

钱塘江口涌潮的二维数值模拟

谭维炎 胡四一

(南京水文水资源研究所 南京 210024)

韩曾萃 潘存鸿 楼越平 毛喜中

(浙江省河口海岸研究所 杭州 310009)

提 要 应用二维有限体积法、Osher 格式及间断拟合法, 计算了钱塘江河口涌潮产生、发展到消亡的全过程。该算法能保证水量和动量守恒, 且能适应水深巨大变化和动边界。根据钱塘江涌潮的特点, 可将其合理概化为一线潮。在网格尺寸较大情况下, 计算的一线潮仍保持高分辨率, 能准确满足水力学间断条件, 且计算量小, 可以在微机上实现。在对某实测半日小潮进行率定后, 对随后的大潮进行了验证计算, 涌潮的主要特征 (如涌潮高度、移速、水位和流场等) 与实测资料符合良好, 证实了模型的合理性和模拟能力。

关键词 钱塘江河口 涌潮 有限体积法 守恒格式 间断拟合法 动边界处理

分类号 O242.1; P731.23

1 引 言

钱塘江出口段 (自闻家堰至澉浦) 是世界闻名的强涌潮河口 (图1)^[1]。钱塘江多年平均径流为 290 亿 m^3 , 年输沙量 670 万 t, 属清水河流。杭州湾在澉浦附近宽约 20km, 该处出现半日潮, 多年平均潮差 5.5m, 变幅为 3~9m, 涨潮流量达 20 多万 m^3/s 。汹涌的涨潮水流上溯, 在澉浦上游 10~12km 的鼠尾山附近形成“一线潮”。在平面上杭州湾宽度向上游迅速缩窄, 在河、湾交会处 (大缺口、十堡) 只有 1.5~2km。在纵剖面上钱塘江出口附近有巨大的沙槛隆起, 对涨潮流有明显的抬升作用。在上述因素的综合影响下, 涌潮在上行过程中高度逐渐增大, 自大缺口至海宁 (盐官) 之间达到最大, 观测到的最大高度达 3m, 一般变化在 1.4~2.5m 之间^[2]。再往上行, 高度逐渐减小, 直至消失, 其上界一般在七堡附近, 最远可到达杭州以上的闻家堰。自澉浦至杭

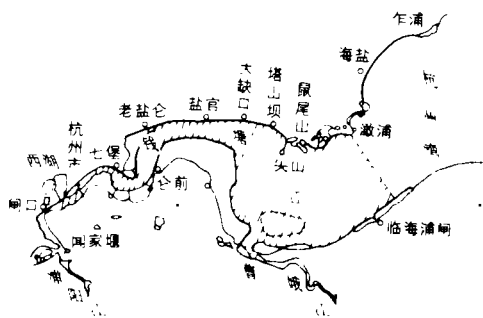


图1 钱塘江河口平面示意图

Fig. 1. Sketch map of the Qiantang Estuary

州的总长度约 100km, 其中涌潮区长度 40~70km, 历时 2~3h。1968 年 9 月~10 月实测大潮传播速度一般为 $5.5\sim 7.5\text{m/s}$ [2], 而 1993 年 10 月 27 日作者目测到小潮由大缺口至老盐官平均传播速度为 5m/s 。

澈浦以上杭州湾地形复杂, 深水区水深 11~12m, 湾中央及沿岸边有浅滩在落潮时外露。涌潮在上行过程中, 有时在深水区消失, 而遇浅水区又重新形成。湾区南部曹娥江口下游有大片浅滩, 将涨潮流分为南北两股, 涌潮绕行后到达湾心滩上游的时间及方向不同, 产生复杂的相互作用。

钱塘江涨落潮的主流路径不同, 且形成横向比降。同一横断面的南北岸水位差可达 0.6m, 其数值与方向随涨落潮而变。

以上是对钱塘江涌潮复杂水动力学现象的不完整描述。即便是这些方面, 限于当前科学水平, 也还未能建立起一个满意的水动力学数学模型。浙江省河口海岸研究所赵雪华曾对钱塘江涌潮进行过一维数值模拟 [3], 但迄今尚无人做过二维数值模拟。就笔者所知, 在国外文献中亦未发表过这类结果。本文尝试建立一个二维涌潮数值模型, 对钱塘江涌潮整体的和主要的水流形态进行模拟。

2 无涌潮潮流和非涌潮区的数值模拟概述

首先, 必须建立一个二维水流数学模型, 用于计算无涌潮时的潮流, 及有涌潮时除涌潮附近以外的连续水流。该模型详见文献 [4、5], 现将其基本点归纳如下。

2.1 网格、单元和节点

为了模拟的方便, 采用四边形与三角形结合的有结构网格。水体的主要部分用手工近似按流线形态和横断面划分成由四边形组成的有结构曲线网格。网格线不必正交, 只要求其大体反映水下地形及水流的空间变化趋势。它不但便于生成, 且有利于表现一线潮的形态 (详后)。水体的周边部分镶嵌少量三角形, 以便与两岸地形更好拟合。将三角形看作具有一个零边长的四边形, 并保持网格的有结构性。

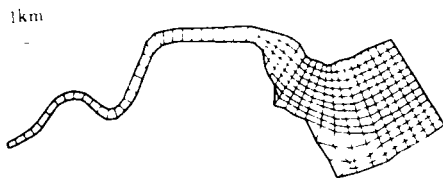


图 2 钱塘江涌潮计算域的网格布置

Fig. 2. Mesh set-up of computational domain for bores in the Qiantang Estuary

每个四边形都是一个单元或控制体。在每个单元形心布设一个节点。单元内底高程 z_b 及水力参数 (水深 h 、水位 z 、和 x 及 y 方向垂线平均流速 u 及 v) 均采用常值分布。节点水力参数为单元平均值, 故由常值分布仍能获得一阶精度的计算结果。

为了在河宽变化大的地方仍能采用有结构的四边形网格, 有的四边形将其下游边等分, 与下游两个四边形邻接。钱塘江涌潮计算域的网格布置见图 2。

2.2 有限体积法 (FVM) 和单元水量、动量平衡

采用 FVM 进行潮流和涌潮的数值模拟。其实质是逐单元进行水量和动量平衡, 物理意义清晰, 能准确满足积分形式的守恒律, 成果无守恒误差, 且适于计算含涌潮的间断流动。

对单元 i , 以单元平均守恒物理量构成状态向量, $q_i = (h_i, h_i u_i, h_i v_i)^T$ (图 3)。通过其第 k 边沿法向输出的通量记为 $f_{i,j}$ (q_i, q_j), q_j 为第 k 边相邻单元 j (k) 的状态向量, $f_{i,j}$ 的三个

分量分别表示沿该边外法向 N 输出的流量, N 方向动量和 T 方向动量, N 与 T 构成右手坐标系。写出向量形式的二维浅水微分方程

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial g}{\partial y} = b \quad (1)$$

式中 f 及 g 为 x 及 y 方向的物理通量, $f = (hu, hu^2 + gh^2/2, huv)^T$, $g = (hv, huv, hv^2 + gh^2/2)^T$ 。非齐次项向量 $b = (0, gh(s_{0x} - s_{fx}), gh(s_{0y} - s_{fy}))^T$, s_{0x} 及 s_{0y} 为 x 及 y 方向底坡, s_{fx} 及 s_{fy} 为 x 及 y 向摩擦比降, 常用曼宁公式表示。

应用欧拉显格式进行时间积分, 并应用高斯定理, 得单元 i 的 FVM 方程

$$A_i(q_i^{n+1} - q_i^n) = - \sum_{k(j)} [f_{ij}^n \cdot T(\varphi)] s_{ij} \Delta t + A_i b_i^n \Delta t \quad (2)$$

式中

$$T(\varphi) = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\varphi & -\sin\varphi \\ 0 & \sin\varphi & \cos\varphi \end{bmatrix} \quad (3)$$

A_i 为单元 i 的面积, s_{ij} 为单元 i 和 j 的公共边长, b_i 为非齐次项的单元平均值, 上标 n 表示时刻 t_n , $t_{n+1} = t_n + \Delta t$ 。(2) 式就是单元 i 的水量和动量平衡方程, 也可直接写出。问题在于如何根据相邻单元界面两侧已知的间断状态 (常称左、右状态, 并记为 q_L 及 q_R) 计算法向数值通量。这个问题在数学中称为黎曼问题。

2.3 法向数值通量的计算

采用具有高性能的 Osher 格式求解黎曼问题, 以计算法向数值通量。有关原理及公式详见文献^[4,5], 不再赘述。

由于地形复杂, 在一个潮汐周期内, 部分单元的水深可能很浅, 甚至干涸, 或者出现某单元地面高于相邻单元水位的情况。需另建若干特殊的水力模型分别计算法向数值通量, 如用堰流公式。

2.4 边界处理

由于观测资料限制, 钱塘江涌潮计算中对上、下游开边界均给定水位过程。文献 [4] 已讨论过使用 FVM 及 Osher 格式时的边界单元算法, 但将它应用于钱塘江涌潮却遭到失败, 因此, 必须考虑边界水流的不均匀性, 采用完全特征法^[5]进行边界处理, 能给出满意的结果。

3 涌潮的水动力学条件

涌潮是涨潮流中出现的向上游移动的间断 (指水位和流速), 所到之处水深突增, 而其成因在于高水侧来水流量急增。钱塘江涌潮呈一线形状, 水流与涌潮线近似正交 (河中船舶遇涌潮时需将船头对准涌潮来向, 可作佐证), 称正间断, 故在涌潮线的每一点可沿流向局部简化为一维间断流问题。

在涌潮处流态急剧变化, 静压假设不成立, 但其宽度很小。通常选取一个包含间断在内的小控制体, 要求其两侧断面的垂线流速分布近似均匀, 水压亦应近似于静压分布。只研究其两侧水力参数之间的关系, 而不探讨控制体内部情况。

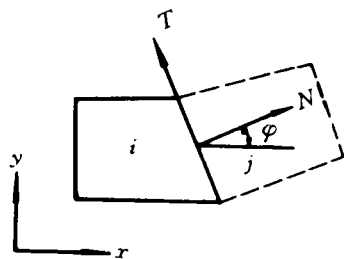


图3 单元及其局部坐标系

Fig. 3. Cell and local coordinate system

将积分形式的浅水方程应用于控制体,可导出等价的跳跃条件,有关参数的符号见图4。下标 u 和 d 分别表示河流的上、下游侧(涌潮的河侧及海侧)。因涌潮总是逆河上行,故取指向上游的局部坐标系。

3.1 涌潮水力参数的物理前提

3.1.1 水位条件 物理上要求满足

$$z_d > z_u \quad (4)$$

涌潮单元按平底处理,故有

$$h_d > h_u \quad (5)$$

3.1.2 流速条件 物理上要求满足

$$u_d > \max(u_u, 0) \quad (6)$$

涌潮河侧流态十分复杂,河水与海潮相向而遇,两者之间存在一个零流速断面,当潮流不太强时,可设该断面位在间断处,故 $u_u < 0$; 反之,该断面的位置被强潮推向上游,而有 $u_u > 0$ 。

3.2 涌潮的跳跃条件^[6,7]

由上述控制体的质量守恒得

$$h_d u_d - h_u u_u = s(h_d - h_u) \quad (7)$$

s 为涌潮传播速度。记上式左或右边为涌潮流量 Q_B 。由 (5) ~ (7) 式知

$$s > u_d > \max(u_u, 0) \quad (8)$$

由控制体的动量守恒得

$$g \frac{(h_d^2 - h_u^2)}{2} = Q_B[(s - u_u) - (s - u_d)] = Q_B(u_d - u_u) \quad (9)$$

或

$$\frac{gh_d^2}{2} + h_d(u_d - s)^2 = \frac{gh_u^2}{2} + h_u(u_u - s)^2 \quad (10)$$

在跳跃条件 (7) 和 (9) 式中共含5个参数: h_d 、 h_u 、 u_d 、 u_u 及 s 。消去 s 后合并为

$$\frac{h_d u_d - h_u u_u}{h_d - h_u} = u_d + \frac{g(h_d^2 - h_u^2)}{2h_d(u_d - u_u)} \quad (11)$$

在确定其中任何3个参数后,便可由上式确定余下的1个参数。

涌潮传播速度可由连续方程解出

$$s = \frac{h_d u_d - h_u u_u}{h_d - h_u} \quad (12)$$

也可联解连续及动量方程得

$$s = u_d + \frac{g(h_d^2 - h_u^2)}{2h_d(u_d - u_u)} = u_u + \frac{g(h_d^2 - h_u^2)}{2h_u(u_d - u_u)} \quad (13)$$

或

$$s = u_u + \sqrt{\frac{gh_d(h_d + h_u)}{2h_u}} \quad (14)$$

或

$$s = u_d + \sqrt{\frac{gh_u(h_d + h_u)}{2h_d}} \quad (15)$$

考虑到估计 u_u 的误差较大,以应用 (15) 式的效果为最佳。

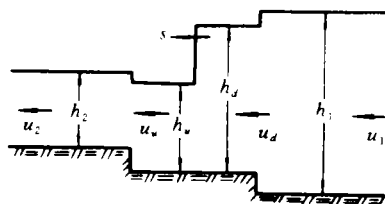


图4 一维涌潮模型

Fig. 4. One-dimensional bore model

由 (5)、(8)、(14) 和 (15) 式得

$$u_u - \sqrt{gh_u} < u_u + \sqrt{gh_u} < s < u_d + \sqrt{gh_d} \quad (16)$$

上式相当于空气动力学中的激波不等式。它在几何上表述了 $x-t$ 平面上间断线与其两侧撞在间断上的特征线坡度的相对大小, 故又称为几何条件。由此式看出, 来自河侧与海侧两族正特征碰撞而形成间断线。

设想在某个涌潮点固定一个局部一维坐标系 (称拉格朗日坐标系), 以速度 s 随涌潮一起移动, 正方向指向上游。上游流态由 h_u 及相对流速 $u_u - s$ 给定, 而下游流态则由 h_d 及 $u_d - s$ 给定。由 (16) 式, 两者的相对弗汝德数满足

$$Fr_u = \frac{s - u_u}{\sqrt{gh_u}} > 1 \quad (17)$$

$$Fr_d = \frac{s - u_d}{\sqrt{gh_d}} < 1 \quad (18)$$

说明在此运动坐标系中, 河侧为相对急流, 海侧为相对缓流。

上列公式中, 式 (7) 和式 (9) 是基本的间断条件, 常称 Rankine-Hugoniot 条件。由式 (5) 和 (6) 可导出间断引起能耗的能量不等式, 因而表述了熵非减的热力学第二定律。凡违背该条件的数值解称为非物理的间断解, 就是涌潮经过后水深减小的负断波, 它不能保持间断形状, 故不存在。(16) 式因与熵定律等价, 故也称熵条件。

3.3 涌潮与上、下游流态的衔接

当潮流向上游演进时, 由于河槽贮蓄作用, 通常有 $h_1 u_1 \geq h_d u_d$, 从而

$$u_d \leq \frac{u_1 h_1}{h_d} \quad (19)$$

类似地, 因通常有 $h_2 u_2 \leq h_u u_u$, 故

$$u_u \geq \frac{u_2 h_2}{h_u} \quad (20)$$

在 (h_1, u_1, h_2, u_2) 与 (h_d, u_d, h_u, u_u) 这两组参数之间, 应满足由浅水方程决定的特征关系。因涌潮河侧的相对急流流态不受海侧水力参数 h_d, u_d 的影响, 故根据特征理论, 可以由涌潮所在单元 (称涌潮元) 的河侧相邻单元中心绘制两条特征线唯一确定参数关系。为确定涌潮海侧的相对缓流流态, 通过涌潮元的海侧相邻单元中心绘制一条特征线, 沿该线成立的特征关系又为潮流参数提供了一个数学条件。总之, 特征理论为确定涌潮参数共提供了三个条件, 再加上跳跃条件 (11), 便可完全确定全部涌潮参数。

4 钱塘江一线潮的数值模拟

4.1 数值模拟途径的选择

计算流体力学中模拟间断流动有两条途径: 间断捕捉法 (又称穿行法) 及间断拟合法 (又称装配法)。近年来, 随着高性能的逆风守恒格式 (包括 Osher 格式) 的广泛应用, 在计算中越来越多地采用前一途径。可惜间断捕捉法并不适合于计算钱塘江涌潮, 因为涌潮高度不足

3m, 要分辨它, 单元尺寸的量级仅为1m, 计算时段长度也要相应大大缩小, 需要使用大型计算机并耗费大量机时。即使采用适应性网格, 在移动的涌潮附近加密网格, 其工作量亦极为可观, 且程序设计相当复杂。笔者曾试用第2节的方法及边长约1.5km的单元来计算, 结果初生的涌潮(设其高度为0.15m)立即被坦化成0.01%的水面比降, 得到无涌潮的潮波。

看来只有间断拟合法才是实际可行的方案。把单元分类成涌潮元和非涌潮元。后者的计算按照第2节所述进行, 涌潮元的计算则在本节介绍。

4.2 涌潮的生成

判断涌潮的生成比较困难, 因为新生涌潮的强度(以涌潮高度表示)接近于零。在理论上, 常以同族特征线相交作为间断形成的条件^[8], 但实际使用它来判别常需引入过多的简化, 且同族特征的坡度此时相当接近, 不易准确求出交点的位置。现根据前述的一维涌潮模型来判别。

在每一计算时段初, 轮流选取各个单元, 分析该单元*i*与其河侧及海侧单元*i-1*及*i+1*的流态, 检验下列判别条件是否得到满足, 直到识别出第一个(或批)涌潮元为止。检查的顺序是自下游断面而上游断面。

(1) 水位条件。沿流线上上述3个单元平均水位的相对高低有4种情况(图5), 只有(2)、(4)两种情况才有可能生成涌潮。此时要求

$$z_{i+1} > \max(z_i, z_{i-1}) \quad (21)$$

(2) 流量条件。在初生的涌潮元, 其河侧与海侧来流方向相反, 故要求

$$q_d > 0 > q_u \quad (22)$$

其中 q_d 及 q_u 指海侧及河侧单宽流量(以指向上游为正)。具体检验时, 取 $q_d = \max(h_{i+1}u_{i+1}, h_i u_i)$, $q_u = \min(h_{i-1}u_{i-1}, h_i u_i)$ 。

(3) 水深与流速综合条件。涌潮生成的最基本的条件是(17)式。如设 $u_u \approx 0$, 且利用(14)式, 该式化成

$$\frac{s}{\sqrt{gh_u}} = \frac{1}{h_u} \sqrt{\frac{h_d(h_d + h_u)}{2}} > 1 \quad (23)$$

因 $h_d > h_u$, 上式总是满足的, 故理论上在涨潮段开始, 当潮流开始反向时就可能出现涌潮。实际上, 由于摩阻、断波破碎等多种因素的作用, 初生涌潮往往会展平而消失。因此, 具体识别时给定一个临界Froude数 $Fr_c \geq 1$, 以代替(17)及(23)式右边的1, 作为

判别准则。

在涨潮段开始时尚未出现涌潮元。对每一 Δt 的计算, 从计算域的下游侧开始, 根据上述条件逐个单元进行检查(不包括下游边界单元)。如未发现涌潮元, 该时段按无涌潮情况处理。反之, 假设在所识别出的第一个涌潮元所在的横断面, 出现了初生的一线潮, 其中 $Fr_c < Fr_c$ 的单元的涌潮强度取为零, 然后转入有涌潮情况的计算。

4.3 涌潮元的计算

在确定涌潮元以后, 要对它们进行不同于第2节的专门计算。如第3节所述, 涌潮元的参数可由特征理论和跳跃条件完全确定。基于下述考虑, 对涌潮元的计算做进一步简化。

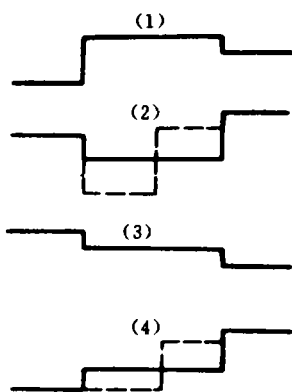


图5 沿流线单元水位分布

Fig. 5. Water levels of three neighboring cells along a streamline

(1) 涌潮的河侧来水已是时届的退潮之末, 接近于恒定均匀流, 且因处在相对急流状态, 故 h_u 及 u_u 可根据单元 i 及 $i-1$ 的水力要素简单地作出估计, 不必利用复杂的特征关系。如 z_u 可根据涌潮在涌潮元中的位置及 z_{i-1} 线性内插。

(2) h_d 可根据水量平衡方程来确定。先用 Osher 格式计算由涌潮元各边输出的流量的代数和 $\sum_k Q_{k(j)}$ 。对局部一维涌潮模型, 实际上只需考虑河海两侧的单元边界, 但应注意涌潮元的上、下游侧水位分别为 z_u 及 z_d 。其次, 由下式计算在 Δt 内 h_d 的增值 (设 h_u 在 Δt 内不变)。

$$\Delta h_d = h_d^{n+1} - h_d^n = \frac{\Delta t [\sum_k Q_{k(j)} - s(h_d - h_u)]}{\sum s \Delta t} \quad (24)$$

上式右边的分母为涌潮元的高水位侧沿流程的长度, 自涌潮进入该单元后, 逐时段对 $s \Delta t$ 累地求和即得。在涨潮过程中要求 $\Delta h_d \geq 0$ 。

在确定了涌潮的上述3个参数后, 便可利用(11)式计算 u_d , 并由(15)式计算 s 。由于存在离散化误差, 以及地形和流场复杂, 计算中会遇到许多种特殊情况。所得到的涌潮参数如不满足前列各不等式的限制, 需加以适当调整。

4.4 一线潮的生成、传播与消亡

考虑到钱塘江一线潮的特点, 建立如下的概化模型。在识别出第一个涌潮元后, 设初生的一线潮开始进入该单元所在的横断面的那一排单元。涌潮生成的位置和时间便告确定。以后, 对每一时段, 由涌潮元的计算可以确定涌潮的传播速度及累计行程。由于水力参数值不同, 各涌潮元中涌潮的传播速度及位置互异, 通常在平面上形成弯曲形状。为处理简化起见, 假设涌潮生成以后, 在每一时刻所有涌潮元都排成一横排 (因而涌潮线沿流向前后最大相差可达1km多), 且一线潮的移速等于各涌潮元的涌潮传播速度的均值, 一线潮同时进入和离开某一排单元 (由于实际涌潮线的弯度不大, 这一近似处理是允许的)。为了追踪涌潮的位置, 统计涌潮在各涌潮元中的累计行程 $\sum s \Delta t$, 除以单元沿流线方向的长度, 并对各涌潮元取平均, 便得到一线潮的相对行程 d , $0 \leq d \leq 1$ 。随着时间的推移, 累计的 d 值大于1时, 便判定一线潮进入下一排单元。此时, 需把前一排涌潮元的涌潮两侧水位及单宽流量传递给相邻的新涌潮元, 以便继续计算。最后, 当一线潮的最大高度小于某一规定值 (如0.05m) 时, 可认为涌潮消亡。

5 钱塘江典型日涌潮的模拟 (率定与验证)

5.1 基本情况

研究的重点在涌潮, 故选定计算域自杭州附近的闸口至澈浦, 它可分为河、湾两部分。自闸口至大缺口为河道, 长63.4km, 宽度由1km渐扩至3km。江心及江岸多浅滩 (大部靠近南岸)。所用地形资料系1991年4月施测。

按第2节所述布设有结构网格 (图2) 其中湾区195个单元。主要为四边形, 其中包括6个五节点四边形。单元面积为1.1~10.3km², 平均2.94km²。河道部分共设30个四边形单元, 沿河宽仅1个单元, 实际上是一维河道模型, 但考虑了弯曲因素。因单元尺寸较大, 单元底高程数据要求反映尺度为1km的地形特征, 勿过份拘泥于顶点高程和小尺度地形。

给定闸口及澈浦1991年6月12日1时~13日2时的逐小时水位过程作为下游边界条件, 其中

前12h资料(小潮, 激浦潮差5.7m)用以率定糙率等参数, 然后根据同样的参数预测后13h(大潮、激浦潮差7.6m)的潮流。上游断面给定流量过程。模拟所用初值为静止水面, 率定和验证所依据的资料主要是塔山坝(尖山)与大缺口站的水位过程(后者不完整), 以及下游边界三条垂线的实测流速过程。

5.2 计算参数的选择和率定

(1) Δt 采用5s。它不是由计算稳定性决定的, 而是通过比较不同 Δt 值的计算结果, 由精度要求决定的。其值较小, 系流动的强非恒定性所造成。

(2) 数值试验表明, 涨落潮段所用的糙率值应有所不同。经率定, 落潮段采用 $n=0.01\sim 0.015$, 涨潮段则为 $n=0.005\sim 0.03$ 。

这样调整参数 n 是合理可行的。一是因为率定期与验证期所用的参数值一致, 具有可重复性; 二是因为这些参数值随时间的变化有规律。落潮段糙率值适中。涨潮段所用的糙率值较小, 这一方面是由于数值光滑引入了人工粘性, 另一方面也与作者以往对长江口及钱塘江口进行数值模拟的经验一致。

(3) 判断涌潮生成采用相对临界 Froude 数 $Fr_c=1.1$ 。此外, 考虑到涌潮传播速度 s 的公式中未考虑摩阻影响, 对 s 的计算值乘以系数 $C_s=0.8$ 。 Fr_c 及 C_s 可根据涌潮到达河湾会合处的时间加以调整, 其值对涌潮高度也有一定影响 (C_s 增大, 涌潮高度有所减小)。

5.3 计算成果及其分析

(1) 塔山坝与大缺口两站(分别在激浦以上25.5km及34.0km)的实测与计算水位过程的比较见图6、图7。以塔山坝为例, 落潮段(除最后1h外)平均误差, 率定期为0.08m, 预测期为0.09m。潮波峰顶水位误差, 率定期与预测期分别为0.21m及0.33m。涨潮段中, 在涨潮到达前仍属落潮, 水位偏高约0.20m, 可能来自地形概化误差。当涌潮接近水位参证站时, 主要应考查涌潮到达前后的水位陡涨过程, 因为此时误差主要反映在相位误差上, 由图6及图7可见, 水位的拟合情况令人满意。计算水位最大误差发生在潮波峰顶附近以及在河道内, 可达0.5m, 这与河湾会合处地形概化过于粗略有关。

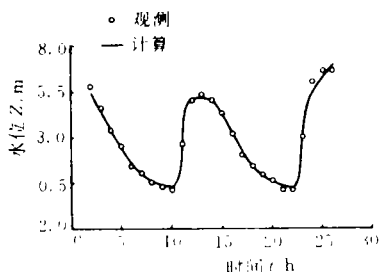


图6 塔山坝实测与计算水位过程的比较

Fig. 6. Comparison of observed and calculated water level hydrographs at Tashanba

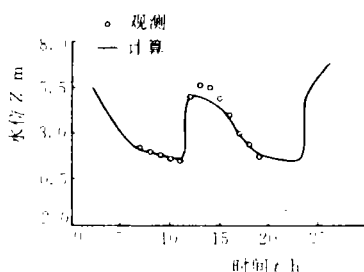


图7 大缺口实测与计算水位过程的比较

Fig. 7. Comparison of observed and calculated water level hydrographs at Daiquekou

(2) 由于实测流速(合成流速 $w=\sqrt{u^2+v^2}$)为垂线平均值, 而计算流速为单元平均值, 流速不像水位那样可直接比较。现取激浦断面深水区3条垂线实测平均流速与下游边界单元最大单元平均流速作对比, 两者的过程线见图8。在落潮段, 计算的瞬时最大断面平均流速, 率

定期及预测期分别为1.35m/s 及1.48m/s，相应的最大单元平均流速为1.81m/s 及1.96m/s。后两个数字与3条垂线平均的最大流速1.84m/s 及2.04m/s 相当接近。涨潮段计算与实测流速数据的差别要大些。以预测期为例，12日22时计算与实况均出现最大涨潮流速。计算的断面平均流速为1.82m/s，最大单元平均流速2.12m/s，而3条垂线实测均值为3.0m/s。其部分原因在于边界单元平均面积2.8km²，且实测流速中包含切向分量，故实测流速自然会大于计算的单元平均流速。同时，预测期涨潮段计算的进潮流量最大已达28万 m³/s，总进潮量为39亿 m³，与以往观测结果量级相符，说明下游边界计算流速的平均水平已足够大。

(3) 所模拟的两次涌潮，计算的涌潮生成地点在澈浦以上3~5km，其位置比观测所见（在澈浦以上12km 的鼠尾山可见一线潮）偏于下游。但人目所见者已是克服了最初的抹平和破碎后发展到具有一定高度的涌潮，不同于理想的新生涌潮。如设想计算的一线潮当其高度达0.5m 时才能看到，则其他地点在澈浦以上7~9km 处。

一线潮到达塔山坝的时间，实况为12日10时42分及22时42分，而计算结果则分别提前12min 及17min，通过调整参数可更接近一些。模拟的一线潮由生成地点行进至大缺口，平均移速4.0m/s 与实测该典型日涌潮由塔山坝至大缺口（行程8.5km），移速4.1m/s 很接近。

模拟涌潮的最大高度，率定期小潮为1.81m，预测期大潮为2.09m，均出现在大缺口以上2km 范围内。计算与实测水位陡涨情况符合良好。模拟的小潮上溯到老盐仓附近消亡，而大潮再上行10km。一线潮行进过程见图9，而涌潮高度 H 沿程分布见图10。

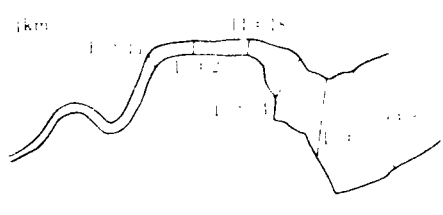


图9 一线潮行进过程示意图

Fig. 9. Movement of a calculated line-bore

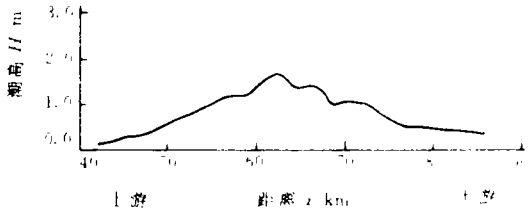


图10 涌潮高度 H 的沿流程分布

Fig. 10. A distribution of bore height along a streamline

和实况相比，涌潮进入河道以后，其高度和行进距离有所偏小。其原因一方面是涌潮在尖山湾区分岔为两股（分别称为东潮及南潮），它们在大缺口附近相遇（碰撞或追赶后合并），强度加大，而本次模拟中则未能模拟南潮，也就未计及两潮的相互作用。另一方面，在河湾及丁坝处，因碰撞、反射而产生的回头潮，也会使涌潮海侧水位有所抬升，这在一维河道模型中也无法考虑。

(4) 对大潮的观测表明^[2]，涌潮刚到达时流速并不太大，通常在10min 内（观测到最长为18min）急剧上升到最大值，江心垂线流速分布上的最大值可达6~10m/s（垂线平均值约为最

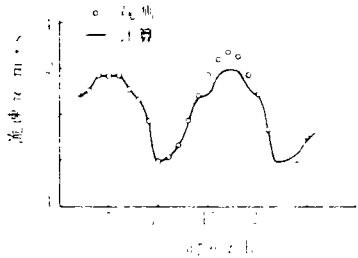


图8 澈浦断面计算与实测最大流速的比较

Fig. 8. Comparison of observed and calculated maximum flow velocities within the downstream boundary cross-section

大流速70%), 强烈冲刷河床, 约0.5h后明显降低。由于数值模拟所用单元尺寸较大, 难以定量描述这一变化过程。但从计算结果可看出, 流场中以涌潮元及其下游相邻单元的流速为最大(图11、图12), 可达4m/s左右, 向下游递减到接近于激浦边界处流速的距离, 相当涌潮行程约30min, 与观测到的现象在定量上也是接近的。

(5) 图11、图12表示涨潮段的流场, 其空间分布趋势也是合理的。

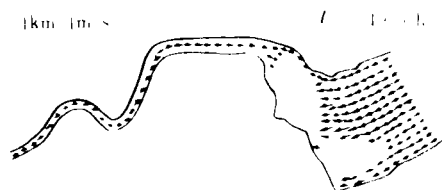


图11 有涌潮的流场 (1)

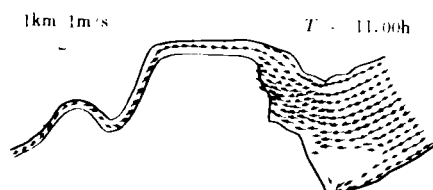


图12 有涌潮的流场 (2)

Fig. 11. A sampled flow field with a bore (1) Fig. 12. A sampled flow field with a bore (2)

6 讨 论

综上所述, 可以认为, 钱塘江典型日涌潮的模拟结果在主要指标方面与实况比较接近, 因而是合理的, 模拟取得了初步成功。但由于这一水动力学现象极为复杂, 还有若干问题有待进一步研究解决与丰富完善。

(1) 所建立的二维涌潮数学模型, 虽然流场是二维的, 但对涌潮作了局部一维处理, 并要求涌潮元排成一排。事实上, 在鼠尾山以前涌潮尚未联成一线, 在其行进过程中生灭交替, 弯曲的涌潮线并非同时进入和离开某一横排单元, 涌潮高度在横向上也不如计算结果那样均匀。此外, 本次模拟中将河道概化为一维模型, 也使该部分计算比较粗略。

(2) 今后应模拟更多场次的涌潮, 进一步掌握各个物理参数和计算参数的变化规律, 以便在预测工作中加以选用。糙率的时空分布, 及它与水深的关系有待细化(本次模拟中糙率的级差为0.05)。Fr_c和C_r的确定, 也都对模拟结果有一定的影响。

(3) 在一线潮模型中, 有些局部的水动力学现象尚未涉及, 包括: 涌潮遇曹娥江口下游湾心滩(顶高6.7m)后分岔、绕流、会合和相互作用; 涌潮与交角较大的海塘和丁坝的碰撞和反射; 涌潮在老盐仓附近的河湾处急剧转向并产生回头潮等。其中, 较小尺度的现象只能借助次网格模拟, 即在主网格模拟的基础上, 另行建立局部数值模型来解决。

(4) 对与涌潮有关的水动力学现象, 需要进一步通过原型观测和理论分析查明其物理机制, 在此基础上建立小尺度涌潮模型以描述其细节。此外, 涌潮的河侧流速变向区中流态复杂, 如何合理确定 u_c 有待解决。观测还表明^[2], 涌潮前锋并非铅垂面, 而是坡度为1:2.9~9.4的斜面, 其长度为5~20m。这与把涌潮概化为间断存在一定差别。

参 考 文 献

- 1 钱宁, 张仁, 周志德等. 河床演变学. 北京: 科学出版社, 1987. 296~302
- 2 周胜, 倪浩清, 赵永明等. 钱塘江水下防护工程的研究与实践. 水利学报. 1992, (1): 20~30
- 3 赵雪华. 钱塘江涌潮的一维数学模型. 水利学报. 1985, (1): 50~54
- 4 谭维炎, 胡四一. 二维浅水流动的一种普适的高性能格式 (有限体积 Osher 格式). 水科学进展. 1991, 2 (3): 154~161
- 5 谭维炎, 胡四一. 浅水流动计算中一阶有限体积法 Osher 格式的实现. 水科学进展. 1994, 5 (4): 262~270
- 6 椿东一郎. 水力学 (I). 北京: 高等教育出版社, 1982. 48~52
- 7 Whitham W B. Linear and nonlinear waves. Wiley, 1974. 458~459.
- 8 李文勋. 水力学中的微分方程及其应用. 上海: 上海科学技术出版社, 1982. 105~108

Two-Dimensional Numerical Modelling of Bores in the Qiantang Estuary

Tan Weiyan and Hu Siyi

(*Nanjing Institute of Hydrology and Water Resources, Nanjing 210024*)

Han Zengcui, Pan Cunhong, Lou Yuping, and Mao Xizhong

(*Zhejiang Provincial institute of Estuaries and Coasts, Hangzhou 310009*)

Abstract: Histories of bores in the Qiantang Estuary, are modelled by using a two-dimensional finite-volume, Osher scheme, and a discontinuity-fitting method. The algorithm ensures mass and momentum conservation, and can be applied to cases with irregular morphography, and moving boundaries. Based on a simplification a line-bore, the modelling can be done on a coarse mesh by a microcomputer, After having calibrated against a typical semi-diurnal tide, the model is used to predict the succeeding semi-diurnal tide for validating its reasonability and applicability.

Key words: Qiantang Estuary; bore; finite volume method; conservative upwind scheme; discontinuity-fitting method; moving boundary procedure.