中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 11 期: 2440 ~ 2450
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动

王琼[①②], 高原[①*]

① 中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036;
② 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
* 联系人, E-mail: gaoyuan@seis.ac.cn

收稿日期: 2013-11-15; 接受日期: 2014-04-18; 网络版发表日期: 2014-10-21
国家自然科学基金项目(批准号: 41174042)和地震行业科研专项项目(编号: 201008001)资助

摘要 为研究青藏东南缘的速度结构及其与地震的关系, 本研究使用云南区域地震台网的 55 个宽频带地震台站连续地震背景噪声数据, 采用双台站互相关方法获得瑞利面波经验格林函数, 提取相速度频散曲线, 根据面波层析成像反演得到云南地区周期 5~34 s 范围内相速度分布图像. 反演结果揭示研究区地壳及上地幔速度结构存在明显横向不均匀性. 短周期(5~12 s)相速度异常与研究区内沉积层厚度、结晶基底埋深等区域地质构造有密切的关系; 16~26 s 周期内由红河断裂、小江断裂和剑川断裂围成的"川滇菱形块体"内呈现大范围的低速异常, 至 30~34 s 时"川滇菱形块体"下方又变为高速异常, 纵观整个范围川滇菱形块体内相速度的变化情况, 暗示中下地壳处的低速异常区很可能就是青藏高原下地壳流的通道. 1970 年以来的地震活动显示, 云南区域强震活动空间分布不均匀, 具有比较显著的块体活动特点, 但大多数集中在上地壳, 除滇中块体外, 地震主要发生在高低速分界面和低速异常区, 震级一般不超过 7 级. 在深度 15~30 km 范围内, 5 级以上强震的数量很少, 但 7 级以上地震却集中在这个深度范围, 主要发生在高低速分界面并更深入到相对高速的异常体内.

关键词
青藏东南缘
云南地区
背景噪声
互相关
瑞利波
面波层析成像
地震活动

约 50 万年以来, 印度板块与欧亚板块的相互碰撞、挤压形成了如今的青藏高原(Yin 和 Harrison, 2000). 青藏高原的隆升伴随着复杂的构造变形运动和深部动力过程, 基于其不同的隆升和变形机制, 地球科学家们陆续提出多种板块碰撞模式, 最为典型的就是 Tapponnier 等(1982)的"挤出说"或"逃逸说"和 England 等(1986)的"连续变形"的运动模式. 由于地球物理学证据可以对这些模型进行一定约束, 人们开始对青藏高原及其周缘地壳上地幔结构开展了大量研究(Royden 等, 1997; Yuan 等, 1997; Hirn 等, 1995; Mcnamara 等,1994; Tapponnier 等, 1990; Chen 和 Molnar, 1981; Molnar 和 Chen, 1978; Zhang 等, 2011; Tian 和 Zhang, 2013), 期望为青藏高原的研究提供更多的依据.

相对于平坦的青藏高原中部, 由于受到多个不同块体的相互碰撞, 青藏高原东南缘地区具有更加

中文引用格式: 王琼, 高原. 2014. 青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动. 中国科学: 地球科学, 44: 2440–2450
英文引用格式: Wang Q, Gao Y. 2014. Rayleigh wave phase velocity tomography and strong earthquake activity on the southeastern front of the Tibetan Plateau. Science China: Earth Sciences, 57: 2532–2542, doi: 10.1007/s11430-014-4908-2

复杂的构造运动和强烈的构造变形, 深大断裂十分发育, 地壳较为破碎. 该地区地震活动十分频繁, 是研究现今构造运动大陆强震孕育背景和预测未来强震危险区的重要场所. 本研究区域位于青藏高原东南缘, 研究区可以简单划分为以下块体: 滇缅泰块体、印支块体、滇中块体及滇东块体. 区域内发育较大的断裂, 有南北向为主的怒江断裂、澜沧江断裂、程海断裂和小江断裂; 有北西-南东向的楚雄-通海断裂和红河断裂等(图 1), 这些断裂构成了云南地区的主要构造格局. 由于特殊的构造环境和频繁的地震活动, 近年来在地质勘察、人工地震探测、地震层析成像、地震活动性和地震各向异性等方面取得了不少重要研究进展(徐强等, 2009; 李永华等, 2009; 胡家富等, 2005; 高原等, 2004; 王椿镛和皇甫岗, 2000; Shi 等, 2012; He 等, 2005; Flesch 等, 2005; Wang 等, 2001; Yin 和 Harrison, 2000; Chen 等, 2013; Wu 和 Zhang, 2012), 为青藏高原东南缘地壳和上地幔结构研究的深入奠定了基础, 为板块运动和青藏高原隆升机制等诸多地球动力学问题提供了新的思路和证据.

噪声层析成像是近几年新发展起来的技术, 相比于地震面波, 噪声成像的主要优点是不依赖于震源位置, 可以获得较多短周期频散数据, 对地壳浅层分辨能力有大幅度提高(王琼和高原, 2012), 因此, 利用背景噪声进行浅层面波成像得到广泛应用(房立华等, 2009; Lin 等, 2008; Zheng 等, 2008; Shapiro 等, 2005; Nikolai 等, 2005; Wapenaar 等, 2004). 瑞利(Rayleigh)波包含相速度和群速度两种不同的速度表示, 目前使用这两种速度频散已有不少研究成果, 但曾融生等(1963)认为在研究不同地区地壳结构的相对变化时相速度方法比群速度方法更准确. 一些研究也已开展了云南地区的地震层析成像. 例如, Yao 等(2010)利用背景噪声和地震面波联合反演方法, 得

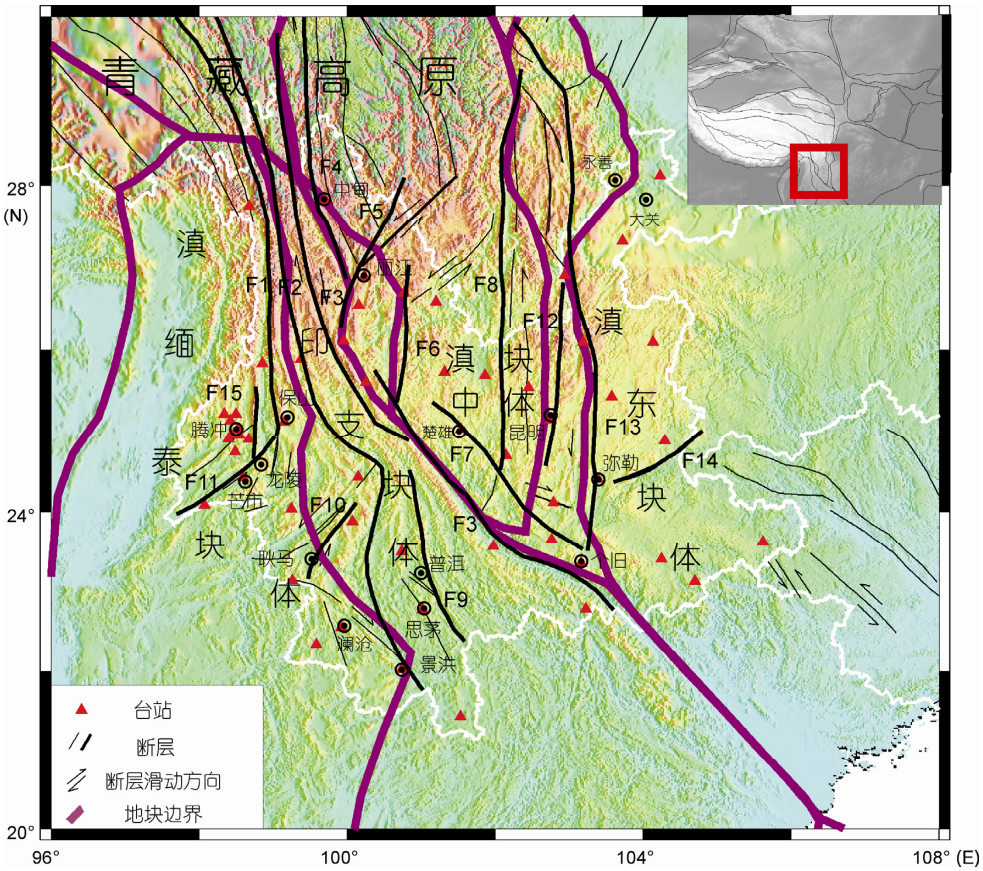

图 1　青藏高原东南缘构造背景和台站分布图

F1, 怒江断裂; F2, 澜沧江断裂; F3, 红河断裂; F4, 中甸断裂; F5, 丽江-宁蒗断裂; F6, 程海断裂; F7, 楚雄-通海断裂; F8, 易门断裂; F9, 无量山断裂; F10, 南汀河断裂; F11, 龙陵断裂; F12, 普渡河断裂; F13, 小江断裂; F14, 弥勒-师宗断裂; F15, 腾冲断裂

到青藏高原东南缘地区 Rayleigh 面波相速度图像, 进而反演了三维S波速度结构, 其结果的横向分辨率为1°. 要详细了解青藏高原东南缘地区, 特别是强震频发的云南地区的地壳特性, 对其地壳增厚方式、低速层分布及其物质流动方式等诸多科学问题进行探讨, 对存在争议的地球物理学模型进行进一步讨论, 还需要对研究区壳幔结构开展更加细致的研究.

本文利用云南地区宽频带数字地震台网的背景噪声数据, 将研究区划分为0.5°×0.5°的网格, 反演得到云南地区 5~34 s 周期相速度分布图像, 并结合已有地质与地球物理研究成果, 对速度分布、横向变化及其地质特征进行了探讨, 同时结合云南地区强震分布, 进一步研究了该区相速度和地震分布之间的关系.

1 资料和方法

研究收集了云南省区域台网 55 个宽频带地震台站(图 1)在 2009-01~2011-10 期间 2 年零 10 个月的连续地震噪声记录, 进行噪声层析成像研究.

关于噪声成像的理论和方法不少文献已做过详细介绍(Bensen 等, 2007; Shapiro 和 Campillo, 2004; Campillo 和 Paul, 2003; Lobkis 和 Weaver, 2001), 这些研究结果是本文工作的理论依据. 本文的数据处理过程是根据 Yao 等(2006)发展起来的利用背景噪声提取瑞利波相速度的方法, 由于研究中需要提取瑞利波格林函数, 因此只是使用瑞利波能量较强的垂直分量地震记录. 主要流程包括: 单台数据预处理、数据互相关和叠加、提取瑞利波相速度频散曲线和相速度层析成像.

1.1 单台数据预处理

单台数据预处理需要对各台站的数据进行重新降频采样(5 Hz), 然后去均值、去倾斜分量和带通滤波(5~50 s), 利用滑动绝对平均法进行时间域归一化处理, 以有效减少地震信号对互相关计算结果的影响(Bensen 等, 2007), 单台数据预处理后的波形如图 2(c)所示.

1.2 台站对间噪声数据的互相关及经验格林函数

单台数据预处理完毕后, 再对任一台站对的背

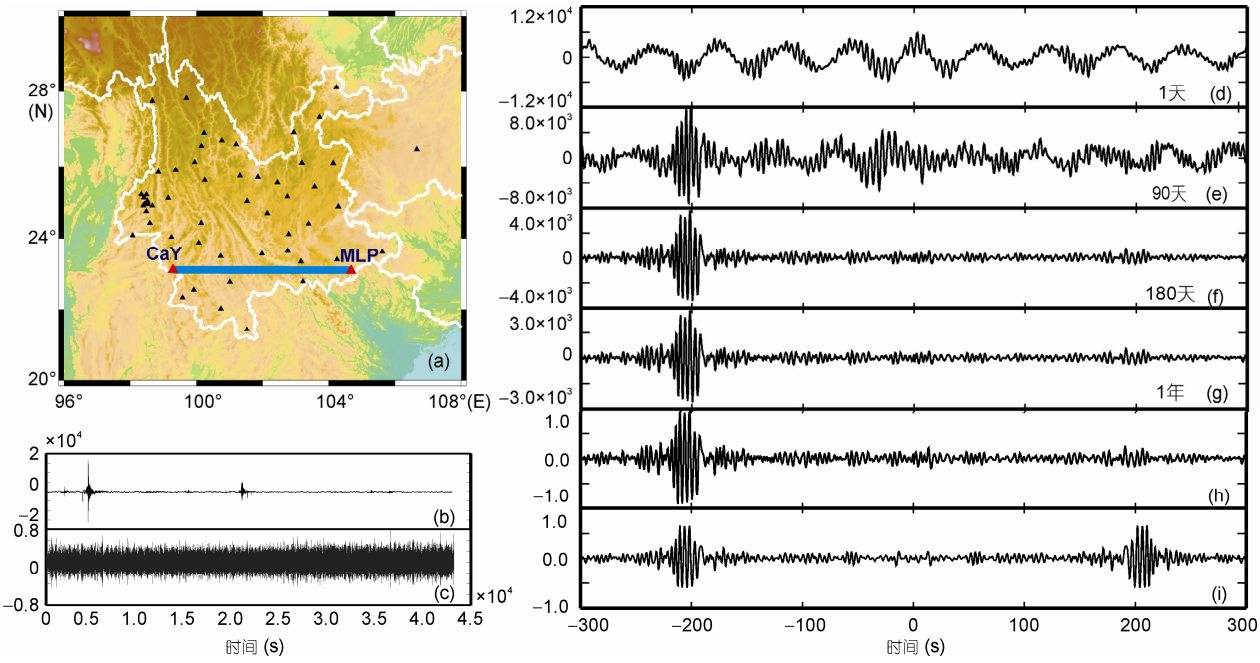

图 2 台站对 CaY-MLP 经验格林函数(EGF)获取示意图

(a) 台站 CaY 和 MLP 的位置图; (b) 台站 CaY 其中一天的原始数据波形; (c) 对原始数据进行单台预处理后的波形; (d) 1 天数据的互相关函数; (e)~(g) 由不同天数的互相关函数叠加得到的波形; (h) 由互相关函数计算得到的经验格林函数; (i) 对得到的正负时间轴的经验格林函数波形的正负分量取均值, 得到经验格林函数的对称分量

景噪声数据进行互相关计算, 为了保证结果可靠性, 文中使用 1 年的数据进行叠加, 图 2(d)~(g)显示了不同时间长度叠加后的互相关函数, 从图中可以看到, 随着时间长度的增加, 互相关函数也越来越清晰.

理论证明, 在均匀散射场中, 任意两点间的经验格林函数可由这两点连续记录位移的互相关函数中提取出来(李昱等, 2010):

$$\frac{\mathrm{d}C_{\mathrm{AB}}(t)}{\mathrm{d}t} = -\hat{G}_{\mathrm{AB}}(t)+\hat{G}_{\mathrm{BA}}(-t)\approx -G_{\mathrm{AB}}(t)+G_{\mathrm{BA}}(-t),\ -\infty\leqslant t\leqslant\infty, \tag{1}$$

式中, $C_{\mathrm{AB}}(t)$为台站 A 和台站 B 环境噪声的互相关函数; $G_{\mathrm{AB}}(t)$为台站 B 的精确格林函数(以 A 为源); 则 $G_{\mathrm{AB}}(-t)$则是台站 A 的逆向格林函数(以 B 为源); $\hat{\mathrm{G}}_{\mathrm{AB}}(t)$ 和 $\hat{\mathrm{G}}_{\mathrm{BA}}(-t)$ 表示相应的经验格林函数, t 表示时间.

与李昱等(2010)研究相似, 我们发现互相关波形存在正负时间轴分量不对称现象(图 2(g)), 这种不对称分布主要是由于台站两侧噪声源分布不均匀造成的. 为此, 根据前人研究证明(Lin 等, 2008; Zheng 等, 2008), 将所得的正负时间轴的互相关波形的正负分量取均值, 可以得到互相关波形的"对称"分量. 这不但能够降低噪声源分布不均匀造成的影响, 而且可以同时提高信号的信噪比. 综上, 本文中首先将正负时间轴的互相关波形求时间导数, 再将得到的正向和逆向求导结果做平均, 从而得到对称的经验格林函数(图 2(i)), 并在接下来的计算中使用该对称分量. 图 3 展示了以个旧台(GEJ)为例所得到的台站对间的经验格林函数结果.

1.3　相速度频散曲线提取

频散曲线的提取采用的是 Yao 等(2005)提出的一种基于图像分析技术的相速度频散曲线快速提取方法, 相比于传统的等值线描点法, 该方法可以快速追踪整条频散曲线, 同时能够提高相速度频散曲线的测量精度. 为了确保层析成像结果的可靠性, 我们基于信噪比测试和台站间距对频散曲线进行筛选. 首先计算经验格林函数的信噪比(SNR), 定义信噪比为信号窗口振幅最大值与噪声窗口振幅平均值的比值, 其中, 噪声窗口为信号窗口后 150 s 范围(图 4). 本研究取 SNR≥5. 此外, 对各周期, 剔除了台间距

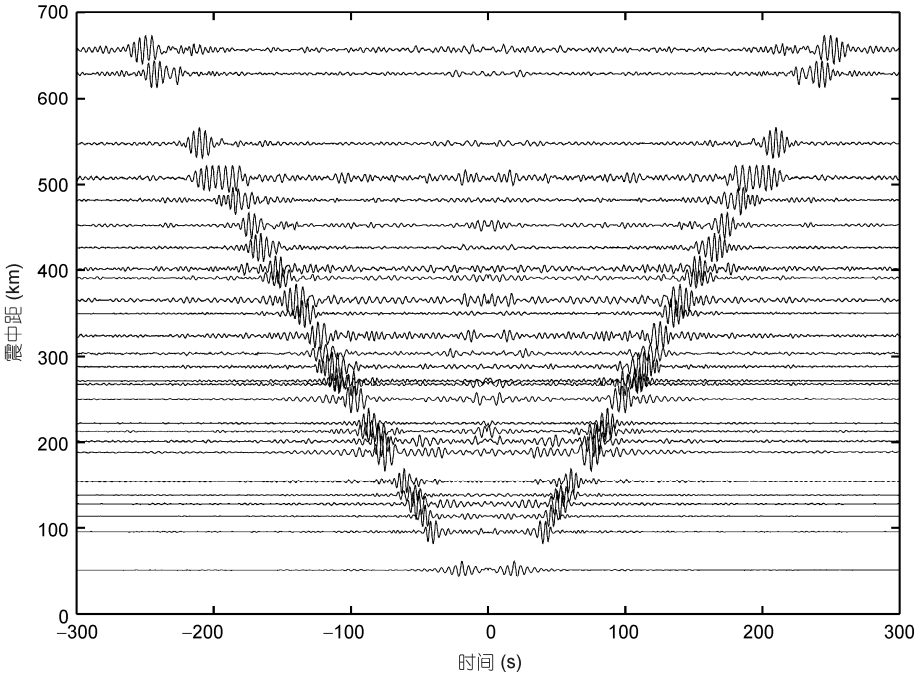

图 3　个旧台(GEJ)与其他台站互相关结果图

经过 5~50 s 带通滤波, 其中纵坐标代表台站 GEJ 和其他台站的震中距离

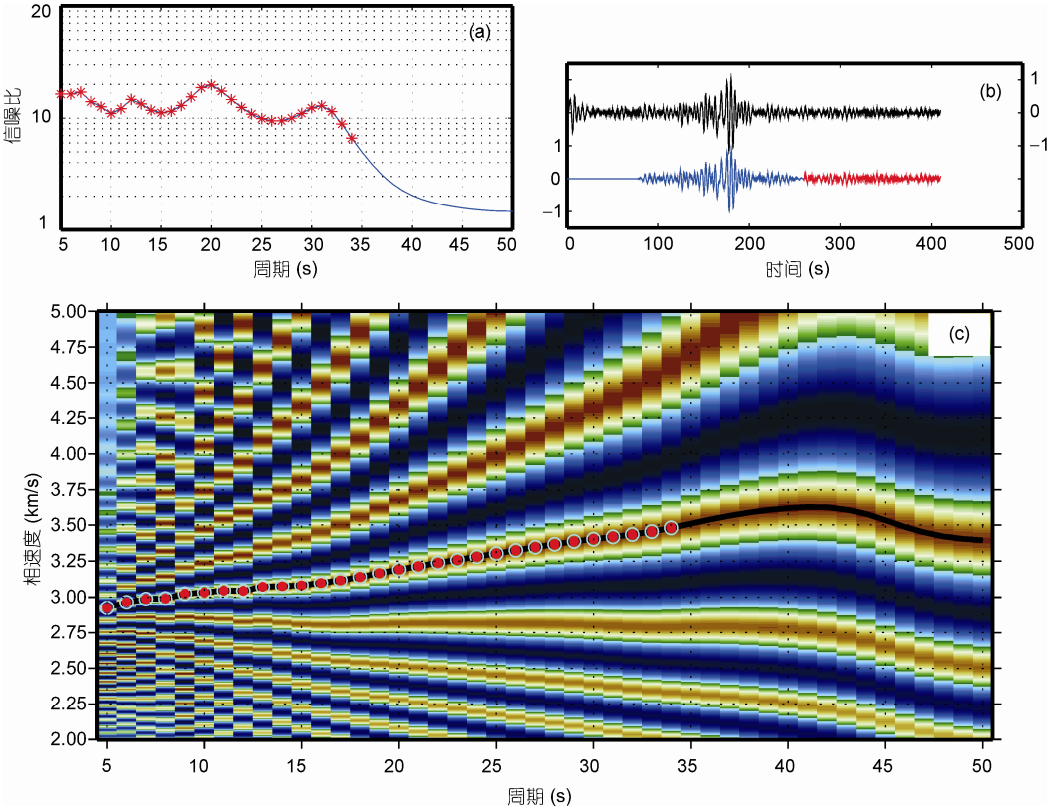

图 4　台站对 GEJ-MaS(个旧台与芒市台)相速度频散曲线测量示意图

(a)不同周期对应的 SNR 值大小，红色星号表示 SNR≥5 的频散点; (b)上方黑色波形表示经验格林函数，下方表示加时间窗之后的波形，蓝色表示信号窗口，红色表示噪声窗口; (c)相速度频散曲线测量(黑色实线)图，红色圆点标示出所提取的频散点

小于 3 倍波长的记录. 经过筛选，在 5~34 s 范围内，对于 55 个台站，共得到 3072 条瑞利波相速度频散曲线，各个周期的射线路径数目和对应的平均速度如图 5 所示. 图 5 显示在主要的研究周期内都得到了足够多的频散曲线，有效地保证了后期反演结果的准确性. 得到各个周期频散曲线之后，进而利用 Tarantola 非线性反演方法(Tarantola 和 Valette, 1982)，反演得到研究区域 5~34 s 周期 Rayleigh 面波的相速度分布图像.

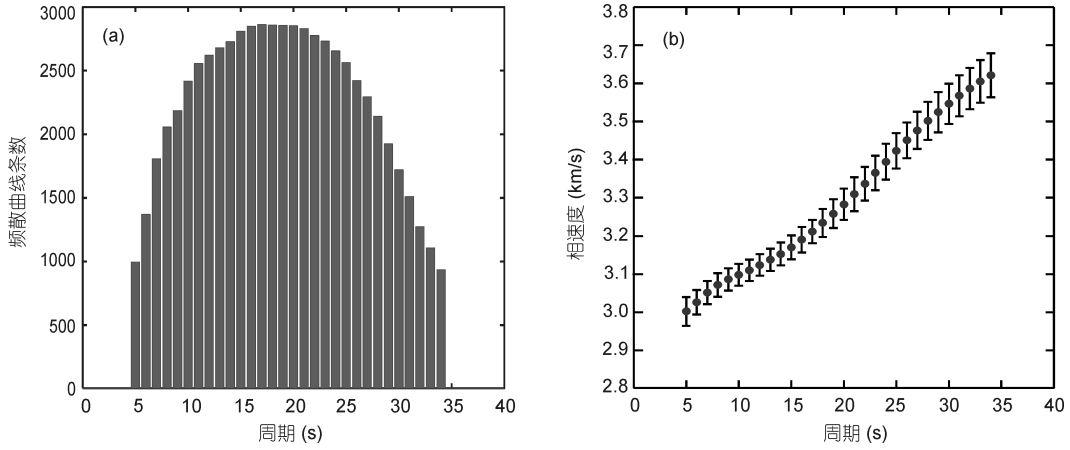

图 5　不同周期瑞利波射线路径统计(a)与各个周期平均相速度值及对应的误差(b)

1.4　检测板测试

为了验证层析成像结果的可靠性，通常使用检测板测试对台站分布和射线路径的影响进行检测. 检测板测试通过给定理论速度模型，按照实际的射线分布计算理论走时，再加上一定的速度扰动，作为观测走时，然后用同样的方法进行反演，看反演结果能否恢复给定的理论速度模型. 考虑到研究区复杂的地形地貌及地壳结构的横向变化，对于不同周期，我们给出不同的初始速度模型，在每个周期对应的平均相速度值上加 6%的速度扰动. 图 6 展示了输入模型和检测板结果. 检测结果表明，地震射线路径分布直接影响检测板给定速度模型的恢复效果. 只要保证射线路径分布合理，目前所使用的反演方法能够得到比较可靠而且稳定的结果. 在研究区域边缘

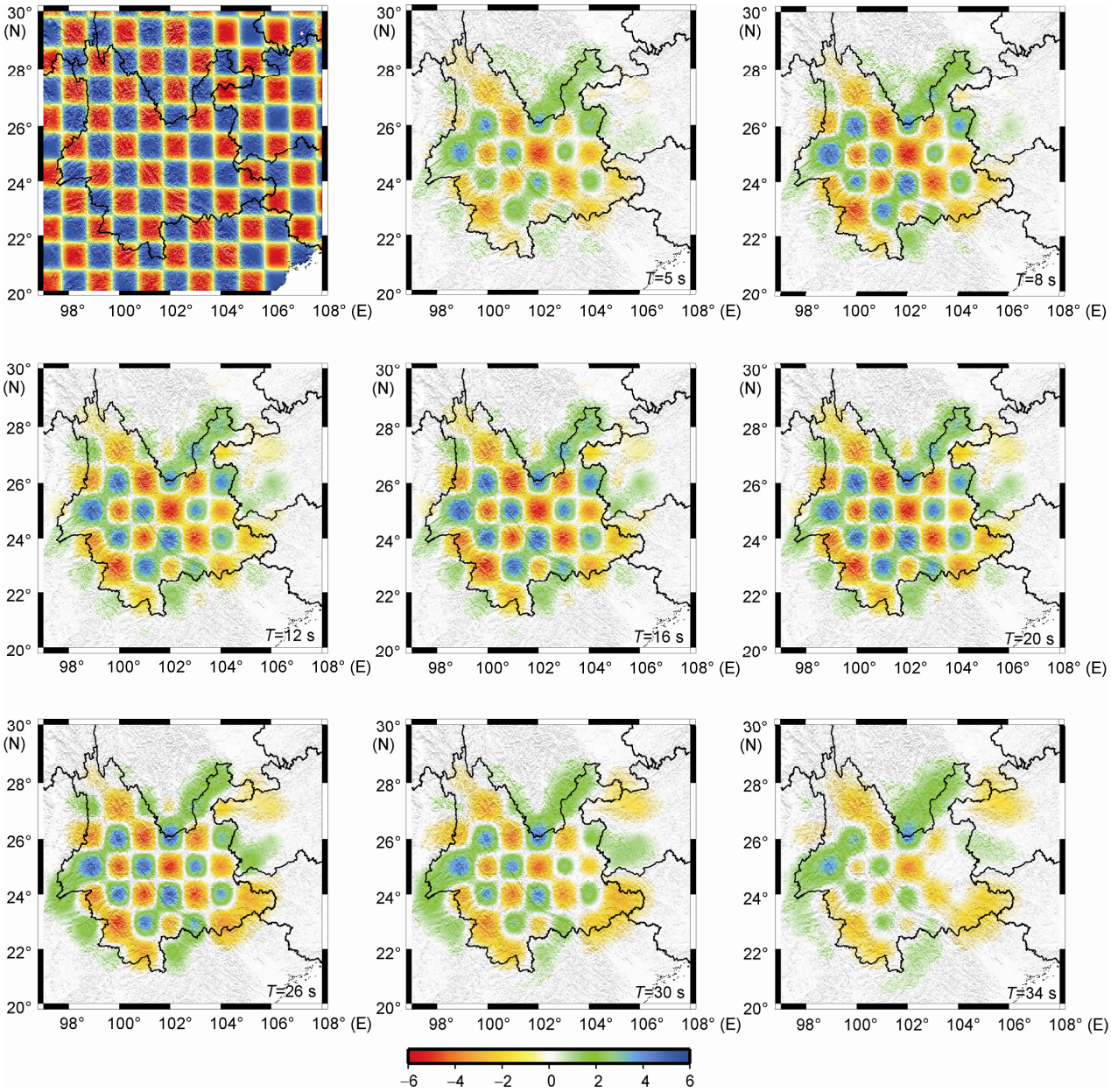

图 6　检测板测试的输入速度模型和不同周期检测板测试结果

色标为相对各周期平均速度的速度异常百分比

分辨率较差, 扰动样式和幅度未能恢复, 主要是因为研究区域边缘射线密度小造成.

2 相速度分布特征

图 7 给出了利用前述方法得到的相速度扰动分布图像. 相关研究表明, 在基阶瑞利面波相速度对大约 1/3 波长深度附近介质的横波速度结构最为敏感(徐果明等, 2007), 因此, 不同周期段的相速度分布图像分别表征了不同深度范围内横波平均速度的差异. 现将反演的相速度分布图像分为 3 个周期区间分别进行讨论.

短周期(5~12 s)相速度分布从整体上看反映了上地壳横波速度的变化特征. 其中, T=5 s 的速度分布图像(图 7(a))代表了地壳浅部的速度结构, 高速与低速异常的分布与沉积层厚度、结晶基底埋深等区域地质构造有密切的关系. 在该深度范围内存在 3 个低速异常区, 一个位于澜沧江断裂以东及与程海断裂、丽江-宁蒗断裂之间的区域, 一个位于普渡河断裂以东和弥勒-师宗断裂以北一带, 第三个则位于云南的西南部, 澜沧江断裂南段的东侧, 无量山断裂从该低速异常区通过. 人工测深资料表明(白志明和王椿镛, 2003): 怒江断裂以西沉积层厚度接近于 0 km, 往东在保山台(BAS)厚度可达 9~10 km, 再往东沉积层厚度又逐渐减小, 由此可见, 研究区内低速异常的分布很好地勾勒出区域内沉积层的相对厚度. 从相速度 5 s 分布图看, 在易门断裂和普渡河断裂之间则存在高速异常, 可能与玄武岩隆起有关(白志明和王椿镛, 2003). 从周期 5~12 s 这一范围的相速度反映了上地壳的平均速度结构. 如果较短周期的速度异常区域出现在较长周期的图像中, 则说明在该周期新增加的穿透深度范围内不存在速度结构明显的异常变化; 如果形态发生改变, 则是速度结构有异常变化的反映(何正勤等, 2004). 从图 7 中 5, 8 和 12 s 相速度分布(图 7(a)~(c))中可以看到, 三个周期的相速度图像有相似特征, 尤其是 5 和 8 s 周期的图像, 这说明上地壳与地表构造有一定的相关性. 在周期 12 s 图像中, 澜沧江断裂南段与无量山断裂之间也表现出低速异常, 表明这一区域有较厚的沉积层, 此范围内结果与 Yao 等(2006)结果一致.

周期 16~26 s 相速度分布图像(图 7(d)~(f))主要反映地壳中下部范围内速度的变化情况. 从 16 s 开始, 滇中块体内部的高速异常区开始减小; 在 26 s 相速度分布图上, 由红河断裂、小江断裂和丽江-宁蒗断裂围成的"川滇菱形块体"(胡家富等, 2003)内开始呈现大区域的低速异常, 这与以往的研究相吻合(韦伟等, 2010; Wang 等, 2003). 已有研究结果表明(胡家富等, 2003), 地壳厚度从北向南逐渐减薄, 西北端的中甸地区的地壳厚度可达 62 km, 而最南端的景洪下方约为 30 km. 莫霍(Moho)面上下的速度差异比较大, 因此地壳厚度的差异对该周期相速度有较大影响. 由 16, 20 和 26 s 三个图像对比发现, 随着周期的增大, 云南北部地区低速异常区逐渐加大, 而南部地区高速异常逐渐增大. 这主要由于这个周期区间的相速度对 30~40 km 深的速度结构最为敏感, 此深度也正好是该地区的莫霍面所在的深度范围, 并已到达上地幔顶部的区域.

周期 30~34 s(图 7(g), (h))分辨深度相当于 30~60 km 范围, 主要反映下地壳至上地幔顶部附近的速度结构, 但仍然受到莫霍面深度的影响. 从研究区整体的速度变化特征来看, 川滇菱形块体内由低速异常又逐渐变为高速异常, 该结果与之前的研究一致(黄金莉等, 2001). 接收函数结果显示川滇菱形块体平均地壳厚度在 50~60 km(徐强等, 2009), 根据爆炸点的记录截面图呈现的莫霍界面反射波在川滇菱形块体内也具有弱能量的特点(王椿镛等, 2006), 因此, 纵观整个范围川滇菱形块体内相速度的变化情况, 暗示中下地壳处的低速异常带很可能就是青藏高原下地壳流的通道. 结果显示, 红河断裂南部存在非常明显的高低速分界面, 表明断裂两侧介质性质可能不同. 接收函数研究表明(李永华等, 2009), 红河断裂东西两侧的地壳平均 V_p/V_s 值和地壳厚度等具有显著差异: 一方面, 红河断裂西侧地壳厚度较东侧剧烈; 另一方面红河断裂西侧的平均地壳 V_p/V_s 值较东侧高. 大地热流值结果也显示, 红河断裂西侧大地热流值要高于东侧(Wang, 2001). 因而可以推断红河断裂可能是川滇菱形块体的南部边界.

3 云南地区相速度与强震分布的关系

为了探讨云南地区相速度分布与地震分布的关系, 我们把不同震源深度处大于 5 级地震分别影射到不同周期相速度扰动图上, 并对 1970 年以来地震空间分布情况进行统计(表 1). 统计结果表明, 自 1970~

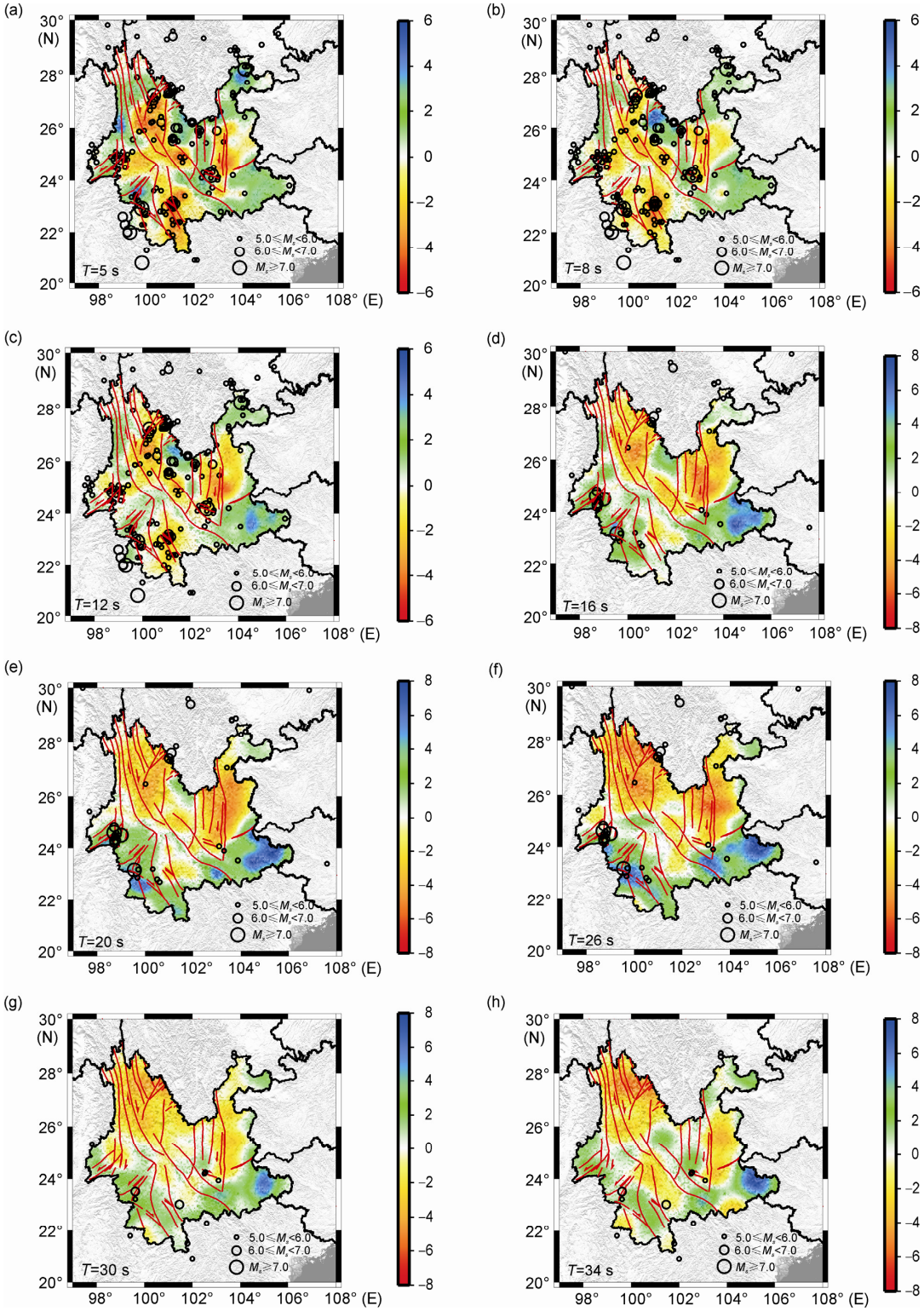

图 7　不同周期 Rayleigh 波相速度分布图像

(a)~(c)中的地震分布对应表 1 中的第 1 行深度的地震; (d)~(f)中的地震分布对应表 1 中的第 2 行深度的地震; (g)和(h)中的地震分布对应表 1 中的第 3 行深度的地震

表 1　云南地区 M≥5.0 强震空间分布情况(1970~2012 年)

震源深度 h(km)	地震活动程度		
	5.0≤M_s<6.0	6.0≤M_s<7.0	M_s≥7.0
h<15.0	132 次	21 次	5 次
15.0≤h<30.0	37 次	8 次	3 次
30.0≤h<80.0	11 次	2 次	0

2012 年, 云南地区共记录 M_s≥5.0 地震 219 次, 最大地震是 7.8 级; 其中 5.0≤M_s<6.0 级地震 180 次, 6.0≤M_s<7.0 级地震 31 次, M_s≥7.0 级地震 8 次, 它们在不同深度空间分布图像及活动情况见图 7 和表 1. 结果显示, 云南地区强震活动空间分布不均匀, 具有比较显著的块体活动特点, 但大多数发生在上地壳, 属于浅源地震.

滇东块体位于小江断裂以东, 属于华南构造区, 相对于其他块体, 滇东板块的地震活动性比较小, 仅在大关-永善地区发生过 1 次 7 级以上地震, 该区处于高速异常区, 梅世蓉(1995)提出坚固体孕震模型, 认为高速体的剪切强度大于周围地层, 足够尺度的高速块体的存在有可能积累足以引发大地震的应变能, 因此容易破裂诱发地震. 云南大地热流结果也表明(向才英和周真恒, 2000), 地震发生在低热梯级带上, 属于热应力的集中带, 易于促使地震弹性应变能的积累和地震的孕育与发生.

滇中块体是由丽江-宁蒗断裂、红河断裂、小江断裂带围成的三角区域. 块体构造带主要以南北向构造为主, 包括程海断裂、易门断裂等, 该断块属于非常活动的川滇菱形断块次级块体. 由图 7(a)~(c)可以看到, 该地区地震基本发生在上地壳, 且存在于高速和低速的过渡地区; 中下地壳几乎没有地震的发生(图 7(d)~(f)), 整个块体呈现低速异常, 该低速区的存在可能是构造活动出现的局部熔融的地幔物质上涌以及地壳逐渐减薄的结果(刘建华和李强, 1989).

印支块体西以澜沧江断裂为界, 东以红河断裂为界, 目前趋于稳定. 在思茅-普洱附近存在 6 级地震活动区, 从相速度分布图像看到地震主要发生在低速异常带, 该地区位于无量山断裂和澜沧江断裂的夹持地带, 发育一组 NNW 向近于平行的断裂. 地震测深资料表明, 在普洱与思茅附近存在玄武岩性的岩浆岩上涌, 侵入基底层下部, 这导致该地区附近地壳应力积累与失衡, 从而造成这一地区中强地震频繁发生(胡鸿翔和高世玉, 1993). 图 7 也可以看到, 从 16 s 开始, 思茅-普洱地区逐渐转为高速异常, 也证实了这一判断.

滇缅泰块体在澜沧江断裂西侧, 受印度板块和亚欧板块缝合的影响, 这里深大断裂发育, 构造十分复杂, 区内腾冲及周围地区是我国著名的火山地热区. 在上地壳, 存在两个地震活动性比较强的地区, 其中腾冲-龙陵地区地震主要发生在高低速过渡带; 澜沧-耿马地区地震主要发生在低速区. 相关研究认为, 澜沧-耿马区正发育一条经耿马、澜沧直至老挝境内的北西向构造带(虢顺民和徐杰, 1991). 因此, 澜沧-耿马区 6 和 7 级地震活动主要发生在上地壳低速区内这一现象可能与该区正在发育新断裂、介质破碎以及流体作用有关. 对于腾冲-龙陵地区, 地震活动不只发生在上地壳, 还发生在中下地壳. 地震测深剖面、地震层析成像和大地电磁测深等研究结果均表明, 腾冲-龙陵地区存在上地幔局部隆起(苏有锦和刘祖荫, 1999), 上地幔顶部或软流层上隆、岩石层变薄, 其上方地壳内易于发生地震, 这在板内大地震活动区具有普遍意义.

从图 7 可以看出强震发生的位置与相速度分布的关系. 图 7(a)~(c)显示深度 15 km 以上的上地壳, 主要是 7 级以下的地震, 除滇中块体外, 地震主要发生在高低速分界面和低速异常区. 图 7(d)~(f)显示在深度 15~30 km 范围内强震数量很少, 但出现 7 级以上地震, 并主要发生在高低速分界面并更深入到相对高速异常体内.

4　讨论与结论

综上所述, 利用近年来新发展起来的环境噪声面波层析成像方法, 使用云南地区 55 个宽频地震台站 2009-01~2011-10 连续噪声波形数据, 得到青藏高原东南缘地区的瑞利波相速度分布图, 可以归纳为以下几个主要结论.

(1) 短周期(5~12 s)的相速度与地壳浅部结构有关, 高速与低速异常的分布与沉积层厚度、结晶基底埋深等区域地质构造有密切的关系. 在该深度范围内存在着三个低速异常区, 一个位于澜沧江断裂以东及与程海断裂、丽江-宁蒗断裂之间的区域, 一个位于普渡河断裂以东和弥勒-师宗断裂以北一带, 第三个则位于云南的西南部, 澜沧江断裂南段的东侧.

(2) 周期 16~26 s 相速度分布图像主要反映中下

地壳范围内速度的变化情况. 由红河断裂、小江断裂和丽江-宁蒗断裂围成的“川滇菱形块体”内呈现大区域的低速异常. 高速异常主要在滇东南地区.

(3) 周期 30~34 s 主要反映下地壳至上地幔顶部附近的速度结构, 但仍然受到莫霍面深度的影响. 从研究区整体的速度变化特征来看, 川滇菱形块体内由低速异常又逐渐变为高速异常. 纵观整个范围川滇菱形块体内相速度的变化情况, 暗示中下地壳处的低速异常带很可能就是青藏高原下地壳流的通道. 结果显示, 红河断裂南部是非常明显的高低速分界面, 表明断裂两侧介质可能不同, 而红河断裂可能是川滇菱形块体的南部边界.

(4) 1970 年以来的地震活动显示, 青藏高原东南缘的云南地区强烈地震主要集中在上地壳范围内. 强震分布和相速度分布关系显示, 7 级以下的地震的强震主要发生在深度 15 km 以上的上地壳, 除滇中块体外, 地震主要发生在高低速分界面和低速异常区. 7 级以上地震主要发生在深度 15~30 km 范围内, 但 5 级以上强震的总体数量很少, 主要发生在高低速分界面并更深入到相对高速的异常体内.

致谢　本研究采用了姚华建博士提供的背景噪声计算程序. 云南省地震局为本研究提供了连续波形数据. 两位审稿人提出了宝贵的修改意见, 在此一并感谢.

参考文献

白志明, 王椿镛. 2003. 云南地区上部地壳结构和地震构造环境的层析成像研究. 地震学报, 25: 117–127
房立华, 吴建平, 吕作勇. 2009. 华北地区基于噪声的瑞利面波群速度层析成像. 地球物理学报, 52: 663–671
高原, 梁维, 丁香, 等. 2004. 云南 2001 年施甸地震的剪切波分裂参数变化特征. 地震学报, 26: 576–582
虢顺民, 徐杰. 1991. 地震破裂特征. 见: 丁国瑜, 主编. 中国岩石圈地球动力学概论. 北京: 地震出版社. 237
胡鸿翔, 高世玉. 1993. 滇西地区地壳浅部基底速度细结构的研究. 中国地震, 9: 356–363
胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 2003. 云南的地壳 S 波速度与泊松比结构及其意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33: 714–722
胡家富, 朱雄关, 夏静瑜, 等. 2005. 利用面波和接收函数联合反演滇西地区壳幔速度结构. 地球物理学报, 48: 1069–1076
何正勤, 叶太兰, 苏伟. 2004. 云南地区地壳中上部横波速度结构研究. 地球物理学报, 47: 838–844
黄金莉, 赵大鹏, 郑斯华. 2001. 川滇活动构造区地震层析成像. 地球物理学报, 44(增刊): 127–135
李永华, 吴庆举, 田小波, 等. 2009. 用接收函数方法研究云南及其邻区地壳上地幔结构. 地球物理学报, 52: 67–80
李昱, 姚华建, 刘启元, 等. 2010. 川西地区台阵环境噪声瑞利波相速度层析成像. 地球物理学报, 53:842–852
刘建华, 李强. 1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度图像. 地球物理学报, 32: 143–152
梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一): 坚固体孕震模式. 地震学报, 17: 273–282
苏有锦, 刘祖荫. 1999. 云南地区强震分布的深部地球介质背景. 地震学报, 21: 313–322
王椿镛, 王溪莉, 苏伟, 等. 2006. 青藏高原东缘下地壳流动的地震学证据. 四川地震, 4: 1–4
王椿镛, 皇甫岗. 2000. 腾冲火山区地壳结构的人工地震探测. 地震研究, 23: 148–156
王琼, 高原. 2012. 噪声层析成像在壳幔结构研究中的现状与展望. 地震, 32: 70–81
韦伟, 孙若昧, 石耀霖. 2010. 青藏高原东南缘地震层析成像及汶川地震成因探讨. 中国科学: 地球科学, 40: 831–839
向才英, 周真恒. 2000. 云南地震活动与岩石圈热结构的关系. 地震研究, 16: 263–272
徐强, 赵俊猛, 崔仲雄, 等. 2009. 利用接收函数研究青藏高原东南缘的地壳上地幔结构. 地球物理学报, 12: 3001–3008
徐果明, 姚华建, 朱良保, 等. 2007. 中国西部及其邻域地壳上地幔横波速度结构. 地球物理学报, 50: 193–208
曾融生, 宋子安. 1963. 我国境内瑞利波的相速度. 地球物理学报, 12: 148–165
Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophys J Int, 169:1239-1260
Chen W P, Molnar P. 1981. Constraints on the seismic wave velocity structure beneath the Tibetan Plateau and their tectonic implications. J Geophys Res, 86: 5937–5962
Chen Y, Zhang Z J, Sun C Q, et al. 2013. Crustal anisotropy from Moho converted Ps wave splitting analysis and geodynamic implications beneath the eastern margin of Tibet and surrounding regions. Gondwana Res, 24: 946–957
Campillo M, Paul A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. Science, 299: 547–549
England P, Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone. J Geophys Res, 91: 3664–3676

Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. Earth Planet Sci Lett, 238: 248–268

He Z, Ye T, Su W. 2005. 3-D velocity structure of the middle and upper crust in the Yunnan region, China. Pure Appl Geophys, 162: 2355–2368

Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. Nature, 375: 571–574

Lin F C, Moschetti M P, Ritzwoller M H. 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. Geophys J Int, 173: 281–298

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: 3011–3017

Mcnamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. 1994. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 99: 13613–13655

Molnar P, Chen W P. 1978. Evidence of large Cainozoic crustal shortening of Asia. Nature, 273: 218–220

Nikolai M. Shapiro, Michel Campillo, Laurent Stehly, et al. 2005. High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise. Science, 307: 1615–1618

Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 276: 788–790

Shi Y, Gao Y, Su Y, et al. 2012. Shear-wave splitting beneath Yunnan area of Southwest China. Earthquake Sci, 25: 25–34

Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophys Res Lett, 31: 1–5

Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. Science, 307: 1615–1618

Tarantola A, Valette B. 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. Rev Geophys Space Phys, 20: 219–232

Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 97: 382–383

Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, et al. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611–616

Tian X, Zhang Z. 2013. Bulk crustal properties in NE Tibet and their implications for deformation model. Gondwana Res, doi: org/10.1016/j.gr.2012.12.024

Wang J H, Yin A, Harrison T M, et al. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. Earth Planet Sci Lett, 188: 123–133

Wang C Y, Chan W W, Mooney W D. 2003. Three-dimensional velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. J Geophys Res, 108: 176–193

Wang Y. 2001. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: Constraints on active deformation. Phys Earth Planet Inter, 126: 121–146

Wapenaar K, Thorbecke J, Draganov D. 2004. Relations between reflection and transmission responses of three–dimensional inhomogeneous media. Geophys J Int, 156: 179–194

Wu J, Zhang Z J. 2012. Spatial distribution of seismic layer, crustal thickness, and V_p/V_s ratio in the Permian Emeishan Mantle Plume region. Gondwana Res, 22: 127–139

Yao H, Van Der Hilst R D, De 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

Yao H, Van der Hilst R D, Montagner J P. 2010. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography. J Geophys Res, doi: 10.1029/2009JB007142

Yao H, Xu G, Zhu L, et al. 2005. Mantle structure from inter-station Rayleigh wave dispersion and its tectonic implication in western China and neighboring regions. Phys Earth Planet Int, 148: 39–54

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Yuan X, Ni J, Kind R, et al. 1997. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. J Geophys Res, 102: 27427–27491

Zhang Z, Deng Y, Teng J, et al. 2011. An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 year of deep seismic soundings. J Asian Earth Sci, 40: 977–989

Zheng S, Sun X, Song X, et al. 2008. Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation. Geochem Geophys Geosyst, 9: 1–8