中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 12 期: 1853 ~ 1865
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

南北地震带滇西南地区地壳速度结构与构造研究: 勐海-耿马-泸水深地震探测剖面结果

王帅军, 刘保金*, 张建狮, 刘宝峰, 段玉玲, 宋向辉, 邓晓果, 马策军, 臧怡然

中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002
* 联系人, E-mail: LBJ001@126.com

收稿日期: 2015-03-28; 接受日期: 2015-06-25; 网络版发表日期: 2015-11-20
地震行业专项项目(编号: 201108001)和国家自然科学基金项目(批准号: 41474076, 41474077)资助

摘要 位于南北地震带南段的滇西南地区是中国地质构造运动和地震活动较为强烈的地区之一. 该区的地质构造背景和深部物理场特征研究是重要的基础科学问题. 2013 年, 在滇西南地区完成了一条长 600 km 的勐海-耿马-泸水深地震宽角反射/折射和高分辨地震折射联合探测剖面, 利用获得 11 次爆破地震记录截面上 6 组清楚的壳内 P 波震相, 采用有限差分反演和射线走时正演拟合技术构建了该区的基底速度结构和地壳二维 P 波速度结构模型. 结果显示: 沿剖面地壳厚度由南向北逐渐加厚, 基底形态呈现出明显的横向起伏变化, 在南汀河断裂带附近, 基底结构呈现出凹、隆相间的变化形态, 基底埋深最浅处约为 1.0 km, 在腾冲与澜沧附近, 基底埋深约为 5.0 km. 该区中、下地壳速度总体呈现出随深度的增加而增大的变化特征, 在块体边界和断裂构造带的下方, 速度等值线出现明显紊乱和 P 波速度的突变. 本区莫霍面深度由南向北逐渐加深, 且横向起伏变化较大, 莫霍面最浅处位于勐海附近, 其深度约为 32.0 km, 最深处位于腾冲附近, 深约 40.5 km. 在耿马与永德之间, 莫霍面出现快速上隆和下凹的明显变化, 其变化幅度约为 4.0 km. 在南汀河断裂带、龙陵-瑞丽断裂、大盈江断裂和腾冲火山区的下方, 基底速度结构、地壳二维 P 速度结构、剖面平均速度分布和壳内界面展布还出现从基底至莫霍面顶部的明显变化, 显示出断裂构造带下方的地壳速度和介质物性与其两侧的地壳物质具有明显的差异, 暗示这些断裂不但具有一定的规模, 而且可能延伸至下地壳或上地幔顶部. 该区地震主要发生在 10~20 km 的深度范围内, 且地震活动呈现出与壳内介质速度差异、断裂带分布的相关性. 研究结果可为分析研究滇西南地区地震活动的深部构造背景、地震精确定位、构建发震构造模型等提供重要的壳幔结构数据, 为评价该区的地震危险性和防震减灾规划的制定提供重要参考.

关键词
滇西南地区
地震测深剖面
地壳速度结构
断裂

中文引用格式: 王帅军, 刘保金, 张建狮, 刘宝峰, 段玉玲, 宋向辉, 邓晓果, 马策军, 臧怡然. 2015. 南北地震带滇西南地区地壳速度结构与构造研究: 勐海-耿马-泸水深地震探测剖面结果. 中国科学: 地球科学, 45: 1853–1865
英文引用格式: Wang S J, Liu B J, Zhang J S, Liu B F, Duan Y L, Song X H, Deng X G, Ma C J, Zang Y R. 2015. Study on the velocity structure of the crust in Southwest Yunnan of the north-south seismic belt—Results from the Menghai-Gengma-Lushui deep seismic sounding profile. Science China: Earth Sciences, 58: 2175−2187, doi: 10.1007/s11430-015-5189-0

南北地震带是我国境内一条重要的地震活动构造带. 该构造带经宁夏、甘肃东部、四川西部直至云南, 向北可延伸至蒙古境内, 向南延伸至缅甸. 在这条地震带上, 集中了中国有历史地震记录以来一半8级以上的大地震. 南北地震带中南段位于印度板块向北与欧亚大陆碰撞的前沿, 是构造变形和构造活动强烈、中-强地震频繁发生的重要地区. 近年来, 在该区发生了多次中等强度的地震, 造成了严重的经济损失和人员伤亡. 如2007年6月3日发生的宁洱6.4级地震, 造成300余人受伤, 受灾人数达18万多人; 2014年8月3日在云南昭通市鲁甸县境内发生6.5级地震, 造成了617人死亡, 经济上造成了严重的损失(徐涛等, 2014); 2014年10月7日在云南景谷县发生了6.6级地震, 幸运的是这次地震造成了很少的人员伤亡. 研究表明, 地震的发生与区域性的地壳和上地幔结构、介质物性状态以及深部动力学环境等密切相关(刘福田等, 1986; 邓起东等, 1994; 丁志峰和曾融生, 1996; 徐锡伟等, 2003; Chen等, 2012; 王椿镛等, 2014). 因此, 开展地震活动构造带的深部构造环境探测研究, 对防震减灾和地球科学研究等具有重要意义. 地球物理探测方法是获取地壳结构信息、深部构造环境、震源区物性参数的有效手段(王椿镛等, 2000; 张中杰等, 2004, 2005; Chen等, 2010; 王帅军等, 2014). 为了研究滇西南地区的地壳精细结构和深部构造环境, 2013年初, 在“中国地震活断层探察-南北地震带中南段”地质和地球物理综合研究项目中, 我们在滇西南地区开展了深地震宽角反射/折射和高分辨地震折射综合探测研究工作.

本项研究通过在同一条剖面上实施小点距(0.7~2.0 km)的宽角反射/折射和高分辨折射联合探测技术, 获得了剖面长度600 km和11炮高质量的深地震探测数据. 本文利用在该区获得的深地震宽角反射/折射和高分辨折射数据, 并结合研究区地质构造、地震测深和天然地震以及地球动力学研究结果(王椿镛等, 2002, 2014; 滕吉文等, 2003; Lei等, 2009, 2012; An和Shi, 2006; 吴建平等, 2001; 白志明和王椿镛, 2003; 胥颐等, 2012; Teng等, 2013), 通过多种数据处理方法和正、反演计算, 获得了研究区高分辨基底速度结构和构造以及地壳二维P波速度结构图像, 分析探讨了剖面沿线的深部构造环境和主要断裂构造带及其两侧的结构差异, 其结果可为分析研究强震活动区的深部构造背景、地震精确定位、构建发震构造模型等提供重要的壳幔结构数据, 为滇西南地区的地震危险性评价以及防震减灾规划的制定提供重要参考.

1 地质构造背景

勐海-耿马-泸水深地震探测剖面位于印度板块与欧亚板块碰撞带东北侧的滇西南地区. 已有研究表明(马杏垣, 1987; 邓起东等, 1994, 2002; 徐锡伟等, 2003), 印度板块与欧亚板块的碰撞使川滇地区的地壳产生了强烈变形, 且其变形至今仍然在继续. 研究区自晚元古代以来古大洋向其北部和东部地台的长期挤压和俯冲以及各时期主应力方向的不断变化, 形成了该地区极其复杂的构造格局(潘桂棠等, 2004), 区内众多大断裂纵横交错, 地质构造十分复杂, 且滇西地区强震的发生通常受控于规模较大的断裂带. 研究区及附近分布的断裂主要有: 分割华南地块和冈瓦纳地块的澜沧江断裂、分割腾冲地块和保山地块的怒江断裂、以及大盈江断裂、龙陵-瑞丽断裂、南汀河断裂、孟连断裂等(图1).

勐海-耿马-泸水剖面自南向北穿过了保山和腾冲地块. 保山、腾冲地块为缅泰马微大陆的北延部分. 元古宇变质基底原岩是一套陆源沉积和大陆玄武岩、辉长岩、花岗岩质-英云闪长质片麻岩, 通称为高黎贡山群(任纪舜等, 1980; 钟大赉等, 2000; 腾吉文等, 2003; Zhao等, 2010). 从晚寒武世开始, 以稳定型陆源碎屑和碳酸盐岩为主, 晚古生代以浅海相碳酸盐岩台地沉积占优势. 现有地层古生物、特征性沉积建造、古水温和古地磁等资料均支持腾冲和保山微陆块在晚古生代属冈瓦纳地块的一部分.

滇西南地区的构造活动相当强烈. 长期以来, 该地区的地震活动具有频度高、强度大的特点, 中小地震几乎遍布各地, 是中国大陆内部地震活动最为强烈的地区之一(杨晓涛等, 2011; Wang和Huang, 2004). 近30年以来, 在该区相继发生了一系列大于7.0级的强震, 如1970年的通海7.8级地震、1973年的炉霍7.6级地震、1974年的昭通7.1级地震、1976年的龙陵7.3级地震、1976年的松潘7.2级地震、1988年的澜沧-耿马7.2级地震、1995年孟连西南的中缅边境7.3级地震和1996年的丽江7.0级地震. 滇西南地区的强震主要分布在腾冲-龙陵地震带、澜沧-耿马地震带上, 且大多数地震都沿着第三纪以来持续活动的断裂带分布.

研究区的内众多活动断裂相互交汇、切割, 地震活动与活动断裂带有密切关系, 深地震剖面穿过的南汀河断裂带、龙陵-瑞丽断裂和大盈江断裂是滇西南地区较为重要的活动断裂, 在这些断裂上曾经多次发生中等强度的地震.

已有研究表明, 滇西地区的地壳结构具有明显的层状结构特征, 且地壳速度有着明显的横向不均匀性. 林中洋等(1993)对滇西86-87工程人工地震资料的解释, 认为滇西地区的地壳可分为上、中、下三层结构, 地壳速度结构自南向北有着明显的横向不均匀性, 莫霍面深度从剖面南端的38 km加深到北端的58 km, 地壳平均速度南低、北高, 其变化范围为6.17~6.45 km s^{-1}. 王椿镛等(2000)对腾冲地区人工地震测深剖面的研究表明, 该区地壳可分为三层结构, 上地壳平均速度为5.94 km s^{-1}, 中地壳平均速度为6.17 km s^{-1}, 下地壳平均速度为6.67 km s^{-1}, 地壳平均厚度约为40 km左右. 白志明等(2003)利用滇西南地区的多条人工地震测深资料, 对该区上部地壳结构和地震构造环境进行了层析成像研究, 结果显示, 该区上地壳速度分布与地表展布的盆地、隆起和断裂有很好的对应关系, 且上地壳速度的横向不均匀性显著. 楼海等(2005)利用小波变换方法对云南及周围地区的布格重力异常进行研究, 结果表明, 地震的分布不仅受断裂构造控制, 也与地壳深部的密度变化有关等. 这些研究对认识滇西地区的地壳结构和深部构造环境具有重要意义. 从前人在滇西地区完成的人工地震测深剖面位置和剖面方向(图1)来看, 这些剖面对展布于中缅边境的一系列北东向断裂构造难以进行较好地控制, 为了更好地理解滇西南地区的地壳深部结构和断裂的深、浅构造特征, 跨该区一系列北东向的断裂构造实施了一条深地震宽角反射/折射和高分辨地震折射联合探测剖面, 即勐海-耿马-泸水剖面.

2 剖面位置及观测系统

位于滇西南地区的勐海-耿马-泸水深地震剖面基本沿着中缅边界布设(图1), 剖面方向为近南北向, 长度约600 km. 剖面起点位于云南省勐海县勐龙镇勐宋村附近(其坐标为: 21°28′30″N, 100°32′20″E; 剖面桩号100 km), 向北依次经勐海、澜沧、耿马、永德、龙陵、腾冲和泸水等地, 终止于怒江傈僳族自治州泸水县称杆乡嘞磨村附近(其坐标为: 26°20′7″N, 98°50′45″E; 剖面桩号700 km). 剖面由南向北横跨保山地块、腾冲地块和多条规模较大的断裂带, 主要有孟连断裂、南汀河断裂、龙陵-瑞丽断裂及大盈江断裂等.

沿剖面共实施了11个炮点的爆破激发(SP1~SP11), 单炮药量1.0~3.0 T. 地震波观测使用496台PDS三分量轻便数字地震仪, 观测点距0.7~2.0 km. 为得到南汀河断裂、龙陵-瑞丽断裂的精细结构, 在剖面中段的321~550 km桩号(即雪林-耿马-腾冲段)设计了高分辨地震折射探测段, 高分辨地震折射观测段的观测点距加密至0.7~1.2 km, 炮距加密至40~60 km. 在沿剖面进行11个炮点的爆破激发时, 沿剖面布设的496台地震仪同时接收, 以实现高分辨折射和宽角反射/折射的联合探测, 形成了追逐与相遇相结合的完整观测系统. 从而保证了结晶基底折射波具有连续的追踪、地壳内不同深度的反射波和莫霍界面反射波具有多次相遇、追逐和互换, 并且能够获得比较连续的反映不同构造区段的浅、中、深部的地壳地震波场信息.

3 震相分析

通过对获得的11个炮点的记录数据进行3~12 Hz滤波, 并采用6.0 km s^{-1}的折合速度得到了震相较为清楚的地震记录截面图. 为了消除观测点的场地效应和小尺度的介质非均匀性影响, 对得到的走时曲线进行了适当的平滑. 综合滇西南地区的地壳结构特征, 经过反复分析和仔细甄别, 对比出了6组较为清楚的壳内震相. 分别为上地壳上部的回折波Pg、壳内反射波P_{C1}, P_{C2}, P_{C3}、壳幔分界面反射波PmP和上地幔顶部的折射波Pn. 其中, Pg和PmP波震相是剖面上的优势波组, 具有震相清晰、稳定, 且在所有炮点的记录截面上都可连续追踪对比. 壳内反射波P_{C1}~P_{C3}在个别炮点上显示出了较强的振幅, 追踪距离一般为40~50 km, 反映了地壳结构的局部特征, 上地幔顶部的Pn波震相在剖面南段保山地块内的大部分炮点上都能被观测到, 而在剖面北部的腾冲地块内, 几乎很难辨认出上地幔顶部的Pn波, 这可能与该地区的壳幔热物质活动以及剖面北段基本沿着怒江断裂布设等因素有关.

本文从保山地块内选择了有代表性的SP1和SP5

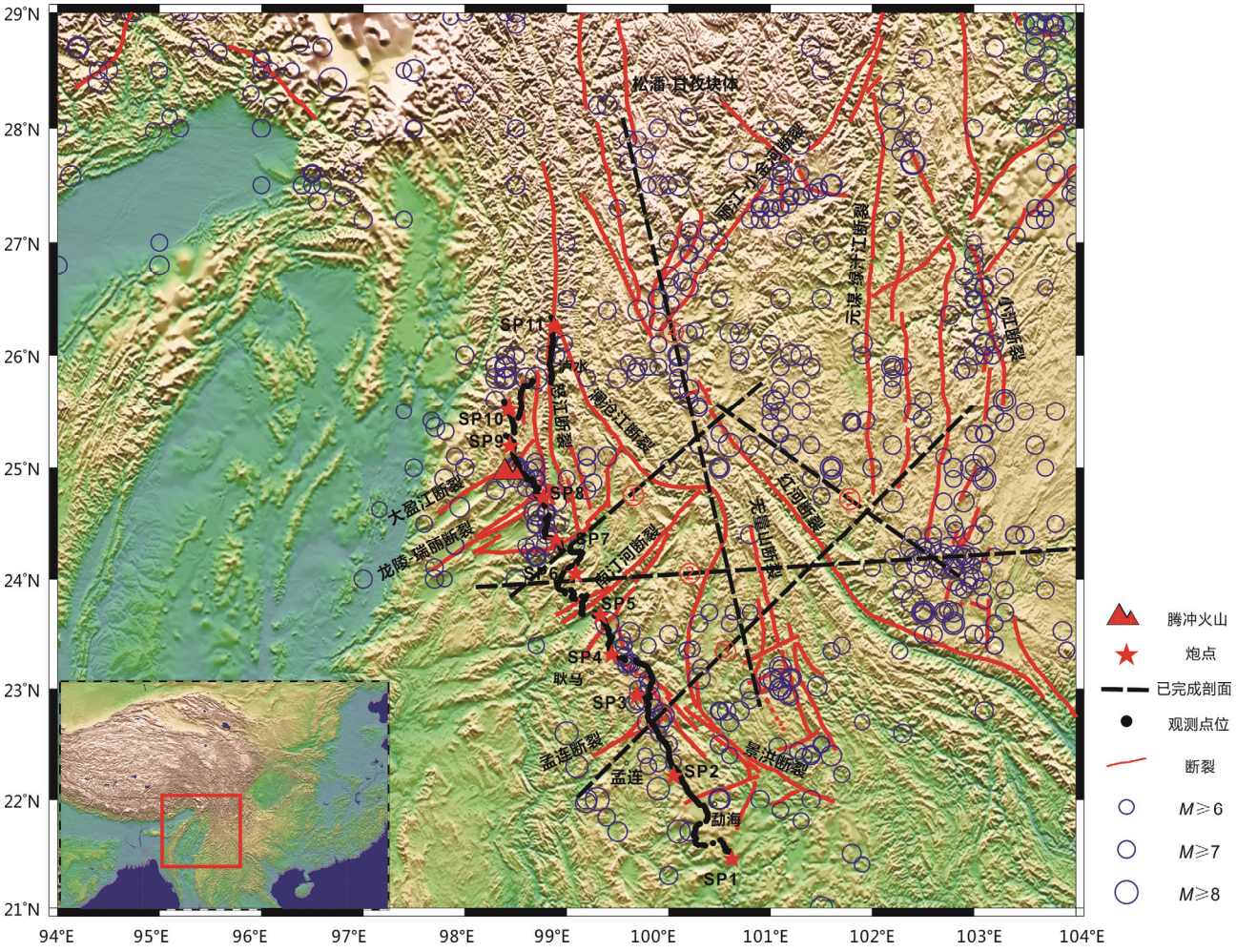

图 1　地质构造分区与深地震测深剖面

主要断裂: 孟连断裂; 南汀河断裂; 龙陵-瑞丽断裂; 大盈江断裂; 澜沧江断裂; 怒江断裂; 无量山断裂; 红河断裂; 元谋-绿汁江断裂; 丽江-小金河断裂; 小江断裂; 景洪断裂. 研究区已有 DSS 剖面: ① 遮放-宾川剖面(胡鸿翔等, 1986); ② 镇康-泸西剖面; ③ 孟连-马龙剖面(白志明和王椿镛, 2003); ④ 思茅-中甸剖面(王椿镛等, 2002); ⑤ 洱源-江川剖面(胡鸿翔等, 1986)

炮点记录(图2和3), 在腾冲地块内选择了SP10炮点记录(图4)来分别介绍记录截面上各震相在不同块体内的波组特征、震相所反映的界面深度、平均速度等.

沿剖面获得的Pg波作为初至波, 具有震相清晰、可靠, 并且可连续对比追踪的特点. 在保山地块内, SP1炮点的北支上, Pg波可追踪至距炮点95 km处, 在SP5炮点的南支上可追逐至115 km, 在北支上追逐距离为85 km左右. 在腾冲地块内, SP10炮点南支的Pg波可追逐至110 km, 沿剖面由于不同区段的基底埋藏深度不同, 在3炮记录截面上的折合走时显示出了较大的差异. 如在耿马炮的记录截面上, Pg波的折合时间最小约为0.1 s, 在腾冲炮点最大可达1.1 s左右. 由于基底界面倾斜方向的不同, 沿剖面的Pg波视速度亦有较大的变化, 当基底界面起伏变化特征不明显时, 其视速度一般为6.00 km s^{-1}左右. 沿剖面Pg波到时的超前或滞后、视速度的变化在一定程度上反映了沿剖面基底的起伏变化、构造特征和介质性质的差异.

P_{C_1}波震相为来自深约10.7~13.9 km C_1界面的反射波, 它是在基底折射波Pg之后识别对比出的一组较为明显的反射波, 该波组振幅变化较大, 在保山地块内的对比追踪区间约43~80 km, 在腾冲地块内追踪区间为50~90 km. 显示出P_{C_1}波组具有分段连续、振幅较弱, 且追踪距离短的特点, 该波组的平均速度

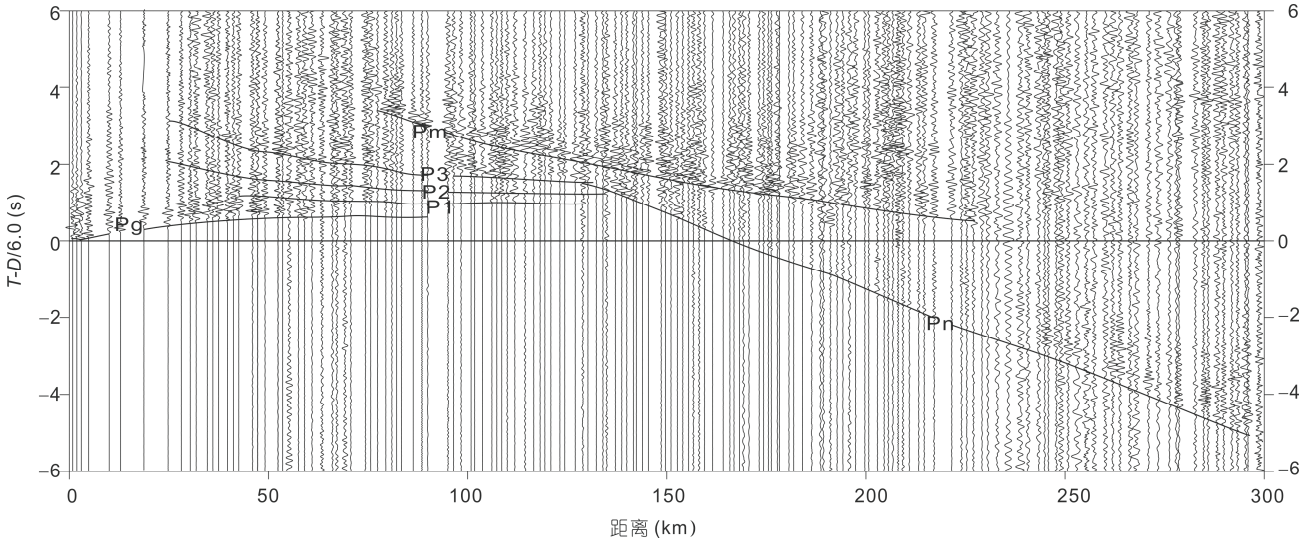

图 2　景洪 SP1 炮(101 km)的记录截面图

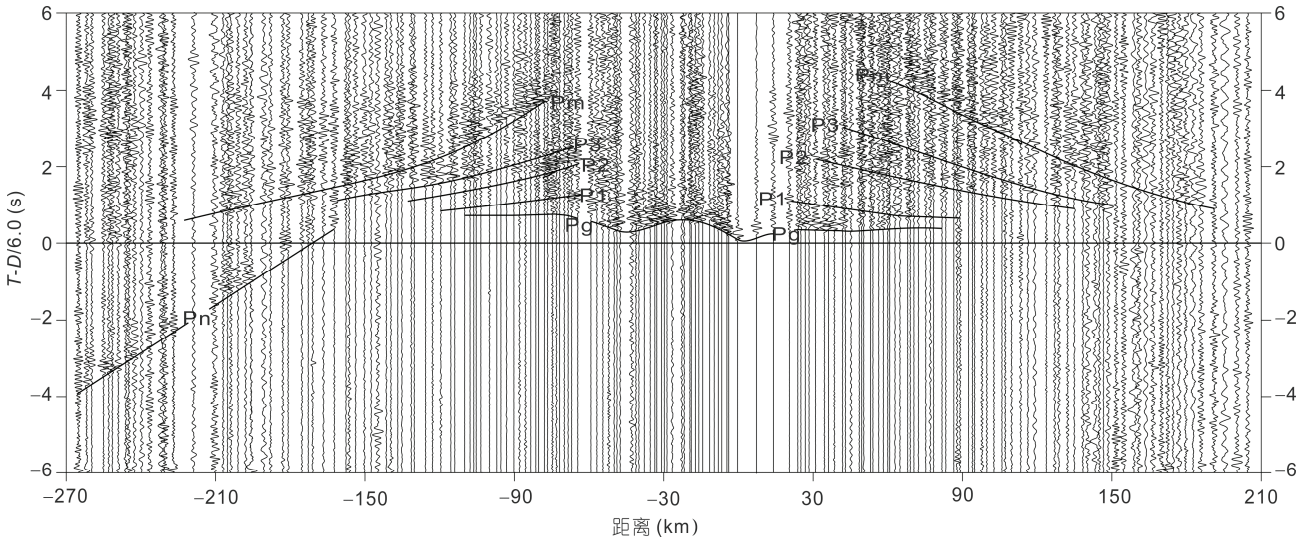

图 3　耿马 SP5 炮(380 km)的记录截面图

一般为5.85~6.09 km s^{-1}.

P_{C2}波震相是来自深度约为17.4~19.4 km壳内C_2界面的反射波, 该波组特征和P_{C1}波特征基本类似. 在局部地段表现出较强的振幅, 在SP1炮点上最远可追踪对比至距炮点130 km左右, 其平均速度一般为5.95~6.14 km s^{-1}.

P_{C3}波震相是来自深度约22.0~26.0 km左右壳内C_3界面的反射波, 该波组在SP1炮点和SP5炮点的南支上振幅较强, 且能连续对比、追踪, 具有震相清晰等特点. 在腾冲地块内, 该波组也显示出了振幅和能量较强、震相清晰的特点. 该波组大约在距炮点40~60 km左右出现, 可连续追踪至130 km左右, 其平均速度一般为6.16~6.28 km s^{-1}.

PmP波震相是来自莫霍界面的反射波组, 其埋藏深度约33.0~42.0 km左右. 该波组属于优势波组, 在绝大部分炮点的记录截面上均有着振幅能量较强、震相清晰可靠、可连续对比追踪的特点. 该波组大约在距炮点80~90 km左右开始出现, 可连续追踪对比至距炮点270 km以远, 其平均速度为6.23~6.35 km s^{-1}. PmP波震相在不同区段的走时曲线形态、波形和

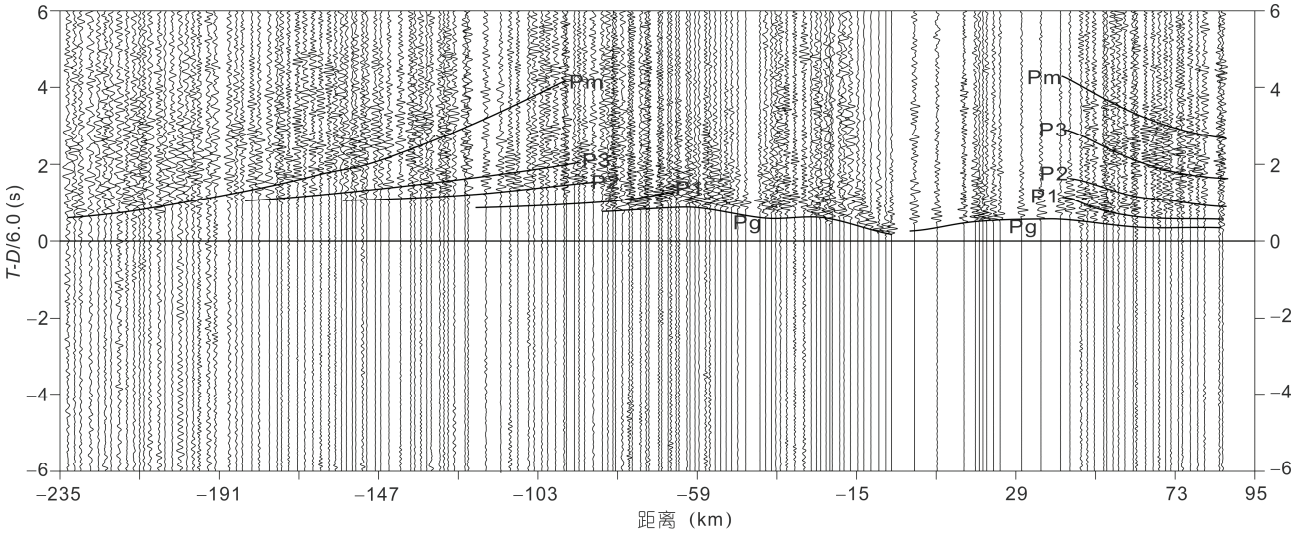

图 4　腾冲 SP10 炮(604 km)的记录截面图

振幅特征存在着明显的差异, 反映了地壳底层的速度结构和莫霍界面形态在不同地质构造单元有着强烈的横向非均匀性特征.

Pn波震相是来自上地幔顶部的折射(回折)波. 该波组主要体现了该区上地幔顶部介质速度及速度梯度结构特征. 在SP1炮北支和SP5炮南支的记录截面上, 可清楚地识别对比出Pn波组, 而在腾冲地块的SP10炮上的记录截面上, Pn波震相几乎难以辨认. 由于莫霍界面的起伏变化, 使得该波组进入初至区的距离远近不一. Pn波一般在距炮点150 km左右进入初至区, 可以连续追踪对比至280 km以远, 该波组的视速度约为8.00 km s^{-1}左右. 该波组在龙陵-瑞丽断裂带以南的各炮记录截面上表现的振幅强弱不同, 而在龙陵-瑞丽断裂带以北的腾冲地块内很难识别出Pn波震相, 这表明沿测线上地幔顶部的速度结构具有明显的不均匀性, 不同地块的壳幔过渡带结构特征可能不同(Hirn等, 1995; Gao等, 1994).

4　勐海-耿马-泸水剖面二维壳幔 P 波速度结构

4.1　Pg 波有限差分反演上地壳速度结构

基底结构是上地壳上部一个主要的构造层位, 对研究地壳浅部结构、断裂分布和深浅构造关系有重要意义, 同时, 也是得到准确的深部速度结构的前提和保证(杨卓欣等, 2011; 徐涛等, 2014). Pg波走时在折射剖面的资料解释中是反映基底结构的一组重要震相, 作为初至波的Pg震相具有震相清晰、可靠、简单易识的特点. 本文利用沿剖面11炮点的1399个Pg波数据, 采用有限差分走时反演方法得到了沿剖面深度10 km以上的速度结构(图5). 为提高走时的计算精度, 采用了0.5 km的正反演网格间距, 经20次迭代后, 走时均方差基本稳定且不再继续下降, 此时反演得到的速度模型为最终结果.

从有限差分反演得到的基底速度结构(图5)可以看出, 沿剖面不同部位的基底速度结构有着较大的变化, 在5.8~5.9 km s^{-1}的速度等值线以上, 速度的变化非常剧烈, 且速度结构还呈现出了凹、隆相间的结构特点, 表明沿剖面的结晶基底埋深应该不同. 沿剖面基底埋深大约在1.0~6.0 km变化, 基底埋深最浅处, 位于南汀河断裂带的两侧, 其深度约1.0 km左右, 最深处位于南汀河断裂带的下方, 其深度约为6.0 km. 除此之外, 基底速度结构上的低速区范围在南汀河断裂带下方一直可延伸至深度6.0 km之下, 推测南汀河断裂带应是一个规模较大的断裂构造带, 且断裂带内的地层具有低波速特征. 另外, 在孟连断裂、龙陵-瑞丽断裂和大盈江断裂附近, 基底速度结构也表现出了较为清楚的高、低速变化和速度等值线的紊乱, 且断裂两侧的结晶基底埋深也明显不同. 总的看来, 在断裂下方基底速度结构呈现出速度变低和基底加深, 而其两侧出现速度增高和基底抬升的特征.

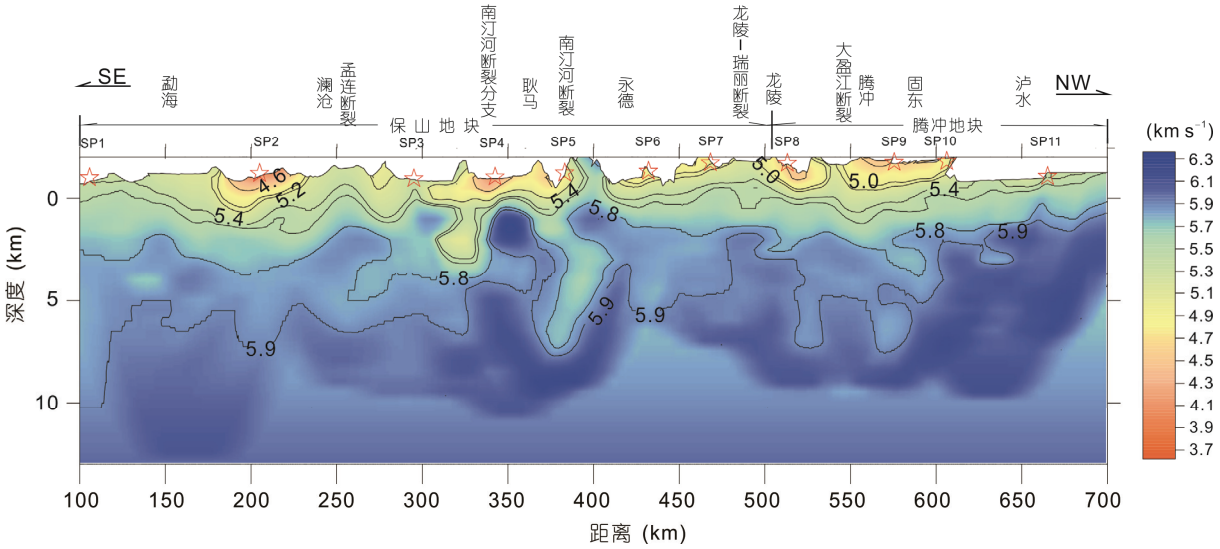

图 5　勐海-耿马-泸水剖面地壳上部基底速度结构

4.2　剖面二维壳幔 P 波速度结构

根据识别对比出的6组壳内P波震相和拾取出的震相走时数据, 利用多种方法求取了各波组的平均速度及深度, 并据此设计了11个炮点记录的一维地壳结构模型, 在此基础上, 建立了剖面的二维地壳结构的初始模型(Xu等, 2014). 二维地壳结构模型的近地表速度和G界面以上的速度分布是依据有限差分反演方法确定的(G界面通常为沉积盖层的底界面, 即基底), G界面之下的速度模型是根据研究区已有的钻孔资料、深地震反射剖面探测结果[1)]、地质资料、其他地球物理探测资料(阚荣举和赵晋明, 1994; 姜朝松等, 2000; 王椿镛等, 2002; 潘桂棠等, 2004; 李永华等, 2009)和本剖面的实际观测资料等综合确定.

在建立二维初始壳幔结构模型的基础上, 利用改进的深地震测深资料处理程序包Seis(Cerveny等, 1988, 2001; 王夫运和张先康, 2004; 李飞等, 2013), 对11个炮点的壳内反射、折射波震相走时进行非均匀介质动力学射线追踪、走时拟合和理论地震图的计算, 经过反复调整模型和处理计算, 最终使理论走时、各波组的振幅特征与实测资料的记录达到了最佳拟合(图6), 速度拟合精度误差控制在±0.01 km s^{-1}、界面跳跃误差控制在±0.05 km.

经过上述的资料分析和一系列数据处理, 得到了沿剖面的地壳二维P波速度结构图(图7). 结合剖面上壳内不同界面震相的可靠追踪区间、振幅强弱变化特征以及研究区已有的人工地震测深和天然地震研究结果(王椿镛等, 2002; Chen等, 2010; Zhang等, 2013; Teng等, 2013; 胡鸿翔等, 1986), 我们把勐海-耿马-泸水剖面所揭示的地壳结构分为上地壳、中地壳和下地壳三层结构. 现分别描述如下:

(1) 上地壳: 本区上地壳可分为三个亚层. 第一亚层为G界面以上的部分, 沿剖面G界面深度在1.0~6.0 km变化, 该层为一个强的速度梯度变化层, 近地表速度较其他地区来说有所偏高, 由近地表的4.40~5.20 km s^{-1}变化到基底之上的5.60~5.85 km s^{-1}. 从速度结构图可以看出, 基底以上速度的横向变化非常明显, 显示了沿测线基底结构有着强烈的非均匀特征. 第二亚层为G界面与C_1界面之间的层位, C_1界面的深度变化范围为10.0~14.0 km,该层的P波速度在南汀河断裂、龙陵-瑞丽断裂、大盈江断裂和腾冲下方明显偏低. C_1界面至C_2界面之间为上地壳的第三亚层, 该层的上、下两个界面起伏变化形态较为相似, 该层厚度南薄、北厚, 层内的速度等值线也呈现出与第二亚层类似的起伏变化.

(2) 中地壳: C_2界面至C_3界面之间的层位为中地壳, 其厚度具有南薄、北厚的特征. 该层P波速度从C_2界面附近的6.20 km s^{-1}变化到C_3界面的6.40 km s^{-1},

1) 中国地震局地球物理勘探中心. 2014. 中国地震活动断层探察——南北地震带中南段深地震反射探测研究报告.

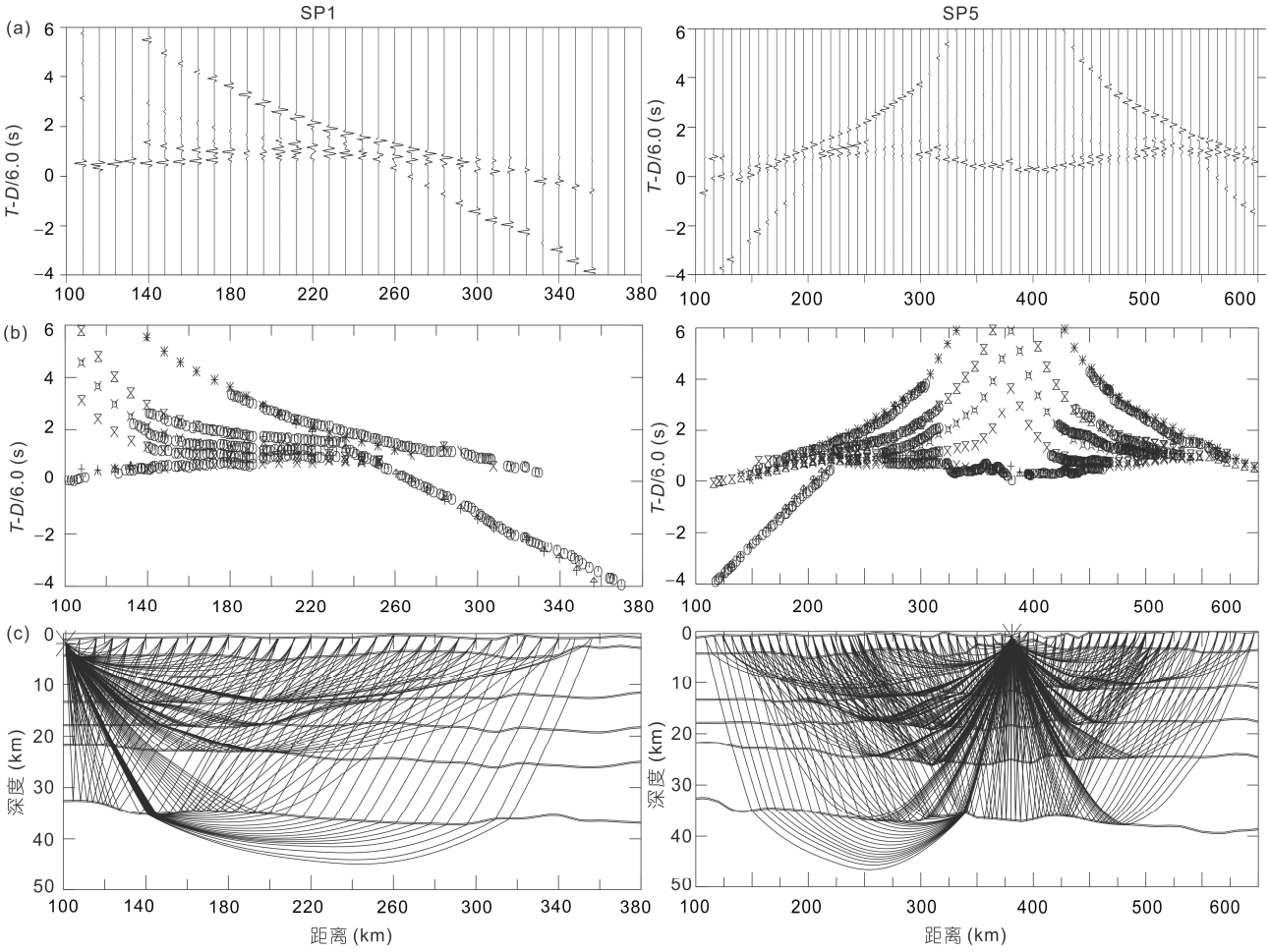

图 6　SP1、SP5 理论地震图、走时拟合与射线追踪图

(a) 理论地震图; (b) 走时拟合图; (c) 射线追踪图

且在其内部还存在有几个横向不连续的弱的低速异常体(图7中的LV1~LV3), 其速度约为6.15~6.20 km s^{-1}, 比周围的背景速度偏低约0.05~0.10 km s^{-1}. 中地壳底界面C_3在剖面上有着明显的起伏变化, 在保山地块内, C_3界面自南向北逐渐加深, 界面平均埋深约22.0~23.0 km. 在腾冲地块内, C_3界面总体上呈近水平展布, 其平均深度约25.0 km.

(3) 下地壳: C_3界面至莫霍界面之间为下地壳层. 由图可以看出, 本区下地壳为一个速度随深度增加的速度梯度变化层, 该层P波速度由C_3界面下方的6.46~6.50 km s^{-1}逐步变化至莫霍界面上部的6.70~6.90 km s^{-1}, 而在莫霍面之下的上地幔顶部, P波速度增加至7.92~8.00 km s^{-1}. 本区壳幔分界的明显特征是莫霍面上、下出现的速度突变. 这表明, 作为地壳和地幔分界的莫霍面, 其界面上、下的地层物质和介质组构可能不同, 且壳幔分界面两侧的物质有着较大的波阻抗差异, 从而使得我们在获得的11炮地震记录截面上, 几乎都能看到较强能量和大振幅的PmP反射震相. 本区下地壳P波速度等值线和莫霍面形态在南汀河断裂带、大盈江断裂和腾冲火山区的下方, 还表现出了明显的变化, 而在远离断裂处, 速度等值线和莫霍面的变化趋于平缓, 暗示南汀河断裂带、大盈江断裂和腾冲火山区的下方, 可能存在着较深的断裂. 沿剖面莫霍界面展布南浅、北深, 其深度变化范围为32.0~40.5 km.

4.3　地壳平均速度分布特征

地壳平均速度反映了地壳物性结构的总体特征.

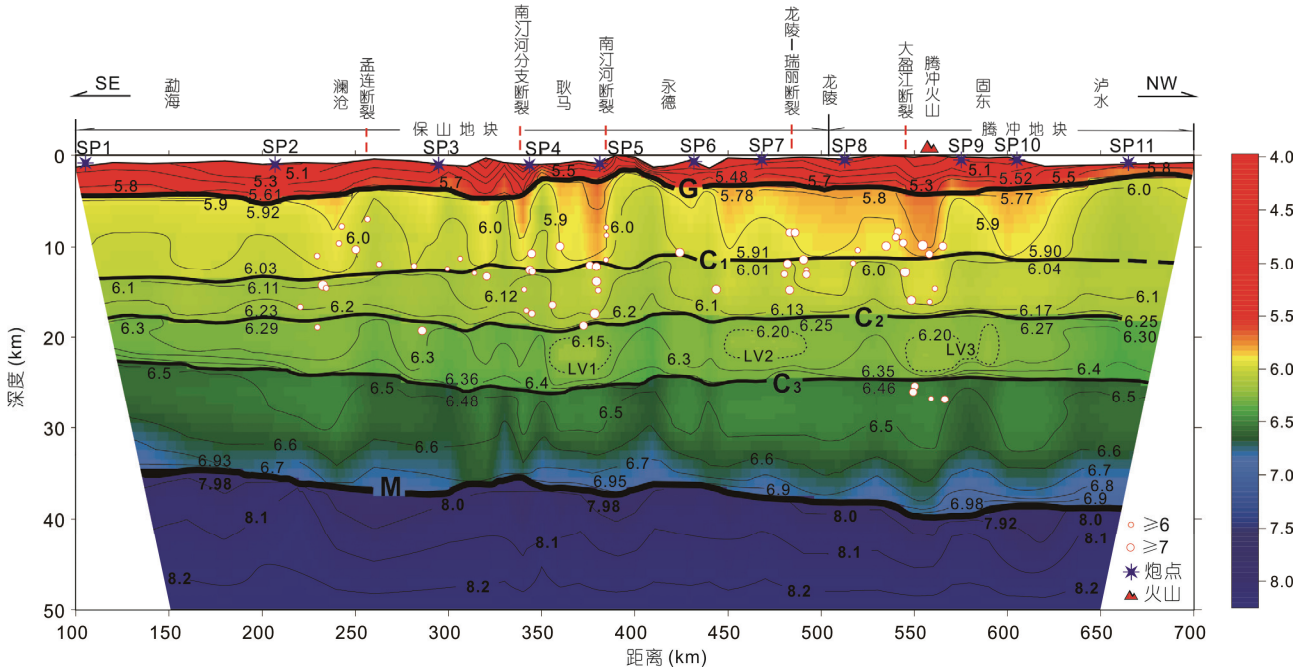

图 7　勐海-耿马-泸水剖面二维壳幔 P 波速度(km s^{-1})结构图

虽然地壳平均速度不能给出地壳内速度分布的细节, 但其却能够直观反映剖面沿线不同地块以及断裂带附近的速度整体变化情况. 本项研究利用获得的基底速度结构和地壳二维P波速度结构, 计算得到了沿剖面的地壳平均速度分布(图8). 结果显示, 保山地块内的地壳平均速度在6.10~6.28 km s^{-1}变化, 腾冲地块内的地壳平均速度为6.05~6.25 km s^{-1}, 即保山地块的地壳平均速度比腾冲地块要高, 特别是在大盈江断裂和腾冲的下方, 地壳平均速度仅为6.05 km s^{-1}, 明显低于整条剖面的地壳平均速度, 推测这可能与腾冲火山活动、地壳深部可能存在的岩浆囊以及大盈江断裂的存在密切相关. 王椿镛等(2002)、阚荣举等(1994)和姜朝松等(2000)的研究结果认为, 在腾冲火山区之下可能存在有高温的岩浆, 而高温的岩浆往往表现为低速特征.

规模较大的断裂通常具有一定宽度的断裂破碎带, 而断裂破碎带通常有着比周围围岩低的地震波速度. 图8的地壳平均速度分布显示, 除了在大盈江断裂和腾冲火山区的下方出现有较低的地壳平均速度外, 在孟连断裂、南汀河断裂附近, 也出现有地壳平均速度偏低的现象, 暗示这些断裂不但具有一定的规模, 而且还可能具有一定的破碎带宽度. 另外, 在南汀河断裂带的南北两侧和孟连断裂的北侧, 可以发现地壳平均速度是显著增高的, 这说明在孟连断裂的北侧和南汀河断裂带的南北两侧可能存在着波速较高的岩体. 图5的基底速度结构显示, 在孟连断裂以南, 存在一个小型的低速沉积盆地, 其北侧为基岩出露区. 在南汀河断裂带之间, 基底速度结构也显示出了低速特征, 其中包括了具有一定松散沉积物厚度的南汀河河谷和耿马盆地, 而在南汀河断裂的南、北两侧, 现场施工时可观察到险峻的高山, 其地表出露有风化程度较低的高波速岩体. 在图7的二维地壳P波速度结构上, 壳内的P波速度等值线和莫霍面深度在断裂附近也存在有明显的变化. 综合以上分析认为, 在南汀河断裂带、大盈江断裂和腾冲火山区的下方, 可能存在有延至莫霍面的深大断裂.

5　讨论与结论

长度600 km的勐海-耿马-泸水深地震剖面自南向北经过了保山地块和腾冲地块. 在该剖面上采用深地震宽角反射/折射与高分辨折射相结合的探测方法, 获得了11炮较为清楚的壳内P波震相. 通过震相分析和对比、一维和二维模型构建以及正、反演计算等多种数据处理方法, 得到了剖面沿线的高分辨基底速度结构和二维地壳速度结构图像, 揭示了研究

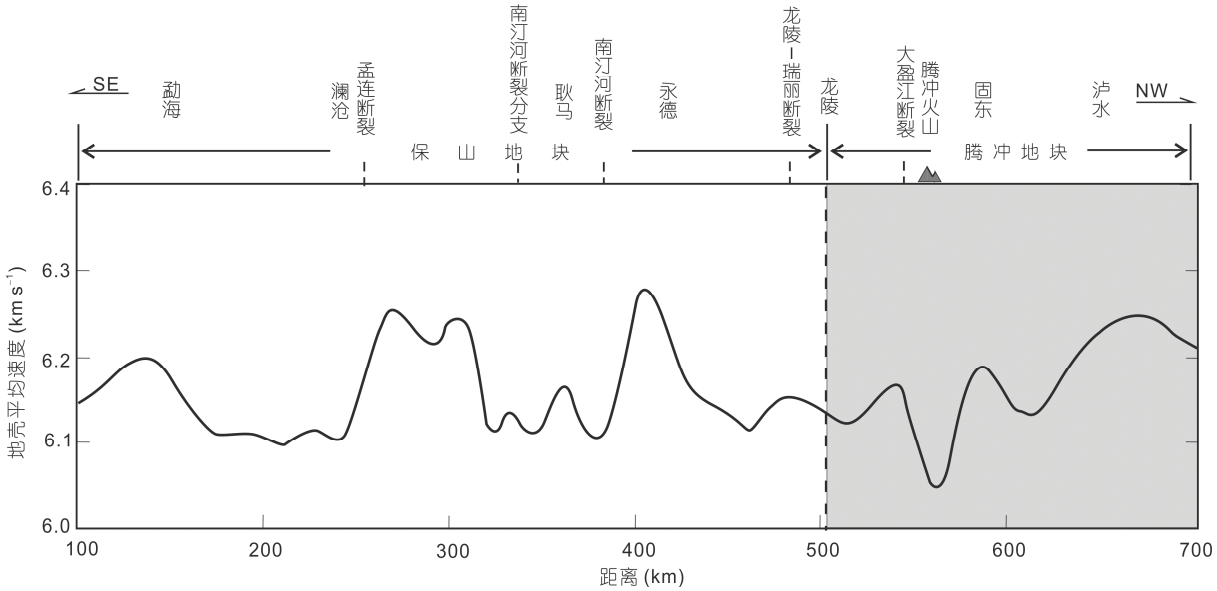

图 8　勐海-耿马-泸水剖面地壳平均速度分布图

区的地壳速度分布特点、壳内界面展布形态以及断裂的深、浅构造特征, 研究结果表明:

(1) 研究区地壳可分为上、中、下三层地壳结构模型, 地壳厚度约为32.0~40.5 km. 沿剖面莫霍面深度自南向北逐渐加深, 地壳厚度南薄、北厚. 在剖面桩号500 km以南的保山地块内, 莫霍面具有明显的横向起伏变化, 剖面南端莫霍面深度约32.0 km, 在孟连断裂下方, 其深度约为38.0 km, 在剖面桩号300~450 km, 莫霍面呈现出了隆、凹相间的起伏变化形态, 该区段的莫霍面深度在35.0~38.0 km变化. 在剖面北部的腾冲地块内, 莫霍面自南向北缓慢加深, 在腾冲和大盈江断裂的下方, 莫霍面出现下凹, 最深处约为40.5 km, 其北侧莫霍面展布近于水平, 至剖面的最北端, 莫霍面深度约为40.0 km.

(2) 沿剖面的地壳二维P波速度结构表现出了明显的横向非均匀性特征, 其横向非均匀性变化自基底向下一直可延伸至上地幔顶部, 尤其是在南汀河断裂带、大盈江断裂和腾冲火山区附近, 地壳速度结构的不均匀性变化尤为强烈. 根据壳内速度等值线和莫霍面在二维地壳速度结构(图7)上的变化特征, 以及断裂附近地壳平均速度的明显偏低(图8)等分析, 我们认为在南汀河断裂带、大盈江断裂和腾冲火山区的下方, 可能存在有延至莫霍面的地壳深断裂. 地壳深断裂的存在为地幔热物质的上涌提供了通道, 而地幔热物质的上涌、岩浆底侵或热侵蚀作用导致该区的地壳结构和物质成分发生改变.

(3) 滇西南地区的中地壳内存在有低速异常. 在C_2~C_3界面(深度18~25 km)的中地壳内, 二维地壳速度结构剖面显示了几个弱的低速异常体, 其速度约为6.15~6.20 km s^{-1}, 比周围的背景速度偏低约0.05~0.10 km s^{-1}. 这几个低速异常体在剖面上的分布并不连续, 且位于断裂带的下方, 推测中地壳的低速异常可能为沿深断裂涌入地壳内的尚未冷却的地幔热物质. 研究区及邻区的已有深部地球物理研究结果显示, 滇西地区的地壳和上地幔速度明显偏低, 且地壳内部存在有低速异常(吴建平和明跃红, 2001; Li等, 2008; Gao等, 2009; 胥颐等, 2012). Zhang和Wang(2009)重新处理了滇西地区的四条人工地震测深剖面资料, 发现中下地壳由交替出现的低速和高速区构成, 且上地幔顶部的速度结构也出现有较强的横向变化. Huang等(2009)将川滇地区16~26 km深度的低速层视为壳内的韧性流变层. 在腾冲火山区, 秦嘉政等(2000)的研究认为在深度3~9和15~24 km有两个低速异常, 可能代表了不同深度的熔融体或岩浆囊. 胥颐等(2012)的研究结果显示, 腾冲火山区下方的壳内岩浆源主要分布在10~20 km的深度范围内, 其横向尺度约为15~20 km. Lei等(2009)利用远震层析成像反演, 发现腾冲下方地壳中的低速异常向下可延伸至400 km的深度上. 由上述结果可以看出, 尽管不同研究结果所给出的壳内低速异常的赋存深度有

一定差别, 但滇西南地区特别是腾冲火山区的壳内低速异常是存在的. 造成滇西南地区特别是腾冲火山区地壳内存在低速异常的原因与地幔热物质沿断裂带的上涌和腾冲火山区的岩浆活动密切相关, 且地壳内出现的低速异常有其深部动力学来源.

(4) 深地震剖面所在的滇西南地区长期以来受到印度板块持续的碰撞作用, 使得这一地区的断裂纵横交错、断裂活动强烈, 且不断有中强地震发生. 我们把剖面沿线两侧各100 km范围内发生的$M_s \geqslant 6.0$级地震投影到了图7的二维地壳速度结构剖面上(图中的红色空心圆). 由图可以看出, 该区85%以上的地震震源分布在10~20 km深度范围内, 且地震主要集中分布在孟连断裂、南汀河断裂、龙陵-瑞丽断裂及大盈江断裂附近, 而剖面其他地段上的地震活动明显偏低, 显示出该区地震与断裂构造带的关系较为密切. 一些研究认为, 沿深部断裂带上涌的高温、高压物质可影响到断裂带的结构和断裂带的物质组成, 进而改变断裂带及其周围的应力状态, 造成地壳中的孕震层弱化和应变能积累, 从而诱发地震(Hickman等, 1995; Zhao等, 2002).

从沿剖面的地震震源分布特征来看, 滇西南地区的绝大多数地震都发生在C_2界面之上的上地壳下部, 且在震源下方的中地壳内存在有低速异常. 本区下地壳为一个速度随深度增加而增大的梯度变化层, 其内部没有发现明显的低速异常. 可见, 发生在大盈江断裂下方下地壳中的四个地震也位于中地壳低速异常下方的高速区内. 暗示滇西南地区的地震与地壳中的高、低速分布有着一定的关系. 有关地壳结构与强震发生关系的研究表明, 地震的发生与震源所处的构造环境和地壳结构异常分布密切相关, 并认为地震多发生在地壳内的高、低速边界附近, 并偏向高速区一侧(刘福田等, 1986; Zhao等, 1996; Hauksson和Haase, 1997; 尹京苑和梅世蓉, 1999; Huang等, 2002; 朱守彪等, 2010; 王琼和高原, 2014). Bedrosian等(2004)的研究认为, 地壳内的高速区易于积累较大的应力从而成为发震层, 而软弱的低速层易于吸收位移, 难以积累较大的应力, 从而成为弱震层或无震层. 因此, 查明地壳深部的精细结构和壳内异常区的分布, 不但对地震成因研究具有重要意义, 而且对壳内构造变形和地球动力学研究也有重要价值.

致谢　中国地震局地球物理勘探中心100余名技术人员参加了本项研究的野外数据采集工作, 取得的高信噪比地震数据为后续的资料处理与分析、解释提供了良好的基础. 与中国科学院地质与地球物理研究所徐涛副研究员的讨论给予作者很大启发. 主编和审稿专家对本文提出的建设性意见和建议, 使本文得到进一步完善和成熟, 在此一并表示感谢. 谨以此文向中国地震局地球物理勘探中心成立60周年献礼.

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
邓起东, 徐锡伟, 于贵华. 1994. 中国大陆活动断裂的分区特征及其成因. 见: 中国活动断层研究. 北京: 地震出版社
邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 楚全芝. 2002. 中国活动构造基本特征. 中国科学D辑: 地球科学, 32: 1020–1030
丁志峰, 曾融生. 1996. 青藏高原上地幔横波各向异性的探测研究. 地球物理学报, 39: 211–220
胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 何正勤, 朱良保, 颜其中, 樊跃新, 张国庆, 邓英娥. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. 地球物理学报, 29: 133–144
姜朝松, 王绍晋, 周瑞琦, 周真恒, 龙晓帆, 王瑜. 2000. 腾冲火山活动构造动力学研究. 地震研究, 23: 179–187
阚荣举, 赵晋明. 1994. 腾冲火山地区的壳幔构造. 见: 陈运泰, 阚荣举, 滕吉文, 等. 中国固体地球物理学进展. 北京: 海洋出版社. 23–30
楼海, 王椿镛. 2005. 川滇地区重力异常的小波分解与解释. 地震学报, 27: 515–523
李飞, 徐涛, 武振波, 张忠杰, 滕吉文. 2013. 三维非均匀地质模型中的逐段迭代射线追踪. 地球物理学报, 56: 3514–3522
李永华, 吴庆举, 田小波, 张瑞青, 潘佳铁, 曾融生. 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
林中洋, 胡鸿祥, 张文彬, 章惠芬, 何正勤, 林真明, 邱陶兴. 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报, 5: 427–440
刘福田, 曲克信, 吴华, 李强, 刘建华, 胡戈. 1986, 华北地区的地震层面成像. 地球物理学报, 29: 442–449
马杏垣. 1987. 中国岩石圈动力学纲要. 1:400万中国及邻近海域岩石圈动力学图说明书. 北京: 地质出版社
潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 廖忠礼, 耿全如, 江新胜. 2004. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据. 地学前缘, 11: 371–382

秦嘉政, 皇甫岗, 李强, 钱晓东, 苏有锦, 蔡明军. 2000. 腾冲火山及邻区速度结构的三维层析成象. 地震研究, 23: 157–165
任纪舜, 姜春发, 张正坤. 1980. 中国大地构造及其演化——1:400万中国大地构造图简要说明. 北京: 科学出版社. 124
滕吉文, 张中杰, 白武明. 2003. 岩石圈物理学. 北京: 科学出版社. 110–123
王夫运, 张先康. 2004. 波形反演的遗传算法——地震宽角反射/折射数据. 见: 陈运泰, 滕吉文, 阚荣举, 王椿镛. 中国大陆地震学与地球内部物理学进展——庆贺曾融生院士八十寿诞. 北京: 地震出版社. 256–269
王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 吴建平, 楼海, 王飞. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究. 地震学报, 24: 1–16
王椿镛, 皇甫岗, 万登堡, 刘祖荫, 秦嘉政, 楼海, 吴建平. 2000. 腾冲火山地区地壳结构的人工地震探测. 地震地质, 23: 148–156
王椿镛, 常利军, 丁志峰, 刘琼林, 廖武林, Flesch L M. 2014. 中国大陆上地幔各向异性和壳幔变形模式. 中国科学: 地球科学, 44: 98–110
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
王帅军, 王夫运, 张建狮, 嘉世旭, 张成科, 赵金仁, 刘宝峰. 2014. 华北克拉通岩石圈二维P波速度结构特征——文登-阿拉善左旗深地震测深剖面结果. 中国科学: 地球科学, 44: 2697–2708
吴建平, 明跃红. 2001. 云南数字地震台站下方的S波速度结构研究, 地球物理学报, 44: 228–237
徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 马文涛, 宋方敏, 于贵华. 2003. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 151–162
徐涛, 张明辉, 田小波, 郑勇, 白志明, 武澄泷, 张忠杰, 滕吉文. 2014. 丽江-清镇剖面上地壳速度结构及其与鲁甸M_S6.5级地震孕震环境的关系. 地球物理学报, 57: 3069–3079
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. 地球物理学进展, 27: 0846–0855
尹京苑, 梅世蓉. 1999. 邢台地震区地壳速度结构特征与强震孕育发生的关系. 地球物理学报, 42: 629–639
杨卓欣, 王夫运, 段永红, 张成科, 赵金仁, 张建狮, 刘宝峰. 2011. 川滇活动地块东南边界基底结构——盐源-西昌-昭觉-马湖深地震测深剖面结果. 地震学报, 33: 431–442
杨晓涛, 胥颐, 刘建华, 李志伟. 2011. 腾冲火山区的地震层析成像及其构造意义. 地球物理学报, 54: 2050–2059
张中杰, 秦义龙, 陈赟, 张超英, 孙善学, 赵兵, 刘一峰, 刘振宽. 2004. 由宽角反射地震资料重建壳幔反射结构的相似性剖面. 地球物理学报, 47: 469–474
张中杰, 白志明, 王椿镛, 滕吉文, 吕庆田, 李继亮, 刘一峰, 刘振宽. 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. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 314–319
朱守彪, 张培震, 石耀霖. 2010. 华北盆地强震孕育的动力学机制研究. 地球物理学报, 53: 1409–1417
钟大赉, 丁林, 刘福田, 刘建华, 张进江, 季建清, 陈辉. 2000. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 1–8
An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese Continent. Phys Earth Planet Int, 159: 257–266
Bedrosian P A, Unsworth M J, Egbert G D. 2004. Geophysical images of the creeping segment of the San Andreas fault: Implications for the role of crustal fluids in the earthquake process. Tectonophysics, 385: 137–158
Chen J, Hu J F, Yang H Y, Zhang X M, Wen L M, Peng H C. 2012. S-wave Q structure of the crust and uppermantle beneath Yunnan from surface waves. Sci China Earth Sci, 55: 858–868
Chen Y L, Niu F L, Liu R F, Huang Z B, Tkalcic H, Sun L. 2010. Crustal structure beneath China from receiver function analysis. J Geophys Res, 115: B03307, doi: 10.1029/2009JB006386
Cerveny V, Klimes L, Psencik I. 1988. Complete seismic-ray tracing in three-dimensional structures. In: Doornbos D J, ed. Seismological Algorithms. New York: Academic Press. 89–168
Cerveny V. 2001. Seismic Ray Theory. Cambridge: Cambridge University Press
Gao X, Su Y, Wang W, Pei S P, Guo Z. 2009. Lower-crust S-wave velocity beneath western Yunnan Province from waveforrn inversion of dense seismic observations. Terra Nova, 21: 105–110
Gao S, Davis P M, Liu H, Slack P D, Zorin Y A, Mordvinova V V, Kozhevnikov V M, Meyer R P. 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone. Nature, 71: 149–151
Hauksson E, Haase J. 1997. Three-dimensional V_p and V_p/V_s velocity models of the Los Angeles basin and central Transverse ranges, California. J Geophys Res, 102: 5423–5453
Hickman S, Sibson R, Bruhn R. 1995. Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. J Geophys Res, 100: 1283l–12840
Hirn A, Jiang M, Sapin M, Diaz J, Nercessian A, Lu Q T, Lepine J C, Shi D N, Sachpazi M, Pandey M R, Ma K Y, Gallart J. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. Nature, 375: 571–574
Huang R Q, Wang Z, Pei S P, Wang Y S. 2009. Crustal ductile flow and its contribution to tectonic stress in Southwest China. Tectonophy, 473: 476–489
Huang J, Zhao D, Zheng S. 2002. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. J Geophys Res, 107: 2255, doi: 10.1029/2000JB000137
Lei J S, Zhao D P, Su Y J. 2009. Insight into the origin of the Tengchong intraplate volcano and seismotectonics in southwest China from local and teleseismic data. J Geophys Res, 114: B05302, doi: 10.1029/2008JB005881

Lei J S, Zhang G W, Xie F R, Li Y, Su Y J, Liu L F, Ma H H, Zhang J W. 2012. Relocation of the 10 March 2011 Yingjiang, China, earthquake sequence and its tectonic implications. Earthq Sci, 25: 103–110

Li C, Van der Hilst R D, Meltzer A S, Engdahl E R. 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. Earth Planet Sci Lett, 274: 157–168

Teng J W, Zhang Z J, Zhang X K, Wang C Y M, Gao R, Yang B J, Qiao Y H, Deng Y F. 2013. Investigation of the Moho discontinuity beneath the Chinese mainland using deep seismic sounding profiles. Tectonophysics, 609: 202–216

Wang C Y, Huang F G. 2004. Crustal structure in Tengchong volcano-geothermal area, western Yunnan, China. Tectonophysics, 380: 69–87

Xu T, Zhang M H, Tian X B, Bai Z M, Wu C L, Zhang Z J, Teng J W. 2014. Upper crustal velocity of Lijiang-Qingzhen profile and its relationship with the seismogenic enviroment of the M_S 6.5 Ludian earthquake (in Chinese). Chin J Geophys, 57: 3069–3079

Zhang X, Wang Y. 2009. Crustal and upper mantle velocity structure in Yunnan, Southwest China. Tectonophy, 471: 171–185

Zhang Z J, Deng Y F, Chen L, Wu J, Teng J W, Panza G. 2013. Seismic structure and rheology of the crust under mainland China. Gondwana Res, 23: 1455–1483

Zhao D, Kanamori H, Negishi H. 1996. Tomography of the source zone of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter. Science, 274: 1891–1894

Zhao D, Mishra O, Sanda R. 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes:seismological evidence. Phys Earth Planet Inter, 132: 249–267

Zhao J M, Yuan X H, Liu H B, Kumar P, Pei S P, Kind R, Zhang Z J, Teng J W, Ding L, Gao X, Xu Q, Wang W. 2010. The boundary between the Indian and Asian tectonic plates below Tibet. Proc Natl Acad Sci USA, 107: 11229–11233