中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 2 期: 202 ~ 210
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

利用超导重力技术约束核幔耦合参数

崔小明[①②③*], 孙和平[①②], 徐建桥[①②], 周江存[①②]

① 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077;
② 中国科学院动力大地测量学重点实验室, 武汉 430077;
③ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* E-mail: cxm02010331@163.com

收稿日期: 2010-05-11; 接受日期: 2011-07-04
中国科学院知识创新工程重要方向性项目(编号: KZCX2-YW-133, KZCX2-YW-Q08-2)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 41021003, 41074053, 40730316)资助

摘要 地球液核自由章动(FCN)参数(本征周期和品质因子)与核幔边界的粘滞和电磁等耗散耦合密切相关, 基于实际观测与理论推导的 FCN 参数探讨了液核顶部的粘滞系数, 地幔底部的电导率以及核幔边界动力学椭率等核幔耦合机制中的关键参数. 根据高精度超导重力仪观测序列调和分析标准差和单个台站资料经不同海潮模型改正后拟合的 FCN 参数质量, 对全球地球动力学合作观测网络台站的超导重力观测资料进行筛选, 利用多个最新海潮模型计算平均海潮负荷, 并用迭积法拟合了 FCN 参数, 结果与最新超导重力和 VLBI 同类研究结果一致. 在此基础上, 结合角动量法推导地 FCN 理论模型研究了核幔边界的粘滞和电磁耦合参数. 数值结果表明液核顶部的粘滞系数应该在 6.6×10^{2}~2.6×10^{3} Pa s 之间, 这与根据地球章动, 液核自由章动及日长变化等的实际观测得到的粘滞系数结果非常吻合. 地幔底部的电导率需要达到 2.6×10^{6}~1.0×10^{7} S m^{-1} 才能符合实际观测的 FCN 品质因子量级. 耗散耦合对 FCN 本征周期的影响仅为 1~2 恒星日.

关键词
超导重力仪器观测
地球液核自由章动
核幔边界粘滞系数
电导率
地核动力学椭率

地球核幔边界的耗散耦合机制是地球动力学的重要研究内容. 由于地球深内部直接观测手段的缺乏, 地球核幔耦合的研究基本局限在理论模型和假设上. 液核顶部的粘滞系数, 地幔底部的电导率和核幔边界的动力学椭率是构建核幔粘滞和电磁耦合理论模型的关键参数, 也是模型中不确定性最大的参数, 其中核幔边界动力学椭率的不确定性约为 20%, 地幔底部电导率和液核顶部粘滞系数的不确定性则为数个量级[1].

由于核幔边界(CMB)的微小椭率使液核和地幔的转动瞬轴错位, 在 CMB 上产生内部压力和压力矩, 导致旋转椭球地球产生除 Chandler 摆动之外的又一个旋转本征模, 由于该本征模的本征周期接近 1 恒星日, 故称为近周日自由摆动(NDFW), 在惯性空间表现为地球液核自由章动[2].

研究表明地幔的非弹性以及核幔边界的动力学椭率、粘滞系数和电导率等是影响液核自由章动参数的重要因素. 其中, 核幔边界动力学椭率与 FCN 的本征周期密切相关, 核幔边界的粘滞系数和电导率对 FCN 的品质因子(Q 值)有非常大的影响. 利用不同

英文引用格式: Cui X M, Sun H P, Xu J Q, et al. Application of superconductive gravity technique on the constraints of core-mantle coupling parameters. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4346-3

地球模型理论模拟的结果表明, FCN 的本征周期在450~460 恒星日之间, 而利用实际观测资料分析获得的FCN本征周期基本都在430 d左右, 对于两者之间的较大偏差目前的解释还存在不确定性[2]. Wahr 和Bergen[3]的理论研究表明, 地球非弹性对FCN的能量耗散有重要作用, 由地幔非弹性导致的 FCN 的品质因子不小于 78000. 这与目前根据实际观测资料获得的 Q 值相去甚远. 理论研究表明核幔边界的耗散耦合(粘滞耦合和电磁耦合等)也是 FCN 品质因子的重要影响因素[4], 对 FCN 本征周期也有一定的影响.

本文旨在利用 FCN 与核幔边界耗散耦合的紧密联系更好的认识核幔边界的粘滞系数, 地幔底部电导率和核幔边界动力学椭率等地球深内部物理参数. 首先根据国际地球动力学合作计划(GGP, Global Geodynamics Project)网络超导重力仪(SG)台站数据的调和分析标准差和单个台站资料经过不同海潮模型改正后拟合的 FCN 参数质量对超导重力观测资料进行筛选, 以获取高质量的观测数据, 并利用多个最新海潮模型计算平均海潮负荷弥补单个海潮模型的缺陷, 尽可能提高 FCN 参数的解算精度. 然后结合实际观测结果, 利用角动量法考虑核幔边界的粘滞耦合和电磁耦合探讨不同参数与 FCN 的本征周期和品质因子的相互影响.

1 超导重力资料的选择与处理

本项研究使用的超导重力资料来自 GGP 超导重力仪器观测网络, 通过对全球 23 个台站的观测资料使用 GGP 组织规定的统一预处理软件 T-soft 修正数据中的阶跃、尖峰、掉格和地震等干扰信号; 并采用统一分析软件(Eterna)调和分析各台站的重力潮汐观测数据, 获得重力因子、相位滞后等潮汐参数[5,6]. 根据潮汐数据调和分析结果的标准差初步评估不同台站观测资料的质量, 标准差越低说明台站背景噪音越小, 观测资料质量越高. 然后利用经过不同海潮模型改正后的每个台站的超导重力数据根据本文所述方法拟合 FCN 的本征周期和品质因子等参数, 根据所拟合 FCN 品质因子的质量(去掉 Q 为负值或 Q 值明显过大的台站), 进一步对观测资料进行筛选, 为之后利用多个台站的数据采用迭积法拟合 FCN 参数提供更高质量的数据. 本文根据观测资料调和分析标准差小于 1.024×10^{-9} m s^{-2} 和单个台站拟和的 FCN 品质因子为合理正值两个标准, 选取了 Membach, Strasbourg, Medicina, Vienna, Wettzell, Bad Homburg, Potsdam, Moxa 和 Canberra 等 9 个台站的超导重力仪观测数据(台站基本信息由表 1 给出).

由于大气和海潮对重力场观测有重要影响. 它们对重力场观测的影响可分为三部分: 质量变化的直接效应、质量负荷作用下弹性地球的形变效应和由于形变使地球内部质量重新分布而产生的附加效应. 大气的影响通过引入描述局部气压变化的有效参数已经在 Eterna 软件中直接分离. 由于海潮和固体潮具有相同的力源和类似的频谱特征, 因此海潮的影响无法在资料分析中直接分离, 必须通过海潮模型

表 1 所用数据的基本信息 a)

序号	台站编号	台站名	观测周期	观测长度 (d)	大气重力导纳值 (10^{-9} m s^{-2} hPa^{-1})	标准差 (10^{-9} m s^{-2})
1	01300734	Bad Homburg/德国/lo	2001-02-12~2007-04-04	2222.417	−3.36762±0.00439	0.783
2	02300734	Bad Homburg/德国/up	2002-12-05~2007-10-31	2218.250	−3.33209±0.00468	0.835
3	00314204	Canberra/澳大利亚	1997-07-01~2007-04-18	3429.333	−3.35420±0.00650	1.019
4	00230506	Medecina/意大利	1998-01-01~2007-05-31	3429.917	−3.52721±0.00470	0.792
5	00210243	Membach/比利时	1995-08-04~2007-10-30	4407.833	−3.30243±0.00327	0.878
6	01340770	Moxa/德国/lo	2000-01-01~2007-12-31	2820.792	−3.28889±0.00363	0.698
7	02340770	Moxa/德国/up	2000-01-01~2007-12-31	2797.125	−3.33087±0.00331	0.633
8	00180765	Potsdam/德国	1992-06-30~1998-10-08	2250.083	−3.31298±0.00420	0.856
9	00260306	Strasbourg/法国	1997-03-01~2007-12-31	3764.125	−3.40345±0.00302	0.687
10	00250698	Vienna/奥地利	1997-07-01~2006-12-31	3402.375	3.54410±0.00279	0.570
11	01290731	Wettzell/德国/lo	1998-11-04~2007-04-17	3000.417	−3.36616±0.00381	0.695
12	02290731	Wettzell/德国/up	1998-11-04~2007-04-17	2978.792	−3.45304±0.00405	0.735

a) 德国 Bad Homburg, Moxa 和 Wettzell 三个台站为双球型超导重力仪, lo 表示由下球观测, up 表示上球观测数据

来实现[7]. 潮汐负荷矢量可由海潮模型和负荷格林函数卷积积分得到[8]. 本文选取了 6 个海潮模型(CSR4, ORI96, FES04, GOT00, NAO99, TPXO7), 其中, CSR4, ORI96, GOT00 和 NAO99 网格分辨率为 0.5°×0.5°, FES04 和 TPXO7 为最新海潮模型, 网格分辨率分别为 0.125°×0.125°和 0.25°×0.25°. 根据负荷格林函数方法和 6 个海潮模型计算了海潮负荷改正的平均值, 尽可能弥补由于资料不足或处理方法差异造成的单个海潮模型对全球不同区域的适应性缺陷, 以便更好的消除海潮负荷的影响[9]. 表 2 列出了周日潮汐频段内 Q_1, O_1, P_1 和 K_1 波对应的 6 个海潮模型的负荷改正振幅和相位的平均值.

潮汐观测资料经过 Eterna 潮汐分析软件处理后, 获得对应每个潮波的观测振幅和相位差, 利用表 2 中的海潮负荷振幅和相位 $\mathbf{L}(L, \lambda)$, 根据矢量叠加原理即可获得经海潮负荷改正后的潮波振幅和相位差, 进而根据理论潮汐振幅获得改正后的重力潮汐因子. 此时重力潮汐因子的误差主要取决于重力潮汐观测和海潮负荷改正两方面.

2 液核自由章动参数拟合

2.1 实际观测资料拟合 FCN 参数方法

由于近周日自由摆动导致某些周日潮波(如 P_1, K_1, Ψ_1, Φ_1 波等)观测中出现较大的共振放大现象, 因此采用地表高精度重力资料能够拟合 NDFW(即 FCN)参数. 研究表明, 周日频段内随频率 σ 变化的理论振幅因子可由下式求得[10,11]:

$$\tilde{\delta}_{th}(\sigma)=\delta_0+\frac{\tilde{a}}{\sigma-\tilde{\sigma}_{nd}}, \tag{1}$$

式中, δ_0 是振幅因子中与频率无关且不受 NDFW 共振影响的部分, $\tilde{a}$ 为依赖于地球形状和地幔介质流变特征的复共振强度, $\tilde{\sigma}_{nd}$ 称为复本征频率. 记 $\tilde{a}=a^R+ia^I$, $\tilde{\sigma}_{nd}=\sigma_{nd}^R+i\sigma_{nd}^I$, 由于 O_1 波观测精度高, 为了减小台站观测资料的系统偏差和局部环境干扰对拟合参数的影响, 在方程(1)的两边同时减去 O_1 波的潮汐信号[12,13], 得到计算 NDFW 参数的拟合模型:

$$\tilde{\delta}(\sigma)-\tilde{\delta}(\sigma_{O_1})=\frac{\tilde{a}}{\sigma-\tilde{\sigma}_{nd}}-\frac{\tilde{a}}{\sigma_{O_1}-\tilde{\sigma}_{nd}}. \tag{2}$$

根据公式(2), 利用迭积法(加权最小二乘法)和超导重力观测资料即可拟合得到 NDFW 的共振强度和本征频率, 之后 FCN 的品质因子(Q 值)和本征周期可由下式计算:

$$Q=0.5\sigma_{nd}^R/\sigma_{nd}^I,\ T=\Omega/(\sigma_{nd}^R-\Omega), \tag{3}$$

其中, Ω 为地球自转角速度, 单位为(°) h^{-1}.

2.2 角动量法理论推导 FCN 参数

核幔耗散耦合是液核自由章动重要阻尼源. 目前研究表明, 核幔边界的耗散机制主要包括粘滞耦合、电磁耦合和地形耦合三种[14]. Hinderer 等[4]基于包括可形变、各向同性、不可压缩液核和弹性地幔的三轴椭球型地球模型, 根据角动量平衡方程, 并且考虑核幔边界的粘滞耦合和电磁耦合, 建立了刘维尔方程, 理论推导了钱德勒摆动和近周日自由摆动的本征频率(具体推导过程参见文献[4])[15]. 公式(4)为所得近周日自由摆动本征频率表达式:

$$\widetilde{\sigma_1}=-\Omega\left[1+\frac{A}{A^m}(e^c-\overline{h_2})\right]-\frac{AK'}{A^cA^m}+i\frac{AK}{A^cA^m}. \tag{4}$$

其中,

表 2 CSR4, ORI96, FES04, GOT00 , NAO99 和 TPXO7 六个海潮模型负荷改正平均值

序号	台站名	Q_1		O_1		P_1		K_1	
		振幅 L (μGal)	相位 λ (°)	振幅 L (μGal)	相位 λ (°)	振幅 L (μGal)	相位 λ (°)	振幅 L (μGal)	相位 λ (°)
1	Bad Homburg/德国	0.0582	146.1833	0.1472	154.5650	0.0699	80.0233	0.1940	71.6167
2	Canberra/澳大利亚	0.1830	152.0400	0.7126	140.0067	0.2330	85.3717	0.7516	82.8217
3	Medecina/意大利	0.0495	18.3650	0.1539	148.3200	0.0941	91.9517	0.2823	88.3550
4	Membach/比利时	0.0562	142.4267	0.1467	151.8417	0.0800	81.2967	0.2230	73.8317
5	Moxa/德国	0.0552	93.7783	0.1487	152.1033	0.0592	80.4283	0.1593	71.5833
6	Potsdam/德国	0.0529	37.9267	0.1530	149.4400	0.0514	78.2700	0.1346	66.5417
7	Strasbourg/法国	0.0591	142.6383	0.1533	160.7267	0.0758	82.3217	0.2141	74.1133
8	Vienna/奥地利	0.0492	16.4250	0.1403	152.9800	0.0521	95.3900	0.1360	90.6700
9	Wettzell/德国	0.0529	35.6900	0.1442	154.0833	0.0583	85.5400	0.1565	78.3383

$$\overline{h_2} = 3q_0 h_2, \quad q_0 = \frac{\Omega^2 b}{g(a)}, \quad E = \frac{\nu}{b^2\Omega}. \tag{5}$$

$$K_V = 2.62E^{\frac{1}{2}}C^c\Omega, \ K_V' = 0.259E^{\frac{1}{2}}C^c\Omega,$$
$$K_M = \frac{16\pi B_p{}^2 b^4}{15\left(2\mu_0\Omega/\sigma_0\right)^{\frac{1}{2}}}. \tag{6}$$

$$K = K_V + K_M, \qquad K' = K_V' + K_M. \tag{7}$$

其中, $\widetilde{\sigma_1}$ 为近周日自由摆动本征频率, b 为液核半径, A 为地球惯量矩, A^m 为地幔惯性矩, h_2 为勒夫数, A^c 和 C^m 为液核惯性矩, K' 和 K 是耦合常数, K_V 和 K_V' 为粘滞耦合常数, K_M 为电磁耦合常数, E 为核幔边界的 Ekman 数, μ_0 为介电常数, e^c 为核幔边界动力学椭率, $g(a)$ 地球表面重力加速度, B_p 为核幔边界磁感应强度峰值, σ_0 地幔底部电导率.

由公式(3)可知, 液核自由章动的品质因子和本征周期皆可根据公式(4)的近周日自由摆动频率的实部和虚部获得, 需要注意的是, 实际观测拟合的本征频率实部(正)同理论公式中本征频率实部(负)的符号差别与 FCN 计算模型的定义有关, 在此并不影响计算. 因此, 可以根据实际观测资料获得的 FCN 的品质因子及本征周期和上述理论公式反演核幔边界的耦合特征, 探讨液核顶部的粘滞系数, 地幔底部的电导率和核幔边界动力学椭率等地球内部物理参数.

3　数值结果及讨论

3.1　FCN 品质因子和本征周期

第一节中经过 Eterna 软件调合分析并扣除了海潮负荷影响的潮汐参数即可用于液核自由章动参数的拟合. FCN 参数的拟合采用迭积方法, 因为单个台站拟合的 FCN 品质因子离散度较大, 迭积方法可以有效利用全球分布的多个台站的观测数据, 减小单个台站背景噪音的影响, 获得更加稳定的 FCN 品质因子. 本文根据选取的 9 个台站的高精度超导重力观测资料, 利用 6 个不同海潮模型计算海潮负荷的平均值尽可能的弥补海潮模型对不同台站的适应性缺陷, 根据 2.1 节中阐述的计算模型拟合了 FCN 参数, 所得 FCN 本征周期为 426.9 恒星日, 品质因子为 11420. 表 3 列出了近期利用超导重力观测资料和 VLBI 章动观测资料拟合的液核自由章动参数.

由表 3 可见, 本文研究结果与近期同类研究拟和的 FCN 本征周期都比较接近(除文献[19]的结果偏小外), 与以往的研究结果相比也比较一致, 本征周期实际观测研究结果之间的微小差别依赖于观测资料中各种噪音影响以及 FCN 本征周期的时变特性等因素. 相比之下, FCN 品质因子与以往研究结果之间存在比较大的差异, 缺乏稳定性, 造成这种现象的原因是目前品质因子的计算方法还存在一定的缺陷, 受外界因素影响较大. 表 3 中近期利用 SG 资料和 VLBI 资料研究的品质因子结果非常一致(除文献[17]的结果偏大外). 与以往研究结果相比, 稳定性有明显的提高, 这一方面得益于 SG 和 VLBI 观测资料的长期积累为 FCN 的检测提供了更多高精度的观测资料, 另一方面资料处理过程中大气、海潮等负荷改正模型和方法的改进也进一步提高了 FCN 参数的拟合精度.

3.2　地幔底部电导率和液核顶部粘滞系数

由公式(3)和公式(4), FCN 品质因子的理论公式为

$$Q = \frac{A^c A^m \Omega\left[1 + \frac{A}{A^m}(e^c - \overline{h_2})\right] + AK'}{2AK}. \tag{8}$$

表 3　利用 SG 资料和 VLBI 资料拟合的液核自由章动参数

观测数据	作者	本征周期(SD)	品质因子 Q
超导重力观测数据	文献[16]	429.9 (425.2, 434.7)	12369 (7563, 33933)
	文献[17]	426.9 ± 1.2	16630 ± 3562
	文献[18]	428.6 (423.2, 434.0)	12138 (7103, 41672)
	本文	426.9 (425.8, 428.0)	11420 (10028, 13262)
VLBI 观测数据	文献[19]	417.032	11068
	文献[20]	–	13750 ± 514
	文献[17]	429.6 ± 0.6	16 683 ± 884

根据公式(5)~(8)和近期 SG 与 VLBI 实际观测资料拟合的 FCN 的品质因子可以对液核顶部的粘滞系数, 地幔底部的电导率等地球内部物理参数进行探讨.

核幔边界(液核顶部)的粘滞系数的相关研究可以大致分为两类: 一是实验室高温高压试验和理论模拟; 二是大地测量与地球物理实际观测研究. 前者采用的方法主要是高温高压液态铁中特殊材质的球体浮落速度的测量试验和分子动力学模拟, 结果表明液核顶部的粘滞系数约为 10^{-4}~10^{-2} Pa s 量级[21,22], 后者包括根据 VLBI 地球章动观测资料研究核幔耦合模型[23~27], 利用 VLBI 或 SG 观测资料研究核幔耦合与液核自由章动的相互影响[18,19,28], 以及研究核幔耦合对十年或更长尺度日长变化的影响[29,30], 得到的粘滞系数约为 10^{2}~10^{3} Pa s 量级, 而根据地震资料获得的粘滞系数约为 10^{8}~10^{12} Pa s 量级[18,21,31]. 地球内部电导率的相关研究结果表明, 地幔底部的电导率的下限约为 100 S m^{-1}, 上限约为 1000 S m^{-1}, 地球液核的电导率为 10^{5} S m^{-1} 量级[32]. 在本文拟和的 FCN 品质因子结果和最近 SG 与 VLBI 同类研究结果的基础上, 图 1, 2 给出了在品质因子确定的情况下, 液核顶部的粘滞系数与地幔底部的电导率之间的关系.

从图 1 和 2 可以看出, 当 Q 值取值为表 3 中实际观测研究结果时, 液核顶部粘滞系数约在 900~ 2200 Pa s 之间, 对于固定的品质因子, 粘滞系数与电导率之间的关系曲线几乎为一直线, 此时, 地幔底部电导率在相关研究给出的上下限区间内变化对液核顶部粘滞系数的影响仅为 10~20 Pa s, 几乎可以忽略.

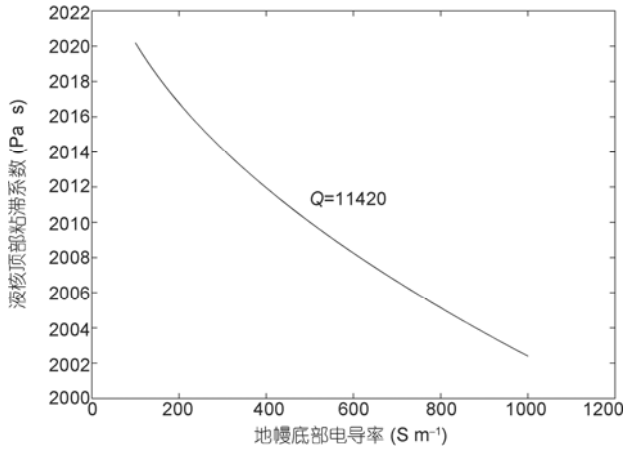


图 1　Q 取本文品质因子值时粘滞系数与电导率的关系

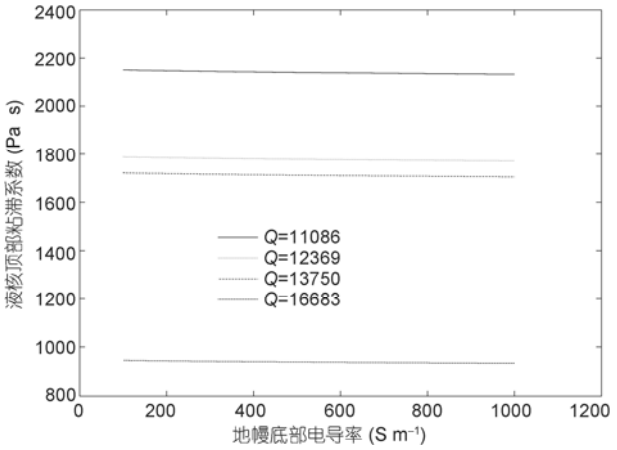


图 2　Q 取其他品质因子时粘滞系数与电导率的关系

图 3 给出了地幔底部电导率分别取值为 100 和 1000 S m^{-1} 时, FCN 品质因子和液核顶部粘滞系数之间的关系; 图 4 中给出的是液核顶部粘滞系数取不同研究方法得出的代表性结果时, FCN 的品质因子和地幔底部电导率之间的关系. 从图 3 中可以看出, 只有当液核顶部的粘滞系数小于 1.0×10^{2} Pa s 量级时, 电导率的变化引起的品质因子变化才比较明显, 而此时的 FCN 品质因子远大于 SG 和 VLBI 实际观测获得的结果. 当液核顶部粘滞系数大于 10^{2} Pa s 量级时, 地幔底部电导率的变化对 FCN 品质因子造成的影响非常微小, 此时品质因子的结果完全取决于液核顶部粘滞系数的量级. 结合图 4 给出的结果, 当液核顶部粘滞系数取实验室内高温高压试验与理论模拟的结果(10^{-4}~10^{-2} Pa s)时, FCN 品质因子大于 10^{6} 量级, 超过实际观测结果至少两个量级. 当液核顶部粘滞

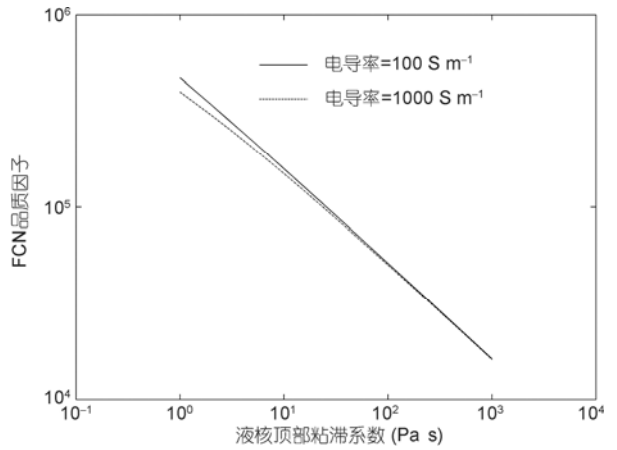


图 3　电导率为特定值时品质因子与粘滞系数的关系

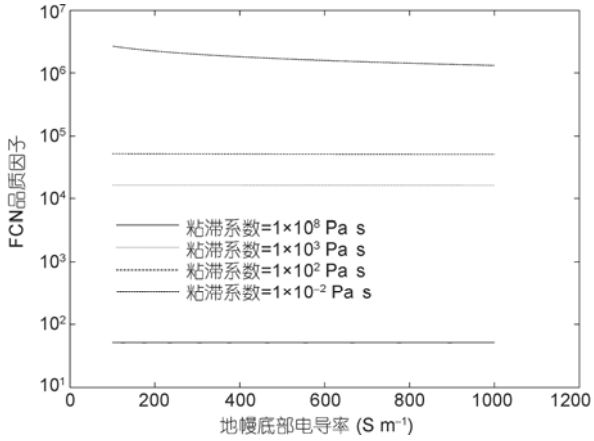


图 4　粘滞系数为特定值时品质因子与电导率的关系

系数取值为地球章动, 液核自由章动及日长变化等实际观测得到的粘滞系数结果(10^2~10^3 Pa s)时, FCN 品质因子的结果为 10^4 量级. 根据实际拟合的品质因子基本稳定在 10000~20000 数值区间内, 液核顶部的粘滞系数应该在 6.6×10^2~2.6×10^3 Pa s 之间. 当液核顶部粘滞系数取值为地震技术的观测结果(10^8~10^{12} Pa s)时, FCN 品质因子的结果小于 10^2 量级, 比实际观测结果至少小两个量级.

上述 FCN 品质因子与液核顶部粘滞系数和地幔底部电导率的关系取决于 FCN 理论模拟过程中采用的核幔耦合模型. 图 5 中给出了地幔底部电导率分别为 100 和 1000 S m^{-1} 时电磁耦合常数 K_M 的结果以及不同液核顶部粘滞系数对应的粘滞耦合常数 K_V 和 K_V' 的结果.

根据公式(8), K_M 与 K_V 之和 K 是决定 FCN 品质

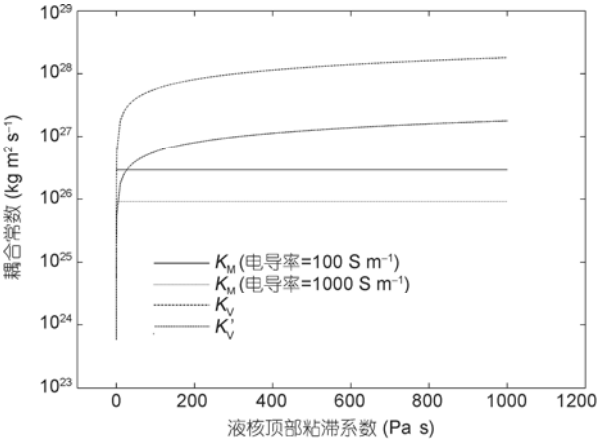


图 5　电磁和粘滞耦合常数

因子的主要因素. 从图 5 中可以看出, 当液核顶部粘滞系数处于 0.01~1 Pa s 量级时, K_M 才与 K_V 处于同一量级, 此时核幔边界的粘滞性和导电性在 FCN 耗散过程中的作用才能对等; 当液核顶部粘滞系数大于 1 Pa s 量级时, K_M 比 K_V 至少小一个量级, 此时核幔边界的粘滞性在 FCN 耗散过程中起主要作用, 而电磁耦合的作用非常微小; 即使地幔底部的电导率达到液核内部电导率量级约 10^5 S m^{-1}, K_M 也只能够与粘滞系数为 10^2 Pa s 的 K_V 处于同一量级.

从图 1~5 的结果可以看出, 根据本文及近期同类研究利用高精度 SG 或 VLBI 实际观测资料拟合的 FCN 品质因子与液核顶部粘滞系数和地幔底部电导率的相关研究结果进行综合分析, 基于目前的核幔耗散耦合模型, 得到的液核顶部的粘滞系数应该在 6.6×10^2~2.6×10^3 Pa s 之间. 这与根据地球章动, 液核自由章动及日长变化等的实际观测得到的粘滞系数结果非常吻合. 如果仅考虑电磁耦合, 地幔底部的电导率需要达到 2.6×10^6~1.0×10^7 S m^{-1} 才能符合实际观测的品质因子量级, 该电导率结果远大于地幔电导率研究结果的上限, 甚至比液核电导率研究结果还高 1~2 个量级. 然而该结果也可能为地幔底部电导率的研究提供参考上限, 毕竟地幔电导率取决于其所处位置的的温度、压力和化学组成, 而地球深内部高温高压环境及复杂的化学组成给电导率的研究带来很大的不确定性.

3.3　核幔边界的动力学椭率

基于流体静力平衡假设下, 不同地球模型理论模拟的 FCN 本征周期与利用实际观测资料分析获得的 FCN 本征周期相差 30 d 左右. 以往的研究将两者之间的较大偏差解释为液核的真实动力学椭率比流体静力学平衡假设下的动力学椭率约大 5%~6%[1,2]. 根据公式(4)NDFW 的本征频率的理论公式可以看出, 造成这种差别的可能原因包括地幔形变参数, 核幔边界动力学椭率, 电磁和粘滞耦合等, 另外, 未在 FCN 理论模型中考虑的大气、海洋、地核内部大尺度运动及核幔边界地形起伏等也会对 FCN 的本征周期产生影响[33]. 由于目前重力潮汐观测结果和潮汐理论模型非常吻合, 所以现有地球形变理论模型可以很好的近似地球的真实形变, 而地幔形变参数的

微小变化对 FCN 本征周期的影响非常小[2]. 根据公式(8), K_M 与 K_V' 之和 K' 则可能对 FCN 的本征周期有一定的影响. 为便于研究核幔耦合对 FCN 本征周期的影响, 本文假设理论模拟和实际观测的本征周期 30 d 左右的差别是由核幔边界的耗散耦合造成的, 根据考虑电磁和粘滞耦合推导的 NDFW 的本征频率的公式可以计算得到造成这种差别所需的耦合常数 K' 的量级约为 7.48×10^{28} Kg m^2 s^{-1}, 根据图 5 以及 K_M 与 K_V' 的计算公式可以得到相应的地幔底部电导率和液核顶部电导率的量级. 电磁耦合常数 K_M 要达到 10^{28} 量级需要地幔底部的电导率 10^7 S m^{-1}, 与 3.2 节得出的电导率上限基本一致; 粘滞耦合常数 K_V' 要达到 10^{28} 量级需要液核顶部的粘滞系数达到 10^6 Pa s 量级, 比一般大地测量和地球物理实际观测得到的粘滞系数结果大 3~4 个量级, 比地震技术获得的粘滞系数结果小两个量级. 表 4 中列出了核幔边界粘滞性和导电性相关研究结果对FCN本征周期产生的影响.

由表 4 可以看出, 根据目前液核顶部粘滞系数和地幔底部电导率的研究结果, 无法利用核幔耗散耦合单独解释FCN本征周期的理论模拟值与实际观测值之间的偏差, 根据 3.2 节得出的与大地测量手段(地震技术除外)所得结果比较吻合的液核顶部粘滞系数对 FCN 本征周期的影响不到 2 个恒星日, 要对 FCN 的本征周期产生显著影响, 需要达到非常高的量级(10^6 Pa s), 这也与地震技术实际观测研究结果(10^8~10^{12} Pa s)有较大偏差. 因此, 根据目前的耦合模型, 造成 FCN 本征周期理论值与实际观测值差异的主要原因仍然取决于核幔边界动力学椭率的不确定性, 根据液核顶部粘滞系数为 10^2~10^3 Pa s 和地幔底部电导率为 100~1000 S m^{-1} 的研究结果计算的电磁耦合和粘滞耦合对核幔边界动力学椭率可能偏差的影响仅为 10^{-6} 量级. 这进一步验证了 Gwinn 等[1]和徐建桥等[2]对核幔边界动力学椭率偏差的解释以及 Koot 等[20]和 Mathews 和 Guo[27]利用 VLBI 观测资料获得的核幔边界动力学椭率结果(约为 2.67×10^{-3}). 需要指出的是, 未在理论模型中考虑的其他因素的影响仍然需要进一步研究, 尤其是核幔边界地形起伏的影响; 另外, 电磁耦合和粘滞耦合的模型也需要进一步的完善, 这对于核幔边界耦合机制本身以及核幔边界重要物理参数的反演具有重要的意义.

表 4　液核顶部粘滞系数和地幔底部电导率对 FCN 本征周期的影响

	液核顶部粘滞系数 (Pa s)		
	10^{-4} ~10^{-2}	10^2 ~10^3	10^8 ~10^{12}
地幔底部电导率 (100~1000 S m^{-1})	<0.12 恒星日	<2 恒星日	>200 恒星日

4　结论

本文利用超导重力仪实际观测资料拟合的 FCN 参数, 结合 FCN 理论模型, 探讨了核幔边界粘滞耦合和电磁耦合的三个关键参数. 通过适当标准对全球超导重力观测数据进行筛选, 并利用多个最新海潮模型提高海潮负荷精度, 获得了更为可靠的 FCN 参数. 在此基础上, 结合 FCN 近期同类研究以及核幔边界粘滞系数及电导率的相关研究结果, 通过角动量守恒方程研究了液核顶部的粘滞系数, 地幔底部的电导率以及核幔边界动力学椭率等地球深内部物理参数对自由核章动的本征周期和品质因子的影响. 数值结果表明与实测 FCN 结果吻合的液核顶部的粘滞系数应该在 6.6×10^2~2.6×10^3 Pa s 之间, 这与部分根据大地测量实际观测(地球章动, 液核自由章动及日长变化等)得到的粘滞系数结果比较一致. 理论模型中仅考虑电磁耦合获得的地幔底部的电导率的参考上限为 2.6×10^6~1.0×10^7 S m^{-1}. 根据液核顶部粘滞系数为 10^2~10^3 Pa s 和地幔底部电导率为 100~1000 S m^{-1} 的研究结果计算的电磁耦合和粘滞耦合对 FCN 本征周期的影响仅为 1~2 恒星日, 这一数值对核幔边界动力学椭率可能偏差的影响仅为 10^{-6} 量级.

致谢　感谢比利时皇家天文台 Ducarme 教授提供的 GGP 超导重力仪分析数据. 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 Gwinn C R, Herring T A, Shapiro I I. Geodesy by radio interferometry: Studies of the forced nutations of the earth 2. Interpretation. J Geophys Res, 1986, 91: 4755–4765

2 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: 地球科学, 2001, 31: 719–726

3 Wahr J M, Bergen Z. The effects of mantle anelasticity on nutation, Earth's tides, and tidal variations in rotation rate. Geophys J R Astr Soc, 1986, 64: 633–668

4 Hinderer J, Legros H, Amalvict M. A search for Chandler and nearly diurnal free wobble using Liouville equations. Geophys J R Astr Soc, 1982, 71: 303–332

5 孙和平, 许厚泽. 国际地球动力学合作项目的实施与展望. 地球科学进展, 1997, 12: 152–157

6 Vauterin P. Tsoft: Graphical and interactive software for the analysis of Earth tide data. In: Ducarme B, Paquet P, eds. Proceedings of the 13th International Symposium on Earth Tides. Brussels. Série Géophysique, 1998. 481–486

7 Melchior P, Moens M, Ducarme B. Computations of tidal gravity loading and attraction effects. Bull Obs Marées Terrestres Obs Royal Belg, 1980, 4: 95–133

8 Farrell W E. Deformation of the Earth by surface load. Rev Geophys, 1972, 10: 761–779

9 孙和平, Ducarme B, 许厚泽, 等. 基于全球超导重力仪观测研究海潮和固体潮模型的适定性. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35: 649–657

10 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: 610–614

11 徐建桥, 许厚泽, 孙和平, 等. 利用超导重力仪观测资料检测地球近周日共振. 地球物理学报, 1999, 42: 599–608

12 Florsch N, Hinderer J. Bayesian estimation of the free core nutation parameters from the analysis of precise tidal gravity data. Phys Earth Planet Inter, 2000, 117: 21–35

13 Defraigne P, Dehant V, Hinderer J. Stacking gravity tides measurements and nutation observations in order to determine the complex eigenfrequency of nearly diurnal free wobble. J Geophys Res, 1994, 99: 9203–9213

14 傅容珊, 李力刚, 郑大伟, 等. 核幔边界动力学——地球自转十年尺度波动. 地球科学进展, 1999, 14: 541–548

15 Rochester M G. The secular decrease of obliquity due to dissipative core-mantle coupling. Geophys J R Astr Soc, 1976, 46: 109–126

16 Ducarme B, Rosat S, Vandercoilden L, et al. European tidal gravity observations: Comparison with Earth Tides models and estimation of the Free Core Nutation (FCN) parameters. In: Sideris M G, ed. Proceedings of the 2007 IAG General Assembly, July 2–13, Perugia, Italy. Observing our Changing Earth. Germany: Springer Verlag, IAG Symposia 133, 2009. 523–532

17 Rosat S, Lambert S B. Free core nutation resonance parameters from VLBI and superconducting gravimeter data. Astron Astrophys, 2009, 503: 287–291

18 孙和平, 崔小明, 徐建桥, 等. 超导重力技术在探讨核幔边界粘性特征中的初步应用. 地球物理学报, 2009, 52: 637–645

19 Palmer A, Smylie D E. VLBI observations of Free Core Nutation and viscosity at the top of the core. Phys Earth Planet Inter, 2005, 148: 285–301

20 Koot L, Rivoldini A, Viron O D, et al. Estimation of Earth interior parameters from a Bayesian inversion of very long baseline interferometry nutation time series. J Geophys Res, 2008, 113: B08414, doi: 10.1029/2007JB005409

21 Secco R A. Viscosity of the outer Core. In: Ahrens T J, ed. Handbook of Physical constants. Washington: American Geophysical Union, 1995. 218–226

22 Mineev V N, Funtikov A I. Viscosity measurements in liquid iron and iron sulfides at high pressures and the calculation of the Earth's core viscosity. Izvestiya Phys Solid Earth, 2005, 41: 539–554

23 Buffett B A, Christensen U R. Magnetic and viscous coupling at the core-mantle boundary: Inferences from observations of the Earth's nuations. Geophys J Int, 2007, 171: 145–152

24 Deleplace B, Cardin P. Viscomagnetic torque at the core mantle boundary. Geophys J Int, 2006, 167: 557–566

25 Le Mouel J L, Narteau C, Greff-Lefftz M, et al. Dissipation at the core-mantle boundary on a small-scale topography. J Geophys Res, 2006, 111: B04413, doi: 10.1029/2005JB003846

26 Mathews P M, Herring T A, Buffett B A. Modeling of nutation and precession: New nutation series for nonrigid Earth and insights into the Earth's interior. J Geophys Res, 2002, 107: 539–554

27 Mathews P M, Guo J Y. Viscoelectromagnetic coupling in precession-nutation theory. J Geophys Res, 2005, 110: B02402, doi: 10.1029/2003JB002915

28 Smylie D E, Palmer A. Viscosity of Earth's Outer Core. physics.geo-ph, Cornell University Library, Ithaca, N. Y. 2007, arXiv:0709.3333v1
29 Denisov G G, Novikov V V, Fedorov A E. Gravitational interactions of the solid core and the Earth's mantle and variations in the length of the day. Astronomy Reports, 2008, 52: 1027–1034
30 Mound J, Buffett B. Viscosity of the Earth's fluid core and torsional oscillations. J Geophys Res, 2007, 112: B05402, doi: 10.1029/2006JB004426
31 Lumb L I, Aldridge K D. On viscosity estimates for the earth's fluid outer core and core-mantle coupling. J Geomag Geoelectr, 1991, 43: 93–110
32 Golovkov V P, Yakovleva S V. Electric conductivity of the lower mantle. Methods and results. Geomagn Aeron, 2006, 46: 676–681
33 Yoder C F, Ivins E R. On the ellipticity of the core-mantle boundary from earth nutations and gravity. In: Babcock A, Wilkins G, eds. The Earth's Rotation and Reference Frames for Geodesy and Geodynamics. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 316–325