

渤海局部海域风暴潮漫滩的数值模拟*

史峰岩 孙文心

(青岛海洋大学物理海洋研究所, 266003)

提要 在 Johns 变边界模型的基础上,提出了一种嵌套式变边界数值模型,应用于渤海风暴潮的数值计算。分别模拟得到了 1964 年和 1969 年两次渤海风暴潮黄河三角洲一带的最大淹水范围和水位过程曲线。模拟过程中考虑了天文潮与风暴潮的非线性耦合效应。模拟结果分别与实测值和固定边界模型的结果进行了比较,从而证实了变边界模型不仅能计算出最大淹水范围,而且得到的风暴潮水位值也更加符合实际。

关键词 风暴潮 漫滩 变边界模型

在以往进行的大多数潮汐、风暴潮的数值计算中,岸边界一般用一个固定的垂直壁来模拟,动力学模型中采用不可流入的岸边界条件。对于风暴潮灾的数值预报,使用这种模型无法计算出风暴潮的漫滩过程,从而不能预报潮灾的范围。Johns (1982) 提出了一种运动边界坐标变换模型。这种模型是通过对动力学方程组进行坐标变换,并应用流体力学中运动边界的原理,实现了岸界的连续移动。与以往那种“干湿判断变边界模型”(Flather et al., 1975; Leendertse et al., 1971) 比较,岸边界条件的提法更加合理。本文在 Johns 变边界模型的基础上,提出了一种适合海湾海域使用的大小区嵌套式变边界模型。其中大区使用比较成熟的固定边界模型,小区采用 Johns 变边界模型,并考虑了潮汐和风暴潮的非线性耦合效应。

1 一种二维浅海动力学可变边界模型

在 f 平面建立直角坐标系。如图 1, y 轴方向为基线方向,岸界位于 $x = b_1(y, t)$, 三个水界分别位于 $x = b_2(y)$ (可以与陆架外缘一致), $y = 0$ 和 $y = l$ 。二维平均流速方程组为:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (Hu) + \frac{\partial}{\partial y} (Hv) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{H\rho} \{ \tau_{ax} - k\rho u(u^2 + v^2)^{1/2} \} \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{H\rho} \{ \tau_{ay} - k\rho v(u^2 + v^2)^{1/2} \} \quad (3)$$

其中, u, v 分别为 x, y 方向深度平均速度分量; ζ 为潮高。 $H = h + \zeta$, 这里 h 为平均海平面至海底的深度,对于岸上高程,此值为负。 (τ_{ax}, τ_{ay}) 代表表面风应力,依经验公式取: $\vec{\tau}_a = 3.2 \times 10^{-6} |\vec{w}| \vec{w}$, \vec{w} 为风速。

* 国家自然科学基金资助项目,49070255 号。

收稿日期: 1991 年 9 月 13 日;接受日期: 1991 年 11 月 30 日。

$$\text{岸边界条件: } x = b_1(y, t); u = \frac{\partial b_1}{\partial t} + v \frac{\partial b_1}{\partial y} \quad (4)$$

对以上方程做数学变换

$$\xi = \frac{x - b_1(y, t)}{b(y, t)} \quad (5)$$

其中, $b(y, t) = b_2(y) - b_1(y, t)$ 。本模型要求岸界与外开边界不相交, 从而保证 $b_1(y, t) \approx b_2(y)$ 。这样, 实际海域的坐标 (x, y) 对应于象平面中 (ξ, y) 。(1)–(4) 式变为 (6)–(9) 式:

$$\frac{\partial}{\partial t} (Hb) + \frac{\partial}{\partial \xi} (HbU) + \frac{\partial}{\partial y} (v^*) = 0 \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u^*}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \xi} (Uu^*) + \frac{\partial}{\partial y} (vu^*) - fv^* \\ = -gH \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{b\tau_{xx}}{\rho} - \frac{ku^*}{H} (u^2 + v^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v^*}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \xi} (Uv^*) + \frac{\partial}{\partial y} (vv^*) + fu^* \\ = -gH \left[b \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \left(\frac{\partial b_1}{\partial y} + \xi \frac{\partial b}{\partial y} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} \right] + \frac{b\tau_{xy}}{\rho} - \frac{kv^*}{H} (u^2 + v^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (8)$$

$$\text{岸边界条件: } \xi = 0; U = 0 \quad (9)$$

其中, $bU = u - \left(\frac{\partial b_1}{\partial t} + \xi \frac{\partial b}{\partial t} \right) - v \left(\frac{\partial b_1}{\partial y} + \xi \frac{\partial b}{\partial y} \right); u^* = Hbu; v^* = Hbv$ 。

岸边界移动条件: $x = b_1(y, t); H = 0$, 或写做 $\frac{\partial b_1}{\partial t} = -\frac{1}{s} \frac{\partial \zeta}{\partial t} (\xi = 0, y, t)$, 其中 $s = \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_{x=b_1(y, t)}$ (如图 1), 显然有 $s > 0$ 。当 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ 时, $\frac{\partial b_1}{\partial t} < 0$, 说明海岸线从原来位置向陆地侵入; 反之, 则海岸线退缩。

对方程(6),(7),(8)的积分采取半隐半显有限差分方法, 并采用空间交错网格, 如图 2。

2 模型陆架上风暴潮漫滩的数值研究

Johns 变边界模型起初应用于开阔的陆架海域风暴潮数值计算, 获得了成功。但这种模型是否适用于海湾海域, 是值得探讨的问题。为了弄清 Johns 变边界模型的性质和适用性, 并为应用于渤海海域提供可靠的参数, 首先在模型陆架海域, 并采用模型风场, 对 Johns 变边界模型进行一系列的数值试验。

模型风场为向岸均匀风:

$$w = \begin{cases} w_0 \sin \left(\frac{\pi}{24} t \right) & (0 \leq t \leq 24h) \\ 0 & (t > 24h) \end{cases}$$

模型海域三个开边界采取辐射边界条件

$$y = 0: \quad v + \left(\frac{g}{h}\right)^{1/2} \zeta = 0$$

$$y = l: \quad v - \left(\frac{g}{h}\right)^{1/2} \zeta = 0$$

$$x = b_2(y): \quad u - v \frac{\partial b_2}{\partial y} - \sqrt{\frac{g}{h} \left[1 + \left(\frac{\partial b_2}{\partial y}\right)^2 \right]} \zeta = 0^{(1)}$$

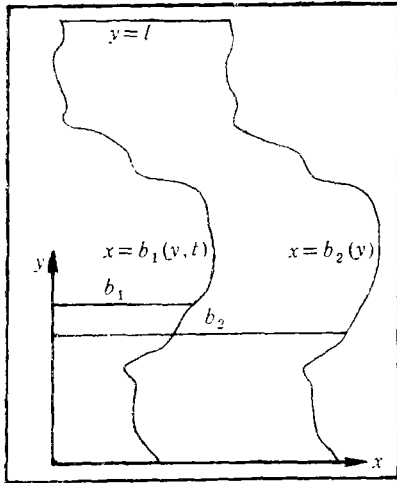


图 1 计算海域

Fig. 1 The computation area

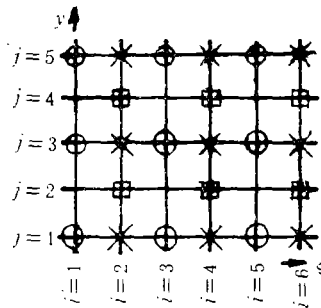


图 2 差分网格

Fig. 2 Grid-point arrangement

2.1 数值稳定性检验 Jelesnianski(1976) 在对具有弯曲岸界海域风暴潮计算中,就岸界弥合问题做了一个与 Johns 模型类似的坐标变换: $\xi = x - b_1(y)$, 他导出的稳定性条件为:

$$\Delta t \leq \Delta x / \sqrt{gh_{\max}(1 + b_1'^2) + (f\Delta x)^2} \quad (10)$$

其中, $b_1' = \frac{db_1}{dy}$ 。从(10)式可以看出,稳定性条件不仅与空间步长有关,而且与岸界的弯曲程度有关。

可以把 Jelesnianski 模型做为 Johns 模型的一种特殊情况。不难想象, Johns 模型也有类似的稳定性条件限制。对于非线性变边界模型的稳定性理论分析相当复杂,首先用简易的数值试验方法,考查了其差分方程的稳定性。发现影响计算稳定性的因素有:(1)陆地坡度和海底坡度的严重不连续性;(2)空间步长和时间步长的大小;(3)海岸线与所取基线夹角的大小。

考虑一个矩形海域,其中长宽均为 200km。这里,定义陆地上某处的陆地坡度 s_1 为

1) 据辐射边界条件 $hu_n = \sqrt{gh}\zeta$,其中 u_n 为水界法向流速: $u_n = \vec{n} \cdot \nabla F / |\nabla F|$,这里 $F = x - b_2(y)$,把 u_n 代入此边界条件就可以得到本文结果。当 $\frac{\partial b_2}{\partial y} \ll 1$ 时,即转变成 Johns 所用的辐射边界条件:

$$u - v \frac{\partial b_2}{\partial y} - \sqrt{\frac{g}{h}} \zeta = 0。$$

该处垂直于基线方向上两点高程差之绝对值与这两点距离之比。海底某处的海底坡度 s_2 与陆地坡度 s_1 有类似的定义。假设 s_1 和 s_2 均为常数, 当 $s_1 = 1.0 \times 10^{-4}$ 时, 则必须有 $s_2 \leq 1.6 \times 10^{-4}$ 才能保证其稳定性。当 $s_1 = 2.0 \times 10^{-4}$ 时, 必须有 $s_2 \leq 3.7 \times 10^{-4}$ 。如果假设 $s_1 = s_2 = s$, 发现, 不管这个坡度 s 多么大, 都不影响计算稳定。可见造成不稳定的因素是两坡度的不连续性。

在这个矩形海域中, 取 $s_1 = 1.5 \times 10^{-4}$, $s_2 = 1.0 \times 10^{-4}$, 海底最深为 50m。进行不同空间步长 Δx 和时间步长 Δt 的计算, 得到了空间步长对时间步长的限制(表 1)。

表 1 空间步长对时间步长的限制

Tab. 1 The time steps limited by space steps

$\Delta x(\text{km})$	10	5	3	1.5
$\Delta t(\text{s})$	600	300	120	50

为了检验海岸线切线与基线夹角的大小对稳定性的影响, 选取三种不同形状岸界的海域(图 3)。

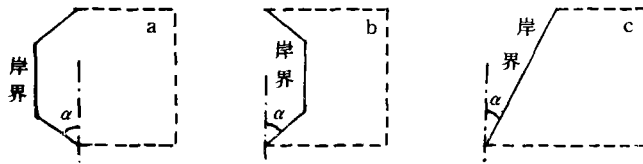


图 3 三种不同形状岸界的海域 (α 为岸界与基线的夹角)

Fig. 3 Three areas of different land boundaries

取 $s_1 = 1.5 \times 10^{-4}$, $s_2 = 1.0 \times 10^{-4}$, $\Delta x = \Delta y = 5\text{km}$ 。对于不同情况得到了几乎一致的结论(表 2)。对于 $\alpha = 70^\circ$ 的情况, (a)(b) 两种海域所使用的时间步长可以放宽到 200s, 仍然可以保证计算稳定。

表 2 α 大小对时间步长的限制

Tab. 2 The time steps limited by α

α	45°	60°	70°
$\Delta t(\text{s})$	240	200	150

表 3 风暴潮漫滩距离 (km)

Tab. 3 The inundated distances of storm surges

陆地坡度	最大风速 (m/s)		
	20	25	30
1.3×10^{-4}	13.6	19.0	25.3
1.0×10^{-4}	17.7	25.0	37.1

2.2 模型风暴潮漫滩试验 仍选取矩形海域,取 $s_2 = 1.0 \times 10^{-4}$ 。采用不同陆地坡度 s_1 和最大风速 w_0 进行计算,得到了风暴潮漫滩距离 $D(\text{km})$ (表 3)。

3 黄河口沿岸水域风暴潮潮灾的数值模拟

黄河三角洲位于渤海西南,即小清河以北,套尔河以东的黄河冲积平原地区。整个三角洲地形十分低洼平坦,滨海区水深 20m 以内,海底坡度极为平缓。风暴潮发生时,海水极易侵入陆地。因此,把小区选在黄河三角洲一带。

对大区的计算,运用了二维固定边界模型(孙文心等,1980)。为了考虑风暴潮与天文潮的非线性耦合效应,取大连至烟台连线为开边界,在此开边界上的水位,使用天文潮水位值与风暴潮增水值的线性叠加。这里天文潮水位值是利用大连、烟台 M_2, S_2, K_1, O_1 四个分潮的调和常数计算得到。纯风暴潮增水值是将开边界退到北黄海中部,并假设开边界上为零水位计算得到。小区开边界处使用了大区的计算结果进行内插。在对 1964 年 4

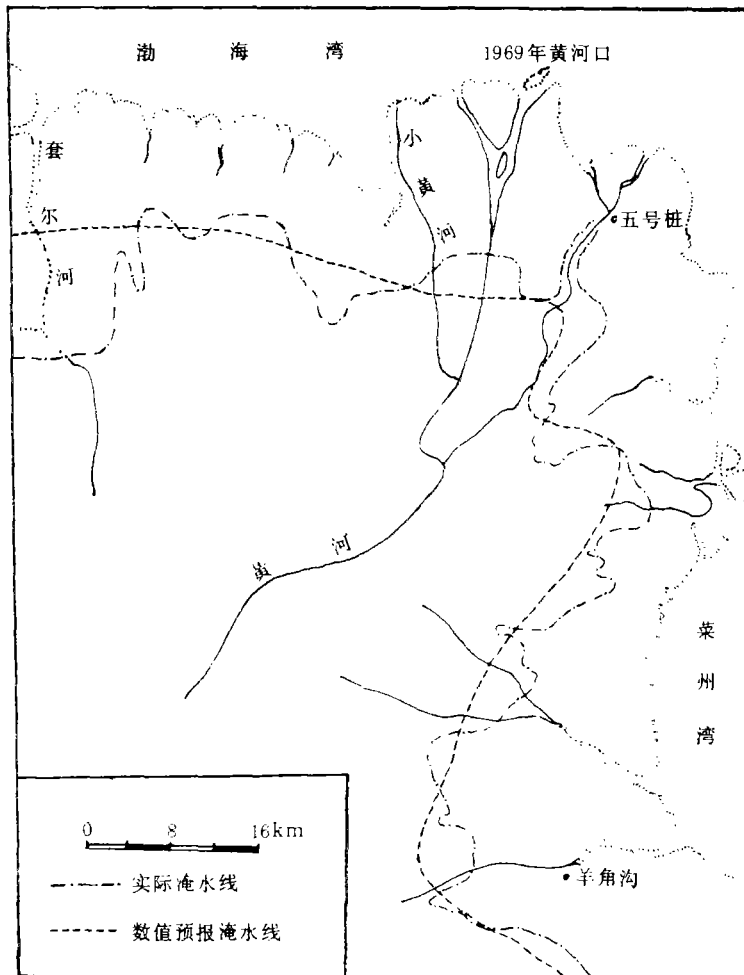


图 4 1969 年 4 月 23 日黄河三角洲受淹范围

Fig. 4 The inundated area in the Huanghe River Delta on 23, Apr. 1969

月 5 日和 1969 年 4 月 23 日两次风暴潮模拟中使用的风场是用一种所谓客观分析法¹⁾得到的风场。

3.1 最大淹水范围 图 4 为模拟得到的 1969 年 4 月 23 日风暴潮最大淹水范围。与实际资料(刘凤岳,1982)比较,模拟得到的最大淹水线能较好地描绘出这次风暴潮的淹水情况。从图 4 可以看出套尔河一带误差较大,分析主要有两个原因:(1)基线的角度选取对套尔河一带计算不利。此模型描述的是海岸线与 x 方向网格线交点的移动情况,而在套尔河一带的冲水实际上是负 y 方向的,这样,海岸线与 x 方向网格线就出现了两个交点。要改善套尔河一带的计算必须改变基线的方向。(2)实际调查资料包括了河流的溢水,而本模型则未考虑河水外溢问题。

为了有效地分析预报误差,定义所谓“预报淹水面积相对误差”如下:

$$\text{预报淹水面积相对误差} = \frac{\sum |\text{各预报误差面积}|}{\text{实际淹水面积}}$$

这里的预报误差面积是指预报与实测相差的各部分面积,且都取绝对值。实际淹水面积是指从零潮位线到观测的淹水线之间的面积。对 1969 年 4 月 23 日风暴潮的计算得到了其预报淹水面积相对误差为 18.67%。1964 年 4 月 5 日的风暴潮由于黄河的改道而使黄河水外溢造成大面积淹水,模拟的结果在黄河口附近误差较大。

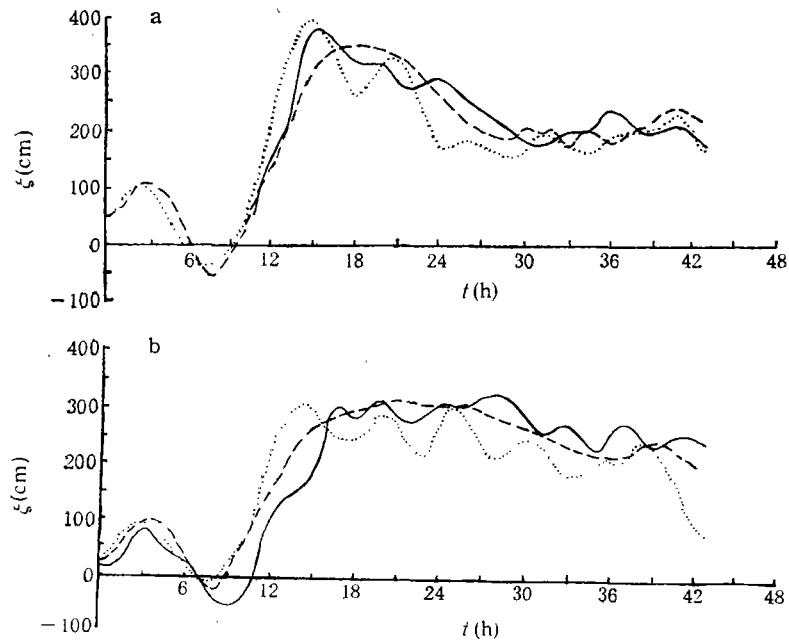


图 5 羊角沟站风暴潮水位过程曲线

Fig. 5 The total elevation curves of storm surges at Yangjiaogou station

a. 1969 年 4 月 23 日风暴潮过程; b. 1964 年 4 月 5 日风暴潮过程。

——实测值; - - - - -变边界模型结果; ·····固定边界模型结果。

1) 青岛海洋大学,“七五”攻关项目“风暴潮数值预报”技术报告,161 页。

3.2 与固定边界模型比较 在小区模型中, 假设 $s = \infty$ 来模拟垂直壁海岸的情况, 作为固定边界模型。岸界满足法向流速为零的边界条件: $u - \nu \frac{\partial b_1}{\partial y} = 0$ 。

图 5 为用两种模型得到的羊角沟站风暴潮水位过程曲线。其中水位值均为考虑了天文潮和风暴潮非线性耦合的总水位值。与实测值比较可明显看出, 变边界模型的结果更接近实际。

3.3 前沿水高程过程曲线 前沿水高程与各站的水位是两个不同的概念。图 6 中两条曲线分别为羊角沟地区前沿水高程过程曲线和羊角沟站的水位过程曲线, 两者相差很大, 前沿水高程最大值高于站位的最高水位, 且峰值推迟到来。风暴过后, 上陆的海水仍没有全部退下。用固定边界模型显然是无法得到这一结果的。

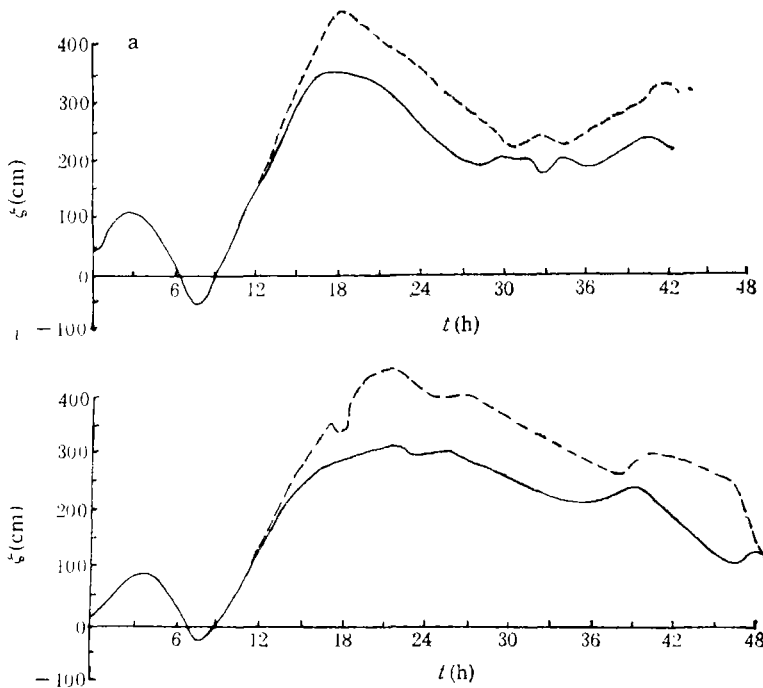


图 6 羊角沟前沿水高程与测站水位比较

Fig. 6 A comparison between the elevations of the moving boundary and the elevations at Yangjiaogou station

a. 1969 年 4 月 23 日风暴潮过程; b. 1964 年 4 月 5 日风暴潮过程(下图).
——测站变边界模型预报水位; -----变边界模型前沿水高程。

4 结语

通过对两次实际风暴潮漫滩的模拟, 证实了把 Johns 变边界模型应用于海湾海域是可行的。特别是用这种模型得到了风暴潮最大淹水范围, 这对于风暴潮灾预报, 无疑是一个新的发展。同时, 也通过一系列的数值试验, 考查了这种模型的适用性, 为把这种模型应用于其它海域提供了可靠的参考。当然, 这种变边界模型尚存在许多缺陷, 例如, 岸边弯曲程度不能过大; 对于岸上比较复杂的地形, 不能足够细致地描述海岸上淹水过

程,等。总之,把 Johns 变边界模型应用于海湾海域的风暴潮漫滩计算只是一次初步的尝试,它在应用过程中显然还需不断完善。

参 考 文 献

- 孙文心,等,1980,超浅海风暴潮的数值模拟 II,山东海洋学院学报,10(2): 7—9。
刘凤岳,1982,黄河三角洲风暴潮,风暴潮,2: 26—31。
Flather, R. A. and Heaps, N. S., 1975, Tidal computations for Morecambe Bay, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42: 489—517。
Jeciesnianski, C. P., 1976, A sheared coordinate system for storm surge equations of motion with a mildly curved coast, NOAA Tech. Mem. NWS TDL-61。
Johns, B. 1982. The simulation of a continuously deforming lateral boundary in problems involving the shallow water equations, *Computer and Fluid.*, 10(2): 105—116。
Leendertse, J. J. and Gritton, E. C., 1971, A water quality simulation model for well mixed estuaries and coastal seas, Vol. 11, Computation procedures, The Rand Corporation, New York, R-708-NYC., pp. 29—33。

NUMERICAL SIMULATIONS OF THE INUNDATIONS OF STORM SURGES IN PARTIAL AREAS OF THE BOHAI SEA

Shi Fengyan and Sun Wenxin

(*Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, 266003*)

ABSTRACT

This variable boundary model developed from a fixed boundary model can be used to simulate astronomic tides and storm surges in inshore coastal areas and is effective for accurate prediction of disasters in the Bohai Sea. The predicted inundated areas and surge elevations in the Huanghe River Delta were obtained in the simulations of storm surges in 1964 and 1969. In the two simulations, the non-linear interaction between tide and surge was considered. The Simulations showed that the variable boundary model can be used to get not only predicted inundated areas but also surge elevations closer to the observed elevations.

Key words Storm surge Inundation Variable boundary model