

固体潮论文集

中国科学院测量与地球物理研究所

第一集

I

测绘出版社

固体潮论文集

中国科学院测量与地球物理研究所

第一集

清

测绘出版社

内 容 简 介

本书收集了1978年以来关于固体潮的论文34篇。这些论文的大部分散见于一些刊物中,少量的还没有发表过,为便于有关人员参考,特汇集成册。这些论文涉及如下专题:重力潮汐、倾斜潮汐、应变潮汐、海洋负荷潮汐、潮汐与地震、潮汐改正和数据处理。

本书可供大地测量、地球物理等专业的科技人员及有关院校、有关专业的师生参考。

固体潮论文集(第一集)

中国科学院测量与地球物理研究所编

测绘出版社出版

测绘出版社印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

*

开本 787×1092 1/16·印张17.75·字数404千字

1988年1月第一版·1988年1月第一次印刷

印数 1—600册·定价4.20元

ISBN 7-5030-0082-1/P·24

统一书号: 15039·新 526

目 录

固体潮研究进展	许厚泽 (1)
重力潮汐	
武昌基本台的重力潮汐观测	许厚泽、毛慧琴、宋兴黎 (8)
地球潮汐理论值重力分量的计算	许厚泽、毛慧琴 (12)
上海天文台佘山观测站的重力潮汐观测	
.....P.Melchior、许厚泽、M.Van Ruymbeke、宋兴黎、C.Poitevin	(21)
中国固体潮观测研究	P.Melchior、方 俊、B.Ducarme、许厚泽、 M.Van Ruymbeke、李瑞浩、C.Poitevin、陈冬生 (24)
泉州重力潮汐观测的分析	毛慧琴、杨怀冰、李仲 (37)
中国沿海重力潮汐剖面的初步分析	许厚泽、毛慧琴、杨怀冰、宋兴黎 (43)
中国潮汐剖面的初步结果	许厚泽、毛慧琴、韩大仲 (50)
地球和月球的弹性潮汐形变解	韩大仲 (56)
倾斜潮汐	
固体潮水平分量理论值的计算	毛慧琴 (64)
论倾斜潮特殊异常的误差源	毛慧琴 (71)
武昌倾斜观测的初步分析	樊尚臻、吕纯操 (77)
应变潮汐	
地表潮汐应变的局部效应影响	张 勇 (83)
地表潮汐应变理论值的计算	张 勇 (94)
地表潮汐应变的理论模型	许厚泽、毛伟建、张 勇 (101)
海洋负荷潮汐	
海洋潮汐对重力潮汐观测的影响	许厚泽、陈振邦、杨怀冰 (110)
中国大陆的海洋负荷潮汐改正	许厚泽、毛伟建 (120)
倾斜潮汐观测的海洋潮汐负荷改正	许厚泽、陈振邦、杨怀冰 (136)
海洋潮汐对天文时经纬观测的影响	许厚泽、郭丰美、陈振邦、孙永祥 (142)
潮汐应变观测的海潮负荷改正	许厚泽 (153)
重力观测中负荷改正的精度估计	许厚泽、毛伟建 (161)
地球表面质量负荷的静态响应	毛伟建 (169)
不同地球模型对负荷潮汐改正的影响	许厚泽、毛伟建 (179)
成层滞弹性球形径向非均匀地球对地表负荷的响应	李国营、许厚泽 (188)
地球内部应力格林函数	王泽平、毛伟建 (204)

潮汐与地震

- 孕震过程中重力和倾斜负荷潮的变化……………毛伟建 (210)

潮汐改正

- 天体测量中的潮汐改正……………许厚泽 (218)
月球潮汐及精密激光测月月的潮汐改正……………韩大仲 (232)
精密重力测量的潮汐改正……………许厚泽 (241)
重力测量的潮汐改正……………宋兴黎、于 沉 (248)

数据处理

- 关于 Venedikov 调和分析的一点注记……………许厚泽、毛慧琴 (258)
潮汐观测中仪器记录格值观测序列的样条拟合……………许厚泽、朱灼文 (261)
确定助动型重力仪标定位移的解析法……………毛慧琴 (265)
固体潮数据采集磁带记录系统……………陶国祥、陈振邦、江兴义 (272)

固体潮研究进展*

许厚泽

固体潮汐是固体地球对日月引力或负荷作用的响应,其表现为地面上观测到的固体地球的周期性形变现象及引力位的变化。根据作用力的不同,又有日月体潮及负荷潮两类。到目前为止,引起地球固体形变的种种因素中,例如冰雪负荷、大陆漂移、岩石圈的构造运动等等,还只有日月体潮是从理论上预先计算出引起这种现象的作用力的,加上近年来对地球内部构造模型的改善以及对海潮认识的提高,现在已有可能以相当高的精度估算出地面上一点由于日月体潮及海潮负荷产生的形变量,从而在当前发展的地球动力学研究中起着重要的作用。

从国际上看,固体潮的研究已经经历了几个阶段,包括开始是仅仅只求观测出一些地区的潮汐因子的初级阶段,然后是发现不可忽视海潮负荷的影响和作用的第二阶段,到今天已跨入利用潮汐观测来检验由地震资料求得的地球模型和各种海潮模型的阶段,并正演化为利用这些观测来反演地壳上地幔结构及海潮图的阶段。本文拟就这些进展作一简单评述。首先概述近年来固体潮汐理论的进展,包括最近的考虑地球自转及椭率的 Smith-Wahr 解,其次讨论了利用潮汐观测研究地球内部构造及反演海潮的可能和进展,指出近期国际上发展的实验技术和处理方法以及存在的问题,最后对我国的潮汐研究工作作了简述。

一、地球潮汐理论

对于给定的地球内部结构模型(包括弹性参数、密度、重力等的分布),从理论上采用弹性力学或流变学方法求解出弹性(或流变)地球的潮汐形变方程,从而得到地面上应有的理论勒夫数,这就是地球潮汐理论。不同的地球模型显然可以得到不同的勒夫数,将这种从理论模型上计算出的值与实际地面观测的值相比较,就可以鉴别所假定的地球模型是否符合于实际。

经典的地球潮汐理论解是根据球形分层分布、具有自引力和不旋转的弹性地球模型求得的,其数值解最早是由竹内均求得,并由诸如 Molodensky、Altermon、Longman 等人陆续发展而成,随后,不少人详细研究了不同地球结构特别是上地幔结构的差异所引起的理论勒夫数的差别,发现这种差别至多只引起 1~2% 的变化。鉴于目前实验观测技术的精度和海潮负荷改正的精度,可以认为,全球的理论勒夫数是一个已知的参数值。

* 本文发表于《地球物理文集》, 1982.

以后,出现了考虑地球自转和地球潮汐形变的联合理论,发现由于地球液核的动力影响(旋转地幔和液态外核的相互作用),地球将产生一周期为 23^h57^m 的近周日摆动,并且在全日潮中表现出共振现象,由于这一共振,频率接近于上述周期的那些全日波将大大改变自己的振幅。这一理论是由 Molodensky 所系统提出的,并已为潮汐观测结果所证实。例如,从长期的超导重力仪和激光应变仪的观测序列中可清楚地看到, K_1 波(周期为1恒星日)的重力潮汐因子将比离该周期较远的全日波 O_1 的因子小2%左右,而倾斜潮汐因子将增加7%左右。

为了验证地球内部模型及液核影响,应该用这样的观测数据来与理论勒夫数作比较,即它不受或较少受到海潮、气象干扰、构造运动及其他的影响。这些间接影响将歪曲了测量的结果,所以特别有意义的是在那些远离大洋的内陆站进行长期的潮汐观测。

Shen 和 Mansinha 进一步发展了上述理论。对于液核,他们把自转和形变同时进行处理,并且考虑到扁率和自转效应,这时,在运动方程求解中,球形解和环形解就不能分离开而产生相互的耦合,从而须考虑解的截断问题;但对于地幔及内核,他们的解仍采用经典的球形非旋转的弹性方程计算。可以说,这是一种混合的解法。

1978年 Wahr 在 Smith 的工作基础上,根据弹性、椭圆成层、具自引力的旋转地球模型对地球潮汐等问题作出最新的解。换言之,整个地球内部都是对自转和形变同时计算的,且考虑到扁率及自转的效应。在他们的理论中,使用了广义球函数作为工具并采用复局部坐标架,从而使所有的公式十分简洁且具有对称性,表现出很高的数学技巧。此外,Wahr 还从地球自由振荡的简正模展开的理论出发,从另一角度讨论了上述问题的解。由于估计了自转和扁率,所以 Wahr 同时得出了章动常数和勒夫数,并且勒夫数在地表面上不再是一个常数,而应是纬度的函数。勒夫数和纬度的关系已从一些实际观测资料中得到证明,但是,Wahr 所得到的勒夫数值要比实际观测值略小,目前还未得到解释。

观测中,人们发现,海潮负荷对固体潮的观测结果干扰很大,从而研究固体潮与海洋潮汐的相互作用成为70年代以来一个重要的课题。海潮负荷的影响表现在三个方面,即:海水质量吸引力的变化;在海潮的附加负荷作用下,地表上观测点的形变及由于这种形变产生的附加位变化。由于海潮和固体潮都是来自日月引潮力而产生的,其周期完全相同,采用一般数字滤波方法,显然无法把二者分开。不过,一旦我们准确知道海潮负荷的大小及作用规律,这种规律通常可用所谓等潮图来表示,那么,通过计算可把这种负荷影响求出。为了解决这个问题,发展了负荷潮汐形变的理论,换言之,研究固体地球在地球表面负荷作用下的形变。Longman 及随后 Farrell 等认为,如果地球的表面负荷也如同日月引潮位一样,可以展开成球谐函数表示的话,那么这种负荷形变也可用一组叫做负荷勒夫数的参数来表示,并据此推导出全部计算公式。为了计算负荷勒夫数,Farrell 及 Pertsev 等根据经典的球形成层具自引力不旋转地球模型进行了解算,从 $n=0$ 直到 $n=70000$ 。当然在解算时,作用的力不再是日月引潮力,而是表面负荷力,而且边值条件也应相应地满足。解出了负荷勒夫数,可以组成各种负荷形变(包括重力、倾斜和应变量)的格林函数,也就是地球对点负荷的响应函数。

这样,负荷形变都可以表示为潮高和相应的格林函数的褶积,这些格林函数又是负荷

勒夫数的函数。应该指出,这种负荷潮汐形变理论不仅可用于海潮影响,同样可用于研究大气、冰雪等负荷作用。

值得注意的是,鉴于计算技术的进步,现在的海洋等潮图已有可能不仅依靠沿海、大海和大洋的验潮资料(当然这是必要的),而且根据拉普拉斯方程进行数值解算出来。现有的潮图中,较优秀的全球等潮图是 Schwidensky 所作,包括 9 个主要潮波。据他声称,对 M_2 潮图,已达到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的平均潮高 $\pm 5\text{cm}$ 误差的精度,这些图已为国际固体潮委员会推荐为工作标准。

此外,由于地幔并非完全弹性体,而是具有粘滞性的流变体,Zschau 进一步考虑了这一滞弹性问题。这时原来运动方程中的弹性参数 μ 不再能看作为纯实数,而应是一复数,且其虚实部分除去含有原来意义的弹性参数 μ 之外,将和地幔内的粘滞性参数(或 Q 值)有关,从而通常的 6 个一阶线性常微分方程组将演化为 12 个,采用经典的地球潮汐理论解法,并根据地球内部的粘性参数(或 Q 值)模型,Zschau 成功地求出了由于地球滞弹性所导致的地球对引潮或负荷作用的响应的延迟值。其结论是:对于日月引潮作用,地面观测到的迟后值是很小的;对于负荷作用来说,倾斜观测中将可能会有较明显的迟后。但鉴于当前观测技术的限制,这方面研究还很少。

二、实验技术与近代分析方法

地潮观测的仪器近年来有迅速发展。

在重力仪器方面,出现了专用潮汐记录的拉柯斯特 ET 型仪器,这种仪器采用反馈网络,使仪器摆杆永远处于与重力相平衡的位置,从而保证仪器的灵敏度不变,这对于拉柯斯特型的助动型仪器将是特别重要的。原设计的 ET 型仪器是采用机械伺服系统来达到反馈的,Baker 近年成功地改成电反馈系统。在灵敏系统方面,这类仪器精度可达到微伽级。此外,有全自动的数据采集及磁带记录装置。70 年代末,美国又成功地制成超导重力仪,这是一种不使用弹性元件来平衡重力的新系统,其基本部件是用一对超导线圈把一个超导金属球悬浮起来,线圈中的电流可调节地给出所需的力来悬浮小球,球的位置变化由电容电桥系统测出,再用静电或电磁力进行反馈,使球位置固定。这种仪器零漂仅 $6\mu\text{Gal}/\text{年}$,标定精度在 0.1% 以上,显然,这是迄今观测固体潮精度最高的一种仪器。

在通常的潮汐重力观测中,尤其是使用助动型仪器时,如何确定仪器本身的流变特性仍是一个严重的问题。目前仍然使用两种方法:一是把仪器经常放在基本的重力潮汐站上进行标定,而这种基本台是使用多台不同类型的仪器进行长序列观测的,可以认为其潮汐因子值准确已知;另一种是采用实验方法,通常是给仪器输入一阶跃信号,然后由记录中计算出仪器对此阶跃输入的响应函数,对仪器流变模型,通常采用五参数(一个虎克体及二个克尔文体)的模型。

倾斜和应变的观测也出现不少新型仪器,具有很高的信噪比,如激光应变仪等,当然还包括深井的仪器。除去仪器精度的提高外,一个很大的进展是发现在倾斜和应变的观测中存在有严重干扰,包括空腔、地形及地质的效应。近年来人们已经成功地用有限元方法来模型各种复杂的地方性和区域性构造,从而排除这类由应变导致的伪倾斜及应变量,以

便给出观测结果的正确解释。各地的倾斜观测还普遍发现东西分量的结果比南北分量要好,对于欧洲地区,有人分析认为,这是因为:一则,东西分量的负荷倾斜量大于南北分量的,约为后者的2~3倍;二则, M_2 波的东西体应变在欧洲的纬度上量很小,因而应变导致的倾斜在此方向上也就小。为了减小上述干扰,正研究深井的倾斜观测。

潮汐测量的目的是确定地球对日月引潮力及地表负荷作用的响应,潮汐分析就是通过仪器的观测记录并利用模型系统推算出这一响应函数,按照勒夫理论,通常假定它是线性和稳定的,而且系统的输入是简单的调和形式。按照分析方法中选用的模型系统的不同,通常可分为简单的线性系统和最优线性系统两类,前者主要是模型系统给出的推测的输出和真正仪器的输出是完全一样的,换言之,不考虑观测的误差;而后者则假定这一误差函数的存在,然后在使误差平方为最小条件下求解出待定的响应函数。此外,在潮汐分析时,按照输入的表达方法的不同,又可分为按时间域输入和按频率域输入两类。人们熟知的傅氏变换或功率谱方法就是时间域的简单线性系统解,而众多的标准最小二乘法(如维尼迪柯夫调和分析法)就是频率域的最优线性系统解,借助于维纳-霍普夫积分的响应法则是时间域的最优线性系统解。近代分析方法的进展是从理论上把上述各种解法作了统一。

显然,目前的分析方法中仍存在不少问题,例如未顾及所有非线性波的影响,在误差估计中都假定残差为白噪声,因而估计不真实,再如在结果中会带入与采样间隔(滤波器长度)有关的人为波的频漏现象。此外,由于受观测资料长度的限制,一些频率接近的潮波难以分辨。这样一些问题目前正引起广泛的讨论。

三、潮汐观测结果的地球物理解释和应用

潮汐观测和研究的目的不能局限于求得一些潮汐参数的分布,而是在此同时能获得更多的地球物理信息。目前已取得的有:

1. 根据远离海洋观测站的长期观测序列,得到地球液核动力效应的信息;
2. 利用重力潮汐观测检验及反演海洋潮汐图;
3. 利用负荷潮汐对固体潮汐观测的影响研究地壳和上地幔结构;
4. 检测负荷潮在地震孕育过程中的变化,并以此作为前兆异常信息。

本节拟对上述2和3两个问题研究概况作一叙述。

我们知道,在沿岸的倾斜仪观测站,海洋负荷的影响往往比体潮倾斜大许多倍,对我们来说,这将成为一种有用的信息。由于倾斜和应变的负荷格林函数值对地壳和上地幔参数的变化十分敏感,也就是说,不同成层侧向均匀的地壳上地幔模型将有不同的倾斜及应变格林函数,从而将得出不同的负荷倾斜及应变响应,特别在沿海岸附近,这种变化可以从观测中觉察出来,如果在沿岸地区有很好的海潮图及倾斜和应变观测站,就有可能用潮汐观测来反演地壳上地幔结构。

Boaumant等人曾在加拿大Nova Scotia地区按上述思想进行了试验,并把此法与传统地震研究方法作了比较,他感到这种研究途径有三个特点,即:得到的负荷潮信号是依赖于整个区域的地球弹性性质的(而不是沿地震波路径的平均值);负荷潮信号实质上与密度无关;负荷潮信号的频率远远低于地震信号的频率。他们认为负荷倾斜实质上给出了杨

氏模量的信息,并建议可利用负荷倾斜连同地震和重力资料共同反演来改进地壳上地幔层状模型中密度和弹性参数的估计。另外,为了减小远洋等潮图不精确所带来的误差,还可利用各台站的倾斜差作为信号,这样只需考虑近海区域的负荷影响就够了,而我们知道,近海地区由于有较丰富的验潮资料,其局部海潮图一般是较精确的。

之后,Baker详细研究了倾斜格林函数及倾斜负荷改正对各个参数——纵波和横波波速、密度、弹性参数等的敏感程度。计算结果表明,在英国Irish海地区,参数的变化尽管剧烈地影响倾斜格林函数的变化,但经过褶积积分反映到倾斜负荷上百分比就小得多了,估计该地区局部地震模型参数的可能变化将使倾斜负荷改变约2~4%。如果这样的变化反映在重力观测上那就十分有利了,可惜的是重力是不敏感的,而对倾斜观测来说,检测出这样小的变化则是不容易的,一则海图不准,二则诸如空腔效应这样的影响都可导致这样量级的误差,因此,必须要有许多的倾斜测量布置在一个地区上,并且对这些测量要仔细地地形和局部地质的有限元模型改正。计算还表明,应变负荷对地壳参数的依赖程度比倾斜负荷更为灵敏,高达3倍。

除此之外,研究地壳上地幔侧向不均匀性问题也正在尝试。

关于用重力潮汐观测反演海潮图的思想是郭宗汾在70年代提出的,他的横贯美国的重力潮汐剖面表明,观测的重力潮汐值去除掉模型地球所推算得的理论值后的残差,明显地反映了海潮负荷的影响,由于重力负荷对地壳上地幔结构是不敏感的,因此可把残差全部归之于海潮因素。为此,郭宗汾试验根据大陆及岛屿上进行的重力潮汐观测加上海岸的验潮站观测采用线性规划求解的方法,反过来求出大洋的海潮图,还可以把此图与设在海底的验潮站观测结果相比较来证明方法的有效性。几年来他对东北太平洋和大西洋进行了试验,得出预期的结果,并认为在一些海潮图不完善的区域可使用这种方法。

在这类反演中,显然有两方面很关键,一是测站位置的选择,要注意避免反演问题中的不定性,最好应使各重力测站有较大的潮汐重力差,至少要有 $1\mu\text{Gal}$ 的差才能得到有用的海潮信息;其次,更重要的是,要准确地进行振幅因子和相位的测定,因为潮汐重力负荷值是较小的,还不到重力体潮值的1/10,这样测定误差影响就很大,一般要求振幅应到0.2%,相位到 0.1° 的精度。显然,从地理位置上在赤道附近观测全日潮负荷或在两极处观测最有利,因为那里体潮很小。同时还要注意,潮汐重力的精度还取决于分析方法,不同方法所得主波最大可差到0.5%。

除去用线性规划外,还可以采用最小二乘法技术对潮图的球谐函数展开系数进行修正的办法,但尚需试验。

Melchior根据同样的思想,开展了环球重力剖面测量的计划,从欧洲开始直到南太平洋,他试图以此来检验现有的各种海潮图的质量和精度。

四、我国固体潮研究概况

最近几年来,我国的重力和倾斜潮汐观测取得很大进展。重力方面,已有14个台站使用不同类型的仪器(GS型, GEO型, LCR型及CG-2型)取得了较好的观测结果。其中特别是武昌站,已有10台仪器(2台拉柯斯特ET型,3台G型,3台大地动力型,

1台GS型及1台CG-2型)进行过观测,是中国境内的一个基准台,有助于标定不同重力仪的流变模型。观测结果表明,在去除海洋负荷改正之后,所得潮汐因子值很接近Molodensky的理论模型值。倾斜方面,国家地震局系统已有数十个台站能记录到潮汐,其中成果较好的有泰安、易县等台站,总的来说,其精度较重力观测精度略逊。应变观测目前仍处于试验阶段。

潮汐观测的数据处理,广泛采用了Nakai的预处理程序和Venedikov调和与分析方法,其中在理论值计算时顾及了二阶及三阶勒夫数的差异。地震系统各部门,对GS型仪器作了多项研究,如发现气压影响很大,因此在预处理时建议顾及气压的改正;又如,为了提高无磁标定的GS型仪器的记录格值的精度,提出扩大量程的拉弹簧方法及数据组合方法,取得了良好的效果。对于带有磁标定的GS仪器,设计了贝塞尔滤波器,以改善时延特性。在确定拉柯斯特重力仪的流变模型方面,也作了不少试验。

为了顾及海潮负荷的影响,中国科学院测量与地球物理研究所提出把整个海图划分为远近两区,近区用褶积积分,远区采用海潮潮高的球函数展开的方案,这样,既保证了一定精度又节约计算机时。据此,计算了不同的(共5种)全球 M_2 波等潮图对重力潮汐观测的影响并和我国实际观测结果作比较,得到的结论是:现有海图中Schwidensky等潮图与实际观测符合得最好,但是如果再顾及我国沿海地区海潮的影响,残差还会大大减小。根据这些研究结果,用上述两种等潮图编制出 M_2 及 O_1 潮对中国境内重力、倾斜及垂直位移的改正图,并已使程序标准化。此外,还估算了海潮对我国世界时系统的6个时纬观测台的影响,除去上海台海潮改正达5ms需考虑外,其他各台不需改正。

关于精密测量的潮汐改正,中国科学院测量与地球物理研究所根据较新的Batti-Fittri月亮内部构造模型,按经典潮汐理论,解算出月球表面的勒夫数,所得结果比习用的要大。据此对激光测月的潮汐改正进行了估计,改正量最大达米级,因此在国际Meril联测计划中应顾及月球形变的影响。

在其他理论研究方面,中国科学院测量与地球物理研究所还讨论了海潮改正计算的精度问题。除考虑由于海潮图不准确带来的误差之外,还分析了不同地球模型对负荷改正的影响。和体潮不同,这一影响是较大的。为此,利用捷沃斯基1066A地球模型重新解算了 $n=0$ 至10000的负荷勒夫数以及重力、倾斜及应变格林函数值。发现在近测站处,这些值受地壳及上地幔结构的影响很大,特别是对倾斜和应变,这结论与国际上是一致的。作为一个试验,中国科学院测量与地球物理研究所还从地震孕育的扩容说出发,讨论了我国沿海地区利用重力和倾斜观测监测大地震的可能性。结论是对于一个7级地震,在诸如青岛、上海、泉州等近海测站,可观测到最大达20%左右的倾斜潮汐因子的时间变化。这种变化应与波速比的变化同步,和波速比方法相比,潮汐因子的时间变化将更能反映整个孕震区内介质弹性参数变化而不同于某些线段。至于重力潮汐因子变化,则据估计仅0.4%以下,这在当前观测精度下还难以检测出来。

此外,地震系统对地震的潮汐触发问题作了讨论,包括利用粗糙的地质地球模型解及竹内均的解,但从模型上似应进一步完善并估计负荷的触发影响。

我国的固体潮观测仪器的研制也有很大进步,除国家地震局地震仪器厂已批量生产的

石英倾斜仪(灵敏度 $0''.002/\text{mm}$)外,近年来,国家地震局地震研究所试制成 FSQ 浮子水管倾斜仪(灵敏度 10^{-8} , 重复精度 $<0.2\mu\text{m}$, 日漂移 10^{-8} , 自动可见记录)、ZB-77 水平摆倾斜仪(灵敏度为 $0''.005/\text{mm}$, 日漂移为灵敏度格值的 $2\sim 4$ 倍, 照相记录)以及 SSY-Ⅰ 石英伸缩仪(灵敏度: 10^{-9} , 零漂: $10^{-7}\sim 10^{-3}/\text{月}$, 连续可见记录)。在重力潮汐观测方面,中国科学院测量与地球物理研究所制成小型石英钟及数据自动打印装置, 并正进行磁带记录工作。国家地震局有关单位正试验把老型用光电片记录的 GS-11、12 型仪器改装成电容电桥记录的改型工作。国家地震局地质所已成功地为老型 GS-15 重力仪加装磁标定设备, 最近又制成磁通反馈的零位检验系统, 相信这一改进将有助于提高观测的精度。

参 考 文 献

- [1] 方俊, Melchior, P., 许厚泽, Ducarme, B., 李瑞浩, Van Ruymbeke, M., 中国的重力潮汐观测, 参加第九届国际固体潮讨论会论文, 纽约, 1981.
- [2] 陈益惠、杜品仁、朱涵云、郭自强, 北京、四川、西藏地区的重力潮汐研究, 中国科学(英文版), 24, (2), 248~255, 1981.
- [3] 许厚泽、毛慧琴, 关于 Veneclikov 调和分析的一点注记, 测量与地球物理集刊, (3), 113~115, 1981.
- [4] 许厚泽、陈振邦、杨怀冰, 海洋潮汐对重力和倾斜潮汐观测的影响, 中国科学院测量与地球物理研究所专刊, (4), 1981.
- [5] 许厚泽、陈振邦、杨怀冰, 海洋潮汐对重力潮汐观测的影响, 地球物理学, 25, (2), 120~129, 1982.
- [6] 许厚泽, 海潮对天文经纬度观测的影响, 湖北省天文学会论文集, 1981.
- [7] 韩大仲, 月球的潮汐形变及激光测月的潮汐改正, 中国科学院测量与地球物理研究所硕士研究生论文, 1982.
- [8] 毛伟建, 地球表面负荷的静态响应问题, 中国科学院测量与地球物理研究所硕士研究生论文, 1982.
- [9] 国家地震局地质所固体潮组, GS 型重力仪磁通反馈零位检测技术, “地球重力场与固体潮学术讨论会”论文, 武昌, 1982.

重 力 潮 汐

武昌基本台的重力潮汐观测*

许厚泽 毛慧琴 宋兴黎

摘 要

利用 4 台不同类型的重力仪 (即拉柯斯特 G 型、大地动力型) 在武昌台作重力潮汐观测, 属于 ICET 系统。利用我国近海等潮图和 Schwiderski 等潮图得到海潮改正后的武昌基格值本台的标准重力潮汐因子值为

$$\begin{aligned}\delta_{M_2} &= 1.1584 \pm 0.0020 & \Delta\varphi_{M_2} &= -0.26^\circ \pm 0.10^\circ \\ \delta_{O_1} &= 1.1604 \pm 0.0017 & \Delta\varphi_{O_1} &= -0.52^\circ \pm 0.10^\circ\end{aligned}$$

为了检验上述结果的可靠性, 又利用 2 台拉柯斯特 ET 型重力仪进行观测, 所得结果彼此相符得很好, 主要潮波 O_1 和 M_2 的潮汐因子间互差不超过 2%, 但振幅因子略大于其它仪器的观测值, 这可能是二种格值系统之间存在着系统差而引起的。根据观测残差分析, ET 型重力仪之格值可能偏大。

要在我国进一步开展重力潮汐剖面测量, 仪器需定期在固体潮基本台上进行校准, 以检验仪器格值的可靠性。因此, 在我国建立一个基本固体潮台站是及其重要的。为此, 对武昌台近几年来重力潮汐观测结果作一初步分析。

仪器分别在相邻的二个实验室进行观测, 一个在地面, 一个在地下坑道内。测站的描述列于表 1。地面实验室采用自动恒温控制, 温度连续可调, 室温日变小于 0.5°C , 地下实验室系自然恒温在 22°C , 几乎无日变。

所有仪器都用电容换能器输出及电位差计记录, 时号由石英钟提供, 精度在 $\pm 3\text{s}$ 以内。拉柯斯特仪器用一选频滤波器消除微震信号, 而大地动力型则用低通滤波器来消除。

拉柯斯特 G 型和大地动力型仪器都在 ICET 的布鲁塞尔基准台上作过校准, 确定出仪器的流变参数^[2]。

记录格值的处理分别采用直线内插、Vondrak 平滑法及 Nakai 视格值比例法。后两

* 本文发表于《第九届国际地潮会议文集》, 1981。

测 站 的 描 述

表 1

位 置	实验室 1 在地面上 实验室 2 在地下坑道内
深 度	地下 19m (2)
地 质	均为石英砂岩

种方法所得结果十分接近,但前一种方法则相差 2~5%左右。

成果处理分为两步:首先采用 Nakai 的数据预处理程序,对坏的读数和读数段进行检查,并作修正或删除。按该法计算所得的噪声水平约为 1~2 μ Gal(大地动力型仪器)、2~3 μ Gal(拉柯斯特 G 型)。

调和与分析采用维尼第柯夫(Venedikov)方法,并考虑到卡脱赖特-依登(Cartwright-Edden)的全调和展开、椭球法线的改正及惯性改正。4 个主波 O_1 、 K_1 、 M_2 、 S_2 的潮汐参数列于表 2。武昌固体潮站的潮汐参数平均值未顾及大气压力对重力潮汐观测的影响。

各种仪器观测结果的比较

表 2

仪 器	日 期	天数	读数	O_1		K_1		M_2		S_2	
				δ	φ	δ	φ	δ	φ	δ	φ
L 402	1979.10 1980.3	142	3408	1.1831	-0.82°	1.1547	-0.80°	1.1707	-0.52°	1.1634	-0.17
G 084	1979.10 1980.3	128	3072	1.1819	-0.58	1.1623	-0.92	1.1707	-0.62	1.1719	+0.11
G 783 ₍₁₎	1979.10 1980.3	150	3600	1.1853	-0.88	1.1577	-0.98	1.1686	-0.74	1.1650	-0.33
G 783 ₍₂₎	1980.10 1981.5	212	5088	1.1849	-0.70	1.1570	-1.16	1.1680	-0.76	1.1721	-0.18
G 765	1981.5 1981.12	338	8112	1.1797	-0.72	1.1571	-0.88	1.1661	-0.55	1.1615	-0.04
				1.1830	-0.74	1.1577	-0.95	1.1688	-0.64	1.1668	-0.12
LET-20	1982.8 1982.11	88	2112	1.1915	-0.55	1.1618	-0.69	1.1793	-0.86	1.1693	-0.63
LET-21	1982.8 1982.12	84	2016	1.1896	-0.53	1.1590	-0.39	1.1807	-0.35	1.1785	+0.11
		平均		1.1906	-0.54			1.1800	-0.60		

由表可见, 从不同仪器所得的外符合精度来看, 由单台仪器进行 4~6 个月的观测结果, 其误差为 3~4%, 稍大于由 Venedikov 调和分析法得到的内符合精度, 误差主要来自仪器的标定, 这与 Souriau^[5]所提出的仪器标准偏差相符。我们利用 G783、G084、G765 和 L402 仪器同一时期的观测分为五个时间段, 用二元离差分析的方法进行统计分析和 F 检验, 分别检查在观测中是否存在由仪器标定因子或不同时间段大气影响引起的系统误差。结果表明: 在观测中没有发现明显的系统误差。但是, 在武昌站观测的某些仪器标定的精度较低, 如 G765 在布鲁塞尔标定的 O_1 波的正常化因子的精度为 5%; L402 在武昌观测时出现不明原因的突跳, 正常化因子取突跳前后标定值的平均, 其误差无法估计。为了检核所确定的基本台的标准潮汐因子的可靠性, 于 1982 年利用 2 台 LaCoste-ET 型重力仪 (No.20, No.21) 作了近三个月的观测。从表 2 可见: 2 台 ET 型重力仪的观测振幅因子很好地相符, 主要潮波 O_1 和 M_2 的潮汐因子间的互差不超过 2%, 但振幅因子大于其它仪器的观测值。可能是由于格值系统的不一致所引起。

为了消除海洋潮汐对固体潮的影响, 观测结果作了海潮改正。对 M_2 波采用波格旦诺夫 (Bogdanov)、海登肃脱 (Hendershott)、派克 (Park)、扎海尔 (Zahal) 和希怀特斯基 (Schwidorski) 五种等潮图; O_1 波只用希怀特斯基图。应用褶积积分和球函数法^[6]计算。由这二种方法得到的结果是理想的。前四种等潮图采用 ROB 的数字化结果, 最后一种采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的数字化结果。不同的等潮图得到的结果的差别很大。计算结果列于表 3。这五种等潮图中, 似乎希怀特斯基的 O_1 等潮图与观测结果相符最好。经海潮改正后, 残差大大减少, 但 M_2 波的影响并不显著。根据希怀特斯基的分析, 其 M_2 波等潮图 $1^\circ \times 1^\circ$ 的潮高精度约 5cm。所以, 负荷改正的精度应在 $0.1\mu\text{Gal}$ 以内, 但观测残差大于此值。

五种不同等潮图的负荷影响

表 3

波	观测残差	负 荷 改 正				Zahal
		Schwidorski	Bogodanov	Hendenshott	Parke	
M_2	0.87 -57°	0.72 -37°	1.97 109°	3.32 44°	1.40 40°	1.01 60°
O_1	0.75 -34°	0.63 -12°				

根据沈育疆 (1980) 的分析^[7], 我国沿海 M_2 海潮非常大, 上述前 4 种等潮图未加考虑。希怀特斯基图虽已考虑, 但诸如渤海等地区仍是空白, 与我国近海等潮图比较, 在振幅上有 5~10cm 之差。因此, 加入我国近海等潮图重新计算 (数字化由测地所完成), 似乎有很大改进, 特别是相位迟后。

得到海潮改正后的潮汐因子值

$$\delta_{M_2} = 1.1584 \pm 0.002 \quad \Delta\varphi_{M_2} = -0.26^\circ \pm 0.10^\circ$$

$$\delta_{O_1} = 1.1604 \pm 0.0017 \quad \Delta\varphi_{O_1} = -0.52^\circ \pm 0.10^\circ$$

符合于潮汐因子的理论模型值, 这似乎也说明拉柯斯特 ET 型重力仪 (No.20, No.21) 的值可能偏大。

参 考 文 献

- [1] Ducarme, B., 1975a A fundamental station for transworld tidal gravity profiles, *Phys Earth Plan Int.*, 11:119~127.
- [2] Ducarme, B., 1975b. The computation procedures at the international centre for earth tides, BIM, No.72:4156~4181.
- [3] 许厚泽、陈振邦、杨怀冰, 海洋潮汐对重力和倾斜潮汐观测的影响, 中国科学院测量与地球物理研究所专刊, (4), 1981.
- [4] Nakagawa, J., 1977, Simultaneous observations of earth tides performed by gravimeters at Mizusawa, Japan proc of the 8th Int Symp on Earth Tides, 597~607, Bonn
- [5] 沈育疆, 东中国海潮汐的数值计算, 山东海洋学院院报, 第10期, 26~35, 1980.
- [6] Volkov, V.A. 1964. The determination of the phase characteristics of the tide measuring equipment, gravimeter-galvanometer, in *Tidal Variations of the Gravity Force*, Science, Moscow.

地球潮汐理论值重力分量的计算*

许厚泽 毛慧琴

众所周知,在引潮力的作用下,地面上每一点的重力值将发生周期性的变化。这种变化的规律与太阳、月亮及地球三个天体的运动有关。如果把地球视为一个刚体,外表面为海水所覆盖,则由于引潮力的作用,在地球表面上任一点重力值的变化称为重力的潮汐理论值,它可以从太阳和月亮的星历表精确算出。1972年,作者根据杜德逊引潮位展开的思路,制定了一组适合电算及满足一定精度的公式。几年来已在实际工作中作为精密的流动重力测量和重力固体潮站进行潮汐改正之用。本文拟就计算中有关问题及所能达到的精度作一叙述和讨论。

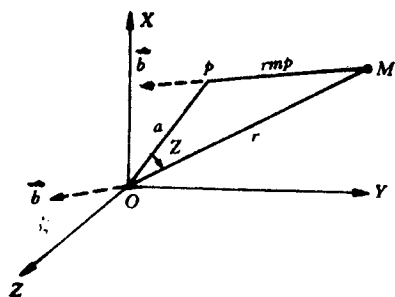


图1

一、基本原理和计算公式

图1中, O 为地心, P 为地面点, M 为月亮, Z 是月亮的天顶距, a 是地心到地面点的距离, rmp 是地面点到月亮的距离, r 是地心到月亮的距离, b 为地球的离心力。月亮对地面一点 P 的引潮力位等于月亮对地面点 P 的引力位和该点的惯性离心力之和, 即:

$$V = fM \left\{ \frac{1}{rmp} - \frac{1}{r} - \frac{a \cos Z}{r^2} \right\} \quad (1)$$

式中 f ——牛顿引力常数, 在 C.G.S 制中

$$f = 66.7 \times 10^8 \text{ cm}^2 \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$$

M ——月亮的质量

(1) 式中, 若以 r, a 和 Z 表示 rmp , 并将 $\frac{1}{rmp}$ 展为 $\frac{a}{r}$ 的幂级数或勒让德多项式, 则(1)式变为

$$V = fM \frac{1}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n P_n(\cos Z) \quad (2)$$

式中 $P_n(\cos Z)$ 为 n 阶球谐函数。

按潮汐的静力学理论, 把地球作为刚体, 由引潮力引起的地球重力变化, 其理论值可由引潮力位对地球向径一阶导数来计算。

* 本文发表于《天文地球动力学文集》, 1978。