

径流与潮流对长江口泥沙运输的影响

周济福 王 涛 李家春 刘青泉

(中国科学院力学研究所, 北京 100080)

摘 要 本文首先建立了一个一维水流、二维泥沙数学模型, 以长江口南港北槽为实际背景, 研究了径流和潮流共同作用下, 泥沙运输的规律; 讨论了泥沙近底边界条件, 认为非恒定情况下泥沙底边界条件应考虑沉降效应。分析了径流和潮流的不同组合, 对长江口泥沙运输的影响。同时, 对长江口实施整治工程后航道的变化进行了预测。

关键词 长江口, 潮流, 径流, 泥沙运输

分类号 P731.2

1 引言

随着人们对河口海岸开发的日益深入和广泛, 波流共同输沙的研究, 愈来愈受到国内外同行的极大关注。在河口地区, 径流、潮流、风浪相互作用, 水流随时间双向地往复运动, 在河底形成往复运动的波流边界层, 这种水流条件下的泥沙运动, 包括其起动、悬浮和挟运, 均属非恒定泥沙运动的范畴。非恒定输沙的研究还很不成熟, 是当前泥沙研究的难题。

数值模拟已成为河口泥沙研究的一种重要手段, 并且在模拟河口流场方面取得了较好的研究成果。而在泥沙运动方面, 则由于河口地区的非恒定输沙同时受径流、波浪、潮流、盐淡水混合与湍流的影响, 使得对物理过程的了解成为泥沙数值模型成功与否的关键, 因此国际泥沙界、力学界和工程界都在进行以上这些问题的研究。文献[1]专集评述了海岸与河口环境的泥沙运输机理的研究进展; Nielsen P. 在文献[2]中专门讨论了海底边界层与泥沙运输的关系; Christopher G. Koutitas 总结了国外海岸工程中常采用的泥沙数学模型^[3], 我国在开发港口、河口资源的同时, 也发展了泥沙数学模型^[4]。这些工作从不同的角度研究了有关河口环境下的泥沙起动、絮凝沉降、悬移质泥沙分布剖面、泥沙-湍流相互作用以及海底流速和含沙量的测验等等。然而, 问题的复杂性使得更深入的研究仍十分必要。建立以动力学为基础的泥沙运动数值模式, 并以此分析各种动力因素及其相互作用对河口泥沙及河床演化的影响, 以获得更为完善的泥沙运动数学模型, 是值得深入进行的工作。

本文作为初步研究, 对径流、潮流与泥沙运输的关系进行探讨。为此, 首先建立了一个一维水流、二维(垂向)泥沙数学模型, 在此基础上, 以长江口北槽为背景, 计算洪季、枯季、大潮、小潮等不同组合情况下的悬移质、推移质输沙率以及床底的变化, 分析不同情况的变化规律, 以期对长江口的航道整治提供理论依据。

本文于 1997 年 7 月 18 日收到。本项研究得到国家自然科学基金(批准号 59879025)和中国科学院力学研究所所长择优基金的资助。

2 长江口概况

长江口为海陆过渡环境, 受到流域与海域来水来沙的共同影响, 形成复杂多变的分叉型河口环境。河口经崇明岛、中央沙和九段沙三级分叉后, 形成北支、北港、北槽和南槽四口入海之势。

长江口属大型潮汐河口, 水丰沙巨。据大通水文站的统计资料, 年径流总量达 9, 250 亿 m^3 , 平均流量为 $29, 300 \text{m}^3/\text{s}$, 洪峰流量可达 $92, 600 \text{m}^3/\text{s}$, 最小枯水流量约 $6, 020 \text{m}^3/\text{s}$ 。泥沙以悬移质和推移质两种方式运移, 前者每年平均输送量为 4.86 亿 t, 后者约有 0.53 亿 t。长江来水来沙年内分配很不均匀, 汛期(5~10月)来水量占全年的 71%, 而来沙量则超过 85%。

长江口的潮量也相当可观, 当上游径流量与口门潮差接近平均情况时, 进潮量可达 $266, 400 \text{m}^3/\text{s}$, 约为年平均径流量的 9 倍。中浚站多年平均潮差为 2.66m。每次涨落潮期间的输沙量要以千万吨来计, 这些泥沙处于悬浮、沉降与再悬浮的运动之中。

长江口的悬沙以极细粉砂和粘土为主, 平均中值粒径为 0.0086mm。河床质中值粒径北支为 0.093mm, 南支 0.084mm, 北港 0.061mm, 北槽 0.059mm, 南槽 0.029mm。

长江历来被誉为“黄金水道”, 地处长江口的上海港是我国最大的港口。然而, 由于长期以来一直处于自然状态, 拦门沙滩顶最小水深仅 6 米左右的长江入海航道, 几十年来一直没有得到根本的改善, 越来越不能满足上海浦东新区的开发乃至整个长江流域经济的发展。因此, 近年来我国正围绕长江入海航道整治这一课题, 展开广泛的研究。根据长江口航道的演变规律和航道的水力特性, 长江口入海航道应成为有岸界的航槽, 双导堤辅以潜坝的整治方案较符合实际情况^[5]。本文研究了该整治方案下航道的变化趋势。

3 数值模型

3.1 流场

3.1.1 基本方程

$$\begin{cases} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{|u|u}{C^2 h} = 0 \end{cases} \quad (1)$$

式中 ζ , h , u 分别为水位、水深、平均流速, g 为重力加速度, C 为 Chezy 系数

$$C = \frac{1}{n} h^{1/6} \quad (2)$$

n 为 Manning 糙率系数, 长江口地区一般取 0.01 ~ 0.02。

3.1.2 定解条件

初始条件: $u(x, 0) = \text{constant}$

边界条件: 按长江口实测流速、潮位的统计特征值, 分别给定上游边界的流速过程和下游边界的水位过程, 边界条件随涨落潮周期地变化, 但落潮历时大于涨潮历时, 且涨落潮历时差以及流速和水位的幅值, 随洪枯季、大小潮而异。同时要考虑方程离散后, 数值边界条件的增补, 可由特征线方程

$$\frac{dx}{dt} = u \pm \sqrt{gh} \quad (3)$$

及其上的特征关系

$$\frac{dx}{dt} (u \pm 2\sqrt{gh}) = -g \frac{|\mu|}{C^2 h} \quad (4)$$

得到。

3.1.3 数值方法

参阅文献[3], 时变偏导数项采用前差, 空间偏导数项采用迎风格式。稳定性条件为 Courant 数小于等于 1。

在作长时间计算并考虑地形变化时, 边界条件及初始条件需要进行处理, 以消除计算的累积误差, 增强稳定性和收敛性。本文计算过程中, 在用特征方程和特征关系确定数值边界条件时, 进行了迭代, 对初始流场(包括每次地形修改后的初始流场, 即地形修改前算得的流场)也进行了迭代, 迭代相对误差控制在 10^{-4} 以内。

3.2 含沙量

3.2.1 基本方程

根据质量守恒可得悬沙输移的基本方程

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial u c}{\partial x} - w_f \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon \frac{\partial c}{\partial z}) \quad (5)$$

方程中 c 为含沙量, w_f 为泥沙絮凝沉降速度, ϵ 为泥沙垂向扩散系数, 这里取为垂向涡粘性系数 ϵ_v 。

$$w_f = Fw \quad (6)$$

$$\epsilon_v = \frac{1}{6} \kappa u_* h \quad (7)$$

其中 $u_* = u \sqrt{g} / C$, κ 为 Kaman 常数, 取值 0.376; F 为絮凝因子, 对长江口泥沙, 其值在 10 - 75 之间变化, 本文中取 $F = 15$; w 为单颗泥沙沉降速度, 长江口泥沙粒径很小, 可用 Stokes 公式计算

$$w = \frac{1}{18} \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g d_{50}^2 \quad (8)$$

式中 γ_s 和 γ 分别为沙粒和水的比重, d_{50} 为悬沙中径, ν 为水体运动粘性系数。

3.2.2 定解条件

初始条件: $c(x, z, 0)$ 可取为平衡情况下的含沙量剖面。

边界条件: 由于缺乏实际资料, 上下游含沙量由平衡含沙量剖面给定。

水面泥沙净通量为零, 即

$$w_f c + \epsilon \frac{\partial c}{\partial z} = 0, z = \zeta \quad (9)$$

在河底取第一类边界条件, 即

$$c_b = c_{z=a} \quad (10)$$

$c_{z=a}$ 为距河底高度 $a = 2D_{50}$ 处的含沙量, D_{50} 为河床质中径, $c_{z=a}$ 一般取为河底平衡含沙量 c_{a0} 。但在径潮流相互作用的河口地区, 涨落憩附近流速很小时, 泥沙沉降对底边界的影响是不可忽视的。因此, 要考虑一个与泥沙沉降有关的附加条件。此时, 底边界条件可表示为^[6]

$$c_{z=a} = \max(c_{a0}, c_{z=a+w_f t}) \quad (11)$$

$\max()$ 是最大值函数, c_{a0} 可用经验公式计算^[7]

$$\text{大潮} \quad c_{a0} = 0.7 + 2.5u^{0.8}$$

$$\begin{aligned} \text{中潮} \quad c_{a0} &= 0.4 + 1.8u^{0.6} \\ \text{小潮} \quad c_{a0} &= 0.1 + 0.8u^{0.4} \end{aligned} \quad (12)$$

t 为数值计算的时间步长, $c_{z=a+w_f t}$ 表示上一时段高度 z 处的含沙量。

需要强调指出, 当底部边界条件式(10)右边的 $c_{z=a}$ 不按式(11)计算, 而直接按常规取为河底平衡含沙量 c_{a0} 时, 则在涨落憩附近流速很小时, 出现上大下小的含沙量分布。计算中发现, 在落憩附近, 各断面 $z^* (= \frac{z-\zeta}{h}) = 0.1$ 处的含沙量大于底部; 而在涨憩附近这种情形更甚, 拦门沙前坡脚处 $z^* = 0.4$ 甚至更上层的含沙量较底部为大。长江口的实测资料表明, 出现上大下小的含沙量分布是可能的^[8], 这是长江口包括盐水入侵、湍流运动、复杂的三维水流结构等多种因素综合作用的结果。在本文的计算模式下, 得到的含沙量分布一般应上小下大。

3.2.3 数值方法

参阅文献[3], 时变项采用前差, 沉降项及扩散项采用中心差, 对流项用迎风格式。稳定性条件为

$$u_{\max} \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1, \quad \epsilon_v \frac{\Delta t}{\Delta z^2} \leq \frac{1}{2} \quad (13)$$

与流场计算时相同, 初始含沙量场也进行迭代, 其相对误差控制在 10^{-3} 以内。

由于水面随时间和空间不断变化, 计算域也不断改变。为了便于求解, 通过垂向坐标变换, 定义无量纲坐标

$$z^* = \frac{z - \zeta}{h} \quad (14)$$

将不规则区域 $\zeta \leq z \leq h + \zeta$ 转变为矩形域 $0 \leq z^* \leq 1$, 使计算网格能连续跟踪自由表面运动, 并精确拟合不规则海底边界^[4]。

3.3 床底变形

因泥沙运输引起的河口河床变形方程为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (q_s + q_b)}{\partial x} = 0 \quad (15)$$

ζ 为床底高程, q_s 、 q_b 分别为悬移质、推移质单宽体积输沙率,

$$q_s = \int_{\zeta}^{\zeta} c u dz \quad (16)$$

ζ 为水面高程。推移质单宽输沙率采用美国仁公式^[4]

$$q_b = \frac{K_0}{C^2} \frac{\gamma_s \gamma}{\gamma_s - \gamma} (u - u_c) \frac{u^3}{w_f} \quad (17)$$

根据长江部分水文站实测资料, 综合系数 $K_0 = 0.01$ 。起动流速 u_c 根据下式计算

$$u_c = 0.264 \ln(11 \frac{h}{D_{50}}) \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} g D_{50} + 0.19 \frac{g h \delta + \epsilon}{D_{50}}} \quad (18)$$

D_{50} 为床沙中径, $\delta = 0.213 \times 10^{-4}$ cm, $\epsilon = 2.56 \text{ cm}^3/\text{s}^2$ 。计算中不考虑含沙量对流场的影响, 即把泥沙运动作被动标量处理。同时, 由于河床的演变要经过较长时间的积累才会对流场产生明显影响, 因此动量方程、泥沙输运方程、床底变形方程可依次独立求解, 并且可在若干计算时段后才修正底床。

4 模型验证

本文与[10]对上述模型进行了验证。计算区域为南港北槽加双导堤的情况。

选用 1984 年 8 月 28 日至 29 日洪季大潮的水文测量资料验证流场, 此时上游大通流量为 $40,200\text{m}^3/\text{s}$ 。空间步长取为 2000m , 时间步长 12s 。糙率系数取为 0.01 。北槽分流口的流速过程如图 1 所示, 图中计算结果与实测数据符合较好。

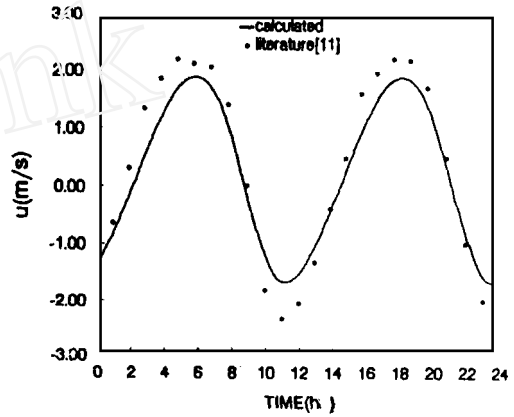
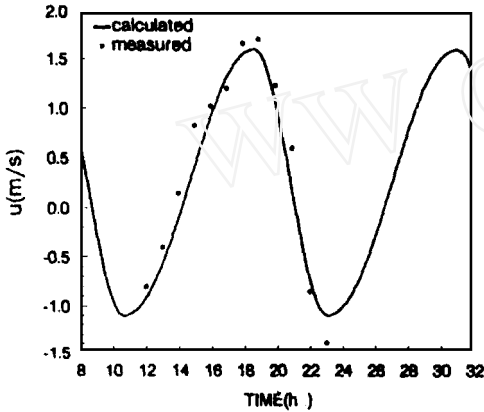


图 1 北槽分流口洪季大潮流速过程(1984.8.28-29)

图 2 北槽中枯季大潮流速过程(1987.2.16)

同时, 保持模型参数不变, 选用 1987 年 2 月 16 日枯季大潮, 大通流量为 $9,000\text{m}^3/\text{s}$ 。本文结果与文献[11]的计算值在图 2 中进行了比较。在北槽中部, 地形较复杂, 且在天然情况下, 北槽与北港、南槽之间均有少许水量交换, 因此, 本模型的流速幅值比文献[11]给出的值略偏小, 这是符合实际的。

采用 1988 年 7 月 30 日至 31 日洪季大潮北槽含沙量垂线分布资料, 对本模型的浓度场进行验证。图 3 为计算与实测落急和涨憩时刻含沙量对比, 模型结果在总的趋势上与实测值是符合的。虽然两者之间存在一定的误差, 但是, 考虑到目前泥沙测验的精度以及缺乏相应的上下游泥沙边界条件而不得不以平衡含沙量代替时, 我们认为这一误差是可以接受的。

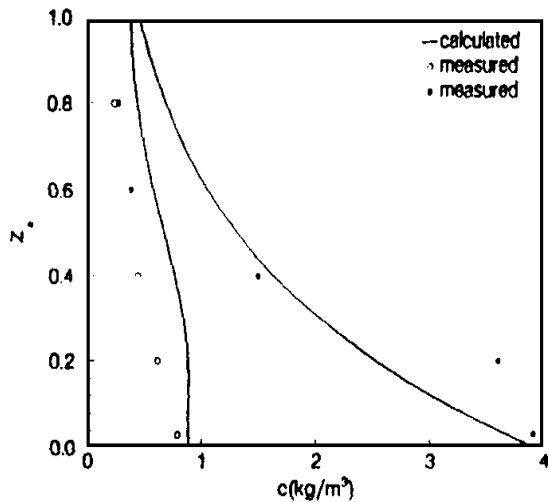


图 3 8804 测站洪季大潮含沙量分布

5 结果分析与讨论

图 4 为拦门沙滩顶处流速、分层含沙量随时间的变化过程, 可以看出, 一个潮周期内对应于涨落急流速, 各层含沙量均出现两个峰值。在洪季, 由于径流与潮流的相互作用, 落急流速大于涨急流速, 因而相应于落急流速的含沙量峰值较涨急大; 枯季上游径流较小, 涨落急流速差别不大, 因而相应于涨落急流速的两个峰值大小相当。

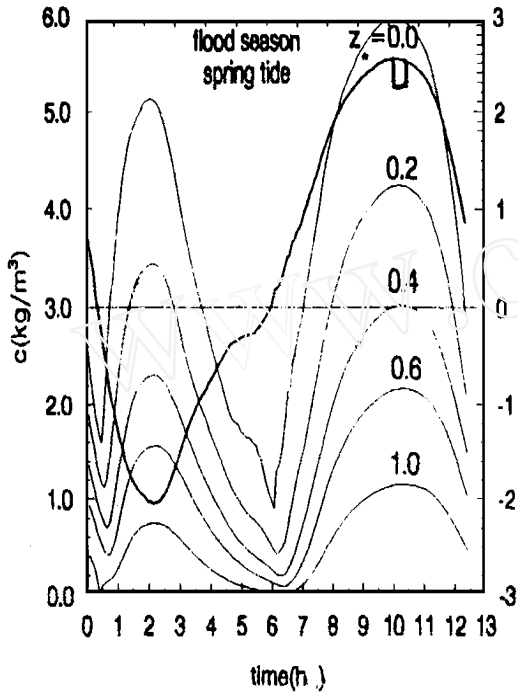


图 4(a) 拦门沙滩顶处洪季大潮分层含沙量过程

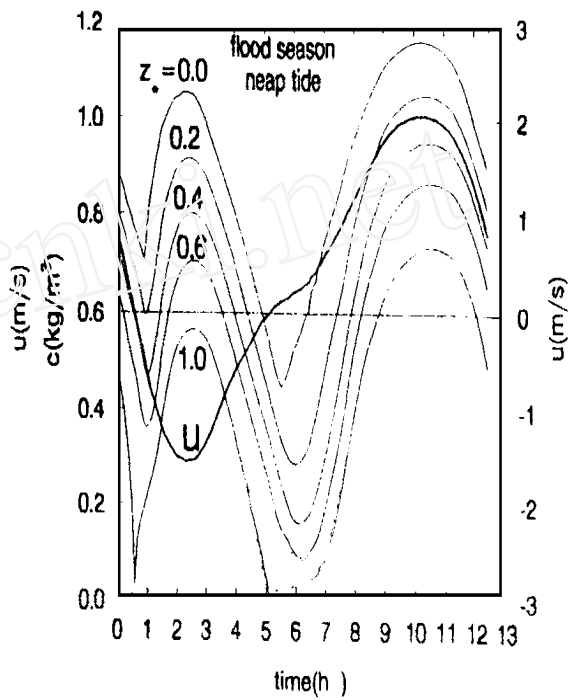


图 4(b) 拦门沙滩顶处洪季小潮分层含沙量过程

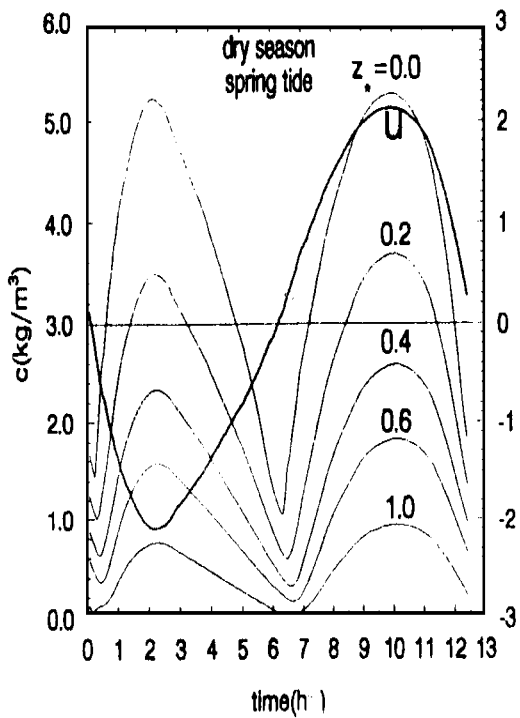


图 4(c) 拦门沙滩顶处枯季大潮分层含沙量过程

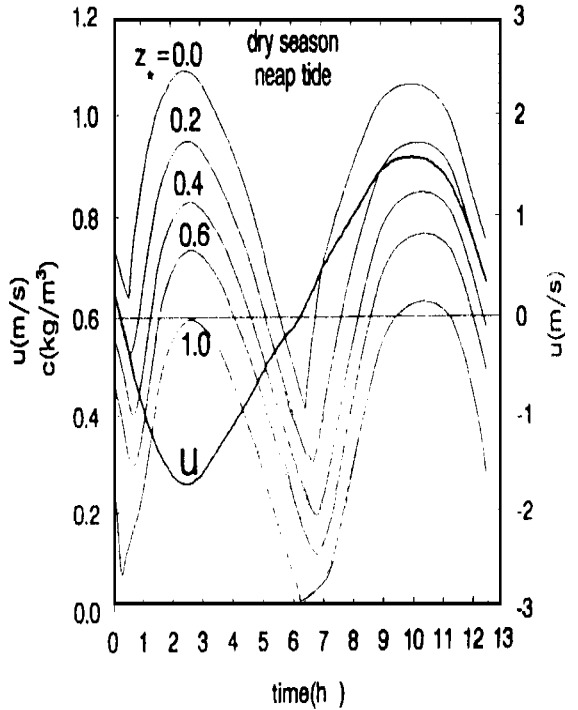


图 4(d) 拦门沙滩顶处枯季小潮分层含沙量过程

图 4(a)、(c) 大潮情况下, 洪枯季的底部含沙量峰值均在 $5 \sim 6 \text{ kg/m}^3$ 之间, 而图 4(b)、(d)

小潮情况下, 洪枯季的底部含沙量峰值则均略大于 $1\text{kg}/\text{m}^3$ 。这说明底部含沙量主要决定于下游的潮况, 而不是上游的径流量的大小, 亦即下游潮况是泥沙起悬的主要影响因素。

由图 4 还可看出, 尽管底部泥沙边界条件没有考虑与流速的相位差, 但是上层含沙量的变化明显滞后于流速, 各层含沙量峰值出现的时刻与其相应的流速峰值不一致, 最小含沙量也不在憩流时刻, 而是滞后一定时间, 含沙量与流速的相位差从河底到水面逐渐增大。这是因为泥沙运动总是要落后于水流运动, 其沉降的扩散悬浮都有一个时间过程。另一方面, 由于潮波的周期为 12 小时 25 分, 其时间尺度较泥沙沉降、悬浮的时间尺度大得多, 因而泥沙与水流的相位差不可能很大, 比一般实验室中所得到的波(周期 10 秒左右)流相互作用流场中的相位差^[6]要小得多。

图 5 分别为拦门沙滩顶处, 大小潮时洪枯季的推移质与悬移质单宽输沙率过程的对比图, 图中正值表示向海输沙, 负值表示向陆输沙。总的来看, 推移质输沙率, 无论大小潮, 洪枯季, 涨急时刻比落急时刻小, 即推移质以向海输沙为主。而悬移质输沙率, 枯季涨急时刻较大, 表现为向陆输沙为主; 洪季涨急时刻较小, 表现为向海输沙为主。这主要是因为, 在泥沙条件(比重、粒径)一定的情况下, 推移质输沙率仅与流速成正比关系, 涨潮流与径流反向, 落潮流与径流同向叠加, 因而涨急时刻的流速一般小于落急时刻。而悬移质输沙率则不仅仅决定于流速, 还与流量有关。

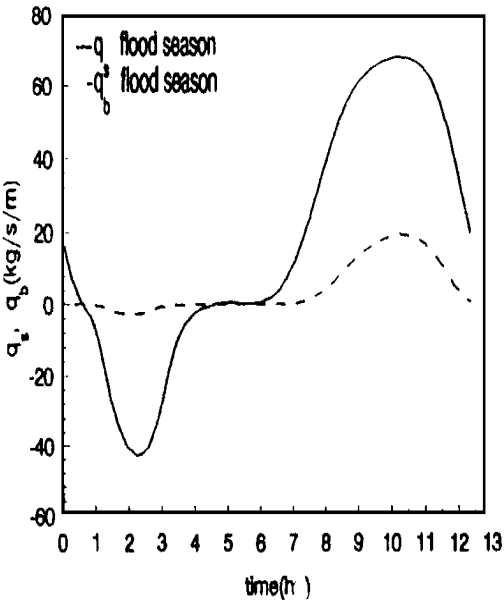


图 5(a) 拦门沙滩顶处洪季大潮
推移质与悬移质输沙率过程

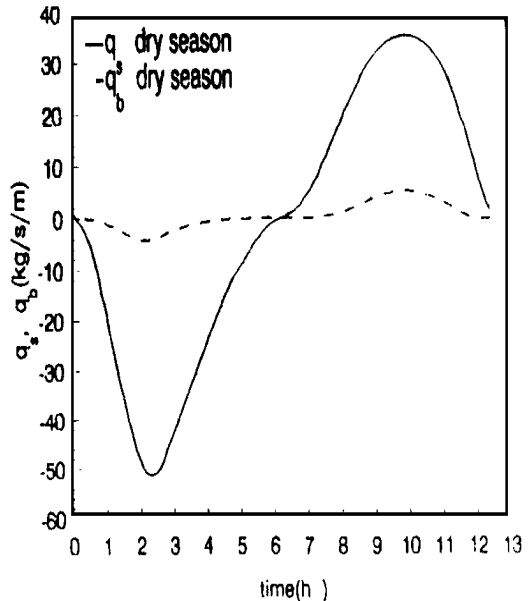


图 5(b) 拦门沙滩顶处枯季大潮
推移质与悬移质输沙率过程

推移质输沙率占有悬移质输沙率的比例多寡亦与径潮流的相对消长有关。涨急时刻, 径流与潮流的动力作用相互抑制, 推移质输沙率一般较小, 约为悬移质的 5% 左右; 落急时刻, 由于径潮流的同向叠加, 其结果是推移质输沙率枯季较小, 而洪季较大, 一般为悬移质的 15~30%。洪季小潮时, 由于小潮掀沙作用弱, 悬移质输沙率较小, 推移质输沙率所占比例可达 50%。

为了分别讨论径流和潮流对输沙率(这里仅对悬移质输沙率)的影响, 首先定义周期平均的总输沙率 $\langle q_s \rangle$ 、径流输沙率 $\langle q_{sc} \rangle$ 、潮流输沙率 $\langle q_{sw} \rangle$



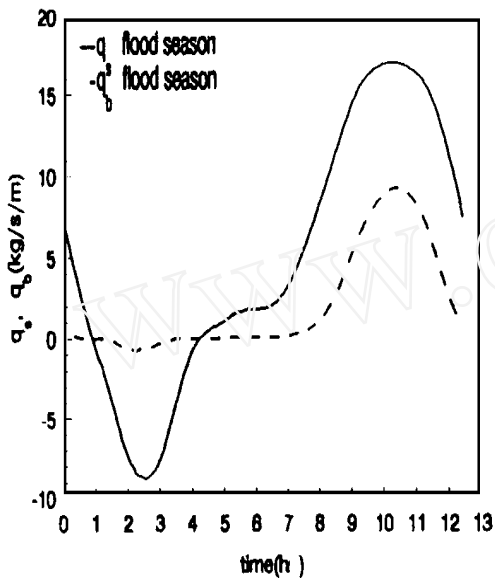


图 5(c) 拦门沙滩顶处洪季小潮
推移质与悬移质输沙率过程

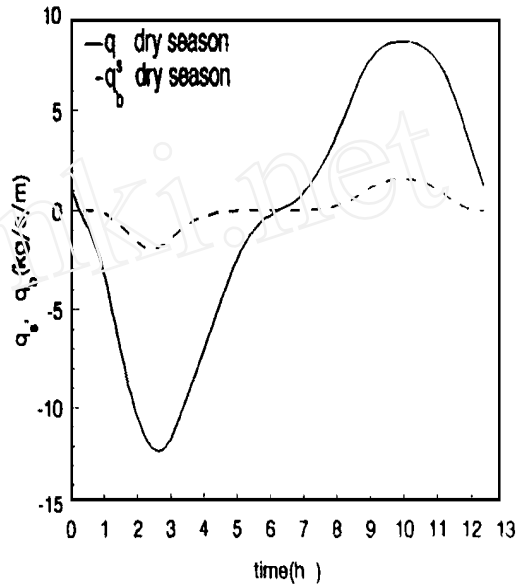


图 5(d) 拦门沙滩顶处枯季小潮
推移质与悬移质输沙率过程

$$\langle q_s \rangle = \int_a^h \langle uc \rangle dz \quad (19)$$

$$\langle q_{sc} \rangle = \int_a^h \langle u \rangle \langle c \rangle dz \quad (20)$$

$$\langle q_{sw} \rangle = \langle q_s \rangle - \langle q_{sc} \rangle \quad (21)$$

其中,

$$\langle u \rangle = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} u dt \quad (22)$$

$$\langle c \rangle = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} c dt \quad (23)$$

$$\langle uc \rangle = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} ucdt \quad (24)$$

以上诸式中“ $\langle \rangle$ ”表示周期平均, T 为潮的周期, 约 12 小时 25 分。

图 6 中绘出了不同径潮流组合下的 $\langle q_s \rangle$ (total)、 $\langle q_{sc} \rangle$ (current-related)、 $\langle q_{sw} \rangle$ (tide-related) 的沿程变化曲线。易见, 悬移质输沙率洪季大于枯季, 其中以洪季大潮最大, 枯季小潮最小。洪季径流作用强于潮流, 输沙以径流为主, 枯季潮流作用较强, 潮流输沙占优。潮流输沙的大小, 不仅与潮差的高低有关, 而且还受径流强弱的影响。潮流输沙的方向也与径流的大小有关, 洪季径流大, 潮流输沙向海; 枯季径流作用弱, 潮流输沙主要向陆。究其原因, 主要是由于河口地区径流与潮流的相互作用并不是简单的迭加, 径流使潮波发生变形, 在径流的作用下, 潮波的波高(潮差)、涨落潮历时沿程都会发生变化。因此, 径流和潮流对输沙率的作用

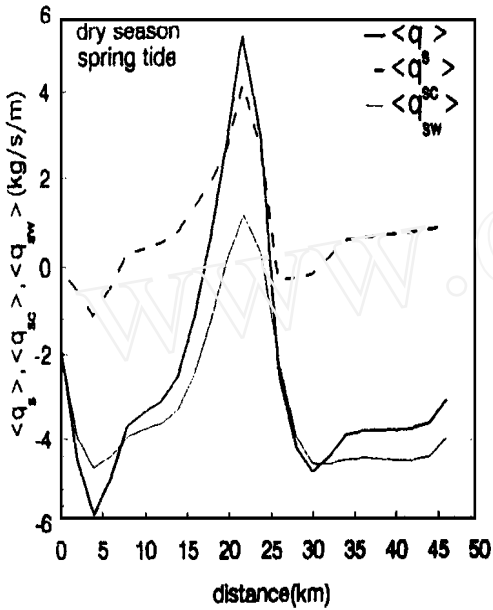


图 6(a) 枯季大潮悬移质输沙率及其波流分量的沿程变化

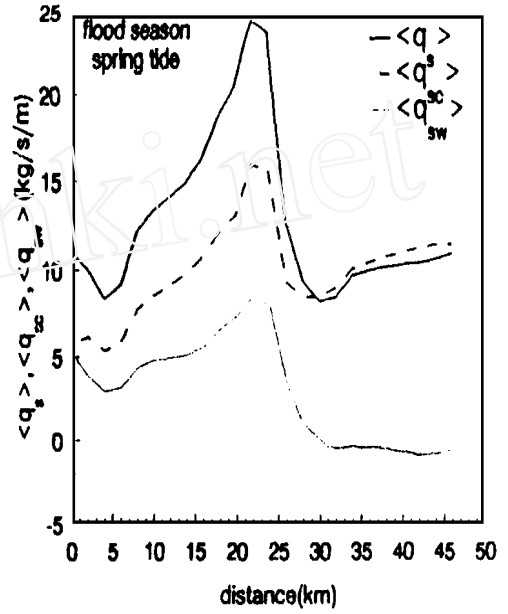


图 6(b) 洪季大潮悬移质输沙率及其波流分量的沿程变化

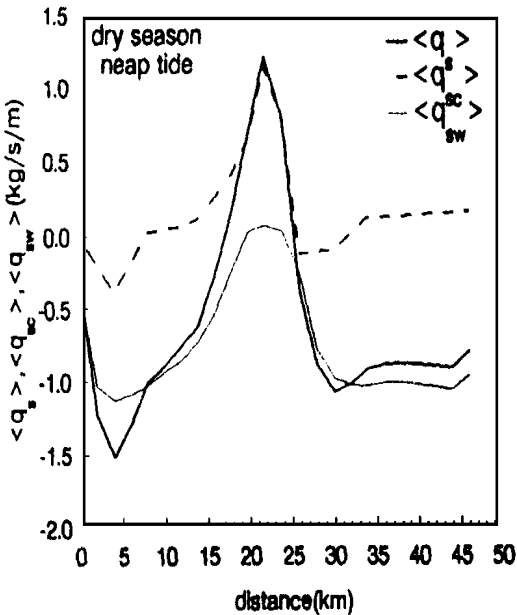


图 6(c) 枯季小潮悬移质输沙率及其波流分量的沿程变化

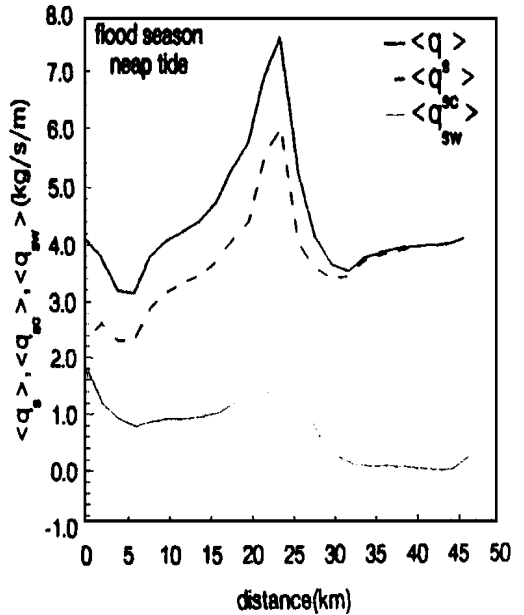


图 6(d) 洪季小潮悬移质输沙率及其波流分量的沿程变化

是耦合在一起的。从图 6 输沙率沿程变化曲线,可分析河底冲淤情况。图中曲线的正斜率表示

输沙率沿程增加, 因而河底冲刷; 负斜率则表示输沙率沿程减小, 因而床底淤积。斜率的绝对值越大, 则冲淤幅度越大。拦门沙的位置约在距北槽分流口 6~20km 之间, 由于拦门沙上水深较小, 流速增大, 因而发生冲刷。在拦门沙的下游, 水深迅速增加, 流速变小, 泥沙在这里迅速落淤。在洪季输沙向海时, 这里落淤的泥沙来自陆相和拦门沙上冲刷的泥沙; 在枯季输沙向陆时, 这里落淤的泥沙则主要来自海相。拦门沙附近输沙率变化较大, 泥沙冲淤主要发生在这里, 这正是地学界所谓“最大浑浊带”之所在。而在拦门沙下游, 输沙率几乎保持不变, 因而短期内河床冲淤甚微。

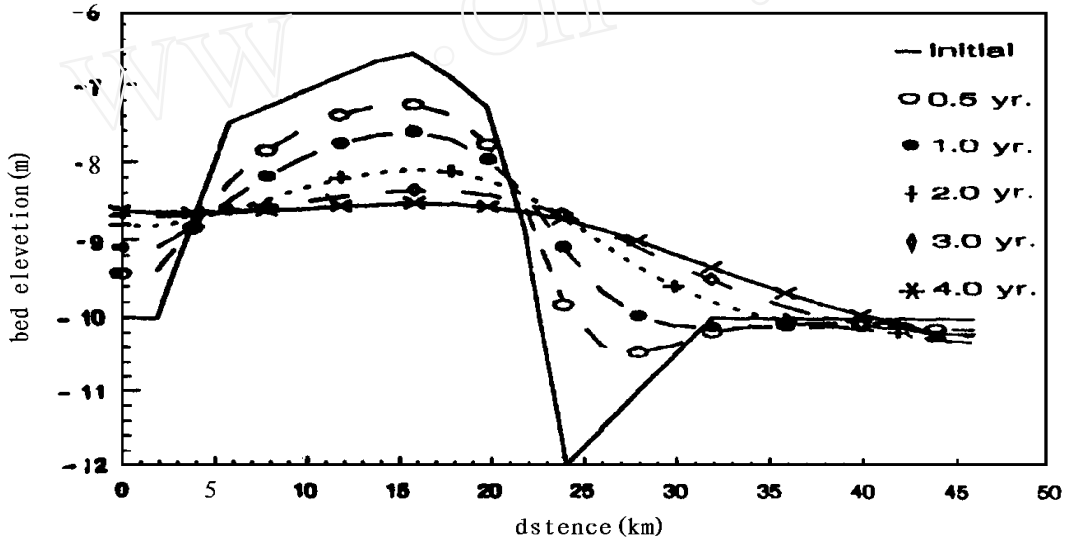


图7 北槽航道河底纵剖面变化图

图7所示为北槽航道长期计算的河底纵剖面的演化情况。由图可见, 北槽航道实施双导堤整治工程后, 航道内拦门沙冲刷明显, 尤以前期为甚, 半年内滩顶高程即下刷约 0.7m。虽然冲刷率随时间不断减小, 但冲刷的趋势一直在发展, 4年后拦门沙滩顶高程降至 -8.6m。拦门沙上冲刷的泥沙逐渐向下游推移。诚然, 我们的计算条件比起天然情况下的径潮流过程要简单得多, 因而冲淤的绝对数量是可以讨论的, 但是, 拦门沙的冲刷趋势却不可否认。因此, 可以预期长江口北槽航道实施双导堤整治并辅以潜坝调整航道入口的流量, 可大为改善其通航条件, 达到预期效果。

6 结论

- (1) 本文建立了一维水流、垂向二维泥沙数学模型, 模型得到实际资料的检验, 稳定性良好。并用于计算长江口不同径流和潮流组合的条件下, 长期的泥沙输运和底床变化。
- (2) 泥沙扩散方程的底边界条件, 一直是泥沙数学模型的难题, 尤其是对于非恒定的情况。本文考虑泥沙沉降对边界的影响, 得到了满意的结果。
- (3) 各分层含沙量在一个潮周期内出现两个峰值, 由于径流的迭加, 相应于落急流速的峰值较涨急大, 当径流很小时, 两峰值大小相当。此外, 含沙量滞后于水流一个相位差, 这一相位差随高度的增加而增大。
- (4) 由于径流使潮波发生变形, 因此径流和潮流对输沙率的作用是耦合在一起的。一般洪季输沙率大于枯季, 洪季大潮时输沙率最大, 枯季小潮时最小。拦门沙附近河床冲淤变化较

大,说明这里泥沙运动活跃。

(5) 长江口实施双导堤并辅以潜坝的整治工程后,北槽航道可大为改善。

(6) 长江口受径流和潮流的双重作用,泥沙运动十分复杂,需要进行更深入的研究。如盐水入侵、湍流影响等等,都是应深入进行的工作。

参 考 文 献

- 1 RD Rajaona Edited Sediment Transport Mechanisms in Coastal Environments and Rivers Applied Mechanics Reviews, 1995, 48(9).
- 2 Nielsen P. Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport Advanced Series on Ocean Engineering, Vol 4, World Scientific, Singapore, 1992
- 3 Christopher G Koutitas Mathematical Models in Coastal Engineering Pentech Press, 1988
- 4 曹祖德,王运洪 水动力泥沙数值模型 天津大学出版社,1994
- 5 王广平 长江口拦门沙深水入海航道整治工程的研究 海洋工程,1994,12(2): 78-86
- 6 Zhigong Li and Alan G Davies Towards Predicting Sediment Transport Combined Wave-Current Flow. J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 1996, 122(4): 157-164
- 7 徐建益,陶学为,方良田,楼越平,韩曾萃 长江口南支非均匀沙垂向分层的数学模型 泥沙研究,1995,(2): 74-79
- 8 Z Shi, etc Vertical Suspension Profile in the Changjiang Estuary. Marine Geology 1996, 130: 29-37
- 9 武汉水利电力学院 河流泥沙工程学(上册). 1980
- 10 王 涛,李家春 长江口深水航道整治研究 力学与实践,1997,19(6): 33-36
- 11 上海交通大学,上海勘测设计研究院 长江口南北支及口外平面二维水流数学模型研究 研究报告,1995

作者简介

周济福,男,1965年3月出生,工程师,博士。
王 涛,男,1970年9月出生,博士后,博士。
李家春,男,1940年7月出生,研究员,博导。
刘青泉,男,1965年4月出生,副研究员,博士。

Influence of Runoff and Tide on Sediment Transport in the Yangtze Estuary

Zhou Ji-fu Wang Tao Li Jia-chun Liu Qing-quan

(Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract A one-dimensional, vertical grid unsteady model is developed to study sediment transport in combined tide-runoff flows around the Yangtze estuary. The model uses reference concentration as the bottom boundary condition for suspended sediment. It is suggested that the bottom boundary condition in unsteady flow should take the effect of sediment settling into consideration. The respective influences of runoff and tide have been carefully analysed. Finally, the topographic variation of waterway between north and south dykes is predicted.

Key words the Yangtze estuary, runoff, tide, sediment transport