

doi: 10.11720/wtyht.2019.0299

邵广周,岳亮,李远林,等.被动源瑞利波两道法提取频散曲线的质量控制方法[J].物探与化探,2019,43(6):1297-1308.http://doi.org/10.11720/wtyht.2019.0299

Shao G Z, Yue L, Li Y L, et al. A study of quality control of extracting dispersion curves by two-channel method of passive Rayleigh waves[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2019, 43(6): 1297-1308. http://doi.org/10.11720/wtyht.2019.0299

# 被动源瑞利波两道法提取频散曲线的质量控制方法

邵广周<sup>1</sup>, 岳亮<sup>1</sup>, 李远林<sup>1</sup>, 吴华<sup>2</sup>

(1. 长安大学 地质工程与测绘学院, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学 理学院, 陕西 西安 710064)

**摘要:**近年来,迅速发展起来的被动源瑞利波勘探技术将环境噪声当做信号源,具有抗干扰能力强、施工条件受限少等优点,更适用于城市周边等地区的勘探工作。而影响被动源方法成像精度的关键因素是频散曲线的提取质量。当前被动源瑞利波法主要根据空间自相关与时域互相关之间的联系,利用 Aki 公式计算瑞利波频散曲线。该方法对于长周期观测数据(连续几个月以上)具有较好的提取效果,但对于实际工程应用来说,希望数据观测周期越短越好(如一天或几个小时),此时利用 Aki 法拾取频谱实部曲线零点时,互相关函数频谱会出现零点增多或缺失的现象,导致频散曲线的提取出现误差。文中针对这一问题,通过采用不同的归一化方法、选择不同的时窗长度进行互相关,设置高斯滤波器对互相关函数进行滤波以及筛选频谱零点的处理方法,结合均方误差、相关系数以及信噪比验证频散曲线的可靠性,来控制频散曲线的质量。通过理论模型被动源数值模拟结果试算和陕西凤翔县野外实际噪声数据处理,验证了本文频散曲线质量控制方法的可行性和有效性,对被动源瑞利波法频散曲线提取具有一定的参考价值 and 实际意义。

**关键词:** 瑞利波; 频散曲线; 被动源地震; 质量控制

**中图分类号:** P631.4

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-8918(2019)06-1297-12

## 0 引言

传统的瑞利波成像方法主要基于主动源,常采用炸药或重锤激发,炸药具有较强的破坏性,在城镇人口密集地区无法应用。锤击震源能量有限,主要集中在几到几十赫兹的频带范围,对深部信息探测不足,且极易受城市活动干扰。近年来,迅速发展起来的被动源瑞利波勘探技术将环境噪声作为信号源,具有抗干扰能力强、施工条件受限少等优点,更适用于城市周边等地区的勘探工作。因此,被动源瑞利波勘探技术受到了越来越多的关注。

1957年,Aki<sup>[1]</sup>提出利用背景噪声研究地下结构,从台阵信号中提取出瑞利波频散信息,这种方法

被称为空间自相关法(SPAC)。1968年,Claerbout<sup>[2]</sup>从理论上指出对经过两个台站的透射波场进行互相关计算,可以获得台站间介质的反射响应函数。2003年,Campillo与Paul<sup>[3]</sup>根据Claerbout的理论,对不同台站的地震尾波做互相关计算,提取出台站间的格林函数。在此之后,2004年,Shapiro等人<sup>[4]</sup>成功利用背景噪声提取出了格林函数,并得到了美国加州地区的瑞利波速度结构图像。2007年,Bensen等人<sup>[5]</sup>对被动源噪声成像方法的流程进行了总结,探讨了从经验格林函数中提取面波速度频散曲线的问题。近年来,被动源瑞利波勘探方法在实际应用方面取得了越来越多的研究成果。2008年,Brenguier等人<sup>[6]</sup>研究了Foumaise火山地区内的三维速度结构。2009年,房立华等人<sup>[7]</sup>在华北地区运用噪声互相关技术得到了该地区的短周期面波群

收稿日期: 2019-05-28; 修回日期: 2019-09-25

基金项目: 国家自然科学基金项目(41874123, 41004043); 陕西省自然科学基金项目(2016JM4003); 长安大学中央高校基金项目(300102268402, 300102129111); 中国地质调查局地质调查项目(DD20160060)

作者简介: 邵广周(1977-),男,副教授,研究生导师,主要从事地震勘探与地球物理信号处理方面的研究工作。Email: shao\_gz@chd.edu.cn

速度。2011年, Ozalaybey S 等人<sup>[8]</sup>利用微动数据横—纵分量谱比法(HVSR)调查了土耳其 Izmit Bay 区域的盆地结构。2012年, 郑现<sup>[9]</sup>通过地震噪声信号获取了中国中东部地区的群速度结构。2013年, 徐佩芬等人<sup>[10]</sup>利用空间自相关法从地震台站微动信号的垂直分量中提取瑞雷波相速度频散曲线, 反演得到了首都圈地区 30 km 深度内的 S 波速度变化特征。2016年, 张宝龙等人<sup>[11]</sup>在五大连池火山区布设微动台阵, 利用扩展空间自相关法(ESPAC)提取频散曲线结合面波层析成像技术获得了 700 m 以浅地层的 S 波速度结构信息。上述研究通常被用于大尺度地下结构探测, 观测台站之间的距离可达上千千米, 数据采集通常需要持续几个月甚至一年。由于被动源信号的信噪比较低, 信号中有效波的能量较弱, 频散曲线提取时, 需要对不同时间段的噪声数据进行叠加, 以便更好地突显出有效信号。

近几年, 被动源探勘方法在小尺度结构探测的应用也逐渐受到关注, 如 2009~2012 年, 徐佩芬等<sup>[12-14]</sup>将被动源探勘方法分别应用到煤矿陷落柱、地铁孤石、地热探测中。2016年, 吴学明等人<sup>[15]</sup>将被动源空间自相关法和折射微动法(ReMi 法)应用到浅层水电工程勘探中。2017年, 翟法智等人<sup>[16]</sup>利用折射微动探测方法进行了轨道交通暗浜勘查。与大尺度深部结构探测相比, 对于小尺度浅层实际工程探测, 人们总希望数据观测周期越短越好(如一天或几个小时)。但短时间的背景噪声数据会大大限制互相关计算过程中去除干扰的效果, 在利用 Aki 法拾取频谱实部曲线零点时, 互相关函数频谱会出现零点增多或缺失的现象, 给频散曲线的提取带来了困难。因此, 亟需采用适当的质量控制措施来确保频散曲线的提取精度。

针对这一问题, 笔者拟在数据预处理、时间域和频率域归一化、时窗长度选择、互相关信号滤波以及互相关函数频谱零点选取等各个环节进行改进, 形成一整套频散曲线质量控制流程。然后, 通过理论模型被动源数值模拟结果以及陕西凤翔县野外实际噪声数据处理, 进一步验证本文频散曲线质量控制方法的可行性和有效性。

## 1 被动源瑞利波频散曲线计算原理

2003年, Campillo 与 Paul<sup>[3]</sup>对不同台站的地震尾波记录进行互相关并叠加, 发现得到的波形与理论模型合成的格林函数一致。2008年, Gouedard 等人<sup>[17]</sup>总结前人的研究成果, 得出两点间的格林函数

可由两点间互相关函数的导数近似表示。研究表明, 由于噪声源不均匀随机分布, 实际计算时所选取的检波器距离至少应大于 3 倍波长。当地层横波速度越大时, 所应选取的检波器距离也应越大<sup>[5]</sup>。

Aki<sup>[1]</sup>指出在噪声场均匀分布的情况下, 空间自相关系数可由时间域的互相关谱代替。Tasi 和 Moschetti 等人<sup>[18]</sup>证明了空间自相关和互相关函数之间的等价关系。2009年, Ekstrom 等人<sup>[19]</sup>通过实际数据证明了可以将 Aki 公式与互相关法相结合, 来提取被动源瑞利波的频散曲线。

Aki<sup>[1]</sup>指出, 空间自相关系数与第一类零阶贝塞尔函数的关系为:

$$\rho(r, \omega_0) = J_0[\omega_0 r / c(\omega_0)], \quad (1)$$

式中,  $\omega$  表示频率,  $\rho(r, \omega)$  定义为空间自相关系数。 $J_0$  表示第一类零阶贝塞尔函数,  $r$  为台站间的距离,  $c(\omega_0)$  表示频率  $\omega_0$  处的相速度值。张宝龙等<sup>[11]</sup>指出在长时间观测条件下, 两台站的相关结果可等效于台站间的方位平均。因此式(1)表明如果得到了  $(r, \omega_0)$  对应的相关系数  $\rho(r, \omega_0)$ , 那么就可以求得对应  $\omega_0$  频率处的相速度值  $c(\omega_0)$ 。

在计算得到的频谱中, 有时会因为环境的干扰造成频谱上零点数量的变化, 在某一小段频率上出现多个零点, 使频谱实部曲线上的零点无法很好地与贝塞尔函数的零点对应, 同时由于在低频处出现了较多个多余的零点, 导致后续有效波的频散零点无法完全表现出来。李欣欣<sup>[20]</sup>的研究表明, 可以加入一个调控参数  $m$ , 来改变频谱实部曲线零点与贝塞尔函数零点的对应关系, 以此来调控频散曲线的形态, 得到相速度计算公式为:

$$v(\omega_n) = \frac{\omega_n r}{Z_{n+2m}} = \frac{2\pi f_n r}{Z_{n+2m}}. \quad (2)$$

式中:  $f_n$  表示互相关谱上第  $n$  个零点,  $Z_n$  表示贝塞尔函数的第  $n$  个根,  $r$  表示两检波器的距离,  $v(\omega_n)$  表示面波相速度,  $m = \pm 1, 2, \dots$  表示增加或缺失的零点个数。在计算相速度时, 首先对互相关结果做傅里叶变换, 求得实部频谱曲线, 再利用三次多项式插值对实部频谱曲线的零点进行拾取, 最后将互相关频谱的零点与第一类零阶贝塞尔函数的零点代入式(2), 通过不断改变两种零点的对应关系来对频散曲线的形态进行调整, 然后根据地质资料确定相速度值的变化范围选出拟合效果最好的频散曲线。

## 2 数据准备

文中分别采用一组被动源数值模拟数据和一组

野外实际观测数据来验证被动源瑞利波两道法提取频散曲线质量控制措施的有效性,野外实际数据采集时分别进行了主动源观测和被动源观测。

### 2.1 理论模型被动源数值模拟信号

Lawrence 等人<sup>[21]</sup>的研究表明,由噪声源激发的高频面波抵达检波器时已经可近似为稳定的平面波,因此被动源信号可以看作由多个不同位置、不同深度、不同频率以及不同激发时间的主动源信号的叠加。文中采用一个两层模型进行被动源波场模拟,模型参数如表 1 所示。地层模型大小为 200 m×

表 1 两层速度递增模型参数

Talbe 1 Parameters of two-layer increasing velocity model

层序号	层厚度 /m	纵波速度 /( $m \cdot s^{-1}$ )	横波速度 /( $m \cdot s^{-1}$ )	密度 /( $kg \cdot m^{-3}$ )
1	4	800	400	2000
2	$\infty$	1200	600	2000

100 m,波场模拟采用交错网格有限差分算法<sup>[22]</sup>,网格间距为 1 m,时间步长为 0.1 ms。模拟过程中,需保证每个时段内有足够数量的噪声源(通常不小于 16 个)。文中设置了多组不同位置、不同深度以及不同频率的人工震源,在不同时刻进行激发,在相同时窗内分别计算它们的地震记录,最后对相同检波器处的地震记录进行叠加,就可以看作该台站(检波点)位置处的被动源信号。震源分布情况如图 1 所示,采用雷克子波,依次激发(激发时设置不同的延迟参数来满足时间上的随机性)。地震记录的采样率为 0.1 ms,采样点数为 5 000 个,检波器起始位置为 0 m,终止位置为 200 m,道间距为 2 m,共 101 道。合成地震记录如图 2 所示,图中显示的是每隔 10 道的地震记录。

### 2.2 野外实测背景噪声信号

野外背景噪声实测试验在陕西省凤翔县西南庞

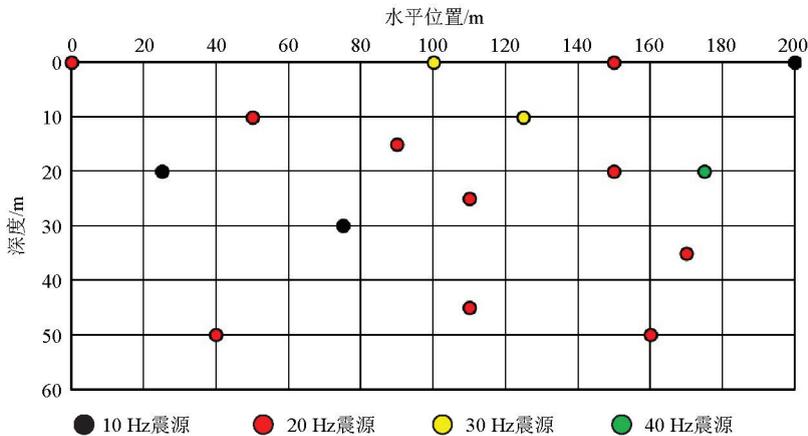


图 1 噪声震源点分布

Fig.1 Distribution diagram of noise source points

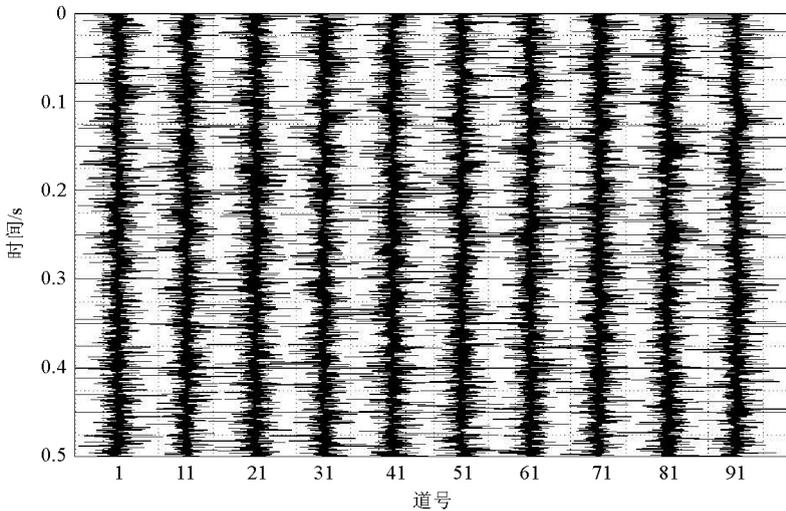


图 2 两层速度递增模型被动源瑞利波地震记录

万方数据 Fig.2 Passive Rayleigh wave seismic records of two-layer increasing velocity model

家务村附近进行,采用 14 台 DZS-1 数字地震仪进行背景噪声数据采集。测线排列方式如图 3, 台站间距为 50 m, 采样间隔为 10 ms, 每条测线连续记录 10 个小时的背景噪声。同时, 在原有的测线上进行了

一次主动源瑞利波探测, 以便将主动源频散曲线与被动源频散曲线进行对比。图 4a 为测线 6 上的野外背景噪声信号(0~300 s), 图 4b 为测线 6 上第 1 个台站位置处对应的主动源面波记录。

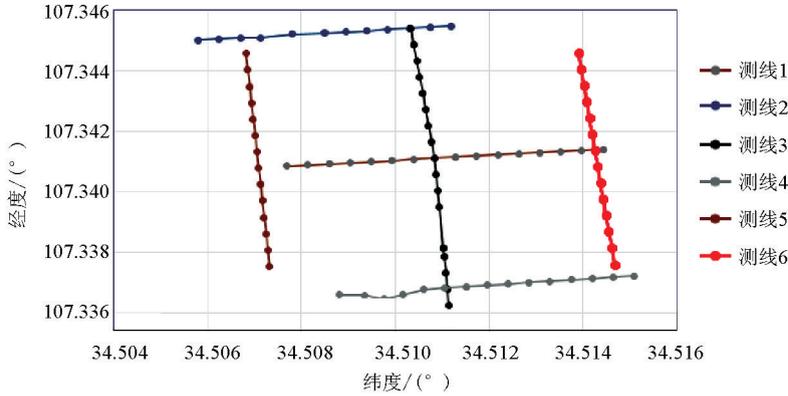
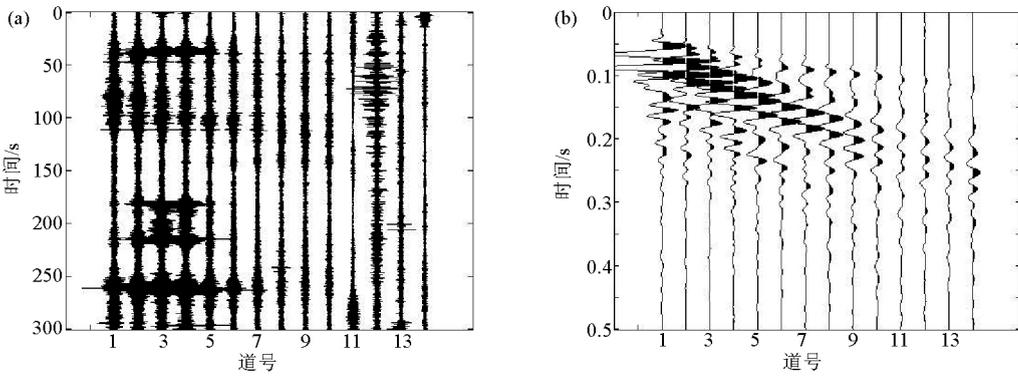


图 3 野外测线排列情况  
Fig.3 Field surveying line array



a—测线 6 上野外背景噪声信号; b—测线 6 上主动源地震信号  
a—field background noise signal on line 6; b—active source seismic signal on line 6

图 4 野外实测背景噪声信号

Fig.4 Field measured background noise signal

### 3 被动源地震数据处理流程

两道法提取频散曲线的流程如图 5 所示, 其中每一环节所采用的处理方法和计算参数都会影响频散曲线的提取效果。所有处理步骤的最终目的是尽量避免互相关函数频谱上出现零点增多或缺失的问题, 得到与实际情况尽量符合的频散曲线。为评价实测频散曲线与理论频散曲线的接近程度, 文中引入均方误差和相关系数来评价频散曲线的提取效果。均方误差是观测值与真实值之差平方的期望值, 均方误差的值越小, 频散曲线的提取精度越好。相关系数是研究变量之间线性相关程度的量, 相关系数的绝对值越接近 1, 说明两变量的相关性越

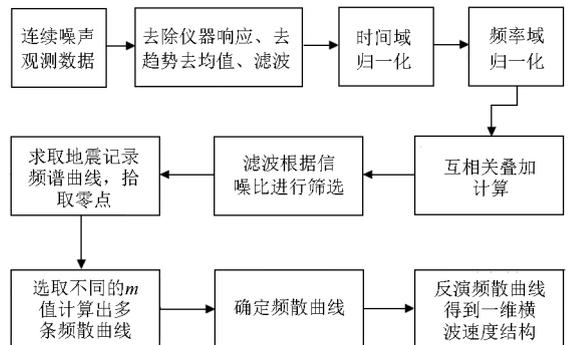


图 5 被动源瑞利波数据处理流程  
Fig.5 Flow chart of passive source Rayleigh wave data processing

#### 3.1 去除仪器响应、趋势以及均值

不同型号的仪器在出厂时都会提供准确的响应

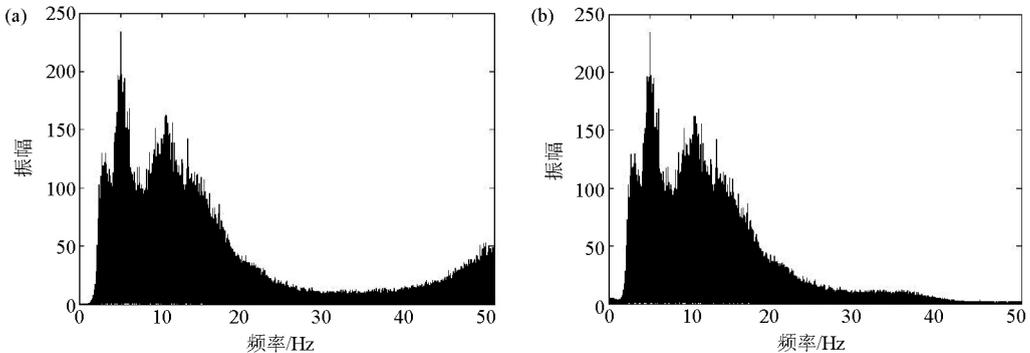
参数,但是随着仪器的反复使用,可能会出现老化或者其他偏差。当仪器的响应参数不同时,采集到的数据将不具有可比性,因此需要先将这种影响消除。去除仪器响应的方法通常采用 SAC 软件中的 transfer 命令,常用的仪器响应文件有两种格式,即 RESP 文件和 PZ 文件。从易用性来看,处理 RESP 文件过程简单,只需要采用一个 evalresp 命令语句,即可同时对所有波形数据进行处理。而处理 PZ 文件则需要人为的从数据文件的文件名或头段中提取信息,指定对应的响应文件,这种方法操作起来比较繁琐,但数据处理速度更快。在本次野外测量试验之前通过对仪器进行检验,仪器工作状态良好,因此这里可以略去此步骤。

去趋势处理可以消除由于检波器在采集数据时出现零漂现象而对计算产生的影响。通常去除趋势的方法为趋势拟合和希尔伯特黄变换,原理是将数据减去一条最优(最小二乘)拟合直线,使去趋势后

的数据均值为零。本实验采用 MATLAB 中的 detrend 命令进行处理,设置语句参数“linear”、“constant”即可去除地震数据中的趋势和均值。

### 3.2 对数据进行滤波

被动源噪声信号的频率通常都比较低,而一些突发事件(如汽车经过、工业生产活动)会产生一些高频信号,导致在信号频谱上出现高频峰值,影响对同时间段内有效信号的提取工作,因此需要窄通滤波器对数据进行滤波,消去高频噪声。在本实验中设置一个巴特沃斯带通滤波器,通带频率为 0.2~35 Hz。图 6 所示为野外实测背景噪声信号的滤波结果,图 6a 为野外实测数据测线 6 第一个台站采集的地震信号频谱,在 40~50 Hz 之间存在有部分高频噪声干扰,而被动源噪声信号主要频率分布在 0~20 Hz 范围内,其中在 5、12 Hz 处出现峰值;滤波后的频谱如图 6b 所示,可以看出 40~50 Hz 范围内的高频噪声得到了压制,同时保持原有频率分布趋势不变。



a—原始数据频谱曲线;b—滤波后频谱曲线

a—spectrum curve of original data;b—spectrum curve of filtered data

图 6 野外实测背景噪声信号滤波结果

Fig.6 Filtering results of field measured background noise signals

### 3.3 时间域归一化处理

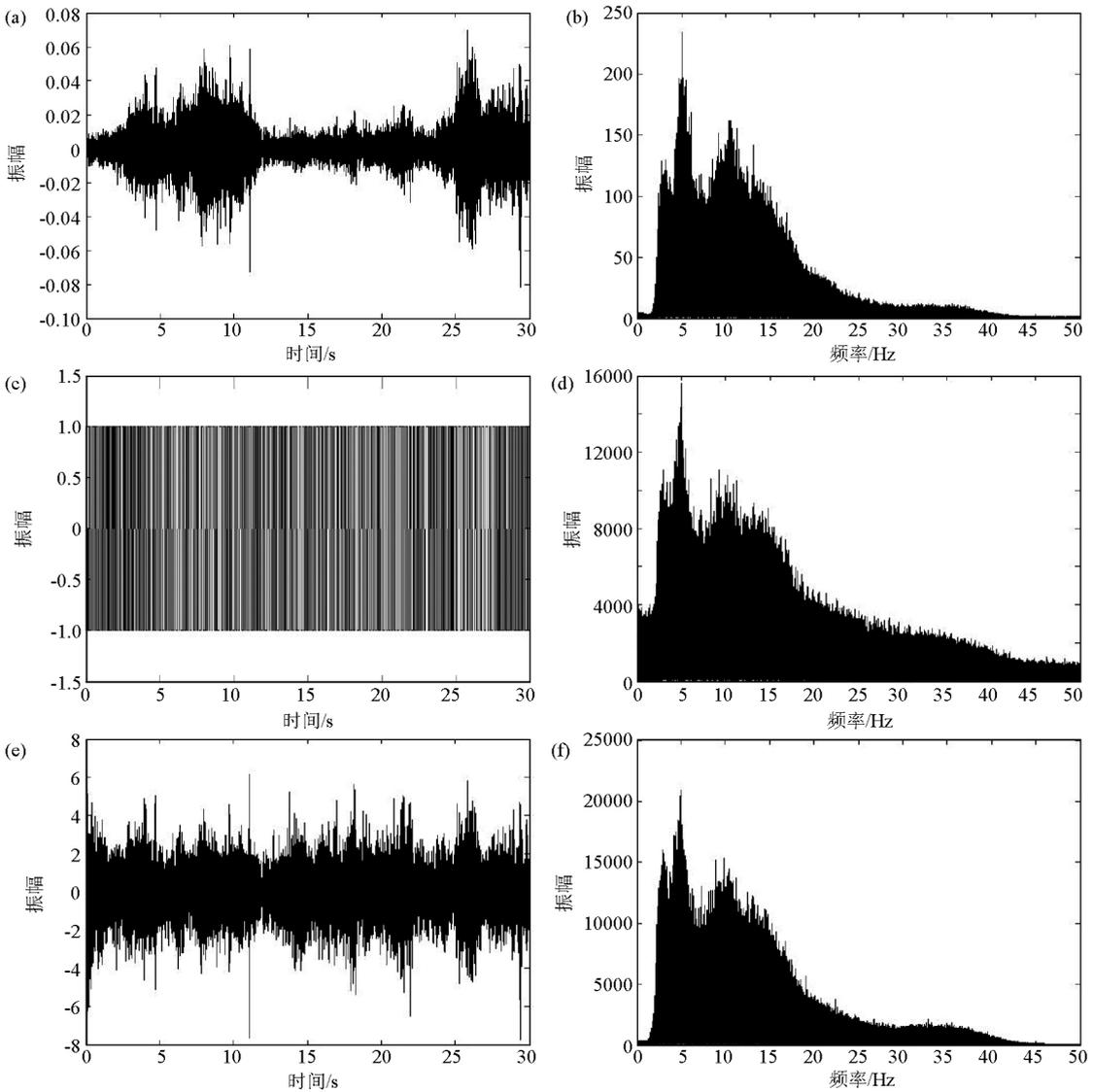
时间域归一化在数据预处理中起到十分关键的作用,其目的是消除天然地震以及采集过程中出现的瞬时信号的干扰。常用的方法有“one-bit”法和滑动绝对平均法。“one-bit”法的计算原理是将原始信号中的正值用 1 来代替,负值用 -1 代替。滑动绝对平均方法的计算原理是选取一个时间窗口,计算该窗口内所有振幅的平均值,将平均值的倒数作为权重系数与该段数据的中心点相乘得到新的地震数据。之后逐段移动时窗,直至整条地震序列的最后一位,便可得到归一化之后的地震数据。滑动绝对平均方法可以用公式表示为:

$$W_n = \frac{1}{2N + 1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j|, \quad \text{万方数据}$$

$$\hat{d}_n = d_n / W_n. \quad (3)$$

式(3)中, $d_j$ 为经过前几步处理后的地震信号, $n$ 表示时窗函数的中心位置, $W_n$ 表示每个数据点的权重, $d_n$ 和 $\hat{d}_n$ 分别表示滑动绝对平均处理前后的地震记录。“one-bit”法计算方便,操作简单,但是由于改变了原有振幅值,可能会减弱频谱中部分有效信息。而滑动绝对平均法则可以很好地保留原始噪声信号的频谱信息,缺点是计算过程繁琐复杂,花费时间长。此外对于不同的时窗长度,信号的归一化程度也会不同。

仍选用野外实测数据测线 6 第一个检波器采集的地震信号,对其分别运用两种方法进行处理,计算结果如图 7 所示,其中图 7c 和图 7d 是采用“one-bit”法处理得到的地震信号及其频谱,具体做法是



a—滤波后 0~30s 的地震信号;b—滤波后信号频谱;c—“one-bit”法处理后的地震信号;d—“one-bit”法处理后的信号频谱;e—滑动绝对平均法处理后的地震信号;f—滑动绝对平均法处理后的信号频谱  
 a—0~30 s seismic signal after filtering;b—filtered signal spectrum;c—seismic signal after "one-bit" method processed;d—signal spectrum after "one-bit" method processed;e—seismic signal after moving absolute average method processed;f—signal spectrum after moving absolute average method processed

图 7 时间域归一化处理结果

Fig.7 Processing results of time domain normalization

将振幅大于零的值设置为 1,将振幅小于零点值设置为-1。时间域归一化处理对信号的频率成分和频谱分布趋势不会造成大的影响,同时该方法对信号的振幅大小进行了调整,可以最大程度地压制信号的瞬时“突跳”。图 7e 和图 7f 是采用滑动绝对平均法处理得到的地震信号及其频谱,虽然滑动绝对平均法也可以保留原有地震信号的频谱特征,但是对比图 7a 和图 7e 可以看出,处理后的地震信号中仍然存信号“突跳”现象(11 s 附近),对时间域信号的压制效果不如“one-bit”法,即在进行时间域归一化时,“one-bit”法处理效果更好。

### 3.4 频率域归一化处理

频率域归一化也叫做频谱的白化处理。在一般的频谱曲线上,通常会有一些频率高峰的存在,而通过白化处理,可以降低某一单独频率的幅值,使得整个频谱曲线更为均匀,避免在之后的计算中出现“谱孔”现象。频率域归一化可以拓宽背景噪声信号的频带,对能量较弱的某些频段内的波进行增强,使得处理后的信号包含各个频率成分。

具体做法是对经过时间域归一化后的野外实测噪声信号(图 7c)进行傅里叶变换得到其频谱数据(图 7d),然后分别采用“one-bit”法和滑动绝对平均

法对频谱数据进行处理,结果如图 8 所示。其中图 8a 和图 8b 分别是运用“one-bit”法处理后得到的地震信号和频谱,由于“one-bit”法是将频谱大于 0 的值统一设定为 1,而信号的频谱值均大于 0,因此信号频谱变为一条数值为 1 的直线,从而保证各个频段内波的能量均衡,达到拓宽频带的目的。而滑动绝对平均法可以通过改变窗口长度来控制归一化效果,在保留原有频率分布情况下拓宽信号的频带宽度,如图 8d 在 5 Hz 和 10~15 Hz 处的频谱变化趋势得以保留。运用滑动绝对平均法时,窗口长度需要根据噪声信号的频率和振幅特征进行判定,假设出现幅值高峰的频率范围内有  $N$  个数据点(如图 8d 中红框所示),则窗口可以选择为包含  $2N$  或  $3N$  个点的数据段,这是为了保证在滑动过程中,有足够数量的非高峰幅值与高峰幅值做平均,达到频率归一化的目的。

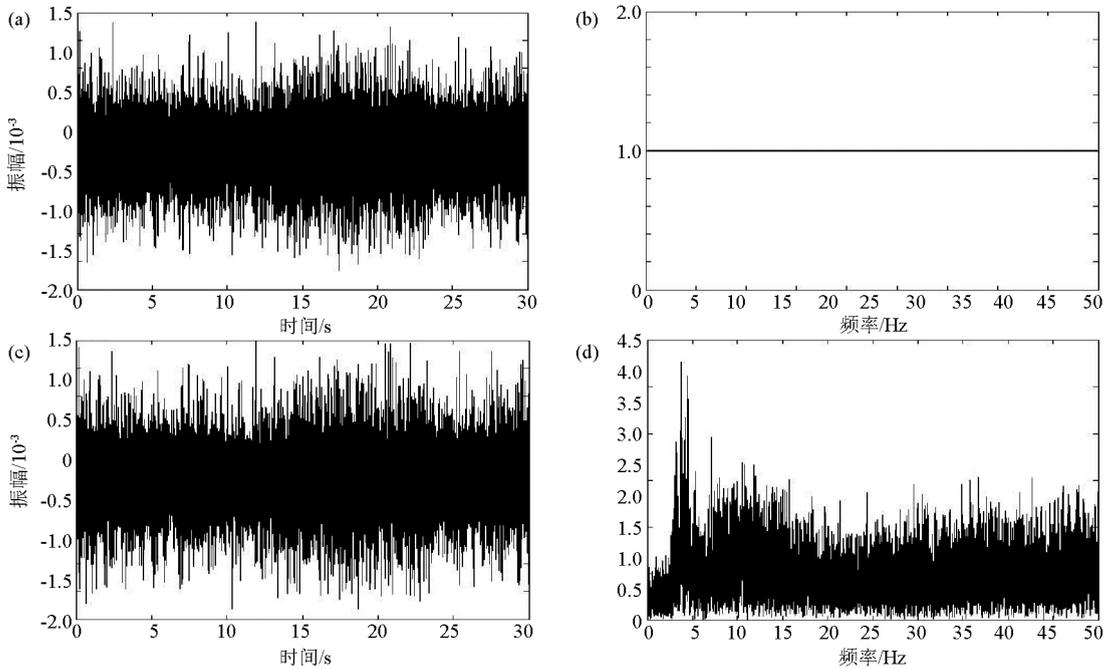
两种方法的处理效果可通过考察互相关结果的信噪比来衡量,信噪比计算方法为:

$$\text{SNR} = \frac{\max(|\text{signal}|)}{\text{std}(\text{noise})} \quad (4)$$

式(4)表示将互相关函数中面波最大到时之后的部分作为噪声信号,其标准差作为分母,将互相关函数中最大振幅值作为分子,两者相除即为互相关函数的信噪比。将归一化后的数据通过傅里叶反变换转换为时间域信号(即图 8a 和图 8c),采用间隔 5 道的两地震记录(即第 1 道与第 6 道、第 2 道与第 7 道等)通过互相关运算提取瑞利面波信号,得到多个互相关结果的信噪比,如表 2 所示。可以看出采用滑动绝对平均法处理后的信噪比均高于 one-bit 法处理后的信噪比,这是由于在采用 one-bit 法进行归一化时,与滑动平均法相比过多地抬高了高频信号的幅值,导致了信噪比降低。因此,我们将滑动绝对平均法作为谱白化过程中的首选方法。

### 3.5 互相关计算中时窗长度的选择

在进行互相关计算时,首先需进行数据分段,然后将不同时间段的互相关结果进行叠加计算。当记录



a—“one-bit”法白化后的地震信号;b—“one-bit”法白化后频谱;c—滑动绝对平均法白化后的地震信号;d—滑动绝对平均法白化后信号频谱  
a—seismic signal after “one-bit” method bleached;b—signal spectrum after “one-bit” method bleached;c—seismic signal after moving absolute average method bleached;d—signal spectrum after moving absolute average method bleached

图 8 频率域白化处理结果

Fig.8 Whitening results of frequency domain normalization

表 2 白化后互相关结果的信噪比

Table 2 SNR of cross-correlation results after whitening

道号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
one-bit 法	25.502	22.875	16.163	24.941	8.827	4.439	5.872	13.765	4.665
滑动绝对平均法	30.723	28.434	18.740	26.238	9.266	4.501	6.907	15.059	5.015

时长一定时,分段时窗长度越长,面波发育完善,单次互相关效果越好,但叠加次数也会越少。而分段时窗长度越短,面波信息可能无法被完全包含在时窗内,单次互相关效果越差,但叠加次数越多。因此如何平衡好时窗长度与叠加次数就显得尤为重要。

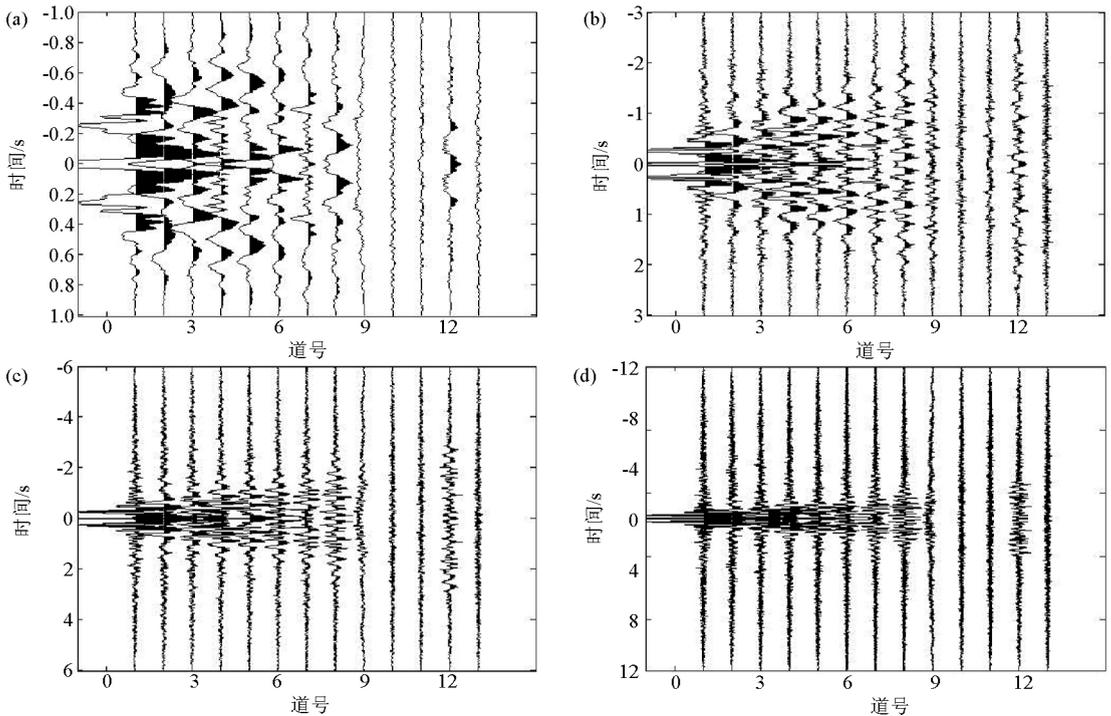
时窗长度的选取原则是在确保面波信息完整的情况下尽可能多地增加叠加次数,从而提高互相关结果的可靠性。根据噪声源均分理论,两台站间距大于三倍波长时,互相关计算才能可靠地恢复对应波长的面波信号,定义一个地层速度窗口( $v_{min}$ ,  $v_{max}$ ),根据最远两台站之间的距离  $L$  计算面波的到时窗口( $t_{min} = L/v_{max}$ ,  $t_{max} = L/v_{min}$ ),时窗长度尽量选择为最大到时或略大于最大到时,这样无论是最大速度的波还是最小速度的波,都可以最大程度地保证在该时段内传播三个波长的距离。对于本次野外试验,根据当地的地质资料,地层横波速度范围是 200~3 000 m/s,检波器阵列长度约为 600 m,根据上述原则选定的时窗长度约为 3 s,可恢复最大波长为 200 m,频率范围为 1~15 Hz 的面波,与图 6a 上显示的主要频率范围相同,满足计算要求。为了验证窗口长度选取的合理性,分别将时窗长度设为 1、3、6、

12、30、60 s,依次进行互相关叠加运算,并通过对互相关结果进行滤波、求取信噪比来衡量互相关计算结果的信号质量。滤波时采用的高斯滤波器如下:

$$H_n(x) = \exp\left[-\alpha\left(\frac{x-x_n}{x_n}\right)^2\right], \quad (5)$$

式(5)中, $\alpha$ 是影响滤波器带宽的因子,如果选择过小,导致滤波带宽过大,滤波后会包含很多其他频率的信号,如果  $\alpha$  选择过大,则导致频率成分少。

对野外实测中第六条测线上的数据进行处理,采用不同时窗长度依次计算第一道信号与后续 13 道信号的互相关函数。结果如图 9 所示,图 9a 中面波发育不全,无法清晰的展现出来,同时由于互相关叠加次数过多,严重影响了数据处理的效率。图 9c 和图 9d 中时窗长度逐渐变长,迭代次数减少,信噪比也逐渐降低。不同时窗长度的信噪比结果如表 3 所示,信噪比随着时窗长度的增加,出现先增后减的现象,当时窗长度为 3 s 时信噪比最高。图 10 为经过高斯滤波后的互相关信号,可以看出经过滤波处理后的互相关记录更为平滑,低频范围内的频谱信息更为突出。



a—时窗长度为 1 s 的互相关结果;b—时窗长度为 3 s 的互相关结果;c—时窗长度为 6 s 的互相关结果;d—时窗长度为 12 s 的互相关结果  
a—the cross-correlation result with time window length of 1 s;b—the cross-correlation result with time window length of 3 s;c—the cross-correlation result with time window length of 6 s;d—the cross-correlation result with time window length of 12 s

图 9 不同时窗长度对于互相关结果的影响

Fig.9 Influence of window length on cross-correlation results

表 3 不同时窗长度的信噪比  
Table 3 SNR with different time window length

时窗长度/s	1	3	6	12	30	60
信噪比	5.3514	15.0542	12.002	9.154	7.5446	4.642

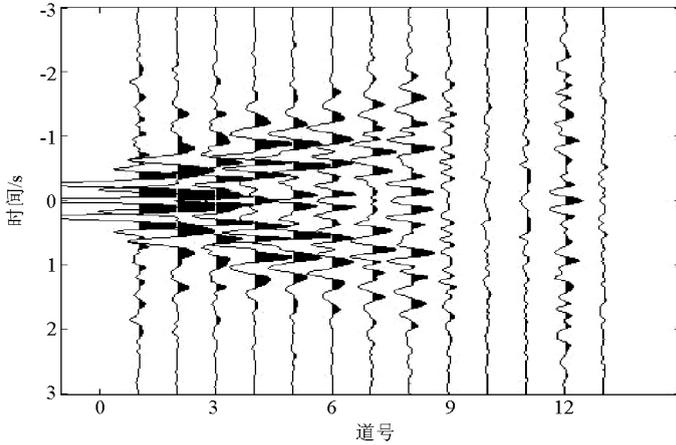


图 10 高斯滤波后的互相关记录

Fig.10 Cross-correlation records after Gauss filtering

### 3.6 提取频散曲线

对于理论模型模拟信号(即 2.1 节得到的模拟数据,如图 2 所示),得出互相关结果后,便可根据式(2)提取频散曲线。提取结果如图 11 所示。图 11 中从上至下  $m$  的取值依次为 -2、-1、0、1,通过 Knopoff<sup>[23]</sup> 提出的 Schwab-Knopoff 快速计算方法得出模拟记录的理论频散曲线,如图 11 中的黑色实线所示。通过对比可以得知,当  $m$  取 -1 时,频散曲线与理论曲线拟合度最高。

图 12 中的频散曲线分别为:只经历时间域归一

化处理的数据的频散曲线(蓝色实心圆点)、只经历频率域归一化处理的数据的频散曲线(绿色实心圆点)以及经历完整处理流程的频散曲线(红色实心三角)。可以看出只经历部分处理流程的频散曲线与理论频散曲线的吻合度较差。表 4 给出了图 12 中三条频散曲线的评价结果,通过均方误差与相关系数可以看出,经历过完整的处理流程后得到的频散曲线精度最高。

在处理野外实测背景噪声信号时,信噪比高的信号,零点数量变化的情况不严重, $m$  通常只需要取

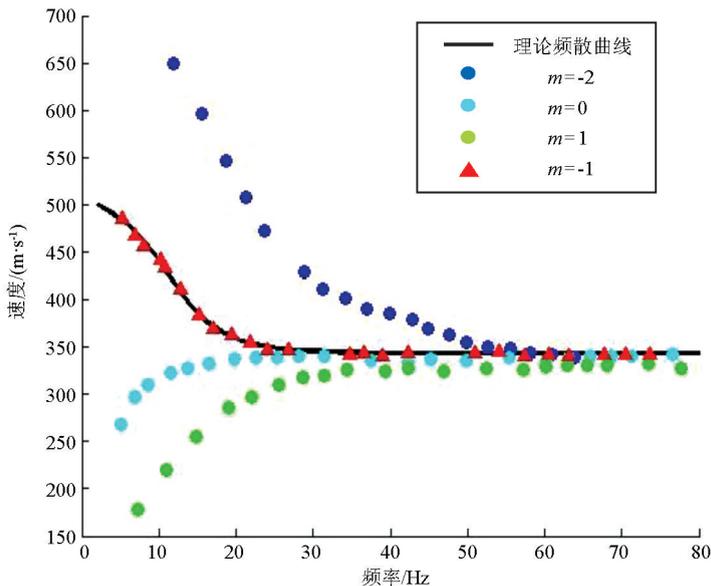


图 11 理论模型数据不同  $m$  时 1~14 号检波器对提取得到的频散曲线

Figure 11 Dispersion curves of geophone pairs 1~14 at different  $m$  for the theoretical model

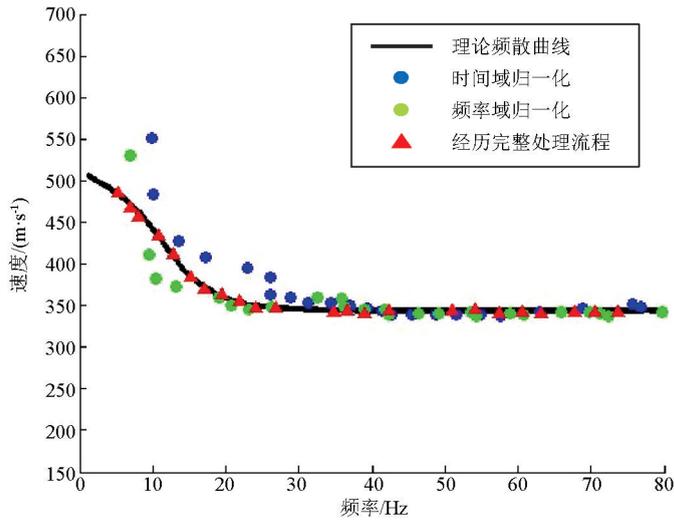


图 12 理论模型数据只经过部分处理得到的频散曲线

Fig.12 Dispersion curve obtained by partial processing for the theoretical model

表 4 频散曲线提取结果与理论频散曲线接近程度

Table 4 The degree of approximation between the extracted and the theoretical dispersion curve

处理方案	均方误差	相关系数
只经历时间域归一化	15.9982	0.7615
只经历频率域归一化	11.6416	0.8852
时频域归一化、滤波等	9.2487	0.9948

到±1,而信噪比低的信号,就需要设置更大绝对值的  $m$ 。用测线 6 上的 1 号和 6 号检波器数据进行互相关提取频散曲线,提取结果如图 13 所示。

根据当地的地质资料判断横波速度大致范围,并将不同  $m$  值的被动源频散曲线与主动源方法提取的频散曲线进行比较,挑选出具有良好一致性的被动源频散曲线。对比结果如图 14 所示,蓝色线条为运用两道法得到的被动源频散曲线,青色线条为

通过主动源方法提取得到的基阶频散曲线,灰色线条为主动源方法提取得到的高阶频散曲线。可以看出当  $m=-2$  时,被动源频散曲线与主动源基阶频散曲线可以很好的拟合。之后依次对每一道互相关信号的频谱曲线进行筛选,通过改变  $m$  的取值,将所有频散曲线拟合在一起,从而得到一条测线上所有的频散曲线。

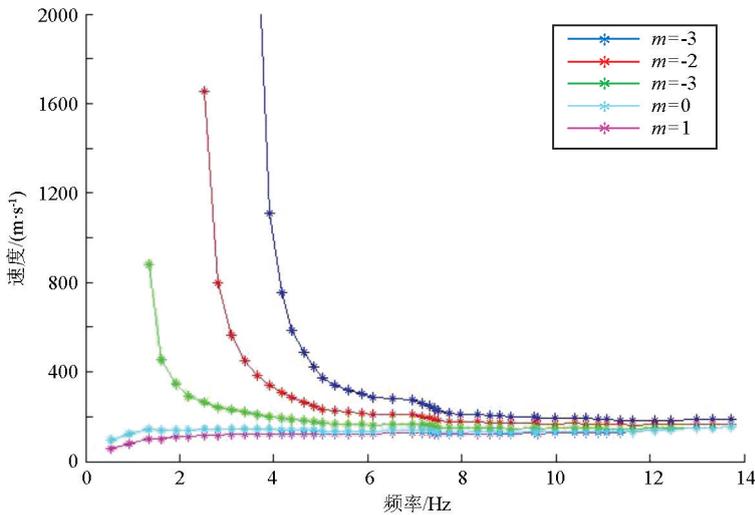


图 13 野外实测数据不同  $m$  值时提取得到的频散曲线

Fig.13 Dispersion curves of field measured data with different  $m$

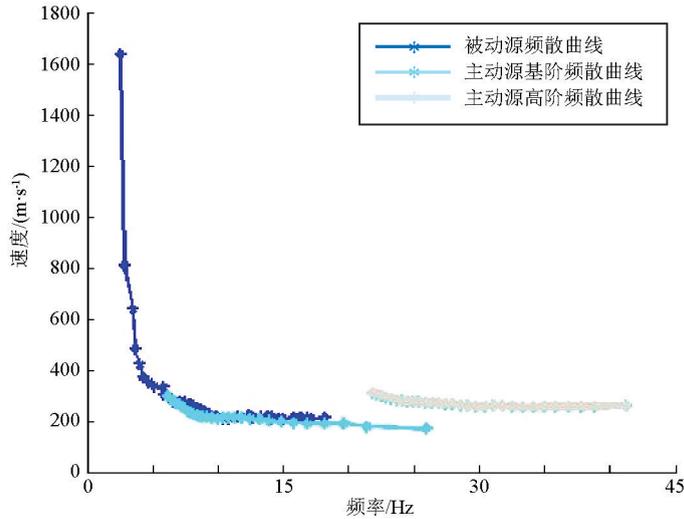


图 14 测线 6 频散曲线

Fig.14 Dispersion curves of Line 6

## 4 结论

利用理论模型被动源数值模拟数据和野外实际观测数据,采用两道法计算格林函数,运用 *Aki* 公式的原理提取瑞利面波的频散曲线,所得结果与主动源方法计算得到的频散曲线具有很好的一致性。总结归纳出一套被动源瑞利波频散曲线质量控制流程,通过理论模型和实测数据试算,得到如下结论:

1) 文中给出的背景噪声数据处理流程有效地改善了被动源瑞利波频散曲线的提取质量,验证了方法的可行性和有效性。

2) 对数据进行时间域归一化时,采用“one-bit”法会取得更好的效果,而对数据进行频率域归一化时,滑动绝对平均法表现更好。

3) 互相关运算时,时窗长度的选取原则应在确保面波信息完整的情况下尽可能多地增加叠加次数。实际应用中,可根据数据采集阵列长度与地层的最小横波速度的比值计算得到。

4) 改变计算瑞利波相速度公式中的  $m$ , 结合当地地质资料判断横波速度大致范围,挑选与主动源基阶频散曲线具有一致性的被动源频散曲线,可以消除因频谱实部零点的缺失或增加造成的干扰。

## 参考文献 (References):

[1] Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic wave, with special reference to microtremors [J]. Bull. Earthq. Res. Inst, 1957, 35: 415 - 456.

[2] Claerbout J F. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response [J]. Geophysics, 1968, 33(2): 264 - 269.

[3] Campillo M, Paul A. Long-range correlations in the diffuse seismic

coda [J]. Science, 2003, 299(5606): 547 - 549.

- [4] Shapiro N M, Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise [J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31(7): L07614.
- [5] Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 2007, 169(3): 1239 - 1260.
- [6] Gouédard P, Stehly L, Brenguier F, et al. Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications [J]. 2008, 56(3): 375 - 393.
- [7] 房立华, 吴建平. 背景噪声频散曲线测定及其在华北地区的应用 [J]. 地震学报, 2009, 31(5): 544 - 554.
- Fang L H, Wu J P. Measurement of Rayleigh wave dispersion from ambient seismic noise and its application in North China [J]. Acta Seismologica Sinica, 2009, 31(5): 544 - 554.
- [8] Özalaybey, Serdar, Zor E, et al. Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods [J]. Geophysical Journal International, 2011, 186(2): 883 - 894.
- [9] 郑现, 赵翠萍, 周连庆, 等. 中国大陆中东部地区基于背景噪声的瑞利波层析成像 [J]. 地球物理学报, 2012, 55(6): 1919 - 1928.
- Zheng X, Zhao C P, Zhou L Q, et al. Rayleigh wave tomography from ambient noise in central and Eastern Chinese Mainland [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2012, 55(6): 1919 - 1928.
- [10] 徐佩芬, 李世豪, 凌甦群, 等. 利用 SPAC 法估算地壳 S 波速度结构 [J]. 地球物理学报, 2013, 56(11): 3846 - 3854.
- Xu P F, Li S H, Ling S Q, et al. Application of SPAC method to estimate the crustal S-wave velocity structure [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2013, 56(11): 3846 - 3854.
- [11] 张宝龙, 李志伟, 包丰, 等. 基于微动方法研究五大连池火山区尾山火山锥浅层剪切波速度结构 [J]. 地球物理学报, 2016, 59(10): 3662 - 3673.
- Zhang B L, Li Z W, Bao F, et al. Shallow shear-wave velocity struc-

- tures under the Weishan volcanic cone in Wudalianchi volcano field by microtremor survey [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2016, 59(10): 3662 – 3673.
- [12] 徐佩芬, 李传金, 凌甦群, 等. 利用微动勘察方法探测煤矿陷落柱[J]. 地球物理学报, 2009, 52(7): 1923 – 1930.
- Xu P F, Li C J, Ling S Q, et al. Mapping collapsed columns in coal mines utilizing Microtremor Survey Methods [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2009, 52(7): 1923 – 1930.
- [13] 徐佩芬, 侍文, 凌苏群, 等. 二维微动剖面探测“孤石”: 以深圳地铁 7 号线为例 [J]. 地球物理学报, 2012, 55(6): 2120 – 2128.
- Xu P F, Si W, Ling S Q, et al. Mapping spherically weathered “Boulders” using 2D microtremor profiling method: A case study along subway line 7 in Shenzhen [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2012, 55(6): 2120 – 2128.
- [14] 付微, 徐佩芬, 凌苏群, 等. 微动勘探方法在地热勘查中的应用 [J]. 上海国土资源, 2012, 33(3): 71 – 75.
- Fu W, Xu P F, Ling S Q, et al. Application of the microtremor survey method to geothermal exploration [J]. Shanghai Land & Resources, 2012, 33(3): 71 – 75.
- [15] 吴学明, 王超凡, 高才坤, 等. 被动源面波法在水电工程勘察中的应用研究 [J]. 物探化探计算技术, 2016, 38(4): 493 – 500.
- Wu X M, Wang C F, Gao C K, et al. Application of passive surface-wave method for Quzika hydropower damsite exploration [J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 2016, 38(4): 493 – 500.
- [16] 翟法智, 徐佩芬, 潘丽娜, 等. 宁波轨道交通暗浜勘察物探方法研究 [J]. 地球物理学进展, 2017, 32(4): 1856 – 1861.
- Zhai F Z, Xu P F, Pan L N, et al. Study on geophysical methods of underground silt exploration in Ningbo rail transit [J]. Progress in Geophysics, 2017, 32(4): 1856 – 1861.
- [17] Gouédard, Pierre, Roux P, et al. Small-scale seismic inversion using surface waves extracted from noise cross correlation [J]. The Journal of the Acoustical Society of America, 2008, 123(3): EL26 – EL31.
- [18] Tsai V C, Moschetti M P. An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results [J]. Geophysical Journal International, 2010, 182(1): 454 – 460.
- [19] Ekström G, Abers G A, Webb S C. Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki's spectral formulation [J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(18): 64 – 66.
- [20] 李欣欣. 主动源与被动源瑞利波联合成像方法研究 [D]. 西安: 长安大学, 2017.
- Li X X. Study on the joint tomographic method for active and passive source Rayleigh wave data [D]. Xi'an: Chang'an University, 2017.
- [21] Nakata N, Chang J P, Lawrence J F, et al. Body wave extraction and tomography at Long Beach, California, with ambient-noise interferometry [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2015, 120(2): 1159 – 1173.
- [22] Zeng C, Xia J H, Miller R D, et al. Feasibility of waveform inversion of Rayleigh waves for shallow shear-wave velocity using a genetic algorithm [J]. Journal of Applied Geophysics, 2011, 75(4): 648 – 655.
- [23] Knopoff L A. Matrix method for elastic wave problems [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 1964, 54(1): 431 – 438.

## A study of quality control of extracting dispersion curves by two-channel method of passive Rayleigh waves

SHAO Guang-Zhou<sup>1</sup>, YUE Liang<sup>1</sup>, LI Yuan-Lin<sup>1</sup>, WU Hua<sup>2</sup>

(1. School of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. School of Science, Chang'an University, Xi'an 710064, China)

**Abstract:** In recent years, the rapidly developed passive Rayleigh wave technology has the advantage of strong anti-interference capability and less limited construction conditions by using environmental noise as the source, which is more suitable for exploration in urban areas. However, the key factor affecting the imaging accuracy of the passive source method is the extracting quality of the dispersion curves. The current passive source Rayleigh wave method mainly uses the Aki formula to calculate the Rayleigh wave dispersion curve according to the relationship between spatial autocorrelation and time domain cross-correlation. This method has a good extraction effect for long-period observation data (for several months or more). Nevertheless, for practical engineering applications, it is desirable that the data observation period is as short as possible (such as one day or several hours). Under this circumstance, it will lead the zero points of the cross-correlation spectrum to increase or disappear, which will bring errors in the extraction of the dispersion curves when the Aki method is used to pick up them. Aimed at solving this problem, the authors put forward a set of quality control processes, such as using different normalization methods, selecting different window lengths for cross-correlation operations, setting Gaussian filters to filter cross-correlation functions, and selecting spectral zeros, to improve the extracting quality of dispersion curves. The authors combined certain evaluation criteria to verify the reliability of the dispersion curves and achieved the purpose of controlling the quality of the dispersion curves extraction. The passive source numerical simulation of theoretical model testing and the actual field noise data processing in Fengxiang County of Shaanxi show that the quality control method in the dispersion curve extraction is feasible and effective. This study has certain reference value and practical significance for the dispersion curve extraction of passive source Rayleigh wave method.

**Key words:** Rayleigh wave; dispersion curve; passive source; quality control