云南地区的地幔过渡带结构及其动力学意义

薛明^{1,2}, 王苏^{1,2}, 徐晓雅^{1,2}, 胡家富^{1*}

1. 云南大学地球物理系, 昆明 650091;

2. 昆明南方地球物理技术开发有限公司, 昆明 650091

* 联系人, E-mail: jfhu@ynu.edu.cn

2017-02-13 收稿, 2017-03-06 修回, 2017-03-09 接受, 2017-05-03 网络版发表

国家自然科学基金(41374106, 41304076)资助

摘要 计算云南及周边地区48个宽频地震台记录的8600个远震P波接收函数, 并根据参考地球模型将接收函数从时间域转换到深度域. 在转换深度550 km处, 将 $1^\circ \times 1^\circ$ 面元内的接收函数叠加成一道信号, 共获得了沿纬度 28° , 27° , 26° , 25° , 24° 和 23°N 的6个共转换面元叠加剖面, 其叠加深度在0~800 km之间. 结果表明: (1) 在 26°N 以北的地区, 410和660 km间断面的平均深度分别为407~408和663~667 km, 地幔过渡带的平均厚度处于255~259 km之间, 过渡带的厚度接近全球平均厚度250 km; (2) 在 26°N 以南的地区, 410和660 km间断面的平均深度分别为412~426和675~703 km, 地幔过渡带的平均厚度处于262~279 km之间, 明显大于全球平均厚度250 km. 云南地区410和660 km间断面的加深显然与印度板块在缅甸弧下方的俯冲有关, 然而, 从云南地区地幔过渡带的结构来分析, 本文认为印度板块沿缅甸弧向东俯冲主要发生在 26°N 以南地区.

关键词 P波接收函数, 面元叠加, 地幔过渡带, 印度板块, 向东俯冲

地处青藏高原东南缘的云南地区, 地形起伏较大, 地质构造极其复杂, 强震活动十分剧烈(图1). 印度大陆与欧亚大陆南部的连续碰撞, 导致了缝合区的地壳至少缩短了1500 km, 同时地壳增厚到70 km左右^[1~4]. 如此巨大的缩短量导致该区的大陆整体抬升和地壳增厚, 其次, 地壳变形过程沿着大型走滑断裂的“逃逸”运动吸收, 并有可能导致青藏高原的岩石圈物质东向流动^[5]. 全球定位系统(global position system, GPS)观测也表明青藏高原东缘的上地壳正在向东南方向挤出, 由于四川盆地的阻挡导致这一“逃逸”分为2支, 其中一支逃向四川西部, 且与龙门山断裂带强烈耦合, 另一支急剧转折至云南, 并且呈现出围绕东喜马拉雅构造结作顺时针旋转运动^[6,7]. 一方面, 在这一挤出运动的作用下, 雅鲁藏布江缝合带强烈错位和急剧转折, 从而东西向的造山带开始向南

延伸, 致使云南地区长期受到青藏高原东南向挤压的影响. 另一方面, 在印度大陆北东向的运动过程中, 其岩石圈向东俯冲到缅甸和滇西之下, 形成缅甸弧形构造带和三江地区的多条大型走滑断裂, 如怒江、澜沧江断裂等(图1). 早在20世纪60年代, Sato^[8]就注意到缅甸弧下面的倾斜地震带, 其后, 臧绍先^[9]根据该区的震源机制解的分布特征, 对这一问题又作了进一步的描述, 并提出了消减带存在的可能性. 最近10年, 随着云南周边地区的宽频地震台站快速增加, 探索这一俯冲带的空间形态才成为现实. 已有的远震P波走时层析成像表明, 印度岩石圈板块向东俯冲到缅甸弧之下深度达600 km^[10~12], 面波频散反演发现俯冲的印度板片可能发生了断裂^[13]. 在青藏高原东南向的挤出和印度板块向东的俯冲作用下, 云南地区构造变形强烈, 大震频发, 而且地壳较为破

引用格式: 薛明, 王苏, 徐晓雅, 等. 云南地区的地幔过渡带结构及其动力学意义. 科学通报, 2017, 62: 1752–1765

Xue M, Wang S, Xu X Y, et al. Structure of the mantle transition zone under the Yunnan region and its geodynamic implications (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 1752–1765, doi: 10.1360/N972017-00012

图 1 云南及周边地区的地形起伏、宽频地震台、断层和地震分布. 红色圆圈代表 1500~2013 年发生在云南地区的 $6.0 \leq M_s \leq 8.0$ 的地震. 三角形代表台站, 黑色字母代表台站名称; 黑色实线表示断裂; F1, 怒江断裂带; F2, 澜沧江断裂带; F3, 金沙江-红河断裂带; F4, 丽江-小金河断裂带; F5, 鲜水河-小江断裂带; 构造单元: I, 滇东块体; II, 印支块体; III, 滇中块体; IV, 滇缅泰块体. 插图为地表高程, 间隔为 1000 m, 红框为研究区域

Figure 1 Topography, broadband stations, faults and earthquakes in Yunnan and its adjacent. Red circles represent the distribution of $6.0 \leq M_s \leq 8.0$ epicenters in Yunnan and the adjacent region since 1500 to 2013. The black triangles represent broadband seismic stations while the black letters represent seismic station names, and the black solid lines represent the major active faults. F1, Nujiang Fault; F2, Lancangjiang Fault; F3, Jinshajiang-Red River Fault; F4, Lijiang-Xiaojinhe Fault; F5, Xianshuihe-Xiaojiang Fault. I, Eastern Yunnan Block; II, Indochina Block; III, Central Yunnan Block; IV, Yunnan-Burma-Thailand Block. Inset map: contour of smoothed elevations of Tibet and nearby, with interval being 1000 m; red rectangle is a geographic map of the study region

碎. 除此以外, 位于俯冲板上盘的滇西地区还是著名的地震带, 并发育了腾冲火山群. 近震P波走时层析成像^[14,15]表明滇西地区地壳上地幔存在大范围的低速异常区, 接收函数反演结果表明腾冲地区壳内可能存在岩浆囊^[16]. 不过, 受空间分辨率和台站布局所限, 其热物质是来自上地幔还是外核, 这个问题目前尚无明确的答案. 因此研究云南地区上地幔间断面的几何形态, 揭示地幔过渡带的温度横向分布特征, 对于大陆动力学有重要意义.

在上地幔410和660 km深度附近, 地震波速度存在明显的不连续现象, 并且已经在全球范围内被许多地震观测资料所证实^[17,18], Anderson^[19]将这两个地震波速度间断面(之后简称为410 km间断面和660 km间断面)之间的区域定义为地幔过渡带(mantle transition zone, MTZ), 并以此作为上下地幔的分界. 两个

间断面存在速度突变被认为是地球内部温度、压力条件变化引起的相变界面^[20,21]. 当地幔过渡带的温度降低时, 410 km间断面变浅, 而660 km间断面变深, 地幔过渡带变厚; 反之, 410 km间断面变深, 660 km间断面变浅, 地幔过渡带变薄. 一般而言, 当温度下降6~7℃可以造成地幔过渡带增厚1 km^[20,21]. 由于海洋岩石圈板块具有明显的低温异常, 当板片俯冲至660 km深度附近时, 常观测到该间断面具有明显下沉迹象^[22~24]. 地球内部410和660 km间断面之间的地幔过渡带是地球内部结构研究方面的热点, 精细地刻画MTZ结构对于认识地球深部的物质组成和地幔动力学过程等具有重要作用.

除层析成像外, 接收函数是研究俯冲板块几何形态的另一途径. 由于接收函数对速度间断面比较敏感^[25], 它不仅可以用来研究地壳内部的速度结构,

而且还可以有效地确定上地幔速度间断面的深度, 因此目前已被广泛应用于地壳上地幔的结构研究^[26,27]. 近年来, 云南地区地震台站的数量和覆盖范围都得到了极大的提高, 为在该区开展研究地幔过渡带的几何形态提供了条件. 本文拟利用云南地区的宽频地震台记录的远震资料分离出P波接收函数, 研究云南地区的410和660 km间断面的横向变化特征, 旨在为研究云南地区的地幔动力学过程提供地球物理证据.

1 方法和数据

P波接收函数是研究地壳上地幔结构的有效方法, 通过远震波形记录的径向(R)分量与垂直(Z)分量反褶积得到^[28]. 经过反褶积后消除了震源时间函数、大圆弧传播路径以及仪器的响应, 使得接收函数仅包含反映台站下方介质的响应^[29]. 由于 R 分量并不完全垂直于入射P波射线(图2(a)), 因而 R 分量不可能仅包含SV波, 为了最大限度地抑制接收函数里的直达P波的影响, 于是 RZ 分量被旋转到射线坐标系 LQ 下. 由于 L 分量主要包含P波, 而 Q 分量主要包含S波, 最终通过 Q 分量与 L 分量作反褶积来获取的P波接收函数其主要成分是S波^[26].

通过坐标旋转和等效震源反褶积后, 接收函数基本上消除了震源的影响^[29]. 为了增强接收函数中较弱的转换波震相, 压制干扰, 提高地震数据的信噪比, 可以将很多个地震事件的接收函数进行叠加(图2(b)). 然而, 转换相的到时是入射角的函数, 并受控于射线参数 p . 由于入射角的不同, 同一界面上产生的转换相的到时是不同的, 故用叠加技术增强来自同一深度界面上的弱转换相时, 首先应保证这些震相具有相同的到时. 若存在深度为 d 的界面, 则该界面产生的Ps转换相的延时(Ps相与直达P波的到时差)为^[30,31]

$$T_{pds} = \int_{-d}^0 \left(\sqrt{V_s^{-2} - p^2} - \sqrt{V_p^{-2} - p^2} \right) dz, \quad (1)$$

式中, V_p , V_s 分别为P波和S波的速度, 均为深度 z 的函数, p 是射线参数. 若给定速度模型, 式(1)还表明: 在深度为 d 的界面上产生的Ps转换相的延时随射线参数 p 而变化, 因而深度 d 对应于多个Ps转换相的延时. 利用式(1)还可进行时间域到深度域的转换, 但必须有相应的速度模型. 以IASP91模型^[32]为例, 在0~700 km的深度内, 转换深度每增加5 km, 计算了射线参

图2 P波入射到弹性层状介质底部的示意图以及叠加的射线覆盖情形. (a) P波入射到弹性层状介质底部的示意图和直达波(Pp)及转换波(Ps)射线, 用径向(R)和切向(T), 以及 LQT 坐标表示的不同正交坐标系(L 近乎平行入射P波). 小阴影图指明两个水平分量 R 和 T . (b) 单台叠加(地表)和共转换面叠加(底部)的射线覆盖情形

Figure 2 Schematic representation of incident P rays on the bottom of an elastic layer and ray coverage. (a) Schematic representation of incident P rays on the bottom of an elastic layer and unconverted (Pp) and converted (Ps) seismic phases. Different Cartesian coordinate systems are represented in the illustration: radial (R) and transverse (T) directions; LQT coordinates (L is approximately along the incident P wave). The smaller sized shaded graph shows the two horizontal components R and T of the ground motion. (b) Ray coverage for stacking at a single station (surface) and common piercing point (bottom) for stacking

数 p 分别为8.98, 6.40和4.70 s° (相应的震中距分别为30°, 67°和90°)时的Ps相与直达P波的延时. 如图3所示, 对于同一转换深度而言, Ps转换波与直达波的延时随着震中距的减小(对应射线参数 p 增大)而增加. 当射线参数 p 分别为8.98和4.70 s° (相应的震中距分别为30°和90°)时, 深度660 km的间断面产生的Ps相的到时差异接近10 s. 因此, 为了用叠加技术增强来自该界面的转换相, 需要在叠加之前先将地震事件校正到某一参考距离上(例如67°, 相应的射线参数 $p=6.4 s^\circ$), 或者利用图3所示的时间-深度转换关系, 先将时间域的接收函数变换到深度域里再叠加.

在探测地球结构的过程中, 识别来自地幔的弱信号(如反射或转换信号)将起到十分重要的作用. 它

图3 从IASP91模型计算出的转换深度与Ps相延时的关系. 图中3条曲线a、b和c分别对应于射线参数4.70、6.40和8.89 s/°(相应的震中距分别为90°、67°和30°)

Figure 3 Relationship between conversion depth and the computed time delay of the Ps phase from IASP91 model. The ray parameters for the curves a, b and c, are 4.70, 6.40 and 8.89 s/°, which correspond to epicentral distances of 90°, 67° and 30°, respectively

的走时、振幅和不同频率的空间相关性对间断面的梯度、厚度和形态至关重要. 识别弱震相通常需要高质

量的地震观测、且对目标具有较好的空间扫描. 叠加技术通常是用来检测弱相干信号的, 对于时间域接收函数, 虽然观测和反褶积过程中不可避免引入噪声, 但来自同一深度的转换相是相干信号^[33]. 除了同一个台站记录接收函数经过动校正后被叠加成一道信号, 还可以将转换点处于一定范围内的单个接收函数叠加成一道信号, 这就是共转换点叠加方法(图2(b)).

本文收集了2007年1月1日至2009年5月13日之间云南区域地震台网48个台站记录的211个远震事件(图4(a)), 这些地震的震级均在6.5级以上. 由于受限于研究区域的地理位置, 所记录的远震事件大部分来自台网的东边, 而来自台网西边的事件较少. 为了提取P波接收函数, 其计算过程如下: (1) 直观检查记录的信噪比, 选取P波初动幅值比噪声水平大于5倍以上的记录, 截取P波之前10 s, P波之后100 s的时间信号; (2) 三分量记录ENZ被旋转到ZRT坐标系下; (3) ZR分量被旋转到LQ方向; (4) 在时间域里完成L分量对Q分量反褶积^[34]; (5) 一个宽度为1 Hz的高斯滤波器用于去除高频噪声的影响. 在本文中共获得了8600个P波接收函数, 平均每个台站记录到了179个.

由于接收函数里来自同一深度界面的Ps相的到时取决于入射角(或者震中距), 为了对云南地区宽频台站记录的P波接收函数质量进行整体评价, 本文将

图4 本文用到的地震事件(a)以及云南地区台网记录的接收函数按震中距1°为间隔叠加的信号(b). 白色实线表示从参考地球模型计算出来的各转换相的预测到时

Figure 4 Location of the earthquake events used in this study (a) and the stacked receiver functions in 1° bins recorded in the Yunnan regional net (b). The white solid lines are the predicted arrivals of conversion phases from reference earth model

台网记录的接收函数按震中距进行叠加. 考虑到地震分布的不均匀性, 将震中距相差小于 1° 的所有接收函数叠加成一道(图4(b)). 在地球内部, 速度随深度增加而增加的界面上产生的Ps相为正极性, 反之亦然. 把出现在5~8 s之间的正极性相解释为Moho面的Ps相, 而把42~48, 66~78 s之间的正极性相分别解释为410和660 km界面的转换相. 如图4(b)所示, 来自Moho面的Ps相十分清楚, 然而, 由于云南南部地区的地壳厚度仅为32 km, 而西北部地区达到60 km^[35,36], 因而, 即使震中距相同, Moho面Ps相的到时仍然存在较大的差异, 叠加后将导致波包变宽, 甚至出现离散现象. 先前的研究表明^[37]: Moho面PpPs相的到时是Ps相到时的3.0~3.7倍, 而PsPs+PpSs相的到时是Ps相到时的4.0~4.7倍, 故Ps相到时的微小差异均可能引起多次相的离散(图4(b)). 由于接收函数从时间域变换到深度域需要一个参考地球模型, 虽然云南地区已有不少的速度资料^[10,15,36,38]可利用, 但有的结果仅提供P波速度, 而有的只提供S波速度. 因此, 这里采用IASP91模型^[32]进行计算不同震中距的P波入射到40, 410和660 km深度处的Ps相到时, 这些理论到时与我们解释为Moho面, 410和600 km界面的转换相较为一致(图4(b)). 另外, 因为地震事件的震中距不是连续变化的, 1° 的震中距间隔较小, 在个别震中距处可能因接收函数个数较少, 因而出现叠加信号较弱的现象.

2 结果

由于远震P波的尾波以及转换震相处于后续波

中, 信号很弱, 使得准确提取Ps转换波的到时并不是一件容易的事. 叠加技术就是为了提高接收函数的信噪比, 本文采用共转换点叠加方法, 即对一定范围内的接收函数叠加以获取其平均振幅值. 在叠加过程中, 首先将研究区域划分为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的面元, 将所有落入同一个面元范围内的接收函数进行叠加成一道信号, 为了保持相邻两个面元内的叠加接收函数的平滑性, 每次叠加移动 0.5° 距离, 始终保持相邻两个面元之间具有 0.5° 的覆盖. 如图5分别为410和660 km界面之上的Ps相转换点的位置, 由于事件的方位和震中分布不均匀, 个别面元内转换点不够密, 但采用了相邻两个面元之间的相互覆盖, 保证了每个面元内的接收函数个数大于15个. 另外, 由于来自深度为 d 的界面上的转换波到时主要取决于震中距, 为了保证不同震中距的Ps转换波同时到达, 本文利用IASP91模型^[32]将时间域的接收函数变换到深度域进行叠加.

由于410和660 km界面之上的转换相较弱, 为了有效抑制反褶积过程中引入的高频噪声, 在叠加前用Butterworth带通滤波器对每个接收函数进行滤波, 滤波器的上下限拐点频率分别为0.12和0.08 Hz. 另外, 由于Ps相并不完全反映台站正下方的情况, 而是偏离了台站一定距离, 例如, 当地震波从 67° 处入射时, 利用IASP91模型^[32]计算出410 km界面上Ps相偏离台站正下方118 km, 而660 km界面上Ps相偏离台站正下方215 km. 一般而言, 为了估计410和660 km界面的深度, 应该分别选取410和660 km深度处的面元, 对面元内的接收函数进行叠加. 本文为了方便计算和

图5 Ps转换相在410(a)和660 km(b)界面之上的入射点位置. 实线表示断层, 红色三角代表宽频台站

Figure 5 Locations of piercing points of Ps conversion phases at 410 (a) and 660 km (b) discontinuities, respectively. Solid lines represent faults and red triangles mean broadband seismic stations

对比同一个面元内来自410和660 km的转换相振幅, 选取了转换深度为550 km. 沿东西方向叠加 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 面元内的接收函数, 共获得了沿纬度 28° , 27° , 26° , 25° , 24° , 23°N 的6个共转换面元叠加剖面(图6), 其叠加深度在0~800 km之间. 如图4所示, 本研究中的地震事件主要来自台站东侧, 因此, 按转换深度550 km进行共转换面叠加, 估算出的410 km界面深度实际可能代表了向东偏50 km处的深度, 而660 km界面的深度

实际表示向西50 km处的深度. 不过, 由于相邻两个面元之间具有 0.5° 的覆盖, 在一定程度保证了叠加的平滑性, 这些因素不影响对研究区内MTZ结构的整体评价.

2.1 岩石圈结构

如图6所示, 直达P波之后第1个正极性的震相被解释为来自Moho面的Ps相, 该震相的信号强烈, 相

图6 沿纬度 28°N (a), 27°N (b), 26°N (c), 25°N (d), 24°N (e), 23°N (f)的接收函数叠加剖面. 红色圆点代表来自410和660 km间断面的Ps转换相, 黑色实线分别标出410和660 km的深度

Figure 6 Stacked receiver functions along the latitudes of 28°N (a), 27°N (b), 26°N (c), 25°N (d), 24°N (e), and 23°N (f) respectively. The red dots label out the Ps conversion phases at the 410 and 660 km discontinuities, and the dark lines denote the depths of 410 and 660 km, respectively

邻两道之间连续性很好. 云南地区Moho面埋深变化十分剧烈, 在云南南部地壳厚度仅为30~35 km(图6(e)和(f)), 而云南西北部地区达到60~65 km(图6(a)和(b)), 这与前人的研究结果一致^[36,38]. 除了沿纬度28°, 27°, 26°N的剖面, 不但来自Moho面的Ps相信号较强, 而且多次相PpPs和PsPs+PpSs相也十分强烈. 其中PpPs相具有正极性, 出现在120~160 km附近, PsPs+PpSs相具有负极性, 出现在160~240 km附近. 26°N以北的地区, 地貌出现剧烈变化(图1), 地壳厚度也呈现出剧烈变化^[36,38], 虽然Moho面的Ps相非常强, 但多次相PpPs和PsPs+PpSs相在叠加道里失去了相干性(图6(a)~(c)), 导致识别困难, 需要用预测关系辅助识别^[37]. 另外, 在Moho面的Ps转换相后面, 明显存在一个连续性较好的负极性信号, 而且信号也很强烈. 在地球内部, 速度随深度增加而增加的界面上产生的Ps相呈现正极性, 反之亦然. 因此, 本文认为这个具有负极性的Ps相可能是来自岩石圈底部的转换相, 由此估计云南地区的岩石圈厚度在70~130 km之间. 在地球动力学中, 岩石圈与软流圈的分界面是一级界面, 而在地震学中却是弱界面^[39]. 一般情况下, 来自岩石圈底部的Ps相较弱, 而且容易被Moho面多次相PpPs和PsPs+PpSs污染, 故P波接收函数很少用于探测岩石圈厚度. 然而, 云南地区48个台站记录的远震P波接收函数叠加的结果显示, 来自岩石圈底部的Ps相很清楚. 这一观测表明云南地区岩石圈底界面两侧差异较大, 严重偏离全球平均水平.

2.2 地幔过渡带结构

如图6所示, 在390~800 km深度之间出现两组明显的正极性震相, 分别代表了沿这些剖面的410和660 km间断面. 这6条剖面的结果显示: 在研究区域

内410 km间断面的起伏较小, 而660 km间断面的起伏较大. 另外, 来自660 km间断面的转换波振幅似乎比410 km间断面的强, 而且相邻两个叠加道之间的连续性也比410 km间断面的好. 沿24°和23°N的接收函数叠加剖面显示, 在深度700 km附近出现了两组较强的转换相, 它们均被解释为来自660 km间断面的转换相, 在计算界面深度时, 取较深的一组对应的深度. 表1是沿每一剖面的410和660 km界面深度的变化情况, 在云南北部地区(这里指26°N以北), 410和660 km界面的深度变化较缓, 且深度更接近IASP91模型^[32]. 在云南南部地区(这里指26°N以南), 410和660 km界面的深度变化较快, 而且660 km界面明显变深, 导致地幔过渡带明显增厚.

3 讨论

云南地区长期受到来自青藏高原东部的挤出, 以及西侧印度板块北东向俯冲的作用, 除了地表变形强烈以外, 滇西的腾冲火山区还是中国大陆内部地震活动最强烈的地区之一. 自上新世以来, 腾冲火山区发生了不同期次的火山喷发活动, 最近一次喷发发生于1609年^[40]. 近震和远震P波走时层析成像结果均显示出腾冲火山下方存在深至400 km的低波速异常区, 而在地幔过渡带内却存在明显高波速异常^[10~12], 可能暗示了腾冲火山的形成与深地幔的热物质运移无关. 然而, 受分辨所限, 层析成像^[10~12]无法分辨410和660 km界面的深度, 导致地幔过渡带的几何形态难以确定. 最近, Yang等人^[41]利用川滇及周边地区的261个固定台站和119个流动台站记录的震中距在30°~90°之间的450个远震事件, 获得了8524个P波走时数据, 反演出深至800 km的高分辨P波速度图像, 其结果表明云南地区地幔过渡带内均为高

表1 沿6个叠加剖面的410和660 km间断面深度分布

Table 1 The depth variation of the 410 and 660 km discontinuities along the six stacked profiles

剖面位置	410 km界面		660 km界面		地幔过渡带的厚度	
	变化范围(km)	平均深度(km)	变化范围(km)	平均深度(km)	变化范围(km)	平均厚度(km)
沿28°N	395~415	407±8	660~680	667±6	253~270	259±5
沿27°N	401~411	408±3	660~678	663±8	240~278	255±5
沿26°N	405~430	415±7	650~705	672±15	251~300	256±14
沿25°N	401~420	412±4	662~691	675±8	241~279	262±8
沿24°N	408~437	422±8	668~740	702±23	256~307	279±17
沿23°N	408~436	426±11	667~740	703±30	245~325	276±32

速异常. 为了分析参考地球模型对接收函数从时间域转换为深度的影响, 本文选取了沿25°N的层析成像剖面^[41], 并且将沿25°N附近的各地震台记录的接收函数分别按台站叠加, 然后投影到层析成像剖面上. 如图7所示, 层析成像把上地幔中的高速体解释为俯冲的印度板块, 该俯冲板块进入了地幔过渡带, 而且局部穿过了600 km间断面. 按台站叠加的接收函数显示, 几个台站下方的660 km间断面存在下沉的现象, 下沉的区域与层析成像结果具有一致性. 先前的接收函数研究结果表明^[42], 腾冲台下方的660 km间断面被加深到690 km, 而在本研究中, 腾冲台下方的660 km间断面的深度为696 km, 这一结果与前人的结果较为一致, 微小的差异可能由参考地球模型和接收函数的虑波周期不同所引起. 另外, 在地震剖面西侧的畹町(WAD)和腾冲台(TEC)下方, 来自660 km间断面的转换波很强, 但来自410 km间断面的转换波却较弱, 以致难以辨识, 而且地幔过渡带内部还出现较强的转换波, 这些可能暗示了印度板块东向俯冲, 并在腾冲地区进入地幔过渡带(图7). 在这一过程中, 除了局部的温度变化引起410 km间断面的几何形态变化外, 俯冲板片对410 km间断面的挤压影响也是无法排除的.

腾冲火山属于板内火山, 而板内火山的形成机制目前仍不十分清楚. 地球物理学研究表明^[43,44]: 在俯冲区的上地幔中广泛存在流体, 除此以外, 俯冲板片中橄榄石里的水很容易传输到400 km以上^[45]. 有关矿物物理学的研究认为, 处于地幔过渡带深部的

俯冲板片里的水能被移送到其周边地区^[46], 因而停滞在地幔过渡带里的俯冲板片是加速热物质上涌的催化剂. 另外, 脱水可能降低了上地幔的熔融温度, 并引起小尺度上地幔熔融和低速异常^[41]. 综合已有研究结果和本文所得到的接收函数叠加剖面, 本文认为腾冲火山的起源与印度板块北东向的俯冲相关, 并没有发现其来自地幔深处的证据.

一般认为660 km速度间断面是由橄榄石的后尖晶石相变主导的^[47], 由于这一相变具有负的克兰帕龙(Clapeyron)斜率, 即随着温度的升高(降低), 相变所需的压力会有所降低(升高), 于是导致660 km间断面表现为抬升(下沉). 然而, 410 km间断面却具有正的克兰帕龙(Clapeyron)斜率, 即随着温度的升高(降低), 将导致410 km间断面表现为下沉(抬升). 换言之, 在410和660 km之间过渡带的厚度与地幔温度呈反比关系, 如果过渡带厚度比全球平均厚度小, 则该区地幔温度就比全球平均温度高, 反之, 如果该区过渡带厚度比全球平均地幔过渡带的厚度大, 则该区地幔温度就比全球平均温度低. 于是, 对过渡带厚度的准确判断, 可以对研究区地幔过渡带热状态提供判断依据. 本文给出的接收函数叠加剖面表明, 在云南南部地区, 660 km间断面的最大深度为740 km, 比全球平均深度增加了80 km. 先前的研究发现在汤加俯冲区660 km间断面最大加深了70 km^[48], 这与本文的观测类似. 如图6所示, 除了660 km间断面加深外, 局部地区还出现双660 km间断面, 这一现象在华北地区也曾经观测到^[24,49,50], 并且被解释为太平洋板块

图7 沿25°N的地震剖面与层析成像剖面^[41]对比. 这个剖面主要由25°N附近的台站组成, 其记录的接收函数被叠加成一道. 黑色和灰色阴影分别表示接收函数的正负极性, 大写字母表示台站名. 蓝色实线包围部分代表层析成像推测的俯冲的印度板块^[41]

Figure 7 Seismic section along 25°N overlaid on the tomographic image^[41]. The section is arranged by the stacked receiver functions recorded at the stations near 25°N, black and gray shadow present the positive and negative polarity of receiver functions, respectively, and the upper letters represent the stations. The closed area by the blue solid lines marks the subduction of Indian plate revealed by tomographic image^[41]

俯冲导致地幔过渡带增厚的结果. 一般认为大洋板片的温度较大陆岩石圈的低^[51], 俯冲的大洋板片有可能将低温和地幔过渡带之上的物质(比如石榴石)带到660 km间断面附近, 使得在600 km附近出现两种不同的相变^[52], 因而出现在660 km间断面也是支持板块俯冲的有力证据之一^[52].

在接收函数叠加之前, 须从时间域转换到深度域. 这个过程需要一个参考速度模型, 因此间断面埋深常受到上部介质速度结构变化的影响. 当间断面上部的介质速度出现明显低于参考模型的情况时, 由参考模型计算得到的间断面深度整体加深, 反之则导致间断面深度整体变浅. 为了揭示云南地区410和660 km间断面的横向变化, 绘制了这两个间断面深度变化的等值图(图8). 由于研究区域外围是插值的结果, 因此不予讨论. 如图8(a)所示, 在云南北部地区, 410 km间断面的深度几乎都在410 km, 非常接近IASP91模型^[32]; 而在南部地区, 410 km间断面的深度为401~437 km(表1), 比IASP91模型^[32]要深. 高分辨P波层析成像^[41]表明, 在深度0~400 km范围内, 云南南部地区均为波速负异常区, 其最大异常为-1.5%左右. 作为粗略估计, 由波速负异常引起410 km间断面最大加深约为6 km, 因此参考模型不是引起410 km界面加深的主要因素. 由于板块快速俯冲引起地幔楔子中的拐角流, 将俯冲板片脱水释放出来的流体运移到410 km界面之上的地幔中, 从而导致在浅地幔中减压熔融^[46]. 大量的湿、热地幔物质在410 km界面附近囤积, 从而引起大范围内的410 km界面下沉. 若这些热地幔物质上涌到地表附近, 同时

可能形成火山、温泉. 另外, 在云南南部地区, 由于地幔过渡带内为高速异常区^[41], 考虑到正负异常的相互抵消, 660 km间断面的深度应该接近全球平均水平. 然而, 如图8(b)所示, 南部地区的660 km间断面的深度明显比北部地区要深, 最大深度达到了740 km, 加深的原因将在后面讨论.

410和660 km间断面埋深受其上部的介质速度影响较大, 而地幔过渡带的厚度主要取决于过渡带内的速度结构. 为减少所选参考模型对410和660 km间断面埋深的影响, 本文计算了沿这6个叠加剖面的660与410 km间断面的深度差, 即地幔过渡带厚度. 地幔过渡带厚度全球平均值约为250 km^[32], 如图9所示, 在26°N以北的地区, 两条剖面的地幔过渡带的平均厚度处于255±5~259±5 km之间, 过渡带厚度接近全球平均值. 而且沿这两条剖面, 410 km间断面的深度处于407~408 km, 410 km界面的深度变化较为平缓(图9). 在26°N以南的地区, 地幔过渡带的厚度变化最为剧烈, 平均厚度处于262±8~279±17 km之间, 明显比全球平均值增厚(图10). 另外, 虽然410 km间断面下沉(图8), 但地幔过渡带的厚度还增厚, 显然是660 km间断面显著下沉所致. 云南地区的层析成像结果^[10,12,38,41]表明, 在400~700 km深度范围内, 均为高速异常区, 由此判断, 在26°N以南地区410 km间断面的下沉不应该是温度升高引起的.

数值模拟表明^[53], 俯冲板块在660 km间断面附近可能有4种存在形式: (1) 直接穿透660 km间断面; (2) 在660 km间断面附近滞留堆积, 然后缓慢进入下地幔; (3) 沿该间断面作水平方向延伸; (4) 在间断面

图8 410(a)和660 km(b)间断面深度分布的等值线图(单位: km). 虚线代表断裂

Figure 8 Contours of the depth for the 410 (a) and 660 km (b) discontinuities, respectively (unit: km). The dash lines denote faults

图9 沿 28°, 27°, 26°, 25°, 24°, 23°N 剖面的地幔过渡带厚度分布

Figure 9 Thickness of mantle transition zone (MTZ) along the profiles of 28°, 27°, 26°, 25°, 24° and 23°N, respectively

图10 地幔过渡带厚度分布的等值线图(单位: km). 虚线代表断裂

Figure 10 Contours of the thickness of mantle transition zone (MTZ) (unit: km). The dash lines denote faults

附近处发生裂离, 其不同部分可分别发生穿透、堆积或水平延伸. 俯冲的印度板块无论以何种形态存在于云南地区的地幔过渡带内, 最终将导致410和

600 km间断面发生变形, 因此可以认为地幔过渡带的增厚为板块俯冲提供了有力证据. 先前的研究^[13]表明: 俯冲的印度板块在99°E附近, 于200 km深处可能发生了断裂, 裂离的板片可能将地幔过渡带之上的物质(比如石榴石)带到660 km间断面附近, 以致局部发生穿透、甚至出现两种不同的相变界面, 这是导致沿23°和24°N两条剖面出现地幔过渡带厚度剧烈变化的原因. 另外, 沿25°N的层析成像剖面^[41]也证实俯冲板片在局部地区穿透了660 km界面, 这是对本文结论的有力支持.

上地幔各向异性是由于应变作用导致地幔橄榄岩等矿物的晶格优势排列引起的, 因此SKS横波分裂测量结果直接反映了地幔变形和地幔流的特征^[54]. 由350个宽频带流动台站记录的远震XKS(SKS, SKKS和PKS)震相偏振分析表明^[55], 26°N以北地区, 快波方向为近N-S方向, 而26°N以南地区快波方向为近E-W向. 在26°N附近快S波的方向发生改变, 不应该是偶然现象, 这是地幔动力学模式发生变化的结果. 其原因是

26°N以北地区主要受来自青藏高原东部的东南向挤出作用,而26°N以南主要受西侧的印度板块在缅甸下方向北东方向挤压所致.综合26°N附近的快S波方向变化以及地幔过渡带的厚度变化特征,本文认为印度板块从缅甸下方向北东方向俯冲,主要发生在26°N以南地区.缅甸弧下方的倾斜地震带分布特征也表明^[13],在26°N以北地区,最大震源深度小于100 km,而在26°N以南地区,最大震源深度可达170~200 km.从俯冲区的地震分布特征分析,在26°N附近确实存在发震机制的差异,这为推测印度板块在缅甸弧地区向东南俯冲主要发生在26°N以南提供了地震学依据.

4 结论

本文基于接收函数对界面深度变化的敏感性,利用云南及周边地区48个宽频地震台记录的8600个远震P波接收函数,对云南地区的410和660 km间断面进行了研究.结果显示,在26°N以北的地区,410和660 km间断面的平均深度分别为407~408和663~667 km;地幔过渡带的平均厚度处于255~259 km之间,接近全球平均水平.而在26°N以南的地区,410和660 km间断面的平均深度分别为412~426和675~703 km;地幔过渡带的平均厚度处于262~279

km之间,明显比全球平均值要厚.这一结果表明,在26°N以南的地区,410和660 km间断面存在不同程度的加深;局部地区410 km间断面的最大深度达到437 km,而660 km间断面在局部地区被加深到740 km.410 km间断面的加深可能不是地幔过渡带内的温度变化引起的,而很可能与俯冲板片释放的流体被拐角流传送到410 km界面之上,导致在浅地幔中减压熔融有关.660 km间断面的加深是印度板块俯冲造成的动态挤压,以及俯冲板块停滞在地幔过渡带内产生两种不同的相变界面,或者局部穿透了600 km间断面导致相变界面下沉所致.

云南地区地壳变形强烈,南部地表高程仅500~1000 m,而北部地区地表高程达2000~3000 m.26°N以北地区地幔过渡带的厚度较接近全球平均值,而且410和660 km间断面的深度变化平缓;26°N以南地区410和660 km间断面的深度明显被加深.无论是SKS分裂,还是地幔过渡带的结构变化特征,均显示26°N附近是一个转换区,可能暗示了云南北部和南部具有不同的动力学模式.综合已有的研究结果,认为印度板块在缅甸下方的俯冲主要发生在26°N以南地区.然而,由于缅甸境内目前没有地震台站,俯冲板块的几何形态尚无法确定.

致谢 在成文过程中,中国地震局地球物理研究所的杨婷博士提供了层析成像的结果,两位审者提出了有益的修改意见,作者在此一并致谢.

参考文献

- 1 Molnar P, Tapponnier P. Tectonics in Asia: Consequences and implications of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419–426
- 2 Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, et al. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications. *J Geol Res*, 1986, 91: 13803–13872
- 3 England P, Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664–3676
- 4 England P, Molnar P. Active deformation of Asia: From kinematics to dynamics. *Science*, 1997, 278: 647–650
- 5 Zeng R S, Sun W G. Seismicity and focal mechanism in Tibetan Plateau and its implications to lithospheric flow (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 1992, 14(Suppl): 534–564 [曾融生, 孙卫国. 青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制及高原物质东流的讨论. *地震学报*, 1992, 14(增刊): 534–564]
- 6 Zhang P Z, Shen Z, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809–812
- 7 Gan W, Zhang P Z, Shen Z, et al. Presentday crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements. *J Geophys Res*, 2007, 112: B08416, doi: 10.1029/2005JB004120
- 8 Sato T. On the characteristic seismicity in south Asia from Hindukush to Burma. *Bull Inter Inst Seismol Earthq Eng*, 1969, 6: 81–93
- 9 Zang S X. The characteristics of the subduction zone beneath the Burmese arc and its stress state (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1987, 30: 142–158 [臧绍先. 缅甸山弧地区 Benioff 带的形态及其应力状态. *地球物理学报*, 1987, 30: 142–158]

- 10 Lei J, Zhao D, Su Y. Insight into the origin of the Tengchong intraplate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data. *J Geophys Res*, 2009, 114: B05302, doi: 10.1029/2008JB005881
- 11 Li C, van der Hilst R, Meltzer A S, et al. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 274: 157–168
- 12 Huang J, Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 2006, 111: B09305, doi: 10.1029/2005JB004066
- 13 Hu J F, Hu Y L, Xia J Y, et al. Crust-mantle velocity structure of S wave and dynamic process beneath Burma Arc and its adjacent regions (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 140–148 [胡家富, 胡毅力, 夏静瑜, 等. 缅甸弧及邻区的壳幔 S 波速度结构与动力学过程. *地球物理学报*, 2008, 51: 140–148]
- 14 Yang X T, Xu Y, Liu J H, et al. Seismic tomography in the Tengchong volcano area and its tectonic implication (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2011, 54: 2050–2059 [杨晓涛, 胥颐, 刘建华, 等. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义. *地球物理学报*, 2011, 54: 2050–2059]
- 15 Wang C Y, Gang H F. Crustal structure in Tengchong volcano-geothermal area, western Yunnan, China. *Tectonophysics*, 2004, 380: 69–87
- 16 Yang H Y, Hu J F, Hu Y L, et al. Crustal structure in the Tengchong volcanic area and position of the magma chambers. *J Asian Earth Sci*, 2013, 73: 48–56
- 17 Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference Earth model. *Phys Earth Planet Inter*, 1981, 25: 297–356
- 18 Flanagan M P, Shearer P M. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors. *J Geophys Res*, 1998, 103: 2673–2692
- 19 Anderson D L. *Theory of the Earth*. Boston: Blackwell Scientific Publication, 1989. 366
- 20 Bina C R, Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography. *J Geol Res*, 1994, 99: 15853–15860
- 21 Helffrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Rev Geophys*, 2000, 38: 141–158
- 22 Gao Z Y, Zhang R Q, Wu Q J, et al. A study on 660 km discontinuities beneath east China (in Chinese). *Acta Seismol Sin*, 2015, 37: 711–721 [高占永, 张瑞青, 吴庆举, 等. 中国东北地区下方 660 km 间断面研究. *地震学报*, 2015, 37: 711–721]
- 23 Duan Y H, Zhang X K, Liu Z, et al. Study on upper mantle discontinuities using the receiver function in the Changbaishan-Jinpohe volcano area (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2005, 48: 834–842 [段永红, 张先康, 刘志, 等. 长白山-镜泊湖火山区上地幔间断面接收函数研究. *地球物理学报*, 2005, 48: 834–842]
- 24 Liu Z, Tian X B, Nie S T, et al. The complex 660 km discontinuity beneath northern China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2016, 59: 2039–2046 [刘震, 田小波, 聂仕潭, 等. 华北东部复杂的 660 km 相变界面. *地球物理学报*, 2016, 59: 2039–2046]
- 25 Ammon C J, Randall G E, Zandt G. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *J Geol Res*, 1990, 95: 15303–15318
- 26 Yuan X, Ni J, Kind R, et al. Lithospheric and upper mantle structure of southern Tibet from a seismological passive source experiment. *J Geophys Res*, 1997, 102: 27491–27500
- 27 Li X, Sobolev S V, Kind R, et al. A detailed receiver function image of the upper mantle discontinuities in the Japan subduction zone. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 527–541
- 28 Langston C A. Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body wave. *J Geophys Res*, 1979, 84: 4749–4762
- 29 Ammon C J. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull Seismol Soc Am*, 1991, 81: 2504–2510
- 30 Dueker K G, Sheehan A F. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot tract. *J Geophys Res*, 1997, 102: 8313–8327
- 31 Dueker K G, Sheehan A F. Mantle discontinuity structure beneath the Colorado Rocky Mountains and High Plains. *J Geophys Res*, 1998, 103: 7153–7169
- 32 Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys J Int*, 1991, 105: 429–465
- 33 Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophys J Int*, 1997, 130: 497–505
- 34 Ligorria J P, Ammon C J. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. *Bull Seismol Soc Am*, 1999, 89: 1395–1400
- 35 Hu J, Su Y, Zhu X, et al. S wave velocity and Poisson's ratio structure of crust in Yunnan and its implication. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2005, 48: 210–218
- 36 Bao X, Sun X, Xu M, et al. Two crustal low-velocity channels beneath SE Tibet revealed by joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions. *Earth Planet Sci Lett*, 2015, 415: 16–24
- 37 Yang X T, Xu Y, Liu J H, et al. Seismic tomography in the Tengchong volcano area and its tectonic implication (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2011, 54: 2050–2059 [杨晓涛, 胥颐, 刘建华, 等. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义. *地球物理学报*, 2011, 54: 2050–2059]

- 38 Li Y, Wu Q, Zhang R, et al. The crust and upper mantle structure beneath Yunnan from joint inversion of receiver functions and Rayleigh wave dispersion data. *Phys Earth Planet Inter*, 2008, 170: 134–146
- 39 Kind R, Yuan X, Kumar P. Seismic receiver functions and the lithosphere-asthenosphere boundary. *Tectonophysics*, 2012, 536-537: 25–43
- 40 Li D M, Li Q, Chen W J. Volcanic activities in the Tengchong volcano area since Pliocene (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 2000, 16: 362–370 [李大明, 李齐, 陈文寄. 腾冲火山区上新世以来的火山活动. *岩石学报*, 2000, 16: 362–370]
- 41 Yang T, Wu J, Fang L, et al. Complex structure beneath the Southeastern Tibetan Plateau from teleseismic P-wave tomography. *Bull Seismol Soc Am*, 2014, 104: 1056–1069
- 42 Shen X, Zhou H, Kawakatsu H. Mapping the upper mantle discontinuities beneath China with teleseismic receiver functions. *Earth Planet Space*, 2008, 60: 713–719
- 43 Iwamori H. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 160: 65–80
- 44 Zhao D, Mishra O, Sanda R. Influence of fluids and magma on earthquakes: Seismological evidence. *Phys Earth Planet Inter*, 2002, 132: 249–267
- 45 Hirschmann M M. Water, melting, and the deep Earth H₂O cycle. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2006, 34: 629–653
- 46 Inoue T, Tanimoto Y, Irifune T, et al. Thermal expansion of wadsleyite, ringwoodite, hydrous wadsleyite and hydrous ringwoodite. *Phys Earth Planet Inter*, 2004, 143: 279–290
- 47 Ito E, Takahashi E. Postspinel transformation in the system Mg₂SiO₄-Fe₂SiO₄ and some geophysical implications. *J Geophys Res*, 1989, 94: 10637–10646
- 48 Niu F, Kawakatsu H. Direct evidence for the undulation of the 660-km discontinuity beneath Tonga: Comparison of Japan and California array data. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 531–534
- 49 Ai Y S, Zhen T Y. The upper mantle discontinuity structure beneath eastern China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 2089, doi: 10.1029/2003GL017678
- 50 Chen L, Ai Y. Discontinuity structure of the mantle transition zone beneath the North China Craton from receiver function migration. *J Geophys Res*, 2009, 114: B06307, doi: 10.1029/2008JB006221
- 51 Fukao Y, Widiyantoro S, Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev Geophys*, 2001, 39: 291–323
- 52 Vacher P, Mocquet A, Sotin C. Computation of seismic profiles from mineral physics: The importance of the non-olivine components for explaining the 660 km depth discontinuity. *Phys Earth Planet Inter*, 1998, 106: 275–298
- 53 Zang S X, Ning J Y. Study on the subduction zone in western Pacific and its implication for the geodynamics (in Chinese). *Chin J Geophys*, 1996, 39: 188–202 [臧绍先, 宁杰远. 西太平洋俯冲带的研究及其动力学意义. *地球物理学报*, 1996, 39: 188–202]
- 54 Silver P G. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1996, 21: 385–432
- 55 Chang L J, Ding Z F, Wang C Y. Upper mantle anisotropy beneath the southern segment of North-South tectonic belt, China (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2015, 58: 4052–4067 [常利军, 丁志峰, 王椿镛. 南北构造带南段上地幔各向异性特征. *地球物理学报*, 2015, 58: 4052–4067]

Summary for “云南地区的地幔过渡带结构及其动力学意义”

Structure of the mantle transition zone under the Yunnan region and its geodynamic implications

XUE Ming^{1,2}, WANG Su^{1,2}, XU XiaoYa^{1,2} & HU JiaFu^{1*}

¹ Department of Geophysics, Yunnan University, Kunming 650091, China;

² Kunming Southern Geophysical Technology Development, Inc. Kunming 650091, China

* Corresponding author, E-mail: jfhu@ynu.edu.cn

The mantle transition zone (MTZ) bounded by physical discontinuities at 410 and 660 km depth is believed to play a key role in controlling mantle flow. Mineral physics experiments reveal that phase changes from olivine to β phase and γ -spinel to perovskite+magnesiowustite, at pressures equivalent to the existing at those mantle discontinuities, largely explain the variations in seismic velocity observed by the seismologists. The globally observed seismic velocity discontinuity at 660 km depth marks the bottom of the MTZ, which is the natural boundary between the upper and lower mantle. This discontinuity is considered an important mantle boundary, since it is especially associated with the mantle dynamics, the source of mantle plumes and the sinking of the subducted plates. On the other hand, temperature variations are the cause of thickening and thinning of the MTZ in correspondence with the positive and negative slopes of the Clapeyron curve at the 410 and 660 km mantle discontinuities, respectively.

Receiver function analysis is a straightforward and commonly accepted method of studying the crust and upper-mantle structure through the use of teleseismic waveforms recorded at three-component seismic stations. This method requires the rotation of the ZNE displacement components to the radial and transversal components in the horizontal plane; and later the transformation of the radial and vertical components, which lie in the same vertical plane, into the L and Q components of the ground motion. By deconvolving the L component from the Q -component, both the source, far field path and instrument effects are removed. The resulting receiver function waveform is the ground's impulse response. The analysis of each receiver function recorded at an array station provides, after moveout correction, a detailed estimation of the depth of the interface where the P-to-S seismic phase conversion is produced. However, the converted Ps phases at the discontinuities of 410 and 660 km depth are so weak that stacking of a large amount of waveforms is needed to enhance the signal-to-noise ratio in the receiver functions.

In this study, we obtained 8600 teleseismic P-wave receiver functions recorded at 48 permanent broadband stations deployed in Yunnan and surroundings, which later were properly stacked in a single trace in $1^\circ \times 1^\circ$ -sized grid cells. Before stacking, the receiver functions were migrated from time domain to depth domain with the help of a reference earth model. Finally, we obtained 6 stacking images of receiver functions at latitude of 28° , 27° , 26° , 25° , 24° and 23° N, being the stacking depth in the 0–800 km range. The results indicate: (1) further north of 26° N, the average depths of the 410 and 660 km mantle discontinuities are in a range of 407–408 and 663–670 km, respectively, while the average thickness of the MTZ is within the range of 255–269 km, which are values very close to the global average thickness of 250 km. (2) South of 26° N, the average depths of the 410 and 660 km discontinuities are in a range of 412–426 and 675–703 km, respectively, and the average thickness of the MTZ is within the range of 262–279 km, which is obviously larger than the global average value of 250 km. The deepening of the 410 and 660 km discontinuities in the Yunnan region is obviously associated with the eastward subduction of the Indian plate below the Burma Arc; then, based on the greater thickness of the MTZ beneath the Yunnan region, we suggest that the eastward subduction of the Indian plate occurs mainly south of 26° N in the Yunnan region.

P-wave receiver functions, stacking, mantle transition zone, Indian plate, eastward subduction

doi: 10.1360/N972017-00012