中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 5 期: 561 ~ 576
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江-清镇宽角地震资料的约束

徐涛[①②*], 张忠杰[①], 刘宝峰[③], 陈赟[①], 张明辉[①④], 田小波[①②], 徐义刚[⑤], 滕吉文[①]

① 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
③ 中国地震局地球物理勘探中心, 郑州 450002;
④ 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
⑤ 中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640
* E-mail: xutao@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2015-02-09; 接受日期: 2015-04-09; 网络版发表日期: 2015-04-22
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2011CB808904)和国家自然科学基金项目(批准号: 41274070, 41474068)资助

摘要 峨眉山大火成岩省是中国境内唯一被国际学术界认可的大火成岩省, 普遍认为其形成与古地幔柱有关. 以往对峨眉山古老地幔柱事件的识别, 主要依靠地质地球化学等资料, 缺少深部地球物理探测结果的约束和支持. 为此, 我们利用"丽江-攀枝花-清镇"剖面的人工源宽角地震数据重建该地区地壳速度结构, 以便更好地理解峨眉山大火成岩省的深部结构与属性特征. 前人根据茅口灰岩的剥蚀程度, 将峨眉山大火成岩省从分布空间上划分为内、中、外三个带. 跨越内、中、外带剖面地震探测结果显示: (1) 沿剖面结晶基底的平均深度在 2 km 左右. (2) 中地壳平均速度结构为 6.2~6.6 km/s; 内带局部呈现大约幅值为 0.1~0.2 km/s 的高速异常; 下地壳速度结构, 在内带为 6.9~7.2 km/s; 中带和外带偏低, 为 6.7~7.0 km/s; 在内带和中带交界附近, 受小江断裂带的影响, 上、中、下地壳均呈现相对低速异常特征. (3) 小江断裂两侧, 尤其东侧地壳平均速度较低, 且固结地壳的平均速度也较低, 初步认为小江断裂至少向地下延伸至 40 km 以深, 可能切穿整个地壳. (4) 沿剖面 Moho 面深度, 内带范围内深约 47~53 km, 中间呈上隆的特征; 中带深约 42~50 km, 外带深约 38~42 km, 中带至外带, Moho 面逐渐变浅. 内带 Moho 面局部隆起、(固结)地壳呈现高速异常特征, 可能是二叠纪地幔柱活动引起的底侵作用及岩浆上侵的结果, 为古地幔柱的活动遗迹.

关键词
峨眉山大火成岩省
古地幔柱
人工源深地震测深
丽江-清镇
地壳速度结构

大火成岩省(Large Igneous Provinces, 简称LIPs)是指以短时间(一般为几个百万年)内巨量喷发为特征的富镁铁喷出岩和侵入岩所构成的岩浆建造(Richards 等, 1989; Campbell 和 Griffiths, 1990;

中文引用格式: 徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 等. 2015. 峨眉山大火成岩省地壳速度结构与古地幔柱活动遗迹: 来自丽江-清镇宽角地震资料的约束. 中国科学: 地球科学, 45: 561–576
英文引用格式: Xu T, Zhang Z J, Liu B F, et al. 2015. Crustal velocity structure in the Emeishan large igneous province and evidence of the Permian mantle plume activity. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-015-5094-6

Coffin 和 Eldholm, 1994; 徐义刚, 2002; 夏林圻等, 2004; 张招崇等, 2007). 作为地球上已知的最大规模火山作用, LIPs记录了地球某一特定历史时期巨量物质和能量由地球内部向外的迁移, 其形成与地球表面形态的变化、生物灭绝、区域性的巨量矿产资源的形成和富集等具有密切的关系, 因而是地球科学领域重要的研究课题之一(Campbell 和 Griffiths, 1990; Chung 和 Jahn, 1995; Xu 等, 2001, 2004, 2007; Ali 等, 2005; Lo 等, 2002; 朱炳泉等, 2002; 徐义刚, 2002; 徐义刚等, 2001, 2013; He 等, 2003).

根据形成时间划分, 地幔柱分为现代地幔柱和古地幔柱. 形成于~259 Ma的峨眉山大火成岩省是中国境内唯一被国际学术界认可的大火成岩省(Mathoney 和 Coffin, 1997; Courtillot 等, 1999; 徐义刚等, 2001, 2013), 其形成普遍被认为与古地幔柱活动有关(Chung 和 Jahn, 1995; He 等, 2003; Xu 等, 2004; Zhang 等, 2006; Wu 和 Zhang, 2012), 其喷发可能引起了晚二叠世全球的气候、环境变化和生物大灭绝事件, 所以峨眉山大火成岩省引起了国内外学者的广泛关注(Chung 和 Jahn, 1995; 徐义刚和钟孙霖, 2001; 张招崇等, 2006; Ali 等, 2005; Xu 等, 2001, 2004, 2007; He 等, 2003, 2006, 2007; Peate 和 Bryan, 2008; Wignall 等, 2009; 徐义刚等, 2013; Zhang Y等, 2013; 吴鹏等, 2014).

现代地幔柱的鉴别方法主要是地球物理方法, 即利用远震地震层析成像方法获得地球内部介质, 如地壳和上、下地幔现今的结构影像, 以此识别出现代地幔柱的迹象(Courtillot 等, 2003; Lei 和 Zhao, 2006). 由于构造运动使得地表构造与深部结构之间不一定存在空间上的对应关系, 且古地幔柱活动区深部热异常结构因时间的流逝可能不复存在, 因此该方法不一定适用于古地幔柱的鉴别(Xu 等, 2004, 2007; Wu 和 Zhang, 2012). 对于古老地幔柱事件的识别, Campbell(2001)从地质地球化学方面总结为五大特征: 火山作用前的地壳抬升; 放射状岩墙群; 火山作用的物理特征; 火山链的年代变化或短时限火山作用; 地幔柱产生岩浆的化学组成等. 峨眉山大火成岩省能满足其中的三至四个指标, 故其古地幔柱成因获得广泛承认(He 等, 2003; Xu 等, 2004, 2007; Zhang 等, 2006).

由于古地幔柱的活动事件缺少来自地幔深部的现今热异常, 因此在岩石圈地幔的更深尺度, 由于热异常引起的地震波速度异常等地球物理响应现今会消失. 但是, 古地幔柱的火山作用引起地壳和岩石圈地幔的热异常及岩浆侵入和喷发等, 会造成壳幔内物质成分的改变, 即古地幔柱的活动遗迹, 其在地球物理方面的响应主要表现为地震波速度、V_p/V_s速度比、密度、各向异性、流变性和磁性等相比于周围地区的变化. 这种在岩石圈地幔、尤其在地壳内部岩石物理属性的变化, 在没有受到明显的热-构造活动的影响下, 不会因为时间推移产生根本性的改变. 但要了解壳幔内的物理属性变化, 通常需要获得壳幔内的精细结构和介质属性信息. 因此, 通过人工源深地震测深探测, 认识地壳及上地幔顶部精细结构和介质属性特征, 有望对峨眉山大火成岩省的地幔柱成因提供地球物理约束和支持.

本文利用跨峨眉山大火成岩省的丽江-攀枝花-清镇人工源宽角地震反射/折射探测剖面(COMWIDE-ELIP试验)资料, 通过重建该地区的地壳速度结构, 为甄别峨眉山古地幔柱的活动遗迹提供约束.

1 区域构造背景概况

峨眉山大火成岩省呈一长轴近似南北向的菱形, 分布于扬子克拉通西缘, 出露面积为2.5×10^5 km^2, 主要由亚碱性及偏碱性的基性火山熔岩及火山碎屑岩组成. 其西南界为哀牢山-红河剪切带, 西北界为龙门山-小金河逆冲断裂(徐义刚和钟孙霖, 2001; Xu 等, 2001, 2004, 2007; He 等, 2003, 2007; Peate 和 Bryan, 2008; 徐义刚等, 2007, 2013; Wu 和 Zhang, 2012; Zhang Y等, 2013). 峨眉山玄武岩邻近三江构造带, 其形成时间是~259 Ma (Zhou 等, 2002; Zhong 等, 2014). 其后, 经历了印支期和燕山期运动; 新生代以来, 受青藏高原物质东流及阿萨姆(Assam)顶点楔入等的共同作用(Armijo 等, 1989; 乔学军等, 2004; Chen 等, 2013). 复杂的构造运动历史使其遭受了强烈的变形和破坏, 从而掩盖了部分原有的玄武岩分布特征.

峨眉山玄武岩下伏地层为茅口灰岩, 它与上覆的峨眉山玄武岩为不整合接触. 通过对茅口灰岩的厚度及生物地层对比, He等(2003)认为上扬子西缘茅口灰岩在茅口组沉积之后、玄武岩喷发之前存在差异

剥蚀, 且剥蚀程度在空间上呈规律性的变化, 并自西向东可将其划分为严重剥蚀的内带、部分剥蚀的中带和短暂沉积间断的外带(图1, He 等, 2003; Xu 等, 2004, 2007). 内带范围包括云南西部和四川南部, 直径大约400 km, 残留的茅口组地层厚度通常小于100 m, 大部分地区为50 m. 中带范围包括云南东部和四川北部的大部分地区, 该地区茅口组地层厚度增加到200~450 m. 外带的茅口组地层剥蚀最少, 其厚度在250~600 m.

丽江-清镇人工源深地震测深剖面横跨峨眉山大火成岩省, 呈近东西向展布, 由云南省的丽江市, 经过攀枝花到达贵州省的清镇市, 长约650 km(图1). 剖面地处云贵川高原, 海拔一般在1500~2000 m以上, 多为中高山侵蚀地形, 地质构造及地貌都比较复杂. 测线沿途地表基本缺少第四纪沉积, 主要分布早-中三叠系和中-上泥盆系的沉积地层和大面积出露的大陆溢流玄武岩.

丽江-清镇剖面由内带跨越中带, 并到达外带, 自西向东主要穿过的断裂有: 丽江-小金河断裂、程海断裂带、元谋-绿汁江断裂、安宁河断裂、小江断裂、威宁-水城断裂等(图1). 丽江-小金河断裂是一条南北向活动构造断裂, 以左旋走滑运动为主(向宏发等, 2002). 程海断裂带, 北自宁蒗, 南至弥渡, 长逾200 km, 沿断裂带有超基性岩零星出露. 元谋-绿之江断裂是川滇地区重要的一条南北走向的活动性大断裂, 为中部断陷盆地形态的主导断层(白志明和王椿镛, 2003). 安宁河断裂为重要的大型走滑断裂, 是青藏块体与华南块体的边界断裂之一(何宏林等, 2007). 小江断裂为一条大型活动断裂, 总体呈近南北向展布, 其南段与北西走向的曲江断裂和红河断

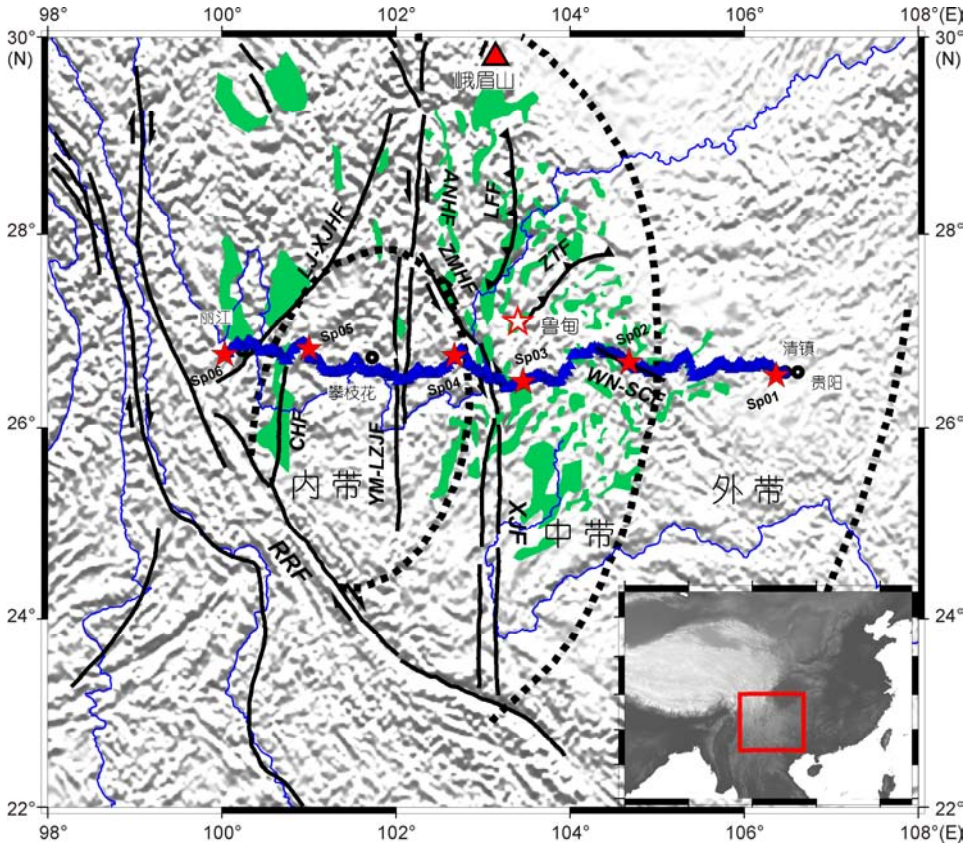

图 1　峨眉山玄武岩分布及人工源深地震测深观测系统

绿色区域表示峨眉山玄武岩分布, 红色实心五角星为人工源炮点, 蓝色三角形为纵测线接收器, 红色空心五角星为2014年鲁甸 M_S6.5级主震震中位置. 粗点线为峨眉山大火成岩省的内、中、外带界线. 主要断裂: XJF, 小江断裂; RRF, 红河断裂; LJ-XJHF, 丽江-小金河断裂; CHF, 程海断裂; YM-LZJF, 元谋-绿汁江断裂; ANHF, 安宁河断裂; ZMHF, 则木河断裂; WN-SCF, 威宁-水城断裂; ZTF, 昭通断裂; LFF, 莲峰断裂

裂相互交汇, 构成一特殊而复杂的楔形断块构造(何宏林等, 1993; 俞维贤等, 1997). 威宁-水城断裂位于贵州威宁-水城一带, 是构成黔中地层小区与黔西北地层小区分区的断裂(张荣强等, 2009).

2 丽江-清镇剖面宽角地震数据

2.1 地震数据采集

2012年6月份, 中国科学院地质与地球物理研究所沿丽江-攀枝花-清镇近东西向纵测线实施了6炮人工源爆破(药量总计达17.5吨TNT, 单炮药量2.4~3.9吨), 采取井下组合爆破激发方式, 炮点间距60~90 km. 纵测线剖面长约650 km, 布设323台人工地震测深专用便携式三分量数字地震仪同时记录观测, 接收器间距1.5~2.0 km(图1), 记录来自地壳上地幔顶部不同深度范围、不同属性的深层地震波场信息.

2.2 震相分析与数据处理

震相识别包括Pg, Pm, Pc和Pn. 其中Pg为浅层地壳结晶基底的反射和折射震相, 表现为初至波; Pm震相来自一级间断Moho面的反射强震相; Pn震相为上地幔顶部弱速度梯度层的折射波震相, 视速度为8.0~8.1 km/s; 地壳内部二级速度间断面的反射波, 能量较弱, 不同区域分为不同的几组, 统称为Pc震相, 本地区主要表现为P1, P2和P3三组壳内反射震相.

2.2.1 初至波震相与上地壳速度结构

初至波Pg震相一般被认为是来自壳内结晶基底的折射波, 其接收段几十至一百多公里. 长接收段的初至波, 可以来自上地壳的回折波和反射波等. 炮点附近视速度迅速增大, 随炮检距增大, 视速度稳定在6.0~6.3 km/s. Pg震相走时曲线反映出地表沉积盖层厚度和地壳结晶层顶部介质速度结构, 局部到时的超前、滞后一般与地表局部隆起、凹陷构造相关.

丽江-清镇剖面6炮初至波Pg震相清晰, 信噪比高, 沿测线在东西方向平均能追踪60~120 km左右(图2~7). 以6.0 km/s的折合速度, Pg震相在60 km处的折合走时为0.5 s左右, 震相近似水平, 视速度接近于6.0 km/s左右. Pg震相初步表明该剖面地表覆盖层不会太厚, 且速度大约在4.0 km/s以上. 在6炮初至波Pg震相拾取的基础上, 通过有限差分反演上地壳的速度结构(Vidale, 1988; Hole, 1992; Zhao等, 2004; Lan和Zhang, 2013a, 2013b; 兰海强等, 2012a, 2012b; 刘一峰等, 2012; 赵烽帆等, 2014; Ma和Zhang, 2014). 获得的上地壳速度结构(徐涛等, 2014), 可以作为进一步地壳速度结构反演的浅层地壳初始模型.

2.2.2 续至波震相与数据处理

和初至波震相清晰, 易于追踪相比, 云贵川地区较厚的Moho面导致Pc, Pm和Pn等续至波震相信噪比较低. 以云贵川地区Moho面深度作为参考信息(熊绍柏等, 1993; 滕吉文, 1994; Liu等, 2001; 王椿镛等, 2002; 白志明等, 2003; Chen等, 2010; Sun 等, 2012; Zhou等, 2012; 张恩会等, 2013; Zhang Z J等, 2013; Teng 等, 2013), 及震相两炮之间的走时互换原理, 追踪得到续至波震相, 结果见图2~7.

通常来说, 震相走时曲线的截距, 即拾取的折合走时(文中均为6.0 km/s), 主要反映反射界面的深度, 如Pm折合走时越大, 表明Moho面越深; 震相曲线斜率则主要反映界面之上地层的平均速度. 对于Pm震相, 大偏移距可能产生全反射, 则能产生全反射的远偏移距处视速度即近似为反射点所在下地壳的速度. 以Moho面的反射震相Pm为例: 从东往西, 第一炮西侧(图2(a)), 在偏移距150 km左右, Pm震相折合走时2.3 s左右, 而偏移距200 km左右无追踪震相; 第二炮西侧(图3(a)), 在偏移距150 km左右, Pm震相折合走时3.3 s左右, 而偏移距200 km左右无追踪震相; 第三炮西侧(图4(a)), 在偏移距150 km左右, 无追踪震相, 偏移距200 km左右, Pm震相折合走时2.2 s左右; 第四炮西侧(图5(a)), 在偏移距150 km左右, Pm震相折合走时2.7 s左右. 从东往西, Pm震相折合走时呈现逐渐增大、再减小的趋势, 表明剖面的Moho面, 从东往西呈现逐渐变深、再变浅的趋势.

经过模型的多次修正, 并利用射线追踪正演计算进行多震相的走时拟合(Cerveny等, 1988; Vidale, 1988; Zelt和Smith, 1992; Cerveny, 2001; 徐涛等, 2004; Xu等, 2006, 2010, 2014; 李飞等, 2013), 获得最终的壳幔结构模型. 资料处理过程中, 震相识别对速度结构影响较大, 因此需先建立该区域综合地球物理模型的先验约束; 震相确立后, 速度模型中界面的误差在±1 km左右, 速度结构误差在±0.1 km左右. 6炮最终的震相拟合、射线追踪及理论地震图见图2~7.

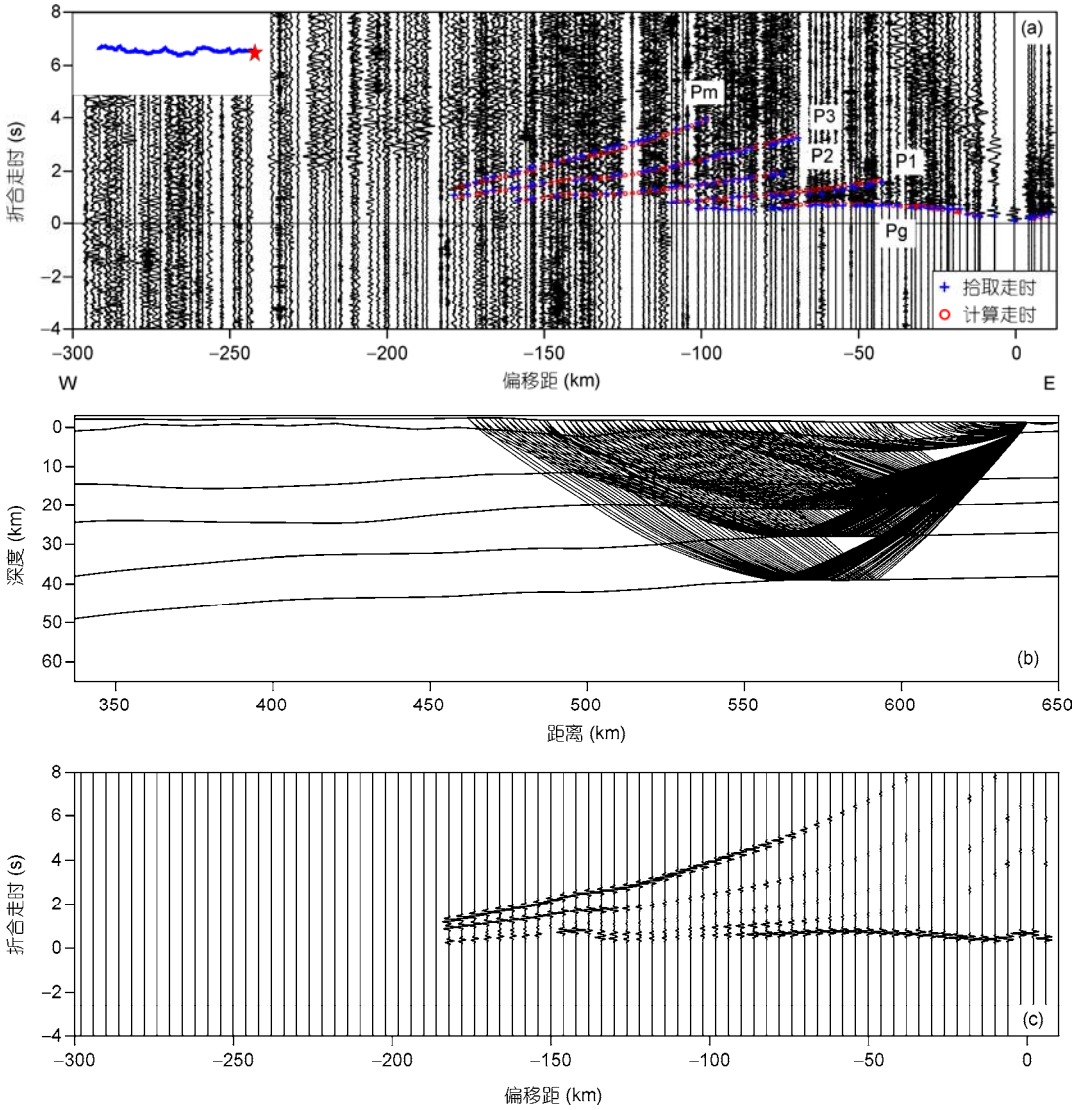

图 2　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp01 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

2.3　走时拟合和射线覆盖

丽江-清镇剖面6炮的走时拟合结果(图8)和射线覆盖图(图9)显示该区域剖面的射线覆盖较为密集, 走时拟合比较理想, 由走时拟合得到的二维速度结构是可靠的.

3　丽江-清镇剖面速度结构

3.1　剖面二维速度结构

丽江-清镇剖面地壳结构可以近似划分为上地壳(地表~P1)、中地壳(P1~P3)和下地壳(P3~Moho)(图10). 从上地壳速度来看, 小于5.8 km/s的区域, 速度变化剧烈, 等值线较密集; 大于5.8 km/s的区域, 速度变化较缓, 等值线较为稀疏(图10). 参考中国大陆及云贵川地区的地壳速度结构(熊绍柏等, 1993; 邓阳凡等, 2011; Teng 等, 2013; 张恩会等, 2013), 可以得出该剖面结晶基底的速度应该在5.8 km/s左右, 剖面结晶基底的深度在2 km左右, 水平向呈现出明显的起伏变化特征(徐涛等, 2014), 可能是剧烈的区域构造活动的结果. 浅层地壳低速主要分布在元谋-绿

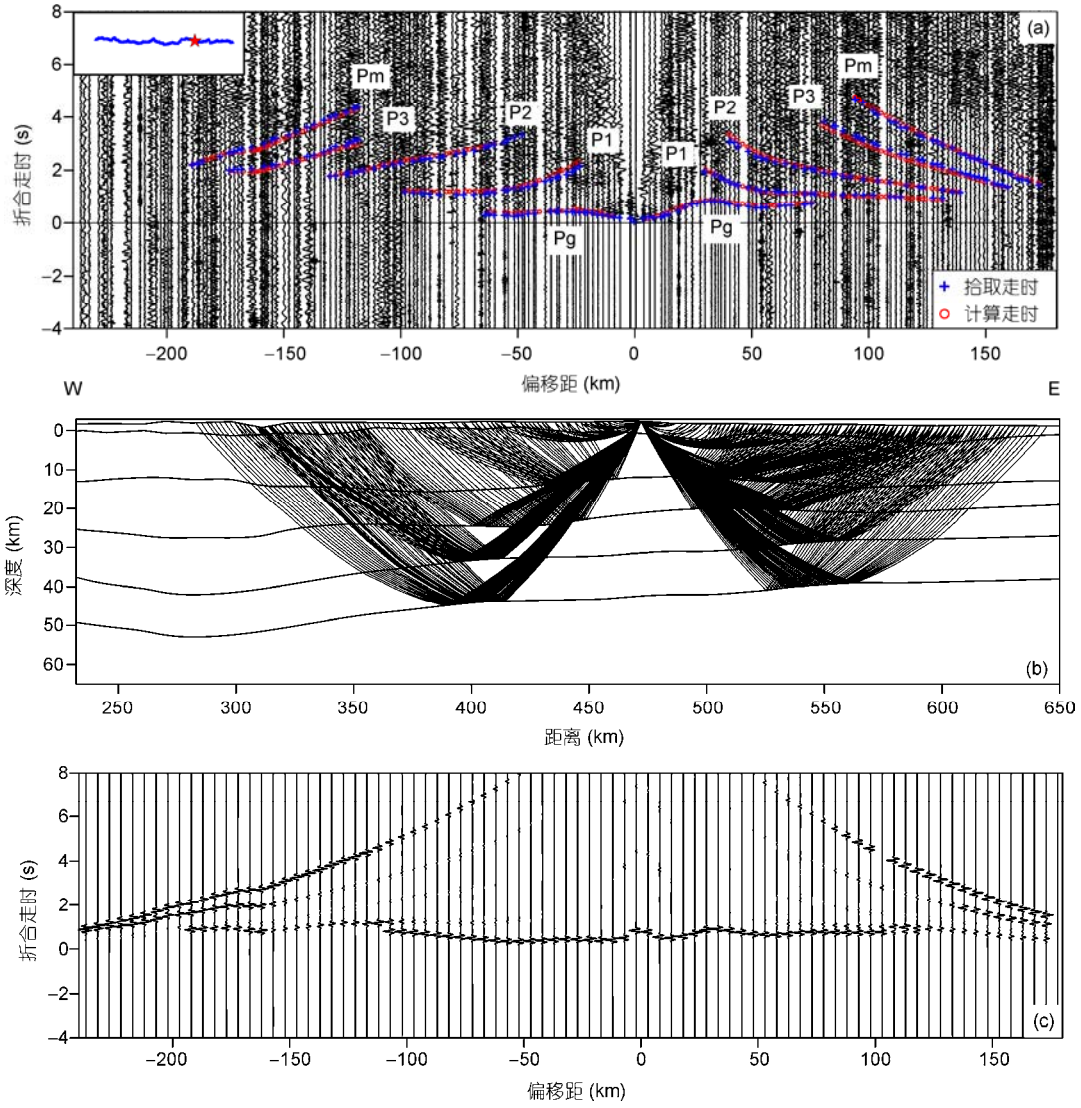

图 3　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp02 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

汁江断裂(YM-LZJF)和安宁河断裂(ANHF)、小江断裂(XJF)的东侧、威宁-水城断裂(WN-SCF)的东侧等三个区域, 覆盖层速度低至4.0 km/s左右. 高速区则位于程海断裂(CHF)东侧, 位于内带范围内的基性和超基性岩石出露区, 速度高至6.0 km/s以上.

中地壳平均速度结构为6.2~6.6 km/s, 但沿剖面横向变化特征明显(图10). 内带局部呈现高速特征, 异常幅值为0.1~0.2 km/s左右; 在中带附近, 受小江断裂带的影响, 上中下地壳均呈现相对低速特征. 下地壳速度, 在内带为6.9~7.2 km/s, 在中带和外带偏低, 为6.8~7.0 km/s(图10). 剖面Moho面深度(本文Moho面深度均指相对大地水准面深度), 内带范围内深约47~53 km, Moho面局部明显上隆; 中带深约42~50 km, 外带深约38~42 km, 中带至外带, Moho面逐渐变浅(图10). 图10中, 在中地壳区域, 利用反射震相对应的射线路径反射点(圆圈), 显示了相应的反射界面信息.

3.2　速度分析和比较

从地壳的平均速度结构来看(图11), 内带的平均

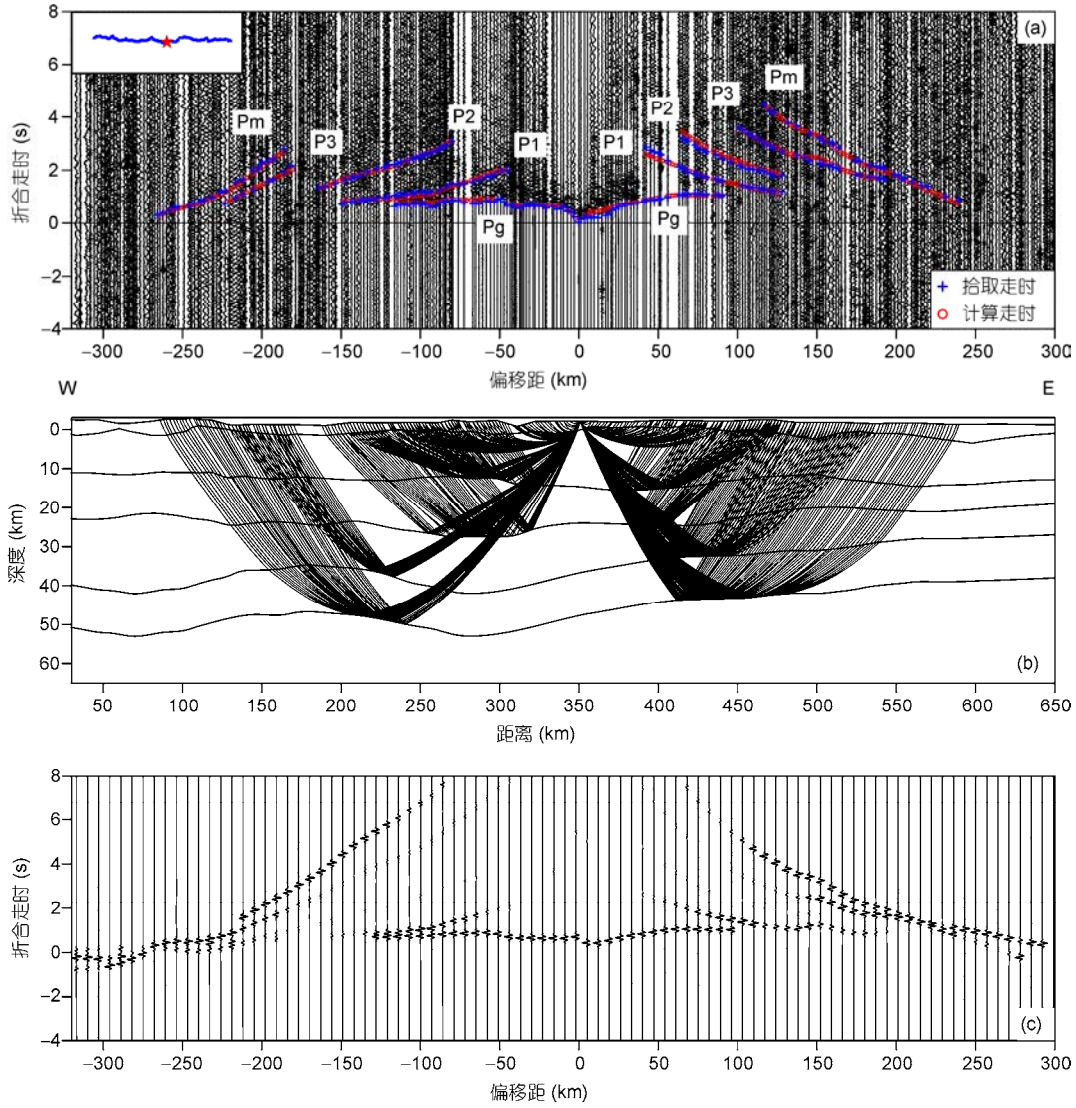

图 4　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp03 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

速度为6.3~6.5 km/s左右，中带为6.2~6.4 km/s左右，外带为6.3 km/s左右. 受小江断裂带的影响，断裂周围的平均速度偏低. 从固结地壳(即结晶基底至Moho面之间部分，考虑一般性，本文分别计算了5.8~6.1 km/s的速度等值线至Moho面之间部分)的平均速度结构(图12(b))可以明显的看出，去掉沉积层的影响，内带的平均速度最大，约6.4~6.5 km/s左右，而中带至外带的平均速度为6.3~6.4 km/s左右. 图12(b)还可以看出，对于整条剖面，在靠近内带区域，如水平桩号在100~260 km左右，等值线非常密集，其他区域等值线相对松散. 密集等值线表明靠近内带区域，浅层地壳低速覆盖层较少，速度梯度大，呈现高速特征. 在该区域内，表现为大量的高速基性和超基性岩石出露地表.

小江断裂两侧，尤其东侧地壳平均速度较低，而且固结地壳的平均速度也较低(图12(b))，结合上地壳速度结构(徐涛等, 2014)以及地壳速度结构(图10)，估计小江断裂至少延伸至40 km以深，可能切穿整个地壳.

剖面速度结构一个显著的特征是小江断裂的东

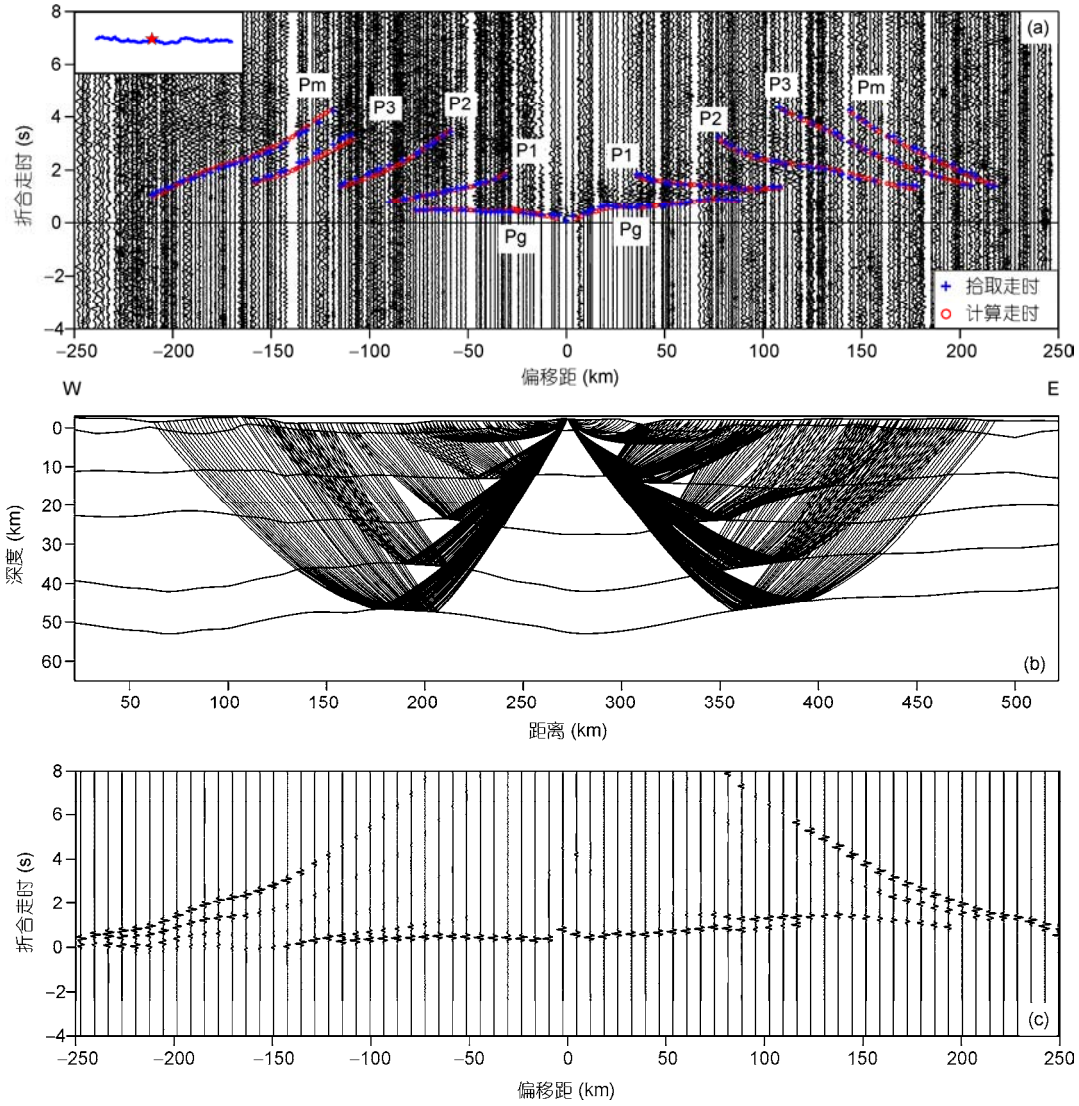

图 5　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp04 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

侧(模型桩号300~400 km之间及两侧), 存在明显较厚的上地壳低速区, 水平方向延伸逾100 km, 10~15 km深度左右可能为其速度间断面, 图13(a)中不同速度等值线到地表的厚度均显示该特征.

和丽江-攀枝花-清镇剖面相近的人工源深地震测深剖面为丽江-攀枝花-者海剖面(熊绍柏等, 1993). 该剖面长约360 km, 和本文剖面存在一定的交叉和重合. 在相近的区域, 该剖面结果显示上地壳存在四个低速区和一个高速区. 低速区分别位于丽江附近、永胜附近、攀枝花以西至华坪之间及会理以东. 高速区位于会理与攀枝花之间, 该区域存在出露地表的基性和超基性岩, 文章认为上地壳的高速体与攀枝花成矿岩体密切相关(熊绍柏等, 1993). 上述结果和本文剖面的上地壳精细特征基本一致(徐涛等, 2014).

沿丽江-者海剖面, 中地壳存在5.5~5.7 km/s的低速层; 而本文剖面没有看到明显的震相支持. 该剖面下地壳速度范围为6.6~6.8 km/s, 在攀枝花一带下方, 速度等值线明显向上隆起, 反映该区域上地壳的高速体可能有深部构造背景(熊绍柏等, 1993).

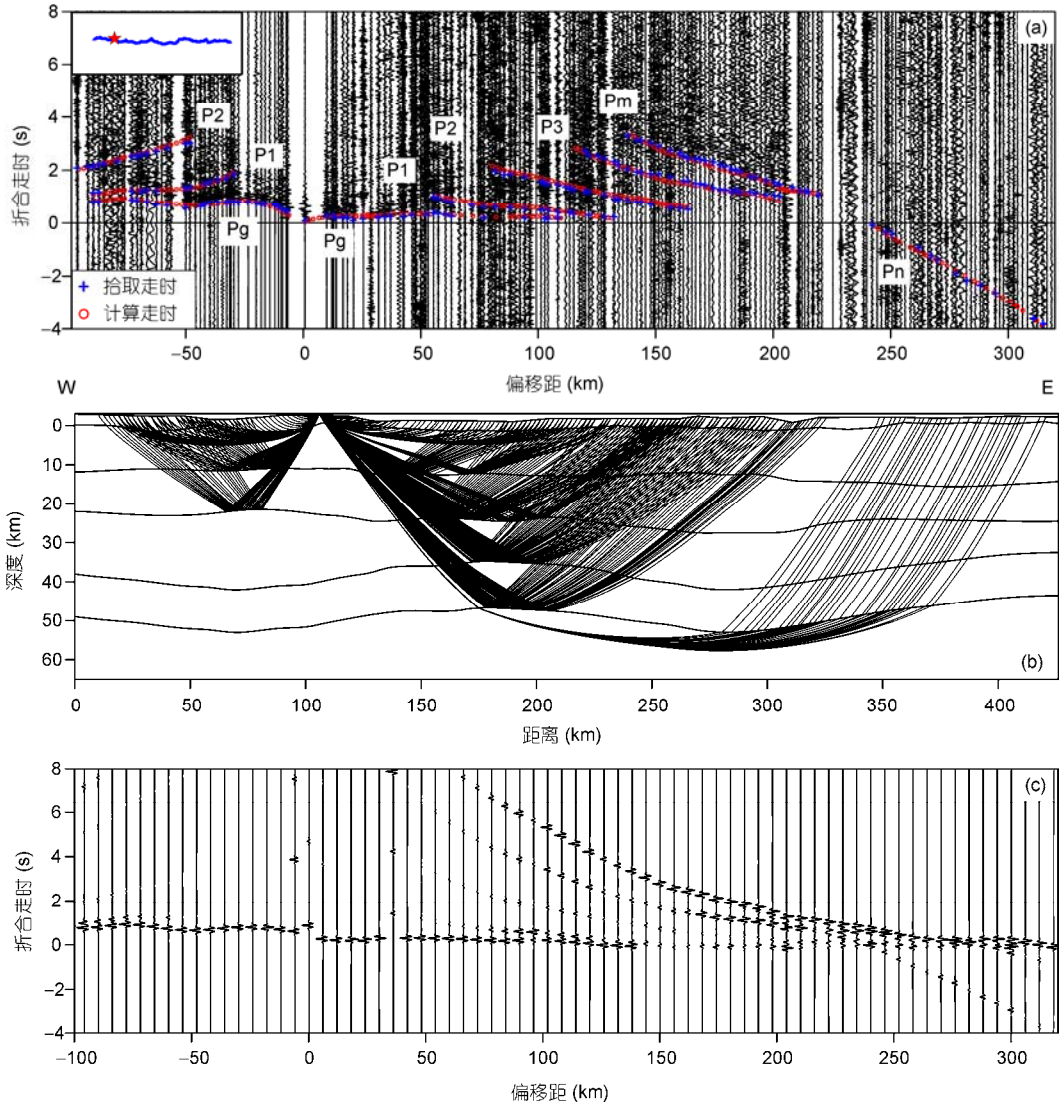

图 6　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp05 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

丽江-清镇剖面呈现内带总体速度偏高、Moho面上隆的特征，也获得该地区固定/流动宽频带地震台阵观测的支持. 环境噪声成像结果显示剖面经过的内带区域(Sp04和Sp05炮之间)，在上地壳10 km深度处，S波速度结构呈现明显的高速异常特征(Liu 等，2014)；在中地壳25 km处，局部区域同样呈现S波高速异常特征(Yao 等，2008)；以及内带局部区域的整个地壳，S波速度结构都显示高速异常特征(Zhou 等，2012). 远震体波成像结果显示内带下地壳呈现约20 km左右的高速体特征(Liu 等，2001). Pn波成像结果显示大火成岩省区域上地幔顶部整体速度偏高(Lei 等，2014). 中国大陆台网的远震接收函数结果显示，在内带区域，即Sp04炮和Sp05炮之间，Moho面上隆，深度为48~58 km；内带至中带和外带区域，即Sp03-Sp04炮往东，Moho面逐渐变浅，深度为46~48 km(Chen 等，2010)；考虑到接收函数成像获得的是Moho面至地表的厚度，去掉高程影响后与本文宽角资料获得Moho面深度特征相近. 分析云贵川区域台网的远震接收函数获得了类似的Moho面深度分布，只是横向变化图像更平滑(Sun 等, 2012). 图14为不同

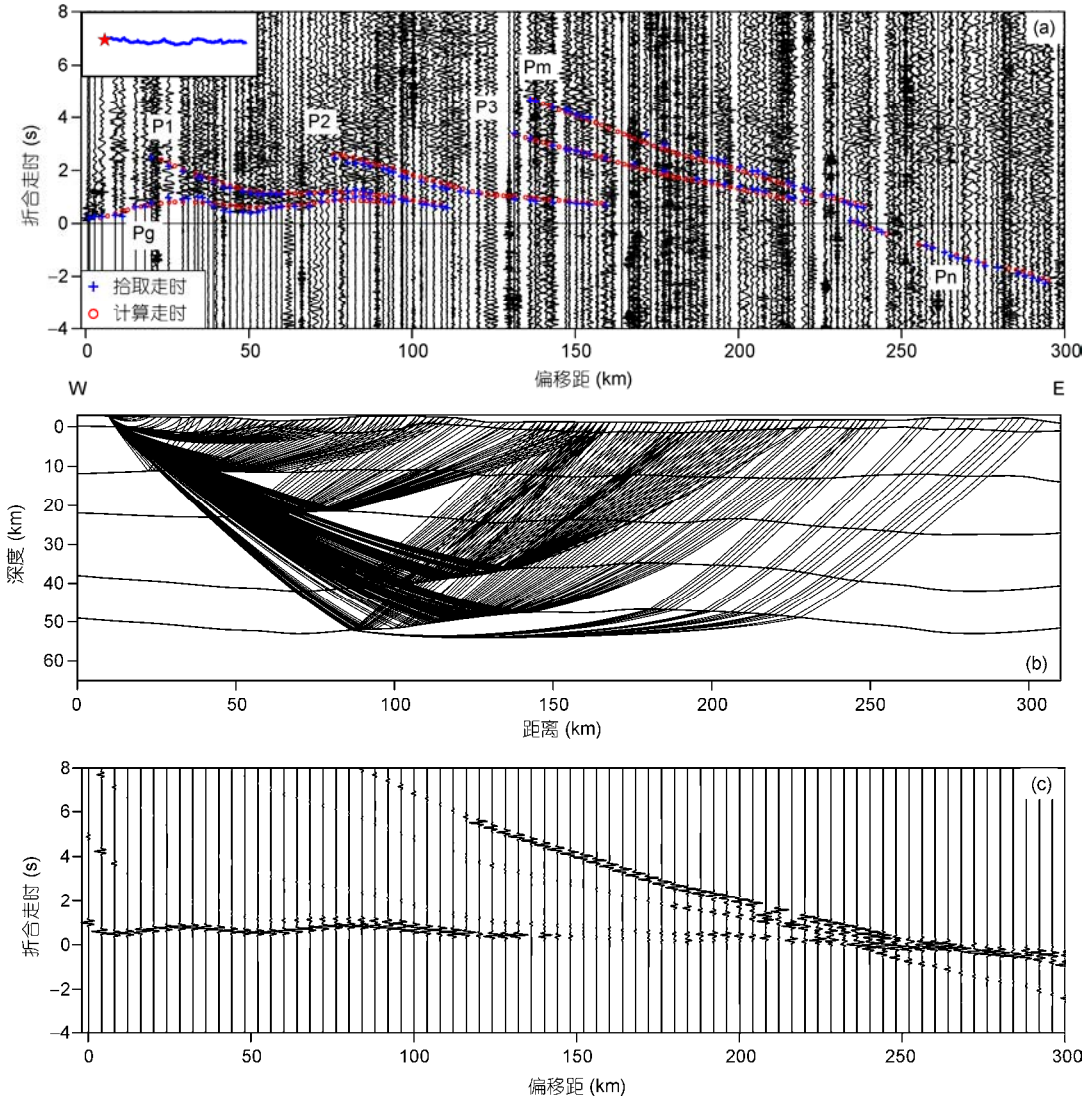

图 7　丽江-清镇宽角地震剖面 Sp06 炮

(a) 地震震相和走时拟合; (b) 射线追踪结果; (c) 理论地震图

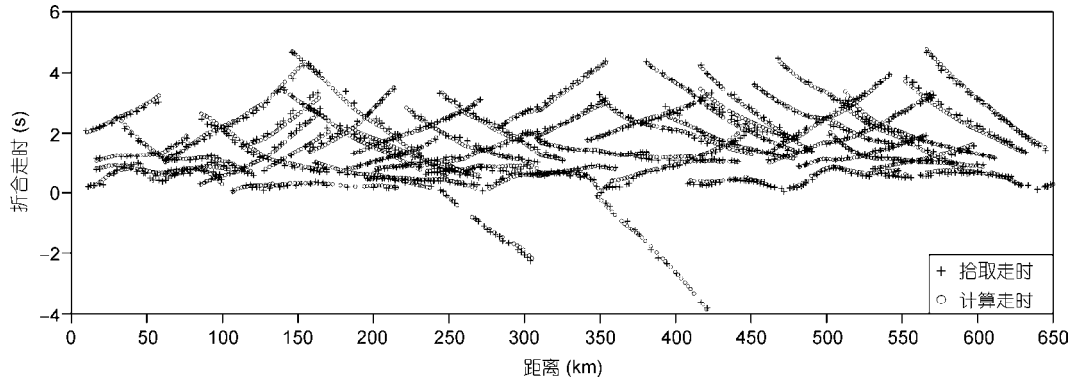

图 8　丽江-清镇纵剖面 6 炮震相的走时拟合结果

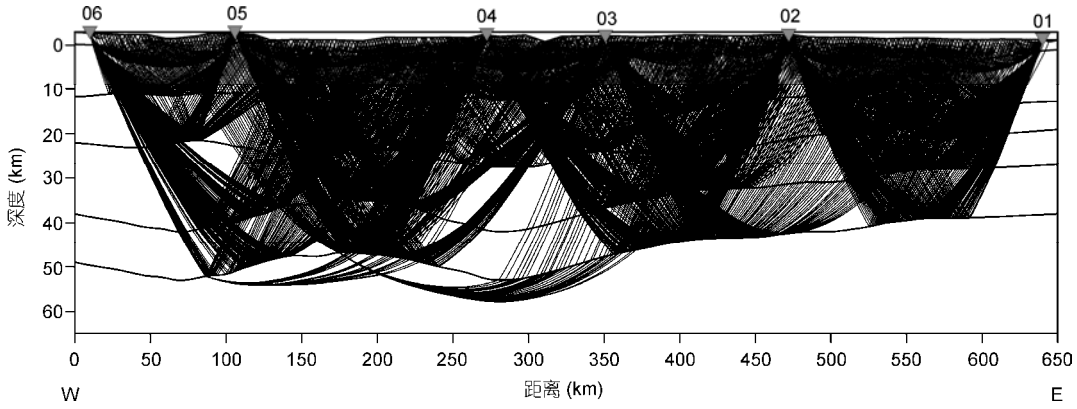

图 9　丽江-清镇纵剖面 6 炮地震射线覆盖图

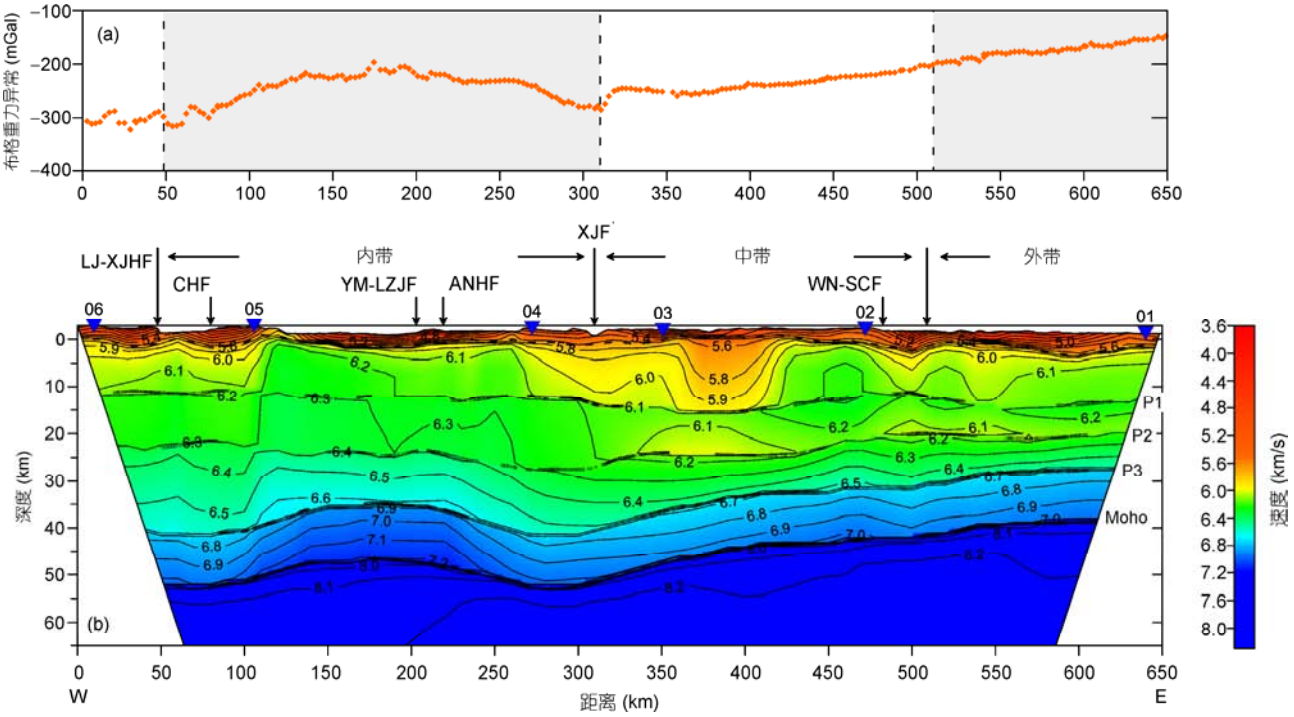

图 10　丽江-清镇纵剖面卫星布格重力异常曲线(a)及二维地壳速度结构(b)

反射界面由射线路径的反射点(圆圈)组成. 主要断裂: LJ-XJHF, 丽江-小金河断裂; CHF, 程海断裂; YM-LZJF, 元谋-绿汁江断裂; ANHF, 安宁河断裂; XJF, 小江断裂; WN-SCF, 威宁-水城断裂

方法沿丽江-清镇剖面测线方向获得的Moho面深度结果对比. 每种深度均已经进行地形高程校正, 为大地水准面之下的Moho深度. 可以看出, 不同的Moho面深度结果存在一定的差异, 本文得到的Moho面深度(黑色线条)介于几种方法的深度之间. 图14还可以看出, 在内带范围内, Moho面深度结果大部分呈现上隆的特征.

从图10的重力异常曲线可以看出, 沿剖面从西往东, 卫星布格重力异常从内带至外带, 整体上呈现逐步增加的趋势, 对应Moho面整体上呈现逐步变浅的特征. 剖面重力异常的显著特点为: 在内带范围内, 布格异常曲线呈现隆起的特征(Deng 等, 2014). 该特征表明在内带区域内, 深部结构和介质属性可能表现为: 地壳呈现高密度异常, 一般对应地震波高

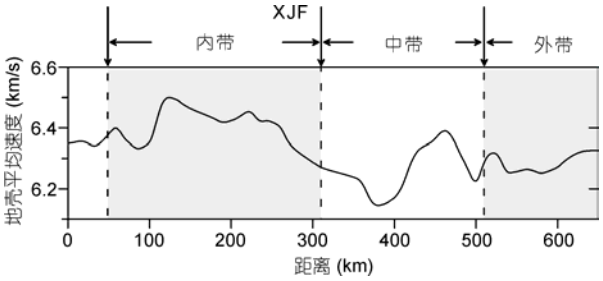

图 11　丽江-清镇剖面平均地壳速度结构

虚线将剖面划分为内带、中带和外带; XJF，小江断裂

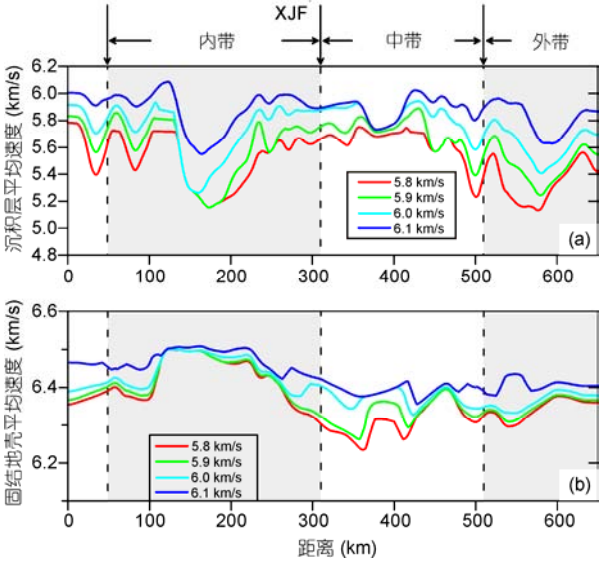

图 12　丽江-清镇剖面沉积层平均速度(a)和固结地壳平均速度(b)

不同颜色代表不同速度等值线至地表(a)和 Moho 面(b)的平均速度; XJF，小江断裂

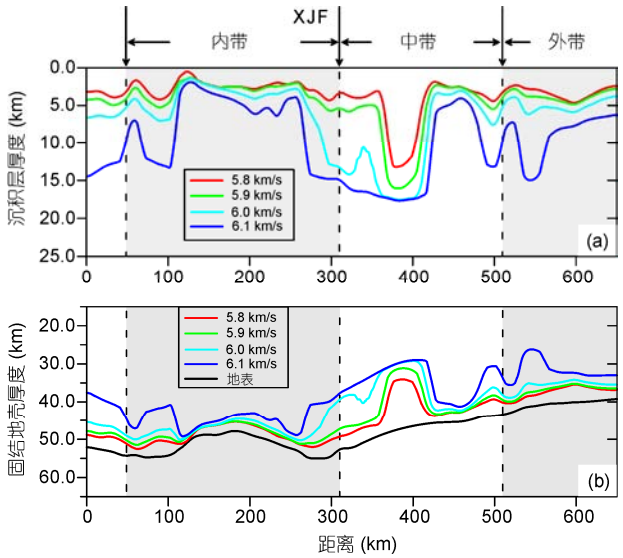

图 13　丽江-清镇剖面沉积层厚度(a)和固结地壳厚度(b)

不同颜色代表不同速度等值线至地表(a)和 Moho 面(b)的厚度; XJF，小江断裂

速异常，或者Moho面局部变浅．重力观测对速度模型的预期和本文的速度模型特征一致．

图10重力异常曲线显示，内带重力异常范围(波长)为~250 km(横向位置~50~300 km之间)，由密度异常的深度范围z与观测的重力异常范围(波长λ)之间的经验关系式(Artemieva, 2011):

$$\lambda \approx 2\pi z, \tag{1}$$

可以得出$\lambda \approx 40$ km，即引起内带重力异常的原因主要为包括Moho面形状在内的地壳尺度内的密度异常．根据地壳密度和速度在通常情况下的正相关

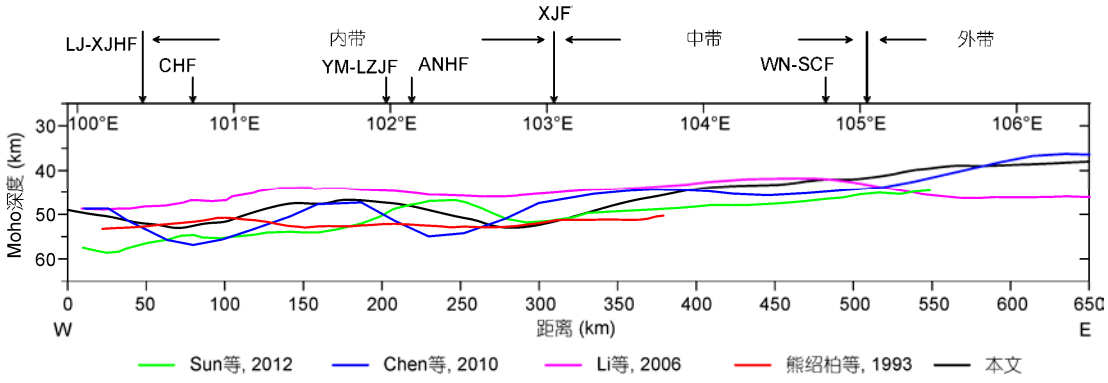

图 14　丽江-清镇剖面 Moho 面深度比较

绿色(Sun 等, 2012)和蓝色(Chen 等, 2010)为天然源宽频带资料得到的深度; 紫色(Li 等, 2006)和红色(熊绍柏等, 1993)为人工源资料得到的深度; 黑色线条为本文深度; 主要断裂: LJ-XJHF，丽江-小金河断裂; CHF，程海断裂; YM-LZJF，元谋-绿汁江断裂; ANHF，安宁河断裂; XJF，小江断裂; WN-SCF，威宁-水城断裂

性, 该结果也支持本文的速度模型特征.

4 峨眉山大火成岩省与可能的古地幔柱活动遗迹

峨眉山大火成岩省内带的地壳抬升-剥蚀量最大(He 等, 2003), 分布其中的玄武岩自下而上由低钛玄武岩变到高钛玄武岩, 局部分布有苦橄岩(Zhang 等, 2006; Zhang Y等, 2013), 而中带主要由高钛玄武岩组成. 形成低钛玄武岩的地幔部分熔融程度较大, 而形成高钛玄武岩的部分熔融程度较小. 根据地壳穹状隆起的结构、玄武岩的空间分布特征, Xu 等(2004) 认为峨眉山大火成岩省内带对应于地幔柱柱头. 内带地幔大程度的部分熔融会形成大量的岩浆, 除一部分喷出地表外, 另一部分以侵入岩和底侵岩浆的形式停留在地壳的不同深度. 这些基性岩浆的加入应该在地震波速度结构中有所体现.

本文获得的宽角地震资料结果支持上述预测. 在峨眉山大火成岩省的内带, Moho面呈局部上隆特征(图10), 且固结地壳呈现P波高速异常(图10, 11, 12(b)), 可能是二叠纪火山作用和岩浆侵入的痕迹. 由地幔柱熔融产生的高温岩浆(MgO含量为~20%; Zheng 等, 2006, 2013), 对应较大的密度. 当上升至Moho面时, 出现岩浆的密度大于周边地壳密度的情形, 因此岩浆发生底侵作用, 在这一过程中高镁岩浆发生结晶分离作用, 比重较大的矿物, 如尖晶石, 橄榄石和单斜辉石等堆积在下地壳底部. 残留的岩浆因比重降低而得以继续上升. 类似的过程会出现多次, 在地壳不同部位形成岩浆房或发生内侵作用(intra-plating). 对此地壳而言, 这些过程均对应于基性岩浆的加入, 从而形成高速异常特征(Farnetani 等, 1996; Xu 等, 2004; 徐义刚等, 2013). 图10还显示Moho面局部呈上隆特征, 这可能与地幔柱柱头在上升至岩石圈底部时的抬升和相互作用所致. 岩浆的底侵作用可能先导致了地壳的减薄, 产生的空间迅速为上涌岩浆所占据. 当然, 大火成岩省内带Moho面的局部上隆特征也可能与包括青藏高原演化在内的后期区域构造活动有一定的关系.

5 结论

古地幔柱作用的地壳和岩石圈地幔的地球物理响应可能表现为高速度、高V_p/V_s速度比、高密度等异常特征. 利用丽江-清镇人工源宽角地震资料重建了该地区的地壳速度结构, 结果显示: 小江断裂两侧, 尤其东侧地壳平均速度较低, 且固结地壳的平均速度也较低, 估计小江断裂至少往地下延伸至40 km以深, 可能切穿整个地壳. 内带Moho面局部隆起, 且(固结)地壳呈现高速异常特征, 可能是二叠纪地幔柱活动引起的底侵作用及岩浆上侵的结果, 为古地幔柱的活动遗迹, 对峨眉山大火成岩省的古地幔柱成因提供了新的判别途径. 当然, 本结果是初步的, 尚需要V_p/V_s速度比、密度、各向异性、流变性和磁性等深部物理场特征的进一步认识, 还有待区域/流动台站地震数据以及综合地球物理信息的进一步约束.

致谢 对参加野外地震数据采集工作的中国地震局地球物理勘探中心及中国科学院地质与地球物理研究所的所有工作人员表示衷心的感谢. 中国地震局地球物理勘探中心王夫运研究员、嘉世旭研究员对本文给以指导, 苗来成、白志明副研究员参与讨论并提出有益的建议, 三位匿名审稿人提出建设性的批评意见, 对稿件质量提高很大, 在此一并致谢.

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
邓阳凡, 李守林, 范蔚茗, 等. 2011. 深地震测深揭示的华南地区地壳结构及其动力学意义. 地球物理学报, 54: 2560–2574
何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布: 来自沉积地层学的新证据. 地质学报, 77: 194–202
何斌, 徐义刚, 肖龙, 等. 2006. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义. 地质论评, 52: 30–37
何斌, 徐义刚, 王雅玫, 等. 2005. 用沉积记录来估计峨眉山玄武岩喷发前的地壳抬升幅度. 大地构造与成矿学, 29: 316–320
何宏林, 池田安隆. 2007. 安宁河断裂带晚第四纪运动特征及模式的讨论. 地震学报, 29: 537–548

何宏林, 方仲景, 李坪. 1993. 小江断裂带西支断裂南段新活动初探. 地震研究, 16: 291–298
兰海强, 张智, 徐涛, 等. 2012a. 地震波走时场模拟的快速推进法和快速扫描法比较研究. 地球物理学进展, 27: 1863–1870
兰海强, 张智, 徐涛, 等. 2012b. 贴体网格各向异性对坐标变换法求解起伏地表下地震初至波走时的影响. 地球物理学报, 55: 3355–3369
李飞, 徐涛, 武振波, 等. 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
刘一峰, 兰海强. 2012. 曲线坐标系程函方程的求解方法研究. 地球物理学报, 55: 2014–2026
乔学军, 王琪, 杜瑞林. 2004. 川滇地区活动地块现今地壳形变特征. 地球物理学报, 47: 805–811
滕吉文. 1994. 康滇构造带岩石圈物理与动力学. 北京: 科学出版社
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. 地震学报, 24: 1–16
吴鹏, 刘少峰, 窦国兴. 2014. 滇东地区峨眉山地幔柱活动的沉积响应. 岩石学报, 30: 1793–1803
夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. 地质通报, 23: 903–910
向宏发, 徐锡伟, 虢顺民, 等. 2002. 丽江-小金河断裂第四纪以来的左旋逆推运动及其构造地质意义——陆内活动地块横向构造的屏蔽作用. 地震地质, 24: 188–198
熊绍柏, 郑晔, 尹周勋, 等. 1993. 丽江-攀枝花-者海地带二维地壳结构及其构造意义. 地球物理学报, 36: 434–444
徐涛, 徐果明, 高尔根, 等. 2004. 三维复杂介质的块状建模和试射射线追踪. 地球物理学报, 47: 1118–1126
徐涛, 张明辉, 田小波, 等. 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
徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. 地学前缘, 9: 341–353
徐义刚, 何斌, 黄小龙, 等. 2007. 地幔柱大辩论及如何验证地幔柱假说. 地学前缘, 14: 001–009
徐义刚, 何斌, 罗震宇, 等. 2013. 我国大火成岩省和地幔柱研究进展与展望. 矿物岩石地球化学通报, 32: 25–39
徐义刚, 钟孙霖. 2001. 峨眉山大火成岩省: 地幔柱活动的证据及其熔融条件. 地球化学, 30: 1–9
俞维贤, 刘玉权. 1997. 云南小江断裂带现今地壳形变特征与地震. 地震地质, 19: 17–21
张恩会, 楼海, 嘉世旭, 等. 2013. 云南西部地壳深部结构特征. 地球物理学报, 56: 1915–192
张荣强, 周雁, 汪新伟, 等. 2009. 贵州西南部威-紫-罗断裂带构造特征及演化. 地质力学学报, 15: 178–189
张招崇, 董书云. 2007. 大火成岩省是地幔柱作用引起的吗? 现代地质, 21: 247–254
张招崇, 王福生, 赵莉, 等. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. 岩石学报, 22: 1538–1552
赵烽帆, 马婷, 徐涛. 2014. 地震波初至走时的计算方法综述. 地球物理学进展, 29: 1102–1113
朱炳泉, 常向阳, 胡耀国, 等. 2002. 滇-黔边境鲁甸沿河铜矿床的发现与峨眉山大火成岩省找矿新思路. 地球科学进展, 17: 912–917
Ali J R, Thompson G M, Zhou M F, et al. 2005. Emeishan large igneous province, SW China. Lithos, 79: 475–489
Armijo R, Tapponnier P, Han T L. 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. J Geophys Res, 94(B3): 2787–2838
Artemieva I M. 2011. The Lithosphere: An Interdisciplinary Approach, Chapter 6.4. Cambridge: Cambridge University Press
Campbell I H. 2001. Identification of ancient mantle plumes. Geol Soc Am Spec Papers, 352: 5–21
Campbell I H, Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. Earth Planet Sci Lett, 99: 79–93
Cerveny V. 2001. Seismic Ray Theory. Cambridge: Cambridge University Press
Červený V, Klimeš L, Pšenčík I. 1988. Complete seismic-ray tracing in three-dimensional structures. In: Doornbos D J, ed. Seismological Algorithms. New York: Academic Press. 89–168
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
Chen Y L, Niu F L, Liu R F, et al. 2010. Crustal structure beneath China from receiver function analysis. J Geophys Res, 115: B03307
Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J Geophys Res, 100(B7): 9761–9788
Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. Geology, 23: 889–892
Coffin M F, Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. Rev Geophys, 32: 1–36
Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth Planet Sci Lett, 205: 295–308
Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. Earth Planet Sci Lett, 166: 177–195
Deng Y, Zhang Z, Mooney W, et al. 2014. Mantle origin of the Emeishan large igneous province (South China) from the analysis of residual gravity anomalies. Lithos, 204: 4–13
Farnetani C G, Richards M A, Ghiorso M S. 1996. Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood

basalt provinces. Earth Planet Sci Lett, 143: 81–94
He B, Xu Y G, Chung S L, et al. 2003. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet Sci Lett, 213: 391–405
He B, Xu Y G, Huang X L, et al. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. Earth Planet Sci Lett, 255: 306–323
He B, Xu Y G, Wang Y M, et al. 2006. Sedimentation and lithofacies paleogeography in southwestern China before and after the Emeishan flood volcanism: New insights into surface response to mantle plume activity. J Geology, 114: 117–132
Hole J A. 1992. Nonlinear high resolution three dimensional seismic travel time tomography. J Geophys Res, 97(B5): 6553–6562
Lan H Q, Zhang Z J. 2013a. Topography-dependent eikonal equation and its solver for calculating first-arrival traveltimes with an irregular surface. Geophys J Int, 193: 1010–1026
Lan H Q, Zhang Z J. 2013b. A High-order fast-sweeping scheme for calculating first-arrival travel times with an irregular surface. Bull Seismol Soc Am, 103: 2070–2082
Lei J S, Zhao D P. 2006. A new insight into the Hawaiian plume. Earth Planet Sci Lett, 241: 438–453
Lei J S, Li Y, Xie F R, et al. 2014. Pn anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan Plateau. J Geophy Res-Solid Earth, 119: 2174–2198
Li S L, Mooney W D, Fan J C. 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 420: 239–252
Liu J H, Liu F T, He J K, et al. 2001. Study of seismic tomography in Panxi paleorift area of Southwestern China-structural features of crust and mantle and their evolution. Sci China Ser D-Earth Sci, 44: 277–288
Liu Q Y, van der Hilst R D, Li Y, et al. 2014. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. Nat Geosci, 7: 361–365
Lo C H, Chung S L, Lee T Y, et al. 2002. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian-Triassic boundary events. Earth Planet Sci Lett, 198: 449–458
Ma T, Zhang Z J. 2014. Calculating ray paths for first-arrival travel times using a topography-dependent eikonal equation solver. Bull Seismol Soc Am, 104: 1501–1517
Peate I U, Bryan S E. 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. Nat Geosci, 1: 625–629
Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails. Science, 246: 103–107
Sun Y, Niu F L, Liu H F, et al. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. Earth Planet Sci Lett, 349-350: 186–197
Teng J W, Zhang Z J, Zhang X K, et al. 2013. Investigation of the Moho discontinuity beneath the Chinese mainland using deep seismic sounding profiles. Tectonophysics, 609: 202–216
Vidale J. 1988. Finte-difference calculation of travel times. Bull Seismol Soc Am, 78: 2062–2076
Wignall P B, Sun Y D, Bond D P G, et al. 2009. Volcanism, mass extinction and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. Science, 324: 1179–1182
Wu J, Zhang Z J. 2012. Spatial distribution of seismic layer, crustal thickness, and *Vp*/*Vs* ratio in the Permian Emeishan mantle plume region. Gondwana Res, 22: 127–139
Xu T, Xu G M, Gao E G, et al. 2006. Block modeling and segmentally iterative ray tracing in complex 3D media. Geophysics, 71: T41–T51
Xu T, Zhang Z J, Gao E G, et al. 2010. Segmentally iterative ray tracing in complex 2D and 3D heterogeneous block models. Bull Seismol Soc Am, 100: 841–850
Xu T, Li F, Wu Z B, et al. 2014. A successive three-point perturbation method for fast ray tracing in complex 2D and 3D geological model. Tectonophysics, 627: 72–81
Xu Y G, Chung S L, Jahn B, et al. 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos, 58: 145–168
Xu Y G, He B, Chung S L, et al. 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. Geology, 32: 917–920
Xu Y G, He B, Huang X, et al. 2007. Identification of mantle plumes in the Emeishan Large Igneous Province. Episodes, 30: 32–42
Yao H J, Beghein C, Van der Hilst R D. 2008. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: II-Crustal and upper mantle structure. Geophys J Int, 173: 205–219
Zelt C A, Smith R B. 1992. Seimic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. Geophys J Int, 108: 16–34
Zhang Y, Ren Z Y, Xu Y G. 2013. Sulfur in olivine-hosted melt inclusions of Emeishan picrites: Implications for S degassing and its impact on

environment. J Geophys Res, 118: 1–8

Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, et al. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. J Petrol, 47: 1997–2019

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

Zhao A H, Zhang Z J, Teng J W. 2004. Minimum travel time tree algorithm for seismic ray tracing: Improvement in efficiency. J Geophys Eng, 1: 245–251

Zhou L Q, Xie J Y, Shen W S, et al. 2012. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography. Geophys J Int, 189: 1565–1583

Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. 2002. A temporal link between the Emeishan Large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. Earth Planet Sci Lett, 196: 113–122

Zhong Y T, He B, Mundil R, et al. 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province. Lithos, 204: 14–19