

房立华, 吴建平. 2009. 背景噪声频散曲线测定及其在华北地区的应用. 地震学报, 31(5): 544-554.  
Fang Lihua, Wu Jianping. 2009. Measurement of Rayleigh wave dispersion from ambient seismic noise and its application in North China. *Acta Seismologica Sinica*, 31(5): 544-554.

## 背景噪声频散曲线测定及其 在华北地区的应用<sup>\*</sup>

房立华<sup>\*</sup> 吴建平

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 利用华北地震台阵垂直分量的观测资料, 采用滑动绝对平均方法对资料进行预处理, 通过互相关方法从背景噪声中提取瑞利面波的格林函数, 开发了群速度频散曲线的自动提取工具, 测量了位于华北盆地、燕山隆起和太行山隆起的 3 条频散曲线, 反演得到了 3 个区域的 S 波速度结构. 研究分析表明, 滑动绝对平均方法可以有效降低地震和台站附近干扰源的影响. 为了得到可靠的层析成像结果, 应计算格林函数的信噪比, 选择高信噪比的格林函数测量其频散曲线, 进行层析成像反演. 当信噪比大于 7 时, 一般都能得到稳定可靠的频散曲线. 群速度频散曲线的最大可信周期( $T_{\max}$ )与台站间距有关, 华北地区最大可信周期以不超过台站间距的 1/12 为宜, 周期大于  $T_{\max}$  时不同月份测得的频散曲线变化较大.

**关键词** 噪声 互相关 格林函数 瑞利波群速度 频散曲线 华北

文章编号: 0253-3782(2009)05-0544-11

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

## Measurement of Rayleigh wave dispersion from ambient seismic noise and its application in North China

Fang Lihua<sup>\*</sup> Wu Jianping

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

**Abstract:** Vertical component ambient seismic noise recorded by North-China Seismic Array was pre-processed with “running-absolute-mean” normalization method, and Rayleigh wave Green’s Function was extracted from ambient seismic noise records with cross-correlation method. We have developed an automatic procedure to measure Rayleigh wave group velocity. Three typical dispersion curves obtained in the region of North-China basin, Yanshan uplift and Taihangshan uplift, respectively, were inverted for the shear wave velocity structures. Our results indicate that the disturbances coming from earthquakes and the sources near stations can be effectively removed by using the “running-absolute-mean” normalization approach. In order to obtain reliable tomographic

<sup>\*</sup> 基金项目 国家自然科学基金(40774038)、科技部科技基础性工作专项(2006FY110100)和中央国家级公益事业单位基本科研业务费重点专项(DQJB06A02)资助. 中国地震局地球物理研究所论著 09AC1016.

收稿日期 2008-08-06 收到初稿, 2009-02-05 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: flh@cea-igp.ac.cn

result, we should calculate the SNR of Green's Function, and measure group velocity dispersion with high SNR Green's Functions. The dispersion curves are stable and reliable when the SNR is greater than 7. The maximum reliable period  $T_{\max}$  has a bearing on the inter-station distance.  $T_{\max}$  should be less than 1/12 of the inter-station distance in North-China. The dispersion curves are significantly variable at periods beyond  $T_{\max}$ . This variation should be taken into account in doing surface wave tomography.

**Key words:** seismic noise; cross correlation; Green function; Rayleigh wave group velocity; dispersion curve; North China

## 引言

地震记录中经常包含各种频段的噪声,以前这些噪声通常被认为是无用的,地震研究人员试图采用多种信号处理方法去除地震噪声.实际上,地震噪声中包含大量的可用信息,这些信息对于研究全球噪声模型以及深部速度结构都非常有益.

近年来的理论研究表明,通过对漫射波场(背景噪声、散射尾波)做互相关计算可以提取出台站间的格林函数(Weaver, Lobkis, 2001a, b).在这一理论指导下, Campillo 和 Paul(2003)通过对不同台站的地震尾波记录进行互相关计算,提取出台站间的格林函数. Shapiro 等(2005)对美国加州 USArray 台阵的 62 个地震台站记录到的一个月的地震背景噪声进行互相关计算,提取出台站间的面波格林函数,并据此得到了瑞利面波 7.5 s 和 15 s 的群速度分布图象.近年来这种方法迅速发展,其应用范围从地方到全球尺度,研究深度从几千米到上地幔,研究内容从瑞利波群速度、相速度到勒夫波群速度、相速度,可用周期从几秒到上百秒.传统面波层析成像方法由于受地震分布不均匀、地震定位误差、短周期频散测量较少等缺点的影响,制约了其分辨能力.而噪声层析成像方法则克服了这些缺点,其射线分布更均匀,并可获得较多的短周期频散测量,因此其分辨能力,尤其是对地壳浅层的分辨能力大有提高.

本文利用布设在华北地区的流动地震台站的垂直分量观测资料,采用互相关方法从背景噪声中提取瑞利面波的格林函数,通过时频分析方法测量台站间的瑞利面波群速度频散曲线,并选择位于华北盆地、燕山隆起和太行山隆起具有代表性的 3 条频散曲线,反演得到了这 3 个区域地壳内部的 S 波速度结构.

## 1 原理及方法

许多观测表明,两点间噪声场的互相关函数与格林函数非常相似(Campillo, Paul, 2003; Shapiro, Campillo, 2004).国外许多研究人员提出了不同的理论,如模式均分、时间反对称、稳相近似以及波动互易理论,来解释互相关函数与格林函数之间的关系. Gouédard 等(2008)在任意传播介质、噪声均匀分布的假设下,推导出了格林函数与互相关函数之间的关系

$$\frac{d}{d\tau}C(\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B) = \frac{-\sigma^2}{4a}[G_a(\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B) - G_a(-\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B)]$$

式中,  $C(\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B)$  表示 A、B 两点的互相关函数. 格林函数  $G_a(\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B)$  表示在 0 时刻, 当一脉冲集中力作用于 A 点时, 在  $\tau$  时刻 B 点接收到的位移记录. 根据格林函数的互易

性,  $G_a(-\tau, \mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B)$  表示在 0 时刻一脉冲集中力作用于 B 点, 在  $\tau$  时刻 A 点接收到的位移记录;  $\sigma$  表示噪声的方差,  $a$  表示 A、B 两点介质间的衰减因子. 此式表明, 对于任意介质, A、B 两点互相关函数的时间微分与 A、B 两点间介质的格林函数成正比. 因此, 对两个台站记录到的长时间的地震噪声进行互相关计算可以提取台站间介质的格林函数.

然而, 直接利用两个地震台站的噪声记录进行互相关计算, 通常很难得到高信噪比的格林函数. 这主要是因为噪声的频谱存在优势频率, 其较强的能量抑制了其它频段的信号. 此外地震信号和台站附近的干扰源对互相关结果的影响也较大. 为了减少这些不利因素的影响, 首先要对原始背景噪声记录进行预处理, 然后再进行互相关计算. 其数据处理步骤可分为 6 步: ① 单台数据预处理; ② 长时间波形记录的互相关计算和叠加; ③ 频散曲线的测量; ④ 质量控制和误差分析; ⑤ 面波层析成像; ⑥ 深部 S 波速度结构反演. 后两步所用的方法与传统的地震面波层析成像和 S 波速度结构反演的方法一样, 因此本文重点阐述①—④步的数据处理方法.

### 1.1 单台数据预处理

对单台连续波形数据  $D_n$  的预处理包括: 重采样(1 Hz), 去仪器响应, 去均值, 去倾斜分量, 带通滤波(4—100 s), 得到数据  $d_n$ , 再进行时间域归一化和频谱白化处理. 单台数据处理中至关重要的一步是时间域归一化, 其目的是为了去除地震信号、仪器故障引起的畸变信号以及地震台站附近噪声对互相关计算结果的影响. 地震信号对互相关计算的影响最大, 在提取格林函数时必须予以去除. 对于大的地震可以从全球地震目录上查找其震源参数, 但是对于小的地震却难以获得其详细的震源参数, 因此必须设计一种算法在连续波形记录中自动搜寻地震信号并予以去除.

目前常用的时间域归一化方法有两种: one-bit 方法和滑动绝对平均方法(running-absolute-mean) (Bensen *et al*, 2007). one-bit 方法实现起来比较简单, 对于振幅大于 0 的信号用 1 表示, 反之用 -1 表示; 滑动绝对平均方法首先对  $d_n$  应用带通滤波(我们采用的是 15—50 s 的带通滤波), 得到  $\hat{d}_j$ , 然后根据式(1)计算一定时窗内波形数据绝对对振幅的平均值, 即此时窗中心点的权重, 逐段移动时窗,  $d_n$  根据式(2)除以每点的权重即可得到新的时间序列.

$$\hat{w}_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |\hat{d}_j| \quad (1)$$

$$\tilde{d}_n = \frac{d_n}{\hat{w}_n} \quad (2)$$

时窗的长度(2N+1)决定了有多少振幅信息可以保留. 当 N=0 时, 这种方法等效于 one-bit 方法. 我们选取不同的时窗长度进行测试, 发现 N 的选择范围比较宽, 通常在 50—80 之间取值, 均可取得较理想的结果. 在不同研究区域应根据当地的地震噪声水平和地震信号的频率特征选择合适的带通滤波参数和窗长. 图 1 对两种方法的处理结果进行了对比. 图 1a 是灵丘台 2007 年 1 月 27 日约 7 个小时的原始地震记录, 其中包含了两次地震事件; 图 1b 是用 one-bit 方法对图 1a 进行处理后的结果; 图 1c 是用滑动绝对平均方法对图 1a 进行处理后的结果; 图 1d, e, f 分别是对图 1a, b, c 应用 15—50 s 带通滤波后的结果. 可以看出, one-bit 方法并没有去除地震信号(图 1e). 而使用滑动绝对平均方法却能有效地去除地震信号(图 1f). 因此我们采用滑动绝对平均方法对数据进行预处理.

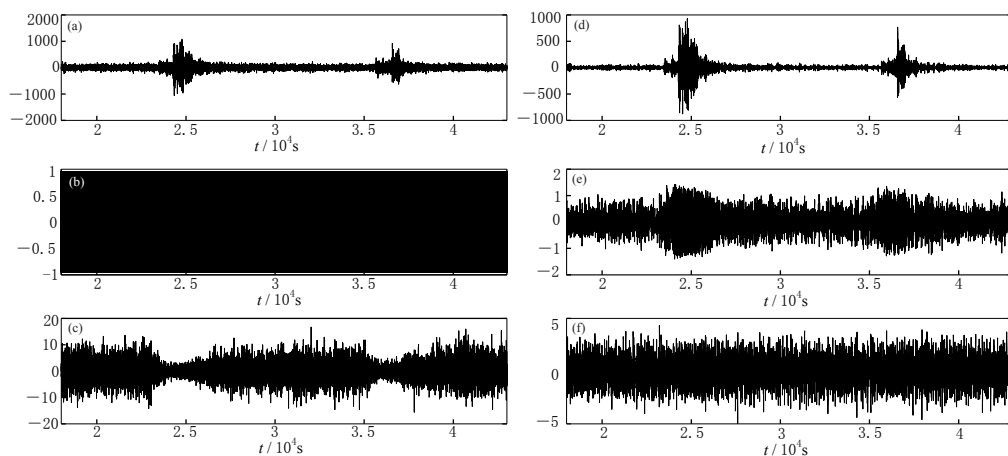


图 1 两种时间域归一化方法的对比

(a) 灵丘台 2007 年 1 月 27 日约 7 个小时的垂直向的地震记录; (b) 用 one-bit 方法对 (a) 图进行处理后的结果; (c) 用滑动绝对平均方法对 (a) 图进行处理后的结果; (d), (e), (f) 分别是对 (a), (b), (c) 图应用 15—50 s 带通滤波后的结果. 各图纵坐标单位均为 counts

Fig. 1 Comparison of two different time normalization methods

(a) Vertical component seismogram recorded on 27 Jan 2007 at Lingqiu station; (b) records obtained after applying one-bit normalization method; (c) records obtained after applying running-absolute-mean normalization method. (d), (e) and (f) are 15—50 s bandpass filtered seismograms of (a), (b) and (c), respectively. The units of y-axis are counts

## 1.2 互相关计算及信噪比评估

单台数据预处理完毕后, 便可对任一一站站对的背景噪声数据进行互相关计算. 假设两个连续信号为  $f_1(t)$  和  $f_2(t)$ , 则两个信号之间的互相关函数可按下式计算:

$$C_{12}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) \cdot f_2(t + \tau) dt = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t - \tau) \cdot f_2(t) dt$$

对任意两个时间序列做互相关计算都会得到一个正的分支和一个负的分支. 正的分支通常被称为因果信号, 负的分支被称为非因果信号. 这两个分支代表向两个相反方向传播的波. 如果噪声源是均匀分布的, 则两个分支记录到的信号应该是对称的. 在实际观测中, 由于噪声源分布不均, 经常会发现正负分支的不对称性. 我们把正负分支反序后再叠加, 形成对称分量. 分析表明, 对称分量的信噪比在各个周期上都相对较高(图 2b), 因此在后续数据处理中我们都使用了对称分量.

理论上来说对于  $n$  个台站, 可以得到  $n(n-1)/2$  条频散曲线, 但并不是所有的路径上都能提取出信噪比较高的互相关结果, 因此没有必要测量所有路径上的频散曲线. 为了减少频散测量的工作量, 提高层析成像结果的可靠性, 通常要计算互相关波形数据的信噪比. 我们采用的计算信噪比的方法是: 选取一个信号窗口和一个噪声窗口, 计算信号窗口内的最大振幅与噪声窗口内的均方差, 两者的比值即为互相关波形数据的信噪比.

$$\text{SNR} = \max(|\text{signal}|) / \text{std}(\text{noise})$$

定义一个群速度窗口 ( $v_{\min}$ ,  $v_{\max}$ ), 比如 2—5 km/s, 根据台站之间的距离, 计算面波的到时窗: ( $t_1 = \Delta / v_{\max}$ ,  $t_2 = \Delta / v_{\min}$ ), signal 即是面波到时窗内的波形数据. 而噪声窗口通常选取  $t_2$  之后的 500—1000 s 的数据.

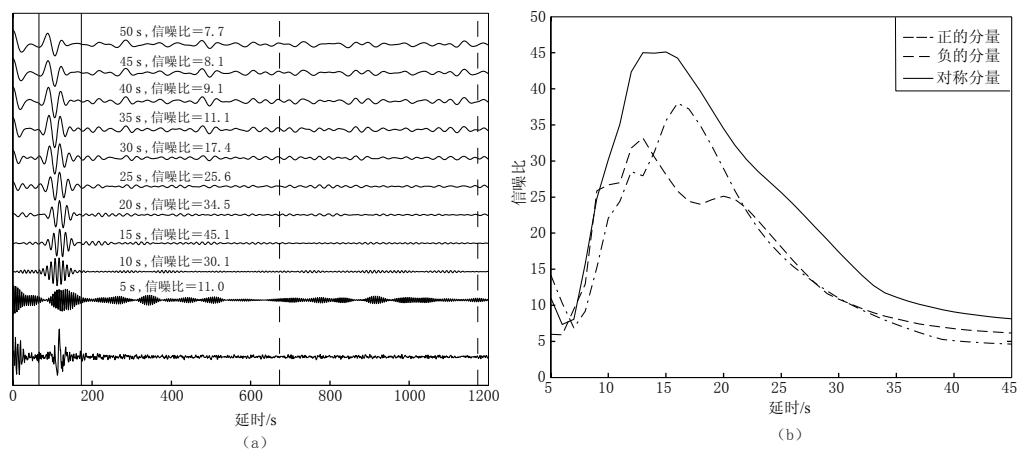


图 2 信噪比计算方法示意图

(a) 利用沽源和昌黎台数据计算的互相关结果. 最下面一道波形是原始互相关结果, 上面 10 道是经高斯滤波后的波形. 中间的数字表示滤波的中心周期和信噪比. 实线表示信号窗口, 虚线表示噪声窗口; (b) 分别使用互相关波形数据的正负分支以及对称分量计算得到的不同周期上的信噪比

Fig. 2 Sketch map of determining signal to noise ratio (SNR)

(a) Cross-correlation function (bottom trace) of the records at station Guyuan and Changli, and Gaussian filtered seismograms. The period marked on each trace corresponds to center frequency of the filter. Solid and dash lines show the signal window and noise window, respectively; (b) The SNRs at different periods obtained from the positive, negative and symmetrical component of the cross-correlation waveform

1.3 群速度频散曲线提取

群速度频散曲线的测定在原理上比较简单, 测量方法也较多, 比如早期的峰谷法, 以及近来常用的移动窗分析法、多重滤波法、时变滤波法等. 本文采用 Levshin 等 (1972) 所述的频时分析方法 (frequency-time analysis, 简称为 FTAN) 来测定群速度频散曲线.

对时间信号  $W(t)$ , 应用傅里叶变换得到其频谱  $W(\omega)$ .

$$W(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} W(t) \exp(-i\omega t) dt$$

高斯滤波器在频率域可表示为

$$F(\omega - \omega_i) = \exp\left[-a_i \left(\frac{\omega - \omega_i}{\omega_i}\right)^2\right] \quad i = 1, \dots, N$$

式中,  $\omega_i$  为滤波器的中心频率;  $a_i$  为影响滤波器的带宽,  $a_i$  越大, 带宽越小.

对  $W(\omega)$  应用高斯滤波, 通过傅里叶反变换得到  $S(\omega, t)$ .

$$S(\omega, t) = \int_{-\infty}^{\infty} W(\lambda) F(\lambda - \omega) \exp(i\lambda t) d\lambda$$

$S(\omega, t)$  可看作是输入信号  $W(t)$  在频率-时间域的表示. 对于某一频率的  $\omega = \omega_i$ .

$$A_i = |S(\omega_i, t_j)| \quad \Psi_i = \arg[S(\omega_i, t_j)]$$

式中,  $A_i$  和  $\Psi_i$  分别表示滤波后的时间函数  $W(t)$  的包络和瞬态相位. 对于所有的  $\omega_i$ , 自动搜索与  $|S(\omega_i, t)|$  的最大振幅相应的群走时  $t_{gr}(\omega_i)$ , 即可找到群走时曲线  $t_{gr}(\Omega_i)$ . 则群速度频散曲线可以表示为

$$U(\omega) = r/t_{gr}(\omega)$$

式中,  $r$  是震中距, 视频率  $\Omega_i = \frac{\partial}{\partial t} \Psi_i|_{t=t_{gr}(\omega_i)}$ . 通过对  $t_{gr}(\Omega_i)$  插值可以得到  $t_{gr}(\omega)$ .

噪声层析成像通常需要测量大量的频散曲线，其数量级一般是几千至上万条，传统手动拾取频散曲线的测量方法耗时长、效率低。由于频散曲线的大体范围是可以估算的，因此我们开发了频散曲线的自动测量工具。我们首先手动拾取了研究区域内有代表性的几条频散曲线，选择它们为参考频散曲线。分析发现华北地区的瑞利波群速度频散曲线在中短周期(5—25 s)一般在 3.0 km/s 附近，我们选择(25 s, 3 km/s)作为初始参考点。首先在 FTAN 图象上搜索(25 s, 3 km/s)附近的振幅极大值作为该点的群速度值，然后根据频散曲线的连续性，让程序从 25 s 沿时间轴向前、向后搜索 FTAN 图象中的最大振幅，将搜索到的点在 FTAN 图象上连线即可勾画出整条频散曲线(图 3)。结果表明，对于信噪比较高的互相关波形数据，通过选择合适的初始参考点，用这种方法可以快速地搜索得到整条频散曲线。与传统的手动拾取方法相比，该方法不仅在速度上而且在精度上都有很大的提高，

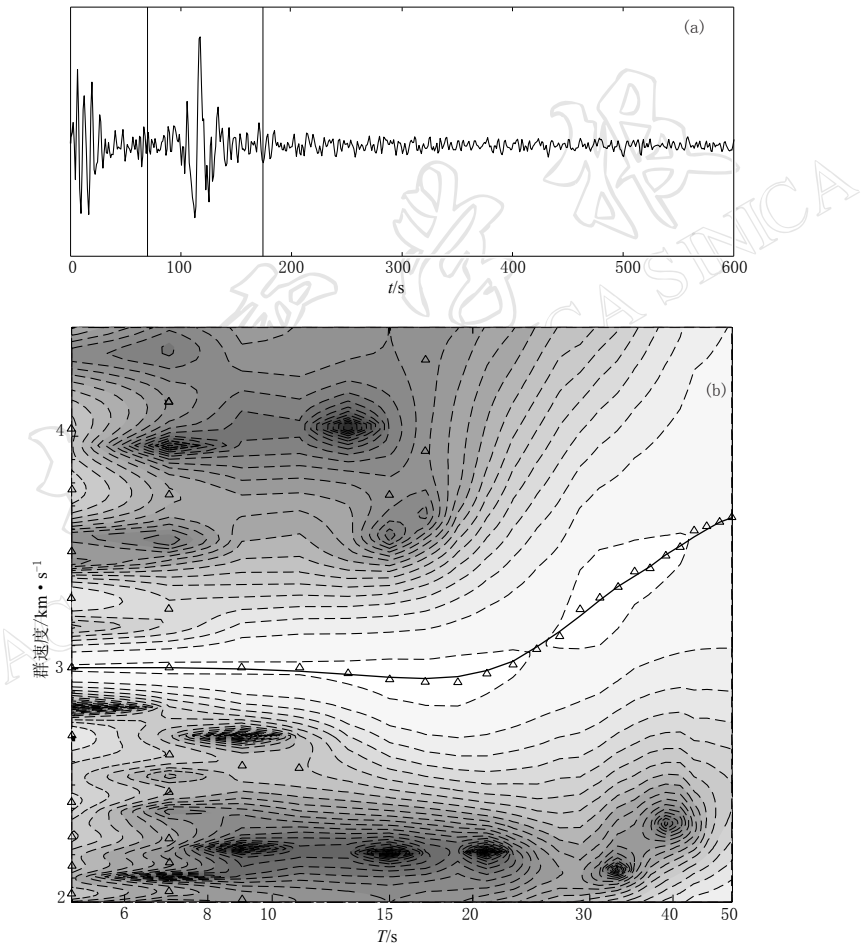


图 3 群速度频散曲线测量示意图

(a) 利用沽源和昌黎台垂直分量的记录计算的互相关结果；(b) 应用多重滤波后的 FTAN 图象。实线表示由程序自动拾取的频散曲线

Fig. 3 Sketch map of FTAN

(a) Cross-correlation of vertical component records obtained from Guyuan and Changli station;  
(b) Frequency-time image of the symmetric-component shown in (a), the solid line indicates the automatically measured group velocity dispersion curve

为大批量测量频散数据提供了高效可靠的保障.

1.4 质量控制

频散曲线的质量直接决定了层析成像和 S 波速度反演结果的可靠性, 因此我们必须对频散曲线的质量进行严格控制和筛选, 并采用一定的标准评估频散曲线的可靠性. 这些标准主要有 3 点: ① 所用数据的观测时间长度及信噪比; ② 最大可信周期; ③ 测量的可重复性.

首先, 频散数据的可靠性是与台站数据的观测时间长度、格林函数的信噪比紧密相关的. 对于信噪比较高的台站, 利用一个月的数据就可以提取出较稳定的频散曲线. 但是用几个月的数据与用一年以上的数据测量的频散曲线在长周期频段差异较大(图 4), 因此应尽可能的使用较长的数据记录. 分析表明, 当格林函数的信噪比低于 7 时, FTAN 图象的干扰较大, 频散曲线很不连续, 因此应使用信噪比较高的格林函数来测量频散曲线.

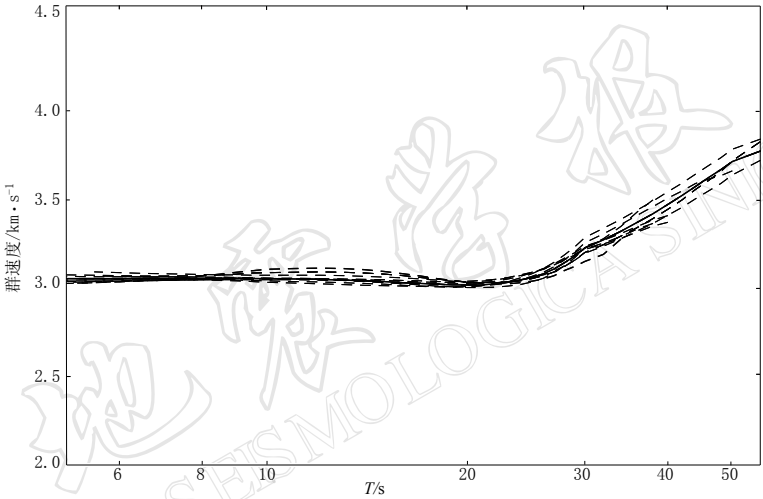


图 4 沽源和昌黎台 2007 年不同时段测量得到的频散曲线. 虚线表示根据每 3 个月的互相关结果测量得到的频散曲线, 实线表示 2007 年全年的计算结果

Fig. 4 Group velocity curves for every 3-month stacks are shown by dash lines, and the curve for one-year stack is shown with a solid line for Guyuan and Changli station in 2007

我们使用华北地震台阵 200 个台站、2007 年 1—4 月份垂直分量的观测数据, 应用互相关方法得到了 19900 条路径上的格林函数, 经过信噪比和频散曲线的选择后, 最终剩下 1270 条频散曲线. 我们将研究区域划分成  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  的网格, 统计了每个网格的射线密度(图 5). 射线密度是与台站数据的信噪比以及格林函数的信噪比密切相关的, 虽然使用了相同长度的噪声记录, 但是从华北平原内部的台站提取出的高信噪比的格林函数较少, 这是因为华北平原地区经济发达、台站干扰很大, 导致原始观测数据的信噪比较低. 因此, 对人文干扰较大的台站, 应使用更长时间的观测数据进行互相关计算.

其次, 如果台站相距很近, 互相关函数的正负分支互相干扰, 导致测量结果不可靠. 研究表明, 通过引入最大可信周期可以使层析成像的结果更可靠. 我们根据同一路径、不同时段所测频散曲线的离散程度来确定最大可信周期, 它是与射线路径长度(即台站间距)有关的参数. 假设台站间距为  $\Delta$ (单位 km), 则最大可信周期  $T_{\max}$  可定义为:  $T_{\max} = \Delta/n$ . 对所



测频散曲线的分析表明,在华北平原地区  $n$  一般取 12,在燕山和太行山地区  $n$  一般取 10. 当周期小于  $T_{\max}$  时,不同时段频散曲线的变化一般都小于 0.1 km/s. 当周期大于  $T_{\max}$  时,其变化通常都在 0.1 km/s 以上,可靠性较低. 若台阵孔径不同、研究区域不同,  $n$  的取值通常也不同. 图 4 是根据沽源和昌黎台 2007 年每 3 个月(1—3 月, 2—4 月, ……)的互相关结果测量的频散曲线. 这两个台站之间的距离为 348 km,虽然我们测量的频散曲线的最大周期可达 50 s,但从图 4 可以看出,当周期超过最大可信周期

$T_{\max}$  (348/10 $\approx$ 35 s) 时,频散曲线的差异较大. 如果不考虑最大可信周期的影响,且使用较短时间的观测数据,在层析成像反演时就有可能得到错误的结果. 我们所用数据的路径长度平均为 300 km,理论上能获得的最大可信周期为 25—30 s,这一周期基本上对应于下地壳的深度. 因此如果想用噪声层析成像研究地壳厚度及莫霍面附近的介质结构,应使台阵的孔径更大,并在研究区域的边缘或外围较均匀地布设几个台站,这样可以使射线路径的分布更加均匀,层析成像的横向分辨率更高.

第三,测量的可重复性. 虽然噪声源是随季节变化的,但是经过多次散射和长时间的平均后,噪声源的分布趋于均匀,因此每个月所测的频散曲线基本相似. 如果台站的记录时间比较长,可以通过分析同一路径、不同时段测得的频散曲线的变化,剔除月变化较大的频散曲线.

此外,可根据人工测深资料建立速度模型,计算理论频散曲线作为参考. 还可采用群簇分析等方法尽可能地减少测量的误差,以保证所得频散曲线和层析成像结果的可靠性.

## 2 应用实例

自 2006 年 11 月份开始,中国地震局地球物理研究所在华北地区布设 200 套地震观测仪器,其中 190 套为 CMG-3ESPC 型宽频带地震仪,10 套为 CMG-3T 型甚宽频带地震仪,所有台站均采用 Reftek-130B 型数据采集器. 我们利用 2007 年 1—4 月份观测数据的垂直分量,应用本文中所述的数据处理方法,提取出了各台站间的格林函数. 图 6 是信噪比大于 12 的互相关结果.

瑞利波群速度频散曲线与传播路径中各层介质的厚度、横波波速、纵波波速、介质密度等有关,一定周期范围的群速度频散曲线特征对应着相应深度范围的横波速度结构. 通过分析群速度的频散特征,可以直观地展示出深部速度结构的差异. 图 7 和图 8 给出了 3 个不同构造单元中具有代表意义的群速度频散曲线,这 3 条路径分别位于华北盆地内(VDSH-A909)、燕山隆起(VGUY-VCHL)和太行隆起(L218-A208). 从频散曲线的形态上看,燕山隆起与太行山隆起的频散曲线非常相似,表明这两个造山带的地壳结构具有相似性. 由于这两个区域的结晶基底埋深较浅(1—2 km),因此短周期的群速度较高. 华北盆

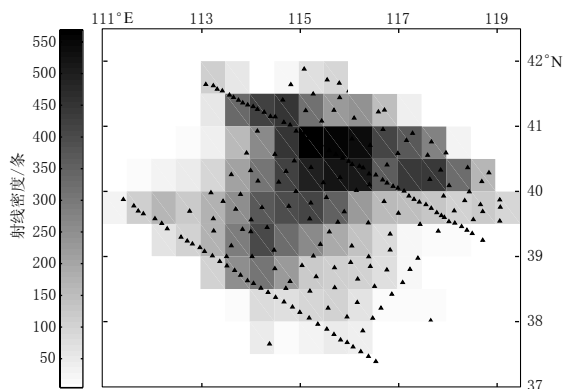


图 5 射线密度图. 三角形表示地震台站  
Fig. 5 Ray path density map. Triangles stand for stations



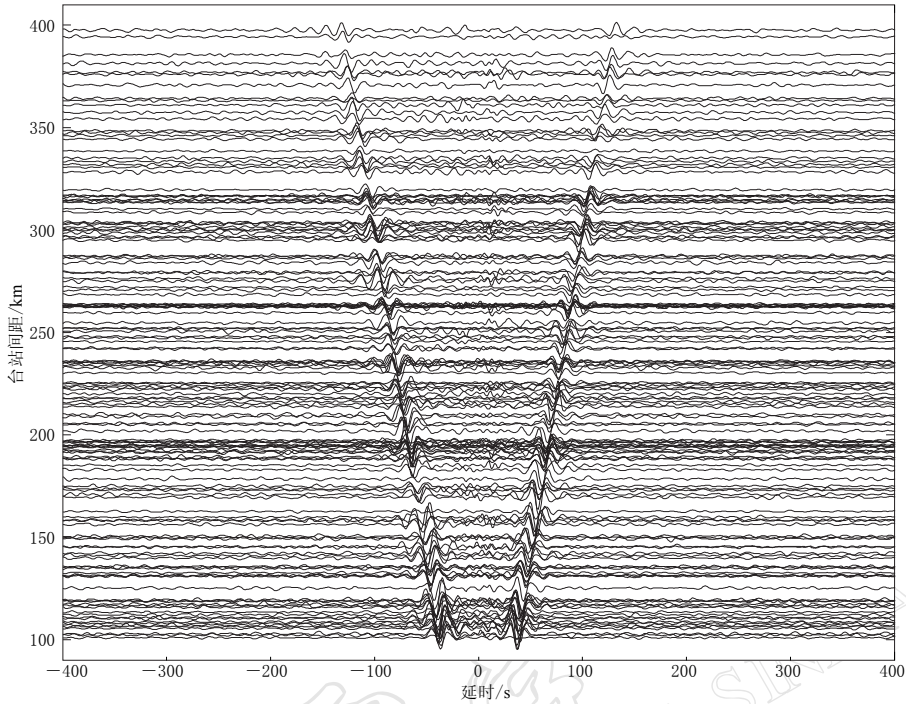


图 6 部分台站对垂直分量的互相关结果

Fig. 6 A broadband record section. Both positive and negative lags are shown

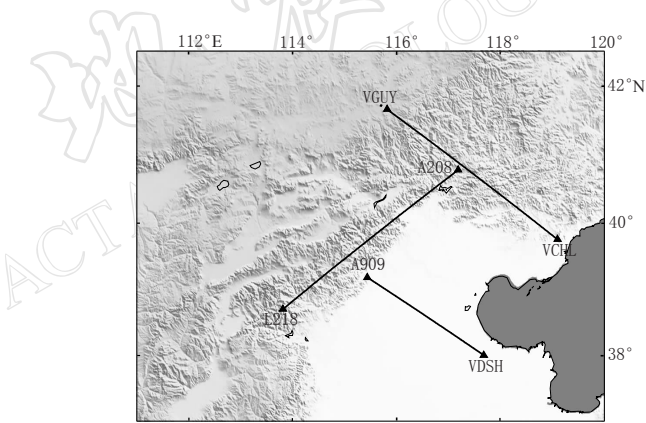


图 7 群速度混合路径频散反演的 3 条路径分布示意图

Fig. 7 Inter-station paths for the inversion of group velocity measurements

地内部与两个造山带的频散曲线差异比较明显. 华北盆地内部由于较厚沉积盆地的影响, 其频散曲线在前 20 s 明显低于造山带.

我们使用阻尼最小二乘线性化反演方法(Hermann, Ammon, 2002), 固定每层的厚度, 仅反演了 S 波速度结构. 反演结果表明, 华北平原浅部的 S 波速度非常低, 在 2.0—3 km/s 之间, 地壳内部 S 波速度随深度增加而增大, 地壳厚度约 34 km; 燕山隆起和太行山隆起内部的地壳速度结构比较相似, 上地壳 S 波速度变化相对平缓, 平均值约 3.5 km/s, 在上地壳下部和下地壳都存在低速层, 地壳厚度大概为 40 km. 在上地壳华北盆地内的 S

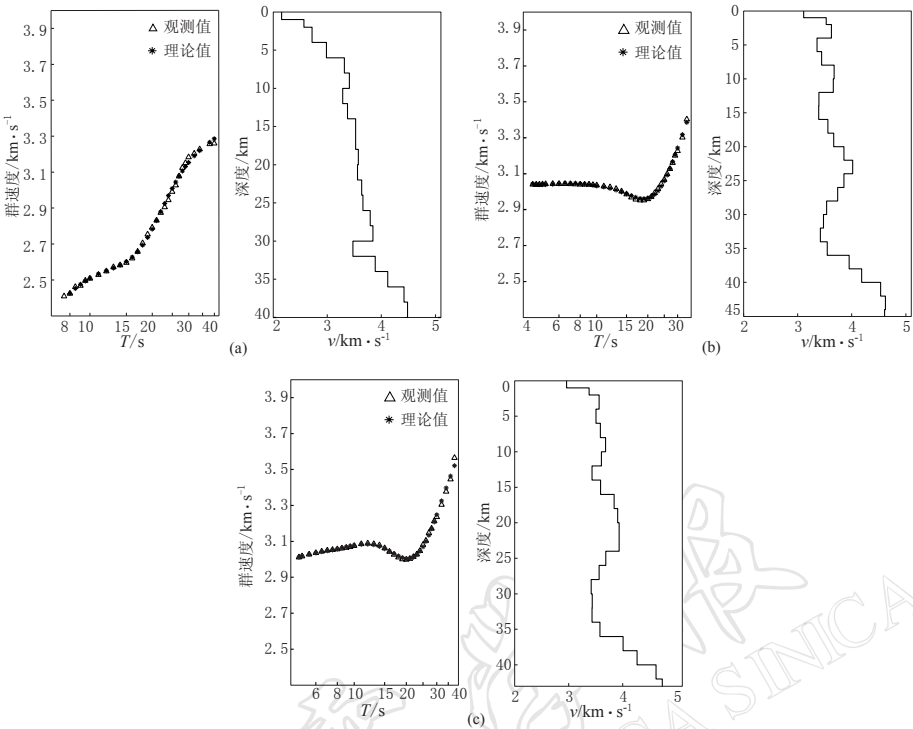


图 8 Rayleigh 面波群速度混合路径频散反演结果

(a) 位于华北平原路径；(b) 位于太行山隆起路径；(c) 位于燕山隆起路径

Fig. 8 Results obtained from inversion of Rayleigh wave group velocity dispersion curves  
(a), (b) and (c) are for the 3 paths in the region of North-China basin, Taihangshan  
uplift and Yanshan uplift, respectively

波速度结构低于造山带，而在下地壳华北盆地内的 S 波速度结构则高于造山带。人工地震测深结果也表明太行山隆起与燕山隆起的地壳结构十分相似：太行山隆起的上地壳下部 (14—17 km) 深处和下地壳壳幔过渡带 (33—36 km) 深处分别存在低速层，地壳厚度约 38—42 km (嘉世旭，刘昌铨，1996)；燕山隆起上地壳下部 (16—20 km) 深处和下地壳壳幔过渡带 (32—40 km) 深处也分别存在低速层，地壳厚度约 34—40 km (刘昌铨，嘉世旭，1986)。上地壳下部、下地壳壳幔过渡带存在的低速层可能是该区域地壳增厚隆升的壳内解耦变形带的特征 (邓晋福等，2007)。

3 结论

本文利用华北地震台阵垂直分量的观测资料，采用互相关方法从背景噪声中提取了瑞利面波的格林函数。我们对传统的群速度频散测量方法进行改进，开发了频散曲线的自动提取程序，并反演了位于华北盆地、燕山隆起和太行山隆起的 3 条有代表性的频散曲线，所得速度结构与人工地震测深结果具有很好的一致性。本文还就背景噪声数据处理方法的部分细节进行了探讨，研究发现：

- 1) 滑动绝对平均方法可以有效地去除地震信号和台站附近的干扰信号。
- 2) 噪声层析成像通常要测量大量的频散数据，但并不是所有的台站对都能提取出高

信噪比的格林函数. 为了得到可靠的频散曲线和层析成像结果, 应计算格林函数的信噪比. 当信噪比大于 7 时, 一般都能得到稳定可靠的频散曲线.

3) 频散曲线的最大可信周期  $T_{\max}$  与台站间的路径长度有关. 台阵孔径不同、研究区域不同, 则  $n$  的取值也不同. 华北平原地区  $n$  一般取 12, 燕山和太行山地区  $n$  一般取 10. 当周期大于  $T_{\max}$  时, 不同月份测得的频散曲线变化较大, 在层析成像时, 必须对此条件予以考虑.

## 参 考 文 献

- 邓晋福. 2007. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化[M]. 北京: 地质出版社: 31–32.
- 嘉世旭, 刘昌铨. 1996. 邢台震源区波速比异常与地震的关系[J]. 地球物理学报, **39**(增刊): 205–214.
- 刘昌铨, 嘉世旭. 1986. 唐山地震区地壳上地幔结构特征[J]. 地震学报, **8**(4): 341–353.
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, Levshin A L, Lin F, Moschetti M P, Shapiro N M, Yang Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements [J]. *Geophys J Int*, **169**: 1239–1260.
- Campillo M, Paul A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda [J]. *Science*, **299**: 547–549.
- Gouédaud P, Stehly L, Brenguier F. 2008. Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications [J]. *Geophysical Prospecting*, **56**: 375–393. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x.
- Hermann R B, Ammon C J. 2002. *Computer Programs in Seismology Version 3.30: Surface Waves, Receiver Functions, and Crustal Structure* [M]. Missouri: St Louis University: 66–70.
- Levshin A L, Pisarenko V F, Pogrebinsky G A. 1972. On a frequency-time analysis of oscillations [J]. *Ann. Geophys.*, **28**: 211–218.
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broad-band Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise [J]. *Geophys Res Lett*, **31**, L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, Ritzwoller M H. 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise [J]. *Science*, **307**: 1615–1618.
- Weaver R L, Lobkis O I. 2001a. Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlation at MHz frequencies [J]. *Phys Rev Lett*, **87**, doi: 10.1103/Phys Rev Lett. 87.134301.
- Weaver R L, Lobkis O I. 2001b. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field [J]. *J Acoust Soc Amer*, **110**: 3011–3017.