

青藏高原及其邻区地壳、岩石圈和软流层厚度研究

张雪梅 孙若昧 滕吉文

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 吉林大学, 长春 130026. E-mail: zxm@mail.iggcas.ac.cn)

摘要 基于由瑞利面波层析成像所得的青藏高原及其邻区的群速度纯频散, 以线性的深度反演获取的S波速度分布为非线性反演的初始模型, 用快速模拟退火方法进行速度和层厚度的联合反演. 根据非线性反演结果求得研究区地壳、岩石圈和软流层的厚度分布. 结果表明, 青藏高原内部具有巨厚的地壳, 厚度为 60~80 km, 其岩石圈相对邻区较薄, 厚度在 130~160 km 之间, 且在内部呈现出以 90°E~92°E 北北东向为界的东、西分块图像. 高原的软流层厚度较周边地区要厚(150~230 km), 其内部羌塘块体西部的软流层最厚. 在区域上的分布特点为, 印度的地壳厚度较薄即 32~38 km, 岩石圈厚度可达 190 km, 软流层厚度相当薄仅 60 km 左右; 四川盆地和塔里木盆地的地壳厚度均小于 50 km, 其岩石圈厚度要比高原内部厚, 而软流层厚度则相对于高原内部要薄. 文中还讨论了羌塘块体西部的典型壳-幔过渡带特征和其形成机制.

关键词 青藏高原 岩石圈厚度 软流层厚度 非线性反演 面波层析成像

地球外层的岩石圈和软流层是由地球表面到深度约 400 km 处最为活跃的圈层, 它是地壳隆升、海底扩张、板块运动、地震和火山发生和发展等地球动力作用的主要场所. 地球内部岩石圈和软流层的空间分布格局乃是板块构造理论的重要基础之一, 这些界带与属性的确定对丰富板块构造理论和岩石圈的圈层耦合和深层过程及对资源、能源、灾害和环境等研究均有重要意义^[1-3]; 展现于人们面前的地表构造形态, 如造山带、裂谷带和克拉通均位于岩石圈的浅部, 但形成这些构造和驱使这些构造运动的力系, 无一不是来源于岩石圈和软流层的深部物质的共同作用. 碰撞、挤压会使岩石圈变厚, 拆沉或引张则会导致岩石圈变薄. 显见, 研究岩石圈和软流层的结构、物质属性和状态, 对研究岩石圈的形成与演化、圈层耦合的深层过程以及深部物质和能量的交换均有着重要的意义^[4-6].

青藏高原地处欧亚板块和印度洋板块的交汇地带, 在它们的相互作用下, 组构了该地区十分复杂的深、浅构造展布. 深入研究该区地壳与上地幔的三维速度结构, 对探讨其构造演化和动力学特征乃为关键所在. 当今在研究青藏高原的岩石圈厚度和软流层厚度分布特征上主要是通过地震观测资料进行反演所得. 陈国英等^[7]曾用昆明台和成都台记录的来

自阿富汗的地震面波资料得到了周期为 10~100 s 的面波群速度, 研究了西藏高原南部岩石圈的构造差异. 孙克忠等^[8]基于在青藏高原的班戈、嘉黎、洛扎和拉孜四个长周期地震台记录到的圣萨尔瓦多、本州和库页岛的地震面波资料计算了周期为 30~110 s 的面波相速度, 研究了西藏高原南部地区的地壳和上地幔S波速度分布和岩石圈厚度. 滕吉文等^[9,10]对青藏高原岩石圈三维和二维结构进行了综合研究, 并提出了巨厚地壳和薄岩石圈的基本模式. 吴建平^[11]通过宽频带体波波形拟合, 给出了该区上地幔介质的平均速度. 苏伟等^[12]利用周期为 7~184 s 的 Rayleigh 波群速度反演青藏高原及邻区 S 波速度结构, 获得了 0~420 km 深度范围内地壳、上地幔三维速度分布. 朱介寿等^[13]根据天然地震、人工地震及其他资料提出了欧亚大陆及西太平洋边缘海海域的岩石圈模型, 即在大尺度框架下研究青藏高原的岩石圈结构. Griot 和 Montagner^[14]考虑了介质的各向异性讨论了青藏高原及周边地域的 Rayleigh 波和 Love 波相速度结构. Hirn 等^[15]利用宽角反射资料研究了青藏高原地壳与上地幔结构; Yanovskaya 等^[16]利用 Rayleigh 波和 Love 波的群速度成像反演, 给出了东亚地区(10°×10°), 深达 160 km 的 S 波速度分布. 这些研究结果在较大范围内给出了该区域地壳与上地幔

2006-05-22 收稿, 2006-10-10 接受

国家自然科学基金(批准号: 40274009, 40434009)和中国地质大学(北京)地下信息探测技术与仪器教育部重点实验室开放课题(批准号: GDL0607)资助

的速度结构和部分剖面的岩石圈厚度,但对软流层的研究较少.在深入探讨青藏高原深部结构和动力学特征时则必须对该区的岩石圈和软流层结构进行较细致的深入研究.

由于通常的反演方法(尤其是线性反演方法)将层数和层厚度一类参数固定不变,其不足之处是难以定量地反演给出界面位置.为了克服这一不足本文采用非线性快速模拟退火方法同时反演壳、幔界面位置和层间 S 波速度值这两类不同的参数,以提高识别界面位置的能力.同时,本文还尽可能地利用中国数字地震台网中心(CCDSN)位于高原周边地带的台站和部分印度观测台站的地震记录,以提高分辨率.基于这两方面的思考和反演计算,求得了青藏高原及邻区的地壳、岩石圈和软流层的厚度分布.

1 资料及其预处理

当今在区域性的深部结构研究中,利用地震波场的观测资料来研究地球内部的壳、幔结构及特性乃是最为主要的手段之一.面波能够获得彼此相距很远的 2 个台站(或震源和台站)之间深处的平均结构信息,它的传播路径对台站稀少的地区也有较好的覆盖,并且面波对 S 波速度敏感,故可以有效地研究海洋和一些难以到达地区的深部 S 波速度结构.

本项研究采用了 1987~2003 年间青藏高原及其邻近地域天然地震的长周期(8~150 s)地震记录.这些资料除来源于世界数字地震台网(GSN)的 11 个台站外,还选用了中国数字地震台网中心(CCDSN)邻近青藏高原的台站,如成都(CD2)、桂林(GUL)、贵阳(GYA)、攀枝花(PZH)、银川(YCH)、乌什(WUS)等.考虑到印度次大陆地震事件稀少,故在国际理论物理中心(ICTP)的帮助下索取了印度孟买(BOMBAY)台的一些 150 s 的长周期记录,而且增加了印度部分台站的资料,如波卡那(Bokaro)、浦那(Poona)、西隆(Shillong)、新德里(New Delhi)、维萨卡帕特南(Vishakhapatnam)地震台,并采用频段为 100 s 以下的频散资料^[17,18].为减小数据的误差,提高信噪比,以提高反演结果的精度,对地震事件和记录进行筛选.主要是选取发生在研究区内和邻近地带震级大于 5.0,震中距大于 1200 km,震源深度小于 50 km 的地震事件,即选取信噪比较高的地震记录.在数据处理和反演所用资料中为,剔除两次或两次以上重叠的地震记录,并根据已有地震目录提供的震源参数和已知

的台站参数,利用 3.97 km/s 的平均速度计算出瑞利面波的起始的参考时,如果瑞利波的实际起始时间与瑞利波的起始参考时相差较大,则认为震源参数或记录的时间服务有误,不宜选用此类记录.

经对原始记录剔除、筛选后,对实际观测地震记录要进行仪器频响特性校正,截取 Rayleigh 面波,利用“频率-时间分析”(FTAN)方法来测量基阶瑞利面波的群速度,以得到实测的频散数据.在此基础上,对频散曲线做进一步的筛选,对路径相近的记录的频散做簇平均处理,一簇归并为一条路径,最终得到 814 条周期在 8~150 s 之间的面波频散曲线.这些频散曲线的大圆路径已较好地覆盖了本研究区域(见图 1),从而提高了反演的横向分辨率.这些较充足的地震资料为进行青藏高原及邻区岩石圈和软流层厚度的研究奠定了坚实的基础.

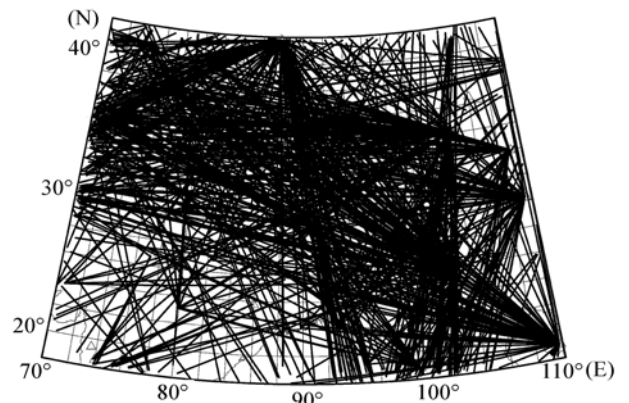


图 1 研究区域射线分布

2 方法

通常人们均采用纯路径网格反演来计算研究区域各个分块(格)的纯频散数据^[19,20],这是研究大范围内,某分格尺度上的平均构造以及横向不均匀性的有效方法.分格尺度的大小应该与解的分辨尺度大小相适应,分格尺度过大难以显现尺度较小的异常,而分格尺度过小会增加虚假的异常,都将影响由反演结果解对深部壳、幔结构及其特征的推论.经对实际射线覆盖观测系统做检测板实验(图 2)结果表明,青藏高原大部分地区的水平分辨尺度接近于 200 km.采用正则化方法,为避免前述的网格划分不适所导致的弊病.本文由面波实际测量的频散资料采用 Yanovskaya 等^[21]和孙若昧等^[22]提出的方法进行层析成像反演,该方法不需要对研究区域进行先验的网格划分.在求得相应各周期的频散分布后,再组合成

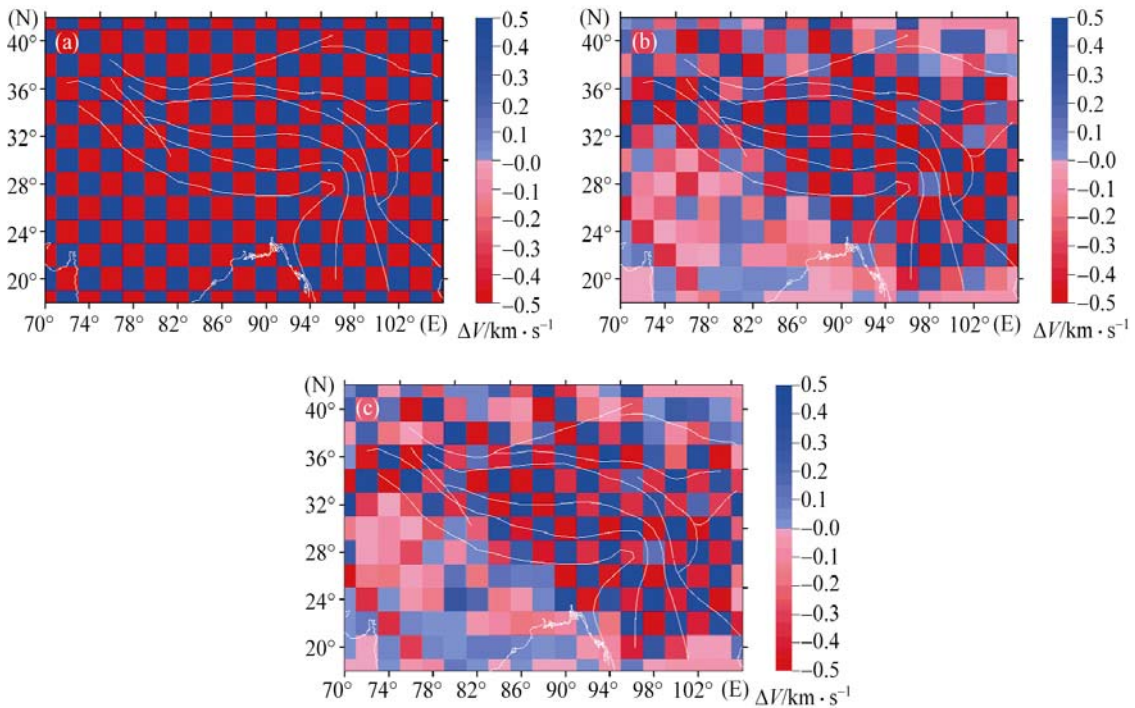


图2 2°x2°网格检测板图

(a) 检测板测试模型; (b) 周期为 50 s 的检测板; (c) 周期为 100 s 的检测板

相应各点的经度和纬度和不同周期的纯频散数据集.

由纯频散数据集进行深度反演求解各节点S波速度随深度的分布时, 采用了下述的2个步骤: () 固定层厚度, 层数目, 用SVD进行线性反演, 得到每个节点的纵向S波速度随深度的分布. () 以上述线性反演所得的S波速度分布为初始模型, 用快速模拟退火 [23,24] 全局最优非线性反演方法对每一节点的纯频散数据再次进行速度和层面位置的联合反演. 由于层面位置变量和速度变量二者之间存在着耦合关系, 将满足一定误差范围内的所有解全求出, 取其平均值为最终结果. 相对线性的反演结果, 非线性反演方法的结果可以比较清晰地识别出地壳与地幔间和上地幔内介质的速度跃变层面. 由层面上、下方速度值和其跃变值的大小来确定Moho界带和软流层顶界面的位置. 以S波速度从3.7 km/s左右到4.3 km/s以上的跃变作为对Moho界带的判别, 以S波速度由高值减小的层面位置作为岩石圈底界面的划分原则. 岩石圈以下直到S波速度值又回跃到岩石圈底界面处原高值以上的整个低速带范围划分为软流层. 汇总各节点的地壳厚度、岩石圈厚度和软流层的厚度, 可以深入地细致地分析青藏高原地壳厚度、岩石圈厚度和软流层厚度分布的总体特征, 以研究青藏高原内不同块

体之间以及和相邻地域的结构上的差异与特征.

3 结果

青藏高原的大地结构被自南向北依次为雅鲁藏布江缝合带(YZS)、班公-怒江缝合带(BNS)、金沙江缝合带(JSJS)、昆仑南缘缝合带(KLS)和西昆仑-阿尔金-祁连缝合带 5 条缝合带 [25] 分割成喜马拉雅块体(HM)、拉萨块体(LS)、羌塘块体(QT)、巴颜喀拉块体(BK)、昆仑和松潘-甘孜块体(KL) [26]. 研究区(18°N~42°N, 70°E~106°E)在地域上除青藏高原外, 还包括了塔里木盆地、部分四川盆地、部分印度次大陆、部分缅甸以及越南地区. 由于所用的面波资料的频带宽度为 8~150 s, 深于 300 km 以下的结果分辨不佳, 只可以作为参考, 某些地区软流层底界面的深度位置和软流层厚度也只可作为参考.

图 3(a)~(c)分别是本文研究区域的地壳厚度、岩石圈厚度和软流层厚度的分布图, 右侧的色标表示各层圈的厚度. 在地壳厚度和岩石圈厚度图上, 红色(暖色)表示厚度较小, 蓝色(冷色)表示厚度较大. 在软流层厚度图上红色则表示其厚度较大, 蓝色则表示为厚度较小. 由图 3 可以看出, 地壳厚度的分布与

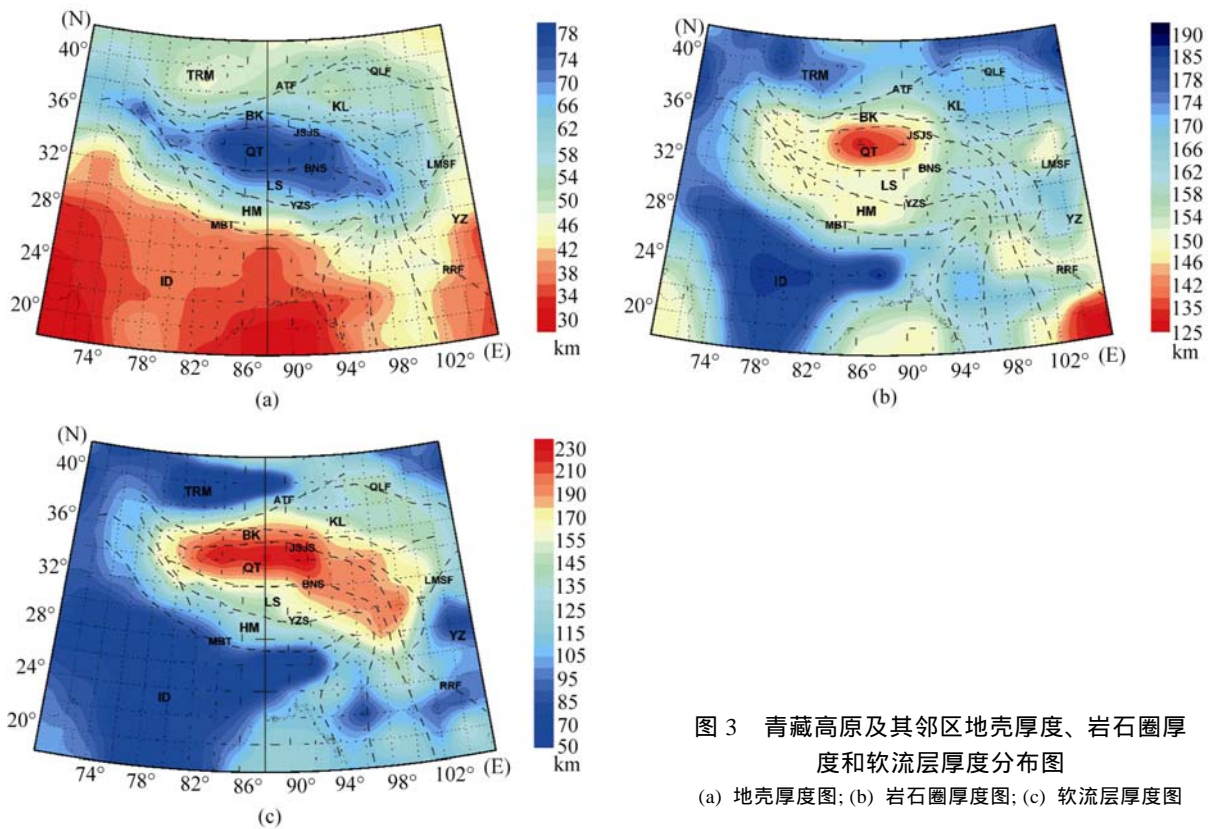


图 3 青藏高原及其邻区地壳厚度、岩石圈厚度和软流层厚度分布图
(a) 地壳厚度图; (b) 岩石圈厚度图; (c) 软流层厚度图

大地构造缝合带和地体(或块体)之间有很好的对应性. 青藏高原周边的印度次大陆、塔里木盆地与青藏高原本体地壳厚度的差异为由主边界断裂、阿尔金断裂和西昆仑断裂所限定. 青藏高原内部具有巨厚的地壳, 周边地区的地壳相对高原地区均较薄. 高原内部地壳厚度的等值线依缝合带呈条带状. 岩石圈厚度、即软流层顶界面的起伏分布除高原相对周边较薄外, 其突出的特征是高原内部所呈现出的以 90°E ~ 92°E 北北东向为界的東西分块的图像, 高原东部下方的岩石圈厚度要大于西部下方的岩石圈厚度. 软流层的厚度图像与岩石圈的厚度图像存在镜像关系. 高原本体的软流层厚度比周边的印度次大陆、塔里木盆地和扬子克拉通要厚得多. 高原内在岩石圈厚度图像上呈现的东西部反差在软流层厚度图像中却已大为淡化. 所得结果如下:

喜马拉雅块体(HM): Moho 界面埋藏较深, 大约为 60 km 左右, 岩石圈厚度相对较薄, 大约为 155 km. 软流层厚度从南向北由 70 km 增加到 140 km. 在岩石圈厚度图上可以清晰地勾绘出主边界缝合带(MBT), 表明该缝合带可延深抵岩石圈.

拉萨块体(LS): Moho 界面埋深为 60~70 km, 岩

石圈厚度和软流层厚度沿东西方向呈现倾斜趋势; 东部地区岩石圈的厚度大于西部地区岩石圈的厚度, 即由 160 km 减小到 150 km, 软流层的厚度自西向东由 140 km 增加到 160 km.

羌塘块体(QT): 地壳厚度为 74~78 km, 西羌塘(90°E~92°E以西)是该研究区岩石圈厚度最薄的地区, 大约为 130 km. 其下方存在巨厚的软流层(230 km). 东羌塘(90°E~92°E以东)的岩石圈厚度为 160 km 左右, 软流层厚度大约为 200 km.

巴颜喀拉块体(BK)和松潘-甘孜块体: 地壳厚度从南向北和北东方向, 由 65 km 减薄到 55 km, 岩石圈厚度为 160~150 km, 软流层厚度则从南西向北东延伸为由 180 km 减薄到 140 km 左右.

四川盆地和塔里木盆地: 高原周边盆地的地壳厚度比高原内部的地壳厚度均薄, 其中四川盆地的地壳厚度为 45 km 左右, 塔里木盆地的地壳厚度约为 50 km. 这些盆地地区的岩石圈厚度相对于高原内部要厚, 而软流层厚度相对于高原内部要薄; 四川盆地岩石圈厚度近于 170 km, 软流层厚度为 90 km 左右; 塔里木盆地岩石圈厚度约为 185 km, 而软流层厚度则为 80 km 左右.

印度块体(ID): 该块体剖面的地壳厚度较薄, 在 32~38 km 范围内变化, 岩石圈较厚, 其厚度为 170~190 km. 这里软流层厚度仅为 60 km 左右.

这些块体在地壳厚度、岩石圈厚度和软流层厚度的差异还可以由纵剖面速度图像的等值线形态反映. 图 4(a), (b)展示的分别为沿 86°E 和 94°E 南北跨越印度板块、青藏高原和塔里木盆地或柴达木盆地的 S 波速度随深度分布的垂直剖面图. 其右侧的色标表示 S 波的速度, 红色(暖色)表示速度较低, 蓝色(冷色)表示速度较高. 由 4(a)可以看到主边界缝合带 (27.2°N)以南的印度块体的薄地壳, 厚岩石圈和薄软流层的特征, 进入喜马拉雅块体后, 地壳的 S 波速度等值线形态呈北倾状; 雅鲁藏布江缝合带(30°N)和班公怒江缝合带(32°N)之间的拉萨块体的地壳逐渐变厚, 岩石圈盖层逐渐减薄, 软流层厚度增加; 在班公怒江缝合带(32°N)和金沙江缝合带(35.5°N)之间的羌塘块体具有厚地壳, 相当薄的岩石圈盖层和巨厚的软流层. 再向北过阿尔金断裂(37.1°N)后进入塔里木

盆地. 层析图像显示其相对较薄的地壳, 较厚的岩石圈和较薄的软流层. 图 4(b)是沿 94°E 的剖面图像, 由南向北通过印缅山区, 西藏东部和柴达木盆地. 该剖面图像显示了印缅山区的地壳由南向北的增厚, 170 km 左右的岩石圈厚度以及由南向北增厚的软流层. 比较 86°E 和 94°E 的图像可以看出, 印缅山区与印度地块相比, 突出的不同点是印缅山区有较厚的软流层.

4 讨论

至今已有诸多的国际合作和国内外同仁对青藏地区进行了深部探测工作, 取得了一系列的重要成果 [22,27~41], 所推论的岩石圈物质状态和印度-欧亚碰撞的模式也千姿百态. Brandon 和Romanowicz [33]利用瑞利波的相速度频散给出了藏北羌塘块体下面为低速的上地幔, 在藏北羌塘所发现的Sn急剧衰减 [34]和剪切波分裂 [35]都表明羌塘地域的上地幔呈异常的高温状态. 该处又是新生代火山的活动地区 [36], 称为热羌塘. 由此推断, 这里的岩石圈已进入拆沉阶

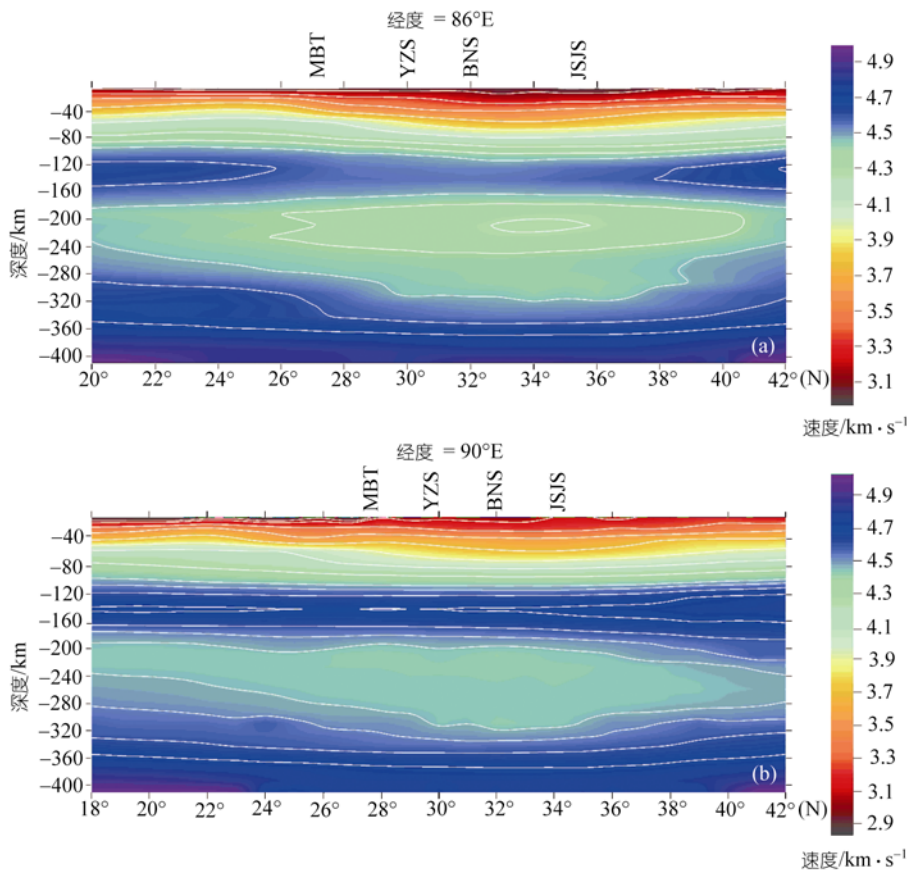


图 4 (a) 沿 86°E 经线 S 波速度分布垂直剖面; (b) 沿 94°E 经线 S 波速度分布垂直剖面

段 [37]。利用 INDEPTH-2 和 INDEPTH-3 的观测, 通过接收函数方法给出了由雅鲁藏布江南向北到班公-怒江缝合带地域有一自南向北的倾斜界面 [38], Wittlinger 等 [29] 的地震体波层析成像结果在班公-怒江缝合带的上地幔存在一高速异常区的图像。由此推测羌塘的岩石圈厚度为 200 km, 为与新生代火山发育的事实相符提出; 这里中新世以后冷却的软流层转变为现代的岩石圈 [39]。

我们的结果表明, 由西向东绵延 2000 km 的羌塘块体岩石圈和软流层结构在横向上是不均匀的, 呈现出以 90°E ~ 92°E 北北东向为界的西、东方向分块的特征(见图 3, 4)。孙若味的早年的工作 [22,40,41] 已提出在地壳和地幔中似存在这条分界线。由西羌塘 (34°N, 84°E 和 34°N, 90°E) 地块处的 S 波速度随深度的分布(图 5) 可见自 30 km 以下, S 波速度值由 3.63 km/s 逐渐增大到 4.42 km/s 左右(85 和 86 km), 未见明显的速度值跃变的层面, 其间这一过渡带有 50 km 厚, 速度梯度却仅 0.016 km/s。该处的火山岩以富钾为特征, 锶、钕和铅同位素成分意味着它们来源于壳-幔过渡带的部分熔融 [36,42]。显然这里壳-幔过渡带的形成与深部的软流层密切相关。羌塘块体是整个青藏高原软流层最为发育的地区; 软流层由 130~140

km 直达 370 km 左右, 软流层内的最低速度值近于 4.25 km/s。周华伟等 [43] 全球体波成像的结果也显示了西藏中部深抵 310 km 的低速区在雅鲁藏布江以北, 东经 85°~93° 之间。我们在软流层内未发现岩石圈根的拆沉迹象。为此本文认为长期上隆的软流层的底辟作用同样可以促使该处的岩石圈减薄。由此产生的浮力促使岩石圈隆升, 这或许是青藏腹地隆升的主要机制和深层动力过程。同时, 速度值低的热物质沿裂隙或断裂向上运移, 对上地幔和下地壳的侵位形成了该处的壳-幔混合过渡带。而东羌塘的岩石圈结构有别于西羌塘, 其上地幔盖层和岩石圈要厚于西羌塘, 岩石圈厚度为 160~170 km, 软流层的厚度则要比西羌塘的薄。本文所得的有关东羌塘的图像显示北倾的上地幔高速异常终止于班公-怒江缝合带。该研究与其岩石圈厚度的差异, 可为因观测手段、资料处理的差异, 分辨也不尽相同所包容。相信随观测迅猛增多, 研究方法的日益进展, 对青藏地区的认识会更深化。

致谢 CCDSN 数据中心为本研究提供了地震台站观测资料, Mohan 提供了 Bombay 地震台站的资料, Yanovskaya 提供了面波层析成像的程序, 在此表示衷心感谢。

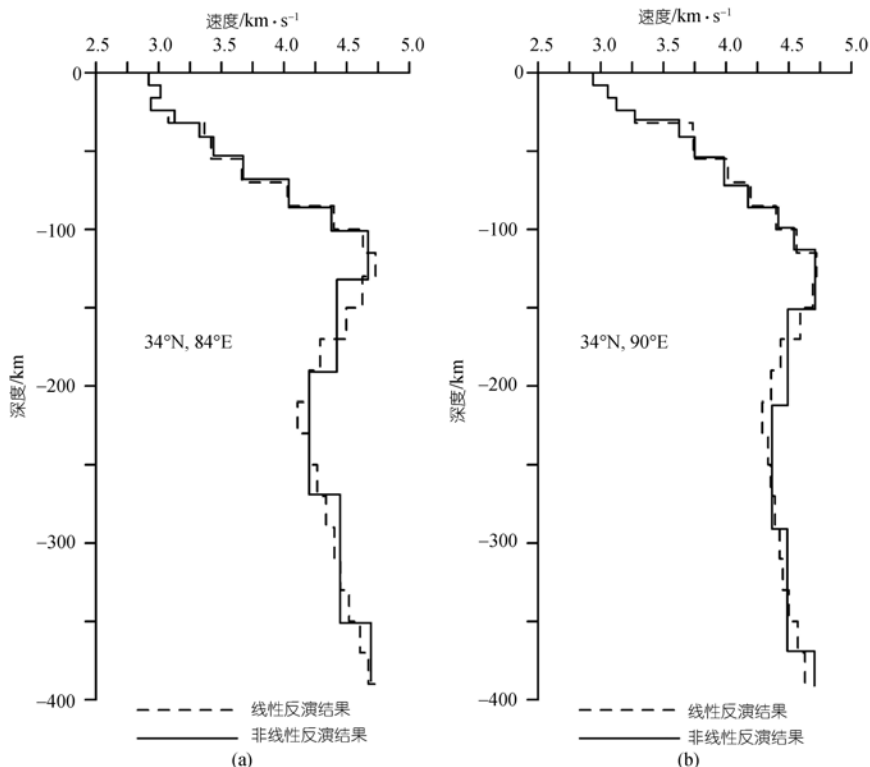


图 5 羌塘块体 34°N, 84°E 和 34°N, 90°E 的 S 波速度分布图

参 考 文 献

- 1 滕吉文, 张秉铭, 胡家富, 等. 地震“孕育”的深部介质和构造环境研究. 见: 陈运泰, 主编. 中国地震学研究进展. 北京: 地震出版社, 1996. 258—265
- 2 滕吉文, 张中杰, 张秉铭, 等. 渤海地球物理场与深部潜在地幔热柱的特异构造背景. 地球物理学报, 1997, 40(4): 468—480
- 3 滕吉文. 地球深部物质和能量交换的动力过程与矿产资源的形成. 大地构造与成矿学, 2003, 27(1): 3—21
- 4 Panza G F, Pontevivo A. The Calabrian Arc: a detailed structural model of the lithosphere-asthenosphere system. Rendiconti Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL Memorie di Scienze Fisiche e Naturali, 2004, 2(122): 51—88
- 5 Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: ‘continental roots—plumes tectonics’. Earth-Sci Rev, 2004, 65: 223—275[DOI]
- 6 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 新生代以来中国大陆岩石圈尺度的大地构造分区. 地球科学——中国地质大学学报, 1997, 22(3): 227—232
- 7 陈国英, 曾融生. 用地震面波频散研究喜马拉雅山与西藏高原岩石圈构造的差异. 地球物理学报, 1985, 28(增刊): 161—173
- 8 孙克忠, 滕吉文. 由长周期地震面波研究西藏高原地区的地壳和上地幔的速度分布. 地球物理学报, 1985, 28(增刊): 43—53
- 9 滕吉文, 尹周勋, 刘宏兵, 等. 青藏高原岩石层三维和二维结构与大陆动力学. 地球物理学报, 1994, 37(增刊): 117—130
- 10 滕吉文, 熊绍柏, 张中杰. 青藏高原深部结构与构造地球物理研究的回顾和展望. 地球物理学报, 1997, 40(增刊): 121—139
- 11 吴建平, 明跃红, 曾融生, 等. 体波波反演对青藏高原上地幔速度结构的研究. 地球物理学报, 1998, 41(增刊): 15—25
- 12 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: 193—200
- 13 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 欧亚大陆及西太平洋边缘海岩石圈结构. 地球科学进展, 2004, 19(3): 388—392
- 14 Griot D A, Montagner J P. Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions. J Geophys Res, 1998, 103: 21215—21232[DOI]
- 15 Hirn A, Sapin M, Lepine J C, et al. Increase in melt fraction along a south-north traverse below the Tibetan Plateau: Evidence from seismology. Tectonophysics, 1997, 273: 17—30[DOI]
- 16 Yanovskaya T B, Antonova L M, Kozhevnikov V M, et al. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves. Phys Earth Planet Inter, 2000, 122: 19—32[DOI]
- 17 Bhattacharya S N. Observation and inversion of surface wave group velocity across central India. Bull Seism Soc Amer, 1981, 71(5): 1489—1501
- 18 Mohan G, Rai S S, Panza G F. Seismic heterogeneities in the India lithosphere. Phys Earth Planet Inter, 1992, 73: 189—198[DOI]
- 19 宋仲和, 安昌强, 陈国英, 等. 中国西部三维速度结构及其各向异性. 地球物理学报, 1991, 34(6): 694—707
- 20 宋仲和, 陈国英, 安昌强, 等. 中国大陆及其海域地壳—上地幔三维速度结构. 中国科学B辑, 1993, 23(2): 180—188
- 21 Yanovskaya T B, Ditmar P G. Smoothness criteria in surface wave tomography. Geophys J Int, 1990, 102: 63—72
- 22 孙若昧, 张中杰, 滕吉文, 等. 青藏高原物质侧向流动的讨论——面波层析成像的证据. 见: 张中杰, 高锐, 吕庆田, 等编. 中国大陆地球深部结构与动力学研究. 北京: 科学出版社, 2004. 872—880
- 23 张霖斌, 姚振兴, 纪晨, 等. 快速模拟退火算法及应用. 石油地球物理勘探, 1997, 32(5): 654—661
- 24 Martinez M D, Lana X, Olarte J, et al. Inversion of Rayleigh wave phase and group velocities by simulated annealing. Phys Earth Planet Inter, 2000, 122: 3—17[DOI]
- 25 潘裕生. 青藏高原的形成、隆升及其机制. 见: 潘裕生, 编. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学. 上海: 上海科学技术出版社, 1998. 403—409
- 26 滕吉文, 张中杰, 杨顶辉, 等. 青藏高原地体划分的地球物理标志研究. 地球物理学报, 1996, 39(5): 629—641
- 27 Zhao W, Nelson K D. INDEPTH Project Team. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath southern Tibet. Nature, 1993, 366: 557—559[DOI]
- 28 赵文津, Nelson K D, 徐中信, 等. 雅鲁藏布江缝合带的双陆内俯冲构造与部分熔融层特征. INDEPTH 项目的初步综合. 地球物理学报, 1997, 40(3): 325—336
- 29 Wittlinger G, Masson F, Poupinet G, et al. Seismic tomography of north Tibet and Kunlun: Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts. Earth Planet Sci Lett, 1996, 139: 263—279[DOI]
- 30 Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. Science, 1996, 274: 1684—1688[DOI]
- 31 曾融生, 丁志峰, 吴庆举, 等. 喜马拉雅及南藏的地壳俯冲带——地震学证据. 地球物理学报, 2000, 43(6): 780—797
- 32 曾融生, 孙为国. 青藏高原及其邻区的地震活动性和震源机制以及高原物质东流的讨论. 地震学报, 1992, 14(增刊): 534—563
- 33 Brandon C, Romanowicz B. A ‘no-lid’ zone in the central Chang-Tang platform of Tibet: Evidence from pure-path phase velocity measurement of long period Rayleigh waves. J Geophys Res, 1986, 91 (B6): 6547—6564
- 34 Ni J, Barazangi M. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Tibetan Plateau and surrounding regions: high uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet. Geophys J R Astron Soc, 1983, 72: 665—689
- 35 McNamara D E, Owens T J, Silver P G, et al. Shear wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 1994, 99: 13655—13665[DOI]
- 36 邓万明. 西藏阿里北部的新生代火山岩——兼论陆内俯冲作用. 岩石学报, 1989, (3): 1—11
- 37 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 著. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996. 26—27
- 38 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]
- 39 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 壳幔物质与深部过程. 地学前缘, 1998, 5(3): 67—74
- 40 Sun R M, Zhang Z J, Teng J W, et al. Images of seismic tomography in the Qinghai-Tibet plateau. In: Abstracts of IAGA-IASPEI Joint Scientific Assembly, Hanoi: IASPEI, 2001. 311—311
- 41 Sun R M, Zhang Z J, Zhu J S. Seismic evidence of mass eastern ex-trusion from surface wave tomography of Tibet. In: Abstracts of XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo: IUGG, 2003, B: 485—485
- 42 邓万明, 钟大赉. 壳-幔过渡带及其在岩石圈构造演化中的地质意义. 科学通报, 1997, 42(23): 2474—2482
- 43 周华伟, Murphy M A, 林清良. 西藏及其周围地区地壳、地幔地震层析成像——印度板块大规模俯冲于西藏高原之下的证据. 地学前缘, 2002, 9(4): 285—292