



测绘地理信息科技出版资金资助

CEHUI DILI XINXI KEJI CHUBAN ZIJIN ZIZHU



# 卫星测高数据的 潮汐提取与建模应用

Tide Analysis from Altimeter Data and the  
Establishment and Application of Tide Model

暴景阳 许军 著



测绘出版社

测绘地理信息科技出版资金资助

# 卫星测高数据的 潮汐提取与建模应用

Tide Analysis from Altimeter Data and the Establishment and  
Application of Tide Model

暴景阳 许 军 著

测 绘 出 版 社

• 北京 •

© 暴景阳 许 军 2013

所有权利(含信息网络传播权)保留,未经许可,不得以任何方式使用。

## 内 容 简 介

本书系统地阐述了由卫星测高数据提取潮汐参数、构建潮汐模型及模型应用的相关理论与方法,主要内容包括:海洋潮汐基本理论;卫星测高地面轨迹的基本规律与潮汐混叠现象,分潮可分辨的新判据;交叉点与沿迹潮汐参数提取的方法与成果;多卫星联合潮汐参数提取;基于数据同化的区域潮汐模型构建;区域潮汐模型的应用。

本书可供测绘、海洋及交通运输等领域科技人员及高等院校有关专业的师生阅读参考。

## 图书在版编目(CIP)数据

卫星测高数据的潮汐提取与建模应用/暴景阳,许军著. —北京:测绘出版社,2013.12  
(现代测绘理论与技术文库)

ISBN 978-7-5030-3356-8

I. ①卫… II. ①暴… ②许… III. ①潮汐—卫星测  
高一研究 IV. ①P731.23

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2013)第 312396 号

责任编辑 巩 岩 封面设计 李 伟 责任校对 董玉珍 责任印制 喻 迅

|      |                  |     |                    |
|------|------------------|-----|--------------------|
| 出版发行 | 测绘出版社            | 电 话 | 010-83543956(发行部)  |
| 地 址  | 北京市西城区三里河路 50 号  |     | 010-68531609(门市部)  |
| 邮政编码 | 100045           |     | 010-68531363(编辑部)  |
| 电子信箱 | smp@sinomaps.com | 网 址 | www.chinasmp.com   |
| 印 刷  | 北京京华虎彩印刷有限公司     | 经 销 | 新华书店               |
| 成品规格 | 169mm×239mm      |     |                    |
| 印 张  | 9.25             | 字 数 | 182 千字             |
| 版 次  | 2013 年 12 月第 1 版 | 印 次 | 2013 年 12 月第 1 次印刷 |
| 印 数  | 0001-1000        | 定 价 | 32.00 元            |

书 号 ISBN 978-7-5030-3356-8/P·651

审 图 号 GS(2013)2967 号

本书如有印装质量问题,请与我社门市部联系调换。

## 前 言

海洋潮汐与人类有着密切的联系,对人类的海上活动有很大的影响,因此人类一直在试图了解潮汐的变化规律、解释潮汐现象及预报潮位变化。随着海上活动的日益频繁,人类对潮汐感兴趣的区域也从沿岸扩展至远海。设立验潮站以实施常规的潮汐观测是精确了解潮汐与应用的基础,海底压力式水位计的出现将验潮站从海边扩展至近海甚至远海,这对潮汐的深化研究起到了巨大的支撑作用。但受到其电源时长、布放与回收等条件的限制,水位计的布设站点相对于全球海洋来说仍十分有限。

卫星测高技术的发展对潮汐研究起到了超出预想的影响,它可以从全球探测的角度反映局地离散潮汐观测所不能揭示的现象。卫星高度计可视为功能强大的全球潮汐观测系统,其数据经过合适的分析方法可以给出卫星轨迹上的潮汐参数分布。从全球海洋角度,这些潮汐参数具有较高的空间分布密度,但对大多潮汐应用而言,卫星平行轨迹间隔还过于稀疏。实际应用所需的是全球或区域的潮汐空间分布表示,即海潮模型或潮汐模型。因此,由卫星测高数据提取的潮汐参数的实用性,将体现在通过同化技术改善流体动力学方程的解算结果上。目前的全球或区域潮汐模型大多基于该技术手段,并在海洋学、地球物理学和大地测量学等领域获得了广泛的应用,在对瞬时水位具有较高精度要求的海洋工程测量中也进行了一定的尝试,获得了较好的结果。

中国近海为典型的陆架海(东海、黄海和渤海)或半封闭海(南海),这些区域为潮能的摩擦耗散区,半日和全日潮族都存在多个无潮点,潮汐时空变化规律复杂,是全球潮汐模型误差较大的区域。因此,利用卫星测高数据开展中国近海的潮汐研究,构建高分辨率和高精度的中国近海实用潮汐模型具有现实的需求。为此,本书将对中国近海潮汐模型的构建及其应用进行深入的分析 and 研究。

本书是在两位作者博士学位论文研究的基础上完成的,并综合了作者近年来的一些研究成果,主要研究了基于卫星测高数据提取潮汐参数的相关理论与方法,注重分析分潮可分辨的判据、卫星测高数据在中国近海提取潮汐参数的可靠性,并将潮汐参数成果同化入海洋模式以构建中国近海区域精密潮汐模型,探索精密潮汐模型在平均海面变化监测、水位推算与岸线推算等方面的应用。全书共分为7章:第1章为绪论,简要介绍了卫星测高技术的发展过程及其与海洋潮汐的关系;第2章简述了海洋潮汐基本理论,介绍了平衡潮理论、海洋潮汐的调和分析法 and 响应分析法,剖析了潮汐参数精度评估的方法与指标;第3章介绍了卫星地面轨迹的

时空规律和卫星测高的潮汐混叠现象,提出了分潮可分辨的新判据,并利用 T/P 卫星的仿真数据计算了分辨主要分潮所需的数据累积时长;第 4 章以 T/P 卫星测高数据为例,给出了交叉点与沿迹分析方法,分析了潮汐参数成果在中国近海相比于在开阔海域的精度与可靠性,以分时段统计的方法,验证了第 3 章中基于分潮可分辨的新依据与仿真数据计算的时长需求;第 5 章探索了联合 T/P 与 Geosat/ERM 求解潮汐参数的方法,提出将 T/P 潮汐参数计算的差比关系引入至 Geosat/ERM 沿迹点,以克服 Geosat/ERM 混叠影响,分析了由 T/P、Jason-1 的原始轨道与交错轨道数据分别提取的潮汐参数之间的符合程度;第 6 章分析了逆气压改正对潮汐参数提取的影响,构建了  $S_a$  分潮模型,并基于“blending”同化法构建了中国邻近海域的精密潮汐模型;第 7 章探讨了精密潮汐模型在平均海面变化监测、水位推算与岸线推算等方面的应用。

本书的研究工作得到了我国著名大地测量学家晁定波教授、海洋学家赵进平教授的悉心指导与帮助,同时,也包含了张杰博士的部分研究成果。陈宗镛教授为作者编写本书给予了很大的鼓励,并提出许多有益建议。国家自然科学基金项目(41074002)为本书的出版和部分研究工作提供了资助,作者在此一并表示感谢。

限于作者水平,书中难免有不妥之处,敬请读者批评指正。

# 目 录

|                        |    |
|------------------------|----|
| 第 1 章 绪 论              | 1  |
| § 1.1 卫星测高技术及其发展       | 1  |
| § 1.2 卫星测高与海洋潮汐的关系     | 3  |
| § 1.3 海洋潮汐模型的构建与应用     | 4  |
| 第 2 章 海洋潮汐基本理论         | 6  |
| § 2.1 引潮力、引潮力位与平衡潮     | 6  |
| § 2.2 引潮力位的调和展开        | 8  |
| § 2.3 实际海洋潮汐的表示与调和分析   | 14 |
| § 2.4 响应分析             | 20 |
| § 2.5 潮汐参数精度评估的指标      | 24 |
| 第 3 章 卫星测高及其数据预处理      | 26 |
| § 3.1 适合潮汐信号提取的测高卫星    | 26 |
| § 3.2 重复轨迹测高卫星的地面轨迹    | 27 |
| § 3.3 T/P 卫星轨迹的时空规律    | 32 |
| § 3.4 卫星测高的潮汐混叠        | 34 |
| § 3.5 分潮可分辨的新判据        | 37 |
| § 3.6 测高数据预处理          | 40 |
| 第 4 章 交叉点与沿迹潮汐参数提取     | 44 |
| § 4.1 计算区域             | 44 |
| § 4.2 调和分析的数学模型        | 45 |
| § 4.3 交叉点的调和分析         | 47 |
| § 4.4 沿迹调和分析           | 54 |
| § 4.5 沿迹调和差分模式         | 59 |
| § 4.6 响应分析             | 63 |
| 第 5 章 多卫星联合潮汐参数提取      | 66 |
| § 5.1 T/P 与 Geosat/ERM | 66 |

---

|              |                        |            |
|--------------|------------------------|------------|
| § 5.2        | T/P 与 Jason-1(原始轨道)    | 71         |
| § 5.3        | T/P 与 Jason-1(交错轨道)    | 72         |
| <b>第 6 章</b> | <b>基于数据同化的区域潮汐模型构建</b> | <b>73</b>  |
| § 6.1        | $S_a$ 分潮模型的构建          | 73         |
| § 6.2        | POM                    | 79         |
| § 6.3        | “blending”同化法          | 81         |
| § 6.4        | 底摩擦系数的取值               | 81         |
| § 6.5        | 中国邻近海域潮汐模型的构建          | 82         |
| § 6.6        | 局部区域精细潮汐模型的构建          | 89         |
| <b>第 7 章</b> | <b>区域潮汐模型的应用</b>       | <b>97</b>  |
| § 7.1        | 潮汐模型对利用卫星测高监测海平面变化的影响  | 97         |
| § 7.2        | 深度基准面模型的构建             | 102        |
| § 7.3        | 基于余水位控制的水位推算           | 104        |
| § 7.4        | 海岸线综合推算                | 115        |
| <b>参考文献</b>  |                        | <b>132</b> |

# CONTENTS

|                  |                                                                             |    |
|------------------|-----------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Chapter 1</b> | <b>Introduction</b>                                                         | 1  |
| § 1.1            | Altimetry and its development                                               | 1  |
| § 1.2            | The relationship between altimetry and tide                                 | 3  |
| § 1.3            | The establishment and application of tide model                             | 4  |
| <b>Chapter 2</b> | <b>Fundamental tidal theories</b>                                           | 6  |
| § 2.1            | Tidal forcing, tidal potential and equilibrium tide                         | 6  |
| § 2.2            | The harmonic expansion of tidal potential                                   | 8  |
| § 2.3            | The expression and analyses of the ocean tide                               | 14 |
| § 2.4            | Response analysis                                                           | 20 |
| § 2.5            | Accuracy evaluation of the tidal parameters                                 | 24 |
| <b>Chapter 3</b> | <b>The preprocessing of the altimeter data for tidal analysis</b>           | 26 |
| § 3.1            | The satellites appropriate for tidal analysis                               | 26 |
| § 3.2            | The tracks of the altimetry satellites with exact repeat orbit              | 27 |
| § 3.3            | The spatial and temporal pattern of the T/P tracks                          | 32 |
| § 3.4            | The tidal alias in the altimetry sampling                                   | 34 |
| § 3.5            | A new criterion for the departure of constituents                           | 37 |
| § 3.6            | The preprocessing of altimeter data for tidal analysis                      | 40 |
| <b>Chapter 4</b> | <b>The tidal analysis from the crossover and along track altimeter data</b> | 44 |
| § 4.1            | The area for tidal analysis from altimeter data                             | 44 |
| § 4.2            | The mathematical models for harmonic tidal analysis                         | 45 |
| § 4.3            | Harmonic tidal analysis for crossovers                                      | 47 |
| § 4.4            | Harmonic tidal analysis along altimetry tracks                              | 54 |
| § 4.5            | A differential mode for along track harmonic tidal analysis                 | 59 |
| § 4.6            | Results from response analysis                                              | 63 |

|                   |                                                                                         |     |
|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Chapter 5</b>  | <b>The recover of tidal parameters from combined altimeter missions</b>                 | 66  |
| § 5.1             | Tidal analysis from combined T/P and Geosat/ERM data                                    | 66  |
| § 5.2             | Tidal analysis from combined T/P and Jason-1(original orbit) data                       | 71  |
| § 5.3             | Tidal analysis from combined T/P and Jason-1 (altered orbit) data                       | 72  |
| <b>Chapter 6</b>  | <b>The establishment of regional ocean tide model with assimilation approach</b>        | 73  |
| § 6.1             | The establishment of long period tide model                                             | 73  |
| § 6.2             | The POM                                                                                 | 79  |
| § 6.3             | The assimilation by blending techniques                                                 | 81  |
| § 6.4             | The selection of bottom friction coefficients                                           | 81  |
| § 6.5             | The establishment of tide models over China seas and vicinity                           | 82  |
| § 6.6             | Fine tide model for some local regions                                                  | 89  |
| <b>Chapter 7</b>  | <b>The applications of regional tide model</b>                                          | 97  |
| § 7.1             | The influence of tide models on the research of sea level variation from altimetry data | 97  |
| § 7.2             | The establishment of chart datum model                                                  | 102 |
| § 7.3             | The water level prediction with tide model and residual water level                     | 104 |
| § 7.4             | The shore line determination                                                            | 115 |
| <b>References</b> |                                                                                         | 132 |

# 第1章 绪论

## § 1.1 卫星测高技术及其发展

卫星测高技术通过发射和接收雷达脉冲信号观测卫星与海面之间的距离,并由此几何量及其变化来表示地球的重要几何信息或反演地球物理信息,如地球重力场模型的建立、海面变化研究、海面地形研究与全球垂直基准建立、中尺度涡与大洋环流研究、厄尔尼诺等异常海洋现象的监测、海洋潮汐模型的建立等。另外,执行测高任务的卫星通常携带辐射计、散射计和合成孔径雷达来探测海面有效波高和后向散射系数,用于相应的海洋学任务。

卫星测高思想起源于1969年在Williams(威廉斯)城召开的固体地球和海洋物理学讨论会。该思想的实现无疑具有如海上调查船、海洋观测浮标等常规海洋观测计划所无法比拟的优越性。它可以从宇宙空间大范围、高精度、快速地,也可以周期性地探测海洋上的各种现象与变化,提高人类对海洋甚至整个地球认识的深度和广度。因此这种思想很快付诸试验与实施,并逐渐走向成熟。

1973年5月14日,美国国家航空与航天局(NASA)发射了第一颗携带测高仪的卫星Skylab。由于该卫星的径向轨道误差较大,测高仪本身存在漂移,测高系统存在偏差,其成果难以达到有关应用要求。尽管如此,该卫星计划却是一个成功的原理性试验,为以后的测高卫星计划奠定了必要的技术基础。

1975年4月9日,NASA发射了Geos-3卫星。三年的试验表明,该卫星的测高精度达到50 cm的量级。其最初的任务是测量全球重力场、海洋大地水准面,以及地壳结构等以往由于缺乏数据而难以深入了解的基本地球物理及相关的海洋学要素。但NASA的海洋学家对Geos-3高度计数据进行分析研究之后认为,高度计完全有潜力测定海面动力高度,从而对海洋动力过程进行测量与研究。

NASA于1978年6月28日发射的海洋卫星Seasat可以说是遥测遥感技术用于海洋学研究的一个里程碑。由于其雷达脉冲采用了高压缩比的脉冲压缩技术,测高精度达到10 cm量级(但定轨误差较大),已经可以用在大尺度海流和中尺度涡旋测量上,同时还可用于海面风速和极地冰盖观测。尽管该卫星因电源故障仅采集了三个月的数据,但这些数据使人们完成了一些实用性的科学研究任务,对雷达高度计遥感技术的发展具有决定性意义。

美国海军于1985年3月12日发射了Geosat卫星,其完成的五年测高任务可

以分为两个阶段。前期的大地测量任务执行了 18 个月,其使命是获得全球高密度和高精度的测高数据,用于改进地球重力场模型和大地水准面,以满足对高精度测地资料的需要。在大地测量任务阶段,该卫星共获得全球海域内 2 亿千米长的卫星轨迹,约 2.7 亿个观测数据,其地面轨迹格网的平均间距为 4 km。后期执行周期为 17.05 天的精密重复轨道任务,为民用科学研究服务,其数据的主要作用是开展海洋学研究。

欧洲空间局(ESA)经过十年的准备,于 1991 年 7 月 17 日发射了欧洲第一颗遥感卫星 ERS-1,该卫星执行了三种轨道模式,即对应 3 天、35 天和 168 天精密重复轨道任务。该卫星获得的信息有:全球海浪的动态变化、海面风场及其变化、大洋环流、两极冰山及全球海平面的变化、海洋与陆地的卫星影像、海洋大地水准面、海面地形、海面温度及海面水汽等。其后续卫星为 ERS-2,于 1995 年 4 月 21 日发射。

为了能高精度研究海面地形、大洋环流与大洋潮汐,NASA 与法国国家太空研究中心(CNES)于 1992 年 8 月 10 日联合发射了 TOPEX/Poseidon(T/P)试验卫星。为了海面地形和海洋潮汐研究等海洋学任务的需要,T/P 卫星的轨道经过精心设计,其精密重复周期为 9.915 6 天。这样的设计使各主要潮汐分潮的混叠周期均不超过半年,从而有利于削弱潮汐对多项研究所需稳态海面高计算的影响,同时也有助于潮汐信号提取。在一个精密重复周期内,卫星绕地球运行 127 周,地面平行轨迹的间距为  $360^\circ/127=2.835^\circ$ ,在赤道上约为 315 km。到目前为止,该卫星获得的海面高精度高于此前其他测高卫星,这得益于卫星的定轨精度和高度计测高精度两方面的改进,T/P 地球物理数据集 MGDR-A 的卫星轨道采用 JGM-2 重力场模型计算,MGDR-B 已采用 JGM-3 模型(Tapley et al,1994),用 JGM-2 计算的卫星轨道误差估计为 3~4 cm,而用 JGM-3 计算的为 2~3 cm(Shum et al,1997)。测高采用 NASA 研制的 TOPEX 和 CNES 研制的 Poseidon 两种高度计,二者共用同一雷达天线,不能同时工作,大部分数据来自前者。TOPEX 采用双频(13.6 GHz 和 5.3 GHz)测距,因此对电离层散射引起的测高误差具有校正能力,另外,配置了一部三波段(18 GHz、21 GHz、37 GHz)微波辐射计,用来测量大气中的水汽含量,校正测距中的相关误差,测距综合误差在 3.2 cm 精度水平(Fu et al,1994)。后者虽然是单频固态高度计,但电离层校正采用的是 DORIS(多里斯系统)数据和全球电离层模型,因此它的大气传播影响也降低到最低程度,测距综合误差为 3.7 cm(Fu et al,1994;Tapley,1994)。在 MGDR-A 数据集中,TOPEX 和 Poseidon 两个高度计观测的海面高具有一定的系统性偏差,约为 20 cm(邓晓丽等,1996)。MGDR-B 已改正了该系统误差(PO. DAAC,1997)。鉴于 T/P 卫星的巨大成功,Jason-1、Jason-2 作为 T/P 的后续卫星陆续于 2001 年与 2008 年发射,延续 T/P 的任务。

其后发射的几颗测高卫星,其目的都是为了深化人们对地球重力场、海洋环境

要素、地球物理参数等的了解。有关测高卫星及主要参数信息如表 1.1 所示。

表 1.1 测高卫星概况

| 卫星      | 研制机构       | 发射日期       | 卫星倾角<br>/(°) | 重复周期<br>/天 | 赤道间距<br>/km |
|---------|------------|------------|--------------|------------|-------------|
| Geos-3  | NASA       | 1975.04.09 | 115          | —          | —           |
| Seasat  | NASA       | 1978.06.28 | 108          | 3,17       | 169,800     |
| Geosat  | U. S. Navy | 1985.03.15 | 108          | 准 23,17    | 160         |
| ERS-1   | ESA        | 1991.07.17 | 98.5         | 3,35,168   | 20~80       |
| T/P     | NASA/CNES  | 1992.08.10 | 66           | 9,915 6    | 320         |
| ERS-2   | ESA        | 1995.04.21 | 98.5         | 3,35,168   | 20~80       |
| GFO     | U. S. Navy | 1998.02.10 | 108          | 17         | 160         |
| Jason-1 | NASA       | 2001.11.07 | 66           | 9,915 6    | 320         |
| Jason-2 | NASA       | 2008.07.04 | 66           | 9,915 6    | 320         |

## § 1.2 卫星测高与海洋潮汐的关系

卫星测高技术的出现极大地促进了海潮模型研究的进展,这得益于两方面。一方面,在卫星测高数据应用中除潮汐信号提取外都必须扣除规则的海面变化即潮汐影响,所需要的潮汐信息主要来源于可靠的海潮模型。根据研究,对于大地测量学、海洋学和地球物理学应用,特别是对于大洋环流研究而言,稳态平均海面高的误差应不大于 14 cm(PO. DAAC,1997),这一指标要求潮汐改正的精度应至少不低于这个水平。在高精度的卫星测高计划(如 T/P)中,求取稳态海面高时,对测高数据进行的各项地球物理改正中,海洋潮汐改正占有最大比例,仅海洋潮汐引起的海面变化量达到总改正量的 82%,加上固体潮的影响,潮汐改正占海面总改正量的 94%。因此潮汐计算在有关高度计的算法中占有十分重要的地位,精确的海洋潮汐信息是卫星测高其他应用的迫切需要。另一方面,卫星测高技术又为海潮信号提取提供了观测精度足够高、迄今为止空间采样结构最为合理的潮汐观测数据源,特别是执行精密重复轨迹任务的卫星可以以特定的周期对一系列地点的动态海面高进行重复观测,从而可以用类似于对验潮站观测数据的分析方法,分析研究这些点的潮汐参数。卫星测高技术出现之前,人们仅能从有限个沿岸和海岛验潮站及更少数目的深海水位计获得实际潮汐观测资料,卫星测高技术的出现则为全球海面变化提供了全新和高效的观测手段。综合两方面原因,潮汐订正算法和潮汐本身的研究一直是卫星高度计海洋应用的一个重要领域(李立等,1999)。对应这两个任务,在国际上有两类研究群体需要新的海潮模型:其一,专心于潮汐研究的科学家;其二,需要通过潮汐改正以精化研究其他海洋现象和地球物理现象

的学者们(Cartwright et al, 1991)。在卫星测高技术广泛应用于科学研究的近十几年,海洋潮汐研究和卫星测高技术发展呈现出相互支持和促进的局面。

在海洋学与大地测量学的研究中,对测高卫星采样规律的要求存在一定的差别。一般而言,大地测量任务在要求观测数据具有高精度的前提下,要求高的空间分辨率,以得到足够精细的地球重力场等信息。在海洋调查中,为了对海洋现象,特别是对其变化规律进行研究的需要,更强调同一地点的重复观测,即需要精密重复轨道任务。就海潮模型建立而言,因潮波具有长波特性和分辨率的要求就不像重力场研究等任务那样明显。因为 T/P 卫星的轨道设计充分顾及了潮汐信号提取的特殊要求,所以 T/P 及后续卫星是用于潮汐研究最为合适的测高系统。

从卫星测高数据中提取潮汐信息,实质上是对瞬时海面高观测序列进行分析,获得反映潮汐变化规律的参数,以实现任意时刻潮位重构或预报。参数可以是调和常数或正交系数,分别对应调和分析和响应分析的结果。传统的潮汐分析是对单点的潮汐观测进行的,它关注潮汐振动精细组成成分(分潮)的认识。就大地测量、地球物理及卫星测高数据改正本身的应用而言,所需的是全球的或其他较大空间尺度的潮汐时空规律表示,即分潮波模型,或简称海潮模型、潮汐模型,它是对海洋潮汐波动的刻画。只有上升到海潮模型的层次上,才能提供海洋上任意点的潮汐参数或潮高值。潮汐模型大都以适当密度离散点上的潮汐参数表示,在卫星测高的潮高改正或其他地学应用中实现模型的内插和预报。

从执行精密重复轨道任务的卫星测高数据中提取潮汐参数与从验潮站水位观测数据中分析潮汐信号的显著差别在于采样间隔的不同,上升或下降弧段轨迹点上的海面观测时间间隔为卫星重复周期,长于主要分潮(全日分潮、半日分潮等)的变化周期。因而,对此类时序信号的分析要充分考虑频率混叠问题。应用卫星高度计数据发展海潮模型,主要体现在对混叠现象所采用的消除和削弱方法的不同,而对验潮站水位观测数据的调和与分析不存在这一问题。

### § 1.3 海洋潮汐模型的构建与应用

随着电子计算机计算能力的提高,由潮汐动力学方程建立数值潮汐场模型逐渐成为可能。特别是 20 世纪 80 年代 Schwiderski 建立的数值潮汐模型,在一定程度上可满足部分实用的要求,被广泛应用于卫星轨道计算与改正、大地测量结果的海洋负荷潮改正和地球物理研究中。数值潮汐场模型逐渐被认为是表征区域潮汐场的最佳方法及标准方法。

潮汐模型按建立方法可分为三类:经验模型、纯动力学模型和同化模型。经验模型只利用观测数据,在观测点上能具有较高的精度保证,但受限于验潮站和卫星轨迹的地面分布。纯动力学模型理论上可以建立任意网格密度的模型,这有益于

研究波长较小的浅水区域的潮汐分布,而实际上摩擦系数、黏性系数与开边界条件的不准确使得模型在浅水区域的精度并不理想,如 FES94.1 模型(Le Provost et al,1994)。同化法使观测数据与理论模型相互融合,数据对模型的“拉动”作用可改善模型的质量,结合了经验法的真实性与动力学的规律性,是解决浅水区域潮汐复杂性的最好方法(Matsumoto et al,2000)。目前,得到广泛采用的全球潮汐模型大多是同化模型,在大洋(深度超过 1 000 m)的精度都较高,每个分潮的差异都在 1 cm 内,而在浅水区域差异较大,中国近海是典型的区域(Shum et al,1997; Matsumoto et al,2000;暴景阳,2002)。因此,对于中国近海潮汐模型研究与精化是国内外潮汐研究的难点和重点之一。

国内诸多学者建立了中国海区或部分海区的数值潮汐场模型,但研究的目的主要是了解海区的潮波运动规律,因此,分辨率较低且部分只包含  $M_2$  与  $m_1$ (方国洪等,1994;赵保仁等,1994;万振文等,1998;王凯等,1999;吕咸青等,2002;吴自库等,2003a;吴自库等,2003b)。随着多个海洋模式(如普林斯顿海洋模式(Princeton ocean model, POM)、模块化海洋模式(modular ocean model, MOM)等)与同化技术的发展及测高数据的累积,分辨率、分潮数与精度都逐渐改善,也在海域潮汐预报、海潮负荷等方面获得了应用(许军,2006)。但在对瞬时水位的精度要求较高的海道测量中的应用仍是海洋潮汐模型的重大挑战,体现在应用区域大多集中在潮汐变化最复杂的近海,这对分辨率与精度提出了苛刻的要求(许军等,2011)。另一方面,此挑战也是对海洋潮汐模型的最好检验。

## 第2章 海洋潮汐基本理论

### §2.1 引潮力、引潮力位与平衡潮

由潮汐基本理论(方国洪等,1986;叶安乐等,1992;Cartwright et al,1971; Cartwright et al,1973),地球和月球(在潮汐学中通常称太阴)及太阳等引潮天体分别构成相互吸引的平衡系统,地球及引潮天体均相对平衡系统的质心作公转运动,且公转运动呈平动性质。于是地球上任一点的公转运动一致,各点受到完全相同的公转离心力 $q$ 的作用,同时,又受引潮天体(主要是月球和太阳)引力 $F$ 的作用,引力与离心力的合力定义为引潮天体在所研究点产生的引潮力,记为

$$F_T = F + q \quad (2.1)$$

式中, $F_T$ 为引力与离心力的合力。

假设 $X$ 表示引潮天体,同时又为引潮天体质量, $E$ 表示地球及其质量, $O$ 、 $O'$ 分别为地球和引潮天体的质心, $P$ 为地球上的所研究点, $L$ 、 $r$ 分别为 $P$ 点及地心 $O$ 与引潮天体中心 $O'$ 的距离, $Z$ 为引潮天体与 $P$ 点的地心角距,即为天体在 $P$ 点的地心天顶距, $R$ 为 $P$ 点的地心向径,在研究海洋潮汐这一典型的地球表面物理现象时,通常将地球视为规则球体,所以, $R$ 应取地球平均半径。

对于单个天体引潮力的研究,在引潮力定义式(2.1)中,各符号的意义自然是该天体在 $P$ 点产生的引潮力,以及天体的引力和地球与该天体构成的平衡系统下的公转离心力。当考虑总的潮汐效果时则是相对于各天体的各种力的合力。为讨论问题方便,我们总是先对单个天体的引潮作用展开研究,于是,式中略去应有的下标 $X$ 。当然,此处力的意义与物理大地测量学中的相同,是相对于单位质量的,即指加速度。

在地心 $O$ 处,引力与离心力大小相等,方向相反,因此,引潮力为零,在此意义上维持系统的平衡,即有

$$F_T(O) = F(O) + q = \frac{GX}{r^2} \frac{r}{r} - \omega_0^2 a_0 \frac{r}{r} = 0 \quad (2.2)$$

式中, $\omega_0$ 为地球绕地球与 $X$ 天体公共质心作公转运动的角速率; $a_0$ 为地心到公共质心的距离; $G$ 为万有引力常数; $r$ 为地心到公共质心的矢量。

由 $X$ 天体引起的 $P$ 点的引潮力为

$$F_T(P) = F(P) + q = \frac{GX}{L^2} \frac{L}{L} - \omega_0^2 a_0 \frac{r}{r} = \frac{GX}{L^2} \frac{L}{L} - \frac{GX}{r^2} \frac{r}{r} \quad (2.3)$$

于是,天体  $X$  在  $P$  点产生的引潮力又可直接地定义为:该点和地心  $O$  所受同一天体引力的矢量差,即

$$\mathbf{F}_T(P) = \mathbf{F}(P) - \mathbf{F}(O) \quad (2.4)$$

因引力为保守力,引潮力作为两个引力的矢量差当然也为保守力,所以对引潮力的研究可以通过对其位——引潮力位的研究来实现。

根据物理大地测量学基本知识(管泽霖等,1981;郭俊义,1994),引潮天体在地球任一点  $P$  及地心  $O$  产生的引力位分别为

$$U(P) = \frac{GX}{L} \quad (2.5)$$

$$U(O) = \frac{GX}{r} \quad (2.6)$$

因为在地心处,引潮力为零,故引潮力位为常数,不妨令其为零,于是有地心处的惯性离心力位为

$$Q(O) = -U(O) = -\frac{GX}{r} \quad (2.7)$$

而地球表面  $P$  点处的离心力位为

$$\begin{aligned} Q(P) &= Q(O) + \int_0^R q dR \\ &= -\frac{GX}{r} - \int_0^R \frac{GX}{r^2} \frac{r}{r} dR = -\frac{GX}{r} - \frac{GX}{r^2} R \cos Z \end{aligned} \quad (2.8)$$

于是, $X$  天体在  $P$  点产生的引潮力位为

$$\Omega(P) = U(P) + Q(P) = GX \left( \frac{1}{L} - \frac{1}{r} - \frac{\rho}{r^2} \cos z \right) \quad (2.9)$$

由大地测量学基本知识,非地心点  $P$  至地球外部一点  $X$  的距离之倒数  $\frac{1}{L}$  可由勒让德函数表示,即

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{R}{r} \right)^n P_n(\cos Z) \quad (2.10)$$

将式(2.10)代入式(2.9),并顾及勒让德函数的一、二阶展开的具体形式,有天体引潮力位的勒让德函数表示

$$\Omega(P) = GX \sum_{n=2}^{\infty} \frac{R^n}{r^{n+1}} P_n(\cos Z) \quad (2.11)$$

可见,引潮力位与勒让德函数二阶以上展开项有关,随着展开项阶数的增加,其分量将按  $\frac{R}{r}$  指数衰减。根据引潮天体质量及与地心的距离量级分析,只有月球和太阳能够在海洋上产生可观测到的海面变化,且月球展开式中只需考虑两项(二阶和三阶),而太阳引潮力位以其第一项表示已经足够。其他天体产生的引潮力则

是微乎其微的。

顾及月球和太阳两个具体天体的引潮力位,  $P$  点的总引潮力位为

$$\Omega(P) = \frac{GM}{r_m} \left( \frac{R}{r_m} \right)^2 \left[ P_2(\cos Z_m) + \left( \frac{r}{r_m} \right) P_3(\cos Z_m) \right] + \frac{GS}{r_s} \left( \frac{R}{r_s} \right)^2 P_2(\cos Z_s) \quad (2.12)$$

以月球质量、太阳质量、地月及地日平均距离代入引潮力位的二阶展开式, 月球与太阳引潮力位之比约为 2.17。

天体引潮力位附加在地球重力位之上, 使地球产生形变, 特别是对海洋流体, 如果海水对引潮力位的变化立即响应, 则引起海面高度的变化为

$$\bar{\zeta}_0 = \frac{\Omega}{g} \quad (2.13)$$

式中,  $g$  为重力加速度, 而且在此略去点的标识  $P$ 。

这样的海面变化即为潮高, 根据引潮力位直接获得的潮高称为平衡潮高。有关的物理海洋学文献(叶安乐等, 1992)根据引潮力水平分量、重力和压强梯度力之间的平衡关系也导出了相同的平衡潮高表示。当然, 从海水受力分析角度进行的推导可以有效地解释在海洋中潮汐主要是由引潮力的水平分量而不是垂直分量引起的, 可以与海洋的动力学过程建立一定的联系。但实质上仍然是平衡潮, 反映的现象是海水对引潮力(位)的直接响应, 而没有顾及海水的惯性、黏性等物理性质。实际上海洋潮汐绝不是平衡潮, 而是一种在海岸形状、海底地形等影响下的复杂动力作用, 但通过平衡潮(或引潮力位)的频率展开, 确实可以深刻反映海洋潮汐的频谱结构。

此外, 平衡潮高是在固体地球的刚体模型下导出的, 顾及地球的弹性, 海洋的平衡潮还应进行相应的修正。考虑地球为一弹性球体, 在引潮力作用下产生形变, 因而产生附加位, 使得总引潮力位变为

$$T = (1+k)\Omega \quad (2.14)$$

式中,  $k$  为弹性地球的勒夫数(Love's number)。

固体地球表面在引潮力作用下也产生垂直位移  $h \frac{\Omega}{g}$ , 所以, 海水相对固体地球表面(海底)的平衡潮高为

$$\bar{\zeta} = (1+k-h) \frac{\Omega}{g} = \gamma \bar{\zeta}_0 \quad (2.15)$$

式中,  $\gamma$  为海水相对固体地球表面的平衡潮潮汐因子。

## § 2.2 引潮力位的调和展开

由式(2.11), 引潮力位随地球与引潮天体之间的距离、引潮天体在研究点的地