

王伟君、陈棋福、陈凌, 2012, 松散浅层结构的地震噪声探测综述, 中国地震, 28(4), 335 ~ 350。

· 研究综述 ·

## 松散浅层结构的地震噪声探测综述

王伟君<sup>1,2)</sup> 陈棋福<sup>3)</sup> 陈凌<sup>3)</sup>

1) 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥金寨路 96 号 230026

2) 中国地震局地震预测研究所, 北京复兴路 63 号 100036

3) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

**摘要** 地表松散的浅层结构是造成地震场地作用、加剧强震破坏的主要因素。通过探测了解浅层结构是评估场地作用、进行场地分类、预防和减轻地震灾害的重要环节。地震噪声随时随地存在, 其能量分布在很宽的频带范围内, 故近几年地震噪声探测被广泛应用于深层和浅层结构研究。在地表浅层结构研究中, 相对于主动源探测, 利用地震噪声可以比较廉价地实现较深范围的探测, 并适用于更多的场地。本文将概述地震噪声浅层探测的数据采集方式和几种常用的数据处理方法, 及其最近几年的发展趋势。

**关键词:** 浅层结构探测 地震噪声

[文章编号] 1001-4683(2012)04-0335-16 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

### 0 引言

除了水和基岩, 地表浅层主要被松散的沉积土壤和风化岩石所覆盖。松散浅层介质特征是低速度、低密度和高衰减, 并且有较大的横向和纵向结构差异。从基岩至松散地表, 波阻抗差异显著: 在数米到数百(或千)米范围内, 可能会出现几倍到十几倍的变化。地震波从深部基岩高波阻抗区域向地表低波阻抗区域传播时, 遵从能量守恒并受基岩强波阻抗界面的影响, 会出现强烈的场地效应: 地震波振幅被放大, 产生共振, 振动持续时间延长。浅层结构的横向变化, 如盆地界面起伏、地形变化等, 有助于面波的激发, 加剧波场相互作用, 从而产生二维或三维场地作用(如聚焦作用, Davis et al, 2000; 盆地边缘效应, Cornou et al, 2003; 地形作用, Assimaki et al, 2005)。

地震场地作用在地震破坏中扮演着非常重要的角色。Holzer(1994)对1989年美国Loma Prieta  $M_{6.9}$  地震的经济损失评估认为, 在60亿美元的损失中有69%是由于振动被场地放大造成的。1985年墨西哥Michoacan  $M_w 8.1$  地震对震中距约400km以外的墨西哥城造成了严重的破坏(Flores-Estrella et al, 2007), 引起了国际地学界对场地作用研究的重视

[收稿日期] 2012-05-28

[项目类别] 中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(02092428)资助

[作者简介] 王伟君, 男, 生于1972年, 副研究员, 目前主要从事地震噪声应用研究。Email: wjwang@seis.ac.cn

(Kawase, 2003); 同年, IASPEI (International Association of Seismology and Physics of Earth's Interior) 和 IAEE (International Association for Earthquake Engineering) 联合成立了 ESG (Effects of surface geology) 工作组, 以促进场地相关研究的开展和合作。

除了对地震灾害的影响, 松散浅层结构也一直困扰着地震波速度、衰减成像和接收函数成像等方面的研究。由于台站下方的低速、高衰减浅层结构往往对走时和衰减系数有较大影响, 因此在速度和衰减层析成像中需要对这个影响进行适当校正。由于沉积层的放大和共振作用, 盆地内地壳和上地幔间断面的远震转换波往往被淹没, 随机噪声却被放大, 导致信噪比降低, 影响接收函数的提取。因此, 去除浅部结构对地震波传播的影响成为深部结构成像的关键 (Langston, 2011)。

和深部探测相比, 浅层结构的探测具有更丰富的手段。利用地震雷达可快速得到浅层介质的介电参数分布; 由主动源反射/折射地震勘探可以得到比较精细的界面分布或速度结构; 主动源面波勘探方法是目前工程应用中获得 S 波速度结构的一种主要探测手段。更为重要的是, 浅层结构可以用钻孔取样或测井等探入式探测方法, 得到较为准确的波速、密度等介质物性参数分布, 以验证各种非探入式方法探测结果的可信度。

但是, 在以地震的场地作用评估和地震动模拟建模为目的的浅层探测中, 现有的主动源探测方法和钻孔方法受到了挑战。上述两个目的要求浅层结构的探测至少要满足两个条件: ①需要知晓 S 波速度; ②需要达到一定深度。浅层一定深度范围内 ( $\geq 30\text{m}$ ) 的 S 波速度分布是评估介质抗剪切破坏和场地效应的关键参数。钻孔测井相对比较昂贵; 主动源反射/折射探测方法主要以 P 波勘探为主; 主动源面波方法在采用常规震源时探测深度一般局限在十几米内 (Park et al, 1999)。这些方法共同的问题是在城市区域的实施受到很多限制。

利用地震噪声探测浅层结构在一定程度上弥补了上述方法的不足。地震噪声探测实际上属于被动源面波勘探。地震噪声富含比较广谱的面波成分, 尤其是在主动源中所缺乏的低频面波。面波探测深度一般是面波波长的  $1/2$  或  $1/3$ , 其中的低频面波成分意味着可以探测更深的地下结构。由于噪声随时随地存在, 噪声勘探不需要额外的震源; 另外, 噪声方法对场地适应性很强, 可以在主动源探测无法开展的高背景噪声区域实施。

利用噪声研究地下结构的历史可以追溯到 20 世纪 50 ~ 60 年代。Aki (1957) 提出了利用噪声提取 Rayleigh 波相速度的空间自相关方法 (Space Autocorrelation, SPAC); 当时因全球核爆检测需要而发展起来的频率 - 波数 (Frequency-Wavenumber, F-K) 方法也基本具备了检测噪声面波的能力 (Lacoss et al, 1969; Capon, 1969)。Henstridge (1979) 简化了 Aki (1957) 的公式, 并扩展了 SPAC 方法的适用性。但这些方法当时并未受到足够的重视, 直到 20 世纪 80 ~ 90 年代, 它们才被逐渐重新应用 (Okada et al, 1983, 1987; Tokimatsu, 1997)。最近几年, 随着利用噪声研究深部结构的理论和应用的发展 (Lobkis et al, 2001; Campillo et al, 2003; Shapiro et al, 2004), 基于噪声的浅层结构探测理论、方法和应用也得到快速发展 (Kudo et al, 2002; Ohori et al, 2002; Asten, 2004; Morikawa et al, 2004; Cho et al, 2004, 2006a, 2006b, 2008; Chávez-García et al, 2005; Tada et al, 2007, 2009; 何正勤等, 2007; 王伟君等, 2009)。

本文主要介绍地震噪声的来源和特征, 以及针对浅层结构常用的几种噪声探测方法。和主动源的探测一样, 噪声探测也涉及到数据采集和数据处理两个方面, 数据处理可以进一步细分为提取面波信息和反演速度结构。和主动源探测相比, 噪声探测在数据采集和面波

信息提取方面所具有的独特之处,是本文介绍的重点。

## 1 地震噪声源

在地球介质中传播的随机波场主要有地震尾波和弥散噪声(Ambient noise)两大类。地震尾波是地震发生后,地震波在不均匀介质中的漫散射产生的(Aki et al, 1975),其存在依赖于地震的发生。而弥散噪声随时随地都存在,是噪声应用的主要能量来源。弥散噪声主要由人类活动噪声(如工厂机器的运转、汽车的行驶等)和自然环境噪声(如气压的变化和海洋拍击海床等)组成(Bonnefoy-Claudet et al, 2006 及其参考文献; Yang et al, 2008)。

图 1 是河北沧州和北京两地白天地表观测到的噪声平均振幅谱。人类活动噪声的能量主要集中在 1~2Hz 以上的高频段,是噪声中能量最强的部分,具有很强的时间和空间依赖性。例如图 1 中 CZ1 和 CZ2 是两个相邻场地的结果,可以看到高频(>3Hz)能量的明显变化。北京和沧州两地频谱成分几乎完全不同。0.05Hz~0.2Hz 频带内的连续振动通常被称为微震(microseism, Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963),它们被认为是海浪和海岸附近的海床相互作用产生的;微震表现为两个波峰,第一峰(Primary microseism)分布在 0.05Hz~0.1Hz,第二峰(Secondary microseism)分布在 0.1~0.2Hz。这两个波峰在图 1 中均有体现,但是由于观测时间较短,0.05Hz~0.1Hz 之间的频谱有可能受到了仪器自噪声(如摆锤稳定噪声)的影响。更低频的噪声,如周期大于 100s 的背景连续自由振荡,被称为地球的“HUM”(Nawa et al, 1998),可能是在大气-海洋-海床的耦合过程中产生的(Rhie et al, 2004, 2006)。除了上述相对比较稳定的低频噪声源外,季风、本地和区域的气候变化、洋流等其它因素导致的低频噪声具有较强的时空变化。所有这些噪声的能量相互叠加,构成了相对广谱的噪声能量分布。因此由图 1 可见在其它频段也存在着一定的能量分布;但相对而言,北京和沧州地区均在 0.5~1.0Hz 之间同步出现能量低谷。此外,低频能量总体上在相邻场地(如 CZ1 和 CZ2)相对比较接近;但在远距离的场地之间(如北京和沧州)则有显著差别。这些差别可能受到噪声源、传播路径和场地的综合影响。

噪声的组成比较复杂,目前研究尚不深入。噪声的应用研究一般均假设面波是噪声的主要成分,并且其中主要是基阶 Rayleigh 面波能量。Bonnefoy-Claudet 等(2006)比较系统地对浅层应用频段内( $f > 0.1\text{Hz}$ )的噪声源进行了对比分析,认为上述第一个假设一般可以成立,但第二个假设并不总是成立。噪声中体波和面波的比例、面波中 Love 波和 Rayleigh 波的比例以及高阶和基阶面波的比例,与噪声源的属性和场地条件密切相关,不同地区不会出现比较固定的比例。不少地区和不同频率(0.1Hz~12Hz)的对比发现,噪声中的 Love 波比较突出,可占面波能量的 50% 以上。

## 2 数据采集

和主动探测相比,噪声探测的特点在于其对采集仪器和观测时间的要求。由于噪声能量相对较低(特别是  $f < 1\text{Hz}$  的噪声),要求采集仪器要有足够的灵敏度和动态范围。振动传感器一般使用单分量或三分量传感器速度型的工程检波器和地震仪。工程检波器成本低、体积相对较小便于携带和布设;但动态范围小,灵敏度低,其带宽低频端一般在 2.5Hz 以上。地震仪通常是三分量传感器且配置独立的采集器,动态范围大,灵敏度高,有较好的

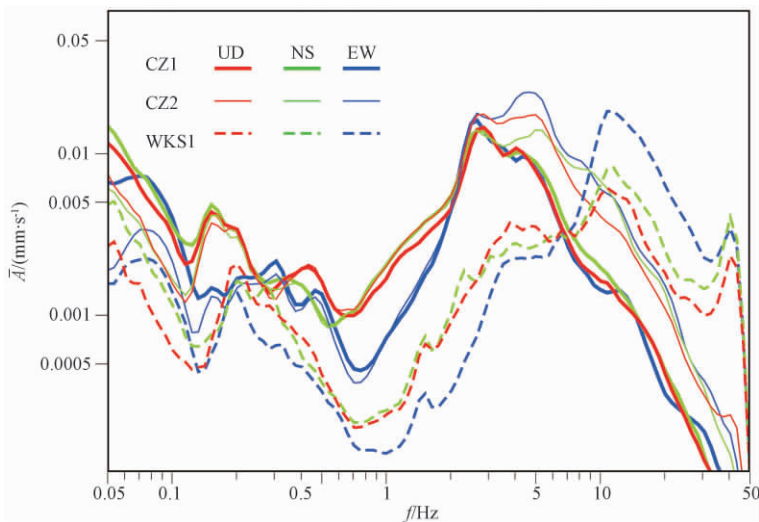


图1 河北沧州(CZ1、CZ2)和北京(WKS1)三个点位地表噪声观测的平均振幅谱

记录仪器是 Nanometrics Trillium40 宽频带(40s ~ 100Hz)地震仪,采样率 100Hz。CZ1 和 CZ2 相隔几百米,同时观测;但北京 WKS1 和 CZ1、CZ2 不是同时观测。不同线型表示不同点位,不同颜色表示不同分量

低频探测能力(例如一般短周期仪器的平坦仪器响应可低于 0.5Hz);但成本高、体积大,不利于搬运和布设。噪声探测一般需要较长的观测时间,且随着探测频率的降低而增加。

地震噪声数据一般通过台阵观测采集,其几何排列可分为一维线性排列和二维排列。几何排列和处理方法的相关性很强。一维排列沿用了主动源探测的观测方式,主要利用沿排列方向传播的噪声能量,其优点是观测场地的选择和观测点位置的确定相对比较容易。二维排列增加观测场地选择(尤其是城市区域)和观测点位置测量的难度,但它能更有效地利用来源于不同方向随机分布的噪声能量,是噪声探测的主要观测模式。台阵的几何排列直接影响观测结果:面波频散曲线的拾取频带范围与孔径大小和台间距有关。一般规则是孔径大,可拾取频带向低频扩展;台间距增大,可拾取频带的高频端将缩减。因此在相似几何排列的情况下,观测台数量往往能够影响台阵整体的空间分辨率或频带范围。另外,为了减少观测点位置对频散曲线精度的影响,台阵观测(特别是二维排列)一般需要较高精度的测量工具(如差分 GPS)。

### 3 几种方法的介绍

#### 3.1 倾斜叠加方法(Slantstack)

倾斜叠加(Thorson et al, 1985),或叫  $p$ - $\tau$  变换,原是地震勘探处理中的一种叠加方法。它的思想是将台阵的空间-时间域记录转换到慢度-频率域,具有相同慢度的信号通过叠加能量被加强,其它不相关的信号则被压制。在这个转换过程中,面波和体波被分离开:在慢度-频率域,不同频率的面波能量表现为曲线,不同频率的体波能量则表现为直线。

以倾斜叠加为核心的地震噪声处理方法中,其中一个典型是 ReMi (Refractor Microtremor) 方法(Louie, 2001)。该方法沿用了地震反射/折射勘探设备,将 24 ~ 48 道的低频检波器线性排列进行观测。1 次观测记录的时间窗长 20 ~ 60s,需要观测 3 ~ 10 次。基本

处理流程如下:

对于每次多道记录的  $R(x, t)$  首先进行倾斜叠加 ( $p$ - $\tau$  变换), 即沿剖面的简单线性积分

$$R(p, \tau) = \sum_{i=1}^n R(x_i, t = \tau + px_i) \quad (1)$$

其中  $n$  表示观测的道数,  $p$  是射线参数 (视速度的倒数, 视慢度),  $\tau$  是截取时间。由于  $p$  和  $\tau$  都是离散的, 因此,  $p$ - $\tau$  变换实际上是在  $p$  和  $\tau$  设定的变化范围进行扫描变换处理。将  $R(p, \tau)$  对  $\tau$  进行傅立叶变换并得到其振幅谱  $Sa(p, f)$ 。由于双向传播的对称性, 将振幅谱按照  $p=0$  为中心对折叠加得到  $Sa(|p|, f)$ 。

最后将所有重复观测记录的  $Sa(|p|, f)$  叠加得到总的振幅谱  $St(|p|, f)$ , 并在此结果的基础上拾取 Rayleigh 波相速度频散曲线。由于来自不同方位的噪声源产生的面波和观测剖面以  $\theta$  角度斜交, 因此在观测剖面上, 它们的视速度表现为  $V_{true}(f) / \cos\theta$  ( $V_{true}(f)$  是真实相速度); 在慢度 - 频率域的振幅谱  $St(|p|, f)$  上, 这些面波表现为比较宽的能量带。沿剖面传播的 Rayleigh 波 ( $\theta = 0^\circ, 180^\circ$ ) 分布在能量带的下缘, 因此 ReMi 通过拾取能量带下缘获得真实的 Rayleigh 波频散曲线 (图 2)。

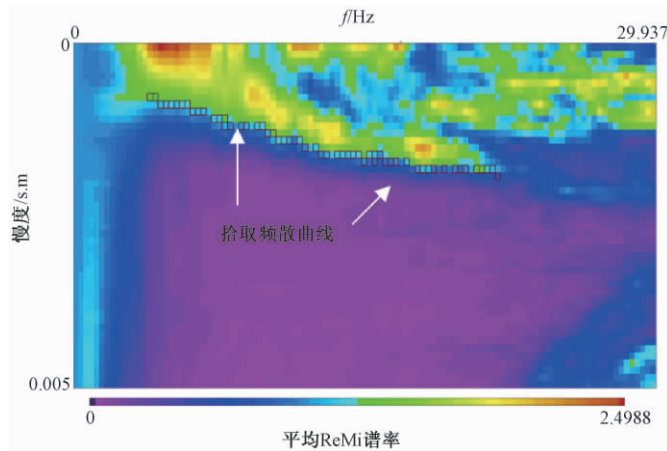


图 2 ReMi 方法得到的振幅谱

在高能量带的下缘拾取 Rayleigh 波相速度频散曲线 (图片摘自 [www.optimsoftware.com](http://www.optimsoftware.com))

为了进一步利用线性观测剖面外的面波能量, Park 等 (2008) 在主动源 MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves) 方法 (Park et al, 1999) 基础上提出了 RPMASW (Roadside Passive MASW) 方法。由于噪声源来自于不同的方向, 它们和线性观测剖面主要表现为如下 3 种关系: 面波近似为平面波时 (震源较远), IP (Inline Plane, 源和接收器在一条线上) 和 OP (Offline Plane, 源和接收器不在一条线上); 面波为柱状波 (震源较近) 时, OC (Offline Cylindrical, 源和接收器不在一条线上)。对于某个频率, 在时间 - 偏移距剖面, IP 和 OP 面波走时曲线为直线, 斜率是速度和视速度的倒数; 而 OC 面波走时曲线则为双曲线。ReMi 方法实际上仅考虑了 IP 的能量。

RPMASW 方法相当于频率域的倾斜叠加方法, 对频率 ( $f$ )、相速度 ( $c$ ) 和入射角 ( $\theta$ ) 3 个变量进行扫描叠加: 将每次记录的  $R(x, t)$  先转换到频率域  $R(x, f)$ , 然后对每个特定的频率

和扫描相速度,进行相位偏移( $\varphi_i$ )再叠加得到能量分布

$$E(f, c) = \sum_{\theta} \left| \sum_{i=1}^n e^{j\varphi_i} R_i(f) \right| \quad (2)$$

其中  $\varphi_i = -2\pi f L_i / c$ ,  $L_i$  是源和接受点之间距离。平面波情况下,  $L_i$  可以取  $x_i \cos\theta$  计算相对相移。柱面波时,  $L_i = \sqrt{(x_s - x_i)^2 + y_s^2} = \sqrt{(y_s / \tan\theta - x_i)^2 + y_s^2}$  (其中  $(x_s, y_s)$  为源位置,  $(x_i, 0)$  为接受点位置)。噪声源的位置是不确定的,但 Park 等(2008)认为可以将  $y_s$  取观测线到马路中央的距离作为近似。考虑了不同方位入射面波的能量后,拾取的频散曲线则更接近于 2D 台阵观测的结果。采用类似的扫描、相移叠加方法,(2)式可应用于二维的观测台阵(Park et al, 2004)。

噪声倾斜叠加方法使用了主动探测的观测体系,由此可以轻松地实现主动和被动相互结合的探测方式,扩展频散曲线可探测频率范围(Park et al, 2005, 2007)。这类方法可拾取的最大面波波长与台阵的长度相当,如果取面波的探测深度为面波的半个波长,则其可探测的深度相当于台阵长度的一半;而可拾取的最小波长和道(台)间距相当。

### 3.2 噪声 F-K 方法

噪声 F-K 方法假设面波是噪声的主要成分,将空间-时间域的噪声记录转换到频率-波数域后,不同频率的面波在(1D 或 2D)波数空间上会出现相应的高振幅能量;确定该能量的位置即可得到波数,并计算出相应频率面波的相速度。相同频率的面波在不同时间通过台阵时,尽管入射角不同(波数矢量不同),但在横向均匀介质中,它们的相速度应该是一致的(波数幅度相同);因此对于不同时间得到的同一个频率的相速度的分布进行统计,它们应该表现为以真实相速度为中心的近正态分布(如图 3(b))。出现这种分布的原因在于介质的非横向均匀影响和 F-K 方法的空间分辨率。因此 F-K 方法的关键在于提高波数空间的分辨率,如区分相似入射角同时入射的面波。

F-K 方法主要应用于二维台阵观测。但理论上也可用于一维线性台阵。由于 F-K 方法一般拾取具有最大能量的地震波的波数,如果 IP 能量不具优势,一维 F-K 结果将会有较大偏差。

常用的 F-K 方法有波束合成方法(Beam-Forming Method, BFM 或称常规 FK 方法, CVFK)(Lacoss et al, 1969)和最大似然法(Maximum Likelihood Method, MLM 或称高分辨率 FK 方法, HRFK)(Capon, 1969)。F-K 功率谱估计分别为

$$P_B(f, \vec{k}) = \sum_{i, j=1}^n \varphi_{ij} e^{i\vec{k}(\vec{x}_i - \vec{x}_j)} \quad (3)$$

$$P_M(f, \vec{k}) = \left( \sum_{i, j=1}^n \varphi_{ij}^{-1} e^{i\vec{k}(\vec{x}_i - \vec{x}_j)} \right)^{-1} \quad (4)$$

其中  $P$  的下角标 B 和 M 分别表示 BFM 和 MLM 方法;  $n$  是台站数;  $\varphi_{ij}$  是第  $i$  和  $j$  台数据的交叉功率谱(cross-power spectra)。 $\vec{k}$  是波数矢量,  $\vec{x}$  是观测点的位置。Capon(1969)指出 MLM 方法的空间分辨率要高于 BFM 方法,但是对测量误差更加敏感。

利用垂直向记录,对每个频率计算出 F-K 功率谱,然后可用网格搜索法在波数空间内找到最大 F-K 功率谱对应的波数  $\vec{k}$ ,则相应频率的 Rayleigh 波相速度为

$$c(f) = \frac{2\pi f}{|\vec{k}|} \quad (5)$$

将不同时间得到的相速度,利用统计方法确定最终的相速度。为了得到足够的样本,F-K方法往往需要更长时间的记录。

F-K方法可以利用三分量记录提取 Love 波的频散曲线(Fäh,2008;Poggi et al,2010)。水平分量包含 Rayleigh 波和 Love 波的能量,假设它们来自同一震源,由于极化方向不同, Rayleigh 波能量分布在入射角( $\theta$ )方向(径向),Love 波能量分布在与入射角垂直的方向(切向)。首先通过垂直分量的 F-K 分析得到入射角  $\theta$ ,然后对两个水平分量进行旋转变换,分离水平分量的 Rayleigh 波和 Love 波能量,获得 Love 波的 F-K 功率谱,最后类似于 Rayleigh 波分析提取出 Love 波频散曲线。

F-K 方法的优势是观测台阵的布设相对比较自由,可以采用圆形、十字、L 型或随机分布。但是不同台阵排列具有不同的台阵响应函数(相当于空间采样函数)。有限的采样点钝化了 F-K 的空间分辨率,其排列方式进一步限制了不同频率面波的分辨率。Picozzi 等(2010)认为,反卷积去除台阵响应函数可以提高台阵的空间分辨率,提高对相速度的识别精度。有关台阵响应函数的讨论可参见 Wathelet 等(2008)和 Foti 等(2011)的文献。

和倾斜叠加方法类似,台阵的孔径尺度(最大台间距, $D_{\max}$ )和最小台间距( $D_{\min}$ )决定了台阵的探测能力。Tokimatsu(1997)提出  $\lambda_{\max} < 3D_{\max}$  和  $\lambda_{\min} > 2D_{\min}$  关系式,其中  $\lambda_{\max}$  和  $\lambda_{\min}$  是能探测的最大波长和最小波长。以面波半波长为探测深度,则 F-K 方法能够探测的最大深度约为  $1.5D_{\max}$ 。

图 3 是在北京城区一个二维台阵观测的 HRFK 结果。由于台阵响应函数的限制,低频

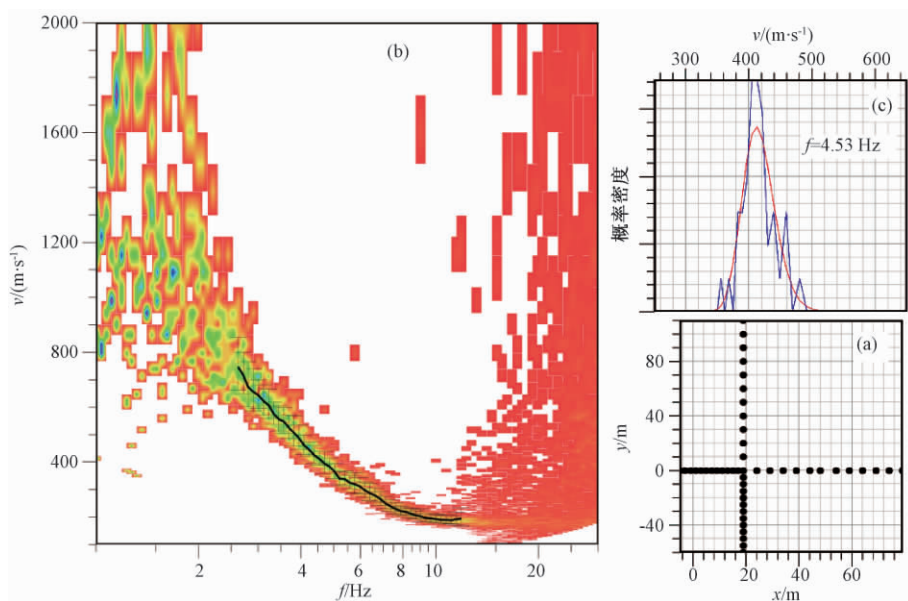


图 3 二维台阵观测的 HRFK 结果

(a) 台阵的几何排列,该台阵位于北京英东游泳馆后面,使用 48 道 2.5Hz 垂直向检波器; (b) 1~30Hz 相速度的概率密度分布,颜色表示不同的概率密度,图中黑线和细竖线为正态拟合得到的 Rayleigh 波频散曲线和拟合误差; (c) 对图(b)中单个频率(4.53Hz)相速度的概率密度分布(蓝线,所有时间窗 HRFK 分析的结果)和正态拟合结果(红线)

端的分辨率降低,只可有效拾取到 2.7Hz 左右;而高频出现假频现象,只可有效拾取到约 12.0Hz(图 3(c))。图 3(b) 是 4.53Hz 噪声信号在不同时间段的相速度概率密度分布曲线,由于该频率的台阵响应函数有适当分辨率,概率密度曲线基本呈现正态分布。

### 3.3 空间自相关方法 (SPAC)

Aki (1957) 提出了与倾斜叠加及 F-K 方法完全不同的思路以研究面波相速度。其核心在于将整个波场集成到单个属性即方位角平均空间自相关函数,其它属性如其振幅、入射方位角的影响则在这过程中被削减,使这个空间自相关函数只和面波的相速度有关。

传统的空间自相关方法 (SPAC) 有一个中心观测点,其它观测点分布在半径为  $r$  的圆周上。对于垂直向观测记录,经过方位角平均的 SPAC 函数为

$$\rho(\omega, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} F \langle R(r, \theta, s) R^*(0, \theta, s - t) \rangle d\theta \quad (6)$$

其中  $\theta$  为方位角;  $\langle \rangle$  表示在圆周上和中心点记录的集合平均 (ensemble average),  $*$  表示复数共轭,  $F$  为针对时间变量  $s$  的傅里叶变换。SPAC 因子定义为

$$\rho_0(\omega, r) = \rho(\omega, r) / \rho(\omega, 0) \approx J_0(rk(\omega)) \quad (7)$$

上式右侧当噪声在时间和空间上呈稳态,且基阶 Rayleigh 波为噪声的主要成分时成立。其中  $J_0$  为 0 阶 Bessel 函数,  $k$  是 Rayleigh 波的波数。在式 (7) 中  $r$  是固定的,对于一个频率,通过扫描不同的波数,将空间自相关函数拟合至 Bessel 函数,由最小误差得到该频率的波数;根据式 (5) 得到相速度。

SPAC 探测深度为  $2r \leq \lambda \leq 15.7r$  (Henstridge, 1979; Chávez-García et al, 2005); 其中  $r$  是台阵半径,  $\lambda$  是面波波长。和 F-K 方法相比, SPAC 方法尽管在台阵排列上有更严格的要求,但可用较小的台阵孔径获得较低频的频散曲线;此外, SPAC 方法可用更少的台站数量获得 F-K 方法用较多台站才能够获得的频散曲线结果 (Okada et al, 2003)。

后续的研究对 SPAC 在理论、实际应用等方面进行了大量的改进,成为发展分支最多的一种方法 (Ling & Okada, 1993; Okada et al, 1994、2003、2006; Bettig et al, 2001; Asten, 2004; Morikawa et al, 2004; Chávez-García et al, 2005; Asten, 2006; Cho et al, 2006a、2006b; Tada et al, 2007、2009;)。Ling 等 (1993) 和 Okada (1994) 提出 ESAC (Extended SPAC) 方法,把式 (7) 中  $r$  作为变量参与拟合。ESAC 的观测系统可更灵活,不再局限在一个圆内。基于圆形台阵的通用公式 (Cho et al, 2006a), Cho 等 (2006b) 和 Tada 等 (2007) 提出了一系列的新方法,旨在提高台阵的探测深度、提取高阶 Rayleigh 波频散曲线和 Love 波频散曲线。例如 Cho 等 (2006b) 展示出 CCA (Centerless Circle Array) 可探测的面波波长可接近  $50r$ 。如果台阵的信噪比足够高, CCA 探测深度仍有可能提高。Cho 等 (2008) 提出台阵半径只有 30cm 的迷你台阵,可以满足在城市地区找到足够安静的地方进行观测,这种改进甚至能够得到  $500r$  波长的面波频散曲线。

### 3.4 噪声干涉方法

地震波干涉方法 (Seismic Interferometry, SI; Claerbout, 1968), 是利用互相关方法 (Cross-Correlation, CC; Lobkis et al, 2001; Campillo et al, 2003; Shapiro et al, 2004、2005) 或反卷积方法 (如 Vasconcelos et al, 2008) 得到台站间的经验格林函数并提取出频散曲线,进一步反演地下的速度结构。这类方法目前更多用于深部结构的探测 (如 Campillo et al,



2003; Shapiro et al, 2004)。Tsai 等(2010)证明 SPAC 方法和 CC 方法实际上是等效的,它们只是相对于在频率域(SPAC)和时间域(CC)的噪声相关应用。SPAC 和 SI 的主要区别在于 SPAC 计算包含方位角的平均。Shiraishi 等(2006)指出方位角平均实际上起到压制非各向同性波场影响的作用。在一定波场条件下,SPAC 也可以用两个台得到足够精度的结果(Chavez-Garcia, 2005)。因此, Yokoi(2010)认为在适度非各向同性波场的条件下, SPAC 和 SI 的结果没有差别。

浅层结构研究中使用 SI 方法主要是因为它具有更深的探测能力。为了达到较深的探测深度,必须扩大观测台阵的孔径尺度,但现有的多台台阵探测方法均隐含台阵下方是横向均匀的假设,随着覆盖面积的增大,台阵下方横向不均匀影响将更为突出。多台台阵方法仅能得到整个台阵下方的平均频散曲线,而 SI 方法可以得到所有台站对之间的频散曲线,有利于反演台阵下方二维或三维的速度结构(Picozzi et al, 2009; Renalier et al, 2010)。由于数据处理技术的不同,Chávez-García 等(2005)用小台阵数据发现同样的数据使用 SI 方法能够得到更低频的频散曲线,而 SPAC 方法则偏向于得到高频结果;它们之间有一定的互补性。

除了利用双台数据提取面波频散曲线,SI 方法也用于多台台阵数据处理以改善频散曲线的拾取。Gouédard et al. (2008)提出噪声相关倾斜叠加方法(Noise Correlation Slantstack, NCSS),通过计算台阵内所有台站对的互相关函数,并将其按照台站间距排列成类似 ReMi 的一维剖面,再用 F-K 方法处理该剖面拾取频散曲线。利用 10 个台的合成数据,对比了 SPAC 和 HRFK 方法处理结果,发现 NCSS 能够获得更准确且频带更宽的 Rayleigh 波频散曲线;同时该方法也能够获得准确的 Love 波频散曲线。类似于 NCSS 的处理, O'Connell 等(2011)的 IMASW 方法(Interferometric MASW)在一维的 ReMi 或 MASW 观测数据的基础上,利用地震干涉方法改善了低频 Rayleigh 波频散曲线的提取。

### 3.5 噪声水平 - 垂直向谱比法(NHVSR)

噪声水平 - 垂直向谱比法(Noise Horizontal to Vertical Spectra Ratios, NHVSR)(Nakamura, 1989),又称为 QTS(Quasi-Transfer Spectra)(Nakamura, 2009),广泛用于地震场地研究,如沉积层的共振频率和场地放大系数(Bonnefoy-Claudet et al, 2006)。NHVSR 的观测非常简单,仅需要单台三分量地震仪,进行几十分钟至 1 小时的观测。单台仪器对场地的要求不高,非常适用于城市区域应用。NHVSR 计算使用如下公式

$$\text{NHVSR} = \sqrt{(SP_{\text{NS}}^2 + SP_{\text{EW}}^2) / 2SP_{\text{UD}}^2} \quad (8)$$

其中,  $SP_{\text{NS}}$ 、 $SP_{\text{EW}}$  和  $SP_{\text{UD}}$  分别表示南北、东西和垂直分量的频谱。对连续波形进行分段处理计算频谱。分段的长度取决于计算 NHVSR 的低频,要求每个时间段包含至少 10 个低频周期;例如低频要计算到 0.2 Hz,分段长度最少要 50s。最后将所有窗口的 NHVSR 平均得到最后结果和误差分布。

尽管目前对 NHVSR 的机制仍有一定争议,但普遍认为单台 NHVSR 得到的峰值频率非常接近于沉积层的 SH 波的共振频率(如 Bonnefoy-Claudet et al, 2006)。SH 波的共振频率( $f_r$ )是由沉积层 S 波平均速度( $V_{\text{sa}}$ )和沉积层的厚度( $h$ )决定的,近似为

$$f_r = n \times V_{\text{sa}} / (4h) \quad (n = 1, 3, 5, 7 \dots) \quad (9)$$

$n = 1$  时,  $f_r$  是基阶共振频率,其它则为高阶共振。在通常情况下, NHVSR 仅出现基阶共

振。如果研究区内沉积层的横向速度分布比较相似,利用少数已知的沉积层厚度资料,建立共振频率和沉积层厚度的经验转换关系式(如 Ibs-von Seht et al, 1999; Parolai et al, 2001), NHVSR 共振频率可以直接转换成沉积厚度;因此 NHVSR 也广泛用于盆地结构研究(如 Ibs-Von Seht et al, 1999; Delgado et al, 2000; Parolai et al, 2002; 谢晓峰等, 2007; Wang et al, 2008; 陈棋福等, 2009; 王伟君等, 2011; Özalaybey et al, 2011)。因为 NHVSR 的观测和处理快捷、廉价,可以在研究区内进行较高密度的观测,快速获得区域的沉积层界面深度分布。

### 3.6 Rayleigh 波椭圆率方法

Rayleigh 波椭圆率是 Rayleigh 波地表记录的水平分量和垂直分量的比值。特别在强波阻抗界面,如在沉积土层和基岩界面,由于 Rayleigh 波传播方向的倒转,椭圆率出现极化现象,在频率轴上出现强波峰和波谷(Malischewsky et al, 2009)。当两层介质的波阻抗比足够大时,这个波峰频率近似 SH 波在沉积层的共振频率。

和频散曲线相似,不同频率的椭圆率曲线形态(振幅)反映相应深度内地下介质特征,可以直接用于反演速度结构。当基阶 Rayleigh 波是噪声主要成分时, NHVSR 曲线和 Rayleigh 波椭圆率曲线非常相似(Fäh et al, 2003)。但因 Love 波在噪声面波中有相当的比例,对 NHVSR 结果有一定的影响(Bonnefoy-Claudet et al, 2008),故 NHVSR 曲线一般不能直接当作 Rayleigh 波的椭圆率曲线。

Fäh 等(2009)提出利用连续小波变换从单台三分量记录中提取 Rayleigh 波椭圆率曲线的方法。利用 Rayleigh 波在垂直向有能量分布以及 Rayleigh 波水平分量和垂直分量有 90° 延时的特征,首先在垂直向时频分布上找到 Rayleigh 波的能量分布,然后在 1/4 周期延时处找到水平向的能量分布,它们的比值就是椭圆率在不同频率的表现。利用上述 Rayleigh 波特征, Hobiger 等(2009)提出了利用结构工程中的随机衰减技术(Random Decrement Technique, RayDec)从单台噪声观测中提取 Rayleigh 波椭圆率曲线的方法。

利用台阵观测更有利于提取精确的 Rayleigh 波椭圆率曲线。目前主要有两种方法:一种是利用台阵分析方法(F-K, SPAC)得到噪声中不同频率的 Rayleigh/Love 成分比率(Köhler et al, 2007),用该比率校正常规的 NHVSR 而得到椭圆率曲线。第二种是利用三分量 F-K 分析方法,分离出 Rayleigh 波水平分量(径向)和垂直分量的 F-K 交叉谱,得到频率相关的椭圆率曲线(Poggi et al, 2010)。

较之其它方法, Rayleigh 波椭圆率方法最大的特点是可以限制基岩界面附近的结构。图 4 是利用 Rayleigh 波椭圆率曲线反演速度结构的例子。该椭圆率曲线是在北京东三旗单台地表观测得到的 NHVSR 曲线经过简单校正(假设 Love 波占面波的 50%)后得到的。反演的基岩界面深度接近于真实的界面;椭圆率波峰周边的曲线对基岩界面附近结构比较敏感,拟合误差相对其它频率较小。实际上,椭圆率曲线和频散曲线对地下的 S 波界面深度和速度有不同的灵敏度。椭圆率曲线波峰的频率和振幅对沉积层总体的厚度和基岩的速度更为敏感,而频散曲线对浅层结构的敏感性是自上而下的。因此椭圆率曲线和频散曲线的联合反演能够更好地限制反演的非线性问题(Parolai et al, 2005; Picozzi et al, 2007; Arai et al, 2005)。

使用单台观测快捷和廉价,但 NHVSR 的峰值频率和振幅不可避免地受到 Love 波等其它因素的影响,无法得到场地放大系数,也给场地共振频率的估计带来一定的误差。Poggi

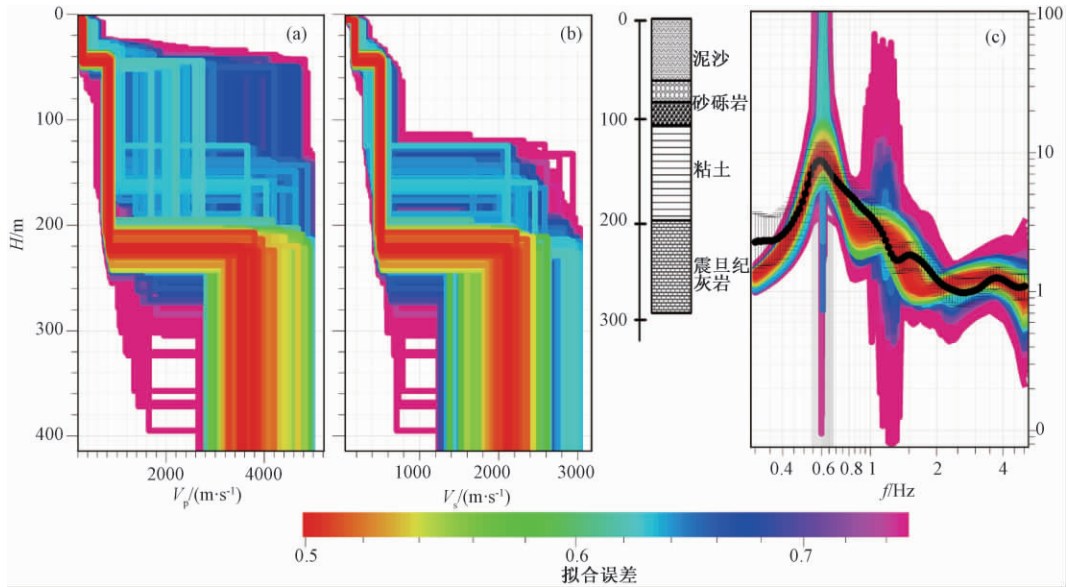


图4 利用 Rayleigh 波椭圆率曲线反演北京东三旗地区的速度结构

(a) 反演 P 波速度; (b) 反演 S 波速度; (c) 椭圆率曲线 (黑线) 和拟合结果;

其中间小图是东三旗地质勘探钻孔, 基岩顶部约在 200m 深处

等 (2011) 摒弃了 NHVSR 方法, 从单台记录中提取椭圆率曲线获得椭圆率峰值频率; 同时利用台阵分析得到的频散曲线建立沉积层速度和深度的经验关系式; 通过拟合椭圆率峰值频率和沉积厚度的经验关系, 利用大量单台观测点的椭圆率峰值频率建立基岩界面; 由界面和速度综合计算获得共振频率和场地放大系数。这是一个比较典型的综合应用浅层探测方法的例子, 体现了从观测至沉积层结构的反演和模型的建立, 最后回归到浅层结构研究的重要目的——场地作用。但相对于 NHVSR, 这个处理流程需要更多的计算处理。

## 4 总结

本文概要地介绍了目前地震噪声浅层结构探测的主要方法。总体来说, 这些方法提供了比较丰富的手段来研究地下浅层结构。对于这些方法的选择, 取决于仪器、场地和研究的目标深度。倾斜叠加方法沿用了地震反射/折射的设备和观测方式, 可以轻松地将主动源探测和被动源探测结合起来, 提高浅层的探测精度。这类方法目前大部分应用于百米深度范围内的速度结构反演。F-K 方法可以比较自由地布设台阵, 研究噪声源的方位分布、成分组成等特征。SPAC 和 SI 方法目前正逐步融合于统一的理论基础框架, 其数据处理技术具有相互借鉴的可能性, 是目前具有较大发展空间的方法。和 F-K 方法相比, 它们对深部结构的研究更有效率, 可以用较少台站 (最少两个) 和较小台阵孔径达到相似的效果。椭圆率反演则可简化到只用一台三分量仪器, 更适用于限制沉积界面底部的结构。NHVSR 方法数据处理最简单, 而且往往能够一举两得, 不仅可以获得沉积结构的共振频率, 也可以得到基岩的大概深度。

扩展可获取的频散曲线频段、提高频散曲线的检测精度、识别和利用噪声中的 Love 波

成分以及高阶的面波成分是目前探测方法发展的主要趋势。而各种方法的相互结合,例如主动与被动探测的结合、SI方法与倾斜叠加和F-K方法的结合、F-K方法与椭圆率方法的结合等是目前发展探测方法的重要途径。

**致谢:**感谢审稿者对本文的评审以及编者对本文结构和内容的改进。周青云、刘宁、阮祥、龚萱和谭毅培参与了本文中部分野外工作。

## 参考文献

- 陈棋福、刘澜波、王伟君等, 2009, 利用地脉动探测北京城区的地震动场地响应, 科学通报, **53** (18), 2229 ~ 2235。
- 何正勤、丁志峰、贾辉等, 2007, 用微动中的面波信息探测地壳浅部的速度结构, 地球物理学报, **50** (2), 492 ~ 498。
- 王伟君、刘澜波、陈棋福等, 2009, 应用微动 H/V 谱比法和台阵技术探测场地响应和浅层速度结构, 地球物理学报, **52** (6), 1515 ~ 1525。
- 王伟君、陈棋福、齐诚等, 2011, 利用噪声 HVSR 方法探测近地表结构的可能性和局限性——以保定地区为例, 地球物理学报, **54** (7), 1783 ~ 1797。
- 谢晓峰、赵伯明、柴炽章等, 2007, 用 HV 谱比法推测银川市市区沉积层基底分布特征, 中国地震, **23** (4), 359 ~ 365。
- Aki K, 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415 ~ 457.
- Aki K, Chouet B, 1975, Origin of coda waves: Source, Attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, **80** (23), 3322 ~ 3342.
- Arai H, Tokimatsu K, 2005, S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95** (5), 1766 ~ 1778.
- Assimakis D, Kausel E, Gazetas G, 2005, Soil-dependent topographic effects: A case study from the 1999 Athens earthquake. *Earthquake Spectra*, **21** (4), 929 ~ 966.
- Asten M W, 2004, Comment on "Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee" by Paul Bodin, Kevin Smith, Steve Horton and Howard Hwang. *Engineering Geology*, **72** (3-4), 343 ~ 349.
- Asten M W, 2006, On bias and noise in passive seismic data from finite circular array data processed using SPAC methods. *Geophysics*, **71** (6), 153 ~ 162.
- Bettig B, Bard P Y, Scherbaum F, et al, 2001, Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC). Application to the Grenoble area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42** (3-4), 281 ~ 304.
- Bonnefoy-Claudet S, Cotton F, Bard P-Y, 2006, The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, **79** (3-4), 205 ~ 227.
- Bonnefoy-Claudet S, Köhler A, Cornou C, et al, 2008, Effects of love waves on microtremor H/V ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98** (1), 288 ~ 300.
- Campillo M, Paul A, 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, **299** (5606), 547 ~ 549.
- Capon J, 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, **57** (8), 1408 ~ 1418.
- Chávez-García F J, Rodríguez M, Stephenson W R, 2005, An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95** (1), 277 ~ 293.
- Cho I, Tada T, Shinozaki Y, 2004, A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics*, **69** (6), 1535 ~ 1551.
- Cho I, Tada T, Shinozaki Y, 2006a, A generic formulation for microtremor exploration methods using three-component records from a circular array. *Geophysical Journal International*, **165** (1), 236 ~ 258.
- Cho I, Tada T, Shinozaki Y, 2006b, Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *Journal of Geophysical Research*, 111: 12 PP.

- Cho I, Tada T, Shinozaki Y, 2008, A new method of microtremor exploration using miniature seismic arrays: Quick estimation of average shear velocities of the shallow soil. *Butsuri-Tansa*, (61), 457 ~ 468.
- Claerbout J F, 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, **33**(2), 264 ~ 269.
- Cornou C, BardP-Y, Dietrich M, 2003, Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, Part I: Methodology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**(6), 2604 ~ 2623.
- Davis P M, Rubinstein J L, Liu K H, et al, 2000, Northridge earthquake damage caused by geologic focusing of seismic waves. *Science*, **289**(5485), 1746 ~ 1750.
- Delgado J, Lopez C, Giner J, et al, 2000, Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, **157**(9), 1445 ~ 1462.
- Fäh D, Wathelet M, Kristekova M, et al, 2009, Using ellipticity information for site characterisation, NERIES JRA4 "Geotechnical Site Characterization", taskB2-D4, final report.
- Fäh D, Kind F, Giardini D, 2003, Inversion of localS-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology*, **7**(4), 449 ~ 467.
- Fäh D, Stamm G, HavenithH-B, 2008, Analysis of three-component ambient vibration array measurements. *Geophysical Journal International*, **172**(1), 199 ~ 213.
- Flores-Estrella H, Yussim S, Lomnitz C, 2007, Seismic response of the Mexico City Basin: A review of twenty years of research. *Natural Hazards*, **40**(2), 357 ~ 372.
- Foti S, Parolai S, Albarello D, et al, 2011, Application ofSurface-wave methods for seismic site characterization. *Surveys in Geophysics*, **32**(6), 777 ~ 825.
- Gouédard P, Cornou C, Roux P, 2008, Phase-velocity dispersion curves and small-scale geophysics using noise correlation slantstack technique. *Geophysical Journal International*, **172**(3), 971 ~ 981.
- Hasselmann K, 1963, A statistical analysis of the generation of microseisms. *Reviews of Geophysics*, **1**(2), 177 ~ 210.
- Henstridge J D, 1979, A signal processing method for circular arrays. *Geophysics*, **44**(2), 179 ~ 184.
- Hobiger M, BardP-Y, Cornou C, et al, 2009, Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec). *Geophys. Res. Lett.*, **36**(14), L14303.
- Holzer T L, 1994, Predicting earthquake effects—learning from northridge and Loma Prieta. *Science*, **265**(5176), 1182 ~ 1183.
- Ibs-von Seht M, Wohlenberg J, 1999, Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(1), 250 ~ 259.
- Kawase H, 2003, Site effects on strong ground motions. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B. Edited by Lee W H K, Kanamori, H, Jennings P C, Kisslinger C. Academic press, New York.
- Köhler A, Ohrnberger M, Scherbaum F, et al, 2007, Assessing the reliability of the modifiedthree-component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, **168**(2), 779 ~ 796.
- Kudo K, Kanno T, Okada H, et al, 2002, Site-specific issues for strong ground motions during the kocaeli, Turkey, Earthquake of 17 August 1999, as Inferred from Array Observations of Microtremors and Aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(1), 448 ~ 465.
- Lacoss R T, Kelly E J, Toksoz M N, 1969, Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, **34**(1), 21 ~ 38.
- Langston C A, 2011, Wave-field continuation and decomposition for passive seismic imaging under deep unconsolidated sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(5), 2176 ~ 2190.
- Ling S, Okada H, 1993, An extended use of the spatial autocorrelation method for the estimation of structure using microtremors, in Proc. of the 89th SEGJ Conference, Nagoya, Japan, 12 - 14 October 1993, Society of Exploration Geophysicists of Japan, 44 ~ 48 (in Japanese).
- Lobkis O I, Weaver R L, 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, **110**(6), 3011.
- Longuet-Higgins M S, 1950, A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of london. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, **243**(857), 1 ~ 35.

- Louie J N, 2001, Faster, Better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91** (2), 347 ~ 364.
- Malischewsky P G, Scherbaum F, Lomnitz C, et al, 2008, The domain of existence of prograde Rayleigh-wave particle motion for simple models. *Wave Motion*, **45** (4), 556 ~ 564.
- Morikawa H, Sawada S, Akamatsu J, 2004, A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseisms simultaneously observed at two sites. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94** (3), 961 ~ 976.
- Nakamura Y, 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech Res Inst*, **30** (1), 25 ~ 30.
- Nakamura Y, 2009, Basic structure of QTS (HVSR) and examples of applications. *Increasing Seismic Safety by Combining Engineering Technologies and Seismological Data*, 33 ~ 51.
- Nawa K, Suda N, Fukao Y, et al, 1998, Incessant excitation of the Earth's free oscillations. *Earth Planets Space*, **50** (1), 3 ~ 8.
- O'Connell D R H, Turner J P, 2011, Interferometric multichannel analysis of surface waves (IMASW). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101** (5), 2122 ~ 2141.
- Ohori M, Nobata A, Wakamatsu K, 2002, A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92** (6), 2323 ~ 2332.
- Okada H, Sakajiri N, 1983, Estimates of an S-wave velocity distribution using long-period microtremors, *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, **42**, 119 ~ 143.
- Okada H, Matsuoka T, Hidaka E, 1987, Comparison of spatial autocorrelation method and frequency-wavenumber spectral method of estimating the phase velocity of Rayleigh waves in long-period microtremors. *Geophysical Bulletin of Hokkaido University*, **49**, 53 ~ 62.
- Okada H, 1994, A research on the practical application of microtremor exploration technique to a wide area survey of a underground structure under 3,000 m in depth, Report of a Grant-in-Aid for Co-operative Research (B) (in Japanese).
- Okada H, 2006, Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method. *Exploration Geophysics*, **37** (1), 73 ~ 85.
- Okada H, Suto K, 2003, The Microtremor survey method geophysical monograph series, No.12 Society of Exploration Geophysicists.
- Özalaybey S, Zor E, Ergintav S, et al, 2011, Investigation of 3-D basin structures in the İzmit bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophysical Journal International*, .
- Park C B, Miller R D, 2008, Roadside passive multichannel analysis of surface waves (MASW). *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **13** (1), 1 ~ 11.
- Park C B, Miller R D, Rydén N, et al, 2005, Combined use of active and passive surface waves. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, **10** (3), 323 ~ 334.
- Park C B, Miller R D, Xia J, 1999, Multichannel analysis of surface waves (MASW). *Geophysics*, **64** (3), 800 ~ 808.
- Park C B, Miller R D, Xia J, et al, 2007, Multichannel analysis of surface waves (MASW) — Active and passive methods. *The Leading Edge*, **26** (1), 60 ~ 64.
- Park C, Miller R, Laffen D, et al, 2004, Imaging dispersion curves of passive surface waves. 2004 SEG Annual Meeting.
- Parolai S, Bormann P, Milkereit C, 2001, Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements. *Journal of Earthquake Engineering*, **5** (4), 541 ~ 564.
- Parolai S, Bormann P, Milkereit C, 2002, New relationships between  $V_s$ , thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92** (6), 2521.
- Parolai S, Picozzi M, Richwalski S M, et al, 2005, Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophysical Research Letters*, **32** (1), L01303.
- Picozzi M, Albarello D, 2007, Combining genetic and linearized algorithms for a two-step joint inversion of Rayleigh wave

- dispersion and H/V spectral ratio curves. *Geophysical Journal International*, **169** (1), 189 ~ 200.
- Picozzi M, Parolai S, Bindi D, 2010, Deblurring off-frequency-wavenumber images from small-scale seismic arrays. *Geophysical Journal International*, **181** (1), 357 ~ 368.
- Picozzi M, Parolai S, Bindi D, et al, 2009, Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, **176** (1), 164 ~ 174.
- Poggi V, Fäh D, 2010, Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, **180** (1), 251 ~ 267.
- Poggi V, Fäh D, Burjanek J, et al, 2011, The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: application to the city of Lucerne, Switzerland. *Geophysical Journal International*, **188** (3), 1154 ~ 1172.
- Renalier F, Jongmans D, Campillo M, et al, 2010, Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research*, **115**, F03032.
- Rhie J, Romanowicz B, 2004, Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling. *Nature*, **431** (7008), 552 ~ 556.
- Rhie J, Romanowicz B, 2006, A study of the relation between ocean storms and the Earth's hum. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **7**, (10).
- Shapiro N M, Campillo M, 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **31** (7), 1615 ~ 1619.
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al, 2005, High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, **307** (5715), 1615 ~ 1618.
- Shiraishi H, Matsuoka T, Asanuma H, 2006, Direct estimation of the Rayleigh wave phase velocity in microtremors. *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L18307.
- Tada T, Cho I, Shinozaki Y, 2007, Beyond the SPAC method: Exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97** (6), 2080 ~ 2095.
- Tada T, Cho I, Shinozaki Y, 2009, New circular-array microtremor techniques to infer Love-wave phase velocities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99** (5), 2912 ~ 2926.
- Thorson J R, Claerbout J F, 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. *Geophysics*, **50** (12), 2727 ~ 2741.
- Tokimatsu K, 1997, Geotechnical site characterization using surface waves. *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, Balkema, **3**, 1333 ~ 1368.
- Tsai V C, Moschetti M P, 2010, An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results. *Geophysical Journal International*, **182** (1), 454 ~ 460.
- Vasconcelos I, Snieder R, 2008, Interferometry by deconvolution: Part 1—Theory for acoustic waves and numerical examples. *Geophysics*, **73** (3), S115.
- Wang W, Liu L, Chen Q, et al, 2008, Site responses and sediment structures along the NW and NE profiles in Beijing area revealed by microtremor H/V spectral ratio studies. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing.
- Wathelet M, Jongmans D, Ohrnberger M, et al, 2008, Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over  $V_s$  inversion. *Journal of seismology*, **12** (1), 1 ~ 19.
- Yang Y, Ritzwoller M H, 2008, Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9** (2).
- Yokoi T, 2010, New formulas derived from seismic interferometry to simulate phase velocity estimates from correlation methods using microtremor. *Geophysics*, **75** (4), SA71 ~ SA83.

## Review on near-surface soft structure investigation with seismic noise

Wang Weijun<sup>1,2)</sup> Chen Qifu<sup>3)</sup> Chen Ling<sup>3)</sup>

1) School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

3) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

**Abstract** The near-surface soft structures can cause the seismic site effects which are the main reasons to intensify the earthquake hazard. So the investigation of the near-surface structure is a key step to site effects evaluation, site classification and seismic hazard prevention and reduction. Seismic noises are extensively used as sources in deep and shallow structures studies in recent years because they exist anytime and anywhere with relative wide spectral energy distribution. The investigation of shallow structure with seismic noise can be economically performed to deeper range comparing to active source exploration, and can be carried out in noisy site. This paper shortly reviews the most typical noise exploration methods in shallow structures, including data collection, processing and their most recent development.

**Key words:** Near-surface structure investigation Seismic noise