

王伟君,刘澜波,陈棋福等. 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, 2009, **52**(6): 1515~1525, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.013

Wang W J, Liu L B, Chen Q F, et al. Applications of microtremor H/V spectral ratio and array techniques in assessing the site effect and near surface velocity structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(6): 1515~1525, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.013

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

王伟君^{1,3}, 刘澜波^{2,1}, 陈棋福¹, 张 杰⁴

1 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036

2 University of Connecticut, Storrs, CT, USA 06269-2037

3 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026

4 北京市地震局, 北京 100080

摘 要 为了快速而且廉价地获取北京市详细的场地响应和浅层速度结构, 应用于地震动模拟和地震灾害预防, 我们开展了微动观测技术和处理方法研究. 本文利用 2007 年夏季北京五棵松地区进行的几个微动观测实验数据, 使用单台 H/V 谱比法分析场地的卓越频率及其对应的放大系数, 并对比了不同地震仪和观测时间对 H/V 曲线的影响; 应用高分辨率 $F-K$ 频谱分析方法从微动台阵数据中得到 Rayleigh 波的频散曲线并使用邻域算法反演出浅层速度结构. H/V 结果表明该地区卓越频率在 2.1~2.2 Hz 之间, 对应的放大系数下限约为 3; 利用微动 H/V 方法得到的场地卓越频率具有较高的稳定性. 微动台阵反演结果给出了比较合理的波阻抗界面深度和层平均速度结构, 认为地下 80 多米处的波阻抗界面是决定场地卓越频率和其场地放大系数的主要界面. 本研究表明微动技术应用于评估城市地震场地响应和浅层速度结构是可行且易于实施的.

关键词 微动, 浅层速度结构, 场地响应, H/V 谱比法, $F-K$ 频谱分析方法

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.06.013

中图分类号 P315

收稿日期 2008-12-12, 2009-03-11 收修定稿

Applications of microtremor H/V spectral ratio and array techniques in assessing the site effect and near surface velocity structure

WANG Wei-Jun^{1,3}, LIU Lan-Bo^{2,1}, CHEN Qi-Fu¹, ZHANG Jie⁴

1 Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

2 University of Connecticut, Storrs, CT, USA 06269-2037

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

4 Earthquake Administration of Beijing Municipality, Beijing 100080, China

Abstract To rapidly and economically assess the detailed seismic site effects and near surface velocity structures which are crucial for accurate strong motion simulation and efficient seismic hazard prevention, we conducted microtremor array observations and subsequent data processing for the urban areas of the Beijing city. In this paper, using the data collected from several microtremor observation experiments at Wukesong area in the summer of 2007, we estimated the

基金项目 国家国际科技合作项目(2006DFA21650), 中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(0207690229), 国家自然科学基金项目(40504007)资助.

作者简介 王伟君, 男, 1972 年生, 副研究员. 主要从事地震衰减、地震层析成像、地脉动应用研究. E-mail: wjwang@seis.ac.cn

predominant frequencies and their amplification factors of this site with the H/V spectral ratio method. We also investigated the effects of different seismometers and observation times on the H/V spectra curve. Furthermore we retrieved the Rayleigh wave dispersion curve by applying the high-resolution $F-K$ spectral analysis method to the microtremor array observation data and inverted for the subsurface velocity structure using the neighborhood algorithm. The H/V results show that the predominant frequencies in the Wukesong area are about 2.1~2.2 Hz with the lower limit of the amplification factor about 3. The predominant frequencies obtained from the microtremor H/V analysis are stable in this study. The inversion results from the microtremor array data reveal a reasonable subsurface velocity structure in terms of both impedance interface depths and average layer velocities, and suggest that an interface at about 80 meter depth makes the primary contribution to the predominant frequency and the corresponding amplification factor of this site. This study demonstrates that the microtremor technology is a practical and feasible way to assess the seismic site effect and near surface velocity structure at an urban site.

Keywords Microtremor, Near surface velocity structure, Site effect, H/V spectral ratio method, $F-K$ spectral analysis method

1 引言

由强地震引起的地面震动强度取决于震源、地震波的传播路径和地下浅层结构产生的场地效应等因素。在松散沉积层发育的地区,场地效应显著而且区域差异大,使地震动强度区域分布相对复杂。因此详细了解松散沉积层的速度结构进行场地分类、根据场地响应进行地震设防,对于地震工程和灾害评估非常重要。传统方法,如利用基岩和场地地震记录频谱相比的参考场地方法^[1]、多台地震记录联合反演方法^[2]是获得场地响应的重要途径。但这些方法依赖于地震记录,对于背景噪声强的城市和地震发生频率低的地区,这些方法的应用将受到很大限制。

微动(或叫地脉动或噪声)是由自然现象如海浪、风等和人类生产活动如工厂机器振动、汽车的运行等引起的。微动信号具有较宽的频谱范围,可以随时随处进行观测。微动 H/V 谱比法,又叫 Nakamura 方法或准转换函数谱方法,首先由 Nogoshi 和 Igarashi 提出^[3],经 Nakamura^[4,5]推广应用于场地响应评估。 H/V 值使用单台水平、垂直分量频谱相比得到,实施起来简单快捷,因而得到广泛的应用^[6~10]。但是单台数据无法区分出微动是由体波还是面波组成,因此很难判断 H/V 峰值是由于 S 体波在松散沉积层的共振引起^[5],还是 Rayleigh 面波的极化作用^[11]或 Love 面波的 Airy 震相^[12]引起。Bonneyoy-Claudet 等^[12,13]的 1D 模拟表明微动 H/V 峰值频率与波场组成没有太大关系,与松散沉积层

的共振频率相吻合;这和很多应用结果相符合^[6~10]。模拟也表明微动 H/V 峰值振幅和噪声波场的组成与震源的类型、距离和深度有很大的关系;Love 波在波场中的相对比例控制着 H/V 峰值振幅的大小。实际应用中可以把微动 H/V 峰值振幅作为场地放大系数的下限。

浅层结构层速度和层厚度的差异,尤其松散沉积层和基岩之间的速度差异和松散沉积层的厚度是决定场地响应的主要因素。穿透性的探测技术如钻孔测井是了解浅层结构最可靠的方法,也是最为昂贵的。非穿透性的探测技术如反射、折射和面波勘探等传统方法是目前浅层结构探测的主要途径,但是这些方法受震源的限制,在城市应用有一定的限制。廉价的无源微动地震台阵观测技术,在最近被重新得到发展,应用于研究地下浅层结构。频率-波数方法($F-K$)^[14,15]能够在复杂的微动波场中检测出相对强势的地震波,如 Rayleigh 波,进一步反演地下的速度结构。Aki 提出的空间自相关方法(SPAC)^[16]把复杂的地震波场作为时间和空间的随机过程,确定地震波的时间和空间频谱关系,即空间自相关系数作为相速度和频率的函数关系,反演地下结构。SPAC 的改进方法如 MSPAC^[17]、ESPAC^[18]、CAA^[19]则不再局限于 SPAC 的圆形台阵几何排列方式,使用更灵活的台阵布设来适应实际观测环境。利用漫射波场时间域互相关和格林函数的密切关系,用尾波或微动的台阵记录互相关估计地下结构,正逐渐在地球深部^[20]和浅部^[21]速度结构反演应用中得到广泛的应用。与主动源面波勘探方法^[22]相比较,微

动台阵方法具有不需要震源、场地要求低和探测深度大的优势,但缺乏可控性。可以与主动源面波勘探方法相结合改进地下速度结构反演,提高地震场地响应评估精度。

在中国,微动应用和研究也开展了一些工作,如将微动应用于城市的场地评价^[23,24],微动台阵数据处理方法研究^[25,26]和仪器设计^[26]。本文中,将利用我们在北京五棵松地区进行微动观测的实验数据,使用单台 H/V 方法研究场地响应卓越频率和放大系数;利用台阵 $F-K$ 方法提取 Rayleigh 波频散曲线并用邻域算法反演松散沉积层的界面深度和速度结构。最后计算微动台阵反演速度结构和钻孔速度结构的垂直入射 S_H 波的转换函数,并与 H/V 曲线进行对比研究。

2 数据

观测地点选择在五棵松体育馆周边,位于北京西四环和复兴路(下面是地铁一号线)交界处的东北角,附近交通非常繁忙。本实验实施时五棵松体育馆还处于施工期间。为了检测地震计对 H/V 曲线的

影响,在体育馆南草地以大约 100 m 为间隔选取了 5 个点(图 1 中 WKS1-5),在每个点均放置了 Gulrap CMG-3ESPC(30 s-50 Hz)、Gulrap CMG-40T-1(2 s-100 Hz)和北京市地震局的 DS-4A(1~50 Hz)三种三分量地震计,采样率均是 50 Hz,时钟用 GPS 同步,连续观测了 24 h。另外在体育馆的西北角(CS001)放置一台 CMG-40T-1 观测近 2 h。

在体育馆东南(台阵 A)和西北(台阵 B),使用 StrataVisor 地震采集系统进行了密集台阵的数据采集。台阵道间距为 5 m,采样率 125 Hz,每次连续记录 520 s,重复采集 5 次。由于有 8 Hz 和 4 Hz 两种垂直向检波器,布设时将两种检波器相间排放。台阵 A 共布设 53 个点位(4 Hz 检波器 27 个),台阵 B 有 51 个(4 Hz 检波器 26 个),几何分布如图 1 所示。在台阵 A 有 BHse 钻孔,两个台阵之间靠近台阵 B 有 BHnw 钻孔;两口井深度至 80 m。

3 H/V 曲线

在沉积盆地内,微动主要由面波和体波组成。地表振动的水平(H_f)和垂直(V_f)分量频谱可定义为^[4,5]

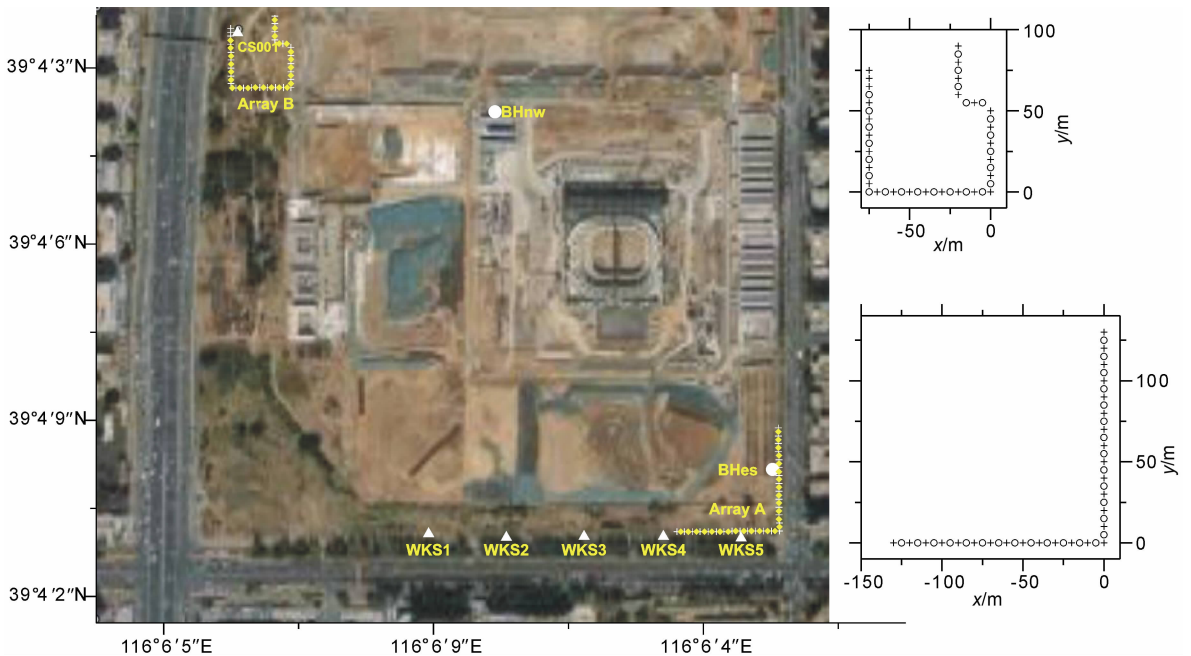


图 1 五棵松地区微动观测分布图

其中三角形为地震仪,大圆圈为钻孔,+ (8 Hz 检波器)和小圆圈(4 Hz 检波器)为台阵排列。右侧小图从上到下分别为放大的台阵 B 和台阵 A 的检波器排列。底图来自 Google Earth 软件(2007 年截取)。

Fig. 1 Sketch map of microtremor observations in Wukesong

Triangles and larger circles are locations of seismeters and boreholes separately. Array geometrics are composed by alternation with 8 Hz(+) and 4 Hz(small circle) geophones, as also zoomed in at right-hand side insets, from array B(top) to array A(bottom). The base map was retrieved from Google Earth software in 2007.

$$\begin{aligned} H_f &= A_h H_b + H_s, \\ V_f &= A_v V_b + V_s, \end{aligned} \quad (1)$$

其中 A_h 和 A_v 分别是垂直入射体波的水平 and 垂直分量放大系数; H_b 和 V_b 是盆地基岩内的水平和垂直分量频谱; H_s 和 V_s 是面波的水平 and 垂直分量频谱.

$$\begin{aligned} H/V &= \frac{H_f}{V_f} = \frac{H_b}{V_b} \frac{A_h + (H_s/H_b)}{A_v + (V_s/V_b)} \\ &\approx 1 \frac{A_h + (H_s/H_b)}{A_v + (V_s/V_b)}. \end{aligned} \quad (2)$$

其中 $H_b/V_b \approx 1$, 即基岩没有放大作用^[5]. H/V 的振幅系数依赖于波的组成. 当面波能量可以忽略不计, 微动主要由松散沉积内的反射 S 组成时, H/V 近似为 A_h (A_v 远小于 A_h) 值^[5]. 当面波能量是主导成分时, H/V 近似为 H_s/V_s .

我们对 WKS1-WKS5 和 CS001 台站的三分量微动观测记录进行了 H/V 分析. 地震计三个分量的传输函数基本相同, 数据不需要进行仪器响应校正. 使用直接分段的方法, 将数据以 50 s 窗长划分为若干个时间窗. 对每个时间窗分别计算垂直和水平向的振幅谱, 其中水平向振幅谱由南北向和东西向均方根平均得到, 使用 Konno 和 Ohmachi 平滑方法^[27] 对振幅谱进行平滑 (参数 $b=40$), 然后计算水平振幅谱和垂直振幅谱的比值 (H/V). 最终的 H/V 曲线由所有时间窗的 H/V 曲线平均得到.

为了对比仪器对 H/V 曲线的影响, 图 2a 给出了三套仪器在同一时间段内 WKS3 的 H/V 曲线. 除在 0.3 Hz 略微有些差异外, CMG-3ESPC 和 CMG-40T-1 的 H/V 曲线非常相似; 而 DS-4A 受仪器频带影响, 大于 1 Hz 以后才与其他两套仪器相似. 但尽管曲线形态有差异, 三套仪器的峰值频率及其振幅比较一致. 为了检验观测时段对 H/V 稳定性的影响, 对 WKS1-WKS5 台 CMG-40T-1 地震计记录, 分别以 2 h 一组共分 12 组进行 H/V 的计算和对比. 图 2b 是 WKS3 台站 12 个时段 3 个分量经过平滑后的平均频谱, 三个分量微动的能量主要分布在 2 Hz 以上. WKS3 台的 H/V 曲线如图 2c 所示, 主要峰值频率在 2.2 Hz 左右, 振幅为 3 左右; 在 4~6 Hz 之间有个振幅较小的峰. 不同时间段峰值频率变化不大, 但振幅有一些变化, 尤其是低于峰值频率部分. 与其他时间段相比, 深夜时段曲线 (图 2b 中实线) 4~6 Hz 的峰值要突出些, 低频的振幅变低. 将深夜时段的五个台进行比较发现 (图 2d), 这五个场地的 H/V 峰值频率非常一致; 对应的 H/V 振幅也比较一致, 在 3~4 之间.

采用直接时间窗分段计算 CS001 台, 发现 H/V 曲线比较平坦, 在 2 Hz 附近 H/V 峰值不是特别明显 (3a). 而采用反地震触发 STA/LTA 算法^[28], 由 9 个相对稳态信号组成的时间窗得到的 H/V 曲线在 2.1 Hz 出现较明显的峰值 (图 3b), 这与南部场地的观测结果 (图 2d) 类似. 但由于可叠加的时间窗过少, 该 H/V 曲线需要进一步的观测去证实. 通过观测环境的对比, 我们推测可能由于 CS001 台距离公路和建筑工地太近, 其 H/V 曲线受到了大量近源体波噪声的污染.

4 基于 F - K 分析的频散曲线

我们采用 F - K 方法分析台阵 A 和 B 的垂直分量微动记录获取 Rayleigh 波频散曲线. F - K 频谱分析是 20 世纪 60 年代为了利用地震台阵资料进行地下核爆检测而发展的方法^[14,15]. 假设阵列有 N 个地震计, 分别位于 r_i ($i=1, 2, \dots, N$) 记录到 q 个在均匀介质中传播的非关联的平面波 $S_m(t)$, $m=1, 2, \dots, q$, 对于第 m 个波, 台阵几何分布导致的台阵响应 (理论转换函数) 可表示为^[29]:

$$R_{th}(k_m) = \frac{1}{N^2} \left| \sum_{i=1}^N e^{-j(k_m r_i)} \right|^2. \quad (3)$$

其中 k_m 为第 m 个波的波数矢量. 在台站 i 记录的微动频谱为^[29]

$$X(r_i, \omega) = \sum_{m=1}^q S_m(\omega) e^{j(k_m r_i)} + \eta(r_i, \omega), \quad (4)$$

其中 ω 为角频率, $S_m(\omega)$ 为第 m 个震源的频谱, η 为其他不相关的噪声谱. 忽略此不相关噪声谱, 台阵输出定义为:

$$\begin{aligned} R(k, \omega) &= \sum_{i=1}^N W_i(\omega) X(r_i, \omega) e^{-j(k r_i)} \\ &= \sum_{i=1}^N \sum_{m=1}^q W_i(\omega) S_m(\omega) e^{-j(k - k_m) r_i}. \end{aligned} \quad (5)$$

其中 $W_i(\omega)$ 为任意的权函数, k 为波数. 将台阵输出频谱 (式 (5)) 表示为矩阵形式:

$$R = AWX, \quad (6)$$

其中 $A = [e^{-j(k r_1)}, \dots, e^{-j(k r_N)}]$, 称为导向矢量. $X = [X(r_1, \omega), \dots, X(r_N, \omega)]^T$, T 表示转置算子. W 为由 $W_i(\omega)$ 组成的对角矩阵. 台阵 F - K 交叉功率谱表示为:

$$P = RR^H = AWXX^H W^H A^H \approx AWCW^H A^H. \quad (7)$$

H 表示 Hermitian 共轭算子 (复数共轭转置), $C = E[XX^H]$ 是经频率或空间平滑平均得到微动记录 $N \times N$

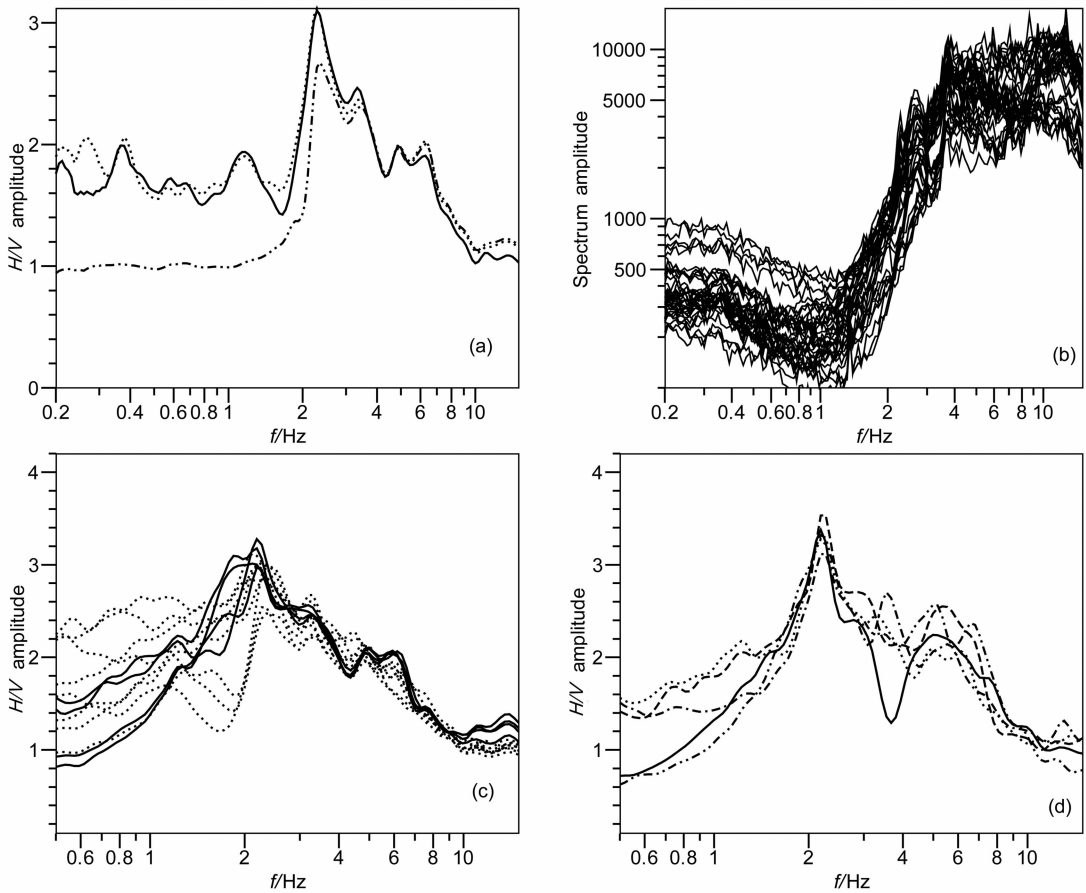


图 2 (a)WKS3 三套仪器同一时间段的 H/V 曲线,其中实线为 CMG-3ESPC,点线为 CMG-40T-1,点划线为 DS-4A。(b)将一天的观测数据以 2 h 为单位分为 12 组,WKS3 台 CMG-40T-1 仪器三个分量的频谱;(c) WKS3 台的 12 组 H/V 曲线(CMG-40T-1 数据,下同),其中实线为 22:00~次日 6:00 时段的 4 组 H/V 曲线,虚线为其他时段的 H/V 曲线;(d) WKS1-WKS5 台 22:00~24:00 的 H/V 曲线

Fig. 2 (a) H/V curves for 3 sets instruments from same time intervals at WKS3, where solid line for CMG-3ESPC, dot line for CMG-40T-1 and dot-dash line for DS-4A. (b) The spectrum curves of three components for 12 groups signals recorded in CMG-40T-1 at WKS3 site, where each group signal is divided from one day signal by 2 hours length. (c) H/V curves of 12 groups at WKS3 (used CMG-40T-1 data, same for following subfigure), where 4 solid H/V curves are for data collected from 22:00 to 6:00 next day, dash lines are for other times; (d) H/V curves for WKS1-WKS5 at 22:00 to 24:00

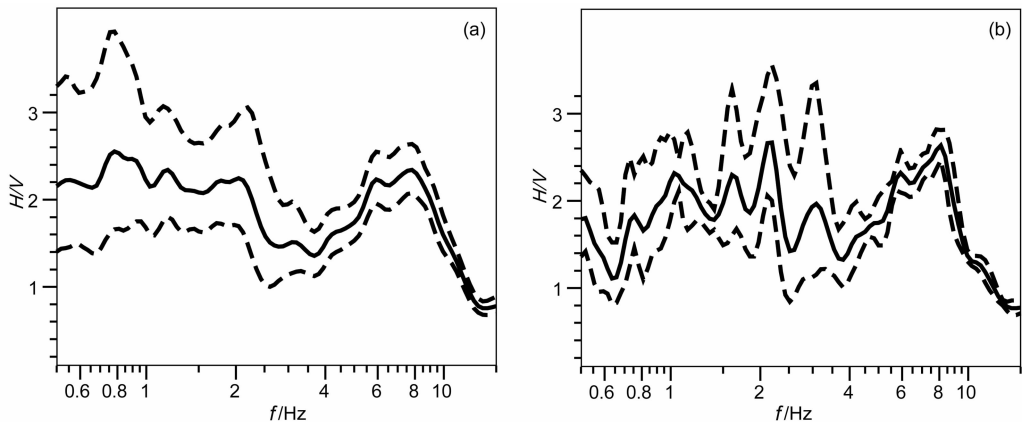


图 3 (a) CS001 台直接时间窗分段计算得到的 H/V 曲线(虚线为 95% 的置信区域,下同); (b) 采用反 STA/LTA 方法选择时间窗计算得到的 H/V 曲线

Fig. 3 H/V curves from direct time segmentation widows at CS001(dash lines are 95% confidence interval, same for (b)); (b) H/V curves from time windows selected with anti-STA/LTA algorithm

交叉谱矩阵. 当微动中存在一个优势的平面波时, 功率谱中存在最大值. 如果 \mathbf{W} 为单位矩阵, $\mathbf{P} = \mathbf{A}\mathbf{C}\mathbf{A}^H$, 衍变为传统的波束 F - K 方法 (CVFK)^[14]. 如果取 $\mathbf{W} = \mathbf{C}^{-1}\mathbf{A}[\mathbf{A}^H\mathbf{C}^{-1}\mathbf{A}]^{-1}$, $\mathbf{P} = [\mathbf{A}^H\mathbf{C}^{-1}\mathbf{A}]^{-1}$, 则衍变为高分辨率 F - K 方法 (HRFK)^[15]. 通过 \mathbf{W} 的选择, HRFK 使波数不同于优势信号的交叉功率谱能量最小化实现分辨率的提高. 对于特定的频率 ω , 在波数域内进行网格搜索找到最大功率谱的波数 \mathbf{k} , 即可确定主导平面波的传播方向 (θ_i) 和视速度 ($c_i(\omega)$):

$$\theta_i = \arctan\left(\frac{k_x}{k_y}\right),$$

$$c_i(\omega) = \frac{\omega}{|\mathbf{k}|}, \quad (8)$$

其中 k_x 和 k_y 分别是波数 \mathbf{k} 在 x, y 坐标的分量. 通

过扫描多个频率和对应的速度分布, 得到相应的频散曲线.

在本文中, 将微动记录划分多个时间窗, 分别用 HRFK 方法计算分布在 1~15 Hz 的 150 个频率点交叉功率谱^[30]. 其中以 50 个中心频率的周期为长度单位, 20% 的重叠方式划分时间窗. 不同时间窗和频率对应的慢度, 用网格搜索方法在波数 1.0 km/rad 内, 速度在 150~2000 m/s 之间扫描得到. 对每个频率, 统计所有时间窗的慢度概率分布, 得到对应的慢度平均值及其误差^[29]. 误差大并且明显偏离频散曲线形态的点抛弃不用.

图 4(a, c) 分别为对台阵 A 和 B 第一次观测资料处理得到的频散曲线. 对比使用全部检波器、只使

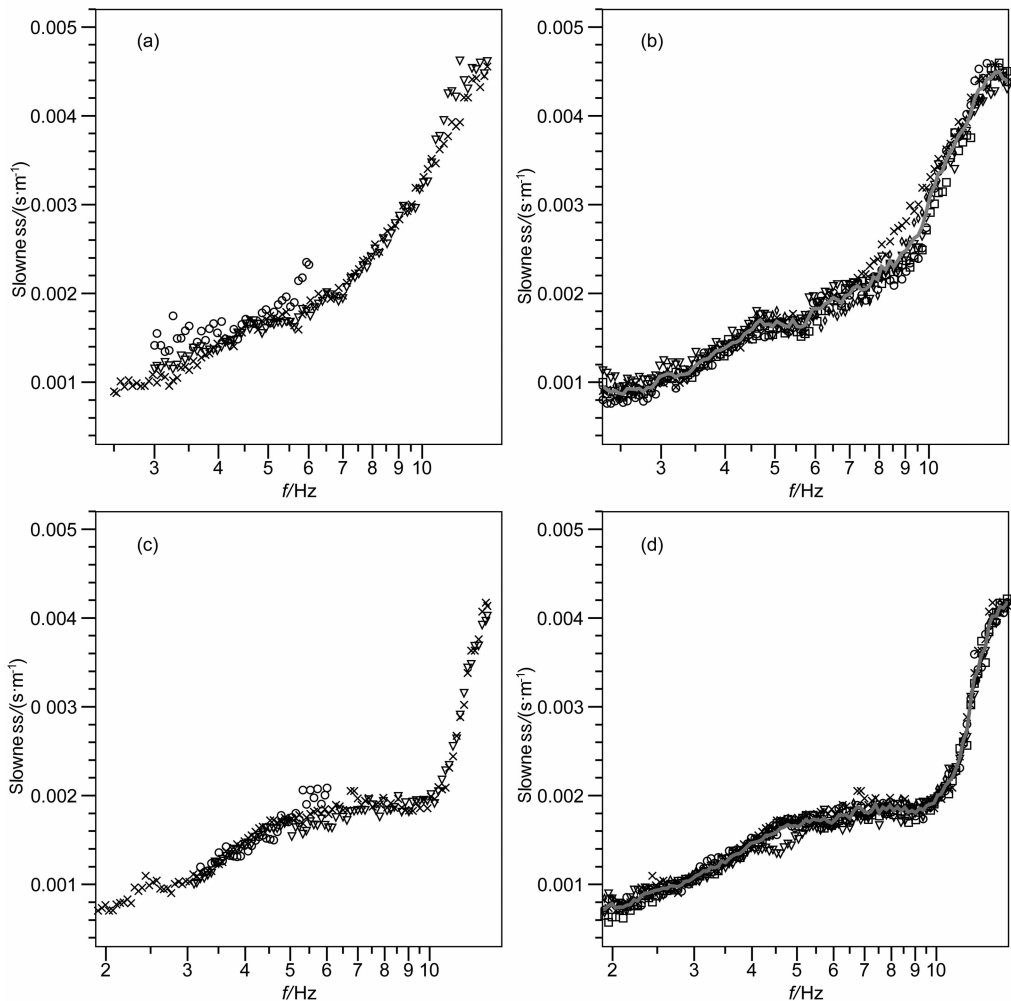


图 4 台阵 A(a) 和台阵 B(c) 第一次观测得到的所有检波器(圆圈)、8 Hz 检波器(三角)和 4 Hz 检波器(\times)记录数据得到的瑞雷波频散曲线; 台阵 A(b) 和台阵 B(d) 4 Hz 检波器五次观测得到的频散曲线(不同符号表示)及其平均值(实线)

Fig. 4 Rayleigh wave dispersion curves for data collected in the first time at Array A(a) and Array B(c) with all geophones (circles), 8 Hz geophones (triangles) and 4 Hz geophones (crosses). Dispersion curves for 5 collections (represented by different signs) with 4 Hz geophones at Array A(b) and Array B(d) and their average (solid line)

用 4 Hz 检波器和只使用 8 Hz 检波器的数据获得的频散曲线,发现混杂使用检波器会使可识别的频散曲线频率范围缩小(3~7 Hz 左右),这可能是由于检波器频率响应差异引起的.由统一的 4 Hz 和 8 Hz 检波器获得的频散曲线在可识别的频率范围内非常一致,但同一场地 8 Hz 检波器仅能得到 3 Hz 以上的频散曲线.根据这些情况,下面我们仅讨论对 4 Hz 检波器数据的分析处理结果.台阵 A 和台阵 B 可识别频散曲线的频率范围分别为 2.5~14.3 Hz 和 1.9~13.3 Hz(图 4(b, d)).由式(3)得到的台阵 A、B 理论转换函数如图 5 所示.理论分辨率极限($k_{\min}/2$)定义为距离中心 $R_{th}=0.5$ 的波数半径长度.假频极限(k_{\max})定义为大于 $k_{\min}/2$ 的第一个 $R_{th}=0.5$ 的波数半径长度^[30].由此得到台阵 A 和 B 的分辨率极限分别为 0.030322rad/m 和 0.0305401rad/m,假频极限为 0.604845rad/m 和 0.585815rad/m.由 HRFK

方法得到的频散曲线高频部分在假频极限内,低频部分超出了分辨率极限,提高了台阵实际分辨率^[30].

采用相同的计算参数处理 5 次采集的记录数据,得到的频散曲线在低频部分非常相似,高频部分离散些(图 4b, d).平均 5 次处理结果得到的频散曲线进行下面的速度反演.

5 S 波速度反演结果

根据上述分析获得的频散曲线,我们采用改进的邻域算法对台阵 A、B 浅层速度结构进行了反演.邻域算法(Neighbourhood Algorithm, NA)是一种在多维参数空间中进行随机直接搜索合理拟合模型的反演方法^[31].与线性反演方法相比,随机搜索反演的好处在于最终结果对初始输入模型依赖性小.与其他随机方法(如遗传算法和模拟退火等)相比,

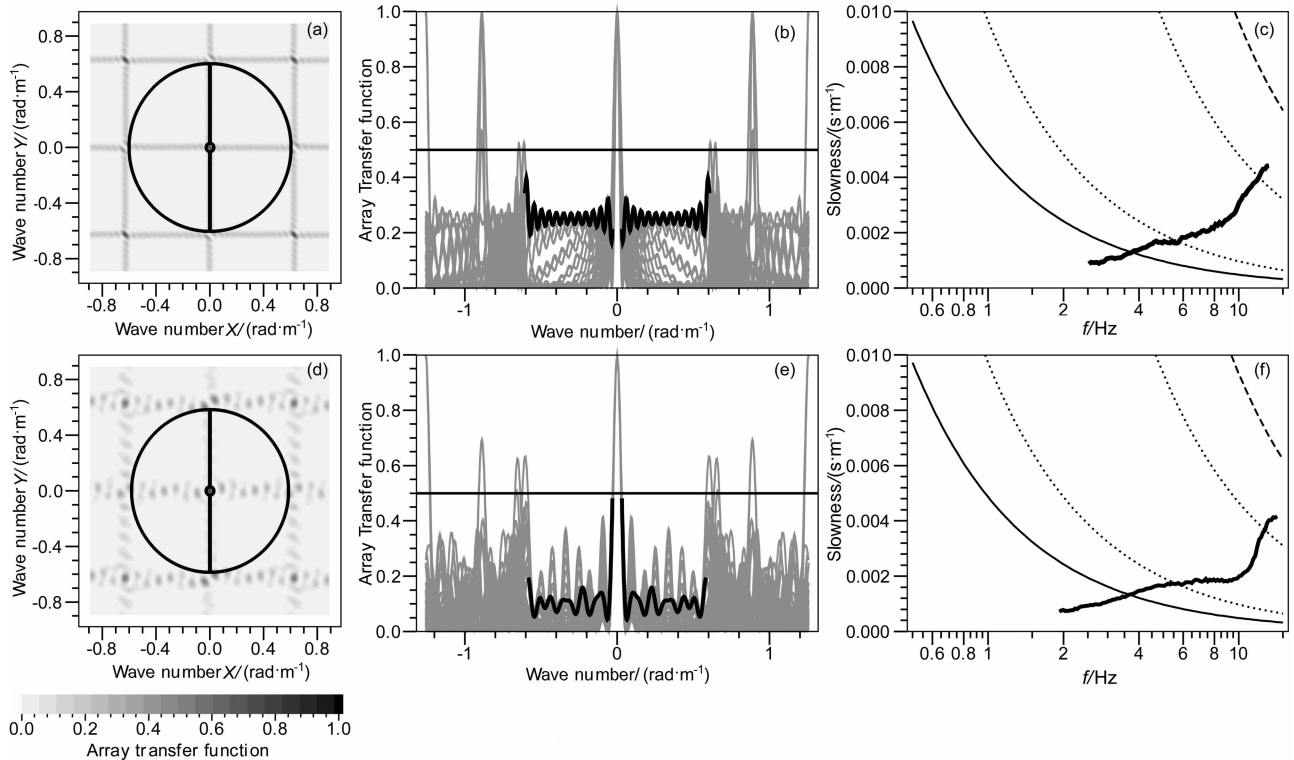


图 5 两个台阵的理论转换函数

(a)(d)分别为台阵 A、B 波数空间的理论转换函数.小圆圈和大圆圈分别表示 $k_{\min}/2$ 和 k_{\max} 的位置.黑线表示交切线,对应 (b)(e)中黑线表示的转换函数曲线.(b)(e)分别为两个台阵不同方位角(1.8°间隔)交切线的转换函数.(c)(f)从下至上细线分别对应慢度频率坐标的 $k_{\min}/2$, k_{\min} , $k_{\max}/2$, k_{\max} 曲线.(c)(f)中粗实线为得到的频散曲线.

Fig. 5 The theoretical transfer functions for the two arrays

(a) and (d) are theoretical transfer functions in wave number space for Array A and B. Small and large circle are location of $k_{\min}/2$ and k_{\max} . Black lines, corresponding to black curves in (b) and (e), are intersection profiles in the wave number space. (b) and (e) are transfer function intersection profiles in different directions(1.8 degree intervals) for Array A and B. (c) and (f) are $k_{\min}/2$, k_{\min} , $k_{\max}/2$ and k_{\max} curves (from bottom to up) in slowness - frequency axis for Array A and B, where thicker solid lines are observed dispersion curves.

邻域算法具有较少的调节参数,却能得到相当甚至更好的结果^[31].在给定参数值范围的反演搜索空间,各参数有各自的概率分布.在某些反演过程中,参数间往往具有一定的依存关系,如参数 p_1 和 p_2 取值范围都为 $[0-1]$,但 $p_1 > p_2$.经典的 NA 方法忽略第二个条件约束,在 p_1 和 p_2 正交边界参数的全空间上搜索.而经 Wathelet 改进的 NA 算法^[32]则使用了条件参数空间的约束,如上例中 p_2 的参数搜索空间缩减为 $(p_1-1]$,减小了参数空间的搜索范围,缩短计算时间.基于这种算法,并根据 H/V 曲线具有两个峰值的特征,我们选择 3 层模型进行反

演.通过对 2~4 层模型的反演对比,我们发现 3 层模型中各参数空间收敛程度最好.表 1 给出 3 层模型的反演参数,其中第一层分 5 小层,层内速度采用沉积层指数关系^[32],而其他两层则设定为均一速度.我们给定各层深度、 V_s 、泊松比的搜索范围,并规定 V_s 是随深度递增的,泊松比随深度递减.密度对频散曲线影响不大,在每层中使用固定值.假设 Q_p 等于 2 倍 Q_s ,这里 Q 仅用于 S_H 转换函数计算.台阵的可探测深度可以简单估算为最大台间距的 1.5 倍^[30].因此我们将反演深度的搜索范围限制在 150 m 内.

表 1 反演参数表

Table 1 Inversion parameters

层数	深度(m)	$V_p/(m/s)$	$V_s/(m/s)$	层内速度关系	泊松比	密度(g/cm^3)	Q_s
1	1~150	200~5000	150~1000	指数关系	0.3~0.5	1900	15
2	1~150	200~5000	150~2500	均一	0.2~0.4	2000	50
3	—	200~5000	150~3500	均一	0.2~0.4	2200	150

随机反演 10 次共获得 151500 个模型,从中挑选出拟合误差最小的模型作为最终模型.图 6,7 分别显示了台阵 A 和 B 的反演结果.

台阵 A 反演速度剖面 and BHse 测井数据对比(图 8)表明,反演的第一层 S 波速度比较接近测井值,在 156~234 m/s 范围变化,但界面处的速度明显偏大;第二层 S 波速度接近层内测井速度的平均值(约 728 m/s).据测井岩性柱状图,10.6 m 深度以上为粉土、细砂和圆砾,以下至 44.6 m 除中间夹杂很薄的粉土低速层(34.5~36.6 m)外,均为卵石;从 44.6 m 至钻孔底部 80 m 除 68.2~71.9 m 为低速的粘土岩和砂岩外,均为角砾岩.因此反演的 11 m 深度处的第一层界面接近该卵石分界面.尽管测井 71.9 m 界面有较明显的速度跳跃,但比较 BHnw 测井底部的速度值(1456 m/s)(图 7),这个场地的第二个明显波阻抗界面深度应该大于 71.9 m,反演深度(80 m)和速度(1588 m/s)可能更接近该界面的深度和速度值.将反演速度剖面 and BHse 测井剖面的 S_H 转换函数与 WKS5 的 H/V 曲线做对比,发现反演速度剖面的 S_H 转换函数第一个峰值频率与 H/V 第一个峰值频率比较吻合,幅值也基本吻合;而测井剖面的 S_H 转换函数第一个峰值频率略微偏高,这也说明第二个界面深度可能要大于 71.9 m.另一方面,反演速度剖面的 S_H 转换函数第二个峰值频率接近 H/V 第二个峰值频率,但幅值明显偏高,这与第一个反演界面速度偏高有关.

与台阵 A 相似,台阵 B 的速度剖面(图 7,8)第一层的速度分布和界面深度类似,界面处速度偏大;第二层的平均 S 波速度与台阵 A 基本相同,但界面的深度较深,可达 86 m 左右.两个台阵第二个界面处的速度比较接近,分别为 1588 m/s 和 1689 m/s.将反演速度剖面 S_H 转换函数与 CS001 的 H/V 曲线对比, S_H 转换函数第一个峰值频率与 H/V 第一个峰值频率比较吻合,幅值也比较一致.台阵 B 第一个反演界面速度也偏高导致其 S_H 转换函数在第二个峰值幅值明显偏高. BHnw 钻孔的 S_H 转换函数第一个峰值频率比台阵 B 的 S_H 转换函数明显偏高,说明台阵 B 地下结构的横向变化较大,与邻近的 BHnw 钻孔至少在基岩深度上有比较大的区别.两个台阵的反演速度结果都只是在层厚度上有所变化,而层平均速度则基本一致(图 8).

6 讨论与结论

根据 H/V 曲线和场地卓越频率、放大系数的关系,我们可以认为该地区的卓越频率在 2.1~2.2 Hz 之间,放大系数下限为 3 左右.对比反演速度和测井速度,该地区浅层横向变化不大,深部显著波阻抗界面深度(基岩)则有比较明显的横向变化.在 80 m 附近的波阻抗界面是决定场地卓越频率和其场地放大系数的主要界面.反演的基岩 S 波速度比较稳定地收敛在 1600~1700 m/s 之间.根据岩性

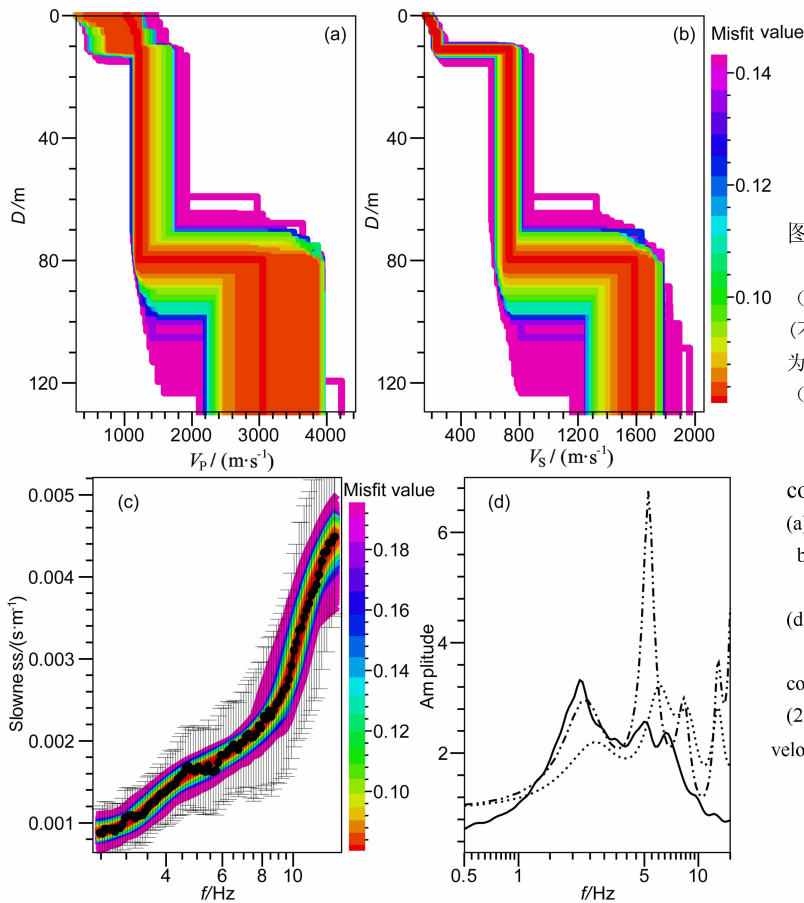


图 6 台阵 A 反演速度结果及其 S_H 转换函数

(a) V_p 反演结果; (b) V_s 反演结果; (c) 反演频散曲线与观测频散曲线的拟合误差 (不同颜色表示不同的拟合误差值), 点和竖线分别为观测频散曲线和其误差分布; (d) WKS5 的 H/V 曲线 (22:00-24:00, 实线)、反演速度剖面 (点划线) 和 BHse 测井速度剖面 (点线) 的 S_H 转换函数.

Fig. 6 Inverted velocity structures and corresponding S_H transfer function for Array A

(a) V_p structure; (b) V_s structure; (c) Fitting errors between dispersion curves calculated from inverted velocity structures and observed dispersion curve (different color means different fitting error), where dots are observed dispersion curve and bars are their corresponding measure error. (d) H/V curves of WKS5 (22:00-24:00, solid line), S_H transfer function for inverted velocity (dot dash line) and logging velocity at BHse (dot line).

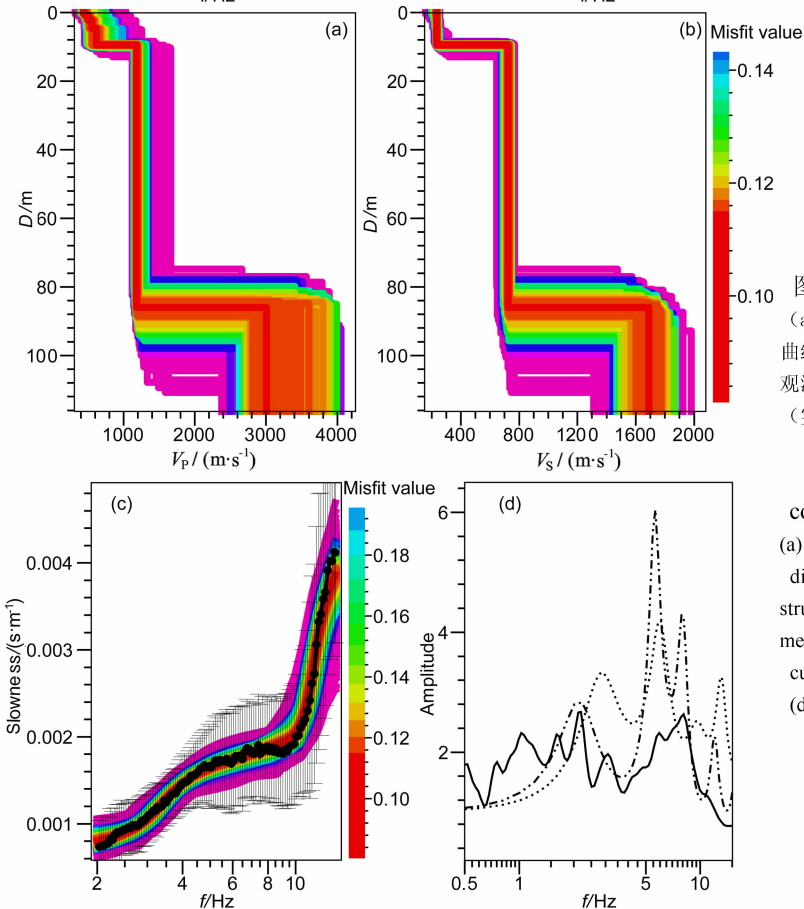


图 7 台阵 B 反演速度结果及其 S_H 转换函数

(a) V_p 反演结果; (b) V_s 反演结果; (c) 反演频散曲线与观测频散曲线的拟合误差, 点和竖线分别为观测频散曲线和其误差分布; (d) CS001 的 H/V 曲线 (实线)、反演速度剖面 (点划线) 和 BHnw 测井速度剖面 (点线) 的 S_H 转换函数.

Fig. 7 Inverted velocity structures and corresponding S_H transfer function for Array B

(a) V_p structure; (b) V_s structure; (c) Fitting errors between dispersion curves calculated from inverted velocity structures and observed dispersion curve (different color means different fitting error), dots are observed dispersion curve and bars are their corresponding measure error. (d) H/V curves of CS001 (solid line), S_H transfer function for inverted velocity (dot dash line) and logging velocity at BHnw (dot line).

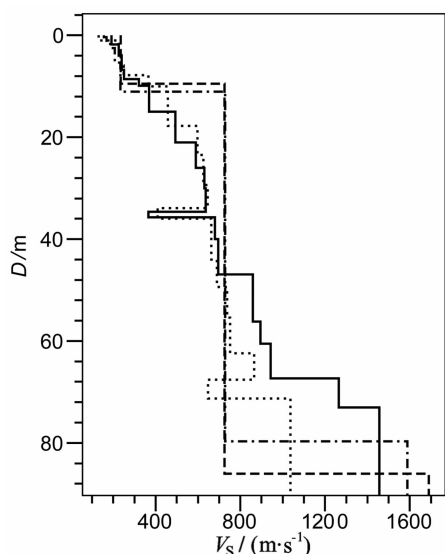


图8 BHnw(实线)和BHse(点线)的测井 V_s 速度剖面与台阵A(点划线)和台阵B(虚线)的反演 V_s 速度剖面
Fig. 8 V_s Logging profiles at BHnw(solid line) and BHse(dot line) and inverted V_s profiles for Array A(dot dash line) and Array B(dash line)

柱状图和北京市地质资料,我们推测该界面可能对应第四系(Q)和第三系(R)的界面。

单台 H/V 方法在观测和数据处理上非常方便,但过多的近源瞬变信号如近距离的人行走、汽车的疾驰等对结果影响很大^[33]。如CS001台离高速公路比较近,包含太多的近源瞬变信号,严重污染了 H/V 曲线。因此合适选择观测点,远离瞬变噪声源非常重要。

扩大频散曲线的频率范围和精度,是速度反演的关键。本文中仪器的一致性显然是个重要因素,但正如Atsten和Henstridge等^[34]指出,这种提高依赖于信号的信噪比和台阵的几何排列。如本文同样数目地震计在不同几何排列下,台阵A和B获得不一样的频散曲线范围。在两个台阵观测实验中5 Hz左右以上的频散曲线误差明显增大,不确定性提高。存在更多的高频噪声源和高阶面波频散影响是重要的因素。结合主动源面波勘探,利用其高频特性提高频散曲线高频部分,将有利于改进浅层速度结构的反演。

改进反演方法也是提高反演速度精度的一种途径。如在本文中增加反演层的数目。但是模型参数空间的生长,往往也增加了反演结果的多解性。简单模型虽然给出的是层深度和层内平均速度,但反演结果相对更为稳定,也基本上满足地震安全的场地评估应用。

通过五棵松微动观测实验,我们认为,结合 H/V 曲线和台阵速度结构反演,通过 S_H 转换函数的计算与 H/V 曲线的对比,可以比较合理地给出场地卓越频率、下限放大系数和场地的浅层地下结构如沉积层的厚度和层平均速度。

致谢 感谢参与微动野外观测,来自中国地震局地震预测研究所、中国地震台网中心、北京市地震局、中国科技大学和山东科技大学的多位研究生和工作人员;感谢中国地震局地震科学探测台阵仪器中心、中国地震台网中心、北京市地震局和山东科技大学提供的观测仪器。感谢多位审稿者提出的宝贵意见和建议。

参考文献(References)

- [1] Borchardt R D. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull Seism Soc Am*, 1970, **60**:29~81
- [2] Boatwright J, Fletcher J B, Fumal T E. A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. *Bull Seism Soc Am*, 1991, **81**:1754~1782
- [3] Nogoshi M, Igarashi T. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *J. Seismol Soc Japan*, 1971, **24**:26~40
- [4] Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech Res Inst*, 1989, **30**(1):25~30
- [5] Nakamura Y. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 2000
- [6] Lermo J, Chávez-García F J. Site effect evaluation at Mexico city: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dyn and Earthq Eng*, 1994, **13**:413~423
- [7] Seekins L C, Wennerberg L, Marghereti L, et al. Site amplification at five locations in San Francisco, California; a comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bull Seism Soc Am*, 1996, **86**:627~635
- [8] Tokimatsu K. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 1997, **3**:1333~1368
- [9] Arai H, Tokimatsu K. Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1998, **2**:673~680
- [10] Bard P Y, Sesame Participants. The SESAME project: an overview and main results. Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, 2004, Paper 2207
- [11] Lachet C, Bard P Y. Numerical and theoretical investigations

- on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *J. Phys Earth*, 1994, **42**:377~397
- [12] Bonnefoy-Claudet S, Cornou C, Bard P Y, Cotton F, et al. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations. *Geophys J. Int*, 2006, **167**:827~837
- [13] Bonnefoy-Claudet S, Cotton F, Bard P Y, et al. Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 2006, Paper Number 85
- [14] Lacosse R T, Kelly E J, Toksoz M N. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 1969, **34**:21~38
- [15] Capon J. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc IEEE*, 1969, **57**:1408~1418
- [16] Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bull Earthq Res Inst*, 1957, **35**:415~456
- [17] Bettig B, Bard P Y, Scherbaum F, Riepl J, et al. Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC) -Application to the Grenoble area. *Bolletino di Geosica Teorica ed Applicata*, 2001, **42**:281~304
- [18] Ling S, Okada H. An extended use of the spatial autocorrelation method for the estimation of structure using microtremors. Proc. of the 89th SEGJ Conference, Nagoya (in Japanese), Japan, 1993. 44~48
- [19] Cho I, Tada T, Shinozaki Y. Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *J. Geophys Res*, 2006, **111**, B09315, doi:10.1029/2005JB004235
- [20] Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 2005, **307**:1615~1618
- [21] Chávez-García F J, Rodríguez M. The correlation of microtremors: empirical limits and relations between results in frequency and time domains. *Geophys J Int*, 2007, **171**:657~664
- [22] 杨成林. 瑞雷波勘探. 北京:地质出版社, 1993
Yang C L. Rayleigh Wave Exploration (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1993
- [23] 许建聪, 孙红月. 地脉动作用下的岩土动力响应研究. 振动工程学报, 2004, **17**(2):147~150
Xu J C, Sun H Y. Study on dynamical response of ground soil to micro-tremor. *J. of Vibration Engineering* (in Chinese), 2004, **17**(2):147~150
- [24] 陶夏新, 刘曾武, 郭明珠等. 工程场地条件评定中的地脉动研究. 地震工程与工程振动, 2001, **21**(4):18~23
Tao X X, Liu Z W, Guo M Z, et al. A review of microtremor study in engineering site rating. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration* (in Chinese), 2001, **21**(4):18~23
- [25] 师黎静, 陶夏新, 赵纪生. 地脉动台阵方法的有效性分析. 岩石力学与工程学报, 2006, **25**(8):1683~1690
Shi L J, Tao X X, Zhao J S. Validataion of microtremors array method. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering* (in Chinese), 2006, **25**(8):1683~1690
- [26] 何正勤, 丁志峰, 贾辉等. 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, 2007, **50**(2):492~498
He Z Q, Ding Z F, Jia H, et al. To determine the velocity structure of shallow crust with surface wave information in microtremors. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2007, **50**(2):492~498
- [27] Konno K, Ohmachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull Seism Soc Am*, 1997, **88**:228~241
- [28] Atakan K, Duval A M, Theodulidis N, Guillier B, et al. The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment. 13th World Conference in Earthquake Engineering, Vancouver, 2004, Paper 2268
- [29] Wathelet M. Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. [Ph. D. thesis], Universit'e de Li' ege, Belgium, 2005
- [30] Wathelet M, Jongmans D, Ohrnberger M, et al. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V_s inversion. *Journal of Seismology*, 2008, **12**:1~19
- [31] Sambridge M. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm I. Searching a parameter space. *Geophys J. Int*, 1999, **103**:4839~4878
- [32] Wathelet M, Jongmans D, Ohrnberger M. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2004, **2**:211~221
- [33] Parolai S, Galiana-Merino J J. Effect of Transient Seismic Noise on Estimates of H/V Spectral Ratios. *Bull Seism Soc Am*, 2006, **96**:228~236, doi: 10.1785/0120050084
- [34] Asten M W, Henstridge J D. Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 1984, **49**:1828~1837