

# 呼图壁气枪数据中面波振幅变化研究<sup>\*</sup>

于雯<sup>1,2</sup>, 杨欣颖<sup>1,2\*</sup>, 喻静<sup>1,2</sup>, 孙道远<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学技术大学 地球和空间科学学院地震与地球内部物理实验室, 安徽 合肥 230026;  
2. 中国科学技术大学 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 安徽 蒙城 233527)

**摘要:** 利用新疆呼图壁气枪数据, 在引入小波传播子方法测量到时延迟的基础上, 进一步引入面波振幅作为监测地下介质变化的一个重要参数。结果表明: 相对于到时的突跳, 面波振幅能克服气枪震源强度突变带来的测量不稳定; 同时, 通过面波到时延迟和振幅变化特征的模拟, 发现面波振幅和到时延迟测量存在较好的正相关关系, 且可以用介质速度变化所导致的聚焦和散焦效应来解释。面波振幅也可以作为较为稳定的参数来衡量地下介质的波速变化。

**关键词:** 呼图壁气枪源; 面波振幅; 小波传播子; 到时延迟; 地震波形

**中图分类号:** P315.31      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-0666(2021)01-0022-11

## 0 引言

地壳结构及其物理性质的时间变化特征在地震活动性监测和预测火山喷发中起到关键作用 (Breguier *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2010; Cheng *et al.*, 2010; Obermann *et al.*, 2013, 2014; Niu *et al.*, 2008; Pei *et al.*, 2019; Yamamura *et al.*, 2003)。而重复性高的震源、精度高的走时测量技术是精确测量波速变化的关键要素 (Wang *et al.*, 2008)。在利用天然震源对波速时间变化的研究中, 主要利用了重复地震和背景噪声。然而重复地震时空分布有限, 难以得到较高精度且时间连续的介质时间变化特征。通过对台站的尾波或噪声进行互相关可以获得台站间的格林函数 (Shapiro, Campillo, 2004) 随时间的变化。但是由于背景噪声源具有随着季节而改变的特性, 并且背景噪声信号较弱, 需要重复叠加, 因此使用该方法得到的波速变化精度仍存在一定问题 (Stehly *et al.*, 2007)。

人工主动震源是另外一种在研究介质时间变化中被广泛运用的震源。常用的人工震源从工作原理上分为两种: 一是通过能量瞬间的释放产生

冲击的脉冲震源, 包括气枪震源、炸药震源、电火花、重锤震源等; 另一种是不间断地向下发送信号的连续震源。近年来, 大容量气枪震源因具有绿色环保、波形重复性高、可多次叠加提高信噪比等优点受到越来越多的青睐。在长期运行得到满足 (杨微等, 2013)、可重复性和测量精度不断提高的前提下, 大容量气枪震源在我国陆地上探测已经取得了显著成果 (陈颢等, 2017)。从2006年第一次在河北遵化开展大容量气枪陆地实验, 再到2015年长江计划的开展 (徐逸鹤等, 2016), 其间建设了包括北京房山、云南宾川、新疆呼图壁、甘肃张掖等地的气枪实验站 (王彬等, 2015; 魏斌等, 2016; 王宝善等, 2016; 张元生等, 2016; Wang *et al.*, 2012), 对地下介质时空演化及地震活动规律进行长期研究。

地球介质受到固体潮、温度、孔隙压力、含水饱和度、应力加卸载等影响, 其波速会随时间变化。由于气枪源激发的信号是高度重复的, 因此可以通过测量体波、面波以及后续尾波随时间的变化获得地下介质的波速变化。已有研究主要集中在利用基于互相关的方法测量走时的变化, 进而评估介质的波速变化特征以及它与各影响因

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2019-08-15.

**基金项目:** 国家自然科学基金青年基金 (41804042)、“陆地地壳结构探测的气枪震源技术及其应用”重大项目 (41790464) 及国家自然科学基金委优青项目 (41722401) 联合资助。

**第一作者简介:** 于雯 (1995-), 硕士研究生, 主要从事地震学工作. E-mail: uenzhu@163.com.

**通讯作者简介:** 杨欣颖 (1981-), 副研究员, 主要从事面波与地球自由振荡研究. E-mail: hsinyingtw@gmail.com.

素的相关性（王伟涛等，2009；杨微等，2010；Wang *et al*，2008；冀战波，2019）。然而介质变化亦可能同时造成地震波波形的变化。若考虑地震波的聚焦和衰减效应，波形可能比走时更能有效地体现介质的变化。鉴于以上原因，本文分析了新疆呼图壁气枪波形数据，通过小波的传播子来提取不同频率下的到时延迟，并引入面波振幅作为一个监测地下介质波速变化的参数。

## 1 数据和原理

### 1.1 新疆呼图壁大容量气枪数据

新疆呼图壁大容量气枪实验站位于距离乌鲁木齐 80 km 的北天山北麓、准噶尔盆地南缘的呼图壁县境内（魏斌等，2016）（图 1）。该大容量气枪实验站是一个基于人工水体的气枪发射站，自 2013 年持续工作至今。呼图壁气枪站 6 支枪同时一次激发释放的能量与一次  $M_L 0.9$  天然地震相当。本文主要研究气枪单枪信号上垂直（Z）分量的走时和振幅随时间的变化规律，为了保留时间上最大的解析能力，对于波形尽量不予以叠加。但为了兼顾信号的信噪比，只对震中距小于 30 km 的台站（图 1 中空三角）的波形信号进行分析。

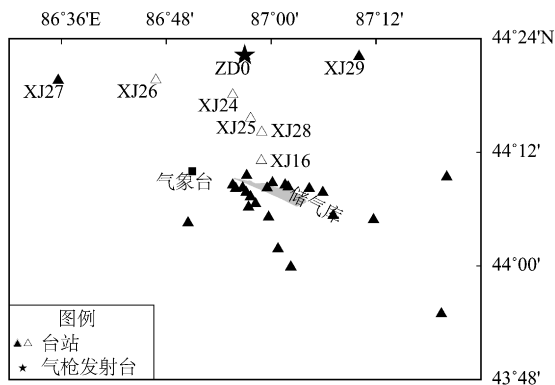


图 1 研究所选气枪源及台站分布

Fig. 1 Locations of the airgun source and stations

### 1.2 基于小波传播子方法的到时延迟变化测量

有别于传统测量走时变化的移动时窗交叉谱法（Poupinet *et al*，1984）和拉张法（Wegler *et al*，2009），本文引入杨欣颖（2012）基于 Holschneider 等（2005）的小波传播子所发展的方法测量两波形走时差随频率的变化。由于小波具有能同时

分辨频率域与时间域的能力，对处理如地震波这种非稳态信号十分有效。此方法原用于测量双台间面波的相速度。假设台站 1, 2 位于相同的大圆路径上，其中台站 1 为震中距小的台站，台间距为  $d$ 。当面波以平面波方式入射，在台站 1, 2 处的时间域的波形分别为  $s_1, s_2$ ，则  $s_2$  的波形可视为直接由  $s_1$  传播演化而来。两者波型差异主要反映双台间介质的频散与能量耗散特性，分别以  $k(f)$  和  $\alpha(f)$  表示。通过小波变换， $s_1, s_2$  在小波域的关系可表示为（Kulesh *et al*，2005）：

$$W_g s_2(t, f) = D_w W_g s_1(t, f) = e^{-d(f)} \left| W_g s_1\left(t - \frac{d}{U(f)}, f\right) \right| e^{i \arg[W_g s_1(t - \frac{d}{c(f)} - \frac{n}{f}, f)]} \quad (1)$$

式中： $W_g$  表示小波变换； $D_w$  表示小波传播子； $n$  为任意一整数； $c$  与  $U$  分别代表相速度与群速度，它们与波数  $k(f)$  的关系分别为：

$$c(f) = \frac{f}{k(f)}, \quad U(f) = \frac{df}{dk} \quad (2)$$

通过式（1）拟合  $s_2$  在小波域中的观测值与预测值，求取最佳的  $k(f)$  与  $\alpha(f)$ 。在时间域，预测值的波形（图 2a）除了在振幅上有少许偏差外，大抵与观测相同。在小波域下， $s_2$  最佳预测值与观测值无论是绝对值（图 2b）还是相位值（图 2c）都高度相似。由式（1）可知，相位部分受控于相速度所对应的走时  $d/c(f)$ ，且由于周波跳跃的影响，相速度的解并非唯一，因此还需做进一步的选取。若在双台法提取相速度的研究中，可选一支与参考值最接近的相速度。而本文研究对象是单一台站波形的扰动，并无波场传播的概念，因此相速度  $c$  并无实际物理意义，而是相位到时延迟：

$$dt(f) = \frac{d}{c(f)} \quad (3)$$

式中： $dt$  是表征同站两波形差异的物理量。在校正周波跳跃时（即选择适当的  $n$ ），也是基于  $dt$  可能的最大变化来选择合理的  $dt$ 。

基于小波传播子方法能评估相位到时延迟  $dt$ （或相速度  $c$ ）的误差值。以图 2 为例，可透过小波域的能量强度（图 2b），获得在每个频率下能量最强的到时（图 2b 中桃红色“×”符号对应的到时）。若整段选取的时频中，只包含单一震相，且无任何噪声，则这些少数但具代表性点的时频点，

足以代表整个小波域,同时这些点所对应的相位预测值与实际值也应十分相近。而这些特定频率对应的预测值与实际值之间的相位差则可以用来量化地获得最佳解的误差。图 2d 显示了 2 支不同周波对应的相速度值  $c(f)$  (灰色线), 其中一支

接近 0, 不同周波  $n$  的数据拟合相同, 而黑色点是最终所选取的相速度。进一步可以利用式 (3) 将相速度转化为到时延迟  $dt$  (图 2e)。而在图 2d ~ e 中每个频率对应的误差则由相位图 (图 2c) 中桃红色点的相位差所决定。

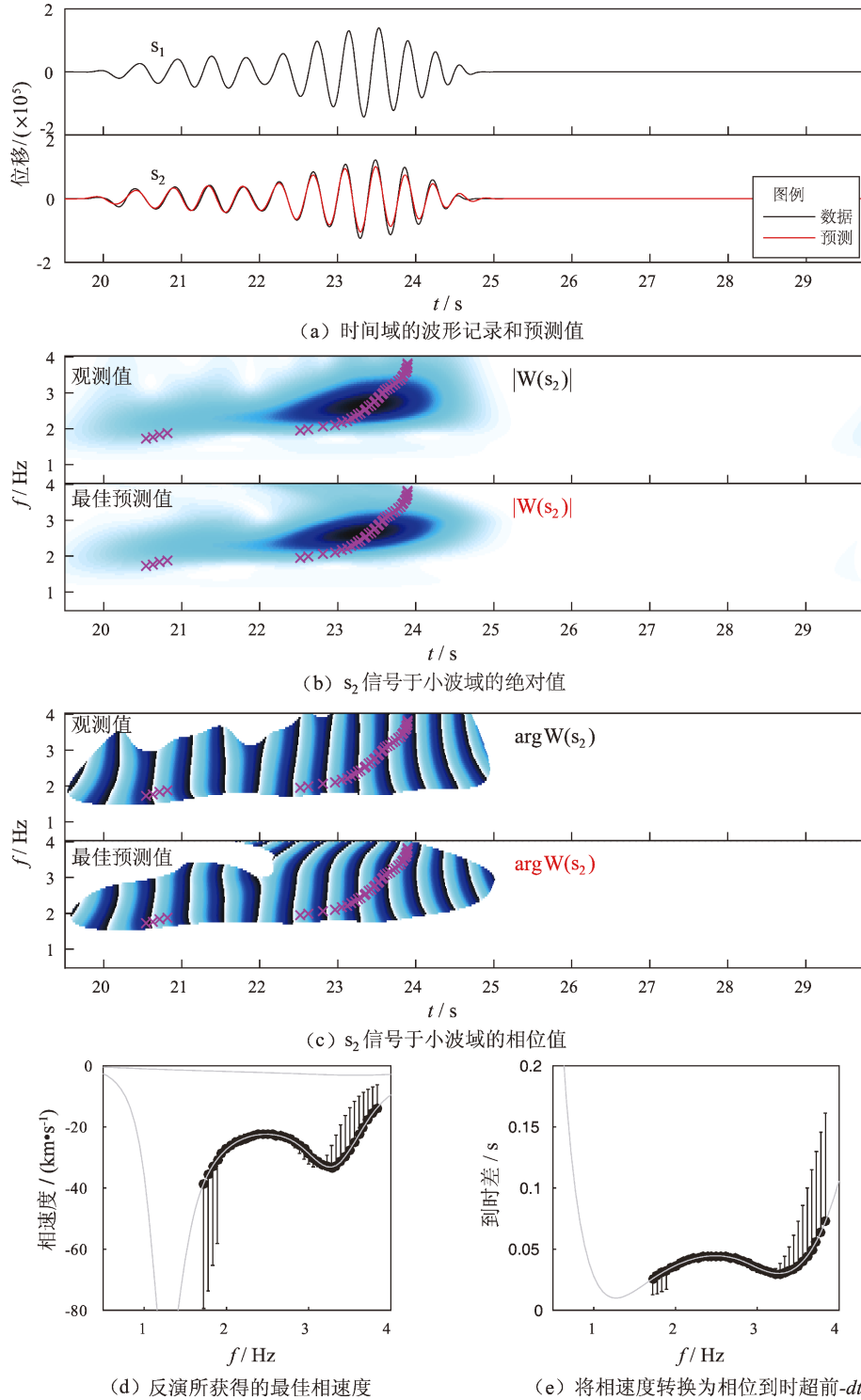


图 2 波形到时差的小波域测量示意图

Fig. 2 Example of travel time measurement using wavelet propagator

该方法的优势在于能同时测量不同频率的相位走时延迟,且测量的精度可较不受限于时间采样率(此为0.01 s)。以XJ24台站为例,截取与面波信号对应的20~25 s时间窗,得出一天内 $dt$ 的变化量在0.005~0.01 s(图3),换算成介质速度扰动量为0.02%~0.05%。由于 $dt$ 一日内的变化量已达到分辨率的极限,因此对于是否存在小于一日的周期性 $dt$ 变化,仍有讨论空间。另外从图3不同频率对应的测量值可以看到不同频率下的 $dt$ 变化有一定的差别。

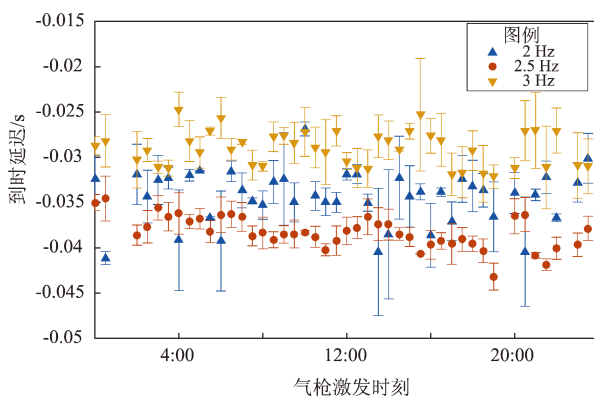


图3 XJ24台站测量的一日内面波的到时延迟 $dt$ 变化(2014-06-21)

Fig. 3 The daily change of the surface wave travel time delays  $dt$  at the station XJ24 (2014-06-21)

### 1.3 振幅变化的测量

考虑到地震尾波的波形和振幅受噪声影响较

大,因此本文只针对笼统定义的体波和面波时间窗(图4,表1)分别在2~8 Hz和1~3 Hz的频段进行振幅的测量。体波信号主要集中在高频,在1~3 Hz时能量较弱。振幅的测量有两种方法:一种是对应时间窗内波形数据波峰和波谷差,另一种是对应包络线的最大振幅。图5显示这两种方法测量的结果类似,因此本文只针对于第一种方法测量的振幅进行讨论。

首先,分别测量每枪在不同台站上接收到的信号的振幅大小 $A_{\text{台站}}$ (图4a中黑色和红色虚线之间的时间窗是选定的体波区域)。为了估算振幅误差,这里定义了体波到达之前的一个时间窗(图4a中蓝色和黑色虚线界定的时间窗口)为噪声窗口。然后测量每枪对应的噪声振幅 $A_{\text{噪声}}$ ,并定义其为振幅误差。由于本文主要关注振幅随时间的变化,因此选取2014-05-15 14:10:10气枪对应台站记录数据的振幅 $A_{\text{ref}}$ 作为参考,测量了振幅比为:

$$R_{\text{台站}} = \frac{A_{\text{台站}} \pm A_{\text{噪声}}}{A_{\text{ref}}} \quad (4)$$

由于XJ25台站缺少2014-05-15参考日期的数据记录,所以选取2013-11-22的单枪数据取代。而XJ16台的距离相对较远,其面波信号较弱,因此将其每日的单枪数据进行线性叠加然后再进行振幅比的测量。不同台站对应的信号窗和噪声窗选取范围见表1。其中,ZD0为参考台站,位于

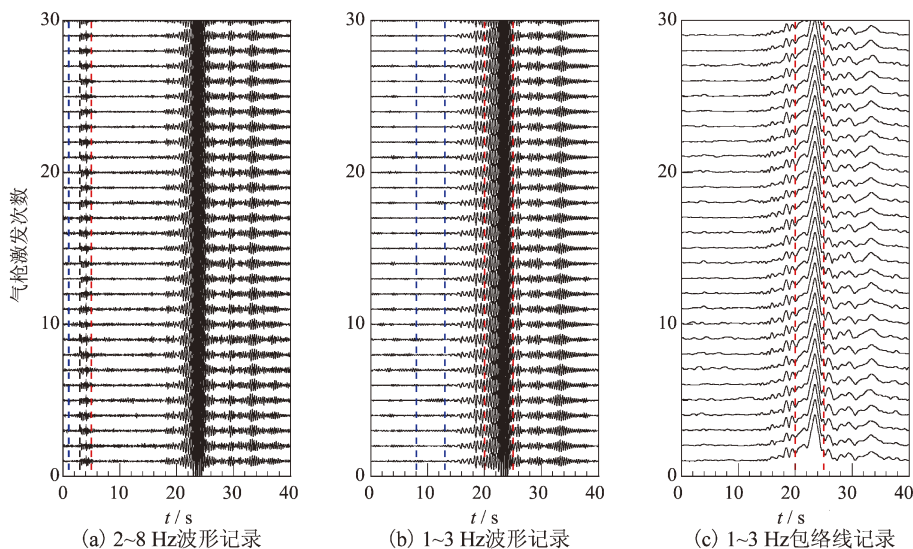


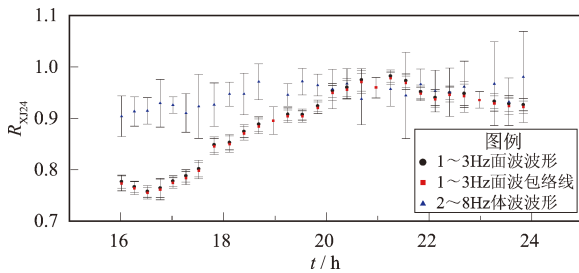
图4 XJ24台站振幅测量的时间窗选择

Fig. 4 Examples of time window selections for the measurements of amplitude of the station XJ24

表 1 振幅测量时间窗选取范围

Tab. 1 Time windows for amplitude measurements

台站	震中距/ km	1~3 Hz (面波)		2~8 Hz (体波)	
		信号窗/s	噪声窗/s	信号窗/s	噪声窗/s
ZD0	0	0~5	20~25	0~5	20~25
XJ24	7.2	20~25	8~13	3~5	1~3
XJ25	11.7	28~38	10~20	4~7	0.5~3.5
XJ26	14.5	35~47	13~25	5~9	1~5
XJ16	20.0	40~50	20~30	6~12	1~6

图 5 XJ24 台站测量的体波和面波  
振幅比 ( $R_{XJ24}$ ) 的日变化规律Fig. 5 The daily change of the body wave and surface wave amplitude ratios ( $R_{XJ24}$ ) at the station XJ24

气枪激发池岸边, 实际震中距约为 10 m; ZD0 参考台选取体波到达后的时间窗为噪声窗; 噪声窗对应噪声振幅测量时间范围, 并用于式 (4) 中的振幅误差计算。

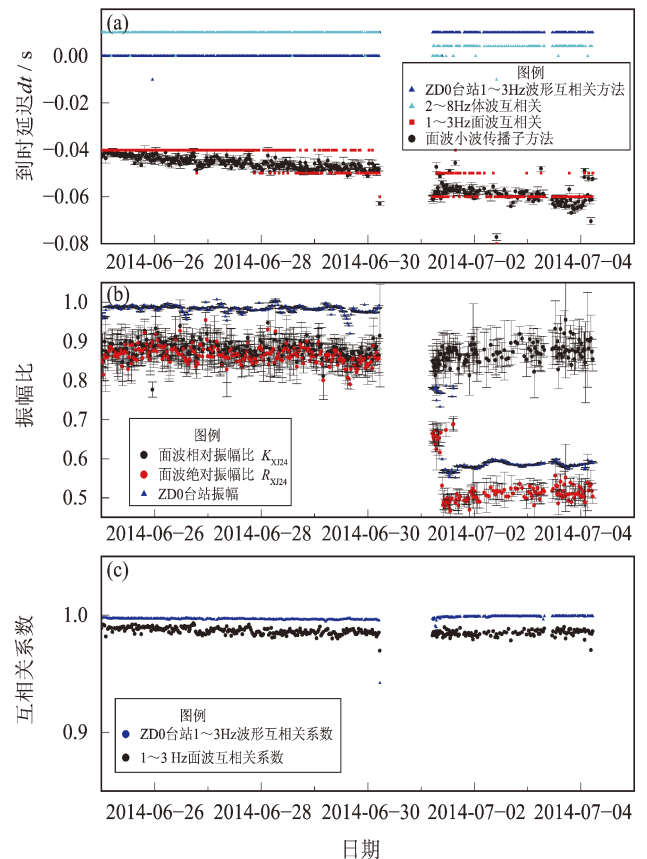
对于面波部分而言, 由于背景窗信号可能受到体波尾波的干扰, 使其误差可能比实际偏大。如图 4b 所示, 2 条红色虚线之间给定了面波的时间窗, 2 条蓝色虚线之间对应的是面波振幅误差估算的时间窗。图 5 给出 XJ24 台站记录信号的体波和面波的振幅比  $R_{XJ24}$  在一天内不同枪对应的振幅测量。从图中可以看到, 和到时测量一样, 面波信号的变化幅度更大。

## 2 面波到时延迟和振幅的变化特征

### 2.1 XJ24 台站 $dt$ 的跳变

XJ24 台站是除参考台外离气枪源最近的一个台站 (图 1), 其体波和面波信号明显, 表现出很好的一致性, 其记录相对于其它台站比较连续。本文利用基于小波传播子方法测量 2014 年 5 月—2015 年 1 月 XJ24 台站记录的面波部分  $dt$  变化, 发现在频率大于 2 Hz 时,  $dt$  最大变化可达  $-0.1$  s。

图 6a 显示  $dt$  在 2014 年 7 月 1 日有跳变发生, 在频率为 2.5 Hz 时跳变达到 0.01 s。由于温度、饱水程度、应力加载等很难产生这样的跳变特征, 因此排除该跳变单纯是由介质速度变化引起的。冀战波 (2019) 指出该段时间空压机故障、气枪供压不足。参考台记录到的气枪信号与满压时气枪信号相关系数出现下降。图 6b 显示 2014 年 7 月 1 日参考台 ZD0 测得的振幅同样有跳变发生, 其振幅减少至 6 月振幅的 60%。其它台站上的振幅也同样表现出该突变, 说明这一突变和气枪源的能量减小直接相关。进一步通过频谱分析认为气枪震源的能量突变对不同台站和不同震相不仅是简单的振幅变化, 且在 ZD0 和其它台站造成的影响并不一致。这表明在震源产生过程中, 一方面源本身在不同频段信号的能量对气枪激发强度变化响应不一致, 另一方面池底壁在不同频率下的耦合特征随气枪激发强度的变化也可能存在着不一致的情况, 而这些变化伴随的波形变化可能对  $dt$  的测量造成影响。

图 6 2014 年 6—7 月 XJ24 台站  $dt$  和振幅比变化  
Fig. 6 Surface wave travel time delays and amplitude ratios at the station XJ24 from Jun. to Jul., 2014



## 2.2 XJ24 台站振幅的变化

如图 6b 所示,参考台 ZD0 和 XJ24 台的振幅在气枪源能量突跳时也明显变小,这一结果表明气枪震源振幅对振幅比  $R_{\text{台站}}$  起到决定性作用。为了矫正这一影响,将振幅比  $R_{\text{台站}}$  对参考台 ZD0 的振幅比  $R_{\text{ZD0}}$  进行矫正,获得相对振幅比:

$$K_{\text{台站}} = \frac{R_{\text{台站}}}{R_{\text{ZD0}}} \quad (5)$$

由图 6b 可以看到,面波相对振幅比  $K_{\text{XJ24}}$  表现出较为稳定的变化规律,说明在气枪震源存在突变的情况下相对振幅比  $K_{\text{台站}}$  是一个更为稳定的测量地下介质弹性性质变化的参数。这里要注意的是,对于大部分台站,体波振幅测量的误差要远大于面波振幅比的误差,因此本文主要讨论面波的振幅比变化特征。

## 2.3 台站振幅和 $dt$ 的相关性

图 7 为 2014 年 6—7 月 XJ24 台站面波相对振幅比  $K_{\text{XJ24}}$  和到时延迟  $dt$  的关系。由图 7 可见,2014 年 7 月 1 日气枪源振幅跳变前两者有一定的正相关关系: $dt$  减小、 $K_{\text{XJ24}}$  减小。此相关性不仅表现在 2014 年 6 月,2013—2015 年的数据也是如此。如图 8 所示,2014 年 7—9 月、2015 年 1—3 月, $dt$  逐渐减小、 $K_{\text{XJ24}}$  也呈降低趋势,同时在波形互相关系数上也表现出降低的趋势;在 2014 年 9—11 月、2015 年 3—5 月, $dt$  增加、 $K_{\text{XJ24}}$  也增加。对其它台站做类似处理,在该时间段内,几乎各个台站记录的面波都表现出类似的  $dt$  和  $K_{\text{台站}}$  呈正相关关系的变化。

值得注意的是,尽管小波方法能取得较精确的  $dt$ ,但为了快速获取  $dt$ ,在较长时间段范围(图 8~10 和图 12)都以波形互相关来代替小波方法,两者的差异可以在图 6a 中看出,但长时间的整体趋势是一致的。如图 6a 所示,小波方法测量出来  $dt$  小于采样间隔,如果要利用互相关方法获得更精确的  $dt$  测量值,可以通过插值和重采样来提高测量精度(Wang *et al.*, 2008)。但本文主要强调振幅和  $dt$  整体上的相关性,为简化计算,还是采取利用原始数据进行互相关来测量  $dt$ 。

图 6 显示气枪震源的震源强度可能是一个影响

振幅的因素。从  $K_{\text{台站}}$  和参考台 ZD0 振幅比  $R_{\text{ZD0}}$  的关系(图 9)来看,面波相对振幅比没有明显的变化规律。在体波信号上,特别是 XJ25 台在 2014 年 11 月后的信号,其相对振幅比和  $R_{\text{ZD0}}$  呈弱负互相关关系(图 9b)。这表明在实际情况下,通过激发水池底壁耦合作用较为复杂,致使向下传播的高频体波能量和气枪震源能量不成正比关系。

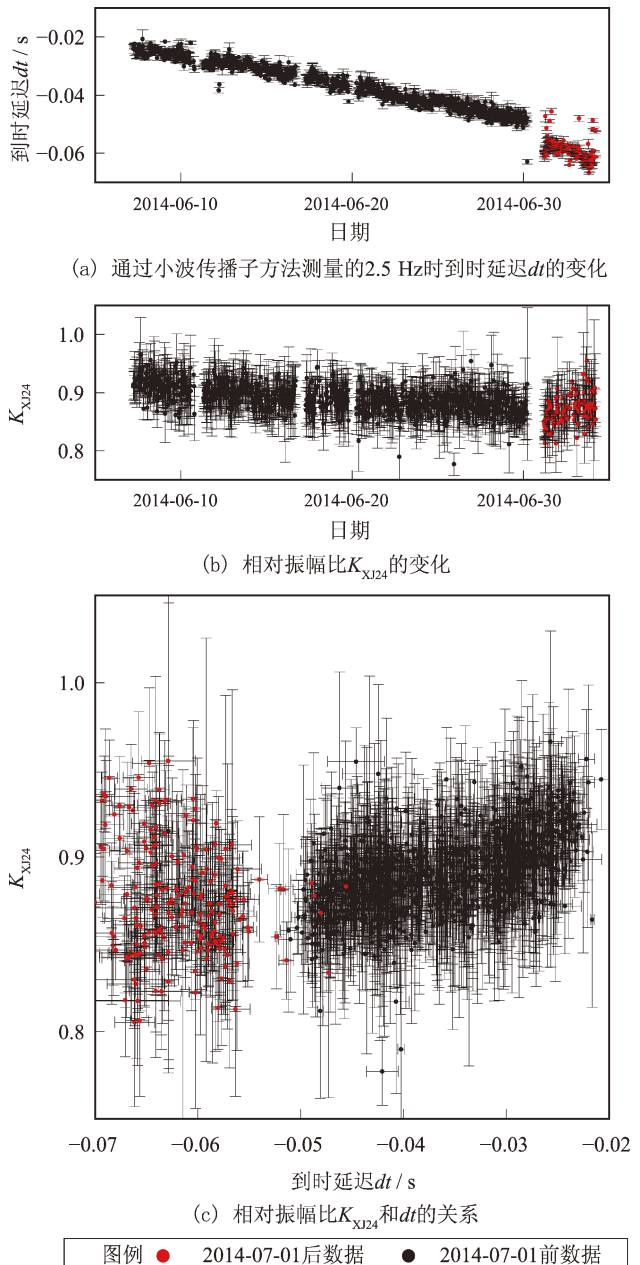


图 7 2014 年 6—7 月 XJ24 台站  $dt$  和  $K_{\text{XJ24}}$  的变化  
Fig. 7 Surface wave travel time delays and relative amplitude ratios at the station XJ24 from Jun. to Jul., 2014

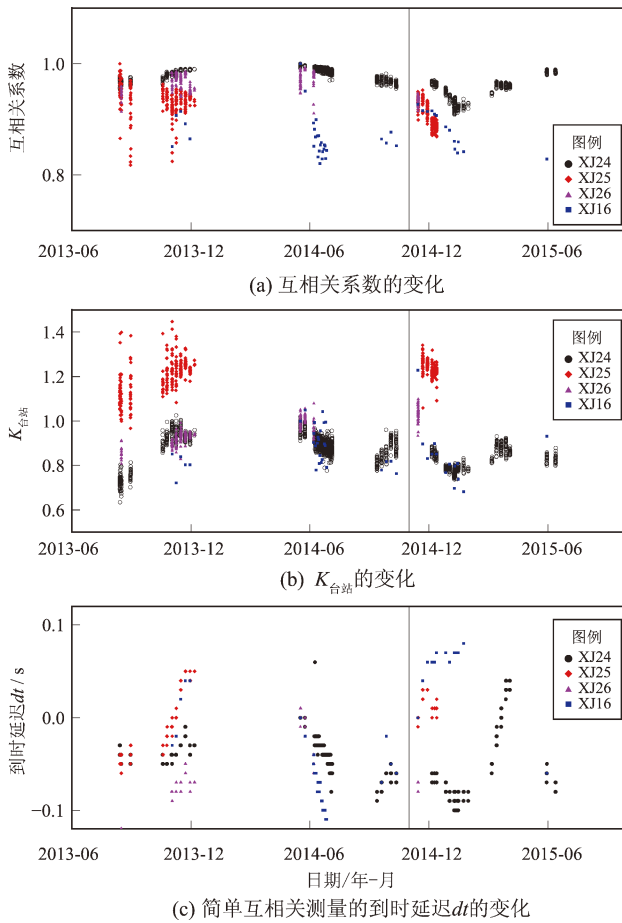


图8 2013—2015 年4 个台站的面波互相关系数、相对振幅比  $K_{\text{台站}}$  和  $dt$  的变化

Fig. 8 Surface wave cross correlation coefficients, travel time delays, and relative amplitude ratios for 4 stations from 2013 to 2015

本文同时比较了  $K_{\text{台站}}$  和  $dt$  的关系 (图 10)。由于仪器采样调整, 2014 年 11 月后  $K_{\text{台站}}$  值放大了 500 倍。由于震中距较远的 XJ16 台站是通过线性叠加得到每天的记录, 测量结果可能存在较大误差。若忽略到时延迟测量本身的误差以及气枪源振幅突变对到时测量的影响, 几乎所有台站记录的面波的  $K_{\text{台站}}$  和  $dt$  都呈现较好的正相关;  $dt$  减少对应振幅变小。 $dt$  减少意味着面波路径上存在高速异常, 而高速异常会造成波形上的散焦效应, 使得面波振幅减小。反之, 对于一个低速异常, 会使  $dt$  变大, 对应的聚焦效应使得振幅增大 (Hung *et al.*, 2000)。而这一聚焦效应和发生变化的结构体的大小相关, 相比而言, 小尺度的结构体更不容易产生这种聚焦效应。从图 9 可以看到,

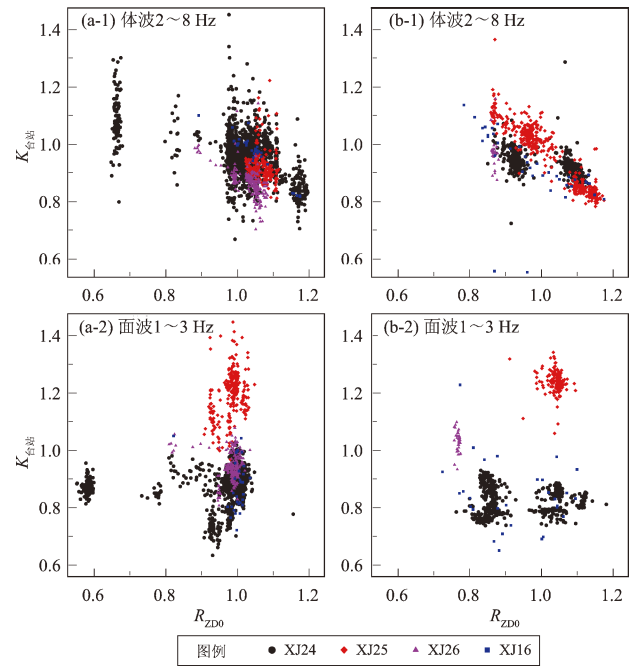


图9 2014 年 11 月前 (a)、后 (b) 4 个台站的相对振幅比  $K_{\text{台站}}$  和参考台 ZD0 振幅比  $R_{\text{ZD0}}$  的关系

Fig. 9 The relation between the relative amplitude ratios and the amplitude ratios of the reference station ZD0 for 4 stations before (a) and after (b) Nov. , 2014

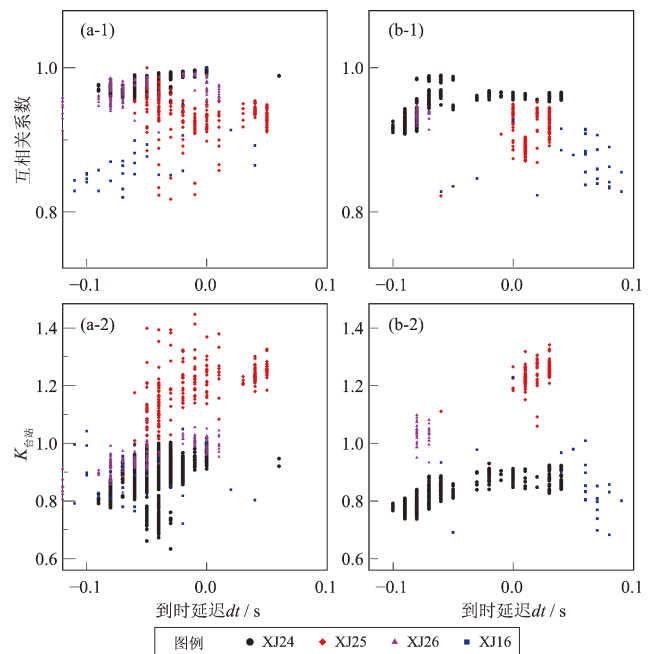


图10 2014 年 11 月前 (a)、后 (b) 的面波互相关系数、相对振幅比  $K_{\text{台站}}$  与到时延迟  $dt$  的关系

Fig. 10 The relation between the cross correlation coefficients, relative amplitude ratios, and the travel time delays before (a) and after (b) Nov. , 2014

2~8 Hz 的体波体现出来更多的振幅变化。但由于很难确定体波对应的具体震相，因此无法准确计算菲涅尔带大小，这里简单以一个波长的大小来估算：假设 P 波波速为 3 km/s，那么在体波上看到的发生变化的结构体的尺寸应大于 1 km。

### 3 面波振幅变化的模拟

为了验证散焦和聚焦效应对面波相对振幅比  $K_{\text{台站}}$  和  $dt$  的影响，以呼图壁地区的地壳平层模型 HTB-1D (冀战波, 2019) 为基础，利用层状粘弹介质下的理论地震图程序 QSEIS (Wang, 1999) 进行波形正演，再通过改变一维模型的速度结构，对理论地震图结果进行讨论。在实际数据主要的测量频段 (1~3 Hz)，面波对横波波速敏感深度集中在 0~200 m。本文进行了一维正演模拟，分

别逐步加大 0~50 m、0~100 m、0~200 m 的横波波速。从图 11a 可见，若只增加浅层 (0~50 m) 的波速，则随着波速异常增加，振幅呈增大的趋势。但这时波形变化很大，使得振幅测量误差较大，且  $dt$  测量受周波跳跃影响也较大 (图 11b)。若改变较深的速度结构，当面波的  $dt$  减少时，其振幅呈现了明显的降低趋势。对于 0~100 m 的波速变化模型，这种正相关的斜率更大。同时，相比于在 3~5 Hz 的振幅测量的不稳定 (图 11a)，1~3 Hz 的测量较为稳定。然而图 10a 中显示的实际数据中振幅比的变化幅度要远远大于理论预测的变化幅度 (图 11c)。

衰减同样会对振幅特别是高频段的振幅产生影响。如图 11d 所示，分别加倍 (黑色虚线) 和减少一半 (蓝色虚线) 0~100 m 的  $Q$  值，可以产生 50% 的增幅变化。如果要在波速变化的基础上，

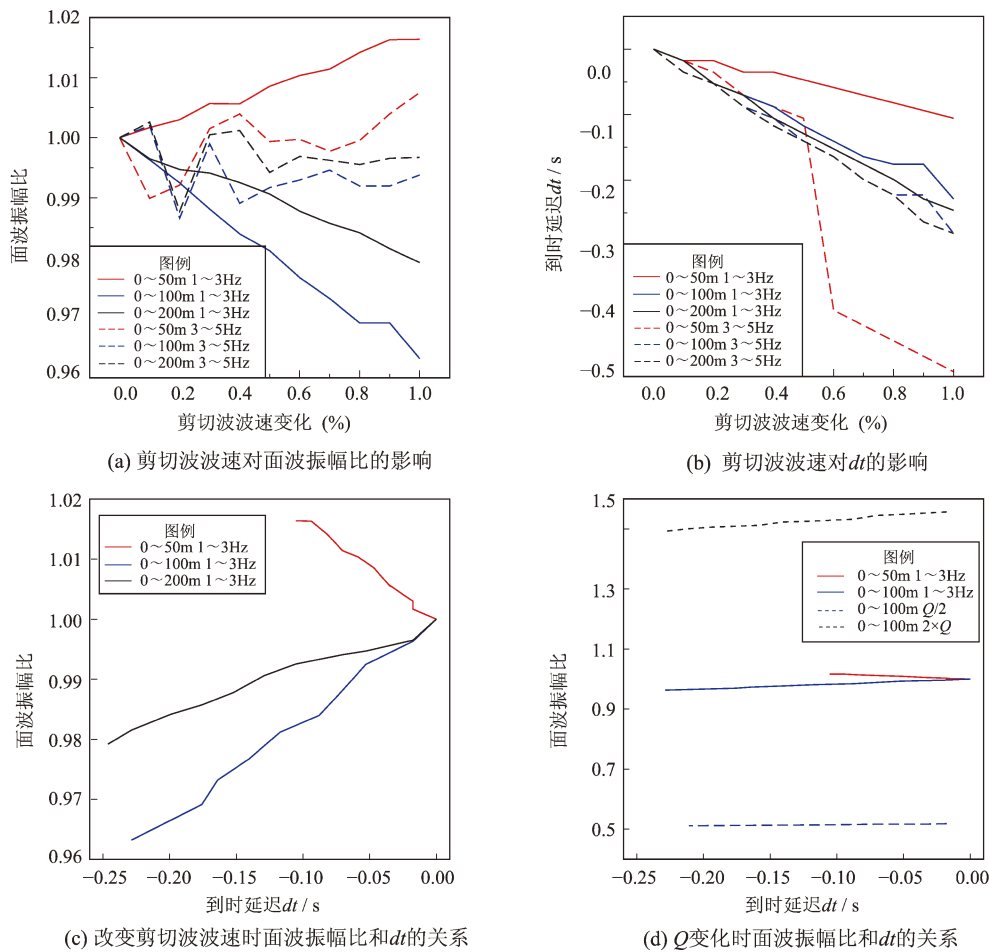


图 11 改变 HTB-1D 模型不同深度剪切波波速和衰减对面波振幅比和  $dt$  的影响

Fig. 11 The relation between the relative amplitude ratios and the travel time delays with perturbing the velocity and attenuation model of the HTB-1D



产生和实际观测类似的振幅变化(图10),则对应 $dt$ 增加的情况下, $Q$ 值变大,即意味着介质的波速在降低的时候, $Q$ 值增大。因为对于一般介质而言,这样的条件难以达到,所以本文还是认为波速改变会起到更大的作用。然而如图11c所示,一维模型上的变化可能不能完整描述实际介质中的变化。实际地下介质中可能存在一些尺度和波长相当的三维结构,且其速度随时间发生较大变化,在三维多路径效应和散射的影响下,对面波振幅起到更大的改变作用。

## 4 讨论

影响地下介质的弹性性质变化的因素很多,比如应力变化、孔隙压力、饱水度等。图12为2013—2015年台站附近气象台(图1)测定的气温、地温以及降水量变化趋势。气温和地温呈现出比较明显的半年变化周期,但这些气象参数和振幅与时间变化并没有较好的对应关系。笔者认

为其它因素更可能主导了走时和振幅的年变化特征。比如2014年7—9月的低振幅和小振幅延迟对应的介质波速变快,可能是由地下水水位下降所导致,而从模拟结果来看,地下水水位下降造成的影响可能会达到100 m以下或更深。2015年1—3月对应另外一个波速变快区间,这可能是受到冻土层的影响。地下水位变化,如上部饱和度的变化、下部孔隙压力变化以及再下部载荷变化都会对不同的频率和不同震中距、方位角上的体波和面波走时和振幅产生影响。但由于缺乏如地下水位等关键数据,且难以分离各种影响因素在波速变化中的贡献,因此现阶段还难以建立起呼图壁气枪源附近地下介质波速完整的变化规律。

## 5 结论

通过引入振幅测量方法,笔者发现面波信号相对于气枪源振幅的相对振幅比和到时延迟,较不易受到气枪振幅突跳过程中产生的不稳定性的影响,可以对地下介质波速变化的检测提供一个有效的新手段,本文得到以下主要认识:

(1) 面波相对振幅比和到时延迟存在较好的正相关特性,而地下介质速度变化产生的聚焦和散焦效应可能是这种正相关特性的成因。正演计算表明,地下介质在0~100 m的速度变化会产生与实际观测类似的振幅和到时变化特征。

(2) 面波振幅比和到时延迟在月或者年尺度上表现出一定的周期性,这可能和地下水等变化有一定相关性。

(3) 尽管在实际处理过程中,笔者假设气枪源是一个近似不变的震源。然而在实际过程中,气枪的不同频段在激发过程中、水池底壁的耦合上对离源一定距离上的台站可能会产生一定的偏差,这种情形在气枪能量突变的情况下尤为明显。而在气枪源振幅剧烈变化的情况下,直接通过反褶积参考台信号可以去除震源项,它在常规气枪数据处理过程可能影响到到时延迟测量的精度。

由于理论模拟的面波相对振幅比变化和观测上存在较大偏差,需要做进一步深入研究。一方面需要对气象、水位、重力等全面的资料进行收集和总结,获得介质弹性参数随时间变化在不同周期上的变化规律以及对各控制因素是如何

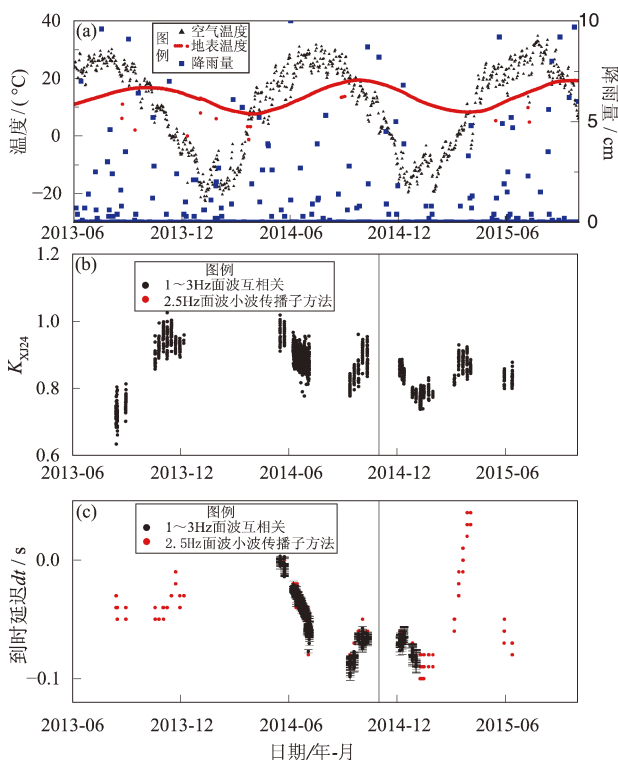


图12 2013—2015年气象参数和台站XJ24上观测到的 $K_{XJ24}$ 和 $dt$ 的变化关系

Fig. 12 The travel time delays, relative amplitude ratios, and the meteorologic parameters from 2013 to 2015

响应的;另一方面需要进一步的理论模拟,从而更好地认识地下介质变化对这些波形的影响的物理机制。

两位审稿专家提出了修改完善建议,冀战波和王娟娟在数据分析处理过程中提供了帮助,在此一并表示感谢。

## 参考文献:

- 陈颢,王宝善,姚华建. 2017. 大陆地壳结构的气枪震源探测及其应用[J]. *Scientia Sinica Terrae*, 47(10): 1153–1165.
- 冀战波. 2019. 利用人工震源研究浅层地下速度结构及变化[D]. 北京: 北京大学.
- 王宝善,葛洪魁,王彬,等. 2016. 利用人工重复震源进行地下介质结构及其变化研究的探索和进展[J]. *中国地震*, 32(2): 168–179.
- 王彬,吴国华,苏有锦,等. 2015. 宾川地震信号发射台的选址、建设及初步观测结果[J]. *地震研究*, 38(1): 1–6.
- 王伟涛,王宝善,葛洪魁,等. 2009. 利用主动震源检测汶川地震余震引起的浅层波速变化[J]. *中国地震*, 25(3): 223–233.
- 魏斌,苏金波,王海涛,等. 2016. 新疆呼图壁人工水体大容量气枪信号发射台性能研究[J]. *中国地震*, 32(2): 222–230.
- 徐逸鹤,王宝善,王伟涛. 2016. 利用固定台站分析长江激发气枪信号特征[J]. *中国地震*, 32(2): 282–295.
- 杨微,葛洪魁,王宝善,等. 2010. 由精密控制人工震源观测到的绵竹5.6级地震前后波速变化[J]. *地球物理学报*, 53(5): 1149–1157.
- 杨微,王宝善,葛洪魁,等. 2013. 大容量气枪震源主动探测技术系统及试验研究[J]. *中国地震*, 29(4): 399–410.
- 杨欣颖. 2012. 本征振荡理论地震图的推导与实践—台湾南部之表面波层析成像[D]. 台北: 台湾大学.
- 张元生,郭晓,秦满忠,等. 2016. 甘肃祁连山主动源重复探测项目建设及震源重复性分析[J]. *中国地震*, 32(2): 209–215.
- Brenguier F, Shapiro N M, Campillo M, *et al.* 2008. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise[J]. *Nature Geoscience*, 1: 126–130.
- Chen J H, Froment B, Liu Q Y, *et al.* 2010. Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008  $M_w$  7.9 Wenchuan earthquake [J]. *Geophys Res Lett*, 37(18): L18302, doi: 10.1029/2010GL044582.
- Cheng X, Niu F, Wang B. 2010. Coseismic velocity change in the rupture zone of the 2008  $M_w$  7.9 Wenchuan earthquake observed from ambient seismic noise [J]. *Bull Seismol Soc Am*, 100(5B): 2539–2550.
- Holschneider M, Diallo M S, Kulesh M, *et al.* 2005. Characterization of dispersive surface waves using continuous wavelet transforms [J]. *Geophys J Int*, 163(2): 463–478.
- Hung S-H, Dahlen F A, Nolet G. 2000. Fréchet kernels for finite-frequency traveltimes II. Examples [J]. *Geophys J Int*, 141(1): 175–203.
- Kulesh M, Holschneider M, Diallo M S, *et al.* 2005. Modeling of wave dispersion using continuous wavelet transforms [J]. *Pure Appl Geophys*, 162(5): 843–855.
- Niu F L, Silver P G, Daley T M, *et al.* 2008. Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site [J]. *Nature*, 454: 204–208.
- Obermann A, Froment B, Campillo M, *et al.* 2014. Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the  $M_w$  7.9 2008 Wenchuan earthquake [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 119: 3155–3168, doi: 10.1002/2013JB010932.
- Obermann A, Planès T, Larose E, *et al.* 2013. Imaging pre-and co-eruptive structural and mechanical changes on a volcano with ambient seismic noise [J]. *J Geophys Res*, 118(12): 6285–6294, doi: 10.1002/2013JB010399.
- Pei S, Niu F, Ben-Zion Y, *et al.* 2019. Seismic velocity reduction and accelerated recovery due to earthquakes on the Longmenshan fault [J]. *Nature Geoscience*, 12: 387–392.
- Poupinot G, Ellsworth W L, Fréchet J. 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California [J]. *J Geophys Res*, 89(B7): 5719–5731.
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise [J]. *Geophys Res Lett*, 31: L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.
- Stehly L, Campillo M, Shapiro N M. 2007. Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts [J]. *Geophys J Int*, 171(1): 223–230, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x.
- Wang B S, Ge H K, Yang W T, *et al.* 2012. Transmitting seismic station monitors fault zone at depth [J]. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 93(5): 49–50.
- Wang B S, Zhu P, Chen Y, *et al.* 2008. Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry [J]. *J Geophys Res*, 113(B2): B12313, doi: 10.1029/2007JB005023.
- Wang R. 1999. A Simple Orthonormalization Method for Stable and Efficient Computation of Green's Functions [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3): 733–741.
- Wegler U, Nakahara H, Sens-Schönfelder C, *et al.* 2009. Sudden drop of seismic velocity after the 2004  $M_w$  6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with passive image interferometry [J]. *J Geophys Res*, 114(B6): B06305, doi: 10.1029/2008JB005869.
- Yamamura K, Sano O, Utada H, *et al.* 2003. Long-term observation of in situ seismic velocity and attenuation [J]. *J Geophys Res*, 108: B2317, doi: 10.1029/2002JB002005.

## Temporal Variations of Surface Wave Amplitude in the Data Collected from Hutubi, Xinjiang Airgun Experiment

YU Wen<sup>1,2</sup>, YANG Hsin-ying<sup>1,2</sup>, YU Jing<sup>1,2</sup>, SUN Daoyuan<sup>1,2</sup>

(1. *Laboratory of Seismology and Physics of Earth's Interior, School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui, China*)

(2. *National Geophysical Observatory at Mengcheng, University of Science and Technology of China, Mengcheng 233527, Anhui, China*)

### Abstract

In this paper, based on the data collected from Hutubi, Xinjiang Airgun Experiment, we adopted a newly developed wavelet propagator method to measure travel time shift between two waveforms. In addition, we introduced the surface wave amplitude as a new parameter to monitor the change of subsurface velocity. The results show that the relative surface wave amplitude could be an effective parameter, which is less sensitive to abrupt changes of the airgun source energy. to monitor the temporal variations of the subsurface velocity structure. We also observed a positive correlation between relative amplitude ratios and travel time delay, indicating focusing/defocusing effects accompanied by changes in velocity structure. In conclusion, the amplitude of surface wave can also be used as a stable parameter to measure the change of surface velocity.

**Keywords:** Hutubi airgun; surface wave amplitude; wavelet propagator method; travel time delay; seismic waveform