

赵家庆,陈界宏,林立青,2021. 2016 年台风“尼伯特”激发微地动的频率特征分析. 中国地震,37(2):523~531.

2016 年台风“尼伯特” 激发微地动的频率特征分析

赵家庆¹⁾ 陈界宏¹⁾ 林立青²⁾

1) 中国地质大学(武汉),地球物理与空间信息学院,武汉 430074

2) 中国台湾实验研究院,台北 10622

摘要 台风可以改变海面波浪状态并激发出微地动信号,该信号可以传播至陆地并被宽频带地震仪记录到。本研究以 201601 号台风“尼伯特”为例,利用短时傅里叶变换,分析了 7 月 3 日 12 时至 7 月 9 日 0 时台风期间中国台湾和日本 114 个宽频带地震仪垂向分量信号功率谱特征。分析结果发现,在 7 月 5 日至 7 月 7 日之间,当台风距离台站 1500~2000km 时,中国台湾、琉球群岛及屋久岛的 33 个地震台站的地震动信号功率谱密度值显著增强,7 月 5 日前后,在 0.4Hz 频率左右出现功率谱密度值增强的现象,之后由高频转至低频,7 月 7 日左右功率谱密度值增强频率变化至约 0.2Hz。利用全球地震背景噪声能量辐射模型模拟 KGM 台站所在位置 (128.22°E, 26.76°N) 的双频微地动功率谱,结果表明 7 月 5 日至 7 日 0.2~0.4Hz 功率谱密度值增强,频率由约 0.4Hz 变化至 0.2Hz 的现象为海岸线反射效应所致。

关键词: 微地动 台风 时频分析 频率特征 数值模拟

[文章编号] 1001-4683(2021)02-0523-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

微地动 (Microseisms) 是地球背景噪声的主要组成部分 (Faulkner et al, 2018), 普遍存在于沿海地区宽频带地震仪信号中, 信号的位移振幅一般为微米量级。20 世纪初有学者观测到微地动现象 (Wiechert, 1904), 并且发现微地动信号为波浪所激发 (Gutenberg, 1936; Bernard, 1941), 其源主要分布在海洋和湖泊 (Koper et al, 2009)。Longuet-Higgins (1950) 首次提出了微地动产生机制的理论, Hasselmann (1963) 对该理论进行了补充, 微地动信号以表面波和体波形式进行传播 (Lacoss et al, 1969; Hasselmann, 1963), 信号周期为 0.5~20s (McNamara, 2004; Gal et al, 2019)。根据周期范围和激发机理的不同, 微地动通常可以分为两类 (Ardhuin et al, 2015): 单频微地动 (Single Frequency Microseisms, SF), 也称为第一类微地动 (Primary Microseisms, PM), 周期为 10~20s (Gal et al, 2019), 其产生机制为海浪运动产生的压力传导至海底, 与海底地形耦合并转换为地震波, 与海浪具有相同的周期, 因为海浪产生的压力随海水深度呈现指数型递减, 因此单频微地动的源区主要分布在浅水区域

[收稿日期] 2019-12-31 [修定日期] 2021-03-06

[作者简介] 赵家庆, 男, 1994 年生, 硕士研究生, 主要从事台风激发微地动研究。E-mail: zjq02010@163.com

陈界宏, 通讯作者, 男, 1977 年生, 教授, 主要从事震前多物理参量耦合研究。E-mail: nononochchen@gmail.com

(Ardhuin, 2018); 双频微地动 (Double Frequency Microseisms, DF), 又称为第二类微地动 (Secondary Microseisms, SM), 其周期范围为 0.5~10s (Gal et al, 2019), 双频微地动的信号特征明显, 产生机理复杂, 目前主流观点认为其产生机制为两列传播方向相反、周期相近的海浪相互作用产生驻波, 驻波产生二阶压力扰动并传导至海底转换为地震波, 其周期为海浪周期的一半 (Longuet-Higgins, 1950; Gualtieri et al, 2013), 水体中的共振效应在双频微地动的激发过程中起了重要的作用 (Gualtieri et al, 2013)。Kedar 等 (2008) 首次对 Longuet-Higgins-Hasselmann 理论使用数值模型进行了验证, Ardhuin 等 (2011) 在 Kedar 等 (2008) 工作的基础上, 对数值模型进行了扩展, 提出全球地震背景噪声能量辐射模型 (Global Model of Seismic Noise Energy Radiation), 该模型能够模拟计算全球任意位置由海浪所致的双频微地动合成理论功率谱, 并加入了海岸线反射波浪的影响。由于双频微地动产生于海浪间的相互作用, 因此其既可以产生于远离海岸的深海区, 也可以产生于近岸海域 (Bromirski et al, 2005)。很多学者通过单台站法 (Koper et al, 2015; Schimmel et al, 2011; Bromirski et al, 2002; Stutzmann et al, 2012) 和台阵法 (Farra et al, 2016; Webb, 1998; Euler et al, 2014; Liu et al, 2016) 研究微地动源区位置的空间分布和时间变化。

台风作为一种强对流天气, 会引起海面波浪状态发生改变, 并激发出微地动信号, 国内很多学者在宽频带地震仪和重力仪中观测到了台风激发的微地动信号, 且近海附近的信号比内陆地区更为明显 (张雁滨等, 2010、2013; 王梅等, 2014、2018; 蒋骏等, 2012)。国内多位学者分析了微地动信号特征、源区分布及产生机制等, 如 Xiao 等 (2018) 通过陆地地震仪和海底地震仪分析了中国南海微地动的源区分布及变化; Lin 等 (2017、2018) 分析了台风“Megi”期间不同频段微地动源区的位置分布, 根据双频微地动在 0.1~0.2Hz 频段间的频率弥散特征, 分析了海面涌浪的分布和传播过程。

本文使用日本和中国台湾地区的宽频带地震仪数据, 通过时频分析和数值模拟方法, 分析台风“尼伯特”激发的微地动信号的频谱变化特征及其产生原因, 有助于加深我们对台风激发微地动信号的了解。

1 数据与方法

1.1 台风数据

台风“尼伯特”为 2016 年第 1 号台风 (图 1), 本文使用的台风路径、强度等信息来自日本国立情报研究所^①。2016 年 7 月 2 日 21 时左右, “尼伯特”在西北太平洋洋面上生成, 7 月 3 日凌晨, 美国联合台风预警中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 将其归为热带低压, 之后向西北方向移动, 当日 9 时许, 日本气象厅 (Japan Meteorological Agency, JMA) 将其分类为热带风暴, 最大风速 18m/s; 7 月 4 日 18 时, “尼伯特”增强为强热带风暴, 最大风速达到 25m/s; 7 月 5 日 6 时, “尼伯特”进入菲律宾海, 最大风速发展至 32m/s, JTWC 和 JMA 将“尼伯特”升级为台风级别; 至 7 月 6 日 0 时左右, 尼伯特发展为超强台风, 最大风速 47m/s, 当日下午, 最大风速达到 57m/s, 台风中心气压 900hPa, 此后“尼伯特”继续向西北方向移动; 7 月 7 日 21 时左右, 台风“尼伯特”在中国台湾台东县登陆, 强度开始减弱, 7 月 9 日 6 时左右,

^① <http://www.agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon>

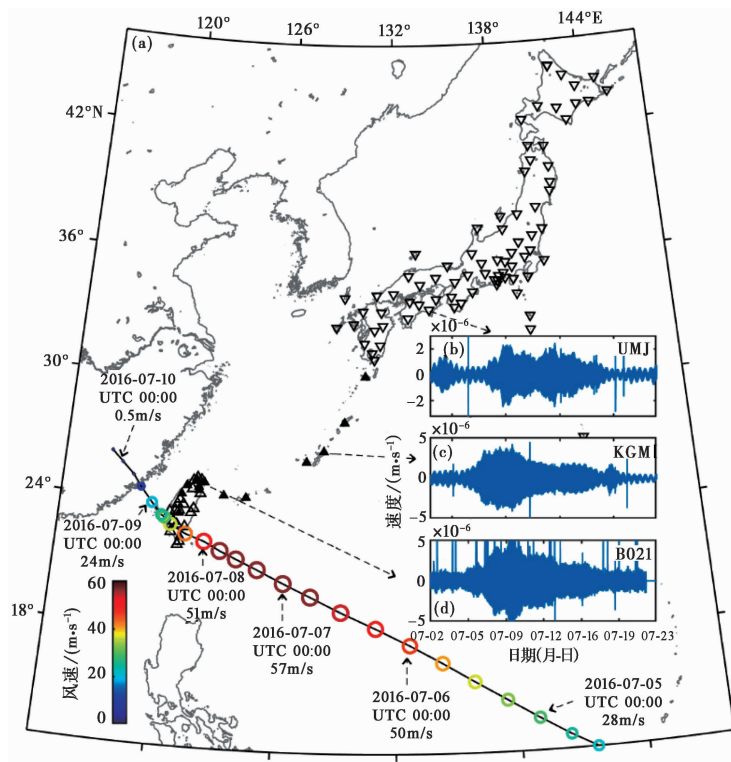


图 1 地震台站位置及台风“尼伯特”路径

(a) 中黑色实线为台风“尼伯特”移动路径, 空心圆圈的颜色和大小代表台风最大风速的大小; 黑色空心 and 实心正三角形为 7 月 5 日至 7 日 0.2~0.4Hz 功率谱密度值显著增强的地震台站, 其中黑色实心正三角形为干扰信号较少的台站; 黑色空心倒三角形为 7 月 5 日至 7 日 0.2~0.4Hz 功率谱密度值无明显增强的地震台站; (b)、(c) 和 (d) 分别为 UMJ (134.04°E, 33.58°N)、KGM (128.22°E, 26.76°N) 和 B021 台站 (121.57°E, 25.10°N) 2016 年 7 月 2 日 0 时至 2016 年 7 月 23 日 0 时的垂向分量波形

“尼伯特”再次在中国福建省石狮市登陆, 当日中午减弱为热带低压后消散。

1.2 地震仪波形数据

本文使用的宽频带地震仪数据来自中国台湾地震工程研究中心和日本 F-NET 网站^②, 原始数据采样频率 100Hz。首先对台风期间地震仪垂向分量数据进行预处理, 包括去仪器响应、去线性趋势、重新采样至 1Hz、去突跳信号。图 1(b)~(d) 分别为 UMJ、KGM、B021 台站 7 月 2 日 0 时至 7 月 23 日 0 时的波形图, 由图可以发现在台风期间, 各台站波形均出现了不同强度的幅值增强, 包络呈现纺锤状。对于 B021 台站和 KGM 台站, 在 7 月 5 日 0 时左右出现了明显的波形幅值增强, 对于北部离台风距离相对较远的 UMJ 台站, 在 7 月 6 日 12 时左右出现明显波形幅值增强。

1.3 波形数据时频特征分析

为分析台“风尼伯”特激发微地动的频谱特征, 对台风期间地震仪波形数据进行短时傅里叶变换 (Short-Time Fourier Transform, STFT), 数据窗口长度 2048s, 步长 1024s, 采样频率

② <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php>

1Hz,窗函数为汉明窗。图 2(a)、2(c)、2(e)分别为 B021、KGM 和 UMJ 台站 7 月 3 日 12 时至 7 月 9 日 0 时短时傅里叶变换所得的功率谱。

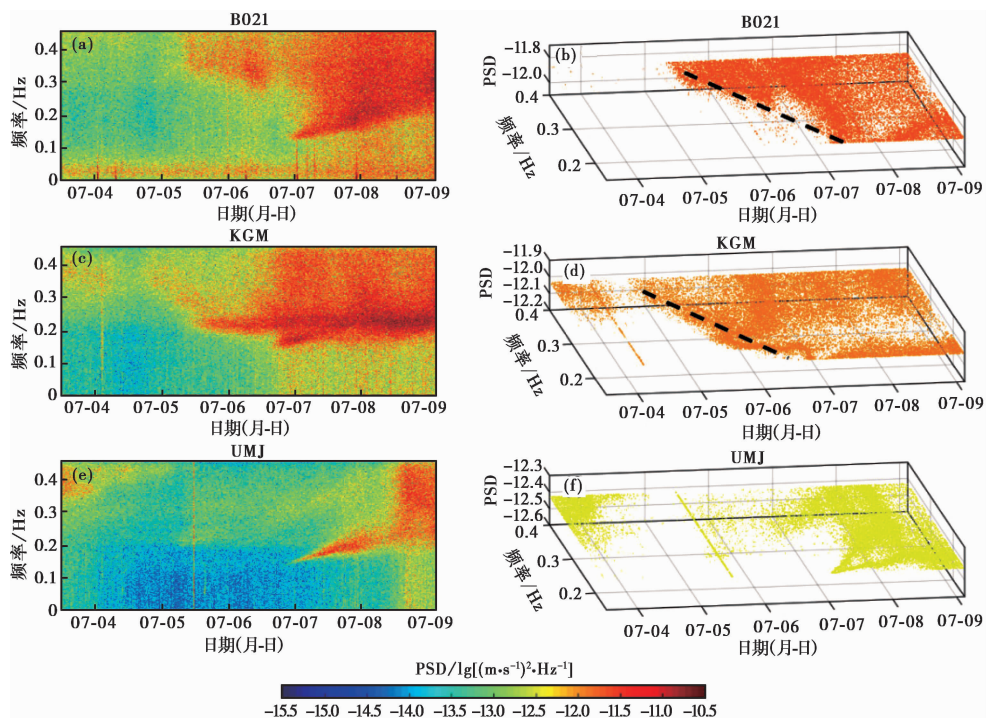


图 2 台站垂向地震波的短时傅里叶变换功率谱及等值线图

(a)、(c)和(e)分别为 B021、KGM、UMJ 台站功率谱;(b)、(d)和(f)分别为 B021、KGM、UMJ 台站功率谱等值线图,层级数均为 20;(b)、(d)中黑色虚线表示功率谱密度(Power Spectral Density, PSD)增强频段的低频值变化趋势

2 数据处理结果

分析图 2(a)、2(c)、2(e)发现,在 3 个台站的功率谱中,均记录到了由于台风所导致的 0.1~0.45Hz 频率区间的 PSD 增强,但不同时刻 PSD 增强的频率段有所不同。对于 B021 台站(图 2(a)),在 7 月 5 日 5 时前后,0.4Hz 频率左右出现了明显的 PSD 增强现象,然后由高频转至低频,7 月 7 日 0 时 PSD 增强频率变化至约 0.2Hz,为分析 0.2~0.4Hz 频段的频率变化特点,我们绘制了 7 月 3 日 12 时至 7 月 9 日 0 时的功率谱等值线图,如图 2(b)所示,由图可见,自 7 月 5 日 5 时至 7 月 7 日 0 时左右,PSD 增强频段的低频值逐渐变小,如图 2(b)中黑色虚线所示。

对于 KGM 台站(图 2(c)),7 月 5 日 0 时约 0.4Hz 频率附近出现 PSD 增强,7 月 6 日 19 时 PSD 增强频率变化至约 0.2Hz,其频率变化如图 2(d)中黑色虚线所示。

对于位于相对北部的 UMJ 台站,其功率谱(图 2(e))和功率谱等值线(图 2(f))中未发现类似 B021 和 KGM 台站在约 7 月 5 日 0 时至 7 月 7 日 0 时之间的频率变化特征。

我们分析了中国台湾和日本共 117 个宽频带地震仪垂向分量波形数据的功率谱,发现

在约 7 月 5 日至 7 日之间,存在 0.2~0.4Hz 频段 PSD 增强及频率由约 0.4Hz 向 0.2Hz 变化特点的台站共 33 个,主要分布在中国台湾、琉球群岛及屋久岛,如图 1(a) 中黑色正三角形所示。日本屋久岛以北地区的台站,在约 7 月 5 日至 7 日之间 0.2~0.4Hz 频段双频微地动信号不明显,频谱中 0.2~0.4Hz 无明显 PSD 增强,台站分布如图 1(a) 中黑色空心倒三角形所示。

为了分析约 7 月 5 日至 7 日之间 PSD 增强频率由高频(约 0.4Hz)转至低频(约 0.2Hz)现象在不同台站出现的时间分布特征,计算每个时刻对应的 0.3~0.4Hz 频段 PSD 值之和(图 3(a)),并得到 PSD 随时间变化曲线(图 3(b)),选择 7 月 4 日 12 时开始(图 3(b) 中竖直虚线)从左至右第一个局部最大值点,作为台风初始影响点(图 3(b) 中黑色实心圆点),记录台风初始影响点所在时间,用该时间作为当前台站频率由高频(约 0.4Hz)转至低频(约 0.2Hz)现象出现的时间。我们选择了干扰信号较少的 14 个台站(图 1(a) 中黑色实心正三角形),分别提取了每个台站的台风初始影响点,结果如图 4 所示。由图 4 可以发现,对大部分台站,当台风与台站距离在 1500~2000km 之间时,地震仪垂向分量信号出现 PSD 增强频率由高频(约 0.4Hz)转至低频(约 0.2Hz)的现象。

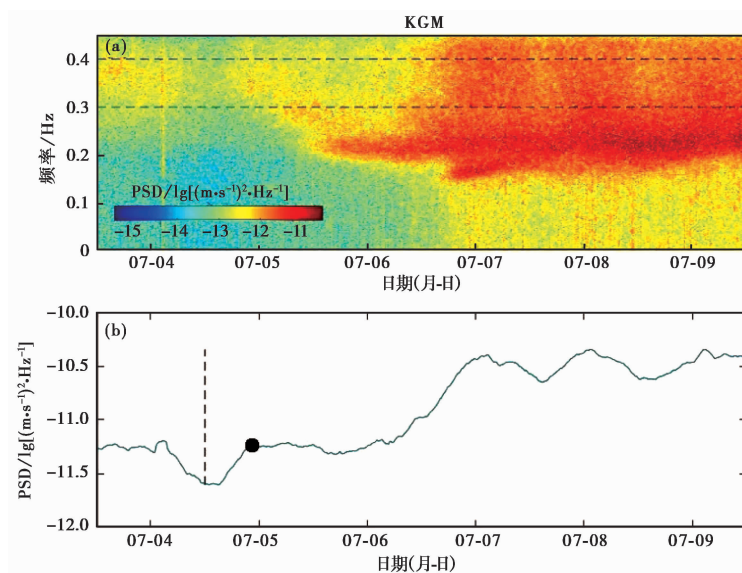


图 3 KGM 台站 7 月 3 日 12 时至 7 月 9 日 12 时 PSD 之和的变化情况

(a) 中上下平行的 2 条虚线分别为计算 0.3~0.4Hz 频段 PSD 值之和的上限频率和下限频率;(b) 中蓝色实线为 0.3~0.4Hz 频段 PSD 值之和随时间的变化情况;竖直虚线表示 7 月 4 日 12 时,即判断台风初始影响的开始时间;黑色实心圆点表示台风初始影响点

3 双频微地动数值模拟

在台风“尼伯特”的影响下,约 7 月 5 日至 7 日之间,双频微地动信号在 0.2~0.4Hz 频段 PSD 增强且频率由高频(约 0.4Hz)转至低频(约 0.2Hz),单频微地动信号无明显变化,因此我们对台风“尼伯特”所激发的双频微地动信号进行数值模拟,以探究双频微地动信号产生

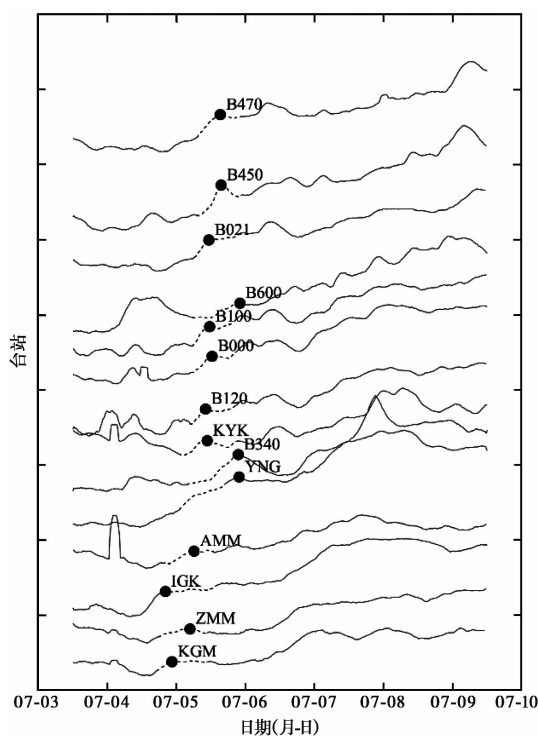


图 4 不同台站的台风初始影响分布

灰色曲线代表不同地震台站 0.3~0.4Hz 频段 PSD 值之和随时间的变化情况;曲线中虚线部分表示台风距离台站 1500~2000km;黑色实心圆点为台风初始影响点

上述频率变化的可能原因。

我们从法国海洋开发研究院 (Institut Français de Recherche Pour L'exploitation de La Mer, IFREMER) 下载了由频率相近、传播方向相反的海浪之间相互作用产生的二阶压力的功率谱数据 (Frequency Spectrum of the Second Order Pressure, P2L), P2L 为第三代海浪模式 (WAVEWATCH III) 通过输入风场等数据模拟所得 (Tolman et al, 2016), 空间分辨率 0.5° , 时间分辨率 3h。将 P2L 数据输入全球地震背景噪声能量辐射模型 (Global Model of Seismic Noise Energy Radiation), 模拟得到 KGM 台站所在位置的双频微地动合成理论功率谱, 如图 5 所示, 其中图 5(a) 为 KGM 台站垂向分量波形数据计算所得功率谱, 波形数据为位移型数据; 图 5(b) 为模型中有海岸线反射效应时, 模拟所得的合成理论功率谱; 图 5(c) 为模型中无海岸线反射效应时, 模拟所得合成理论功率谱。

4 讨论与结论

4.1 讨论

通过上述分析可知, 对于 B021 和 KGM 台站, 约 7 月 5 日至 7 日之间双频微地动信号明显, 0.2~0.4Hz 频段 PSD 增强, 且自约 7 月 5 日至 7 日, PSD 增强频率由约 0.4Hz 转至约 0.2Hz (图 2(b)、2(d)), 出现这种频率变化特点的台站主要分布在中国台湾、琉球群岛和屋久岛地区, 屋久岛以北的地震台站 0.2~0.4Hz 频率变化现象不明显。通过提取台风初始影

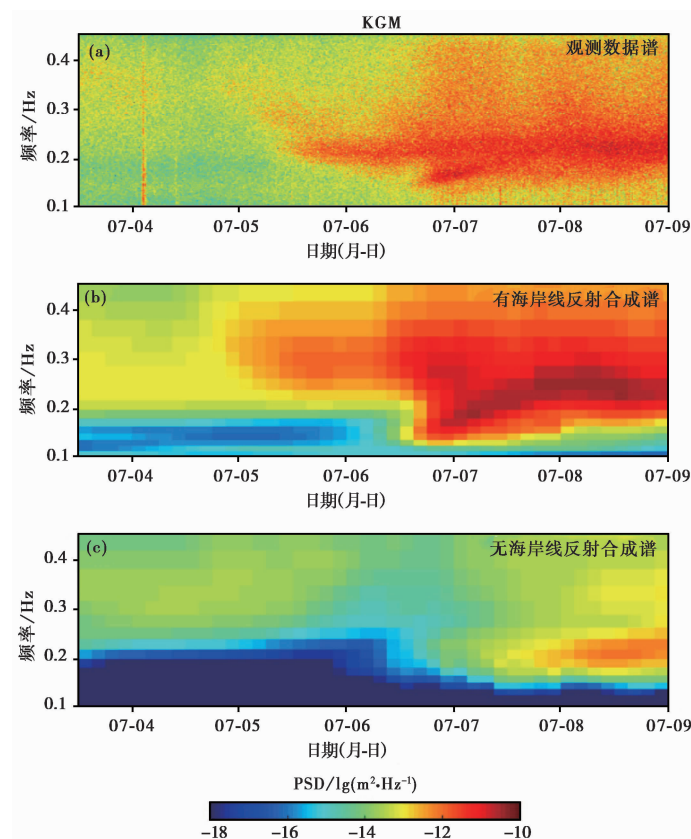


图 5 垂向分量地震数据功率谱和全球地震背景噪声能量辐射模型模拟结果

(a) KGM 站垂向分量地震数据功率谱; (b)、(c) 分别为在有海岸线反射效应和无海岸线反射效应情况下, 全球地震背景噪声能量辐射模型模拟所得的合成功率谱

响点, 我们分析了 14 个地震台站出现频率变化现象的时间, 发现当发生这种频率变化时, 台风距离台站的距离集中在 1500~2000km 之间。

双频微地动的产生机制为频率相近、传播方向相反的两列波浪相互作用产生驻波, 驻波产生二阶压力作用于海底所致。Ardhuin 等(2011)提出产生双频微地动的海况, 其中在单个风暴作用下产生双频微地动的海况有 2 种: ①风暴快速移动, 不同时刻产生的频率相近、传播方向相反的波浪相互作用激发微地动; ②波浪向岸传播并被海岸线反射, 反射的离岸波浪与向岸传播波浪发生相互作用, 激发微地动。

为了探究约 7 月 5 日至 7 日之间出现的 0.2~0.4Hz 频段 PSD 增强及频率由约 0.4Hz 转至约 0.2Hz 现象的产生原因, 我们使用全球地震背景噪声能量辐射模型, 对 KGM 台站所在位置的双频微地动信号进行了数值模拟(图 5)。对比图 5(a)、5(b)可以发现, 有海岸线反射效应的合成功率谱与实际观测数据的功率谱比较相近。在有海岸线反射效应的合成功率谱中(图 5(b)), 在约 7 月 5 日至 7 日之间, 可以观察到与图 5(a)相似的频率变化特征; 在无海岸线反射效应的合成功率谱中(图 5(c)), 在约 7 月 5 日至 7 日之间 0.2~0.4Hz 频段 PSD 增强及频率由约 0.4Hz 转至 0.2Hz 现象不明显, 因此所观测到的约 7 月 5 日至 7 日之间 0.2~0.4Hz 频段频率变化现象, 主要为海岸线反射效应所致, 且源区可能主要分布在近岸附近。

4.2 结论

在台风“尼伯特”期间,当台风距离中国台湾、琉球群岛及屋久岛地区的宽频带地震台站 1500~2000km 时,在地震仪垂向分量信号功率谱中,记录到 0.2~0.4Hz 频段功率谱密度增强且增强频率由约 0.4Hz 转至 0.2Hz 的现象,此现象主要为海岸线反射效应所致,即由台风产生的向岸传播的波浪被海岸线反射,反射波浪与频率相近、传播方向相反的向岸传播波浪发生相互作用,激发出 0.2~0.4Hz 频段的双频微地动信号。

参考文献

- 蒋骏,张雁滨,林钢,等,2012. 固体潮观测中的震颤异常波. 地球物理学报, **55**(2):462~471.
- 王梅,季爱东,曲同磊,等,2014. 泰安地震台重力扰动现象研究. 地震学报, **36**(3):443~451.
- 王梅,王庆林,蔡寅,等,2018. 风暴及台风天气引起的微震现象分析. 地震学报, **40**(1):89~97.
- 张雁滨,蒋骏,李才媛,等,2013. 昆仑山强震前的震颤波并非源自慢地震. 地球物理学报, **56**(3):869~877.
- 张雁滨,蒋骏,李胜乐,等,2010. 热带气旋引起的震颤波. 地球物理学报, **53**(2):335~341.
- Ardhuin F, 2018. Large-scale forces under surface gravity waves at a wavy bottom: a mechanism for the generation of primary microseisms. *Geophys Res Lett*, **45**(16):8173~8181.
- Ardhuin F, Gualtieri L, Stutzmann E, 2015. How ocean waves rock the Earth: two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300s. *Geophys Res Lett*, **42**(3):765~772.
- Ardhuin F, Stutzmann E, Schimmel M, et al, 2011. Ocean wave sources of seismic noise. *J Geophys Res Oceans*, **116**(C9):C09004.
- Bernard P, 1941. Sur certaines propriétés de la boule étudiées à l'aide des enregistrements sismographiques. *Bull Inst Océanogr Monaco*, **800**:1~19.
- Bromirski P D, Duennebier F K, 2002. The near-coastal microseism spectrum: spatial and temporal wave climate relationships. *J Geophys Res Solid Earth*, **107**(B8):ESE 5-1~ESE 5-20.
- Bromirski P D, Duennebier F K, Stephen R A, 2005. Mid-ocean microseisms. *Geochem Geophys Geosyst*, **6**(4):Q04009.
- Euler G G, Wiens D A, Nyblade A A, 2014. Evidence for bathymetric control on the distribution of body wave microseism sources from temporary seismic arrays in Africa. *Geophys J Int*, **197**(3):1869~1883.
- Farra V, Stutzmann E, Gualtieri L, et al, 2016. Ray-theoretical modeling of secondary microseism *P* waves. *Geophys J Int*, **206**(3):1730~1739.
- Faulkner D R, Sanchez-Roa C, Boulton C, et al, 2018. Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature. *J Geophys Res Solid Earth*, **123**(1):226~241.
- Gal M, Reading A M, Ellingsen S P, 2019. Short timescale analysis of microseisms and application to array calibration. *J Geophys Res Solid Earth*, **124**(3):2684~2701.
- Gualtieri L, Stutzmann E, Capdeville Y, et al, 2013. Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation. *Geophys J Int*, **193**(3):1732~1745.
- Gutenberg B, 1936. On microseisms. *Bull Seismol Soc Am*, **26**(2):111~117.
- Hasselmann K, 1963. A statistical analysis of the generation of microseisms. *Rev Geophys*, **1**(2):177~210.
- Kedar S, Longuet-Higgins M, Webb F, et al, 2008. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean. *Proc R Soc A Math Phys Eng Sci*, **464**(2091):777~793.
- Koper K D, Burlacu R, 2015. The fine structure of double-frequency microseisms recorded by seismometers in North America. *J Geophys Res Solid Earth*, **120**(3):1677~1691.
- Koper K D, de Foy B, Benz H, 2009. Composition and variation of noise recorded at the Yellowknife Seismic Array, 1991–2007. *J Geophys Res Solid Earth*, **114**(B10):B10310.
- Lacoss R T, Kelly E J, Toksöz M N, 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, **34**(1):21~38.
- Lin J M, Fang S K, Li X F, et al, 2018. Seismological observations of ocean swells induced by typhoon Megi using dispersive microseisms recorded in coastal areas. *Remote Sens*, **10**(9):1437.
- Lin J M, Lin J, Xu M, 2017. Microseisms generated by super typhoon Megi in the western pacific ocean. *J Geophys Res Oceans*, **122**(12):9518~9529.

- Liu Q X, Koper K D, Burlacu R, et al, 2016. Source locations of teleseismic P, SV, and SH waves observed in microseisms recorded by a large aperture seismic array in China. *Earth Planet Sci Lett*, **449**:39~47.
- Longuet-Higgins M S, 1950. A theory of the origin of microseisms. *Philos Trans R Soc A Math Phys Eng Sci*, **243**(857):1~35.
- McNamara D E, 2004. Ambient noise levels in the Continental United States. *Bull Seismol Soc Am*, **94**(4):1517~1527.
- Schimmel M, Stutzmann E, Arduin F, et al, 2011. Polarized Earth's ambient microseismic noise. *Geochem Geophys Geosyst*, **12**(7):Q07014.
- Stutzmann E, Arduin F, Schimmel M, et al, 2012. Modelling long-term seismic noise in various environments. *Geophys J Int*, **191**(2):707~722.
- Tolman H, Accensi M, Alves J, et al, 2016. User manual and system documentation of WAVEWATCH III (R) version 5.16.
- Webb S C, 1998. Broadband seismology and noise under the ocean. *Rev Geophys*, **36**(1):105~142.
- Wiechert E, 1904. Verhandlungen der zweiten internationalen Seismologischen Konferenz. *Gerlands Beitr Geophys*, **2**:41~43.
- Xiao H, Xue M, Yang T, et al, 2018. The characteristics of microseisms in South China Sea; results from a combined data set of OBSs, broadband land seismic stations, and a global wave height model. *J Geophys Res Solid Earth*, **123**(5):3923~3942.

Analysis of Frequency Characteristics of Microseisms Excited by Typhoon Nepartak in 2016

Zhao Jiaqing¹⁾ Chen Chieh-Hung¹⁾ Lin Li-Ching²⁾

1) Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2) Applied Research Laboratories, Taipei 10622, China

Abstract Typhoons change the state of oceanic waves that excite microseisms propagating on land and is recorded by broadband seismometers. In this study, vertical seismic data retrieved from 114 broadband seismometers in Taiwan and Japan from 12:00:00 of July 3 to 00:00:00 of July 9 that are utilized as an example to study the power spectral characteristics of microseisms excited by #201601 typhoon Nepartak through the short-time Fourier transform. The analytical results show that the Power Spectral Density (PSD) of the vertical seismic data was significantly enhanced from July 5 to July 7. The enhancements are mainly observed at stations located in Taiwan, Ryukyu Islands and Yakushima, while the distances between the typhoon and those stations are ranged from 1500km to 2000km. The PSD increased at the frequency of 0.4Hz near on July 5. Thereafter, the enhancement of the PSD changes at the frequency from high (0.4Hz) to low and reaches to the frequency of 0.2Hz on the July 7. We used the Global Model of Seismic Noise Energy Radiation to simulate the power spectrum associated with the double frequency microseisms at the KGM station (128.22° E, 26.76° N). The simulation results showed that the enhancement of the PSD changes at the frequency from high (0.4Hz) to low (0.2Hz) between July 5 and July 7, were caused by the reflection effect of the coastline.

Keywords: Microseisms; Typhoon; Time-frequency Analysis; Frequency Characteristics; Numerical Simulation