

gPhone 重力仪的面波频段响应实测研究*

李航¹, 陈晓东^{1,2,✉}, 徐建桥¹, 孙和平^{1,2}, 韩宇飞³

(1. 中国科学院精密测量科学与技术创新研究院 大地测量与地球动力学国家重点实验室, 湖北 武汉 430077;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国地震台网中心, 北京 100045)

摘要: 以中国大陆构造环境监测网络昆明台和恩施台 gPhone 相对重力仪连续重力潮汐观测数据为基础, 研究了 gPhone 重力仪在 1 mHz 以上频段的高频响应。从瑞利面波角度获得 gPhone 重力仪的高频响应, 并且通过与同址观测的 STS-1 地震仪 LHZ 分量数据进行对比, 验证了 gPhone 重力仪高频观测结果的可靠性。对比从 gPhone 重力仪和 STS-1 地震仪观测数据中提取到的面波波形和群速度频散曲线, 发现昆明台两类仪器观测到面波信号的振幅和相位都较为一致, 而恩施台仅振幅较为一致, 相位上存在较明显差异, gPhone 重力仪记录的面波信号在各频段存在不同的时间延迟。用两类仪器观测数据获得了大地震激发的自由振荡, 结果表明两类仪器观测到的基频球型模态自由振荡的频率和振幅都吻合较好, 进一步验证了 gPhone 重力仪对高频频段信号振幅响应的可靠性。以上研究结果表明: 利用 gPhone 重力仪能够准确地观测到大地震激发的面波和自由振荡等高频信号的振幅, 但在记录信号的相位信息时, 有些仪器会有相位偏移产生, 如果研究中需要考虑信号的相位, 则必须获得仪器相位偏移量, 再进行仪器相位校正。

关键词: 高频响应; gPhone 重力仪; STS-1 地震仪; 面波; 仪器相位校正

中图分类号: P315.63 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0666(2021)01-0033-08

0 引言

中国大陆构造环境监测网络(简称“陆态网络”)在大陆地区布设了 30 个连续重力观测台站, 均使用 gPhone 重力仪, 主要用来监测中国大陆重力场连续重力变化(甘卫军等, 2012)。gPhone 重力仪观测数据的采样率为 1 Hz, 不仅可用来研究长周期重力变化, 也能研究高频重力信号, 如地震激发的各种地震波信号(周磊等, 2013; 张苗苗, 2016; 周江林, 沈萍, 2016)。高频重力信号中地震激发的面波和自由振荡信号主要在 1 mHz 以上, 可以用来反演地球内部结构, 但是目前还没有研究人员使用 gPhone 重力仪观测数据提取的高频重力信号进行地球内部结构反演, 可能是由于此类仪器此频段的噪声水平较

高, 导致记录到的高频信号的信噪比较低。地震仪观测到的地震激发的面波信号可用来反演地壳和上地幔剪切波速度(Huang *et al*, 2003; Li *et al*, 2013; 黄忠贤等, 2014), 而观测到的自由振荡信号则可用来反演下地幔的体波速度和物质密度(Gilbert, Dziewonski, 1975; He, Tromp, 1996; de Wit *et al*, 2014)。如果想利用 gPhone 重力仪观测的高频信号进行地球内部结构反演, 必须要对 gPhone 重力仪对高频信号的响应进行测定或验证。对于地震仪观测数据, 可以利用已有的仪器响应文件进行仪器响应改正(Steim, 2015), 因此可认为地震仪观测的高频信号为真实信号, 所以可用地震仪与 gPhone 重力仪同时同址观测到的高频信号进行对比, 对 gPhone 重力仪的高频响应进行验证。

本文基于陆态网络昆明台和恩施台 gPhone 重

* 收稿日期: 2019-09-17.

基金项目: 国家自然科学基金(41974023, 41674083, 41804078, 41874094)和中国科学院重点部署项目(KFZD-SW-428)联合资助。

第一作者简介: 李航(1987-), 博士后, 主要从事地球背景噪声研究. E-mail: lihang@asch.whigg.ac.cn.

✉ 通讯作者简介: 陈晓东(1975-), 副研究员, 主要从事重力固体潮汐研究. E-mail: chenxd@asch.whigg.ac.cn.

力仪数据和各自同址观测的 STS-1 地震仪数据,使用中等地震和大地震激发的面波信号,研究在 1 mHz 以上高频频段 gPhone 重力仪对面波振幅和相位的影响,并利用大地震激发的自由振荡信号进一步验证 gPhone 重力仪对高频信号的振幅响应。

1 研究方法及数据处理

1.1 研究方法

gPhone 重力仪观测高频信号的可靠性可通过信号的振幅和相位进行验证,但考虑到不同台站的仪器运行状况不同,需要根据实测数据对每台 gPhone 重力仪在 1 mHz 以上高频频段的振幅和相位响应进行具体分析。前人一般是通过大地震激发的自由振荡信号来进行验证(周磊等, 2013; 周江林, 沈萍, 2016),但自由振荡是一种驻波,只能用来分析仪器对信号振幅的影响,很难用来探究仪器对信号相位的影响。考虑到 gPhone 重力仪采样频率为 1 Hz,可以分析的信号最高频率为 0.5 Hz;同时地震学中相位(走时)有关的行波包括面波和体波,而在 1 mHz ~ 0.5 Hz 主要为面波信号,分为瑞利面波和勒夫面波。gPhone 重力仪相当于垂直分量的地震仪,只能观测到瑞利面波,而无法观测到勒夫面波。因此,本文选取瑞利面波信号验证 gPhone 重力仪在 1 mHz 以上频段对信号相位的影响,并使用与 gPhone 重力仪同址的 STS-1 地震仪的观测结果来进行对比验证。STS-1 地震仪经过仪器响应测试,可以使用仪器响应文件准确扣除仪器对面波信号振幅和相位的影响,得到真实的地面运动情况。

1.2 数据处理

昆明台的 gPhone 重力仪代码为 YNKMI,同址观测的 STS-1 地震仪代码为 KMI;恩施台的 gPhone 重力仪代码为 HUBES,同址观测的 STS-1 地震仪代码为 ENH。两个台站的两类仪器位置均比较接近,昆明台相距约 3 km,恩施台相距约 1 km,在具有全球分布特征的长周期面波和自由振荡信号的研究中可认为是同址观测。由于 gPhone 重力仪数据采集系统使用的是北京时间,需要移动 8 个小时调整到格林尼治时间,以保证和 STS-1 地震仪数据记录时间同步。两类仪器的数据采样频率均为 1 Hz。

利用两类仪器同址观测记录获得的面波和自由振荡两种信号进行对比,STS-1 地震仪的观测结果验证 gPhone 重力仪的高频响应。对于短周期面波,选取的地震事件为 2016 年 11 月 25 日新疆 M_w 6.6 地震,震中位置为 (39.27°N, 74.14°E),震源深度为 19.1 km;对于长周期面波和自由振荡信号,选取的地震事件为 2015 年 9 月 16 日智利 M_w 8.3 地震,震中位置为 (-31.13°N, -72.09°E),震源深度为 17.4 km。

在提取面波和自由振荡信号之前,需要对观测数据进行处理。gPhone 重力仪观测数据的处理过程为:①通过线性拟合去除均值和仪器漂移;②去除大气影响,采用经验大气重力导纳值(-3.0 nm/s²/mbar)扣除气压影响;③去除固体潮等长周期成分,采用四阶零相移巴特沃斯滤波器进行带通滤波;④进行群速度频散曲线的提取和自由振荡的计算。STS-1 地震仪观测数据的处理过程为:①采用线性拟合去除均值和仪器漂移;②利用仪器响应文件去除仪器对观测信号振幅和相位的影响,并同时观测结果转换成加速度值,以便和 gPhone 重力仪的结果进行对比;③同样采用四阶零相移巴特沃斯带通滤波器进行带通滤波扣除固体潮等长周期信号;④进行群速度频散曲线的提取和自由振荡信号的计算。从两类仪器的数据处理过程可以看出,gPhone 重力仪观测数据没有进行仪器响应校正,而 STS-1 地震仪观测数据进行了仪器响应校正,这是两类仪器观测结果差异的主要原因。

2 计算结果及分析

2.1 基于面波信号的 gPhone 重力仪高频振幅和相位响应验证

gPhone 重力仪和 STS-1 地震仪记录到的新疆 M_w 6.6 地震激发的面波信号,经带通滤波(通带范围 5 ~ 100 s)后的波形如图 1 所示。由图 1 可以看出,昆明台和恩施台两类仪器记录到的面波波形基本一致,振幅大小也十分接近,说明 gPhone 重力仪在该频段的振幅响应是可靠的。图 1 中零时刻为发震时刻,恩施台两类仪器记录到的面波波形最大振幅对应时刻约为 1 250 s,对应的震中距

为 3 362 km, 可计算得到沿震中至恩施台所在大圆路径传播的面波平均速度约为 2.69 km/s; 而昆明台两类仪器记录到的面波最大振幅对应的时刻约为 1 100 s, 对应的震中距为 3 099 km, 可求得沿震中至昆明台所在大圆路径传播的面波平均波速约

为 2.82 km/s。由以上分析可知, 沿震中至恩施台面波传播路径的平均群速度值要小于沿震中至昆明台, 由于地震波的传播速度与内部结构有关, 因此传播速度的差异反映了传播路径上地球内部结构的各向异性。

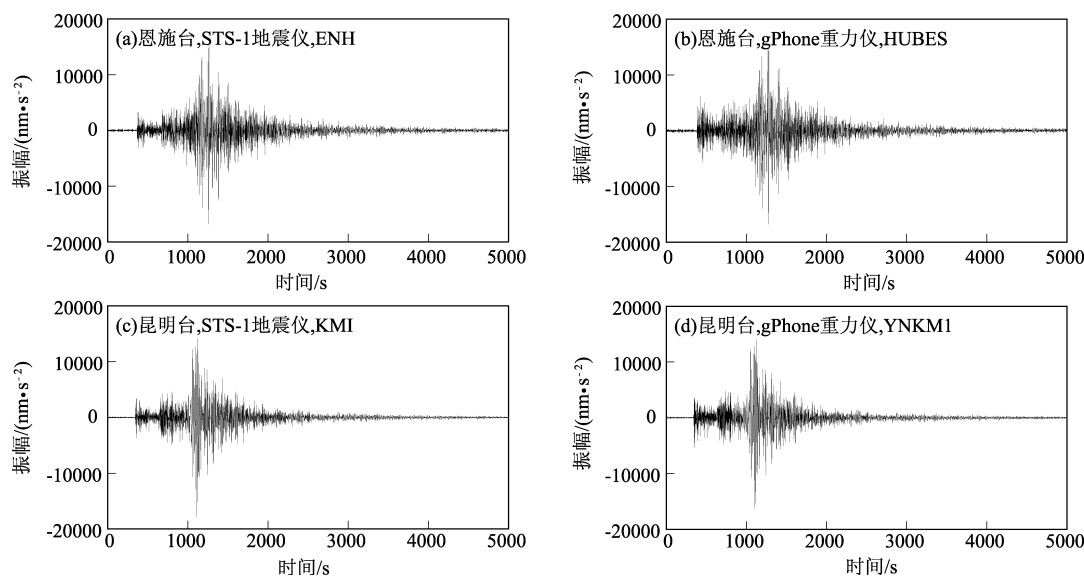


图 1 2016 年新疆 $M_w 6.6$ 地震激发的短周期面波信号

Fig. 1 Short period surface waves excited by the Xinjiang $M_w 6.6$ earthquake in 2016

获得了面波信号之后, 可进一步提取面波群速度频散曲线, 比较两类仪器观测到的面波群速度随频率的变化。本文采用多重滤波方法计算面波群速度频散曲线 (Dziewonski *et al*, 1969; Levshin *et al*, 1972), 并采用 Herrmann (2013)

开发的 CPS (Computer Program in Seismology) 程序包提取面波群速度频散曲线, 结果如图 2a, c 所示。图 2b, d 分别表示两个台站两类仪器提取到的群速度频散曲线的差值。从图 2a 可以看出, 恩施台两类仪器提取得到的群速度频散曲线形状

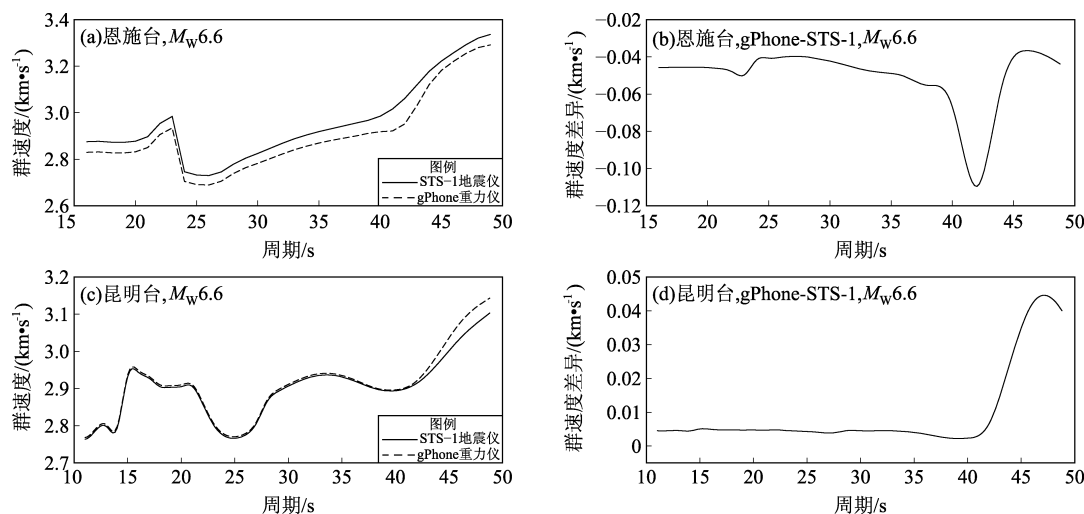


图 2 由图 1 中短周期面波信号提取得到的群速度频散曲线

Fig. 2 Group velocity dispersion curves extracted from short period surface waves shown in Fig. 1

基本一致,但群速度值存在明显差异。在相同周期处,利用 STS-1 地震仪测得的群速度值明显大于 gPhone 重力仪的结果。由图 2b 可知,两类仪器测得的群速度差异在 16 ~ 40 s 约为 -0.05 km/s; 在 40 ~ 45 s 群速度差异较大。由图 2c, d 可知,昆明台两类仪器测得的群速度频散曲线在 11 ~ 40 s 差异很小,小于 0.005 km/s; 在 40 ~ 49 s 差异逐渐增大。由以上分析可知,恩施台两类仪器提取的群速度频散曲线差异明显较大,昆明台两类仪器提取的结果较为吻合,表明昆明台 gPhone 重力仪记录到的面波信号可以用来提取群速度频散曲线,可进一步用于面波层析成像研究。

为了进一步研究 gPhone 重力仪在周期为数百秒

频段的响应问题,本文计算了 2015 年智利 $M_w 8.3$ 地震激发的面波信号。两个台站的两类仪器观测得到的面波信号经过 100 ~ 500 s 带通滤波后的波形如图 3 所示,图中零时刻即为发震时刻。图 3b 中椭圆虚线标记的部分是由于该段数据缺失进行线性插值并经过带通滤波后得到的,该段数据的缺失导致恩施台 gPhone 重力仪无法提取到 420 s 以上更长周期的群速度频散曲线。为了验证 gPhone 重力仪观测面波信号的可靠性,本文只比较两类仪器共同观测频段范围内的面波信号。由图 3 可以发现,除了数据缺失段以外,两个台站的两类仪器记录到的长周期面波振幅均较为一致,表明 gPhone 重力仪在数百秒频段的振幅响应是可靠的。

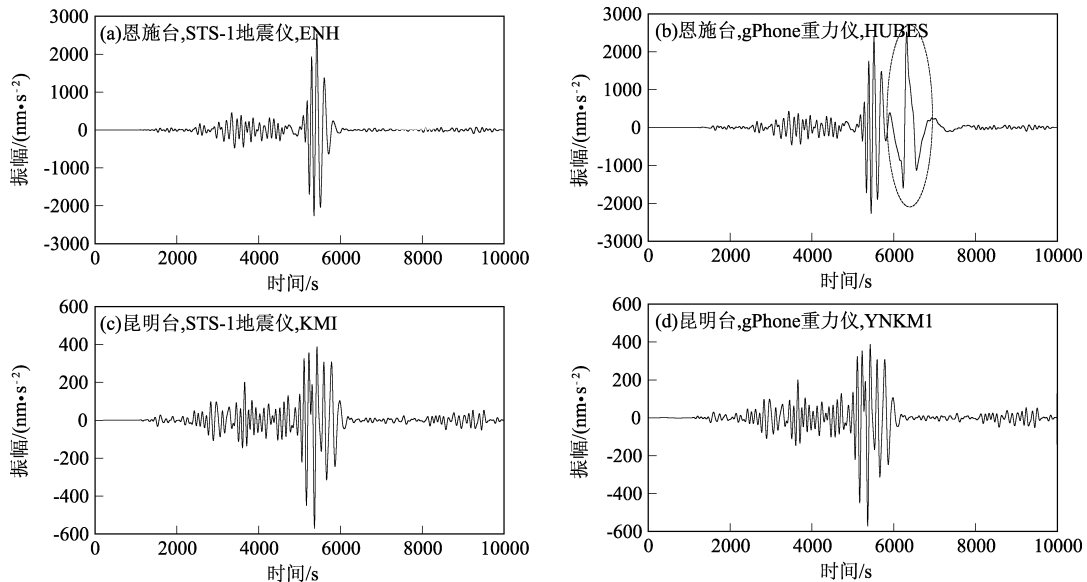


图 3 2015 年智利 $M_w 8.3$ 地震激发的长周期面波信号

Fig. 3 Long period surface waves excited by the Chile $M_w 8.3$ earthquake in 2015

提取智利 $M_w 8.3$ 地震激发的长周期面波群速度频散曲线,结果如图 4a, c 所示。图 4b, d 分别表示 2 个台站两类仪器观测提取到的群速度频散曲线的差值。同样可以发现恩施台两类仪器观测到的群速度值差异较大,而昆明台两类仪器观测结果差异较小。为了研究恩施台两类仪器观测得到的群速度频散曲线差异较大的原因,将图 1 和 3 中面波最大振幅附近窗口内的波形进行放大对比,如图 5 所示。由图可知,恩施台 gPhone 重力仪记录的新疆 $M_w 6.6$ 地震激发的数十秒频段短周期面波信号,存在约 19 s 的时间延迟,而

记录的智利 $M_w 8.3$ 地震激发的面波信号存在约 93 s 的时间延迟。对恩施台 gPhone 重力仪记录的面波信号经过时间校正后的波形如图 5c, d 所示,可以看出恩施台两类仪器记录到的新疆 $M_w 6.6$ 地震的面波信号波形十分吻合,而智利 $M_w 8.3$ 地震的面波波形也基本一致,说明恩施台 gPhone 重力仪对 1 mHz 以上高频频段的信号响应有相位延迟作用。在利用恩施台 gPhone 重力仪研究高频信号时,需要考虑信号相位问题,可采用与地震仪观测结果对比的方法获得仪器相位偏移量,再进行仪器相位校正。

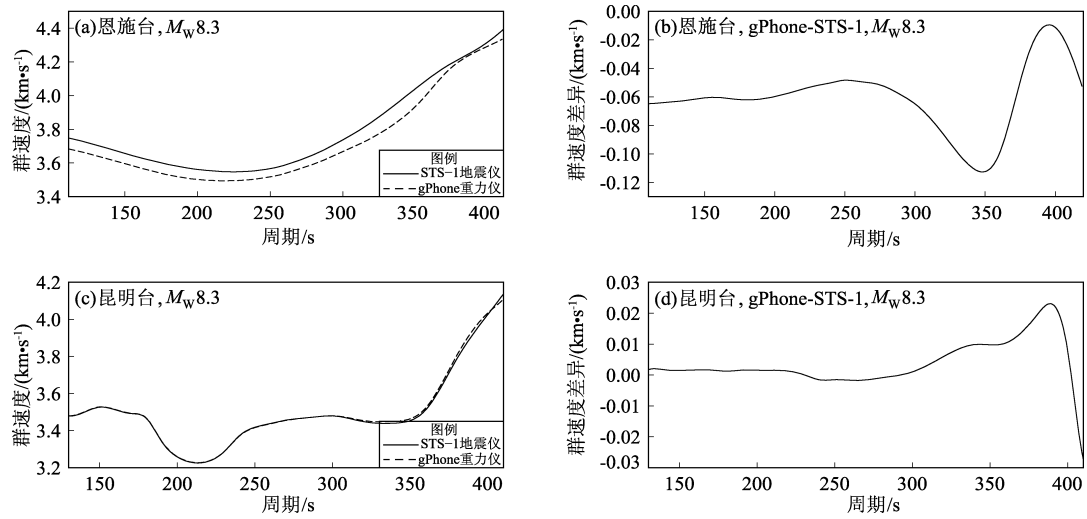


图4 由图3 中长周期面波信号提取得到的群速度频散曲线

Fig. 4 Group velocity dispersion curves extracted from long period surface waves shown in Fig. 3

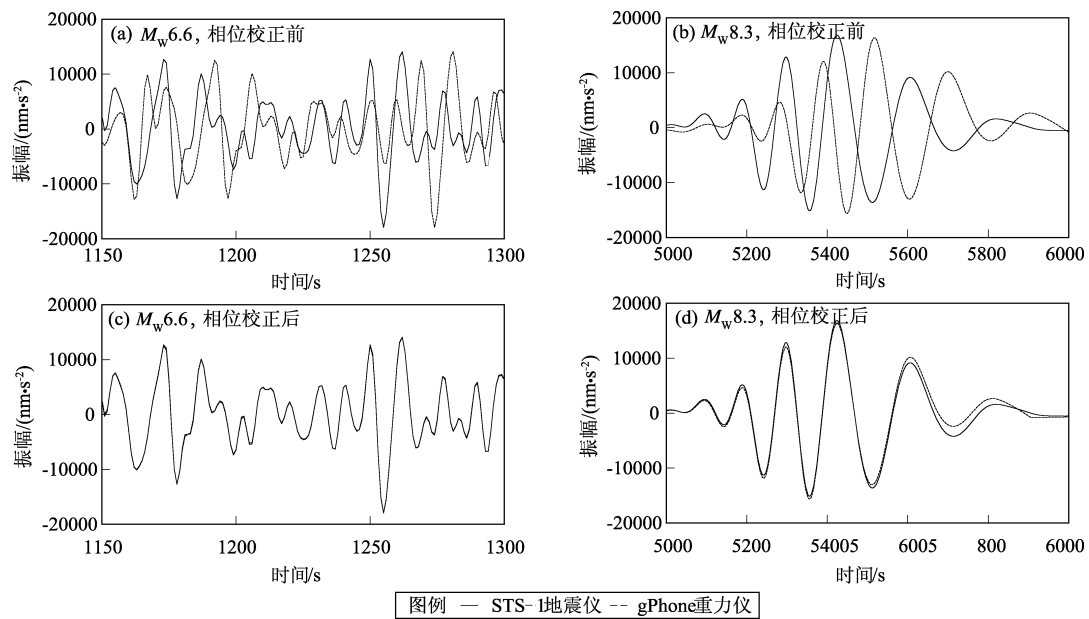


图5 恩施台两类仪器记录到的面波波形对比(经过相位校正前后)

Fig. 5 Comparisons of surface waveforms recorded by two different instruments at the Enshi station (before and after phase - delay corrections)

对恩施台 gPhone 重力仪记录到的面波波形进行时间校正后,同样计算其群速度值,测量得到的群速度频散曲线如图6所示。恩施台 gPhone 重力仪观测结果经过时间延迟校正后能够测量得到与 STS-1 地震仪结果较为一致的群速度频散曲线,说明恩施台 gPhone 重力仪观测到的面波信号经过时间延迟校正后能够用于面波群速度频散曲线的测量。

恩施台 gPhone 重力仪对信号的时间延迟(相位延迟)原因可能来自于仪器传感器或者所使用

的数据采集系统(刘子维等,2010),但考虑到本文研究中发现时间延迟量随频率变化,即数十秒和数百秒面波信号的时间延迟量并不相同,因此笔者认为恩施台 gPhone 重力仪的时间延迟(相位延迟)主要来自于传感器。建议在今后工作中考虑对 gPhone 重力仪进行类似于对地震仪和超导重力仪所进行的仪器响应测试试验,通过测试得到的仪器响应信息可对观测信号进行振幅和相位校正(Van *et al*, 2000; Francis *et al*, 2011)。

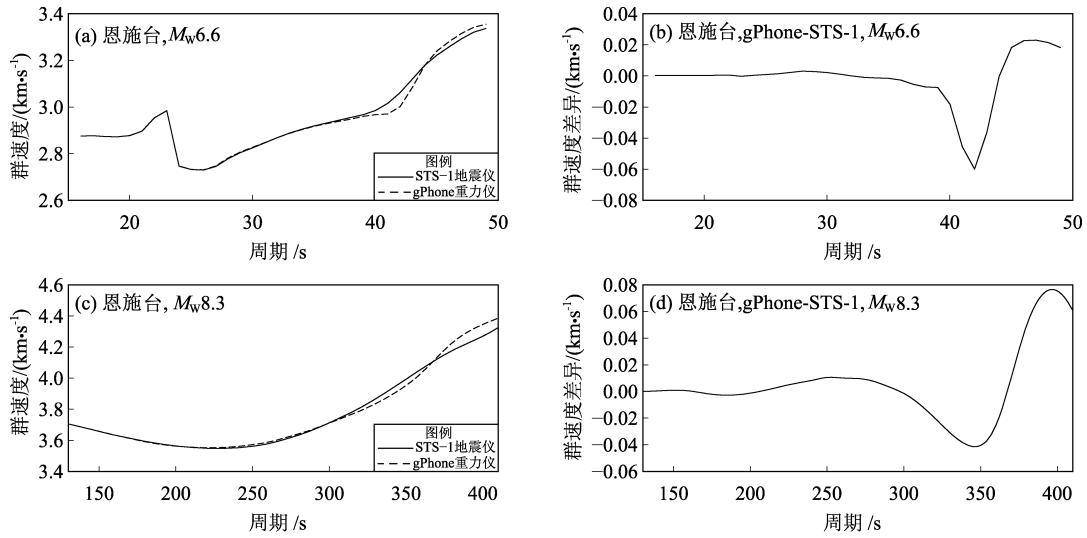


图6 恩施台两类仪器提取得到的面波群速度结果比较 (相位校正后)

Fig. 6 Comparisons of surface wave group velocities for two different instruments at the Enshi station (after phase-delay corrections)

2.2 基于自由振荡信号的 gPhone 重力仪高频振幅响应验证

本文只关注 gPhone 重力仪在大于 1 mHz 频段的高频响应问题,考虑到高频自由振荡信号衰减较快,因此使用了智利 $M_w 8.3$ 地震后 2 ~ 26 h 的数据对 1 mHz 以上的自由振荡信号进行检测。对该时间段内的波形进行带通滤波 (通带范围 1 ~ 10 mHz) 后,直接使用添加汉宁窗的功率谱分析方法提取得到自由振荡信号,其公式为 (张贤达, 2015):

$$PSD(f) = \frac{\Delta t}{NW} \left| \sum_{n=0}^{N-1} x(n)w(n)e^{-i2\pi fn} \right|^2 \quad (1)$$

式中: $PSD(f)$ 为与频率 f 有关的功率谱估计值; $x(n)$ 为待分析时间序列; N 为数据点个数; Δt 为采样间隔; $w(n)$ 为汉宁窗函数; W 为归一化因子,其表达式如下:

$$W = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |w(n)|^2 = \frac{1}{2\pi N} \int_{-\pi}^{\pi} |\hat{w}(\omega)|^2 d\omega \quad (2)$$

式 (1) 中除以归一化因子 W 的目的是保证所得的功率谱估计为渐近无偏 (补偿窗函数造成的能量损失),对于汉宁窗, $W = 0.375$ 。由式 (1) 可知,功率谱估计得到的自由振荡信号只保留了振幅信息,无法得到信号的瞬时相位信息,因此

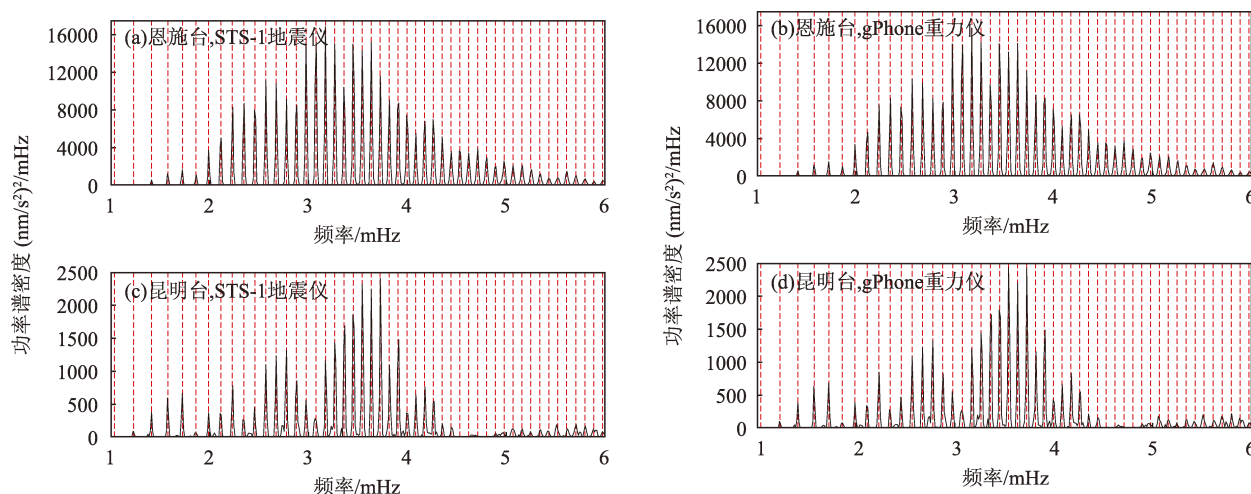
使用自由振荡信号无法对 gPhone 重力仪的相位响应进行验证。

功率谱分析结果如图 7 所示,图中红色竖直虚线表示由 PREM 模型计算得到的基频球型模态本征频率。恩施台和昆明台两类仪器均清晰地观测到智利 $M_w 8.3$ 地震激发的 1 ~ 6 mHz 频段范围内的基频球型模态自由振荡信号。两类仪器观测到的自由振荡振幅基本一致,表明 gPhone 重力仪在此频段对信号振幅影响较小。

3 结论

本文通过对同址观测的 gPhone 重力仪和 STS-1 地震仪在面波和自由振荡频段的响应进行对比研究,得到以下结论:恩施台和昆明台 gPhone 重力仪均能准确观测到 1 mHz 以上的面波和自由振荡信号的振幅,而且昆明台 gPhone 重力仪同样能够准确记录面波信号的相位。但恩施台 gPhone 重力仪受到仪器本身的影响,导致观测的面波信号存在与频率有关的相位延迟 (时间延迟)。

针对以上分析结果,考虑到每个台站的 gPhone 重力仪运行状况不同,建议在利用 gPhone 重力仪观测记录到的高频信号 (如面波信号) 提取与相位相关的信息时,需要确认仪器本身对高频信号是否具有时间延迟影响,可以与同址观测

图7 智利 $M_w 8.3$ 地震激发的自由振荡信号Fig. 7 Free oscillations excited by the Chile $M_w 8.3$ earthquake

的经过仪器响应改正的地震仪结果进行对比, 获得特定频段信号的相位延迟。本文研究结果表明, 为了能将 gPhone 重力仪面波频段观测数据更好地应用于地震学研究, 对每台仪器进行类似于地震仪或者超导重力仪的仪器响应测试试验是有必要的。

参考文献:

- 甘卫军, 李强, 张锐, 等. 2012. 中国大陆构造环境监测网络的建设与应用[J]. 工程研究——跨学科视野中的工程, 4(4): 324–331.
- 黄忠贤, 李红谊, 胥颐. 2014. 中国西部及邻区岩石圈 S 波速度结构面波层析成像[J]. 地球物理学报, 57(12): 3994–4004.
- 刘子维, 李辉, 徐中华, 等. 2010. GPhone 重力仪数据采集系统性能的改进[J]. 大地测量与地球动力学, 30(S2): 102–104.
- 张苗苗. 2016. 超导重力仪台站背景噪声水平评估及信号提取[D]. 武汉: 中国科学院测量与地球物理研究所.
- 张贤达. 2015. 现代信号处理(3 版)[M]. 北京: 清华大学出版社.
- 周江林, 沈萍. 2016. 北京地震台 gPhone 重力仪对尼泊尔 $M 8.1$ 强震所激发地球自由振荡的探测[J]. 大地测量与地球动力学, 36(9): 829–832.
- 周磊, 申重阳, 韦进, 等. 2013. GPhone 重力仪记录的汶川 8.0 地震高频信号研究[J]. 大地测量与地球动力学, 33(S1): 16–19.
- de Wit R W L, Käuffel P J, Valentine A P, et al. 2014. Bayesian inversion of free oscillations for Earth's radial (an) elastic structure[J]. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 237: 1–17.
- Dziewonski A, Landisman M, Bloch S. 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 59(1): 427–444.

- Francis O, Lampitelli C, Klein G, et al. 2011. Comparison between the transfer functions of three superconducting gravimeters[J]. Marées Terrestres Bulletin Dinformatives, 147: 11857–11868.
- Gilbert F, Dziewonski A M. 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London – Series A: Mathematical and Physical Sciences, 278(1280): 187–269.
- He X, Tromp J. 1996. Normal – mode constraints on the structure of the Earth[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B9): 20053–20082.
- Herrmann R B. 2013. Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research[J]. Seismological Research Letters, 84(6): 1081–1088.
- Huang Z X, Su W, Peng Y J, et al. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B2): 1–10.
- Levshin A, Pisarenko V, Pogradinsky G A. 1972. On a frequency – time analysis of oscillations[J]. Annales Geophysicae, 28(2): 211–218.
- Li Y H, Wu Q J, Pan J, et al. 2013. An upper – mantle S – wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography[J]. Earth and Planetary Science Letters, 377–378: 367–377.
- Stein J M. 2015. Theory and observations-Instrumentation for global and regional seismology[M]//Schubert G. Treatise on Geophysics (2nd ed): Vol 1. Oxford: Elsevier: 29–78.
- Van C M, Wenzel H G, Schott P, et al. 2000. Accurate transfer function determination for superconducting gravimeters[J]. Geophysical Research Letters, 27(1): 37–40.

Study with Observations on Responses of gPhone Gravimeters at Surface Wave Frequency Band

LI Hang¹, CHEN Xiaodong^{1,2}, XU Jianqiao¹, SUN Heping^{1,2}, HAN Yufei³

(1. *State Key Laboratory of Geodesy and Earth's Dynamics, Innovation Academy for Precision Measurement Science and Technology, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, Hubei, China*)

(2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

(3. *China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China*)

Abstract

Based on the continuous gravity tides data recorded by the gPhone relative gravimeters at Kunming and Enshi stations in the Crustal Movement Observation Network of China (CMONOC), we analyzed high frequency responses above 1 mHz of gPhone gravimeters. Different from previous studies, we obtained high frequency responses of gPhone gravimeters from the view of Rayleigh wave, and by comparing with the results of the LHZ component data of the STS – 1 seismometer observed at the same site at the Kunming and Enshi stations, we also tested the reliability of the high frequency results of gPhone gravimeters. Through comparing surface waveforms and dispersion curves extracted by the two different instruments, we find that the amplitudes and phases of surface waves are consistent observed by the two different instruments at Kunming station, and the amplitudes of surface waves are consistent, but the phases of surface waves are different at the Enshi station. There are different time delays in different frequency bands for surface waves recorded by the gPhone gravimeter at the Enshi station. Moreover, the results of the Earth's free oscillations excited by a large earthquake recorded by the two different instruments show that the frequencies and amplitudes of the fundamental frequency spherical free oscillation are in good agreement, which further proves the reliability of the high frequency amplitude responses of gPhone gravimeters. The results in this study reveals that the amplitudes of high frequency signals, such as surface waves and free oscillations excited by large earthquakes, can be accurately recorded by gPhone gravimeters. However, when recording the phase information of signals, some gPhone gravimeters may cause phase delay. If the phases of signals need to be considered, we should obtained the phase delay caused by the gPhone gravimeter, then corrected the time delay (phase delay) of the recorded signals.

Keywords: high frequency responses; gPhone gravimeters; STS – 1 seismometers; surface waves; instrumental phase corrections