

李军、金星、鲍挺等,2011,利用噪声记录估计福建地区中上地壳体波速度结构,中国地震,27(3),226~234。

# 利用噪声记录估计福建地区 中上地壳体波速度结构

李军<sup>1)</sup> 金星<sup>1,2,3)</sup> 鲍挺<sup>1)</sup> 林树<sup>1)</sup> 韦永祥<sup>1)</sup> 张红才<sup>1)</sup>

1)福建省地震局,福州市华鸿路7号 350003

2)中国地震局工程力学研究所,哈尔滨 150080

3)福州大学,福建 350002

**摘要** 本文利用福建地震台网 25 个宽频带台站的噪声记录提取瑞利波和勒夫波频散曲线反演地壳波速结构,并利用爆破观测结果对该速度模型进行检验。结果表明:利用该方法得到的地壳波速结构在浅部分辨率较好,深部波速结构的反演结果精度较低,这主要是由于本文所选台站间距较小,提取得到的面波频散曲线在短周期部分精度较高,而长周期部分面波频散曲线的偏差较大。综合噪声反演结果与传统反演结果,本文最终给出了一个新的速度模型,利用该模型计算得到的理论走时与爆破观测走时具有很好的一致性。

**关键词:** 噪声 格林函数 频散曲线 波速结构

[文章编号] 1001-4683(2011)03-0226-09 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

人们对于地球深部结构的认识很大程度上归功于地震学研究,但真正能够得到较为精细且比较可靠的地球结构的研究始于 20 世纪 80 年代中期,随着越来越多的数字地震观测台的建立以及计算方法的不断改进,人们对于地球的认识正在向着更深更细的方向发展。

在体波研究中,由于受到后续震相叠加的影响,S 波震相到时的不确定性较大,但初至 P 波则不受其他震相影响且容易识别,因此体波层析成像研究多是利用 P 波到时得到纵波速度结构。如朱露培(1990)利用北京台网记录到的远震 P 波到时残差数据反演得到了京津唐地区地壳上地幔三维 P 波速度结构;宋仲和等(1986)利用 P 波初至和部分续至震相研究了华南地区和边缘海的上地幔 P 波速度结构。除天然地震之外,还有一些研究者利用人工地震(如爆破、气枪等)对一些小区域的 P、S 波速度结构进行了研究。如廖其林(1988)根据 1982 和 1985 年在福州—泉州—汕头地区的人工爆破地震测深资料,分析了该地区的 P 波速度结构;邱陶兴(1991)根据福建沿海地区人工地震测深剖面的单分量地震记录研究了福建沿海地区 S 波速度结构和泊松比分布特征。但由于人工震源方法花费较大,所受周围环境约束较多,因此其应用受到限制。目前对横波速度结构研究的常用方法是面波层析成

[收稿日期] 2011-06-11

[项目类别] 本研究由地震行业科研专项经费(200808067)和地震科技星火计划(XH1016Y)联合资助

[作者简介] 李军,男,生于 1981 年,硕士,福建省地震局工程师,主要研究方向为噪声成像、地震预警与烈度速报等

像,在面波层析成像中最常见的做法是利用从瑞利波观测得到的频散曲线进行二维面波频散层析成像,然后对每个区域的层析成像结果进行一维面波频散反演,即可得到整个研究区的地壳和上地幔 S 波速度结构。Feng(1983)对包含中国的欧亚大陆进行地震面波频散层析成像研究,得到了中国大陆三维地壳和上地幔速度结构模型;傅竹武(1993)利用中国 27 个地震基准台和世界标准地震台网 WWSSN 西南亚 3 个台站的长周期面波资料反演得到华南地区深至 170km 左右的三维 S 波速度结构;但由于这些研究中所利用的面波资料普遍存在着射线平均路径长,短周期面波信号缺乏,从而导致模型浅部结构的精度有限,即使在观测数据中包含足够多的短射线路径和短周期信号(如冯梅(2007)利用面波资料研究的中国大陆中上地壳剪切波速结构就特意增加了很多短的射线路径和短周期信号),但因很容易受到射线路径短、面波发育不完全、噪声强、面波信号难以提取、震中位置存在误差等因素的影响,从而给地壳 P、S 波速度结构的反演带来较大误差。同时,利用天然地震的面波记录进行面波频散反演,还容易受到台站与震中分布不均匀等因素的影响。目前,大多数研究者都是使用瑞利波研究面波层析成像,而瑞利波频散与该地区的压缩波速度结构和剪切波速度结构都有关系,利用瑞利波频散曲线反演地壳波速结构,无疑会受到压缩波和剪切波速度结构的交互影响,从而带来一些不确定性;而勒夫波频散则只与剪切波速度结构有关,增加使用勒夫波频散曲线反演地壳波速结构应该可以提高结果的可靠性。

2005 年, Sabra 利用声学上的传播理论,提出利用两个台站噪声记录的相关系数提取面波格林函数的方法,并利用这个方法计算了美国加州各个台站之间瑞利波传播的群速度,结果与利用地震记录估计得到的群速度相吻合。金星(2007)利用福建台网中 8 个宽频带台站的垂直向噪声记录研究了福建地区瑞利面波的群速度,但受当时台网条件的限制(只有 8 个宽频带台站的噪声记录可以利用,共 28 条射线),所得结果比较粗略。随着“十五”网络项目的完成,目前福建台网宽频带台站( $\geq 60\text{s}$ )已经达到 25 个,射线数目 300 条。本研究就是利用福建台网 25 个宽频带台站的噪声记录提取面波频散曲线(包括瑞利波和勒夫波),反演福建地区平均地壳波速结构。

## 1 福建地区噪声观测资料与处理

福建省地震台网目前共有 25 个宽频带台站,采样率为 100Hz,其中福州城门台和南平东坑台仪器有效频带为 120s-40Hz,其余台站仪器有效频带为 60s-40Hz,仪器类型包括 CTS-1、CMG-3ESP、BBVS-60、KS2000 等。按照相关叠加的方法,两两台站间均可构成 1 条射线,因此,25 个台站共可构成  $25 \times (25 - 1) / 2 = 300$  条射线,台站分布及射线如图 1 所示,从该图可以看出,射线比较均匀地覆盖了福建中东部地区。

本文对福建地区中上地壳波速结构的研究是建立在利用噪声记录提取基阶瑞利波和勒夫波群速度之上的。根据 Sabra(2005)等人的分析,通过两个台站垂直向噪声记录的相关叠加可以得到瑞利波格林函数,而两个台站水平切向噪声记录的相关叠加则可以得到勒夫波格林函数。福建台网噪声记录有垂直(UD)、东西(EW)和南北(NS)三个分量,因此,需要将两个水平分量按照式(1)分解到径向和切向后再进行相关叠加。

$$\begin{aligned} R_{ij} &= EW_i \times \sin\theta_{ij} + NS_i \times \cos\theta_{ij} \\ T_{ij} &= EW_i \times \sin\theta_{ij} - NS_i \times \cos\theta_{ij} \end{aligned} \quad (1)$$

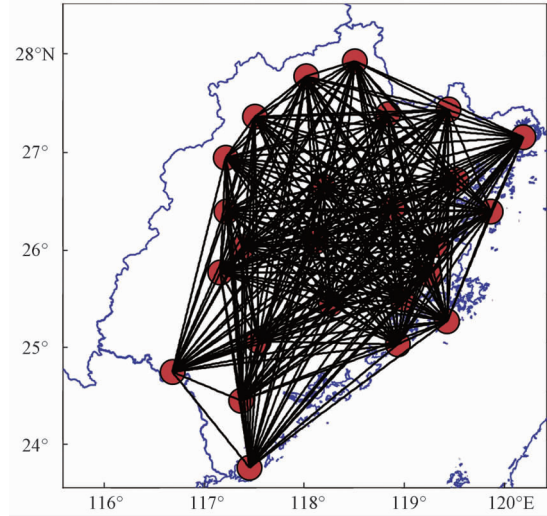


图1 福建地区宽频带地震台站分布及台站连线

式中  $R_{ij}$  为第  $i$  个台站相对于第  $j$  个台站的径向记录,  $T_{ij}$  为第  $i$  个台站相对于第  $j$  个台站的切向记录,  $EW_i$  为第  $i$  个台站的東西向记录,  $NS_i$  为第  $i$  个台站的南北向记录,  $\theta_{ij}$  为第  $i$  个台站相对于第  $j$  个台站的方位角。

在提取面波信号时,首先应排除地震、爆破、脉检等因素的影响。作者对福建地区各个宽频带台站噪声记录的长期研究发现,无台风时各个宽频带台站噪声记录的均方根速度一般在  $(0.1 \sim 0.5) \times 10^{-6} \text{ m/s}$  之间,台风期间噪声的均方根速度会明显增大,但一般不会超过  $4.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 。因此在实际计算时,以 10 分钟为窗长,先计算各个台站单个窗长的均方根速度,当计算结果大于  $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$  (台风时设定为  $4.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ ) 时,则认为此窗长的噪声记录中含有地震等因素引起的干扰,此时将这 10 分钟的记录弃之不用,否则计算这两个台站相同时间段噪声记录的相关系数

$$P_{i,j}^n(\tau) = \frac{R_{i,j}^n(\tau)}{\sqrt{R_{i,j}^n(0) \cdot R_{i,j}^n(0)}} \quad , \quad \text{其中 } R_{i,j}^n(\tau) = \int_{nT}^{(n+1)T} V_i(t) \cdot V_j(t + \tau) dt \quad (2)$$

将所有时间段的相关系数进行叠加后作为这两个台站的最终结果  $C_{i,j}(\tau)$ , 即

$$C_{i,j}(\tau) = \sum_{n=0}^{N-1} P_{i,j}^n(\tau) \quad (3)$$

本文对福建地震台网自 2007 年 7 月至 2008 年 7 月 (共 362 天) 所记录到的所有垂直向和切向噪声数据进行相关叠加,金星(2007)、李军等(2007、2009)曾经对垂直向(瑞利波)叠加结果进行了详尽分析,发现勒夫波结果与此相似,此不赘述。

## 2 频散曲线的提取

本文对群速度频散曲线的提取利用了 Dziewonski(1969)提出的多重滤波技术,采用高斯滤波器  $H(\omega) = e^{-\alpha(\omega - \omega_0)^2 / \omega_0^2}$  进行滤波,其中  $\omega_0$  为中心频率,  $\alpha$  为滤波器参数,  $\alpha$  值越小,

所提取的频散曲线越光滑。采用该方法提取面波频散曲线时,实际  $\alpha$  取值一般与射线长度有关,当射线长度较长时, $\alpha$  取较大值滤波效果会更好。Herrmann(2002) 根据对大量地震波提取面波频散曲线的经验建议  $\alpha$  的取值如表 1。福建台网 25 个宽频带台站 300 条射线的最大长度约 480km,最小 35km,平均约 200km,本文综合考虑所提取到的面波频散曲线的光滑度,通过试验不同的  $\alpha$  值,最终对所有射线统一取  $\alpha = 5$ 。

表 1 Herrmann(2002) 建议的取值

震中距(km)	1000	2000	4000	8000
取值	25	50	100	200

本文借助 Herrmann(2002) 的面波时频分析软件实现对通过噪声记录相关叠加得到的面波格林函数的高斯滤波并提取频散曲线。在数据分析过程中,以格林函数的 0 时刻点为发震时刻,两个台站间的距离为震中距,在读取的面波频散数据中没有用通常所用的滤波周期,而是使用瞬时周期,这样可以使所得到的频散曲线更加准确合理。考虑到仪器有效频带范围的限制(多数仪器有效频带范围为 60s-40Hz),本文只求取 1~40s 的面波频散曲线。

提取所有 300 条射线的面波频散曲线并计算其平均值及标准差作为福建地区的面波频散曲线及标准偏差(图 2),不同射线提取到的面波频散曲线有一定的离散性,构成这个离散性的主要因素有:射线经过的路径不同、提取面波群速度的误差等。在低频处,标准差较小,说明该频率范围内信号较强,提取面波群速度的误差较小,频散曲线的离散性主要是由射线所经过路径的介质特性不同引起的;而随着周期的增大,受到仪器有效带宽以及噪声信号减弱的影响越来越大,所提取到的面波群速度的误差也就随之增大,从而导致结果偏差的增大。图 2 中还显示,所提取得到的勒夫波频散曲线的离散性要大于瑞利波,除了射线路径、提取群速度过程中的误差之外,可能还与仪器布设过程中并没有严格按照正东、正北的方位布设,而是存在一定的偏差有关,因为这可能导致将两个水平分量记录分解为径向和切向记录时具有一定的误差,即切向记录经长时间叠加后仍然含有少量的瑞利波等成分。

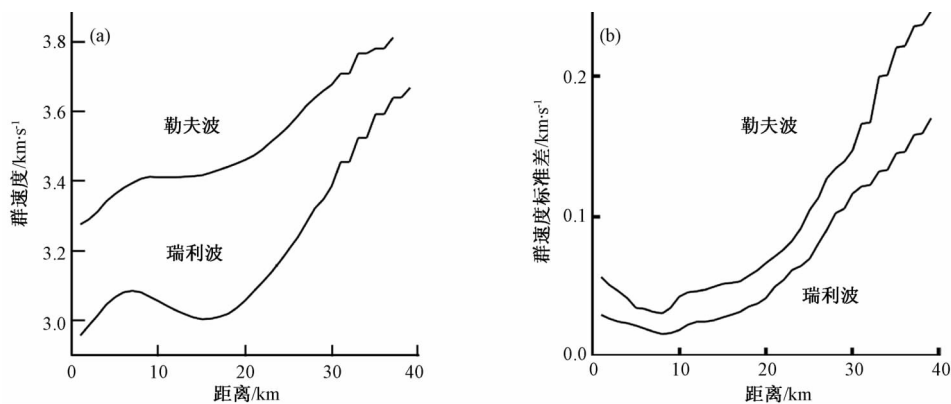


图 2 (a) 面波频散曲线, (b) 频散曲线的标准差

通过 300 条频散曲线反演福建地区中上地壳的三维体波波速结构还存在射线密度较低、反演结果误差较大等问题,但所有 300 条射线的平均频散曲线可以看做福建地区的平均频散曲线,利用该曲线可以反演一维地壳体波波速结构,由于该频散曲线含有较多的短周期成分,因此在浅部可以得到比较精确的一维地壳波速模型。

### 3 福建地区一维体波波速结构的反演

面波群速度频散曲线决定于地壳各层的厚度、密度以及介质波速等,勒夫波 1 个周期对应的群速度值反映的是一定深度范围的剪切波速度结构,而不是一个确定的剪切波速度值;瑞利波 1 个周期所对应的群速度值则反映的是一定深度范围内的压缩波速度结构和剪切波速度结构,同样也不是一个确定的值。尽管如此,面波群速度频散曲线却能客观地反映该区域内 P 波及 S 波速度结构随深度变化的趋势。

本研究利用前文所得到的瑞利波和勒夫波的频散曲线,借助于面波时频分析软件 (Herrmann, 2002) 来实现一维地壳体波速度结构的反演。该软件有两种反演模式,一种是在已知 P 波速度结构的情况下反演 S 波速度结构,另一种是假定 P 波与 S 波的波速比,利用频散曲线反演 S 波速度结构,通过波速比得到 P 波速度结构,反演结果与初始模型的波速比有关,和初始模型关系较小。本文采用第二种反演模式。由于该种反演模式需要事先假定波速比,因此尝试了多种不同的波速比模型以检验波速比对反演结果的影响,最终结果表明,在同等条件下(频散曲线相同,反演迭代次数相同),假定地壳介质的波速比为 1.70 时,所得到的地壳模型较为可靠。反演结果如图 3 所示,其中图 3(a) 为初始速度模型与反演所得到速度模型,图 3(b) 中散点线为利用噪声记录所提取到的勒夫波频散曲线,曲线为利用反演得到的速度模型正演所得到的勒夫波频散曲线,图 3(c) 中散点线为利用噪声记录所提取到的瑞利波频散曲线,曲线为利用反演得到的线速度模型正演所得到的瑞利波频散曲线。从图中可以看出,利用反演结果所得到的理论频散曲线与实际观测频散曲线基本吻合,说明反演得到的速度模型与实际波速结构较为吻合。为使该速度模型更简单实用,本文将速度模型简化为 3 层速度模型

$$H_1 = 3.0 \text{ km}, V_{p1} = 5.54 \text{ km/s}, V_{s1} = 3.26 \text{ km/s}$$

$$H_2 = 19.0 \text{ km}, V_{p2} = 6.02 \text{ km/s}, V_{s2} = 3.54 \text{ km/s}$$

$$H_3 = 11.0 \text{ km}, V_{p3} = 6.61 \text{ km/s}, V_{s3} = 3.89 \text{ km/s}$$

$$V_{pn} = 7.46 \text{ km/s}, V_{sn} = 4.39 \text{ km/s}$$

简化后速度模型的理论频散曲线与实测频散曲线的对比如图 3(d~f) 所示,可以看出,利用简化后的速度模型正演得到的理论频散曲线与实测频散曲线较为吻合,说明简化后的速度模型仍然可以代表该地区地壳波速结构。

目前福建台网正在使用的《华南地区近震走时表》(简称华南模型,范玉兰,1990)是根据华南(广东、广西、福建、江西、湖南)五省区天然地震和部分人工爆破观测资料反演计算的理论近震走时表。采用双层地壳模型,选取华南地区平均地壳结构参数为

$$H_1 = 21.4 \text{ km}, V_{p1} = 6.01 \text{ km/s}, V_{s1} = 3.55 \text{ km/s}$$

$$H_2 = 11.0 \text{ km}, V_{p2} = 6.88 \text{ km/s}, V_{s2} = 3.93 \text{ km/s}$$

$$V_{pn} = 7.98 \text{ km/s}, V_{sn} = 4.58 \text{ km/s}$$

将本文简化后的速度模型与之做对比可以看出,本文反演结果基本相当于在华南模型的基础上增加一薄弱层,或称之为弱风化层,厚度约为 3km, S 波速度约为 3.26km/s, 本文速度模型的第二层相当于华南模型的第一层,两者波速基本相同;本文第 3 层相当于华南模型第 2 层,两者速度相差不大;本文第 4 层相当于华南模型第 3 层,也即地幔波速,两者相差相

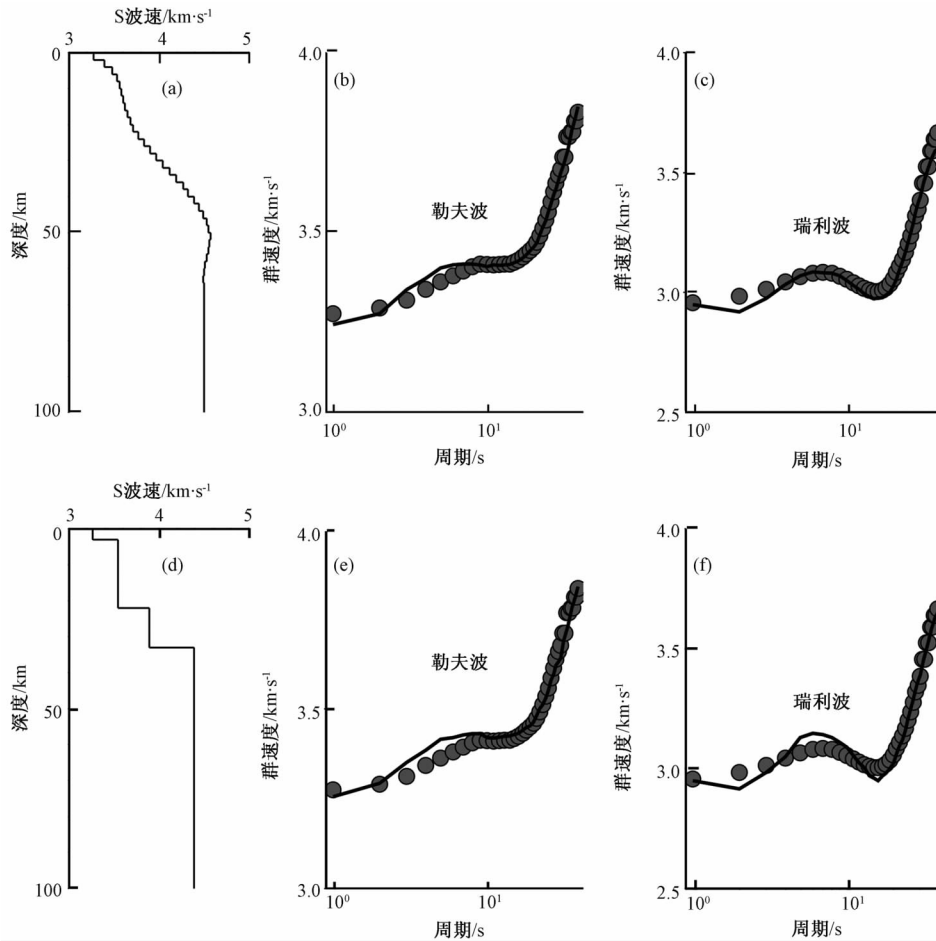


图3 (a)初始S波速度模型与反演所得到S波速度模型,(b)散点线为利用噪声记录所提取到的勒夫波频散曲线,曲线为利用反演得到的速度模型正演所得到的勒夫波频散曲线,(c)散点线为利用噪声记录所提取到的瑞利波频散曲线,曲线为利用反演得到的速度模型正演所得到的瑞利波频散曲线。(d)简化后的S波速度模型,(e)散点线为利用噪声记录所提取到的勒夫波频散曲线,曲线为利用简化后的速度模型正演所得到的勒夫波频散曲线,(f)散点线为利用噪声记录所提取到的瑞利波频散曲线,曲线为利用简化后的速度模型正演所得到的瑞利波频散曲线

对较大。分析认为,本文采用1~40s的面波频散曲线反演地壳波速结构,长周期部分频散曲线标准差较大,对于深度大于30km的波速结构反演精度较低。

2010年,福建省地震局监测中心在厦门至连城一线布设了20台宽频带地震仪,测线长度约190km,平均台间距约10km,其中8个台站为基岩台基,12个为风化基岩台基,同时,为临时观测台建设了 $40 \times 40 \times 10 \text{cm}^3$ 的观测墩以及 $100 \times 70 \times 60 \text{cm}^3$ 的简易观测房,仪器均选用GURALP公司的CMG-40TD一体化地震仪。同时,福建省地震局沿北西向的同安—漳平—宁都纵测线实施1.0~2.5吨药量的4次爆破观测,爆破点分别在约75km、160km、240km和320km桩号,平均炮间距约80km。人工拾取了4次爆破时各个台站爆破记录的实际到时,为了保证结果的可靠性,作者只拾取了震相清晰的爆破记录的到时,4次爆破炮点

的参数及震相拾取情况如表 2 所示。

表 2 爆破炮点的参数及震相拾取情况表

2010 年爆炸时间 (月·日·时分秒)	炸药量 (kg)	平均井深 (m)	高程 (m)	具有清晰震相 记录的台数(个)	最近震中距 (km)	最远震中距 (km)
09.01.01 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup> 13.111 <sup>s</sup>	1995	40.5	250	17	5.83	148.04
09.01.01 <sup>h</sup> 10 <sup>m</sup> 14.752 <sup>s</sup>	1281	53.0	345	12	7.42	165.12
09.11.01 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup> 13.284 <sup>s</sup>	2982	41.5	559	11	60.68	212.98
09.11.01 <sup>h</sup> 10 <sup>m</sup> 14.472 <sup>s</sup>	2449	51.7	990	17	2.81	111.67

分别利用华南模型和本文反演得到的速度模型计算各个观测点在各次爆破时的理论到时,并与实际观测到时做了对比,如图 4 所示,图中横坐标为震中距,图 4(a)纵坐标为利用华南模型计算得到的理论走时与实测走时差,陈祥熊等(2005)收集整理了人工地震测试、天然地震到时以及布格重力异常、地震地质资料反演福建—台湾地区地壳结构的不同结果,给出了该区域的综合一维平均地壳速度结构模型,本文利用该速度模型计算得到的理论走时与实际观测走时差如图 4(b)所示。图 4(c)纵坐标为利用本文反演得到的速度模型得到的理论走时与实测走时差,从图中可以看出,3 个模型的理论走时与实测走时相差不大,但华南模型得到理论走时基本都小于实际观测走时,由于本次爆破观测的震中距基本都较小(大部分都在 150km 以内),因此地震波大部分都是在地壳上部传播,这也就说明该地区地壳的实际波速要小于华南模型。陈祥熊等所提出的速度模型在震中距较短的地区所计算得到的理论走时与实测走时相差不大,但随着震中距的增大,偏差越来越大,这表明该模型的浅部速度结构比较接近于真实波速模型,而深部速度结构则大于真实波速模型。由本文速度模型计算得到的理论走时与实际观测走时更为接近,但在震中距较远的观测点偏差较大,这说明本文模型的浅层波速结构相对于华南模型更加接近于该地区的真实波速结构,由于本文频散曲线长周期部分标准差较大,对于深度大于 30km 的波速结构反演精度较低,因此本文模型在地壳下部的速度结构与实际波速结构相差较大,为此,参考华南模型,对本文模型进一步改进,即浅部速度结构采用本文模型,而深部速度结构采用华南模型,新的波速结构为:

$$H_1 = 3.0\text{km}, V_{P1} = 5.54\text{km/s}, V_{S1} = 3.26\text{km/s}$$

$$H_2 = 19.0\text{km}, V_{P2} = 6.02\text{km/s}, V_{S2} = 3.54\text{km/s}$$

$$H_3 = 10.4\text{km}, V_{P3} = 6.61\text{km/s}, V_{S3} = 3.89\text{km/s}$$

$$V_{Pn} = 7.98\text{km/s}, V_{Sn} = 4.58\text{km/s}$$

本文利用爆破观测结果对新的波速模型重新进行了检验,如图 4(d)所示,可以看出,不论震中距的远近,理论走时与实际观测走时的偏差均较小,这说明新的速度模型更适用于该地区。

## 4 结论与讨论

本文不再采用传统的利用地震记录提取面波频散曲线的方法,而是利用噪声记录计算两两台站间的面波格林函数并提取面波(瑞利波和勒夫波)频散曲线。通过对福建台网 25 个宽频带台站自 2007 年 7 月至 2008 年 7 月初的噪声记录进行相关分析并提取面波频散曲

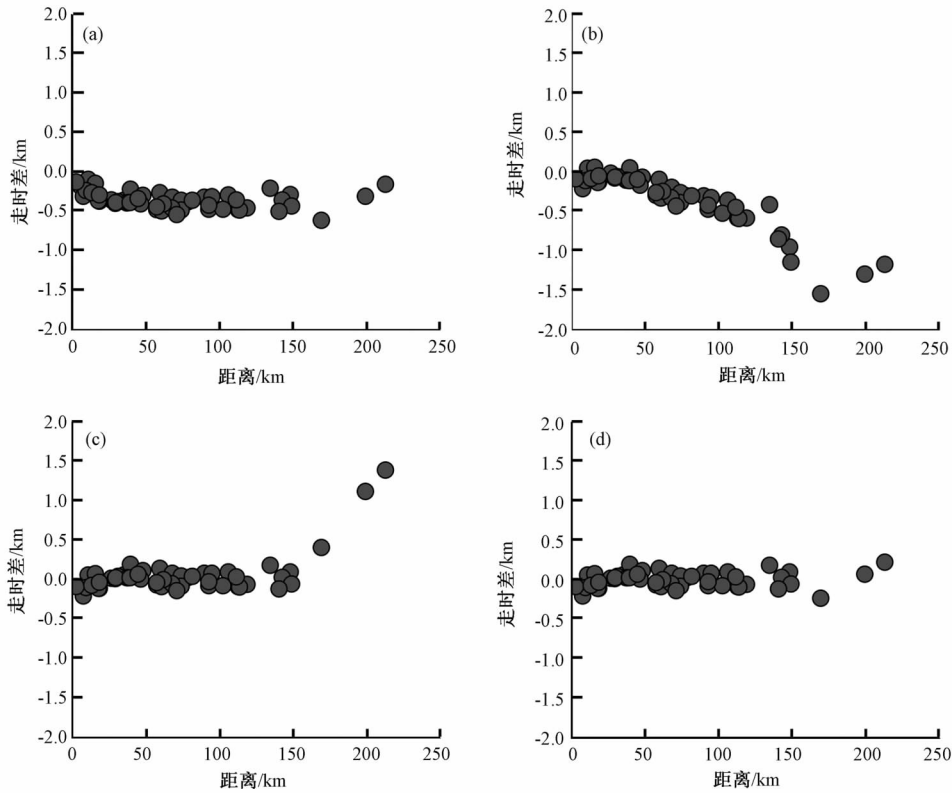


图4 不同模型理论走时与实测走时的对比图,图中横坐标为震中距,(a)利用华南模型计算得到的理论走时与实测走时差,(b)利用陈祥熊等(2005)提出的速度结构模型计算得到的理论走时与实测走时差,(c)利用本文反演得到的速度模型得到的理论走时与实测走时差,(d)利用改进后的速度模型得到的理论走时与实测走时差

线的结果表明,用该方法可以得到比较可靠的短周期面波群速度,这就克服了以往利用地震记录提取面波群速度时,由于射线路径长,短周期面波信号强度弱,受到的干扰强等各种因素所带来的误差。由于短周期面波群速度主要受浅部速度结构的影响,因此,利用该方法提取面波频散曲线并进行反演地壳速度结构,可以对地壳浅部结构有比较好的分辨率。本文通过爆破观测记录检验了利用噪声反演地壳波速结构的可靠性,结果表明利用噪声反演得到的地壳波速结构在地壳浅部有一个比较好的分辨率,深部波速结构的反演结果精度较低。综合噪声反演结果与传统反演结果,本文最终给出了一个新的速度模型,利用该模型计算得到的理论走时与爆破观测走时具有很好的一致性。

利用噪声记录提取面波格林函数的一个主要假设是要求波场均匀,福建地处沿海,噪声记录受海浪的影响较大,本文通过一年的噪声记录提取面波格林函数,噪声波场的分布对结果的影响还需进行必要的分析。同时,由于不同台站对所得结果的信噪比不同,故信噪比等对计算结果的影响尚需进行深入分析。



## 参考文献

- 陈祥熊、林树、李祖宁等,2005,福建一台网地区一维地壳速度结构的初始模型,地震,25(2),61~68。
- 范玉兰、林纪曾、胡瑞贺等,1990,华南地区近震走时表的研制,华南地震,10(2),1~16。
- 冯梅、安美建,2007,中国大陆中上地壳剪切波速结构,地震学报,29(4),337~347。
- 傅竹武、庄真、吕梓龄等,1993,由长周期地震面波研究华南地区地壳和上地幔三维结构,地震学报,15(2),159~167。
- 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利面波的群速度,中国地震,23(4),349~358。
- 李军,2007,福建地区脉动资料的处理与分析[硕士论文],哈尔滨:中国地震局工程力学研究所。
- 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。
- 廖其林、王振明、王屏路等,1988,福州—泉州—汕头地区地壳结构的爆炸地震研究,地球物理学报,31(3),270~280。
- 邱陶兴、廖其林、王振明等,1991,福建沿海地区地壳 S 波速度结构和泊松比分布特征,华南地震,11(2),23~30。
- 宋仲和、安昌强、陈立华等,1986,中国大陆和边缘海的上地幔 P 波速度结构,地震学报,8(3),263~274。
- 朱露培、曾融生、刘福田,1990,京津唐张地区地壳上地幔三维 P 波速度结构,地球物理学报,33(3),267~277。
- Dziewonski A, Bloch S, Landisman M, 1969, A technique for analysis of transient seismic signals, Bull Seism Soc Amer, 59(1), 427~444.
- Feng C C, Teng T L, 1983, Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent, J Geophys Res, 88:2 261~2 271.
- Herrmann R B, Ammon C J, 2002, Computer programs in seismology-surface waves, receiver functions and crustal structure, <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html>.
- Sabra K G, Gerstoft P, Roux P, and Kuperman W A, 2005, Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, Geophys Res Lett, 32, L03310.

## The wave velocity structure of upper shell in Fujian estimated by the noise records

Li Jun<sup>1)</sup> Jin Xing<sup>1,2,3)</sup> Bao Ting<sup>1)</sup> Lin Shu<sup>1)</sup> Wei Yongxiang<sup>1)</sup> Zhang Hongcai<sup>1)</sup>

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

2) Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, Harbin 150080, China

3) Fuzhou University, Fuzhou 350002, China

**Abstract** The dispersion curves of Rayleigh wave and Love wave were extracted from the seismic noise of 25 broad-band stations recorded by the Fujian Seismic Network, and inverted for the lithosphere wave structure. Furthermore, the velocity model was inspected by the blast observation outcome. The results indicate that the resolution of the lithosphere wave structure obtained by this method is good in the shallow part, but in the depth part the inverted result of the wave structure has low precision. It is mainly caused by the small inter-station distance chosen in the paper. So the wave dispersion curves have high precision in short-period part, but the warp of the wave dispersion curve in long-period part is big. Considering both the results of the noisy invert and the traditional invert, we finally present a new velocity model in which the theory calculated runtime can well match the blast observation runtime.

**Key words:** Noise Green-function Dispersion-curve Velocity-structure