

长江口外海潮汐和悬浮泥沙浓度的同化方法^①

陈 斌^② * ** *** **** 王 凯^③ *

(* 中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

(** 国土资源部海洋油气资源与环境地质重点实验室 青岛 266071)

(*** 中国科学院研究生院 北京 100039)

(**** 青岛海洋地质研究所 青岛 266071)

摘 要 将趋近同化技术加入到 ECOMSED 模式中,建立了一种同化模式,并对长江口外海的潮汐和悬浮泥沙浓度进行了模拟研究。计算中在连续方程和泥沙输运方程中分别增加一个松弛项,将模拟结果向控制点已有的观测值趋近。实验表明,将验潮站资料和泥沙观测资料引入到数值模式中去,可以有效地改善模拟结果。同化后计算 M_2 分潮振幅和迟角的均方根偏差分别从 7.11cm 和 7.14° 减低至 5.22cm 和 5.76°, 悬浮泥沙浓度绝对均差比同化前减少了大约 1 ~ 3mg/L。该同化方法的运算量不会加大,对计算机硬件要求不高,在 Linux、Windows 操作系统下均可运行,适用于科学研究验证和工程计算,易于推广。

关键词 潮汐, 悬浮泥沙浓度, 趋近同化

0 引 言

对潮汐的认识主要依据实测和数值模拟结果,早期实测多来自于沿岸验潮站观测^[1]。近年来卫星观测大大改进了外海潮汐的准确度^[2],同时数值模拟方面也有大量的研究工作^[3,4]。尽管数值模拟结果与实测已经具有良好的一致性,但由于模式参数不能完全反映实际,计算结果与实测值之间还有一定的偏差,特别在局部海区,其误差不可忽略。

与潮汐相比,悬浮泥沙浓度的数值模拟研究较晚,而泥沙运动对人类从事近岸河口地区的开发和利用有着重要的影响,如港口建设、开挖航道、河口治理、修建水坝等都必须先要了解周围海域的水动力条件和泥沙运动情况。长江作为我国第一大河,每年向东海输送 9000 亿 m^3 左右的淡水,4.6 亿 t 的泥沙,并在河口外海域形成大面积的混浊水域,影响着东海的海洋环境。在海流、风浪、河口淡水与海水的混合等作用下,泥沙运动规律极其复杂,近几十年来诸多专家学者对长江口的悬浮泥沙输运展开研究^[5-7],但由于泥沙运动的不确定性,以及泥沙参数不易观测等原因,使得泥沙浓度的数值模拟结果与观测相比误差较大。

为了进一步使模式结果与实测值接近,必须采用将动力模式与实测资料相结合的同化方法。同化方法最初是在气象学中发展起来的,目前在海洋和气象的数值模拟中正在越来越广泛的获得应用。在潮汐数值模拟中,也已开展了同化建模研究^[8,9],但同化方法在泥沙浓度模拟中的使用几乎没有,本文采用在 20 世纪 80 年代建立的河口、陆架和海洋模式(ECOM)的基础上发展而来的 ECOMSED(Estuarine Coastal and Ocean Modeling System with Sediments)三维水动力泥沙输运数值模式,并尝试结合趋近同化法来模拟计算长江口外海域悬浮泥沙浓度,趋近法由于其结果不需要严格满足离散化支配方程,只要处理得当,常常可以获得与实测更符合的结果,本研究结果亦表明,采用趋近法,所得结果明显改进。

1 数值模式

ECOMSED 模式包括 ECOM 模块和 SED(沉积物)模块。ECOM 模块是基于准静力和 Boussinesq 近似建立的自由海面三维海洋原始方程,其垂向使用 sigma 坐标,以便于很好地拟合实际海域的地形,水平方向使用 Arakawa C 网格,并可采用正交曲线网格以利于更好地贴合实际计算域的岸形。垂向湍粘

① 国家自然科学基金(40576017)和 973 计划(2007CB411804)资助。

② 男,1979 年生,博士;研究方向:海洋环境数值建模。

③ 通讯作者, E-mail: Kwang@ms.qdio.ac.cn
(收稿日期:2007-11-23)

性系数由湍封闭模型^[10]计算,水平扩散系数基于 Smagorinsky 参数化方法计算。该模式适合于海湾、河口、近岸,以及水库和湖泊等浅水海域的水动力模拟。SED 模块是泥沙运输模块,可描述粘性泥沙和非粘性泥沙的沉积、输运及再悬浮过程,其中对于粘性泥沙考虑了絮凝作用,对于非粘性泥沙输运、沉积及再悬浮过程采用的是 Van Rijn 方法^[11]。有关 E-COMSED 模式可参考文献[12-15]。悬浮泥沙浓度扩散方程如式

$$\frac{\partial C_K}{\partial t} + \frac{\partial UC_K}{\partial x} + \frac{\partial WC_K}{\partial y} + \frac{\partial (\omega - W_{S,K}) C_K}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} (A_H \frac{\partial C_K}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_H \frac{\partial C_K}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial C_K}{\partial z}) \quad (1)$$

所示。式中 (U, V, ω) 为三维流速, C_K 为悬浮泥

沙浓度, W_S 为悬浮泥沙沉降速度, A_H 为水平扩散系数, K_H 为垂向涡粘系数。

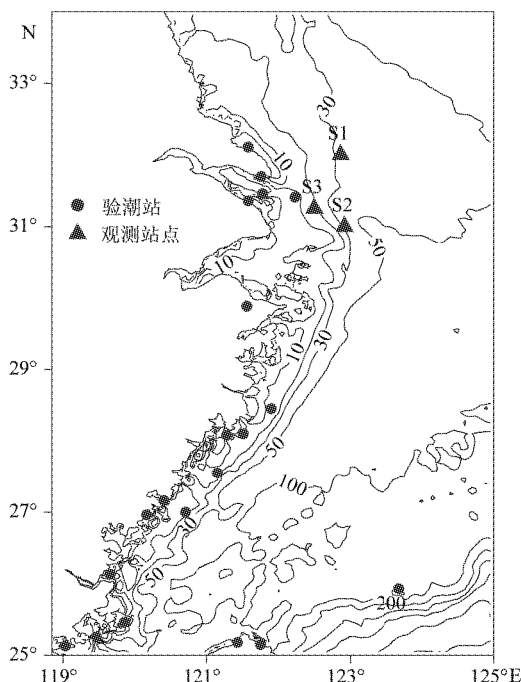
泥沙边界条件:

$$K_H \frac{\partial C_K}{\partial z} = 0, z \rightarrow \eta \quad (2)$$

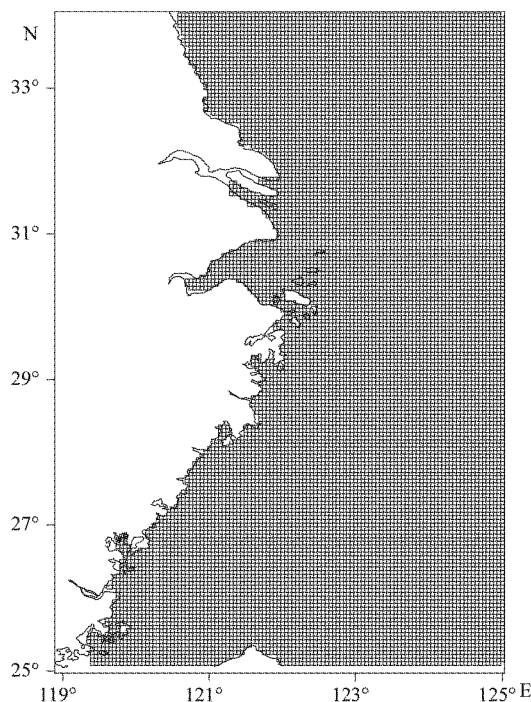
$$K_H \frac{\partial C_K}{\partial z} = E_K - D_K, z \rightarrow -H \quad (3)$$

式中 E_K 为再悬浮通量, D_K 为沉积通量。

计算区域范围为 $119^\circ\text{E} - 125^\circ\text{E}$, $25^\circ\text{N} - 34^\circ\text{N}$ 的东海海域,地形图见图 1(a)。水平网格分辨率 $3' \times 3'$ (图 1(b)),垂向分层为 11 层。计算中考虑了 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 共 4 个主要分潮。海面风场采用 Helleman 和 Rosenstein 月平均风场。由 CFL (Courant-Friedrich-Lewy) 条件确定的时间步长为 180s。模拟采用诊断计算,温盐取为常数。



(a) 计算海域地形及验潮站、观测站点位置



(b) 计算网络

图 1 计算海域的地形图和计算网络

2 同化方案

本研究采用的基本方程如下:

连续方程:

$$\partial_t \zeta = -(\partial_x U + \partial_y V) - \beta_1 (\zeta - \zeta_{\text{obs}}) \quad (4)$$

悬浮泥沙扩散方程:

$$\begin{aligned} \partial_t C = & \partial_x (A_H \partial_x C) + \partial_y (A_H \partial_y C) + \partial_z (K_H \partial_z C) - \partial_x (UC) \\ & - \partial_y (VC) - \partial_z [(W - W_S) C] - \beta_2 (C - C_{\text{obs}}) \end{aligned} \quad (5)$$

式中, ζ 为模拟计算水位; ζ_{obs} 为观测水位; 式(4)和式(5)右端最后一项均为松弛项; β_1 、 β_2 均为松弛(同化)系数^[16], 当 β_1 、 $\beta_2 = 0$ 时, 即为通常的数值模拟。当 β_1 、 $\beta_2 > 0$ 时, 即为采用趋近法将观测同化到模式中去, 数值试验表明, 随着松弛系数的增大, 控制点的计算和实测之差越来越小, 直至松弛系数过大时, 计算溢出。

将方程(4)、(5)离散化:

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j}^n}{\Delta t} = -\frac{U_{i,j}^n - U_{i-1,j}^n}{\Delta x} - \frac{V_{i,j}^n - V_{i-1,j}^n}{\Delta y} - \beta_1 \Delta \zeta_{i,j}^n \quad (6)$$

$$fl3dx_{i,j,k}^n = A_{H,i,j,k}^n \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta x} \quad (7)$$

$$fl3dy_{i,j,k}^n = A_{H,i,j,k}^n \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta y} \quad (8)$$

$$fl3dz_{i,j,k}^n = K_{H,i,j,k}^n \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta z} \quad (9)$$

$$(C - C_{\text{obs}}) = \Delta C \quad (10)$$

将(7)(8)(9)(10)式代入(5)式可得

$$\begin{aligned} & \frac{C_{i,j,k}^{n+1} - C_{i,j,k}^n}{\Delta t} \\ &= \frac{fl3dx_{i,j,k}^n - fl3dx_{i-1,j,k}^n}{\Delta x} \\ &+ \frac{fl3dy_{i,j,k}^n - fl3dy_{i,j-1,k}^n}{\Delta y} \\ &+ \frac{fl3dz_{i,j,k}^n - fl3dz_{i,j,k-1}^n}{\Delta z} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & -\frac{U_{i,j,k}^n C_{i,j,k}^n - U_{i-1,j,k}^n C_{i-1,j,k}^n}{\Delta x} \\ & -\frac{V_{i,j,k}^n C_{i,j,k}^n - V_{i,j-1,k}^n C_{i,j-1,k}^n}{\Delta y} \\ & -\frac{W_{i,j,k}^n C_{i,j,k}^n - W_{i,j,k-1}^n C_{i,j,k-1}^n}{\Delta z} \\ & + \frac{W_{S,j,k}^n C_{i,j,k}^n - W_{S,j,k-1}^n C_{i,j,k-1}^n}{\Delta z} \\ & - \beta \Delta C_{i,j,k}^n \end{aligned} \quad (11)$$

3 结果验证

3.1 潮汐结果验证

根据同化后计算出的水位时间序列,用准调和分析方法获取四大分潮的调和常数,并与验潮站(图 1(a))的观测结果比较(表 1),从同化前后计算结果比较可以看出,使用同化方法后,模拟结果得到了一定的改善,拟合程度提高约为 3%~8%(表 2)。

表 1 计算和观测调和常数比较

站点		O ₁		K ₁		M ₂		S ₂	
经度(°E)	纬度(°N)	ΔH(cm)	Δg(°)	ΔH(cm)	Δg(°)	ΔH(cm)	Δg(°)	ΔH(cm)	Δg(°)
121.58	32.11	-8.5	2.0	-6.8	13.0	4.5	12.3	9.3	11.5
121.76	31.70	0.7	8.5	2.7	11.3	-3.7	11.8	0.0	11.7
122.23	31.41	-5.4	1.7	-2.8	3.7	-6.6	6.9	-4.9	12.4
121.78	31.46	-8.4	-12.5	-0.9	-8.7	11.2	-2.8	2.7	3.9
121.58	31.36	-5.4	-12.7	-3.0	-12.6	-4.5	-14.6	-2.3	-14.3
121.56	29.88	-3.2	-11.2	-1.4	-11.5	11.0	-1.9	-2.3	-0.4
121.90	28.45	-3.5	0.0	-4.1	-0.5	11.6	-4.7	-10.8	-7.7
121.51	28.10	-2.2	2.3	-3.9	-2.3	-0.1	-2.1	-7.2	-8.1
121.28	28.08	-1.6	3.6	-3.4	-0.2	5.3	-2.7	-4.5	-4.9
121.15	27.55	-2.4	2.2	-4.3	-7.5	1.5	-2.5	-5.5	-11.7
120.40	27.16	0.0	-5.9	-3.1	-2.8	12.7	-3.6	0.3	-7.6
120.70	27.00	-0.6	-6.1	-3.4	-2.3	8.3	-4.9	-0.4	11.4
120.16	26.96	-0.1	-3.8	-3.4	-1.1	12.7	-1.0	1.2	-5.3
119.65	26.13	0.4	4.8	-4.5	-4.7	9.3	4.2	-3.6	3.7
119.85	25.46	0.7	1.4	-4.6	-9.6	-5.4	-7.6	-5.3	11.7
119.46	25.26	-1.7	0.4	-2.8	-7.8	0.0	5.6	-3.9	-3.5
119.03	25.13	-0.1	-1.5	2.8	10.1	2.7	1.7	1.6	-2.3
121.75	25.15	-0.4	6.8	-1.9	4.7	6.1	10.4	0.5	-0.1
121.43	25.18	1.7	3.5	0.7	9.3	10.9	0.9	6.1	1.8
123.68	25.93	1.4	-2.6	-4.7	8.9	-4.4	2.4	0.8	-11.3
ΔH 绝均值(cm)		1.42		2.06		4.12		2.67	
Δg 绝均值(°)		3.87		4.13		3.23		5.21	

表 2 同化前后计算和观测调和常数偏差比较

分潮	O ₁		K ₁		M ₂		S ₂	
	非同化	同化	非同化	同化	非同化	同化	非同化	同化
ΔH 均方根偏差(cm)	3.39	2.40	4.12	2.89	7.11	5.22	4.21	3.50
Δg 均方根偏差(cm)	5.25	4.15	7.28	5.43	7.14	5.76	8.03	6.37
ΔH 拟合程度(%)	92.41	97.60	90.91	97.46	91.62	96.84	91.45	95.88
Δg 拟合程度(%)	91.58	94.20	92.44	95.50	92.56	96.93	90.75	94.57

3.2 悬浮泥沙浓度结果比较及改进

2006年8月,中国科学院海洋研究所应用“科学三号”科考船,在长江口外东海域进行为期10天的海洋综合调查,在三个站点进行了进行每3h一次的悬浮泥沙浓度观测,所选站位位置分别是S1站(122°51.881'E,32°0.187'N),S2站(122°54.972'E,31°0.099'N),S3站(122°29.932'E,31°15.261'N)(图1(a))。所使用的仪器是三台ALEC ELECTRON-

ICS公司的COMPACT EM海流计以及AAQ1183型号CTD,同时利用采水器在标准层进行采水,通过常规过滤方法在实验室获得悬浮泥沙浓度。本文以S2和S3站为例,将观测资料与模式计算未加同化和同化后的结果进行比较如图2,从比较结果看,将松弛项加入模式中,悬浮泥沙浓度的模拟结果有较为明显的改善,拟合程度提高2%~6%(表3)。

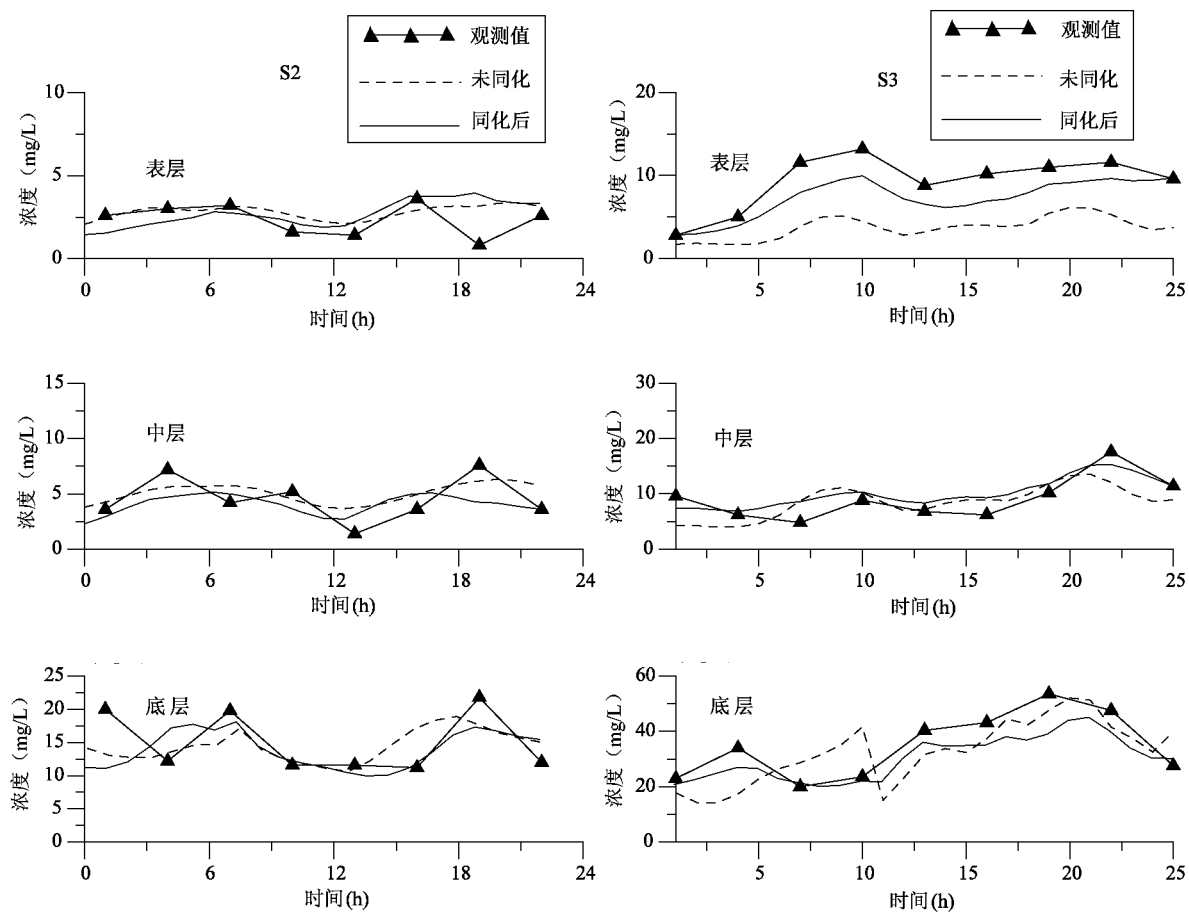


图2 同化前后模拟悬浮泥沙浓度与观测资料比较

表3 同化前后悬沙浓度的误差比较

	S2		S3	
	未同化	同化后	未同化	同化后
表层绝均差(mg/L)	3.14	2.53	3.46	2.97
表层拟合程度(%)	78.47%	82.19%	79.39%	84.01%
中层绝均差(mg/L)	4.72	3.45	4.30	3.20
中层拟合程度(%)	76.09%	80.23%	81.78%	85.55%
底层绝均差(mg/L)	7.68	5.99	7.52	4.67
底层拟合程度(%)	81.13%	85.41%	80.35%	85.82%

3.3 垂向剖面浓度比较

选取S2、S3站点不同时刻的剖面浓度值进行比较,从图3、图4中可以明显看到,同化后的数值结果明显优于未同化结果,其浓度剖面的走势也与观测数据符合的较好,从观测浓度垂向分布可以看出,所测站点的悬浮泥沙浓度均为随水深的增加浓度增大。

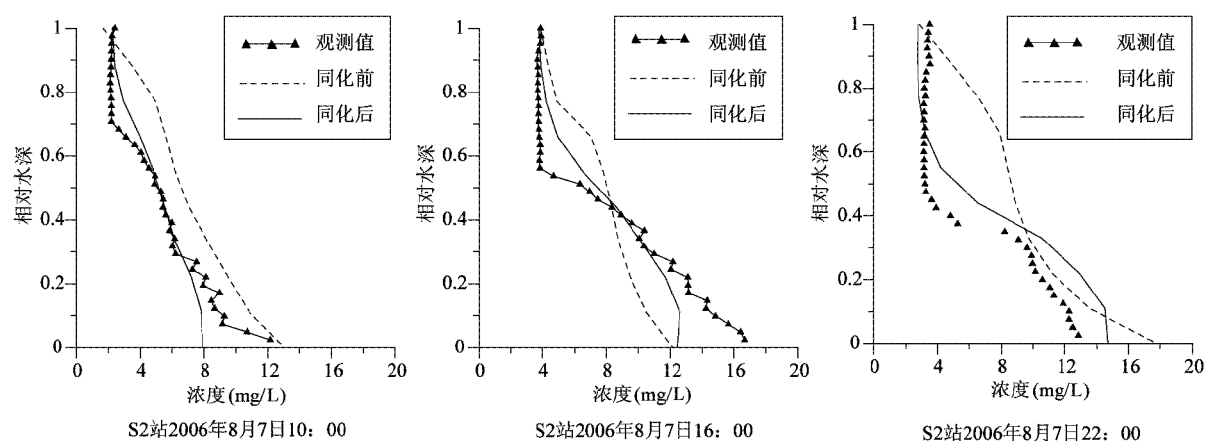


图 3 S2 站的不同时刻同化前后模拟悬浮泥沙浓度与观测资料剖面比较

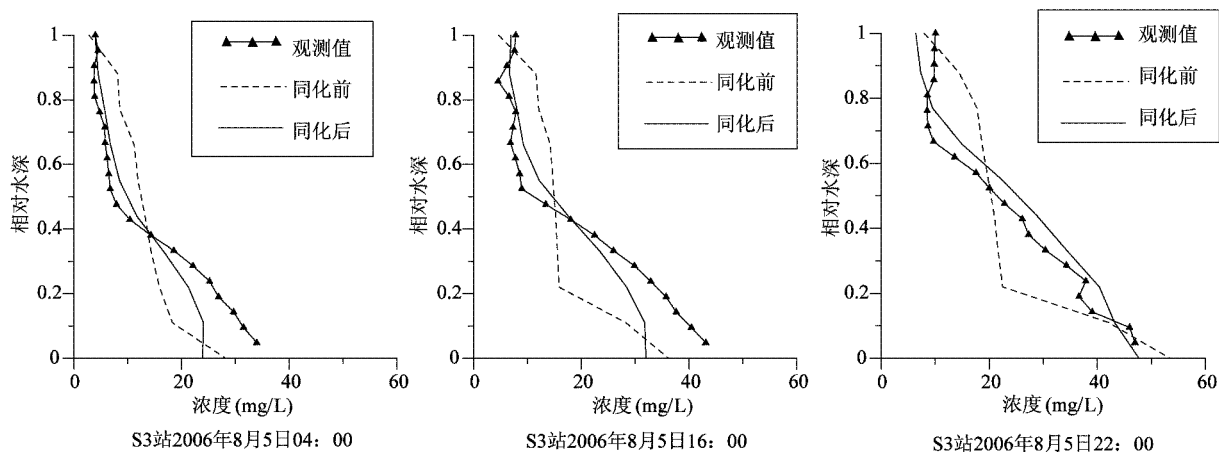


图 4 S3 站的不同时刻同化前后模拟悬浮泥沙浓度与观测资料剖面比较

4 结 论

本文研究表明,采用趋近法可以改善潮汐模拟结果的准确度,并首次提出了在模拟中采用趋近法来模拟悬浮泥沙浓度,其模拟结果也得到了很大的改进,并且系统的运算量不会加大,对计算机硬件要求不高,在 Linux, Windows 操作系统下均可运行,适用于科学研究验证和工程计算,易于推广。要尽量获取更多的泥沙浓度观测资料,以便能用更多的观测点来对研究区域进行约束,这样得出的泥沙浓度在整个区域上的分布情况才真实可信,假如有足够的观测数据,也可适用其他同化方法,比如伴随同化法,不过该方法会使计算量翻倍,下一步将对两种方法进行反复比对,以便得到最有效率的方法。

参考文献

- [1] Fang G H. Tide and tidal current charts for marginal seas ad-

jacent to China. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 1986,4(1): 1-16

- [2] Wahr J. Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1981,64: 677-703
- [3] 赵保仁,方国洪. 渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟. *海洋学报*,1994,16(5):1-10
- [4] 叶安乐,梅丽明. 渤海东海潮波数值模拟. *海洋与湖沼*, 1995,26(1):63-70
- [5] 丁平兴,胡克林,孔亚珍等. 长江河口波-流共同作用下的全沙数值模拟. *海洋学报*,2003,25(5):113-124
- [6] 史峰岩,朱首贤,朱建荣等. 杭州湾、长江口余流及其物质输运作用的模拟研究. I. 杭州湾、长江口三位联合模型. *海洋学报*,2000,22(5):1-12
- [7] 朱建荣,傅德健. 河口最大浑浊带形成的动力模式和数值研究. *海洋工程*,22(5):66-73
- [8] 韩桂军,方国洪. 利用伴随法优化非线性潮汐模型的开边界条件 II. 黄海、东海潮汐资料的同化试验. *海洋学报*,2001,23(2):25-31

- [9] 吕咸青,方国洪.渤海开边界潮汐的伴随法反演.海洋与湖沼,2002,33(2): 113-120
- [10] Mellor G L, Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1982, 20:851-875
- [11] Van Rijn L C, Nieuwjaar M W C. Transport of fine sands by currents and waves. *J Hydr Engr*, 1993, 119(2): 123-143
- [12] Blumberg A F, Mellor G L. Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight. *J Geophys Res*, 1983, 88: 4579-4592
- [13] Blumberg A F, Mellor G L. A simulation of the circulation in the Gulf of Mexico. *Israel J of Earth Sciences*, 1985, 34: 122-144
- [14] Blumberg A F, Kantha L H. Open boundary condition for circulation models. *J Hydraulic Engineering*, 1985, 111: 237-255
- [15] Blumberg A F, Goodrich D M. Modeling of wind-Induced de-stratification in Chesapeake Bay. *Estuaries*, 1990, 13: 1236-1249
- [16] 何宜军,陈戈,郭佩芳等.高度计海洋遥感研究与应用.北京:科学出版社,2002.37-64

Offshore assimilation of tide and suspended sediment concentration near the Yangtze Estuary

Chen Bin * ** *** ****, Wang Kai *

(* Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071)

(** Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environmental Geology,
Ministry of Land and Resources, Qingdao 266071)

(*** Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039)

(**** Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266071)

Abstract

This paper establishes an assimilation model by adding the nudging assimilation method to the ECOMSED model for simulating study of the tides and suspended sediment concentration near the Yangtze Estuary. A relaxation term is added to the continuity equation and the sediment transport equation respectively to nudge the calculated value to the observation data. Numerical experiments show that the data assimilation in the numerical model which can improve the accuracy of results, and the comparison of the computed tidal harmonics shows that the root mean square deviation (RMSD) in amplitudes and phase-lags decreases from 7.11cm and 7.14° to 5.22cm and 5.76° for M₂ constituent, and the absolute mean difference in suspended sediment concentration decreases about 1 ~ 3mg/L. This assimilation system is not computationally intensive, does not demand high hardware requirements, and can be run on both Linux and Windows platforms. It is expected to be transplanted to operational centers.

Key words: tide, suspended sediment concentration, nudging assimilation