

TOPEX/ POSEIDON 高度计资料用于 中国近海 M_2 分潮的同化反演*

丘中锋 何宜军

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 中国科学院研究生院 北京 100039)

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

提要 以整个中国海为研究区域,把开边界取在 TOPEX/ POSEIDON(T/P) 高度计资料数据点,利用趋近插值法将高度计资料同化到二维非线性潮汐数值模式中,反演了中国近海 M_2 分潮的分布。计算结果与 60 个验潮站资料比较,符合良好:振幅平均绝对偏差为 6.7cm,相角偏差为 5.5° ,均方根偏差为 12.6cm。根据计算结果给出东中国海和南海 M_2 分潮的同潮图,与相关文献比较,符合良好。研究结果表明,以本方法利用 T/P 资料来反演中国海潮汐是可行的。

关键词 高度计,开边界, M_2 分潮,同化

中图分类号 P731.23

中国海东西跨度约为 24 个经度,南北跨度约为 38 个纬度,面积辽阔,水深跨度大,最小几米,最大在 5500m 以上,岸线曲折,海底地形变化多端,潮波分布多样,动力过程复杂。中国海区域的潮波研究一直是中国近海研究的一个要点,很多学者做了大量的研究工作,尤其是 20 世纪 80 年代以来,数值技术的采用,使得中国海潮波状况得到较好的模拟(万修全等,2004;宋伟华等,2004)。这些工作基本上以中国海的某一部分海区作为研究区域(方国洪等,1985;丁文兰,1985;叶安乐等,1995;郑文振等,1982;王志豪,1985;方国洪等,1994)。本文中作者把整个中国海域作为研究区域,有利于从整体上了解中国各海区之间的相互作用,而且对于海峡的潮波研究更有说服力(Sen *et al.*, 2002)。

对于区域海潮汐潮流数值模拟,开边界条件的选取起着决定性的作用。传统的开边界条件有两种取法:一是由开边界点附近有效的观测值给出(这里包括验潮站资料与卫星资料);另一种是采用大洋或者全球潮汐模型的结果。对于中国海潮波数值模拟,前人对开边界的取法主要是通过

开边界点附近验潮站的观测值得到。由于观测站分布稀疏,必须通过插值或者其他处理手段来确定开边界格点上的潮位值,这样势必会引入人为的偏差,这种偏差可造成计算区域内部的误差。作者将开边界点取在 T/P 卫星的星下轨迹点,通过卫星高度计资料精确地给定开边界值,避免了引入人为误差。

T/P 卫星已经稳定地提供了 10 年的高精度海面测高资料,一般认为水深不小于 200m 时,卫星测高精度达到 5cm 以上(董晓军等,2002)。T/P 高度计资料反演大洋潮汐,能达到相当高的精度, M_2 分潮均方差为 1.97cm (Kantha, 1995);但在浅海和近岸区,结果却并不令人满意,如 Lefevre 等(2000)将全球模式应用到中国海, M_2 分潮均方根偏差达 15.8cm。近岸边缘海水深较浅,潮波系统空间分布复杂,潮波空间尺度小,水位梯度大,T/P 高度计资料精度低,只有采用基于潮波动力方程组的数值同化方法,才能从高度计资料中比较准确地反演近海潮波系统。

高度计在中国近海的应用,不少学者做了大量研究,吕咸青等(2002)利用渤海海域的高度计

* 物理海洋教育部重点实验室开放课题基金资助项目,200307 号;中国科学院海洋研究所领域前沿项目“卫星高度计在海洋动力过程中的应用研究”资助,KZCX2-202 号。丘中锋,博士,E-mail: quzhongfeng@ms. qdio. ac. cn

资料反演出了渤海的开边界条件; 吴自库等(2003)利用变分同化方法把 T/P 资料同化到潮波数值模式中, 模拟了南海的 M₁ 和 M₂ 分潮; 王东晓等(2001)对南海 TOPEX 海面高度资料做了混合同化试验; 李培良等(2002)利用正交响应法对南海 T/P 资料作了潮汐分析; 刘克修等(2002)引入差比关系对西北太平洋 T/P 测高数据进行调和和分析。本文中作者利用类似于趋近(nudging)插值方法将高度计资料直接同化到数值模型中, 与上述文献中出现较多的伴随同化相比, 获得的精度差异不大, 但却大大节省了计算时间及数据贮存量(因为伴随同化每次计算均需正反两次积分, 且在每一计算点都要存储相应的物理量)。本文中只反演了 M₂ 分潮, 其他分潮可采用相似方法来处理。

1 数值模式

考虑到计算区域, 作者采用如下潮汐模式:

$$\partial_t \zeta = -\alpha^{-1} [\partial_\lambda (hu) + \partial_\phi (hv \cos \phi)] - \beta \Delta \zeta \quad (1)$$

$$\partial u = -\alpha^{-1} u \partial \lambda - R^{-1} v \partial \phi + R^{-1} w \tan \phi + f v - C_D h^{-1} (u^2 + v^2)^{1/2} u - g \alpha^{-1} \partial \lambda (\zeta - \bar{\zeta}) + A \Delta u \quad (2)$$

$$\partial v = -\alpha^{-1} v \partial \phi - R^{-1} u \partial \lambda - R^{-1} w \tan \phi - f u - C_D h^{-1} (u^2 + v^2)^{1/2} v - g \alpha^{-1} \partial \phi (\zeta - \bar{\zeta}) + A \Delta v \quad (3)$$

式中, t 为时间; λ, ϕ 是地球东经和北纬; R 为地球半径; Ω 为地球自转角速度; g 是重力加速度; $h = h + \zeta$ 为总水深, h 为未扰动水深, ζ 为海面相对于未扰动水深的高度; $\bar{\zeta}$ 为考虑了地潮效应调整后的平衡潮; C_D 为底摩擦系数, 本文中取为常数 0.0015(关于底摩擦系数选取对潮波反演结果影响的分析, 另文专门讨论); A 为水平涡动粘性系数; u 和 v 分别为东和北方向上的流速分量; Δ 为拉普拉斯算子, $\Delta \zeta = \zeta - \zeta_{obs}$; β 为同化系数, β 值越大表明趋近观测值的约束作用越强, 但如果取值太大则计算会溢出。经过实验, 本文取值在 (0, 1) 之间, 水深大的区域, β 值也较大: 水深小于 20m, β 为 0; 水深为 20—50m, β 为 0.1; 水深为 50—100m, β 为 0.15; 水深为 100—150m, β 为 0.2; 水深为 150—200m, β 为 0.3; 水深为 200—1000m, β 在 (0.3, 0.7) 范围内, 与水深呈线性关系; 水深为 1000—1500m, β 在 (0.7, 1) 范围内, 与水深呈线性关系; 水深大于 1500m, β 为 1。此外, 式中 $\alpha = R \cos \phi, f = 2\Omega \sin \phi$ 。

为了得到浅水方程组的惟一解, 需给定适定的边界条件, 这里取闭边界(岸界、岛界)处法向流

速为 0, 即在闭边界上没有入流和出流; 开边界处水位由调和常数给定:

$$\zeta = H \cos(\omega t - g) \quad (4)$$

其中 H 和 g 分别为 M₂ 分潮的振幅和迟角, ω 为 M₂ 分潮角频率。

对应于上式, 平衡潮高取

$$\bar{\zeta} = \bar{H} \cos(\omega t + 2\lambda) \quad (5)$$

\bar{H} 是经地潮校正后的平衡潮振幅, 根据 Wahr (1981) 取(单位: m)

$$\bar{H} = 0.168 * \cos^2 \phi \quad (6)$$

实际计算中, 需对方程进行离散化, 变为差分方程, 作者采用 ADI 方法离散。

在球坐标系下, 采用 Arakawa C 网格, 即水位取在网格中心, 而通量则取在网格的边缘, 以 $\Delta \lambda, \Delta \phi$ 分别代表经向、纬向空间步长, 网格精度为 $5' \times 5'$; Δt 代表时间步长, 取值为 28.7s。

$$\zeta_{i,j}^n = \zeta(\lambda_0 + i \Delta \lambda, \phi_0 + j \Delta \phi, n \Delta t) \quad (7)$$

$$u_{i,j}^n = u \left[\lambda_0 + \left(i + \frac{1}{2} \right) \Delta \lambda, \phi_0 + j \Delta \phi, n \Delta t \right] \quad (8)$$

$$v_{i,j}^n = v \left[\lambda_0 + i \Delta \lambda, \phi_0 + \left(j + \frac{1}{2} \right) \Delta \phi, n \Delta t \right] \quad (9)$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^n}{\Delta t} = - \frac{H_{i+\frac{1}{2},j} u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - H_{i-\frac{1}{2},j} u_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\alpha \Delta \lambda} - \frac{H_{i,j+\frac{1}{2}} v_{i,j}^n - H_{i,j-\frac{1}{2}} v_{i,j-1}^n}{R \Delta \phi} - \beta \Delta \zeta_{i,j}^n \quad (10)$$

$$\frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - u_{i,j}^n}{\Delta t} = f v_{i,j}^n -$$

$$\frac{g}{\alpha} \frac{\zeta_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i+\frac{1}{2},j}^n + \zeta_{i,j}^n}{\Delta \lambda} - \frac{C_{D_{i+\frac{1}{2},j}}}{H_{i+\frac{1}{2},j}} u_{i,j}^n$$

$$\frac{\sqrt{u_{i,j}^{n^2} + v_{i,j}^{n^2}} + A \Delta u_{i,j}^n - \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} (u_{i+1,j}^n - u_{i-1,j}^n)}{2\alpha \Delta \lambda} -$$

$$\frac{v_{i,j}^n (u_{i,j+1}^n - u_{i,j-1}^n)}{2R \Delta \phi} + \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} v_{i,j}^n}{R} \tan \phi \quad (11)$$

$$\frac{v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j}^n}{\Delta t} = f u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} -$$

$$\frac{g}{R} \frac{\zeta_{i,j+1}^n - \zeta_{i,j}^n - \zeta_{i,j+1}^n + \zeta_{i,j}^n}{\Delta \phi} - \frac{C_{D_{i,j+\frac{1}{2}}}}{H_{i,j+\frac{1}{2}}} v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$$

$$\frac{\sqrt{u_{i,j}^{n^2} + v_{i,j}^{n^2}} + A \Delta v_{i,j}^n - \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} (v_{i+1,j}^n - v_{i-1,j}^n)}{2\alpha \Delta \lambda} -$$

$$\frac{v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}(v_{i,j+1}^n - v_{i,j-1}^n)}{2R\Delta\phi} - \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{R}\tan\phi \quad (12)$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t} = -\frac{H_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - H_{i-\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}u_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\alpha\Delta\lambda} - \frac{H_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+1} - H_{i,j-\frac{1}{2}}^{n+1}}{R\Delta\phi} - \beta\Delta\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} \quad (13)$$

$$\frac{v_{i,j}^{n+1} - v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t} = f u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \frac{g}{R} \frac{\zeta_{i,j+1}^{n+1} - \zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j+1}^{n+1} + \zeta_{i,j}^{n+1}}{\Delta\phi} - \frac{C_{Di,j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}}{H_{i,j+\frac{1}{2}}^{n+\frac{1}{2}}} v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$$

$$\sqrt{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}2} + v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}2} + A\Delta v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}} - \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}(v_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}})}{2\alpha\Delta\lambda} - \frac{v_{i,j}^{n+1}(v_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - v_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}})}{2R\Delta\phi} + \frac{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{R}\tan\phi \quad (14)$$

$$\frac{u_{i,j}^{n+1} - u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta t} = f v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \frac{g}{\alpha} \frac{\zeta_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}} - \zeta_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} + \zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}}{\Delta\lambda} - \frac{C_{Di+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}}{H_{i+\frac{1}{2},j}^{n+\frac{1}{2}}} u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$$

$$\sqrt{u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}2} + v_{i,j}^{n+12} + A\Delta u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}} - \frac{u_{i,j}^{n+1}(u_{i+1,j}^{n+\frac{1}{2}} - u_{i-1,j}^{n+\frac{1}{2}})}{2\alpha\Delta\lambda} - \frac{v_{i,j}^{n+1}(u_{i,j+1}^{n+\frac{1}{2}} - u_{i,j-1}^{n+\frac{1}{2}})}{2R\Delta\phi} + \frac{u_{i,j}^{n+1}v_{i,j}^{n+1}}{R}\tan\phi \quad (15)$$

其中 $u_{i,j}^n = (u_{i,j+1}^n + u_{i-1,j}^n + u_{i,j+1}^n + u_{i-1,j+1}^n)/4$; $v_{i,j}^n = (v_{i,j}^n + v_{i+1,j}^n + v_{i,j-1}^n + v_{i+1,j-1}^n)/4$ 。

方程(10)和(11)联立构成三对角方程组可解出 $u_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$ 和 $\zeta_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$, 然后通过方程(12)显式求出 $v_{i,j}^{n+\frac{1}{2}}$; 方程(13)和(14)联立构成三对角方程组可解出 $v_{i,j}^{n+1}$ 和 $\zeta_{i,j}^{n+1}$, 然后通过方程(15)显式求出 $u_{i,j}^{n+1}$ 。计算中初始条件取“冷条件”即 $t=0$ 时, $\zeta = u = v = 0$ 。

向前积分式(10)~(15)。计算中, 通过式(1)右端第二项, 观测资料在每一时间步被加到模式中。待计算稳定后(相邻两周期同一点 ζ 之差小

于 0.01cm ; u, v 之差小于 0.01cm/s), 再计算一个潮周期, 对这一潮周期内的时间序列进行调和分析, 得出各计算点上潮汐和潮流的调和常数。

2 高度计资料处理

分析使用的卫星高度计资料为 NASA(National Aeronautics and Space Administration)提供的 T/P 资料, 采用 1992 年 10 月—2002 年 7 月高度计数据, 对应 T/P 卫星周期数为 2—363, 总的时间跨度将近 10 年。数据处理分为以下两个步骤:

1) T/P 高度计数据的误差校正处理

校正算式为

$$H = H_{raw} - H_i - H_{dt} - H_{wt} - H_{eb} - H_{ib} - E_r - H_g \quad (16)$$

式中, H_{raw} 是原始海面高度数据, H_i 是电离层校正量, H_{dt}, H_{wt} 分别是干、湿对流层校正量, H_{eb} 是电磁偏差校正量, H_{ib} 是大气逆压校正量, H_g 是大地水准面高度, E_r 是轨道误差。

2) T/P 测高数据潮汐分析

针对中国近海实际潮汐情况, 选择 12 个分潮进行分析($K_1, O_1, P_1, Q_1, M_2, S_2, N_2, K_2, M_4, S_4, MS_4$ 和 M_6)。将沿轨迹任何一点的测高数据系列表示为:

$$H = S_0 + \sum_{m=1}^M H_m f_m \cos(\sigma_m t + u_m - \theta_m) \quad (M=12) \quad (17)$$

式中, $\theta_m = g_m - v_{0m}$, H 和 g 为各分潮调和常数, v_0 为零时格林威治天文角, σ 为分潮角频率, S_0 为多年平均海平面, f_m 为交点因子, u_m 为交点订正角。利用最小二乘法可以求出沿轨迹点的潮汐分潮调和常数。

为了检验高度计调和结果分析的精度, 作者对上行轨道和下行轨道交叉点的分析结果进行了比较。如图 1 所示, 共采用计算区域内 32 条轨道的数据, 适于比较的交叉点为 69 个, 比较结果列于表 1。从表 1 可以看出, 上、下行轨道的资料分析结果偏差很小, 说明本文中分析的调和常数质量很高。

T/P 卫星在计算区域的轨道分布如图 1 所示, 6103 个 T/P 数据采集点均匀地分布, 其中用以同化的数据点 5158 个, 另外 945 点构成开边界。

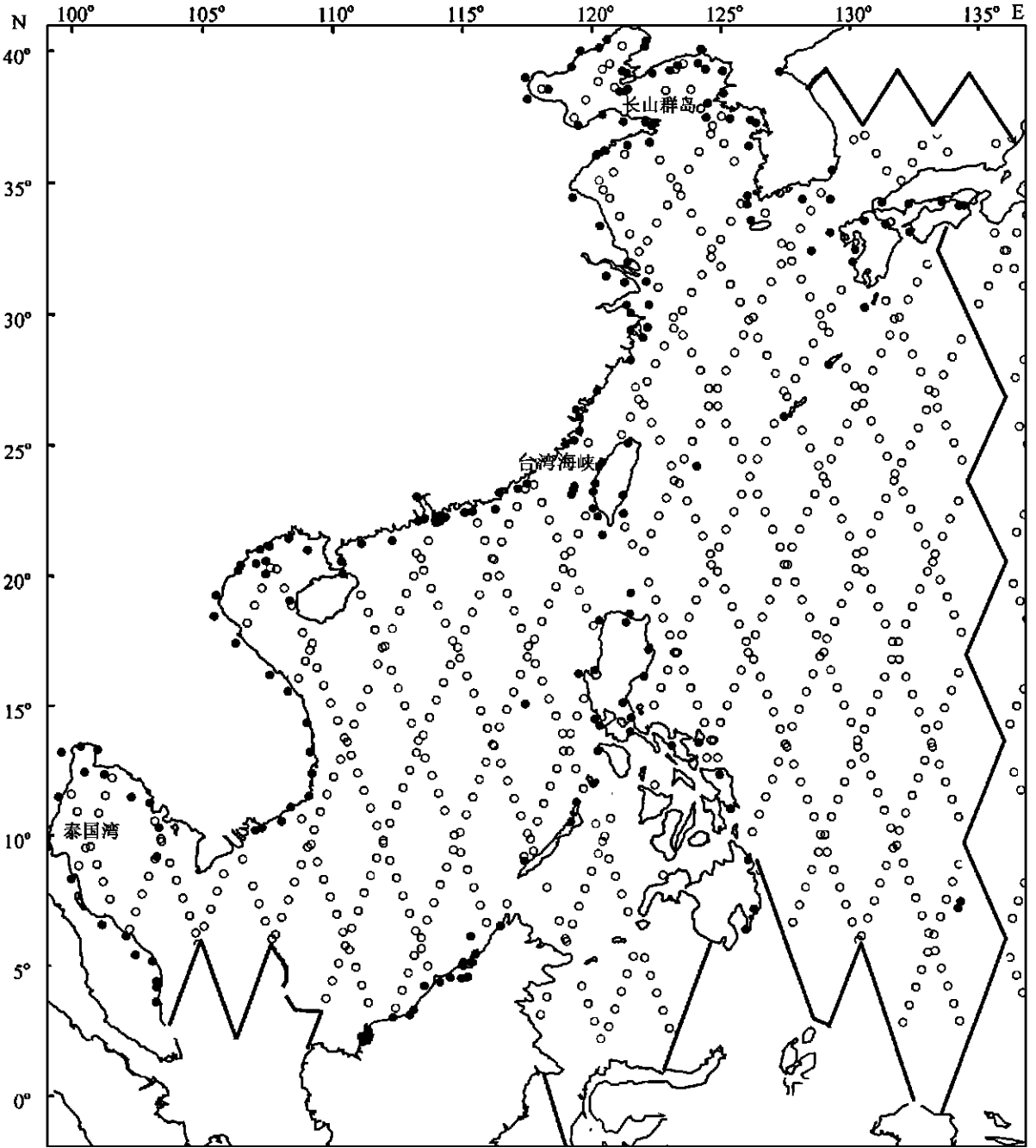


图 1 计算区域和观测资料图

Fig. 1 Map of the satellite tracks and tidal stations

○表示高度计轨迹点; ●表示验潮站站位; 粗线表示开边界位置

表 1 主要分潮交叉点调和常数上、下行轨道调和结果比较

Tab. 1 Comparison of analysis at the crossovers between ascending and descending ground tracks

分潮	M ₂	K ₁	Q ₁	P ₁	N ₂	O ₁	S ₂	K ₂	M ₄	M _{s4}	M ₆	S _a
振幅绝对平均 (cm)	0.99	1.47	1.08	1.36	0.83	1.04	0.99	0.83	0.46	0.66	0.6	0.88
均方根偏差 (cm)	1.81	2.84	2.06	2.62	1.5	1.92	2.19	1.83	1.18	3.69	1.69	1.49

3 计算结果及分析

为了检验数值计算结果,从历史资料中选取有代表性的沿岸潮位站见图 1,与计算网格点比较接近,且大体均匀地分布在沿岸各处。验潮站资料没有参与同化计算,因此相对于计算结果是

独立的。计算所得潮位调和常数与实测结果的差值列于表 2。从表 2 可以看出, M_2 分潮振幅偏差绝对值平均为 6.7cm,相角偏差绝对值平均为 5.5° ,最大差值分别为 25cm 和 21° ,均方根偏差为 12.6cm。

表 2 M_2 分潮潮汐调和常数计算值与实测值之差

Tab. 2 Differences of M_2 harmonic constants between computed and observed

序号	经度($^\circ$ E)	纬度($^\circ$ N)	$\Delta H/cm$	$\Delta g/(^\circ)$	序号	经度($^\circ$ E)	纬度($^\circ$ N)	$\Delta H/cm$	$\Delta g/(^\circ)$
1	103.33	10.33	-1	-6	31	120.42	24.33	12	-4
2	107.25	21.00	2	4	32	121.25	22.42	-3	7
3	108.33	19.08	1	1	33	121.25	23.08	-10	5
4	108.33	21.42	-4	2	34	121.33	38.50	-17	3
5	108.42	11.08	9	11	35	121.33	39.17	-6	12
6	109.08	11.50	2	-3	36	121.42	36.42	0	12
7	109.25	12.42	0	-5	37	121.42	38.58	-22	7
8	113.58	04.25	1	0	38	121.50	18.50	-4	-12
9	114.17	22.08	2	-2	39	121.50	28.25	1	-2
10	114.42	22.25	1	0	40	121.58	19.33	-6	3
11	115.08	22.42	-5	3	41	122.00	29.08	-1	-3
12	115.33	05.17	1	-9	42	122.08	16.17	-3	1
13	115.33	06.08	-3	1	43	122.33	39.17	-17	5
14	115.42	22.50	0	0	44	123.00	39.25	-24	-1
15	117.17	23.33	-20	-7	45	124.08	24.17	2	-10
16	117.42	09.00	-1	-1	46	124.17	13.58	1	-3
17	117.42	15.08	-6	-13	47	124.42	39.33	-6	0
18	118	24.25	-13	1	48	125.08	39.25	23	-3
19	119	25.08	25	0	49	125.42	11.00	-10	21
20	119.25	23.17	8	-6	50	126.08	36.42	-17	-7
21	119.25	39.42	18	-3	51	126.17	33.58	-16	16
22	119.33	23.33	2	-4	52	127.50	26.08	-5	4
23	119.33	25.17	6	6	53	128.17	34.42	-6	5
24	119.5	16.25	0	13	54	128.50	32.42	-9	5
25	120.08	12.00	11	2	55	129.17	28.08	-1	-6
26	120.17	14.50	-2	13	56	129.25	33.08	-3	-15
27	120.17	16.33	0	7	57	129.25	34.42	12	7
28	120.25	13.25	-4	2	58	130.08	32.00	-6	1
29	120.33	24.17	0	1	59	130.58	30.25	0	7
30	120.42	21.58	-6	13	60	134.42	07.42	-4	-2
绝对值平均			6.7	5.5					
均方根偏差(cm)			12.6						

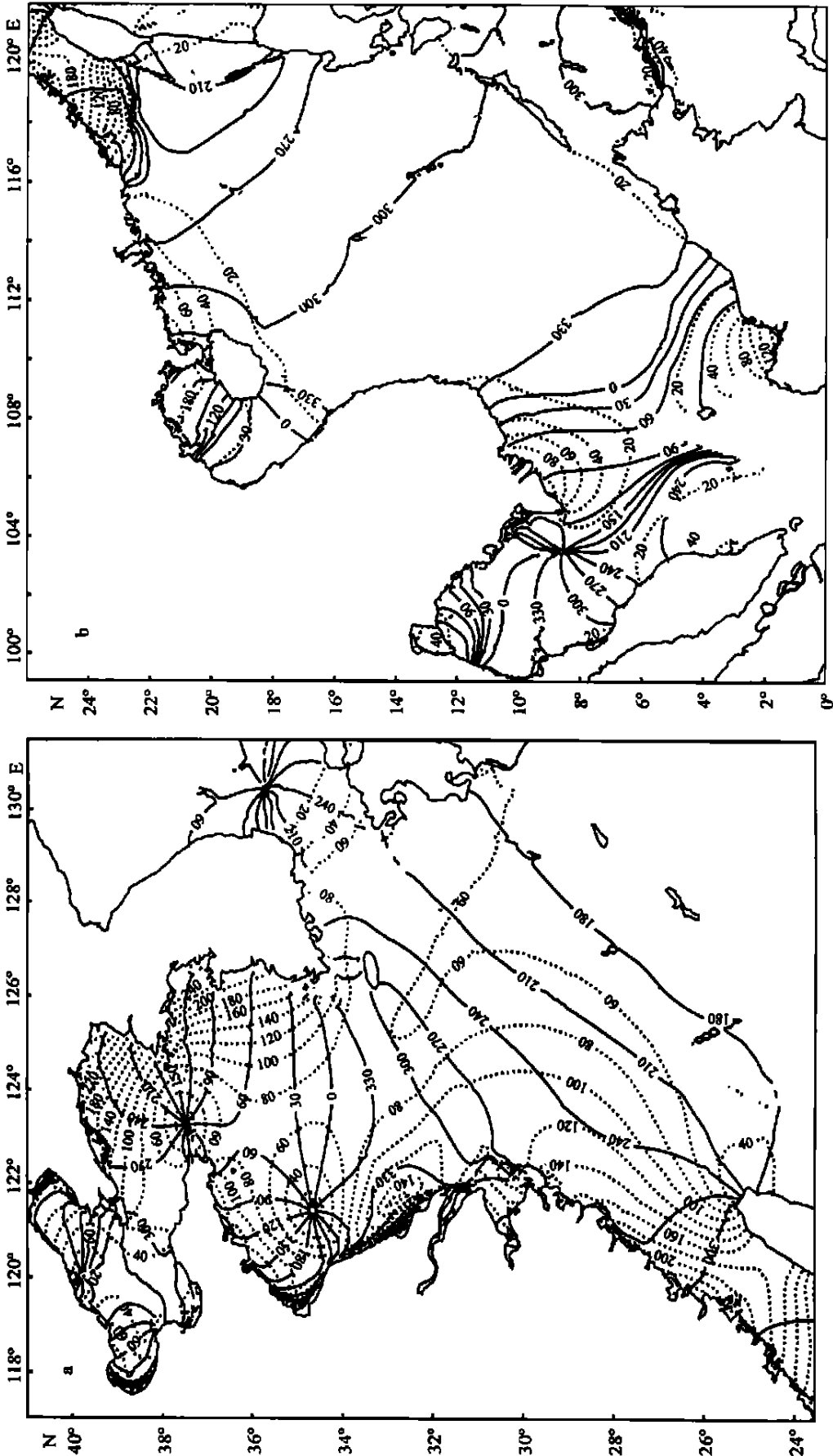


图 2 同潮图 (a. 东海; b. 南海)

Fig. 2 Co-tidal maps (a. the East China Sea; b. the South China Sea)

实线表示同潮时线 (单位: deg, 相对 120°E); 虚线表示等振幅线 (单位: cm)

Solid line denotes phase-lag (in deg and referred to 120°E); and dashes line denotes amplitude (in cm)

从计算结果来看, 振幅在长山群岛附近、台湾海峡西南海区偏差较大。长山群岛附近偏差大的原因可能是: 1) 长山群岛附近海域地处黄海北部, 水深浅, 海洋动力作用复杂, 潮汐变化快, 因此虽然将 T/P 资料在动力方程基础上同化, 但还是不能取得很好的效果; 2) 作者将底摩擦系数取为常数, 可能对最后结果产生影响, 这方面的工作将在另文阐述; 3) 在浅海高度计资料精度不高, 因此仅同化高度计资料难以取得很好的结果, 而验潮站位于水深较浅的区域, 如果将部分验潮站资料也作为同化数据, 可以改进模拟精度。台湾海峡西南海区则因为该区域的潮波类型复杂, 动力变化空间尺度小, 本文中的网格精度相对显得较粗, 如果提高计算网格空间分辨率, 采用更准确的水深数据, 应该能将偏差减小。

此外, 为了更有效地说明问题, 作者采用方国洪等(1994)文献里发表的验潮站实测资料作为实测数据, 对计算结果进行了比较, 结果列于表 3, 从中可以看出, 振幅差好于方国洪等(1994), 相位差略有不如。

表 3 与方国洪等(1994)的计算和实测差值比较

Tab. 3 Comparison between the calculated and the observed with Fang *et al* (1994)

文献来源	方国洪等(1994)	本文
振幅绝对差(cm)	8.9	6.1
相位绝对差(°)	11.9	12.6

总体而言, 计算值与观测值吻合较好。

为了显示同化效果, 本文中还作了如下的数值实验: 取 β 为 0, 其他条件不变, 对整个中国海作数值模拟。模拟结果与 60 个验潮站资料的偏差进行了比较: M_2 分潮振幅偏差绝对值平均为 12cm, 相角偏差绝对值平均为 18.2° , 均方根偏差为 28.1cm, 从中可以看出, 同化的效果非常明显。

为了更好地与前人工作相比较, 本文中根据计算结果所绘制的 M_2 分潮同潮图按东中国海(图 2a)和南海(图 2b)分别给出。

3.1 东中国海

将图 2a 与 Fang(1986)的结果相比, 等振幅线形态基本一致, 东海北部 80cm 线和 60cm 线略有不同; 80cm 线与王凯等(1999)、赵保仁等(1994)及万振文等(1998)的结果一致; 60cm 线的形态与叶安乐等(1995)得到结果相似。等迟角线与 Fang

(1986)的结果相比, 没有太大的差异。计算所得的 4 个无潮点的位置, 与 Fang(1986)相比, 经纬度偏差不大, 最大不超过 $15'$ 。

3.2 南海

同 Fang(1986)相比, 等振幅线走势与图 2b 给出的一致, 等迟角线在南海西南海域分布略有差异; 与 Fang 等(1999)数值模拟结果相比较, 等迟角线吻合得非常好, 等振幅线仅泰国湾南部稍短。从图 2b 的比较来看, 计算结果令人满意。

4 结语

作者将整个中国海作为计算区域, 有利于全面了解各海区之间潮汐的相互作用; 把开边界取在高度计资料数据采集点上, 利用高精度的 T/P 资料数据可精确给定开边界条件; 采用结合潮汐动力方程的趋近插值同化, 方法简单经济, 与伴随同化相比, 大大节省计算时间及数据贮存量; 模拟结果与实测资料符合良好, 说明本文结果较好地反演了中国海 M_2 分潮; 对底摩擦系数的优化选择能进一步提高反演精度。

致谢 吕咸青教授在成文过程中给予悉心指导, 审稿专家对本文提出宝贵的修改意见, 本文中使用的 T/P 卫星资料由美国 NASA JPL 物理海洋数据存档中心(PODAAC)提供, 谨致谢忱。

参 考 文 献

- 丁文兰, 1985. 渤海和黄海潮汐潮流分布的基本特征. 海洋科学集刊, 25: 27—40 [Ding W L, 1985. A study on the characteristics of the tide and tidal current in the East China Sea. *Studia Marina Sinica*, 25: 27—40]
- 万振文, 乔方利, 袁业立, 1998. 渤、黄、东海三维潮波运动数值模拟. 海洋与湖沼, 29(6): 611—616 [Wan Z W, Qiao F L, Yan Y L, 1998. Three-dimensional numerical modeling of tidal waves in the Bohai, Yellow and East China Seas. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 29(6): 611—616]
- 万修全, 鲍献文, 吴德星等, 2004. 渤海夏季潮致风生热盐余流的数值诊断计算. 海洋与湖沼, 35(1): 41—47 [Wan X Q, Bao X W, Wu D X *et al*, 2004. Numerical diagnostic simulation of summertime tide-induced wind-Driven and thermohaline currents in the Bohai Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 35(1): 41—47]
- 王凯, 方国洪, 冯士, 1999. 渤海、黄海、东海 M_2 潮汐潮波的三维数值模拟. 海洋学报, 21(4): 1—13 [Wang K, Fang G H, Feng S Z, 1999. A 3-D numerical simula-

- tion of M₂ tides and tidal currents in the Bohai Sea, the Huanghai Sea and the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 21(4): 1—13]
- 王志豪, 1985. 台湾海峡的潮汐. *台湾海峡*, 4(2): 120—128 [Wang Z H, 1985. The tides in the Taiwan Strait. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait*, 4(2): 120—128]
- 王东晓, 施平, 杨昆等, 2001. 南海 TOPEX 海面高度资料的混合同化试验. *海洋与湖沼*, 32(1): 101—108 [Wang D X, Shi P, Yang K *et al*, 2001. Assimilation experiment of blending TOPEX altimeter data in the South China Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 32(1): 101—108]
- 方国洪, 杨景飞, 1985. 渤海潮波运动的一个二维数值模型. *海洋与湖沼*, 16(5): 337—346 [Fang G H, Yang J F, 1985. A two-dimensional numerical model of the tidal motions in the Bohai Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 16(5): 337—346]
- 方国洪, 曹德明, 黄企洲, 1994. 南海潮汐潮流的数值模拟. *海洋学报*, 16(4): 1—12 [Fang G H, Cao D M, Huang Q Z, 1994. Numerical simulation on tides and tidal currents in the South China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 16(4): 1—12]
- 叶安乐, 梅丽明, 1995. 渤黄东海潮波数值模拟. *海洋与湖沼*, 26(1): 63—69 [Ye A L, Mei L M, 1995. A numerical simulation of the tidal waves in the Bohai, Yellow and East China Seas. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 26(1): 63—69]
- 刘克修, 马继瑞, 韩桂军等, 2002. 引入差比关系法分析西北太平洋 TOPEX/POSEIDON 卫星高度计测高数据. *海洋学报*, 24(4): 1—10 [Liu K X, Ma J R, Han G J *et al*, 2002. Ocean Tides and Sea Surface Height Variations in South China Sea by TOPEX/POSEIDON Altimetry. *Acta Oceanologica Sinica*, 24(4): 1—10]
- 吕咸青, 方国洪, 2002. 渤海 M₂ 的伴随模式数值实验. *海洋学报*, 24(1): 17—24 [Lü X Q, Fang G H, 2002. Numerical experiments of the adjoint model for M₂ tide in the Bohai Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 24(1): 17—24]
- 李培良, 左军成, 李磊等, 2002. 南海 TOPEX/POSEIDON 高度计资料的正交响应法潮汐分析. *海洋与湖沼*, 33(3): 287—295 [Li P L, Zuo J C, Li L *et al*, 2002. Orthogonalized convolution method for analysis of south China sea tidal data from TOPEX/POSEIDON. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 33(3): 287—295]
- 吴自库, 田纪伟, 吕咸青等, 2003. 南海潮汐的伴随同化数值模拟. *海洋与湖沼*, 34(1): 101—108 [Wu Z K, Tian J W, Lü X Q *et al*, 2003. A numerical model of tides in the South China Sea by adjoint method. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 34(1): 101—108]
- 宋伟华, 梁振林, 关长涛等, 2004. 方形网箱水平波浪力的迭加计算和实验验证. *海洋与湖沼*, 35(3): 202—208 [Song W H, Liang Z L, Guan C T *et al*, 2004. Calculation and experiment of horizontal wave force and proved by experiment in wave pool for a rectangle sea cage. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 35(3): 202—208]
- 郑文振, 陈福年, 陈新忠, 1982. 台湾海峡的潮汐和潮流. *台湾海峡*, 1(2): 1—4 [Zheng W Z, Chen F N, Chen X Z, 1982. The tide and tidal currents in Taiwan Strait. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait*, 1(2): 1—4]
- 赵保仁, 方国洪, 曹德明, 1994. 渤、黄、东海潮汐潮流的数值模拟. *海洋学报*, 1(5): 1—10 [Zhao B R, Fang G H, Cao D M, 1994. Numerical simulation on tides and tidal currents in the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, 1(5): 1—10]
- 董晓军, 马继瑞, 黄 等, 2002. 利用 TOPEX/POSEIDON 卫星高度计资料提取黄海、东海潮汐信息的研究. *海洋与湖沼*, 33(4): 386—392 [Dong X J, Ma J R, Huang C *et al*, 2002. Tidal information of the Yellow and East China Seas from TOPEX/POSEIDON satellite altimetric data. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 33(4): 386—392]
- Fang Guohong, Yue Kuen Kwok, Kejun Yu *et al*, 1999. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 19: 845—869
- Fang Guohong, 1986. Tide and Tidal current charts for the marginal seas adjacent to China. *Chin J Oceanol and Limnol*, 4(1): 1—16
- Kantha L, 1995. Barotropic tides in the global oceans from a non-linear tidal model assimilating altimetric tides, I. Model description and results. *J Geophys Res*, 100: 25283—25308
- Sen Jan, Ching-sheng Chern, Joe Wang, 2002. Transition of Tidal Waves from the East to South China Seas over the Taiwan Strait: Influence of the abrupt step in the Topography. *Journal of Oceanography*, 58: 837—850
- Wahr J, 1981. Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64: 677—703

ASSIMILATION OF THE M_2 TIDES IN CHINA SEAS WITH TOPEX/ POSEIDON DATA

QIU Zhong-Feng, HE Yi-Jun

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

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

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

Abstract China seas include all the marine territories of China. In these regions, tides are the main contributors to ocean dynamics. Conditions such as complex coastlines and bathymetry, large dynamic difference, small tide spatial scale, and shallow water constituents, have driven many scientists to investigate tides. Great amounts of works have been done on tides in the seas, and significant progress has been made. However, previous investigations were mainly focus on some aspects instead of the whole area. In this paper, we treated the China seas as a whole on which the calculation was done.

Open boundary conditions are critical for local tidal modeling and usually acquired in two ways: near the open boundary (including in situ data and satellite data) and from global tidal model. In the simulations for the China seas tides, the first way was commonly used. However, for the locations with sparse observation, interpolation or other methods would be used to get tidal values in the open boundary points, and man-made bias that would bring about significant calculation error, is unavoidable. Therefore, we chose the track points of TOPEX/ POSEIDON as the open boundary points, and set directly the M_2 tidal values in the track points as the open boundary values, to eliminate the artificial errors.

Although the precision of investigating global tides with TOPEX/ POSEIDON data is considerably high, it is still not good enough in near-shore, especially shallow water. To enhance the precision, various assimilation methods can be used. In our case, a method similar to nudging, was used.

In this paper, M_2 tidal harmonic constants in the China seas were extracted from about 10-year TOPEX/ POSEIDON altimetry data along the track points, and were assimilated into a two-dimension non-linear tidal model with the nudging method. The governing equations of the numerical model were the classic barotropic nonlinear shallow water ones. The TOPEX/ POSEIDON data were put into the model with the factor β , the assimilation coefficient whose value is crucial to the results. β is related linearly to the constraint on the tendency of the observed. The calculation would overflow if β is too large. We found that β ranges between 0—1 through experiments. In overall, the deeper areas, the greater β values. Specifically, the value was set to 0 if the area shallower than 20m; 20—50m at 0.1; 50—100m at 0.12; 100—150m at 0.2; 150—200m at 0.3; 200—1000m at 0.3—0.7; 1000—1500m at 0.3—0.7; and > 1500m, the value was set to 1.

The bias between calculations and observations for 60 gauge stations are as follow: the average absolute difference of amplitudes is 6.7cm; the average difference of phase-lags is 5.5°; and the RMS value is 12.6cm. To highlight the effects of the assimilation, we compared the results between assimilation and non-assimilation. The biases of non-assimilation are 12cm, 18.2° and 28.1cm respectively. The effects of assimilation were obvious. Then the M_2 tidal charts were obtained according to the results. The results show that it is practicable to assimilate the M_2 constituents in China seas with TOPEX/ POSEIDON data. Furthermore, the precision would be probably improved upon the condition of optimizing the bottom friction coefficient simultaneously.

Key words Altimetry, Open boundary conditions, M_2 constituent, Assimilation