

## 论文

## 黄茅海河口崖门的动力结构和沉积作用

韦惺<sup>①②\*</sup>, 吴晓星<sup>③</sup>

① 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境动力学重点实验室, 广州 510301;

② 中山大学近岸海洋科学与技术研究中心, 广州 510275;

③ 国家海洋局南海预报中心, 广州 510310

\*E-mail: wes@scsio.ac.cn

收稿日期: 2010-05-29; 接受日期: 2010-08-18

广东省自然科学基金(编号: 9151027501000111)、国家 908 专项(编号: 908-02-01-04)和国家自然科学基金重点基金(批准号: 50839005)资助

**摘要** 崖门是珠江河口八大口门之一, 是连接黄茅海和崖门水道的基岩峡口通道. 由于口门上、下游方向水面放宽, 形成了独特的双向不对称射流体系. 本文根据实测水文资料、历史海图, 应用 ECOMSED 模型对崖门射流系统的动力结构、动力平衡及其对沉积的作用进行地貌动力分析. 研究表明: (1) 崖门的动力结构中非线性作用不能忽略, 科氏力和摩擦力大体在同一量级, 但摩擦力的作用更强; (2) 不对称双向射流在峡口以北为涨潮优势流, 以南为落潮优势流; (3) 双向射流系统是崖门深槽得以长期保持稳定的主导因素.

**关键词**崖门  
双向射流  
动力结构  
动力平衡  
沉积

潮汐汉道是有潮海岸的一种特殊类型, 是末次冰期结束后海面上升淹没低地而形成的. 在我国及世界都有广泛分布. 从生态环境和经济建设来看, 潮汐汉道都具有重要的价值. 然而在人类活动和自然过程的作用下, 潮汐汉道系统变得多变和脆弱. 因此, 长期以来, 人们非常重视对这一特殊海岸动力地貌类型的研究. 20 世纪初, 中外学者就开始对潮汐汉道进行大量的研究工作, 其中研究主要集中在潮汐汉道的分类<sup>[1,2]</sup>、成因及演化<sup>[3-6]</sup>、水动力和输沙特性<sup>[7-9]</sup>、潮汐汉道的稳定性<sup>[10-13]</sup>、人类活动对潮汐汉道的影响<sup>[14,15]</sup>等几个方面. 而对潮汐汉道口门区由于地貌所造成的水流动力结构和沉积物输运与沉积作用的研究较为缺乏. 因此, 有必要对这一地貌单元的地貌动力结构和沉积作用进行深入研究. 尤其是对于珠江河口. 现代珠江河口是由河网区与河口湾区构成, 连接两部分的是珠江口独特的地貌单元“门”(基岩控制的潮汐汉道, 称之为“门”). 全新世海

侵盛期以来, 珠江河口的“门”及其双向射流动力体系对珠江三角洲和河网主干, 特别对口门的形成演变起了控制性的作用<sup>[16,17]</sup>. 因此, “门”的沉积动力学分析成为了解读珠江三角洲沉积过程的重要环节. 本文将珠江口崖门为例, 根据实测水文资料、地形图、应用二维数值模型对崖门潮汐汉道的动力结构和沉积作用进行探讨.

## 1 区域概况

崖门是珠江河口 8 个口门之一, 也是连接黄茅海和崖门水道的通道, 宽仅 580 m, 据现代地形图两岸分别是猫山(173 m)和冲尖山(273 m)(史称崖门位于崖山与汤瓶山之间), 是一个典型的基岩控制的潮汐汉道, 呈南北走向(图 1). 口门上部的银洲湖是典型的溺谷河口, 水深较大. 下部的黄茅海河口湾为喇叭形, 水域面积约 403 km<sup>2</sup><sup>[18]</sup>. 在湾口南部有两列 EEN-

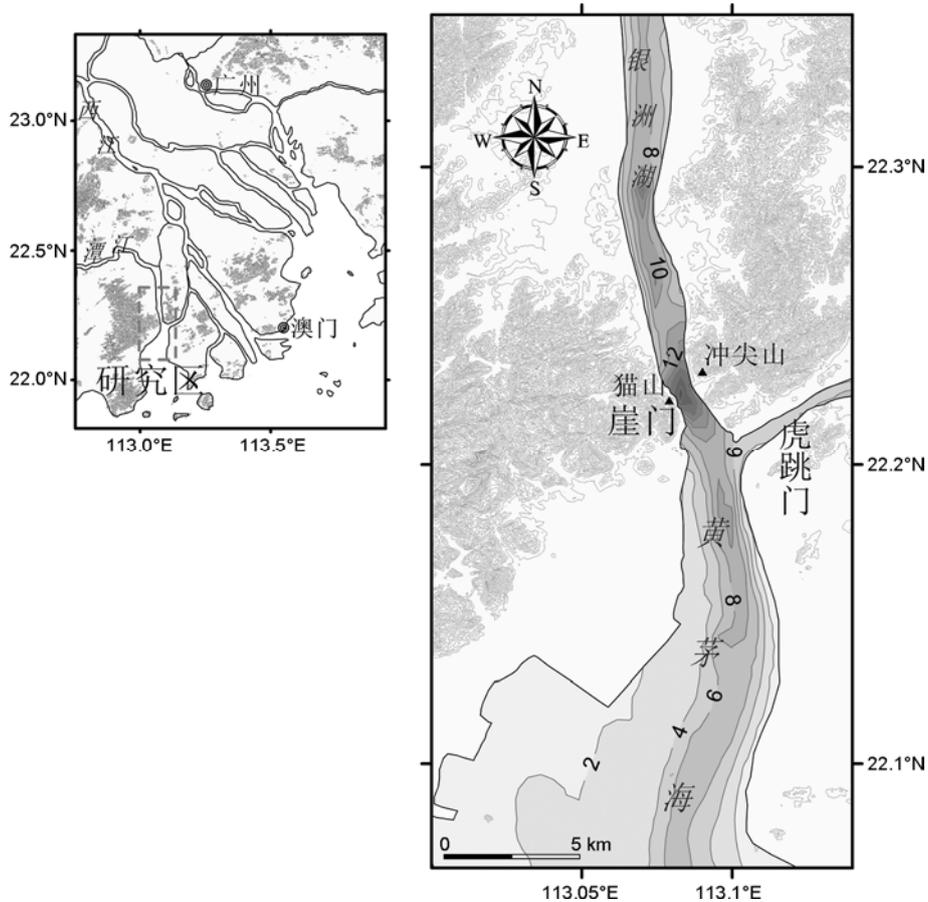


图1 黄茅海河口湾崖门及水下地形  
水深单位为 m

WWS走向的岛链. 湾内有众多基岩小岛. 入注河口湾的主要河流为潭江. 潭江是一条典型的山区河流, 流量小(年均径流总量  $20.7 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 年均流量为  $65.5 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 含沙量少(含沙量为  $0.11 \text{ kg}/\text{m}^3$ , 年输沙量为  $23.0 \times 10^4 \text{ t}$ )年内变幅大<sup>[19]</sup>. 河口湾的潮汐与潮流都是不规则半日潮, 潮型系数  $F$  在 1.27~1.84 之间. 崖南平均潮差为 124 cm. 年平均波高在 1.2 m, 平均周期为 5.1 s, 波浪方向以 SE 向浪为主(包括风浪和涌浪)<sup>[19]</sup>.

## 2 资料和方法

### 2.1 现场观测

2005年7月22~29日, 在崖门口进行了5船同步水文泥沙连续观测(图2(a)). 纵断面沿崖门射流轴线自北而南通过崖门, 在10 km距离内布设了5个同步固定站位(A1~A5), 观测时间为7月22日13时至23日

14时. 横断面在崖门以南自东向西布设5船同步观测站(B1~B5), 站点平均距离不足2 km, 观测时间为7月25日9时至7月26日11时. 按海洋观测规范分层对流、盐、沙观测. 其中的悬沙浓度采用传统5层法(表层、0.2 H、0.6 H、0.8 H、底层)分别采水样, 在实验室过滤称重. C站位于两个同步断面的交汇点, 进行了8天连续观测(2005年7月22日13时~29日6时). 观测项目包括流速剖面(Sontek ADP, 设置采样时间间隔100 s, 剖面间距0.5 m), 温度、盐度、深度(Sea-Bird, CTD, Endeco OSB-3 浊度计). 在ADP的盲区布置了Endeco174SSM自计海流计. 同时利用点流速仪(ADV)、河道测量仪(RS)和双频测深仪(ODUM)进行了走航式观测, 同步进行DGPS定位并采集底质样(图2b).

### 2.2 历史海图

主要海图有1976年(1:15000)、1984年(1:15000)

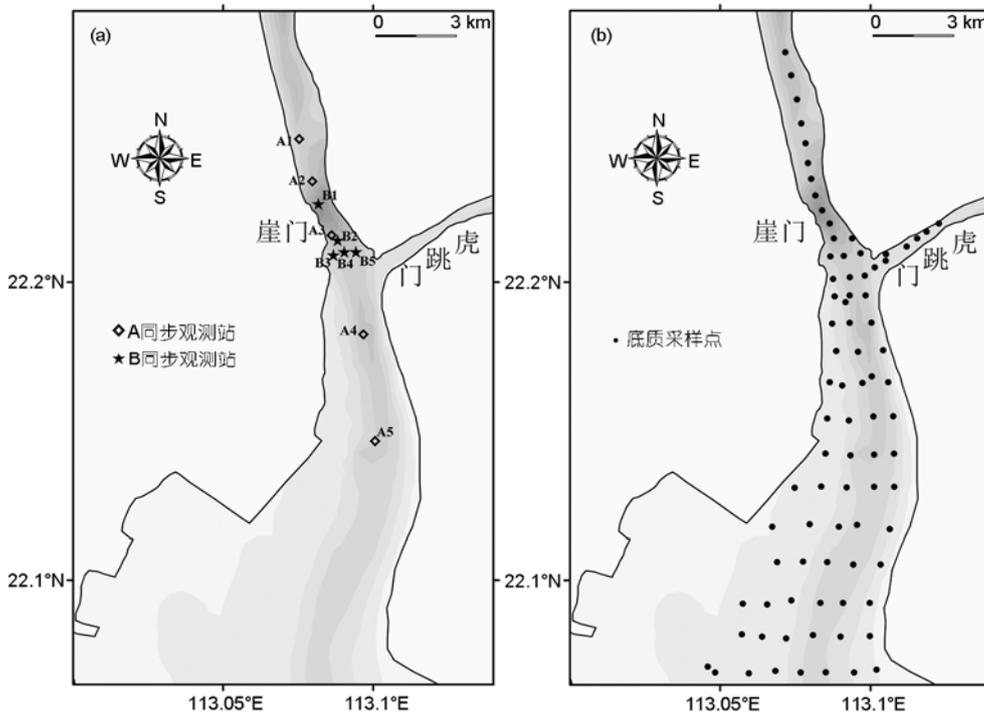


图 2 观测站位

(a) 水文同步观测站; (b) 底质采样点

和 2000 年(1:15000)崖门口海图。

### 2.3 2D 数值模拟

ECOMSED 是在海洋 POM 模式及其后来发展的浅海 ECOM 模型(Estuarine Coastal and Ocean Model)的基础上发展起来的功能较为强大的模式<sup>[20]</sup>。为了探讨崖门射流系统小尺度动力结构在时空上的变化特征及动力平衡特性, 本文利用 ECOMSED 模型对崖门区域进行 2D 水动力模拟。控制方程如下:

连续方程:

$$\nabla \cdot \bar{V} = 0; \quad (1)$$

雷诺动量方程:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla U - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right], \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla V + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right], \quad (3)$$

其中,  $\nabla$  为水平梯度算子;  $\bar{V}$  为水平速度矢量;  $U$  和  $V$  分别  $x$  和  $y$  为方向速度;  $\rho_0$  为参考密度;  $P$  为压强;  $A_M$  为动量水平湍流扩散系数。

模型计算过程中采用正交曲线网络, 网格数为 56 (列)  $\times$  339 (行), 空间步长最小约 80 m (图 3)。设有五个开边界, 包括潭江上游长沙, 江门水道的三江口, 虎坑水道的虎坑, 虎跳门水道的西炮台与外海边界。计算时间步长为 5 s, 底拖曳系数取 0.003, 床底糙率为 0.0014, 水平扩散系数、垂向涡动粘滞系数和垂向扩散系数均由 2.5 阶湍封闭模型求解得出。

## 3 结果与讨论

### 3.1 动力结构

#### 3.1.1 不对称双向射流

崖门口宽度仅 580 m, 而其上下游的河宽要数倍以至十数倍于峡口宽度。加以银洲湖和黄茅海河口湾都有巨大的纳潮量。射流作用非常强烈。无论瞬时流速还是涨潮、落潮与全潮平均流速, 在峡口附近的

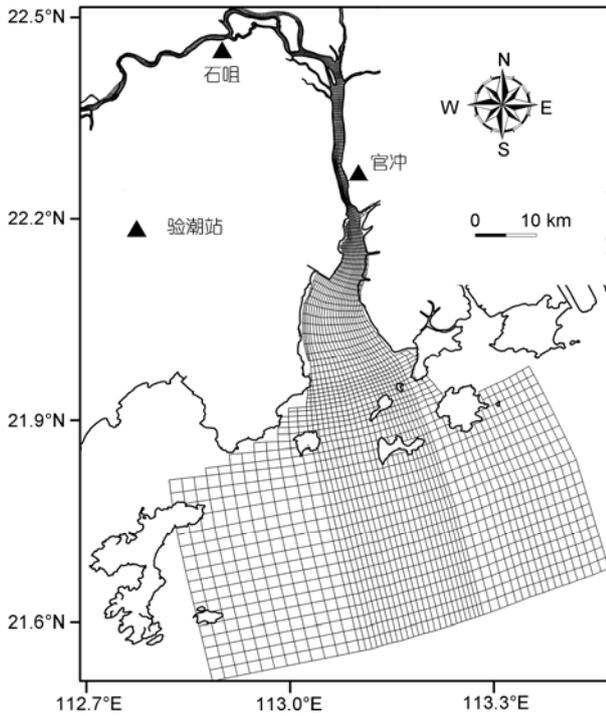


图3 二维水动力计算网格及验证水文站点分布

A2 和 A3 站最大, 并向上下游递减. 如 A2 站(图 4)与 A5 站(图 5)的流速对比即反映了这一特点. 因此, 这一巨大的双向的射流系统的存在实际上改变了单纯潮流所形成的流场.

由于崖门上下游的放宽率不同, 两个方向的射流是不对称的. 在崖门口以南(海向), 由于落潮时强烈射流作用, 实测资料显示其落潮流速大于涨潮流速(A4 站: 表层落潮最大流速 1.68 m/s, 表层涨潮最大流速 1.56 m/s). 而到了上游的银洲湖, 由于崖门口强烈的涨潮射流作用, 使得涨潮流速大于落潮流速(A1 站: 表层涨潮最大流速 1.31 m/s, 表层落潮最大流速 1.22 m/s). 特别是, 由于崖门向南的放宽率大于射流角, 射流受侧边界影响较小, 落潮射流接近自由射流. 而崖门以北的银洲湖虽然有很大的纳潮量, 但河道较窄, 放宽率接近射流角. 涨潮射流受侧边界明显作用, 有附壁射流的性质.

射流是以浮力射流还是以紊动射流为主, 可以从密度弗劳德数  $F^{[21]}$  进行判断:

$$F = U / \sqrt{rgh}, \quad (4)$$

其中,  $U$  为表层与底层流速差,  $r=1-\rho_{\pm}/\rho_F$ ,  $\rho_{\pm}$  和  $\rho_F$  分别表示上下水层密度,  $g$  为重力加速度. 当  $F \geq 16.1$  时,

水体主要是紊动扩散. 当  $F$  值接近 1.0 时, 水流呈明显分层. 据实测资料, 崖门口区域的  $F$  值在 0.4~5.0 之间(落急时刻 A1~A5 站的  $F$  值分别约为 4.2, 4.6, 2.8, 1.9, 0.8), 表现为浮力射流为主. 由于水流的上界面为大气, 所以崖门的射流亦具有表面射流的性质.

### 3.1.2 垂直密度环流

垂直密度环流是指一个或多个潮周期平均意义下的环流, 是由水面高程引起的水平梯度力(正压力)和密度梯度力(斜压力)之间的平衡在水体垂向上变化所引起的.

图 6 为崖门在一个潮周期下的水流结构, 从图中可以明显的看出崖门口区域存在明显的垂直密度环流. 水流分层明显(图 7), 由此产生的密度梯度力是驱动密度环流发生的重要原因. 如图 7(d)所示, 4‰ 盐度线在涨憩时刻以越过崖门射流口. 表明斜压作用形成的垂直密度环流结构与射流结构已经在崖门口汇合, 相互作用. 盐度所导致的密度流在崖门射流动力结构中扮演了重要的作用.

最大垂向盐度梯度发生在涨憩时刻(如图 4, 5, 7 所示). 在落憩时刻, 1‰ 盐度线已被远远推离崖门口, 即使在 A5 站, 此时垂向的最大盐度也只为 0.4‰.

崖门射流和垂直密度环流相互作用的机制是如何? 一般的, 如果设  $x$  为崖门水流主要方向, 指向海, 则其水体所受到的水平压力梯度  $\partial p / \partial x$  可以分解为正压部分和斜压部分:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \int_h^{-\zeta} \rho g \frac{\partial \rho}{\partial x} dz, \quad (5)$$

式中:  $g$  为重力加速度( $m/s^2$ ),  $\zeta$  为水面高程(m),  $\rho$  为河口水的密度( $kg/m^3$ ),  $h$  为河口水深(m). 等号右边第一项是正压项, 落潮时指向海, 涨潮时指向上游. 大小与深度无关. 等号右边第二项是斜压项, 在河口地区一般主要是由于盐度分布所造成的水平密度梯度造成. 涨落潮均指向上游, 大小随深度增大. 因此, 涨潮时段斜压力与正压力同向, 落潮时段斜压力与正压力反向. 对于崖门, 由于“门”的存在, 能量辐聚,

形成一种强迫性的射流. 涨落潮均有  $|\partial \zeta / \partial x| \gg 0$ . 涨潮时对盐水上溯起促进作用, 而落潮时对盐水的

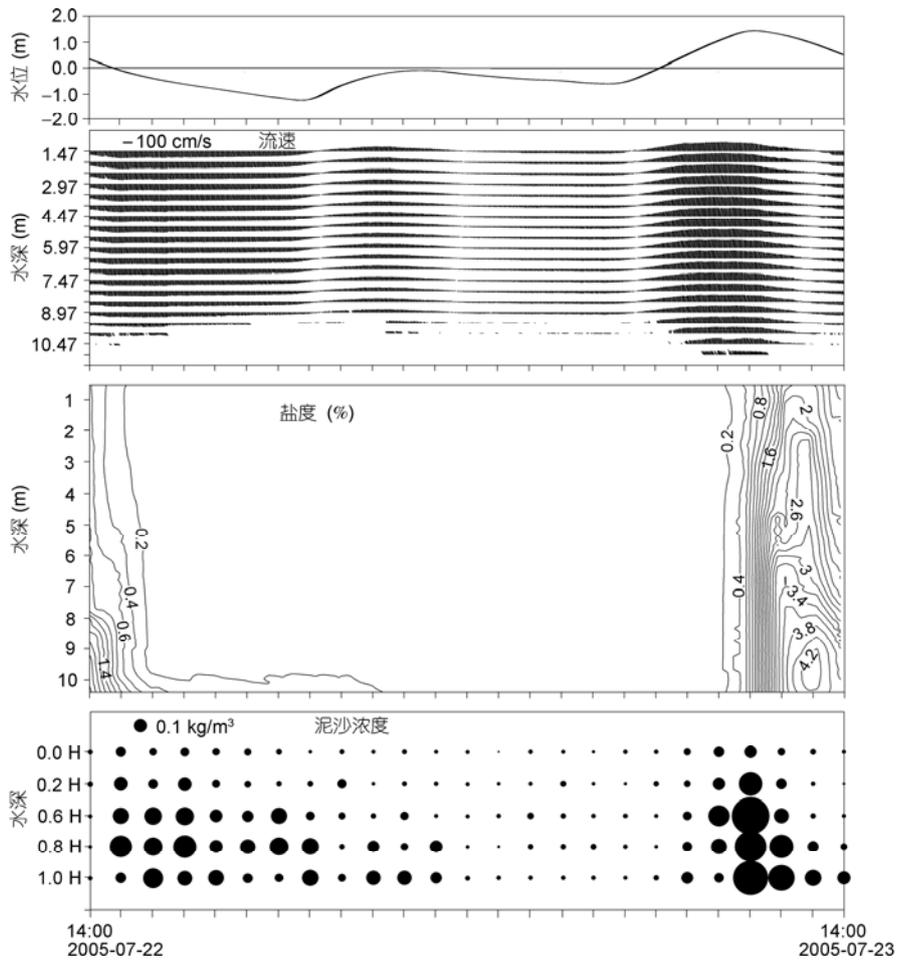


图 4 A2 观测站点剖面流速、盐度和泥沙浓度的时间变化特征

压制作用明显. 对于分层水流, 底部水层受到床底的摩擦力, 水层之间受到的摩阻与水层之间的流速梯度和涡动粘滞系数成正比. 摩阻力永远和水流方向相反. 这些力的平衡导致了崖门水流(图 6)和盐度(图 7)分布特点.

### 3.2 动力平衡特性

动力平衡分析主要根据河口运动方程中各项的相对大小, 研究各项的相对重要性, 揭示水流的主导驱动力机制、各驱动力之间的平衡关系及其变化规律. 1956 年 Pritchard<sup>[22]</sup>在对切萨比克(Chesapeake)湾的 Jame 河口进行研究时最早使用动力平衡特性来分析口典型位置在纵向和侧向上的动力平衡特点和变化规律. 后来许多学者也用该方法对河口海岸的水流特性进行机制分析<sup>[23~25]</sup>. 本文利用动力平

衡方法分析崖门水流在地貌作用下的主要动力机制.

#### 3.2.1 尺度分析

在进行动力平衡分析之前, 我们通过计算两个无量纲参数, 对海区一些动力的相对重要性有一宏观的认识:

$$\text{罗斯贝数}^{[26]}: R_0 = U / f_0 L, \quad (6)$$

$$\text{艾克曼数}^{[26]}: E = A_x / f_0 L^2, \quad (7)$$

式中  $f_0$  是区域科氏力系数, 约为  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ,  $L$  为水平特征长度, 在研究区  $L=10^3 \text{ m}$ ,  $A_x$  为水平涡动粘滞系数, 据估计  $A_x$  的值为  $10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ .

罗斯贝数是反映运动方程中非线性项和科氏力项的相对重要性. 对于大洋内部  $R_0 \leq 10^{-3}$ , 一般以量阶

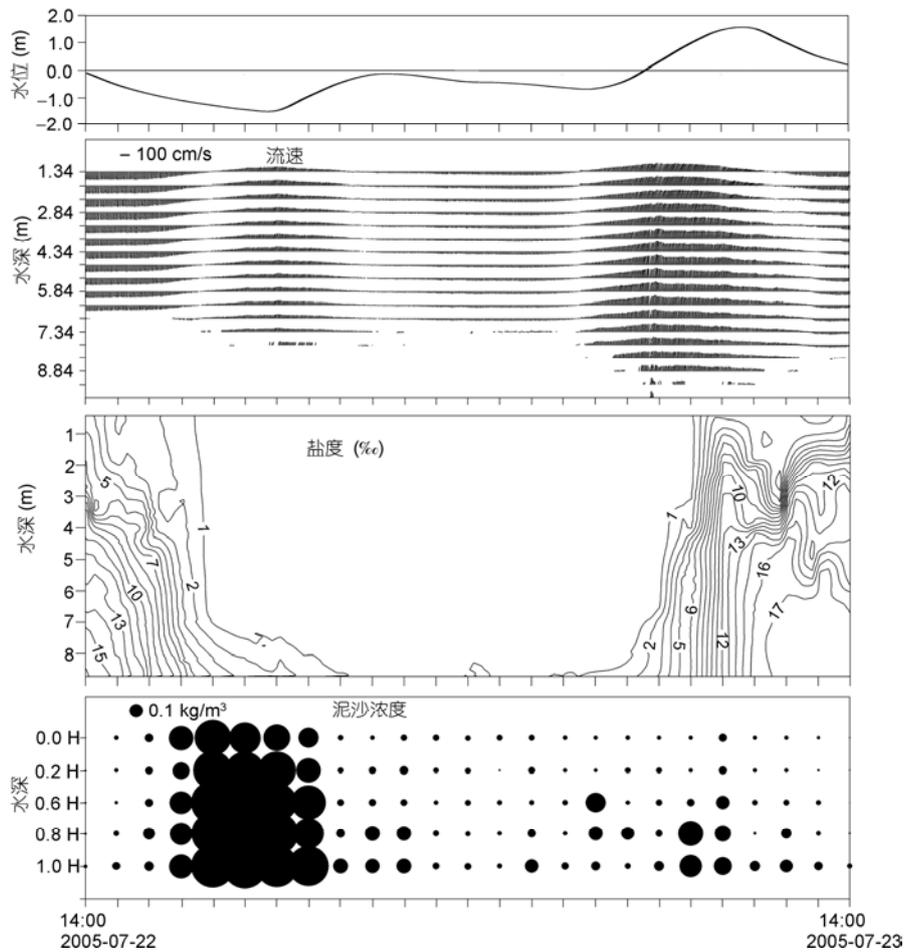


图5 A5观测站点剖面流速、盐度和泥沙浓度的时间变化特征

1 为大尺度环流的上限罗斯贝数. 在研究区如果取  $u=1 \text{ m/s}$ , 则罗斯贝数为  $R_0=10$ . 因此该区域的环流不能认为是大尺度环流, 即非线性项不能忽略.

埃克曼数则反映了运动方程中摩擦力项与科氏力项相对重要性. 研究区的埃克曼数  $E=10$ . 表明摩擦力项和科氏力项都相当重要.

### 3.2.2 动力平衡

对于水体动力方程:

纵向(沿河道方向):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + f \cdot V + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{C_f \bar{U} |\bar{U}|}{\zeta + h} - A \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) = 0, \quad (8)$$

横向(垂直河道方向):

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} - f \cdot U + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{C_f \bar{V} |\bar{V}|}{\zeta + h} - A \left( \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) = 0, \quad (9)$$

其中,  $t$  为时间;  $x, y$  为纵向和横向空间坐标;  $U$  和  $V$  分别为纵向和横向深度平均流速;  $\zeta$  为相对于平均水

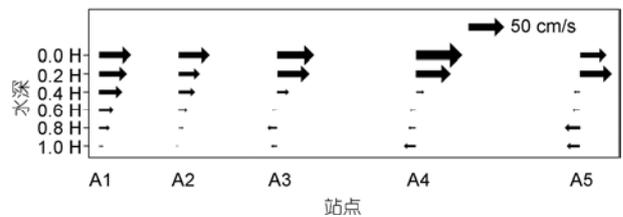


图6 崖门区域一个潮周期内的流速垂向结构

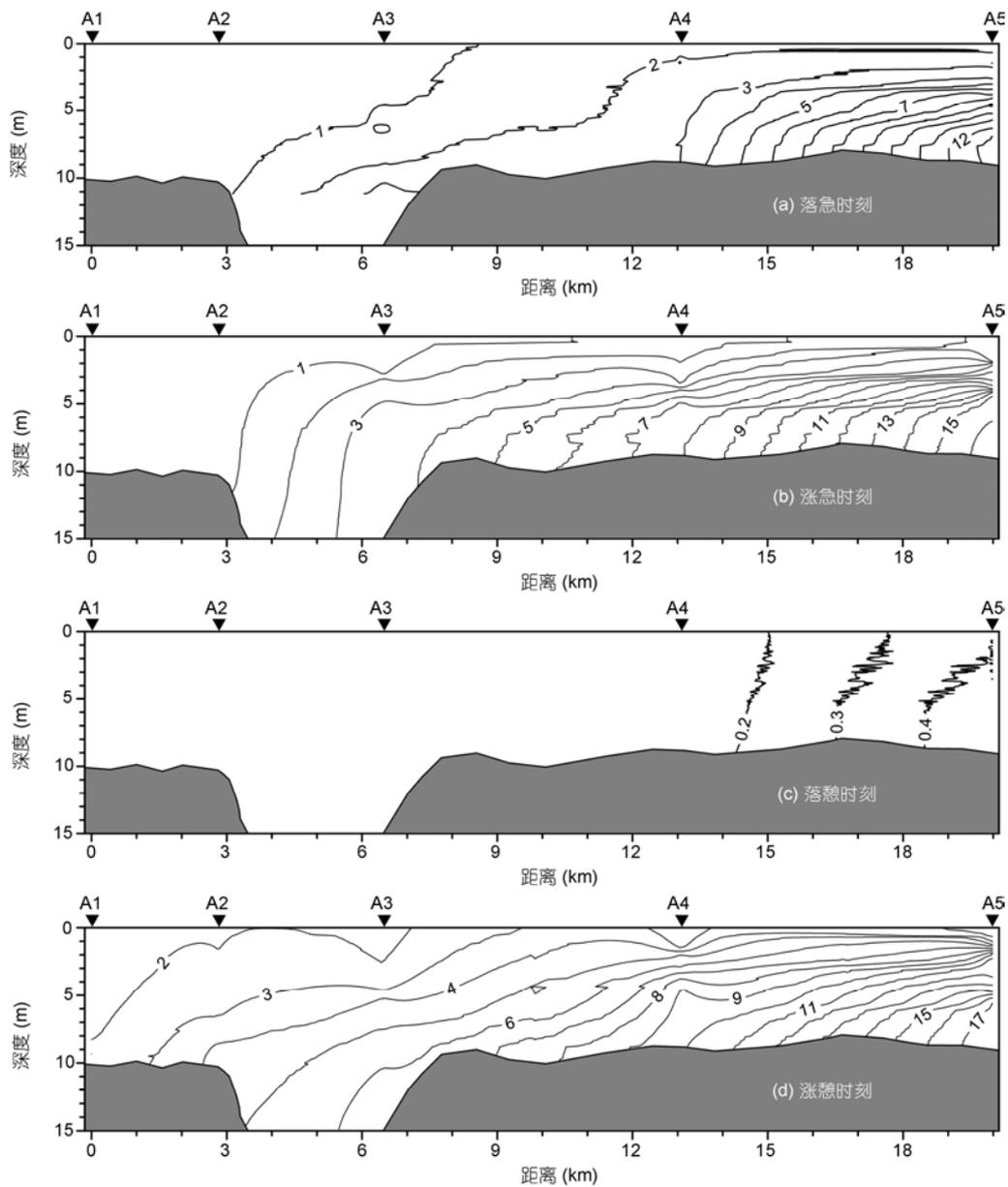


图7 崖门区域剖面盐度分布特征

(a) 落急时刻; (b) 涨急时刻; (c) 落憩时刻; (d) 涨憩时刻. 单位‰

面的水面高度;  $h$  为局地水深(相对于平均水面);  $g$  为重力加速度;  $\vec{U}$ ,  $\vec{V}$  为流速矢量;  $C_f$  为海底摩擦系数(0.001~0.003);  $f$  为科氏力参量;  $A$  为水平涡动粘性系数( $10^2 \sim 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ ).

方程(5)和(6)中, 第1项为局地加速度项, 第2项为对流加速项(或称非线性加速度项), 第3项为科氏力项, 第4项是正压项, 第5项为底摩阻项, 第6项为粘性摩阻项. 利用 ECOMSED 二维数值模型对研

究区域进行模拟计算. 计算时段为1999年7月15日20:00~24日14:00(211小时). 选取石咀和官冲两个站点对模拟结果分别进行了水位和流量验证(图8). 验证结果表明, 水位的平均绝对误差在0.03~0.07 m之间, 流量的相对误差在0.6%~9.6%之间, 计算值与实测值基本吻合, 可用该模型对黄茅海河口沿程潮水位的变化进行计算分析. 在研究区选取10个代表性站点(图9), 利用模型输出平衡方程各项的逐时数据,

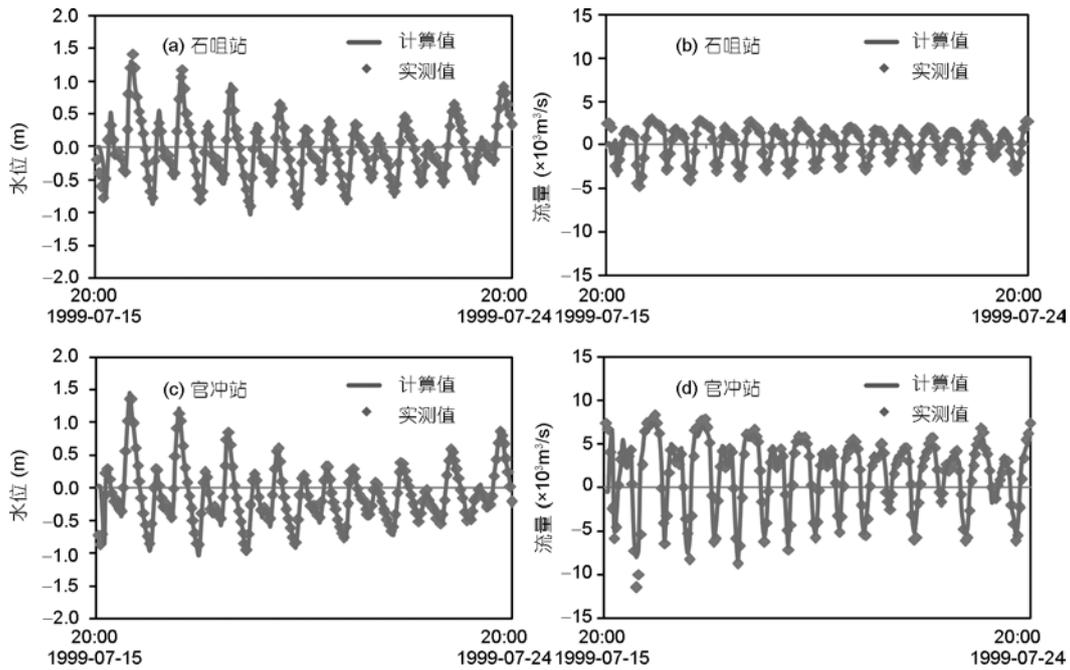


图8 二维水动力模型水位、流量验证

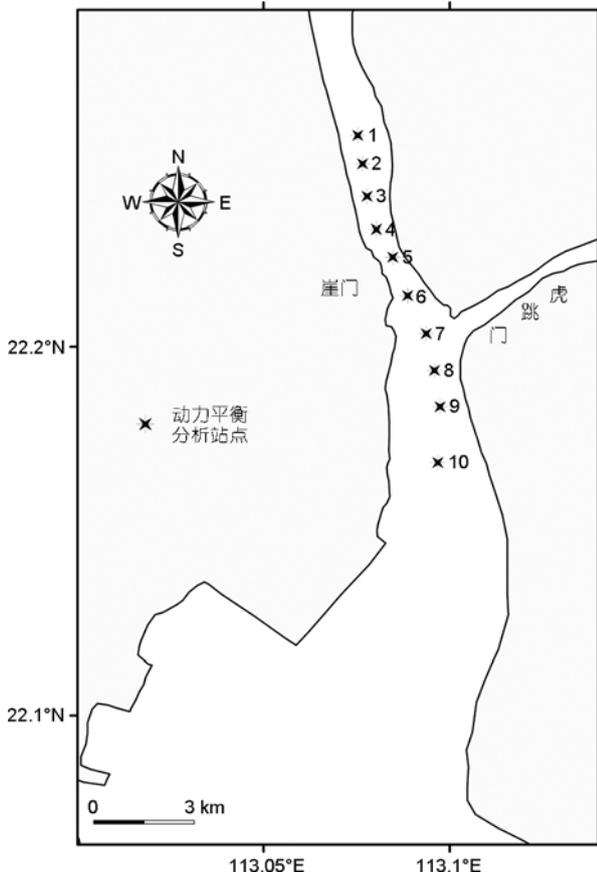


图9 动力平衡分析站点分布

并进行7潮平均. 分析多潮平均状态下动力方程中各项的相对重要性.

纵向上, 如图 10(a), 动力平衡项主要是正压项、对流加速项和低摩阻项. 正压项与对流加速项和低摩阻项平衡. 说明崖门区域非线性作用强烈. 正压项在“门”前后(如图的 4 站、6 站和 7 站)表现最大. 这主要是由于崖门沙漏形的边界造成能量在“门”前后辐聚, 形成强迫性的射流, 张落潮均有  $|\partial\zeta/\partial x| \gg 0$ . 在峡口中部, 则表现为流速低压区, 主要为对流加速项和底摩阻项相互平衡.

横向上, 如图 10(b), 动力平衡项主要是正压项、对流加速项和科氏力项. 由此说明科氏力和非线性作用不可忽视. 在崖门峡口处(站 5), 主要为科氏力项与对流加速项和正压项相互平衡. 各项值向上、下游递减. 在第 8 站点, 对流加速项明显增大, 这主要是由于虎跳门水道从崖门东侧注入, 使得水流动力变得更为复杂. 一方面, 源自西江的虎跳门水流量较潭江大; 另一方面, 虎跳门射流和崖门射流造成的两股水流在此汇合, 水力加大.

### 3.3 沉积作用

由实测资料统计, 崖门口的悬移质粒径范围为 3.32~8.97  $\phi$ . 悬移质泥沙的输运如图 11 所示, 主要表

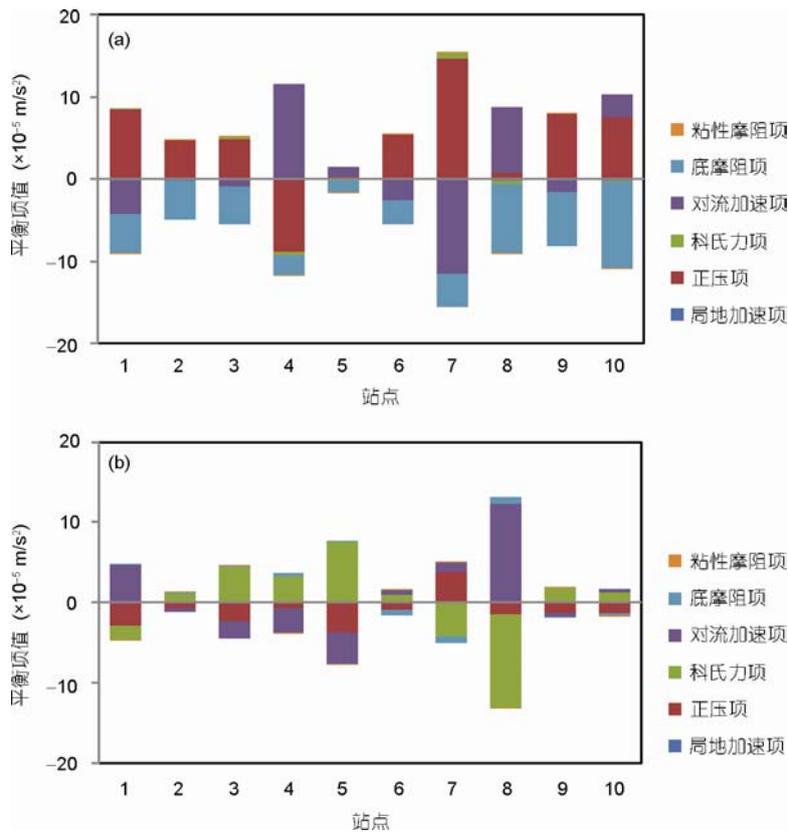


图 10 崖门区域动力平衡各项变化特征

(a) 纵向动力平衡各项变化; (b) 横向动力平衡各项变化特征

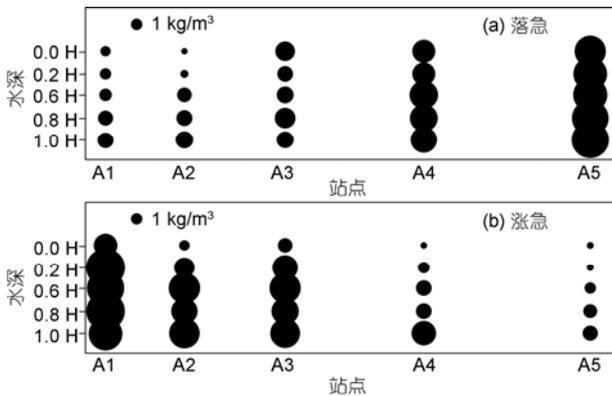


图 11 崖门区域悬移质泥沙浓度垂向分布特征

(a) 落急时刻悬移质泥沙浓度垂向分布; (b) 涨急时刻悬移质泥沙浓度垂向分布

现为: 落潮时, 受崖门落潮射流的作用, 悬移质泥沙被运输到下游较远区域, 之后随着射流动力的减弱, 泥沙浓度随之增加. 涨潮时, 受涨潮射流的作用, 泥沙浓度由崖门口向上游增大. 落潮流通常伴随较高

的含沙量, 表明泥沙以向黄茅海输移为主.

涨、落潮盐水作用过程不同. 在落潮时, 落潮射流将较淡的, 即密度较小的落潮流注入盐度较大的黄茅海, 形成浮力射流. 而涨潮时, 盐度较大的咸水注入密度较小的银洲湖水体. 所以它们所形成的不稳定状态过程不同. 对悬移质泥沙的输运和沉积造成的影响不同.

根据在研究区域采集的 83 个表层沉积物粒度分析资料, 表层沉积物可以分为砂砾(SG)、砾砂(GS)、细砂(FS)、砂(S)、粉砂质砂(TS)、砂-粉砂-粘土(STY)、粘土质粉砂(YT)和粉砂质粘土(TY)等 8 类. 粒径分布如图 12 所示, 较粗的砂砾(或砾砂)主要分布在距离崖门口约 3~4 km 处, 中值粒径为 0.45~0.71  $\phi$ ; 崖门峡口区域表层沉积物主要为 6.0~7.0  $\phi$  的粘土质粉砂质沉积. 这一分布特征主要是受崖门射流作用的影响. 首先, 在崖门峡口, 由于无论涨落潮都存在高流速, 泥沙不易落淤. 而落潮流流经峡口流出后, 流速减小, 容易造成泥沙落淤. 图 11 的泥沙浓度的

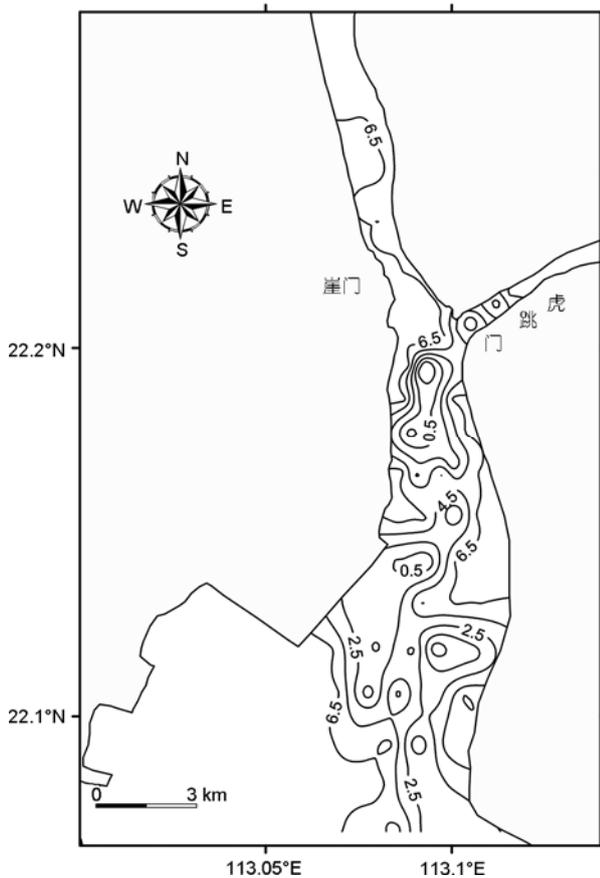


图 12 崖门区域表层沉积物粒径( $\phi$ )分布等值线

沿程变化亦反映这一特点。杨雪舞等<sup>[27]</sup>根据实际海图对比, 得出 1939~1977 年间崖门深槽及东侧滩坡呈显著冲刷, 最大冲刷率为 8 cm/a, 西侧滩坡以淤积为主, 淤积率为 2.5~5 cm/a; 1977~1988 年间, 崖门深槽及东侧滩坡冲刷更强烈, 冲刷率达 4.5~18 cm/a。本

**致谢** 本文所应用的观测数据由中山大学近岸海洋科学与技术研究中心提供, 审稿人提出修改建议, 在此表示衷心感谢。

#### 参考文献

- 1 任美镠, 张认顺. 潮汐汉道的若干问题. 海洋学报, 1984, 6: 352—360
- 2 Davis R A Jr, Hayes M O. What is a wave-dominated coasts? In: Greenwood B, Davies R A Jr., eds. Hydrodynamics and Sedimentation in Wave-dominated Coastal Environments. Mar Geol, 1984, 60: 313—329
- 3 张忍顺, 李坤平. 滦河三角洲海岸潮汐汉道——潮盆体系的演变. 海洋工程, 1996, 14: 45—52
- 4 Douglas R L. Tidal inlet evolution in the Mississippi river delta plain. J Coastal Res, 1993, 9: 462—480
- 5 Xavier B, Eric C, Nicolas W, et al. Morphological evolution and time-varying bedrock control of main channel at a mixed energy tidal inlet: Maumusson Inlet, France. Mar Geol, 2004, 204: 187—202

文据崖门口区域 1976 年、1984 年及 2000 年海图对比, 亦发现尽管银洲湖因上游泥沙在两侧的淤积而缩窄了, 但峡口区附近的地形却较为稳定, 且深槽反而有所刷深, 冲刷深槽向上、下游方向均有延伸。这主要是双向射流长期作用的结果。因此, “门”这一地貌动力单元所造成的双向射流对地形的长周期发育演变的影响是深刻和普遍的。对崖门地貌动力和沉积作用的认识对于了解潮汐汉道特别是珠江三角洲的整体过程具有普遍意义。

#### 4 结论

根据实测资料、历史海图和 2D 水动力模型的应用, 对崖门潮汐汉道由于地貌作用造成的水动力结构和沉积作用有如下认识:

崖门的动力结构中非线性作用不能忽略。科氏力和摩擦力大体在同一量级, 但摩擦力的作用更强。动力平衡在沿河道方向, 主要为正压项与对流加速项和低摩阻项平衡, 在垂直河道方向, 主要为科氏力项与对流加速项和正压项平衡。

崖门由于基岩峡口的控制作用, 造成独特的不对称双向射流。其中峡口以北为涨潮优势流, 以南为落潮优势流。

密度环流在水平梯度力和密度梯度力共同作用下, 与射流系统交汇在一起, 使得崖门水体的动力结构更加复杂和特殊。

崖门落潮射流和垂直密度环流是拦门浅滩沉积发育的主要动力原因。

崖门所造成的双向射流系统是崖门深槽得以长期保持稳定的主导因素。

- 6 Edwin P L E, van der Spek A J F. Long-term morphodynamic evolution of Texel inlet and its ebb-tidal delta, The Netherlands. *Mar Geol*, 2006, 225: 5—21
- 7 张宁, 殷勇, 潘少明, 等. 渤海湾曹妃甸潮汐汉道系统的现代沉积作用. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29: 25—34
- 8 Jerome F, Kelley L S, Christopher N K M, et al. Hydrodynamics and sediment in a southeast Florida tidal inlet. *Estuar Coast Shelf Sci*, 2006, 70: 297—306
- 9 Elias E P L, Cleveringa J, Buijsman M C, et al. Field and model data analysis of sand transport patterns in Texel Tidal inlet (the Netherlands). *Coastal Eng*, 2006, 53: 505—529
- 10 张乔民. 华南海岸潮汐汉道 P-A 关系分析. *热带海洋*, 1987, 6: 10—18
- 11 Bruun P, Mehta A J, Johnson I J. *Stability of Tidal Inlets. Theory and Engineering*. Amsterdam and New York: Elsevier Scientific, 1978
- 12 Van de Kreeke J. Stability of tidal inlets—Pass Cavallo, Texas. *Estuar Coast Shelf Sci*, 1985, 21: 33—43
- 13 贾建军, 高抒. 建立潮汐汉道 P-A 关系的沉积动力学方法. *海洋与湖沼*, 2005, 36: 268—276
- 14 陈铁松, 赵焕庭. 粤东碣石泻湖口外近岸泥沙运移及海岸地貌演变. *海洋学报*, 1988, 10: 318—326
- 15 Xavier B, Eric C, Aldo S, et al. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: The Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Cont Shelf Res*, 2005, 25: 1115—1131
- 16 吴超羽, 包芸, 任杰, 等. 珠江三角洲及河网形成演变的数值模拟和地貌动力学分析: 距今 6000—2500 a. *海洋学报*, 2006, 28: 64—80
- 17 吴超羽, 任杰, 包芸, 等. 珠江河口“门”的地貌动力学初探. *地理学报*, 2006, 61: 537—548
- 18 汤立群, 梁建林, 刘大滨. 黄茅海围垦工程潮流泥沙变化数值模拟. *泥沙研究*, 2008, (2): 9—15
- 19 赵焕庭. 珠江河口演变. 北京: 海洋出版社, 1990. 1—357
- 20 HydroQual, Inc. *A Primer for ECOMSED Version 1.3*. 2002
- 21 Wright L D, Coleman J M. Variations in morphology of major river deltas as a functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bull*, 1973, 57: 370—398
- 22 Pritchard D W. The dynamic structure of a coastal plain estuary. *J Mar Res*, 1956, 15: 33—42
- 23 Robert J C, Robert E W. Internal hydraulics and mixing in a highly stratified estuary. *J Geophys Res*, 2000, 105: 14215—14222
- 24 James L H, Richard A L Jr. Transient tidal circulation and momentum balances at a shallow inlet. *J Phys Oceanogr*, 2003, 33: 913—932
- 25 Ross V. ADCP Measurements of momentum balance and dynamic topography in a constricted tidal channel. *J Phys Oceanogr*, 2006, 2: 177—188
- 26 Huba J D. *NRL Plasma Formulary*. Washington DC: Naval Research Laboratory, 2009
- 27 杨雪舞, 于红兵, 孙宗勋, 等. 黄茅海河口湾现代动力地貌体系和冲淤过程分析. *热带海洋*, 1997, 16: 49—59