

胶州湾三维变动边界的潮流数值模拟*

孙英兰 张越美

(青岛海洋大学环境科学与工程研究院 青岛 266003)

提要 基于 Blumberg 等(1986)的河口、陆架和海洋模式,引入变边界处理技术,建立了胶州湾三维变动边界的潮流模型。模型以 σ -正交曲线坐标下三维非线性潮波方程为基本方程,引入 2.5 阶湍流封闭方程组。采用分裂算子法数值求解方程组。利用湍流封闭方程求解垂直紊动粘滞系数,采用干湿网格方法模拟潮流漫滩过程。三维变动边界潮流模型计算结果与实测值吻合良好。

关键词 胶州湾, 数值模拟, 变动边界, 湍流封闭, 三维潮流

中图分类号 P731

目前已出现了适合各种问题的三维潮流数值模型(朱永春等, 1998; 贾建军等, 2000; 江文胜等, 2000、2001; 张越美等, 2000; 孙洪亮等, 2001), 其中美国普林斯顿大学的三维海洋模式(POM)及其后来发展的河口、陆架和海洋模式(ECOM)应用最为广泛。但这些潮流场的数值模拟多采用固定边界, 这种固定边界模式计算结果与客观实际有较大误差, 且无法模拟有重要意义的潮间带, 因此, 对于滩涂较大的海域, 潮流数值模拟须采用变动边界模式。

胶州湾滩涂面积约占高潮水域的三分之一, 采用变动边界模拟该海域的流场, 无疑具有重要的科学意义和应用价值。本文基于 ECOM(固定边界)模式并引入简单、灵活的干湿网格法变动边界处理技术(Leenderese, 1971; Flather *et al.*, 1975), 建立了胶州湾三维变动边界潮流数值模型, 为浅海潮流数值模拟技术提供了新的思路。

1 数值模式

ECOM 模式垂向经 σ 坐标变换, 水平向经曲线正交坐标变换, 能较好地拟合近岸海域复杂的岸形和底形, 保证近岸浅海区较高的分辨率; 采用湍流封闭模式更客观合理地提供扩散系数; 采用分裂算子法和显示隐式结合求解, 使计算灵活、简单、稳定性好、精度高。

1.1 三维潮波运动方程组

经垂向 σ 坐标和水平曲线正交坐标(ξ_1, ξ_2)变换后, 三维潮波运动方程组有下列形式:

$$\text{连续方程: } h_1 h_2 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (h_2 U_1 D)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial (h_1 U_2 D)}{\partial \xi_2} + h_1 h_2 \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (1)$$

* 国家自然科学基金资助项目, 39790110-3 号。孙英兰, 女, 出生于 1942 年 4 月, 硕士, 教授, E-mail: syl@mail.ouqd.edu.cn

$$\text{动量方程: } \frac{\partial(U_1 D)}{\partial t} + \frac{1}{h_1^2 h_2} \left[\frac{\partial(h_2 h_1 D U_1^2)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1^2 D U_1 U_2)}{\partial \xi_2} \right] + \frac{\partial(U_1 \omega)}{\partial \sigma} - \frac{U_1^2 D}{h_1^2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_1} - \frac{U_2^2 D}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_1} - f D U_2 = - \frac{D}{h_1 \rho_0} \frac{\partial p}{\partial \xi_1} + D \Gamma'_1 \quad (2)$$

$$\frac{\partial(U_2 D)}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2^2} \left[\frac{\partial(h_2^2 D U_1 U_2)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1 h_2 D U_2^2)}{\partial \xi_2} \right] + \frac{\partial(U_2 \omega)}{\partial \sigma} - \frac{U_2^2 D}{h_2^2} \frac{\partial h_2}{\partial \xi_2} - \frac{U_1^2 D}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial \xi_2} + f D U_1 = - \frac{D}{h_2 \rho_0} \frac{\partial p}{\partial \xi_2} + D \Gamma'_2 \quad (3)$$

式中, t 为时间; U_1 、 U_2 为沿 ξ_1 、 ξ_2 切线方向水平流速; ω 为 σ 坐标中的垂流速; D 为总水深 ($D = H + \eta$); H 为平均海平面到海底的距离; η 为水位; f 为科氏参数; ρ_0 为参考密度, 取为 1000 kg/m^3 ; 拉梅系数 h_1 、 h_2 和压力 P 及分应力 Γ'_1 、 Γ'_2 参见文献 (Blumberg *et al.*, 1987; Mellor, 1996)。

$$\begin{aligned} \text{湍封闭方程组: } & \frac{\partial(q^2 D)}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial(h_2 U_1 D q^2)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1 U_2 D q^2)}{\partial \xi_2} + \frac{\partial(\omega q^2)}{\partial \sigma} \\ & = \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U_1}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial U_2}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2q^3 D}{A_1} \\ & + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial q^2}{\partial \xi_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial q^2}{\partial \xi_2} \right) \right] + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) \\ & \frac{\partial(q^2 l D)}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2} \frac{\partial(h_2 U_1 D q^2 l)}{\partial \xi_1} + \frac{\partial(h_1 U_2 D q^2 l)}{\partial \xi_2} + \frac{\partial(\omega q^2 l)}{\partial \sigma} \\ & = \frac{l E_1 K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U_1}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial U_2}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{l E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{q^3 D}{B_1} W \\ & + \frac{1}{h_1 h_2} \left[\frac{\partial}{\partial \xi_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial(q^2 l)}{\partial \xi_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial(q^2 l)}{\partial \xi_2} \right) \right] + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

式中, A_H 为水平扩散系数; ρ 为密度; g 为重力加速度; $q^2/2$ 为湍动能; l 为湍宏观尺度; W 为面壁近似函数: $W = 1 + E_2 \left(\frac{l}{kL} \right)^2$, $(L)^{-1} = (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1}$; 垂直紊动粘滞系数 K_M 和垂向扩散系数 K_H 、 K_q 由公式确定: $K_M = lqS_M$; $K_H = lqS_H$; $K_q = lqS_q$; S_M 、 S_H 、 S_q 为稳定函数 (stability function), 由方程组求解 (Mellor, 1996)。

1.2 边界条件和数值求解方法

对边界条件和方程组分裂算子法数值求解步骤, 张越美等 (2000) 已具体给出。

2 漫滩过程的数值模式

模拟在涨潮期间潮滩的淹没和落潮期间潮滩的干出, 其原理较为简单, 但试图通过数值方法加以实现, 则相当困难。有限差分法适合那些在时间和空间上变化缓慢的变量, 而水陆边界离散变化引起的局部不连续性, 将以误差短波的形式向外传播, 造成计算不稳定, 因此, 必须设计一种能减少扰动的产生和扰动在传播过程中迅速得到抑制的计算方案。

潮滩的淹没和干出直接改变了计算域的大小, 因此在计算空间某点 (i, j, k) 的流速

之前, 应首先根据流速点总水深(du, dv)和水位点总水深 D 的空间分布判断计算点为干点或湿点。为便于判别, 定义:

$$D_{i,j} = H_{i,j} + \eta_{i,j}; \quad du_{i,j} = 0.5 \times (D_{i,j} + D_{i-1,j}); \quad dv_{i,j} = 0.5 \times (D_{i,j} + D_{i,j-1})$$

为书写方便, 将速度 $U = (U_1, U_2)$ 已表示为 $U = (u, v)$ 。

在 u 方向可能出现的水深的空间分布情况如下:

- (a) $du_{i,j} > 0$;
- (b) $D_{i,j} > 0$ 且 $D_{i-1,j} > 0$;
- (c) $D_{i,j} > 0$ 且 $D_{i-1,j} < 0$ 且 $\eta_{i,j} - \eta_{i-1,j} > 0$;
- (d) $D_{i,j} < 0$ 且 $D_{i-1,j} > 0$ 且 $\eta_{i-1,j} - \eta_{i,j} > 0$;
- (e) $du_{i,j} < 0$ 。

在各种情况下, 干湿判别规则如下:

- (1) 如果满足(a)且满足(b), 则 u 流速点为湿点;
- (2) 如果满足(a)和(c); 或满足(a)和(d), 此时 u 流速点为湿点;
- (3) 其余, 则 u 流速点为干点。

在流速求解过程, 由于瞬时项和垂向扩散项中出现水深做分母的问题, 为了避免溢出, 需取一个最小水深, 其值可根据潮间带坡度和所用时间步长确定。本文中取为 0.1m。

在计算流速 v 时, 也作如上类似的干湿判断。只须将 $D_{i-1,j} \rightarrow D_{i,j-1}; \eta_{i-1,j} \rightarrow \eta_{i,j-1}; du_{i,j} \rightarrow dv_{i,j}$ 取代。

3 胶州湾三维变动边界数值模型

3.1 参数选取

计算域为灵山岛—沙子口弧线及岸线所围的海域, 采用正交曲线网格(图1), 最大网

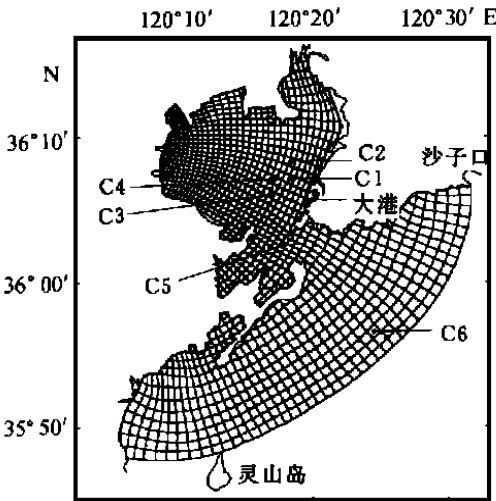


图 1 计算网格图

Fig. 1 Computation grids

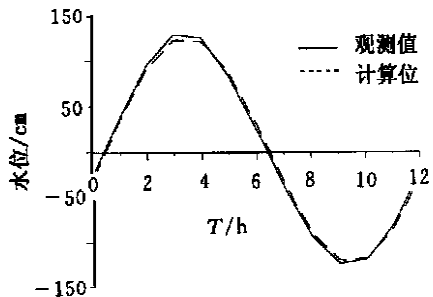


图 2 大港潮位曲线图

Fig. 2 Observed and computed water levels at Dagang

格空间步长为 1.4km, 为克服干、湿判别漫滩过程边界不连续运动的缺陷, 滩涂海域网格适当加密, 最小网格步长取为 0.4km。垂直方向自海面至海底分为 5 层。水深取自海司航保部 12 351 及 12 339 号海图, 时间步长为 186.3s。水界: $\eta(t) = HM_2 \cos(\sigma_{M_2} t - g_{M_2})$, 式中 HM_2 、 g_{M_2} 为 M_2 分潮的调和常数。

3.2 计算结果验证

3.2.1 潮位

取大港为潮位验证点(图 2), 潮位最大误差为 2.47cm, 位相相差 6.3min。

3.2.2 流速

图 3 为 C1—C66 个站位实测与计算(表层)流速玫瑰图(图中数字 1—12 代表以大港为参考港的第 1—12 个小时), 从图 3 看出, 主流向、最大流发生时刻及潮流旋转方向基本一致。

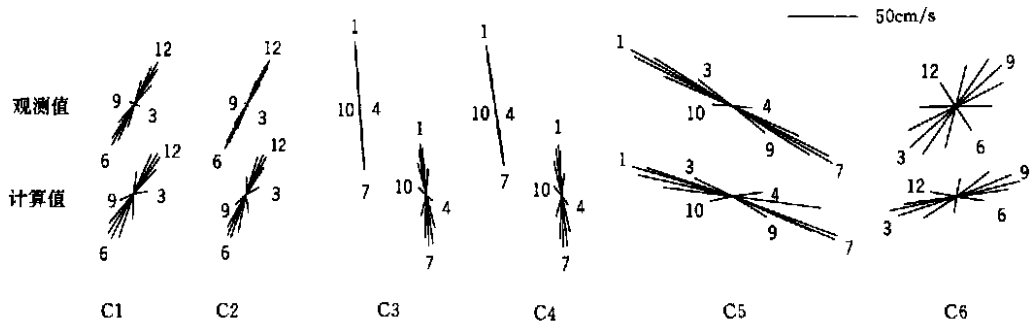


图 3 潮流验证玫瑰图

Fig. 3 Observed and computed tidal current roses

3.3 潮波系统

同潮时线与等振幅线(图 4)表明: 在湾外潮波一部分由东北向西南传播, 一部分进入湾内, 湾口较湾底高潮发生时刻提前 16min。沙子口附近 M_2 分潮振幅不到 115cm, 胶州湾顶振幅略大于 130cm。以上规律与渤海、黄海、东海海洋图集(1992)资料一致。

3.4 潮流场基本特征

3.4.1 水平流速的时空分布

(1) 水平分布 图 5 给出大港高潮时、低潮时、涨潮中间时及落潮中间时的流速分布。涨潮时, 潮流从海区东北流入, 部分沿岸向西南流去, 部分进入胶州湾。落潮时, 落潮流从海区西南部流入, 汇同胶州湾流出的海水一起从海区东北部流出。最大潮流发生在涨、落潮中间时, 流速达 100cm/s 左右, 均发

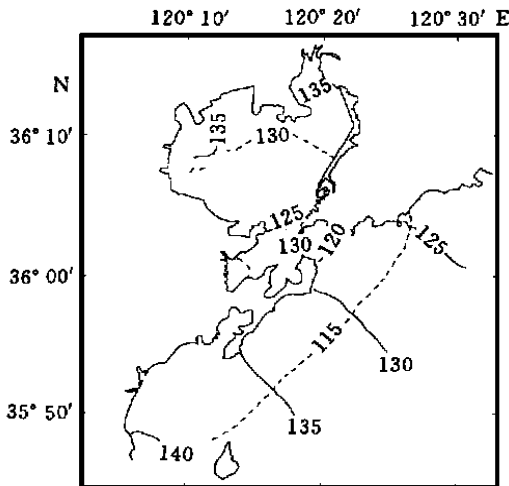


图 4 M_2 分潮同潮时线(实线)和等振幅线(虚线)

Fig. 4 Cotidal lines (solid line) and isoamplitude lines (dashed line) of M_2 tidal

生在胶州湾口。涨潮中间时整个胶州湾为涨潮流, 流速较大, 而外海流速较小。落潮中间时与上述特征相同, 只是流向相反; 高、低潮时胶州湾内为转流时刻, 流速很小, 而湾外流速较大。

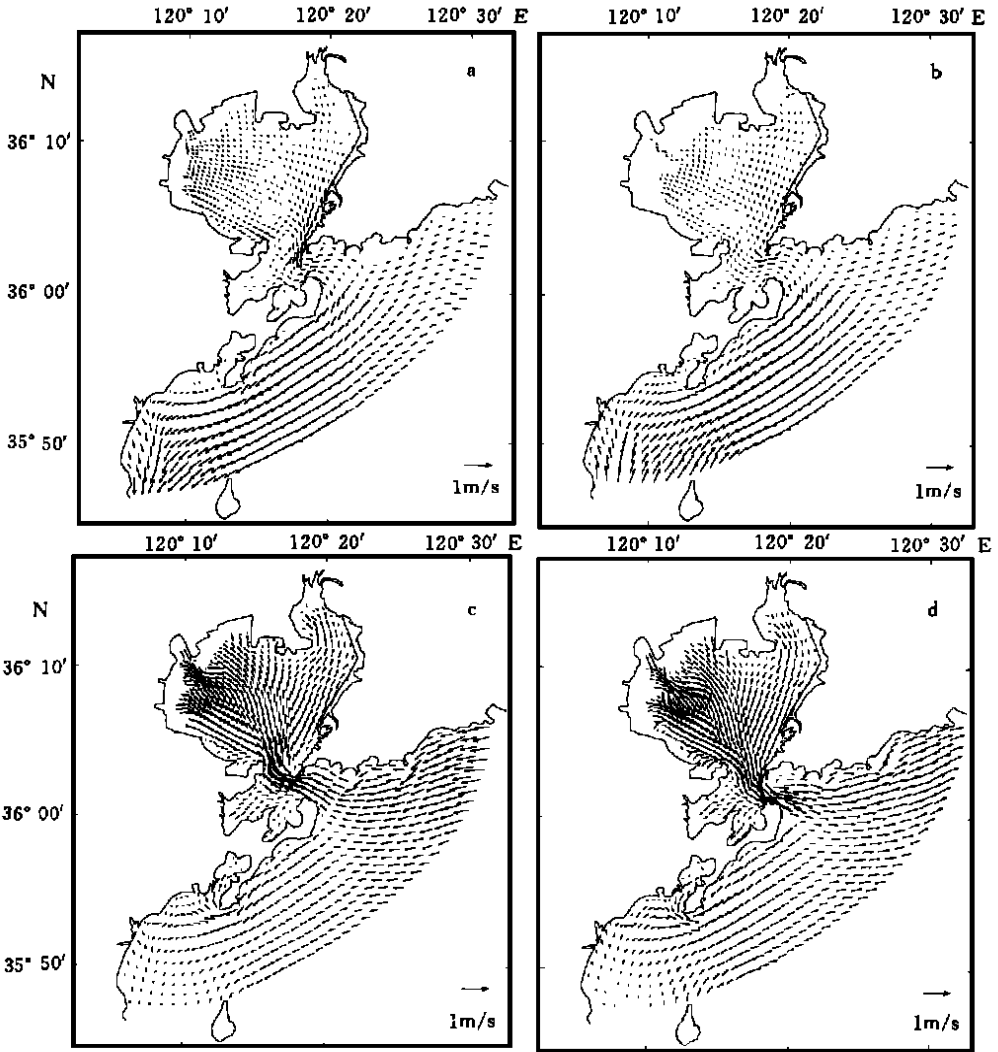


图 5 不同潮时的表层流场

Fig. 5 Tidal current field in the surface layer at different time

a. 高潮; b. 低潮; c. 涨潮中间时; d. 落潮中间时

其余各层, 流速分布与表层趋势基本一致, 惟有大小有所差异。

(2) 垂直分布 胶州湾水平最大流速的量值、发生时间等随深度变化有着一致的变化规律。从表 1 可以看出以下特征。

① 6 个代表点潮流椭圆长轴随深度增加逐渐减小, 由于底摩擦作用, 该变化速率至底层迅速增加。

② 最大流发生时刻, 随深度增加有所提前, 底层较表层提前 10min 左右。

表 1 C1—C6 站 M_2 潮流椭圆要素的垂直分布

Tab. 1 The vertical distribution of M_2 tidal current ellipses at C1—C6 station

站位	(i, j)	垂向坐标 σ	最大流发生时间(h)	椭圆长轴	椭率
C1	40, 20	- 0.10	1.36	0.347	0.141
		- 0.30	1.32	0.326	0.138
		- 0.50	1.28	0.302	0.132
		- 0.70	1.24	0.269	0.126
		- 0.90	1.19	0.211	0.123
C2	42, 21	- 0.10	1.47	0.292	0.151
		- 0.30	1.43	0.273	0.147
		- 0.50	1.39	0.252	0.143
		- 0.70	1.35	0.224	0.140
		- 0.90	1.31	0.174	0.136
C3	37, 22	- 0.10	1.81	0.359	0.119
		- 0.30	1.76	0.341	0.106
		- 0.50	1.71	0.319	0.095
		- 0.70	1.66	0.288	0.084
		- 0.90	1.60	0.230	0.073
C4	39, 23	- 0.10	1.75	0.346	0.135
		- 0.30	1.70	0.326	0.126
		- 0.50	1.65	0.303	0.118
		- 0.70	1.60	0.272	0.111
		- 0.90	1.55	0.216	0.101
C5	31, 16	- 0.10	1.37	0.803	- 0.156
		- 0.30	1.34	0.791	- 0.163
		- 0.50	1.32	0.768	- 0.168
		- 0.70	1.29	0.724	- 0.171
		- 0.90	1.26	0.620	- 0.173
C6	30, 3	- 0.10	3.27	0.468	- 0.176
		- 0.30	3.21	0.449	- 0.200
		- 0.50	3.14	0.425	- 0.221
		- 0.70	3.07	0.389	- 0.243
		- 0.90	3.00	0.319	- 0.266

注: i, j 为网格坐标; σ 值在海面为 0, 在海底为 -1; 椭率为负表示左旋, 其余为右旋

③ 湾内潮流椭圆椭率随深度增加减小, 说明随着深度的增加潮流椭圆变扁。

④ 随深度增加, 椭圆长轴的偏转方向基本右偏, 偏转角度 $3^\circ - 5^\circ$, 但也有左偏现象。

3.4.2 垂直流速

潮流的垂直流速比水平流速小得多, 其量级为 10^{-4} m/s, 底层垂向速度较大, 可达 30×10^{-4} m/s。表层较小, 最大仅为 7×10^{-4} m/s, 最大值集中在团岛—黄岛间水深梯度

较大的水域,说明垂直速度主要由海底起伏引起。

4 结论

4.1 本模型垂向采用 σ 坐标,水平向采用曲线坐标,因而较好地拟合底形及岸形。

4.2 本模型以较高的分辨率揭示了胶州湾潮流的基本特征,并得出与理论分析相一致的结论。模拟结果显示,潮流的量值及最大流发生时刻,随深度增加而减小,在底层附近,减小比率加大,说明底摩擦作用的结果。

4.3 底层垂向流速大于表层,量级在 10^{-4} m/s 左右,最大值为 30×10^{-4} m/s,发生于胶州湾口水深水平梯度变化较大的海域。

4.4 采用二阶紊封闭模式计算各水层的紊动粘滞系数,克服了垂向紊动系数采用常数,或进行各种人为假定的弱点。

4.5 变动边界模式包括了河口及潮滩水域,较固定边界模式结果更切合实际。

致谢 美国乔治亚大学陈长胜博士及郑连远、田晖老师,在论文完成过程中给予的热情指导和帮助,一并致谢。

参 考 文 献

- 江文胜,孙文心,2000. 渤海悬浮颗粒物的三维输运模式I. 模式. 海洋与湖沼, 31(6): 682—688
- 江文胜,孙文心,2001. 渤海悬浮颗粒物的三维输运模式II. 模拟结果. 海洋与湖沼, 32(1): 94—100
- 孙洪亮,黄卫民,2001. 北部湾潮汐潮流的三维数值模拟. 海洋学报, 23(2): 1—8
- 朱永春,蔡启铭,1998. 太湖梅梁湾三维水动力学研究I. 模型的建立及结果分析. 海洋与湖沼, 29(1): 79—85
- 张越美,孙英兰,2000. 河口、陆架和海洋模式在胶州湾的应用. 海洋环境科学, 19(4): 13—17
- 贾建军,闫国年,宋志尧等,2000. 中国东部边缘海潮波系统形成机制的模拟研究. 海洋与湖沼, 31(2): 159—167
- 渤海、黄海、东海海洋图集,1992. 见:陈达熙等编. 北京:海洋出版社,429
- Blumberg A F, Mellor G L, 1986. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps N S ed. Three-dimensional Coastal Models. Washington DC: American Geophysical Union, 1—16
- Blumberg A F, Herring, James H, 1987. Circulation modeling using orthogonal curvilinear coordinates. In: Nihoul *et al* ed. Three Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics. New York: Elsevier Science Publishing Company Inc, 55—88
- Flather R A, Heaps N S, 1975. Tidal computation for Morecambe Bay. Geophys J R Astron Soc, 42: 489—517
- Leederse J J, 1971. A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal sea Vol. II. Computation Procedures. Leendertse J J *et al* ed. New York: The Rand Corporation, 31—35
- Mellor G L, 1996. User's guide for a three dimensional primitive equation numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Science. Princeton: Princeton University, 1—38

A THREE-DIMENSIONAL VARIABLE BOUNDARY NUMERICAL TIDAL MODEL FOR JIAOZHOU BAY

SUN Ying-Lan, ZHANG Yue-Mei

(*Institute of Environment Science and Engineering, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract A 3-D variable boundary numerical tidal model for Jiaozhou Bay is established in this paper. The model is based on a 3-D coastal ocean circulation model (Blumberg *et al.*, 1986), and is modified by introducing dry-wet grid technology. A σ -coordinate transformation in vertical and a curvilinear coordinate in horizontal are used. The level 2.5 turbulence closure model is also used to give more reasonable vertical eddy viscosity coefficient. A split operator is used to calculate the finite difference scheme. A dry-wet grid technology is used to treat the tidal flood-ebb in tidal flat areas. An application of the model to the Jiaozhou Bay grasps the tidal characteristics well. The flooding tidal current mainly flows from the northeast to the southwest, with a part of it flowing into Jiaozhou Bay. The ebbing tidal current flows from the southwest to the northeast with a part of it flowing out of Jiaozhou Bay. Maximum horizontal velocities of around 100 cm/s occur at the bay mouth at the middle of the flooding and ebbing period. With water depth increasing, the value of horizontal velocity decreases. It decreases especially rapidly near the bottom. Its direction changes slightly in response to the changes in water depth. The average difference in flow direction between the bottom current and surface current is 3—5 degree. The occurring time of maximum current is earlier in bottom layer than in surface layer for about 10 minutes. The vertical velocity is of the order of 10^{-4} m/s. It is significantly affected by the topography. The vertical velocity decreases when water depth increases, which a maximum of around 30×10^{-4} m/s, occurring near the bottom with a greater gradient of the topography at the bay mouth. The computed time of flood-ebb in the inner bay delays compared with the bay mouth for 16 min. The computed result in Jiaozhou Bay agrees with the observation well. It is significantly better than the result of the fixed boundary model.

Key words Jiaozhou Bay, Numerical simulation, Variable boundary, Turbulence closure, Three dimensional tidal current