

王继鑫, 荣棉水, 李小军, 喻烟. 2020. 确定场地土层速度结构的改进半波长法. 地震学报, 42(3): 362-376. doi: 10.11939/jass.20190142.

Wang J X, Rong M S, Li X J, Yu Y. 2020. Improved half-wavelength method for determining the velocity structure of site soil layer. *Acta Seismologica Sinica*, 42(3): 362-376. doi: 10.11939/jass.20190142.

确定场地土层速度结构的改进半波长法^{*}

王继鑫¹⁾ 荣棉水^{2), †} 李小军^{2,3)} 喻 烟¹⁾

1) 中国北京 100085 中国地震局地壳应力研究所

2) 中国北京 100124 北京工业大学建筑工程学院

3) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 地球物理反演浅地表土层波速剖面通常基于初始速度结构模型, 为避免对地勘资料产生较多依赖, 充分利用地震和背景噪声等被动源观测记录, 快速简便地构建出土层反演的初始模型, 本文基于场地土层的频散曲线和水平与竖向谱比提出了一种改进半波长法. 该方法首先通过水平与竖向谱比确定场地土层的卓越频率, 获取场地覆盖层厚度, 确定反演所需的频带范围; 其次, 利用瑞雷波相速度对剪切波速的偏导数随土层深度的变化规律反演出场地的初始速度结构, 并结合工程场地勘探中的半波长法, 对常见的三类典型土层模型和日本 Kushiro 场地实测模型进行了实例分析; 最后, 将反演得到的速度结构与理论或实测速度结构进行误差对比分析, 结果表明: 改进半波长法获得的初始速度结构相对于理论或实测速度结构的最大误差不超过 35%, 可为利用地球物理方法反演工程场地波速剖面构造一个较小的搜索模型空间, 进而提高反演计算的速度和结果的可靠性.

关键词 频散曲线 改进半波长法 水平与竖向谱比 速度结构 反演

doi: 10.11939/jass.20190142 中图分类号: P315.9 文献标识码: A

Improved half-wavelength method for determining the velocity structure of site soil layer

Wang Jixin¹⁾ Rong Mianshui^{2), †} Li Xiaojun^{2,3)} Yu Yan¹⁾

1) Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China

2) College of Architecture and Civil Engineering, Beijing University of Technology, Beijing 100124, China

3) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

Abstract: The initial velocity structure model is generally necessary in the study of geophysical inversion for shallow surface soil wave velocity profile. In order to avoid excessive reliance on the surveying data instead, and to make full use of observation records of passive sources such as earthquakes and ambient noise to quickly and easily construct the initial model of soil inversion, this paper proposes an improved half-wavelength method based on the dispersion curve

* 基金项目 中国地震局地壳应力研究所基本科研业务费专项(ZDJ2018-10)、北京市自然科学基金项目(8182056)和国家自然科学基金重点国际合作项目(41720104006)共同资助.

收稿日期 2019-08-16 收到初稿, 2019-09-28 决定采用修改稿.

† 通信作者 e-mail: waltrong@126.com



and the horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) of the soil layer. Firstly, the method determines the predominant frequency of the soil layer by HVSr, and then obtains the depth of overlying soil, and determines the frequency band range required for the inversion. Next, invert initial velocity structure of the site by using the variation of the partial derivative of the Rayleigh wave velocity to the shear wave velocity with the depth of the soil layer. Combined with the half-wavelength method in engineering site exploration, three types of soil layer models frequently encountered and the measured model of Kushiro site in Japan were analyzed, and the error analysis of the velocity structure was carried out and compared with the theoretical or measured velocity structures. The research shows that the initial velocity structure obtained by the improved half-wavelength method has a maximum error not more than 35%, which can be used to reconstruct a small searching model space in inversion for the wave velocity profile of engineering site by using the geophysical method, so as to improve the speed of inversion calculations and the reliability of result.

Key words: dispersion curve; improved half-wavelength method; horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr); velocity structure; inversion

引言

浅地表剪切波速度结构是进行工程勘察和工程抗震的重要参数,了解地下的剪切波速度结构对地质灾害预测和防御具有重要意义(Strobbia, Cassiani, 2011)。获取工程场地剪切波速度结构剖面的常规方法分为跨(单)孔法和面波勘探法。跨(单)孔法虽然能获得较准确的速度值,但该方法经济耗费高、效率低,且对环境具有一定的破坏作用。面波勘探法分为人工面波和天然源面波勘探法,其中:人工源面波勘探法受场地条件限制较多,且勘探深度有限(Park *et al.*, 1999);而天然源面波勘探法具有受场地条件限制小、可探测的深度范围大、对所测环境不产生破坏、高效、经济、适合人口密集地区等优点,因而受到越来越多的关注。天然源面波勘探法需从多点记录中提取面波频散曲线,提取面波频散曲线的常用方法主要有空间自相关法(spatial autocorrelation method, 缩写为SPAC)(Aki, 1957; Okada *et al.*, 1990)、频率-波数法(frequency-wavenumber spectral method, 缩写为 $f-k$)(Capon, 1969; Wathelet *et al.*, 2008)。对于提取的频散曲线进行反演分析,则可获得试验场地速度结构。近年来,国内外很多学者利用更为简便的单台记录噪声水平与竖向谱比(noise horizontal to vertical spectral ratio, 缩写为NHVSr)进行土层结构反演(王伟君等, 2009; Bignardi *et al.*, 2016; García-Jerez *et al.*, 2016), Rong 等(2017)和荣棉水等(2018)在利用测震或强震动观测数据反演浅地表土层速度结构方面也开展了研究,发展了全局优化反演实用方法。

反演场地土层速度结构的办法可分为局部线性化方法和非线性全局优化方法两大类:局部线性化方法主要有最小二乘法(Dorman, Ewing, 1962)、Levenberg-Marquardt(缩写为L-M)法(Levenberg, 1944; Marquardt, 1963; Xia *et al.*, 1999; 王家映, 2002)和OCCAM算法(Constable *et al.*, 1987);非线性全局优化方法主要有遗传算法(Yamanaka, Ishida, 1996)、邻域算法(Sambridge, 1999)、模拟退火(Pei *et al.*, 2007)和混和全局优化水平与竖向谱比反演算法(崔建文, 2004; 荣棉水等, 2018);这些方法在反演时均需一个初始模型来确定反演模型参数的搜索范围。上述表明初始模型设立的准确性对于反演结果分布范围的确定起重要作用。相关分析表明:局部线性化方法很容易陷入局部极小值,其结果的可靠性很大程度上取决于

初始模型的选取;非线性全局优化方法的收敛性理论上不受初始模型的影响,而实际结果显示初始模型过于粗糙将导致收敛速度显著降低,且若计算时间有限,其所得的结果仍为局部最优解(何正勤等, 2007; 李细兵等, 2014, 2015; 苏永帅, 2015). 目前大多初始模型是根据地质勘测资料按照经验估计土层参数而建立,但土层参数取值范围较广,不仅影响反演计算效率,还影响反演结果的精度. 当前不借助其它勘察手段直接由频散曲线建立场地土层初始模型的研究较少,由频散曲线确定层厚度多采用一次导数($\partial V_R/\partial \lambda_R$)极值点法和拐点法,层速度的确定通常采用渐近线法和($\partial V_R/\partial \lambda_R \cdot H$)极值法. 这些对频散曲线的定量解释方法大多是在两三层介质条件下推导得出(杨成林, 1993),是否适用于更多层介质的定量解释还需继续推导. 对于多层岩土体速度结构的推算方法最初是根据半波长理论(勘探深度为波长的一半),并且以瑞雷波的相速度代表勘探深度以上介质的平均速度计算得出(Ballard, Chang, 1973; 黄嘉正等, 1991; 何正勤等, 2007). 此类方法在实际工程中应用较多,但由于采用过于简单的近似假定,其计算结果精度较低,且对其误差缺乏较全面的分析.

基于以上原因,本文借鉴崔建文等(1994)简化剥层法的思路,对半波长法进行改进,利用场地土层的频散曲线及水平与竖向谱比(horizontal-to-vertical spectral ratio, 简称为 HVSR)提出一种改进半波长反演方法. 通过对理论和实测场地算例分析,得到改进半波长法对土层速度结构的反演误差范围,为采用其它地球物理手段进一步确定土层速度结构提供合理的参数约束区间.

1 改进半波长法

利用面波频散资料反演土层波速的半波长法,是根据均匀半空间中面波相速度近似等于介质剪切波速,在成层弹性半空间中的面波相速度主要受控于一个波长深度的剪切波速,将与波长对应的等效相速度近似折算为相应深度处介质的剪切波速. 由于该方法采用了过于简单的近似假定,其计算结果精度较低. 而本文提出的改进半波长法侧重于反演工程场地的剪切波速剖面,首先通过场地土层的 HVSR 确定场地的卓越频率,结合频散曲线获取场地土层厚度;再根据半波长理论确定场地土层反演所需的频带范围,以提高实际资料反演结果的精度和可靠性;最后利用瑞雷面波相速度对剪切波速的偏导数随土层深度的变化规律得出权重,用加权法建立相速度与土层剪切波速的近似关系,从而反演出场地的初始速度结构. 以下分别对实际反演过程中改进半波长法的两个步骤进行阐述.

1.1 基岩埋深及频带范围的确定

苏经宇和王广军(1985)通过对典型土层剖面的地震反应分析,指出不同场地的地震效应除受地震参数本身影响外,主要影响因素是场地基岩埋深、场地剖面深度以及土层刚度. 由此可以看出,明确基岩埋深不仅可以确定场地土层反演所需的频带范围,而且对评估场地效应也必不可少.

依靠传统钻探技术获取土层厚度等参数由于花费高昂而受限制,充分利用地震和背景噪声等被动源观测记录推断场地土层参数受到了越来越多研究人员的关注. 目前场地卓越频率的测定方法主要有依据数值计算的波速数值法和根据场地地震或背景噪声记录的直接测定法. 近年来,国内外学者基于观测记录证实了运用 HVSR 可以准确地确定场地土层卓越频率(Wen *et al.*, 2006; 王伟君等, 2009, 2011; Nagashima *et al.*, 2014; 荣棉水等, 2016). 理论 HVSR 的计算公式系 Kawase 等(2011)基于散射场理论提出,具体如下:

$$\text{HVSr} = \sqrt{\frac{2\alpha}{\beta} \frac{|\text{TF}_S(f)|}{|\text{TF}_P(f)|}}, \quad (1)$$

式中, $\text{TF}_S(f)$ 和 $\text{TF}_P(f)$ 分别为 S 波和 P 波的传递函数 (Tsai, 1970; Herak, 2008), α 和 β 分别为基岩层位的 P 波和 S 波速度. 波速数值法的近似公式可按多重反射理论 (李瑞山等, 2018) 得出

$$f_0 = \frac{v_S}{4h}, \quad (2)$$

式中, h 为盖土层厚度, v_S 为等效剪切波波速, f_0 为土层卓越频率.

当采用被动源台阵获取场地土层面波频散时, 由单台三分量记录可额外获取场地的 HVSr. 基于此, 本文提出一种简单、快速的基岩埋深获取方法. 首先, 根据 HVSr 方法与波速数值法获得的土层卓越频率相同, 结合频散曲线可得出该卓越频率的相速度; 然后, 根据半波长理论, 将该相速度等同于覆盖土层深度内介质的相速度, 依此计算出覆盖土层厚度

$$h = \frac{v_S}{4f_0}, \quad (3)$$

式中, h 是由观测记录所得的覆盖土层厚度, v_S 是由等效相速度折算而来的等效剪切波波速.

由 v_R - f 频散曲线可知, 频率越高, 波长越小, 勘探深度越小. 因此对于场地土层所需的频带范围, 频率上限可取观测所得的最大值, 频率下限则根据半波长理论确定为

$$h_{\max} = \frac{\lambda_{\max}}{2} = \frac{v_R(f_{\min})}{2f_{\min}}, \quad (4)$$

式中, h_{\max} 为覆盖土层厚度, f_{\min} 为土层频率下限, λ_{\max} 为土层频率下限对应的波长, $v_R(f_{\min})$ 为最小频率对应的瑞雷波相速度.

1.2 场地土层剪切波速剖面的反演

崔建文等 (1994) 研究表明, 在土层参数对相速度的影响中, 剪切波速是最主要的控制因素, 位于 0.2—0.5 个波长深度内的土层剪切波速对相速度的影响较大, 当深度超过一个波长时, 相速度基本与其剪切波速无关. 崔建文 (1998) 利用多个模型绘制了多种波长情况下 $(\partial v_R / \partial v_S)_\omega$ 随土层深度的变化曲线, 发现这些曲线具有相同的变化趋势. 将这些曲线进行统计分析, 得到 $(\partial v_R / \partial v_S)_\omega$ 的统计平均结果, 如图 1 所示. 可以看出在一个波长深度内, 不同深度的介质剪切波速对相速度影响的相对大小.

在均匀弹性半空间中, 剪切波速与瑞雷波相速度之间有如下近似关系 (Harker, 1988):

$$v_R \approx \frac{0.87 + 1.12\mu}{1 + \mu} v_S, \quad (5)$$

式中, μ 为泊松比.

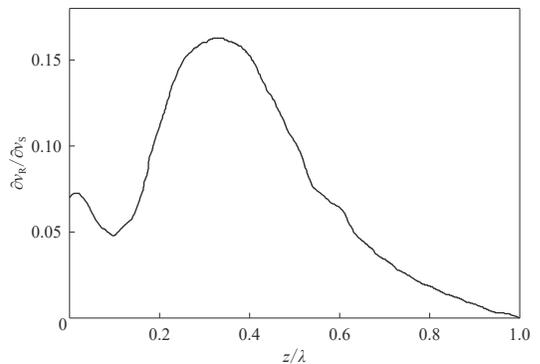


图 1 相速度对剪切波速偏导数 $\partial v_R / \partial v_S$ 随土层深度 z 的变化曲线 (引自崔建文, 1998)

Fig. 1 Curve of partial derivative $\partial v_R / \partial v_S$ of phase velocity with respect to shear wave with soil depth z (after Cui, 1998)

基于面波相速度主要受一个波长深度内土层剪切波速的控制，可近似认为相速度仅与一个波长深度内的土层剪切波速有关，若一个波长深度内的土体均匀，则可将其作为均匀弹性半空间介质处理，对应的相速度可由式(5)计算得出。当一个波长深度内为非均匀土体时，借鉴崔建文等(1994)在反演工程场地剪切波速剖面时的简化剥层法思路，采用等效剪切波速 \bar{v}_S 使这一深度土体均匀化，假定图1同样反映了等效剪切波速 \bar{v}_S 与不同深度土层剪切波速 v_S 的关系，并且进一步假定，不同深度土层的 v_S 在 \bar{v}_S 中占的权重等同于图1的曲线变化。按照该曲线，用加权平均法计算 \bar{v}_S 。

对于实测场地，将实测面波最大频率下的波长所对应的土体视为均匀介质，根据工程勘探中所用的半波长假定，即0.2—0.5个波长深度内土层波速在等效土层波速中占的权重最大，把实测面波最大频率下所对应的等效剪切波速 \bar{v}_S 作为地表到半个波长深度内土层波速的近似值。与传统半波长法不同，本文方法在反演时由浅入深，根据一个波长深度内相速度对剪切波速偏导数随土层深度的变化曲线，给已知的浅部波速与未知的深部波速赋予相应的权重，将其作为对浅部影响的校正。

具体反演过程归纳如下：

1) 由实测瑞雷波频散曲线计算波长和等效剪切波速为

$$\lambda_j = \frac{v_{Rj}}{f_j}, \tag{6}$$

$$\bar{v}_{Sj} = \frac{1 + \mu}{0.87 + 1.12\mu} v_{Rj}, \tag{7}$$

式中， v_{Rj} 为瑞雷波相速度， μ 为泊松比， f_j 为频率， $j=1, 2, 3, \dots, n, f_j > f_{j+1}$ ；

2) 令 $\lambda_0=0, P_0=0, \bar{v}_0=0$ ，则厚度 $h_j=(\lambda_j-\lambda_{j-1})/2$ 对应的土体剪切波速为

$$v_{Sj} = \frac{\bar{v}_{Sj} - P_{j-1}\bar{v}_{j-1}}{1 - P_{j-1}}, \quad j=1, 2, 3, \dots, n. \tag{8}$$

由图1，式中权系数 P_j 按

$$P_j = \frac{\int_0^{H_j/\lambda_{j+1}} R(z) dz}{\int_0^1 R(z) dz} \tag{9}$$

计算。式中， $R(z)$ 为图1中 $\partial v_R/\partial v_S$ 随深度变化曲线的纵轴数值。

$$H_j = \begin{cases} h_1, & j=1, \\ h_1+h_2, & j=2, \\ \vdots & \vdots \\ h_1+h_2+\dots+h_n, & j=n, \end{cases} \tag{10}$$

$$\bar{v}_j = \begin{cases} v_{S1}, & j=1, \\ \frac{h_1 v_{S1} + h_2 v_{S2}}{h_1 + h_2}, & j=2, \\ \vdots & \vdots \\ \frac{h_1 v_{S1} + h_2 v_{S2} + \dots + h_{n-1} v_{S(n-1)}}{h_1 + h_2 + \dots + h_{n-1}}, & j=n-1. \end{cases} \tag{11}$$

2 三类典型土层模型的数值试验及误差分析

2.1 三种典型的土层模型

为了验证改进半波长法的有效性,本文根据大量实际钻孔模型总结了三类典型土层模型对改进半波长法的计算程序进行验证.第一类为递增层模型,第二类为低速夹层模型,第三类为高速夹层模型,如表1所示.工程上一般将剪切波速 $v_S > 500$ m/s的层位定义为软基岩,本文将表1中理论模型的底层剪切波速取为600 m/s.

表1 三类模型的具体属性参数

Table 1 Specific attribute parameters of the three types of models

模型	层数	层厚/m	$v_P/(m \cdot s^{-1})$	$v_S/(m \cdot s^{-1})$	密度/($g \cdot cm^{-3}$)	Q_P	Q_S	泊松比 μ
递增层	1	5	600	300	1.80	48	24	
	2	10	700	350	1.90	56	28	
	3	10	800	400	2.00	64	32	
	4	10	1000	500	2.10	80	40	
	无限半空间	∞		1200	600	2.20	96	48
低速夹层	1	5	600	300	1.80	48	24	
	2	10	900	450	1.90	72	36	
	3	10	700	350	2.00	56	28	0.33
	4	10	1000	500	2.10	80	40	
	无限半空间	∞		1200	600	2.20	96	48
高速夹层	1	5	600	300	1.80	48	24	
	2	10	700	350	1.90	56	28	
	3	10	1100	550	2.00	88	44	
	4	10	1000	500	2.10	80	40	
	无限半空间	∞		1200	600	2.20	96	48

对于表1中三类土层模型,其理论HVSr采用式(1)进行计算.该方法将土层近似为均匀半空间上覆的多个黏弹性土层,每层土的特性参数包括纵波速度 v_P ,剪切波速度 v_S ,密度 ρ ,厚度 h ,品质因子 Q (分为 Q_P 和 Q_S)值和泊松比 μ .李小军等(2020)关于场地反演参数对HVSr的敏感性分析显示,每一土层的特性参数 v_P , v_S 和 h 对HVSr影响较大, ρ 和 Q 值对HVSr影响局限于幅值,对谱形几乎无影响.另一方面,Xia等(1999)的研究已表明面波频散是 v_P , v_S , h 和 ρ 的函数,其中 v_S 的影响最大, h 影响较小,而 v_P 及 ρ 的影响基本可以忽略.鉴于此,考虑到横波速度是我们特别关注的反演参数,将 Q_S 值依照Wang等(1994)给出的经验公式,取为与 v_S 相关的参数,本文中 Q_S 取为 $0.08v_S$, Q_P 取为 $2Q_S$.此外,基于弹性理论可以建立 v_P 与 v_S 之间的关系,即 $v_P = \sqrt{2(1-\mu)/(1-2\mu)}v_S$,如果不考虑土层泊松比的变化,土层的 v_P 和 v_S 可以视为一个控制参数.为此,在提炼表1中三类不同的理论模型时,介质的纵波速度 v_P 及品质因子 Q 值可由横波速度 v_S 确定.

2.2 模型分层反演

基于频散曲线求取深度,需计算相速度对波长的偏导数,利用偏导数曲线判断介质的层界面,进而确定层数,并得到该界面深度对应的波长值(张恒山,王庆海,1998).工程勘察中大多采用波长深度转换系数法,该方法认为,频散曲线的拐点对应于介质的层界面,从而可根据频散曲线的拐点反演出地层的层数,为土层分层提供参考(吴燕清,杨天春,2008).半波长法就是波长深度转换系数取为0.5的一种半定量的波长解释法.

基于以上结果, 本文采用 [Wathelet \(2007\)](#) 发展的 “gpdc” 程序计算了表 1 中三个典型土层模型的理论频散曲线, 如图 2 所示. 基于三类模型的理论频散曲线, 计算得到相速度对波长的偏导数, 如图 3 所示. 对于递增层模型, 理论频散曲线出现了两个拐点, 对应的波长 λ 分别为 25 m 和 40 m. 根据泊松比 μ 为 0.33 时波长深度转换系数为 0.73 ([张恒山, 王庆海, 1998](#)) 得出该土层模型可分为两层, 层厚分别为 $h_1 = 18$ m 和 $h_2 = 11$ m, 土层总厚度 $h = 29$ m. 将其与模型数据对比可知, 这两层分别位于模型 $v_S = 400$ m/s 的第三层和模型 $v_S = 500$ m/s 的第四层, 但对于模型 $v_S = 300$ m/s 的第一层和 $v_S = 350$ m/s 的第二层运用拐点法无法识别. 对于低速夹层模型, 理论频散曲线出现了两个拐点, 对应的波长 λ 分别为 28 m 和 58 m. 根据波长深度转换系数, 层厚分别为 $h_1 = 20$ m 和 $h_2 = 22$ m, 土层总厚度 $h = 42$ m, 将其与模型数据对比可知: 该两层分别位于模型 $v_S = 350$ m/s 的第三层和模型 $v_S = 600$ m/s 的基岩层, 但对于模型 $v_S = 300$ m/s 的第一层、 $v_S = 450$ m/s 的第二层和 $v_S = 500$ m/s 的第四层运用拐点法无法识别. 对于高速夹层模型, 理论频散曲线只出现一个拐点, 对应的波长 λ 为 31 m. 基于波长深度转换系数 0.73, 可得层厚为 $h = 23$ m, 将其与模型数据对比可知, 该层位于模型 $v_S = 550$ m/s 的高速夹层处. 对于模型 $v_S = 300$ m/s 的第一层、 $v_S = 350$ m/s 的第二层和 $v_S = 500$ m/s 的第四层运用拐点法无法识别. 综上所述, 在实际工作中采用拐点法对土层场地进行分层解释, 缺乏

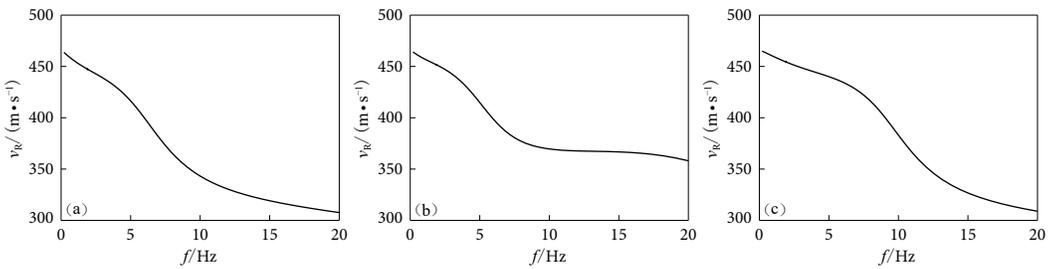


图 2 三类模型的理论频散曲线

(a) 递增层模型; (b) 低速夹层模型; (c) 高速夹层模型

Fig. 2 Theoretical dispersion curves of three types of models

(a) The stratified media with S-wave velocity increasing from the top to the bottom; (b) The stratified media with the low-velocity layer in between; (c) The stratified media with the high-velocity layer in between

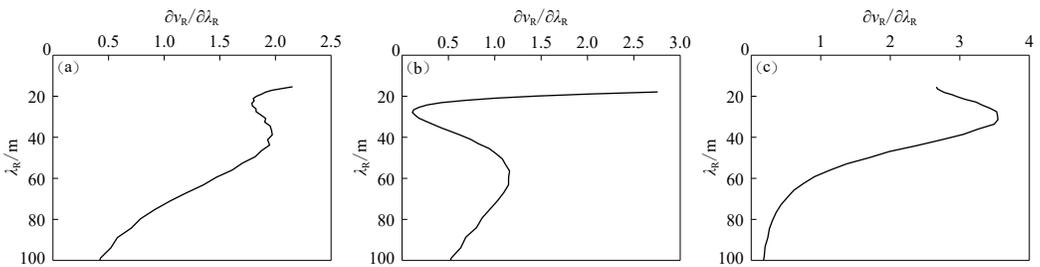


图 3 三类模型的 $\partial v_R / \partial \lambda_R$ 微分曲线

(a) 递增层模型; (b) 低速夹层模型; (c) 高速夹层模型

Fig. 3 $\partial v_R / \partial \lambda_R$ curves of three types of models

(a) The stratified media with S-wave velocity increasing from the top to the bottom; (b) The stratified media with the low-velocity layer in between; (c) The stratified media with the high-velocity layer in between

一定的理论依据. 依据拐点虽不能够确定实际土层场地的全部层位,但至少能确定实际层位的某一层或两层,并且能很好地识别出基岩层位,可为实际的场地分层提供参考.

2.3 模型波速反演及其误差分析

对于表1中三个典型土层模型,由式(1)计算得到三类模型的理论水平与竖向谱比 HVSR 曲线,如图4所示.根据 HVSR 曲线得出三类模型的卓越频率,结合三类模型的频散曲线,从而确定出三类模型的覆盖土层厚度,结果如表2所示.

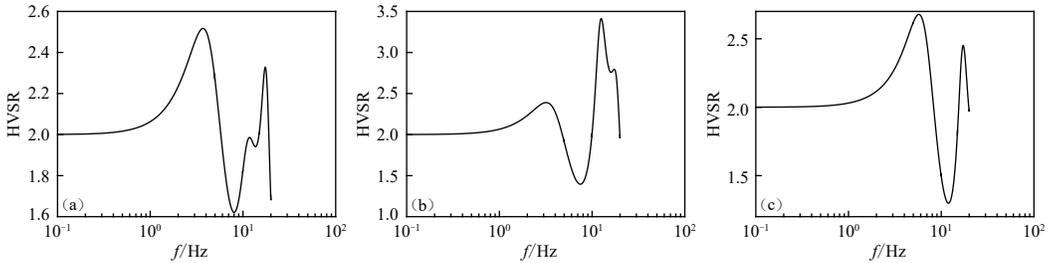


图4 三类模型的理论水平与竖向谱比 HVSR 曲线

(a) 递增层模型; (b) 低速夹层模型; (c) 高速夹层模型

Fig. 4 Theoretical HVSR curves for three types of models

(a) The stratified media with S-wave velocity increasing from the top to the bottom; (b) The stratified media with the low-velocity layer in between; (c) The stratified media with the high-velocity layer in between

基于以上研究结果,根据递增层模型计算所得的32 m覆盖土层厚度,对频散曲线进行计算,频率上限取该场地频散曲线的最大值20 Hz,然后根据覆盖土层厚度,利用半波长法确定所需频散曲线的下限值为6 Hz,即当频散曲线选取

表2 三类模型的土层厚度

Table 2 Soil thickness of three types of models

模型名称	卓越频率/Hz	土层厚度/m
递增层模型	3.6	32
低速夹层模型	3.1	38
高速夹层模型	5.6	21

在6—20 Hz时反演深度可达33 m.对其它两模型进行相同处理可知,低速夹层模型频散曲线选取在5.5—20 Hz时反演深度达到37.4 m,高速夹层模型频散曲线选取在9.5—20 Hz时反演深度达到20.6 m.对于高速夹层模型,由于深度在15—25 m之间有一层软基岩($v_s=550$ m/s),运用卓越频率确定土层厚度时,则将此夹层作为该场地的基岩层.为了对本文方法反演剪切波速剖面进行合理的误差分析,在对该频散曲线进行计算时,覆盖土层厚度取为模型的厚度(35 m),则频率取值为6.2—20 Hz.对于三类模型分别运用传统半波长法以及改进半波长法对相应的频散曲线段进行反演,得到3个剪切波速度剖面,图5左显示出了三种理论模型及两种方法的计算结果.图5右是三种模型下两种方法计算结果相对于实际模型的百分比误差 e 随深度的变化,其中 e 计算如下:

$$e = \frac{v_s - v_s^*}{v_s} \times 100\%, \quad (12)$$

式中, v_s 和 v_s^* 分别为实际模型和反演计算的剪切波速.

为了定量地分析反演模型与实际模型的剪切波速度误差,本文采用控制变量法,将三类模型反演所得的剪切波速按照实际模型的层厚分别计算出相应的层内平均剪切波速,得到

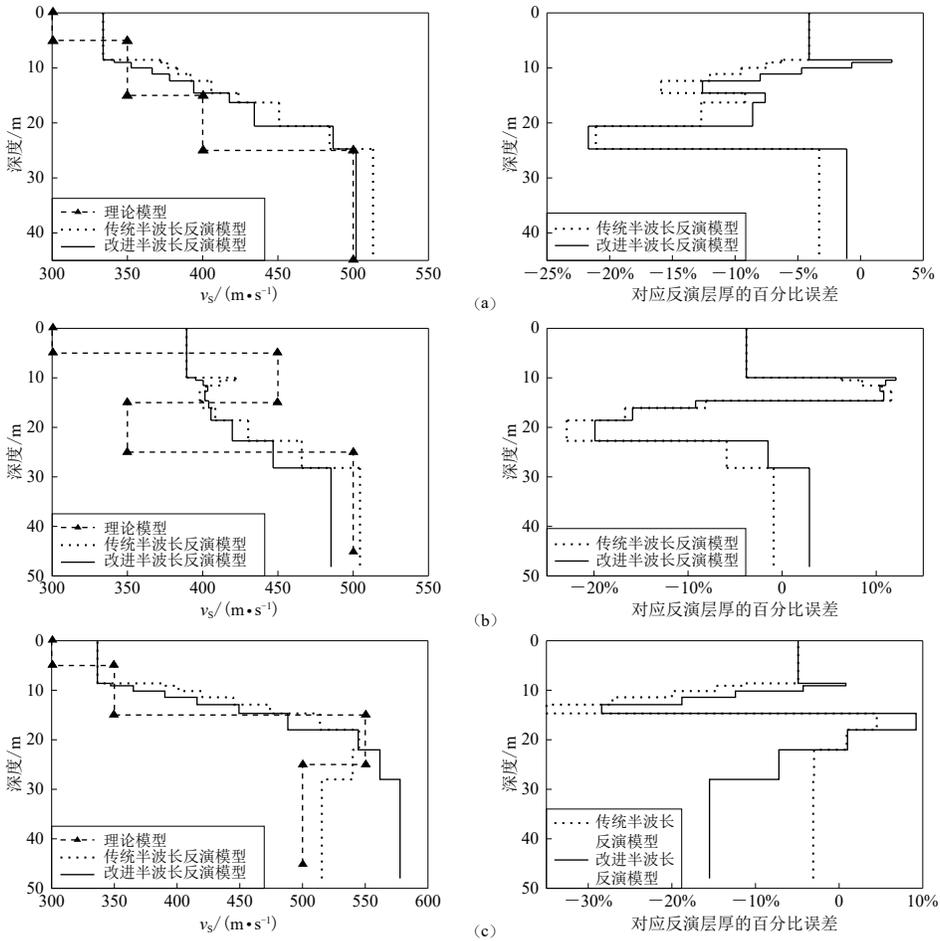


图 5 与反演厚度相关的三种模型的速度剖面(左)及传统、改进半波长法的相对百分比误差(右)
 (a) 递增层模型; (b) 低速夹层模型; (c) 高速夹层模型

Fig. 5 The velocity profiles of the three models related to inversion thickness (left) and the relative percentage error variation by the traditional and improved half-wavelength methods with depth (right)

(a) The stratified media with S-wave velocity increasing from the top to the bottom; (b) The stratified media with the low-velocity layer in between; (c) The stratified media with the high-velocity layer in between

3 个剪切波速剖面, 图 6 左为实际的模型和两种方法对应层厚的计算结果. 图 6 右是两种方法计算结果相对于实际模型的百分比误差 e 随深度的变化.

不考虑无限半空间的介质, 实际模型的平均剪切波速 \bar{v}_S 表示为

$$\bar{v}_S = \frac{\sum v_{Si} h_i}{\sum h_i}, \tag{13}$$

两种反演方法计算结果的平均剪切波速按 \bar{v}_S^* 为

$$\bar{v}_S^* = \frac{\sum v_{Si}^* h_i^*}{\sum h_i^*}, \tag{14}$$

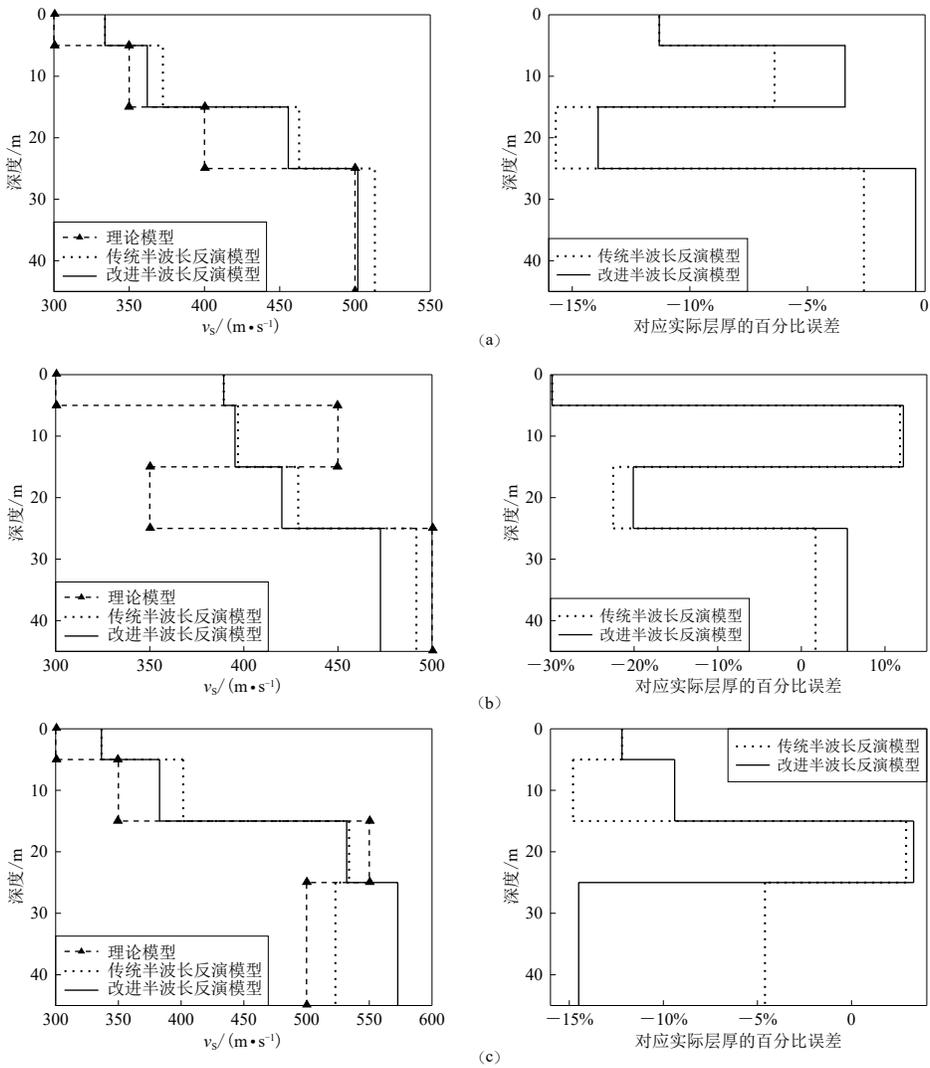


图 6 与实际厚度相关的三种模型的速度剖面(左)及传统、改进半波长法的相对百分比误差(右)
 (a) 递增层模型; (b) 低速夹层模型; (c) 高速夹层模型

Fig. 6 The velocity profiles of the three models related to actual thickness (left) and the relative percentage error variation by the traditional and improved half-wavelength methods with depth (right)

(a) The stratified media with S-wave velocity increasing from the top to the bottom; (b) The stratified media with the low-velocity layer in between; (c) The stratified media with the high-velocity layer in between

式中, h_i^* 为两种反演方法所得的分层厚度, \bar{v}_S^* 相对于 \bar{v}_S 的百分比误差 e^* 则为

$$e^* = \frac{\bar{v}_S - \bar{v}_S^*}{\bar{v}_S} \times 100\%, \tag{15}$$

反演平均波速与模型平均波速的相对误差列于表 3.

对比以上计算结果, 可得:

1) 两种反演方法所得平均速度比理论模型偏大, 传统半波长法所得速度反演误差不超

表 3 理论模型与反演模型的平均波速及相对误差对比

Table 3 Comparison of average wave velocity and relative error between theoretical model and inversion model

反演方法	递增层模型		低速夹层模型		高速夹层模型	
	平均波速/(m·s ⁻¹)	相对误差	平均波速/(m·s ⁻¹)	相对误差	平均波速/(m·s ⁻¹)	相对误差
理论模型	400.0		414.3		442.9	
传统半波长	429.4	-7.4%	437.1	-5.5%	464.6	-4.9%
改进半波长	421.3	-5.3%	427.9	-3.3%	472.4	-6.7%

过 7.4%，改进半波长法的速度反演误差不超过 6.7%。

2) 两种反演方法的分层是人为给定的，是一种随深度渐变的结果，不代表实际分层，而利用拐点法分层也只能确定基岩界面和部分层面。

3) 传统半波长法在非递增层模型反演中获得的软基岩波速比改进半波长法更接近理论模型，但综合平均波速相对误差，计算结果相对于实际模型的误差，改进半波长法更具优势。

4) 在三个模型中：递增层模型的计算效果最好，两种方法的误差不超过 21.7%；高速夹层模型的计算效果最差，两种反演方法的最大误差为 35%。

3 基于实际观测数据的反演算例

为了对比改进半波长反演方法与传统半波长反演方法用于实际观测数据的效果，本文选用 Arai 和 Tokimatsu (2005) 中的日本钏路(Kushiro)场地(A 场地)作为目标场地。Arai 和 Tokimatsu (2005) 利用微动台阵技术所得的频散曲线和 HVSR 曲线联合反演了 A 场地的剪切波速度剖面。对于微动台阵观测，在 Kushiro 场地布设了最小阵列半径 1 m，最大阵列半径为 5 m 的圆形微动台阵，其中圆心为一台三分量传感器，圆周等间隔分布五台垂直分量传感器。由微动所得的 HVSR 曲线可知 A 场地的卓越频率为 4 Hz，如图 7 所示。Arai 和 Tokimatsu (2005) 为了联合频散曲线和 HVSR 曲线反演场地，将 A 场地微动台阵最大半径特意设置为 5 m，使 7 Hz 以下的频散数据无法获取，以此来体现联合反演的优势，结果如图 7 所示，但本文是根据 HVSR 曲线提供的卓越频率得出频率 $f < 4$ Hz 的相速度，因此无法依靠本文所提方法来获取该场地覆盖土层厚度。但在微动台阵探测方面，Okada (2003) 和王振东(2006) 的研究结

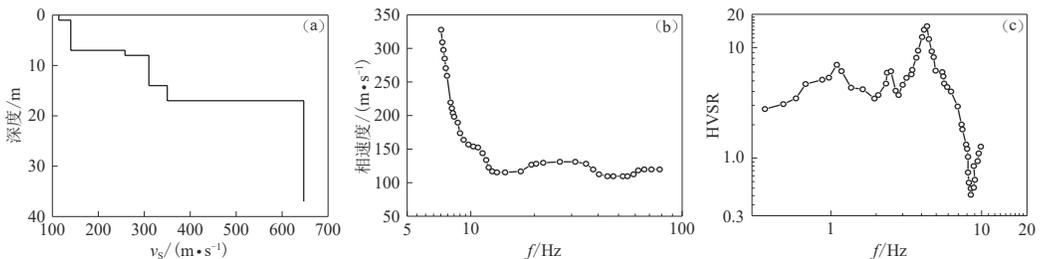


图 7 日本钏路场地剪切波速度剖面、频散曲线与水平与竖向谱比(引自 Arai, Tokimatsu, 2005)

(a) 由钻孔法所得剪切波速度剖面；(b) 由观测数据采用 $f-k$ 法所得频散曲线；(c) 由三分量传感器观测所得 HVSR 曲线

Fig. 7 Shear wave velocity profile, dispersion curve and horizontal-to-vertical spectral ratio HVSR of Kushiro site in Japan (after Arai, Tokimatsu, 2005)

(a) Shear wave velocity profile obtained from drilling method; (b) The dispersion curve obtained by the $f-k$ method from the observed data; (c) Observed HVSR curve from three-component sensor

果表明采用频率-波数法提取面波频散时, 对于可推定的相速度的最大波长 λ 和观测台阵半径 r , 给出的范围为 $3r_{\min} \leq \lambda \leq 5r_{\max}$. 基于 Arai 和 Tokimatsu (2005) 所采用最大半径 5 m 的微动台阵, 假定该场地土层的泊松比为 0.33, 波长深度转换系数为 0.73, 则该微动台阵所探测的最大深度可达 18 m.

此外, A 场地的钻孔延伸至工程基岩, 其剪切波速为 600—800 m/s, 由钻孔法所得 A 场地剪切波速度剖面如图 7a 所示, 可知 A 场地土层厚度为 17 m. 由此认为 Arai 和 Tokimatsu (2005) 对该场地观测台阵采用高分辨率 $f-k$ 方法获得的频散曲线反演 17 m 深度内的土层速度结构是合理的. 本文根据此频散曲线进行了简单计算, 频率下限取该场地频散曲线最小值 7.5 Hz, 频率上限取为 20 Hz, 即当频散曲线选取在 7.5—20 Hz 时反演深度达到 19 m, 反演获得了基岩以上的土层场地初始速度结构, 如图 8a 所示. 从图中可以得出两种反演方法在平均波速方面, 其反演误差不超过 7.4%, 与模型试验所得结果一致. 实测模型反演中, 在对应反演厚度所得的剪切波速剖面(图 8a), 改进半波长法所得剪切波速相较于钻孔模型, 其相对误差不超过 32%, 而传统半波长法则误差范围很广, 最大可达 60%. 在对应实测模型厚度所得的剪切波速剖面(图 9a), 改进半波长法的反演效果很好, 与钻孔模型相比, 其相对误差不超过 10%, 传统半波长法则不超过 26%.

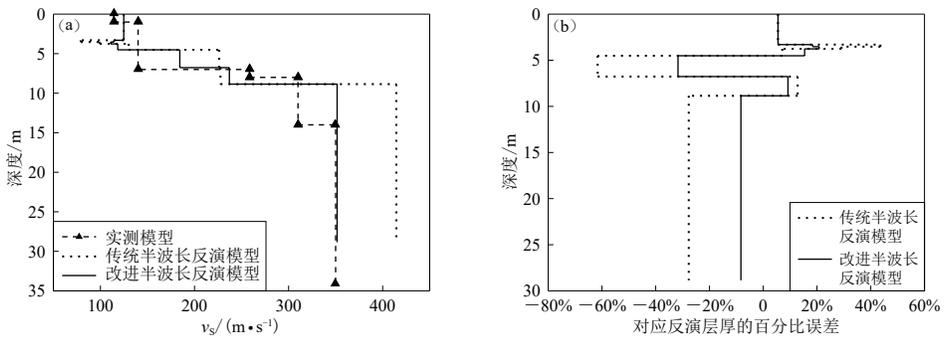


图 8 与反演厚度相关的实测模型的速度剖面(a)及传统、改进半波长法的相对百分比误差(b)
Fig. 8 The velocity profiles of the measured models related to inversion thickness (a) and the relative percentage error variation by the traditional and improved half-wavelength methods with depth (b)

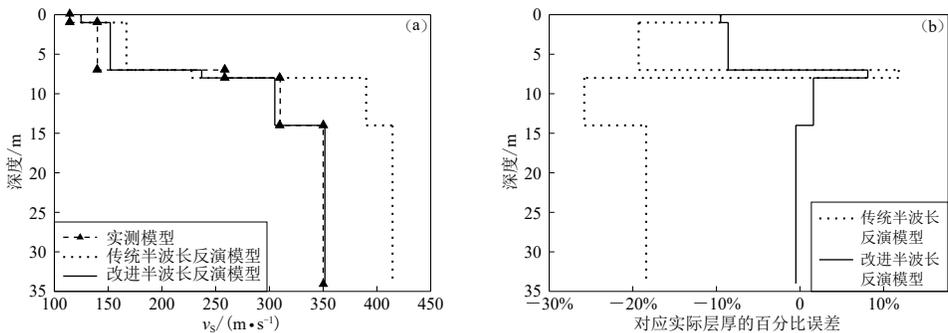


图 9 与实际厚度相关的实测模型的速度剖面(a)及传统、改进半波长法的相对百分比误差(b)
Fig. 9 The velocity profiles of the measured models related to actual thickness (a) and the relative percentage error variation by the traditional and improved half-wavelength methods with depth (b)

4 结论

本文借鉴了崔健文等(1994)简化剥层法的思路,通过场地土层的频散曲线及水平与竖向谱比提出了一种改进半波长反演方法.基于所提出的反演方法,研究了场地土层的卓越频率、基岩埋深、场地分层以及反演所需的面波频率范围.利用日本钏路场地实际微动观测台阵,开展了反演方法的应用分析,验证了改进的反演方法的合理性和适用性.分析结果表明,改进半波长法建立的初始模型具有不超过35%的最大误差,在获得场地的观测频散曲线与水平与竖向谱比曲线后,利用改进的半波长法可确定波速剖面在 $0.65v_{Si}^* - 1.35v_{Si}^*$ 之间(v_{Si}^* 表示改进半波长法计算的第*i*层结果),该变化范围可为利用地球物理方法反演波速剖面构造一个较小的搜索模型空间,从而为后续土层速度结构的进一步反演提供了速度结构的合理约束.

中国地震局地壳应力研究所研究生王璞在软件编写中提供了帮助,审稿专家对本文提出了宝贵建议,本文理论频散曲线的正演计算采用了Geopsy软件,作者在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 崔建文, 廖振鹏, 黄振平. 1994. 反演工程场地剪切波速剖面的简化剥层法[J]. 土木工程学报, 27(3): 50-58.
- Cui J W, Liao Z P, Huang Z P. 1994. Simplified stripping method for inverting shear wave velocities in site[J]. *China Civil Engineering Journal*, 27(3): 50-58 (in Chinese).
- 崔建文. 1998. 利用面波资料反演波速剖面的全局优化方法[D]. 哈尔滨: 中国地震局工程力学研究所: 46-53.
- Cui J W. 1998. *The Global Optimization Method for Inverting Velocity Profile With Rayleigh Surface Wave Data*[D]. Harbin: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration: 46-53 (in Chinese).
- 崔建文. 2004. 一种改进的全局优化算法及其在面波频散曲线反演中的应用[J]. 地球物理学报, 47(3): 521-527.
- Cui J W. 2004. An improved global optimization method and its application to the inversion of surface wave dispersion curves[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(3): 521-527 (in Chinese).
- 何正勤, 丁志峰, 贾辉, 叶太兰. 2007. 用微动中的面波信息探测地壳浅部的速度结构[J]. 地球物理学报, 50(2): 492-498.
- He Z Q, Ding Z F, Jia H, Ye T L. 2007. To determine the velocity structure of shallow crust with surface wave information in microtremors[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 50(2): 492-498 (in Chinese).
- 黄嘉正, 周鸿秋, 关小平. 1991. 工程地质中瑞利波法勘探的理论初探[J]. 物探与化探, 15(4): 268-277.
- Huang J Z, Zhou H Q, Guan X P. 1991. Theoretical study of the Rayleigh-wave technique in engineering geology[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 15(4): 268-277 (in Chinese).
- 李瑞山, 袁晓铭, 吴晓阳. 2018. 抗震规范等效剪切波速简化算法适用性研究[J]. 地震工程与工程振动, 8(3): 30-36.
- Li R S, Yuan X M, Wu X Y. 2018. Study on the applicability of simplified equivalent shear wave velocity calculation method in seismic design code[J]. *Earthquake Engineering and Engineering Dynamics*, 8(3): 30-36 (in Chinese).
- 李细兵, 范小平. 2014. 基于微动技术探测盆地浅部地层速度结构[J]. 震灾防御技术, 9(4): 821-828.
- Li X B, Fan X P. 2014. Detection of shallow basin velocity structure based on the microseism technology[J]. *Technology for Earthquake Disaster Prevention*, 9(4): 821-828 (in Chinese).
- 李细兵, 赵启光, 宋浩, 戴波, 张帅帅. 2015. 用台阵微振动方法探测城区地壳浅部介质结构[J]. 防灾减灾工程学报, 35(4): 529-535.
- Li X B, Zhao Q G, Song H, Dai B, Zhang S S. 2015. Application of microtremor array method to detect the structure of shallow crust in urban area[J]. *Journal of Disaster Prevention and Mitigation Engineering*, 35(4): 529-535 (in Chinese).
- 李小军, 荣棉水, 喻烟. 2020. 场地土层模型参数的地震动记录反演方法[J]. 地球物理学报, 63(1): 236-246.
- Li X J, Rong M S, Yu Y. 2020. Inversion for velocity structure of soil layers by seismic acceleration records[J]. *Chinese Journal*

- of Geophysics*, **63**(1): 236–246 (in Chinese).
- 荣棉水, 李小军, 王振明, 吕悦军. 2016. HVSR 方法用于地震作用下场地效应分析的适用性研究[J]. *地球物理学报*, **59**(8): 2878–2891.
- Rong M S, Li X J, Wang Z M, Lü Y J. 2016. Applicability of HVSR in analysis of site-effects caused by earthquakes[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **59**(8): 2878–2891 (in Chinese).
- 荣棉水, 符力耘, 李小军. 2018. 基于单台加速度记录的混合全局优化 HVSR 反演场地浅层速度结构[J]. *地球物理学报*, **61**(3): 938–947.
- Rong M S, Fu L Y, Li X J. 2018. Inversion of site velocity structure using a hybrid optimization algorithm based on HVSRs of accelerograms recorded by a single station[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **61**(3): 938–947 (in Chinese).
- 苏经宇, 王广军. 1985. 典型土层剖面的地震反应分析[J]. *工程抗震*, (4): 16–20.
- Su J Y, Wang G J. 1985. Seismic response analysis of typical soil layer profiles[J]. *Earthquake Resistant of Engineering*, (4): 16–20 (in Chinese).
- 苏永帅. 2015. 基于地脉动反演硬夹层场地剪切波速[D]. 哈尔滨: 哈尔滨工业大学: 1–36.
- Su Y S. 2015. *Microtremor Survey for Shear Wave Velocity in Site With Hard Interlayer*[D]. Harbin: Harbin Institute of Technology: 1–36 (in Chinese).
- 王家映. 2002. 地球物理反演理论[M], 第2版. 北京: 高等教育出版社: 1–181.
- Wang J Y. 2002. *Geophysical Inversion Theory*[M], 2ed. Beijing: Higher Education Press: 1–181 (in Chinese).
- 王伟君, 刘澜波, 陈棋福, 张杰. 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[J]. *地球物理学报*, **52**(6): 1515–1525.
- Wang W J, Liu L B, Chen Q F, Zhang J. 2009. Applications of microtremor H/V spectral ratio and array techniques in assessing the site effect and near surface velocity structure[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **52**(6): 1515–1525 (in Chinese).
- 王伟君, 陈棋福, 齐诚, 谭毅培, 张项, 周青云. 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[J]. *地球物理学报*, **54**(7): 1783–1797.
- Wang W J, Chen Q F, Qi C, Tan Y P, Zhang X, Zhou Q Y. 2011. The feasibilities and limitations to explore the near-surface structure with microtremor HVSR method: A case in Baoding area of Hebei Province, China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **54**(7): 1783–1797 (in Chinese).
- 王振东. 2006. 面波勘探技术要点与最新进展[J]. *物探与化探*, **30**(1): 1–6.
- Wang Z D. 2006. Essentials and recent advances of the surface wave exploration technique[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, **30**(1): 1–6 (in Chinese).
- 吴燕清, 杨天春. 2008. 瑞利波频散曲线的反演[J]. *煤炭学报*, **33**(10): 1097–1101.
- Wang Y Q, Yang T C. 2008. Inversion of Rayleigh waves dispersion curves[J]. *Journal of China Coal Society*, **33**(10): 1097–1101 (in Chinese).
- 杨成林. 1993. 瑞雷波勘探[M]. 北京: 地质出版社: 1–126.
- Yang C L. 1993. *Rayleigh Wave Exploration*[M], Beijing: Geological Publishing House: 1–126 (in Chinese).
- 张恒山, 王庆海. 1998. 瑞利波勘探的波长解释法新探[J]. *物探与化探*, **22**(4): 279–283.
- Zhang H S, Wang Q H. 1998. A new investigation into interpretation of wavelength in Rayleigh wave exploration[J]. *Geophysical and Geochemical Exploration*, **22**(4): 279–283 (in Chinese).
- Aki K. 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors[J]. *Bull Earthquake Res Inst*, **35**: 415–456.
- Arai H, Tokimatsu K. 2005. S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **95**(5): 1766–1778.
- Ballard R F, Chang F K. 1973. *Rapid Subsurface Exploration Report 1: Review of Selected Geophysical Techniques*[R]. Vicksburg: Soils and Pavements Laboratory, US Army Engineer Waterways Experiment Station: 25.
- Bignardi S, Mantovani A, Zeid N A. 2016. Open HVSR: Imaging the subsurface 2D/3D elastic properties through multiple HVSR modeling and inversion[J]. *Comput Geosci*, **93**: 103–113.
- Capon J. 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis[J]. *Proc IEEE*, **57**(8): 1408–1418.

- Constable S C, Parker R L, Constable C G. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data[J]. *Geophysics*, **52**(3): 289–300.
- Dorman J, Ewing M. 1962. Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area[J]. *J Geophys Res*, **67**(13): 5227–5241.
- García-Jerez A, Piña-Flores J, Sánchez-Sesma F J, Luzón F, Pertou M. 2016. A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption[J]. *Comput Geosci*, **97**: 67–78.
- Harker A H. 1988. *Elastic Waves in Solids With Application to Nondestructive Testing of Pipelines*[M]. Bristol: Taylor & Francis: 230.
- Herak M. 2008. Model HVSR: A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise[J]. *Comput Geosci*, **34**(11): 1514–1526.
- Kawase H, Sanchez-Sesma F J, Matsushima S. 2011. The optimal use of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake motions for velocity inversions based on diffuse-field theory for plane waves[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **101**(5): 2001–2004.
- Levenberg K. 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares[J]. *Quart Appl Math*, **2**(2): 164–168.
- Marquardt. 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters[J]. *J Soc Indus Appl Math*, **11**(2): 431–441.
- Nagashima F, Matsushima S, Kawase H, Sánchez-Sesma F J, Hayakawa T, Satoh T, Oshima M. 2014. Application of horizontal-to-vertical spectral ratios of earthquake ground motions to identify subsurface structures at and around the K-NET site in Tohoku, Japan[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **104**(5): 2288–2302.
- Okada H, Matsushima T, Moriya T, Sasatani T. 1990. An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas[J]. *Butsuri-Tansa (Geophy Explor)*, **43**: 402–417 (in Japanese).
- Okada H. 2003. *The Microtremor Survey Method*[M]. Suto K trans. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists: 1–135.
- Park C B, Miller R D, Xia J H. 1999. Multichannel analysis of surface waves[J]. *Geophysics*, **64**(3): 800–808.
- Pei D H, Louie J N, Pullammanappallil S K. 2007. Application of simulated annealing inversion on high-frequency fundamental-mode Rayleigh wave dispersion curves[J]. *Geophysics*, **72**(5): R77–R85.
- Rong M S, Fu L Y, Wang Z M, Li X J, Carpenter N S, Woolery E W, Lyu Y. 2017. On the amplitude discrepancy of HVSR and site amplification from strong-motion observations[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **107**(6): 2873–2884.
- Sambridge M. 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm: I. Searching a parameter space[J]. *Geophys J Int*, **138**(2): 479–494.
- Strobbia C, Cassiani G. 2011. Refraction microtremors: Data analysis and diagnostics of key hypotheses[J]. *Geophysics*, **76**(3): MA11–MA20.
- Tsai N C. 1970. A note on the steady-state response of an elastic half-space[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **60**(3): 795–808.
- Wang Z, Street R, Woolery E, Harris J. 1994. Q_s estimation for unconsolidated sediments using first-arrival SH wave critical refractions[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **99**(B7): 13543–13551.
- Wathelet M. 2007. GEOPSY: Geophysical signal database for noise array processing[DB/OL]. [2019–07–05]. <http://www.geopsy.org/>.
- Wathelet M, Jongmans D, Ohrnberger M, Bonnefoy-Claudet S. 2008. Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V_s inversion[J]. *J Seismol*, **12**(1): 1–19.
- Wen K L, Chang T M, Lin C M, Chiang H J. 2006. Identification of nonlinear site response using the H/V spectral ratio method[J]. *Terr Atmos Ocean Sci*, **17**(3): 533–546.
- Xia J H, Miller R D, Park C B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave[J]. *Geophysics*, **64**(3): 691–700.
- Yamanaka H, Ishida H. 1996. Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data[J]. *Bull Seismol Soc Am*, **86**(2): 436–444.