

河口最大浑浊带的数值模拟

魏守林 郑 漓 杨作升

(青岛海洋大学)

摘 要

本文应用Galerkin权余法建立了一个二维河口最大浑浊带的数值模型。模型中各物理量均具有连续的垂直结构。数值计算的结果验证了河口重力环流是最大浑浊带形成的重要动力条件这一观点。计算结果还表明最大浑浊带的浓度和位置分布与水动力条件、泥沙的沉降速度、上下游沙源的含沙浓度有密切关系。

一、前 言

河口最大浑浊带,是指河口中含沙浓度经常明显地高于上游河水和下游海水的高含沙量区域。该区域的核心部位,临底含沙浓度极高,常常伴有浮泥现象,所以这个部位最易形成拦门沙,给河口航道造成严重威胁。因此,对最大浑浊带的研究,将有助于阐明拦门沙的成因和冲淤变化规律。

前人在这一领域内已取得了不少成果。目前一般认为,最大浑浊带是由重力环流形成和维持[1][3][7][8][9]。但以往的工作主要是根据现场调查资料进行地理学描述[1][2][3],而从动力学的角度探讨该现象尚属于尝试阶段。近年来,Festa[7]、Officer[9]和 Markofsky[8]等人,利用有限差分离散法提出了各自的最大浑浊带数值模型。本文是在他们的基础上,建立了一个二维的河口最大浑浊带数值模型。模型中采用了Galerkin权余法,使得各物理量均具有连续的垂直结构。本文试图利用这一新的模型,从数值上讨论最大浑浊带的成因及水动力条件、上下游沙源和泥沙粒径等诸因素的变化,对最大浑浊带的影响。鉴于泥沙数据的缺乏,本文以一个解析地形河口为前提进行讨论。

二、数 学 模 型

1. 动力学方程组

本文采用图1所示的左手坐标系。

连续方程式:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{1}{B} \frac{\partial}{\partial x} \left(B \int_{-t}^h u dz \right) = 0$$

1989年8月28日收到初稿,1990年3月31日收到修改稿。

$$w(z) = \frac{1}{B} \frac{\partial}{\partial x'} \left(B \int_z^h u dz \right)$$

运动方程式:

$$\frac{\partial u}{\partial t'} + u \frac{\partial u}{\partial x'} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\alpha g(z + \zeta) \frac{\partial s}{\partial x'} - g \frac{\partial \zeta}{\partial x'} + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{N_L}{B} \frac{\partial}{\partial x'} \left(B \frac{\partial u}{\partial x'} \right)$$

盐量扩散方程式:

$$\frac{\partial s}{\partial t'} + u \frac{\partial s}{\partial x'} + w \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial s}{\partial z} \right) + \frac{K_L}{B} \frac{\partial}{\partial x'} \left(B \frac{\partial s}{\partial x'} \right)$$

泥沙扩散方程式:

$$\frac{\partial c}{\partial t'} + u \frac{\partial c}{\partial x'} + (w + \bar{w}) \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial c}{\partial z} \right) + \frac{K_L}{B} \frac{\partial}{\partial x'} \left(B \frac{\partial c}{\partial x'} \right)$$

状态方程式:

$$\rho = \rho_0(1 + \alpha s)$$

式中 x' 、 y' 、 z 为左手坐标系的三个坐标; u 、 w 为坐标 x' 和 z 的流速分量; ζ 为未扰动海平面起算的潮位; t' 是时间变量; g 是重力加速度; s 是盐度; c 为含沙量; B 为河口宽度; $\bar{w}$ 为泥沙颗粒的沉速; N_v 、 N_L 为垂直和水平的湍流系数; K_v 、 K_L 为垂直和水平的扩散系数; α 为常数, 其值为 7.8×10^{-4} ; ρ 为水的密度; ρ_0 为淡水的密度。

以上方程组中隐含的假设:

- (a) 流体为不可压流体。
- (b) 不计柯氏力。
- (c) 不计含沙量对水密度的影响。
- (d) 密度和盐度呈线性关系。
- (e) 盐量和泥沙具有相同的扩散系数。
- (f) 深度、宽度仅为 x' 的函数。

边界条件:

动力学边界条件:

$$-\left(N_v \frac{\partial u}{\partial z}\right) = 0, \quad z = -\zeta$$

$$-\left(N_v \frac{\partial u}{\partial z}\right) = \bar{k} |u_\Delta| u_\Delta, \quad z = h$$

即底部为滑动底边界。其中 u_Δ 取底部上 1 米处的流速。

盐度边界条件:

$$K_v \frac{\partial s}{\partial z} = 0, \quad \text{在 } z = -\zeta \text{ 和 } z = h.$$

亦即河口的上、下底边界没有盐度通量。

泥沙的边界条件:

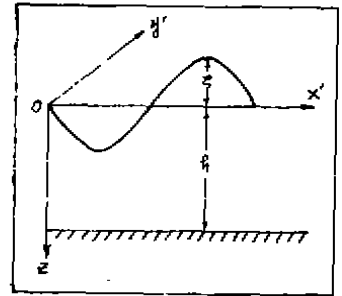


图 1 x' - z 平面的左手坐标系

$$K_v \frac{\partial c}{\partial z} = \bar{w}c, \text{ 在 } z = -\xi \text{ 和 } z = h.$$

即泥沙在河口的上、下底边界处于平衡状态。

2. 计算步骤

(1) 对动力学方程组进行 σ 坐标变换:

$$\begin{cases} \sigma = (a-b) \left(\frac{z+\xi}{h+\xi} \right) + b \\ t = t' \\ x = x' \end{cases}$$

其中 a 、 b 为常数, 且 $b \leq \sigma \leq a$.

(2) 列入Galerkin权余法

把动力学方程组归纳为: $F[u(x, \sigma, t)] = G[u(x, \sigma, t)]$ 其中 u 为因变量。

将 u 在垂直方向上利用一组基函数 $\varphi_i (i=1, 2, \dots, m)$ 来表示: $U_m = \sum_{i=1}^m c_i(x, t) \varphi_i(\sigma)$.

这组基函数仅与 σ 有关, 而前面的系数仅与 x 、 t 有关。由于 φ_i 为已知的连续函数, 所以 u_m 具有连续的垂直结构, 以下的差分离散计算只涉及到系数 c_i 。

将 u_m 代入方程式则产生误差:

$$R_e = G(u_m) - F(u_m)$$

为误差极小化, 令其在权平均的意义下为零, 则得 $\int_0^a Q \cdot R_e d\sigma = 0$.

其中 Q 为权函数。Galerkin权余法所选的权函数就是其基函数 φ_i 本身。所以:

$$\int_0^a \varphi_i \cdot R_e d\sigma = 0, \quad i = 1, 2, \dots, m.$$

得出 m 个方程式, 进而求出 $c_1, c_2, \dots, c_m$.

(3) 对方程组进行差分

空间离散采用如图所示的交错网格。

$$\begin{array}{cccccccc} - & + & - & + & - & + & - & + \\ i-1 & i-\frac{1}{2} & i & i+\frac{1}{2} & i+1 & & & \end{array}$$

其中: $+$: 为水位 ζ 、盐度 s 、含沙量 c 、水深 h 和河口宽度 B 的离散点。 $-$: 为流速 u 的离散点。

差分格式采用局地隐式法, 即对本离散点的物理量采用 $(t + \Delta t)$ 时刻值进行隐式计算。对其中非线性项的对流项的处理采用迎风差分格式。

3. 基函数和湍流系数的选取

基函数选取了五个切比雪夫多项式:

$$\varphi_1(\sigma) = 1$$

$$\varphi_2(\sigma) = 2\sigma^2 - 1$$

$$\varphi_3(\sigma) = 8\sigma^4 - 8\sigma^2 + 1$$

$$\varphi_4(\sigma) = 32\sigma^6 - 48\sigma^4 + 18\sigma^2 - 1$$

$$\varphi_5(\sigma) = 128\sigma^8 - 256\sigma^6 + 160\sigma^4 - 32\sigma^2 + 1$$

湍流量经试算后定出:

$$K_v = 20 \text{ 厘米}^2/\text{秒}, N_v = 40 \text{ 厘米}^2/\text{秒}, \bar{k} = 0.0025, k_L = N_L = 0。$$

三、结果 及 分 析

1. 河口分类

河口以盐、淡水的混合程度可分为弱混合河口(A型)、缓混合河口(B型)和强混合河口(C型)。可由掺混系数 η 来判别:

$$\eta = v_1/v_2$$

这里 v_1 是一个潮周期内流入河口的淡水量; v_2 为涨潮潮量。根据各河口的实测数据:

$$\eta \geq 0.7 \quad \text{A型}$$

$$\eta = 0.2 \sim 0.5 \quad \text{B型}$$

$$\eta \leq 0.1 \quad \text{C型}$$

一般地,最大浑浊带在B型河口发育最佳,所以本文是基于B型河口来讨论最大浑浊带。

2. 河口的重力环流场

(1) 河口地形及时空步长:

本文构造了一个解析地形河口,如图2。

总长 $L = 120$ 公里

$$\text{深度 } h = \begin{cases} 5 + 3x/60 \text{ 米} & 0 \leq x \leq 60 \text{ 公里} \\ 8 \text{ 米} & 60 \leq x \leq 90 \text{ 公里} \\ 8 + 2(x - 90)/30 \text{ 米} & 90 < x \leq 120 \text{ 公里} \end{cases}$$

$$\text{宽度 } B = \begin{cases} 2 + x/60 \text{ 公里} & 0 \leq x \leq 60 \text{ 公里} \\ 3 \text{ 公里} & 60 < x \leq 90 \text{ 公里} \\ 3 + (x - 90)/30 \text{ 公里} & 90 < x \leq 120 \text{ 公里} \end{cases}$$

取空间步长 $\Delta x = 3.75$ 公里,时间步长 $\Delta t = T_{M_2}/240$, T_{M_2} 为 M_2 分潮的周期。

假设:

(i) 上游:径流流速 $q = 0.15 \ln[\sigma + (1 - \sigma)e]$ 米/秒, $0 \leq \sigma \leq 1$,盐度 $S = 0$ 。

(ii) 口门处:潮位 $\zeta = 0.50 \sin \omega t$ 米,其中 ω 是 M_2 分潮的圆频率。涨潮时盐度取为 $S = 34\text{‰}$ 。

(2) 潮流的形态

因受到盐淡水混合而产生的密度梯度的影响,潮流的垂直分布发生了明显地变化。如图3所示,涨潮时期,密度梯度与水面的坡降一致,密度梯度起着加大涨潮流速的作用,但因底部密度梯度大,因而加大了底流速,使得最大流速出现在水面以下某一水深处。落潮期间,密度梯度与水面坡降相反,密度梯度起了减小落潮流速的作用,但因底部密度梯度大,因而对底部流速起的阻碍作用大,水流主要从表层排出。转流期间,水面坡降很小,密度梯度起着控制作用,因而出现了表层为落潮流,底层仍为涨潮流的这种交错结构。

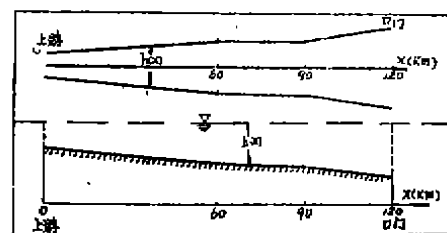


图2 解析地形河口示意图

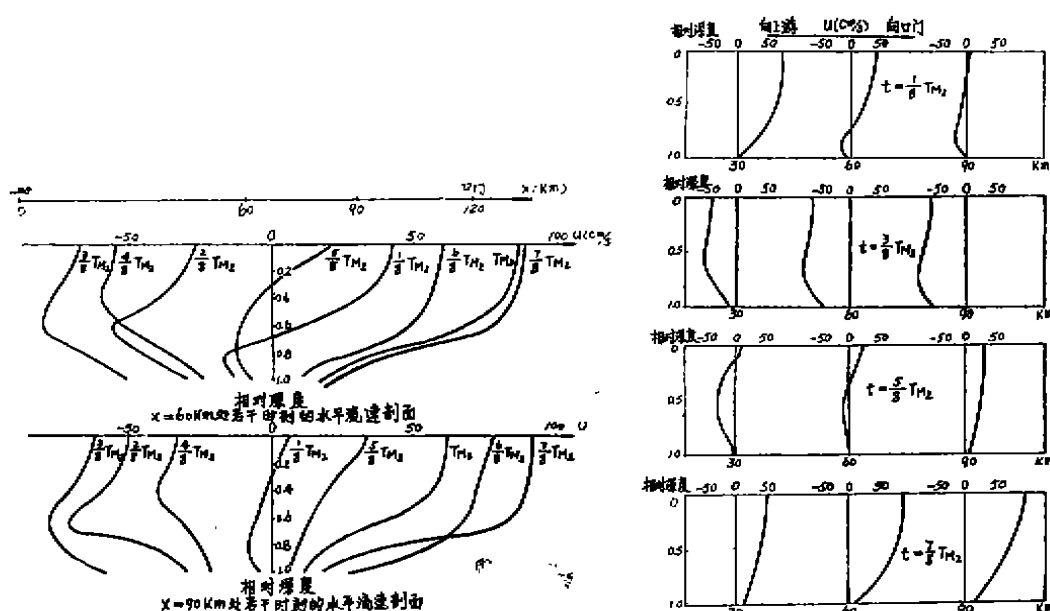


图3 水平流速剖面纵向图

(3) 余流的形态

如图4所示, N点上游受盐、淡水密度梯度的影响较小, 余流表现为径流排泄, 从表层到底层余流都是净向海的所谓下泄流。N点下游受密度梯度影响较明显, 表层余流仍为下泄流, 但底部在密度梯度的作用下, 余流已转为上溯流。这种表层净向海, 底层净向陆的流动结构称为重力环流。N点称为滞流点, 它的位置可视为平均情况下上溯流的上界。

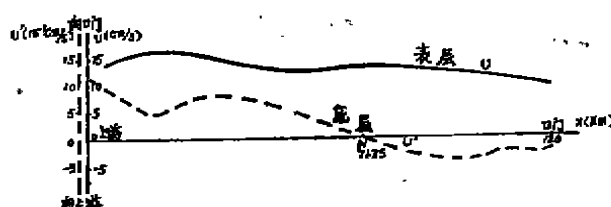


图4 余流曲线的沿程变化

(4) 盐度的分布

如图5所示, 盐度的差异在水平方向和竖直方向都存在, 等盐度线在一个周期内完成一次摆动。滞流点位于1‰等盐度线附近。

3. 河口的最大浑浊带

(1) 最大浑浊带现象的简述

在上述的水动力条件下, 设:

- (i) 上游含沙量为 $0.1e^{-\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_V}}$ 公斤/米³。沉速 $\bar{W}$ 取值为 2×10^{-3} 厘米/秒。

(ii) 口门处涨潮时含沙量为 $0.01e^{-\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_V}}$ 公斤/米³。

图 6 所示为上述条件下的含沙量沿程分布。

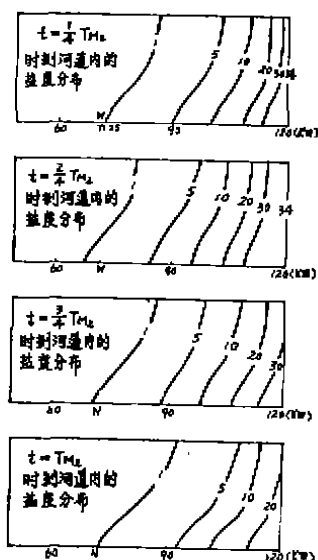


图 5 河道内的盐度分布

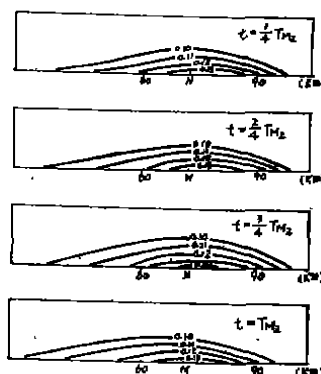


图 6 含沙量的沿程分布(公斤/米³)

从中可以看出,在河流底层有一含沙量高于两端沙源的区域,这就是所谓的最大浑浊带。从图示的位置看,最大浑浊带的核心部位与滞流点的位置基本吻合。这种吻合决非偶然,因为滞流点附近的底部正处于下泄流转变为上溯流的区域,又是净流速接近于零的区域,从上游下泄的泥沙和从口门上溯的泥沙都向这里积聚,从而在滞流点附近形成一个底层含沙量相对高的区域,即最大浑浊带。可见滞流点附近特有的水流结构对最大浑浊带的形成起了主要作用。从图 6 还可以看出,在一个潮周期中,最大浑浊带的位置有所退进,浓度也有相应的消长,但在落潮时刻值偏大,这是由于本文所设,河口是以上游来沙为主所致。由于本文选之步长较大,这些变化从图上看的不很明显。

为了分析的方便,在以下的每一个方案中,均以规模和量值达到峰值之际的最大浑浊带为代表进行讨论。

(2) 影响最大浑浊带的因子

(i) 泥沙沉速

在这一组中,仅改变泥沙的沉速:

(a) $\bar{w} = 2 \times 10^{-3}$ 厘米/秒; (b) $\bar{w} = 6 \times 10^{-3}$ 厘米/秒; (c) $\bar{w} = 10 \times 10^{-3}$ 厘米/秒。

在这三个方案中,以下参数的选取都是相同的: $\zeta = 0.50 \sin \omega t$ 米; $q = 0.15 \ln[\sigma + (1 -$

$a)e]$ 米/秒; $C_{上游} = 0.1e^{-\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_V}}$ 公斤/米³; $C_{口门} = 0.01e^{-\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_V}}$ 公斤/米³ (涨潮)

结果列于图 7,从中可以看出:(a)随着泥沙沉速的增大,最大浑浊带的浓度也相应增大。这是由于增大沉速,使河口表层含河量相应的减小,底层含沙量相应的增大,因而由底层悬沙在滞流点附近积聚形成的最大浑浊带的浓度也相应的增大。(b)最大浑浊带的位置几

乎没有什么变化。这是因为沉速的变化对重力环流的结构及滞流点的位置没有什么影响。

(ii) 两端沙源的含沙浓度

在这一组次中,仅改变两端沙源的含沙量; $C_{上游} = C_0 e^{\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_v}}$, $C_{口门} = C_0' e^{\frac{(\sigma-1)\bar{w}H}{K_v}}$ (涨潮时)。令(a) $C_0 = 0.1$, $C_0' = 0.01$; (b) $C_0 = 0.3$, $C_0' = 0.01$; (c) $C_0 = C_0' = 0.1$ 。而沉速 $\bar{w} = 2 \times 10^{-3}$ 厘米/秒;其他参数同(i)中之参数值。

结果列于图8,从中可以发现:当两端沙源的含沙量改变时,最大浑浊带的含沙浓度也有相应的改变。看两端沙源浓度相当,则等含沙量线的分布比较均匀。而最大浑浊带的核心位置变动不明显。

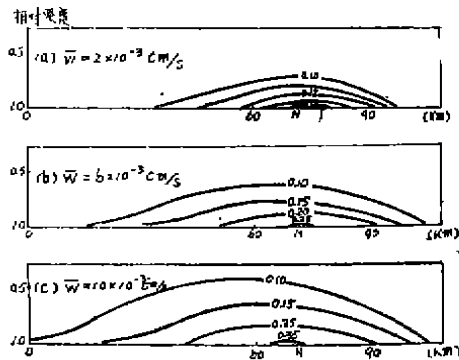


图7 含沙量沿程分布

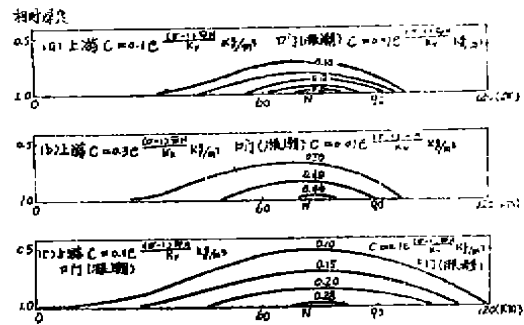


图8 含沙量沿程分布

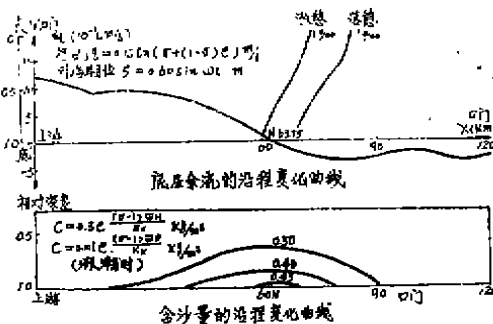
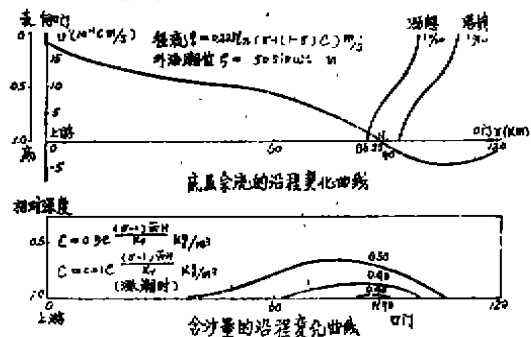
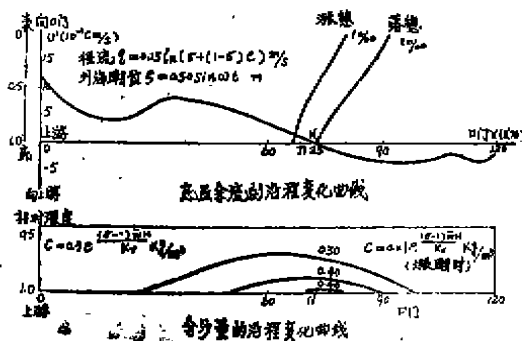


图9 底层余流及含沙量纵向分布示意图

(iii) 水动力条件

在这一组次中, 仅改变水动力条件:

$q = q_0 \ln[\sigma + (1 - \sigma)e]$ 米/秒, $\xi = \xi_0 \sin \omega t$ 米。且令: (a) $q_0 = 0.15$, $\xi_0 = 0.50$; (b) $q_0 = 0.225$, $\xi_0 = 0.50$; (c) $q_0 = 0.15$, $\xi_0 = 0.60$ 。

固定泥沙因子, $C_{上游}$ 和 $C_{口门}$ 取(ii)中之(b)。

结果见图9.1、9.2和图9.3。从图中可看出, 随着水动力条件的改变, 重力环流的结构也有相应的改变, 滞流点位置也相应变动。径流的增大使滞流点向海移动, 而口门潮差的增大使滞流点向上游移动。但无论怎么变动, 最大浑浊带的核心部分总是与滞流点的位置非常吻合。这表明最大浑浊带随着水动力条件的变化规律与河口重力环流的变化规律颇为一致。这更进一步表明重力环流是最大浑浊带形成的重要水动力条件。

四、结 束 语

本文基于Galerkin法建立了一个河口最大浑浊带的数值模型。计算结果表明, 河口重力环流是最大浑浊带形成的重要动力条件。影响最大的浑浊带的主要因子是重力环流的强度、泥沙的粒径以及河域沙源和海域沙源的含沙浓度。

从动力学的角度去探讨最大浑浊带这种地质地理现象, 尚属于尝试阶段, 其中有不完善之处。如本模型的建立就引入了一系列的假设。严格的推敲起来有些假设是不甚合理的。例如(1)假定湍流系数和扩散系数为常数, 这样就不能很好的反映流动状态; (2)假设含沙量对水流密度没有影响, 这就使得讨论的对象局限于含沙量较低的河口; (3)没有考虑泥沙的絮凝作用和再悬浮现象。对于这些缺陷是在今后的工作中应进一步改进的。

参 考 文 献

- [1] 沈焕庭等, 1985年, 长江口最大浑浊带的变化规律及成因的探讨。海岸河口区动力、地貌、沉积过程论文集, P.26—89。
- [2] 沈焕庭等, 1986年, 长江河口环流及其对悬沙、输移的影响。海洋与湖沼。vol.17, No.1。
- [3] 沈焕庭, 1986年, 国外河口水文研究的动向。华东师大河口海岸带研究所报告。
- [4] Davies, A. M., 1976a. The Numerical solution of the three-dimensional hydrodynamic equations, Using a B-splining representation of the vertical current profile. Mgm. Soc. R. Sci. Liege, Ser. 6.
- [5] Davies, A. M., 1977, Three-dimensional model with depth-varying eddy viscosity. In Bottom Turbulence, Proceedings of the 8th Liege colloquium on ocean Hydrodynamics (ed. J. C. J. Nihoul) Elsevier. Ocean. Ser.6.
- [6] Festa, J. F. and Hansen, D. V., 1976, A two-dimensional numerical model of altering circulation: The effects of altering depth and river discharge. Estuarine and coastal Marine Science. P309—323.

- [7] Festa, J. F. and Hansen, D. V., 1978, Turbidity maxima in Partically mixed estuarines: A two-dimensional numerical model. Estuarine and coastal Marine Science, No. 7, P347—359.

A NUMERICAL SIMULATION OF THE TURBIDITY MAXIMA IN ESTUARIES

Wei Shoulin Zheng Li Yang Zousheng
(Ocean University of Qingdao)

Abstract

Using the Galerkin method, a two-dimensional numerical model has been developed to study the turbidity maxima in estuaries. Every physical variable in the model has a continuous vertical profile. The effect of tide is investigated. The model study supports the hypothesis that estuarine dynamics are primarily responsible for the occurrence of the turbidity maxima. The results of computation also show that the magnitude and location of turbidity maxima depend upon the strength of the estuarine circulation, the settling velocity of sediment, and the amount of sediment introduced at both the ocean and the river sources.