中国科学: 地球科学 2020 年 第 50 卷 第 8 期: 1069 ~ 1082
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

哀牢山地区新生代岩浆活动与掀斜式抬升: 来自短周期密集台阵观测的证据

张路[1,2], 白志明[1,3*], 徐涛[1,4], 武振波[5], 黄敏夫[1,2], 俞贵平[1,2], 陈俊磊[1,2,6], 郑孟杰[1,2]

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. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
4. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
5. 成都理工大学地球物理学院, 成都 610059;
6. 云南省地震局, 昆明 650224
* 通讯作者, E-mail: bbzzmm@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-12-15; 收修改稿日期: 2020-04-13; 接受日期: 2020-04-20; 网络版发表日期: 2020-05-25
国家重点研发计划重点专项项目(编号: 2016YFC0600302)、第二次青藏高原综合科学考察项目(编号: 2019QZKK0701)和国家自然科学基金项目(批准号: 41774097、41674064、41704042、41574082)资助

摘要 地质研究表明, 新生代以来哀牢山-红河剪切带南段先后经历了掀斜式抬升和复杂成矿过程. 为探讨该区大坪、长安等重要金及多金属矿床的深部结构及其成矿动力学背景, 在云南南部布设一条长240km、台间距约500m的短周期密集台阵剖面. 利用台阵记录的远震数据, 用接收函数*H*-*κ*扫描和共转换点叠加方法, 揭示了绿春-马关剖面地壳精细结构特征, 并获得以下认识: (1) 剖面下方地壳平均厚度37km, 平均波速比为1.75; 哀牢山隆起下方地壳偏厚, 地壳平均波速比为异常高值1.79, 高于东西两侧的华南和印支地块, 可能暗示造山后地壳内富含铁镁质组分或存在热流体异常. (2) 哀牢山隆起下方的中上地壳存在显著倾斜界面, 指示哀牢山中上地壳在造山过程中遭受了强烈变形; 较弱的Moho界面Pms转换波震相、上地幔顶部较低的P波速度、地表高热流值及普遍发育的温泉等证据表明, 哀牢山-红河剪切带南段存在强烈的壳幔相互作用; 包括幔源岩浆的底垫作用(东强西弱)、印度板块侧向碰撞的挤压作用及红河断裂走滑运动引起的差异性隆升等, 这些深部作用共同导致了哀牢山的掀斜式抬升. (3) 结合矿集区的位置、地壳平均波速比变化特征、小震分布、Moho界面形态及Pms震相振幅横向变化情况等, 推测哀牢山断裂是新生代深部成矿岩浆上涌的通道, 对该时期哀牢山地区发育多形式金属矿床起重要控制作用.

关键词 哀牢山-红河剪切带, 金及多金属矿床, 掀斜式抬升, 短周期密集台阵, 接收函数

中文引用格式: 张路, 白志明, 徐涛, 武振波, 黄敏夫, 俞贵平, 陈俊磊, 郑孟杰. 2020. 哀牢山地区新生代岩浆活动与掀斜式抬升: 来自短周期密集台阵观测的证据. 中国科学: 地球科学, 50: 1069–1082, doi: 10.1360/SSTe-2019-0291
英文引用格式: Zhang L, Bai Z, Xu T, Wu Z, Huang M, Yu G, Chen J, Zheng M. 2020. Cenozoic magmatic activity and oblique uplifting of the Ailao Mountain: Evidence from a short-period dense seismic array. Science China Earth Sciences, 63, https://doi.org/10.1007/s11430-019-9616-y

© 2020 《中国科学》杂志社

1 引言

印度-欧亚大陆新生代以来的持续碰撞造就了“世界屋脊”喜马拉雅及亚洲内部的诸多活动山系, 激活了一系列规模巨大的走滑断裂. 研究表明, 在此过程中, 高原内部物质沿东及东南方向以刚性块体的方式挤出(Tapponnier和Molnar, 1977; Tapponnier等, 1982), 对其周边地区的地貌格局和环境演化产生了重大影响(Peltzer和Tapponnier, 1988; Avouac和Tapponnier, 1993; 许志琴等, 2011). 位于青藏高原东南缘三江成矿带的哀牢山-红河剪切带(ALSRRSZ)是其西侧印支块体与东侧华南块体的接触边界(图1). 该区地处青藏高原东南缘印度板块与欧亚板块侧向汇聚、同时又是高原物质沿红河断裂带南向挤出的关键部位, 是研究板块侧向碰撞造山动力学过程及高原生长机制的理想场所(Peltzer和Tapponnier, 1988; Tapponnier等, 1990).

哀牢山-红河剪切带南端发育铜厂、哈播、大坪和长安等众多斑岩型和造山型金及多金属矿床(图1), 是青藏高原侧向碰撞成矿带的重要组成部分. 这些矿床的成矿时代为始新世末期-渐新世早期约(34±2)Ma (王登红等, 2004; 田广等, 2014). 学者们从岩石学、构造地质学、地球化学等领域对该成矿带的造山成矿过程及机制等开展了多项研究(侯增谦等, 2004; 邓军等, 2013; Hou等, 2017; Sun等, 2018), 并提出了 “矿床成因分别与碰撞后伸展及陆内转换造山引起的壳内岩浆及流体作用有关”和“喜山期强烈的壳幔作用导致大规模的富碱岩浆是成矿物质和成矿流体的主要来源”等重要观点(祝向平等, 2009; 丛源等, 2013; 田广等, 2014).

另一方面, 有证据表明点苍山-哀牢山地区新生代以来经历了多期次的山脉抬升事件(李齐等, 2000; 王二七等, 2006; 李朝阳等, 2016). 李宝龙等(2012)研究表明, 5Ma以来该区发生差异性隆升, 表现为哀牢山东侧的隆升幅度大于西侧, 导致哀牢山山脉呈现掀斜式抬升格局. 长期以来, 哀牢山-红河剪切带东侧的红河断裂被认为是青藏高原东南缘重要的板块边界, 前人对其新生代以来的活动状态和变形特征等进行了大量研究(Zhong和Ding, 1996; Leloup等, 1993, 1995; 李齐等, 2000; 万玲等, 2000; 王二七等, 2006). 然而, 对其活动时间、空间分布等问题, 学界仍存有分歧, 例如红河断裂是否为切穿岩石圈的深大断裂(Tapponnier等, 1982, 1990; Leloup等, 1995; 万玲等, 2000).

综上所述, 哀牢山-红河剪切带新生代以来岩浆活动和构造作用显著, 然而由于缺乏深部地球物理探测结果, 使得人们难以回答“地壳深处是否保留与造山成矿作用相关的物质组分和岩浆热液”“哀牢山-红河剪切地壳形变特征和介质属性如何”等科学问题. 一些学

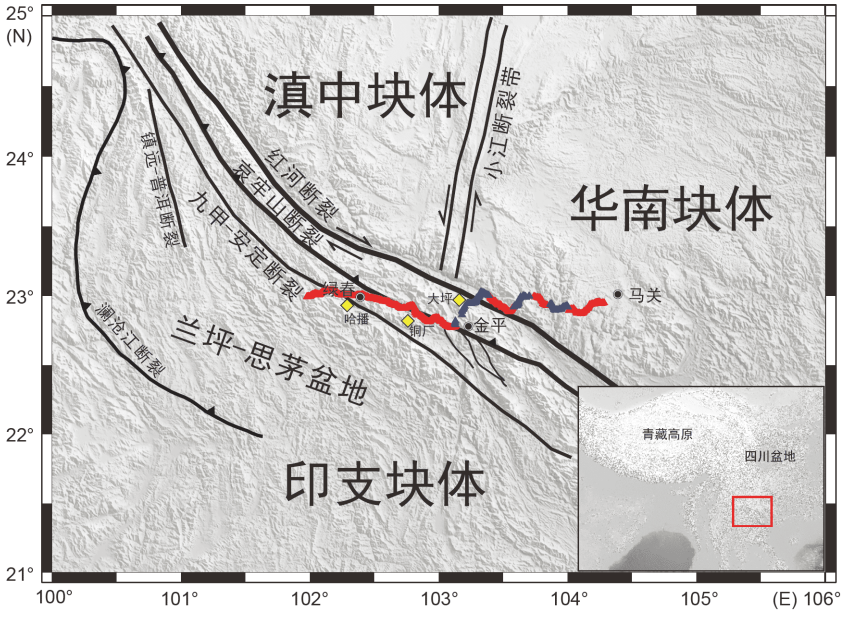

图 1　研究区构造块体、断层和台站位置分布图

红色三角形代表PDS-2仪器, 蓝色三角形代表EPS仪器, 黄色菱形代表矿区位置

者(刘福田等, 2000; 胥颐等, 2003; 张风雪等, 2018; 白志明和王椿镛, 2004; 王夫运等, 2014; 徐涛等, 2015; 潘素珍等, 2015; Fu等, 2017; Bao等, 2015)分别利用体波走时反演、宽角折射/反射、瑞雷面波成像和接收函数与面波频散联合反演等方法, 对该区及邻区的壳幔结构开展了大尺度成像研究, 揭示了哀牢山-红河剪切带附近速度结构变化特征. 但前人的地球物理工作多数基于台间距较大的观测台阵, 存在横向分辨率低的问题, 这让人们很难精细地刻画研究区的地壳结构和变形特征. 迄今为止, 哀牢山南段尚缺少跨越重点矿集区的高分辨地球物理探测剖面. 有鉴于此, 在国家重点研发计划项目"青藏高原碰撞造山成矿系统深部结构与成矿过程"资助下, 本研究组在云南省南部开展了跨越哀牢山-红河剪切带的密集台阵地震探测. 本文报导该剖面天然地震接收函数成像和*H*-*κ*扫描结果, 并探讨其地球动力学意义和成矿效应.

2　数据和方法

2.1　数据来源

地震短周期密集台阵剖面西起绿春县, 东至马关县城附近, 长度约240km(图1). 该剖面从西向东跨兰坪-思茅盆地、哀牢山-红河剪切带和华南地体等三个构造单元. 沿线部署362个PDS-2型及118个EPS型短周期地震仪, 共计480个地震台站, 平均台间距约500m; 观测周期为35天(2017年12月至2018年1月). 我们利用以上连续观测数据, 基于地震目录(USGS-NEIC, https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/)截取了31个震级大于5.2的远震事件, 震中距28°~95°, 用于后续计算P波接收函数.

2.2　接收函数方法

远震P波接收函数方法是当前国内外在地壳及上地幔结构成像领域广为应用的地震学方法(Owens等, 1984; Chen等, 2005; Zheng等, 2012; 武振波等, 2016). 其原理是当远震P波入射到台站下方并穿过近水平界面时, 会产生转换Ps震相及其多次波PpPs和PsPs+PpSs. 具体如下: 首先, 通过利用地震记录的垂直分量对径向或切向分量做反褶积, 提取Ps震相及其多次波与直达波Pp的走时差; 然后, 我们根据反方位角和射线参数, 基于给定的速度模型, 反向追踪介质内部的射线路径, 把接收函数时间序列转换为相应的深度序列, 以了解地壳内部界面及Moho面的形态特征(Langston, 1977; 徐强和赵俊猛, 2008). 本文基于480个台站的连续观测数据, 利用接收函数方法对跨哀牢山-红河剪切带的密集台阵剖面开展了壳幔结构成像研究. 密集的台站分布可以大幅增加对界面的采样, 有效增强CCP叠加成像中的相干信号并压制噪声. 这样更有助于揭示比传统宽频带观测更精细的地壳结构.

首先我们对数据进行了预处理, 包括原始数据去均值、去线性趋势、尖灭、重采样、坐标旋转; 然后, 我们对预处理后的数据做0.05~5.0Hz的4阶Butterworth带通滤波. 一般而言, 信号的低频部分包含区域介质结构信息, 高频部分则揭示小尺度异常体结构信息. 由于PDS-2型地震仪及EPS型地震仪低截止频率分别为0.5和0.2Hz, 为了保证结果的稳定性, 我们希望信号中包含更多低频信息. 考虑到短周期仪器的窄带特性, 通过去仪器响应增强低频信号的振幅是有必要的. 以台站4337号EPS型短周期地震仪为例, 图2展示了来自剖面南东方向的一个地震事件(2017.12.15.16.47.58, 震级6.5, 108.17°E, 7.49°N)去仪器响应前后的地震波形垂直分量、水平分量和接收函数. 从图中可以看到, 尽管去除响应前后计算获得的接收函数形态上高度相似, 但去除仪器响应后的波形与接收函数明显均具有更低频的特征, 有利于稳定地揭示深部界面构造形态.

然后, 截取P波理论到时前10s至后40s数据. 该记录长度完全包含了该地区地壳尺度的一次转换波及其多次波的信息. 最后利用时间域迭代反褶积方法(Ligorria和Ammon, 1999)计算接收函数, 计算接收函数时高斯系数为5.0(相应的高频截止频率约2.5Hz). 由于流动短周期地震仪与地表耦合条件较差和仪器本身的窄带特性, 其接收函数相较于宽频带接收函数具有更高的噪声水平, 但是, 密集台阵增加了接收函数对地下速度间断面的采样, 通过叠加手段可以有效增强相干信号并压制噪声.

另外, 地震事件方位的分布对成像结果具有一定的影响(Zheng等, 2006). 图3是本文所用地震事件的震中分布图. 由图可知, 地震事件主要分布在研究区的东方向与东南方向, 因此, 我们选择与测线大致在同一大圆路径上的东向方位(E)作为优势方位. 然后, 我们手动挑选了P波初动清晰的、且在同一个地震事件按照

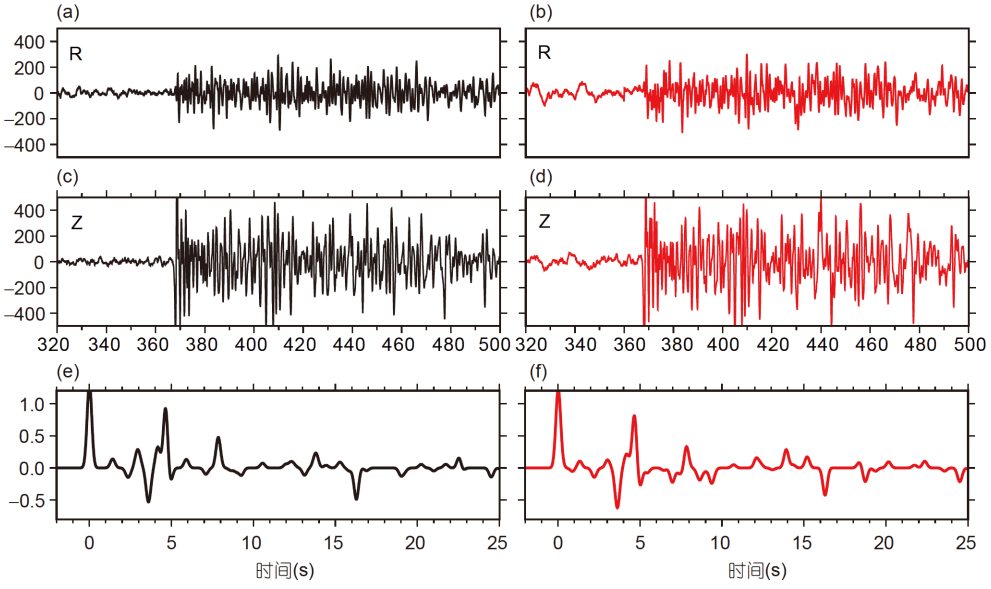

图 2　EPS型短周期地震仪去仪器响应前后的地震波形的径向分量、垂向分量和接收函数的对比

(a)、(c)、(e)中展示的去仪器响应前的数据; (b)、(d)、(f)中展示的是去仪器响应后的数据

台站排列的接收函数剖面中Pms震相可连续追踪的接收函数波形. 本次研究中共获得了1503条高质量的接收函数.

2.3　*H*-*κ*扫描

地壳岩石泊松比属性对其矿物组分敏感, 且能反映出流体和岩石部分熔融等特征(Mavko, 1980; Christensen, 1996). 利用地震探测方法获取壳幔介质的泊松比, 可帮助我们理解研究区下方的壳幔结构和动力学过程. Zhu和Kanamori(2000)发展了*H*-*κ*扫描, 该方法基于水平层状界面的假设, 在一定的深度和纵横波速度比范围内网格扫描出合理的地壳厚度与地壳平均波速比, 进而通过经验公式

$$\sigma=0.5\times\left[1-(\kappa^2-1)^{-1}\right], \tag{1}$$

将波速比转化为岩石的泊松比参数.

该方法认为当远震P波穿过莫霍面时, 会产生一次转换震相Ps和其多次波震相PpPs及PsPs+PpSs, 三个震相的到时分别记作$t_{\rm Ps}$、$t_{\rm PpPs}$和$t_{\rm PsPs+PpSs}$, 它们与三个物理参数(地壳平均P波速度$V_{\rm p}$、转换S波速度$V_{\rm s}$和地壳厚度H)的关系可以表示为如下(Hu等, 2015):

$$H=\frac{t_{\rm Ps}}{\sqrt{V_{\rm s}^{-2}-p^2}-\sqrt{V_{\rm p}^{-2}-p^2}}, \tag{2}$$

$$H=\frac{t_{\rm PpPs}}{\sqrt{V_{\rm s}^{-2}-p^2}+\sqrt{V_{\rm p}^{-2}-p^2}}, \tag{3}$$

$$H=\frac{t_{\rm PsPs+PpSs}}{2\sqrt{V_{\rm s}^{-2}-p^2}}. \tag{4}$$

由于每条接收函数的射线参数p是已知的, 依据以上关系式可以估算不同震相的理论到时, 基于给定的网格点的地壳厚度H和平均波速比κ, 以及假设的平均地壳P波速度, 并根据大陆地壳岩石纵横波速比范围1.7~2.0(Christensen, 1996)推导出震相之间到时差的倍数关系式:

$$\frac{t_{\rm PpPs}-t_{\rm P}}{t_{\rm Ps}-t_{\rm P}}\approx 3\sim 3.85, \tag{5}$$

$$\frac{t_{\rm PsPs}-t_{\rm P}}{t_{\rm Ps}-t_{\rm P}}\approx 4\sim 4.85. \tag{6}$$

通常情况下, Ps震相最为清晰, 容易辨认和拾取, 针对相对弱振幅的PpPs和PsPs+PpSs多次波震相, 可参考如上的经验关系判断识别. 依据Zhu和Kanamori(2000)的研究, 在假定P波速度已知的情况, 首先给定H和κ的扫描区间, 对于每一组H和κ, 都能求出三个震相的理论到时, 根据到时便可得到对应时刻振幅值, 将振幅值按照一定权重进行叠加:

$$S(H,\kappa)=\sum_{i=1}^{n}\omega_1 r_i(t_{\rm Ps})+\omega_2 r_i\left(t_{\rm PpPs}\right)-\omega_3 r_i\left(t_{\rm PsPs+PpSs}\right), \tag{7}$$

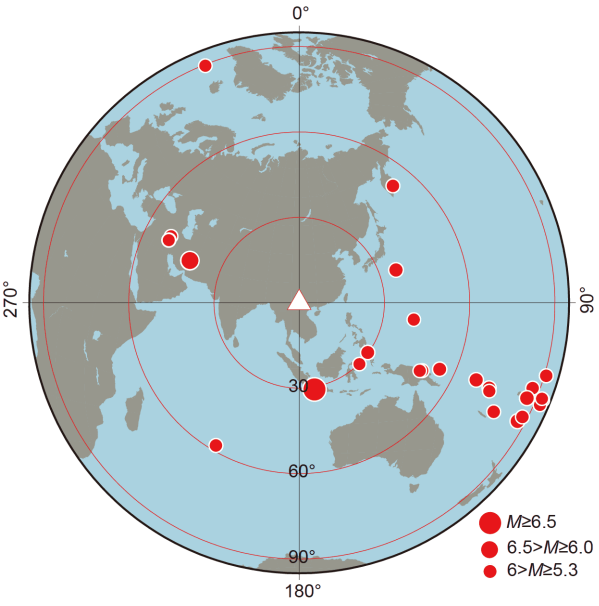

图 3　研究区位置及地震事件震中位置分布图

白色三角形代表研究区域, 红色实心圆圈代表震中位置, 圆圈大小代表震级

式中, $S(H, \kappa)$是待求取的目标函数, $r_i(t)$是单台记录$i$th接收函数在t时刻的振幅值大小, ω_1、ω_2和ω_3分别为Ps、PpPs和PsPs+PpSs震相的权重, 之和为1. 根据宽角折射/反射的研究结果(白志明和王椿镛, 2004; 王夫运等, 2014)及接收函数与面波频散数据联合反演的速度结构(Li等, 2017), 我们给定平均P波速度为6.3km s^{-1}, ω_1、ω_2和ω_3分别取值为0.6、0.3和0.1, 地壳厚度H和波速比κ的扫描区间分别为25~45km和1.6~1.9, 步长分别为0.2和0.05.

3　接收函数成像结果

3.1　不同方位地震事件接收函数的提取

依前所述, 我们计算并手动挑选了图3中所有地震事件的时间域接收函数. 图4a是穿过地下38km界面的接收函数透射点在地表的投影. 图4b展示了来自东向优势方位中的一个地震事件按台站排列的接收函数剖面, 从展示的接收函数波形可以看出, 剖面上在4~5s左右的Moho界面Pms震相连续可追踪, 整体表现为西浅东厚; 在壳内2~3s位置, 局部存在正极性震相, 但是震相相对杂乱, 较难连续追踪; 图4c展示了单台叠加后的接收函数剖面, 可以看出, 通过叠加增强了相干信号, 噪声得到有效压制, Pms震相十分清晰, 且在剖面西段的1~280号台之间, 壳内震相相对连续可追踪; 但在300号台之后的剖面东段, 壳内震相振幅弱, 震相不易连续追踪. 为了可以更加清晰地追踪连续信号并进一步压制噪声, 我们采用了Ward等(2018)提出的方法. 即依据高密度台站分布的优势, 将邻近台站的接收函数彼此互相关系数较高的(本文选互相关系数阈值为0.5)的接收函数以5km的窗口长度进行滑动叠加, 结果如图4d所示, 相干信号进一步得到增强, 同时信号的横向连续性也得到了增强.

3.2　*H*-*κ*扫描结果

H-*κ*方法已在宽频带接收函数成像中广泛应用(Sun等, 2012; Wang等, 2010; Wang等, 2018; 胡家富等, 2003). 考虑到短周期密集台阵观测连续记录时间仅月余, 单台仪器记录的有效地震事件个数有限, 本次工作中, 我们利用台阵密集的优点, 将相邻31个台站的接收函数存放在中心台站. 并将中心台站的接收函数作为*H*-*κ*扫描的原始数据, 然后按照前述*H*-*κ*扫描方法进行计算, 从而得到中心台站下方的地壳厚度和平均波速比. 图5展示了来自剖面西段兰坪-思茅盆地和中段哀牢山-红河剪切带两个中心台站的按照震中距排列的接收函数及*H*-*κ*扫描结果. 从图中可以看出, 扫描结果能在合理的地壳厚度与平均波速比范围内收敛到稳定极值点, 说明了短周期数据开展传统*H*-*κ*方法扫描的可行性. 扫描结果中存在个别地壳厚度或波速比跳跃较大的台站, 可能是由于多次波发育不明显导致的, 对这类少数台站予以剔除处理. 对于所有的中心台站, 由于小台间距的影响, 当Moho深度或者平均波速比值变化稍大时, 变化会显得十分剧烈. 因此, 我们每隔三个台站抽取一个Moho深度和平均波速比值, 得到相对平滑的整条剖面的*H*-*κ*扫描结果如图6b和6c所示; 由图可知, 剖面下方地壳平均厚度为37km, 大致以哀牢山-红河剪切带为界, 主要表现为西薄东厚的特征; 平均地壳纵横波速比约为1.75, 略低于全球大陆地壳平均值1.76 (Christensen, 1996). 根据前述波速比与泊松比经验公式, 得到该地区平均泊松比约0.25, 如图6d所示. 值得注意的是, 哀牢山-红河剪切带下方地壳平均波速比显著偏高.

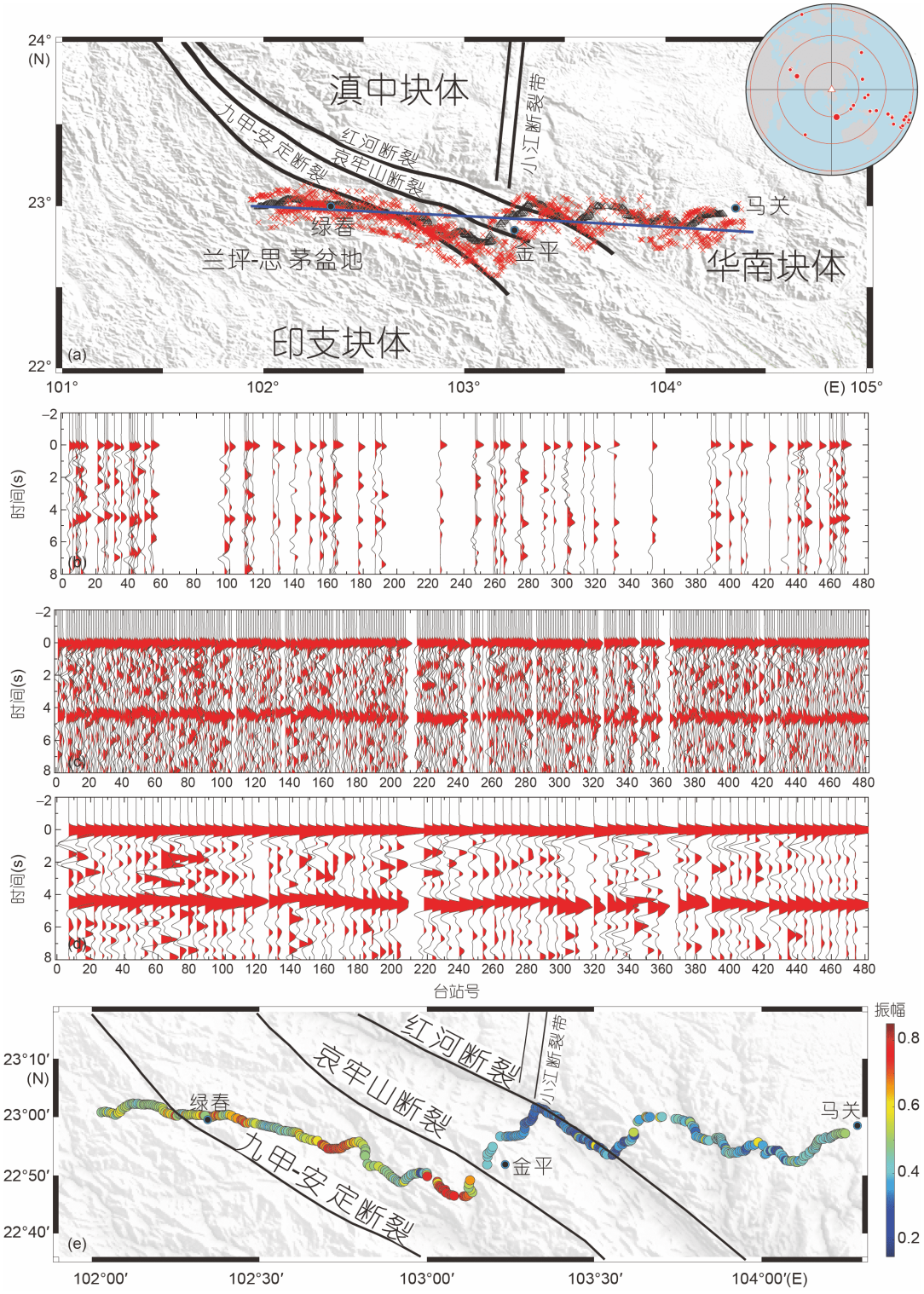

图 4　透射点在地表的投影位置、接收函数波形剖面和Moho界面转换波振幅变化分布

(a) 38 km深度处的射线透射点位置在地表投影分布图, 黑色三角形代表地震台站, 红色十字符号代表透射点在地表的投影位置, 蓝色实线是CCP叠加的剖面; (b) 来自东向方向信噪比较高的单个事件接收函数剖面; (c) 地震事件按照台站叠加后的接收函数剖面; (d) 以5km为窗口做滑动平均后的接收函数剖面; (b)~(d)中的横坐标均为台站号; (e) 沿剖面Moho面的Pms震相振幅变化图

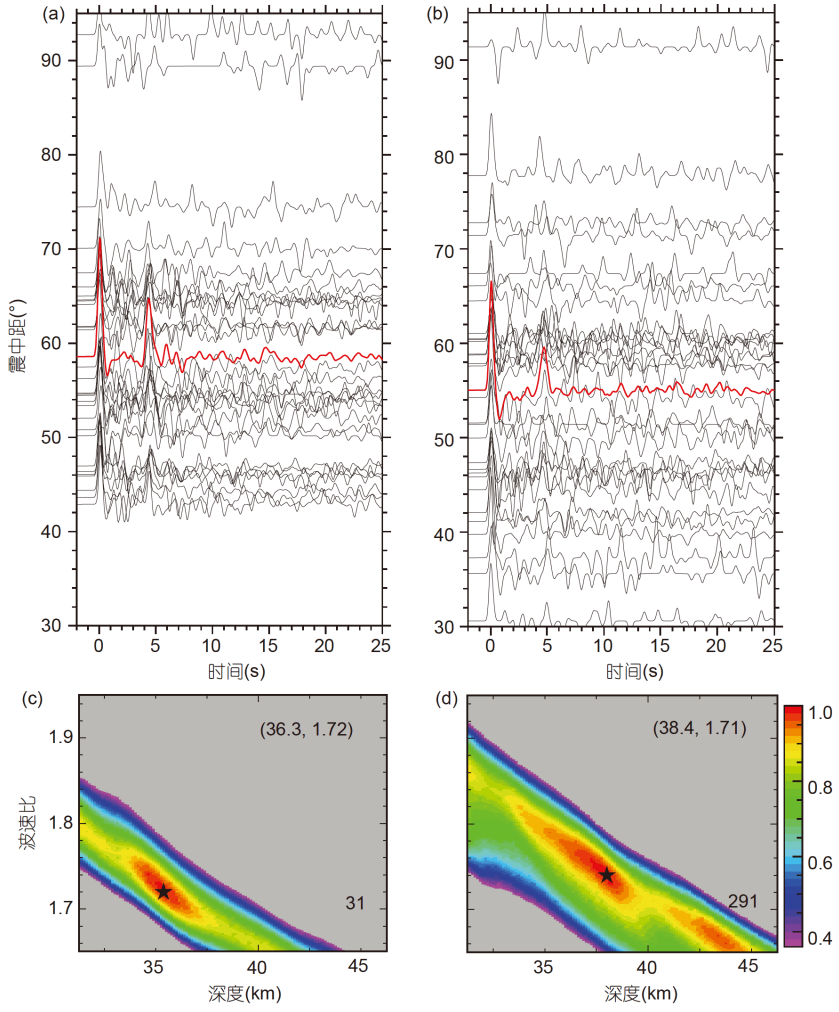

图 5　来自剖面西段和中段2个中心台站的按震中距排列的接收函数及*H*-*κ*扫描结果

(a)和(c)中的黑色细实线为单条接收函数, 红色粗实线为单台所有接收函数叠加的结果; (b)和(d)中黑色五角星代表为扫描的极值点, 右上角的数字分别代表Moho界面深度和相应的波速比值, 右下角的数字代表台站序号

3.3　Pms振幅特征

接收函数转换波震相的振幅大小是反映界面两侧物性差异的一个指标. Rychert等(2007)研究显示, 界面两侧的速度差异对转换波震相振幅影响很大. 为研究剖面下方Moho间断面的物理性质, 我们提取了单台叠加后的接收函数Pms转换波振幅值(图4e). 在计算过程中, 为了获取剖面下方Moho界面转换波能量的横向变化信息, 我们首先将多个事件的接收函数进行叠加(时间域叠加), 另外考虑到台站密度大、且Moho界面在较短横向距离上的结构变化差异小的有利因素, 我们以5km长度为窗口对剖面上所有时间域叠加后的接收函数进行滑动平均处理(Ward等, 2018)(空间叠加), 从而获得稳定的Moho界面转换波振幅. 为了更加直观显示出横向能量差异, 我们提取了滑动平均处理后接收函数的Pms转换波振幅值相对于直达P波的振幅值, 即对任一条接收函数都相对于其自身的初至P波振幅值做归一化, 最终得到图4e所示的Moho界面转换震相的振幅值, 可以观察到在哀牢山-红河剪切带下方显著的弱振幅特征.

3.4　共转换点叠加成像

由于观测时间短, 事件数量有限且方位角覆盖差, 在共转换(CCP)成像过程中, 我们选取了东向方位(与测线方向一致)的事件用于CCP成像研究. 通过选定窄方

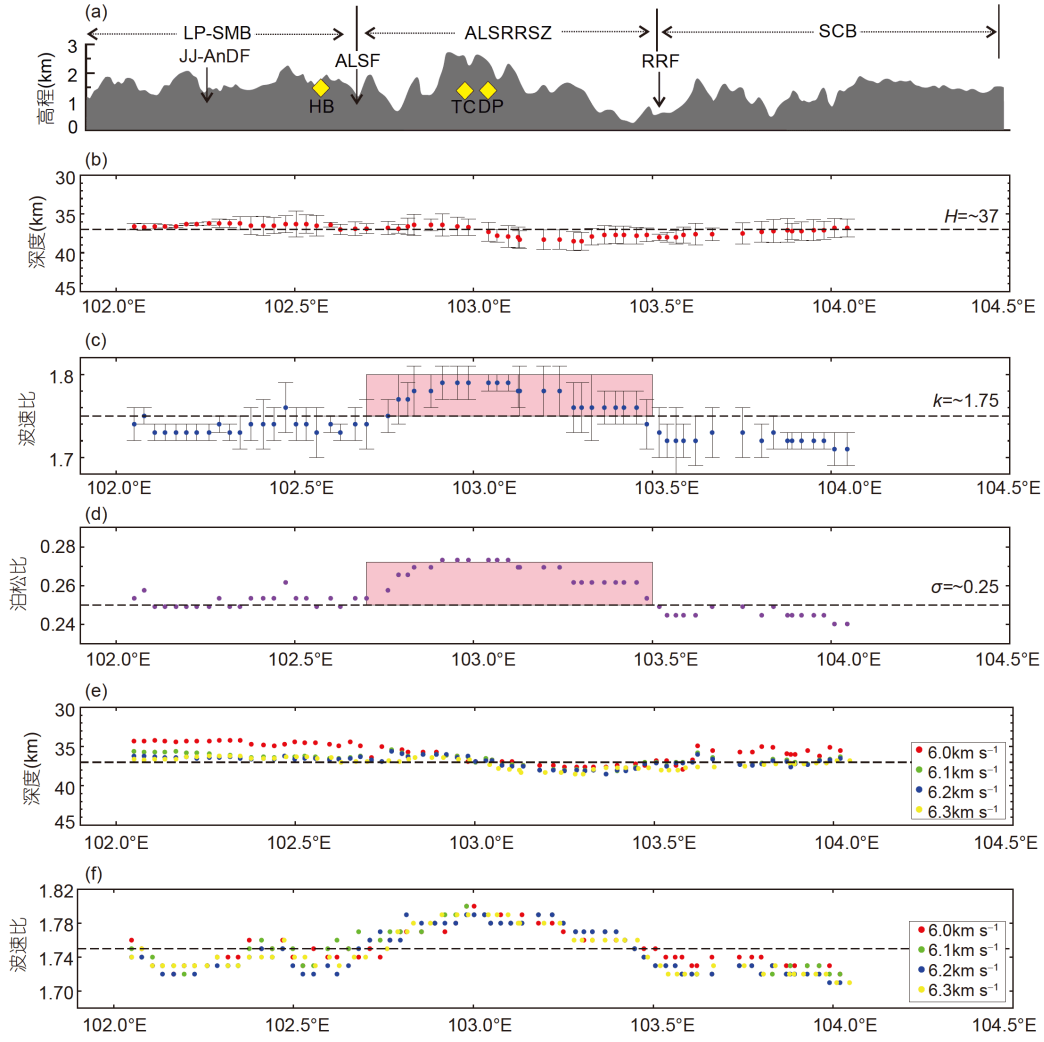

图 6　Moho界面深度、平均波速比和平均泊松比变化图

(a) 测线高程及构造线, LP-SMB: 兰坪-思茅盆地; ALSRRSZ: 哀牢山-红河剪切带; SCB: 华南块体; JJ-AnDF: 九甲-安定断裂, ALSF: 哀牢山断裂, RRF: 红河断裂; HB: 哈播矿床, TC: 铜厂矿床; DP: 大坪矿床. (b) 地壳厚度; (c) 平均波速比; (d) 平均泊松比. (c)和(d)中粉色方框以突出波速比与泊松比异常高值的分布范围. (e)和(f)分别为V_p取值为6.0~6.3km s^{-1}时扫描得到的Moho 面深度H和κ的值

位分布的事件, 很大程度降低了地震方位分布不均、界面倾斜以及各向异性等因素对成像的影响(Zheng等, 2006). 当地震事件分布在剖面的走向上时, 射线的穿透点近乎在剖面的下方, 最能准确反映剖面下方介质的结构. 本文使用IASP91参考模型用于将时间域接收函数转换到深度域, 成像时网格在垂直于剖面方向、平行于剖面方向以及垂向方向的大小分别是40、2和1km.

图7b显示了来自于东向方位的地震事件的成像结果. 其显示的Moho面的起伏形态与H-κ扫描的结果(图6b所示红色圆点及图7b中较粗的黑色圆点)吻合较好. 平均Moho深度约为37km. 在兰坪-思茅盆地下方, Moho界面最浅, 约36km; 在哀牢山-红河剪切带下方Moho面深度达到最大, 约39km, 且有错断现象; 红河断裂以东, Moho面开始向上轻微抬升. 成像结果显示壳内存在明显的横向不完全连续的高速间断面, 分别位于5~10和15~25km的深度. 在红河断裂以东的华南块体, 壳内界面相对平缓; 红河断裂和哀牢山断裂之间, 两个高速间断面均表现为向西倾斜; 而在哀牢山断裂以西的印支地块, 可以看到壳内高速间断面均向中地壳发生弯曲. 同时依据前文所述, PpPs震相的到时大概是Ps震相到时的3~4倍关系, 我们在约45~50和55~65km深度也看到了这两个震相的多次波信号.

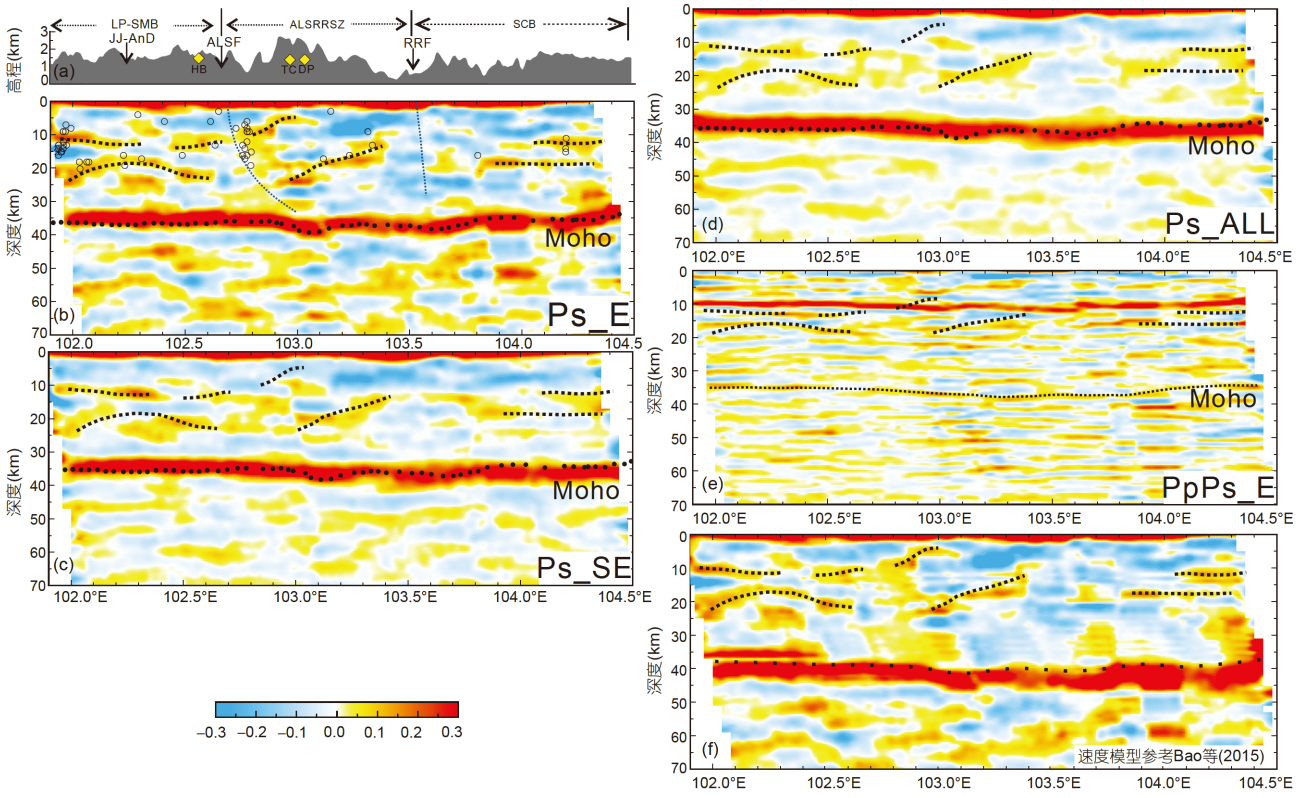

图 7　CCP叠加成像结果图

(a)表示剖面高程变化图, 与图6(a)一致; (b)和(c)分别代表了来自东向和东南方向的地震事件的Pms成像结果, (b)图中黑色空心圆代表测线两侧5km范围2001~2018年大于2.0级的地震事件, 黑色实心圆点是*H*-*κ*扫描的Moho深度结果, 两条虚线代表推测的哀牢山与红河断裂在深部的形态, 形态特征参考李朝阳等(2016); (d)代表来自所有方位地震事件的成像结果; (e)代表来自东向方位地震事件的PpPs多次波成像结果. 每个图右下角的字母代表了成像用的震相和所用地震事件的方位. (f)是东向方位地震事件Ps成像结果, 其中速度模型参考Bao等(2015)

一般浅地表会有沉积构造, 表现为低速特征, 其下方结晶基底两侧存在明显速度变化, 会产生很强的转换波信号. 该信号会在自由地表与结晶基底之间多次震荡, 对其他壳内速度间断面和Moho面产生的转换波造成干扰, 该表浅层界面Ps转换波的多次波不仅会影响后续震相的相位; 同时, 当其多次波与深部界面的一次转换波在走时上相同时, 会增强或者抑制深部界面一次波的振幅. 我们在图8展示了基于不同沉积层厚度且Moho面深度固定在38km的一个简单地壳模型的正演接收函数, 从图中可以看出浅层界面的多次波对后续震相的影响十分明显. 当浅层界面的多次波出现在壳内时, Moho界面的一次波相位会在视觉上出现后移. 而且, 该多次波可能会压制Moho面一次波的振幅(如$H_{沉积层}$=6km时). 这个现象使得Moho面一次波震相难以被识别.

为了确定此研究中的壳内界面是真实地质结构的而不是壳内浅层界面的多次波假象, 我们用来自于东向方位地震事件的接收函数进行了多次波成像, 其结果如图7e所示. 这与图7b所示Pms成像结果相似. 多次波成像结果也恢复了类似的Moho面形态, 且Pms成像结果中的壳内界面在多次波成像结果中的对应深度也存在, 如果这些界面是多次波假象, 那么这些多次波应该会被归位到浅层界面的位置, 这证明了我们观测到的两组壳内震相是真实的地壳结构.

此外, 我们同时对来自东南方位的地震事件接收函数及所有地震事件的接收函数分别进行了相同参数的一次波成像, 结果为图7c和7d. 可以看出, Moho界面及壳内主要界面与图7b所示界面形态特征高度相似, 说明我们成像的结果是稳定可靠的. 尽管受到了地震事件方位分布的影响, 成像局部特征与东向方位地震事件的成像结果有所差异, 但主要表现在震相的振幅上, 这种差异对界面深度信息的影响不大.

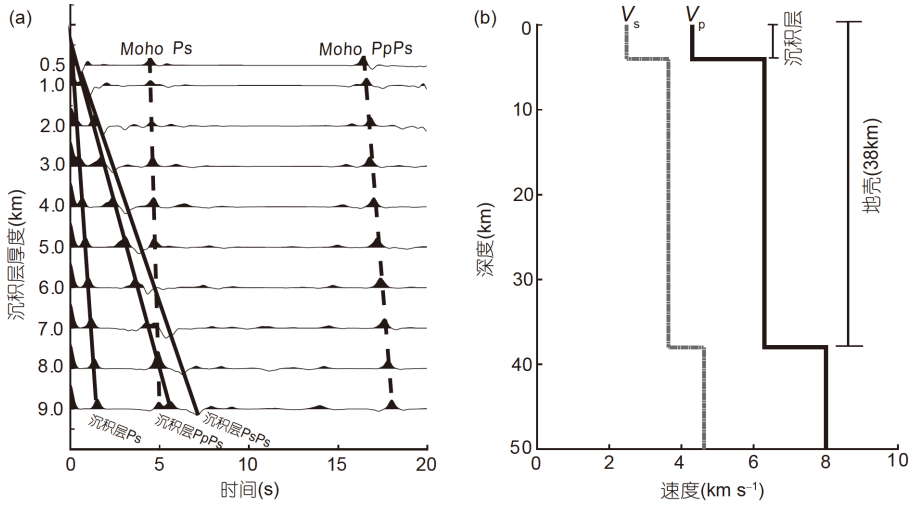

图 8　浅表沉积层对接收函数震相的影响

(a) 不同厚度沉积层计算的理论接收函数, 参考射线参数为0.06km s^{-1}; 倾斜实线代表来自沉积层的相关震相, 虚线表示来自Moho面的相关震相. (b) 速度模型示例

4　结果讨论

4.1　剖面波速比分布特征及CCP成像结果

基于远震P波接收函数的*H*-*κ*扫描和CCP成像方法, 我们获得了剖面下方的波速比变化、地壳厚度和壳内精细几何结构. 同时通过提取Moho界面的Pms震相振幅信息, 我们揭示出沿剖面壳幔转换波能量横向上的差异. 图6c显示剖面下方的平均波速比为1.75, 略小于全球大陆平均值. 但是在哀牢山-红河剪切带下方波速比显示为高值异常, 略高于东西两侧的华南和印支地块的值. 这表明哀牢山-红河剪切带下方与两侧地块在物性上存在差异. 我们利用短周期密集台阵数据得到的*H*-*κ*扫描结果不仅在大尺度上与前人结果具有很好的一致性(李永华等, 2009; 徐鸣洁等, 2005), 高分辨率成像结果显示哀牢山-红河剪切带下方的较高的地壳平均波速比(1.79), 与Hu等(2018)的结果高度吻合. 不同之处在于, Hu等(2018)的结果由台站间距较宽的固定台数据计算获得, 其横向分辨大于30km, 仅显示在23°N线与红河断裂交叉位置附近存在局部高泊松比(0.28)异常; 而我们的结果显示哀牢山下方局部的高波速比异常(1.79)与哀牢山的地表地形高度相似, 这种异常限于其西侧哀牢山断裂及东侧的红河断裂之间. 我们推断在剪切带下方地壳内可能存在岩浆热液或富含铁镁质成分(Tarkov和Vavakin, 1982). 这个区域存在Moho的弱Pms转换波振幅(图4e)及地表高热流值分布(王云等, 2018)等证据则暗示在壳幔间存在热液物质与能量交换.

Bao等(2015)和Qiao等(2018)的研究表明, 在红河断裂与小江断裂交汇部分存在中下地壳低速层. 为了确定该低速层是否会影响*H*-*κ*扫描结果, 我们基于不同的V_p开展了*H*-*κ*扫描, 结果见图6e和6f. 可见, 由此所得到的不同的Moho界面形态及纵横波波速比变化趋势基本一致, 即在哀牢山下方均表现出Moho界面下沉、波速比明显偏高的特征, 说明扫描结果受地壳平均速度V_p影响较小. 因此, 本文基于宽角折射/反射(白志明和王椿镛, 2004; 王夫运等, 2014)的V_p得到的结果是可靠的.

CCP成像结果结合*H*-*κ*扫描的Moho界面厚度结果显示平均地壳厚度约37km, 与研究区及其邻区的宽角折射/反射(白志明和王椿镛, 2004; 王夫运等, 2014)和接收函数观测(李永华等, 2009; Xu等, 2007; Wang等, 2010; Li等, 2017)结果较为一致. 在哀牢山断裂东侧的103°E位置, Moho面有较为明显的错断现象, 因此推测哀牢山断裂可能是切穿Moho的深大断裂. 在哀牢山-红河剪切带之间下方的Moho界面整体下沉的形态与地表隆起的哀牢山地形有一定镜像关系, 表明造山过程中重力均衡作用不可忽视. 本文主要利用IASP91全球参考速度模型来进行接收函数的时深转换, 考虑到区域地壳结构的复杂情况, 参考Bao等(2015)的V_s速度模型来计算该区平均一维纵波速度, 并重新进行了东

向方位地震事件的一次波CCP成像，结果如图7f所示. 该结果与图7b的结果相比，中上地壳的界面特征基本一致，仅Moho界面略微加深，该差别不影响对该区相关地质构造和深部动力学过程的分析.

相较于宽频带台阵，短周期密集台阵对地壳内部具有更好的照明作用，这在青藏高原东北缘已经得到成功应用(Liu等，2017). 我们的结果展示了剖面下方壳内不连续高速间断面的精细结构特征，该特征与宽角折射/反射结果具有很好的一致性(白志明和王椿镛, 2004; 张智等, 2007; 邓阳凡等, 2011), 因此我们把地壳在纵向上划分为上、中、下三层. 以哀牢山断裂和红河断裂为界，横向上将研究区划分为三个部分：西侧的印支块体、中间的哀牢山-红河剪切带和东侧的华南块体. 西侧壳内相向弯曲的界面反映强烈的横向挤压应力的存在，其弯曲形态也说明此区域中地壳可能是一个相对软弱的层. 作为中间块体，哀牢山隆起及红河断裂带下方的壳内界面发生倾斜形变，其形态符合李宝龙等(2012)提出的点苍山-哀牢山新生代运动学模型, 即点苍山-哀牢山从上新世以来发生了掀斜式抬升. 倾斜界面下方靠近红河断裂一侧存在大片弱反射区，可能意味着由底侵作用进入地壳的上地幔内物质尚未完全分异. 东侧华南块体下方壳内界面无明显变形，红河断裂两侧地壳形变存在显著差异，暗示红河断裂作为板块边界带具有深大断裂性质.

4.2　哀牢山-红河剪切带现今动力学作用

如前所述，红河断裂带在区域构造演化中扮演的角色一直为国内外瞩目(如Leloup等，1995；李齐等, 2000). Liang等(2007)提出哀牢山-红河断裂至少在36Ma时就开始活动；Tapponnier等(1990)认为在23Ma时哀牢山-红河断裂即已停止活动. 大量研究表明，红河断裂是一条在新生代发生过左旋走滑、近期又发生右旋走滑的大型剪切带, 约21Ma以前表现是左行走滑断裂，滑移动距离达400~500km(Zhong和Ding，1996; Leloup等，1993)，约5Ma以来处于右旋走滑状态(Leloup等，1995). 刘俊来等(2011)指出新生代以来哀牢山地区曾先后在古新世及晚渐新世-早中新世时发生过强烈造山作用，王二七等(2006)认为点苍山-哀牢山新生代以来分别在22~17、13~9Ma及约5Ma时发生区域性隆升作用，而李朝阳等(2016)对河流阶地年龄的研究则显示上新世以来红河断裂/剪切带经历了两期隆升作用：约3.6Ma的构造隆升作用最为强烈，而2.6Ma以来的隆升速率则不断增大. 李宝龙等(2012)基于$^{40}Ar/^{39}Ar$和磷灰石裂变径迹年代学结果，认为5~3Ma年以来点苍山-哀牢山经历了掀斜式抬升，表现为东部隆升幅度大、西部隆升幅度小.

我们的接收函数成像结果显示哀牢山隆起下方中上地壳存在两条显著倾斜界面(图7b), 支持了哀牢山经历了掀斜式抬升的观点；而哀牢山下方明显的Moho界面下沉反映了山脉隆升导致的重力均衡作用. 哀牢山下方Moho界面较弱的Pms转换波能量(图4e)、壳内界面呈现的破碎反射结构，地表高热流值、温泉分布(王云等，2018)等证据，以及前人关于研究区下方较低的Pn波速度(Lei等，2009)和上地幔顶部显著的低速异常(Li等，2008; 徐小明等，2015; 张风雪等，2018)等研究成果, 均显示该部位存在显著上地幔热源. 这可能暗示与造山作用密切相关的壳幔间岩浆热液作用并未停止, 从而引起地壳岩石部分熔融. 因此, 推测幔源物质在地壳内的底垫作用(来自上地幔岩浆底垫在中下地壳界面之下，且东侧底垫作用明显强于西侧)及印度板块侧向碰撞产生的挤压作用共同导致了哀牢山新生代以来的掀斜式抬升; 同时, 红河断裂不同阶段构造运动引起的差异性隆升可能也扮演了重要角色. 李长军等(2018)基于1997~2017年GPS测量数据的断层滑动速率研究表明, 在剖面位置(23°N)附近的红河断裂向上倾滑的速率可达2mm a^{-1}，表明红河断裂南端构造运动仍具有较大逆冲分量, 也为上述判断提供了佐证.

4.3　哀牢山地区岩浆-流体-成矿系统

新生代以来，哀牢山地区发育了铜厂、哈播等斑岩型铜金矿及大坪、长安等造山型金及多金属矿床. 它们的成矿机理、深部动力学过程及其与区域构造运动的联系长期以来为学者瞩目(孙晓明等, 2007; 陈衍景, 2013; 田广等, 2014; 邓军等, 2013; Hou等, 2017). 祝向平等(2009)认为矿床成因与碰撞后伸展及陆内转换造山引起的壳内岩浆及流体作用有关. 葛良胜等(2009)认为哀牢山多金属矿集区具有统一的深部构造背景, 且自晚古生代以来的三期软流层隆起事件控制了区域剪切带的构造活动和成岩成矿作用过程. 袁士松等(2010)对大坪超大型金矿床同位素组成研究结果表明, 在哀牢山成矿带矿床形成过程中, 伴随有强烈的深部岩浆活动, 壳幔相互作用对矿床的形成有重要贡献.

学界对哀牢山成矿带内存在流体或岩浆热液有较大程度的共识, 部分学者认为来自深部的流体参与了成矿过程(葛良胜等, 2010). 通常高波速比与壳内发育的流体或地壳富含铁镁质组分有关. 我们的*H*-*κ*扫描结果(图6)显示, 哀牢山下方地壳平均波速比明显偏高, 峰值可达1.79. 结合前文所述上地幔顶部显著的低速异常(Li等, 2008; 徐小明等, 2015; 张风雪等, 2018)及地表高热流值、温泉分布(王云等, 2018)等证据, 该部位地壳内可能有来自上地幔的未完全冷却的岩浆热液, 或存在岩石部分熔融现象.

哀牢山南部成矿区集中分布于哀牢山断裂的两侧(图7a). 根据该断裂在地表出露的位置、Moho面发生错断的部位、壳内界面隆升及错动迹象和地表地形高差, 并参考剖面上小震事件震中分布特征(图7b), 我们推测红河断裂及哀牢山断裂均为深大断裂. 其中红河断裂是倾向北东的高角度大断裂; 哀牢山断裂可能是倾向北东、延伸至下地壳(甚至切穿地壳)的走滑断裂. 哀牢山断裂可能是深部岩浆及流体上涌的重要通道, 对哀牢山地区新生代以来的岩浆活动与成矿作用具有控制作用. 毛景文等(2005)认为, “在35~40Ma期间, 印度板块与欧亚板块进一步快速汇聚造山, 引起哀牢山发生迅速抬升”“下部地幔发生减压分熔, 形成具有壳幔特征的富碱斑岩岩浆, 并沿断裂上侵并在合适位置就位. 经过分异演化, 形成一系列斑岩铜矿矿集区”. 我们的CCP成像结果显示, 在哀牢山下方存在明显倾斜界面, 这支持以上关于新生代以来哀牢山抬升的认识. 哀牢山下方Moho界面的错断现象, 表明哀牢山断裂可能切穿地壳到达上地幔顶部; 哀牢山剪切带下方, Moho界面转换波能量明显偏弱, 以及*H*-*κ*扫描结果显示的地壳平均波速比的高异常值特征, 说明在剪切带下方壳幔间存在岩浆或热物质交换、壳内富含流体或铁镁质矿物. 这支持该区“富碱斑岩岩浆沿断裂上侵定位, 经过分异演化, 形成系列斑岩型铜矿矿集区”(毛景文等, 2005)的观点.

5 结论

(1) 哀牢山隆起下方的地壳最厚(最大厚度可达39km)、地壳平均波速比明显偏高(峰值达1.79), 指示了哀牢山-红河剪切带地壳富含流体及铁镁质组分. 这为研究哀牢山地区新生代显著的构造与成矿作用提供了直接地球物理证据.

(2) 哀牢山下方较弱的Moho界面转换波反射震相Pms、破碎的壳内反射结构, 结合地表高热流值及上地幔顶部较低的P波速度等证据, 暗示了哀牢山剪切带下方仍存在明显的壳幔相互作用. 另一方面, 剪切带下方的中上地壳存在倾斜界面, 反映了新生代以来哀牢山不均匀隆升的特征. 这可能与上涌地幔物质在哀牢山下方不均匀底垫作用(东强西弱)、印度板块侧向碰撞引起的挤压作用及红河断裂走滑运动引起的差异性隆升等因素有关.

(3) 基于本文地球物理证据, 认为哀牢山断裂为延伸至上地幔的深大断裂, 是该区新生代成矿系统的导矿构造, 对哀牢山成矿带的空间分布起重要控制作用.

致谢 感谢两位匿名审稿人对本文的宝贵建议, 感谢中国科学院地质与地球物理研究所短周期地震实验室及中国地震局地球物理勘探中心对野外数据采集工作的支持, 感谢中国科学院地质与地球物理研究所苗来成研究员的宝贵建议.

参考文献

白志明, 王椿镛. 2004. 云南遮放-宾川和孟连-马龙宽角地震剖面的层析成像研究. 地球物理学报, 47: 257–267

陈衍景. 2013. 大陆碰撞成矿理论的创建与应用. 岩石学报, 29: 1–17

丛源, 董庆吉, 肖克炎. 2013. 三江成矿带斑岩型矿床成矿模式与找矿方向研究. 地质学刊, 37: 562–569

邓军, 葛良胜, 杨立强. 2013. 构造动力体制与复合造山作用——兼论三江复合造山带时空演化. 岩石学报, 29: 1099–1114

邓阳凡, 李守林, 范蔚茗, 刘佳. 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

葛良胜, 邓军, 杨立强, 袁士松, 郭春影. 2010. 哀牢山矿集区构造环境演化与金及多金属成矿系统. 岩石学报, 26: 1699–1722

葛良胜, 邓军, 郭晓东, 邹依林, 刘荫春. 2009. 哀牢山多金属矿集区深部构造与成矿动力学. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 271–284

侯增谦, 钟大赉, 邓万明. 2004. 青藏高原东缘斑岩铜钼成矿带的构造模式. 中国地质, 31: 1–14

胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 陈赟. 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

李宝龙, 纪建清, 罗清华, 龚俊峰, 庆建春. 2012. 滇西点苍山-哀牢山隆升构造样式和隆升时限. 地震地质, 34: 696–712

李长军, 甘卫军, 秦姗兰, 郝明, 宋尚武. 2018. 滇中主要活断层现今活动性研究. 地震研究, 41: 381–389

李朝阳, 姜效典, 李德勇, 宫伟, 秘丛永. 2016. 红河剪切带中南段上

新世以来构造隆升及成因. 中国海洋大学学报, 46: 090–098
李齐, 陈文寄, 万景林, 李大明. 2000. 哀牢山-红河剪切带构造抬升和运动形式转换时间的新证据. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 576–583
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
刘福田, 刘建华, 何建坤, 游庆瑜. 2000. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. 科学通报, 45: 79–85
刘俊来, 唐渊, 宋志杰, Tran M D, 翟云峰, 吴文彬, 陈文. 2011. 滇西哀牢山构造带: 结构与演化. 吉林大学学报(地球科学版), 41: 1285–1303
毛景文, 李晓峰, 李厚民, 曲晓明, 张长青, 薛春纪, 王志良, 余金杰, 张作衡, 丰成友, 王瑞廷. 2005. 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程探讨. 地质学报, 79: 342–372
潘素珍, 王夫运, 段永红, 邓晓果, 宋向辉, 段玉玲, 孙一男, 张彩军, 杨宇东, 臧怡然. 2015. 滇南及临近 地区基底结构-镇康-泸西深地震测深剖面结果. 地球物理学报, 58: 3917–3927
孙晓明, 熊德信, 石贵勇, 王生伟, 翟伟. 2007. 云南哀牢山金矿带大坪韧性剪切带型金矿^{40}Ar-^{39}Ar定年. 地质学报, 81: 88–92
田广, 张长青, 彭惠娟, 周云满, 李建荣, 张星培, 胡明月. 2014. 哀牢山长安金矿成因机制及动力学背景初探: 来自LA-ICP-MS锆石U-Pb定年和黄铁矿原位微量元素测定的证据. 岩石学报, 30: 125–138
万玲, 姚伯初, 吴能友. 2000. 红河断裂带入海后的延伸及其构造意义. 南海地质研究, 12: 22–32
王二七, 樊春, 王刚, 石许华, 陈良忠, 陈智樑. 2006. 滇西哀牢山-点苍山形成的构造和地貌过程. 第四纪研究, 26: 220–227
王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re-Os同位素定年. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 345–349
王夫运, 潘素珍, 刘兰, 刘宝峰, 张建狮, 邓晓果, 马策军, 张彩军. 2014. 玉溪-临沧剖面宽角地震探测 ——红河剪切带及滇南地壳结构研究. 地球物理学报, 57: 3247–3258
王云, 李其林, 冉华, 赵慈平, 刘耀炜. 2018. 青藏高原东南缘地热与地震活动: 来自氦同位素的约束. 矿物岩石地球化学通报, 37: 652–662
武振波, 徐涛, 武澄泷, 张明辉, 田小波, 滕吉文. 2016. 利用接收函数反演青藏高原西部地壳S波速度结构. 地球物理学报, 59: 516–527
胥颐, 刘建华, 刘福田, 宋海斌, 郝天珧, 江为为. 2003. 哀牢山-红河断裂带及其邻区的地壳上地幔结构. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 1201–1208
徐强, 赵俊猛. 2008. 接收函数方法的研究综述. 地球物理学进展, 23: 1709–1716
徐涛, 张忠杰, 刘宝峰, 陈赟, 张明辉, 田小波, 徐义刚, 滕吉文. 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
徐小明, 丁志峰, 张风雪. 2015. 南北地震带南段远震P波走时层析成像研究. 地球物理学报, 58: 4041–4051
徐鸣洁, 王良书, 刘建华, 钟锴, 李华, 胡德昭, 徐震. 2005. 利用接收函数研究哀牢山-红河断裂带地壳上地幔特征. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 729–737
许志琴, 杨经绥, 李海兵, 嵇少丞, 张泽明, 刘焰. 2011. 印度-亚洲碰撞大地构造. 地质学报, 85: 1–33
袁士松, 葛良胜, 路彦明, 郭晓东, 王美娟, 王治华, 邹依林. 2010. 哀牢山成矿带壳幔相互作用与金成矿关系讨论——以元阳大坪金矿床为例. 矿床地质, 29: 253–264
张风雪, 吴庆举, 丁志峰. 2018. 青藏高原东部P波速度结构及其对高原隆升的启示. 科学通报, 63: 1949–1961
张智, 徐春明, 孟补在, 刘财, 滕吉文. 2007. 洱源-江川宽角地震剖面的地壳反射特征. 地球物理学报, 50: 1082–1088
钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学D辑: 地球科学, 26: 289–295
祝向平, 莫宣学, Noel C W, 张波, 孙明祥, 王淑贤, 赵思礼, 杨勇. 2009. 云南哈播斑岩型铜(-钼-金)矿床地质与成矿背景研究. 地质学报, 83: 1915–1928
Avouac J P, Tapponnier P. 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. Geophys Res Lett, 20: 895–898
Bao X W, Sun X X, Xu M J, Eaton D W, Song X D, Wang L S, Ding Z F, Mi N, Li H, Yu D Y, Huang Z C, Wang P. 2015. Two crustal low-velocity channels beneath SE Tibet revealed by joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 415: 16–24
Chen L, Wen L X, Zheng T Y. 2005. A wave equation migration method for receiver function imaging: 1. Theory. J Geophys Res, 110: B11309
Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. J Geophys Res, 101: 3139–3156
Fu Y Y V, Gao Y, Li A B, Li L, Chen A G. 2017. Lithospheric structure of the southeastern margin of the Tibetan Plateau from Rayleigh wave tomography. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 4631–4644
Hou Z Q, Zhou Y, Wang R, Zheng Y C, He W Y, Zhao M, Evans N J, Weinberg R F. 2017. Recycling of metal-fertilized lower continental crust: Origin of non-arc Au-rich porphyry deposits at cratonic edges. Geology, 45: 563–566
Hu J F, Yang H Y, Li G Q, Peng H C. 2015. A review on the analysis of the crustal and upper mantle structure using receiver functions. J Asian Earth Sci, 111: 589–603
Hu J F, Badal J, Yang H Y, Li G Q, Peng H C. 2018. Comprehensive crustal structure and seismological evidence for lower crustal flow in the southeastern margin of Tibet revealed by receiver functions. Gondwana Res, 55: 42–59
Langston C A.1977. The effect of planar dipping structures on the

source and receiver for constant ray parameter. Bull Seismol Soc Am, 67: 1029–1050

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

Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, Wenji C, Qi L, Tapponnier P, Lacassin R. 1993. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. J Geophys Res, 98: 6715–6743

Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Schärer U, Zhong D, Liu X, Zhang L, Ji S, Trinh P T. 1995. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. Tectonophysics, 251: 3–84

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

Li J T, Song X D, Zhu L P, Deng Y F. 2017. Joint inversion of surface wave dispersions and receiver functions with P velocity constraints: Application to southeastern Tibet. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 7291–7310

Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, Sun W D, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. 2007. The age of the Potassic alkaline ingenous rocks along the Ailao Shan-Red River shear zone: Implications for the onset age of left-lateral shearing. J Geol, 115: 231–242

Ligorria J P. Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Am, 89: 1395–1400

Liu Z, Tian X B, Gao R, Wang G C, Wu Z B, Zhou B B, Tan P, Nie S T, Yu G P, Zhu G H, Xu Z. 2017. New images of the crustal structure beneath eastern Tibet from a high-density seismic array. Earth Planet Sci Lett, 480: 33–41

Mavko G M. 1980. Velocity and attenuation in partially molten rocks. J Geophys Res, 85: 5173–5189

Owens T J, Zandt G, Taylor S R. 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic *P* waveforms. J Geophys Res, 89: 7783–7795

Peltzer G, Tapponnier P. 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia Collision: An experimental approach. J Geophys Res, 93: 15085–15117

Qiao L, Yao H, Lai Y C, Huang B S, Zhang P. 2018. Crustal structure of southwest and northern Vietnam from ambient noise tomography: Implications for the large-scale material transport model in SE Tibet. Tectonics, 37: 1492–1506

Rychert C A, Rondenay S, Fischer K M. 2007. P-to-S and S-to-P imaging of a sharp lithosphere-asthenosphere boundary beneath eastern North Ameirca. J Geophys Res, 112: B08314

Sun X L, Sun W D, Hu Y B, Ding W, Ireland T, Zhan M Z, Liu Ji Q, Ling M X, Ding X, Zhang Z F, Fan W M. 2018. Major Miocene geological events in southern Tibet and eastern Asia induced by the subduction of the Ninetyeast Ridge. Acta Geochim, 37: 395–401

Sun Y, Niu F L, Liu H F, Chen Y L, Liu J X. 2012. Crustal structure and deformation of the SE Tibetan plateau revealed by receiver function data. Earth Planet Sci Lett, 349-350: 186–197

Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China. J Geophys Res, 82: 2905–2930

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

Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, Scharer U, Zhong D L, Wu H W, Liu X H, Ji S C, Zhang L S, Zhong J Y. 1990. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. Nature, 343: 431–437

Tarkov A P, Vavakin V V. 1982. Poisson's ratio behaviour in various crystalline rocks: Application to the study of the Earth's interior. Phys Earth Planet Inter, 29: 24–29

Wang P, Wang L, Mi N, Liu J, Li H, Yu D, Xu M, Wang X, Guo Z. 2010. Crustal thickness and average V_p/V_s ratio variations in southwest Yunnan, China, from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 115: B11308

Wang X, Chen L, Ai Y S, Xu T, Jiang M M, Ling Y, Gao Y F. 2018. Crustal structure and deformation beneath eastern and northeastern Tibet revealed by P-wave receiver functions. Earth Planet Sci Lett, 497: 69–79

Ward K M, Lin F, Schmandt B. 2018. High-resolution receiver function imaging across the Cascadia subduction zone using a dense nodal array. Geophys Res Lett, 45: 12218–12225

Xu L L, Rondenay S, van H R D. 2007. Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions. Phys Earth Planet Inter, 165: 176–193

Zheng T Y, Chen L, Zhao L, Xu W, Zhu R. 2006. Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust. Phys Earth Planet Inter, 159: 43–58

Zheng T Y, Zhu R X, Zhao L, Ai Y S. 2012. Intralithospheric mantle structures recorded continental subduction. J Geophys Res, 117: B03308

Zhu L P, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 105: 2969–2980

(责任编委: 姚华建)