

陈珊桦, 全建军, 蔡佩蕊, 等. 泉州地震台 M2166 超宽频带地震仪记录的地球球型自由振荡信息研究[J]. 华南地震, 2019, 39(S1): 102–108.
[CHEN Shanhua, QUAN Jianjun, CAI Peirui, et al. Study on Spherical Earth Free Oscillation Recorded by M2166 very Broadband Seismograph in Quanzhou Seismic Station[J]. South China journal of seismology, 2019, 39(S1): 102–108]

泉州地震台 M2166 超宽频带地震仪记录的 地球球型自由振荡信息研究

陈珊桦¹, 全建军², 蔡佩蕊³, 林加宝⁴, 张有明¹, 罗开奇¹

(1. 福建省地震局泉州基准地震台, 福建 泉州 362000; 2. 福建省地震局永安地震台, 福建 永安 366000;
3. 福建省地震局莆田地震台, 福建 莆田 351100; 4. 福建省地震局, 福州 350003)

摘要: 利用泉州基准地震台 M2166 超宽频带地震仪记录的 7 个 $M_s \geq 8.0$ 地震震后 5 天数据资料, 采用功率谱密度估计方法, 提取到 73 个基频振型(${}_0S_4 \sim {}_0S_{76}$)和多个谐频振型, 各振型频率点与地球初步参考模型 (PREM) 理论频率值符合较好, 利用 3 套超宽频带地震仪数据对球型自由振荡信息能量分布差异进行探究, 认为地球介质的横向不均匀性和各向异性是造成差异的主要原因。得到的结果可用于地球内部结构的研究, 有助于做出更精细的地球模型。

关键词: M2166 地震仪; 地球自由振荡; 球型振荡; 功率谱密度

中图分类号: P315.7 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-8662(2019)S1-0102-07

DOI: 10.13512/j.hndz.2019.S1.017

Study on Spherical Earth Free Oscillation Recorded by M2166 very Broadband Seismograph in Quanzhou Seismic Station

CHEN Shanhua¹, QUAN Jianjun², CAI Peirui³, LIN Jiabao⁴,
ZHANG Youming¹, LUO Kaiqi¹

(1. Quanzhou Basic Seismic Station, Fujian Earthquake Agency, Quanzhou 362000, China; 2. Yong'an Seismic Station, Fujian Earthquake Agency, Yong'an 366000, China; 3. Putian Seismic Station, Fujian Earthquake Agency, Putian 351100, China; 4. Fujian Earthquake Agency, Fuzhou 350003, China)

Abstract: By using the five days post-earthquake waveform data of seven earthquakes with $M_s \geq 8.0$ which recorded by M2166 very broadband seismograph in Quanzhou seismic station. The 73 fundamental frequency modes (${}_0S_4 \sim {}_0S_{76}$) and many harmonic vibration modes were extracted by the power spectral density estimation method, it is found that the detected oscillation frequencies are in good agreement with the theoretical frequency of the PREM model. The difference of the energy distribution of free-oscillation information was studied by using

收稿日期: 2019-02-26

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41676025); 2017 年福建省地震局科技基金专项(SF201701)

作者简介: 陈珊桦(1989-), 女, 工程师, 主要从事地震监测与数字地震应用工作。

E-mail: susanna_csh@163.com.

three very broadband seismograph data, it is considered that the lateral heterogeneous or anisotropic media of the earth is the main cause of the difference. These free oscillation information can be used in the study of the earth's internal structure and help to make a more detailed earth model.

Keywords: M2166 seismograph; Earth Free oscillation; Spherical oscillation; Power spectral density

0 引言

大地震激发的地震波信息非常丰富,除产生涉及地球局部运动的体波和面波外,还能激发全球规模的维持数天的地球自由振荡^[1],目前地球自由振荡信息的研究已成为探查地球内部结构的重要手段之一。影响地球自由振荡的因素有很多,如地球物理学结构横向不均匀性及径向不均匀性、地球自转、地球椭率、地球内部各向异性、非弹性以及震源机制性质,还有地球外界如潮力等。通过研究地球自由振荡信息可以更好地认识地球内部结构及其相应的动态过程,对地球模式进行检验和修正,得到更精细的地球模型^[2-3],从而为地震学和地震预报研究等工作中的一些反演和理论计算奠定良好基础。

1882年 Lamb^[4]详细讨论了均匀球体简单模型下的自由振荡模式分布规律,1911年 Love^[5]计算得到了地球球形振荡的固有周期。最早对地球自由振荡的准确观测是在1960年智利 M_s 8.3 地震后, Benioff 小组和 Ness 等分别用 Isabella 应变仪和 Lacoste-Romberg 重力仪进行严格的滤波和去除固体潮影响后实现的^[6-7],两套观测结果非常吻合并与理论值相当一致,确认了长周期自由振荡的存在。

随着计算机系统的不断更新以及各种地震仪器的不断发展与更新,不仅可以在形变仪器上观测到自由振荡的存在,在长周期的测震仪器上也实现了自由振荡波的观测。在我国,吕永清等^[8]1997年运用他们研制的超宽频带数字地震仪记录的1994年6月9日玻利维亚 M_s 7.8 地震资料展示了地球自由振荡信息,在中国开展了运用地震仪记录的地震资料研究地球自由振荡的先河,而后万永革等人^[9-10]对2001年昆仑山口西8.1级地震和2004年苏门答腊安达曼大地震所激发的地球自由振荡进行研究,在没有进行去固体潮的前提下对CDSN台网数据进行功率谱分析,所提取的振型与PREM模型的理论球型自由振荡周期误差很小,通过研究发现地球自由振荡记录包含了大量震源机制和地震位置的信息,可用于地震震源破裂参数的精细研究。

泉州基准地震台清源山山洞安装的 Metrozet M2166-VBB (以下简称 M2166) 超宽频带地震仪,拥有 360 s~15 Hz 的速度带宽,具有记录地球自由振荡信息的能力。自2013年10月安装以来仪器性能良好,积累了一定数量的数字地震数据资料可供研究,目前 M2166 地震仪在国内安装较少,还没有利用该仪器获取地球球型振荡的研究,本文将采用功率谱密度方法对该仪器记录的7个 $M_s \geq 8.0$ 级地震(包括5个浅源地震和2个深震)震后5天的资料进行初步分析,得到仪器记录的地球球型振荡信息。

1 仪器简介和资料处理方法

M2166 超宽频带三分向地震计安装于泉州市清源山山脚下的山洞内,台站基岩为二长花岗岩。洞口高程约海拔高程 78 m,洞顶覆盖最厚 52.5~95.5 m,清源山观测站周围环境相对安静。该地震计采用一体化三分向传感器,与电子模块和 Q330HRS 记录器组成地震观测系统,系统采用 100 Hz、40 Hz、1 Hz、0.1 Hz 四种采样率同时进行记录,本文主要对采样率为 0.1 Hz 的 VHZ 垂直通道速度记录进行研究,该通道的系统灵敏度为 4.03×10^7 (count/mm/s),噪声的功率谱概率密度函数(PDF)分布图见图1,从图中可见,该通道在观测频段内特别是低频段具有良好的噪声水平。

本文对观测以来的7个 $M_s \geq 8.0$ 地震震后5天 VHZ 通道(采样率 0.1/s)的数据在未对固体潮进行处理的情况下提取地球球型振荡信息,地震列表和分布分别见表1和图2,其中2018年8月19日斐济群岛地区和2015年5月30日日本地震为深源地震,其余均为浅源地震(下文中提到的相应地名的地震,不再重复说明三要素等信息,均指表格中地震)。

本文采用功率谱密度估计方法获取球型自由振荡振型的频率,定义为记录到的 VH 频段 Z 分向波形资料的自相关函数 R_n 的 Fourier 变换,即:

$$S_k = \sum_{n=0}^{N-1} R_n e^{-i \frac{2\pi k n}{N}} \quad k=0, 1, 2, \dots, N-1 \quad (1)$$

式(1)中,自相关函数 R_n 可用下式表示:

$$R_n=\frac{1}{N}\sum_{j=0}^{N-1}x_jx_{j+n}\quad n=-(N-2),-(N-1),\cdots,-1,0,1,\cdots,N-2,N-1$$

(2)

式(2)中, N 为所有数据的数目, x 为观测系统记录的 VH 频段 Z 分向的数据, S_k 为功率谱密度

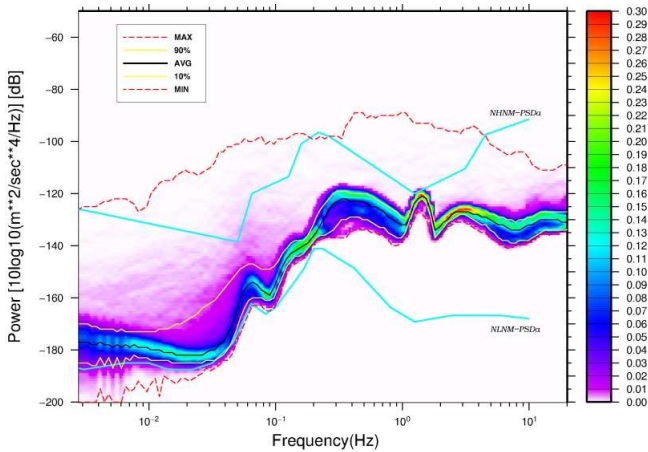


图 1 M2166 地震仪噪声 PDF 分布图

Fig.1 Noise PDF distribution of M2166 seismometer

离散值, 它所对应的频率值运用 VH 通道的采样率 0.1 Hz 乘以序列号 k 确定, 这样就得到了 VH 频段 Z 分向的功率密度估计, 为了消除数据不能无限长而必须加窗造成的对功率谱密度估计的影响, 本研究采用 Hanning 窗来抑制旁瓣, 突出主瓣。

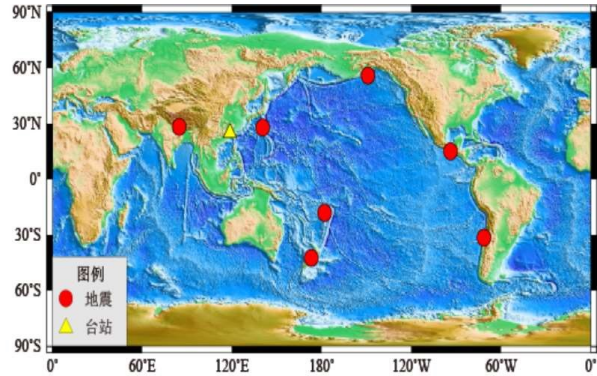


图 2 所研究地震与台站的位置

Fig.2 Location of earthquakes and seismic station

表 1 地震信息列表

Table 1 List of seismic information

序号	发震日期	震级/ M_s	纬度/ $(^\circ)$	经度/ $(^\circ)$	深度/km	参考位置	震中距/km	方位角/ $(^\circ)$
1	2018-08-19	8.1	-18.08	-178.06	570	斐济群岛地区	75.18	124.88
2	2018-01-23	8.0	55.96	-149.13	10	阿拉斯加湾	70.77	65.50
3	2017-09-08	8.2	15.05	-93.90	20	墨西哥沿岸近海	128.97	94.09
4	2016-11-13	8.0	-42.53	173.05	10	新西兰	84.07	143.23
5	2015-09-17	8.2	-31.60	-71.60	20	智利中部沿岸近海	168.84	109.19
6	2015-05-30	8.0	27.9	140.5	690	日本	19.8	81.43
7	2015-04-25	8.1	28.2	84.7	20	尼泊尔	30.39	276.13

2 分析结果

按照前面的方法, 得到泉州地震台 M2166 地震仪 VH_Z 通道记录的 7 个地震的功率谱密度估计, 并与 PREM 模型的理论自由振荡周期进行对比, 为了更好地进行说明, 将 $0.75\times10^{-3}\sim8.1\times10^{-3}$ Hz 的分析结果分为 9 个频段进行介绍, 结果见图 3~图 11。各图件虚线上方的数值表示的是 PREM 模型的理论自由振荡振型, 红色虚线表示基频振型的理论频率值, 蓝色虚线表示谐频振型的理论频率值, 图中的尖峰(凸起)所对应的频率值即为实际记录到的自由振荡频率值。值得注意的是, 功率谱不包含相位信息, 不涉及仪器的相位响应。因此虽然地震仪器的振幅响应使低频端功率谱密度有所降低, 但通过分析可见, 在低频端也能明显

分辨出地球自由振荡的振型。

在研究的最低频段 $0.26\times10^{-3}\sim0.75\times10^{-3}$ Hz(图 3)中, 只有深震斐济能记录到 δS_4 振型, 其余的振型信息与仪器本身的噪声并不能很好地进行区分。这可能与仪器幅频特性的限制、背景噪声影响以及震级的大小有关。

在 $0.75\times10^{-3}\sim1.2\times10^{-3}$ Hz 频段(图 4)新西兰、墨西哥、斐济三个地震可获取较多振型, 其中 δS_6 振型识别最为清晰, ${}_3S_1$ 、 ${}_3S_2$ 和 ${}_3S_4$ 三个谐频振型在墨西哥地震和斐济地震中可识别, 但信噪比不高。阿拉斯加湾、尼泊尔、日本深震在该频段的自由振荡信息几乎淹没在噪声中, 不可识别。

在 $1.2\times10^{-3}\sim2.0\times10^{-3}$ Hz 频段(图 5 和图 6)随着频率的增加, 自由振荡信息与噪声的信噪比更好, 多数记录的自由振荡信息强度明显高于仪器

本身的噪声,在该频段大部分基频振型可被识别,但部分振型与 PREM 模型理论值有所偏离,最明显的为智利地震记录到的 ${}_0S_8$ 振型,偏离率达到 0.63% (观测值 1.413×10^{-3} Hz, 理论值 1.422×10^{-3} Hz),这可能是由于地球介质的横向不均匀性或各向异性导致台站不同方位上的地震振荡频率值有所偏差;斐济深震对该频段的谐频振型 ${}_2S_4$ 记录最为清晰、准确。日本深震记录的自由振荡信息信噪比在所

研究的 7 个地震中最低,从 ${}_0S_{12}$ 开始才能显著识别,这可能与深源地震到达地表的能量相对于浅源地震较小,激发效果也会差一些有关,所研究的日本深震与斐济深震,震源深度分别为 690 km 和 570 km,日本地震深度更深同时震级略小(日本 8.0 级、斐济 8.1 级),因此可能造成其所携带的自由振荡信息上识别更不清晰,但由于积累的震例有限,还有待进一步验证研究。

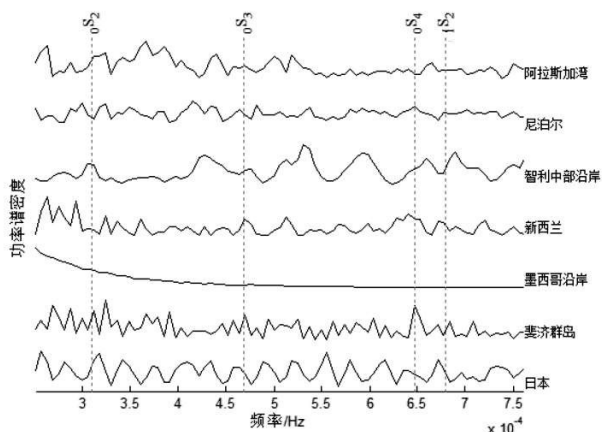


图 3 $0.26 \times 10^{-3} \sim 0.75 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.3 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $0.26 \times 10^{-3} \sim 0.75 \times 10^{-3}$ Hz

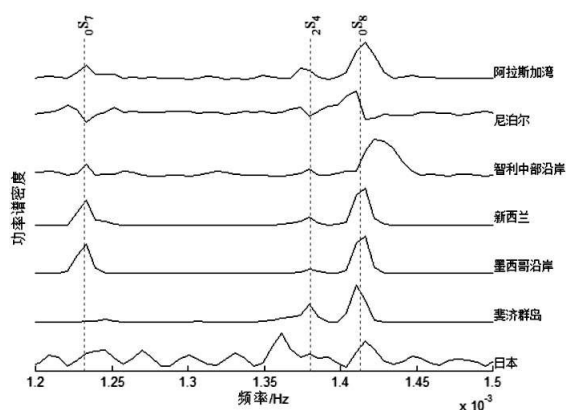


图 5 $1.2 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.5 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $1.2 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ Hz

在 $2.0 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$ Hz 频段(图 7 和图 8) 各球型自由振荡振型的识别更加清晰,与理论值的偏差更小,多数振型的偏差小于 0.1%,同时日本深震各振荡振型在该频段也可识别。在 ${}_2S_8$ 谐频振型的记录上智利、新西兰、墨西哥、斐济地震均无法识别到,阿拉斯加湾和尼泊尔地震有记录但较为模糊,日本深震在该振型的记录上最为清晰、准确。

在 $3.5 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$ Hz 频段(图 9)多数振型识别清晰,观测值与 PREM 模型理论值的偏差多数

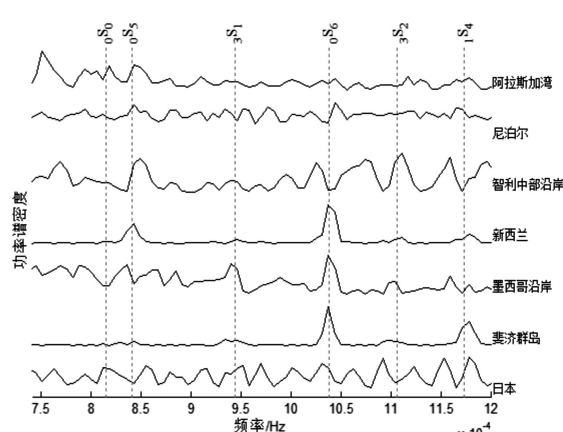


图 4 $0.75 \times 10^{-3} \sim 1.2 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.4 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $0.75 \times 10^{-3} \sim 1.2 \times 10^{-3}$ Hz

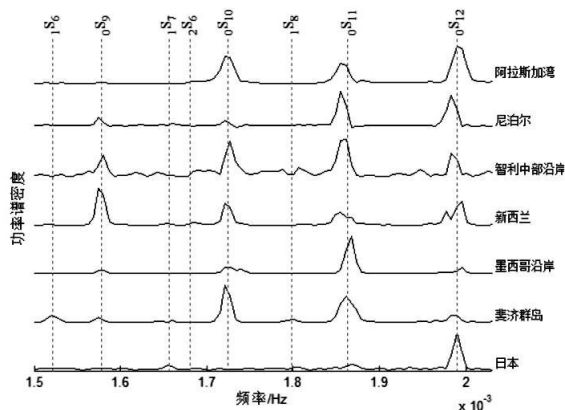


图 6 $1.5 \times 10^{-3} \sim 2.0 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.6 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $1.5 \times 10^{-3} \sim 2.0 \times 10^{-3}$ Hz

小于 0.1%,但也有个别振型记录不佳,如阿拉斯加湾地震的 ${}_0S_{40}$ 偏差较大(观测值 4.694×10^{-3} Hz, PREM 模型理论值 4.71×10^{-3} Hz, 偏离率为 0.34%)、 ${}_0S_{42}$ 振型无法记录到,这可能是与地球介质的横向不均匀性或各向异性有关。

在 $5.0 \times 10^{-3} \sim 6.5 \times 10^{-3}$ Hz 频段(图 10),由于越高频的自由振荡波衰减越快,各个振型频率点的信噪比相对于 3.5×10^{-3} Hz~ 5.0×10^{-3} Hz 频段较小,部分振型的观测值与 PREM 模型理论值有所偏离,

甚至地球球型振荡的频率不能很清晰地分辨,如智利的 ${}_0S_{44}$ 和 ${}_0S_{45}$ 等。对于所研究的斐济和日本两

个深源地震在该频段多个振型记录不到,或者偏差较大,浅源地震总体记录比深源地震好。

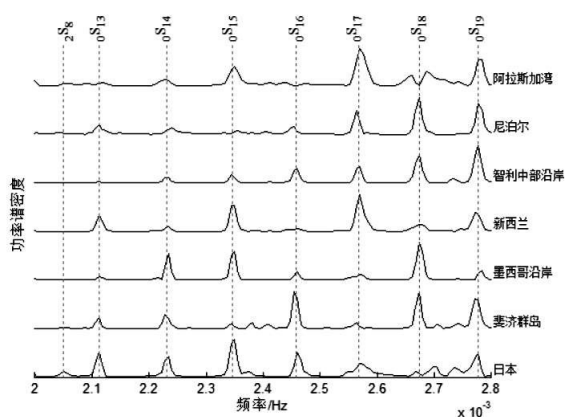


图 7 $2.0 \times 10^{-3} \sim 2.8 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.7 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $2.0 \times 10^{-3} \sim 2.8 \times 10^{-3}$ Hz

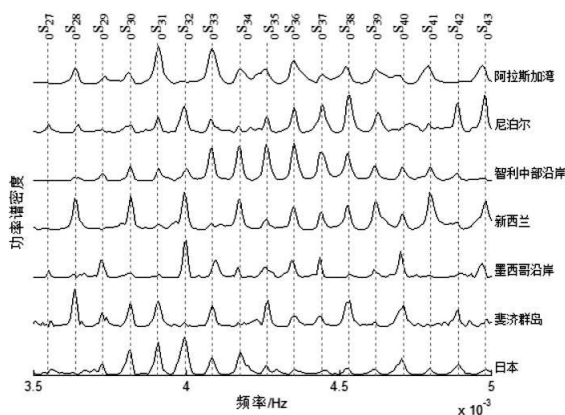


图 9 $3.5 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.9 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $3.5 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$ Hz

在 $6.5 \times 10^{-3} \sim 8.1 \times 10^{-3}$ Hz 频段(图 11),地震数据的功率谱密度曲线基本能反映球型基型振荡振型频率,与上一频段频率的对应情况相比,信噪比更低、与 PREM 模型理论频率值偏离更大,这主要是由于高频的振型对地球的穿透能力差,在传播过程中衰减较快引起的。深源地震的记录情况比浅源地震差,与上频段相似。

在以上对各个频率段的计算结果中,我们发现不同地震在同一频段内,功率谱密度幅度的高低值分布并不具有显著的一致性,如图 8 在 $2.8 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$ Hz 频段,尼泊尔在 ${}_0S_{25}$ 、 ${}_0S_{26}$ 频率值上具有较高幅值,但智利中部地震却在 ${}_0S_{25}$ 、 ${}_0S_{26}$ 频率值上幅值相对较低,同时阿拉斯加湾 ${}_0S_{23}$ 的幅值在该时段内相对较高,但尼泊尔该频率点的幅值却相对较低,为了进一步探究这种现象产生的原

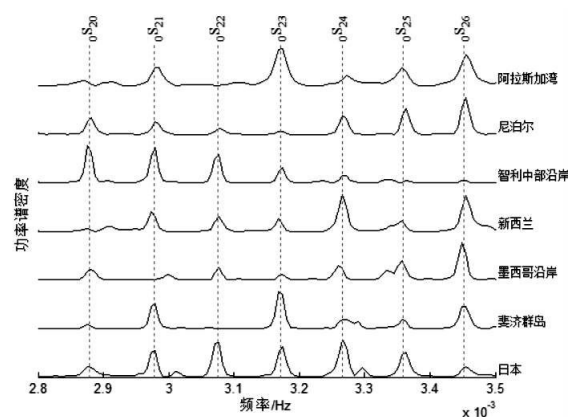


图 8 $2.8 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.8 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $2.8 \times 10^{-3} \sim 3.5 \times 10^{-3}$ Hz

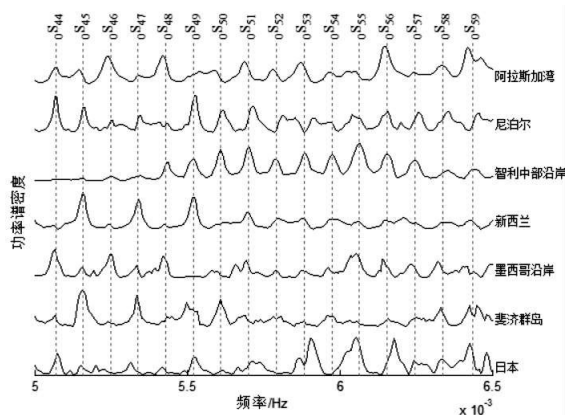


图 10 $5.0 \times 10^{-3} \sim 6.5 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.10 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $5.0 \times 10^{-3} \sim 6.5 \times 10^{-3}$ Hz

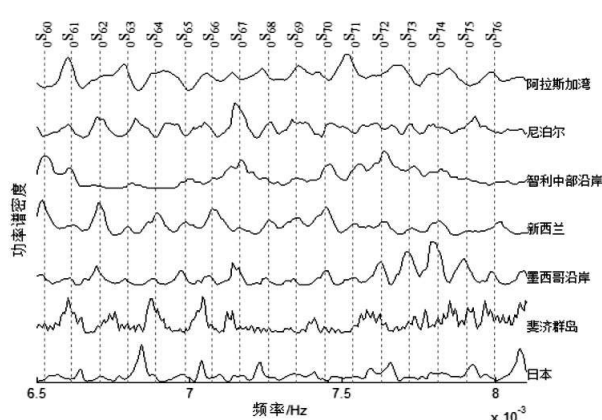


图 11 $6.5 \times 10^{-3} \sim 8.1 \times 10^{-3}$ Hz 功率谱密度估计曲线

Fig.11 Power spectral density estimation curve in the frequency band of $6.5 \times 10^{-3} \sim 8.1 \times 10^{-3}$ Hz

因,我们采用同济大学在泉州清源山洞内安装的 CMG-3T 超宽频带地震仪(与泉州台 M2166 地震仪同台址)和在新疆温泉台安装的 M2166 超宽频带地震仪(两套仪器的信息见表 2)记录到的阿拉斯加湾和墨西哥湾地震数据进行分析(典型频段图件见图 12),发现同一地震,在所研究的各个频段

内,同一地点的仪器具有基本相同的功率谱密度能量分布,不同地点则存在差异。这就说明自由振荡信息在各个频段的能量分布情况很大程度取决于地震相对于台站的位置,造成这种现象的原因可能是由于地球的椭率、横向不均匀性或各向异性等。

表 2 进行对比分析的 2 套地震仪

Table 2 Two seismographs for comparative analysis				
地震计型号	数采型号	安装时间/(年-月)	安装地点	安装单位
CMG-3T (360 s)	CMG-DM24S3EAM	2015-08	泉州清源山洞	同济大学
M2166	Q330HRS	2016-03	新疆温泉台	同济大学

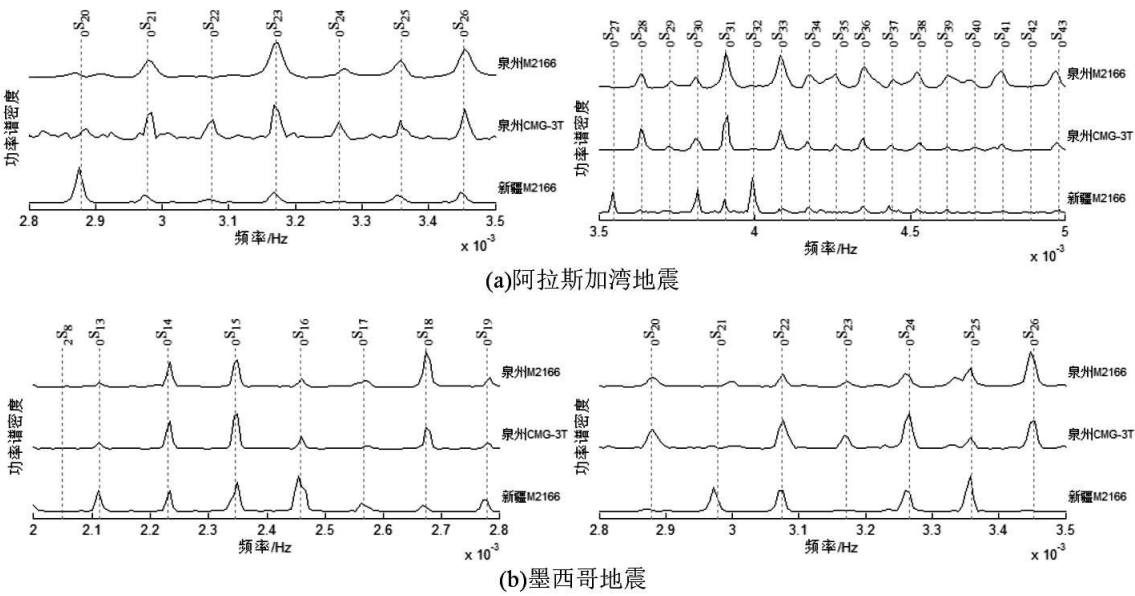


图 12 3 套地震仪记录的部分自由振荡信息对比

Fig.12 Comparison of partial free oscillation information recorded by three seismographs

3 结语

利用泉州基准地震台 M2166 超宽频带地震仪 VHZ 通道记录的 7 个 $M_s \geq 8.0$ 级地震震后 5 天的数据资料,在未对数据进行固体潮处理的情况下进行地球球型振荡信息的提取,检测到了基频振型 ${}_0S_4 \sim {}_0S_{76}$,各基频球型振荡的功率谱观测结果与 PREM 模型给出的球型振荡频率值吻合较好,并且还检测到 ${}_3S_2$ 、 ${}_1S_4$ 、 ${}_2S_4$ 、 ${}_2S_8$ 等谐频振型。这反映了泉州基准地震台安装的 M2166 地震仪运行状态良好,也表明了本次自由振荡的研究过程是成功的。实际观测值和 PREM 理论模型下的理论振荡频率的偏差很大程度是由于同一地层的地球介质并不像理想地球模型一样是均匀、各向同性的,利用反演方法研究这种差异性,可以进一步对内部结构提供一定约束,同时利用观测值谱峰所对应的

频率值可以用来确定球面上的平均地幔结构。
在所研究的较低频段记录较差的原因与仪器幅频特性的限制、背景噪声影响以及震级的大小有关,在较高频段记录较差是由于高频振荡波对地球的穿透能力差,在传播过程中衰减较快引起,我们也将在下一步的研究中继续改进方法,力求获得更多可靠振型。
所研究的地震中,不同地震在同一频段内,功率谱密度能量分布不一致,通过相同台址不同仪器和相同型号仪器在不同地点记录的 2 个地震的分析,发现自由振荡信息在各个频段的能量分布情况很大程度取决于地震相对于台站的位置,造成这种现象的原因可能是由于地球的椭率、横向不均匀性或各向异性等。
深源地震记录的基频振型较少,如日本地震在在 ${}_0S_{12}$ 开始才能进行显著识别,在 ${}_0S_{99}$ 之后的振

型就无法识别,这可能与深源地震到达地表的能量相对于浅源地震较小,激发效果也会差一些有关,就所选取的几个地震记录谐频振型的情况来看,深源地震比浅源地震记录的谐频振型多,且在记录上更为清晰,但由于所选取的样本有限,还有待进一步积累地震资料进行验证。

目前随着对自由振荡问题探讨的逐渐深入,自由振荡观测资料除了能为地球结构问题的研究提供约束条件外,还可以用来研究震源过程,鉴别慢地震^[11]等。值得注意的是除了地震可以激发地球的自由振荡外,目前的研究表明,还有许多其他因素,如大气扰动和随季节变化的大气压力变化,也可引起地球的自由振荡,因此,本研究记录到的某些振荡可能含有其他激发源的影响。

参考文献:

- [1] 傅承义,陈运泰,祁贵仲. 地球物理学基础[M]. 北京:地震出版社,1985.
- [2] 严珍珍,张怀,杨长春,等. 地震激发的地球自由振荡研究综述[J]. 地球物理学进展,2008,23(3): 686-693.
- [3] 严珍珍,张怀,杨长春. 地震激发地球自由振荡过程的数值模拟初步探索[J]. 地球科学进展,2008,23(10):19-25.
- [4] Lamb H. On the vibrations of an elastic sphere[J]. London Mathematical Society, 1882, 14:50-56.
- [5] Love A E H. Some Problem of Geody namics[M]. London: Cambridge University Press, 1911:176-181.
- [6] Ness N R, Harrison C T, Slichter L B. Observation of the free oscillation of the earth [J]. J Geophys Res, 1961, 66: 621-629.
- [7] Benioff H, Press F, Smith S. Excitation of the free oscillations of the earth by earthquakes [J]. J Geophys Res, 1961, 66: 605-619.
- [8] 吕永清,蔡亚先,周云耀. 用 JCZ-1 超宽频带数字地震仪观测地球自由振荡 [J]. 地壳形变与地震, 1997, 17(3): 103-105.
- [9] 万永革,盛书中,周公威,等. 中国数字地震台网记录的苏门答腊—安达曼地震激发的地球球型自由振荡的检测[J]. 地震学报, 2007, 29(4): 369-381.
- [10] 万永革,周公威,郭燕平. 中国数字地震台网记录的昆仑山口西地震的球型自由振荡 [J]. 地震, 2005, 25(1): 31-40.
- [11] Suda N, Nawa K, Fukao Y. Earth's background free oscillations[J]. Science, 1998, 279: 2089-2091.