

太平洋潮波特征比较

沈 春¹, 左军成², 张建立³, 朱春琳¹

(1. 解放军理工大学气象学院, 南京 211101; 2. 南京河海大学, 南京 210098;
3. 国家海洋信息中心, 天津 300171)

摘 要: 本文对 TOPEX/Poseidon 高度计资料直接分析得到 4 个主要分潮(M_2 、 K_1 、 S_2 和 O_1) 的调和常数, 将其与全球大洋潮波模式 TPXO6.2 的模拟结果以及太平洋中 48 个验潮站观测资料的分析结果进行了系统比较, 得出高度计资料直接分析结果与潮波模式模拟结果总体比较一致。模拟出的无潮点的位置和高度计资料直接分析结果有差异, 且 K_1 和 O_1 分潮差异较大。与站点结果比较表明 TPXO6.2 模式模拟结果与验潮站观测结果的振幅绝对偏差小于 2cm 的站点的百分比达到 85%, 迟角绝对偏差小于 40° 的站点的百分比达到 70% 以上, 比高度计资料直接分析结果精确; 矢量均方根误差比较表明, 太平洋中部结果比整个太平洋结果准确, 太平洋矢量均方根误差的值和其他研究者、其他模式的结果近似。

关键词: TOPEX/Poseidon 卫星; 大洋潮波模式; 调和常数; 太平洋

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1003 - 0239 (2008) 2 - 0042 - 09

1 引言

在 1992 年 TOPEX/Poseidon(以下简称 T/P)卫星发射试运行以前 Schwiderski^[1-2]模式和 Cartwright and Ray^[3-4]模式是公认的最好的两个大洋潮波模式^[5]。Schwiderski 潮波模式在流体动力学方程的基础上纳入 1700 个验潮站的潮汐分析结果给出了 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 、 P_1 、 Q_1 、 S_{sa} 、 M_m 和 M_f 这 11 个主要分潮的同潮时图, Cartwright and Ray 模式则是较早运用高度计资料的大洋潮波模式, 它同化了 Geosat 高度计的观测结果。

T/P 卫星成功运行 2 年以后相继发表了 20 多个基于该卫星高度计资料的全球大洋潮波模式, 其中 FES 模式和 CSR 模式被官方选为对 T/P 原始资料做潮汐订正的模式。

Shum^[6]对 1994 年之后发展的这 20 多个模式中有 10 个典型大洋潮波模式, 从多个角度进行了详细的比较, 与大量的验潮站观测结果比较表明, 这些模式在深海大洋中最主要的分潮 M_2 的均方根误差在 2 ~ 3cm 的误差范围内是一致的, 这比 Schwiderski 模式^[1-2] M_2 分潮 5cm 的均方根误差提高了很多。而这些模式之间的最大差别基本上发生在浅水区。

1994 年最初的 TPXO 模式是 T/P 发射两年内推出的 20 多个模式中 Laplace 潮汐方程组以及前 38 个周期的 T/P 交叉资料符合最好的^[6]。TPXO6.2 是俄州大学 Egbert 和 Erofeeva 在 2003 年推出的新版本, 是一个分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的中等分辨率的全球模式, 这是

收稿日期: 2007-03-04; 修订日期: 2008-04-02

基金资助: 国家自然科学基金 40376005, 40576011, 40506006; 教育部新世纪优秀人才支持计划 NCET-04-0646。

作者简介: 沈 春 (1981-), 男, 助教。

一个同化模式。使用了水动力数值模式的结果和观测结果,其中观测结果在 $66^{\circ}\text{S} \sim 66^{\circ}\text{N}$ 纬度之间主要是 T/P 高度计资料,模式还包括了南极和北极的结果。

2 T/P 资料处理

2.1 资料来源和物理订正

T/P 卫星由于其轨道误差订正的改善,单轨海面高度测量的均方根准确度达到 4.7cm,被用于物理海洋研究。本文的 T/P 卫星测高数据来源于法国空间研究中心(CNES)和美国加州工学院喷气推进实验室(PoDAAC)提供的综合地球物理数据记录(MGDR-B)。

对数据光盘的原始测高数据作电离层订正、干对流层订正、湿对流层订正、电磁偏离订正和反气压订正。

根据 MGDR 资料提供的各种偏差和校正项对数据进行订正。校正公式如下:

$$H = \text{Sat_Alt} - (H_\text{Alt} + \text{Wet_Corr} + \text{Dry_Corr} + \text{Iono_Corr} + \text{EMB_Gaspar}) \quad (1)$$

其中, H 是相对于标准椭球面的海面高度; Sat_Alt 是卫星高度; H_Alt 是高度计测量值; Wet_Corr 是湿对流层校正值; Dry_Corr 是干对流层校正值; Iono_Corr 是电离层校正值; EMB_Gaspar 是电磁偏差校正值。

RH 是海面高度残差,可表示为:

$$RH = H - H_MSS - H_Tide - INV_BAR \quad (2)$$

其中, H_MSS 是参考面,可以是平均海平面或者大地水准面,本文取的是平均海平面; H_Tide 是潮汐效应的高度,这里的 H_Tide 只包括固体地球潮汐和极潮,海洋潮汐将保留在 RH 中以便后面分析; INV_BAR 是反气压效应校正项。

这些订正值和平均海面的值都是 NASA 的高度计产品中提供的。由于仪器误差以及海况异常等原因在获得的高度资料中出现的奇异值本文也已进行了剔除。

2.2 T/P 高度计资料的高频混淆

高频混淆是指因 T/P 高度计对海面高度进行离散采样时高频信号向低频转移的现象^[8]。当取样间隔 (Δt) 过大时将导致原时间序列中频率高于折叠频率 ($f_c = 1/(2\Delta t)$) 的分量向低频方向折叠,在频谱上形成虚假的谱线。T/P 的轨道精确重复周期 9.9156d,大于潮周期,其相应的折叠频率为 0.050426d^{-1} ,远低于主要分潮的频率^[9]。

2.3 分潮的选取

按照分潮分离的理论,分潮之间的可分辨性必须由潮汐混淆信号的会合周期计算,由 Rayleigh 准则决定,分辨两个不同频率的振动需要的时间长度(Rayleigh 周期)为:

$$T_R \geq \frac{1}{F_i - F_j}, \text{ 其中 } F_i \text{ 和 } F_j \text{ 是由混淆周期算出来的对应的两个分潮的频率, } T_R \text{ 为分辨这两个}$$

分潮所需要的最短资料长度。本文选取了12个分潮 S_2 、 T_2 、 L_2 、 M_2 、 N_2 、 $2N_2$ 、 J_1 、 K_1 、 S_1 、 P_1 、 O_1 和 Q_1 。经 Rayleigh 准则判别, 所选取的这 12 个分潮的会合周期见表 1, 他们所需的分辩时间都小于 10a, 全部都可以被分辨出来。

表 1 主要分潮的会合周期 (a)

	S_2	T_2	L_2	M_2	N_2	$2N_2$	J_1	K_1	S_1	P_1	O_1	Q_1
K_2	0.50	0.33	7.42	0.60	0.32	8.34	0.14	0.47	0.90	9.33	0.26	0.95
S_2		1.00	8.71	3.03	0.87	0.10	0.20	0.24	0.32	0.47	0.56	1.05
T_2			9.54	0.75	6.38	0.11	0.25	0.20	0.24	0.32	1.29	0.51
L_2				8.47	9.69	0.67	0.15	6.42	6.86	7.36	0.10	8.05
M_2					0.67	9.69	0.19	0.26	0.36	0.56	0.47	1.61
N_2						0.11	0.26	0.19	0.23	0.31	1.61	0.47
$2N_2$							0.20	7.10	7.64	8.27	0.12	9.14
J_1								0.11	0.12	0.14	0.32	0.17
K_1									1.00	0.50	0.17	0.32
S_1										1.00	0.20	0.46
P_1											0.26	0.87
O_1												0.37

2.4 网格点选取和时间序列的生成

T/P 卫星是在精确重复轨道上沿轨采样, 所以在不同纬度采样的密集程度不同。根据本文潮汐研究的需要, 在 T/P 光盘资料经过如上的订正后沿轨每隔 1° 的纬度取一个采样点, 以选取的点为中心将该点所在纬度 0.5° 范围内的点(约 20 个点)的值取平均作为该周期取样点的海面高度残差 RH。这样就可以在固定的点上形成时间间隔为 9.9156 天资料长度为 366 的时间序列。

2.5 调和分析

每个网格点上的时间序列资料的处理以及下文验潮站资料的处理方法是类似的, 都采用 Foremann^[10]的方法。对于所选取的 m 个分潮($m=12$), 各网格点上的潮高表达式可写为:

$$\zeta(t) = \zeta_0 + \sum_{j=1}^m (a_j \cos \sigma_j t + b_j \sin \sigma_j t) \quad (3)$$

用最小二乘法可以解出 a_j 、 b_j , 进而得到分潮的振幅 $A_j = \sqrt{a_j^2 + b_j^2}$ 和初相角 $\theta_j = \arctg \frac{b_j}{a_j}$, 再用陈宗镛^[11]给出的公式进行交点振幅和初相角的订正 f 、 u , 最终得到分潮的调和常数平均振幅 H_j 和区时专用迟角 g_j 。

3 高度计资料直接分析结果与 TPXO6.2 潮波模式模拟结果的同潮时图

TPXO6.2 模式在极地用了其他模式的资料, 可以给出潮汐调和常数; 但受 T/P 卫星高度计资料空间分布的限制, 分析结果只能给出 $66^\circ\text{S} \sim 66^\circ\text{N}$ 的值。本文在对 T/P 高度计资料进行直接分析时共选取了 12 个分潮, 而在运行 TPXO6.2 模式时共考虑了包括年周

期、半年周期、月周期、日周期和半日周期的分潮以及其他一些浅水分潮共 53 个分潮进行共同模拟, 但只选取 4 个主要分潮进行分析讨论。

图 1 分别给出了高度计资料直接分析结果和 TPXO6.2 潮波模式模拟结果中 K_1 、 M_2 、 O_1 和 S_2 两个主要分潮的同潮时图。(本文给的网格点分辨率较高, 只在小范围内插值, 画图时采用的是 Kriging 插值方法) 对比各结果发现: 高度计资料直接分析结果给出的所有潮波系统 TPXO6.2 模式都模拟出来了, 并且高度计资料直接分析结果和 TPXO6.2 模式的模拟结果在太平洋、大西洋和印度洋中都十分相近。个别无潮点的位置稍有不同, 和半日分潮结果相比全日分潮的无潮点位置差别较大。两种全日分潮: 高度计资料直接分析出的 K_1 分潮在北太平洋中的无潮点位置相对 TPXO6.2 模式模拟结果偏西北, 而在

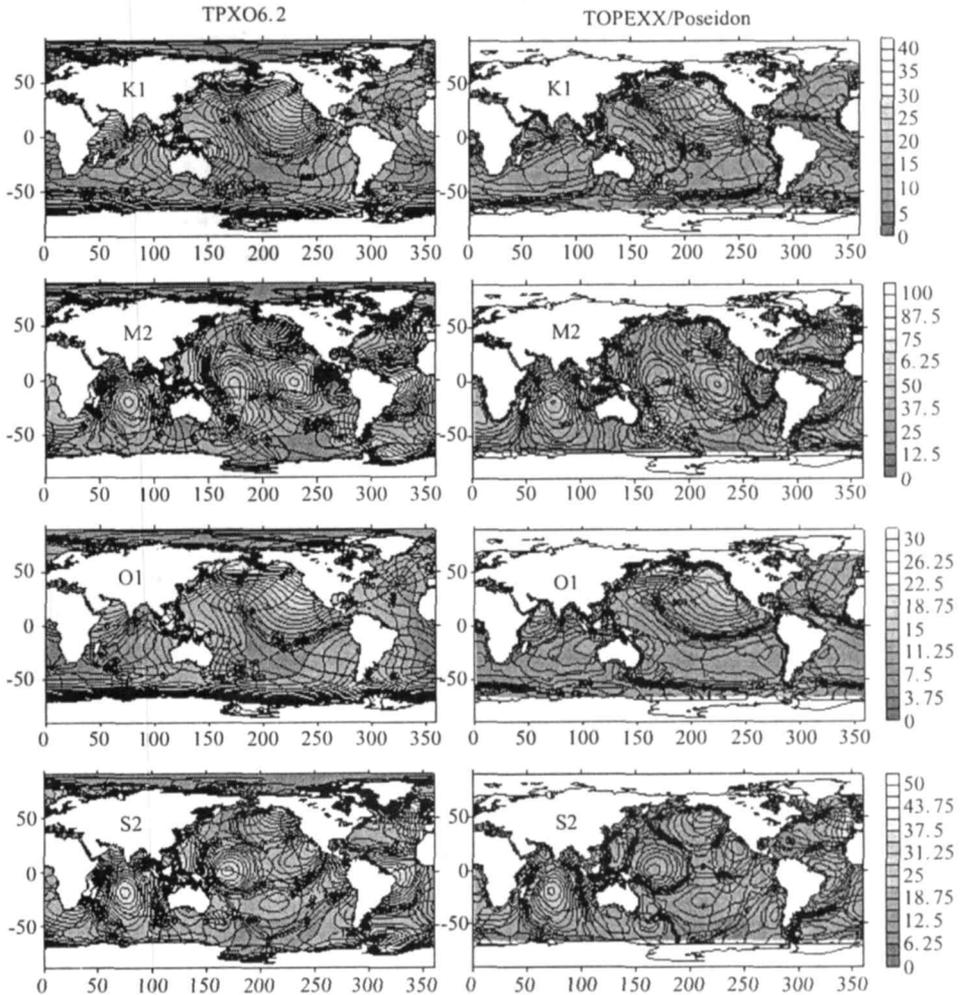


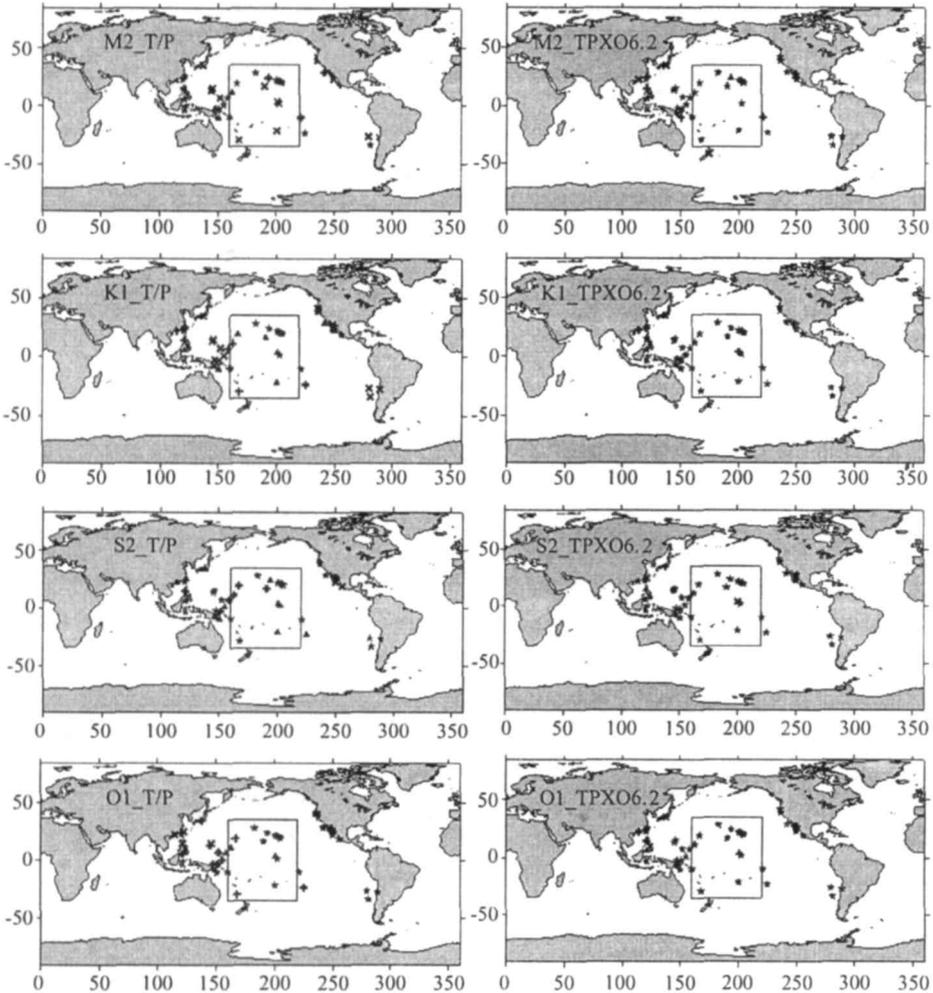
图 1 高度计资料直接分析的结果与 TPXO6.2 潮波模式模拟结果的同潮时图

(振幅单位: cm, 迟角单位: $^{\circ}$)

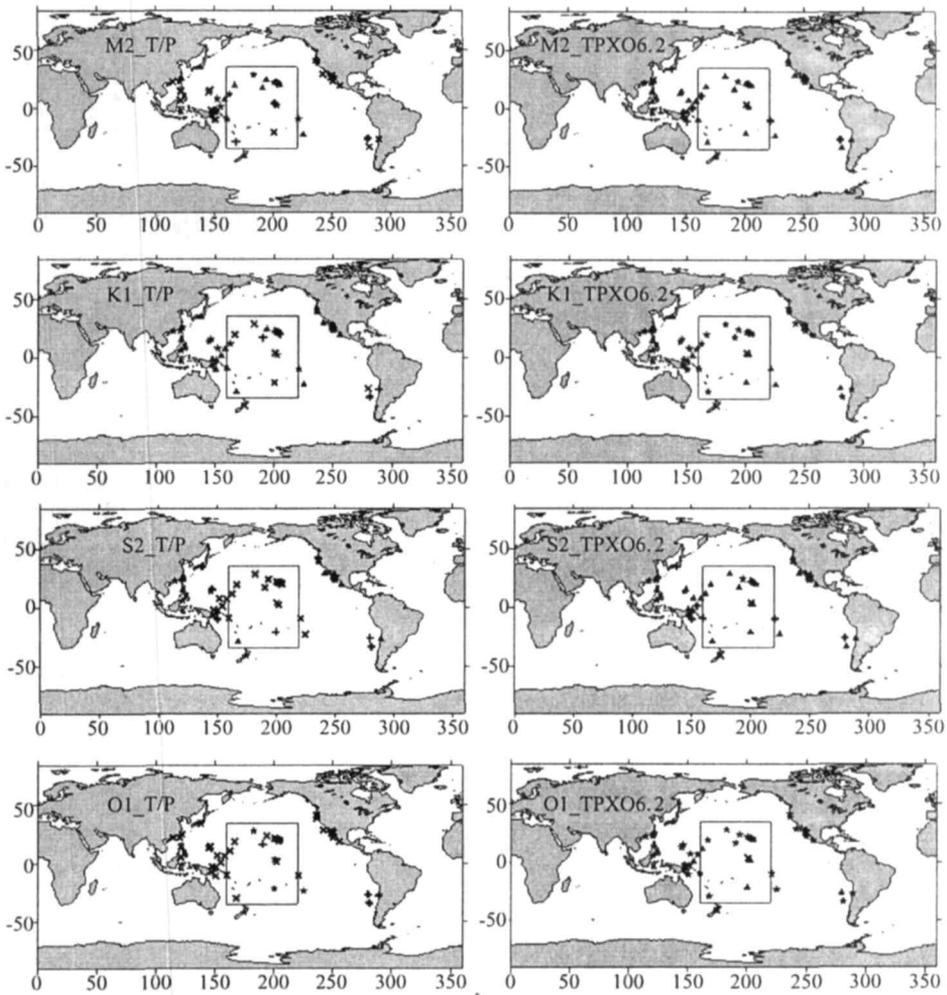
赤道太平洋处的无潮点位置相对 TPXO6.2 模式结果偏西南。高度计资料直接分析出的 O_1 分潮在北太平洋中的无潮点的位置相对 TPXO6.2 模式模拟结果偏西北,在南太平洋中直接分析出的无潮点很不清晰;大西洋中的无潮点位置相对于 TPXO6.2 模式模拟结果偏西南;印度洋中更是比 TPXO6.2 模式模拟结果少一个无潮点。这两者存在如此大的差别,哪种方法结果更准确一些有待于下文实测资料的验证。

4 高度计资料直接分析结果、TPXO6.2 模式模拟结果分别与太平洋验潮站观测结果的综合比较

本文主要考虑大洋中的模拟情况,在太平洋中选取了 48 个验潮站的资料用 Foreman^[10] 方法进行调和分析,并对 4 个主要分潮的调和常数进行比较。将这些点的调和常数和 T/P 直接分析结果以及 TPXO6.2 模式模拟结果作一比较,各点振幅绝对偏差和迟角绝对偏差以



a. 振幅的绝对偏差



b. 迟角的绝对偏差

图2 T/P资料分析结果和TPXO6.2模式结果与验潮站结果在太平洋的绝对偏差分布

及偏差范围所占百分比见图2和表1~2。从图中可以看出大洋中部的结果比边缘的结果要好,并且从图中的标识可以明显看出TPXO6.2模式模拟结果要优于高度计资料直接分析结果。

振幅绝对偏差和迟角绝对偏差的范围及其所占的百分比(见表2~3)表明:TPXO6.2模式模拟结果要优于高度计资料直接分析结果。4个主要分潮TPXO6.2模式模拟结果与验潮站观测结果的振幅绝对偏差小于2cm的站点的百分比达到85%,迟角绝对偏差小于40°的站点的百分比达到70%以上;高度计资料直接分析的结果与验潮站观测结果的振幅绝对偏差小于2cm的站点的百分比只有50%左右,迟角绝对偏差小于40°的站点的百分比只有K₁分潮达到了65%,其他分潮都不到45%(甚至O₁分潮的这个百分比只有

10.4%)。可见利用分辨率较高的模式并且同化一定数量的验潮站长期水位资料或者调和常数对于整个太平洋潮波模拟精度的提高效果是明显的。从图 2 中明显看出,之所以绝对偏差只能在一定的百分比内达到较好的效果主要是在近岸无论是振幅还是迟角的精度和深海大洋相比还有一定的差距。这种差距有待于大洋模式和近海模式的结合,大洋潮波模式本身的特点决定了它不能适应任何水深的潮波模拟,尤其是近海水深较浅,同时要考虑到水深随着时间的变化和一些近岸底摩擦效应的影响。这些是用单纯的 T/P 高度计资料直接分析或者仅仅同化一些单点资料所不能及的。

表 2 振幅的绝对偏差范围和所占百分比

		T/P 资料分析结果				TPXO6.2 模拟结果			
		M ₂	K ₁	S ₂	O ₁	M ₂	K ₁	S ₂	O ₁
★	ΔH < 1.0cm	39.6%	29.2%	58.3%	45.8%	77.1%	89.6%	83.3%	89.6%
	1.0cm < ΔH < 2.0	14.6%	16.7%	20.8%	14.6%	4.2%	4.2%	2.1%	4.2%
+	2.0cm < ΔH < 4.0cm	14.6%	18.8%	14.6%	31.3%	10.4%	4.2%	2.1%	4.2%
✕	4.0cm < ΔH	31.2%	35.4%	6.3%	8.3%	8.3%	2.1%	12.5%	2.1%

表 3 迟角的绝对偏差范围和所占百分比

		T/P 资料分析结果				TPXO6.2 模拟结果			
		M ₂	K ₁	S ₂	O ₁	M ₂	K ₁	S ₂	O ₁
★	Δg < 20.0°	25.0%	20.8%	8.3%	10.4%	10.4%	68.7%	10.4%	79.2%
	20.0° < Δg < 40.0°	20.8%	45.8%	20.8%	0.0%	66.7%	25.0%	62.5%	16.7%
+	40.0° < Δg < 60.0°	20.8%	20.8%	20.8%	16.7%	18.7%	2.1%	20.8%	0.0%
✕	60.0° < Δg	33.3%	12.5%	50.0%	72.9%	4.2%	4.2%	6.3%	4.2%

出现上面所说的高度计资料直接分析结果不如 TPXO6.2 模式模拟结果与验潮站观测结果更接近:其最主要原因可以归纳是 TPXO6.2 模式的空间分辨率高,全球有 103 万多个给出调和常数的格点,而本文采用的 T/P 高度计资料采样点只有 3 万多个;并且本文分析 T/P 高度计资料采用的是最小二乘法来获取与各个理论分潮频率相同的波动,虽然 T/P 高度计资料中已去除了固体潮、极潮引起的波动,但剩余波动并不只是海洋潮波,还包含了其他因素引起的波动(如海流、大气引起的振动等),而 TPXO6.2 模式中引入了验潮站资料较好地考虑了这些因素的影响^[12]。

Le Provost^[13] 给出的矢量均方根误差的定义综合考虑了分潮振幅和迟角的误差,能更加客观地评价给出的分潮调和常数的准确性。矢量均方根误差的计算公式为:

$$RMS = \left\{ \frac{1}{N} \sum_1^N \left[\frac{1}{T} \sum_{i=1}^M (\{ [H\cos(\omega \times i \times \Delta t - g)]_2 - [H\cos(\omega \times i \times \Delta t - g)]_1 \}^2 \Delta t) \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

其中 $T = 2\pi/\omega$ 是分潮的周期, N 是站点的个数, M 是时间离散采样时每个分潮周期内的采样个数,取为 48, $\Delta t = T/48$, 下标 1 代表高度计资料直接分析结果或模式模拟结果,下标 2 代表验潮站观测结果。

表 4 M_2 、 K_1 、 S_2 和 O_1 的矢量均方根误差

		M_2	K_1	S_2	O_1
全部太平洋站点	T/P 高度计资料分析结果	8.03	5.26	4.01	3.65
	T/PXO6.2 模式结果	11.41	6.04	3.97	3.52
太平洋深海站点	T/P 高度计资料分析结果	4.09	3.17	2.82	2.10
	T/PXO6.2 模式结果	7.40	3.08	2.88	1.73

表 4 给出了 4 个主要分潮在太平洋的矢量均方根误差。全部太平洋站点指的是图 2 中标出的所有 48 个站点的矢量均方根误差,太平洋深海站点指的是上面所指 48 个站点中在方框内(经度介于 $160^{\circ}\text{E} \sim 220^{\circ}\text{W}$, 纬度介于 $35^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{N}$)的这些站点的矢量均方根误差。该结果中全部站点高度计资料直接分析的调和常数得到的矢量均方根比 Le Provost^[13]给出的 FES95.2 模式在太平洋给出的结果稍大一些, M_2 分潮和 K_1 分潮的矢量均方根都大于 5.0, 这个原因主要是本文选取的验潮站有一半来自于陆架边缘地区, 这些地区海水深度较浅, T/P 观测结果本身就不理想, 而 Le Provost^[13]选取的 78 个验潮站几乎都分布于深海大洋。本文的对比结果也可以看到深海站点的矢量均方根误差比全部站点的矢量均方根误差要小的多。和沈春^[14]的结果相比虽然所选站点不完全一样, 但是结果数值相差不多, 总体评估本文的矢量均方根误差要小一些。

5 结论

本文对光盘数据资料进行了各项必需的物理订正, 考虑到 T/P 资料时间长度较长(约 10a 资料), 资料时间采样长度也较长(9.9156d), 因此首先判断并确保选取的各个分潮之间的 Rayleigh 周期都小于资料的总长度, 可以完全被分辨。

对预处理后的资料用 Foreman^[10]方法进行调和与分析提取世界大洋 12 个主要分潮的调和常数, 同时用全球大洋潮波模式 TPXO6.2 对全球潮汐进行模拟, 选取两者结果中 4 个主要分潮(M_2 、 K_1 、 S_2 和 O_1)的结果以及固定站点资料的调和与分析结果进行比较。比较发现模式能够模拟出所有高度计资料分析给出的潮波系统, 但是无潮点的位置有所差异, 尤其是两者给出的全日分潮的主要无潮点有较大偏差。

与太平洋站点分析结果相比发现 T/P 资料直接分析结果和 TPXO6.2 模式模拟结果在太平洋中部的结果比边缘的结果准确; TPXO6.2 模式结果比 T/P 资料直接分析结果更接近站点分析结果。TPXO6.2 模式模拟结果与验潮站观测结果的振幅绝对偏差小于 2cm 的站点的百分比达到 85%, 迟角绝对偏差小于 40° 的站点的百分比达到 70% 以上。其原因是采样点个数的不同以及模式更好地考虑了多种因素对潮汐的影响。

矢量均方根误差也表明太平洋大洋中部模拟结果好优于边缘的结果, 并且矢量均方根误差的值和其他研究者的结果较为一致。

致谢: 对提供研究资料的法国空间研究中心(CNES)表示衷心感谢, 并对范植松和吕咸青两位教授对本文提出的宝贵意见表示感谢。

参考文献：

- [1] Schwiderski E W. Ocean tides. Global ocean tidal equations[J]. Mar Geod, 1980,3 : 161 ~ 217.
- [2] Schwiderski E W. Ocean tides. A hydrodynamical interpolations model[J]. Mar Geod, 1980,3 : 218 ~ 257.
- [3] Cartwright D E, Ray R D. Oceanic tides from Geosat altimetry[J]. J Geophys Res, 1990,95 : 3069 ~ 3090.
- [4] Cartwright D E, Ray R D. Energetics of global ocean tides fom Geosat altimetry [J]. J Geophys Res, 1991,96 : 16897 ~ 16912.
- [5] Teague W J, Pister P, Jacobs G A, et al. Evaluation of Tides from TOPEX/POSEIDON in Bohai and Yellow Sea [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1999,17 : 679 ~ 687.
- [6] Shum C K, Woodworth P L, Andersen O B, et al. Accuracy assessment of recent ocean tide models [J]. J Geophys Res, 1997,102 (11) : 25173 ~ 22194.
- [7] Egbert G D, S Y Erofeeva. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2002,19 (2) : 183 ~ 204.
- [8] 杨学胜, 王 军, 陈 谊. 从初始化中排除潮汐信号方案在全球模式中的应用[J]. 热带气象学报, 2004,20 (2) : 145 ~ 150.
- [9] 李 立, 吴日升, 李燕初, 等. Topex/POSEIDON 高度计浅海潮汐混淆的初步分析[J]. 海洋学报, 1999,21 (2) : 7 ~ 14.
- [10] Foreman M G G. Manual for tidal analysis and prediction (Pacific Marine Science Report 77-10) [A] . Institute of Ocean Sciences Patricia Bay Sidney, B C, 1996,58.
- [11] 陈宗镛. 潮汐学 [M]. 北京 : 科学出版社, 1980 , 41 ~ 43.
- [12] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tide [J]. J Atmos. Oceanic Technol, 2002,19 (2) : 183 ~ 204.
- [13] Provost C Le, Genco M L, Lyard F, Vincent P, P Canceil. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model [J]. J Geophys Res, 1994,99 (12) : 24777 ~ 24797.
- [14] 沈 春, 左军成, 杜 凌, 等. 世界大洋潮波特征的比较分析[J]. 中国海洋大学学报, 2006, 36(4) : 523 ~ 529.

Comparation of Ocean Tides in The Pacific Ocean

SHEN Chun¹ , ZUO Jun-Cheng² , ZHANG Jian-Li³

(1 Institute of Meteorology, P L A University of Science and Technology, Nanjing 211101 China ; 2. Hohai University, Nanjing, 210098, China ; 3. National Marine Data and Information Service, Tianjin 300171 China)

Abstract : The harmonic constants of the four dominant constituents M_2 , K_1 , S_2 and O_1 obtained from the analysis of TOPEX/Poseidon altimeter data are compared with the simulation results of global ocean tide model TPXO6.2 and observation of 48 tide gauge in the Pacific Ocean. It is suggested that the result of the data analysis basically agrees with that of model simulation but the position of the tide-free points of the results of the analysis altimeter data and the TPXO6.2 model are not match very well. 85% of the distribution of the amplitude absolute difference is less than 2cm and 70% of the distribution of the phase lag absolute difference is less than 40° . It is showed from the vector rms that the result of harmonic constants is better in the middle of the Pacific than in the whole Pacific Ocean. When the vector rms of the stations in the Pacific Ocean compared with the vector rms from other models, it is found that the results are quite near.

Key words : TOPEX/Poseidon satellite ; global ocean tide model ; harmonic constant ; Pacific Ocean