

冯梅, 安美建, Suzan van der Lee. 2008. 利用面波波形模拟探测中国大陆地壳和上地幔波速结构的分区特征. 地震学报, 30(2): 114-122.

Feng Mei, An Meijian, Suzan van der Lee. 2008. Region-related features of crustal and upper-mantle velocity structure of the Chinese mainland detected by surface waveform modeling. *Acta Seismologica Sinica*, 30(2): 114-122.

利用面波波形模拟探测中国大陆地壳 和上地幔波速结构的分区特征^{*}

冯 梅^{1),*} 安美建¹⁾ Suzan van der Lee²⁾

1) 中国北京 100081 中国地质科学院地质力学研究所

2) Department of Earth and Planetary Sciences, Northwestern University,
Evanston IL 60208-2150, USA

摘要 对穿过中国大陆东部、中部、北部和西部 4 个不同地区的 8 条地震射线路径的波形进行拟合分析, 反演得到了各路径下方的一维平均波速结构. 反演得到的地壳和上地幔波速结构表现出明显的分区特征, 该特征与已知的大地构造单元和已有的研究成果吻合较好. 表明面波波形拟合方法是一种可靠的探测地壳和上地幔波速结构的方法, 且比单纯利用基阶面波频散对上地幔结构探测更具优势.

关键词 面波波形模拟 分区特征 地壳和上地幔波速 中国大陆

文章编号: 0253-3782(2008)02-0114-09

中图分类号: P315.3⁺¹

文献标识码: A

Region-related features of crustal and upper-mantle velocity structure of the Chinese mainland detected by surface waveform modeling

Feng Mei^{1),*} An Meijian¹⁾ Suzan van der Lee²⁾

1) Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China

2) Department of Earth and Planetary Sciences, Northwestern University,
Evanston IL 60208-2150, USA

Abstract: The present study firstly analyzed surface waveform fittings for 8 wave paths crossing through four different regions of the Chinese mainland (eastern, central, northern and western China), and then inverted for 1D path-averaged S-velocities for such paths. The inverted crustal and upper-mantle S-velocities showed obvious region-related features, which are well consistent with known geotectonic units and previous research results. Such analyses showed that surface waveform modeling is a reliable method to get crustal and upper-mantle velocity structure. Furthermore, this method has a prominent

^{*} 基金项目 国家自然科学基金(40504011, 40674058)和中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费(DZLXJK200707)共同资助.

收稿日期 2007-10-25 收到初稿, 2008-01-21 决定采用修改稿.

⁺ 通讯作者 e-mail: mei_feng_cn@yahoo.com.cn

advantage in detecting upper-mantle structure compared with fundamental-mode surface-wave dispersion method.

Key words: surface waveform modeling; region-related feature; crustal and upper-mantle S-velocity; Chinese mainland

引言

相对 P 波而言, S 波震相提取难度大、观测误差大, 因此研究中往往不直接进行 S 波走时反演, 而是利用面波观测间接导出 S 波速度结构. 利用面波导出 S 波速度结构主要有两种方法: 一是利用面波的群速度或相速度频散曲线, 二是利用面波波形. 由于面波频散曲线分析较简单且不需要震源机制信息, 而面波波形的合成则需要准确的震源机制解, 而且计算量也远远大于频散曲线的读取, 所以在对中国大陆及邻区的地壳与上地幔 S 波速度结构的研究中, 面波频散方法得到了广泛的应用(冯锐等, 1981; Ritzwoller, Levshin, 1998; 徐果明等, 2000; Villaseñor *et al*, 2001; 朱介寿等, 2002; 何正勤等, 2002; Huang *et al*, 2003). 而利用面波波形的研究却很少(曹小林等, 2001; Lebedev, Nolet, 2003).

然而面波频散应用的局限性是显而易见的. 由于基阶面波的能量在整个面波波形中占据了主导作用, 因此很难获取高阶面波频散, 这就是为什么现有的中国大陆面波频散研究中很少用到高阶面波的原因. 而高阶面波恰恰对地球的深部结构更为敏感, 所以现有的基于基阶面波频散的 S 波波速结构在深部上地幔(200—660 km)的分辨率都是非常有限的. 例如 Villaseñor 等(2001)利用基阶面波对包括中国大部在内的中亚地区的研究深度也很难超过 200 km. 即使像朱介寿等(2002)利用长周期(200 s)基阶面波频散反演得到的中国大陆上地幔波速结构在 200—400 km 虽有一定的分辨率, 但其分辨率也远远小于其在深度小于 200 km 的分辨率. 而面波波形资料既包括基阶面波信息, 又包括对深部结构存在高敏感度的高阶面波信息. 早在 20 世纪 90 年代初期 Nolet (1990)以及 Gee 和 Jordan (1992)等已开始利用宽频数据的波形拟合来研究地球的上地幔结构. 随后由 Nolet (1990)提出的分块波形反演法(partitioned waveform inversion, 缩写为 PWI)在全球不同地区得到了很好地应用(Lebedev, Nolet, 1997, 2003; van der Lee, Nolet, 1997; Marone *et al*, 2004; Feng *et al*, 2007), 其中只有 Lebedev 和 Nolet (2003)覆盖了部分中国大陆地区. 曹小林等(2001)提出了与 PWI 类似的分块波形反演方法, 并将其尝试性地应用到中国南海海域的波速结构研究中, 这是国内首次利用面波波形进行的上地幔研究. 遗憾的是在 PWI 成功应用于美洲及欧洲等其它大陆的上地幔研究后, 至今仍没有应用于中国(东亚)大陆. 本文尝试性地将 PWI 面波波形模拟方法应用到 8 条穿过中国大陆不同地区射线路径的波形拟合中, 反演得到了各路径的平均波速结构. 通过对不同路径反演结构的对比分析, 证实了该方法在地壳和上地幔结构研究中的可靠程度及其重要性.

1 方法原理

面波波形模拟是利用 Nolet (1990)首次提出, 经 van der Lee 和 Nolet (1997)完善后的分块波形反演方法(PWI)来实现的. 对于每条从震源到台站的射线路径, 利用离散振型叠加技术, 对从基阶到前 20 阶高阶面波进行叠加即可合成包括面波和 S 波在内的理论面波

波形,然后将合成的理论波形与观测波形对比,迭代反演得到该条射线路径下方的一维平均 S 波速度结构. 本文在理论地震图的计算中选取全球模型 iasp91 (Kennett, Engdahl, 1991)作为初始模型,采取多次迭代非线性反演方法,每次迭代都以前一次迭代的输出模型作为初始模型进行下一次的波形拟合计算,直到波形拟合误差足够小.

图 1 给出了利用一次地震的震源机制解,通过振型叠加合成理论波形的一个实例. 虚线表示理论 S 波到时. 由上到下依次为基阶面波波形,基阶与第一阶高阶面波的合成波形,基阶与前两阶高阶面波的合成波形,以及基阶到前 19 阶总共 20 阶高阶面波的合成波形. 从该图可以看出,基阶面波只能反映出长周期面波波形,而随着合成波形所含面波的阶次越高,其波形的细节就反映得越好,尤其是当振型叠加到前 20 阶面波时完全可以很好地合成 S 波波形. 对这些由高阶面波合成的波形进行波速结构反演,即可得到比基阶面波

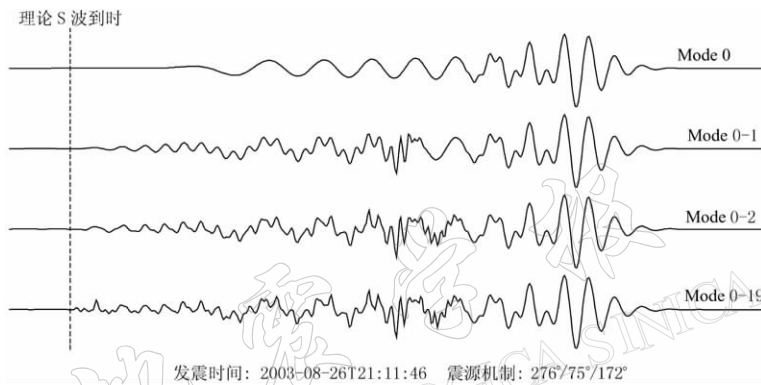


图 1 利用震源机制解通过振型叠加合成理论面波波形示意图

4 条波形图从上到下分别表示基阶面波波形 (Mode 0), 基阶和第一阶高阶面波的叠加波形 (Mode 0-1), 基阶和前两阶高阶面波的叠加波形 (Mode 0-2), 以及基阶和前 19 阶高阶面波的叠加波形 (Mode 0-19)

Fig. 1 Illustration of constructing synthetic waveforms by mode summation with focal mechanism

The four traces are respectively fundamental model surface waveform (Mode 0), synthetic waveform of the first two modes (Mode 0-1), synthetic waveform of the first three modes (Mode 0-2) and the synthetic waveform of the first twenty modes (Mode 0-19)

更为可靠的深部 S 波波速结构. 图 2 为不同阶次面波群速度 U 对不同深度剪切波速 β 的偏微分 ($\partial U / \partial \beta$), 该偏微分可表示面波对剪切波的敏感度 (或分辨率). $\partial U / \partial \beta$ 为 0 表示无论剪切波速结构如何变化, 面波 (群速度) 都不变化, 即面波对剪切波速不敏感; $\partial U / \partial \beta$ 不等于 0 表示随着剪切波速结构的变化面波 (群速度) 也会有相应的变化, 即面波对剪切波速敏感. 所以 $\partial U / \partial \beta$ 越偏离 0, 面波对剪切波速就越敏感. 这样从图 2 中就可以看出同一阶次的长周期面波对深部结构更敏感, 而短周期面波对浅部结构更敏感, 同时也显示面波阶次越高, 其对深部 S 波速结构越敏感 (敏感度越偏离 0). 因此本文采用高阶振型叠加方法 (叠加至前 20 阶) 合成理论的瑞雷波和 S 波波形, 然后通过理论地震波形与观测波形的迭代拟合来反演地壳和上地幔的波速结构. 关于 PWI 方法的具体描述参见 van der Lee 和 Nolet (1997) 文章.

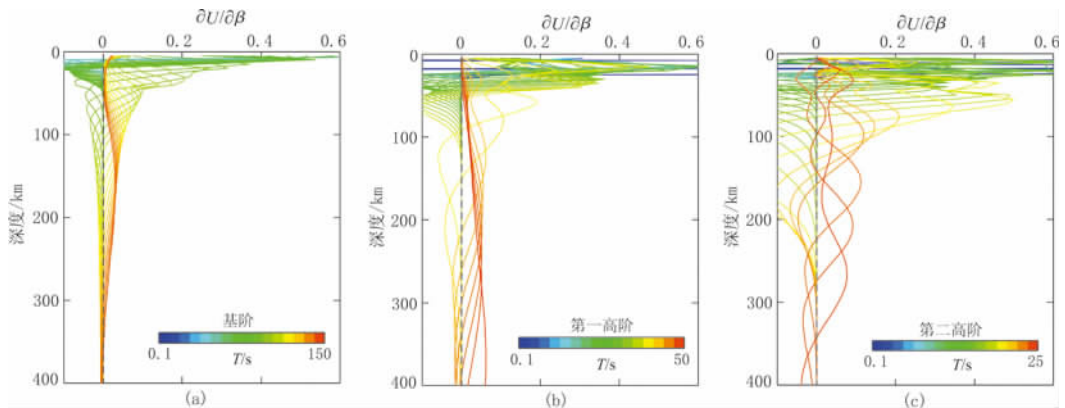


图2 基阶(a)、第一高阶(b)和第二高阶(c)瑞雷波群速度对不同深度S波速度结构的敏感度($\partial U/\partial \beta$)分布(每个子图中不同色彩表示同一阶次瑞雷波不同周期的敏感度曲线)

Fig.2 Sensitivity ($\partial U/\partial \beta$) of the fundamental-mode (a), first higher-mode (b) and second higher-mode (c) Rayleigh wave group velocity to S-velocity structure in different depth
For a same mode, the different colors represent sensitivities for different periods

2 数据及处理

鉴于本研究旨在通过波形模拟方法来反映中国大陆地壳和上地幔波速结构的分区特征,本文选取了8条穿过中国大陆东部、中部、北部和西部4个不同地区的地震射线的地震波形数据,其中每个地区有两条地震射线穿过.这些波形数据来自6个CDSN在中国大陆的固定宽频地震台站所记录到的两次大于5.5级地震.表1列出了这两次地震的震源参数以及记录到该地震并为本文提供波形数据的地震台站.理论波形合成所需的发震时间和震源位置取自于EHB目录(Engdahl *et al*, 1998),地震矩张量(震源机制解)取自于哈佛大学的CMT目录(Dziewonski *et al*, 1983).从表1可以看出,本文选取了两个震发地、震源深度和震源机制皆不相同的地震事件.其中地震A发生在中国华北,震源深度浅(13 km),而地震B发生在中国以西的阿富汗和塔吉克斯坦边境,震源深度较深(175 km).两次地震分别由4个地震台站记录(表1最后一列),形成了8条穿过中国大陆4个不同地区的地震射线.该8条地震波形数据即是本文的观测数据.

表1 地震震源参数和台站信息
Table 1 Earthquake source and seismic station information

地震	日期	发震时刻(UTC)	震中位置		震源深度	m_b	走向	倾角	滑动角	记录台站
	年-月-日	时:分:秒	$\lambda_E/^{\circ}$	$\varphi_N/^{\circ}$	/km		$^{\circ}$	$^{\circ}$	$^{\circ}$	
A	2004-03-24	01:53:48	118.28	45.38	13	5.6	167/352	28/62	86/92	MDJ, QIZ, KMI, LSA
B	2004-04-05	21:24:02	71.042	36.48	175	6.4	290/58	28/72	139/68	BJT, HIA, KMI, LSA

地震引起的地面震动位移通常是从原始观测波形中去除仪器响应得到的.但值得注意的是,在波形拟合时不能解释仪器响应稳定频率范围以外的信号,所以通常在观测波形中

去除仪器响应的同时还需要对地震信号作带通过滤预处理. 该带通频率范围应该比仪器响应稳定频率范围稍窄一些. 图 3 给出了波形数据处理步骤, 其中图 3d 显示了去除仪器响应和进行带通过滤预处理后的观测地震波形. 如前所述我们所采用的振型叠加方法只能很好地合成 S 波和面波, 所以对于预处理后的波形还需要选定时间窗来截取理论上可以拟合的波形段. 通常时间窗的起始位置选在 S 波震相到之前一点, 截止位置选在面波尾部(图 3d). 按给定时间窗截取出需要拟合的波形后, 需要再次经过带通滤波处理以便压制长周期噪音以及散射信号, 此时的带通频率应该比仪器稳定频率范围要窄得多, 对于区域地震波形通常选择为 0.006—0.06 Hz(图 3e). 对所有震源到台站的波形进行上述处理后与理论合成波形进行迭代拟合, 这样就可以反演得到震源到台站间的路径平均波速模型.

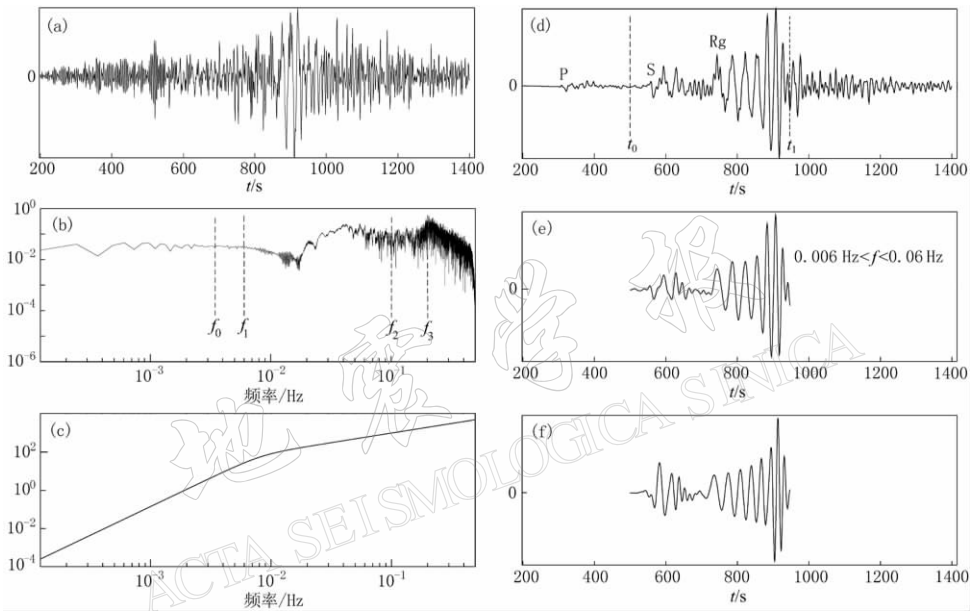


图 3 波形数据处理步骤

(a) 原始观测地震波形; (b) 观测波形的频率振幅曲线, 其中 f_0 — f_3 定义的是预处理带通过滤器的频率范围; (c) 仪器响应曲线; (d) 去除仪器响应并经过带通滤波后的观测波形, 其中 t_0 和 t_1 为选取的时间窗, 其间的波形(包括 S 波和面波)是需要拟合的波形; (e) 经过再次带通滤波和时间窗截取后的观测波形; (f) 用振型叠加合成的理论地震波形

Fig. 3 Waveform data processing steps

(a) Original observed waveform; (b) Observed waveform in frequency domain, where f_0 — f_3 defines the frequency band for pre-filtering; (c) Instrument response curve; (d) Observed waveform processed by band-pass filtering and deconvolved by instrument response, where t_0 and t_1 define the time-window of waveform (including S wave and surface wave) section to be fitted; (e) Observed waveform processed by further band-pass filtering and cut off by the time-window; (f) Synthetic waveform by mode summation

3 讨论及结果

图 4 为本文分析的 8 条地震射线分布, 图 5 为各射线的波形拟合以及相应的一维波速结构. 图 4 中每两条地震射线分别穿过了中国东部、中部、北部和西部. 下面就不同地区的波形拟合和波速结构特征分别加以描述和讨论.

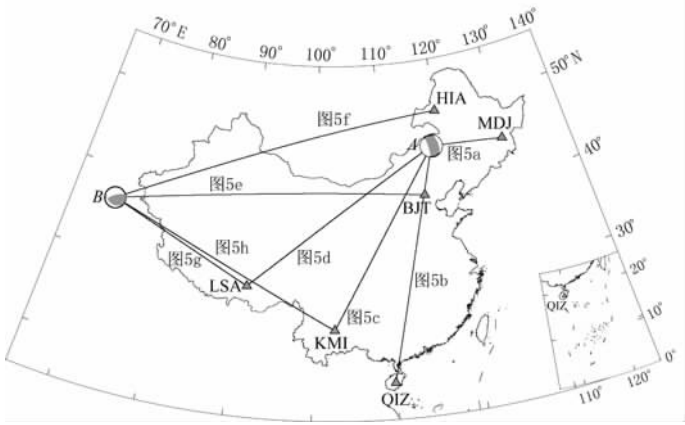


图 4 本文所分析的 8 条地震射线分布

Figure 4 Distribution of 8 seismic ray-paths analyzed in the present study

3.1 中国东部

图 5a, b 为穿过中国东部环太平洋地区(包括环太平洋构造域)两条地震射线的波形拟合及其波速结构. 其中图 5a 是从浅源地震 A 到牡丹江台(MDJ), 图 5b 是从浅源地震 A 到琼州台(QIZ). 从该子图中可以看出, 据 iasp91 计算得到的波形很难与观测波形拟合, 而据路径平均模型计算得到的波形却与观测波形拟合得很好. 这说明路径平均模型比 iasp91 模型能更好地代表研究区的区域结构. 此外两条穿过相似构造单元的射线表现出相似的一维路径平均波速结构. 总体看来, 中国东部环太平洋地区地壳厚度较薄(Moho 面深度小于 iasp91 全球平均模型的 35 km), 地壳波速结构与 iasp91 模型相似, 但 200 km 以上的上地幔波速较 iasp91 模型偏低. 这些结构特征与 Li 等(2006)的中国地壳厚度模型和 Huang 等(2003)的波速模型吻合得很好.

3.2 中国中部

图 5c, d 是穿过中国中部地区两条地震射线的波形拟合及其波速结构. 其中图 5c 是从浅源地震 A 到昆明台(KMI), 图 5d 是从浅源地震 A 到拉萨台(LSA). 该子图同样显示出基于路径平均模型的计算波形比基于 iasp91 的计算波形能更好地拟合观测波形. 虽然两条路径均横穿中国大陆中部, 但地震 A 到昆明台的路径主要穿过了华北地台和扬子地台, 该区域上地壳和部分岩石圈(100—200 km)显示出比 iasp91 更高的波速; 而地震 A 到拉萨台的路径穿过了相当一部分青藏高原, 其上地壳和岩石圈呈现出相对低速. 此外这两个一维波速模型显示出中国中部地壳厚度较东部有明显增厚. 跨越不同构造单元的路径平均模型的波速变化很大, 显示出中国中部地区波速结构存在明显的横向不均匀. 这与已有的中国大陆上地壳波速模型(冯梅, 安美建, 2007)和岩石圈波速模型(Huang *et al*, 2003)吻合得较好.

3.3 中国北部

图 5e, f 是穿过中国北部地区两条地震射线的波形拟合及其波速结构. 其中图 5e 是从深源地震 B 到北京台(BJT), 图 5f 是从深源地震 B 到海拉尔台(HIA). 虽然两条射线均穿过包括古亚洲构造域在内的几个不同的构造单元, 但以往的波速模型(Huang *et al*, 2003)显示中国北部波速结构的横向不均匀性小于中国中部, 而且深部的横向不均匀性小

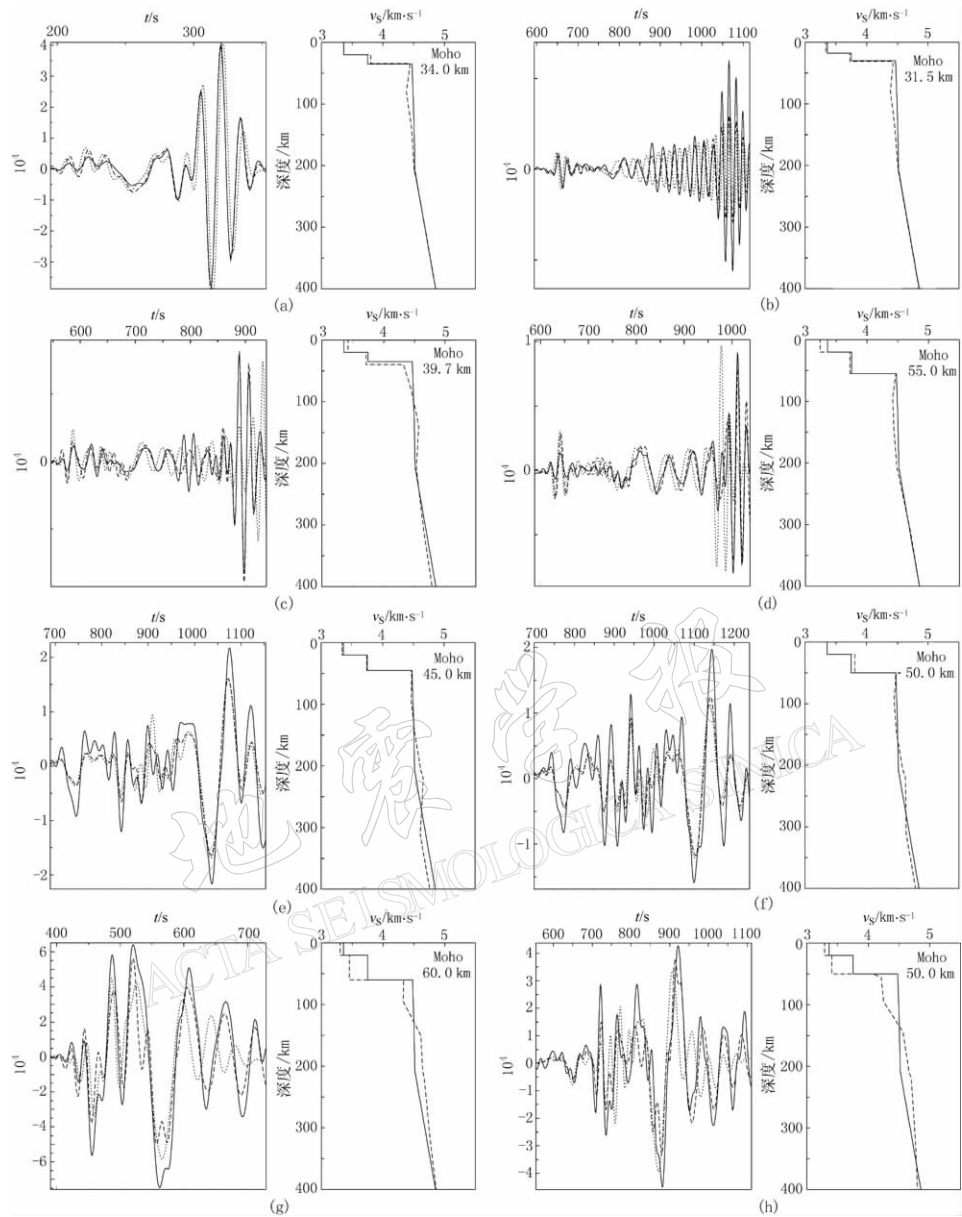


图 5 本文分析的 8 条地震射线的波形拟合以及相应的一维波速结构，其中射线主要穿过中国东部(a、b)、中部(c、d)、北部(e、f)和西部(g、h)

各子图中左列各波形拟合图中实线为观测波形，点线为基于 iasp91 的计算波形，虚线为基于路径平均模型的计算波形；右列各波速模型图中实线为 iasp91，虚线为反演得到的路径平均模型，右上角标注的是路径平均 Moho 面深度

Fig. 5 Waveform fittings (left column) and their 1D velocity models (right column) for the eight ray-paths analyzed in the present study. The two ray-paths crossed through the eastern China (a, b), through the central China (c, d), through the northern China (e, f), and through the western China (g, h)

In sub-figures on the left column, solid line denotes observed waveform, dotted line represents synthetic waveform from iasp91 model, dashed line is synthetic waveform from the path-averaged model and in sub-figures on the right column, solid line denotes iasp91 model, dashed line is the inverted path-averaged model and number in the top right corner is the path-averaged Moho depth

于浅部. 该图中两条不同的路径具有相似的上地幔结构和微弱不同的下地壳结构, 证实了前人的研究成果. 中国北部波速结构整体表现为地壳较厚, 地壳和上地幔波速变化不大, 以及结构比较均匀等特征.

3.4 中国西部

图 5g, h 显示的是穿过中国西部地区(包括特提斯构造域)两条地震射线的波形拟合及其波速结构. 其中图 5g 是从深源地震 B 到拉萨台(LSA), 图 5h 是从深源地震 B 到昆明台(KMI). 两条射线具有非常相似的射线路径, 所以两个路径的平均波速模型也表现出相似的特征. 其中地壳和上地幔顶部波速明显比 iasp91 低, 而深度大于 150 km 的上地幔波速比 iasp91 高. 中国西部整体表现为地壳很厚, 地壳和上地幔顶部波速很低, 而 150 km 以下上地幔表现为高速.

对比浅源地震 A 的波形(图 5a-d)和深源地震 B 的波形(图 5e-h)可以看出, 两者的波形明显不同. 由于面波在深部的高速介质中传播速度更快, 所以深源地震波形中面波与 S 波的到时差很小, 而且深源地震波形中通常携带了更多的地球深部结构信息, 这在我们波形模拟反演的波速结构中也有体现. 图 5 中利用地震 B 的波形反演得到的一维波速结构, 在 200—400 km 的波速扰动明显强于由地震 A 的波形反演得到的波速结构.

根据上述不同地区的波形拟合结果可以看出, 同一地区不同地震射线路径可能具有相似或不同的波速结构. 这主要取决于射线路径穿过的构造单元是否相同, 以及区域结构的横向不均匀性是否明显. 上述穿过中国中部的两个波速模型差别很大, 而东部、北部和西部各地区中两个波速模型却很相似. 另外, 地区与地区之间的波速模型一定程度上也反映了波速结构的分区特征, 如中国东部地壳厚度薄, 中部和北部地壳厚度有所增加, 西部地壳厚度最厚, 这体现出了中国地壳厚度东薄西厚的特征. 区别于中国其它地区, 中国西部地壳和上地幔顶部具有明显的低速异常. 总之, 利用面波波形模拟, 通过多次迭代, 计算波形与观测波形都能很好地拟合, 而且反演得到的波速模型能够反映中国大陆波速结构的分区特征.

4 结论

本研究选取了 8 条穿过中国大陆不同地区典型大地构造单元(如特提斯构造域、扬子地台、华北地台、古亚洲构造域、环太平洋构造域等)的路径, 并对其进行了面波波形模拟分析及波速结构反演. 反演结果与已有的地壳厚度和上地幔波速结构研究结果非常吻合, 并且不同地区的波速结构能够反映一定的分区特征, 从而证实了面波波形模拟是一种用于研究地壳及上地幔 S 波波速结构的可靠方法. 本研究的另一个意义在于分析并利用了高阶面波波形在深部结构的敏感度优于基阶面波频散的特点; 反演得到了包括深度在 200—400 km 的波速结构, 而常规的基阶面波频散反演很难在这个深度得到可靠的波速结构.

感谢国家地震科学数据共享中心和 IRIS 数据管理中心(DMC)提供的数据资料. 本文所有图件均利用 GMT 制作完成.

参 考 文 献

曹小林, 朱介寿, 赵连锋, 曹家敏, 洪学海. 2001. 南海及邻区地壳上地幔三维 S 波速度结构的面波波形反演[J]. 地震

- 学报, **23**(2): 113-124.
- 冯梅, 安美建. 2007. 中国大陆中上地壳剪切波速结构[J]. 地震学报, **29**(4): 337-347.
- 冯锐, 朱介寿, 丁韞玉, 陈国英, 何正勤, 杨树彬, 周海南, 孙克忠. 1981. 利用地震面波研究中国地壳结构[J]. 地震学报, **3**(4): 336-350.
- 何正勤, 丁志峰, 叶太兰, 孙为国, 张乃玲. 2002. 中国大陆及其邻域的瑞利波群速度分布图象与地壳上地幔速度结构[J]. 地震学报, **24**(3): 252-259.
- 徐果明, 李光品, 王善恩, 陈虹, 周虎顺. 2000. 用瑞利面波资料反演中国大陆东部地壳上地幔横波速度的三维结构[J]. 地球物理学报, **43**(3): 366-376.
- 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 严忠琼, 曹小林. 2002. 东亚及西太平洋边缘海地震高分辨率层析成像[J]. 地球物理学报, **45**(5): 646-664.
- Dziewonski A M, Friedman A, Giardini D, Woodhouse J H. 1983. Global seismicity of 1982: Centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **33**: 76-90.
- Engdahl E R, van der Hilst R D, Buland R. 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for detph determination[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 722-743.
- Feng M, van der Lee S, Assumpção M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves[J]. *J Geophys Res*, **112**: B04312, doi:10.1029/2006JB004449.
- Gee L S, Jordan T H. 1992. Generalized seismological data functionals[J]. *Geophys J Int*, **111**(2): 363-390.
- Huang Z, Su W, Peng Y, Zheng Y, Li H. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions[J]. *J Geophys Res*, **108**(B2): 2 073, doi:10.1029/2001JB001696.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophys J Int*, **105**: 429-465.
- Lebedev S, Nolet G. 1997. The upper mantle beneath the Philippine Sea region from waveform inversions[J]. *Geophys Res Lett*, **24**(15): 1 051-1 054.
- Lebedev S, Nolet G. 2003. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography[J]. *J Geophys Res*, **108**(B1): 2 048.
- Li S L, Mooney W D, Fan J C. 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data[J]. *Tectonophysics*, **420**: 239-252.
- Marone F, van der Meijde M, van der Lee S, Giardini D. 2004. Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region[J]. *Geophys J Int*, **158**: 109-130.
- Nolet G. 1990. Partitioned waveform inversion and two-dimensional structure under the Network of Autonomous Recording Seismographs[J]. *J Geophys Res*, **95**: 8 499-8 512.
- Ritzwoller M H, Levshin A L. 1998. Eurasian surface wave tomography: Group velocities[J]. *J Geophys Res*, **103**(B3): 4 839-4 878.
- van der Lee S, Nolet G. 1997. Upper-mantle S velocity structure of North America[J]. *J Geophys Res*, **102**: 22 815-22 838.
- Villaseñor A, Ritzwoller M H, Levshin A L, Barmin M P, Engdahl E R, Spakman W, Trampert J. 2001. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities[J]. *Phys Earth Planet Ints*, **123**: 169-184.