槽倾向于涨潮主导,这也进一步验证了文献<sup>[11, 44-46]</sup>的相关发现。

#### 4 平面形态改变对潮汐不对称性的影响

为了使不同模型之间的纳潮量相等,设计的3个模型的平面形态以及长度均不相同,但口门处的断面是相同的并且沿程水深相等。同样,对水位进行调和与分析,可以得到3个不同平面形态河口相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 的沿程变化(图6)。

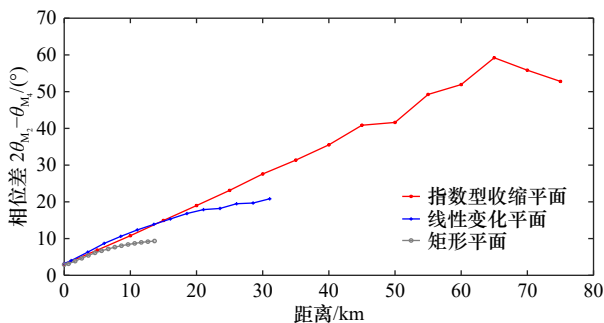


图6 不同平面形态的相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 沿程变化  
Fig. 6 Changes of relative tidal phase along the channel in estuaries with different plan forms

潮滩面积从大到小依次为矩形平面河口、线性变化平面河口和指数型收缩平面河口。为了使纳潮量相同,河口的长度则依次增加。当纳潮量相同时,虽然河口的平面形态、长度有所不同,但整体依旧是倾向于涨潮主导。经计算,指数型收缩平面、线性变化平面以及矩形平面的平均沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 分别为 $32.73^\circ$ 、 $13.37^\circ$ 和 $6.68^\circ$ (表5),其中,长度最短的矩形平面河口的涨潮主导最弱,线性变化平面河口其次,长度最长的指数型收缩平面河口涨潮主导最强。由于3种河口在口门处的断面相同,因此在口门附近三者的相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 相差不大。随着潮波继续向内传

播,由于矩形平面的河口宽度沿程不变,不会产生较大的由于平面形态改变而带来的能量聚集,加之长度短,易受径流的影响,涨潮流流速的增速逐渐减缓,沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 从口门处的 $2.9^\circ$ 增加到 $9.34^\circ$ 后逐渐趋于平缓。线性变化平面的河口同样也由于长度较短,径流影响大,因此在河口长度的前1/3段由口门处的 $3.21^\circ$ 增加了 $7.39^\circ$ 到 $10.6^\circ$ ,而后1/3段相位差仅由 $17.89^\circ$ 增加了 $2.94^\circ$ 到 $20.83^\circ$ ,增幅减弱。而指数型收缩平面沿程缩窄较快,使得涨潮流速不断增加,从而导致沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 由 $3.05^\circ$ 不断增大至 $59.23^\circ$ ,又因为径流端的宽度窄,径流流速较大,削弱了涨潮流速,使得相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}$ 在靠近径流端处由 $59.23^\circ$ 减小至 $52.79^\circ$ 。

表5 不同平面形态的沿程相位差均值

Table 5 The along-channel averaged relative tidal phases of estuaries with different plan forms

河口平面形态	平均沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_1}/(^\circ)$
指数型收缩平面	32.73
线性变化平面	13.37
矩形平面	6.68
弱收缩平面(收缩长度60 km)	21.40
强收缩平面(收缩长度18.3 km)	32.73

从余流场看,在纳潮量相同时,平面形态的改变会导致潮滩与主槽的余流流速不同(图7)。虽然不同河口的沿程相位差在口门附近的差异不大,但余流流速不同。指数型收缩平面的河口主槽流速明显大于线性变化平面河口与矩形平面河口,并且随着河口平面形态的不断缩窄,主槽的余流流速逐渐增加。对于线性变化的河口而言,由于河口平面形态的变化并不剧烈,因此主槽的余流流速增加并不显著。矩形平面河口的主槽内余流流速最小。而对于潮滩而言,平面形态的缩窄会导致潮滩余流流速减小,这表明在纳潮量相同时,河口宽度的快速缩窄会加大主槽的余流流速,减小潮滩的余流流速。

随着河口收缩率的增加,潮波变形加剧,流速和波长增加,涨潮主导增强<sup>[30-31]</sup>。在实际河口中,河口的平面形态大多沿程发生收缩(图8,图9)。下面通过强收缩的指数型收缩河口和弱收缩的指数型收缩河口两种不同收缩率的河口来讨论河口平面形态的不同收缩率对于潮汐不对称性的影响。为了消除长度带来的影响,将河口长度固定为80 km。虽然收缩

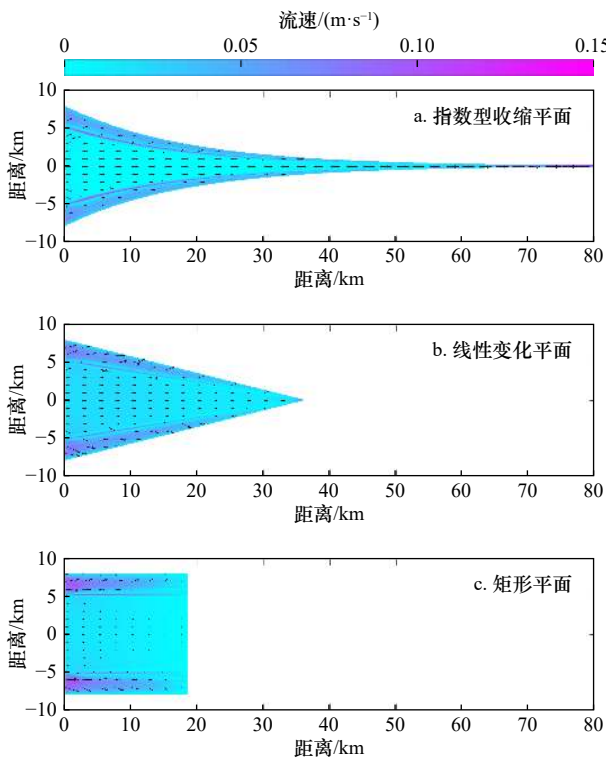


图7 不同平面形态河口的余流场

Fig. 7 Residual currents in estuaries with different plan forms

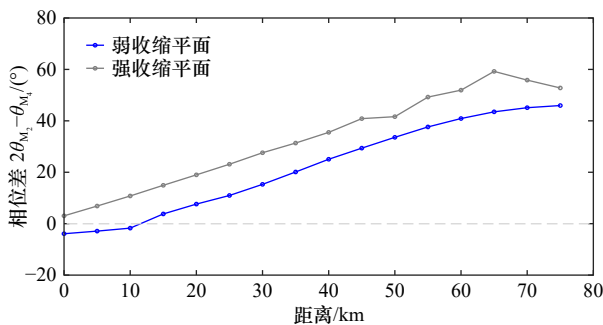
图8 不同平面收缩率河口的相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_4}$ 沿程变化

Fig. 8 Changes of relative tidal phase along the channel in estuaries with different convergence

率不同,但两者均为涨潮主导型。相位差均沿程缓慢增加,强收缩河口的沿程相位差大于弱收缩河口的沿程相位差,弱收缩平面和强收缩平面的平均沿程相位差 $2\theta_{M_2} - \theta_{M_4}$ 分别为 $21.40^\circ$ 和 $32.73^\circ$ ,这意味着当河口的平面收缩率较大时,由于断面的快速缩窄导致涨潮流速增大,此时河口相较于收缩率较小的情况下更倾向于涨潮主导型。从余流图来看,平面形态的收缩会改变潮滩的落潮主导情况,随着收缩率的加剧,潮滩向落潮方向的余流流速转向涨潮方向。并且随着收缩率的增加,主槽的流速逐渐减小,潮滩的流速逐渐增加。从上述研究可以看出,河口平面形态对潮汐不对

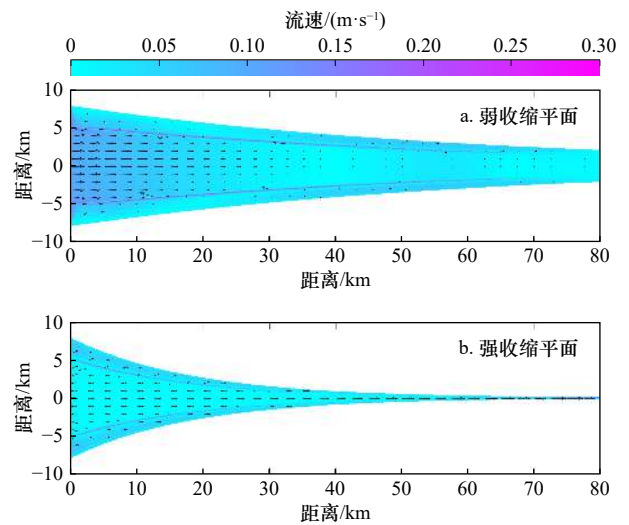


图9 不同收缩率河口的余流场

Fig. 9 Residual currents in estuaries with different convergence

称性的影响本质是由平面形态改变引起沿程断面形态变化造成的。本发现也进一步验证了其他相关研究,表明平面收缩较强的河口更倾向于涨潮主导<sup>[13, 30]</sup>。

## 5 结论

本文通过二维水动力模型模拟了不同断面形态和平面形态的理想河口水动力情况,从流速、相位差和余流3方面进行了分析,主要得出以下3点结论。

(1)主槽深度会影响沿程相位差出现峰值的位置和大小,较深的主槽能使峰值出现较晚且峰值更大。此外还会影响最大落潮流速以及落潮历时,主槽越浅,最大落潮流速越小,落潮所需历时越长,河口更倾向于涨潮主导。潮滩大小的变化对潮汐不对称性的影响在主槽较深时更显著。窄潮滩倾向于涨潮主导型,宽潮滩倾向于落潮主导型。此外,相较于主槽较浅的河口,潮滩大小的变化对潮汐不对称性的影响在主槽较深的河口中更为显著。

(2)在纳潮量相同的情况下,本文设置了矩形、指数收缩型以及线性变化3种平面形态。在沿程水深不变的情况下,平面形态的改变不会影响河口整体的涨落潮主导趋势。顺直且较短的河口涨潮主导最弱,而平面形态沿程收缩且长度较长的河口涨潮主导最强。此外,河口宽度沿程缩窄会加大主槽的余流流速,减小潮滩的余流流速。

(3)收缩型河口的相位差沿程缓慢增加。收缩较强的河口相较于弱收缩河口沿程相位差更大,其涨潮主导特性更为显著。随着河口平面收缩率的增强,主槽的余流流速减小,潮滩余流流速增大,潮滩的涨潮

主导增强。

最后,值得一提的是河口水动力、泥沙、地貌三者相互作用,处在一个动态变化的过程中。本文尚未

考虑泥沙输运及其引起的地貌演变,未来研究可将泥沙引入,进一步揭示河口地貌演变与潮汐不对称性变化的互馈机制。

#### 参考文献:

- [1] 王彪,朱建荣,李路.长江河口涨落潮不对称性动力成因分析[J].海洋学报,2011,33(3):19-27.  
Wang Biao, Zhu Jianrong, Li Lu. A study on the dynamics of the asymmetry between flood and ebb in the Changjiang River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2011, 33(3): 19-27.
- [2] 侯庆志,陆永军,王建,等.河口与海岸滩涂动力地貌过程研究进展[J].水科学进展,2012,23(2):286-294.  
Hou Qingzhi, Lu Yongjun, Wang Jian, et al. Advances in morphodynamics of estuarine and coastal mudflats[J]. Advances in Water Science, 2012, 23(2): 286-294.
- [3] 乔立新,张国安,何青,等.长江分汊河口涨、落潮悬沙不对称特征及季节性差异[J].海洋学报,2020,42(3):107-117.  
Qiao Lixin, Zhang Guoan, He Qing, et al. Tidal and seasonal asymmetry of suspended sediment concentration in branched channels of the Changjiang River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2020, 42(3): 107-117.
- [4] Du Jiabi, Shen Jian, Zhang Yinglong, et al. Tidal response to sea-level rise in different types of estuaries: the importance of length, bathymetry, and geometry[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(1): 227-235.
- [5] Jewell S A, Walker D J, Fortunato A B. Tidal asymmetry in a coastal lagoon subject to a mixed tidal regime[J]. *Geomorphology*, 2012, 138(1): 171-180.
- [6] Aubrey D G, Speer P E. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part I: Observations[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1985, 21(2): 185-205.
- [7] 李谊纯.潮流不对称与推移质泥沙长期净输运[J].泥沙研究,2013(5):21-26.  
Li Yichun. On relationship between tidal current asymmetry and long-term bed load net transport[J]. Journal of Sediment Research, 2013(5): 21-26.
- [8] 林国尧,龚文平.海南岛莺歌海近岸的潮汐不对称与潮致余流研究[J].海洋学报,2017,39(7):36-42.  
Lin Guoyao, Gong Wenping. Tidal asymmetry and tide-induced residual currents in the Yinggehai coast, Hainan Island[J]. Haiyang Xuebao, 2017, 39(7): 36-42.
- [9] Latteux B. Techniques for long-term morphological simulation under tidal action[J]. *Marine Geology*, 1995, 126(1/4): 129-141.
- [10] 杨洋,陈沈良,徐从亮.黄河口滨海区冲淤演变与潮流不对称[J].海洋学报,2021,43(6):13-25.  
Yang Yang, Chen Shenliang, Qu Congliang. Morphodynamics and tidal flow asymmetry of the Huanghe River Estuary[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(6): 13-25.
- [11] Friedrichs C T, Aubrey D G. Non-linear tidal distortion in shallow well-mixed estuaries: a synthesis[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1988, 27(5): 521-545.
- [12] Wang Zhengbing, Jeuken C, De Vriend H J. Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries[R]. Delft: [s.n.], 1999.
- [13] 尹倩瑜,龚政,李欢,等.长江口北支河段潮汐不对称性分析[J].人民长江,2013,44(21):81-84.  
Yin Qianyu, Gong Zheng, Li Huan, et al. Analysis on tidal asymmetry in north branch of Yangtze River Estuary[J]. *Yangtze River*, 2013, 44(21): 81-84.
- [14] 季荣耀,陆永军,詹小磊,等.伶仃洋茅洲河口动力地貌演变过程[J].水科学进展,2019,30(6):781-788.  
Ji Rongyao, Lu Yongjun, Zhan Xiaolei, et al. Study on the morphodynamic evolution processes in the Maozhou Estuary of the Lingding Bay[J]. Advances in Water Science, 2019, 30(6): 781-788.
- [15] Zhou Zeng, Coco G, Townend I, et al. On the stability relationships between tidal asymmetry and morphologies of tidal basins and estuaries[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2018, 43(9): 1943-1959.
- [16] Zhou Zeng, Coco G, Townend I, et al. Is "Morphodynamic Equilibrium" an oxymoron?[J]. *Earth-Science Reviews*, 2017, 165: 257-267.
- [17] Gao Guandong, Wang Xiaohua, Bao Xianwen. Land reclamation and its impact on tidal dynamics in Jiaozhou Bay, Qingdao, China[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2014, 151: 285-294.
- [18] 方彤瑶,李莉.滩涂围垦对水动力环境的影响[C]//第十七届中国海洋(岸)工程学术讨论会论文集(上).北京:海洋出版社,2015.  
Fang Tongyao, Li Li. Influence of tidal flat reclamation on hydrodynamic environment[C]//Proceedings of the 17th China Ocean (Shore) Engineering Symposium. Beijing: China Ocean Press, 2015.
- [19] Gong Wenping, Schuttelaars H, Zhang Heng. Tidal asymmetry in a funnel-shaped estuary with mixed semidiurnal tides[J]. *Ocean Dynamics*, 2016, 66(5): 637-658.
- [20] 操进浪.杭州湾海域岸线变化对其水动力过程影响的数值研究[D].杭州:浙江大学,2018.  
Cao Jinlang. Numerical simulation on impacts of coastline changes on hydrodynamics in Hangzhou Bay[D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2018.
- [21] Pein J U, Stanev E V, Zhang Y J. The tidal asymmetries and residual flows in Ems Estuary[J]. *Ocean Dynamics*, 2014, 64(12): 1719-1741.

- [22] 沈倩颖, 季小梅, 张蔚, 等. 河口挡潮闸对三角洲潮汐不对称时空变化的影响[J]. *热带海洋学报*, 2021, 40(5): 1–9.  
Shen Qianying, Ji Xiaomei, Zhang Wei, et al. Impact of estuarine storm surge barriers on spatiotemporal variation of tidal asymmetry in a delta[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2021, 40(5): 1–9.
- [23] Montaña-Ley Y, Peraza-Vizcarra R, Páez-Osuna F. The tidal hydrodynamics modeling of the Topolobampo coastal lagoon system and the implications for pollutant dispersion[J]. *Environmental Pollution*, 2007, 147(1): 282–290.
- [24] 贾建军, 高抒, 薛允传. 山东荣成月湖潮汐汊道的时间–流速不对称特征[J]. *海洋学报*, 2003, 25(3): 68–76.  
Jia Jianjun, Gao Shu, Xue Yunchuan. Patterns of time-velocity asymmetry at the Yuehu Inlet, Shandong Peninsula, China[J]. *Haiyang Xuebao*, 2003, 25(3): 68–76.
- [25] 蔡伟章, 陈耕心, 丁锦仁. 象山港潮汐潮流特征及成因探讨[J]. *海洋通报*, 1985, 4(3): 8–12.  
Cai Weizhang, Chen Gengxin, Ding Jinren. A discussion of the features of the tide and tidal current in the Xiangshan Harbour and their cause of formation[J]. *Marine Science Bulletin*, 1985, 4(3): 8–12.
- [26] Van Der Spek A. Tidal asymmetry and long-term evolution of Holocene tidal basins in the Netherlands: simulation of palaeo-tides in the Schelde Estuary[J]. *Marine Geology*, 1997, 141(1/4): 71–90.
- [27] Fortunato A B, Oliveira A. Influence of intertidal flats on tidal asymmetry[J]. *Journal of Coastal Research*, 2005, 21(5): 1062–1067.
- [28] Le Hir P, Roberts W, Cazaillet O, et al. Characterization of intertidal flat hydrodynamics[J]. *Continental Shelf Research*, 2000, 20(12/13): 1433–1459.
- [29] Dyer K R. The typology of intertidal mudflats[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1998, 139(1): 11–24.
- [30] Friedrichs C T, Aubrey D G. Tidal propagation in strongly convergent channels[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1994, 99(C2): 3321–3336.
- [31] Lanzoni S, Seminara G. On tide propagation in convergent estuaries[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C13): 30793–30812.
- [32] Ridderinkhof W, De Swart H E, Van Der Vegt M, et al. Geometry of tidal inlet systems: A key factor for the net sediment transport in tidal inlets[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(10): 6988–7006.
- [33] Cao Shuyou, Knight D W. Entropy-based design approach of threshold alluvial channels[J]. *Journal of Hydraulic Research*, 1997, 35(4): 505–524.
- [34] Townend I. An exploration of equilibrium in Venice Lagoon using an idealised form model[J]. *Continental Shelf Research*, 2010, 30(8): 984–999.
- [35] Townend I. The estimation of estuary dimensions using a simplified form model and the exogenous controls[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2012, 37(15): 1573–1583.
- [36] Friedrichs C T, Aubrey D G. Equilibrium hypsometry of intertidal[J]. *Mixing in Estuaries and Coastal Seas*, 1996, 50: 405–429.
- [37] Friedrichs C T, Madsen O S. Nonlinear diffusion of the tidal signal in frictionally dominated embayments[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1992, 97(C4): 5637–5650.
- [38] 季小梅, 张永战, 朱大奎. 乐清湾近期海岸演变研究[J]. *海洋通报*, 2006, 25(1): 44–53.  
Ji Xiaomei, Zhang Yongzhan, Zhu Dakui. Study on marine environment and recent coastal evolution of Yueqing Bay, Zhejiang Province, China[J]. *Marine Science Bulletin*, 2006, 25(1): 44–53.
- [39] 陈红霞, 华锋, 刘娜, 等. 不同方式的纳潮量计算比较——以胶州湾 2006 年秋季小潮为例[J]. *海洋科学进展*, 2009, 27(1): 11–15.  
Chen Hongxia, Hua Feng, Liu Na, et al. Comparison among different methods for tidal prism calculation —neap tide of Jiaozhou Bay in autumn 2006 as an expounded example[J]. *Advances in Marine Science*, 2009, 27(1): 11–15.
- [40] 袁菲, 何用, 卢陈, 等. 多汊道潮汐通道狮子洋的纳潮量计算及演变分析[J]. *海岸工程*, 2017, 36(4): 59–66.  
Yuan Fei, He Yong, Lu Chen, et al. Calculation method and evolution analysis of the tidal prism of Shiziyang tidal channel[J]. *Coastal Engineering*, 2017, 36(4): 59–66.
- [41] Townend I, Zhou Zeng, Guo Leicheng, et al. A morphological investigation of marine transgression in estuaries[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2021, 46(3): 626–641.
- [42] Davies A M, Jones J E. The influence of bottom and internal friction upon tidal currents: Taylor’s problem in three dimensions[J]. *Continental Shelf Research*, 1995, 15(10): 1251–1285.
- [43] Kang J W, Jun K S. Flood and ebb dominance in estuaries in Korea[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2003, 56(1): 187–196.
- [44] Wang Z B, Jeuken M C J L, Gerritsen H, et al. Morphology and asymmetry of the vertical tide in the Westerschelde Estuary[J]. *Continental Shelf Research*, 2002, 22(17): 2599–2609.
- [45] Speer P E, Aubrey D G. A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory[J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1985, 21(2): 207–224.
- [46] Boon III J D, Byrne R J. On basin hypsometry and the morphodynamic response of coastal inlet systems[J]. *Marine Geology*, 1981, 40(1/2): 27–48.

## A numerical simulation study on the response of tidal asymmetry to estuarine morphologies

Zhou Zeng<sup>1,2</sup>, Chen Luying<sup>3</sup>, Jiang Chunhai<sup>2</sup>, Chu Ao<sup>2</sup>, Ian Townend<sup>4</sup>, Zhang Changkuan<sup>2</sup>

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. Jiangsu Key Laboratory of Coast Ocean Resources Development and Environment Security, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3. Shanghai Engineering Consulting (Group) Co. Ltd., Shanghai 200335, China; 4. School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton SO17 1BJ, UK)

**Abstract:** Estuarine morphologies play an important role on tidal asymmetry. A two-dimensional numerical model is established with the Humber Estuary, UK as a reference site. A series of simulations are designed to examine the effects of the estuary cross-section shape, planform and convergence on the development of tidal asymmetry, whilst maintaining the same tidal prism. Model results show that deeper channels result in the lag and enhancement of phase difference whilst shallower channels result in a decline in the maximum ebb-tide velocity and longer period of ebb tide, and the estuary tends to be flood-dominated; narrow tidal flat tends to favour ebb dominance while broad tidal flat tends to favour flood dominance. Flood dominance is strongest in the convergent and long estuary. In addition, narrowing the estuary width will enhance the residual flow velocity of the main channel but weaken the residual flow velocity of the tidal flat. With the increase in estuary convergence, the residual flow velocity of the main channel increases but decreases on the tidal flat, and strengthen the flood dominance of the tidal flat. This paper further improves the research on the influence of estuary landforms on tidal asymmetry, which has certain guiding significance for reclamation and coastal engineering.

**Key words:** tidal asymmetry; estuarine morphology; stability relationships; tidal flats and channels; residual velocity; harmonic analysis