科学通报 2009 年 第 54 卷 第 22 期: 3483 ~ 3490
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

内核平动三重谱线的实验探测

徐建桥, 孙和平, 周江存

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
E-mail: xujq@asch.whigg.ac.cn

2008-12-08 收稿, 2009-06-15 接受
国家自然科学基金(批准号: 40574034, 40730316)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-133)资助

摘要 固态内核的平动振荡是地球基本简正模之一, 又称为 Slichter 模, 由于地球的自转和椭率, 该简正模将会出现谱峰分裂现象, 产生三重谱线. 根据 Slichter 模的谱峰分裂特征, 采用全球地球动力学计划观测网中全球分布的 6 台超导重力仪(SG)的同步、长期、连续观测资料的积谱探测 Slichter 三重谱线存在的可能性. 分析结果表明, 在 Slichter 三重谱线可能出现的亚潮汐频段(0.162~0.285 cph), 6 台 SG 观测平均噪音水平为 0.0158 nm/s^2, 可观测到全球谐信号的振幅为 0.0152 nm/s^2; 说明如果 Slichter 模存在, 就有可能被全球 SG 识别. 在全球 SG 观测中发现了周期分别为 5.310, 4.995 和 4.344 h 的一组全球谐信号, 恰好符合 Slichter 模的谱峰分裂特征, 意味着这组信号有可能来自于内核的平动振荡, 由此可以推断内外核边界的密度差介于 PREM 和 1066A 地球模型提供的相应数值之间.

关键词
Slichter 模
三重谱线
全球地球动力学计划
超导重力仪
积谱

一旦被激发(激发源可能是深部大地震, 也可能来自于液核流体物质在内核边界非对称结晶或其他), 地球的固体内核有可能在其平衡位置附近作自由平动振荡, Slichter[1]最先提出这一基本简正模存在的可能性, 因此, 该简正模通常被称为 Slichter 模. Slicher 模以流体的压力(重力)作为主要恢复力, 其周期为几个小时, 对于非自转、球对称地球模型, 简并的 Slicher 模(SM)是周期最长的一阶球型振荡模, 本征位移为一阶的球型位移 ${}_1S_1$(左下标表示泛频阶数); 与其他的地震简正模类似, 地球的自转和椭率将导致 Slicher 模的谱峰分裂, 形成一组方位角级数 m 分别为–1, 0 和 1 的三重谱线(ST), 分别对应着赤道正向、轴向和赤道逆向的平动.

许多科学家在不同的近似下, 采用不同的方法和不同的地球模型, 从理论上模拟了内核的平动振荡运动[2~10], 给出了 ST 的频谱特征, 揭示了 ST 的本征频率(周期)与地球深内部构造和运动之间的关系. 结果表明, SM 的周期对内核边界(ICB)两边的密度差非常敏感, 而 ICB 附近其他因素(如黏滞度、电磁力、过渡带等)对周期的影响很小[8~10]. 基于不同地球模型理论预测的 ST 周期存在比较大的差异, 如果有可能, 有必要利用实际观测资料探测内核的平动振荡, 确定其本征频率, 为研究地球深内部的物理特征提供有价值的信息. 但是, 对于 ST, 赤道正向和赤道逆向振荡与轴向振荡的频率之差与后者的比值却相差甚微, 换言之, SM 的谱峰分裂特征可以作为识别 SM 的重要依据.

事实上, 要观测到 ST 信号是非常困难的. 一方面, 由于人们对于地球深部构造的了解非常有限, 还没有一个让大家都普遍接受的 ST 的理论模型, 其本征频率还无法完全确定; 另一方面, SM 信号非常微弱, 由于深部大地震激发, ST 导致地表重力场扰动幅度在 10^{-2} nm/s^2 量级[3, 11], 有可能被相对较大的环境噪音完全淹没. 20 世纪末期, 一些学者试图采用地表高精度

引用格式: 徐建桥, 孙和平, 周江存. 内核平动三重谱线的实验探测. 科学通报, 2009, 54: 3483~3490
Xu J Q, Sun H P, Zhou J C. Experimental detection of the inner core translational triplet. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0479-6

重力观测技术探测来自地球深部微弱信号，也发表了他们的观测结果[12~14]，可惜没有得到其他学者的证实. 超导重力仪(SG)的发明及其在全球范围内的长期、连续观测，特别是随着全球地球动力学计划(GGP)的实施及全球 SG 观测资料的积累和共享，为 ST 检测开辟了广阔的前景. SG 具有极高的灵敏度和稳定性、极低的噪音水平和漂移以及极宽的动态频率响应范围，其观测精度可以达到 10^{-2} nm/s^2 量级，其资料积累为 ST 的探测奠定了数据基础；同时，通过不同区域 SG 观测资料的迭积，可以有效压制背景噪音，相对放大全球公共谐信号，为 ST 的探测提供了必要的技术准备. 1992 年，Smylie 等人[15~18]采用频率域的迭积技术(积谱)，并宣称在中欧三台 SG 观测中发现了微弱的 ST 信号，并以此为依据，估算了地球中心附近的密度和液核底部的黏滞度[15,16]，其结果在国际地球科学界引起了极大的关注. Courtier 等人[19]根据一阶简正模运动特征，发展了时间域的迭积技术，获得了与 Smylie 类似的结果. 随后，许多学者采用类似的迭积技术，试图在全球 SG 观测中发现 ST 存在的证据[20~24]，但都没有发现 Smylie 断言的 ST 信号，也没有发现基于现有地球模型理论预测的 ST 信号.

本文的主要目的是采用 GGP 台网中全球分布的 6 台 SG 长期连续观测资料，根据 ST 谱峰分裂特征，探讨 ST 检测的可能性，尝试在 SG 观测中搜寻符合 ST 谱峰分裂特征的全球谐信号.

1 数据准备

考虑到 GGP 观测网络中 SG 台站的分布现状和各台站观测标准偏差，为了避免某些区域因为采用的资料较多而导致区域背景噪音对分析结果影响过大，本文将选用来自美国的 Boulder、加拿大的 Cantley、澳大利亚的 Canberra、比利时的 Membach、奥地利的 Vienna 和中国的武汉等全球均匀分布的 6 台 SG 1998 年 1 月 1 日到 2003 年 10 月 31 日连续重力观测资料和同步的台站气压观测资料，表 1 列出了上述各台站观测序列的有关信息.

为了减少数据处理带来的一些不必要的偏差，对于所有 6 个台站观测数据采用相同的预处理和调和分析方法．采用固体潮观测资料的预处理软件“T-Soft”[25]，通过移去-恢复的人-机对话方式，直观地剔除并改正一些错误数据(如尖峰、突跳、仪器掉格、大地震干扰等)，内插一些由于偶然因素(断电、仪器故障等)引起的较小中断，并采用低通数值滤波器直接将高密度采样资料变换为每小时采样．利用 Eterna3.30[26]标准分析软件对每个观测序列作调和分析，精密确定重力潮汐参数(包括振幅因子δ和相位差$\Delta\varphi$). 结果表明，6 个序列的标准偏差介于为 0.559 (Vienna)和 1.418 nm/s^2 (武汉)之间，所有观测序列标准偏差的平均值为 1.038 nm/s^2. 在调和分析和后面的重力残差计算中，全部采用 Tamura[27] 1987 年给出的包含 1200 个谐波分量的高精度引潮位分波表和相同的潮汐波群分波方式.

为了识别与 SM 有关的微弱重力信号，必须尽可能地剔除一些已知因素导致的重力变化. 全球大气的负荷效应是重力观测主要的有色噪音源，研究表明，在全球大气负荷效应中，90%以上来自于台站周边 50 km 气压变化的贡献[28,29]. 因此，采用台站重力和气压观测的转换函数(称为大气重力导纳)可以很好地描述大气的负荷效应. 观测结果表明大气重力导纳介于–2.946 (武汉)和–3.549 nm·s^{-2}·hPa^{-1} (Vienna)之间，平均值为–3.354 nm·s^{-2}·hPa^{-1}，与以前的同类研究结果[30~34]和理论模拟结果[28,29]基本吻合. 地球的自转变化(包括极移和日长变化)导致的重力变化峰对峰幅度最大可以达到 150 nm/s^2[35]，其信号将耦合在各台站的 SG 观测之中[36,37]，采用国际地球自转服务提供的地球自转变化数据，即可确定相应的重力场变化. 此外，在 SG 观测中还存在显著的长期变化趋势，包含了仪器的长期漂移、局部地壳的长期垂直运动及其他未知因素的影响，在此，用二次多项式拟合各 SG 序列的长期趋势项.

从各原始观测序列中扣除相应的重力潮汐信号、局部大气负荷效应、地球自转变化引起的重力信号和长期趋势项，即可获得最终的重力残差(见图 1). 由图可知，除了丰富的高频扰动外，还存在显著的季节性变化，可能来自于全球和局部的水循环效应[38~40].

2 功率谱和积谱密度估计

借助离散 Fourier 变换，可以很容易估计任何一个数据序列的功率谱密度. 在此，对每个 SG 残差序列，以公共长度 36000 h 和 75%的重叠率进行分块，所有数据块功率谱密度的平均值作为该序列的功率谱密度估计，同时采用了长度为 36000 h 的 Parzen 窗函数进行平滑处理. 如果将各序列在频率ω的功率谱

表 1　全球 SG 台站及观测序列的基本信息 a)

站名	编号	纬度(°N)	经度(°E)	高度/m	C /nm·s^{-2}·hPa^{-1}	σ/nm·s^{-2}
Boulder	C024	40.1308	254.7672	1682.000	–3.512±0.006	1.109
Cantley	T012	45.5850	284.1929	269.000	–3.474±0.005	1.253
Canberra	C031	–35.32064	149.00766	762.749	–3.333±0.007	0.996
Membach	C021	50.60925	6.00661	250.000	–3.311±0.004	0.890
Vienna	C025	48.2493	16.3579	192.440	–3.549±0.003	0.559
武汉	T004	30.51587	114.4898	89.258	–2.946±0.022	1.418

a) C 表示局部大气重力导纳, σ 为观测序列的标准偏差

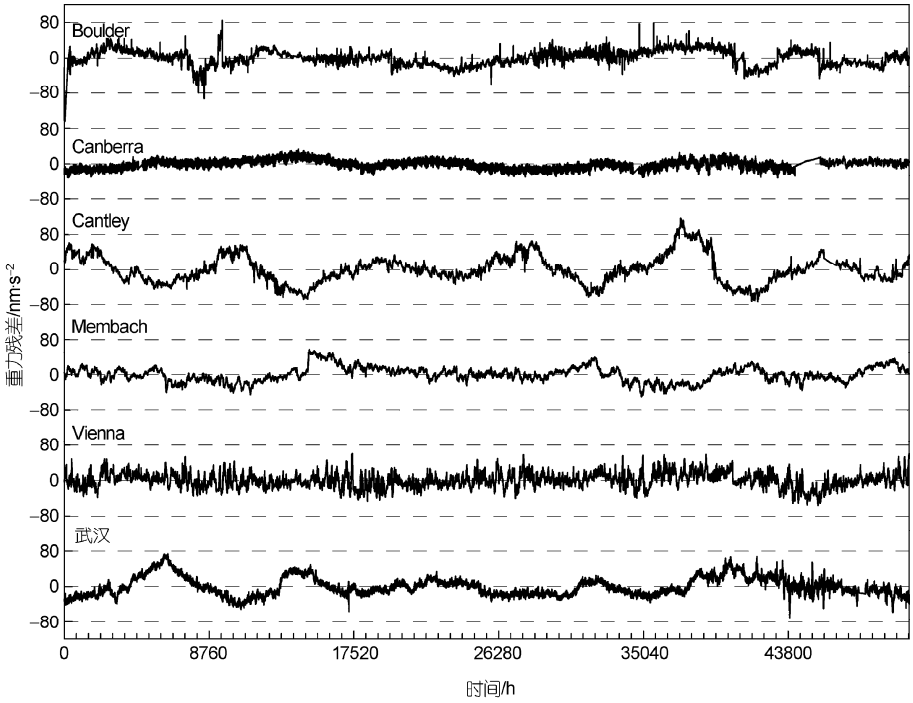

图 1　各台站 SG 同步观测的重力残差

观测区间为 1998 年 1 月 1 日至 2003 年 10 月 31 日. 从 SG 原始观测中精密剔除重力潮汐信号、局部大气的负荷效应、地球自转变化导致的重力变化及各仪器的长期漂移趋势即可得到重力残差信号

密度估计记为 $S_i(\omega)$ (i=1, 2, … , 6), 则所有序列的积谱密度估计 $P(\omega)$为

$$P(\omega)=\left[\prod_{i=1}^{6}S_i(\omega)\right]^{\frac{1}{6}}. \tag{1}$$

数值结果表明各台站 SG 观测的重力残差的频谱特征基本类似(图 2), 重力残差的能量主要集中在低频部分, 随频率的增加呈显著的下降趋势, 其主要来源是全球和局部水负荷、全球海平面变化、局部地壳的构造运动、小部分的高阶次重力潮汐信号和部分大气负荷效应等. 在周日和 Nyquist 频率(0.5 cph)之间, 明显存在与太阳加热有关的 S_1~S_{11} 大气潮(频率依次为周日频率的 1~11 倍)信号, 主要原因是气压改正仅考虑了重力场对大气负荷在全频段上的平均响应, 而大气重力导纳值与信号频率之间存在很强的依赖关系[31~34], 从而导致气压改正的偏差. 在周日、半日和 1/3 日频段还存在明显的有色噪音, 其主要来源是局部大气和水负荷效应、高阶次的重力潮汐信号和其他未知局部环境干扰. 限于观测序列本身频率分辨率, 在重力潮汐信号的估计和扣除过程中, 在周日和半日频段仅考虑了地球对二阶(没有顾及三阶或更高阶)引潮力的响应、而在 1/3 日频段仅考虑了地球对三阶引潮力的响应, 没有考虑地球对更高阶次引潮力的响应. 但事实上, 地球对不同阶次潮汐的响应存在比较大的差异.

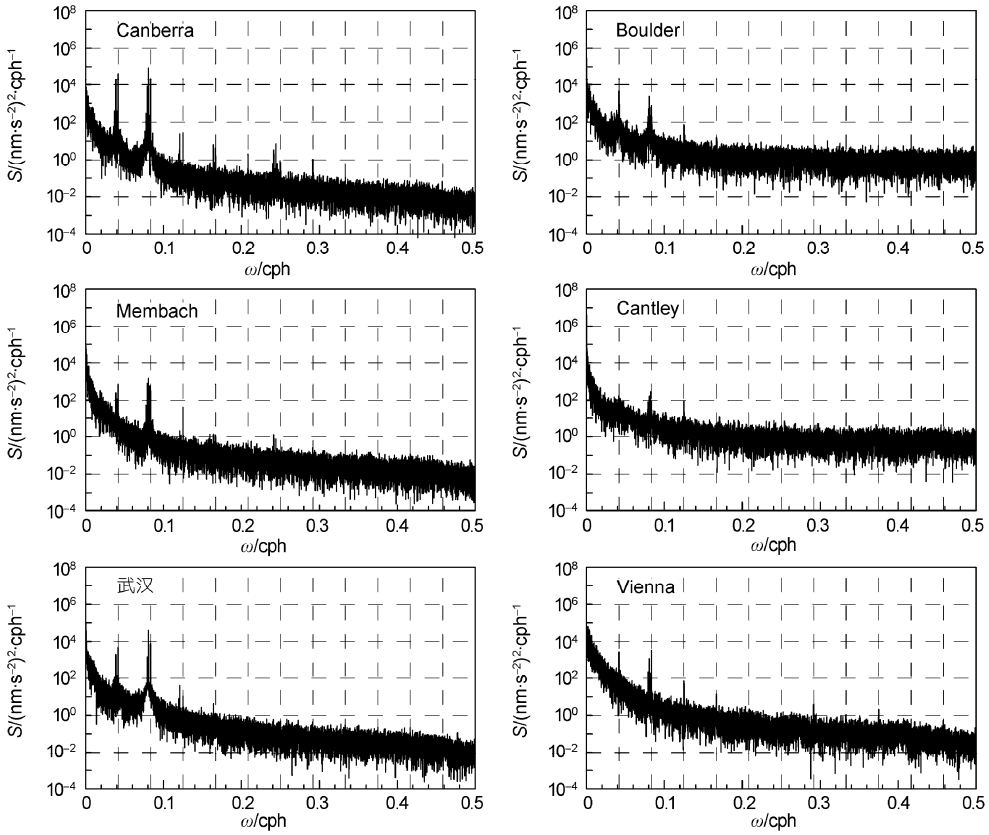

图 2 各台站 SG 重力残差功率谱密度估计

纵网格线从左到右依次表示与太阳加热有关的 S_1~S_{11} 大气潮信号的频率

和各单台站功率谱相比，所有台站重力残差积谱密度估计(图 3)在各频段的平均噪音水平虽没有明显提高，但谱线“宽度”被显著压制，全球谐信号的信噪比被相对放大，可以识别更弱的信号；并且在全频段平滑得多，相对抖动幅度也小得多，更有利于非常弱的全球谐信号检测. 在本文关注 ST 可能出现的亚潮汐频段(频率介于 0.162 和 0.285 cph 之间)，全球 SG 观测在该频段存在很强的热大气潮 S_4，S_5 和 S_6 信号，为了研究和检测其他重要的全球地球动力学信号，必须进一步消除重力残差在该频段中剩余气压影响部分，以提高其他信号的信噪比. 在此，分别以 S_4，S_5 和 S_6 频率的重力残差和相应台站气压能量振幅的比值作为各自频率上的气压改正系数，然后采用频率的二次多项式插值获得亚潮汐频段其他频率的气压改正系数，最后以各频率的气压改正系数乘以气压的能量振幅作为该频率大气重力信号能量的剩余部分，直接从重力残差积谱密度估计中扣除，图 4 给出了经剩余气压改正后 6 个 SG 重力残差序列的积谱密度估计. 可以看出，经过进一步的气压改正，热大气潮 S_5 和 S_6 的信号被很好地消除，尽管 S_4 的信号被有效地压制，但其附近频率上的能量仍然非常突出. 分析结果表明，在亚潮汐频段，全球 SG 观测的平均噪音水平大约为 0.0158 nm/s^2，可以识别的全球谐信号的振幅为 0.0152 nm/s^2，表明如果 SM 信号存在，就有可能被全球 SG 识别.

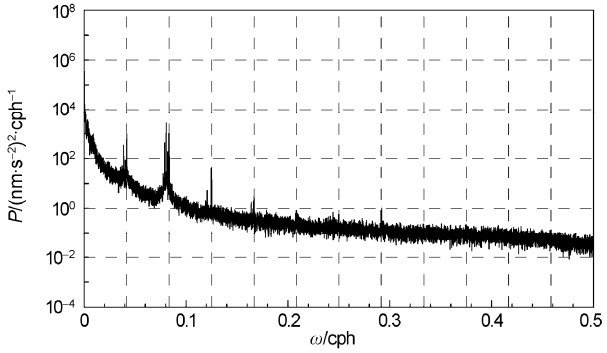

图 3 SG 重力残差积谱密度估计

同时还必须指出，尽管通过全球 SG 观测的迭积处理和进一步的气压改正，有效压制了背景噪音的影响，但相对于非常微弱 SM 信号，SG 观测噪音仍然很大，要识别 ST 信号还是很困难的.

3 ST 信号识别

地球的自转和椭率将导致简并的 SM 发生谱峰分裂，形成三重谱线(即 ST). 对应的频率可表示为[41]

$$\omega_1^m = \omega_1(1+a+bm+\mathrm{cm}^2), \qquad (2)$$

式中 $m=-1, 0, 1$ 分别对应着赤道正向、轴向和赤道逆向的平动; ω_1 为简并 SM 的频率，ω_1^m 为 ST 对应频率; a, b 和 c 为谱峰分裂参数，对于 1066A 地球模型，分别为 0.192178，0.015306 和–0.0005538[42]. 从已有的理论模拟结果来看[2~4,6~10,42]，基于不同地球模型理论预测的 ST 频率的差异主要来自于模型提供的 ICB 两侧的密度差的不同，表现为相应的简并 SM 频率之间较大的差异；尽管上述谱峰分裂参数是基于 1066A 模型获得的，但由此给出的 SM 谱峰分裂特征与相应的理论模拟结果具有很好的一致性.

对于每一组简并 SM 频率为 ω_1 的 ST，其频率分别为 ω_1^m，在全球 SG 观测中，对应的积谱密度估计的信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 为

$$R(\omega_1)=\prod_{m=-1}^{1}\left(P(\omega_1^m)\Big/\sqrt{\frac{1}{200}\sum_{n=1}^{100}P^2(\omega_1^m\pm n\cdot\Delta\omega)}\right), \qquad (3)$$

式中 $\Delta\omega$ 为本文谱估计的频率分辨率. 那么，在全球 SG 观测中是否存在 Smylie 等人发现的 ST 信号[15~17,19]或基于现有地球模型理论模拟的 ST 信号[3~7,10]呢? 根据这些 ST 的频率，利用方程(3)计算 ST 对应的信噪比乘积 $R(\omega_1)$. 结果表明，在所有这些 ST 中，没有一组的信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 超过 1，换言之，在目前全球 SG 观测中并未发现 Smylie 等人断言的 ST 或任何基于现有地球模型理论模拟的 ST 信号(见图 4).

下面，将在全球 SG 观测的亚潮汐频段搜寻符合 SM 谱峰分裂特征的可能的候选三重谱线. 对于亚潮汐频段上任何一个可能的 ω_1，利用方程(2)计算与之对应的三重谱线的频率 ω_1^m ($m=-1, 0, 1$)，同时考虑到理论模拟计算的不确定性，使 ω_1^{-1} 和 ω_1^1 在其对应的 ω_1 的 0.5%范围内变化，以信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 最大的 ω_1^m 作为相应的一组侯选三重谱线; 让 ω_1 在整个亚潮汐频段滑动，依照上述方法逐一搜寻. 结果表明，在亚潮汐频，有许多组侯选三重谱线信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 超过 1，表 2 列出了信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 超过 10 的 3 组侯选三重谱线，分别记为 Triplet1，Triplet2 和 Triplet3，并在图 4 中直观标出. 研究表明，SG 观测在高频的有色信号主要来自于局部大气负荷效应[30~34]，那么全球 SG 观测到的这些侯选三重谱线是否来自于大气负荷效应？根据各组侯选三重谱线的频率，同样利用方程(3)计算与之对应的气压积谱密度估计的信噪比乘积 $R(\omega_1)$. 结果表明绝大多数信号来自于局部大气的负荷效应或在很大程度上被气压污染. 以 SG 观测信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 比较大的 Triplet2 和 Triplet3 为例，从表 2 不难发现，与之对应的气压信噪比乘积也比较大，分别达到 1.8 和 2.0，对照气压在相应频率上的积谱密度估计，每组三重谱线中在一个或更多的频率上存在明显的气压信号，说明它们有部分信号来自于局部气压的负荷效应，因此很难断言它们与其他地球动力学现象有关.

值得关注的是，在全球 SG 观测的亚潮汐频段存在一组周期分别为 5.310，4.995 和 4.344 h 的候选三重谱线(Triplet1)，重力信噪比乘积 $R(\omega_1)$ 达到 14.6，而气压的积谱密度估计在其对应的频率没有明显的信号，与之对应的气压信噪比乘积不足 1. 可以断定 Triplet1 显然是来自于大气负荷之外的其他全球效应，而在这一频段除了可能出现 SM 外还没有发现其他的地球动力学现象，更重要的是 Triplet1 的频率恰好与 SM 的谱峰分裂特征吻合，意味着全球 SG 观测到的这组三重谱线 Triplet1 最可能的来源就是固体内核的平动振荡. 当然，从目前的研究现状来看，要得到一个确切的结论还需要获得其他观测技术的支持，以及人们对于地球深部的构造、分层特征、相关物理参数的分布及耦合特征等更精确的了解和认识.

表 2 全球 SG 检测到的符合 SM 谱峰分裂特征的三重谱线 a)

序号	ω_1 /cph	ω_1^{-1} /cph	ω_1^0 /cph	ω_1^1 /cph	$R(\omega_1)$ 重力	$R(\omega_1)$ 气压
1	0.20630	0.18831	0.20944	0.23019	14.6	0.6
2	0.21866	0.19956	0.22200	0.24433	13.1	1.8
3	0.24066	0.22144	0.24433	0.26797	15.9	2.0

a) 序号 1, 2 和 3 分别对应于 Triplet1, Triplet2 和 Triplet3

目前，内外核边界的密度差主要采用地表观测的短周期地震波 PKiKP(在 ICB 反射的 P 波)和 PcP(在 CMB 反射的 P 波)的振幅比获得[43,44]，由于 PKiKP 的信号很弱，信噪比很低，在地表很难被观测到，其观测量还远远不够；同时，鉴于 PcP 波极强的散射特征，CMB 非常复杂的构造将导致其观测很大的不确定性；因此，采用传统的短周期地震学方法估算的这一参数是极不可靠的，有必要采用其他观测结果进行约束. 正如前文所述，SM 的频率与内外核边界的密度差之间存在非常强的依赖关系，因此，ST 的观测将是约束这一参数的最佳选择. 全球 SG 探测到的周期分别为 5.310，4.995 和 4.344 h 的三重谱线最可能的来源就是 ST，与之对应的简并的 SM 周期为 4.847 h (频率为 0.20630 cph)，恰好介于根据 PREM 和 1066A 地球模型理论预测值之间(周期分别为 5.420 和 4.599 h)[4]，根据球对称、非自转地球模型的简正模理论，不难推算出与之对应的内外核边界密度差[6]介于这两个地球模型提供的相应参数之间，大约为 0.76 g/cm^3.

4 结语及讨论

通过 GGP 台网中 6 台全球分布的超导重力仪的长期连续观测数据统一的分析处理，精密剔除重力潮汐信号、局部大气负荷效应、地球自转变化引起的重力扰动以及长期趋势项，进而在频率域的“迭积”(积谱)，有效压制了局部背景噪音的干扰，相对放大了全球谐信号，大大提高了全球微弱信号的识别能力. 但必须看到，相对于非常微弱 Slichter 模信号，SG 观测噪音仍然很大，要识别 ST 信号还是很困难的.

根据 Slichter 模由于地球的自转和椭率导致的谱峰分裂特征，在全球超导重力仪观测中搜寻 Slichter 三重谱线可能存在的证据. 结果表明以符合 Slichter 模谱峰分裂特征的三重谱线整体搜寻是探测 Slichter 模信号的最有效方法. 在 Slichter 模可能出现的亚潮汐频段，既没有发现 Smylie 等人宣称与 “Slichter 模”有关的信号存在的明显证据，也没有发现基于现有地球模型理论预测到的任何 Slichter 模信号. 但检测到一组周期为 5.310，4.995 和 4.344 h 且符合 Slichter 模谱峰分裂特征的三重谱线，Slichter 模是这组信号来源最可能的候选者，在此基础上，可以对内外核密度差提供很好的约束.

Slichter 模的本征频率依赖于地球外核流体分层特征、密度、刚度、黏滞度和内核边界两边的密度差

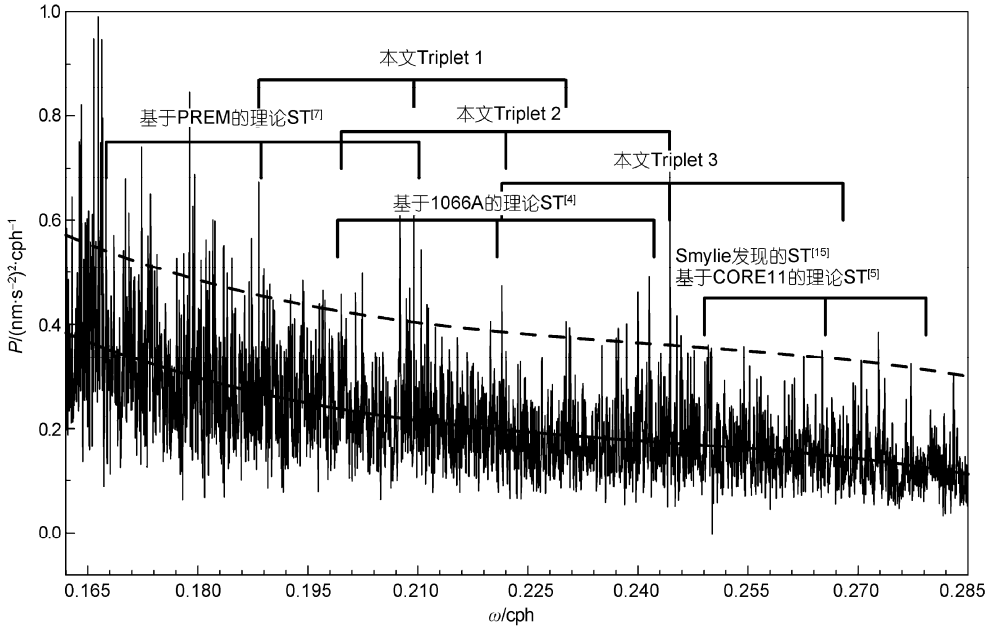

图 4 SG 重力残差在亚潮汐频段的积谱密度估计

图中粗实线为该频段的平均噪音水平，虚线表示可观测到信号的幅度. 为了减小太阳加热引起的 S_4, S_5 和 S_6 等大气潮对该频段重力残差的影响，做了局部剩余气压负荷效应改正. 分析结果表明，在亚潮汐频段，既没有发现 Smylie[15] 1992 年发现的 ST，也没有发现任何基于现有地球模型理论预测的 ST 存在的证据[4~10]；然而，在该频段存在三组符合 Slichter 模谱峰分裂特征三重谱线，但 Triplet2 和 Triplet3 中一个或多个谱峰被局部大气的负荷效应污染

等，所有这些物理参数都是通过穿透地球深内部的短周期地震波观测资料的反演得到的，而目前这些地震波的观测还远远不够．根据现有的地球模型理论模拟获得的Slichter模的本征频率不可避免地存在比较大的偏差，这给在超导重力仪观测资料中识别其信号带来了极大的困难．因此，还需要更进一步的理论研究工作，一方面采用更客观的地球模型和更有效的方法，通过理论模拟获得核模的本征周期，以便于实际观测的对比和检测；另一方面改进实际观测资料的分析处理方法，尽可能消除其他干扰因素的影响，提高观测的信噪比，获得更精确的观测结果．

致谢 各台站观测人员为获得高精度超导重力仪观测资料付出了辛勤劳动，Smylie 提供了部分计算机软件，比利时皇家天文台 GGP 数据中心 Vandercoilden 和 Hendrickx 参加了数据的整理和预处理工作，在此表示衷心感谢．

参考文献

1 Slichter L B. The fundamental free mode of the Earth's inner core. Proc Nat Acad Sci USA, 1961, 47: 186—190[doi]
2 Busse F H. On the free oscillation of the Earth's inner core. J Geophys Res, 1974, 79: 753—757[doi]
3 Smith M. Translational inner core oscillations of a rotating, slightly elliptical Earth. J Geoghys Res, 1976, 81: 3055—3064[doi]
4 Rogister V. Splitting of seismic-free oscillations and of the Slichter triplet using the normal mode theory of a rotating, ellipsoidal Earth. Phys Earth Planet Inter, 2003, 140: 169—182[doi]
5 Smylie D E, Jiang X, Brennan B J, et al. Numerical calculation of modes of oscillation of the Earth's core. Geophys J Int, 1992, 108: 465—490[doi]
6 Crossley D, Rochester M, Peng Z. Slichter modes and Love numbers. Geophys Res Lett, 1992, 19: 1679—1682[doi]
7 Rochester M, Peng Z. The Slichter modes of the rotating Earth: A test the subseismic approximation. Geophys J Int, 1993, 113: 575—585[doi]
8 Buffett B, Geortz D. Magnetic damping of the translational oscilation of the inner core. Geophys J Int, 1995, 120: 103—110[doi]
9 Peng Z. Effects of a mushy transition zone at the inner core boundary on the Slichter modes. Geophys J Int, 1997, 131: 607—617[doi]
10 Rieutord M. Slichter modes of the Earth revisited. Phys Earth Planet Inter, 2002, 131: 269—278[doi]
11 Crossley D J, Hinderer J, Legros H. On the excitation, detection and damping of core modes. Phys Earth Planet Inter, 1991, 68: 97—116[doi]
12 Aldridge K, Lumb L I. Inertial wave identified in the Earth's fluid core. Nature, 1987, 325: 421—423[doi]
13 Melchior P, Ducarme B. Detection of inertia gravity oscillations in the Earth's core with a superconducting gravimeter at Brussels. Phys Earth Planet Inter, 1986, 42: 129—134[doi]
14 Cummins P, Wahr J M, Duncan C, et al. Constraining of core undertones using stacked IDA gravity records. Geophys J Int, 1991, 106: 189—198
15 Smylie D E. The inner core translational triplet and the density near Earth's centre. Science, 1992, 255: 1678—1682[doi]
16 Smylie D E. Viscosity near Earth's solid inner core. Science, 1999, 284: 461—463[doi]
17 Smylie D E, Hinderer J, Richter B, et al. The product spectra of gravity and barometric pressure in Europe. Phys Earth Planet Inter, 1993, 80: 135—157[doi]
18 Smylie D E, Jiang X. Core oscillations and their detection in superconducting gravimeter records. J Geomag Geoeletr, 1993, 45: 1347—1369
19 Courtier N, Ducarme B, Goodkind J, et al. Global superconducting gravimeter observations and the search for the translational modes of the inner core. Phys Earth Planet Inter, 2000, 117: 3—20[doi]
20 Hinderer J, Crossley D, Jensen O. A search for the Slichter triplet in superconducting gravimeter data. Phys Earth Planet Inter, 1995, 90: 183—195[doi]
21 Jensen O, Hinderer J, Croddley D J. Noise limitations in the core-mode band of superconducting gravimeter data. Phys Earth Planet Inter, 1995, 90: 169—181[doi]
22 Rosat S, Hinderer J, Crossley D, et al. The search for the Slichter mode: Comparison of noise level of superconducting gravimeters and investigation of a stacking method. Phys Earth Planet Inter, 2003, 140: 183—202[doi]
23 孙和平，徐建桥，Ducarme B. 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．科学通报，2004, 49: 610—614
24 徐建桥，孙和平，傅容珊．利用全球超导重力仪数据检测长周期核模．地球物理学报，2005, 48: 69—77
25 Vauterin P. Tsoft: Graphical & interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Ducarme B, Paquet P eds. Proc 13th Int Sympos on Earth Tides, Brussels, 1998. 481—486

26 Wenzel H G. The nanogal software: Data processing package ETERNA 3.3. Bull Inf Marées Terrestres, 1996, 124: 9425—9439
27 Tamura Y. A harmonic development of the tidal generating potential. Bull Inf Marées Terrestres, 1987, 99: 6813—6855
28 Niebauer T M. Correcting gravity measurements for the effects of local air pressure. J Geophys Res, 1988, 93: 7989—7991[doi]
29 Merriam J B. Atmospheric pressure and gravity. Geophys J Int, 1992, 109: 488—500[doi]
30 De Meyer F, Ducarme B. Input-output analysis of the observations of superconducting gravity meter. In: Kakkuri J, ed. Proc 11th Int Sympos on Earth Tides, Helsinki, 1991. 531—554
31 Merriam J B. The atmospheric pressure correction in gravity at Cantley Quebec. In: Hsu H T, ed. Proc 12th Int Sympos on Earth Tides, Beijing, 1993. 161—168
32 孙和平, 罗少聪. 大气重力信号的理论计算及其检测. 地球物理学报, 1998, 41: 634—641
33 徐建桥, 郝兴华, 孙和平. 武汉基准台气压对重力潮汐观测的影响. 测绘学报, 1999, 28: 75—79
34 Kroner C, Jentzsch G. Comparison of different barometric pressure reductions for gravity data and resulting consequences. Phys Earth Planet Inter, 1999, 115: 205—218[doi]
35 Wahr J M. Deformation induced by polar motion. J Geophys Res, 1985, 90: 9363—9368[doi]
36 Loyer S, Hinderer J, Boy J P. Determination of the gravimetric factor at the Chandler period from Earth orientation data and superconducting gravimeter observations. Geophys J Int, 1999, 136: 1—7[doi]
37 Xu J, Sun H, Yang X. A study of gravity variations caused by polar motion using superconducting gravimeter data from the GGP network. J Geodyn, 2004, 78: 201—209
38 Abe M, Takemoto S, Fukuda Y, et al. Hydrological effects on the superconducting gravimeter observation in Bandung. J Geodyn, 2006, 41: 288—295[doi]
39 Harnisch G, Harnisch M. Hydrological influences in long gravimetric data series. J Geodyn, 2006, 41: 276—287[doi]
40 徐建桥, 周江存, 罗少聪, 等. 武汉台重力长期变化特征研究. 科学通报, 2008, 53: 583—588
41 Dahlen F A. The normal modes of a rotating, elliptical Earth. Geophys J R Astr Soc, 1968, 16: 329—367
42 Dahlen F A, Sailor R V. Rotational and elliptical splitting of the free oscillation of the Earth. Geophys J R Astr Soc, 1979, 58: 609—623
43 Souriau A, Souriau M. Ellipticity and density at the inner core boundary from subcritical PkiKP and PcP data. Geophys J Int, 1989, 98: 39—54[doi]
44 Shearer P, Master G. The density and shear velocity contrast at the inner core boundary. Geophys J Int, 1990, 102: 491—498[doi]