

孙和平, 许厚泽, 陈 武等. 香港地区重力固体潮和海潮负荷特征研究. 地球物理学报, 2006, 49(3): 724~ 734

Sun H P, Hsu H, Chen W, et al. Study of Earth's gravity tide and oceanic loading characteristics in Hong Kong area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(3): 724~ 734

香港地区重力固体潮和海潮负荷特征研究

孙和平¹, 许厚泽¹, 陈 武², 陈晓东¹, 周江存¹, 刘 明¹, 高 山²

1 中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量学重点实验室, 武汉 430077

2 香港理工大学测量与地理资讯系, 香港九龙, 红

摘 要 介绍了在香港地区重力固体潮合作观测成果, 获得了该地区完整的重力固体潮实测模型. 利用全球和近海海潮模型以及岛屿验潮站数据较系统地研究了海潮负荷特征, 反演了全球海潮模型的适用性. 数值结果说明周日频段内的海潮模型要比半日频段内的模型更加稳定, 实施验潮站潮位高变化改正对精密确定重力固体潮相位滞后起重要作用. 文章还研究了重力观测残差和台站背景噪声水平. 本研究填补了中国地壳运动观测网络在该地区重力固体潮观测空白, 为地表和空间大地测量提供有效参考和服务.

关键词 香港地区, 重力固体潮, 实测模型, 海潮负荷

文章编号 0001-5733(2006)03-0724-11

中图分类号 P233

收稿日期 2005-04-06, 2006-02-16 收修定稿

Study of Earth's gravity tide and oceanic loading characteristics in Hong Kong area

SUN He_Ping¹, HSU Houtse¹, CHEN Wu², CHEN Xiao_Dong¹, ZHOU Jiang_Cun¹, LIU Ming¹, GAO Shan²

1 Key Laboratory of Dynamical Geodesy, Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

2 Department of Land Surveying and Geoinformatics, Hong Kong Polytechnic University, Hung Hom, Kowloon, Hong Kong

Abstract The tidal gravity observation achievements obtained in Hong Kong area are presented, the first complete tidal gravity experimental model in this area is obtained. The ocean loading characteristics are studied systematically by using global and local ocean models as well as tidal gauge data, the suitability of global ocean models is also studied. The numerical results show that the ocean models in diurnal band are more stable than those in semidiurnal band, and the correction of the change in tidal height plays a significant role in determining accurately the phase lag of the tidal gravity. The gravity observation residuals and station background noise level are also investigated. The study fills the empty of tidal gravity observation in the Crustal Movement Observation Network of China and can provide the effective reference and service to ground surface and space geodesy.

Keywords Hongkong area, Tidal gravity, Experimental model, Ocean loading

1 引 言

地球重力学是研究重力场时空分布特征及其物理机制的一门科学, 其研究成果通常可用于空间科学、地球物理学、大地测量学和海洋学等重要领域.

研究表明, 地球是一个十分复杂的近似分层椭球体, 内部各层面上的物质构成相异, 有弹性的、非弹性的、塑性的甚至是液态物质构成. 地球重力场包括地球自身的引力和与地球自转导致的惯性离心力^[1]. 除此外还包括日月和其他天体的引力和与地球质心平动惯性力, 我们将这这些力的总和称为引

基金项目 中国科学院百人计划、知识创新工程重要方向性项目(KZCX3-CW-131)、国家自然科学基金项目(40374029)、香港科学基金项目(PolyU 5075/01E)和香港理工大学项目(A_PD51)联合资助.

作者简介 孙和平, 男, 1955年生, 研究员, 1980年毕业于中国科技大学地球和空间科学学院, 1995年获比利时 Louvain 大学博士学位, 主要从事大地测量、重力场理论、资料分析和地球动力学机制研究及其应用解释. E-mail: heping@asch.whigg.ac.cn

潮力。在引潮力作用下, 地球内部和外部形状时刻发生周期性变化, 通常将这种现象称为地球固体潮。固体潮的存在将伴随各种各样的地球物理场变化(如重力、倾斜、应变和地表位移等)。研究表明高精度重力固体潮观测是区别于地震技术用于检测地球内部动力学和反演地球内部构造的有效途径, 为研究地球自由振荡、液核近周日共振、固态内核的平动振荡和地球自转等提供有效约束, 是解释诸如大气、海洋和陆地水等地表质量迁移和各种区域环境效应的重要手段^[2-4]。

自 1957 国际地球物理年以来, 国际固体地球潮汐研究中心(ICET) 在全球布设了由 300 多个台站组成的多条环球重力固体潮观测剖面, 获得了重要地区的精密重力潮汐参数, 取得了许多重要研究成果^[5]。1996 年开始实施的国际地球动力学合作计划(GGP) 已将重力固体潮研究推向一个崭新阶段^[6]。

香港地区作为中国南部的一个沿海岛屿, 建有我国重要的国家绝对重力测量控制点。在该地区实施重力固体潮观测, 获得重力场时频和海潮负荷变化特征, 将在国家大型科学网络工程重力监测网中起到重要作用。本文将介绍中国科学院测量与地球物理研究所和香港理工大学合作, 共同在香港地区开展重力固体潮观测结果, 旨在获得该地区精密重力潮汐参数, 为该地区的地表和空间大地测量提供重力固体潮实测模型, 同时还研究全球海潮模型在该地区的适用性。利用气压和验潮站观测数据, 分析重力潮汐观测残差和台站背景噪声的时频特征。

2 仪器标定和数据预处理过程

2.1 观测情况概述

香港固体潮观测站设在香港弥敦道 132A 号香港天文台半地下观测室内, 观测室距地面约 4m, 室

内温度常年在 23℃。观测室内还安装有长周期地震仪、短周期地震仪、强震仪等其他观测设备。我们于 2002 年 8 月成功将 LCR_ET20 重力仪安装在国家绝对重力基准点基墩上, 观测基墩与基岩连接, 并用隔震槽与周围隔离。观测室入口和观测基墩如图 1。

在正式实施重力固体潮观测前, 首先用倾斜法对重力仪进行了水平位置检查, 标定了仪器的纵向和横向水准器的读数, 用位移法确定了数据采集系统的记录灵敏度。LCR_ET20 重力仪是 1981 年从美国引进的机械反馈式弹簧型重力仪, 通过与德国达姆施达特大学物理大地测量研究所合作, 在 1989 年安装了静电反馈系统和基于 DOS 的数字采集系统^[7]。2000 年安装了基于 Windows 98/2000 用 Visual Basic6.0 编写的新数字采集系统, 并更换了 A/D 转换器等外设, 仪器在软硬件方面都得到更新^[8]。与重力仪匹配的还有气压观测装置, 数据采集系统自动记录采样率为 1s 的重力和气压输出读数, 并将相关数据分别存储到计算机硬盘和软盘上, 实施人工控制可很容易改变采样率。重力仪采样分辨率为 0.01 mV, 工作人员每天检查仪器工作情况, 并及时进行数据的分析处理, 跟踪资料质量。

本文使用的数据观测时段从 2002 年 8 月 23 日(3 时 42 分 00 秒) 到 2003 年 12 月 18 日(6 时 54 分 00 秒), 共 483 天。由于香港政府对在天文台设立永久性 GPS 观测点和架设天线有严格的审批制度, 所以报批手续等了一段时间, 以致于仪器在刚开始观测期间, 不能实施 GPS 实时校对。我们采用手持 GPS 接收机对计算机时间实施人工校正。为了彻底解决时间问题, 在 2002 年 11 月 18 日, 装配了一台由烟台三和高新技术有限公司研制的 GE_II 型 GPS 卫星同步时钟, 解决了数据采集系统的时钟问题。GE_II 型 GPS 卫星同步时钟内置一个高精度温度补偿石英晶体, 在不接收 GPS 信号的情况下, 它能够



图 1 台站观测室入口(a)和观测基墩示意图(b)

Fig. 1 Entrance of observation room (a) and sketch map of observation pillar (b)

保证时钟的精度在 10 天内误差不超过 1s. 每隔一周将 GPS 天线拿到观测室外一段时间, 以便接收 GPS 卫星信号刷新同步钟, 以保证时钟准确度在资料分析允许的精度范围内.

后续的数值分析表明, 由于一开始采取有效补救措施, 加上又安装了 GE-II 型 GPS 卫星同步时钟, 因此获得了高精度重力潮汐参数. 在观测的前一段时间内, 出现过由于计算机病毒导致的记录故障和人工校对 GPS 时钟差错. 共有两次较长时间的记录中断, 即(1)从 2002 年 10 月 2 日(00 时 0 分 0 秒)到 2002 年 10 月 21 日(7 时 18 分 20 秒)和(2)从 2002 年 11 月 7 日(0 时 0 分 0 秒)到 2002 年 11 月 18 日(7 时 6 分 20 秒). 另外在仪器工作期间, 数据采集系统还产生了一个日期错误, 这一错误在数据预处理过程中得到了有效解决.

2.2 重力仪器标定

由于重力仪的直接输出量是电压变化, 所以要做的第一件事情是获得重力仪格值(又称标定因子), 即每一个电压单位所对应的重力值. 一旦获得仪器格值, 就可根据仪器输出的电压变化得到随时间变化重力值^[9]. 我们在武汉曾对 LCR_ET20 弹簧型重力仪做过多次标定, 但由于仪器弹簧的非线性蠕变导致的仪器长期漂移, 使得原标定值发生变化, 不能适应新台站的观测需要. 尽管这种变化很小, 但对高精度的潮汐参数, 尤其是相位滞后测定而言, 仍然是十分重要的.

我们采用“读数轮法”实施仪器标定获得格值. 在出售仪器时, 通常厂家提供了初试重力仪机械格值 C_0 , 即每一个读数轮单位对应的重力值. 因此只要我们知道实际读数轮数和电压关系, 则仪器输出电压变化和重力值关系也就确定了. 具体操作过程

如下: 首先在 t_1 时刻记录一个电压值 v_1 . 然后将读数轮向某固定方向转动 1000 个读数轮单位, 相当于人工提供一个大约 3.8 伏的电压变化, 在 t_2 时刻记录一个电压观测值 v_2 . 最后再将读数轮向反方向转动 1000 个读数轮单位, 使读数恢复到初始位置, 并在 t_3 时刻记录一个电压观测值 v_3 . 考虑到完成整个过程仅需几分钟时间, 因此可以忽略潮汐和环境因素导致的非线性影响, 即可认为在 t_1 , t_2 和 t_3 时刻得到的观测值存在线性关系. 所以 t_2 时刻的电压观测值 v'_2 可以根据 t_1 和 t_3 时间的观测值 v_1 和 v_3 线性内插得到, 公式为: $v'_2 = v_1 + (v_3 - v_1)(t_2 - t_1)/(t_3 - t_1)$. 如果在标定过程中能使 $(t_2 - t_1)$ 和 $(t_3 - t_2)$ 相等, 则 v'_2 值为 v_1 和 v_3 值的平均值. 因此真实的仪器格值 C 等于转动 1000 个读数轮相对应的重力变化和在 t_2 时刻的观测值 v_2 与线性内插值 v'_2 之差间的比值, 用公式表示为 $C = 1000 \times C_0 / (v_2 - v'_2)$. 完成第一个标定过程后, 待仪器恢复到初始状态后再进行下一次标定, 根据需要如此往复若干次.

为能检验重力仪格值的稳定性, 在观测开始时和观测结束前分别做了两期标定. 在第一期标定期内, 我们采取正负方向各标定 7 次的方案(图 2a). 每一次测定一个格值, 然后取平均值作为第一期的标定格值. 用同样的方法, 在仪器结束观测前, 我们采取正负方向各标定 4 次的方案(图 2b), 然后取平均值作为第二期的标定格值. 数值结果说明, 获得的两期格值间的差异很小, 说明仪器在香港工作期间的格值是稳定的, 受外界环境干扰影响甚微. 因此最终仪器的格值为两期结果平均值, 即 $42.685 \pm 0.004 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} / \text{V}$. 与 2000 年在武汉九峰观测

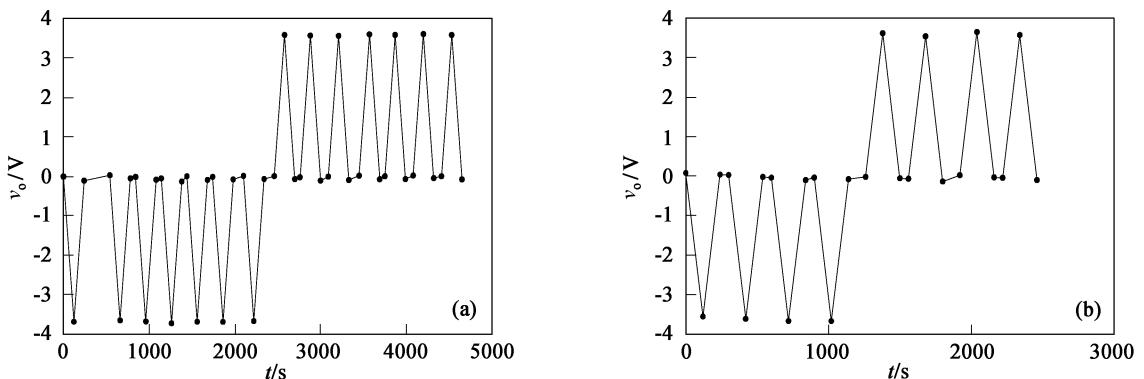


图 2 2002 年 8 月 23 日第一期标定(a)及 2003 年 12 月 18 日第二期标定(b)示意图

Fig. 2 Sketch of the first calibration on August 23, 2002(a) and secondary calibration on December 18, 2003(b)

期间标定结果比较, 差异为 0.6%, 说明仪器格值会随时间发生变化, 实施格值标定十分必要^[9]。

为能有效记录重力潮汐时间变化特征, 根据仪器固有的线性测量范围, 设定的仪器输出量程为 $\pm 4V$ 。同时给重力仪安装了掉格自动改正装置, 以便保证仪器输出信号在设定范围内^[8]。一旦超过这个设定值范围, 仪器自动拉动“读数轮”, 从而产生掉格, 数据采集系统自动记录掉格。在数据预处理中, 可很容易用人工方法修正观测信号的掉格影响。

由于重力仪匹配的气压计输出也是电压变化量, 同样需要作标定工作。根据香港天文台提供的 2003 年 11 月份经过标准气压变化信号首先将地方时转换成世界时, 然后将两观测序列进行比较, 采用三倍中误差剔除观测误差原则, 用线性回归分析的方法获得的气压计格值为 $121.197\text{hPa}/V$ 。用此格值对气压观测值进行标定, 得到了后续重力潮汐分析所需要的台站气压变化值。

2.3 数据预处理过程

有了格值后, 即可开始对重力潮汐和气压变化

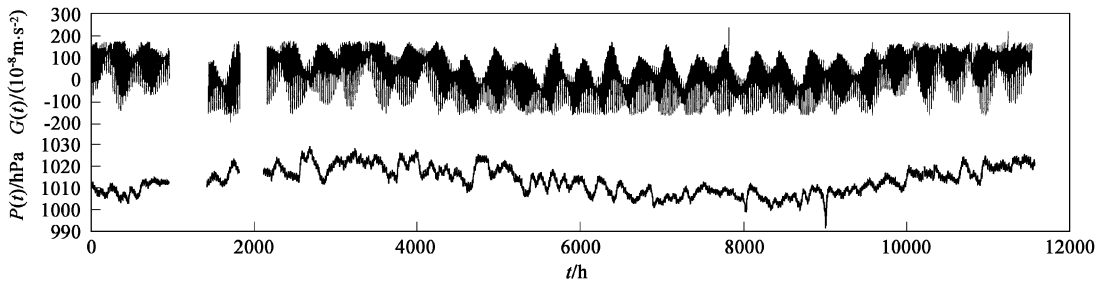


图3 标定后的重力潮汐变化和台站气压变化

Fig. 3 Calibrated tidal gravity change and station air pressure variation

实际上为了预处理方便和保证修正干扰过程的正确性, 我们将数据按月分别实施预处理, 在所有月份的预处理做完后, 再将数据文件连接在一起。在实施每月资料预处理时, 为防止滤波器导致的边缘效应, 在月头和月尾各加一天数据。在获得修正后的分钟采样数据后, 再通过滤波处理, 获得小时采样系列, 最后将修正后的小时数据连接在一起组成标准格式的数据文件^[12]。经过各种干扰和掉格改正后的重力潮汐变化 $G_c(t)$ 由图 4 给出。由图可知, 由弹簧的蠕变导致的长周期漂移十分明显。因此要获得高精度重力潮汐常数, 扣除漂移项就显得十分重要。采用 10 次多项式拟合仪器漂移, 获得的拟合漂移函数 $D(t)$ 、扣除长周期漂移后的重力潮汐变化 $G_{ok}(t)$ 由图 4 所示。

信号实施预处理。首先采用统一数据滤波器, 将每秒采样系列转换成分钟读数。实施进一步滤波, 得到采样率为小时的重力潮汐 $G(t)$ 和台站气压变化 $P(t)$ 原始观测值(见图 3)。采用国际固体地球潮汐研究中心推荐的 Tsoft 数据预处理软件对分钟采样数据实施预处理^[10]。预处理过程采用的是“移去恢复法”, 即首先在观测重力潮汐变化信号中扣除理论重力潮汐模拟信号, 获得观测残差。利用人机对话的可视化界面对观测残差实施处理, 包括修正由于各种因素导致的如阶跃、尖峰、掉格和地震等干扰信号。采用理论大气重力导纳值实施气压改正。然后将扣除的理论重力潮汐模拟信号恢复, 得到经过第一道预处理后的重力潮汐信号。实施调和分析, 得到重力潮汐的主波潮汐参数。在此基础上, 得到重力合成潮。重复上述过程, 再次求得观测残差, 并与气压信号作回归分析, 用得到的回归系数实施气压改正。然后对预处理和气压改正后的重力潮汐信号实施调和分析^[11], 获得最终重力潮汐常数。

2.4 验潮站数据的处理

为研究台站背景噪声和重力残差信号间的关系, 我们通过香港天文台收集了 鱼涌(Quarry Bay)、石壁(Shek Pik)、横澜岛(Waglan Island) 三个验潮站潮位变化资料。验潮站提供的是沿海潮高变化值, 使用的高程基准同香港标准基准相比要低 14.6cm。潮高资料的采样间隔为 1h, 单位为 cm, 时间段从 2002 年 8 月 20 日到 2003 年 12 月 31 日。在数据处理方面, 与获得的气压数据相似, 先将地方时转换为格林尼治时系统。图 5 给出了 鱼涌、石壁和横澜岛三个验潮站观测的原始潮位变化 $H_0(t)$ 、 $H_s(t)$ 和 $H_w(t)$ 。由图可知, 由于记录仪器的故障等问题, 出现了一些数据间断, 其中 鱼涌台站间断 1 次(共 30h), 石壁台站间断 8 次(共 463h), 横澜岛

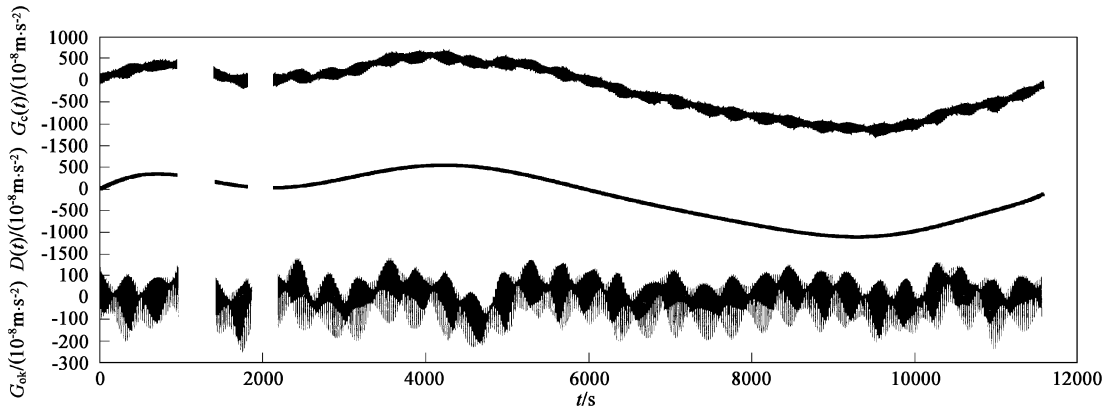


图4 经掉格和各种干扰修正后的重力潮汐变化 $G_c(t)$ 、拟合的仪器漂移项 $D(t)$ 和经漂移修正后的重力潮汐变化 $G_{\alpha}(t)$
 Fig. 4 Tidal gravity variation after correction of the steps and various disturbances $G_c(t)$, fitted instrumental drift $D(t)$ and tidal gravity change after correction of instrument drift $G_{\alpha}(t)$

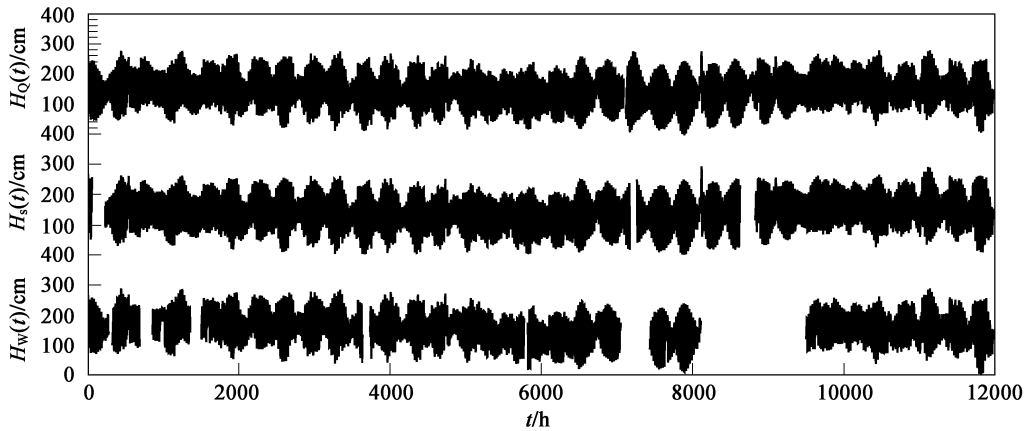


图5 鱼涌、石壁和横澜岛验潮站潮位变化 $H_Q(t)$ 、 $H_S(t)$ 和 $H_W(t)$
 Fig. 5 Tidal variation at tidal gauge stations Quarry Bay $H_Q(t)$, ShekPik $H_S(t)$ and Waglan Island $H_W(t)$

台站间断 14 次(共 2329h), 最长的一次是 2003 年 7 月 23 日至 9 月 19 日, 共 1386h. 另一方面, 由图 5 可知, 香港地区近海潮高振幅可达 3m 量级. 利用六次多项式拟合验潮站潮位高变化长期特征, 分析说明潮位长期变化特征与区域海平面变化有密切联系. 后续分析还说明, 由于全球海潮模型在近海海域的不确定性, 考虑近海验潮站潮高变化特征对研究台站背景噪声起十分重要作用. 对验潮站数据实施预处理, 利用人机对话的可视化界面消去由于各种纪录误差和电脉冲等干扰信号, 为方便后续资料处理, 整理的数据格式与重力和气压数据相同.

3 重力潮汐信号分析

3.1 重力潮汐参数测定

有了采样率为小时的潮汐重力和气压数据后, 即可求解重力潮汐参数. 在实施重力潮汐参数的解

算过程中, 根据重力潮汐波不同的角频率特征和特定的奇偶带通滤波器性质, 先滤掉观测资料中的漂移项后再将日波、半日波和三分之一日波等波群从潮汐信号中分离^[13]. 从地球物理角度讲, 可将潮汐信号展开成许多波群的组合, 当然对具有相近频率而不同的波, 严格说来勒夫数是不同的. 但由于不同潮波间的频率相差甚微, 因此在资料调和与分析中可将同一波群中的勒夫数看成是常数.

资料分析的第二步是利用经典的最小二乘法解算潮汐观测方程, 并求得各波群的潮汐参数(包括振幅因子和相位滞后)和误差估计值. 在时间和频率域内, 从观测重力信号中扣除理论潮汐变化信号, 获得重力潮汐观测残差. 用回归分析方法计算台站气压与重力残差的回归系数, 即大气重力导纳值. 对观测残差进行频谱分析, 获得残差振幅谱, 并求得各潮汐波频段的平均标准差, 即噪声水平. 在数据分析中, 我们使用了由国际地球潮汐委员会

推荐的、具有 12000 个分波的引潮位展开表^[14]。

利用国际地球潮汐研究中心推荐的德国 Karlsruhe 大学 Wenzel 教授的 Eterna 标准方法, 计算了香港地区的重力潮汐参数^[11]。表 1 给出了包括 17 个周日波, 13 个半日波和 1 个 1/3 日波在内的振幅因子, 相位滞后和相应的误差估算, 同时还给出了各潮波波群名称、起始和截止频率范围。数值结果说明, 在香港地区重力潮汐主波观测振幅可达 $26.2 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ (O_1 波), $34.4 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ (K_1 波), $75.6 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ (M_2 波), $34.8 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ (S_2 波), 潮汐振幅的平均标准差为 $0.4 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 。主波振幅因子的测定精度高达 0.6‰ (O_1 波), 0.5‰ (K_1 波), 0.3‰ (M_2 波) 和 0.7‰ (S_2 波), 主波相位滞后测定精度为 2.8% (O_1 波) 和 1.2% (M_2 波)。说明利用 LCR_ET20 重力仪获得了香港地区高精度重力潮汐常数。由表可知, 总体来说, 测定的相位滞后数值

较大, 后续研究说明, 它们主要是由海潮变化所致。另外 S_1 潮波的相位高达 57° , 呈超前现象, 这主要与香港地区的特殊的气象变化因素有关。

3.2 海潮负荷改正

随着卫星测高技术广泛应用和有限元方法的不断成熟, 近年来在国际上发表了多种全新的全球海潮模型。本项研究使用了 11 种不同的网格化数字海潮模型, 包括: AG95 (Andersen, 1995)、CSR3.0 (Eanes, 1995)、CSR4.0 (Eanes, 1999)、FES95.2 (Le Provost, 1994)、FES99 (Lefvire, 2000)、FES02 (Lefvire, 2002)、GOT00 (Ray, 1999)、NAO99 (Matsumoto, 2000)、OR196 (Matsumoto, 1996)、TPX02 (Egbert, 1994) 和 SCW80 (Schwiderski, 1980)^[15-25]。由于构制方法和使用卫星轨道数据和验潮站资料的不同, 从而导致构制的海潮模型间存在一定的差异。因此可利用重力潮汐观测结果检验全球海潮模型, 找到最适合于该

表 1 香港台站实测重力潮汐参数(经气压效应改正)

Table 1 Observed tidal gravity parameters at station Hongkong (corrected by influence of air pressure)

| 波群名 | 起始频率 | 终止频率 | 振幅因子 | 振幅因子标准差 | 相位滞后 ($^\circ$) | 相位滞后标准差 ($^\circ$) |
|------------------|----------|----------|---------|---------|-------------------|----------------------|
| SGQ ₁ | 0.721499 | 0.833113 | 1.20922 | 0.05955 | -8.2171 | 2.8229 |
| 2Q ₁ | 0.851181 | 0.859691 | 1.20314 | 0.02008 | -2.1549 | 0.9585 |
| SGM ₁ | 0.860895 | 0.870024 | 1.18700 | 0.01730 | -3.7940 | 0.8353 |
| Q ₁ | 0.887326 | 0.896130 | 1.22450 | 0.00281 | -4.2680 | 0.1316 |
| RO ₁ | 0.897806 | 0.906316 | 1.21511 | 0.01529 | -4.1587 | 0.7200 |
| O ₁ | 0.921940 | 0.930450 | 1.20270 | 0.00059 | -4.9480 | 0.0278 |
| TAU ₁ | 0.931963 | 0.940488 | 1.28978 | 0.06048 | -1.3680 | 2.6869 |
| NO ₁ | 0.958085 | 0.966757 | 1.16940 | 0.00630 | -5.1746 | 0.3084 |
| CHI ₁ | 0.968564 | 0.974189 | 1.12129 | 0.03919 | -4.6413 | 2.0032 |
| P ₁ | 0.989048 | 0.998029 | 1.13942 | 0.00166 | -4.6377 | 0.0847 |
| S ₁ | 0.999852 | 1.000148 | 1.00650 | 0.13049 | 57.0101 | 6.0177 |
| K ₁ | 1.001824 | 1.013690 | 1.12347 | 0.00050 | -4.3523 | 0.0253 |
| TET ₁ | 1.028549 | 1.034468 | 1.14447 | 0.03863 | -3.1539 | 1.9357 |
| J ₁ | 1.036291 | 1.044801 | 1.14594 | 0.00732 | -2.8634 | 0.3661 |
| SO ₁ | 1.064840 | 1.071084 | 1.19459 | 0.04314 | -3.6087 | 2.0699 |
| OO ₁ | 1.072582 | 1.080945 | 1.12122 | 0.00970 | -1.2241 | 0.4950 |
| NU ₁ | 1.099160 | 1.216398 | 1.18899 | 0.04537 | 0.9368 | 2.1868 |
| EPS ₂ | 1.719380 | 1.837970 | 1.22822 | 0.03033 | -0.3920 | 1.4149 |
| 2N ₂ | 1.853919 | 1.862429 | 1.20963 | 0.01047 | -2.4906 | 0.4960 |
| MU ₂ | 1.863633 | 1.872143 | 1.20157 | 0.00852 | -1.4034 | 0.4061 |
| N ₂ | 1.888386 | 1.896749 | 1.18533 | 0.00135 | -2.1325 | 0.0655 |
| NU ₂ | 1.897953 | 1.906463 | 1.16312 | 0.00701 | -1.4449 | 0.3453 |
| M ₂ | 1.923765 | 1.942754 | 1.17608 | 0.00025 | -2.0243 | 0.0123 |
| LAM ₂ | 1.958232 | 1.963709 | 1.15104 | 0.03469 | -1.0334 | 1.7258 |
| L ₂ | 1.965826 | 1.976927 | 1.17313 | 0.00765 | -1.2295 | 0.3736 |
| T ₂ | 1.991786 | 1.998288 | 1.17812 | 0.00997 | 0.1012 | 0.4909 |
| S ₂ | 1.999705 | 2.000767 | 1.16432 | 0.00067 | -2.1494 | 0.0486 |
| K ₂ | 2.002590 | 2.013690 | 1.17331 | 0.00168 | -1.8731 | 0.0830 |
| ETA ₂ | 2.031287 | 2.047391 | 1.12779 | 0.02760 | -1.2779 | 1.4025 |
| 2K ₂ | 2.067578 | 2.182844 | 1.17794 | 0.06257 | -2.5692 | 3.0425 |
| M ₃ | 2.753243 | 3.081255 | 1.06012 | 0.00437 | -1.7495 | 0.2362 |

地区的参考模型.

通常全球海潮模型在公海地区为我们提供了精度较高的海潮潮高和相位数据,但由于中国沿海复杂的大陆架和特殊的海底构造,海潮变化梯度大,即使最好的全球海图也不能足以精确描述近海海潮运动特征,因此在研究重力负荷时必须考虑用中国近海资料对全球海潮模型进行修正^[26].本文利用中国科学院海洋研究所编制的中国南海区域(纬度从 $1^{\circ}45'N$ 到 $25^{\circ}15'N$,经度从 $99^{\circ}E$ 到 $121^{\circ}30'E$,网格划分 $15' \times 15'$),和中国东部海域(纬度从 $23^{\circ}50'N$ 到 $41^{\circ}N$,经度从 $117^{\circ}30'E$ 到 $131^{\circ}30'E$,网格划分 $10' \times 10'$)最新网格化的近海数字海潮模型(O_1 , K_1 , M_2 和 S_2 波),实施了在全球模型的有效修正^[27].

有了网格化数字海潮模型后,即可实施重力负荷矢量的计算.基于 Agnew 积分格林函数方法^[28],分别计算了主波重力负荷矢量,根据矢量叠加原理实施重力负荷信号改正^[29-30].图6给出了4个主波根据不同海潮模型得出的负荷矢量振幅.数值结果说明,在周日频段内,主波 O_1 负荷矢量振幅为 $2.0 \times 10^{-8} m/s^2$,相位在 53.5° ,不同海潮模型获得负荷矢量振幅差为6%,最大相位差为 2° .在半日频段内, M_2 波负荷矢量振幅为 $1.9 \times 10^{-8} m/s^2$,不同模型获得负荷矢量振幅差为8%,最大相位差为 8° .当使用不同海潮模型时,周日频段内 K_1 和 O_1 波的负荷振幅在同一量级,但在半日频段内的差异较大, S_2 波为 $0.6 \times 10^{-8} m/s^2$,比 M_2 负荷振幅小得多,反映了不同潮波变化特征.进一步分析表明,就同一潮波而言,将全球负荷结果和经近海模型修正后

的全球负荷结果比较,发现重力负荷差异主要是由近海模型不准确所致.充分考虑这些差异的影响,对测定地球液核共振参数和反演地球内部构造特征显得尤为重要^[31].

根据11种不同海潮模型获得的重力负荷矢量结果,实施了重力潮汐参数的海潮负荷改正.表2给出了四个主波用海潮模型改正后的残差矢量间的比较.由表可知,经负荷改正后,观测残差矢量振幅大大降低了.平均11个全球海潮模型改正后的重力残差效果,发现 O_1 波残差振幅从改正前的 $1.89 \times 10^{-8} m/s^2$ 降低到 $0.43 \times 10^{-8} m/s^2$, K_1 波残差振幅从改正前的 $2.06 \times 10^{-8} m/s^2$ 降低到 $0.10 \times 10^{-8} m/s^2$, M_2 波残差振幅从改正前的 $2.11 \times 10^{-8} m/s^2$ 降低到 $0.66 \times 10^{-8} m/s^2$, S_2 波残差振幅从改正前的 $1.04 \times 10^{-8} m/s^2$ 降低到 $0.39 \times 10^{-8} m/s^2$.

为综合评价负荷改正效果,我们引进“负荷改正有效性”概念,即用观测残差矢量振幅减去最终残差的振幅再除以观测残差矢量振幅,以便获得全球海潮模型在香港地区的适用性^[30].作为例子,图7给出了两个周日主波(O_1 和 K_1 波)和两个半日主波(M_2 和 S_2 波)负荷改正有效性统计情况.总的来说,周日波改正有效性要比半日波高的多,其中 K_1 波最为明显,有效性高达98.50%(FES95.2),最低的是 S_2 波,有效性为59.84%(FES99).全球模型负荷改正的平均有效性为77.2%(O_1 波),95.1%(K_1 波),68.8%(M_2 波)和62.5%(S_2 波).分析表明实际上负荷改正有效性间的差异反映了不同海潮模型

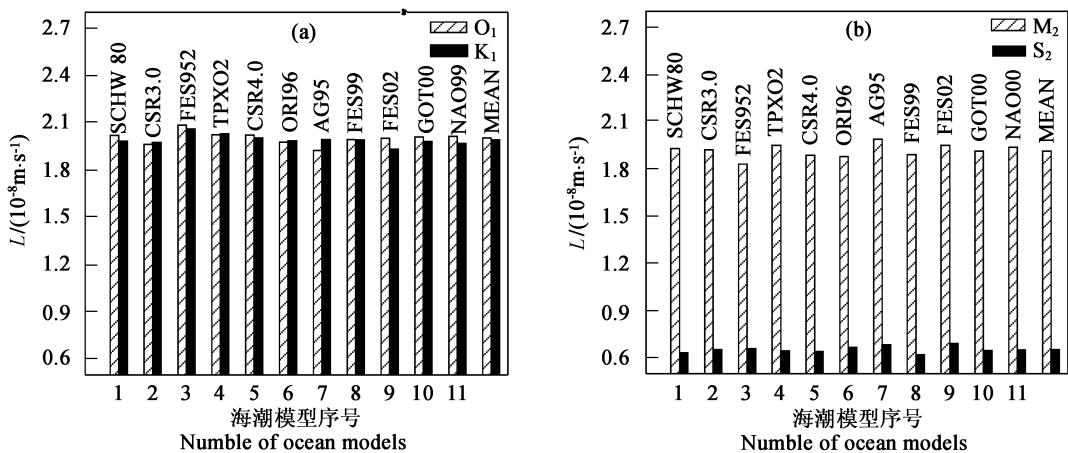


图6 周日频段(a)和半日频段(b)内主波重力负荷矢量振幅 L

Fig. 6 Amplitudes of gravity loading vectors for main constituents in diurnal (a) and semidiurnal (b) bands

表 2 海潮负荷改正前后的重力潮汐观测残差和最终残差

Table 2 Observation residuals and final residuals of tidal gravity before and after ocean loading correction

| 样本 | O ₁ 波 | | K ₁ 波 | | M ₂ 波 | | S ₂ 波 | |
|--------------------------|--|---------|--|--------|--|---------|--|--------|
| | X/(10 ⁸ m•s ⁻²) | χ/(°) | X/(10 ⁸ m•s ⁻²) | χ/(°) | X/(10 ⁸ m•s ⁻²) | χ/(°) | X/(10 ⁸ m•s ⁻²) | χ/(°) |
| B(Obs) | 1.8929 | -65.80 | 2.0562 | -93.79 | 2.1121 | -67.33 | 1.0353 | -77.90 |
| X ₁ (SCW80) | 0.4688 | -164.69 | 0.0992 | -53.34 | 0.5046 | -129.46 | 0.4035 | -77.97 |
| X ₂ (CSR3.0) | 0.4242 | -158.83 | 0.1230 | -47.50 | 0.6835 | -131.90 | 0.3850 | -83.31 |
| X ₃ (FES95.2) | 0.4229 | -177.06 | 0.0309 | 2.17 | 0.7204 | -124.83 | 0.4025 | -93.81 |
| X ₄ (TPX02) | 0.4157 | -168.22 | 0.1147 | -18.94 | 0.7540 | -134.61 | 0.4047 | -89.44 |
| X ₅ (CSR4.0) | 0.4265 | -167.04 | 0.1023 | -36.99 | 0.5507 | -126.18 | 0.3939 | -77.10 |
| X ₆ (ORI96) | 0.4312 | -160.48 | 0.1000 | -50.64 | 0.8035 | -129.66 | 0.4024 | -96.79 |
| X ₇ (AG95) | 0.4287 | -153.31 | 0.1085 | -40.88 | 0.6122 | -137.29 | 0.3533 | -79.24 |
| X ₈ (FES99) | 0.4028 | -164.38 | 0.1133 | -40.27 | 0.5512 | -126.42 | 0.4158 | -78.84 |
| X ₉ (FES02) | 0.4615 | -162.58 | 0.1575 | -57.65 | 0.6951 | -134.26 | 0.3495 | -86.51 |
| X ₁₀ (GOT00) | 0.4311 | -165.12 | 0.0980 | -55.37 | 0.6800 | -131.23 | 0.3897 | -82.31 |
| X ₁₁ (NAO99) | 0.4536 | -164.54 | 0.1027 | -64.53 | 0.6915 | -133.33 | 0.3952 | -87.92 |
| X ₁₂ (MEAN) | 0.4313 | -164.17 | 0.1013 | -45.60 | 0.6574 | -130.97 | 0.3881 | -84.88 |

注: X 为振幅(10⁻⁸ m•s⁻²), χ 为相位(°). B(Obs) 为观测残差矢量, X₁(SCW80), X₂(CSR3.0), ..., X₁₁(NAO99) 表示经不同海潮模型改正后的最终残差矢量, X₁₂(MEAN) 为经 11 个全球海潮模型负荷改正后的平均残差矢量值. 括号内表示的是使用的海潮模型名称.

间的差异, 负荷改正有效性越高, 说明改正得越彻底, 该模型更符合于该地区. 因此, 就 O₁ 波来说, 不同海潮模型对结果的影响甚微, 说明使用不同模型的效果是相同的. 但对 M₂ 波而言, 情况则不然, 负荷改正的有效性差异较大. 较高的是 CSR4.0 模型(73.9%), 较低的是 FES95.2 模型(64.3%), 两者间的差异可达到 13%.

由于近海潮汐模型是基于流体动力学方程插值, 并用有限验潮站资料约束获得, 再加上香港地区海湾地形复杂等因素, 导致了近海海潮模型误差较大. 为弥补近海海潮模型在香港地区的不确定性, 考虑使用验潮站潮位高变化资料. 在实际处理

过程中, 利用重力潮汐观测残差与近海潮高变化作回归分析, 得到回归系数, 进一步将观测残差中的浅海海潮信号扣除. 获得的验潮站潮高变化改正系数分别为(1) 鱼涌 0.017 ± 0.006 × 10⁻⁸ m•s⁻²/cm; (2) 石壁 0.016 ± 0.007 × 10⁻⁸ m•s⁻²/cm; (3) 横澜岛 0.018 ± 0.009 × 10⁻⁸ m•s⁻²/cm. 数值结果说明, 考虑近海潮高变化后, 周日和半日频段上的潮汐参数测定精度有较大提高. 利用三个验潮站观测数据分别实施改正, 选择最佳方案. 结果说明用不同验潮站数据改正引起的重力潮汐标准差间的最大差异在 3% 量级.

以使用 鱼涌验潮站潮高观测资料为例, 表 3

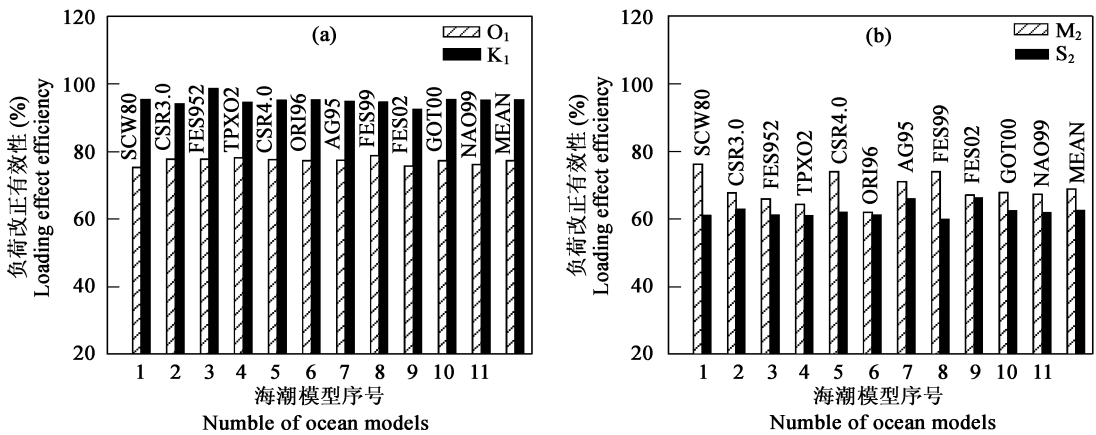


图 7 周日频段(a)和半日频段(b)内主波振幅因子的负荷改正有效性

Fig. 7 Loading correction efficiency of amplitude factors for main constituents in diurnal(a) and semidiurnal(b) bands

给出了周日和半日频段内 4 个主波的数值结果. 由表可知经过潮位高变化改正后, 重力潮汐振幅因子较改正前存在 1% 的差异, 相位滞后影响有明显改善, 说明近海潮位高变化改正的重要性. 表 3 还给出了采用非流体静力平衡状态下的 DDW2 理论地球潮汐模型的振幅因子^[31]. 比较后可知经海潮负荷改正后, 观测振幅因子与理论潮汐模型间的差异 O_1 波从 4.2% 降低到 1.0%, M_2 波从 1.2% 降低到 0.6%. 相位滞后改正十分明显, O_1 波从 -4.95° 降低到 -1.51° , K_1 波从 -4.35° 降低到 -1.08° , M_2 波

从 -2.02° 降低到 -0.94° , S_2 波从 -2.15° 降低到 -1.14° . 当考虑近海潮高变化效应后, 相位滞后又有进一步的改善, O_1 波从 -1.51° 降低到 -0.28° , K_1 波从 -1.08° 降低到 -0.15° , M_2 波从 -0.94° 降低到 -0.39° , S_2 波从 -1.14° 降低到 -0.65° . 说明了验潮站潮位高变化改正对准确测定重力潮汐参数 (尤其是相位滞后) 十分重要. 我们还分别利用石壁和横澜岛验潮站潮位高变化改正, 结果说明不同验潮站资料对重力潮汐参数的影响甚微.

表 3 经过 NAO99 海潮模型负荷和 鱼涌验潮站数据改正后的重力潮汐参数

Table 3 Tidal gravity parameters after loading corrections of NAO99 model and tide gauge data at station Quarry Bay

| 台站名 | 潮波 | I | | II | | III | | 振幅因子 理论值 |
|-----|-------|--------|------------------|--------|------------------|--------|------------------|-------------|
| | | 振幅因子 | 相位滞后($^\circ$) | 振幅因子 | 相位滞后($^\circ$) | 振幅因子 | 相位滞后($^\circ$) | |
| 鱼涌 | O_1 | 1.2027 | -4.95 | 1.1429 | -1.51 | 1.1342 | -0.28 | 1.1542 |
| | K_1 | 1.1235 | -4.35 | 1.1263 | -1.08 | 1.1363 | -0.15 | 1.1349 |
| | M_2 | 1.1761 | -2.02 | 1.1554 | -0.94 | 1.1544 | -0.39 | 1.1618 |
| | S_2 | 1.1643 | -2.15 | 1.1569 | -1.14 | 1.1623 | -0.65 | 1.1618 |

注: I: 经气压改正后获得的重力潮汐参数; II: 经气压改正和 NAO99 全球海潮模型负荷改正后的重力潮汐参数; III: 经气压、NAO99 全球海潮模型负荷和验潮站数据改正后的重力潮汐参数.

3.3 重力残差的时间分析

根据表 1 给出的香港地区实测重力潮汐参数, 构制了该地区重力潮汐合成信号 $S(t)$, 在观测信号中扣除合成潮信号得到非规则长周期重力潮汐残差 $R(t)$. 由图 8 可知, 尽管我们已经在预处理中用多项式拟合法扣除了仪器的长周期漂移, 但在重力残

差信号中仍然有较大变化, 峰对峰变化值约在 $200 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 以上. 为了研究潮汐频段内台站背景噪声水平, 我们对重力残差进行了时域内的最小二乘高通滤波, 截止频率为 0.8 cpd, 得到的潮汐重力残差信号 $R_f(t)$ 如图 8 所示. 为了获得时间域内改正有效性, 分别作了气压和验潮站 鱼涌潮高信号改

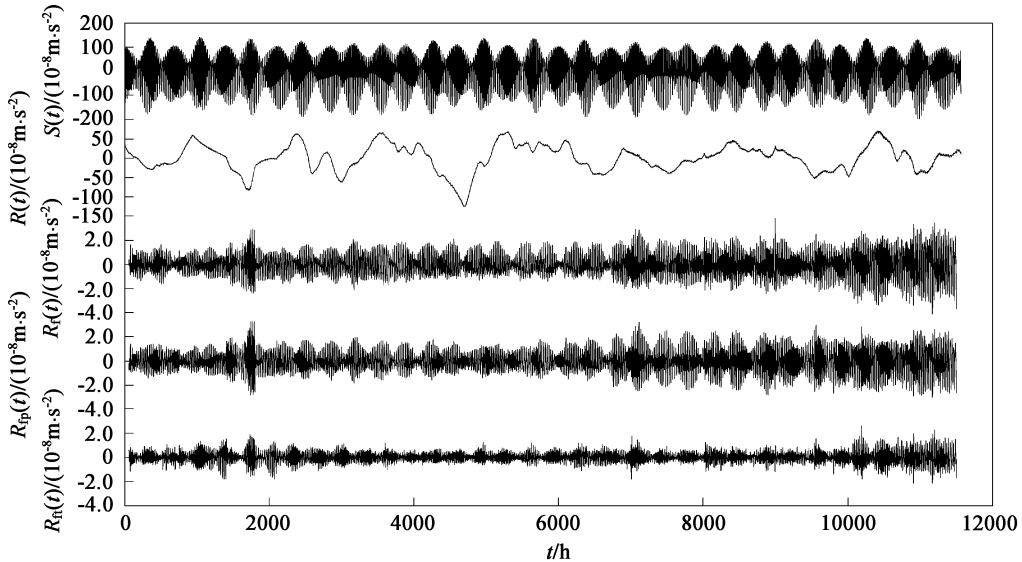


图 8 重力合成潮 $S(t)$ 、非规则长周期重力残差 $R(t)$ 、重力潮汐残差 $R_f(t)$ 、加气压改正后的重力潮汐残差 $R_{fp}(t)$ 和加气压和验潮站数据改正后的重力潮汐残差 $R_{ft}(t)$

Fig. 8 Synthesized tidal gravity $S(t)$, irregular long period gravity change $R(t)$, tidal gravity residual tidal gravity residual after air pressure correction $R_f(t)$, tidal gravity residual after air pressure $R_{fp}(t)$ and tidal gauge data corrections $R_{ft}(t)$

正, 气压改正后的重力信号 $R_{fp}(t)$ 和在实施验潮站潮位变化改正后的潮汐重力残差信号 $R_{\#}(t)$ 如图 8 所示. 比较 $R_t(t)$ 和 $R_{fp}(t)$ 可以看出, 气压对重力残差的影响甚微(这在图 9b 中能更显示). 但经过近海潮位高变化信号改正后, 重力潮汐残差振幅大大降低($R_{\#}(t)$), 说明香港地区浅海潮汐对重力观测有明显影响. 由 $R_{fp}(t)$ 可知, 台站背景噪声约在 $\pm 2.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$. 分析表明近海潮位高变化对重力潮汐观测的影响也在 $\pm 2.0 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 因此要获得高精度重力潮汐参数, 考虑近海潮高变化改正十分重要.

为能获得重力残差中的浅海潮汐变化信号, 我

们还从频率域中研究了残差频谱特征. 对图 8 中三组重力残差($R_t(t)$ 、 $R_{fp}(t)$ 和 $R_{\#}(t)$) 采用带 Hanning 窗的 FFT 算法分析, 得到了相应的残差振幅谱($A_t(t)$ 、 $A_{fp}(t)$ 和 $A_{\#}(t)$) (见图 9). 分析可知, $A_t(t)$ 和 $A_{fp}(t)$ 间的差异甚微, 但比较 $A_{fp}(t)$ 和 $A_{\#}(t)$, 可发现潮汐重力残差的振幅大大地减小了. 在周日频段内, 90% 以上的最终残差信号由于实施近海潮位变化改正而消失了. 在半日频段内, 残差振幅从 $0.50 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$ 减小到 $0.15 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$, 效果十分明显. 说明近海潮位高变化对半日潮影响可达 $0.35 \times 10^{-8} \text{ m/s}^2$.

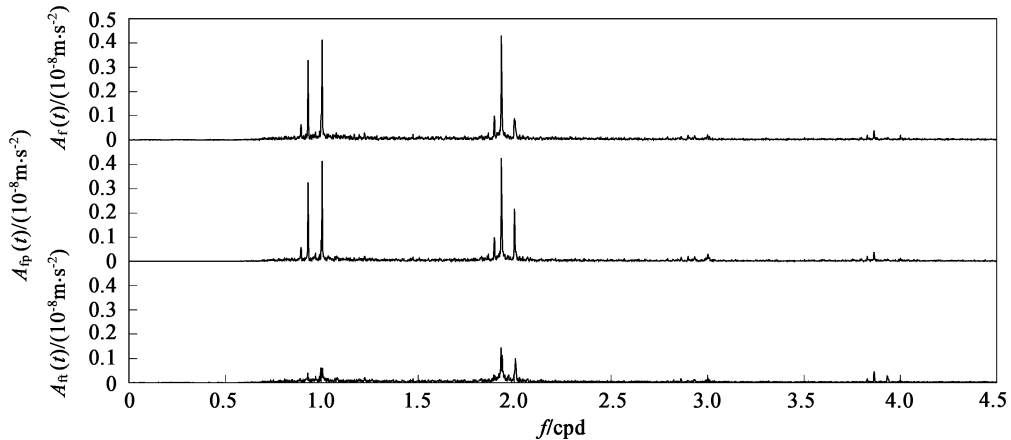


图 9 潮汐频段内原始 $A_t(t)$ 、加气压改正后 $A_{fp}(t)$ 、加气压和验潮站数据改正后 $A_{\#}(t)$ 的重力潮汐残差信号振幅谱

Fig. 9 Spectrum amplitudes of tidal gravity residual signals, original $A_t(t)$, after applying for air pressure correction $A_{fp}(t)$ and after applying for air pressure and tidal gauge data corrections $A_{\#}(t)$

4 结 论

(1) 利用高精度潮汐重力仪在香港地区 483 天观测, 首次获得了该地区完整的重力固体潮实测模型, 本项研究填补了中国地壳运动观测网络在该地区重力固体潮观测空白, 为地表和空间大地测量提供有效参考和服务;

(2) 文章基于 11 个经近海海潮模型修正后的全球海潮模型, 计算了重力负荷矢量, 实施了重力潮汐参数的负荷改正. 结果说明, 残差振幅矢量均有明显改善, 平均海潮负荷改正的有效性 O_1 波可达 77.2%, K_1 波 95.1%, M_2 波 68.8% 和 S_2 波 62.5%. 经过海潮负荷改正后, 观测重力潮汐振幅因子与理论值间的差异大大降低了;

(3) 对海潮模型在香港地区的适用性进行了讨论, 说明使用不同海潮模型对周日波频段内的负荷

改正影响甚微, 但在半日波频段内, 负荷改正有效性间的差异可高达 13%. 说明在香港地区, 周日频段内的海潮模型比半日频段内的模型更加稳定;

(4) 利用验潮站潮位高观测数据研究了重力残差和台站背景噪声水平, 结果说明重力潮汐背景噪声与浅海负荷效应在同一量级. 利用验潮站潮位变化实施浅海海潮信号改正后, 主波潮汐参数的相位滞后得到重要改善. 因此在香港地区海湾地形复杂导致近海海潮模型误差较大的前提下, 考虑验潮站资料不失为一种有效弥补方法.

参考文献 (References)

- [1] 方俊. 固体潮. 北京: 科学出版社, 1984
Fang J. Earth Tides (in Chinese). Beijing: Science Press, 1984
- [2] Crossley D, Hinderer J, Casula G, et al. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *Eos, Tran.*, American Geophysical Union, 1999, **80** (11): 121125-121126
- [3] Sun H P, Hsu H Z, Jentzsch G, et al. Tidal gravity observations

- obtained with superconducting gravimeter and its application to geodynamics at Wuhan/China. *Journal of Geodynamics*, 2002, **33**(1-2): 187~198
- [4] 孙和平, 徐建桥, Ducame B. 基于全球超导重力仪观测资料考虑液核近周日共振效应的固体潮实验模型. *科学通报*, 2003, **48**(6): 610~614
Sun H P, Xu J Q, Ducame B. Experimental earth tidal models in considering nearly diurnal free wobble of the Earth's liquid core. *Chinese Science Bulletin*, 2003, **48**(9): 935~940
- [5] Melchior P. A new data bank for tidal gravity measurements (DB92). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1994, **82**: 125~155
- [6] Ducame B, Sun H P. Tidal gravity results from GGP network in connection with tidal loading and earth response. *J. Geodetic Society of Japan*, 2001, **47**(1): 308~315
- [7] Becker E, Groten E, 陶国祥等. ET型潮汐重力仪的改进. *测绘学报*, 1990, **19**(3): 229~235
Becker E, Groten E, Tao G X, et al. An improved ET Earth tide gravimeter. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* (in Chinese), 1990, **19**(3): 229~235
- [8] 刘明, 孙和平, 郑少怀等. 基于虚拟仪器的LaCoste-Romberg ET型重力仪数据采集和显示系统. *电子测量技术*, 2002, **6**: 38~40
Liu M, Sun H P, Zheng S H, et al. Data acquisition and display system of LaCoste-Romberg ET gravimeter based on visual instrument. *Electronic Measurement Technology* (in Chinese), 2002, **6**: 38~40
- [9] 孙和平, 陈晓东, 刘明等. LCR_ET20 弹簧型潮汐重力仪观测结果的分析 and 比较. *地震学报*, 2002, **24**(5): 510~515
Sun H P, Chen X D, Liu M, et al. Analysis and comparison of the tidal gravity observations obtained with LCR_ET20 spring gravimeter. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2002, **24**(5): 510~515
- [10] Vauterin P. Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of Earth tide data. Proc. 13th Int. Sympos. on Earth Tides, Brussels, Observatoire Royal de Belgique, Service Géophysique, 1998, 481~486
- [11] Wenzel H G. The Nanogal Software: Earth tide data processing package Eterna3.30. *Bulletin d'Information de Marées Terrestres*, 1996, **124**: 9425~9439
- [12] 陈晓东, 孙和平. 一种新的重力潮汐数据预处理和分析方法. *大地测量与地球动力学*, 2002, **22**(3): 83~87
Chen X D, Sun H P. New method for pre-processing and analyzing tidal gravity observations. *Journal of Geodesy and Geodynamics* (in Chinese), 2002, **22**(3): 83~87
- [13] Sun H P, Takemoto S, Hsu H Z, et al. Precise tidal gravity recorded with superconducting gravimeters at stations Wuhan/China and Kyoto/Japan. *J. Geodesy*, 2001, **74**: 720~729
- [14] Hartmann T, Wenzel H G. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, **24**: 3553~3556
- [15] Andersen O B. Global ocean tides from ERS1 and TOPEX/Poseidon. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 25249~25259
- [16] Eanes R J, Shuler A. An improved global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: CSR4.0 EGS 24th General Assembly, The Hague, 1999
- [17] Eanes R J, Bettadpur S V. The CSR3.0 global ocean tide model. CSR_TM_95_06, Center for Space Research, Univ. of Texas at Austin, 1995
- [18] Le Provost C, Lyard F, Molines J M, et al. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(C3): 5513~5529
- [19] Lefèvre F, Lyard F, Le Provost C, et al. FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *J. A. O.T.*, 2002, **19**: 1345~1356
- [20] Le Provost C. FES2002_A new version of the FES tidal solution series. Abstract Volume. Jason-1 Science Working Team Meeting, Biarritz, France, 2002
- [21] Ray R. A global ocean tide model from TOPEX/Poseidon altimetry: GOT99.2. Goddard Space Flight Center/NASA, Greenbelt, TM_1999_209478, 1999, 58
- [22] Matsumoto K, Ooe M, Sato T, et al. Ocean tide model obtained from TOPEX/Poseidon altimetry data. *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**: 25319~25330
- [23] Matsumoto K, Takanezawa T, Ooe M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into Hydrodynamical model: A global model and a regional around Japan. *Journal of Oceanography*, 2000, **56**: 567~581
- [24] Egbert G D, Bennett A F, Foreman M G G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 24821~24852
- [25] Schwiderski E W. Ocean tides, Part II: A hydrodynamical interpolation model. *Marine Geodesy*, 1980, **3**: 219~255
- [26] Sun H P. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the Western Pacific Area. *Bulletin d'Informations de Marées Terrestres*, 1992, **113**: 8271~8292
- [27] Fang G H, Kwok Y K, Yu K, et al. Numerical simulation of principal tidal constituents in the South China Sea, Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. *Continental Shelf Research*, 1999, **19**(7): 845~869
- [28] Agnew D C. A program for computing ocean_tide loading. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**(B3): 5109~5110
- [29] 孙和平, 许厚泽, 罗少聪等. 用超导重力仪的潮汐观测资料研究海潮模型. *测绘学报*, 1999, **28**(2): 115~120
Sun H P, Hsu H Z, Luo S C, et al. Study of the ocean models using tidal gravity observations obtained with superconducting gravimeter. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* (in Chinese), 1999, **28**(2): 115~120
- [30] 孙和平, Ducame, 许厚泽等. 基于全球超导重力仪观测研究海潮和固体潮模型的适用性. *中国科学(D辑)*, 2005, **35**(7): 649~657
Sun H P, Ducame B, Xu H Z et al. Adaptability of the ocean and Earth tidal models based on global observations of the superconducting gravimeters. *Science in China (Series D)*, 2005, **48**(11): 1859~1869
- [31] Dehant V, Defraigne P, Wahr J. Tides for a convective Earth. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**(B1): 1035~1058

(本文编辑 胡素芳)