

2016年门源 M_s 6.4 地震震区地壳厚度及波速比研究^{*}

杨志高, 张雪梅

(中国地震台网中心, 北京 100045)

摘要: 收集 2015 年宁夏、甘肃和青海地震台网 63 个三分量地震台站观测到的远震波形数据, 使用 $H-k$ 扫描法研究了区域地壳厚度和平均波速比。地壳厚度分布清晰地展示出自东向西地壳厚度不断增加的趋势, 并伴随着 2 个地壳深度梯度带。研究区域平均地壳厚度为 50.8 km, 显著高于大陆地壳平均厚度; 平均波速比为 1.73, 对应泊松比为 0.25, 略低于大陆平均泊松比 (0.265)。分析认为研究区域中东部地壳增厚主要发生在上地壳, 长英质岩石含量增加使整体泊松比下降。某些区域表现出超高的泊松比, 推测这些区域可能存在岩石部分熔融现象。古浪大地震、海原大地震和这次门源地震都发生在泊松比梯度带和地壳厚度梯度带泊松比较低的一侧。

关键词: 接收函数; 泊松比; 地壳厚度; 门源地震

中图分类号: T315.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2016)04-0566-08

0 引言

2016 年 1 月 21 日, 青海省门源县发生 M_s 6.4 地震。此次地震是 1986 年门源 6.5 级地震以来, 该地区发生的又一次 6.0 级以上地震, 2 次地震震中相距约 10 km。距离该区域最近的一次大地震是 1927 年 5 月 23 日古浪 8.0 级地震 (马玉虎等, 2014), 与本次地震震中相距约 60 km。

门源 M_s 6.5 地震位于地震活动性强的青藏高原东北缘地区, 该区域大的构造背景较复杂, 是中国大陆一级块体结合部位。中国大陆西部受到印度板块—欧亚板块的碰撞及印度板块持续挤入作用的影响, 形成了青藏高原及其周缘地壳缩短增厚和强烈的地表变形。青藏高原块体的运动在东部被稳定地块所阻挡, 使地表出现剧烈变化的地形梯度带 (沈旭章等, 2013), 形成龙门山褶皱系、祁连山褶皱系和昆仑—西秦岭褶皱系。从大震震源机制和 GPS 观测结果来看, 青藏高原块体推动中国大陆向东和向北运动, 整体为顺时针方向。

从小的构造背景来看, 本文研究区域是青藏高原、鄂尔多斯和阿拉善 3 个块体的结合部位。该区域构造环境特殊, 区域地震活动性较强, 1920 年曾发生海原 8.5 级大地震, 近几十年来一直受到

学术界的关注, 是研究地下物质迁移和速度结构不均匀性的理想区域。研究区是青藏高原块体向大陆内部扩展的前沿部位, 存在多个活动断层和断裂, 地壳内部速度结构横向变化显著, 普遍存在壳内低速层结构 (陈九辉等, 2005; 李永华等, 2006; 嘉世旭, 张先康, 2008)。总体上该区域地壳厚度从北东方向到南西方向逐渐增厚 (赵金仁等, 2005), 从靠近青藏高原的 60 km 逐渐减少到 40 km (刘启民等, 2014)。研究区域西部以北东向地壳缩短为主, 东部以顺时针旋转为主, 东部的隆升速度高于西部 (崔笃信等, 2009)。

门源 M_s 6.4 地震的孕震环境复杂, 孕震区物质组成和地壳增厚的研究对揭示地震孕育环境特征是有益的。岩石的泊松比在一定的条件下与构成岩石的物质组成有关, 可以用来研究深部物质组成情况。地下深部物质的泊松比难以取得, 但可以通过计算岩石波速比间接获取。对于远震 P 波接收函数, 利用 $H-k$ 扫描法可以获得地震台站下方的平均波速比和 Moho 面深度。研究区域内关于 Moho 面的地壳震相 (Pn 和 PmP) 通常能量较小, 可以使用的资料数量较少, 因此利用远震波形研究 Moho 面深度是一种切实可靠的方法。该区域已经有研究人员利用接收函数研究地下速度结构的成果, 但随着我国数字地震台网资料质量不

^{*} 收稿日期: 2016-04-08.

基金项目: 国家自然科学基金——华南与邻区岩石圈—软流圈结构及其深部动力过程的地震学研究 (41274062) 资助。

断提升，地震台网密度逐渐增加，有必要使用大量新的观测数据来开展研究。

1 资料选取与研究方法

本文收集了宁夏、甘肃和青海地震台网的 2015 年远震波形数据，研究区域大体空间分布展示在图 1a 上，地震台站分布如图 1b 所示。选取地震震中距范围 $30^{\circ} \sim 95^{\circ}$ ， $M \geq 6.0$ 的地震，其分布情况见图 2。对每个台站的波形数据，截取 P 波前 10 s 和后 60 s 的数据并重采样为 10 Hz，经过去平均、带通滤波和扣除仪器响应后，由 ZNE 分量旋转到 ZRT 分量。地震台站接收到的远震 P 波包含了震源、传播路径和台站下方附近介质的信息。为了能够排除震源和传播路径的影响，Langston (1979) 提出利用远震 P 波提取接收函数的方法。该方法使用远震波形数据，即使在缺乏地震的区域也可以发挥作用，通过叠加多个地震的接收函数能增加信噪比并获得关于台站下方介质的可靠信息。接收函数尤其对速度间断面敏感，因此该方法得到广泛应用，并成为研究地下圈层结构的独立手段 (Cassidy, 1992;

Ligorria, Ammon, 1999; Ryberg, Weber, 2000)。接收函数可以通过频率域反褶积法或时间域迭代反褶积法获得，本文采用的是时间域迭代反褶积方法 (Ligorria, Ammon, 1999; Ammon *et al*, 1990)。得到接收函数后需要应用低通高斯滤波器来降低高斯噪音干扰。高斯滤波器由常数 α 来控制：较大的 α 值对应高频，但会引入高频的噪音干扰；较小 α 值对应更长的周期，但减少了细节信息。选择 α 值要在压制高频噪音和保留细节信息之间折中，这里选择的 α 值是 1.0。我们对单个地震事件的接收函数采取了半人工筛选的质量控制方式，编写了简单的脚本程序来完成数据质量控制。对于大多数记录来说满足一定的条件后会被程序自动采用，数据筛选方法如下：(1) $t = 0$ 时刻附近有一个正最大值，正最大值对应的时间范围在 0 ~ 0.5 s 之间，因为台站下方如果有巨厚沉积层会使直达波到时滞后；(2) 4 ~ 9 s 时间段内存在局部最大值，这个是考虑 Ps 转换波。不符合上述判据的接收函数会采用人机交互的方式决定是否采用。上述方法在保证大部分接收函数的可靠性，同时也保证了效率。

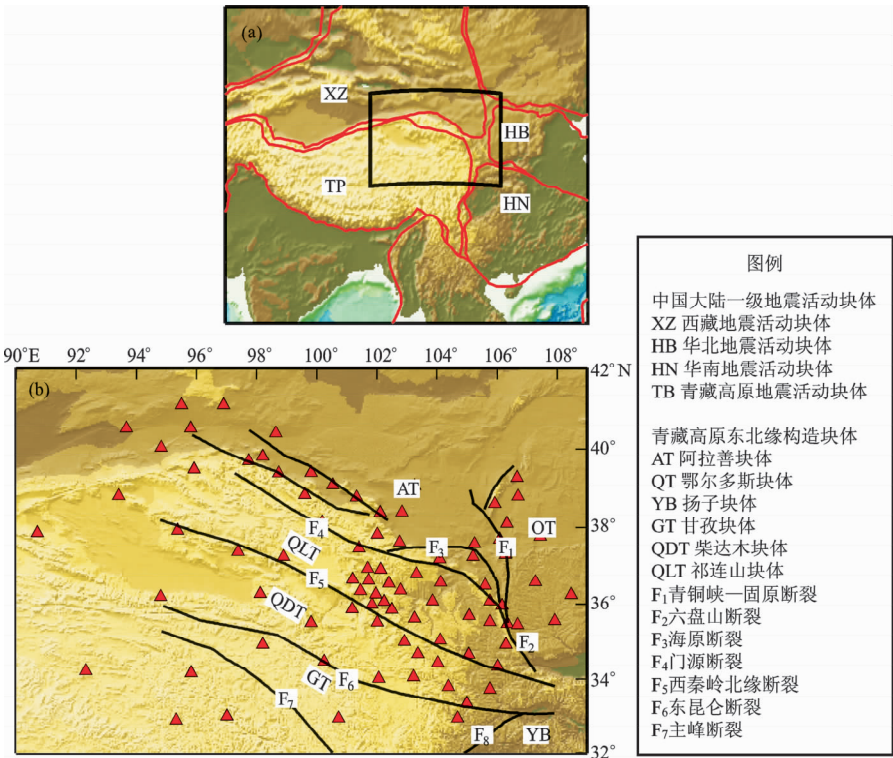


图 1 中国一级块体分布图 (a) 以及研究区地震台站、主要断裂和块体分布 (b)
Fig. 1 Distribution of first - order seismic blocks in China (a) and seismic stations, main faults and terranes (b) in the study area

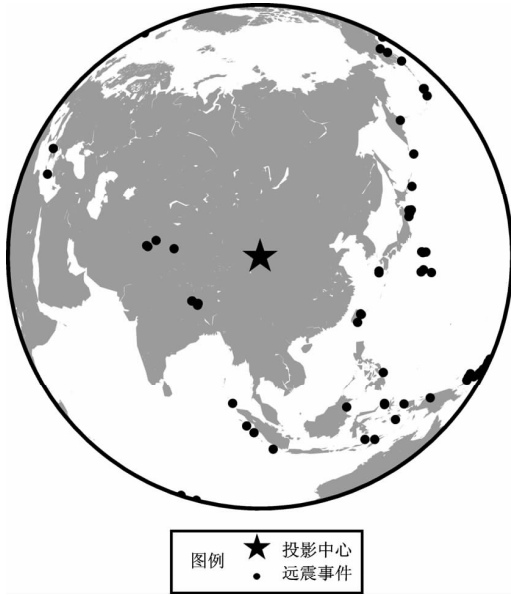


图2 地震事件分布以及投影的中心点

Fig. 2 Distribution of earthquake events used in this study and the center point of projection

接收函数中包含了在 Moho 面产生的转换波 Pms 和地壳多次波 PpPms、PpSms + PsPms，提供了约束地壳平均属性的有用信息，如 Moho 面深度和 V_p/V_s 。在台站下方的 Moho 面起伏不太大和速度横向变化较小的情况下，在 Moho 面产生的 3 个主要震相（Pms、PpPms 和 PpSms + PsPms）的走时仅与台站下方的 Moho 面深度、速度以及射线参数 p 有关，他们相对于初至 P 波的到时可表示为

$$T_{Ps} = H \left[\sqrt{\left(\frac{k}{V_p}\right)^2 - p^2} - \sqrt{\left(\frac{1}{V_p}\right)^2 - p^2} \right]. \quad (1)$$

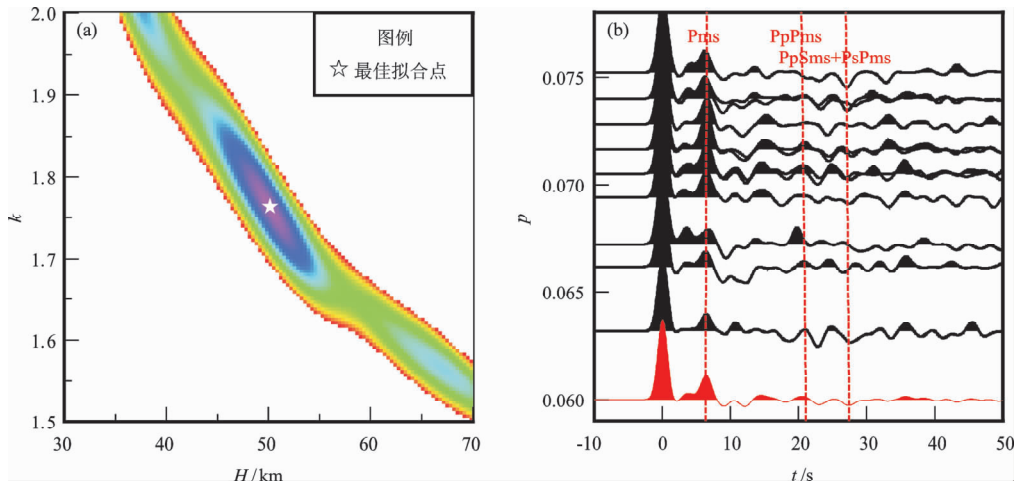


图3 甘肃 AXX 台接收函数 $H-k$ 图像 (a) 与接收函数 (b) 展示

Fig. 3 Diagram of $H-k$ domain (a) and the corresponding receiver functions (b) for AXX station in Gansu

$$T_{PpPs} = H \left[\sqrt{\left(\frac{k}{V_p}\right)^2 - p^2} + \sqrt{\left(\frac{1}{V_p}\right)^2 - p^2} \right]. \quad (2)$$

$$T_{PpSs + PsPs} = 2H \sqrt{\left(\frac{k}{V_p}\right)^2 - p^2}. \quad (3)$$

式中， V_p 是台站下方平均 P 波速度， H 为地壳厚度， k 是纵波速度与横波速度比值， p 为射线参数。Zhu 和 Kanamori (2000) 提出了 $H-k$ 域叠加定义：

$$s(H, k) = w_1 r(t_1) + w_2 r(t_2) + w_3 r(t_3). \quad (4)$$

式中， r 是径向接收函数， t_1 ， t_2 和 t_3 分别是 Ps，PpPs 和 PpSs + PsPs 波走时，可通过 (1) ~ (3) 式计算得到。 w 是权重因子，分别等于 0.7、0.2 和 0.1。当给定的 H 和 k 合适的时候， s 达到最大。根据该区域已有研究结果和 CRUST2.0 模型，取地壳 P 波平均速度为 6.3 km/s，设定 H 和 k 的变化范围分别为 30 ~ 70 km 和 1.5 ~ 2.0。图 3 给出了 $H-k$ 叠加图像，图中表示了最优的一组 Moho 面深度和波速比。

理想情况下，接收函数扫描法获得的最优解与 Pms、PpPms 和 PpSms + PsPms 到时有较好的对应关系，但实际上可能出现比较复杂的情况。例如有些情况下可能出现多个局部最优解，或者最优解的峰值不突出（误差水平较大），这种情况需要结合 $H-k$ 图像和接收函数波形图的 Pms 到时来进行人工判断，判断的依据是 Pms 波到时乘以 8 ~ 8.5 作为 Moho 面深度参考值，在 $H-k$ 图上读取合理的局部最优解。

2 研究结果

从本文的结果（表 1）与已有的研究成果（表 2）（陈九辉等，2005；李永华等，2006，刘启民等，2014）对比来看，大体是一致的。刘启民等（2014）利用接收函数方法研究了青藏高原东北缘的地壳结构，与本文研究区域有重叠但小于本研

究区域。笔者使用刘启民等（2014）所得到的 81 个台站数据得到的地壳厚度（Pan, Niu, 2011），和本文研究得到的 17 个台站下方的速度结构，给出了研究区域的 Moho 面深度图（刘启民，2014）。以上研究结果显示了 Moho 面深度有自东向西增加的趋势。值得注意的是，本文的研究对研究区域的地震台站使用了相同的参数，整体结果的一致性较好。图 4 给出了 Moho 面深度分布情况，图 4

表 1 台站下方地壳厚度与平均波速比及其误差
Tab. 1 The thickness of the crustal and velocity ratio and its error beneath seismic stations

台站代码	地壳厚度 H/km	H 的误差	波速比 k	k 的误差	台站代码	地壳厚度 H/km	H 的误差	波速比 k	k 的误差
QH. DAW	57.6	4.0	1.84	0.04	GS. LXA	50.0	2.3	1.74	0.03
QH. DUL	57.2	3.1	1.70	0.03	GS. LZH	52.4	3.0	1.73	0.04
QH. MAD	59.1	3.6	1.83	0.03	GS. MIQ	52.6	5.9	1.73	0.06
QH. QIL	62.0	4.0	1.72	0.05	GS. MQT	55.0	2.5	1.77	0.03
QH. TIJ	58.0	6.2	1.82	0.06	GS. SDT	54.0	1.3	1.69	0.01
QH. XIH	62.5	2.7	1.65	0.02	GS. SGS	48.2	10.5	1.72	0.09
GS. AXX	50.1	3.5	1.76	0.03	GS. SGT	49.5	2.1	1.70	0.03
GS. GTA	53.9	4.4	1.66	0.04	GS. WYT	50.1	3.0	1.69	0.03
GS. JYG	55.4	0.2	1.66	0	GS. YDT	50.0	2.9	1.78	0.03
GS. QTS	55.5	13.5	1.88	0.17	GS. CXT	44.5	2.2	1.69	0.03
GS. SNT	52.0	2.6	1.81	0.04	GS. DBT	47.4	5.9	1.74	0.06
GS. YJZ	47.0	4.9	1.73	0.05	GS. HCH	45.4	2.8	1.77	0.04
GS. ZHY	55.0	2.3	1.70	0.03	GS. HNT	46.5	2.8	1.77	0.03
QH. DAT	54.0	4.5	1.79	0.04	GS. MXT	47.0	1.4	1.71	0.02
QH. HUL	61.8	2.4	1.61	0.02	GS. NXT	43.9	1.3	1.84	0.02
QH. HUY	58.5	2.5	1.64	0.02	GS. PLT	41.5	1.9	1.78	0.02
QH. LJS	52.9	3.7	1.83	0.04	GS. TSS	44.5	1.8	1.71	0.02
QH. LJX	50.9	11.2	1.78	0.1	GS. WDT	45.4	1.7	1.76	0.03
QH. LWS	55.0	1.9	1.82	0.02	GS. WSH	43.0	2.7	1.71	0.03
QH. LYX	54.0	3.6	1.73	0.04	GS. WXT	49.0	1.5	1.64	0.02
QH. MEY	60.1	2.2	1.69	0.02	GS. ZHC	45.5	2.0	1.72	0.03
QH. MIH	57.0	2.7	1.68	0.02	GS. ZHQ	43.0	1.6	1.82	0.03
QH. QSS	57.5	1.8	1.73	0.02	NX. GYU	38.0	2.7	1.72	0.02
QH. TOR	54.3	5.6	1.76	0.04	NX. JYU	52.6	2.8	1.83	0.04
QH. XIN	59.1	3.0	1.71	0.03	NX. NSS	35.0	3.9	1.73	0.05
QH. XUH	54.5	7.4	1.73	0.06	NX. SZS	49.0	2.0	1.71	0.04
GS. BYT	51.5	1.5	1.70	0.02	NX. TLE	45.0	3.0	1.73	0.04
GS. HJT	52.5	2.7	1.68	0.02	NX. XSH	41.2	3.3	1.74	0.04
GS. HXP	45.5	2.1	1.77	0.03	NX. YCH	46.6	5.7	1.75	0.05
GS. HYS	46.6	2.6	1.76	0.03	NX. YCI	44.1	3.1	1.76	0.05
GS. HZT	52.5	4.8	1.71	0.04	NX. ZHW	50.6	2.6	1.64	0.03
GS. LTT	46.1	2.1	1.83	0.03					

表 2 部分已有研究成果汇总
Tab. 2 Some results derived from published papers

研究区域	台站数量	Moho 面特征	波速比特征	来源
大体是 (100°E, 34.5°N) 和 (110°E, 38°N) 的连线	47	自东向西由 40 km 增加到 64 km 左右	采用接收函数非线性反演法, 没有给出波速比结果	陈九辉等 (2005)
与本研究区域相似	16	由北向南 Moho 界面呈中央下凹的准对称状	波速比推断的泊松比范围 0.215 ~ 0.294, 接近或低于全球平均	李永华等 (2006)
大于本研究区域 (主要增加了松潘甘孜地块)	18	变化范围 40 ~ 60 km, 自西向东逐渐变浅	波速比推断的平均泊松比 0.258 5, 小于全球平均	刘启民等 (2016)

显示东部存在一个 Moho 深度梯度较大的区域 (大体是 103°E, 33°N 和 104°E, 40°N 的连线), 笔者称它为“东边界”, 这个边界的走向是北北东方向, 1920 年海原 8.5 级地震震中位于“东边界”附近。中部也存在一个 Moho 深度梯度带, 大体沿着 101°E, 走向大体是南北向, 笔者称其为“西边界”, “西边界”的附近曾发生 1927 年古浪地震和近期的门源 6.4 级地震。

尽管研究区域内有多个构造块体 (图 2、4、5), 但 Moho 面深度梯度带与各个块体边界没有强相关性, 所以可根据已定义的“东边界”和“西边界”将研究区域划分成 3 个小区域, 自西向东分别为 I、II、III 区域。海原大地震和古浪地震均位于“边界”上, 分析这 3 个小区域的 Moho 面和平均波速比特征与差异对了解研究区域地震孕育环境更直观。笔者根据“东、西边界”选择了相

应区域的地震台站 (图 4 中不同颜色的圆圈), 区域 I 的 Moho 面深度变化范围 42.0 ~ 62.5 km, 平均值为 56.3 km, 波速比变化范围 1.65 ~ 1.88, 平均值为 1.75; 区域 II Moho 面深度变化范围 45.5 ~ 61.8 km, 平均值为 53.1 km, 波速比变化范围 1.61 ~ 1.83, 平均值为 1.73; III 区域平均 Moho 面深度变化范围 35 ~ 54 km, 平均值为 45.3 km, 波速比变化范围 1.64 ~ 1.84, 平均值为 1.73; 整个区域的平均 Moho 面深度 50.8 km, 平均波速比为 1.73。从统计结果来看, I、II、III 区域的 Moho 面深度, 尤其是 II、III 区域的 Moho 面深度存在很大差别, 3 个区域的平均波速比变化不大, 但区域内部波速比不均匀性较强。Moho 界面南北向变化不明显, 这与姚志祥等 (2014) 的研究结果一致。门源 6.4 级地震位于波速比较低的区域附近, 与刘文邦等 (2014) 得到的多台波速比结果较为相符。

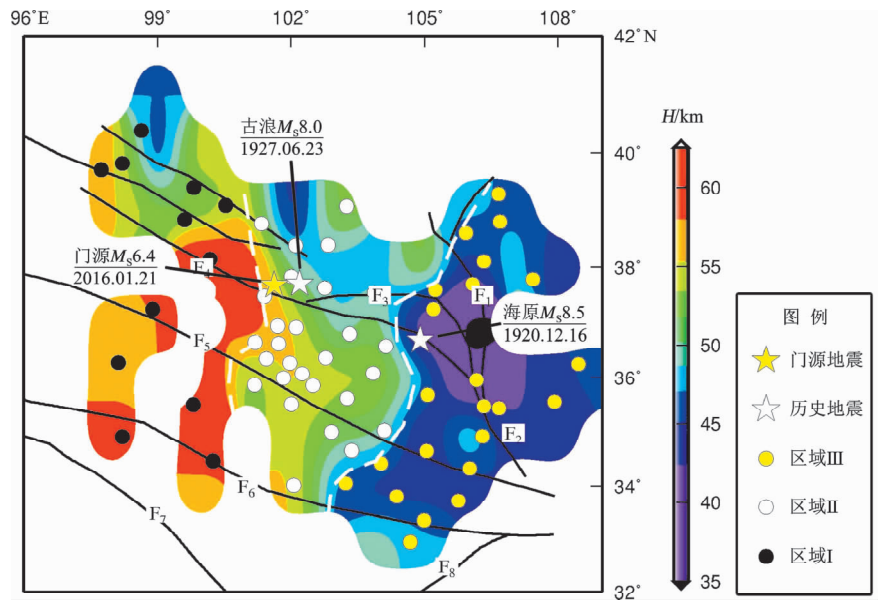
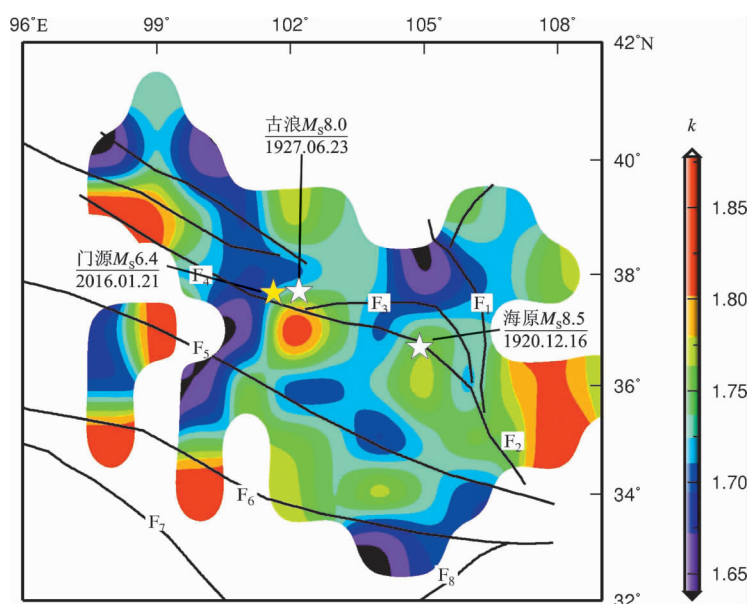


图 4 Moho 面深度分布图 (图中标识的断裂和构造块体同图 1)
Fig. 4 Distribution of Moho depth in the study area (the signed faults and tectonic block is same as Fig. 1)

图5 波速比 (k) 分布图 (图中断裂标识同图1)Fig. 5 Distribution of velocity ratio (k) (the signed faults is same as Fig. 1)

研究区域平均波速比与 Moho 面深度有一定联系 (图6), 但相关性不强。区域 I 的波速比表现为南低北高的基本格局, 但 Moho 面深度变化不显著。区域 II 波速比高值分布在中部, 与西秦岭北缘断裂走向一致, 高泊松比区域向东北方向扩展至阿拉善块体和鄂尔多斯块体结合部。区域 I、II 的波速比分布图上梯度带不明显。区域 III 的波速

比在靠近区域 II 的位置表现出低值, 区域 II、III 的边界与波速比分布的梯度带有对应关系。海原大地震和古浪大地震震中都位于波速比强梯度带上。

3 讨论

地壳物质的泊松比是研究地壳结构和性质的重要参数, 地壳岩石的泊松比可以通过波速比计算出来, 它们的关系是: $\sigma = 0.5[1 - 1/(k^2 - 1)]$ 。影响岩石泊松比的因素很多, 包括温度、压力、空隙和物质状态等。Christensen (1996) 认为大部分岩石处在压力大于 100 ~ 200 MPa 的压力时, 岩石裂隙开始闭合。因此当岩石压力大于 200 MPa 时, 岩石泊松比主要与组成岩石的矿物成分有关。当岩石二氧化硅含量在 55% ~ 75% 时, 随着二氧化硅含量减少, 泊松比有线性增加的趋势。镁、铁含量高的岩石泊松比较大, 例如 Zandt 等 (1995) 在科罗拉多高原开展的研究。大陆和海洋地壳的泊松比含量分别是 0.265 和 0.30, 高泊松比的区域可能伴随着岩石部分熔融的现象。

Ji 等 (2009) 提出利用泊松比与地壳厚度的关系来研究地壳缩短增厚过程。如果大陆地壳地表到 Moho 面由相同的物质构成, 地壳变厚或者变薄不会影响波速比。如果地壳厚度和物质构成存在强烈的横向不均匀性, 那么泊松比和地壳厚度

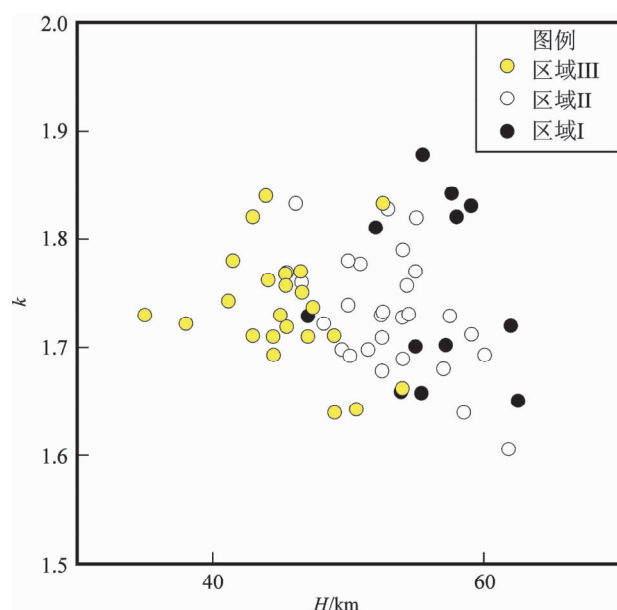


图6 不同区域台站下方平均波速比与地壳厚度关系

Fig. 6 Relationship between average velocity ratio and crustal thickness beneath seismic stations in different zones

之间就没有简单的关系。地壳增厚发生在上地壳会引起泊松比降低,反之则会引起泊松比升高。李永华等(2006)用相似的方法计算了研究区域16个台站的地壳厚度和波速比,认为祁连地块的波速比与地壳厚度存在反相关关系。依照本文划分的3个研究区域,我们给出每个研究区域 Moho 面深度和波速比(泊松比)的关系图(图6)。从图6来看,区域I的 $H-k$ 关系相关性不明显,区域II和区域III的 H 和 k 表现出反相关性。这说明地壳增厚使得长英矿物含量增加,意味着这2个区域地壳缩短增厚过程主要发生在长英矿物较多的地壳上部,Pan 和 Niu (2011)的研究也支持这个观点。

海原地震和古浪地震都处在地壳高梯度带附近,也就是说区域I、II和III的边界上,地壳厚度在该区域有较大的变化,容易造成应力在边界带上集中,在一定的条件下引起大地震。海原地震和古浪地震作为特大地震,断裂带长达几百千米,孕育地震的范围会更大。既然地震孕育的区域很大,为何大地震没有发生在边界带的其他位置,应力为何不在“边界带”的其他地点释放,也就是说文中“边界带”的哪些位置更容易发生大地震。由于本文观测密度有限,目前还不能讨论这个问题,需要改善观测条件和进一步的数据积累。

4 结论

本文利用青藏高原东北缘三分量宽频带数字远震波形记录,使用 $H-k$ 扫描法计算了台站下方波速比和地壳厚度。青藏高原东缘受到鄂尔多斯块体和扬子块体等稳定块体的阻挡作用,导致地壳底面的剧烈变化,在研究区域形成了2个近乎南北走向的地壳深度梯度带。由2个深度梯度带划分出3个研究区域,3个研究区域的波速比分别为1.75、1.73和1.73,对应的泊松比为0.26、0.25和0.25,地壳厚度分别为56.27 km、53.08 km和45.32 km。全球大陆地区平均泊松比为0.27,显示出研究区域泊松比接近和略小于平均波速比,推测区域内二氧化硅的含量较高,长英质酸性岩含量较高。区域II和III的波速比(泊松比)与地壳厚度有负相关性,初步认为区域II和III的地壳增厚主要发生在上地壳,长英质的上地壳岩石增厚也使得区域平均泊松比下降。古浪大地震和门

源地震都发生在泊松比变化较强烈且偏向于低泊松比的区域。研究区域存在高泊松比区域(波速比大于1.85,对应泊松比大于0.295),有可能存在岩石的部分熔融。

本文使用了 Lupei Zhu 教授的 $H-k$ 叠加程序,图件主要使用 GMT 绘图软件制作,审稿专家也对本文给出了很多建设性意见,在此表示诚挚的感谢。

参考文献:

- 陈九辉,刘启元,李顺成等. 2005. 青藏高原东北缘—鄂尔多斯地块地壳上地幔 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, 48(2): 333–342.
- 崔笃信,王庆良,胡亚轩等. 2009. 青藏高原东北缘岩石圈变形及其机理[J]. 地球物理学报, 52(6): 1490–1499.
- 嘉世旭,张先康. 2008. 青藏高原东北缘深地震测深震相研究与地壳细结构[J]. 地球物理学报, 51(5): 1431–1443.
- 李永华,吴庆举,安张辉. 2006. 青藏高原东北缘地壳 S 波速度结构与泊松比及其意义[J]. 地球物理学报, 45(9): 1359–1368.
- 刘启民,俊猛,卢芳等. 2014. 用接收函数方法反演青藏高原东北缘地壳结构[J]. 中国科学:地球科学, 44(4): 668–679.
- 刘文邦,网培玲,马玉虎. 2014. 青海东北部地区多台北波速比研究[J]. 地震研究, 37(增刊1): 45–49.
- 马玉虎,殷翔,苏有锦. 2014. 西北地区 $M_s \geq 7$ 强震前地震活特征和近期强震趋势研究[J]. 地震研究, 37(增刊1): 8–15.
- 沈旭章,周元泽,张元生等. 2013. 青藏高原东北缘地壳结构变化的地球动力学意义[J]. 地球物理学进展, 28(5): 2273–2282.
- 姚志祥,王椿镛,曾融生等. 2014. 利用接收函数方法研究西秦岭构造带及其邻区地壳结构[J]. 地震学报, 36(1): 1–19.
- 赵金仁,李松林,张先康等. 2005. 青藏高原东北缘莫霍界面的三维空间构造特征[J]. 地球物理学报, 48(1): 78–85.
- Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B10): 15303–15318.
- Cassidy J F. 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis[J]. Neuroscience Letters, 139(1): 97–99.
- Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B2): 3139–3156.
- Ji S, Qian W, Matthew H S. 2009. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio[J]. Tectonophysics, 463(1–4): 15–30.
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 84(B9): 4749–4762.
- Ligorria J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver function estimation[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(5): 1395–1400.
- Pan S, Niu F. 2011. Large contrasts in crustal structure and composition between the Ordos plateau and the NE–Tibetan plateau from receiver

- er function analysis[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 303(3 – 4): 291 – 298.
- Ryberg T, Weber M. 2000. Receiver function arrays: a reflection seismic approach[J]. *Geophysical Journal International*, 141(1): 1 – 11.
- Zandt G, Myers S C, Wallace T C. 1995. Crust and mantle structure across the Basin and Range – Colorado Plateau boundary at 37°N latitude and implications for Cenozoic extensional mechanism[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 100(B6): 10529 – 10548.
- Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2): 2969 – 2980.

Study on Crustal Thickness and Velocity Ratio near Menyuan $M_s6.4$ Earthquake Zone

YANG Zhigao, ZHANG Xuemei

(China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China)

Abstract

Using the collected earthquake waveform data of Menyuan $M_s6.4$ earthquake recorded by 63 3 – components earthquake stations in regional seismic network in 2015, we calculated regional crustal thickness and velocity ratio by $H - k$ scan method. The distribution of crustal thickness clearly showed a increasing trend from east to west with two remarkable crustal thickness gradient band zone. The average crustal thickness is 50.8 km, which is significantly thicker than average thickness of continental crust and the average Poisson's ratio is 0.25, which is a little lower than continental average value 0.265. We analyzed the studying results and found that the crust thickening in the middle east of the study area mainly occurred in the upper crust, the increase of the content of the felsic rock resulting in the low Poisson's ratio. The super high Poisson's ratio appears in some areas, we deduce that there exit the partial melting. The Gulang earthquake, Haiyuan earthquake and Menyuan earthquake all occurred near the gradient zones of Poisson's ratio and crustal thickness, and the side of low Poisson's ratio.

Key words: receiver function; Poisson's ratio; crustal thickness; Menyuan $M_s6.4$ earthquake