

腾冲及其邻区地壳 S 波速度结构*

陈 佳¹, 金明培^{2♣}, 叶 泵¹, 邓嘉美¹, 高 琼¹, 王 军¹

(1. 中国地震局滇西地震预报实验场, 云南 大理 671000; 2. 云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 利用腾冲及其邻区架设的 23 个台站的远震波形资料, 应用接收函数及时间域的线性反演方法反演了各台站下方的 S 波速度结构, 分析该区域的地壳速度结构特征, 结果表明: 腾冲及其邻区莫霍面深度为 39 km 左右, 整个研究区域地壳厚度从南 (32 km) 到北 (42 km) 逐渐增加。不同深度的 S 波速度结构显示, 腾冲附近的中下地壳 (30 km 附近) 呈现为明显低速区, 该低速区以腾冲为中心展布, 范围约为 30 km。低速异常区域与地壳内的岩浆活动和部分熔融物质有关, 深部熔融物质为腾冲地区带来了丰富的地热资源。

关键词: 腾冲; 接收函数; S 波速度结构; 地壳厚度

中图分类号: P315.21

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2018)01-0125-07

0 引言

腾冲及其邻区 ($24^{\circ} \sim 25.6^{\circ}\text{N}$, $97.5^{\circ} \sim 99.3^{\circ}\text{E}$) 位于印度板块与欧亚板块碰撞带的东北侧, 其西部是缅甸中深源地震带, 东邻我国南北地震带的南延部分。自 1929 年有仪器记录以来, 该区域共发生 5 级以上地震 72 次, 其中 7 级以上地震 2 次 (1976 年龙陵 7.3、7.4 级地震), $M_{6.0} \sim 6.9$ 地震 10 次, $M_{5.0} \sim 5.9$ 地震 60 次, 这些强地震绝大多数属浅源地震, 在世界其他地区并不多见。同时该区内火山、地热资源丰富, 深大断裂纵横交错, 主要有怒江断裂、大盈江断裂、龙陵断裂、腾冲断裂等。腾冲及其邻区具有如此特殊的构造环境和频繁的地震灾害, 历来是地震学家研究的热点。

中外科学家在腾冲及其邻区开展了丰富的地质、地球物理等研究。如 1982 年、1987 年和 1999 年开展的人工地震测深工程 (胡鸿翔等, 1986; 林中洋等, 1993; 皇甫岗, 姜朝松, 2000; 王椿镛等, 2000; 楼海等, 2002); 利用地震层析成像方法重建腾冲地区地壳、上地幔分层结构 (秦嘉政等, 2000; 杨晓涛等, 2011); 利用接收函数、转换函数方法得到腾冲地区地壳厚度及 S 波速度特征 (高星等, 2008; 冯静等, 2012; 张龙等, 2015)。

2011 年, 中国地震科学台阵探测项目一期工程在腾冲及其邻区布设了密集的观测台站, 新的台站布设为了解该区地壳结构提供了有利手段。本文利用 2011 年 9 月至 2014 年 1 月原有固定台和新架设台的宽频带地震波形资料, 应用接收函数和时间域线性反演方法, 对腾冲及其邻区地壳速度结构进行更精细的研究, 更全面认识腾冲火山区地质结构及地球动力学特征。

1 数据选取

本研究使用的数据来源于中国地震科学台阵探测项目 (简称: 台阵项目) 一期工程布设的 20 个台站和云南原有的 3 个固定台站自 2011 年 9 月 2 日至 2014 年 1 月 16 日记录到的地震, 从中选取了 P 波初动清晰、信噪比高的 238 个 $M_s \geq 5.8$ 、震中距在 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 之间的远震来计算接收函数。图 1a 给出了使用台站分布图, 将台阵项目和固定台站相结合, 提高了台站密度, 台间距约为 26 km, 分辨率相比于以往研究更高。图 1b 给出了本文所使用的远震事件分布, 地震主要来自台网东北、东、东南、南、西南、西 6 个方位 (反方位角 $31^{\circ} \sim 300^{\circ}$), 符合条件的北部、西南区域少震, 资料稀少。

* 收稿日期: 2016-04-17.

基金项目: 云南省地震局科技行业专项、云南省地震局“传帮带”项目和云南省陈颙院士工作站共同资助。

♣ 通讯作者: 金明培 (1969-), 高级工程师, 主要从事地震监测预报和接收函数、震源机制解、强震动模拟等数字地震学研究. E-mail: jim69@263.net.

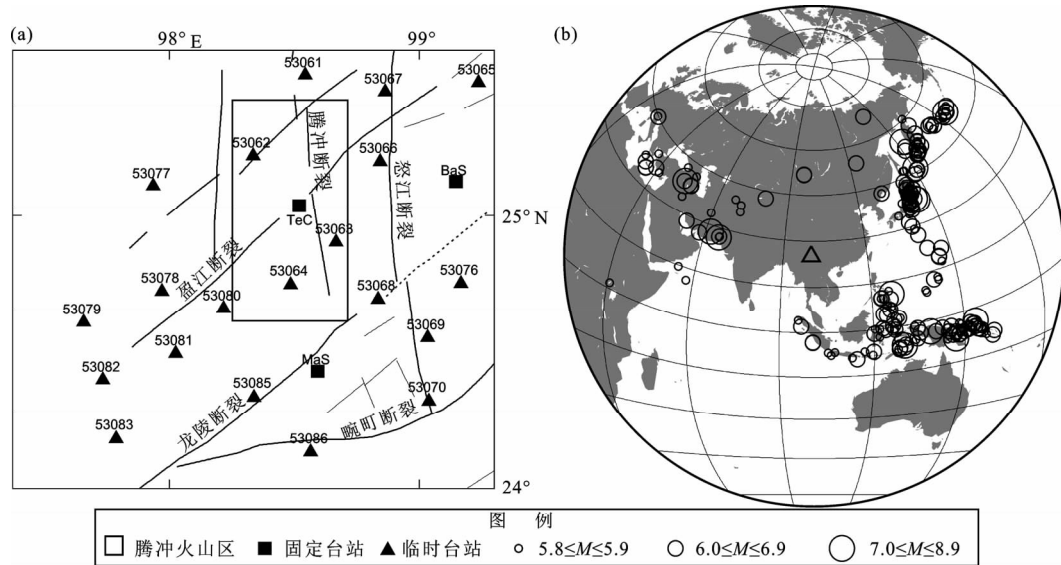


图 1 本文使用台站及断裂图 (a) 和远震事件分布图 (b)

Fig. 1 Distribution of stations and faults (a) and teleseismic events (b) in this study

2 接收函数的提取、反演

震中距在 $30^\circ \sim 95^\circ$ 的远震 P 波到达地震台站下方时, 可近似为垂直入射的波, 垂直分量以 P 波为主, 水平分量以 S 波为主。在远震记录图上, P 波之后会呈现出一系列的散射波, 水平分量的散射波系列被称为台站的接收函数, 它描述了地震波通过台站下方地层向上传播的过程中, 直达 P 波与 Ps 转换波以及多次散射波之间的分布趋势。提取接收函数过程为: 首先利用反方位角将去均值之后的 ZNE 三分量地震记录旋转到 ZRT (垂向、径向和切向) 坐标系; 然后根据 Langston (1979) 给出的震源等效方法, 将 R 分量对 Z 分量在频域反褶积, 变换到时间域得到径向接收函数; 再用系数 1.0 的高斯滤波器对接收函数进行低通滤波, 消除高频信号, 保留远震波形有效成分, 得到此台站相对于每个事件的接收函数。在计算接收函数时, 由于垂直分量可能含有近零值振幅, 会造成频率域除法不稳定, 所以在计算时加入了“水准量”来保证频率域除法的稳定。本文中每个台站提取到接收函数数量不等, 最多的有 88 个, 最少的有 20 个。

本文使用时间域线性反演方法 (Ammon, Randall, 1990) 得到台站下方的 S 波速度结构特征, 此方法计算速度快, 反演结果稳定。首先根据对研究区域的现有研究结果 (王椿镛等, 2002;

张中杰等, 2005; 张晓曼等, 2011; 胥颐等, 2012) 给出初始模型, 在很大程度上减少反演的非唯一性 (Ammon, Randall, 1990)。在初始模型中, 将速度结构分成 2 ~ 3 km 的薄层, P 波速度

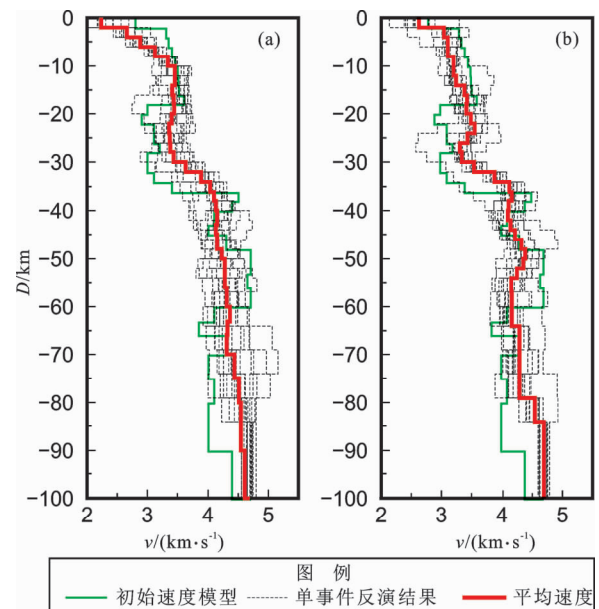


图 2 53069 台 (a)、53080 台 (b) 初始速度模型和使用接收函数反演获得的 S 波速度结构及其平均结果

Fig. 2 The initial velocity model and the S wave velocity structure and average velocity structure inversed by receive function of 53069 (a) and 53080 (b) stations

V_p 与 S 波速度 V_s 之间用经验关系 $V_p = 1.73V_s$ 来约束, 介质密度 ρ 采用 $\rho = 0.32V_p + 0.77$ 确定, 同时通过增加模型的光滑约束压制速度结构的急剧变化, 得到台站下方合理的 S 波速度结构。

为了保证反演结果的可靠性, 每个台站对不同方位、不同震中距和震级的地震事件得到的接收函数进行反演, 将所有反演得到的 S 波速度的平均结果 (拟合率大于 90%) 作为本台最终结果。每个台站都有 8 ~ 15 个反演结果进行平均, 大多数台站进行平均的 S 波速度结构为 10 个反演结果, 极少数台站为 8 个。每个台站所有反演的 S 波速度的结果与均值之间的误差在 0.14 ~ 0.51 之间, 多数台站 S 波速度的误差小于 0.44, 极少数台站超过 0.45。图 2 是 53069 和 53080 台站初始速度模型, 以及使用接收函数反演所得到

的 S 波速度结构和其平均的结果。在所得到的速度结构中, 一般以有明显间断面的第一个稳定深度确定莫霍面位置。

3 结果与分析

3.1 各台 S 波速度结构

将每个台站所使用的接收函数反演得到的 S 波速度进行平均后, 得到每个台站最终的 S 波速度结构结果, 这样得到的结果稳定性及可信度高。图 3 给出了腾冲及其邻区 23 个台站的 S 波速度结果, 从图中可以看出, 各台站莫霍界面非常明显, 地壳厚度最小为 34 km, 大部分台站下方地壳厚度集中在 34 ~ 40 km, 所以该区地壳厚度总体变化不是很大, 从南到北逐渐增厚。



图 3 23 个台站反演得到的 S 波速度结构图

Fig. 3 The inversion S - wave velocity structure of 23 stations

从图 3 可以看出, 23 个台站中有 18 个台站下方地壳中存在 S 波速度减小情况, 即低速区, 占比为 78%。多数台站低速层的深度集中在 20 ~ 40 km, 低速层的发育厚度为 10 ~ 20 km。

3.2 莫霍面深度特征

腾冲及其邻区 (24 ~ 25.6°N, 97.4 ~ 99.3°E) 莫霍面深度总体呈现北深南浅的特征, 从南部的 34 km 增至北部 42 km, 在腾冲县城附近为 39 km 左右, 与前人使用接收函数方法 (胡家富等, 2005; 冯静等, 2012; 邓嘉美等, 2014) 和层析成像方法 (杨晓涛等, 2011; 楼海等, 2002) 得到结果一致, 与王椿镛等 (2000)、姜朝松等 (2004)、张中杰等 (2005) 人工地震测深所得到结果相差较小。

从腾冲及其邻区莫霍面深度图 (图 4) 可以看出, 大致以腾冲断裂为界, 其东部地区地壳厚度相对一致, 其西南地区的地壳厚度变化剧烈, 且相对于东部要薄。东部厚西部薄的特征是因为腾冲断裂东部为哀牢山山根, 而其西部是腾冲火山区, 同时也显示腾冲断裂西部的腾冲地块和与东部的保山地块地质结构不同, 可能预示着它们来源于不同的大陆块体。腾冲断裂西北部地壳厚度变化平缓, 其东南部从腾冲至龙陵地区地壳厚度则相对变化剧烈, 这一地区是腾冲断裂、怒江断裂和龙陵断裂交汇处, 1976 年在该交汇处发生了龙陵 7.3、7.4 级

双震。从 10 km 深度处 S 波速度结构 (图 5a) 可以看出, 龙陵地震震源深度附近是低速体和高速体交界地区, 该地区断裂交汇, 且位于高速体与低速体边界附近, 活动剧烈, 为龙陵双震的发生提供了动力条件。张龙等 (2015) 得到腾冲地区 9 个火山台站下方莫霍面深度, 其结果显示南北两端厚而中间薄的上隆状态, 最薄地区在腾冲断裂和盈江—陇川断裂交汇处。而本文结果显示莫霍面在腾冲断裂东部深度浅, 在西部相对较深, 且东部莫霍面深度梯度变化较大。

3.3 不同深度 S 波速度结构特征

将不同深度的 S 波速度绘制成等值线图 (图 5), 显示 S 波速度的横向变化特征。虽然研究区域有限, 但各个深度处横波速度差异明显, 这种横向速度结构的差异可能说明腾冲及其邻区长期以来具有强烈的地壳变形和复杂的深部动力学过程。

从 10 km 深度水平剖面看, 腾冲县城附近为高速区 (图 5a), 高速区从腾冲西南向东北方向延伸; 固东西南、潞西和保山地区为低速区。腾冲地区浅部的高速层可能与早期火山喷发难以挥发的高密度残留物质有关, 而潞西盆地和保山盆地的低速可能与盆地内的沉积层较厚有关。

从 20 km 深度水平剖面 (图 5b) 上看, 整个研究区域内 S 波速度分布差异不大, 保山地区仍为低速区, 潞西以南地区为高速区, 但相比于 10 km 处的速度结构, 腾冲地区 S 波速度相对较小, 而潞西地区的 S 波速度较大。

30 km 深度 (图 5c) 剖面显示, 腾冲附近地区为明显的低速区, 从固东的南部延伸至梁河地区, 此低速区主要以南北向展布, 长约 30 km。潞西和保山地区 S 波速度结构则比较一致。秦嘉政等 (2000)、贺传松等 (2004)、阚荣举和赵晋明 (1994) 等有直接的证据证明腾冲地区存在岩浆囊。腾冲地区分布了近 70 座火山, 温泉 139 处, 地热资源丰富。可见腾冲及其邻区低速异常代表了处于熔融和半熔融状态的局部熔融体或岩浆囊, 这些熔融体主要分布在大盈江断裂和腾冲断裂的交汇地区, 深度在 25 ~ 35 km。

40 km 深度剖面 (图 5d) 显示, 固东、腾冲、盈江、潞西、保山等大部分地区为低速区, 而怒江断裂的北部地区则为相对高速区。这一深度已经接近上地幔软流层, 低速特征也显示了腾冲地区岩浆的来源。

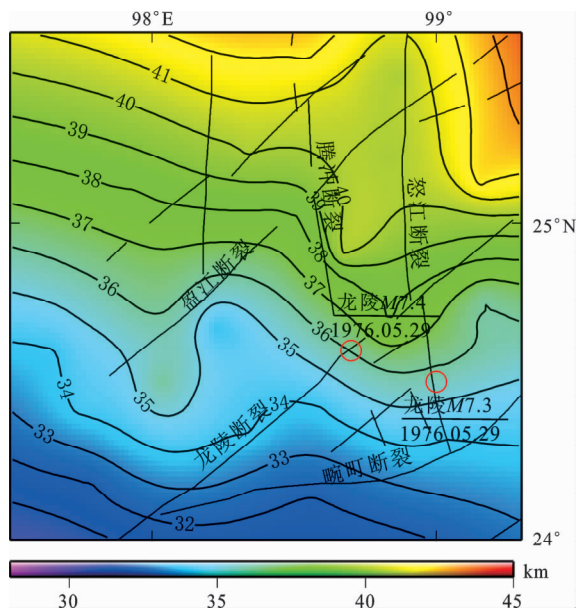


图 4 腾冲及其邻区莫霍面深度图

Fig. 4 The depth of Moho surface in Tengchong and its adjacent area

腾冲及其邻区 0 ~ 40 km 深度的 S 波速度经历了降低 - 升高的过程, 从 10 km 的 3.6 km/s 降至 30 km 的 2.8 km/s, 又逐步升至 40 km 处的 4.0 km/s。图 5b、c 显示 15 ~ 35 km 即中下地壳为低速区, 整个低速区的范围在 30 km 深度最大, 从腾冲经过热海到梁河北部, 速度小于 3.0 km/s 的区域呈南北向展布, 长度约 30 km。王椿镛等 (2002) 使用人工地震测深资料进行有限差分 and 正向走时拟合得到腾冲地区 30 ~ 50 km 存在负速度异常, 认为主要与热物质有关; 同样高星等 (2008) 使用转换函数方法分析得到腾冲地区 30 ~ 40 km 存在 S 波

低速区; 杨婷等 (2014) 和胥颐等 (2012) 分别对滇西地区地壳速度结构进行研究, 结果都表明腾冲地区的中下地壳表现为明显的大范围低速异常。本文得到的腾冲及其邻区下地壳的低速异常与杨文采等 (2015) 利用密度反演得到的地壳低密度异常区一致, 主要以腾冲为中心向南北方向展布, 如此大范围低速区, 说明腾冲断裂是超壳断裂, 它是上地幔岩浆上升的通道。因腾冲地区地热资源丰富, 地表热流值高达 91 mW/m^2 , 地幔热流为 56.39 mW/m^2 , 远远高于全球大陆地区的地幔热流平均值, 可见 30 km 深度处的岩浆囊像一个火炉

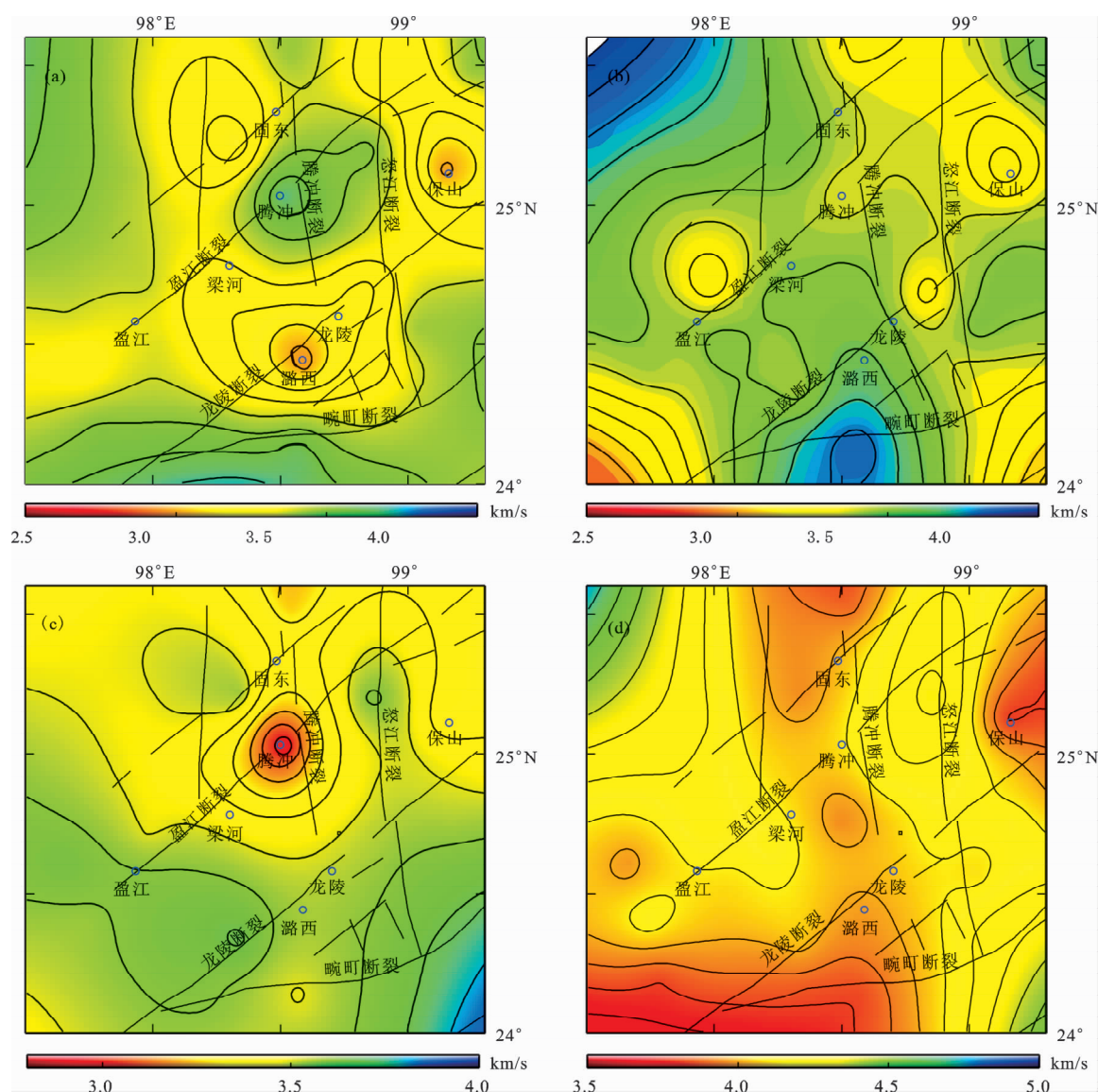


图 5 腾冲及其邻区 10 km (a), 20 km (b), 30 km (c), 40 km (d) 深度水平剖面 S 波速度等值线图

Fig. 5 S - wave velocity contour map of different depth in 10 km (a), 20 km (b), 30 km (c), 40 km (d) in Tengchong and its adjacent area

一样烤着浅部的高速岩体而带来了丰富的地热资源。与以往研究不同的是,在地壳浅层 20 km 深度处,本文研究结果中的 S 波速度没有显示出明显的低速异常,属于正常的地壳波速变化。而秦嘉政等(2000)、杨晓涛等(2011)的结果显示:腾冲火山区下方 10~20 km 深度为低速区,此低速区显示了地壳深部岩浆囊向浅表延伸的一个低速通道。

4 结论

通过对腾冲及其邻区 23 个台站所记录的大量的远震(震中距在 $30^\circ \sim 90^\circ$ 之间)波形进行计算得到的接收函数反演结果可以看出,即便是在腾冲有限区域内,其地壳和上地幔的 S 波速度结构仍存在强烈的三维非均匀性,预示着青藏高原东南缘地壳变形的剧烈,深部动力学过程的复杂。

(1) 从反演结果看,腾冲及其邻区莫霍面深度在 39 km 左右,地壳厚度从南到北逐渐增加,从南部的 34 km 增加至北部的 42 km。

(2) 腾冲及其邻区 0~40 km 深度内的 S 波速度结构显示,10 km 以上为高速异常区,随深度增加 S 波速度逐渐减小,在 30 km 处,低速区范围达到最大,整个低速区的范围以腾冲为中心展布,长度约 30 km。低速异常对应了腾冲地区的岩浆或熔融物质,而炙热的岩浆囊或者熔融物质像一个火炉一样烤着浅部的高速岩体,同时也给腾冲地区带来了丰富的地热资源,从构造上看,此岩浆囊主要分布在大盈江断裂和腾冲断裂交汇地区。

(3) 龙陵地震老震区,处于腾冲断裂、怒江断裂和龙陵断裂交汇处附近。本文结果显示此地区地壳厚度变化相对剧烈,10 km 深度处 S 波速度结构显示,震源深度附近是低速体和高速体交界地区。可见莫霍面深度变化梯度大、断裂交汇并处于高速体与低速体边界,为 1976 年龙陵双震的发生提供了动力及地质条件。

(4) 本文反演的结果结合了原有固定台及台阵项目共 23 个台站的数据,与以往结果对比,台站密度得到很大提高,速度结构的横向变化特征得到了很好的展现,进一步认识了腾冲地区现今的火山区岩浆的运移和地壳结构。

参考文献:

- 邓嘉美,金明培,赵家本,等. 2014. 云南地区地壳厚度与泊松比变化及其意义[J]. 中国地震,30(4):583-596.
- 冯静,傅竹武,高孟潭. 2012. 利用接收函数方法研究腾冲地区 S 波速度结构[J]. 地球物理学进展,27(4):1328-1336.
- 高星,郭志,王卫民,等. 2008. 用转换函数方法研究腾冲—临沧地区地壳结构[J]. 地球物理学报,51(2):451-459.
- 贺传松,王椿镛,吴建平. 2004. 腾冲火山区 S 波速度结构接收函数反演[J]. 地震学报,26(1):11-18.
- 胡鸿翔,陆涵行,王椿镛,等. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报,29(2):133-144.
- 胡家富,朱雄光,夏静瑜. 2005. 利用面波和接收函数联合反演滇西地区壳幔速度结构[J]. 地球物理学报,48(5):1069-1076.
- 皇甫岗,姜朝松. 2000. 腾冲火山研究[M]. 昆明:云南科技出版社,336-366.
- 姜朝松,周真恒,赵慈平. 2004. 腾冲火山区地壳及上地幔结构特征[J]. 地震研究,27(增刊1):1-6.
- 阚荣举,赵晋明. 1994. 腾冲火山地区的壳幔构造[M]//陈运泰等主编. 中国固体地球物理学进展. 北京:海洋出版社,23-30.
- 林中洋,胡鸿翔,张文彬,等. 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究[J]. 地震学报,15(4):427-440.
- 楼海,王椿镛,皇甫岗. 2002. 云南腾冲火山区上部地壳三维地震速度层析成像[J]. 地震学报,24(3):243-251.
- 秦嘉政,皇甫岗,李强,等. 2000. 腾冲火山及邻区速度结构的三维层析成像[J]. 地震研究,23(2):157-164.
- 王椿镛,Mooney W D,王溪莉,等. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报,24(1):1-16.
- 王椿镛,皇甫岗,万登堡,等. 2000. 腾冲火山区地壳结构的人工地震探测[J]. 地震研究,23(2):148-156.
- 胥颐,钟大赉,刘建华. 2012. 滇西地区壳幔解耦与腾冲火山区岩浆活动的深部构造研究[J]. 地球物理学进展,27(3):846-855.
- 杨婷,吴建平,房立华,等. 2014. 滇西地区地壳速度结构及其构造意义[J]. 地震地质,36(2):392-404.
- 杨文采,侯遵泽,于常青,等. 2015. 滇西地壳三维密度结构及其大地构造含义[J]. 地球物理学报,58(11):3902-3916.
- 杨晓涛,胥颐,刘建华,等. 2011. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义[J]. 地球物理学报,54(8):2050-2059.
- 张龙,胡毅力,秦敏,等. 2015. 云南腾冲火山区地壳及岩石圈厚度研究[J]. 地球物理学报,58(5):1622-1633.
- 张晓曼,胡家富,胡毅力,等. 2011. 云南壳幔 S 波速度结构与强震的构造背景[J]. 地球物理学报,54(5):1222-1232.
- 张中杰,白志明,王椿镛,等. 2005. 三江地区地壳结构及动力学意义:云南遮放—宾川地震反射/折射剖面的启示[J]. 中国科学:地球科学,48(9):314-319.
- Ammon C J, Randall G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions[J]. J Geophys Res, 95(B10):15303-15318.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves[J]. J Geophys Res, 84(B9):4794-4762.

Research on Crustal S-wave Velocity Structure in Tengchong and its Adjacent Regions

CHEN Jia¹, JIN Mingpei², YE Beng¹, DENG Jiamei¹, GAO Qiong¹, WANG Jun¹

(1. *Western Yunnan Earthquake Prediction Study Area, CEA, Dali 671000, Yunnan, China*)

(2. *Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China*)

Abstract

We collected teleseismic waveform data recorded by 23 broadband stations located in Tengchong and its adjacent area and computed the S-wave velocity structure by using the receiver function and linear inversion method in spatial domain. Through analyzing crustal velocity structure in Tengchong, we obtain that the depth of Moho surface of Tengchong and its adjacent area is approximately 39 km. The depths of the study area increase gradually from 34 km in the south to 42 km in the north. The middle and lower crust near Tengchong (30 km at depth) shows significantly lower layers, based on the perspective of the S-wave velocity of different depths. The distribution range around the center of Tengchong reaches about 30 km. The lower velocities in the crust are caused by molten or semi-molten magma and the deep molten material has brought rich geothermal resources to the Tengchong region

Keywords: Tengchong; receive function; S-wave velocity structure; crust thickness