

海平面对大气压变化的响应 及其对地球自转的影响

闫 昊 明 朱 耀 仲

(中国科学院测量与地球物理研究所 武汉 430077)

摘 要

介绍了海平面对大气压变化的响应(反变气压计响应)的理论现状及其今后发展方向,以及反变气压计响应对于地球自转激发函数的影响。有关研究成果表明,反变气压计响应的影响具有时域、频域性,且其随时空的变化比较明显,因此,详细研究其动态特征并应用于地球物理领域的前景广阔。

关键词 反变气压计响应 — 地球自转 — 激发函数

分类号: P183.31

1 引 言

近年来,随着 TOPEX/POSEIDON (T/P) 测高卫星的出现,人们对于海洋有了更精确的了解。海洋的变化对于全球的影响也越来越受到关注,它与全球变暖、ENSO 等现象的关系已成为新的研究热点。

海洋对大气压变化的响应酷似一个“反变气压计”,如果表面气压大于(或小于)整个海洋表面上的平均气压,每毫巴(1mbar)的大气压变化将使海平面局部降低(或升高)约 $1\text{cm}^{[1]}$ 。反变气压计响应是一种近似表示海平面对大气压变化的静态响应模型。目前,此模型广泛应用于极移、章动、日长变化、地球质心变化、全球大气环流、测高数据改正、VLBI 观测值改正和 GPS 定位改正等方面^[2]。海平面的这一变化,是对大气质量变化的一种补偿。海平面的响应作为一个缓冲,将大气质量的变化通过海洋表面进行传递,从而影响地球自转变化。在地球自转领域,计算大气激发函数时,是否考虑反变气压计响应其结果会有很大的差别。因此,进一步研究海平面对大气压变化的真实响应,将对这一领域产生积极影响。

2 海平面对大气压变化的响应模型

2.1 传统模型

Munk 和 MacDonald 首先给出了静态反变气压计模型的定义^[3], 并将大气压分为正压和斜压两种情况进行了讨论。由于他们采用的分析方法是从小海洋运动方程入手, 比较复杂, 并不适合数值分析, 在理论探讨上也是以定性分析为主, 因此其应用受到一定限制。Lambeck 在 1980 年给出了适合数值计算的静态反变气压计的海洋响应为^[1]:

$$\Delta\xi(\phi, \lambda, t) = -\frac{1}{g\rho_\omega} \Delta p(\phi, \lambda, t)$$

式中 $\Delta\xi$ 为海平面变化, Δp 为表面气压变化, g 为重力加速度, ρ_ω 为海水密度, ϕ 、 λ 、 t 分别为纬度、经度和时间。这种模型假定海洋在全球范围的调整要适应地区性的压力变化, 即变化的大气负荷将引起全球各海洋间的流动。当然, 如果大气的扰动是长周期的, 那么全球海平面变化将趋于近似的反变气压计响应。从大气科学来看, 大气实际上存在高频扰动, 因此, 反变气压计假设对高频区域将不很适合。设反变气压计的响应系数为 $b = -1/\rho_\omega g$, 则 b 的理论值为 -1cm/mbar , 理论上讲其变化约为 0.5% ^[4]。

2.2 球谐函数展开模型

Dickman 在 1998 年给出了球谐展开模型的基本理论^[5]。首先将大气压力场和海面高等数据展开成球谐函数, 大气负荷对海洋的影响可用等价的潮汐势及潮高给出, 按传统计算方法, 只考虑海洋总质量守恒, 且海平面的变化是大气压变化引起的, 只有当表面气压超过或低于平均气压时, 海平面才对气压的变化响应。则反变气压计响应最终可写为球谐函数形式:

$$T_{IB} = -\frac{\theta}{\rho_\omega g} \sum_k \text{Re} \left\{ e^{i\sigma_k t} \sum_{l,n} a_l^n(k) \left[Y_l^n - \frac{[\theta_l^n]^*}{\sqrt{4\pi}\theta_0^0} \right] \right\}$$

式中 $n \geq 0$, T_{IB} 为海面高的变化, 可展开为球谐函数, $\theta(\phi, \lambda) = \sum \theta_l^n Y_l^n$ 为海洋函数, Y_l^n 为完全标准化的球谐函数, l, n 为球谐函数的阶和次, $a_l^n(k)$ 是大气球谐系数的傅立叶级数展开在频率 σ_k 处的系数, $[]^*$ 代表复共轭, $i = \sqrt{-1}$, Re 表示复数的实部。

此方法比传统模型要复杂得多, 在求解总的响应系数时, 它与传统方法是等价的。但应用此方法的一个主要特点是: 可以针对不同阶次的球谐函数, 也可以针对不同频率求解反变气压计响应的系数值, 因此, 可以更加详细反映反变气压计响应的细节特征。同时, 它也为在频域内分析反变气压计响应提供了一种实用方法。

2.3 Laplace 潮汐方程 (LTE) 模型

LTE 模型主要是从海洋学的角度来阐明反变气压计响应。Gill 对大气压力变化对海洋正压运动的作用进行了探讨, 他主要采用强迫浅水方程 (在此处与潮汐方程等价) 对反变气压计响应进行了描述^[6]。对于动态海洋响应, 外部气压对于海平面的驱动与等价的潮汐势驱动是一致的, 因此可用 Laplace 潮汐方程来求解潮高。这样就可以加入边界条件、海流、线性摩擦项和海深等因素的影响, 这一过程可以用已经建立的模型进行数值模拟。对于 Laplace 潮汐方程可以用球谐函数的形式表示, 这样就可以求得动态海洋对于大气压变化的响应, 给出丰富的信息, 但值得注意的是, 采用这一方法虽受到现有资料和人为假设的限制, 但理论意义更加突出。Dickman 对动态海洋响应做了比较详细的论述^[7]。Wunsch 和 Stammer 则采用求解海洋运动控制方程的方法, 对反变气压计在不同深度的海洋、不同的频率以及浅水区域的响应进行了详细研究, 并讨论了接近封闭的海洋 (如地中海) 对反变气压计响应的影响^[8]。

采用 LTE 模型的学者所采用的方法多种多样, 但一个共同的特点是他们都没有离开潮汐运动方程这一基本要素。他们的不同是对潮汐运动方程进行了不同的假设、简化或变形, 并根据处理问题的需要, 加入了不同的摩擦项和边界条件。正是这些导致了这种方法在应用上气象万千, 也为建立动态模型提供了基本条件。

3 反变气压计响应的主要分析方法

3.1 时域分析方法 (回归分析)

反变气压计响应只能算是近似理论, 对于静态反变气压计响应的有效性, 有许多学者曾进行过比较深入的研究, 其方法主要是对表面气压和海平面变化的时间序列进行回归分析, 进而得出海平面响应的空间分布, 或对时间序列进行快速傅立叶变换 (FFT), 就可以得到有关频率域的响应。

VanDam 和 Wahr 在 1993 年采用 Geodat 卫星测高数据, 得出静态反变气压计响应的系数值 (以下简称系数值) 为 $-0.7 \sim -0.6 \text{cm/mbar}$, 并且系数值从纬度 70° 处的 -0.9cm/mbar 降低到了纬度 20° 处的 -0.2cm/mbar 左右; 在赤道附近, 则上升到了 -0.8cm/mbar ^[9]。Fu 和 Pihos 在 1994 年采用 T/P 数据, 得出全球的系数值为 -1.11cm/mbar 。系数值在纬度 30° 到 70° 的区域为 $-0.7 \sim -1.0 \text{cm/mbar}$ 之间, 但在低纬度区, 却增大到 -1.6cm/mbar ^[10]。上述两者的系数值都与纬度密切相关, 但结果互有出入。造成这样结果的原因, 可能是某些会造成数据误差的因素的影响 (如风的影响), 或者是有些信号与大气压是相关的。

Wunsch 在 1991 年将海平面变化、风速数据、气压变化数据表示为球谐函数, 并用多元回归模型进行了区域分析, 他认为在有些区域是典型的反变气压计响应^[11]。Ponte 在 1994 年指出, 风和气压驱动的海平面变化为非相关 (在大多数区域内), 风的存在只是减小了系数值。因此, 去除风的影响后, 系数值应该更接近于理论值^[12]。为了顾及风应力的影响, 可以对海面高、大气压和风应力数据进行多元回归分析。Fu 和 Phios 在加入风应力数据进行多元回归分析时发现系数值从 -1.22cm/mbar 提高到 -0.99cm/mbar , 可见风的影响是显著的, 尤其是在赤道区域。应该注意的是, 他们所采用的风应力数据是风速数据通过经验公式转换来的, 而不同的经验公式有可能会影响到回归结果^[10]。

表 1 数据误差引起的回归系数扰动值

误差类型	回归系数的扰动值 / $\text{mm}\cdot\text{mbar}^{-1}$	
	20° S~ 20°N	其它区域
气压和测高距离误差	0.6	0.6
湿对流层误差	0.7	0.3
海潮误差	1.2	0.1
海况偏离误差	0.8	0.5
电离层误差	0.4	0.0
轨道误差	0.5	0.1
总和 (均方差)	1.8	0.8

Gaspar 和 Ponte 在 1997 年采用交叠点差和共线差方法处理了近 2yr 的测高数据, 得出在纬度大于 20° 的区域内, 系数值为 $-0.8 \sim -1.0 \text{cm/mbar}$, 在赤道附近为 -0.5cm/mbar 。他

们还对引起反变气压计响应的误差进行了分析(见表 1)^[4]。Ponte 和 Gaspar 在 1998 年采用 T/P 数据进行全球回归的结果在很多区域偏离了理论值, 这种偏离既包括低纬度区域又包括中高纬度区域。认为海平面对大气压变化的响应应从静态响应转向动态响应模式^[13]。

闫昊明在 1999 年采用 T/P 数据和多元回归分析方法, 在考虑风应力的影响后, 得出全球海洋的反变气压计响应系数为 $(-0.85 \pm 0.47)\text{cm/mbar}$, 且在中高纬度区域的系数值比较接近理论值, 而在赤道区域则明显偏离了理论值^[14]。

总的来看, 求解反变气压计响应系数时, 在时域内一般采用多元回归方法, 由于全球网格的划分、测高数据的处理存在差异、风应力只能采用经验公式等原因, 造成回归系数变化比较大。因此, 如何更好地处理这些数据将是一件重要而富有挑战性的工作。

3.2 频率域分析

对于静态反变气压计在频率域内的响应, Dickman 在 1988 年应用海潮与大气压扰动的关系, 将数据表示为球谐函数, 并分析了几个特殊的阶次项。他认为, 在高频区域(小于几天的时间域), 静态反变气压计响应是不适用的, 理论系数值与真实系数值之间的差异可达到 15%; 而在低频区域(长周期), 则可以应用这一假设, 理论系数值与真实系数值之间的差异只有 2%^[7]。Fu 和 Phios 在 1994 年采用了谱转移函数, 用 FFT 方法对反变气压计响应的频率域特征进行了分析。结果表明, 以赤道为对称在南、北半球反变气压计响应呈对称分布。在纬度大于 60° 的区域, 在众多频率上, 反变气压计响应结果是理想的; 在 30° 到 50° 之间, 反变气压计响应仍比较好; 在 0° 到 20° 区域, 则出现了与反变气压计响应的明显偏离, 但大气和海平面之间仍为线性关系; 在 20° 到 30° 的区域内, 则是一种过渡区域, 反变气压计响应的周期小于 100d; 从整体来看, 近似的反变气压计响应周期为 20d 到 300d^[10]。

Gaspar 和 Ponte 在 1997 年指出, 不要期望反变气压计响应的模型在全球范围内都可以应用。对于短周期(几天)和大的空间尺度来讲, 海平面对大气压变化的响应不是理想的反变气压计响应^[4]。

闫昊明在 1999 年则应用了 Hilbert 变换方法, 对反变气压计响应在频率域内的瞬时振幅和瞬时频率进行了分析, 得出在大于 100d 的周期上, 反变气压计响应近似成立。在进行 FFT 变换分析时, 得到了与文献^[10]类似的结果^[14]。

从目前情况来看, 静态反变气压计假设最好应用于低频区域, 在高频区域, 只能寄希望于动态响应, 这无疑是一件困难的工作。

4 反变气压计响应在地球自转领域的应用

地球自转变化研究主要涉及极移与日长变化、岁差与章动。到目前为止, 研究极移与日长变化的主要方法之一是通过某些地球物理实测数据来计算激发函数, 并由此求得对地球自转变化的影响。激发函数中主要包括大气激发、海洋激发和水分布激发等。在这诸多因素中, 大气激发占主要位置, 它可解释 80% 以上的地球自转变化^[15]。大气激发又分为两个主要部分, 分别是由大气质量的重新分布和大气的运动所引起的变化。对于极移与大气激发函数的关系, 国际上通用的方法是 Barnes 在 1983 年对前人方法的总结与改进^[16]。

计算大气激发函数时, 出现了海洋对于大气压的响应问题。如果按传统的反变气压计响应, 就可以认为大气与海洋构成的系统保持压力平衡, 大气压力变化在陆地和海洋上的响应

是完全不一样的。因此可以认为海洋上的大气和海水的总质量分布不发生变化,从而对海洋上的气压变化不予考虑。但是,如果不是反变气压计响应,即认为海洋不对大气压力变化作出上述响应,则海洋上与陆地上的响应为同一模式。取 x 轴指向格林尼治子午圈, y 轴指向东经 90° , z 轴垂直于 xy 平面(右手系)。在传统上就定义了两种大气角动量激发函数: χ^{PIB} 和 χ^{PNIB} (二者为复数,实部、虚部分别为 x 、 y 方向的激发), χ_z^{PIB} 和 χ_z^{PNIB} , 其中上标 PIB 表示考虑反变气压计响应, PNIB 表示不考虑反变气压计响应,其表达式为:

$$\chi^{\text{PIB}} = \frac{-1.00a^4}{(C-A)g} \iint_{\text{land}} p \sin \phi \cos^2 \phi e^{i\lambda} d\phi d\lambda$$

$$\chi^{\text{PNIB}} = \frac{-1.00a^4}{(C-A)g} \iint_{\text{global}} p \sin \phi \cos^2 \phi e^{i\lambda} d\phi d\lambda$$

$$\chi_z^{\text{PIB}} = \frac{0.70a^4}{Cg} \iint_{\text{land}} p \cos^3 \phi d\lambda d\phi, \quad \chi_z^{\text{PNIB}} = \frac{0.70a^4}{Cg} \iint_{\text{global}} p \cos^3 \phi d\lambda d\phi$$

式中 C 、 A 分别为地球的绕极和绕赤道惯量矩, ϕ, λ 分别为纬度 ($-\pi/2 \sim \pi/2$) 和经度 ($0 \sim 2\pi$), a 为地球平均半径。对全球或陆地上的气压值进行积分,可求得上述各值。对于二者的差值为:

$$\chi^{\text{OIB}} = \chi^{\text{PIB}} - \chi^{\text{PNIB}}, \quad \chi_z^{\text{OIB}} = \chi_z^{\text{PIB}} - \chi_z^{\text{PNIB}}$$

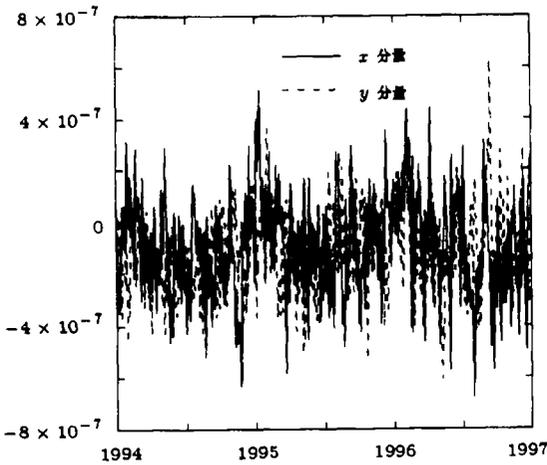


图1 反变气压计响应对地球自转激发函数的影响

4d 的情况下,可以把反变气压计响应所引起的地球自转变化简单地用复数形式表示如下:

$$\chi^{\text{OIB}}(t) = Z_1(t) + Z_2(t)$$

$$\chi_z^{\text{OIB}}(t) = Z'_1(t) + [Z'_1(t)]^*$$

式中

$$F[Z_1(t)] = \Delta f \sum_{l,n} (2 - \delta_{n0}) F[c_l^n(t)] R_P(LN)$$

上标 OIB 表示反变气压计响应对地球自转激发函数的影响。图1给出了采用 NCEP(美国国家环境预报中心)1994—1997 年的大气激发函数数据计算的上述影响(只给出 x 和 y 分量)^[14]。

Dickman 在 1998 年提出了一种新方法^[5]。他从潮汐理论出发,将海面高表示成大气压球谐展开系数与海洋函数的线性表达式,然后经过严密的推导,给出了反变气压计响应的 Green 函数表达式。这样,就可以将大气压球谐系数进行傅立叶变换,再与此 Green 函数相乘求和,然后再进行反傅立叶变换,也可求出反变气压计响应对地球自转激发函数的影响。Dickman 认为在周期大于

$$F[Z_2(t)^*] = \Delta f \sum_{l,n} (2 - \delta_{n0}) F[c_l^n(t)] R_R(LN)$$

$$F[Z_1'(t)] = \Delta f \sum_{l,n} (2 - \delta_{n0}) F[c_l^n(t)] R_P'(LN)$$

其中 $n \geq 0$, Δf 为频率间隔, $F[\]$ 为傅立叶变换, δ_{n0} 为 Kronecker 记号, $*$ 代表复共轭, c_l^n 为大气球谐展开系数 (l 阶 n 次), $R_P(LN)$ 、 $R_R(LN)$ 、 $R_P'(LN)$ 分别为三个 Green 函数, 其详细定义可参考文献 [5]。

Dickman 对此方法与 Barnes 方法 (传统方法) 进行了理论上的比较, 结果发现, 对于 $\chi_z^{\text{OIB}}(t)$ 需乘以 0.70/0.7436 这一因子, 而对于 $\chi^{\text{OIB}}(t)$ 则需乘以 1.610。这样, Green 函数方法在求解海洋反变气压计响应对于地球自转激发函数的影响时等价于传统方法。在 Green 函数已知的前提下, Dickman 的方法比较简单易行。但二者之间也存在差异, 传统方法是对大气压分层, 然后在所有层上进行积分, 而 Green 函数方法只对表面气压进行展开。从理论上讲, Green 函数方法也应该对所有气压层上的气压进行球谐展开, 这样一来, 此方法将更加复杂, 因此, 其实际应用将受到限制。在传统的数值积分过程中, 还要涉及到大气分层的问题, 考虑不同的分层, 将会影响到激发函数的数值。另外, 由于在计算 Green 函数时, 要用到负荷勒夫数, 其值对于不同的地球模型有不同的数值, 因此也会影响到对激发函数的准确计算。从目前的应用来看, 传统方法占有主导地位, 应用上也接近成熟。Dickman 方法在地球自转领域的应用, 可以说是反变气压计球谐函数展开模型在这一领域的新尝试, 它以球谐函数展开模型为基础, 通过海平面的变化来表示海洋惯性张量, 洋流的变化引起海洋相对角动量的变化, 从而给出其对地球自转的影响。这样, 从根本上来说, 在计算动态海洋响应时 Dickman 的方法更为有效。

5 总结与展望

从上面的介绍可以看出, 在全球范围内, 静态反变气压计响应的真实值与理论值并不完全相符, 但真实值也并未完全偏离静态反变气压计响应, 即并不是完全的非反变气压计响应。而从海潮的研究来看, 对于半月周期, 潮高振幅只有静态响应的 70%~90%, 这就表明了有可能是动态的海洋响应导致了全球反变气压计响应模型的 10% 或更多的偏离 [5]。在科技发展的今天, 静态模型在实际应用中显得过于简单, 因此, 考虑近海影响、加入验潮站数据、综合考虑赤道区域变化、顾及到 ENSO 现象、加入边界条件、对海洋进行分层处理、选择合适的气压模型 (正压与斜压的综合)、采用合适的动态模型等将是研究反变气压计响应的未来趋势。

目前, 地球自转的数据精度很高, 完全可以检测出真实值与理论值之间在计算大气激发函数时的微小差异, 只采用简单的静态反变气压计响应模型已不能满意地解释地球自转的微小变化; 而且, 即使是偏离真实值很小, 也可能产生洋流 (动态海面地形已经证明了这一点), 产生洋流就会使反变气压计响应或非反变气压计响应模型都不能准确地描述地球自转变化 [5]。因此, 动态模型的建立已成为不可缺少的必要条件。只有这样, 才能使我们更加进一步准确地认识地球自转的变化。

参 考 文 献

- 1 Lambeck K. 地球自转的变化, 李志安, 李永生, 胡辉译, 北京: 地震出版社, 1988
- 2 Dickman S R. J. Geophys. Res., 1998, 103: 15127
- 3 Munck W H, MacDonald G J F. The Rotation of the Earth, Cambridge: Cambridge University Press, 1960
- 4 Gaspar P, Ponte R M. J. Geophys. Res., 1997, 102: 961
- 5 Dickman S R. J. Geophys. Res., 1998, 103: 15127
- 6 Gill A E. 大气—海洋动力学, 张立正, 乐肯堂, 赵徐懿译, 北京: 海洋出版社, 1988
- 7 Dickman S R. J. Geophys. Res., 1988, 93: 14941
- 8 Wunsch C, Stammer D. Rev. Geophys., 1997, 35: 79
- 9 VanDam T M, Wahr J. Geophys. J. Int., 1993, 113: 1
- 10 Fu L L, Pihos G. J. Geophys. Res., 1994, 99: 24633
- 11 Wunsch C. J. Geophys. Res., 1991, 96: 15083
- 12 Ponte R M. J. Geophys. Res., 1994, 99: 8033
- 13 Ponte R M, Gaspar P. AVISO Altimetry Newsletter, 1998, No.6: 92
- 14 闫昊明. 硕士学位论文, 武汉: 中国科学院测量与地球物理研究所, 1999
- 15 高布锡. 天文地球动力学原理, 北京: 科学出版社, 1997
- 16 Barnes R T H, Hide R et al. Proc. R. Soc. London, Ser. A, 1983, 387: 31

The Response of Sea Level to the Change of Atmospheric Pressure and Its Impact on the Earth Rotation

Yan Haoming Zhu Yaozhong

(*Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077*)

Abstract

The theory and development of the response of sea level to the change of atmospheric pressure (Inverted Barometer response) is introduced in this paper and its impact on excitation of the Earth rotation is discussed. The results show that the IB response has the characteristics of time and frequency domain and its variation is obviously dependent on time and space. So the foreground of dynamic IB response is wide in geophysics research.

Key words Inverted Barometer Response—Earth Rotation—Excitation Function