

许闯, 钟波, 罗志才等. 2014. 利用超导重力数据检测日本 $M_w 9.0$ 地震的低频自由振荡及谱线分裂. 地球物理学报, 57(10): 3103-3116, doi:10.6038/cjg20141002.

Xu C, Zhong B, Luo Z C, et al. 2014. Detecting low-frequency free oscillations and split modes from Japan $M_w 9.0$ earthquake using superconducting gravity observations. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 57(10): 3103-3116, doi:10.6038/cjg20141002.

利用超导重力数据检测日本 $M_w 9.0$ 地震的低频自由振荡及谱线分裂

许闯¹, 钟波^{1,2*}, 罗志才^{1,2,3}, 李琼¹

1 武汉大学测绘学院, 武汉 430079

2 地球空间环境与大地测量教育部重点实验室, 武汉 430079

3 武汉大学测绘遥感信息工程国家重点实验室, 武汉 430079

摘要 准确估计低频自由振荡及谱线分裂是约束地球内部结构和改进地球模型的重要手段. 本文利用四个不同台站的超导重力观测数据系统研究了日本 $M_w 9.0$ 大地震激发的低于 1.5 mHz 自由振荡及谱线分裂. 研究结果表明: (1) 选取适当的数据长度, 超导重力观测数据可以检测出低于 1.5 mHz 除 ${}_1S_1$ 以外的所有自由振荡; (2) 除 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 、 ${}_0S_0$ 、 ${}_2S_1$ 、 ${}_3S_1$ 、 ${}_1S_2$ 和 ${}_0T_2$ 外, 重点探测出 ${}_3S_2$ 、 ${}_0S_4$ 和 ${}_1S_4$ 谱线分裂的所有谱峰; (3) 与 PREM 模型理论频率相比, ${}_0S_0$ 观测频率平均向右偏移 0.354×10^{-3} mHz, 说明 PREM 理论模型中地幔底部参数与真实地球可能存在微小偏差; (4) ${}_3S_2$ 的谱线分裂率 r 为 1.485267, 比 PREM 理论谱线分裂宽度约宽 50%, 表明 PREM 中地球内核中部介质参数可能存在一定误差, 需要进一步改善. 另外, quasi- ${}_0T_2$ 的 r 为 1.254206, 比 PREM 理论谱线分裂宽度约宽 25%.

关键词 低频自由振荡; 谱线分裂; 日本 $M_w 9.0$ 地震; 超导重力观测数据

doi:10.6038/cjg20141002

中图分类号 P312

收稿日期 2013-12-25, 2014-03-06 收修定稿

Detecting low-frequency free oscillations and split modes from Japan $M_w 9.0$ earthquake using superconducting gravity observations

XU Chuang¹, ZHONG Bo^{1,2*}, LUO Zhi-Cai^{1,2,3}, LI Qiong¹

1 School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430079, China

2 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan University, Wuhan 430079, China

3 State Key Laboratory of Information Engineering in Surveying, Mapping and Remote Sensing, Wuhan University, Wuhan 430079, China

Abstract It is an important method to estimate low-frequency modes and split modes precisely for constraining the structure of Earth and improving Earth model. Therefore, the free oscillations below 1.5 mHz excited by Japan $M_w 9.0$ earthquake are detected systemically from superconducting observations of four different stations in this paper. The results show that: (1) Based on appropriate length, all the free oscillations, except ${}_1S_1$, below 1.5 mHz can be detected by superconducting observations; (2) In addition to ${}_0S_2$, ${}_0S_3$, ${}_0S_0$, ${}_2S_1$, ${}_3S_1$, ${}_1S_2$ and ${}_0T_2$, all peaks of split for ${}_3S_2$, ${}_0S_4$ and ${}_1S_4$ are detected particularly; (3) Compared with PREM, the observed

基金项目 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB733302); 国家自然科学基金项目(41131067, 41174020); 武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室开放基金项目(11-02-08)资助.

作者简介 许闯, 男, 1986 年生, 博士研究生, 现主要从事重力数据处理及重力反演方面研究. E-mail: xuchuang526610@163.com

* **通讯作者** 钟波, 男, 1980 年生, 博士, 讲师, 主要从事物理大地测量学和卫星重力学研究. E-mail: bzhong@sgg.whu.edu.cn

frequency of ${}_0S_0$ is bigger 0.354×10^{-3} mHz. It indicates that there may be small error in the bottom of mantle for PREM; (4) The splitting ratios r of ${}_3S_2$ are 1.485267, about 50% times wider than PREM. It can be deduced from the results that the elastic parameters for center of inner core from PREM need to improve. In additions, the r of quasi- ${}_0T_2$ is 1.254206, about 25% times wider than PREM.

Keywords Low-frequency free oscillations; Split modes; Japan M_w 9.0 earthquake; Superconducting gravity observations

1 引言

地球简正模是地震、火山爆发、核爆炸等引起地球整体发生振荡形成的驻波,包括两种类型:球型地球自由振荡(${}_nS_k^m$)和环型地球自由振荡(${}_nT_k^m$).球型自由振荡包含径向和剪切运动,对整个地球都有影响;环型自由振荡只有剪切运动,仅能在固体中传播,对地球外核不敏感(Roult et al., 2010).每组(n, k, m)可以确定一种地球自由振荡的驻波振型,其中 n 为驻波基频的泛频数, k 是角序数, m 为方位角序数.地球自由振荡的频率与地球的形状、密度分布、剪切模量和体变模量等存在相关性,因此研究地球自由振荡有助于了解地球内部物理性质和深部构造,改进现有地球模型(Resovsky and Ritzwoller, 1998; Park et al., 2005; Okal and Stein, 2009).

随着超导重力仪的研制成功和全球动力学计划(global geodynamics project, GGP)的实施,地球自由振荡的检测有了前所未有的机遇.研究表明:对于低于 1.0 mHz(毫赫兹),新型的超导重力仪具有比最优地震仪更好的检测水平,低于 1.5 mHz 时,二者检测能力相当(Peterson, 1993; Rosat et al., 2002; Widmer-Schmidrig, 2003).低频自由振荡及谱线分裂对地球内部介质的参数更敏感,它的检测与研究已经成为约束和改进地球一维模型的一种重要方法.因此,目前利用超导重力观测数据研究低频自由振荡及谱线分裂已成为一个国际上的研究热点和前沿问题.

地球自由振荡的观测最早可以追溯到 1961 年, Benioff 等(1961)利用应变仪记录数据研究了 1952 年地震和 1960 年智利地震激发的球型自由振荡,并估算了 ${}_0S_3$ 与 ${}_0S_{18}$ 的品质因子. Ness 等(1961)采用弹簧重力仪观测数据对 1960 年智利地震激发的球型自由振荡进行了研究,并对不同地球模型进行了比较. ${}_0S_0$ 是 Sailor 和 Dziewonski (1978)首次检测到. Buland 等(1979)利用地震波数据研究了印度

尼西亚 Sumbawa 岛 M_w 7.75 地震激发的 ${}_0S_2$ 和 ${}_0S_3$ 谱峰分裂. Chao 和 Gilbert (1980)利用自回归估计方法首次分析了 ${}_3S_1$ 谱线分裂现象. 20 世纪 80 至 90 年代, Masters 等(1983, 1989)通过探测低频地球环型自由振荡与球型自由振荡的耦合与谱线分裂,对地球内部结构进行了研究. Resovsky 和 Ritzwoller (1998)提出 GSF (Generalized Spectral Fitting) 方法,该方法通过 3 mHz 以下地球自由振荡信号的谱线耦合与分裂来约束地球三维结构. Van Camp (1999)首次利用超导重力观测数据检测了伊朗地震激发的自由振荡. Rosat 等(2003)利用多台超导重力观测数据首次观测到 2001 年秘鲁 M_w 8.4 地震激发的 ${}_2S_1$ 谱线分裂现象. 雷湘鄂等(2007)利用武汉台站超导重力观测数据研究了 2004 年苏门答腊大地震激发的地球自由振荡及其谱线分裂,其 ${}_0S_2$ 和 ${}_0S_3$ 分别只检测到两个和三个谱峰. Roult 等(2010)利用 157 个不同台站的宽频地震仪获得了 2004 年苏门答腊激发自由振荡的谱线分裂,只检测到 ${}_3S_2$ 的 $m=0$ 和 ± 2 的三个谱峰以及 ${}_0S_4$ 的 $m=\pm 4$ 两个谱峰. 目前众多学者对低频自由振荡及谱线分裂的研究已经取得了丰富的成果,但仍然存在问题: ${}_2S_2$ 、 ${}_3S_3$ 和 ${}_1T_1$ 易与频率相近的振型混频而无法识别; ${}_0S_4$ 和 ${}_1S_4$ 谱线分裂的九个谱峰很难被完全检测出来(Ritzwoller et al., 1986; Rosat et al., 2005; Okal and Stein, 2009; Deuss et al., 2013).

2011 年 3 月 11 日 5 时 46 分(格林尼治时间),日本东北部(38.322°N, 142.369°E)发生了 M_w 9.0 特大地震,造成了大量的人员伤亡和财产损失,同时也为地球自由振荡的研究创造了条件(薛秀秀等, 2012).因此本文采用 GGP 中 Conrad, Medicina, Apache 和 Djougou 四个不同台站 2011 年 3 月 1 日至 2011 年 4 月 30 日超导重力观测数据详细讨论低于 1.5 mHz 的自由振荡及谱线分裂,将观测结果与 PREM 模型理论值进行对比分析,以研究现有 PREM 模型与真实地球存在的差异,为约束和改善地球模型提供参考.

2 自由振荡及谱线分裂信号的检测方法

地震激发的自由振荡信号持续时间较短(数小时至几天),因此地球重力场的长期因素对自由振荡影响可以忽略不计,自由振荡信号 $FO(t)$ 可以表示为(雷湘鄂等,2002;许闯等,2013):

$$FO(t) = SG(t) - ST(t) - AP(t) - N(t),$$

其中, $SG(t)$ 为超导重力观测数据, $ST(t)$ 为固体潮, $AP(t)$ 为大气影响, $N(t)$ 为观测噪声, t 为观测时间. 超导重力观测数据经固体潮和大气改正后, 剩余残差可以认为是自由振荡信号, 将其转换到频率域, 即可获得自由振荡简正模及谱线分裂的频率, 再与 PREM 模型理论频率值进行对比, 可了解当前 PREM 模型与真实地球模型的差异. 最后, 需要利用噪声分析获取自由振荡及谱线分裂频率的信噪比, 以判定检测结果的可信性.

2.1 自由振荡信号提取

固体潮主要是由于地球外天体引力引起的, 其对重力观测的影响达到几十至几百微伽, 主要包括直接和间接效应. 直接效应是指天体对观测台站的直接引力会随着天体位置的变化而发生周期性变化; 间接效应是指天体对地球的引力变化造成地球内部物质的重新分布, 从而引起观测台站重力观测值的变化. 大气影响自由振荡观测的最主要干扰, 是指台站附近气压波动产生的噪声. 它对重力观测的影响包括: 大气质量变化产生的直接影响和大气负荷作用下黏弹性地球内部物质重新分布产生的附加效应. 目前, 固体潮改正方法主要有滤波、多项式拟合、经验模态分解、合成潮等; 大气改正方法主要包括大气导纳、小波滤波、频率依赖的大气导纳、一元线性回归分析等(Ness et al. 1961; Crossley et al., 1995; Van Camp, 1999; 雷湘鄂等, 2002; Neumeyer et al., 2002; Rosat et al., 2005; Hu et al., 2006; 雷湘鄂等, 2007; 王迪晋, 2012). 本文采用理论成熟且物理意义明确的合成潮方法进行固体潮改正和国际上比较通用的一元线性回归分析方法进行大气改正. 经固体潮改正和大气改正之后, 利用傅里叶(加汉宁窗)变换将剩余重力残差转换到频率域, 即可得到自由振荡及谱线分裂的频谱.

2.2 理论频率

地球自由振荡观测结果可对地球横向密度结构模型进行线性约束, 将观测自由振荡的频率与已有地球模型计算的理论频率进行对比, 是目前研究地球内部结构、改进三维地球模型的重要手段(Hu et

al., 2006). Dehlen 和 Tromp (1998) 最早根据动量守恒定理, 在非惯性系下给出了质点的运动方程. 郭俊义(2001)等人计算了非旋转球对称各向同性弹性地球(spherically symmetric, non-rotating, elastic and isotropic, SNRED)的自由振荡理论简并本征频率. 真实地球与 SNREI 模型是存在差异的, 地球自转、扁率以及内部物理参数的微小变化均会影响自由振荡频率(郭俊义, 2001). 研究结果表明地球自转、地球扁率和横向密度不均匀性是地球自由振荡发生谱峰分裂现象的主要原因. 在假设谱峰分裂是由于地球自转和地球扁率造成的情况下, 谱线分裂 ${}_n\omega_k^m$ 计算公式如下:

$${}_n\omega_k^m = {}_n\omega_k(1 + a + mb + m^2c)$$

$$m = -k, \dots, 0, \dots, k \quad (2)$$

式中, ${}_n\omega_k$ 为自由振荡的理论简并本征频率(degenerate eigenfrequency), 采用了 Masters 和 Widmer (1995) 计算的 PREM 模型理论简并本征频率; a, b, c 为分裂参数, a 为中心谱线漂移参数, 由地球自转的二级效应和地球扁率的一级效应引起, b 是地球自转的一级效应, 与 Coriolis 力相关, c 为谱线分裂的不对称因子, 与地球扁率有关.

2.3 噪声分析

噪声分析是当前判断自由振荡信号检测结果优劣的重要手段, 越高的信噪比越能反映检测结果的可靠性. 超导重力仪非常灵敏, 可以将周围复杂环境的细微变化记录下来, 而目前还没有一种适用的方法可以将复杂的环境噪声完全扣除. 尽管如此, 一些学者认为, 在较短的时间范围内(如一个月), 仪器周围的环境噪声水平是一致的(雷湘鄂等, 2002). 因此本文将地震前平静期的超导重力观测数据扣除潮汐和大气改正后的残差作为超导重力仪的背景观测噪声 $N(t)$. $N(t)$ 经傅里叶(加汉宁窗)变换后, 即可获得低于 1.5 mHz 频段上的观测噪声谱. 由于地球自由振荡信号受频率相近噪声的影响最为明显, 因此本文分段统计每毫赫兹频段内噪声谱的平均值. 将观测自由振荡信号所在频段噪声谱的平均值 A_{noise} 作为背景噪声, 利用自由振荡信号的观测谱峰值 p 除以 A_{noise} , 即可得到利用超导重力观测数据检测自由振荡信号的信噪比 SNR ($\text{SNR} = p/A_{\text{noise}}$).

3 数值计算与分析

3.1 采用数据

全球动力学计划隶属于国际大地测量与地球物理联合会(International Union of Geodesy and Geophysics,

IUGG),于1997年7月1日正式开始实施,旨在长期、连续稳定和同步地观测地球动力学现象.该计划目前在全球范围内已经有30多个观测台站,本文计算选取了GGP中位于四个不同洲的Conrad、Medicina、Apache和Djougou台站2011年3月1日至2011年4月30日共计61天超导重力观测数据,各台站的基本信息如表1所示.

根据Rosat等(2003)的研究表明,自由振荡检测的最优起始时间应为震后5h,因此本文利用2011年3月11日09时46分(震后5h)至2011年4月30日超导重力观测数据来检测自由振荡信号.2011年3月1日至2011年3月10日共计10天超导重力观测数据用于估计背景噪声水平,以确定自由振荡信号的信噪比.

3.2 自由振荡信号

四个台站的超导重力观测数据经预处理(去尖峰、中断、突跳)、固体潮改正和大气改正后,剩余重力残差如图1所示.图1中(a)代表澳大利亚Conrad

超导重力台站,(b)为意大利的Medicina台站,(c)为美国的Apache台站,(d)为贝宁的Djougou台站,下文均采用相同记号,不再一一说明.

由图1可知,从2011年3月11日05时46分开始,四个台站的重力残差信号的变化幅度突然增大,超过 $1000\ \mu\text{Gal}$,一段时间(约1天)后恢复平静.这与日本 $M_w 9.0$ 地震发生时刻完全吻合,是由于该地震引起的.为了解四台超导重力仪观测的背景噪声,利用傅里叶(加汉宁窗)变换将四个台站地震前2011年3月1日至2011年3月10日共计10天超导重力观测数据转换到频率域,并统计了0.25至1.55 mHz频段内的平均值和标准差.(a)至(d)台站的平均值分别为 $0.5919 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 、 $2.2947 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 、 $1.5462 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 和 $0.9741 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$;标准差分别为 $0.3316 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 、 $1.0749 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 、 $1.1795 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$ 和 $0.6096 \times 10^{-3}\ \mu\text{Gal}$.(a)台站的背景噪声水平最低,(b)台站最高.四个台站每毫赫兹频段内噪声谱的平均值如表2所示.

表1 超导重力台站基本信息

Table 1 The main information of superconducting gravity stations

台站名称	国家	北纬/(°)	东经/(°)	高程/m	仪器格值/($\mu\text{Gal}/\text{V}$)	气压格值/(hPa/V)	采样间隔/s
Conrad	Austria	47.9283	15.8598	1044.1200	-77.9501	-133.2895	60
Medicina	Italy	44.5219	11.6450	28.0000	-75.1500	1.0000	60
Apache	USA	32.78036	-105.82042	2788.0000	-78.4300	1.0000	60
Djougou	Benin	9.7424	1.6056	483.0000	-70.9800	1.0000	60

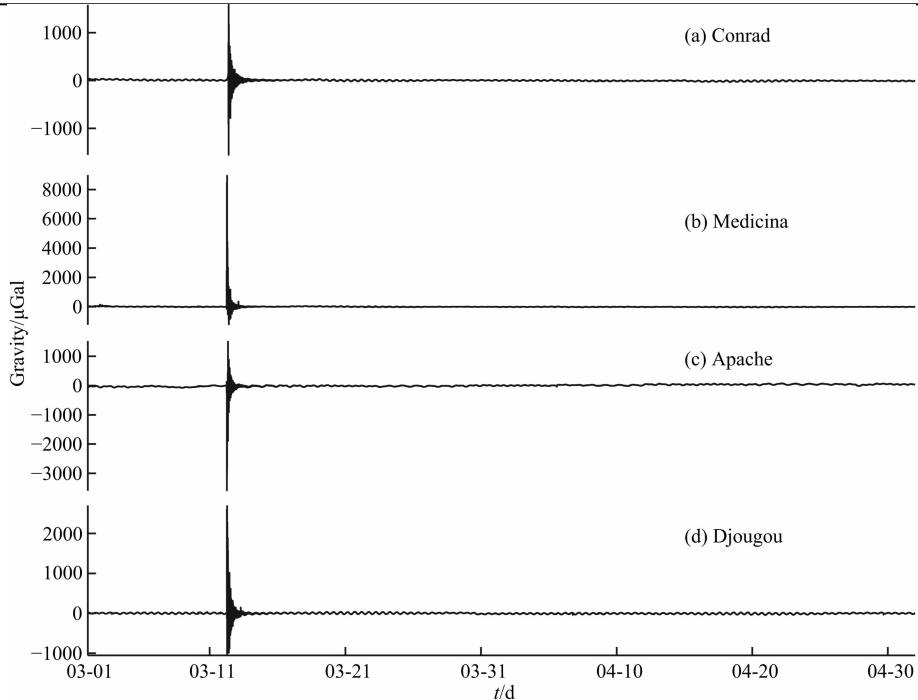


图1 四个台站的重力残差信号

Fig. 1 Gravity residuals of four stations

由于各台站离震源的距离、噪声水平不同,各台站检测自由振荡信号能力有差别,因此,各台站选择的数据长度也有差异的.经过试验分析,(a)台站超导重力观测数据长度为 90 h,(b)台站为 110 h,(c)为 75 h,(d)为 350 h.选好的数据经过傅里叶(加汉宁窗)变换,即可获得自由振荡信号的频谱,如图 2 所示为四个台站 0.25 至 1.55 mHz 自由振荡信号的检测结果.图 2 中,竖直虚线为 PREM 模型理论简并本征频率位置.

图 2(a)、(b)和(c)选择的数据长度相对较短,能量衰减较小,以便能观测到能量较弱的自由振荡

信号,如 ${}_0T_2$,图 2(d)选择的数据长度较长,能量衰减较大,目的是为了观测到自由振荡信号的整体概况.由图 2 可知, ${}_0T_5$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_3$ 与 ${}_3S_1$ 信号的频率相近,相互干扰,无法清晰观测, ${}_0S_7$ 、 ${}_1T_1$ 与 ${}_2S_3$ 和 ${}_4S_1$ 、 ${}_0S_8$ 与 ${}_3S_3$ 也有相同现象.除此之外,综合四个台站的信息可以较清楚地观测到其他低频自由振荡信号. Hu 等(2006)利用小波方法检测了苏门答腊 M_w 9.3 地震激发低于 1.5 mHz 地球自由振荡的耦合与分裂,但未检测到 ${}_0T_5$ 、 ${}_1T_1$ 和 ${}_3S_3$. Rosat 等(2005)和 Roullet 等(2010)分别利用超导重力观测数据和宽频地震仪记录数据研究了 2004 年苏门答腊地震激发的地球自

表 2 四个台站背景噪声谱每毫赫兹频段内平均值

Table 2 Mean values in each millihertz of background noise for four stations

频段(mHz)	0.25~0.35	0.35~0.45	0.45~0.55	0.55~0.65	0.65~0.75	0.75~0.85	0.85~0.95
平均值	(a) 0.9412	0.6465	0.7283	0.7632	0.5548	0.5896	0.5804
($10^{-3} \mu\text{Gal}$)	(b) 3.0442	2.6060	2.0633	2.4441	1.9803	2.1908	2.2896
	(c) 3.6174	2.6225	2.3560	1.8054	1.3727	1.3468	1.2701
	(d) 1.9998	1.4467	1.3434	1.1541	0.9796	0.9408	0.7811
频段(mHz)	0.95~1.05	1.05~1.15	1.15~1.25	1.25~1.35	1.35~1.45	1.45~1.55	0.25~1.55
平均值	(a) 0.5183	0.5137	0.5327	0.4205	0.4374	0.4685	0.5919
($10^{-3} \mu\text{Gal}$)	(b) 2.5846	2.0643	2.1655	2.0118	2.0369	2.3483	2.2947
	(c) 1.0313	1.0148	1.0102	0.9802	0.8537	0.8211	1.5462
	(d) 0.6403	0.7226	0.6905	0.6542	0.6769	0.6329	0.9741

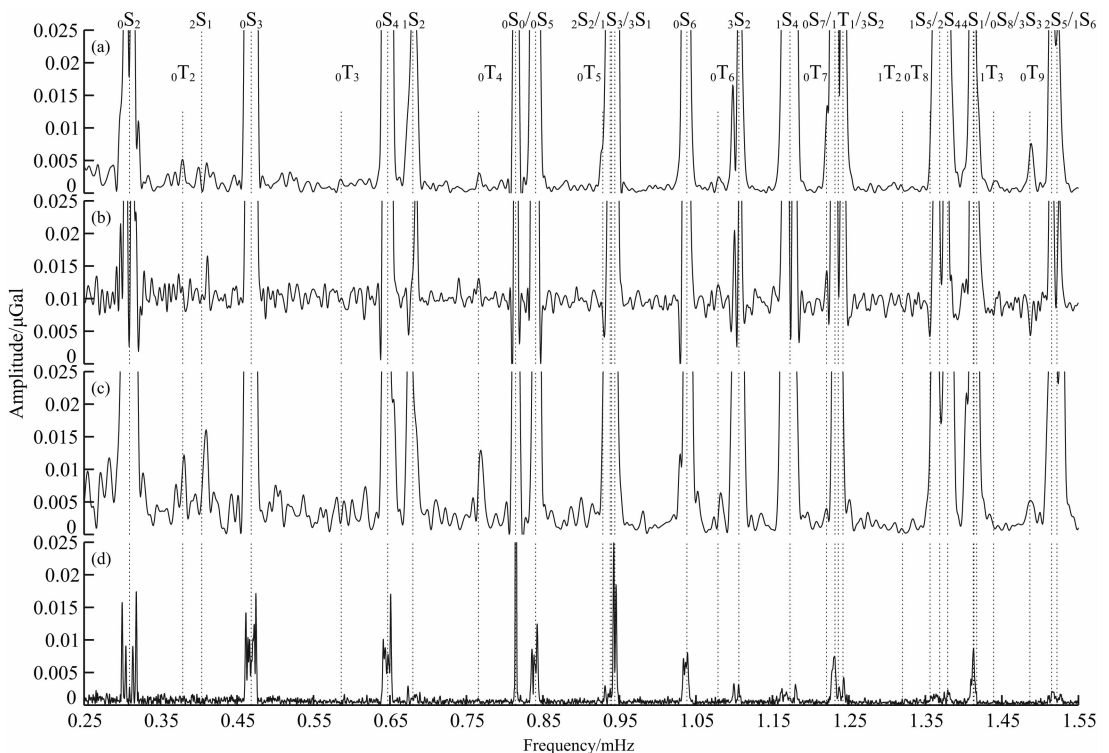


图 2 0.25 至 1.5 mHz 自由振荡检测结果

Fig. 2 Results of normal modes from 0.25 mHz to 1.5 mHz

由振荡,也出现了 ${}_0T_5$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_3$ 与 ${}_3S_1$ 信号叠加现象.数据长度的选取是分离频率相近谱峰的关键因素.根据傅里叶分析的理论,在频域中分离频率为 f_1 和 f_2 调和信号的谱峰,信号序列的长度至少为 $T=1/(f_1-f_2)$.因此分离 ${}_0T_5$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_3$ 与 ${}_3S_1$ 、 ${}_0S_7$ 、 ${}_1T_1$ 与 ${}_2S_3$ 和 ${}_4S_1$ 、 ${}_0S_8$ 与 ${}_3S_3$ 的谱峰,数据长度分别至少

为141 h、65 h和320 h.本文在此基础上,根据实验选择出最佳数据长度,将 ${}_0T_5$ 、 ${}_1T_1$ 和 ${}_3S_3$ 附近信号进行局部放大,其结果如图3所示.图3(1)为 ${}_0T_5$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_3$ 与 ${}_3S_1$ 信号的检测结果,(a)至(d)台站超导重力观测数据长度分别选用185、190、310 h和300 h;图3(2)为 ${}_0S_7$ 、 ${}_1T_1$ 与 ${}_2S_3$ 信号,(a)至(d)数据长度分别为

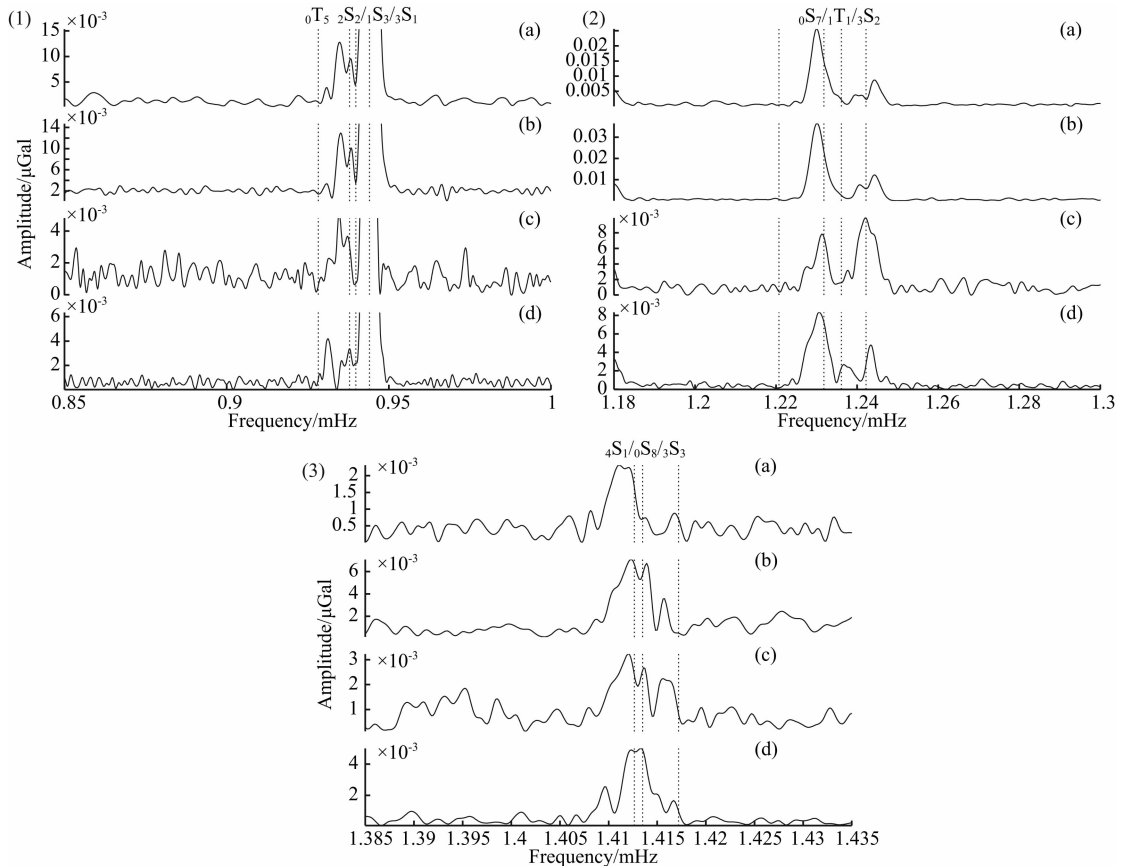


图3 频率相近自由振荡信号

Fig. 3 Normal modes with adjacent frequency

表3 自由振荡信号检测结果

Table 3 Results of normal modes

Mode	Prem/(mHz)	(a)/(mHz)	(b)/(mHz)	(c)/(mHz)	(d)/(mHz)	Mean/(mHz)	RE/(%)	SNR
${}_0T_5$	0.928240	0.931081	0.930994	0.931541	0.931296	0.931228	0.321920	3.844719
${}_2S_2$	0.937850	0.934985	0.935380	0.934588	0.935556	0.935127	0.290332	8.712519
${}_1S_3$	0.939830	0.938288	0.938596	0.937276	0.938148	0.938077	0.186499	7.025365
${}_3S_1$	0.944000	0.945495	0.945614	0.944624	0.945741	0.945368	0.144966	53.267580
${}_0S_7$	1.231790	1.230000	1.230242	1.231556	1.230717	1.230628	0.094295	21.177755
${}_1T_1$	1.236110	1.239615	1.240628	1.238000	1.236810	1.238763	0.214654	4.434724
${}_2S_3$	1.242190	1.244316	1.244251	1.242222	1.243441	1.243558	0.110098	9.712977
${}_4S_1$	1.412640	1.412208	1.412320	1.412047	1.412469	1.412261	0.026833	4.909997
${}_0S_8$	1.413510	1.413917	1.413999	1.413655	1.413395	1.413742	0.016381	3.881688
${}_3S_3$	1.417190	1.416909	1.415830	1.415702	1.416790	1.416308	0.062254	2.211747

注:Mode为自由振荡的振型,Prem为PREM模型理论简并本征频率,(a)、(b)、(c)和(d)表示各台站观测结果,Mean为四个台站的平均值,RE为相对误差百分比($RE=|Mean-Prem|/Prem$),SNR为平均信噪比.

260、230、250 h 和 310 h;图 3(3)为 ${}_1S_1$ 、 ${}_0S_8$ 与 ${}_3S_3$ 信号,数据长度分别为 390、364、380 h 和 360 h.

由图 3 可以看出,选择适当的数据长度进行频谱分析,这些频率相近的自由振荡可以被清晰地分离出来,其详细统计结果如表 3 所示.由表 3 可知:不易被观测到的自由振荡信号 ${}_0T_5$ 至 ${}_0S_8$ 的信噪比均大于 3,检测结果有效, ${}_3S_3$ 的信噪比相对较小,但也大于 2;它们的相对误差在 0.35% 以内.因此,在选择适当数据长度条件下,利用当前高精度超导重

力观测数据可以将低于 1.5mHz 中频率相近的自由振荡信号区分出来.

3.3 谱线分裂

本文可以清晰地检测到低于 1.5 mHz 中基频自由振荡 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$, 径向自由振荡 ${}_0S_0$, 谐频自由振荡 ${}_2S_1$ 、 ${}_3S_1$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_4$ 和 ${}_3S_2$ 以及环型自由振荡 ${}_0T_2$ 的谱峰分裂.这些自由振荡信号随深度变化的能量谱如图 4 所示,实线为剪切波能量谱,虚线为压缩波能量谱.它们为 Gilbert 和 Masters¹⁾ 利用一维 PREM

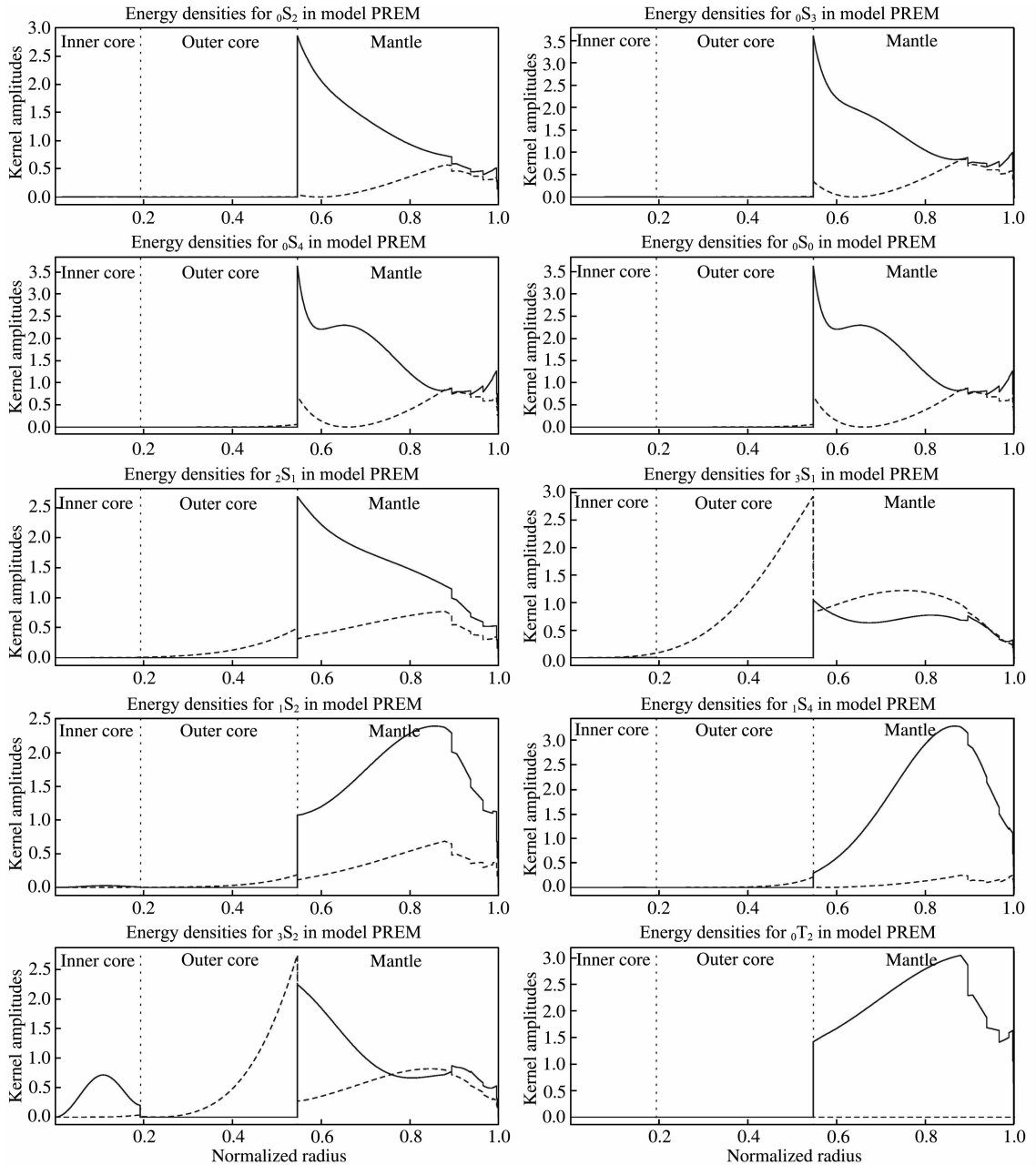


图 4 自由振荡信号的能量分布¹⁾
Fig. 4 Energy of normal modes¹⁾

1) <http://stuplots.geophys.uni-stuttgart.de/~plots/Modes/modes.html> MINOS 程序.

模型计算获得的.

由图 4 可知,基频自由振荡 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 以及径向自由振荡 ${}_0S_0$ 在地幔有较高的能量密度,剪切波能量大于压缩波能量,说明它们对地幔介质的剪切波参数比较敏感,可以认为是地幔 S 波的等效振型. ${}_2S_1$ 反映了液态外核压缩波和地幔弹性波(剪切波和压缩波)参数,为 PKP 波等效振型,其对地幔底部剪切参数尤为敏感. ${}_3S_1$ 能量分布于地核和地幔,对地核的压缩波和地幔弹性波参数均有所反映,为 PKIKP 波等效振型,但其主要能量集中在液态外核的上部,对液态外核上部的压缩波参数有很强的敏感性. ${}_1S_2$ 也为 PKIKP 波等效振型,对内核剪切波和外核压缩波参数略有反映,主要反映了地幔中部剪切波参数. ${}_1S_4$ 为 PKP 波等效振型,主要集中在上地幔剪切波参数. ${}_3S_2$ 为 PKIKP 波等效振型,可以反映整个地球介质参数,对内核中部剪切波参数尤为敏感. ${}_0T_2$ 只有剪切波能量,主要对上地幔介质参数具有约束作用.精确检测这些自由振荡及谱线分裂,并将其与 PREM 模型理论频率进行对比分析,可以用于改善现有 PREM 模型,使其更接近真实地球.

3.3.1 基频球型自由振荡

${}_0S_2$ 被称为“足球式振型”,是周期最长的自由振荡,约 53.9 min,最接近地球自转频率,其谱线分裂主要是由于地球自转引起的. ${}_0S_3$ 的谱峰分裂最早是 Slichter (1967) 观测到的, ${}_0S_4$ 的九个谱峰较难被完全分离出来.图 5 为 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 谱线分裂的检测结果,采用的超导重力观测数据长度如表 4 所示.表 5 为 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 谱线分裂的统计结果,其中 r 为谱线分裂率,等于实测谱线分裂总宽度 W_{obs} 与理论谱线分裂宽度 W_{the} 的比值,即 $r = W_{\text{obs}}/W_{\text{the}}$. W_{obs} 与 W_{the} 之差主要反映了地幔的横向不均匀性和内核的各向异性,其影响相对于地球自转和椭率对自由振荡谱线分裂作用来说,是较小量,因此一般情况下, r 的值应该在 1 附近.

由图 5 可以看出:(a)至(d)四个台站中, ${}_0S_2$ 的 5 个谱峰均可以非常清晰地检测出来,其中 $m = 0$ 所对应谱峰的振幅相对较小,(a)至(c)台站中 $m = \pm 1$ 对应振幅最大,(d)台站中对应振幅 $m = \pm 2$ 最大,这主要是由于四个台站所处的纬度不同,受到地球自转与椭率对谱线分裂影响也各不相同; ${}_0S_3$

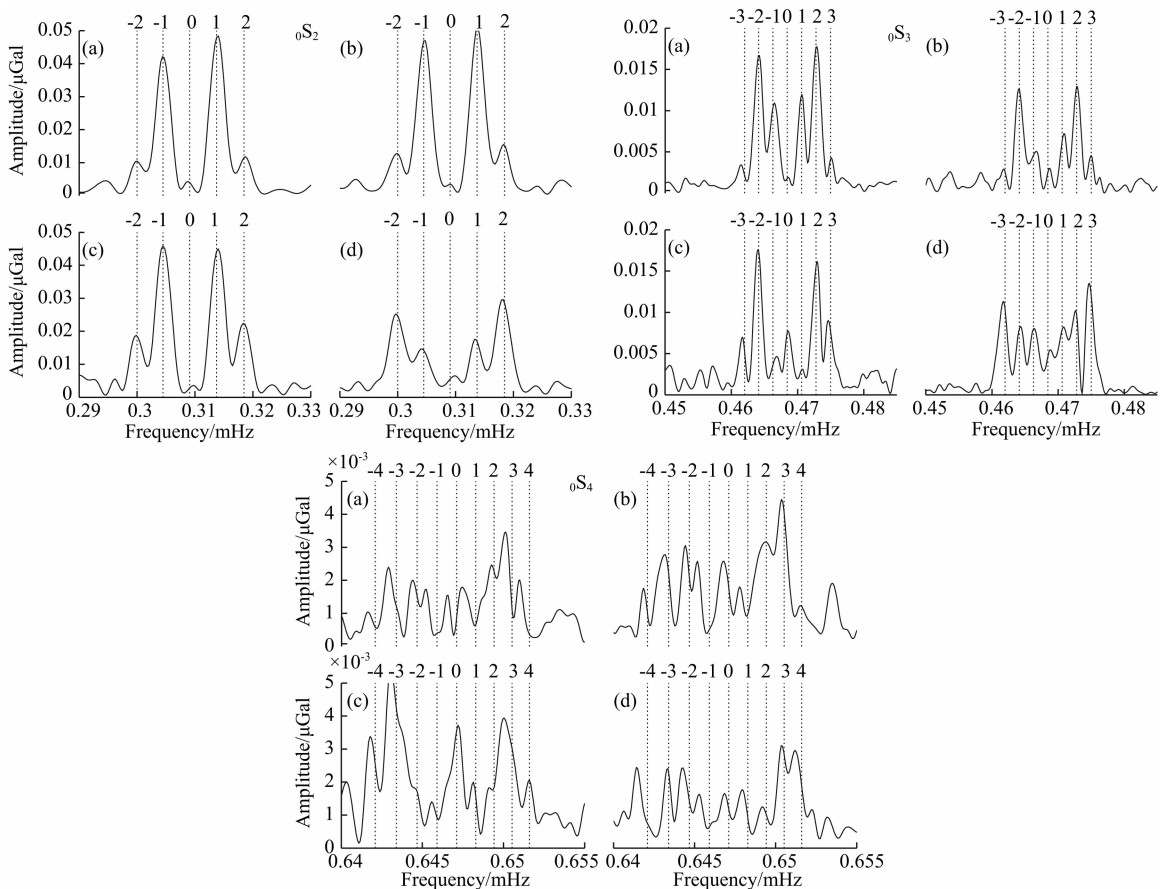


图 5 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 谱线分裂

Fig. 5 Split of ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ and ${}_0S_4$

表 4 四个台站用于检测自由振荡谱线分裂的数据长度

Table 4 Length of observations for split modes in four stations

Mode	(a)/h	(b)/h	(c)/h	(d)/h
${}_0S_2$	190	185	181	180
${}_0S_3$	390	480	462	400
${}_0S_4$	830	750	645	715
${}_2S_1$	142	140	120	132
${}_3S_1$	550	640	540	580
${}_1S_2$	343	290	300	300
${}_1S_4$	430	350	360	318
${}_3S_2$	310	278	360	350
${}_0T_2$	160	260	295	260

和 ${}_0S_4$ 的谱峰也都可以完全被检测到,且各台站检测到的谱峰振幅也有所不同.由表 5 可知:(1)四个台站中, ${}_0S_2$ 检测到五个谱峰的相对误差不大于 0.2%,信噪比的平均值均大于 2.4, r 为 1.002202;

(2) ${}_0S_3$ 的七个谱峰相对误差均小于 0.1%,信噪比都大于 2.8, r 为 1.014569;(3) ${}_0S_4$ 的九个谱峰相对误差都小于 0.1%, r 为 1.017247,信噪比在 2 附近,有待进一步提高;(4) ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 的 r 均在 1.0 附近,相对误差均不超过 0.2%,表明 PREM 模型提供的地幔介质参数在一定精度范围内能够描述实际情况.

3.3.2 径向自由振荡

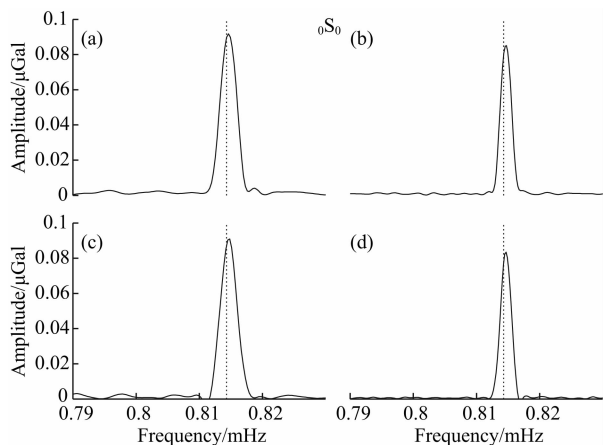
径向地球自由振荡对整个地球结构都比较敏感,其研究对三维地球结构的建立具有重要意义. ${}_0S_0$ 是频率低于 1.5 mHz 唯一的径向地球自由振荡,运动方向与地球半径平行,被称为“呼气式振型”.由于其频率(0.81431 mHz)与 ${}_0S_5$ 的频率(0.84042 mHz)非常接近,因此一般只有在大于 $M_w 8.0$ 地震爆发后才能检测到.图 6 为数据长度为 800 h 时, ${}_0S_0$ 的检测结果,表 6 为采用不同数据长度时,径向自由振荡 ${}_0S_0$ 的频率检测和统计结果.

表 5 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 和 ${}_0S_4$ 谱线分裂统计结果Table 5 Statistic results of split for ${}_0S_2$, ${}_0S_3$ and ${}_0S_4$

Mode/(mHz)	m	Prem/(mHz)	(a)/(mHz)	(b)/(mHz)	(c)/(mHz)	(d)/(mHz)	Mean/(mHz)	RE/(%)	SNR	r
${}_0S_2$ 0.309280	-2	0.300001	0.300234	0.300210	0.300129	0.299877	0.300112	0.037132	8.276508	
	-1	0.304493	0.304620	0.304715	0.304733	0.304198	0.304566	0.024064	20.043024	
	0	0.309064	0.309006	0.309219	0.309951	0.310062	0.309559	0.160297	2.477226	1.002202
	+1	0.313716	0.314269	0.314024	0.314248	0.313457	0.313999	0.090354	22.342185	
	+2	0.318452	0.318947	0.318529	0.318545	0.318395	0.318604	0.047737	9.650411	
${}_0S_3$ 0.468560	-3	0.461986	0.461538	0.461806	0.461664	0.461806	0.461703	0.061158	4.369911	
	-2	0.464123	0.464103	0.464120	0.464069	0.464444	0.464184	0.013178	10.665051	
	-1	0.466272	0.466524	0.466667	0.466835	0.466528	0.466638	0.078585	6.355414	
	0	0.468439	0.468661	0.468750	0.468519	0.469028	0.468739	0.064110	2.848054	1.014569
	+1	0.470606	0.470655	0.470949	0.470683	0.470972	0.470815	0.044389	6.834389	
	+2	0.472791	0.472934	0.472801	0.472968	0.472778	0.472870	0.016759	11.274218	
${}_0S_4$ 0.647070	+3	0.474989	0.475071	0.475000	0.474651	0.474861	0.474896	0.019600	5.497427	
	-4	0.642098	0.641673	0.641852	0.641809	0.641476	0.641703	0.061583	1.930762	
	-3	0.643401	0.642945	0.643185	0.643101	0.643419	0.643162	0.037073	3.048004	
	-2	0.644671	0.644418	0.644444	0.644700	0.644351	0.644478	0.029887	2.212321	
	-1	0.645908	0.645288	0.645185	0.645599	0.645361	0.645358	0.085115	1.775460	
	0	0.647113	0.646627	0.646815	0.647235	0.646915	0.646898	0.033233	2.121799	1.017247
	+1	0.648285	0.647497	0.647778	0.648183	0.648003	0.647865	0.064781	1.852690	
	+2	0.649424	0.649304	0.649407	0.649130	0.649246	0.649272	0.023418	2.162701	
+3	0.650531	0.650174	0.650370	0.650078	0.650412	0.650258	0.041899	3.631625		
+4	0.651605	0.651044	0.651556	0.651628	0.651267	0.651374	0.035522	2.191134		

表 6 ${}_0S_0$ 频率统计结果Table 6 Statistic results of frequency for ${}_0S_0$

名称	Prem/(mHz)	数据长度/h	频率分辨率/(mHz)	Mean/(mHz)	Mean-Prem/(mHz)	RE/(%)	SNR
${}_0S_0$	0.814310	300	0.925925×10^{-3}	0.814630	0.320000×10^{-3}	0.039252	82.585345
		400	0.694444×10^{-3}	0.814722	0.412000×10^{-3}	0.050622	76.424704
		500	0.555555×10^{-3}	0.814667	0.357000×10^{-3}	0.043800	69.562524
		600	0.462962×10^{-3}	0.814630	0.320000×10^{-3}	0.039252	63.995735
		700	0.396825×10^{-3}	0.814683	0.373000×10^{-3}	0.045749	60.198556
		800	0.347222×10^{-3}	0.814722	0.412000×10^{-3}	0.050622	55.272156
		900	0.308641×10^{-3}	0.814645	0.335000×10^{-3}	0.041147	50.241135
		1000	0.277777×10^{-3}	0.814667	0.357000×10^{-3}	0.043800	47.497048
		1100	0.252525×10^{-3}	0.814646	0.336000×10^{-3}	0.041319	44.550000
		1200	0.231481×10^{-3}	0.814630	0.320000×10^{-3}	0.039252	40.741077
		总体平均值	0.814310	650	0.445336×10^{-3}	0.814664	0.354000×10^{-3}

图 6 数据长度为 800 h 时, ${}_0S_0$ 的检测结果Fig. 6 Detecting results of ${}_0S_0$ when the length of data is 800 hours

由图 6 可以看出, (a)至(d)四个台站均可以清晰地检测到 ${}_0S_0$. 由表 6 可知, 随着采用数据长度的改变, 四个台站观测到 ${}_0S_0$ 频率的平均值也在变化, 与 PREM 模型理论频率的偏差最大为 0.050622%, 最小为 0.039252%. 利用不同长度数据检测到 ${}_0S_0$ 频率的总体平均值为 0.814664 mHz, 与 PREM 模型的相对误差的平均值为 0.043481%, 平均信噪比大于 59. 当数据长度改变时, ${}_0S_0$ 观测频率均比 PREM 模型理论频率大, 其偏移量与观测数据的频率分辨率相当, 平均向右偏移 0.354×10^{-3} mHz. 另外, 我们用同样方法处理了德国的 Bad Homburg、法国的 Strasbourg、智利的 TIGO Concepcion 和德国的 Wettzell 四个超导重力台站数据, 发现 ${}_0S_0$ 观测频率也都大于 PREM 模型理论频率. 除此之外, Okal 和 Stein(2009)利用四个台站的宽频地震仪记录数据

检测 2004 年苏门答腊激发的长周期地球自由振荡, 其 ${}_0S_0$ 平均观测结果为 0.814995 mHz, 比 PREM 模型理论值大 0.685×10^{-3} mHz. Roult 等(2010)利用 157 个不同台站的宽频地震仪检测 2004 年苏门答腊激发的自由振荡谱线分裂, 其 ${}_0S_0$ 观测结果平均值向右偏移 0.290×10^{-3} mHz. 不同学者研究结果均表明 ${}_0S_0$ 观测结果大于 PREM 理论计算值, 说明 PREM 模型提供的地幔底部参数与真实地球可能存在微小偏差.

3.3.3 谐频自由振荡

低于 1.5 mHz 的谐频自由振荡中, ${}_2S_1$ 、 ${}_3S_1$ 、 ${}_2S_2$ 、 ${}_1S_1$ 和 ${}_3S_2$ 的谱线分裂可以被完全检测出来, 如图 7 和表 7 所示, 采用的超导重力观测数据长度如表 4 所示.

由图 7 和表 7 可知: (1) ${}_2S_1$ 三个谱峰的相对误差不超过 0.3%, 信噪比均大于 2.8, r 为 0.916345, 其中台站(c)检测结果最优, 具有较高的信噪比; (2) (a)至(d)四个台站均能清晰地检测到 ${}_3S_1$ 的三个谱峰和 ${}_1S_2$ 的五个谱峰, 相对误差都不大于 0.1%, 信噪比优于 2, r 均在 1.0 附近; (3) (a)和(b)台站可以检测到 ${}_1S_4$ 的九个谱峰, (c)台站能检测到除 $m = +1$ 以外的其他八个谱峰, (d)台站只能检测出六个谱峰; (4) ${}_1S_4$ 九个谱峰的相对误差均小于 0.05%, r 为 1.001812, 但部分谱峰的信噪比略偏低; (5) ${}_3S_2$ 的谱线分裂中 $m = -2$ 存在明显的向左偏移, 所有谱峰的信噪比优于 2.8, r 为 1.485267, 比 PREM 理论谱线分裂宽度约宽 50%, He 和 Tromp(1996)获得 ${}_3S_2$ 的 r 为 1.58, 超出 PREM 理论谱线分裂宽度 58%. Roult 等(2010)研究了 2004 年苏门答腊大地震激发的 ${}_3S_2$ 谱线分裂, 其 r 为 1.7, 超出 PREM

表 7 谐频自由振荡谱线分裂统计结果

Table 7 Statistic results for split of harmonic modes

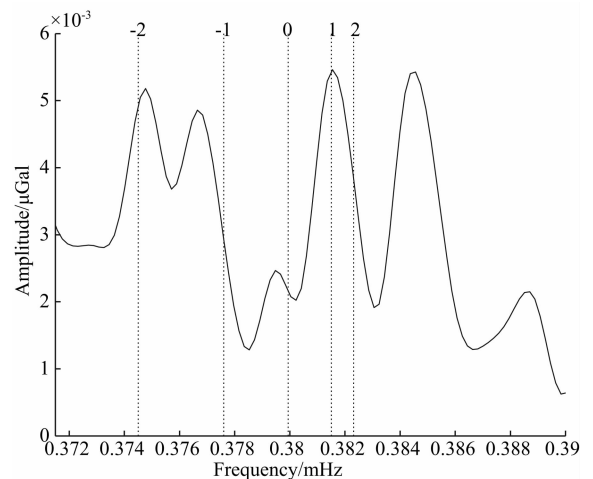
Mode/(mHz)	m	Prem/(mHz)	(a)/(mHz)	(b)/(mHz)	(c)/(mHz)	(d)/(mHz)	Mean/(mHz)	RE/(%)	SNR	r
${}_2S_1$ 0.403960	-1	0.398036	0.400516	0.398571	0.397315	0.399040	0.398861	0.207210	3.516627	
	0	0.403687	0.407167	0.405317	0.402870	0.404091	0.404862	0.290955	2.874909	0.916345
	+1	0.410222	0.411080	0.410873	0.410278	0.407879	0.410027	0.047450	5.073906	
${}_3S_1$ 0.943950	-1	0.942267	0.942525	0.940938	0.942757	0.942548	0.942192	0.007964	3.929712	
	0	0.944215	0.944646	0.942674	0.944609	0.944464	0.944098	0.012372	3.224939	1.077206
	+1	0.945472	0.946061	0.944670	0.945947	0.945900	0.945644	0.018235	2.493462	
${}_1S_2$ 0.679850	-2	0.673696	0.673578	0.673238	0.674259	0.673704	0.673695	0.000199	2.825053	
	-1	0.677213	0.678110	0.677261	0.675741	0.677778	0.677222	0.001367	2.934718	
	0	0.680281	0.681347	0.678985	0.678333	0.679815	0.679620	0.097172	2.173809	1.012523
	+1	0.682904	0.683775	0.683774	0.682593	0.682407	0.683137	0.034146	3.158353	
	+2	0.685079	0.685555	0.685881	0.685000	0.684444	0.685220	0.020612	2.596372	
${}_1S_1$ 1.172850	-4	1.162163	1.162920	1.163175	1.161265	1.162404	1.162441	0.023920	2.210814	
	-3	1.165573	1.165633	1.165238	1.164969	1.165374	1.165304	0.023120	2.920283	
	-2	1.168658	1.168992	1.168889	1.168981	1.168519	1.168845	0.016020	2.821880	
	-1	1.171420	1.171189	1.170794	1.170988	—	1.170990	0.036699	1.567295	
	0	1.173859	1.172739	1.173016	1.174383	1.173061	1.173300	0.047655	1.759026	1.001812
	+1	1.175973	1.176486	1.176349	—	—	1.176418	0.037807	1.859337	
	+2	1.177764	1.177778	1.177937	1.177469	1.177428	1.177653	0.009424	2.625071	
	+3	1.179231	1.179457	1.179524	1.179012	—	1.179331	0.008484	3.204654	
${}_3S_2$ 1.106210	+4	1.180375	1.181008	1.181111	1.180401	1.180224	1.180686	0.026347	3.315313	
	-2	1.102341	1.100036	1.099992	1.098951	1.099524	1.099626	0.246333	3.454609	
	-1	1.104917	1.105233	1.105588	1.104506	1.103333	1.104665	0.022807	2.802326	
	0	1.106856	—	1.107186	1.106512	1.105873	1.106524	0.030007	3.609792	1.485267
	+1	1.108158	1.107742	—	—	1.108095	1.107919	0.021605	3.813529	
+2	1.108823	1.109176	1.108985	1.109599	—	1.109253	0.038786	3.560138		

注:“—”表示没有检测到该谱峰。

理论谱线分裂宽度 70%。这些研究结果说明地球内核中部参数与 PREM 模型可能仍然存在一定差异。

3.3.4 环型自由振荡

受地球自转的影响,环型自由振荡 ${}_0T_2$ 会出现在垂直方向,得到 quasi- ${}_0T_2$ 信号。因此利用超导重力数据可以检测到 quasi- ${}_0T_2$ 信号。但其频率由于受到附近其他简正模耦合的影响与 ${}_0T_2$ 的频率可能会存在一定差异。环型自由振荡 quasi- ${}_0T_2$ 的谱线分裂可以被完全检测到,(a)至(d)四个台站采用的数据长度如表 4 所示。台站(a)只能检测到两个谱峰,(b)和(d)可以检测出四个谱峰,但信噪比较低;(c)可以清晰地检测出五个谱峰,如图 8 所示,其统计结果如表 8 所示。

图 8 quasi- ${}_0T_2$ 谱线分裂Fig. 8 Split of quasi- ${}_0T_2$

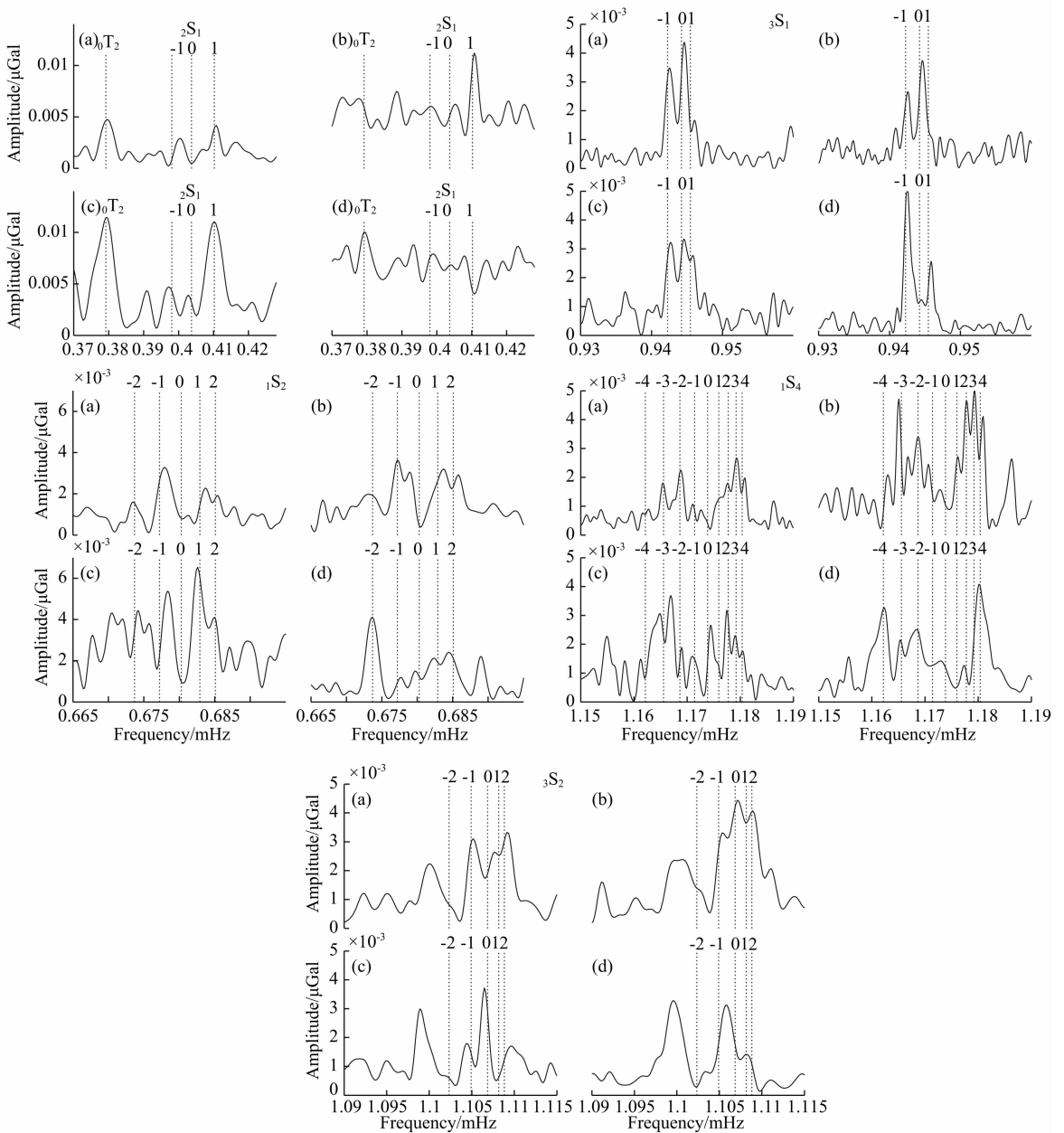


图 7 谐频自由振荡谱线分裂

Fig. 7 Split of harmonic modes

表 8 quasi-0 T2 谱线分裂统计结果

Table 8 Statistic results of split for quasi-0 T2

Mode/(mHz)	<i>m</i>	Prem/(mHz)	(c)/(mHz)	RE/(%)	SNR	<i>r</i>
quasi-0 T2 0.379170	-2	0.374503	0.374883	0.101532	3.580371	1.254206
	-1	0.377605	0.376766	0.222063	3.358514	
	0	0.379939	0.379591	0.091505	1.705317	
	+1	0.381509	0.381663	0.040340	3.773420	
	+2	0.382311	0.384676	0.618628	3.750958	

由图 8 和表 8 可以看出:(1)除 $m = 0$ 谱峰外, 台站(c)检测到 quasi-0 T2 的其他四个谱峰信噪比均大于 3;(2) $m = +2$ 的谱峰向右约有 0.6% 的偏移,

r 为 1.254206, 比 PREM 理论谱线分裂宽度大 25%. Roullet 等(2010)研究了 2004 年苏门答腊大地震激发的 0 T2 谱线分裂, 其 r 为 1.15, 超出 PREM

理论谱线分裂宽度 15%。(3)四个台站检测结果各不相同,从侧面也反映了地球介质存在横向不均匀性。

4 结论

本文利用四个不同台站的超导重力观测数据系统研究了日本 $M_w 9.0$ 地震激发的低于 1.5 mHz 自由振荡及谱线分裂,主要结论如下:

(1)选取适当数据长度是检测自由振荡信号的关键所在,本文给出的数据长度是在频谱理论分析的基础上,根据实验逐步确定的,可以为相关自由振荡及谱线分裂的检测提供参考。

(2)低频自由振荡(${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 、 ${}_0S_4$ 、 ${}_0S_0$ 、 ${}_2S_1$ 、 ${}_3S_1$ 、 ${}_1S_2$ 、 ${}_1S_4$ 、 ${}_3S_2$ 和 ${}_0T_2$)的所有谱峰均可以有效检测出来,其中 ${}_0S_2$ 、 ${}_0S_3$ 、 ${}_0S_0$ 、 ${}_2S_1$ 、 ${}_3S_1$ 、 ${}_1S_2$ 、 ${}_3S_2$ 和 ${}_0T_2$ 各谱峰的信噪比相对较高; ${}_0S_4$ 和 ${}_1S_4$ 的信噪比相对较低,这也是自由振荡谱线分裂检测遇到的瓶颈,谱峰越多,越难在高信噪比的情况下完全分离出来。因此,需要提出更好的数据处理方法来分离信号和噪声,这也是后续工作需要进一步研究的问题。

(3)通过对 ${}_0S_0$ 、 ${}_3S_2$ 和 quasi- ${}_0T_2$ 的谱线分裂观测发现,其观测频率与 PREM 模型理论频率存在一定差异。 ${}_0S_0$ 的观测频率向右偏移了 0.354×10^{-3} mHz, ${}_3S_2$ 和 quasi- ${}_0T_2$ 的谱线分裂宽度分别增加了约 50% 和 25%,并且与其他学者的研究结果具有较好的一致性,说明当前 PREM 模型中地幔底部与地球内核中部介质参数存在一定误差,需要改进。因此,本文研究结果可以用于约束地球模型。

致谢 感谢全球动力学计划(global geodynamics project, GGP)提供超导重力观测数据以及两位评审专家对本文提出的宝贵意见。

References

- Benioff H, Press F, Smith S. 1961. Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 66(2): 605-619.
- Buland R, Berger J, Gilbert F. 1979. Observations from the IDA network of attenuation and splitting during a recent earthquake. *Nature*, 277(5695): 358-362.
- Chao B F, Gilbert F. 1980. Autoregressive estimation of complex eigenfrequencies in low frequency seismic spectra. *Geophysical Journal International*, 63(3): 641-657.
- Crossley D, Jensen O, Hinderer J. 1995. Effective barometric admittance and gravity residuals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 90(3): 221-241.
- Dehlen F A, Tromp J. 1998. Theoretical Global Seismology. Princeton, N. J.: Princeton University Press.
- Deuss A, Ritsema J, Van Heijst H. 2013. A new catalogue of normal-mode splitting function measurements up to 10 mHz. *Geophysical Journal International*, 193(2): 920-937.
- Guo J Y. 2001. *Fundamental Geophysics* (in Chinese). Beijing: Surveying and Mapping Press.
- He X, Tromp J. 1996. Normal-mode constraints on the structure of the Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 101(B9): 20053-20082.
- Hu X G, Liu L T, Hinderer J, et al. 2006. Wavelet filter analysis of atmospheric pressure effects in the long-period seismic mode band. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154(1): 70-84.
- Lei X E, Xu H Z, Sun H P. 2002. Check of free oscillation signal with SG data. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 47(18): 1432-1436.
- Lei X E, Sun H P, Xu H Z, et al. 2007. Check of Earth's free oscillations excited by Sumatra—Andaman large Earthquake and discussions on the anisotropy of inner core. *Science in China Series D: Earth Sciences* (in Chinese), 37(4): 504-511.
- Masters G, Park J, Gilbert F. 1983. Observations of coupled spheroidal and toroidal modes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 88(B12): 10285-10298.
- Masters T G. 1989. Low-frequency seismology and the three-dimensional structure of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 328(1599): 329-349.
- Masters T G, Widmer R. 1995. Free oscillations: frequencies and attenuations. *AGU Reference Shelf*, 1: 104-125.
- Ness N F, Harrison J C, Slichter L B. 1961. Observations of the free oscillations of the earth. *Journal of Geophysical Research*, 66(2): 621-629.
- Neumeier J, Bathelmes F, Combrinck L, et al. 2002. Analysis results from the SG registration with the dual sphere superconducting gravimeter at SAGOS (South Africa). *Bulletin d'Informations Marees Terrestres (BIM)*, 135: 10607-10616.
- Okal E A, Stein S. 2009. Observations of ultra-long period normal modes from the 2004 Sumatra—Andaman earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1-2): 53-62.
- Park J, Song T R A, Tromp J, et al. 2005. Earth's free oscillations excited by the 26 December 2004 Sumatra—Andaman earthquake. *Science*, 308(5725): 1139-1144.
- Peterson J. 1993. Observation and modeling of seismic background noise. Albuquerque, U. S.: Department of Interior Geological Survey.
- Resovsky J S, Ritzwoller M H. 1998. New and refined constraints on three-dimensional Earth structure from normal modes below 3 mHz. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 103(B1): 783-810.
- Ritzwoller M, Masters G, Gilbert F. 1986. Observations of anomalous splitting and their interpretation in terms of aspherical structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978—2012), 91

- (B10); 10203-10228.
- Rosat S, Hinderer J, Crossley D. 2002. A comparison of the seismic noise levels at various GGP stations. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, 135: 10689-10700.
- Rosat S, Hinderer J, Rivera L. 2003. First observation of ${}_2S_1$ and study of the splitting of the football mode ${}_0S_2$ after the June 2001 Peru earthquake of magnitude 8.4. *Geophysical Research Letters*, 30(21): 1-4.
- Rosat S, Sato T, Imanishi Y, et al. 2005. High-resolution analysis of the gravest seismic normal modes after the 2004 $M_w = 9$ Sumatra earthquake using superconducting gravimeter data. *Geophysical Research Letters*, 32(13): 1-4.
- Roult G, Roch J, Tromp J, et al. 2010. Observation of split modes from the 26th December 2004 Sumatra-Andaman mega-event. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 179(1): 45-59.
- Sailor R V, Dziewonski A M. 1978. Measurements and interpretation of normal mode attenuation. *Geophysical Journal International*, 53(3): 559-581.
- Slichter L B. 1967. Spherical oscillations of the Earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14(1-4): 171-175.
- Van Camp M. 1999. Measuring seismic normal modes with the GWR C021 superconducting gravimeter. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 116(1-4): 81-92.
- Wang D J. 2012. Study of low-frequency Earth free oscillations based on global superconducting gravimeter data [Ph. D. thesis] (in Chinese). Wuhan: Wuhan University.
- Widmer-Schmid R. 2003. What can superconducting gravimeters contribute to normal-mode seismology? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3): 1370-1380.
- Xu C, Luo Z C, Zhou B Y, et al. 2013. Detecting spheroidal modes of Earth's free oscillation excited by Wenchuan earthquake using superconducting gravity observations. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* (in Chinese), 42(4): 501-507.
- Xue X X, Hu X G, Hao X G, et al. 2012. Constraining focal mechanism of the 2011 Tohoku earthquake by gravity observations. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 55(9): 3006-3015.

附中文参考文献

- 郭俊义. 2001. 地球物理学基础. 北京: 测绘出版社.
- 雷湘鄂, 许厚泽, 孙和平. 2002. 利用超导重力观测资料检测地球自由振荡. 科学通报, 47(18): 1432-1436.
- 雷湘鄂, 孙和平, 许厚泽等. 2007. 苏门达腊大地震激发的地球自由振荡及其谱线分裂的检测与讨论. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37(4): 504-511.
- 王迪晋. 2012. 基于全球超导重力数据的低频地球自由振荡研究 [博士论文]. 武汉: 武汉大学.
- 许闯, 罗志才, 周波阳等. 2013. 利用超导重力数据检测汶川地震激发的球型地球自由振荡. 测绘学报, 42(4): 501-507.
- 薛秀秀, 胡小刚, 郝晓光等. 2012. 利用重力观测约束 2011 日本 Tohoku 大地震的震源机制. 地球物理学报, 55(9): 3006-3015.

(本文编辑 何燕)