

海陆地震联测: 相邻地震台站的信号及震相特征对比*

黄海波^{1,3}, 夏少红¹, 丘学林¹, 赵明辉¹, 卫小冬^{1,3}, 陈国耀²

(1. 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广东 广州 510301; 2. 澳门地球物理暨气象局, 澳门 999078; 3. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 2004年作者在香港外海域进行了一次海陆地震联测实验, 文章利用此次实验中的两个相邻固定台站珠海台和澳门台所记录的气枪信号数据, 从波形、波谱特性和震相等方面分析了相邻地震台站对气枪信号的响应特征。结果显示, 来自不同距离处的地震波波形和波谱特征在同一台站上变化不大, 但在不同台站上的响应有所差别, 珠海台受背景噪声影响更为强烈, 其信号波形扰动大, 具有较多高频成分, 优势频率响应比较尖锐, 而澳门台响应则比较平缓。对研究区下方速度结构进行了二维结构模拟, 分析了台站附近速度结构对地震波到时的影响。珠海台PmP震相走时相对滞后, 由于深圳断裂带穿过两台站之间, 其引起的花岗岩基底破碎或上地壳厚度的差异都可能导致珠海台基底地震波速度的降低, 这可能也是引起两台站对相同震源信号具有不同波形及波谱响应的因素之一。

关键词: 海陆地震联测; 深部地壳结构; 震相; 功率谱

中图分类号: P738 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2010)06-0153-09

Onshore-offshore seismic experiment: signal characteristics and seismic phases received by two adjacent seismic stations

HUANG Hai-bo^{1,3}, XIA Shao-hong¹, QIU Xue-lin¹, ZHAO Ming-hui¹, WEI Xiao-dong^{1,3}, CHEN Kocio²

(1. CAS Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, CAS, Guangzhou 510301, China; 2. Macau Meteorological and Geophysical Bureau, Macau, 999078; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Based on the 2004 data recorded by two permanent seismic stations in Zhuhai and Macao that are adjacent to each other, we studied the characteristics of the seismic wave produced by the air-gun in the onshore-offshore deep seismic experiment near Hong Kong. We carried out comparative study on the waveform, spectrum character, and the travel time of different seismic phases. The results show that characteristics of the seismic waveform that came from different distances were similar at a single station but had some variation between the two stations. The noise had a stronger influence on the signal received by the Zhuhai station, which resulted in serious disturbance and more high-frequency components on the signal waveform. The frequency response had a relatively sharp edge at the Zhuhai station but more moderate at the Macao station. We also obtained the laterally homogeneous 2-D models analyzed how different crust structures influence the time that the seismic wave travels. The PmP phase at the Zhuhai station traveled more slowly than that at the Macao station. We suggest that the fragmentation of the granite basis and different thickness of the upper crust caused by the Shenzhen Fault may lead to the slower crustal seismic velocity, which is also considered to have caused the different waveform and frequency responses at the two stations.

Key words: onshore-offshore seismic experiment; deep crustal structure; seismic phase; power spectrum

大容量气枪震源激发的信号具有丰富的低频成分, 可以在地下介质中远距离传播, 因此可以用来

探测深部地壳结构。目前气枪震源在海洋地震探测中已占据主导地位^[1], 无论在多道反射地震勘探还

收稿日期: 2009-09-29; 修订日期: 2009-12-31。卢冰编辑

基金项目: 科技部“973”项目(2007CB411701); 国家自然科学基金项目(40674051); 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-YW-Q05-04)

作者简介: 黄海波(1985—), 男, 安徽省淮南市人, 在读硕博连读研究生, 主要从事海洋地球物理研究。E-mail: go223@163.com

* 国家海洋局二所阮爱国老师和中国科学院地质与地球物理研究所胥颐老师对本文提出了许多重要建议, 并对原稿进行了认真修改; 广东省地震局和澳门气象局提供了台网资料及地震数据。谨致衷心感谢。

是在广角反射和折射地震探测方面都显示出独特的优势,且因其污染小、可重复使用等特点,也被认为是符合“地震雷达”要求的理想震源之一^[2]。随着大容量气枪震源的广泛应用,对于气枪震源产生的地震波特征的研究也越来越受到重视^[3-6]。赵明辉等^[7]曾对海陆地震联测实验中陆上地震台站接收到的气枪震源、天然地震和爆破3种震源的波形特征进行过对比分析,探讨了气枪信号的波形特征及频谱分布;林建民等^[8]首次利用大容量气枪震源在陆上水库进行地震波激发试验,研究了陆上水库环境下激发气枪震源所产生的地震波震相及传播距离,表明气枪震源信号具有可重复、深穿透等特点。

然而,以往对于气枪震源产生的地震波特征的研究仅局限于对地表流动台站或单个固定台站进行分析^[7-8],而在地震探测试验中经常用到的是不同类型的地表或井中地震台站,它们在仪器性能和台站下方速度结构等方面都存在差别,且接收气枪震源信号时往往表现出不同的频谱和走时特征,对地壳速度结构的模拟也会产生一定影响。因此,对相邻固定台站所记录到的气枪信号进行对比分析,对于更好地获取地壳结构信息具有重要作用。本文对2004年南海北部海陆地震探测试验中的两个相邻台站珠海台与澳门台接收到的海上气枪信号进行了对比,研究了不同类型固定台站对相同气枪震源信号的响应特征,分析了他们的相似性及差异变化特征,并且利用他们记录到的Pg和PmP震相对地壳结构进行了简单模拟,探讨了地下结构对地震波特征和走时的影响。

1 相邻固定台站的气枪信号对比

1.1 台站基本信息

图1为此次海陆联测实验的测线(测线1和测线2)及珠海台与澳门台位置分布图,两测线均为近NNW-SSE方向,每条测线长约50km。珠海台与澳门台相距12km,且两台站离测线1和测线2剖面NNW侧端点的距离分别相差2—6km和6—9km左右,两台站均位于珠江三角洲地区。澳门地震台采用德国Lennartz Electronic生产的M24三通道数字记录仪和LE-3D/BH短周期井中地震计,频带1—80Hz,动态范围136dB,水平高度110m;珠海地震台采用国产EDAS-C24三通道数字记录仪和FSS-3A短周期地表地震计,频带1—20Hz,动态范围120dB,水平高度50m;两台站采样率均为50个·s⁻¹,数字记录长度为24位,台基岩性为花岗岩^[9]。

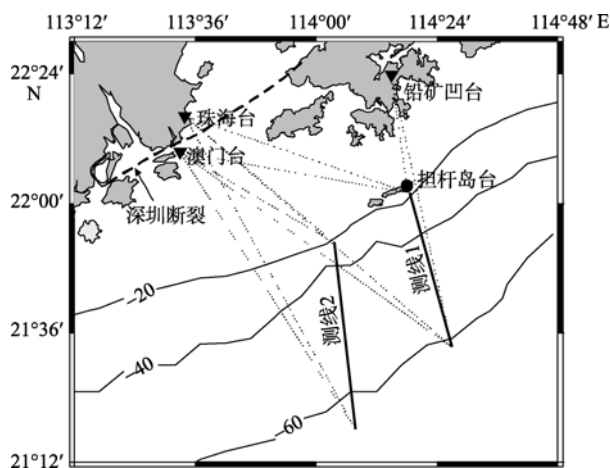


图1 海陆地震联测测线、台站位置及信号分布图

黑色倒三角表示固定地震台站;黑色圆圈表示流动台站

Fig. 1 Location of onshore-offshore seismic lines and seismic stations

1.2 SAC 格式的对比

按照海陆联测地震数据的处理流程^[10-11],我们利用转换程序将珠海台 EVT 格式的原始数据转换成标准 SAC 格式,并自编转换程序将澳门台 ASCII 格式的原始数据也转成了 SAC 格式,这样有利于使用 SAC 软件包对信号进行分析。对原始 SAC 数据还进行振幅增益补偿处理,将表示数字记录点数(count)的振幅转化为地动速度值($\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$);最后经过预处理工作^[12],去除数据背景项和倾斜项。

图2a是未经处理的珠海台和澳门台2004年7月6号记录到的一段测线1剖面的垂直分量数据,偏移距分别为88.68km和85.74km,从中可以看出珠海台接收信号强度为 $0.4\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,而澳门台为 $0.2\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右,两台站信号强度明显不同,滤波前两台站接收到的有用信号完全被隐藏在背景噪声中无法分辨。赵明辉等^[7]的研究结果显示,气枪主频一般在3—8Hz范围内,因此本研究使用3—10Hz带通滤波对原始数据进行了滤波处理,图2b是经过处理得到的两台站 SAC 信号,可以看出滤波后两台站信号的信噪比大为提高,气枪信号强度均为 $0.14\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。图2b中每隔110s接收到一次明显的气枪信号,相对于气枪激发时间,珠海台延迟约16—17s,澳门台延迟15—16s。

图3中对62炮与65炮激发的地震波 SAC 信号进行了波形及波谱对比分析,从图3a和图3e中可以看出珠海台原始波形比澳门台扰动大,且具有较多毛刺;滤波后,两台站接收到的气枪信号波形特征相似,具有2—4个振幅峰值,可以明显地识别,说明了气枪信号的可重复性,有利于对多次气枪信

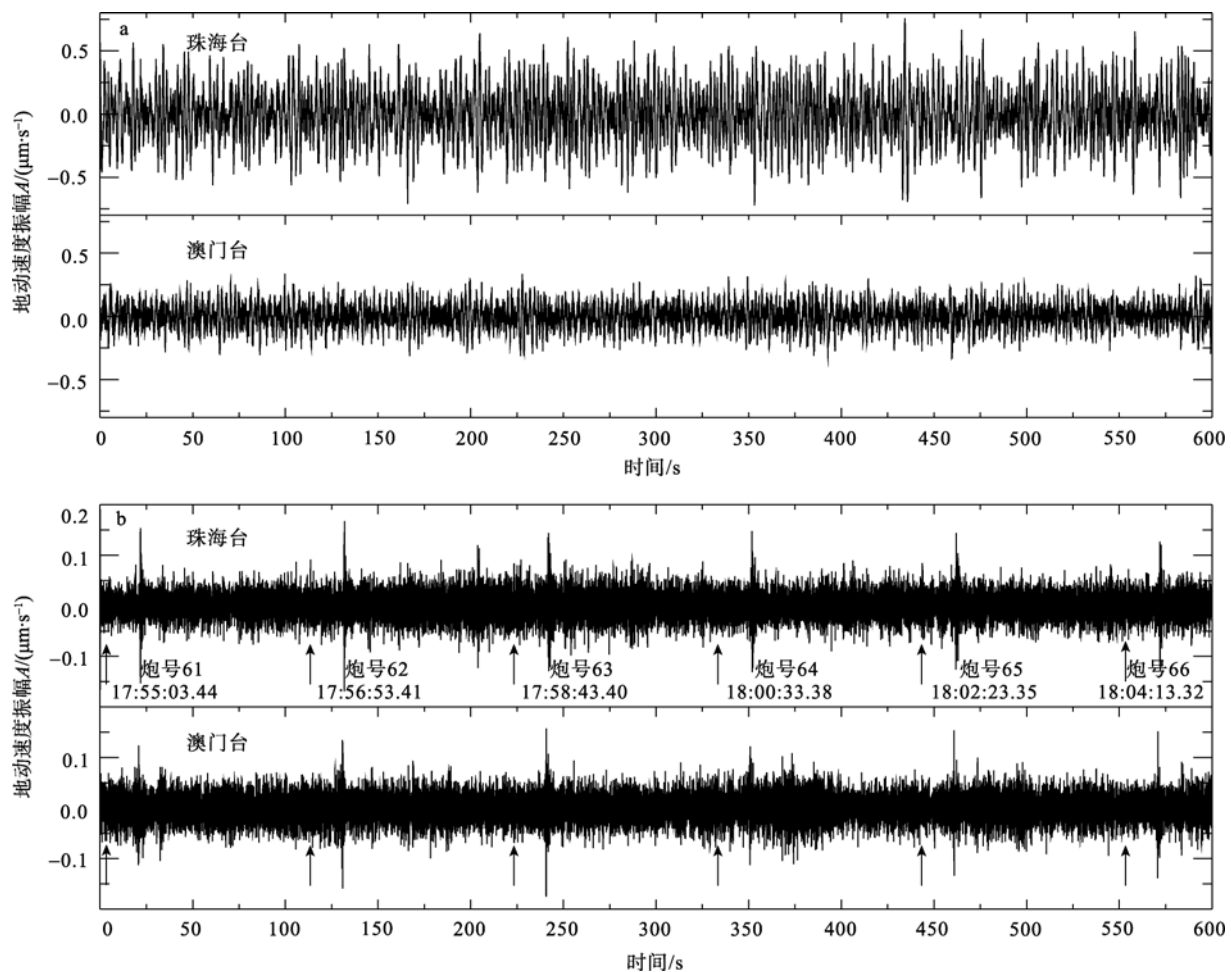


图2 珠海台与澳门台记录到的测线1剖面气枪 SAC 信号

a. 未经滤波的原始 SAC 数据; b. 滤波后的 SAC 数据

Fig. 2 SAC air-gun signal received by Zhuhai and Macau stations in Profile 1

号进行叠加。从滤波前两台站的信号波谱图中可以看出, 两台站有效信号频率范围为 3—8Hz; 从图 3b 和图 3f 中可以看出珠海台大于 20Hz 的高频能量与澳门台相比较高并且衰减相对较慢, 考虑到珠海台地震计频带为 1—20Hz, 对于大于 20Hz 频率范围的信号具有滤波和压制作用, 因此该频率范围内实际的噪声强度更高。图 3d 和图 3h 显示滤波后两台站接收的环境噪声均得到很好压制。

深井观测和试验的大量事实表明, 噪声随深度增加而衰减, 且衰减速度要比地震信号衰减快, 因此井中地震仪具有较高的信噪比^[13]。图 4 为两台站的台基噪声加速度功率谱密度图, 可以看出, 两台站的噪声功率谱密度大于 140dB, 处于 Peterson 高低噪声水平之间; 1—8Hz 范围内, 两台站台基噪声水平相差并不明显, 而随着频率的增大, 珠海台噪声水平开始高出澳门台 10dB 左右。正是由于高频噪声对珠海台的影响, 使得其接收到的地震波波形扰动变大, 信号高频成分增多, 能量增加, 从而降

低了珠海台接收信号的信噪比。而滤波后两台站的波形和波谱特征的相似性则表明, 不同台站接收到的气枪信号本身并没有变化, 而两台站原始 SAC 信号的不同响应特征主要是受环境噪声和地下结构的影响。

1.3 不同距离处气枪信号的波谱特征

我们将 SAC 格式数据按炮点时间进行截断处理后转化为国际通用的 SEG-Y 格式, 使用地震软件处理包 SU 软件对 SEG-Y 格式文件进行分析, 通过滤波、均衡等处理后得到了各台站的单台地震记录剖面图, 最后得到地震波组震相到时信息。

地震波的波谱特征主要受震源、传输介质以及仪器响应的影响。一般认为地震波高频成分更容易被传输介质所吸收, 而气枪信号与背景噪声相比具有丰富的低频成分, 因此能够在地下进行远距离传播, 但随着距离的增加, 气枪信号可能会表现出不同的波谱特性。为了对两台站接收到的来自不同距离处的地震波信号进行波谱特征对比, 根据前人研

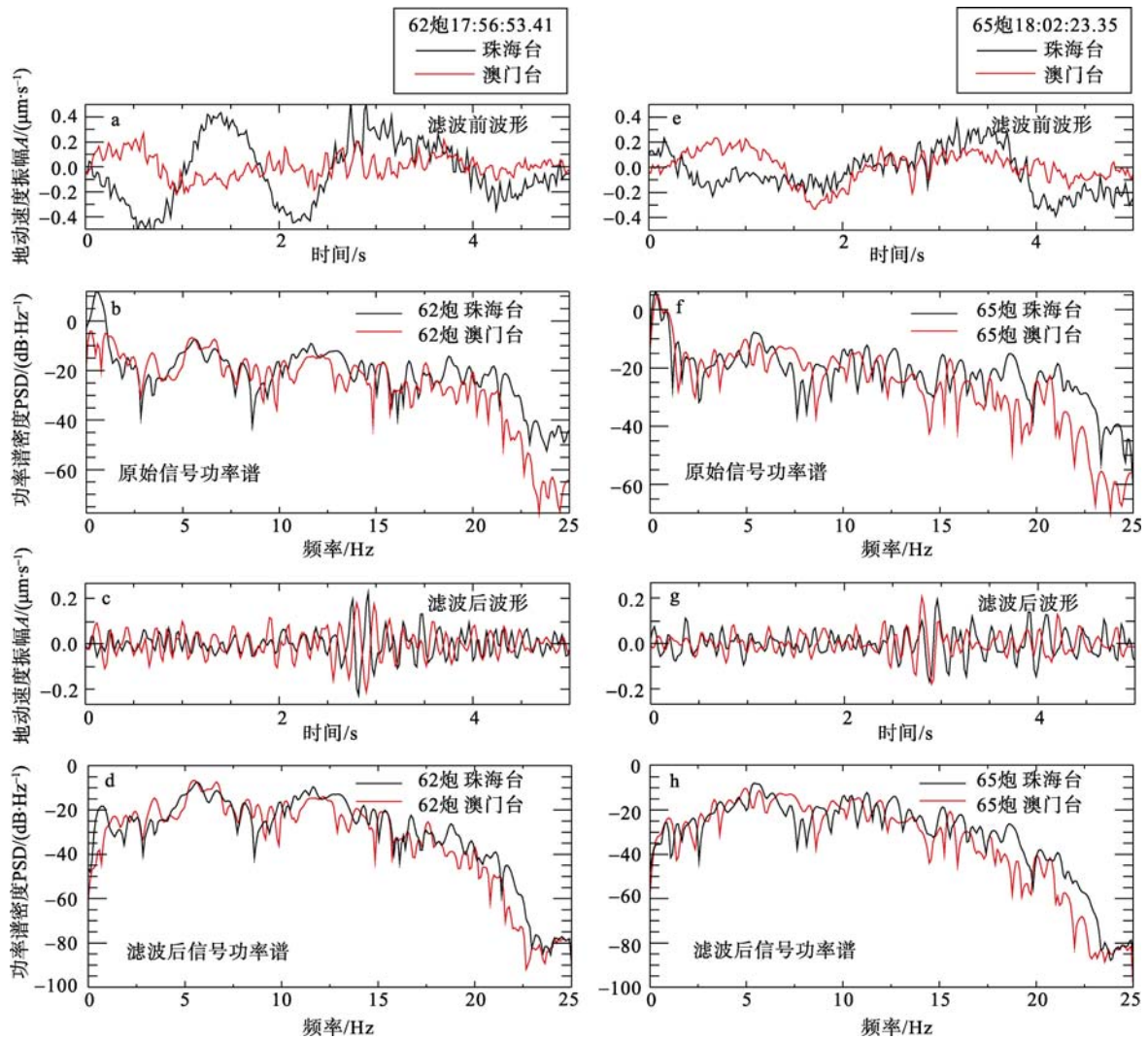


图3 测线1剖面62和65炮SAC气枪信号波形及波谱图

a、b 未经滤波的62炮SAC信号波形及功率谱；c、d 滤波后的62炮SAC信号波形及功率谱；e、f 未经滤波的65炮SAC信号波形及功率谱；g、h 滤波后的65炮SAC信号波形及功率谱。A：地动速度振幅；PSD：功率谱密度；带通滤波3—15Hz

Fig. 3 SAC air-gun signal of the 62nd and 65th shots received by Zhuhai and Macau stations along Profile 1

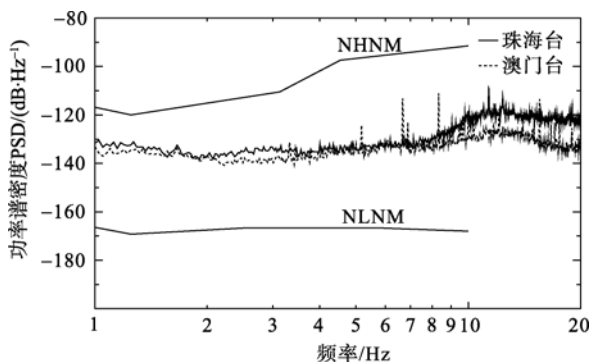


图4 珠海台与澳门台台基噪声功率谱密度曲线

NHNM和NLNM分别表示Peterson高低噪声曲线

Fig. 4 Curve for PSD of ground motion noise of Zhuhai and Macau stations' base

究方法^[8]，我们选取滤波后气枪信号清晰、容易分辨的测线1剖面数据对来自不同距离处的Pg和PmP波进行波形截取和功率谱分析。其中Pg波为地壳中

的回折波，能量比较强，而PmP波则是来自莫霍界面的反射波，总体上具有振幅能量强、较为连续可靠的特征。本次实验中只有澳门台接收到了两条测线的Pg震相，而PmP震相在各台站上均有记录。

图5—图7分别为来自不同距离处的Pg和PmP震相波形(未滤波)及功率谱。图5表明，随着传播距离的增加，Pg震相的功率谱变化不是很明显，这可能与测线1剖面的偏移距有关。由于几何扩散，气枪信号在各频段上的衰减速度随距离增加而减小^[8]，而此次海陆联测实验中测线1剖面的偏移距一般大于80km，因此在此范围内气枪信号衰减速度变得很慢，导致功率谱密度曲线变化不明显。同时Pg震相优势频段内的能量基本隐藏于背景噪声之中，较难进行有效辨识，需对其进行滤波等处理。图6和图7表明，不同距离处的PmP波功率谱密度在同一

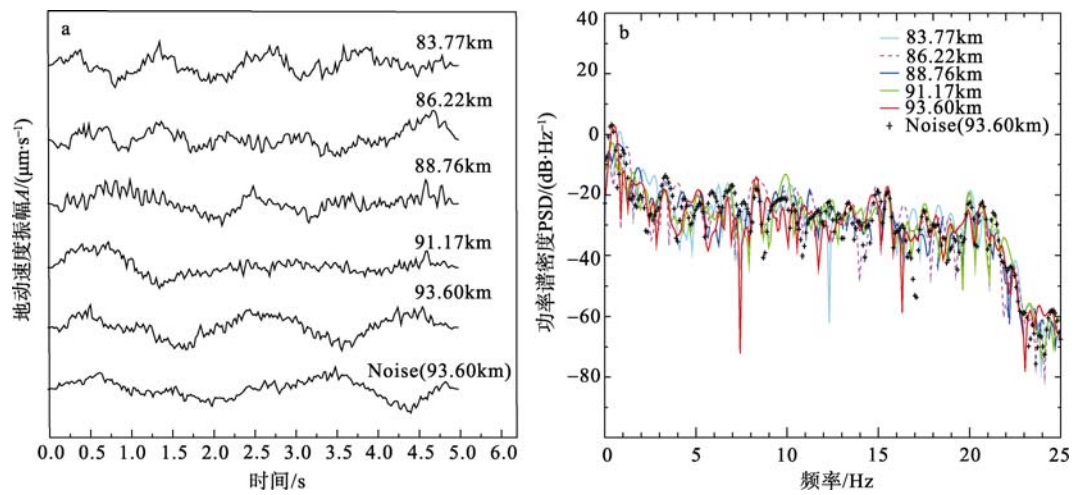


图 5 澳门台测线 1 剖面不同距离处的 Pg 震相波形(a)及功率谱密度(b)

Fig. 5 Pg waveform at Macau station in Profile 1 (a) and corresponding PSD analysis (b) under different offsets

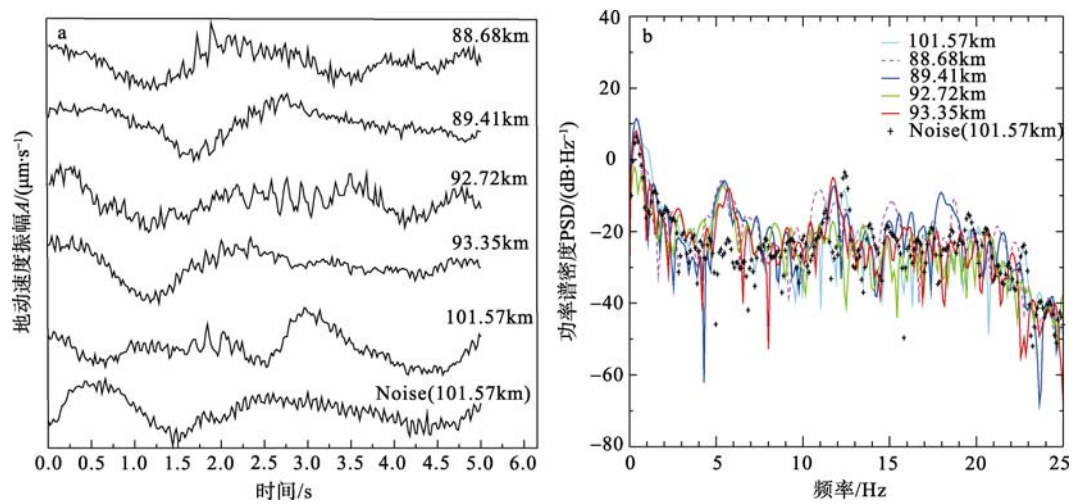


图 6 珠海台测线 1 剖面不同距离处 PmP 震相波形(a)及功率谱密度(b)

Fig. 6 PmP waveform at Zhuhai station in Profile 1 (a) and corresponding PSD analysis (b) under different offsets

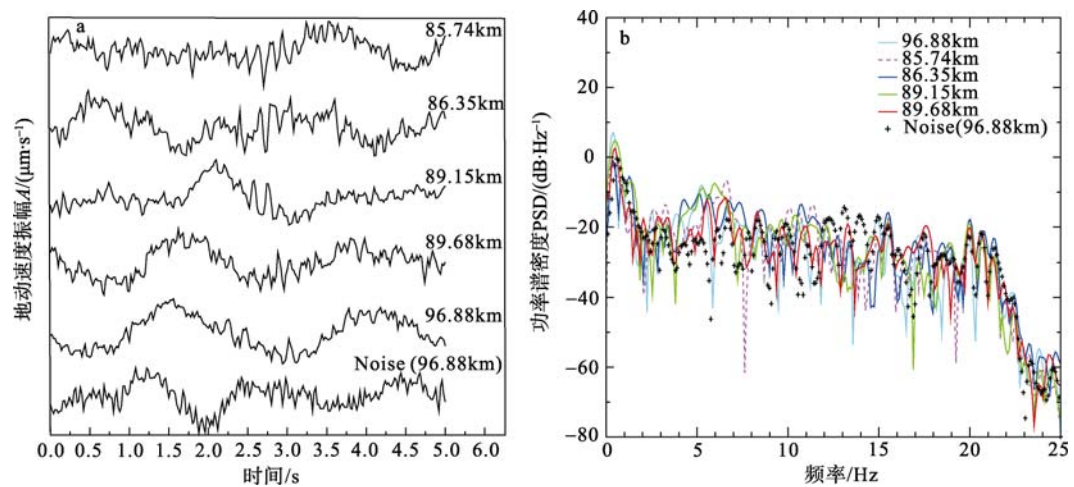


图 7 澳门台测线 1 剖面不同距离处 PmP 震相波形(a)及功率谱密度(b)

Fig. 7 PmP waveform at Macau station in Profile 1 (a) and corresponding PSD analysis (b) under different offsets

台站上基本无变化, 频带范围 4—12Hz, 优势频率为 4—8Hz 和 10—12Hz, 优势频段内的地震波能量位于噪声水平之上易于分辨, 而高频成分能量基本在背景噪声水平之下; 珠海台对优势频段内的地震波响应较为尖锐, 而澳门台则相对平缓, 具有 2—3 个主峰振幅值, 且高频成分衰减较快。气枪震源产生的地震波在传播 80km 距离后, 被不同台站接收, 在功率谱上仍能看到较为清晰的振幅, 说明气枪信号低频成分具有传播距离远、穿透深度大的特征。

1.4 震相特征对比

为了进一步对比两台站记录到的震相特征, 本文从同相轴形状、震相走时等方面对已识别出的 Pg 和 PmP 震相进行分析。图 8 为本次实验中两台站接收到的信号剖面及走时拾取图, 两台站中只有澳门台(图 8a 和图 8b)有较为明显的 Pg 震相显示, 接收距离分别为 82—95km 和 61—80km, 追踪距离也只达到 15—20km 左右, 而据夏少红等^[14]的研究, 测线 1 剖面中, 担杆岛地震台和铅矿凹地震台(图 1)可追踪 Pg 震相至 70km 以远, 这可能与不同炮检距以及地壳内部结构有关, 另外井中台站的高信噪比优势也会提高澳门台接收微弱 Pg 信号的能力。在图 8b 的 65km 处存在 Pg 波折合走时滞后跳跃的现象, 跳跃前 Pg 波的折合速度为 $6.2\text{—}6.3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 跳跃后其折合速度变为 $5.4\text{—}5.5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 这反映了往海区方

向沉积层突然变厚, 引起基底埋深的增大, 从而引起 Pg 波震相到时明显滞后^[14]; 图 8a 中 Pg 震相也有到时跳跃的现象, 出现位置基本位于 85km 处。

图 8a(澳门台)和图 8c(珠海台)中的 83km 和 87km 处 PmP 震相出现折合走时滞后的现象, 在测线 1 上的出现位置基本相同; 而图 8d 中的 70km(珠海台)处也出现 PmP 震相走时滞后跳跃, 在测线 2 上的出现位置基本与 Pg 震相(澳门台)相当。由上述分析可以看出, 不同震相出现走时跳跃的位置基本位于各测线上的相同地方, 另外根据夏少红等^[14]的研究, 此次海陆联测中的其他台站接收到的 PmP 震相也有类似情况, 因此推测其与地震波经过的深部地壳结构无关而是由测线下方沉积层的突然变厚引起的。

图 8a(澳门台)和图 8b(澳门台)中的 Pg 震相平均折合走时都在 1.0s 左右, PmP 震相走时则分别为 2.5s 和 3.3s; 而图 8c 与图 8d 中的 PmP 震相走时分别为 3.3s 和 4.0s 左右。相同台站接收到不同测线上的 Pg 震相走时相差并不明显, 而 PmP 震相却都有着 0.7s 左右的差异。这表明由于路径较短, 偏移距(5km 左右)对浅部的地震波走时影响不大, 而随着深度的增加, 地震波经过的路径变大, 走时出现明显差异。同时对比各台站地震波走时可以看出, 珠海台 PmP 震相走时始终比澳门台滞后 0.8s 左右, 通过以下的模拟推测这种差别是由珠海台下方速度结构引起的(图 9)。

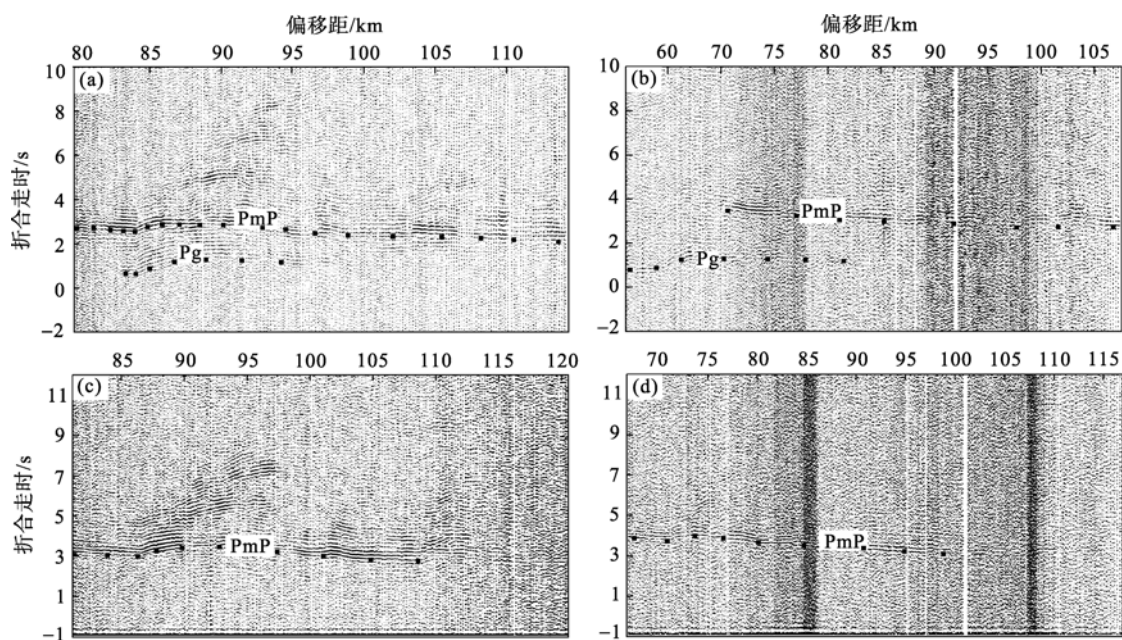


图 8 测线 1 和测线 2 剖面单台地震记录剖面及走时拾取图

a、b 测线 1 与测线 2 剖面的澳门台记录; c、d 测线 1 与测线 2 剖面的珠海台记录。图中黑点为拾取的震相

Fig. 8 Seismic station record sections and picked seismic phases along Profile 1 and Profile 2, respectively

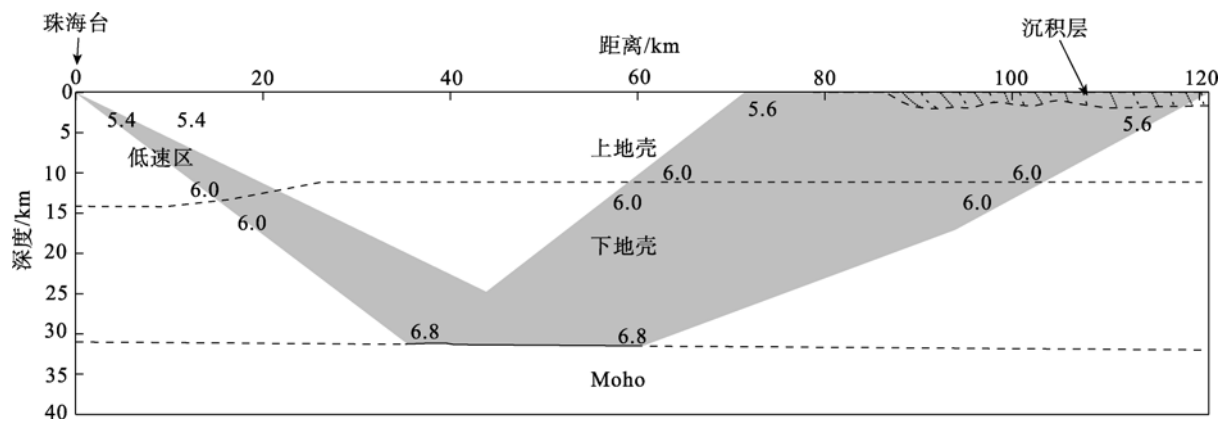


图9 珠海台下方及测线1剖面地壳速度结构

阴影部分为射线覆盖区域

Fig. 9 Crust velocity structure beneath Zhuhai station and along Profile 1

2 地壳结构正演模拟

从上述分析可知,不同类型的相邻固定台站所接收到的气枪信号主要受环境噪声及地下结构的影响,因此我们根据两台站拾取到的不同震相分别对它们对应的地下结构进行了对比分析,以此来探讨相邻固定台站接收的信号受地下结构的影响程度。本文使用文献[15]中的 RAYINVIR 程序进行射线追踪、走时拟合计算,通过不断调整初始模型来降低理论走时与观测走时的差异,最终使得所有震相总

的均方根走时残差(t_{rms})最小,获得了两台站的理论射线路径和测线1、测线2剖面的二维地壳结构模型。该区的水深和沉积厚度均参考夏少红等^[14]的研究。

图10为各台站的射线追踪及走时模拟图,由图可知,测线1剖面 and 测线2剖面分别在85km和67km处沉积层突然增厚,由0.5km增加到1—2km左右。沉积层的这种变化不仅在Pg震相上有所体现(图10a、c),在PmP震相上也有体现(图10b、d)。图10中的速度结构及莫霍界面深度基本相同,莫霍反射界面30—32km。测线1剖面中,珠海台对

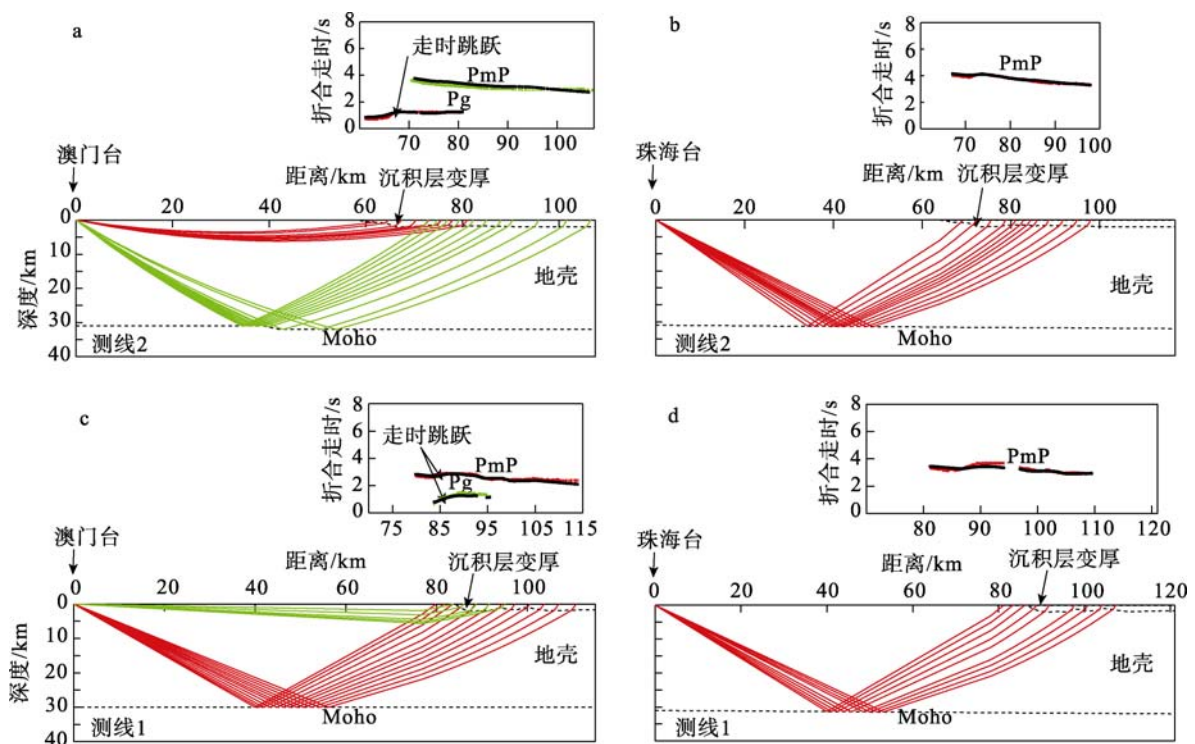


图10 射线追踪及走时模拟

a、b 测线2剖面澳门台与珠海台模拟; c、d 测线1剖面澳门台与珠海台模拟。黑色线为理论走时,其他颜色为不同震相的观测走时

Fig. 10 Ray-tracing diagram and travel-time calculation

应地壳的速度值从基底的约 $5.3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 到莫霍上界面的 $6.8\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 其地壳平均速度为 $6.05\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, 而澳门台为 $5.6\text{—}6.8\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 地壳平均速度 $6.2\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$; 测线 2 剖面中, 珠海台对应地壳的速度值从基底的约 $5.4\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 到莫霍上界面的 $6.8\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 其地壳平均速度为 $6.1\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右; 澳门台为 $5.7\text{—}6.8\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, 平均速度 $6.2\text{—}6.3\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 。因此可以看出, 无论是测线 1 还是测线 2, 拟合结果都显示: 澳门台对应地壳速度比珠海台高出 $0.2\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, 而莫霍界面深度和莫霍上界面速度基本相同。

珠海台与澳门台相距仅 12km, 对应的地震波在地壳下部的传播路径也基本重合, 但得到的速度结构却明显不同。由以上讨论可知, 两者的差异主要是来自于靠近台站或台站下方的地壳结构的不同, 而远离台站向海区域的地壳结构差别不大。由于澳门台属于井下地震仪, 信噪比较高, 其震相记录更为真实^[13], 因此本文以澳门台对应的地壳速度结构为参考, 推测珠海台下方地壳结构出现低速异常(图 9)。珠海地区基底以花岗岩为主, 花岗岩分布范围约占整个珠海陆地面积的 83.6%^[16]。其邻近珠江三角洲地区主要受 NEE 向构造活动影响, 各级断裂普遍发育, 多属于早期压剪、晚期张性的高角度正断层^[17-20], 断裂带的出现可能引起该区发育的花岗岩基底出现破碎, 或直接引起台站下方浅层地壳结构出现厚度和速度差异, 这些都会导致地壳平均速度的明显降低。如图 1, 深圳断裂正好穿过两台站之间区域, 航磁资料以及天然地震转换波调查显示^[21-22]该断裂带为一条切割康拉德界面甚至到达莫霍界面的深大断裂, 属于分隔两类明显不同、特征迥异的磁场区的天然界面, 为一清晰的磁性转换带, 其上下盘康拉德界面埋深急剧变化达 3km 左右, 历史上曾发生 5 级以上地震。图 1 中可以看出珠海台位于深圳断裂带的西北侧, 其接收的地震射线传播路径都穿过了断裂带, 而澳门台位于深圳断裂带的东南侧, 接收到的地震波都没有穿过断裂带, 因此推测深圳断裂带可能是引起珠海台震相走时滞后的主要因素。由于本次实验中的地震射线无法对台站附近地壳结构进行很好的约束, 为了进一步查明两台站

下方及附近区域的地壳结构, 还需要利用人工地震或天然地震方法对其地壳结构进行研究, 这将是下一步的工作。

3 讨论与结论

近年来出现的海陆地震联测实验利用海上气枪激发, 陆上地震台站接收信号, 从而探测海陆过渡区的地壳结构, 大大增加了海陆过渡区的地壳结构探明深度^[23-24], 这一技术在国内也有了初步发展^[25-26]。大容量气枪震源激发地震波具有传播距离长、穿透深度深、能量适中而且具有可连续重复的特点; 另外气枪信号在地下传播的过程中, 经过吸收衰减等复杂变化最终被不同台站接收, 其波形、频谱特征等也会产生相应变化, 而这种变化与地下结构、传播距离和接收仪器等因素有着密切关系。

本次实验中所用到的两个地震台站在仪器性能、台基附近速度结构等方面都存在差异, 澳门台属于井中观测台站并且频带较宽, 相对于地表观测台站珠海台来说, 具有高信噪比、高频能量低等特点, 在降低噪声水平、接收微弱信号等方面都更为优越, 因此能够接收到微弱的 P_g 震相。在分析了两台站接收到的环境噪声水平、气枪信号特征以及不同距离处 P_g 和 P_mP 震相的功率谱后, 发现其波形和频谱特征确有差别。珠海台由于受频带限制和高频噪声影响, 其接收信号波形扰动大, 高频能量也明显变大, 这可能是导致珠海台接收不到 P_g 震相的主要原因, 因此地震计的频带宽度在某种程度上决定了其接收信号质量的好坏; 地壳结构模拟表明, 台站附近速度结构对地震波震相的传播产生很大影响, 断裂带引起的基底破碎或上地壳厚度的变大都可能使台站接收的地震波震相走时变大, 对应的地壳平均速度降低, 另外这也可能是引起两台站对相同震源信号具有不同波形及波谱响应的原因之一。因此对不同台站接收气枪信号特征的研究能够帮助我们排除由于台站仪器性能、台基以及环境噪声等因素给地壳结构模拟带来的干扰, 从而使得我们能够获得更可靠的地壳深部结构模型。

参考文献

- [1] 何汉漪. 海上高分辨率地震技术及其应用[M]. 北京: 地质出版社, 2001, 52-77.
- [2] 陈颢, 朱日祥. 设立“地下明灯研究计划”的建议[J]. 地球科学进展, 2005, 20(5): 485-489.
- [3] 陈浩林, 全海燕, 於国平, 等. 气枪震源理论与技术综述: 上[J]. 物探装备, 2008, 18(5): 300-308, 312.
- [4] 陈浩林, 全海燕, 於国平, 等. 气枪震源理论与技术综述: 下[J]. 物探装备, 2008, 18(4): 211-217.

- [5] 杨光亮, 朱元清. 气枪震源深部探测子波模拟[J]. 大地测量与地球动力学, 2008, 28(6): 91–95.
- [6] 朱书阶. 气枪震源子波特征及应用研究[J]. 勘探地球物理进展, 2008, 31(4): 265–269.
- [7] 赵明辉, 丘学林, 夏少红, 等. 大容量气枪震源及其波形特征[J]. 地球物理学报, 2008, 51(2): 558–565.
- [8] 林建民, 王宝善, 葛洪魁, 等. 大容量气枪震源特征及地震波传播的震相分析[J]. 地球物理学报, 2008, 51(1): 206–212.
- [9] 吕金水, 叶春明, 黄剑涛, 等. 广东数字遥测地震台网的建设[J]. 华南地震, 2000, 20(4): 2–15.
- [10] 夏少红, 丘学林, 赵明辉, 等. 香港与珠三角地区海陆联合地震探测的数据处理[J]. 热带海洋学报, 2007, 26(1): 35–38.
- [11] 赵明辉, 丘学林, 夏戡原, 等. 南海东北部海陆联测地震数据处理及初步结果[J]. 热带海洋学报, 2004, 23(1): 58–63.
- [12] 郝春月, 郑重. 兰州台阵勘址测点的功率谱估计与分析[J]. 地震地磁观测与研究, 2002, 23(3): 53–58.
- [13] 张少泉, 杨懋源, 郭建民, 等. 深井观测地震波的研究[J]. 中国地震, 1992, 8(1): 83–94.
- [14] 夏少红, 丘学林, 赵明辉, 等. 香港地区海陆地震联测及深部地壳结构研究[J]. 地球物理学进展, 2008, 23(5): 1389–1397.
- [15] ZELT CA, SMITH R B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure[J]. Geophysical Journal International, 1992, 108: 16–34.
- [16] 曾新雄, 王万华. 低台地花岗岩残积土表层硬壳层的评价与利用[J]. 地下空间与工程学报, 2007, 3(2): 378–381.
- [17] 任镇寰, 任奔滔, 罗振暖, 等. 南海北缘北东东向构造活动性研究[J]. 地壳形变与地震, 1996, 16(2): 27–35.
- [18] 钟建强, 聂颂平. 珠江三角洲的活动断裂与区域稳定性分析[J]. 热带海洋, 1991, 10(4): 29–36.
- [19] 陈伟光. 珠江三角洲及其邻近海域第四纪地质与地震危险性[J]. 华南地震, 1998, 18(2): 58–62.
- [20] 黄玉昆, 陈家杰, 夏法, 等. 珠海市区域稳定性的构造分析[J]. 中山大学学报: 自然科学版, 1991, 30(2): 131–139.
- [21] 陈挺光. 深圳断裂带基本特征及其现今活动性[J]. 广东地质, 1989, 4(1): 51–61.
- [22] 孙杰, 贾建业, 詹文欢, 等. 深圳断裂带构造活动性分析[J]. 地球科学进展, 2007, 22(3): 234–240.
- [23] NAZARETH J J, CLAYTON R W. Crustal structure of the Borderland-Continent Transition Zone of southern California adjacent to Los Angeles [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B8): 2404.
- [24] MCINTOSH K, NAKAMURA Y, WANG T K, et al. Crustal-scale seismic profiles across Taiwan and the western Philippine Sea [J]. Tectonophysics, 2005, 401: 481–488.
- [25] 丘学林, 施小斌, 阎贫, 等. 南海北部地壳结构的深地震探测和研究新进展[J]. 自然科学进展, 2003, 13(3): 231–236.
- [26] CHENG W B, WANG C, SHYU C T, et al. Crustal structure of the convergent plate-boundary zone, eastern Taiwan, assessed by seismic tomography [J]. Geological Society of America Special Paper, 2002, 358: 161–176.