

基于国际超导重力仪观测资料检测地球固态内核的平动振荡

孙和平 徐建桥 B. Ducarme

(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; Royal Observatory of Belgium, B-1180, Brussels, Belgium. E-mail: heping@asch.whigg.ac.cn)

摘要 基于全球分布的 14 个台站 GWR 超导重力仪 21 个高精度潮汐重力观测系列(约 86 年), 检测了地球固态内核平动振荡现象. 将观测数据分成 G- 组(8 个较长观测系列)和 G- 组(13 个较短观测系列). 首先对各台站每分钟原始观测数据实施仔细修正, 消除由地震和电脉冲等导致的错误数据和大气变化等干扰影响, 再扣除理论潮汐重力信号获得观测残差. 然后分别对各残差系列做 Fourier 谱分析, 最后基于多站资料迭积技术, 求得亚潮汐频段上的积谱密度估计. 在进一步消去剩余气压效应后, 检测到 8 个公共谱峰. 计算了这些谱峰的本征周期、品质因子和共振强度. 数值结果说明其中 3 个公共谱峰的本征周期与 Smith 理论值间的最大差异小于 1.0%, 这种一致性说明了利用高精度地表重力观测可检测到固态内核的动力学现象. 还检验了数值计算的可靠性, 对地球自转和椭率可能导致的谱峰分裂现象进行了简要的探讨.

关键词 国际超导重力仪观测 积谱密度估计 固态内核平动振荡 共振参数测定

在约 100 多年前人们就已经发现了地球体的分层结构和液态地核的存在, 随后又发现了固态内核和地球内部的精细结构, 这说明人们对地球内部结构的认识已取得了令人欣喜的成果. 近年来, 随着空间技术对地球内部动力学的日趋需求, 液态地核的动力学效应和固态内核的平动振荡的理论研究和检测就显得越来越重要^[1,2]. 在液态地核的动力学效应方面的研究已经取得了很大进展, 但在固态内核的平动振荡方面, 仅做了一些有益的尝试, 至今仍未得到完全信服的理论模型和完整的检测结果^[3]. 研究表明, 重力测量是区别于地震方法的惟一可用于探测地球内部构造特征和动力学现象的有效手段^[4]. 随着美国 GWR 公司新型高精度超导重力仪器(SG)的研制成功和国际网络资料的积累, 地球固态内核的平动振荡研究和检测有了新的前景和希望. 研究表明, 利用重力手段精密测定地球固态内核的平动振荡参数将有助于人们正确认识地球液态外核和固态内核边界层精细结构和密度分布特征^[5,6].

地球固态内核在其平衡位置附近的平动振荡是地球内部动力学问题的基本核模, 它通常由地球自转轴方向上的运动, 赤道面上的正向平动和逆向平动三部分组成^[1,7]. 对一个球对称分层非旋转地球模型而言, 通常用球谐函数阶数为 1 的球形位移矢量来

描述这 3 个球型简正模. 由于这一现象是由 Slichter 提出, 因此又称为 Slichter 模. Smith 利用弹性引力运动方程的广义球谐函数展开法, 从理论上研究了自转微椭地球固态内核的平动振荡问题, 给出了方程解位移本征函数. 用球谐阶、级分别为 $(1, m)$ 和 $(2, m)$ 的球型 σ_1^m 和环型 τ_2^m 位移部分组成的截断解形式给出, 表示为 $s^m = \sigma_1^m + \tau_2^m$, 其中 $m = -1, 0, 1$ 分别代表赤道面逆向、自转轴方向和赤道面正向平动模. 采用 DG597 模型, 计算获得了平动模的本征周期, 有关研究还显示液态外核的分层和固体内核的弹性特征对本征周期影响较为显著^[8]. 理论数值计算说明 1960 年 Chile 大地震激发的赤道面逆向平动导致的地表重力信号变化为 $2 \times 10^{-11} \text{ m/s}^2$ 量级. 由于地球自转的存在, Coriolis 力的作用将导致位移本征函数的球型和环型位移矢量场的无穷耦合链, 因此很难对截断误差作准确的估计. 为了解决这一问题, Smylie 等人^[9]在“亚地震波”近似的假设下, 采用有限元方法基于 CORE11 和 1066A 地球模型计算了核模, 获得了与 Smith 不同的平动振荡参数.

近年来, 科学家在检测地球液态核和固态内核动力学现象方面做了许多有益的尝试, Hinderer 等人^[9]利用超导重力仪观测资料研究了 Slichter 模的存在, Melchior 等人^[4]曾利用 Brussels 超导重力仪观测

资料检测到1983年12月30日Hindu Kush深部大地震激发的液态外核的惯性振荡模。Cummins等人^[10]采用国际IDA重力数据研究了地球液态核模的存在。Smylie等人^[11]通过欧洲4台超导重力仪观测检测到内核的平动模，Courtier等人^[12]利用超导重力仪观测检测了固态内核的平动振荡。Sun等人^[13]和徐建桥等人^[14]采用全球超导重力仪观测研究了地球液核的自由核章动问题，在此基础上，孙和平等人^[15]还构制了国际上最新的固体潮实验模型。然而，由于问题的复杂性，理论计算和实际检测间的差异十分显著。

随着电子技术的快速发展，特别是高精度SG在全球的广泛应用，获得地球内部动力学导致的地表重力场微小变化已经有了可靠保障^[16]。由于克服了弹簧重力仪严重的漂移和长期观测不稳定等缺点，充分显示了SG具有极宽的动态线性频谱特征和测量范围(从秒到年)，极高的观测精度(10^{-11} m/s²量级)和极稳定的年漂移率(10^{-8} m/s²量级)^[17,18]。本文主要目的是利用国际SG观测数据研究地球固态内核平动振荡现象，旨在为下一步理论研究和实际检测做些有益探讨，建立必要的基础为研究地球深内部的物理特征提供有效参考信息。

1 观测资料使用情况

本项工作使用的SG观测数据区间段列于表1，共有14个台站，21个观测系列。为方便研究和比较，我们将各台站数据分成2组，即(1)G-组，主要包括了8个较长系列的有老型号GWR仪器获得的数据，观测周期主要集中在1982~2000年间和(2)G+组，主要包括了13个较短系列的有新型号GWR仪器获得的数据，观测周期主要集中在1997国际地球动力学合作计划(GGP)实施后。在GGP期间，国际上各成员国采用了相同型号的观测仪器，相同的数据采集系统，相同的滤波器和采样率。在欧洲地区有7个台站(Brussels, Membach, Metsahovi, Potsdam, Strasbourg, Vienne 和 Wetzell)，亚洲地区有3个台站(Esashi, Matsushiro 和武汉)，北美地区有2个台站(Boulder 和 Cantley)，南半球有2个台站(Canberra 和 Syowa)。

对各台站的原始观测数据实施仔细的预处理是本项研究的重要基础工作，我们使用国际地球潮汐研究中心推荐的Tsoft预处理程序^[19]，利用较强的人机对话方式，先将通过国际资料交换得到的采样间隔为每分钟的重力和气压原始资料中包括由于仪器

表1 全球SG观测周期，大气重力导纳值和仪器漂移拟合参数

台站名	观测周期	$C/\text{nm} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$	$a_0/\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$	$a_1/\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$	$a_2/\text{nm} \cdot \text{s}^{-2}$
G- 组					
Brussels1/比利时	1982-06-02~1986-10-15	-3.428	5477.74	5.1615×10^{-3}	-2.27187×10^{-7}
Brussels2/比利时	1986-11-15~2000-09-20	-3.428	8261.31	-4.33364×10^{-3}	3.95268×10^{-8}
Boulder/美国	1995-04-12~2001-03-29	-3.240	4100.57	1.21226×10^{-2}	-6.78259×10^{-8}
Cantley/加拿大	1989-11-07~1993-08-17	-3.000	-1416.08	-2.57169×10^{-1}	2.18132×10^{-6}
Membach/比利时	1995-08-04~2000-05-31	-3.428	-1068.06	8.6815×10^{-3}	-7.62658×10^{-8}
Potsdam/德国	1992-06-30~1998-10-08	-3.500	42.6904	1.29067×10^{-2}	-1.25675×10^{-7}
Strasbourg/法国	1987-07-11~1996-06-25	-3.000	-752.296	3.76773×10^{-2}	-3.09172×10^{-7}
Wuhan/中国	1988-11-17~1994-01-04	-3.840	-270.722	7.53626×10^{-3}	-4.17849×10^{-7}
G+ 组					
Brussels/比利时	1997-07-01~2000-09-21	-3.428	8065.87	1.43421×10^{-2}	-3.33212×10^{-8}
Boulder/美国	1997-07-01~2001-03-09	-3.240	4298.51	1.19642×10^{-2}	-1.44745×10^{-7}
Cantley/加拿大	1997-07-01~1999-09-30	-3.000	-530.54	7.0119×10^{-3}	-3.58618×10^{-7}
Canberra/澳大利亚	1997-07-01~1999-12-31	-3.002	3271.41	3.45377×10^{-3}	-6.42189×10^{-9}
Membach/比利时	1997-07-01~2000-05-31	-3.428	-909.798	-4.94036×10^{-6}	1.37124×10^{-7}
Metsahovi/芬兰	1997-07-01~2000-06-30	-3.810	-1854.78	2.89513×10^{-2}	-2.69912×10^{-7}
Esashi/日本	1997-07-01~1999-12-31	-3.145	3161.77	-3.04659×10^{-3}	2.58302×10^{-7}
Matsushiro/日本	1997-07-01~1999-12-31	-3.334	2334.66	4.6403×10^{-2}	-4.85485×10^{-7}
Strasbourg/法国	1997-07-01~1999-07-31	-3.000	2.56017	1.53173×10^{-3}	3.06189×10^{-8}
Syowa/南极	1997-07-01~1998-12-31	-3.920	-1914.72	-8.69446×10^{-3}	-2.89515×10^{-7}
Vienna/奥地利	1997-07-01~1999-06-30	-3.220	-4995.73	4.39883×10^{-3}	-1.24985×10^{-7}
Wetzell/德国	1996-07-28~1998-09-23	-3.484	2353.82	-2.8184×10^{-1}	-3.79209×10^{-7}
Wuhan/中国	1997-12-20~2000-08-31	-3.498	3111.63	4.89498×10^{-3}	-1.43076×10^{-7}

突跳和电脉冲等导致的尖峰、地震扰动等导致的错误信号删除。根据潮汐模拟信号对由于输液氦和地震等导致的短时间数据中断实施内插^[20-22]。使用统一的数字滤波器将每分钟采样的潮汐重力和台站气压观测整理成每小时观测值^[23]。由于内核平动振荡导致的地表重力场变化在“亚潮汐”频段，即周期小于 8 h，还需在观测系列中扣除重力潮汐信号，以及大气和海洋负荷的影响^[24,25]，消去仪器漂移项，最后得到重力观测残差 $Res(t)$ ，拟合公式如下^[26]：

$$Res(t) = Obs(t) - \sum_k \delta_k \sum_{i=\alpha_k}^{\beta_k} A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i + \Delta\varphi_k) - C \cdot Pr(t) - \sum_{i=0}^2 a_i \cdot t^i, \quad (1)$$

式中 $Obs(t)$ 和 $Pr(t)$ 表示在时刻 t 的原始重力观测和气

压变化， δ_k 和 $\Delta\varphi_k$ 是待求的第 k 个潮波波群的振幅因子和相位延迟。 α_k 和 β_k 是潮汐波展开表中的第 k 个波群在潮汐分波表中始末位置， A_i 、 ω_i 和 φ_i 分别是理论振幅，角频率和初始相位值。 C 为气压重力回归系数。公式(1)右边的第 4 项表示拟仪器漂移的二次多项式， a_i 为待定系数。采用 Merriam^[20] 基于高精度星历表获得的合成潮信号，通过最小二乘拟合获得大气重力导纳值 C 和仪器漂移拟合参数 a_i ，有关数值结果见表 1。图 1 和 2 分别给出了由 G- 和 G+ 两组重力潮汐残差系列。由图可知，残差中存在着明显的极移重力效应，分析表明残差振幅的大小反映了台站背景噪声水平。并可清楚看到 Cantley 和 Wuhan(G- 组)，Vienna 和 Matsushiro(G+ 组)的残差较大，说明这些数据受背景噪声和局部干扰的影响较其他台站大。

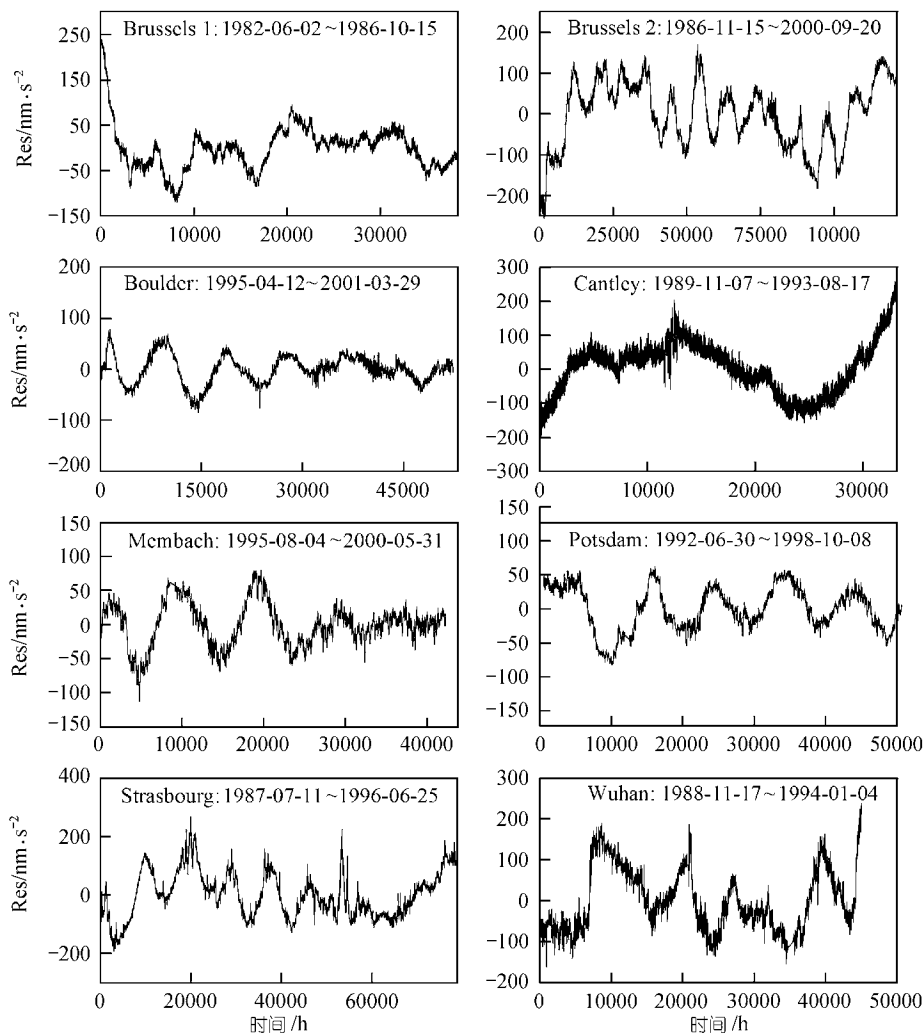


图 1 G- 组各台站 SG 观测获得的重力残差

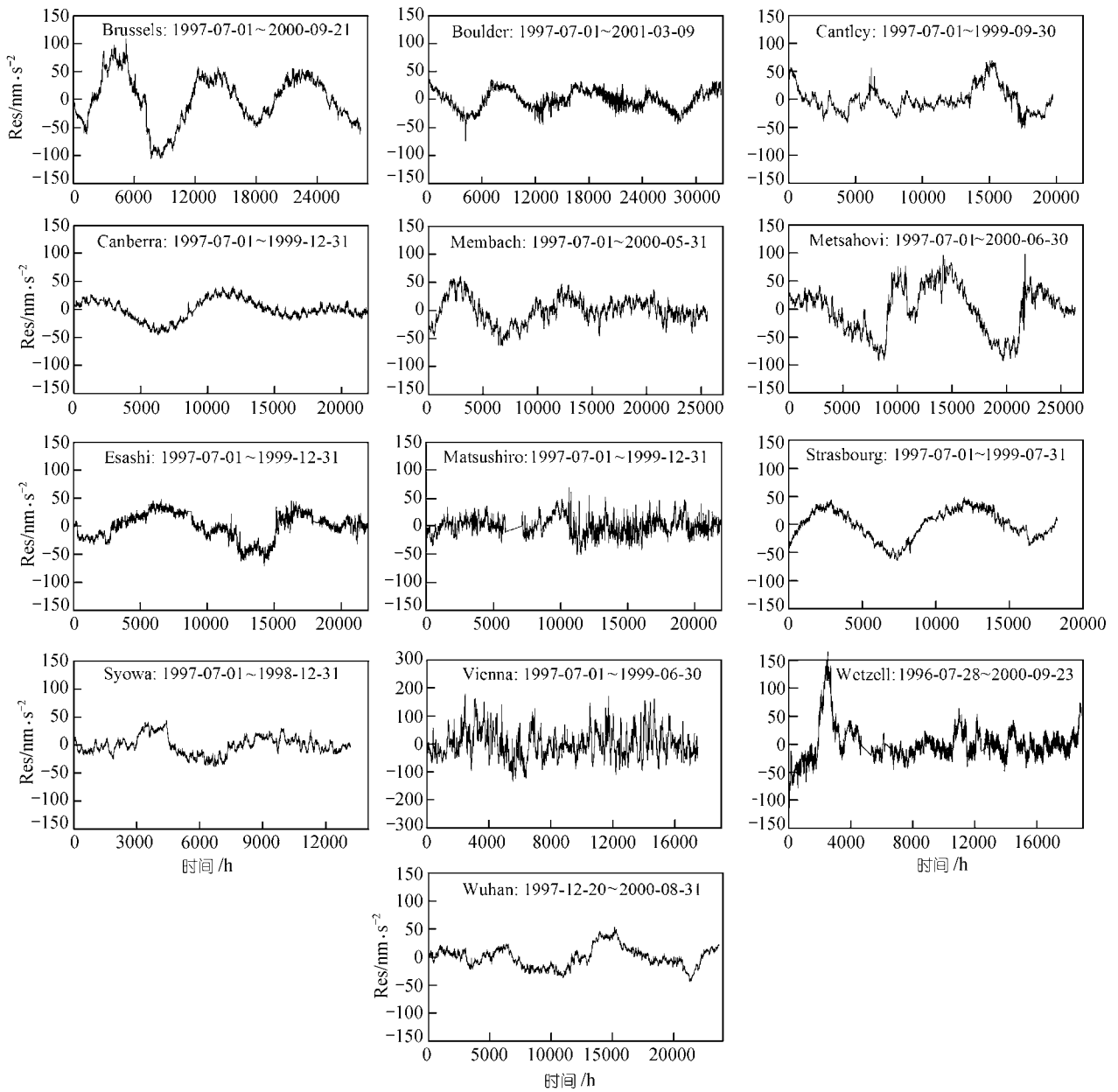


图2 G- 组各台站 SG 观测获得的重力残差

2 残差功率谱和积谱密度估计

根据Smylie等人^[1]数值计算方面积累的经验,对某一重力残差和气压观测系列,采用分段平均的谱分析估计法可获得可靠的高分辨率的功率谱.选择长度 $M = 12000$ h将数据序列分段,相邻的两数据块之间存在 75% 的重叠部分,如果整个数据的长度为 T ,则数据块的总数 κ 为

$$\kappa = 4 \frac{T}{M} - 3, \quad (2)$$

第 n 个数据块的 Fourier 功率谱估计 $F(n; \omega)$ 为

$$F(n; \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \text{Res}(t) \cdot w(t) \cdot e^{-i\omega t} dt, \quad (3)$$

其中 ω 为角频率, $w(t)$ 为窗函数. 我们选择的窗函数为长度为 M 的 Parzen 窗. 对 κ 个数据块的结果做平均处理, 即可获得整个系列的 Fourier 谱估计

$$F(\omega) = \frac{1}{\kappa} \sum_{n=1}^{\kappa} F(n; \omega) = \tilde{A}(\omega) \cdot e^{i\tilde{\varphi}(\omega)}, \quad (4)$$

式中 $\tilde{A}(\omega)$ 和 $\tilde{\varphi}(\omega)$ 为 Fourier 谱估计的振幅和相位。由此某一系列的功率谱密度估计为

$$\tilde{P}(\omega) = F^*(\omega) \cdot F(\omega) / I = \tilde{A}^2(\omega) / I, \quad (5)$$

其中 I 是归一化因子, 由下式给出:

$$I = \int_{-M/2}^{M/2} w^2(t) dt. \quad (6)$$

当使用 N 个台站观测系列时, 若 Fourier 谱表示为 $F_i(\omega) = \tilde{A}_i(\omega) \cdot e^{i\tilde{\varphi}_i(\omega)}$, 功率谱密度表示为 $\tilde{P}_i(\omega)$ ($i=1, 2, \dots, N$ 为台站系列号), 则所有 N 个观测系列的积谱

密度(PSD)估计 $\bar{P}(\omega)$ 可由下式求得^[11]:

$$\bar{P}(\omega) = \left[\prod_{i=1}^N \tilde{P}_i(\omega) \right]^{1/N} = \left\{ \prod_{i=1}^N [F_i^*(\omega) \cdot F_i(\omega) / I] \right\}^{1/N}. \quad (7)$$

3 数值结果及其讨论

利用方程(5), 分别获得了 G- 和 G- 两组重力残差和气压的 Fourier 功率谱密度估计(图 3 和 4). 基于(7)给出的多台站数据迭积公式, 分别获得了它们在亚潮汐频段内的 PSD 估计(图 5 和 6). 分析可知, 尽管已经对每个重力残差序列做了气压改正, 但在

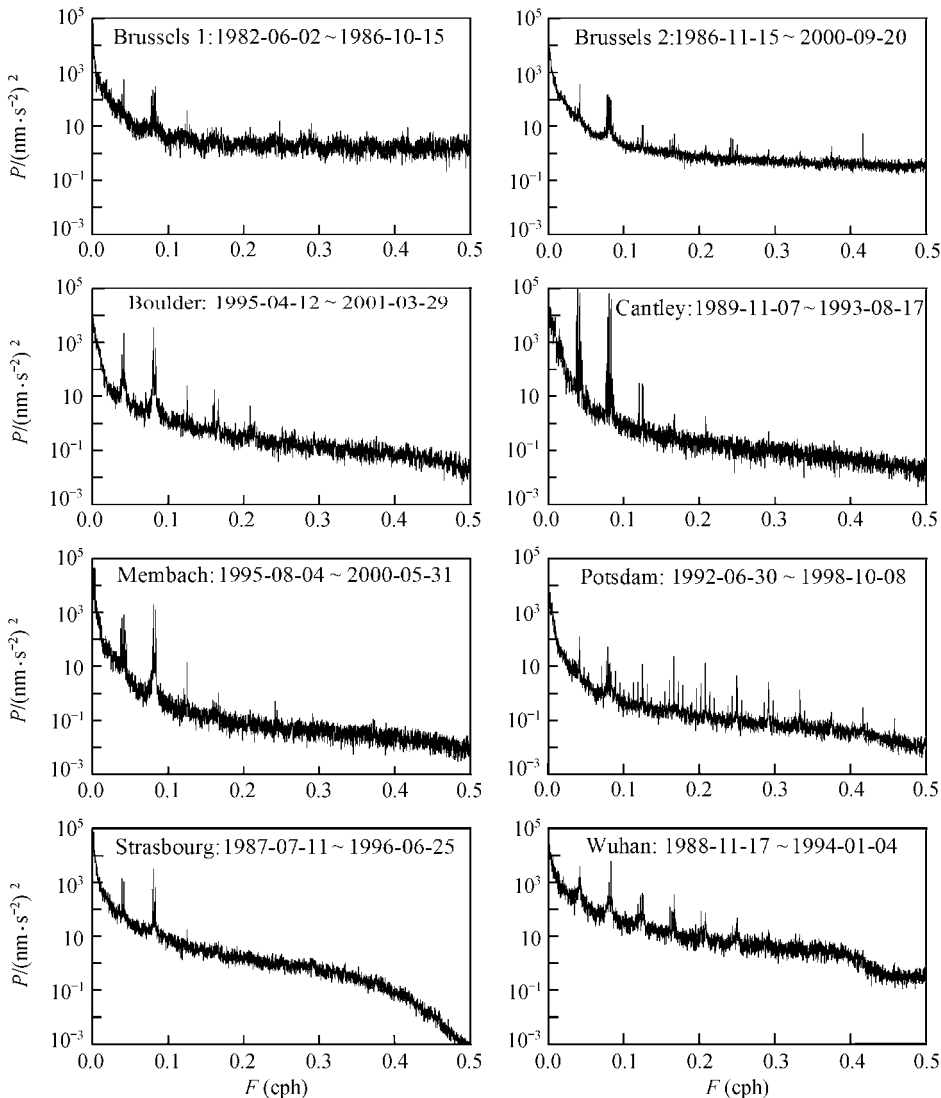


图 3 G- 组各台站 SG 观测残差的功率谱密度估计

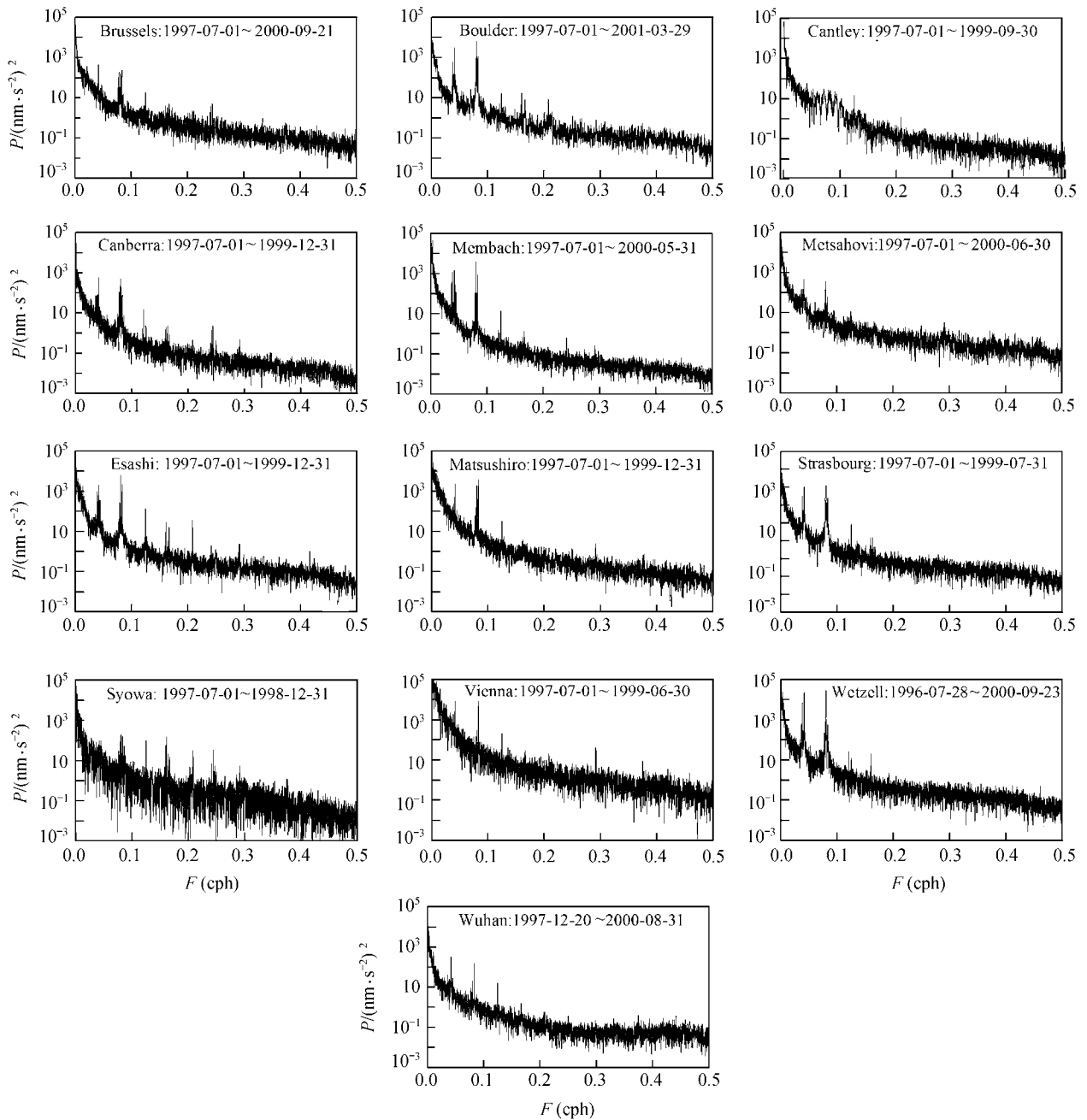


图4 G- 组各台站 SG 观测残差的功率谱密度估计

PSD估计的最终结果中还存在显著的与太阳加热有关的S5 和S6 谱峰. 研究表明大气对重力场影响存在明显的频率依赖特征^[24], 仅仅考虑在时间域中最小二乘拟合获得的导纳值实施大气效应改正远远是不够的, 这是因为单系数大气重力回归系数具有在全频段上的平均特征. 因此要在地表重力观测中显

示地球深部动力学导致的微弱信号, 有必要进一步考虑大气对重力场影响的频率依赖性.

为能进一步有效提高信噪比, 我们采用频率为 f 的三次多项式消除 PSD 估计中的剩余气压成分. 分别对 G- 和 G+ 组中重力残差和气压的 PSD 估计的背景噪音 $Bn(f)$ 实施拟合处理, 公式如下:

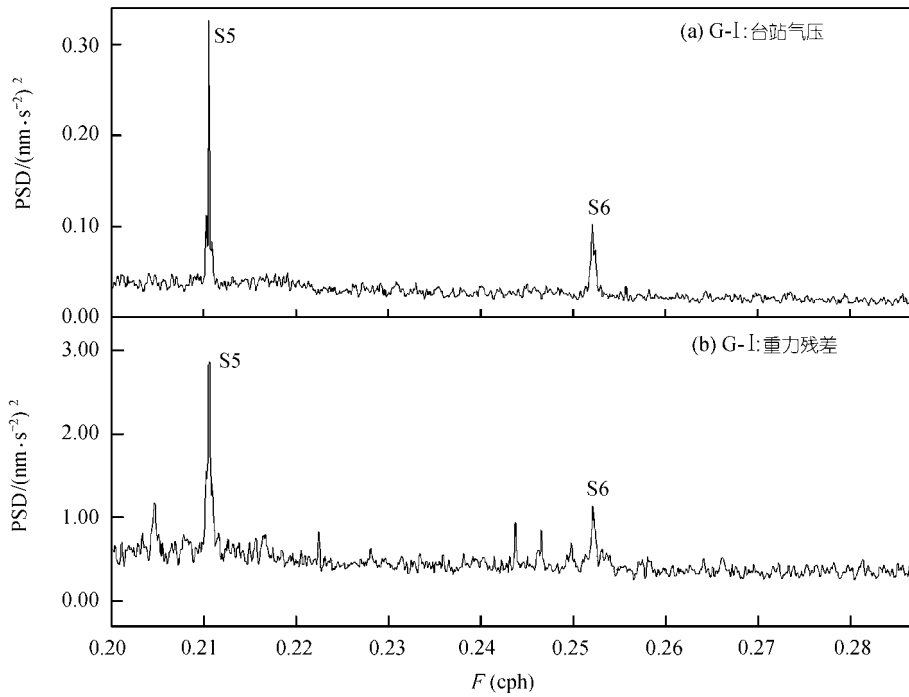


图 5 G- 组在亚潮汐频段上的 PSD 估计

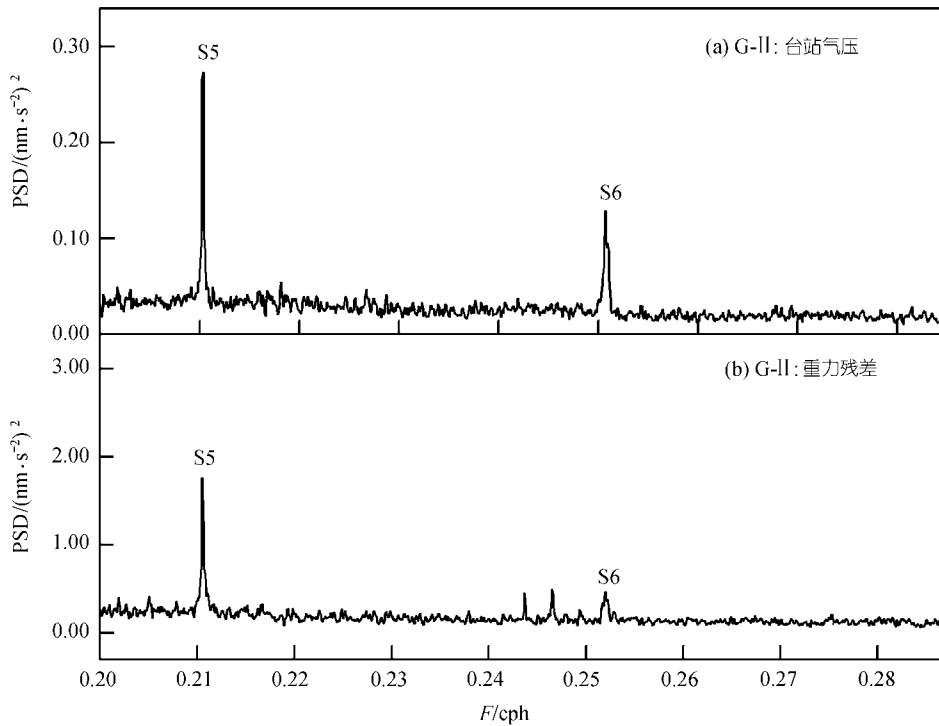


图 6 G- 组在亚潮汐频段上的 PSD 估计

$Bn(f) = b_0 + b_1 \cdot f + b_2 \cdot f^2 + b_3 \cdot f^3$, (8)
 式中 b_0, b_1, b_2 和 b_3 为拟合多项式的待定常数. 以 S5 和 S6 频率上的重力和气压 PSD 估计值的能量比作为

该频率段上的改正系数, 采用频率依赖的线性插值法获得亚潮汐其他频段内气压改正系数, 最终实施将剩余的气压成分从重力残差的 PSD 估计中扣除.

图7给出了经剩余气压改正后 G- 组和 G- 组重力残差的最终 PSD 估计。

由图7可知, G- 组重力残差的平均背景噪音水平要比G- 组相应的噪音水平低得多. 说明自GGP项目开始实施以来, SG资料的质量有了很大提高. 分析表明, 在G- 和G- 组的最终PSD估计中, 我们没有在 3.58 h (0.227 cpd), 3.76 h (0.266 cpd)和 4.01 h (0.249 cpd)的频率上发现Smylie和Courtier等人检测到的核模信号. 但值得重视的是, 我们发现了几个明显的公共谱峰(按频率依次记为SP1, SP2, SP3, SP4, SP5, SP6, SP7 和SP8). 分析说明, 由于采用了有效的全球资料迭积技术和有效消除了剩余气压效应, 它们是与全球运动相关的公共弱谐信号. 另外对欧洲和欧洲地区以外的台站资料分别迭积, 在该频段内发现了同样现象. 因此考虑到参考Smith^[1]和Smylie等人^[2]的理论计算, 可以推论这些谱峰反映了与地球固态内核平动振荡有关的动力学效应.

为能测定这些公共谱峰的振荡特征参数, 类似于Smylie的方法, 我们用一调和振荡器拟合公共谱峰附近的共振^[5], 公式如下:

$$s(f) = \frac{A^2}{1 + 4[(f - f_0)/\Delta f]^2}, \quad (9)$$

式中 $s(f)$ 为频率 f 上的PSD估计, A 为共振强度, f_0 为相应谱峰的中心频率, Δf 为共振频率的阻尼区间长度. 于是相应谱峰共振的中心周期 T 和品质因子 Q 可用下

式估计: $T = 1/f_0$ 和 $Q = f_0/\Delta f$. 采用Marquadt线性化逐步迭代方法改善数值结果, 估计了包括太阳加热波S5 和S6 在内总共 10 个谱峰附近的共振参数(包括中心频率、共振周期、品质因子和共振强度), 结果列于表 2.

比较发现, G- 和G- 两组残差系列获得的共振参数间的差异很小, 取平均值作为这些谱峰的最终结果. 分析发现, 测定的SP1, SP4 和SP7 的共振周期分别为 4.93438 ± 0.00186 , 4.42734 ± 0.001159 和 4.09381 ± 0.00082 h, 与Smith利用广义球谐展开法获得的理论模拟的Slichter模本征周期(分别为 4.916, 4.441 和 4.055 h)吻合得十分好^[1], 二者最大差异小于 1.0%. 这种实际检测与理论计算间惊人的一致性具有十分重要的实际意义, 它意味着如果Smith理论计算是准确的话, 则这 3 个公共谱峰与地球固态内核的平动振荡有关^[27], 测定的品质因子和共振强度也可用地球非弹性特征来解释^[15].

另一方面, 地球的自转和椭率将导致球型自由振荡简正模本征频率的谱峰分裂^[28,29], 分析表明, 在SP7 两侧的谱峰SP6 和SP8 具有对称特点, 在G- 组结果中, 还发现了在SP1 的对称位置上存在的两个谱峰(没有标注编号), 这在G- 序列的PSD结果中并不明显(可能被噪音掩盖). 因此如果确定SP1, SP4 和SP7 是地球的固态内核简正模, 那么位于SP1 两侧对称位置上的谱峰和位于SP7 两侧对称位置上的谱峰可能与地球自转和椭率导致的谱峰分裂现象有关.

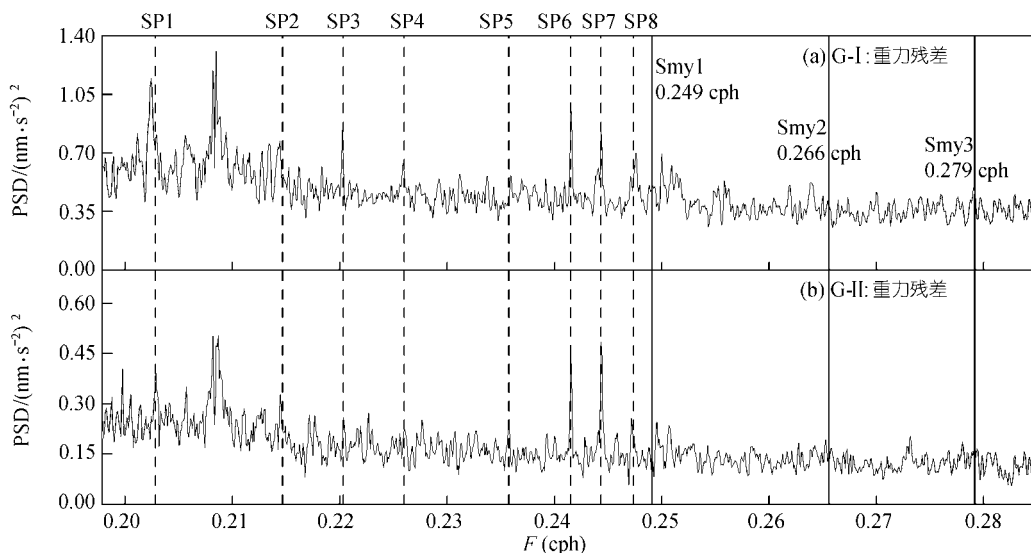


图7 SG 观测在亚潮汐频段上最终 PSD 估计

表 2 几个公共谱峰的中心频率, 共振周期, 品质因子和共振强度

编号	频率(cph)	周期/h	品质因子	共振强度
G- 组				
SP1	0.20244±0.00009	4.93969±0.00212	94±14	0.98293±0.02250
SP2	0.21435±0.00003	4.66530±0.00062	121±10	0.87720±0.00998
SP3	0.22021±0.00017	4.54122±0.00346	96±46	0.75371±0.03481
SP4	0.22592±0.00005	4.42633±0.00088	100±13	0.74564±0.01145
SP5	0.23608±0.00020	4.23589±0.00363	66±20	0.68372±0.01105
SP6	0.24154±0.00007	4.14012±0.00116	184±41	0.81952±0.04121
SP7	0.24421±0.00006	4.09493±0.00092	162±29	0.81406±0.02427
SP8	0.24755±0.00004	4.03952±0.00064	180±32	0.78873±0.01862
*S5	0.20833±0.00003	4.80000±0.00065	289±33	1.68925±0.06622
*S6	0.24998±0.00006	4.00027±0.00090	145±20	0.93283±0.03001
G- 组				
SP1	0.20288±0.00007	4.92907±0.00160	103 ± 19	0.56581±0.01703
SP2	0.21451±0.00007	4.66185±0.00157	88 ± 17	0.51704±0.01275
SP3	0.22034±0.00014	4.53841±0.00287	69 ± 25	0.43480±0.01333
SP4	0.22582±0.00012	4.42835±0.00229	108 ± 31	0.44698±0.01678
SP5	0.23574±0.00007	4.24199±0.00133	142 ± 33	0.42847±0.01764
SP6	0.24153±0.00007	4.14036±0.00117	200 ± 42	0.52575±0.03009
SP7	0.24434±0.00004	4.09269±0.00072	248 ± 35	0.59393±0.02634
SP8	0.24722±0.00007	4.04494±0.00119	133 ± 25	0.43971±0.01624
*S5	0.20835±0.00003	4.79957±0.00057	335 ± 39	1.14333±0.04596
*S6	0.24987±0.00004	4.00214±0.00069	205 ± 26	0.62452±0.02216

4 数值结果的可靠性检验

由于与地球内核平动振荡有关的信号十分微弱, 在地表重力潮汐观测中, 往往被台站背景噪音掩盖, 因此用单一台站数据, 即使是高精度的SG观测, 也很难有效检测. 但所幸的是通常地核平动导致的重力信号为全球谐信号, 考虑到各台站背景噪音特征各异, 因此全球观测的迭积可有效降低台站背景噪音, 从而起到相对放大公共谐信号作用. 为了检验在测定 8 个公共弱谐信号过程中所做数值计算的可靠性, 首先在G- 组的 13 个重力残差序列中, 分别人为地加入一个固定的频率已知但振幅不同的弱谐信号, 先分别估计各系列的Fourier功率谱密度, 然后再将 13 个系列结果迭积获得PSD估计, 以验证在亚潮汐频段可以检测到的全球谐信号量级, 为研究地球动力学效应提供依据. 试验结果说明, 当设定固定频率为 0.23 cph, (1) 取谐信号的振幅为 $5 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$ 时, 最终PSD估计中很难发现公共谱峰, 注入的信号基本被台站背景噪音淹没; (2) 取谐信号的振幅为 $7 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$ 时, 最终PSD估计中发现一个微弱的公共谱峰, 该信号局部的信噪比达到 1.15, 信号基本可以被识别; (3) 取谐信号的振幅为 $9 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$ 时, 最终PSD估计中发现了—个较明显的公共谱峰, 信号局部的信噪

比达到 1.25, 说明注入信号完全可以被识别(参见图 8). 这一检验结果说明, 如果一个全球的公共谐信号量级达到 $7 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$ 时, 则利用本文讨论的PSD估算方法完全可检测到该信号的存在. 也从另一方面说明, 由本文给出的数值计算和所检测到的 8 个公共谱峰结果的可靠性, 当然除了已发现 3 个谱峰可用Smith的理论计算结果解释外, 其他一些信号源的物理特征有待进一步研究.

5 初步结论

利用GGP网络 14 个台站 21 个SG观测序列, 在修正各种错误数据和干扰信号以及扣除理论潮汐信号的基础上, 利用频谱分析技术研究了重力残差的Fourier功率谱密度和PSD估算, 以检测与地球固态内核平动振荡有关的共振信号. 数值结果表明, 在最终的G- 和G- 两组重力残差PSD估计中, 均发现了 8 个公共谱峰. 分析排除了这 8 个谱峰信号与台站气压和背景噪音的关联性, 证明了它们是由地球内部动力学效应导致的全球弱谐信号. 文章精确估计了各谱峰的共振参数(包括频率、周期、品质因子和共振强度). 8 个谱峰中的 3 个谱峰(SP1, SP4 和 SP7)的共振周期与Smith理论预测的Slichter模本征周期符合得非常好, 二者最大差异小于 1.0%. 这种实际

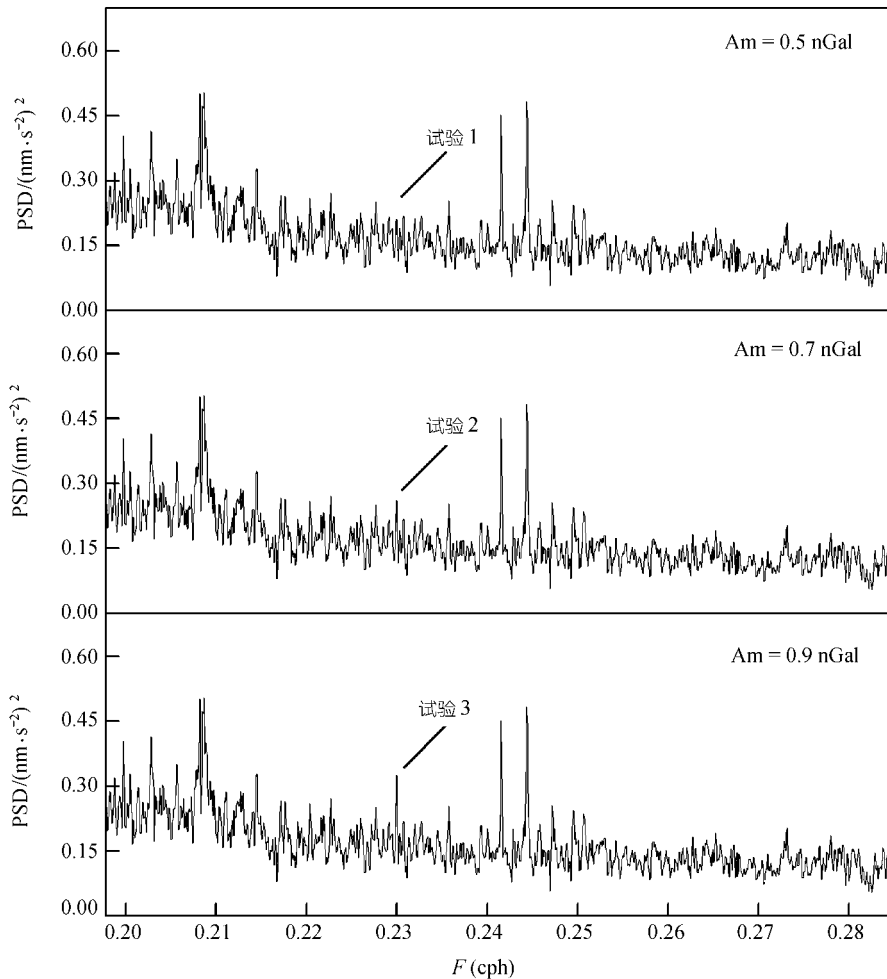


图8 模拟信号在亚潮汐频段内的最终 PSD 估计

检测与理论模拟的一致性意味着地球固体内核的平动振荡有关的信号得到证实. 一些谱峰的存在可用与地球自转和椭率导致的谱峰分裂现象来解释. 当然, 还没有找到对发现的另外几个谱峰信号解释理由. 这些信号是否的确是由地球固态内核平动振荡所致, 还是与一些别的地球物理和地球动力学因素如浅海潮汐效应等有关, 有待进一步验证.

另一方面, 要说明的是由于地核运动导致的地表重力信号微弱, 固体内核的平动振荡检测至今还是一项非常困难的工作, 这是国际上地球科学研究中的一个前沿性课题, 本文的工作仅是一个初步的探讨. 这些困难主要表现在: (1) 尽管实验室SG观测的理想精度在 10^{-11} m/s²量级, 但要检测的固态地核平动振荡信号十分微弱, 况且, 实际台站背景噪音往往要高得多; (2) 利用最新的多台站迭积技术能有效

抑制区域背景噪音, 起到相对放大全球公共谐信号的作用, 但这一技术能识别的谐信号临界值为 7×10^{-12} m/s², 与SG实验室理想精度同一量级; (3) 至今还没有一个令国际通行一致信服的固态内核平动振荡理论模型供实际检测参考; (4) 地球固态内核平动振荡的力学机制还不是很清楚, 究竟是由深部大地震激发? 还是由于地球液态外核的铁元素和高温导致的强电磁涡旋场, 加上地球自转导致地核边界地形耦合力矩作用所致? 因此深入的研究和可靠的结论依赖于合理的理论模型, 通过积累全球长周期高精度SG观测数据以及深入仔细的资料处理, 以提高重力信号分辨率.

致谢 美国 St. Luis 大学的国际 GGP 项目主席 Crossley 和各单位观测人员为获得高精度重力潮汐观测数据付出了辛勤劳动, Smylie 教授为孙和平提供资助到加拿大 York 大学研修核

模理论和检测技术, 并提供了部分计算机软件, 比利时皇家天文台 GGP 数据中心 Vandercoilden 女士和 Hendrickx 参加了数据的整理和预处理工作. 在此一并致谢. 本工作受中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX3-CW-131)、中国科学院“百人计划”项目、国家科学技术部国际重点合作项目(2002CB713904)、中国国家自然科学基金(批准号: 440174022, 0374029)和比利时自然科学基金资助.

参 考 文 献

- 1 Smith M L. Translational inner core oscillations of for a rotating, slightly elliptical Earth. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(17): 3055~3064
- 2 Smylie D E, Rochester M G. Compressibility, core dynamics and the subseismic wave equation. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1981, 24: 308~319[DOI]
- 3 Crossley D, Hinderer J, Casula G, et al. Network of superconducting gravimeters benefits a number of disciplines. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 1999, 80(11), 121: 125~126
- 4 Melchior P, Ducarme B. Detection of inertial gravity oscillations in the earth's core with a superconducting gravimeter at Brussels. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1986, 42: 129~134[DOI]
- 5 Smylie D E. The inner core translational triplet and the density near the Earth's center. *Science*, 1992, 255: 1678~1682
- 6 Smylie D E. Viscosity near Earth's solid inner core. *Science*, 1999, 284: 461~463[DOI]
- 7 Slichter L B. The fundamental free mode of the Earth's inner core. *Natl Acad Science*, 1961, 47: 186~190
- 8 Smith M L. Translational inner core oscillations of for a rotating, slightly elliptical Earth. *Journal of Geophysical Research*, 1976, 81(17): 3055~3064
- 9 Hinderer J, Crossley D J, Jensen O. A. search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1995, 90: 183~195[DOI]
- 10 Cummins P, Wahr J, Agnew D, et al. Constraining core undertones using stacked IDA gravity records. *Geophysical Journal International*, 1991, 106: 189~198
- 11 Smylie D E, Hinderer J, Richter B, et al. The product spectra of gravity and barometric pressure in Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 1993, 80: 135~157[DOI]
- 12 Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. Global Superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2000, 117: 3~20[DOI]
- 13 Sun H P, Ducarme B, Xu J Q. Preliminary results of the free core nutation eigenperiod obtained by stacking SG observations at GGP stations. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 2002, 136: 10725~10728
- 14 徐建桥, 孙和平, 罗少聪. 利用国际超导重力仪观测资料研究地球自由核章动. *中国科学, D辑*, 2001, 31(9): 719~726[摘要][PDF]

- 15 孙和平, 徐建桥, Ducarme 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[摘要][PDF]
- 16 Goodkind J M. The superconducting gravimeters principals of operation, current performance and future prospects. In: Poitevin C, ed. *Proc. workshop on non-tidal gravity changes*. Luxembourg: Conseil de L'Europe Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Séismologie, 1991, 9: 81~90
- 17 Ducarme B, Sun H P. Tidal gravity results from GGP network in connection with tidal loading and earth response. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 2001, 47(1): 308~315
- 18 Ducarme B, Sun H P, Xu J Q. New Investigation of Tidal Gravity Results from the GGP Network. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 2002, 136: 10761~10775
- 19 Vauterin P. Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Paquet P, Ducarme B, eds. *Proc. 13th Int. Sympos. Earth Tides*. Brussels: Royal Observatory of Belgium, 1998. 481~486
- 20 Merriam J B. The atmospheric pressure correction in gravity at Cantley, Quebec. In: Hsu H T, ed. *Proc. 12th Int. Sympos. Earth Tides*. Beijing: Science Press, 1993. 161~186
- 21 Sun H P, Hsu H T, 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[DOI]
- 22 Tamura Y. A harmonic development of the tide-generating potential. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 1987, 99: 6813~6855
- 23 Wenzel H G. Earth tide data processing package ETERNA 3.30: the nGal software. In: Paquet P, Ducarme B, eds. *Proc. 13th Int. Sympos. Earth Tides*. Brussels: Royal Observatory of Belgium, 1998. 487~494
- 24 Sun H P, Luo S C. Theoretical computation and detection of the atmospheric gravity signals. *Chinese Journal of Geophysics*, 1999, 41(3): 405~413
- 25 Sun H P. Comprehensive researches for the effect of the ocean loading on gravity observations in the Western Pacific Area. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 1992, 113: 8271~8292
- 26 Venedikov A P, Vieira R, de Toro C. On the determination of the D and SD Earth tides generated by the tidal potential of the third order. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 1976, 126: 9635~9637
- 27 Sun H P, Xu J Q, Ducarme B. Search for the Translational Triplet of the Earth's Solid Inner Core by SG Observations at GGP Stations. *Bulletin D'Information Marées Terrestres*, 2003, 138: 10977~10985
- 28 Dahlen F A. The normal modes of a rotating, elliptical Earth. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1968, 16: 329~367
- 29 Dahlen F A. The normal modes of a rotating, elliptical Earth-Near-resonance multiplet coupling. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1969, 18: 397~436

(2003-05-15 收稿, 2004-03-01 收修改稿)