

梁富华、金星、李军等, 2012, 福建地区环境噪声瑞利波群速度层析成像, 中国地震, 28 (1), 22 ~ 32。

福建地区环境噪声瑞利波群速度层析成像

梁富华¹⁾ 金星^{1,2,3)} 李军²⁾ 王士成¹⁾ 陈超贤²⁾ 王紫燕²⁾

1) 中国地震局工程力学研究所, 哈尔滨市南岗区学府路 29 号 150080

2) 福建省地震局, 福州 350003

3) 福州大学, 福州 350003

摘要 本文利用福建、广东、江西和浙江等 4 省数字地震监测台中 69 个宽频带台站 2010 年 4 月 13 日 ~ 10 月 13 日的速度型噪声记录和互相关技术, 提取两两台站间的瑞利面波格林函数, 并利用层析成像技术最终反演获得了福建地区 (115.7°E ~ 120.5°E, 23.6°N ~ 28.35°N) 瑞利面波群速度的分布图像。结果表明, 利用该方法得到的福建地区周期为 3 ~ 5 s 的瑞利面波群速度在 2.73 ~ 3.17 km/s 之间, 平均速度为 2.96 km/s。瑞利波群速度横向变化与福建地区地表构造特征和地热异常区分布情况是基本吻合的; 该群速度分布图在漳州盆地和福州盆地表现非常明显的低速异常, 这主要是因为受到盆地沉积层和高地热的影响; 杉岭地块属于山地地形, 但由于受到高地热的影响, 因此表现为低速异常; 永安-玳瑁山地块为山地区, 而受到中地热的影响, 速度异常表现较为复杂。

关键词: 噪声 相干叠加 瑞利面波 层析成像

[文章编号] 1001-4683 (2012) 01-022-11

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

地震记录中的噪声包含大量的有用信息, 这些信息对于研究全球噪声模型以及地下深部速度结构都非常有益。利用环境噪声提取地下结构信息的思想早在 20 世纪 50 年代就已被提出, Aki (1957) 认为, 可以用环境噪声提取地壳结构的面波频散特性, Claerbout (1968) 提出可以用环境噪声恢复一维层状介质的反射响应。对噪声进行互相关计算提取有用信息的最早的成功案例来自太阳地震学, Duvall 等 (1993) 通过对太阳表面的噪声进行测量并对噪声进行互相关计算, 成功提取出了声波时距曲线。在地震领域, Shapiro 等 (2004) 成功利用环境噪声提取出台站间格林函数。他们对美国加州 USArray 台阵的 62 个地震台站记录到的 1 个月的环境噪声进行互相关计算, 得到了短周期的面波频散曲线。目前, 利用环境噪声进行面波成像已得到广泛应用, 该方法不仅进一步拓宽了频带范围, 而且研究所覆盖的范围也越来越大, 在美国 (Shapiro et al, 2005)、中国 (Yao et al, 2006) 等国家都得到了应用并取得一些初步的结果。

[收稿日期] 2011-01-13

[项目类别] 地震行业科研专项“数字地震噪声成像动态监测系统建设及其应用 (200808067)”资助

[作者简介] 梁富华, 男, 1985 年生, 硕士研究生, 主要从事环境噪声瑞利面波层析成像研究。

E-mail: easylfh@163.com

金星等(2007)利用上述方法反演了福建地区的瑞利面波群速度分布,结果表明,福建地区周期约为3~5s的瑞利面波群速度在2.9~3.1km/s之间。但是,受当时台网条件限制,所得结果比较粗略。李军等(2009)在此基础上利用福建地区25个宽频带台站数据,研究了福建地区瑞利面波群速度分布的相对变化与地震的关系。本文的主旨是利用福建、广东、江西和浙江等4省台网记录的环境噪声数据和相应的层析成像技术,研究福建地区浅层的地壳结构。

1 方法原理

两点间介质的噪声信号包含较高的相干信息,对两点间噪声进行互相关计算可以提取介质间的格林函数。Lobkis等(2001)利用实验并结合理论推导验证了互相关和格林函数之间的等价关系。

他们应用模式均分理论来解释实验结果,即在一无损耗的有限体里,由能量谱密度的表达式推导出互相关函数和格林函数之间的关系。

对于一有限体的散射波场用数学表达式表示如下

$$\varphi(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n u_n(x) \exp\{i w_n t\}$$

其中, x 和 t 表示波场所在位置和时间, a_n 是模式激发函数, u_n 和 w_n 是地球的本征函数和本征频率。

在散射波场中, a_n 是一随机变量且互不相关的,则有以下关系

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(w_n)$$

式中, $\delta_{nm} = \int \rho u_n u_m d^3x$, ρ 为下层密度; F 是 $[w - \delta w, w + \delta w]$ 频段的能谱密光滑度函数,左边的括号表示取均值,取均值后可得波场 x 和经时间延迟 τ 后的波场 y 的互相关关系

$$\langle \varphi(x, t) \varphi(y, t + \tau) \rangle = \sum_{n=1}^{\infty} F(w_n) u_n(x) u_n(y) \times \exp\{-i w_n \tau\}$$

通过与波场间的格林函数比较发现,两者仅存在幅度上的差异。因此,通过对两两台站间的环境噪声计算互相关,可以提取出台站间介质的格林函数。之所以经过互相关计算得到的格林函数波形主要是由面波成分构成,原因是环境噪声多发生在地表,如传统环境噪声中的海洋脉动以及大气扰动。为此,本文通过噪声提取格林函数,根据格林函数的物理意义可知,实质上是得到了两台站间面波的走时。

2 数据选取及预处理

近年来,福建、广东、江西和浙江等省的数字化宽频带台网的建立提供了大量宽频带地震噪声数据,这便是本研究的主要数据来源。本文选取了2010年4月13日~10月13日69个速度型台站垂直分量的环境噪声数据,采样率分100、50Hz两种,仪器类型包括CTS-1、CMG-3ESP、BBVS-60、KS2000、JCZ-1、BBAS-2等,台站的分布如图1。

由于地震信号和台站附近的干扰源对结果有较大的影响,因此在计算互相关之前,需要对噪声的原始记录进行预处理。预处理包括重采样、去仪器响应、基线校正和时间域归一化等。

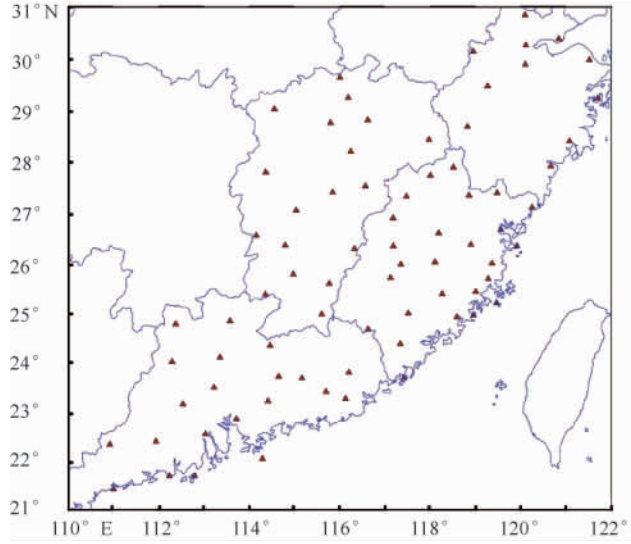


图1 福建、广东、江西和浙江等4省台站分布图

本文将原始数据的采样率重采样定为 10Hz, 这样可大大降低计算互相关时所耗费的时间。由于从数据采集器得到的记录存在一定的基线漂移、突跳、仪器自身的长周期振动等现象, 为此, 本文采用如下方法对记录进行基线校正

$$\bar{v}_j(n) = v_j(n) - e_j(n) \quad (2)$$

式中, $v_j(n)$ 为未校正的地面速度记录在第 j 个台站第 n 点的值, $\bar{v}_j(n)$ 为校正后的地面速度记录在第 j 个台站第 n 点的值; $e_j(n)$ 为未校正的地面速度记录在第 j 个台站第 n 段的均值, 该段长度定义为 $(2N + 1)$, $e_j(n)$ 计算公式为

$$e_j(n) = \frac{1}{2N + 1} \sum_{i=n-N}^{n+N} v_j(i) \quad (3)$$

式中, $v_j(i)$ 为未校正的地面速度记录在第 j 个台站第 i 点的值。为了去除地震信号、仪器故障等对互相关计算结果的影响, 对数据进行时间域归一化处理。目前去除干扰信号的方法有多种, 其中使用最广泛、去除干扰信号效果最好的是滑动绝对平均方法。具体为

$$\bar{v}'_j(n) = \frac{\bar{v}_j(n)}{e'_j(n)} \quad (4)$$

式中, $\bar{v}'_j(n)$ 为滑动绝对平均后的地面速度记录在第 j 个台站第 n 点的值; $e'_j(n)$ 为经基线校正后的地面速度记录在第 j 个台站第 n 段的绝对值均值, 同样地, 该段长度为 $(2N + 1)$, $e'_j(n)$ 计算公式为

$$e'_j(n) = \frac{1}{2N + 1} \sum_{i=n-N}^{n+N} |\bar{v}_j(i)| \quad (5)$$

滑动绝对平均方法存在一定的缺陷, 当噪声记录中存在一些非常明显的峰值突跳, 且其宽度小于滑动绝对平均的时间窗口长度时, 则去除效果较差, 各台站噪声记录中的近震、小震均属于这种信号。为了解决这个问题, 本文对该方法稍作改进, 即对噪声原始数据进行滑动绝对平均处理之后, 再采用 Sabra 等 (2005) 提出的一次剪切阈值法对噪声数据进行处理,

本文将剪切阈值设为 10。

图 2 是东山西埔台的环境噪声的垂向记录。从图 2(a) 中可以看出,记录的基线不在 0 线上,而且干扰幅值很大,记录到的噪声相对不明显。图 2(b) 是经过预处理后的噪声记录。可以看出,预处理大大压低了地震、爆破等干扰信号的幅值。

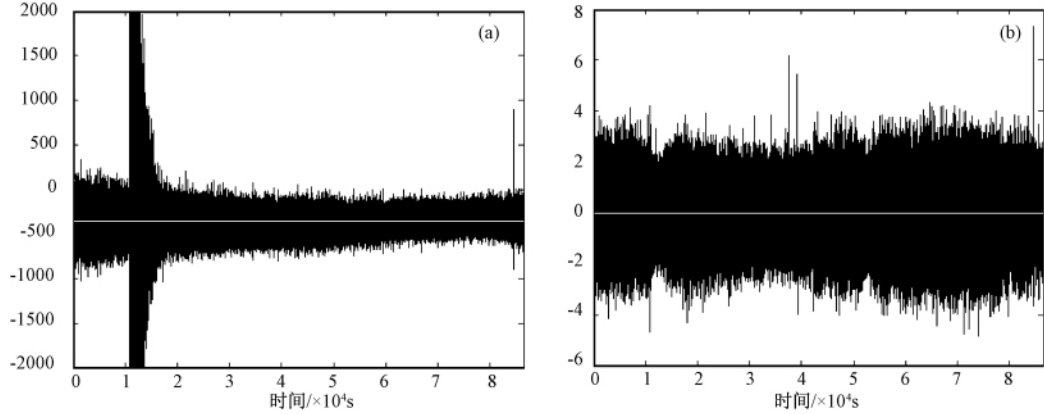


图 2 东山西埔台 1 天的噪声垂向记录 (白色线为均值线)

(a) 原始记录; (b) 经预处理后的记录

在对所有单台数据进行预处理后,便可以对两两台站对的环境噪声记录进行互相关计算,提取格林函数,然后将每天得到的互相关结果进行叠加,最终得到我们需要的互相关时间序列。

一般而言, n 个台站的噪声数据可以得到 $n(n-1)/2$ 条互相关时间序列,但由于种种原因,某些射线路径并不能得到信噪比较高的序列。实际上,对于台站间的路径距离太近或者太远的台站对,在有限的时间内并不能得到理想的格林函数。为了提高层析成像结果的可靠性,一般通过计算互相关时间序列的信噪比来筛选序列。本文中信噪比定义如下

$$SNR = \frac{|signal|_{\max}}{RMS} \quad (6)$$

式(6)中,需要定义群速度窗 (V_{\min} , V_{\max}), 本文取 $2 \sim 5 \text{ km/s}$ 。根据台站间的距离 Δ 可以计算面波到时窗 ($t_1 = \frac{\Delta}{V_{\max}}$, $t_2 = \frac{\Delta}{V_{\min}}$)。 $|signal|_{\max}$ 为该时间序列在到时窗内数据绝对值的最大值, RMS 为该时间序列的均方根, SNR 为该时间序列的信噪比。由图 3 可以看出,时间序列的峰值基本处于同一条斜线上,这主要是时间延迟会随着距离的增加而线性增加。斜率为福建地区瑞利面波传播的平均速度,图中两条直线即为本文设置的速度窗。

综上所述,对两两台站间的环境噪声进行互相关计算可以提取介质间的经验格林函数。由于噪声记录可能会受到地震、爆破、脉检等因素的影响,当直接对原始噪声进行互相关计算时,一般很难得到信噪比较高的互相关时间序列。因此,为了提高互相关序列的信噪比,需要对环境噪声的原始记录进行预处理。数据预处理过程可以归结为以下几个步骤:①单台数据预处理;②互相关计算、时域叠加和信噪比的计算;③通过设置信噪比阈值,剔除掉信噪比较小的互相关时间序列。

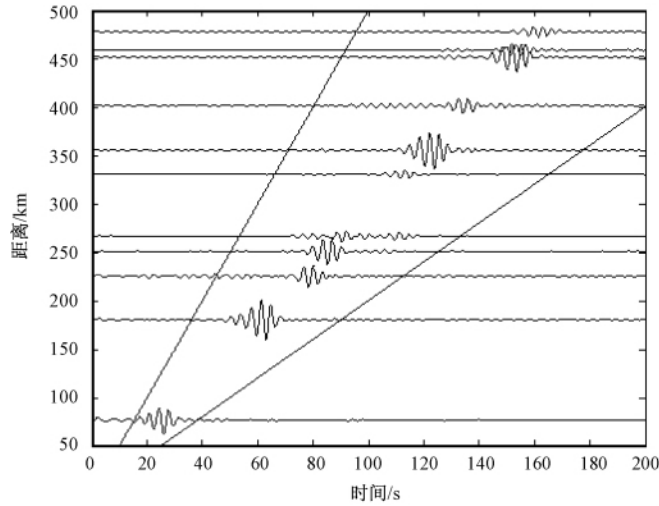


图3 速度窗的设置

经过筛选最终得到包括4省69个台站的两两台站射线路径的2300多条互相关记录,这便是下面进行福建地区卓越周期群速度层析成像研究的数据基础。

3 瑞利面波层析成像研究

通过互相关计算提取出面波格林函数后,利用传统的面波层析成像方法反演台网区域卓越周期瑞利面波的群速度分布。

Yanovskaya 等(1990)对面波层析成像反演的方法提出以下3条假设条件:

- (1) 实际的群速度 U 主要沿着初始速度 U_0 上下波动且相差不大,而且忽略偏离大圆路径的影响。
- (2) 在求取速度扰动值时,假设相邻的速度扰动值变化不大。
- (3) 求得的解必须满足以下约束条件

$$\begin{aligned} \int_S G_i(r) m(r) dr &= \int_{L_i} m(s) U_0^{-1} ds = \delta t_i \\ t_{0i} &= \int_{L_i} U_0^{-1} ds \\ \delta t_i &= t_i - t_{i0} \end{aligned}$$

其中, G_i 是研究区域 S 内沿射线路径 L_i 的数据核,不在射线路径 L_i 上的 G_i 值为0, t_i 是沿第 i 条路径的观测走时, t_{i0} 是初始模型对应的走时, L_i 是第 i 条路径的长度, s 是参与反演的路径段。

然后利用正则化的方法,通过使得下式最小化获得群速度的层析成像图

$$\| \mathbf{Gm} - \mathbf{d} \|^2 + \alpha \iint | \nabla \mathbf{m}(\mathbf{r}) |^2 d\mathbf{r} = \min$$

其中, \mathbf{m} 为相对于初始速度的实际速度扰动; d_i 为第 i 条路径观测走时与初始模型计算走时之差; α 是正则化参数,控制反演结果的光滑程度。以上所述即为 Yanovskaya 等(1990)的

面波层析成像反演方法。

本节基于传统的面波层析成像方法,构建层析成像的反演模型。根据研究区域台站的分布情况,对区域进行网格划分,并构建方程组以矩阵形式表示为

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (7)$$

其中, \mathbf{d} 为所有射线的走时矢量, \mathbf{G} 为穿过各网格的射线长度组成的矩阵; \mathbf{m} 为各网格的慢度矢量。假设最终参加反演的射线数为 s 条,则走时向量 \mathbf{d} 为 $s \times 1$ 维的矢量,慢度向量 \mathbf{m} 为 $k \times 1$ 维的矩阵,而射线长度矩阵 \mathbf{G} 为 $s \times k$ 维的矩阵, k 表示网格数。为了求解这个方程组,需要将下面的函数最小化

$$E^2 = \|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|^2 + \mathbf{m}^T \mathbf{A} \mathbf{m} \quad (8)$$

式中,为了保证解的稳定性,加入矩阵 \mathbf{A} (Barmin et al, 2001)。 \mathbf{A} 矩阵依赖 4 个阻尼常数 α 、 σ 、 β 、 λ ,通过棋盘测试的结果来调整 4 个阻尼常数以得到最优的阻尼常数值。其中 α 、 σ 控制空间平滑度,而 β 、 λ 控制网格的反演信息。

估计的模型矢量可以通过下式获得

$$\mathbf{m}_e = \mathbf{G}_e \mathbf{d} \quad (9)$$

其中,

$$\mathbf{G}_e = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \mathbf{A})^{-1} \mathbf{G}^T \quad (10)$$

对于不同的研究区域、不同的网格划分,矩阵 \mathbf{A} 的 4 个阻尼参数取值是不一样的。因此,需要通过棋盘测试来确定适合本研究区的最优阻尼参数。

最优阻尼参数对应的棋盘图需满足以下两个原则:首先,恢复的棋盘图具有合理的清晰度,即射线覆盖越密集的区域,反演出来的信息越接近假定的网格初始值,而射线覆盖越稀疏的区域,则反演出来的效果会越差;其次,棋盘图具有较好的空间平滑度,即从区域射线覆盖稀疏的边缘区到射线覆盖密集的中间区域具有不清晰到清晰的渐变过程。根据这两个原则,当所得的棋盘图不满足要求时,调整阻尼参数,重新进行棋盘测试计算,不断优化棋盘测试结果,最终得到适合该研究区域的最优阻尼参数。

4 个阻尼参数的作用分别如下: λ 和 σ 与棋盘图的空间平滑性相关,增大 α 或减少 σ 都可以使棋盘图变得更光滑;但是如果 α 太大或 σ 太小会使得棋盘图过于光滑,难以分辨棋盘值的渐变过程,而如果 α 太小或 σ 太大又会导致相邻网格的棋盘值产生突变。 β 和 λ 控制网格棋盘值与初始值的相关性,增大 β 或减少 λ 可以使得结果与初始棋盘值更接近;但是如果 β 太大或 λ 太小会降低棋盘图的平滑度,而 β 太小或 λ 太大会导致射线覆盖较差的网格反演信息不足。

由于本文所选台站数较多,两两台站的高密度射线能很好地覆盖整个福建地区,可以得到高精度的成像结果,因此,本文根据 69 个台站的分布情况,将研究区划分为 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ 的网格。

本文给出了 3 种情况下的阻尼参数组合对应的棋盘测试图。各个网格的假定初始慢度及射线分布如图 4(a) 所示。其中,图中色标表示的是慢度。可以看出,引进福建邻省台站射线对福建地区的覆盖率大大提高,而且分布均匀。而对于西北、东北及西和西南部,射线覆盖较差。

图 4(b) 属于过阻尼情况,该棋盘图具有较好的空间平滑度,但是清晰度不够;而图 4(c) 为欠阻尼的情况,恢复的棋盘图非常清晰,但是空间平滑度很差,即从研究区域边缘射

线稀疏的地方到射线密集的中间区域,过渡效果太过突然,不符合实际情况。最终通过反复测试,得到了最优的参数组合为 $\alpha = 200$ 、 $\sigma = 300$ 、 $\beta = 1000$ 、 $\lambda = 0.001$,最终测试结果如图 4(d) 所示。可见,该图既具备较好的清晰度,也具备很好的平滑度。

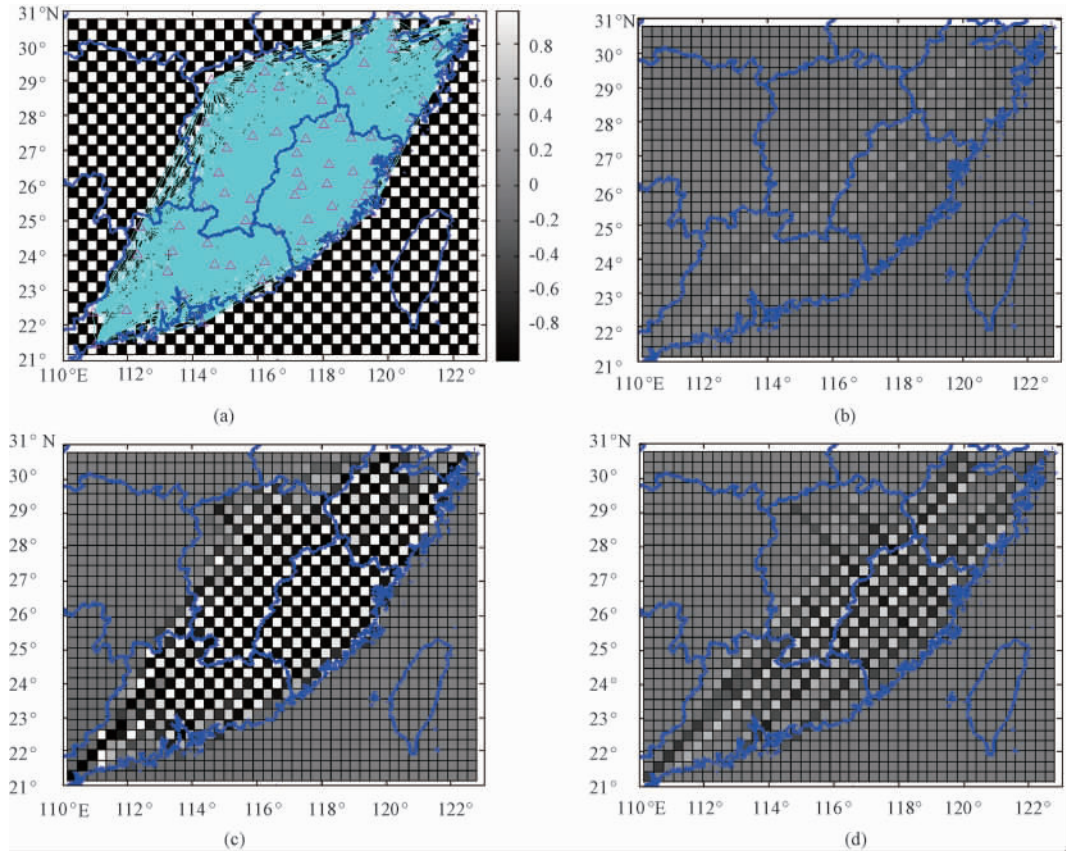


图 4 原始棋盘与射线分布、不同阻尼参数对应的棋盘测试结果

- (a) 原始棋盘和两两站间的射线分布图(图中的灰色连线);
- (b) 对应的阻尼参数为 $\alpha = 700$, $\sigma = 100$, $\beta = 500$, $\lambda = 0.001$;
- (c) 对应的阻尼参数为 $\alpha = 40$, $\sigma = 300$, $\beta = 500$, $\lambda = 0.002$;
- (d) 对应的阻尼参数为 $\alpha = 200$, $\sigma = 300$, $\beta = 1000$, $\lambda = 0.001$

Leveque 等(1993)提出,有时候可以得到对应小网格划分的棋盘测试结果,但是却无法得到对应更大网格划分的棋盘测试结果。因此,我们选择了一组大尺度的网格 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 进行棋盘测试(图 5),选定的阻尼参数与本文所选的最优阻尼参数相同。如图 5 所示,棋盘恢复的清晰,而空间平滑度也不错。因此,本文将网格设定为 $0.3^\circ \times 0.3^\circ$ 是可靠的。

4 结果与讨论

瑞利面波群速度分布图像是根据混合路径速度直接反演得到的结果,某一周期的群速度对 $\lambda/3$ 深度的剪切波速度最为敏感(Lin et al, 2007),因此不同周期的群速度分布图像分别表征了不同深度范围内的构造差异。

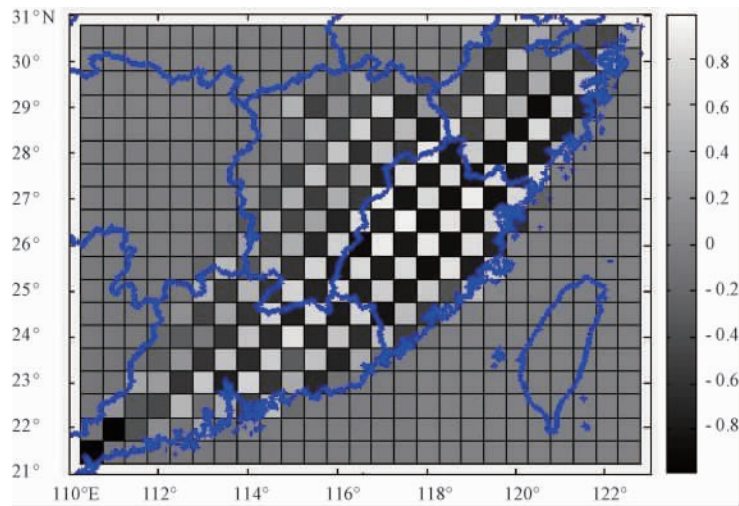


图5 网格为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的棋盘测试

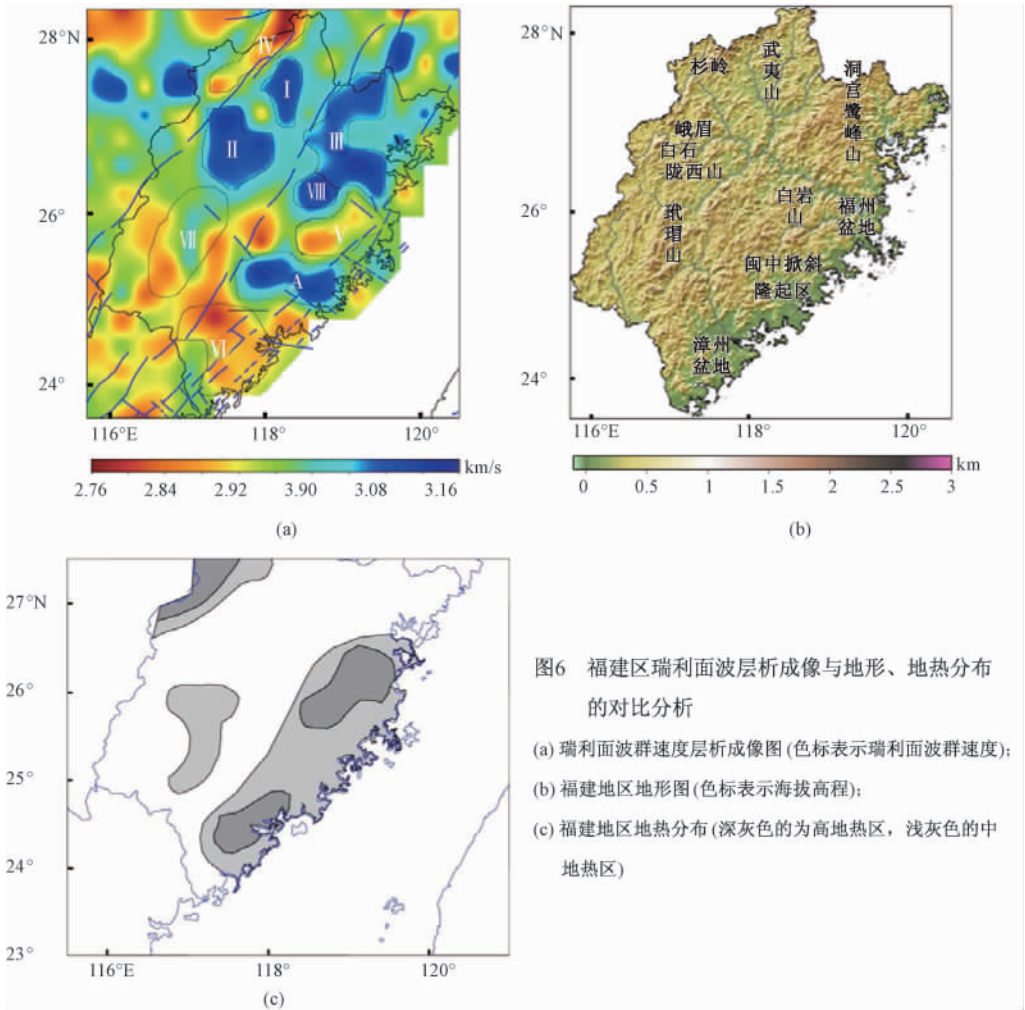


图6 福建区瑞利面波层析成像与地形、地热分布的对比分析

- (a) 瑞利面波群速度层析成像图(色标表示瑞利面波群速度);
- (b) 福建地区地形图(色标表示海拔高程);
- (c) 福建地区地热分布(深灰色的为高地热区, 浅灰色的中地热区)

黄金莉等^①利用 Pn 波反演了福建-台湾地区的地壳三维 P 波速度结构,得到的研究结果显示,福州和漳州盆地低速区的分布和走向与地热异常区吻合,这表明地热异常与地壳瑞利面波速度分布有密切的联系。本文利用瑞利面波速度结构图分别与福建地形图和地热分布图做比较,分析其中的内在联系。

图 6(a)给出的是周期约为 3 ~ 5s 面波群速度的层析成像结果,大致反映了地壳 3 ~ 5km 深度范围内的平均速度结构的横向变化。图 6(b)是福建地区的地形分布图,图 6(c)是黄金莉等^①给出的福建地区地热特征分布图。

对图 6(a)的福建地区瑞利面波群速度层析成像和图 6(b)的福建地形图作一下简单对比:总体而言,瑞利面波群速度分布北部呈现高速异常,南部呈现低速异常,这与李军等(2009)给出的层析成像结果是一致的。图 6(a)中的 I、II、III、VIII 和 A 区表现为高速异常,这与图 6(b)中的武夷山地块、峨眉-白石-陇西山地块、洞宫-鹭峰山地块、白岩山地块和闽中掀斜隆起区(朱金芳,2008)相吻合;而图 6(a)中 V 和 VI 区表现为低速异常,这与图 6(b)中的福州盆地地块和漳州盆地地块相吻合。图 6(a)的 IV 区表现为低速异常,在图 6(b)中对应的位置是杉岭地块,该区的速度异常与对应地块的地表特征呈现相反的特点。图 6(a)的 VII 区的速度异常较为复杂,对应的是玳瑁山地块,该区的速度异常和地表特征也没有很好的吻合。

接下来对地热特征分布图和瑞利面波群速度层析成像图做个对比:总体而言,地热区绝大多数分布在闽南地区,穿过闽南地区的速度结构剖面出现明显的低速异常,这与黄金莉等^①根据反演三维 P 波地壳速度结构所做出的推断基本吻合。图 6(c)中福州盆地和漳州盆地两高地热异常区分别与图 6(a)的 V、VI 低速异常区相对应,高地热和低速异常有很好的吻合。杉岭高地热异常区与 IV 低速异常区对应,可见,虽然该区地形属于山地,但可能由于受到高地热的影响,因此仍表现为低速异常。永安-玳瑁山中地热异常区与图 6(a)中的 VII 速度异常区对应,该区地形属于山地,此区同时受到地形和地热异常双重影响,因此该区的速度异常表现的较为复杂,并不完全是低速异常。

5 结论

本文利用近年新发展起来的环境噪声面波层析成像方法与广东、江西、浙江和福建等 4 省 69 个台站的环境噪声数据,给出了福建地区周期 3 ~ 5s 瑞利波群速度分布,该地区瑞利面波群速度在 2.73 ~ 3.17km/s 之间,平均速度为 2.96km/s,这和用传统方法得到的瑞利面波的传播速度很接近。层析成像的结果表明,瑞利波群速度横向变化与福建地区地表构造特征和地热异常区分布情况是基本吻合的;而局部研究区因为同时受到地表构造特征和地热异常的双重影响,瑞利波群速度的分布具有其各自不同的特点。具体表现为:

(1) 总体而言,瑞利面波群速度分布北部较高,南部较低。这与福建地区北部多山、南部多平原盆地,以及地热大部分分布在闽南地区有很好的吻合。

(2) 地热区往往呈现出低速异常,但是对于同时受山地构造和地热影响的区域,群速度分布较为复杂。

^① 黄金莉等,2007,福建及台湾地区三维 P 波地壳速度结构,中国地球物理学会第二十三届年会论文集

(3) 福建地区的福州盆地和漳州盆地都属于地热异常区, 瑞利面波群速度同时受到地形特征和地热影响, 呈现出明显的低速异常。

环境噪声层析成像对无震少震地区的高分辨率地壳速度结构的分析具有重要的应用价值和前景, 该方法可以显著提高上地壳尤其是浅层速度结构成像的空间分辨率。由于本文结果体现的是群速度的分布情况, 不能排除受到卓越周期 3 ~ 5s 段之外的周期段的速度影响, 因此在个别区域的群速度横向变化与地形特征和地热情况差异较大。在下阶段工作中, 将对瑞利面波速度进行分频段滤波处理, 进一步分析整个研究区的瑞利面波群速度的分布情况。

参考文献

- 金星、李军、林树等, 2007, 利用双台脉动记录的相关系数估计福建地区瑞雷面波的群速度, 中国地震, **23** (4), 349 ~ 358。
- 李军、金星、周峥嵘等, 2009, 利用地震噪声准实时监测短周期面波波速变化, 地震学报, **31** (6), 629 ~ 640。
- 朱金芳, 2008, 闽南地区城市活动构造与地震, 北京: 科学出版社。
- Aki K, 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bull Earthquake Res Inst Univ, Tokyo, **35**, 415 ~ 456.
- Barmin M P, Ritzwoller M H, Levshin A L, 2001, A fast and reliable method for surface wave tomography, Pure Appl Geophys, **135**, 1351 ~ 1375.
- Clairbout J F, 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, Geophysics, **33**, 264 ~ 269.
- Duvall T, Jefferies S, Harvey J, et al, 1993, Time distance helioseismology, Nature, **362**, 430 ~ 432.
- Leveque J, Rivera L, Wittlinger G, 1993, On the use of the checkerboard test to assess the resolution of tomographic inversion, Geophys J Int, **115**, 313 ~ 318.
- Lin F C, Ritzwoller M H, Townend J, et al, 2007, Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, Geophys J Int, **170** (2), 649 ~ 666.
- Lobkis O I, Weaver R L, 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, J Acoust Soc Am, **110** (6), 3011 ~ 3017.
- Sabra K G, Gerstoft P, Roux P, et al, 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, Geophys Res Lett, **32**, L03310, doi:10. 1029/2004GL021862.
- Shapiro N M, Campillo, 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, Geophys Res Lett, **31**, L07614, doi:10. 1029/2004 GL019491.
- Shapiro N M, Campillo, Stehly L, et al, 2005, High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, Science, **307**, 1615 ~ 1618.
- Yanovskaya T B, Ditmar P G, 1990, Smoothness criteria in surface wave tomography, Geophys J Geophys J Int, **102**, 63 ~ 72.
- Yao H R, Hilst V, Hoop M V, 2006, Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-I. Phase velocity maps, Geophys J Int, **166**, 732 ~ 744.

Surface wave tomography of ambient seismic noise correlation in Fujian Province

*Liang Fuhua*¹⁾ *Jin Xing*^{1,2,3)} *Li Jun*¹⁾ *Wang Shicheng*¹⁾ *Chen Chaoxian*²⁾ *Wang Ziyang*²⁾

1) Institute of Engineering Mechanics, CEA, Harbin 150080, China

2) Earthquake Administration of Fujian Province, Fuzhou 350003, China

3) Fuzhou University, Fuzhou 350003, China

Abstract The vertical correlation coefficients between two stations at intervals of 1-day are calculated with the 77 broad-band stations' microseisms records given by the Seismic Monitoring Network of Fujian, Guangdong, Jiangxi and Zhejiang Provinces from April 13, 2010 to May 10, 2010. The authors got the different coefficients and added the interferential coefficients. Based on the chessboard test in seismology, the authors perform ambient noise tomography of Fujian Province ($110^{\circ} \sim 123^{\circ}\text{E}$, $21^{\circ} \sim 31^{\circ}\text{N}$) with the appropriate inversion matrix. The results imply that the signal-noise-ratio (SNR) increases proportional to the added times, and the group velocity of Rayleigh waves in Fujian Province is between 2.8km/s and 3.2km/s with average velocity 3.0km/s. The distribution of the group velocity is almost coincident with the topography and the geothermy of Fujian Province. But because of the effects of both the topography and the geothermy, the distribution of the group velocity in some areas is abnormal. From the group velocity distribution image, an obvious low velocity area can be found in the area of Zhangzhou basin and Fuzhou basin. It must be affected by both the sedimentary and the geothermy deposit in these two basins.

Key words: Ambient seismic noise Coherent stacking Chessboard test Rayleigh wave
Inversion