

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

刘克修¹, 马继瑞¹, 韩桂军¹, 范振华¹, 许崇金¹

(1. 国家海洋信息中心, 天津 300171)

摘要: TOPEX/POSEIDON(T/P) 卫星高度计数据信息中存在周期成分混淆问题. 对其中的一类混淆引入差比关系方法对混淆的分潮进行分离. 卫星轨道交叉点资料包括升轨和降轨资料, 资料量比沿轨点资料多 1 倍, 经分析发现: 在已有为 6 a 多的观测资料时间序列中, 在沿轨处混淆的分潮如 K_1 和 SSA 在交叉点处不再混淆, 可以直接分离. 因此首先对交叉点资料进行调和与分析. 然后由交叉点的分析结果得到分潮间的差比关系, 处理到相近的沿轨点处, 从而得到沿轨点的调和常数. 用引入差比关系方法, 对西北太平洋海区 6 a 多的 T/P 卫星高度计资料进行了潮汐分析, 并与沿岸及岛屿验潮站资料进行了比较, 所得结果较满意.

关键词: 调和与分析; TOPEX/POSEIDON; 西北太平洋; 差比关系

中图分类号: P731. 23

文献标识码: A

文章编号: 0253- 4193(2002)04- 0001- 10

1 引言

海洋卫星测高技术的发展为深海大洋区的潮汐观测提供了新的手段. 卫星测高资料与沿岸及岛屿验潮站资料的结合, 大大提高了人们对全球海洋潮汐分布的认识. 随着卫星测高及定轨技术的发展, 测高精度不断提高, 相应的全球海洋潮汐模型也在不断地改进. TOPEX/POSEIDON(T/P) 卫星于 1992 年 8 月发射, 它测量海洋表面高度的精度达 5 cm, 明显好于以前的海洋测高卫星. 自 T/P 卫星发射升空以来, 国外利用 T/P 测高资料作了大量的研究工作, 发表了许多基于 T/P 卫星高度计资料建立的潮汐模式的文章; 其中一些模式是基于调和与分析方法, 但更多的模式是基于响应法.

2 测高数据处理

本研究采用法国空间研究中心(CNES)提供的综合地球物理数据记录(MGDR, Merged

收稿日期: 2001- 03- 06; 修订日期: 2001- 06- 17.

基金项目: 国家“九五”攀登项目“现代地壳运动和地球动力学研究”(C95- 04- 05); 国家自然科学基金资助项目(40006001).

作者简介: 刘克修(1971—), 男, 山东省胶州市人, 研究员, 博士, 从事物理海洋数值模型研究.

Geophysical Data Records). 从 T/P 卫星的 CYCLE 11(1993 年 1 月) 到 CYCLE 249(1999 年 6 月), 共有 6 a 多的资料. CNES 的 MGDR 资料也同时提供了每个 CYCLE 的交叉点资料. 为进行调和, 交叉点资料与沿轨资料需先经过一系列改正, 并形成时间序列.

卫星高度计资料包含大量的大气和海洋信息, 例如对流层、电离层、大地水准面、潮汐、波浪和海流等. 为有效确定潮汐, 必须对卫星测高数据进行一系列改正, 滤除与海潮无关的信息. 本文在交叉点处进行下列改正:

$$\zeta = Sat - Alt - H - Alt - Dry - Corr - Wet - Corr - Iono - Corr - Inv - Bar - SSB - Corr - H - MSS - H - Set - H - Pol - H - Lt, \quad (1)$$

其中, ζ 是改正后的海面高度; $Sat - Alt$ 是相对于参考椭球的卫星高度; $H - Alt$ 是卫星测高值; $Dry - Corr$ 和 $Wet - Corr$ 分别是干、湿大气订正; $Iono - Corr$ 是电离层订正; $Inv - Bar$ 是反变气压计订正; $SSB - Corr$ 是海况订正; $H - MSS$ 是相对于参考椭球的平均海面高度; $H - Set$ 和 $H - Pol$ 分别是固体潮和极潮; $H - Lt$ 是负载潮. 上述各项改正值皆来自于 CNES 的 MGDR 数据光盘. 对交叉点数据, 先经过上述一系列改正, 然后形成本文交叉点处海面高度时间序列.

沿轨资料的处理与交叉点资料的处理类似, 但其形成时间序列过程要复杂一些. 因为对于某一 CYCLE 的观测点, 其下一个 CYCLE 并非都是精确重复的. T/P 卫星地面轨道的摆动范围约为 ± 1 km; 沿轨方向的最大偏差可达一个测距, 即约 6.2 km. 因此进行共线处理是必要的: 选一个参考 CYCLE, 将其他 CYCLE 的测值都处理到参考 CYCLE 的测点上, 从而形成时间序列. 显然, 此参考 CYCLE 须满足以下两个条件: 一是观测点尽量多, 二是其地面轨迹处于摆动范围中间. 本文取 CYCLE 91 作为参考 CYCLE, 经共线处理后形成时间序列. 关于沿轨资料的改正及共线内插形成时间序列的方法和过程可参考董晓军等的文章^[1].

3 分潮混淆的判别及 T/P 高度计资料调和与分析方法

T/P 重复取样周期是 9.915 6 d, 本文所用 T/P 资料取样长度为 6 a 多. 因此存在两类频率成分混淆问题: 一类是由于采样间隔引起的高频折叠, 即“aliasing”问题, 对此李立等^[2]已作了详细的讨论; 另一类, 由于取样长度不够长, 即短于某两个分潮的会合周期, 也将导致这两个分潮的混淆^[3], 本文将主要讨论这一类混淆问题. Schrama 和 Ray^[4]指出: 严格应用 Rayleigh 判据进行判断, 分离 M_2 和 S_2 需要将近 3 a 资料, 分离 K_2 和 P_1 需要 9 a 资料, 分离 K_1 和 SSA 也需要至少 9 a 的资料. 而本文所用 T/P 沿轨资料序列的长度不足 9 a, 直接应用调和与分析方法显然难以分离混淆较严重的分潮, 如 K_2 和 P_1 , K_1 和 SSA. 我们注意到, 交叉点资料包括升轨资料和降轨资料, 其资料量比沿轨点资料量多 1 倍. 据此先应用调和与分析方法对交叉点资料进行分析. 然后将交叉点处分潮之间的关系引入到沿轨的相邻点处, 对沿轨点的时间序列进行调和与分析, 实现对某些混淆分潮的分离.

潮汐的调和与分析方法是根据最小二乘法将观测的海面高度拟合到主要的分潮, 从而得出各分潮的调和常数. 把交叉点或沿轨点的实测水位 ζ 作为多个调和分潮的叠加, 即:

$$\zeta = Z_0 + \sum_{n=1}^N f_n H_n \cos(\omega_n t + V_n - g_n), \quad (2)$$

其中, Z_0 为平均海面高度; ω_n 为第 n 个分潮的角速率; H_n , g_n 分别为第 n 个分潮的振幅和迟

角; f_n 和 V_n 为相应的交点因子和天文初位相; N 为分潮个数. 在每一个观测点, 要求其观测次数大于潮汐调和常数的个数. 这样形成超定方程组, 可以通过最小二乘法求解^[3]

$$Ax = b, \quad (3)$$

若定义向量

$$e_k = \{e_{i,k}\}, \quad i = 0, 1, 2, \dots, N, \quad (4)$$

其中, $k = 1, 2, \dots, 2K$; K 为观测次数;

$$e_{0,k} = 1; \quad e_{2n-1,k} = f_{n,k} \cos V_{n,k}; \quad e_{2n,k} = f_{n,k} \sin V_{n,k}; \quad n = 1, 2, \dots, N,$$

则式(3)中各项的表达式为

$$A = \{a_{i,j}\}, \quad a_{i,j} = \sum_{k=1}^K e_{i,k} e_{j,k}, \quad i, j = 0, 1, 2, \dots, 2N;$$

$$b = \{b_i\}, \quad b_i = \sum_{k=1}^K \zeta_k e_{i,k}; \quad x = \{x_i\}, \quad i = 0, 1, 2, \dots, 2N,$$

其中,

$$x_0 = Z_0; \quad x_{2n-1} = H_n \cos g_n; \quad x_{2n} = H_n \sin g_n; \quad n = 1, 2, \dots, N.$$

系数矩阵 $\{a_{i,j}\}$ 可用来判定两个分潮之间的混淆程度

$$|a_{i,j}/a_{i,i}| < C_0, \quad i \neq j, \quad (5)$$

$$|a_{i,j}/a_{i,i}| \geq C_0, \quad i \neq j, \quad (6)$$

其中, C_0 是一指定的常数(例如 0.20). 如果式(5)满足, 可以认为分潮 i 和分潮 j 之间不存在混淆现象. 如果式(6)满足, 表明分潮 i 和分潮 j 之间存在一定程度的混淆现象, 这就意味着系数矩阵可能是病态的, 方程组(3)可能无法求解或无法精确求解. 在这种情况下必须引入某种已知关系对分潮 i 和分潮 j 进行分离. 需要指出的是: 判据(5), (6)比起 Rayleigh 判据有其优越之处. Rayleigh 判据适合于等时间间距的观测序列, 而 T/P 卫星交叉点处的观测序列并非等时间间隔, 即使沿轨资料也因为缺测等原因造成时间间隔不等. 因此, 此处应用判据(5), (6)可能更为合理一些. C_0 的确定与各观测点 T/P 卫星高度计资料的取样间隔、取样长度和观测误差有关. 从数学上来说, 即便是对于一个较大的 C_0 值, 方程组(3)也可以求解. 但由于 T/P 卫星高度计资料总是存在一定的误差, 较大的 C_0 值将会导致较大的误差传播系数, 从而使分析结果误差较大, 关于这方面的讨论可参看文献[3].

对于混淆的分潮可以引入某种已知关系进行分离, 这种关系通常用这两个分潮调和常数的振幅之比和迟角之差表示, 称为差比关系. 若选其中一个分潮为主分潮, 则另一个分潮为其随从分潮, 随从分潮可以根据差比关系由主分潮导出. 差比关系一般随地点变化不大, 在实际应用当中, 对某一局部海区, 差比关系往往取为常数. 用引入差比关系方法分析调和常数的原理和方法可参考王骥和方国洪^[5]及方国洪等的文章^[3].

4 测高资料分析及其结果

4.1 交叉点资料分析

首先应用判据(5)和(6)来判定交叉点时间序列主要分潮的混淆情况. 表 1 给出 10 个主要分潮(SA, SSA, Q₁, O₁, P₁, K₁, N₂, M₂, S₂, K₂)及平均海面 Z_0 之间的混淆情况.

表1 PASS1 与 PASS38 的交叉点处(20. 610° N, 107. 72° E)主要分潮之间的 $a_{i,j}/a_{i,i}$

分潮	分潮	$a_{i,j}/a_{i,i}$	分潮	$a_{i,j}/a_{i,i}$	分潮	$a_{i,j}/a_{i,i}$	分潮	$a_{i,j}/a_{i,i}$
Z ₀	SA*	-0.07	M ₂ [#]	-0.06	K ₂ *	-0.05	SSA [#]	-0.04
SA [#]	SSA*	-0.14	S ₂ *	0.11	Q ₁ *	-0.05	M ₂ *	0.05
SA*	Z ₀	-0.13	M ₂ *	-0.08	O ₁ [#]	0.08	N ₂ [#]	0.07
SSA [#]	Z ₀	-0.10	O ₁ [#]	0.08	M ₂ *	-0.07	SSA*	0.07
SSA*	S ₂ [#]	-0.14	M ₂ *	-0.14	SA [#]	-0.12	M ₂ [#]	-0.10
Q ₁ [#]	O ₁ [#]	-0.18	S ₂ *	-0.10	P ₁ *	-0.07	N ₂ *	-0.07
Q ₁ *	O ₁ *	-0.17	S ₂ [#]	-0.16	Z ₀	0.11	K ₁ [#]	0.08
O ₁ [#]	Q ₁ [#]	-0.18	SA*	0.10	SSA [#]	0.09	M ₂ *	0.09
O ₁ *	Q ₁ *	-0.17	P ₁ *	-0.15	M ₂ *	-0.10	M ₂ [#]	0.10
P ₁ [#]	P ₁ *	-0.09	K ₁ [#]	0.08	O ₁ [#]	0.06	N ₂ *	-0.05
P ₁ *	N ₂ [#]	-0.13	O ₁ *	-0.11	P ₁ [#]	-0.08	M ₂ [#]	0.08
K ₁ [#]	N ₂ *	0.10	P ₁ [#]	0.09	Q ₁ *	0.07	O ₁ [#]	-0.07
K ₁ *	Q ₁ [#]	-0.06	O ₁ [#]	-0.06	K ₁ [#]	0.06	O ₁ *	0.04
N ₂ [#]	M ₂ [#]	-0.16	P ₁ *	-0.13	SA*	0.06	S ₂ *	-0.05
N ₂ *	M ₂ *	-0.17	K ₁ [#]	0.08	S ₂ [#]	0.07	K ₂ [#]	-0.06
M ₂ [#]	N ₂ [#]	-0.16	Z ₀	-0.11	S ₂ *	-0.10	SSA*	-0.10
M ₂ *	N ₂ *	-0.17	SSA*	-0.14	SA*	-0.08	P ₁ *	-0.07
S ₂ [#]	SSA*	-0.15	Q ₁ *	-0.12	M ₂ [#]	-0.09	S ₂ *	0.08
S ₂ *	M ₂ [#]	-0.11	SA [#]	0.11	Q ₁ [#]	-0.08	K ₂ *	-0.08
K ₂ [#]	N ₂ *	-0.09	Z ₀	0.07	N ₂ [#]	-0.06	SSA*	0.06
K ₂ *	Z ₀	-0.15	S ₂ *	-0.12	SSA*	0.11	SA*	-0.10

注: (1) SA[#] 表示 SA 分潮的 $H \cos(g)$ 项, SA* 表示 SA 分潮的 $H \sin(g)$ 项. 其中 H 和 g 分别为该分潮的振幅和迟角. 其他类同.

(2) 表中某分潮的 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值表示该分潮与所在同一行第一列分潮的混淆程度, 例如第三列中的 -0.07 表示 SA* 与 Z₀ 的混淆程度. 同一行各分潮与所在行第一列分潮的 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值自大列到小排列.

由于篇幅所限, 表1 仅列出了第一列各项所对应的 21 个 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值按大小排列的前 4 个 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值, 即各行未列出的值均小于本行第 4 个值. 由表1 可以看出, 根据式(5), (6) 判断这 10 个主要分潮在交叉点处可以直接分离. 即使在沿轨点处混淆的分潮 K₁ 和 SSA, K₂ 和 P₁ 在交叉点处也可以分离(其对应的 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值很小, 并未将其列于表1). 但考虑到 P₁ 分潮振幅

表2 交叉点分析选取的主分潮及相应的随从分潮

主分潮	随从分潮
SA	
SSA	
Q ₁	
O ₁	2Q ₁ , σ ₁ , P ₁
K ₁	M ₁ , X ₁ , π ₁ , P ₁ , φ ₁ , φ ₁ , θ ₁ , J ₁ , OO ₁
N ₂	
M ₂	2N ₂ , μ ₂ , ν ₂ , λ ₂ , L ₂
S ₂	T ₂ , R ₂
K ₂	

较小, 并未将其选为主分潮, 而是取为随从分潮. 需要说明的是: 对不同的交叉点表1 的数值也有所不同, 但中、低纬地区绝大多数交叉点各 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值都很小, 仅极少数观测很少的交叉点例外, 对这些交叉点本文未做分析; 另外, 高纬地区也有一些交叉点的 $a_{i,j}/a_{i,i}$ 值较大, 但数量很少, 且位于分析海区边界附近. 因此在交叉点的调和分潮分析中, 选 9 个分潮作为主分潮, 19 个分潮作为随从分潮(表2). 随从分潮与主分潮之间的差比关系皆采用理论差比关系. 据此对西北太平洋区的交叉点水位时间序

列进行了调和与分析. 在分析过程中, 对各交叉点时间序列进行回报. 若某一时刻回报误差大于 3σ (σ 是该交叉点时间序列的平均回报误差), 则舍弃此时此刻的测值, 重新进行调和与分析, 直至所有选入时刻的回报误差皆小于 3σ 为止. 在本海区的分析中, 共舍弃了 1 024 个测值, 约占总测值数量的 0.63%. 其中舍弃最多的一个时间序列共有 300 个测值, 舍弃了 37 个, 约占 12.3%. 本海区共有 512 个交叉点, 大多数交叉点的平均回报误差都小于 10 cm. 只有 16 个交叉点的平均回报误差大于 20 cm, 其中最大的为 37 cm. 这些点分布较为集中, 都在日本以东, 35°N 附近海域. 在深海大洋区, 各主要分潮分析结果(图略)较好, 与前人的结果较为一致. 而在沿岸区, 由于交叉点分布稀疏, 不能反映浅海潮汐分布变化较快的实际情况, 例如黄海海区 K_1 和 M_2 的无潮点并没有反映出来.

4.2 沿轨资料分析及其结果

4.2.1 主、从分潮的选取和沿轨差比值的计算

本研究根据式(5)和式(6)判别沿轨时间序列的分潮混淆, 结果表明 K_1 和 SSA, K_2 和 P_1 等分潮之间混淆情况较为严重. 考虑到在调和与分析中, 若差比关系准确, 则主分潮越少, 分析的精度越高. 因此在沿轨点的调和与分析中, 仅选 4 个分潮作为主分潮, 24 个分潮为随从分潮(表 3).

对比表 2 和表 3, 调和与分析中在交叉点有 5 个主分潮到沿轨点变为随从分潮, 它们是: Q_1, K_1, N_2, S_2 和 K_2 . 这 5 个分潮的差比关系来自于交叉点的分析结果, 为保证沿岸区也能给出较准确的差比关系, 又加入了一些沿岸验潮站的观测结果. 即

表 3 沿轨点调和与分析选取的主分潮及相应的随从分潮

主分潮	随从分潮
SA	
SSA	
O_1	$Q_1, 2Q_1, \sigma_1, \rho_1, K_1, M_1, x_1, \pi_1, P_1, \phi_1, \varphi_1, \theta_1, J_1, OO_1$
M_2	$N_2, 2N_2, \mu_2, \nu_2, \lambda_2, L_2, S_2, T_2, R_2, K_2$

将交叉点及验潮站相应的差比关系插值到网格点上并进行平滑处理, 然后再插值到各沿轨点上. 具体来说: 一是考虑到在整个西北太平洋分析区, 一些局部海区(如日本海)潮汐性质较为特殊, 差比关系不同于其他海区, 需对其进行单独处理. 因此首先根据潮汐分布状况将整个分析海区划分为 3 个子海区: 南海海区、日本海海区和其他海区. 各子海区的差比关系只用本海区的交叉点及验潮站资料进行插值和平滑得到. 二是根据最小二乘法将观测点(交叉点及验潮站)的差比值插值到 $10' \times 10'$ 网格点上: 即对某一网格点, 分别以其经、纬度为横坐标和纵坐标, 在以此网格点为圆心、以 0.5° 为半径的范围内, 每个象限各取 3 个最近的观测点进行最小二乘插值(若 4 个象限总的观测点数少于 7, 则不进行插值). 其中每个观测点权重不同: 验潮站权重为 1, 交叉点权重 W 与该点时间序列的平均回报误差 σ 有关, 即

$$W = (1 - 0.02 \times \sigma)^2, \quad (7)$$

其中已知本区内所有交叉点的回报误差 σ 皆小于 40. 此处最小二乘插值过程也是一个迭代过程, 即先求出最小二乘系数, 然后根据最小二乘系数计算各观测点的差比值, 并求出各观测点上计算的差比值与原差比值的偏差 δ_i 及平均标准偏差 δ . 如果 $\delta_i \geq \alpha\delta$ (本文取 $\alpha = 3$), 则舍弃这个观测点, 用其余观测点重新进行最小二乘插值, 直至对所有 δ_i , 有 $\delta_i < \alpha\delta$ 为止. 据此得到各个网格点的差比值. 三是将各个网格点的差比值, 用同样的最小二乘插值过程插到沿轨点处, 从而得到了各沿轨点的差比关系. 图 1 给出西北太平洋海区内 S_2 和 M_2 的差比关系分布.

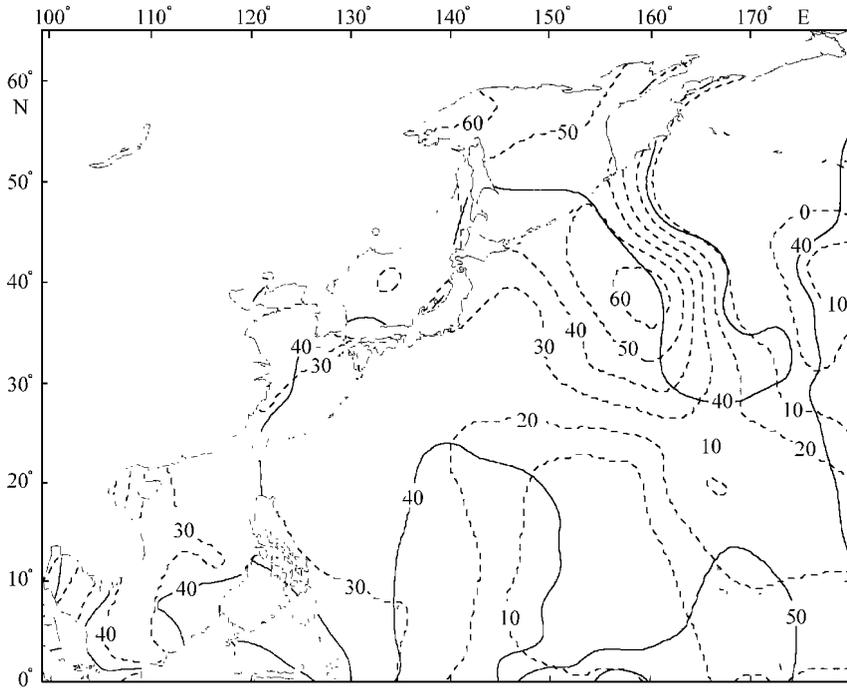


图1 S_2 和 M_2 的差比关系[实线是振幅比 $\times 100$,虚线是迟角差($^\circ$)]

图1显示,在大部分海区振幅比和迟角差的等值线较为稀疏,表明其区域性变化不大.但在某些局部海区振幅比和迟角差变化较大,如 20°N , 175°E 附近海区和 40°N , 175°E 附近海区等.实际上,这些海区分别在全日潮和半日潮的无潮点附近,相应的全日潮和半日潮振幅非常小,位相变化剧烈,因此振幅比和迟角差变化较快.而且由于分潮振幅与卫星测高误差较为接近,信噪比很低,分析结果中误差影响较大.从另一方面来说,由于这些海区靠近无潮点,分潮振幅接近于0,差比关系的取值对分析结果影响不大,引入差比关系法在这些海区也是可行的.由于这些海区位于深海,因此其差比关系取理论值.

4.2.2 时间序列的调和分析

根据所选主、从分潮,并用引入差比关系方法对西北太平洋区的沿轨点水位时间序列进行了调和分析.同交叉点分析一样,在分析过程中,对各沿轨点时间序列进行回报.若某一时刻回报误差大于 3σ (σ 是该点时间序列的平均回报误差),则舍弃此时刻的测值,重新进行调和分析,直至所有时刻的回报误差皆小于 3σ 为止.共舍弃了60 204个测值,约占总测值数量的0.62%,舍弃比例与交叉点的大致相当.其中舍弃最多的一个时间序列共有224个测值,舍弃了35个,约占15.6%.本海区分析的沿轨点共有43 643个,大多数点的平均回报误差都小于10 cm.有1 658个点的平均回报误差大于20 cm,而大于30 cm的只有463个点,其中最大的为40 cm.平均回报误差的总体分布情况与交叉点基本一致:平均回报误差大于20 cm的点绝大多数都在日本以东, 35°N 附近海域,另有少数分布在日本以南 33°N , 139°E 附近海域,还有少数分布在一些局部沿岸区,如南黄海西岸区.

图2中的实线部分是分析海区内沿PASS8的 M_2 调和常数分析结果.可见相邻沿轨点的

调和常数有不规则的小振幅高频振动, 显然这是一些误差引起的, 须对其进行平滑处理. 本文采用 Fourier 展开, 对计算区域内各 PASS 的调和常数进行平滑. 设海区内某一 PASS 共有 N 个观测点, 取第一个点为原点, 第 i 个点到原点距离为 d_i , 则第 i 个点的某一调和常数 Y_i 可展开为:

$$Y_i = a_0 + b_0 d_i + \sum_j \left\{ a_j \cos \left[\frac{2\pi j}{d_N} d_i \right] + b_j \sin \left[\frac{2\pi j}{d_N} d_i \right] \right\}, \quad (8)$$

对某一振幅为 H , 迟角为 g 的分潮, 平滑时 Y_i

取为 $H \cos(g)$ 和 $H \sin(g)$, a_j 和 $b_j (j = 0, 1, 2, \dots, J, \dots)$ 为待定的 Fourier 系数, 可以根据需要, 去掉式(8)中右端高频部分, 保留低频部分, 从而达到平滑的目的, 本文取 $j \leq 10$ 的低频部分. 图2中的虚线部分是分析海区内 PASS 8 的 M_2 调和常数平滑后的沿轨分布情况. 显然平滑后的调和常数沿轨分布情况更为合理. 将平滑后的调和常数, 采用线性内插方法插值到网格点上, 并绘制 K_1 及 M_2 分潮的同潮图(图3、图4, 参考时间为 GMT).

分析结果表明, 沿轨资料分析结果与交叉点分析结果在深海区比较接近. 而在浅海区, 沿轨分析结果明显好于交叉点结果, 例如黄海和泰国湾的 K_1 和 M_2 无潮点都得到了很好的反

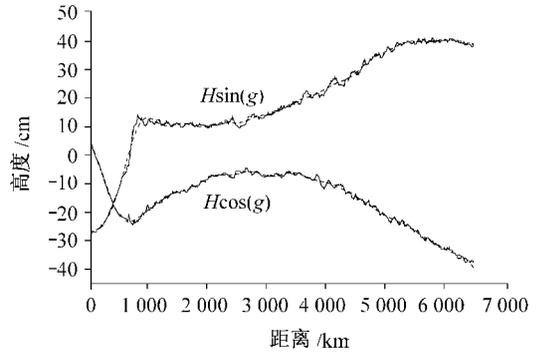


图2 分析海区内 PASS 8 各分析点 M_2 分潮调和常数变化

H 为振幅, g 为迟角; 实线为平滑前, 虚线为平滑后

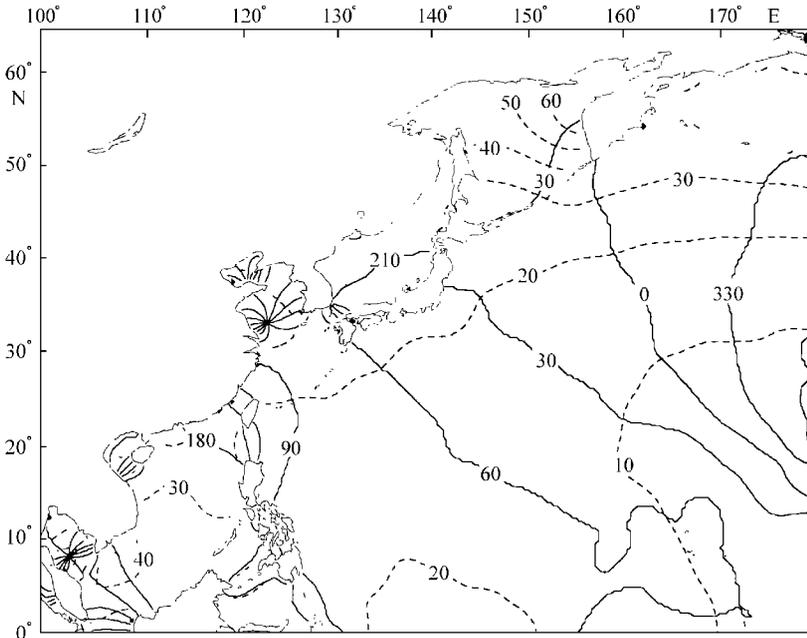


图3 T/P 沿轨点调和与分析得到的西北太平洋 K_1 分潮同潮图

实线是振幅 (cm), 虚线是迟角 ($^{\circ}$)

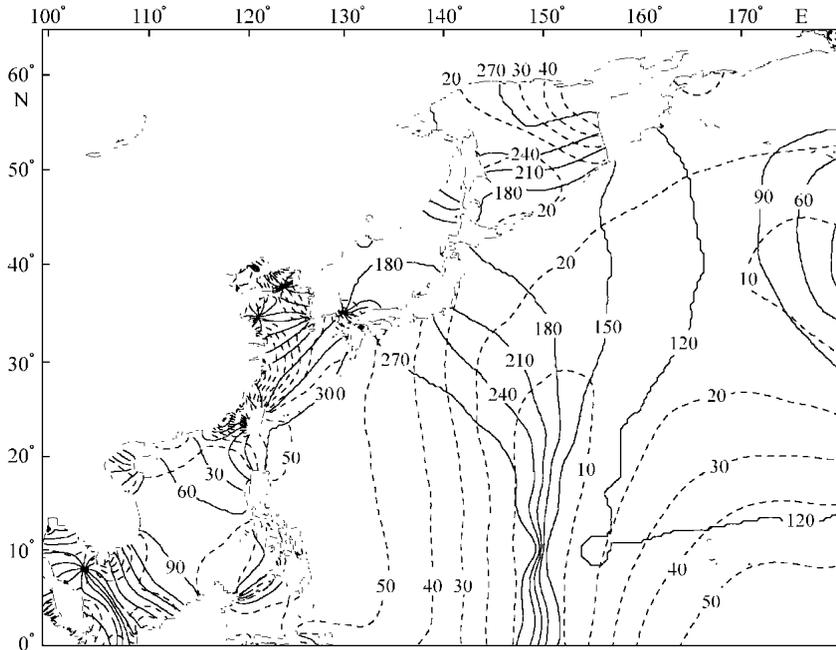


图 4 T/P 沿轨点调和得到的西北太平洋 M_2 分潮同潮图

实线是振幅 (cm), 虚线是迟角 ($^{\circ}$)

映. 但由于浅海区海况复杂、潮汐分布变化较快、资料分布密度较疏及卫星观测精度等原因, 所得结果在浅海区误差仍然较大.

为估计卫星资料的潮汐模式精度, 需要利用深海大洋区的验潮数据与模式结果进行比较^[6-8]. Shum 等^[9]将全球的卫星资料分析结果与 102 个深海验潮站调和常数进行比较, 对 10 个 T/P 卫星高度计的潮汐模式的精度进行评估. 本文分析的西北太平洋是局部海区, 为更好地反映分析精度, 从 WOCE 水位数据集中找出落在本海区内的验潮站共 33 个. 将 T/P 资料网格点分析结果与相近验潮站 4 个主要分潮调和常数进行比较, 结果见表 4.

表 4 T/P 资料网格点分析结果与相近验潮站 4 个主要分潮调和常数的比较

站名	纬度	经度	ΔH_{O_1}	Δg_{O_1}	ΔH_{K_1}	Δg_{K_1}	ΔH_{M_2}	Δg_{M_2}	ΔH_{S_2}	Δg_{S_2}
TRUK	7.450°N	151.850°E	-0.29	-0.08	-0.95	-0.96	0.76	1.59	-6.87	-13.28
KWAJALE	8.733°N	167.733°E	0.09	-3.78	-0.48	-3.41	-0.65	-1.56	-2.50	-6.01
SUAO	24.585°N	121.868°E	-0.55	-1.20	0.39	-0.61	8.89	17.68	2.85	21.89
TARAWA-B	1.332°N	173.013°E	-0.60	-3.97	-1.31	-10.44	0.84	-6.66	0.04	-9.44
TARAWA-C	1.362°N	172.930°E	-0.46	-2.35	-1.24	-7.63	-1.35	-5.00	-1.41	-7.77
WAKE	19.283°N	166.617°E	0.39	3.02	0.71	0.66	0.88	0.51	-0.14	-5.54
OFUNTAO	39.017°N	141.750°E	-0.41	0.31	-0.45	-0.46	-1.67	-1.52	-0.77	-2.24
PONAPE-	6.987°N	158.243°E	0.46	-2.91	-0.54	-4.19	0.90	-0.52	-5.84	-24.02
NAGASAK	32.733°N	129.867°E	-2.38	1.50	-2.45	3.69	-13.39	2.24	-7.14	2.53
NAHA	26.217°N	127.667°E	0.15	-3.22	-0.05	-2.95	-3.33	-6.97	-1.28	-8.19

续表 4

站名	纬度	经度	ΔH_{O_1}	Δg_{O_1}	ΔH_{K_1}	Δg_{K_1}	ΔH_{M_2}	Δg_{M_2}	ΔH_{S_2}	Δg_{S_2}
NAZE	28.378°N	129.498°E	2.06	-1.99	2.53	-0.03	-0.35	-2.51	-0.33	-3.56
NISHINO	30.732°N	130.995°E	-0.89	-5.34	-0.66	-3.92	-1.34	-5.74	-0.69	-3.94
MAJURO-	7.107°N	171.373°E	0.08	1.76	-1.02	-11.88	-0.28	-3.72	-1.02	-7.64
MERA	34.917°N	139.833°E	-1.04	5.37	-0.64	4.00	-1.61	10.03	-1.33	8.68
KAPINGA	1.098°N	154.777°E	0.00	-8.01	0.07	-9.02	2.26	-16.13	-4.62	-25.82
KUSHIMO	33.467°N	135.783°E	0.00	-2.08	-0.32	-3.57	0.84	-0.72	0.34	1.00
KUSHIRO	42.967°N	144.383°E	-0.02	8.78	-1.20	-0.22	-0.78	-1.24	-0.29	-3.40
HAKODAT	41.783°N	140.733°E	3.62	-11.55	3.13	-9.45	-0.58	-8.57	-0.57	-13.23
HUALIEN	23.972°N	121.583°E	1.29	-0.32	2.11	10.73	2.73	1.95	0.08	5.20
ISHIGAK	24.333°N	124.150°E	-1.06	0.52	-0.49	1.53	4.36	-7.16	1.07	-2.27
DAVAO	7.083°N	125.633°E	2.97	-21.14	3.86	-26.15	-2.16	-0.55	-2.06	-3.22
BITUNG	1.440°N	125.193°E	-0.85	6.93	-3.55	-1.54	1.55	-3.88	-2.15	-7.17
CHENKUN	23.088°N	121.377°E	0.00	8.93	-0.58	16.32	-5.13	1.38	-1.94	4.97
CHICHIJ	27.083°N	142.183°E	0.90	-3.43	1.01	-3.86	-4.26	0.11	-2.04	-1.88
ABU RATS	31.567°N	131.417°E	-1.94	-1.32	-2.12	-1.95	0.49	3.48	0.43	4.90
OFUNATO	39.067°N	141.717°E	-0.40	0.38	-0.46	-0.38	-1.65	-1.47	-0.77	-2.16
CHICHIJI	27.100°N	142.183°E	0.90	-3.32	1.03	-3.74	-4.19	0.26	-2.00	-1.74
GUAM	13.433°N	144.650°E	0.75	0.60	1.35	-0.77	-0.04	0.10	2.32	-0.74
SAIPAN	15.227°N	145.742°E	0.15	-4.76	-0.31	-2.84	-1.95	-11.23	1.08	-14.48
BETIO	1.358°N	172.935°E	-0.46	-2.48	-1.31	-7.50	-1.45	-4.96	-1.30	-7.69
MALAKAL	7.330°N	134.463°E	-1.29	-7.07	-0.17	-9.86	-1.88	-10.96	-0.63	-12.06
YAP	9.517°N	138.133°E	1.62	-0.96	0.79	-7.07	2.43	-0.13	1.06	1.20
POHNPEI	6.983°N	158.233°E	0.45	-2.87	-0.53	-4.17	0.95	-0.39	-6.00	-23.79
平均			0.86	4.01	1.15	5.32	2.30	4.27	1.91	7.93

注: ΔH 表示卫星资料分析的分潮振幅与验潮站相应的分潮振幅之差, 单位为 cm; Δg 表示卫星资料分析的分潮迟角与验潮站相应的分潮迟角之差, 单位为($^{\circ}$).

为进一步做比较, 本文计算了 4 个主要分潮的分析结果与 33 个验潮站结果如下形式的均方根误差 σ :

$$\sigma = \left\{ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[\left(H_i \cos g_i - H'_i \cos g'_i \right)^2 + \left(H_i \sin g_i - H'_i \sin g'_i \right)^2 \right] \right\}^{1/2}, \quad (9)$$

其中, $M=33$ 为用于比较的验潮站的个数; H'_i, g'_i 为第 i 个验潮站分潮的振幅和迟角; H_i, g_i 为相应的 T/P 卫星资料分析结果. 根据式(9)计算的各分潮的均方根误差: O_1 为 1.3 cm; K_1 为 2.0 cm; M_2 为 4.6 cm; S_2 为 3.5 cm.

5 结语

为解决 T/P 卫星高度计资料取样长度不够长导致的分潮之间的混淆问题, 本文采用引入差比关系方法. 基本思路是由验潮站及交叉点分析结果提供差比关系, 以解决沿轨资料的潮汐混淆问题. 将此方法应用于西北太平洋海区, 对 6 a 多的 T/P 卫星高度计资料进行了潮汐分析, 并与沿岸及岛屿验潮站资料比较, 所得结果较令人满意. 这表明用引入差比关系方法分析 T/P 卫星测高资料是可行的; 但仍有局部海区回报误差较大, 如日本以东 35°N 海域, 其原

因尚需进一步分析.

致谢: 本文的完成得益于国家海洋信息中心王骥教授的指导; 绘图程序由韩国成均馆大学 (Sung Kyun Kwan University) 崔秉昊教授 (Byung Ho Choi) 提供. 特此致谢. 感谢甘子钧教授对本文提出宝贵意见.

参考文献:

- [1] 董晓军, 马继瑞, 黄 等. 利用 TOPEX/POSEIDON 卫星高度计资料提取东中国海潮汐信息的研究[J]. 海洋与湖沼, 2002, 33(1): 7—13.
- [2] 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(3): 7—14.
- [3] 方国洪, 郑文振, 陈宗镛, 等. 潮汐和潮流的分析和预报[M]. 北京: 海洋出版社, 1986. 474.
- [4] SCHRAMA E J O, RAY R D. A preliminary tidal analysis of TOPEX/POSEIDON altimetry [J]. J G R, 1994, 99(C12): 24 799—24 808.
- [5] 王 骥, 方国洪. 不完整逐时潮汐观测记录的分析[J]. 海洋学报, 1981, 3(2): 193—210.
- [6] CARTWRIGHT D, RAY R. Energetics of global ocean tides from Geosat altimetry [J]. J G R, 1991, 96: 16 897—16 912.
- [7] LE PROVOST C. A new *in situ* reference data set for ocean tides[Z]. AVISO Altimetry Newsl., 3, Toulouse Cedex 4, France, 1994.
- [8] FANG Y, CHOI B, FANG G. Global ocean tides from Geosat altimetry by quasi-harmonic analysis [J]. Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2000, 18(3): 193—198.
- [9] SHUM C K, WOODWORTH P L, ANDERSEN O B, et al. Accuracy assessment of recent ocean tide models [J]. J G R, 1997, 102(C11): 25 173—25 194.

Tidal harmonic analysis of TOPEX/ POSEIDON data in Northwest Pacific by introducing difference-ratio relations

LIU Ke-xiu¹, MA Ji-rui¹, HAN Gui-jun¹, FAN Zhen-hua¹, XU Chong-jin¹

(1. National Marine Data and Information Service, Tianjin 300171, China)

Abstract: The difference-ratio relations are introduced to separate tidal constituents that are aliased due to the sample interval of the TOPEX/POSEIDON altimeter. It is found that some tidal constituents such as K_1 and SSA, though aliased at along track points, are not aliased at crossover points because there is one time more data at crossover points than that at along track points. So the harmonic analysis method can be employed directly on time series at the crossover points. Then the difference-ratio relations from the crossover points are introduced to analyze the time series at along track points. The TOPEX/POSEIDON data in the Northwest Pacific are analyzed with this method. The results from this method agree well with tidal constants from tidal gauges.

Key words: tidal harmonic analysis; TOPEX/ POSEIDON; Northwest Pacific; difference-ratio relations