

青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构

——下地壳流的深部环境

王椿镛^{①*}, 楼海^①, 吕智勇^②, 吴建平^①, 常利军^①, 戴仕贵^②, 尤惠川^①, 唐方头^①,
L. Zhu^③, P. Silver^④

① 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;

② 四川省地震局, 成都 610041;

③ Saint Louis University, MO 63103, USA;

④ Carnegie Institution of Washington, Washington DC 200015, USA

* E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2007-05-31; 接受日期: 2007-10-31

国家自然科学基金(批准号: 40334041, 40774037)和科技部重点国际合作项目(批准号: 2003DF 000011)资助

摘要 在青藏高原东部沿 30°N 布设由 26 个台站组成的远震观测剖面. 用远震 P 波接收函数反演方法获得了该剖面下方 0~80 km 深度范围的 S 波速度结构. 反演的结果揭示了沿剖面不同构造块体的地壳速度结构横向变化特征. 从喜马拉雅东构造结北侧的林芝, 往东北方向的地壳逐渐增厚; 地壳厚度在班公-怒江缝合带为最大值, 达 72 km; 进入羌塘地块, 减至 65 km; 至巴颜喀拉地块, 为 57~64 km; 至四川盆地, 仅为 40~45 km. 剖面的巴塘以东部分与 2000 年完成的竹巴龙-资中人工地震测深剖面重合, 由远震接收函数确定的 S 波地壳结构与由人工地震测深获得的 P 波地壳结构在莫霍界面和壳内主要界面的深度上有很好的 consistency. 在羌塘地块和巴颜喀拉地块, 沿观测剖面的下地壳(30~60 km 深度范围内)普遍存在低速异常, 而四川盆地地壳则属于正常的速度分布. 剖面通过的各构造单元地壳平均波速比(泊松比): 拉萨地块 1.73($\sigma=0.247$), 班公-怒江缝合带 1.78($\sigma=0.269$), 羌塘地块 1.80($\sigma=0.275$), 巴颜喀拉地块 1.86($\sigma=0.294$)和扬子地块 1.77($\sigma=0.265$). 羌塘地块和巴颜喀拉地块具有下地壳 S 波低速异常、复杂的莫霍过渡带以及地壳高泊松比的特征, 预示下地壳物质处于热和软弱状态, 这是青藏高原东部存在下地壳流的深部环境. 下地壳韧性物质的流动可能起因于从高原内部至外部上地壳内重力势能的变化.

关键词

青藏高原东部
地壳上地幔结构
远震接收函数
下地壳流

宽频带地震观测和应用是地震学领域获得的最显著进展之一. 从宽频带地震仪记录的高质量地震数据, 被用来对台站下方及其周围的地球深部介质进行多方面的研究, 从而成为探测地球内部结构和物性参数(速度结构, Poisson 比, Q 结构和各向异性等)重要的手段. 近 20 年来, 地震学家们从宽频带地震记录中获得许多重要的研究成果.

基于宽频带数字资料的远震接收函数方法是从传统的转换波方法发展起来的. 接收函数^[1]在很大程度上消除了震源时间函数和传播路径的影响, 而对接收台站下方速度结构产生的 P-S 转换波敏感, 从而为远震体波波反演奠定了基础. 随着宽频带数字地震资料的迅速增加, 接收函数方法在地球内部结构的研究中得到广泛的应用^[2~10]. 对特定的地球科学

问题布设的宽频带流动地震剖面是深入研究地球深部介质的有效途径 [11~13]。在这一类观测剖面上, 由于观测台站之间的距离较近, 一些与地壳和上地幔内部的速度界面有关的震相可以在剖面上直接追踪, 因而容易获得地壳内部速度的横向变化特征, 和重要间断面(如莫霍界面, 410 和 660 km 间断面)的起伏形态。

川西藏东地区位于青藏高原和扬子地台之间, 是地球科学家们最感兴趣的构造过渡带之一。这个地区以强烈的地壳变形和断裂作用, 并伴随着频繁的地震活动为特征。尽管在大地构造、地壳形变及地震活动性等方面已经有过许多研究 [14~18], 但它的地壳上地幔速度结构和相关的动力学机制仍不够清楚。为此, 我们沿纬度 30°N, 从西藏林芝到四川永川布设宽频带地震台站组成的远震观测剖面, 试图通过对地壳上地幔结构及变形的分析更好地认识这个构造过渡带的深部动力学过程。本文致力于分析沿 30°N 剖面的地壳上地幔 S 波速度结构的横向变化特征, 并探讨相关的构造意义。

1 区域地质背景以及前人的深部地球物理研究

青藏高原是由不同地质时期的构造块体拼合而成, 地质学家把它划分为 5 个地块, 自南而北依次为喜马拉雅地块、拉萨地块、羌塘地块、巴颜喀拉地块和柴达木地块 [19,20]。青藏高原东南部由于印度-欧亚大陆碰撞造成物质的侧向挤出和逃逸 [21,22], 构造格架由 EW 向转为 NS 向, 自西向东为雅鲁藏布江缝合带、拉萨地块、班公-怒江缝合带、羌塘地块、金沙江缝合带和巴颜喀拉地块等主要构造单元(图 1(a))。这一地区断裂发育, 主要的断裂带有: 雅鲁藏布江断裂带、嘉黎断裂带、班公-怒江断裂带、澜沧江断裂带、金沙江断裂带、甘孜-理塘断裂带和鲜水河断裂带。嘉黎断裂带沿易贡藏布和帕隆藏布河谷展布, 具有强烈的右旋走滑活动特征, 通常认为是青藏高原主体向东挤出的南部构造边界。班公-怒江断裂带是拉萨地块和羌塘地块的边界, 被认为是冈瓦纳大陆北界。在巴宿一带该断裂既具有拟冲挤压性质, 又兼有右旋性质。金沙江断裂带是巴颜喀拉地块与羌塘地块的分界线, 沿带有基性枕状熔岩和超基性岩成

群出现。鲜水河断裂带形成于华力西期, 印支和燕山运动中活动强烈。第四纪以来由于青藏高原边缘块体的侧向滑动增强, 断裂以左旋走滑为主。龙门山断裂带是青藏高原的东部边界, 该断裂带以东为扬子地块。位于高原东缘的松潘-甘孜地块和龙门山断裂带, 在两个地质时期经历了强烈的地壳变形和断裂作用: 主要的变形发生在晚三叠纪和早侏罗纪, 较年青的变形则发生在晚新生代。前一个事件产生了松潘-甘孜地块的所有褶皱, 以及该块体东部的局部高度变质作用。它们与块体内部较大的深成活动相联系。后一个事件比前一个事件弱得多。它表现在微弱的地壳缩短, 但却有显著的高原隆升。

在川西高原地区, 新生代以来仍强烈活动, 强烈地震频繁发生。近期有 1870 年巴塘 7.5 级地震和 1948 年理塘 7.3 级地震。特别是在鲜水河断裂带, 自 1725 年至 1986 年, 共发生 6.0 级与 6.0 级以上地震 21 次, 7.0 级与大于 7.0 级地震 8 次, 其中研究区域内就有 4 次。

从 20 世纪 80 年代中期以来, 青藏高原东部已经实施了一批深部结构的研究计划, 用不同地球物理方法(人工地震测深、大地电磁测深、天然地震走时层析成像、布格重力异常分析等)确定该地区的地壳上地幔结构(地震波速度、密度和电导率等) [23~30]。2000 年在川西藏东地区实施的从巴塘至资中人工地震剖面, 获得了沿剖面的二维地壳 P 波速度结构 [31]。由于该地区人工爆破激发的 S 波信号较弱, 难于确定 S 波的速度结构。用天然地震走时资料确定青藏东部及邻近的川滇地区的三维速度结构 [27~29], 则因川西藏东地区的台站分布稀疏, 地震射线覆盖程度较低, 其结果仅能反映地壳上地幔速度结构的大致轮廓。近 10 年来该地区流动地震台站的布设和观测资料的积累, 以及数据处理和解释方法的改进, 使得地壳和上地幔速度结构研究有较大的进展 [32~35]。然而, 由于台站布设的条件困难, 川西藏东地区无论是地震台站还是地震记录的数量依然较少, 至今对地球内部结构的研究程度仍不能令人满意。

2 资料与解释方法

研究区域如图 1(a)所示, 它位于川西藏东地区, 其中沿 30°N 布设远震观测剖面由 26 个宽频带地震台站组成。图 1(b)显示了台站的地理位置及所在的构造

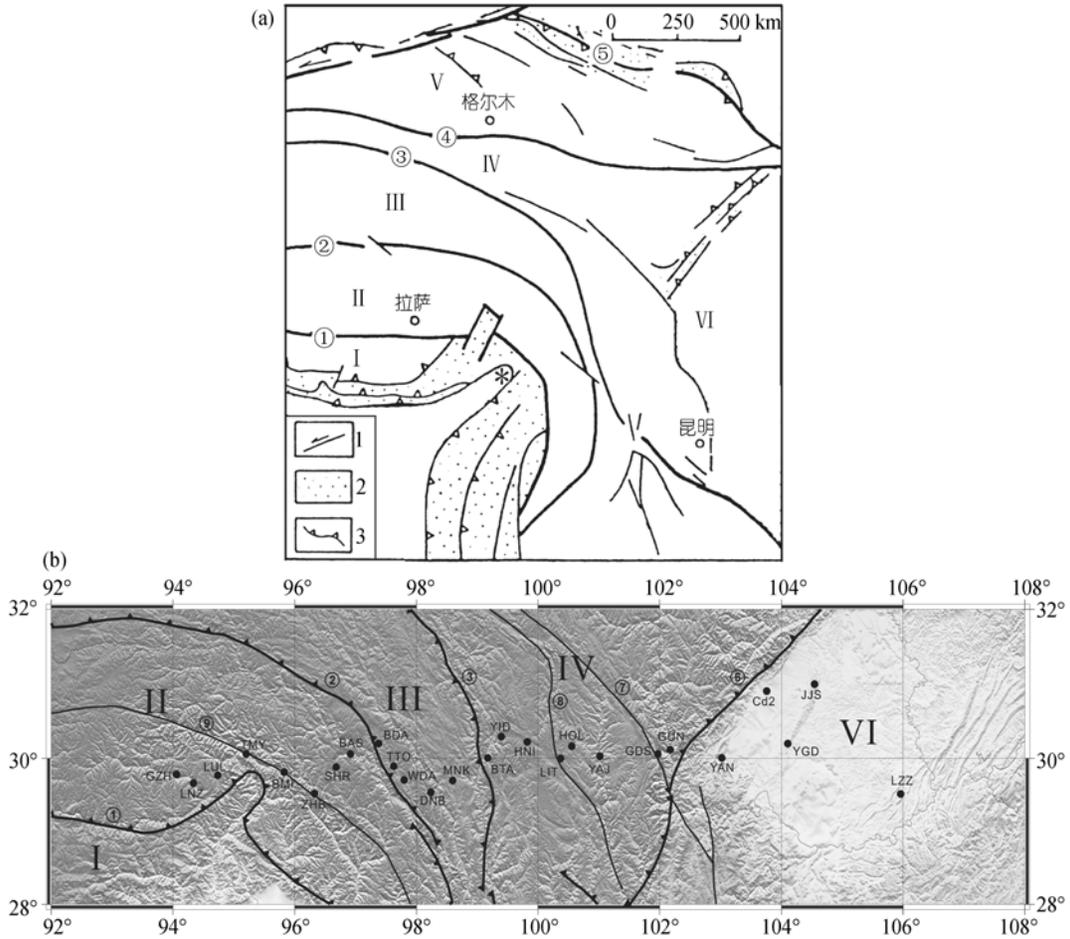


图 1 研究区域的构造背景和地震台站位置

(a) 青藏高原东部构造背景(据文献 [19]修改); (b) 研究区域的地形背景和宽频带数字地震台站位置. 1, 大走滑断层; 2, 高原边缘挤压带; 3, 逆冲断层; I, 喜马拉雅地块; II, 藏北地块; III, 羌塘地块; IV, 巴颜喀拉地块; V, 柴达木地块; VI, 扬子地块; ① 雅鲁藏布缝合带; ② 班公-怒江缝合带; ③ 金沙江缝合带; ④ 东昆仑缝合带; ⑤ 西昆仑-祁连山缝合带; ⑥ 龙门山断裂带; ⑦ 鲜水河断裂带; ⑧ 甘孜理塘断裂带; ⑨ 嘉黎断裂带; 星号*表示东喜马拉雅构造结

单元: GZH(更张)、LNZ(林芝)、LUL(鲁郎)、TMY(通麦)、BMI(波密)、ZHB(中坝)、SHR(沙绕)和 BAS(八宿)在拉萨地块内, 其中 GZH, LNZ, LUL 和 TMY 位于喜马拉雅东构造结的北侧, BMI 和 ZHB 在嘉黎断裂带上, SHR 和 BAS 靠近班公-怒江缝合带; BDA(邦达)、TTO(田妥)和 WDA(汪达)位于班公-怒江缝合带东侧; DNB(登巴)和 MNK(芒康)在羌塘地块内; BAT(巴塘)、YID(义敦)、HNI(禾尼)、LIT(理塘)、HOL(洪龙)、YAJ(雅江)、GDS(郭达山)和 GUN(姑咱)在巴颜喀拉地块内; YAN(雅安)、CD2(成都)、YGD(油罐顶)、JJS(金鸡寺)和 LZZ(老寨子)在扬子地块内.

对各台站获得的地震记录用震中距 $30^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 的观

测范围和震级 $M \geq 5.5$ 进行初步的筛选. 图 2(a)显示了发生在 2004 年 7 月 29 日的一个远震事件(震级 $mB=5.7$, 震中位置为 $4.6^{\circ}S, 143.75^{\circ}E$)在观测剖面上的垂直分量记录. 挑选出的远震事件数为 384 个, 其中大多数为西北和西南太平洋的地震. 由于台站场地条件差异和运行时间的长短不同, 从各个台站记录中提取到的接收函数个数相差较大.

各台站的远震P波接收函数用常用算法(包括用P震相的信噪比等条件的选择以及接收函数的计算)获得. 为解决接收函数计算中反褶积的不稳定性问题, 已经提出了多种有效的解决方法(如文献 [6]和 [11]), 本文采用时间域最大熵谱反褶积算法 [11]. 此外,

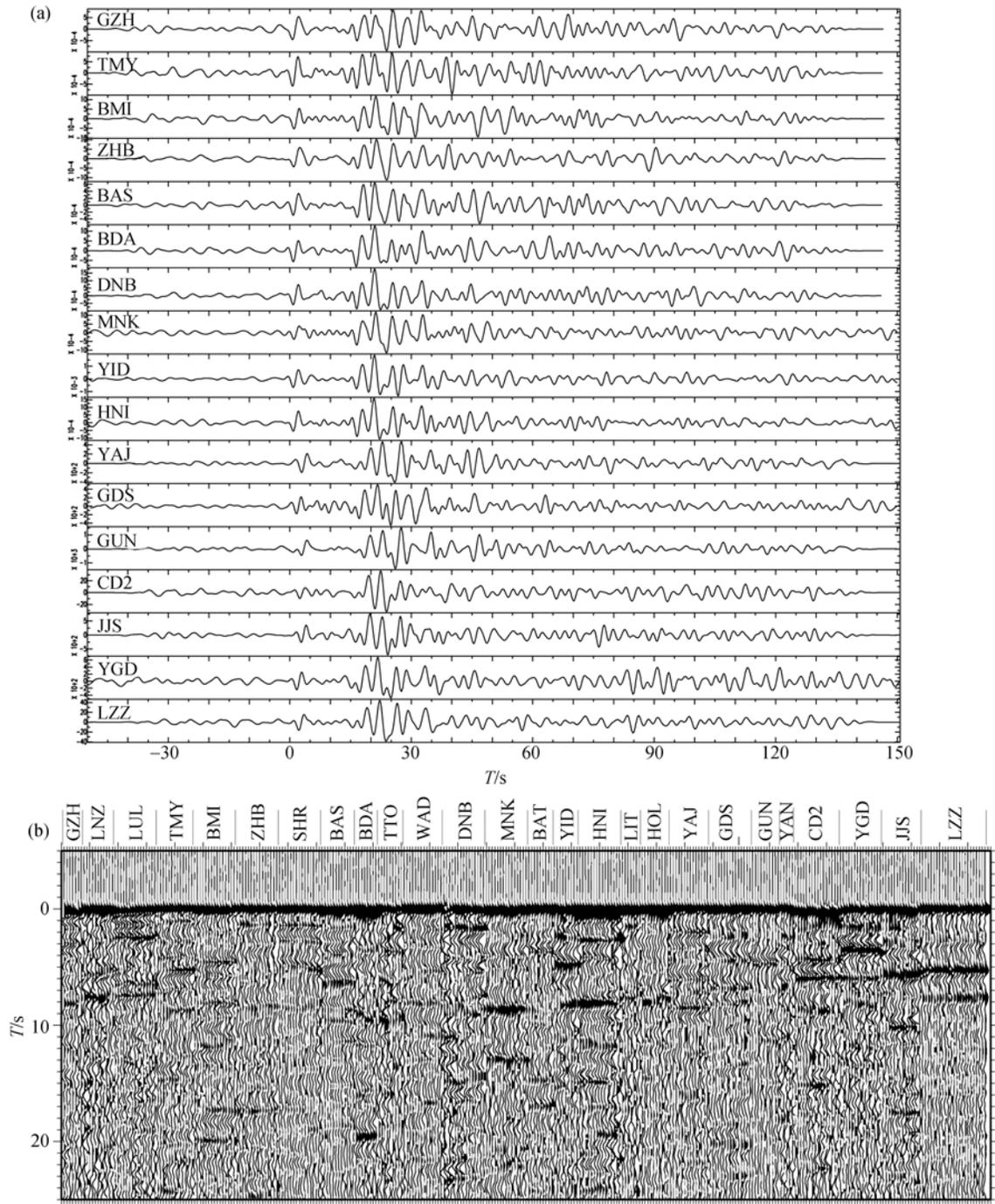


图 2 一个远震事件的记录和沿测线的接收函数剖面

(a) 2004 年 7 月 29 日发生在巴布亚新几内亚的远震事件在流动地震台站上的观测记录($\Delta=50^\circ\sim 60^\circ$), 震中位置($4.6^\circ\text{S}, 143.75^\circ\text{E}$), $D = 56 \text{ km}$, $mB = 5.7$, 地震剖面图用全部接收台站的初至到对齐方式绘制; (b) 沿测线的接收函数径向分量剖面图

还使用系数 α 为 2.0 (大约 1.5 Hz) 的高斯滤波器对接收函数作低通滤波. 图 2(b) 显示了沿观测剖面各台站的接收函数径向分量的记录截面图. 直达和转换波之

间的时间延迟与界面的深度成比例, 且与沿路径的透射速度有关, 而转换震相的振幅则与速度反差的量值和符号有关. 因此, 利用径向分量截面图可以大

致了解沿剖面地壳内部界面和壳-幔间断面的强度及起伏形态。

在接收函数反演计算中,为抑制噪声干扰以及速度横向不均匀造成的散射效应,对来自不同震中距和方位角的接收函数进行叠加.反演过程采用反射率法^[36]计算理论接收函数,并利用Randall^[37]发展的快速算法计算微分地震图.用于计算的地壳上地幔速度结构模型被等分为厚度 2 km 的薄层,每层的速度为常数,其中P波速度 α 和介质密度 ρ 用与S波速度 β 之间的经验关系式 $\alpha=1.73\beta$, $\rho=0.32\alpha+0.77$ 确定.初始速度模型则利用该地区已有的P波和S波速度结构资料^[31,34]构成.同时,通过引入模型光滑度约束,对波形拟合精度和模型光滑度之间作权衡(trade-off),以获得台站下方合理的S波速度结构.

远震P波波形记录中所包含的台站下方速度间断面(如莫霍界面)产生的转换震相Ps及其两个后至的多次震相PpPs和PpSs+PsPs可以用来求得地壳厚度H和波速比 $k=V_p/V_s$,即通常所称的接收函数的H-k扫描分析方法(Zhu和Kanamori^[38]).多次反射震相对速度(或密度)在间断面上的反差敏感,因此H-k方法对确定地壳厚度和波速比是有效的.

3 接收函数反演的结果

3.1 S 波速度结构

在接收函数反演中,用RMS<0.05作为接收函数的拟合条件,此时相应的速度模型即认为是合理的.

通过数据的处理和接收函数的反演,获得沿剖面的26个台站下方的S波速度结构.图3给出了位于羌塘地块的MNK和拉萨地块的BMI台站下方的S波速度结构,并显示观测与理论计算的接收函数之间的拟合程度(MNK和BMI的RMS失配分别为0.0234和0.0240).沿北纬30°剖面的26个台站下方的S波速度结构如图4所示.各台站速度结构上显示的莫霍界面深度和沿剖面的起伏形态与图2(b)相似.该剖面的速度结构具有明显的横向变化特征与其穿过青藏高原东南部的几个主要的构造单元密切相关.一些台站的速度结构在莫霍界面以下部分呈现负速度异常,通常认为是被上地壳的多次波污染所引起,这里不作进一步的讨论.

(i) 拉萨地块和嘉黎断裂带.从各台站的接收函数反演结果分析,拉萨地块内的GZH, LNZ, LUL和TMY台的地壳厚度平均为59.5 km,且上地壳下部呈现S波低速异常,与INDEPTH-II剖面的结果^[4,39]相一致.但低速异常的规模不如羌塘地块和巴颜喀拉地块下地壳的低速异常大.沿嘉黎断裂带布设的BMI和ZHB台站的地壳厚度增加到68.2 km.虽然该区域上的嘉黎断裂带近期活动性并不高,但反演结果的S波速度值仍相对较低.但是,断裂带以东各台站的上地幔顶部的S波速度明显偏高(>4.50 km/s).接近班公-怒江缝合带的SHR和BAS台地壳厚度则达72.5 km.

(ii) 班公-怒江缝合带.它以北西-东南方向通

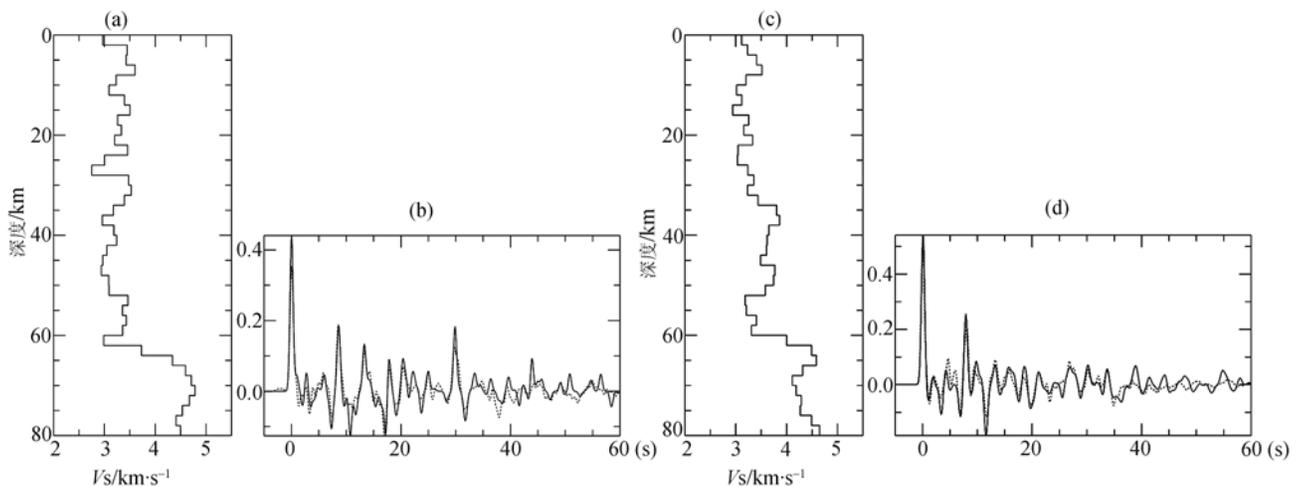


图3 接收函数反演获得的台站下方S波速度结构,以及由观测和理论计算的接收函数的拟合程度

(a), (b)MNK台; (c), (d) BMI台

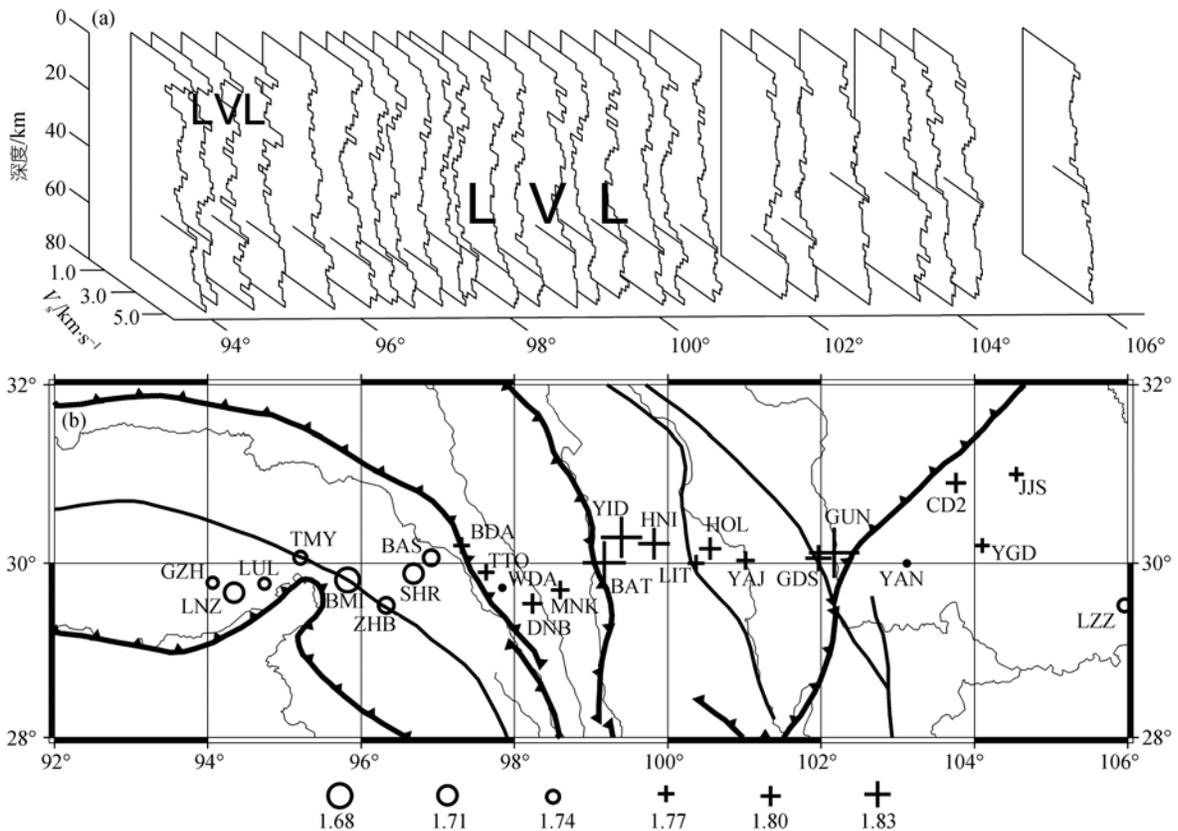


图 4 沿剖面各台站的 S 波速度结构和波速比

(a) 用接收函数反演获得的沿远震剖面的 S 波速度结构, 横条用于标明各台站下方莫霍界面的位置; (b) 用于指明速度结构(a)所对应的台站(以经度排序). (b)同时显示每个台站下方的地壳波速比(表 1), 它在图例表示值的 ± 0.01 范围内变化, 小于 1.68 和大于 1.83 时分别用 1.83 的图例表示. 圆点表示无法得到可靠结果的台站

过八宿, 继而沿怒江谷地向南延伸. 该缝合带内, BDA, TTO 和 WDA 台的地壳厚度达 73 km. 上地壳深度 20 km 以上部分的 S 波速度较高, 达 3.8~4.0 km/s, 但中下地壳的速度偏低. 沿 30°N 远震观测剖面的地壳厚度分布, 在班公-怒江缝合带达到最大值, 其两侧的地壳厚度变化较大.

(iii) 羌塘地块. DNB 和 MNK 台地壳厚度平均为 66 km. 它们位于澜沧江断裂带的两侧, 虽然速度结构在地壳上部有较明显差异, 但具有下地壳低速异常的共同特征. 三江地区是由不同的地体拼贴而成的^[40], 不同地体的速度结构一般都会有所不同.

(iv) 金沙江缝合带. 它是巴颜喀拉地块与羌塘地块的分界线. 缝合带两侧的地壳厚度相差达 7.0 km.

(v) 巴颜喀拉地块. 地块内有 BAT, YID, HNI, LIT, HOL, YAJ, GDS 和 GUN 等 8 个台站. 甘孜-理塘断裂带在 HOL 和 YAJ 之间通过, 西侧的 BAT, YID,

HNI, LIT 和 HOL 台站位于中咱子地块, 地壳厚度变化不大, 平均为 57 km, 且明显存在下地壳低速异常 ($V_s < 3.6$ km/s). 在断裂带东侧的 YAJ, GDS 和 GUN 位于松潘-甘孜子地块, 地壳厚度从 GDS 下方的 64 km 急剧减少到 GUN 的 57 km. 这一地壳厚度减小趋势延续到四川盆地. 这一地区有多条大型断裂带(龙门山断裂带, 鲜水河断裂带和安宁河断裂带)交汇, 使得 3 个台站下方的地壳结构较为复杂. 另外, 在羌塘地块和巴颜喀拉地块内, 莫霍界面表现为具有复杂的壳幔过渡带特征, 过渡带的厚度在 4~15 km 之间变化.

(vi) 扬子地块. 块体内的 YAN, CD2, YGD, JJS 和 LZZ 台站的速度结构显示, 自西向东地壳厚度从 45 km 减少到 40 km. 四川盆地的地壳上部(深度 10 km 以内)S 波速度较低. 下地壳具有正常的速度分布, 虽然个别台站也存在低速层, 但仅是规模较小的局部现象.

3.2 地壳厚度以及 P 和 S 波的波速比

地壳物质的泊松比 σ 和地壳厚度 H 作为描述地壳结构和物质性质的 2 个参数 [41], 对深部介质性质的研究有重要作用. 地壳的泊松比 σ 可以直接从 P 波和 S 波的波速比 k 求取: $\sigma = 0.5[1 - 1/(k^2 - 1)]$. 图 5 为 GDS 和 ZHB 台用 $H-k$ 扫描算法 [38] 获得的台站下方的地壳厚度和地壳波速比, 以及用地壳平均速度 $V_p = 6.20$ km/s 作倾斜叠加分析获得的 (H, k) 最佳解所预测的走时曲线位置. 表 1 为用各个台站的接收函数求得台站下方的地壳厚度和波速比, 其中的 WDA 和 YAN 台由于其下方复杂的地壳结构或其他原因(如噪音背景大, 或远震记录较少), 使得多次震相 PpPs 和 PpSs+PsPs 不清晰, 因而无法得到可靠的结果(表中

用星号表示). 地壳厚度和波速比的不确定性分别从 $\sigma_H^2 = 2\sigma_s/(\partial^2 s/\partial H^2)$ 和 $\sigma_k^2 = 2\sigma_s/(\partial^2 s/\partial k^2)$ 得到, 其中 σ_s 是叠加中得到的 $s(H, k)$ 的估计方差, $s(H, k)$ 是径向接收函数在 3 个震相(Ps, PpPs, PpSs+PsPs)预测到时的值的加权之和 [38]. 在对每一个台站作初次扫描的基础上, 选取多次震相比较清晰的接收函数作 $H-k$ 分析, 其参数的不确定性估计有较大的提高. 沿剖面大多数的台站地壳厚度的估计误差不超过 2.0 km, 波速比的估计误差小于 0.03.

从图 4(b)显示的各台站结果看出, 沿远震剖面的波速比变化呈现分段特征. 剖面西段具有正常的波速比(1.69~1.75), 中段具有高波速比(1.78~1.96), 东段具有中高波速比(1.74~1.80). 对研究区域各构

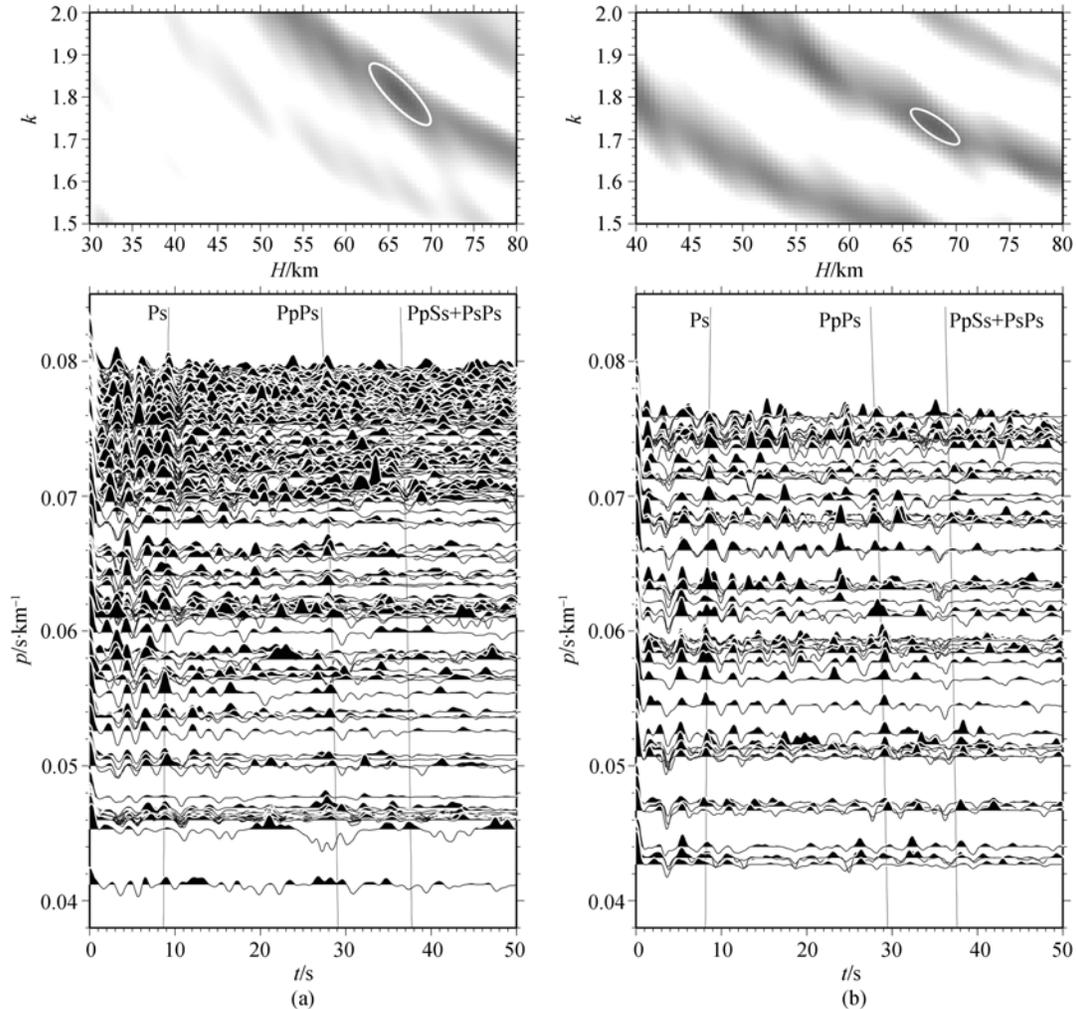


图 5 用 $H-k$ 扫描算法获得台站下方的地壳厚度和地壳波速比, 以及用 $V_p = 6.20$ km/s 作倾斜叠加分析获得的 (H, k) 最佳解作预测的走时曲线(Ps, PpPs, PpSs+PsPs)位置

(a) GDS 台; (b) ZHB 台

表 1 剖面上各地震台站下方的地壳厚度和波速比

编号	台站名	台站代码	地壳厚度 /km	波速比	记录数
1	更张	GZH	61.0	1.75	11
2	林芝	LNZ	61.6	1.71	23
3	鲁郎	LUL	58.0	1.75	37
4	通麦	TMY	57.4	1.74	12
5	波密	BMI	66.6	1.69	38
6	中坝	ZHB	68.2	1.73	46
7	沙绕	SHR	72.8	1.71	45
8	巴宿	BAS	72.4	1.73	32
9	邦达	BDA	70.9	1.78	45
10	田妥	TTO	73.9	1.78	12
11	旺达	WDA	*	*	*
12	登巴	DNB	66.6	1.80	27
13	芒康	MNK	65.0	1.79	30
14	巴塘	BAT	56.5	1.92	32
15	义敦	YID	54.6	1.91	36
16	禾尼	HNI	54.1	1.86	55
17	理塘	LIT	58.4	1.78	35
18	洪龙	HOL	57.6	1.81	27
19	雅江	YAJ	58.6	1.79	36
20	郭达山	GDS	64.5	1.83	86
21	姑咱	GUN	57.1	1.96	12
22	雅安	YAN	*	*	*
23	成都	CD2	42.5	1.80	40
24	油罐顶	YGD	44.5	1.77	34
25	金鸡寺	JJS	40.5	1.77	77
26	老寨子	LZZ	40.5	1.74	60

造单元计算平均波速比(泊松比)为: 拉萨地块 1.73 ($\sigma=0.247$), 班公-怒江缝合带 1.78($\sigma=0.269$), 羌塘地块 1.80($\sigma=0.275$)巴颜喀拉地块 1.86($\sigma=0.294$), 和扬子地块 1.77($\sigma=0.265$).

值得注意的是, 在上一节中接收函数反演中先验地使用了弹性介质的波速比 1.732. 但是, 用 $H-k$ 扫描算法获得的地壳波速比更接近该台站下方真实的波速比. 因此, 必须考虑对一个台站的数据集采用不同波速比对最终结果的影响. 用 $H-k$ 扫描算法获得的地壳波速比作为介质参数的约束对沿剖面各台站重新作反演表明, 前后反演结果的莫霍界面的深度差异在 2 km 以内, 而重新计算的地壳速度结构与原来的结果的形态基本一致.

剖面的中段在羌塘地块和巴颜喀拉地块内, 它具有高泊松比 0.275~0.294, 且下地壳为S波低速异常分布. 这一结果与Owens和Zandt [42]相一致. 这一地区的泊松比明显大于位于拉萨地块内的剖面东段, 但与Kind等 [43]结果有一定的差异. 虽然青藏高原东

部与中部的构造环境差别很大, 但同一构造块体深部结构特征是相互联系的.

与正常的地壳结构相比, 含有巨厚的沉积层 (~10 km厚度)的地壳由于其S波速度较低而可能导致较高的地壳泊松比. 这是四川盆地(剖面东段)内地壳呈现中高泊松比的一个原因. 另一个可能的来源是地壳内含有铁镁质成分, 如同Zandt等 [44]对沿北纬 37°线横跨盆地山脉省东部至科罗拉多高原西部的断面测量结果所提出的.

2000 年完成的从川西高原巴塘至四川盆地资中的人工地震测深剖面, 提出了较详细的地壳二维P波速度结构 [31,32]. 本文的远震观测剖面的巴塘-雅安-永川段与人工地震测深剖面重合. 将接收函数反演得到的 6 个台站(HNI, LIT, YAJ, YAN, JJS和LZZ)的S波速度结构叠加在二维的P波速度结构剖面图 [32]上(图 6), 可以看出两者的主要地壳参数基本一致, 尤其是莫霍界面以及地壳中间界面(或称康腊界面)的深度一致性较好. 图 6 显示了从川西高原过渡到四川盆地时地壳结构急剧变化的特征. 人工地震测深获得上地壳 10~20 km深度区间上为低速层 [32], 在接收函数反演结果中这一低速异常也存在. 然而, 两者在川西高原的中下地壳速度的异常并不一致: 接收函数确定的S波速度呈负异常, 而人工地震测深获得的P波速度为正常分布. 这表明川西高原地区的下地壳介质具有高泊松比的特殊物理性质 [41].

4 讨论

青藏高原东缘在高原隆升的过程中经历了强烈的地壳变形和断裂错动. 新近的GPS的观测结果表明, 龙门山和相邻的前陆盆地却不存在显著的缩量量(<3 mm/ka), 尽管龙门山在小于 100 km水平距离内上升超过 6 km [45]. Royden等 [46]用纯粘滞流变模型模拟青藏高原及其下伏地壳的演化过程, 模拟结果预示的表面速度和变形场与GPS观测具有很好的一致性. 这意味着在今天的青藏高原东部观测到的变形场直到高原完全形成前并没有发生, 而可能只在 30~20 Ma 间变得显著, 由此推测在该地区可能存在下地壳流(lower crustal flow). 下地壳流是国际地学界有关青藏高原地球动力学的模型之一.

下地壳流模型要求在地壳速度结构中下地壳含

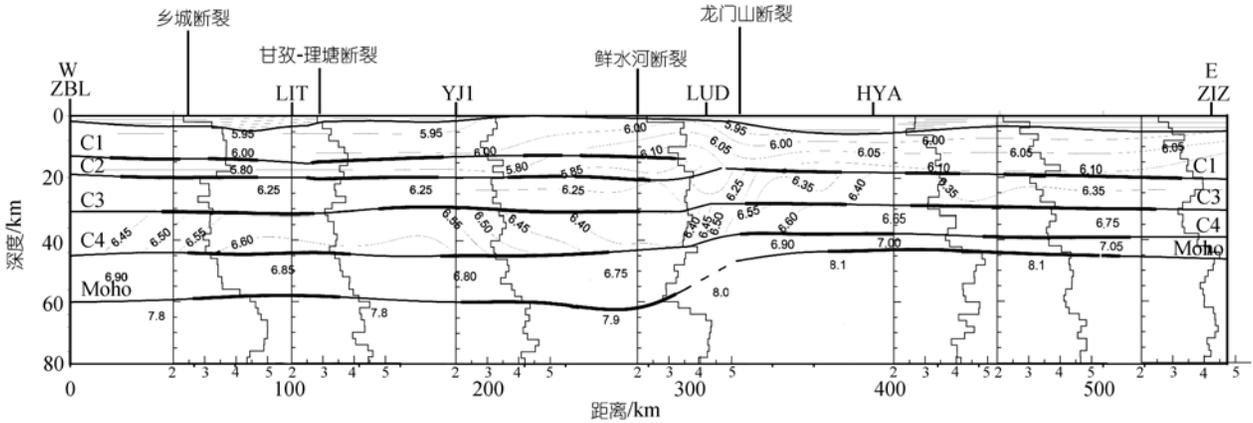


图 6 沿剖面东段用接收函数反演得到的 S 波速度模型与人工地震测深剖面的二维 P 波速度结构的比较

C1, C2, C3, C4 和 Moho 表示由人工地震剖面获得的地壳界面, 各层内的数字为 P 波速度值(单位: km/s), 沿剖面 7 个台站下方的 S 波速度(单位: km/s)用一维速度-深度图表示, 台站的深度坐标轴表示该台站在剖面上的位置

有一个便于物质流动的 S 波低速异常带. 本文基于宽频带数字地震记录的接收函数方法确定了地震台站下方的下地壳存在明显的 S 波低速异常带. 利用青藏高原及其周边的宽频带数字地震台站的记录分析得到的面波频散曲线作反演, 同样揭示在高原东部的 S 波速度结构中下地壳存在低速异常带的现象 [34]. 在羌塘地块和巴颜喀拉地块内, 接收函数的分析表明, 地壳具有高泊松比 0.275~0.294, 且下地壳为 S 波低速异常分布. 这可能预示在青藏高原东部存在下地壳的部分熔融现象. 接收函数反演获得的速度结构显示该地区的莫霍界面表现为具有复杂的过渡带特征. 可以认为是上地幔热物质上涌和底侵作用的效果. 这一底侵作用可以产生下地壳异常的低速带, 并使莫霍间断面变得模糊不清.

竹巴龙-资中深地震测深剖面的分析解释推断川西高原的下地壳具有高衰减特征 [32]. 它表明下地壳的物质较韧性. 川西高原下方增厚的下地壳、低 PmP 能量和高衰减特征是下地壳流动存在的必要条件. 下地壳流动的通道可能位于下地壳异常的低速带内. 这与在青藏高原实施的许多其他地球物理测量结果 [29,43,47-49] 有相似的含义. 它们构成了下地壳流存在的深部环境. 青藏高原与其周边地区的高程差异相当大, 由于高程的差异而产生的重力势能变化在地壳-地幔变形中起重要作用 [50]. 下地壳韧性物质的流动可能起因于从高原内部至外部上地壳内重力势能的变化.

5 结论

沿 30°N 自西向东横穿青藏高原东部和属于扬子地块西部的四川盆地的远震剖面的 P 波接收函数反演结果表明, 地壳速度结构横向变化剧烈, 每个构造单元的地壳结构与各自的构造背景相联系. 在地壳厚度方面, 从喜马拉雅东构造结北侧的林芝, 往东北方向的地壳从 60 km 逐渐增厚到 70 km, 在班公-怒江缝合带达 72 km, 而其东侧的羌塘地块则减薄为 65 km. 在巴颜喀拉地块的川西高原地区地壳厚度为 57~65 km, 进入四川盆地仅为 40~45 km. 陆-陆碰撞的板块构造运动产生异常的地壳厚度和高海拔的地形. 青藏高原东部的地壳增厚可认为是两大板块碰撞、挤压和高原隆升演化过程的产物. 远震观测剖面在巴塘以东部分与 2000 年完成的人工地震测深剖面重合, 用远震接收函数反演与由人工地震测深获得的地壳结构基本特征相一致.

沿远震剖面, 拉萨地块的地壳往东增厚, 在班公-怒江缝合带的地壳厚度达到最大值 72 km, 进入羌塘地块则急剧减薄, 且其两侧的拉萨和羌塘地块的地壳结构具有明显的差异, 表明班公-怒江缝合带对青藏高原东南部的整体地壳结构有重要的控制作用. 与高原中部相似的地壳横向变化特征还表明拉萨地块俯冲到羌塘地块之下的构造关系在高原东部也可能存在. 剖面在拉萨地块部分的上地幔顶部的 S 波速度明显偏高 (>4.50 km/s), 高速异常向北延续至班公-怒江缝合带, 可以与板块碰撞带向北楔入相联

系. 沿 30°N 剖面的接收函数反演结果与 INDEPTH II [41] 相似, 在拉萨地块的中上地壳(20 km 深度附近)存在低速层. 同时, 与 INDEPTH III 的深地震测深的结果(Meissner 等)[48]相似, 在羌塘地块和巴颜喀拉地块内, 莫霍界面表现为具有复杂的过渡带特征.

沿远震剖面各构造单元的平均地壳波速比(泊松比)如下: 拉萨地块 $k=1.73(\sigma=0.247)$, 班公-怒江缝合

带 $k=1.78(\sigma=0.269)$, 羌塘地块 $k=1.80(\sigma=0.275)$ 巴颜喀拉地块 $k=1.86(\sigma=0.294)$, 和扬子地块 $k=1.77(\sigma=0.265)$. 羌塘地块和巴颜喀拉地块具有下地壳(30~60 km 深度范围内)S 波低速异常、复杂的莫霍过渡带以及地壳高波速比的特征, 预示下地壳物质处于热和软弱状态中. 这就是青藏高原东部下地壳流存在的重要的深部环境.

致谢 川西藏东地区的流动地震观测仪器由美国华盛顿卡内基研究所、圣路易斯大学和 Multimax 公司提供, Peter Burkett 和 W. Jiao 等人参与了野外流动地震仪器的布设, 四川省地震局和西藏自治区地震局协助野外观测, 吴庆举的时间域最大熵谱反褶积算法和朱露培的 $H-k$ 扫描算法, 在此一并致谢.

参考文献

- Langston C A. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J Geophys Res*, 1979, 84(9): 4749—4762
- Owens T J, Zandt G, Taylor S R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *J Geophys Res*, 1984, 89: 7783—7795
- Zhu L, Owens T J, Randall G E. Lateral variation in crustal structure of the northern Tibetan Plateau inferred from teleseismic receiver functions. *Bull Seism Soc Am*, 1995, 85(6): 1531—1540
- Kind R, Ni J, Zhao W, et al. Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet. *Science*, 1996, 274: 1692—1694 [DOI]
- 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(B12): 27491—27500 [DOI]
- 刘启元, Kind R, 李顺成. 中国数字地震台网的接收函数及其非线性反演. *地球物理学报*, 1997, 40(3): 356—368
- Kosarev G, Kind R, Sobolev S V, et al. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 1999, 283: 1306—1309 [DOI]
- Vergne J, Wittlinger G, Qiang H, et al. Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 25—33 [DOI]
- Li X, Kind R, Yuan X, et al. Rejuvenation of the lithosphere by the Hawaiian plume. *Nature*, 2004, 427: 827—829, doi:10.1038/nature02349
- Ai Y, Zheng T, Xu W, et al. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 212: 63—71 [DOI]
- 吴庆举, 曾融生. 用宽频带远震接收函数研究青藏高原的地壳结构. *地球物理学报*, 1998, 41: 669—679
- 陈九辉, 刘启元, 李顺成, 等. 青藏高原东北缘-鄂尔多斯地块地壳上地幔 S 波速度结构. *地球物理学报*, 2005, 48: 333—342
- Shi D, Zhao W J, Brown L, et al. Detection of southward intracontinental subduction of Tibetan lithosphere along the Bangong-Nujiang suture by P-to-S converted waves. *Geology*, 2004, 32: 209—212, doi:10.1130/G19814.1
- Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al. Tectonics of Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *Int Geol Rev*, 1995, 37: 661—736
- King R W, Shen F, Burchfiel B C, et al. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 1997, 25: 179—182 [DOI]
- 俞如龙, 郝子文, 侯立玮. 川西高原中新世碰撞造山带的大地构造演化. *四川地质学报*, 1989, 9: 1—9
- 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1—60
- 四川省地震局. 鲜水河活动断裂带. 成都: 四川科学技术出版社, 1989
- 汪一鹏. 青藏高原活动构造基本特征. 见: 马宗晋, 汪一鹏, 张燕平, 主编. 青藏高原岩石圈现今变动与动力学. 北京: 地震出版社, 2001. 251—262
- 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 2001, 22: 193—230
- Tapponnier P, Peltzer G, Dain L, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine.

- Geology, 1982, 10: 611—616 [DOI](#)
- 22 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C, eds. *Collision Tectonics*. London: Geol Soc Spec Publ 19, 1986. 115—157
- 23 陈学波, 吴跃强, 杜平山, 等. 龙门山构造带两侧速度结构特征. 见: 国家地震局科技监测司, 编. 中国大陆深部构造的研究与进展. 北京: 地质出版社, 1986. 97—113
- 24 李立, 金国元. 攀西裂谷及龙门山断裂带地壳上地幔大地电磁测深研究. *物探与化探*, 1987, 11: 161—169
- 25 崔作舟, 陈纪平, 吴岑. 花石峡-邵阳深部地壳的结构和构造. 北京: 地质出版社, 1996. 49—168
- 26 曾融生, 朱介寿, 周兵, 等. 西藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. *地震学报*, 1992, 14 (增刊): 523—533
- 27 刘建华, 刘福田, 吴华, 等. 南北地震带的地壳上地幔三维速度结构. *地球物理学报*, 1989, 32: 143—152
- 28 Huang J, Zhao D, Zheng S. Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China. *J Geophys Res*, 2002, 107(B10). doi: 10.1029/2000JB000137
- 29 Wang C Y, Chan W W, Mooney W D. 3-D velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2003, 108 (B9): 2442, doi:10.1029/2002JB001973
- 30 李勇, 徐公达, 周荣军, 等. 龙门山均衡重力异常及其对青藏高原东缘山脉地壳隆升的约束. *地质通报*, 2005, 24: 1162—1168
- 31 王椿镛, 吴建平, 楼海, 等. 青藏高原东缘的地壳 P 波速度结构. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 33(增刊): 181—189
- 32 Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan plateau and its tectonic implications. *J Geophys Res*, 2007, 112: B07307, doi: 10.1029/2005JB003873
- 33 Yao H, van der Hilst R D, De Hoop M V. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis, I-phase velocity maps. *Geophys J Int*, 2006, 166: 732—744 [DOI](#)
- 34 苏伟, 彭艳菊, 郑月军, 等. 青藏高原及其邻区地壳上地幔 S 波速度结构. *地球学报*, 2002, 23(3): 193—200
- 35 Rapine R, Tillman F, West M, et al. Crustal structure of northern and southern Tibet from surface wave dispersion analysis. *J Geophys Res*, 2003, 108(B2), 2120, doi:10.1029/2001JB0000445
- 36 Kennett B L N. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. London: Cambridge University Press, 1981
- 37 Randall G E. Efficient calculation of differential seismograms for lithospheric receiver functions. *Geophys J Int*, 1989, 99(2): 469—481 [DOI](#)
- 38 Zhu L, Kanamori H. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *J Geophys Res*, 2000, 105(B2): 2969—2980 [DOI](#)
- 39 赵文津, 赵逊, 史大年, 等. 喜马拉雅和青藏高原深剖面(INDEPTH)研究进展. *地质通报*, 2002, 22(11): 691—700
- 40 许志琴, 李海兵, 杨经绥. 造山的高原-青藏高原巨型造山拼贴体和造山类型. *地学前缘*, 2006, 13(4): 1—17
- 41 Christensen N I. Poisson's ratio and crustal seismology. *J Geophys Res*, 1996, 101: 3139—3156 [DOI](#)
- 42 Owens T J, Zandt G. Implications of crustal property variations for model of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 1997, 387: 37—43 [DOI](#)
- 43 Kind R, Yuan X, Saul J, et al. Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction. *Science*, 2002, 298: 1219—1221 [DOI](#)
- 44 Zandt G, Myers S C, Wallace T C. Crust and mantle structure across the Basin and Range-Colorado plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism. *J Geophys Res*, 1995, 100: 10529—10548 [DOI](#)
- 45 Chen, Z, Burchfiel B C, Liu Y, et al. Global positioning system measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J Geophys Res*, 2000, 105(B7): 16215—16227 [DOI](#)
- 46 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788—790 [DOI](#)
- 47 Klemperer S L. Crustal flow in Tibet: geological evidence for the physical state of Tibetan lithosphere. In: Searle M P, Law R D, eds. *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation of Lower Mid-Crust in Continental Collision Zones*. London: Geol Soc Spec Pub, 2006. 39—70
- 48 Meisner R, Tilmann F, Haines S. About the lithospheric structure of central Tibet, based on seismic data from the INDEPTH III profile. *Tectonophysics*, 2004, 380: 1—25 [DOI](#)
- 49 Zhang Z J, Klemperer S L. West-east variation in crustal thickness in northern Lhasa block, central Tibet, from deep seismic sounding data. *J Geophys Res*, 2005, 110: B09403, doi:10.1029/2004/2004JB003139
- 50 Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear-wave splitting data. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 238: 248—268 [DOI](#)