

王小娜, 于湘伟, 章文波. 2015. 芦山震区地壳三维 P 波速度精细结构及地震重定位研究. 地球物理学报, 58(4):1179-1193, doi:10.6038/cjg20150408.

Wang X N, Yu X W, Zhang W B. 2015. 3D P-wave velocity structure of the crust and relocation of earthquakes in the Lushan source area. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(4):1179-1193, doi:10.6038/cjg20150408.

芦山震区地壳三维 P 波速度精细结构及地震重定位研究

王小娜^{1,2}, 于湘伟^{1,2*}, 章文波^{1,2}

1 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

2 中国科学院计算地球动力学重点实验室, 北京 100049

摘要 联合芦山地震序列 5285 个地震的 50711 条 P 波初至绝对到时数据及 7294691 条高质量的相对到时数据, 利用双差地震层析成像方法联合反演了芦山震源区高分辨率的三维 P 波速度精细结构及 5115 个地震震源参数. 反演结果表明, 芦山主震震中为 30.28°N, 103.98°E, 震源深度为 16.38 km, 主震南西段余震扩展长度约 23 km, 余震前缘倾角较和缓, 主震北东段余震扩展长度约 12 km, 余震前缘呈铲形, 倾角较陡. 芦山震源区 P 波三维速度结构表现出明显的横向不均匀性, 近地表处的 P 波速度异常与地形起伏及地质构造密切相关: 宝兴杂岩对应明显的高速异常, 此异常由地表延伸到地下 15 km 深度附近, 而中生代岩石表现为低速异常; 大兴附近区域亦显示出小范围的大幅度高速异常, 宝兴高速异常与大兴高速异常在 10 km 深度附近相连, 进而增加了芦山震源区的高低速异常对比幅度. 在芦山主震的南西、北东两段速度结构存在着较大差异, 芦山主震在水平向位于宝兴及大兴高速异常所包围的低速异常的前缘. 主震南西段余震主要发生在倾向北西的高低速异常转换带上并靠近低速一侧, 其下盘为低速异常, 上盘为高速异常. 而芦山主震北东段的余震主要分布在宝兴高速体与大兴高速体之间, 主发震层向北西倾斜, 主发震层上方的宝兴高速异常下边界出现一条南东倾向的反冲地震带, 两地震带呈“y”型分布.

关键词 芦山地震; 双差地震层析成像; 三维 P 波速度结构; 震源参数; 芦山震源区

doi:10.6038/cjg20150408

中图分类号 P315

收稿日期 2014-03-19, 2015-03-20 收修定稿

3D P-wave velocity structure of the crust and relocation of earthquakes in the Lushan source area

WANG Xiao-Na^{1,2}, YU Xiang-Wei^{1,2*}, ZHANG Wen-Bo^{1,2}

1 College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2 Key Laboratory of Computation Geodynamics, CAS, Beijing 100049, China

Abstract Many Chinese researchers have investigated the Lushan earthquake source area with geological and geophysical approaches since Lushan earthquake happened. Compared with the previous tomographic studies, we have used a much large data set and an updated tomographic method to determine a small scale three-dimensional P wave velocity structure with spatial resolution less than 5km, which plays the important role for understanding the deep structure and the genetic mechanism beneath Lushan area. Furthermore, our studies focus on the relation between relocated focal distribution and 3D P wave velocity anomaly.

基金项目 国家自然科学基金(41374105, 41274068), 中国科学院、国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划(KZZD-EW-TZ-19)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-EW-QN603)联合资助.

作者简介 王小娜, 女, 博士在读, 主要从事地震层析成像研究. E-mail: wangxiaona16@163.com

* **通讯作者** 于湘伟, 女, 理学博士, 主要从事地震层析成像与地震定位研究. E-mail: yuxw@ucas.ac.cn

The double difference seismic tomography method is applied to 50711 absolute first arrival P wave arrival times and 7294691 high quality relative P arrival times of 5285 events of Lushan seismic sequence to simultaneously determine the detailed crustal 3D P wave velocity structure and the hypocenter parameters in the Lushan seismic area. This method takes account of the path anomaly biases explicitly by making full use of valuable information of seismic wave propagation jointly with absolute and relative arrival time data. In this study, we use an evolving weighting scheme for the absolute and differential arrival times in order to resolve the entire area covered by the ray and the detailed structures around the hypocenters outside the source region.

The results show that Lushan mainshock locates at 30.28°N , 103.98°E , with the depth of 16.38 km. The front edge of aftershocks in the northeast of mainshock is listric with a steep dip angle, the aftershocks extended about 12 km in this direction. In the southwest of Lushan mainshock, the front edge of aftershocks is in a low velocity zone with a gentle dip angle, the aftershocks extended about 23 km on this side. Our high-resolution tomographic model not only displays the general features contained in the previous models, but also reveals some new features. The Tianquan, Shuangshi and Dagan line lies in the transition zone between high velocity anomalies to the southeast and low velocity anomalies to the northwest at the ground surface. An obvious high-velocity anomaly is visible in Daxing area. With the depth increasing, Baoxing high velocity anomaly extends to Lingguan, while the southeast of the Tianquan, Shuangshi and Dagan line still shows low velocity. The high-velocity anomalies beneath Baoxing and Daxing connect to each other in 10 km depth, which makes the contrast between high and low velocity anomalies sharper. Above 20 km depth, the velocity structure in southwest and northeast segment of mainshock shows a big difference; low-velocity anomalies are dominant in the southwest segment, while high-velocity anomalies dominate the northeast segment. Lushan aftershocks in southwest are distributed in low-velocity anomalies or the transition belt; the footwall represents low-velocity anomalies, while the hanging wall shows high-velocity anomalies. The northeastern aftershocks are distributed at the boundary between high-velocity anomalies in Baoxing and Daxing area.

The P wave velocity structure of Lushan seismic area shows obviously lateral heterogeneity. The P wave velocity anomalies have a close relationship with topographic relief and geological structure. In Baoxing area the complex rocks correspond to obvious high-velocity anomalies extending down to 15 km depth, while the Cenozoic rocks are correlated with low-velocity anomalies. Lushan mainshock locates at the leading edge of a low-velocity anomaly surrounded by the Baoxing and Daxing high-velocity anomalies. The main seismogenic layer dips to northwest. Meanwhile, a recoil seismic belt dipping to southeast above the main seismogenic layer exists at the lower boundary of Baoxing high-velocity anomaly. A “y” distribution pattern is shown between two seismic belts.

Keywords Lushan earthquake; The double difference seismic tomography method; Crustal 3D P wave velocity structure; Hypocenter parameters; Lushan seismic area

1 引言

经中国地震台网中心测定,北京时间 2013 年 4 月 20 日 8 时 02 分,龙门山断裂带南段四川省雅安

市芦山县发生 $M_s 7.0$ 级地震,震中位置 30.3°N , 103.0°E .截至 2013 年 5 月 31 日,四川地震台网中心共记录到芦山 $M_s 7.0$ 余震序列 8315 次,其中 $M_L 3.0$ 以上余震 336 次,包括 7 次 $M_L 5.0\sim 5.9$,48 次 $M_L 4.0\sim 4.9$,280 次 $M_L 3.0\sim 3.9$.

芦山震区位于松潘—甘孜块体、藏东块体及华南块体的交汇处,构造较为复杂(图 1)。芦山地震是继 2008 年 5 月 12 日汶川 $M_s 8.0$ 级地震以来在青藏高原东缘的龙门山断裂带上发生的又一次灾害性地震事件(图 1)。汶川地震后,通过对汶川地震构造、地震活动性、地震矩释放“亏空”区以及余震活动规律的分析,陈运泰等(2013)认为龙门山断裂带西南段宝兴一带存在潜在的地震危险性。Parsons 等(2008)对汶川地震后库仑应力变化进行了分析,认为龙门山断裂带南段库仑应力增加,地震危险性增大。芦山地震的发生验证了以上研究人员的推测。芦山地震距汶川地震西南约 85 km,处于汶川地震所致的库仑应力增加区域。Lei 等(2014b)发现芦山地震断层面与汶川地震断层面类似,皆为小倾角,芦山及汶川主震下方均存在显著的低波速、高泊松比异常。两次主震的震源机制解十分相似(刘超等,2008;张勇等,2008;刘杰等,2013),均以逆冲破裂为主,表明芦山地震与汶川地震有密切关系,其中芦山地震兼有更少的右旋走滑分量。两次地震的不同之处在于汶川震区有清晰的主干断裂,其发震构造较易判

断;而芦山震区断裂发育较为复杂,芦山地震震区内北东向断裂发育,无清晰主干断裂,北东向断裂沿线部分地区有地表裂缝、沿裂缝喷砂冒水、砂土液化以及滑坡等现象,但未发现明显的地表同震破裂(李传友等,2013),这为我们认识芦山地震增加了难度。

芦山地震发生前后,地球物理学者对龙门山地区及其临区地壳和上地幔速度结构进行了大量研究(Wang et al., 2009;雷建设等,2009;Huang et al., 2009;Pei et al., 2010;刘博研等,2013;Lei et al., 2014a;Han et al., 2014),取得了很多有意义的研究成果。然而,由于资料分布的限制,现有的研究结果尚未对芦山地震震源区的介质环境给出分辨尺度小于 5 km 的精细速度结构,这为认识芦山地震深部介质环境以及破裂过程的深部构造成因机制带来困难;另一方面,已有的研究结果对重定位后的震源分布与三维速度结构之间的关系关注较少。本文将利用双差地震层析成像方法结合 P 波绝对到时数据和相对到时数据联合反演芦山震源区精细的地壳 P 波速度结构及震源参数,给出分辨尺度小于 5 km 的速度结构特征,这对于深入了解芦山地震的孕震过程、深部介质条件以及龙门山断裂带南段地震活动性有着重要意义。

2 方法与资料

2.1 地震资料

本文收集了芦山地震后距主震 250 km 范围内的 66 个台站记录到的 2013 年 4 月 20 日 8 时—5 月 31 日 24 时的 8315 次地震的 P 波到时资料(郑秀芬等,2009),震级范围 $M_L 0.5 \sim 7.1$,初始震源深度分布范围 1~36 km。所用台站包括四川地震台网的 28 个固定台站、芦山主震周围 100 km 内架设的 15 个应急流动台站和水库数字地震台网的 23 个水库台站,其中紫坪铺水库台站 6 个,瓦屋山水库台站 4 个及瀑布沟水库台站 13 个(图 1)。

为了保证反演结果的可信性,我们对地震数据进行了严格的筛选。仅选取观测报告中 $M_L \geq 1.0$,走时残差 ≤ 0.5 s 的震相数据,去除走时曲线中离散较大的震相,并确保每个地震至少有 5 个台站记录到 P 波初至到时。在地震对匹配时,选择地震对之间最大距离为 10 km,每个地震最多可以和 10 个地震组成地震对,最终挑选出 5285 个地震(图 2)的 50711 条绝对到时数据(图 3)及 7294691 条相对到

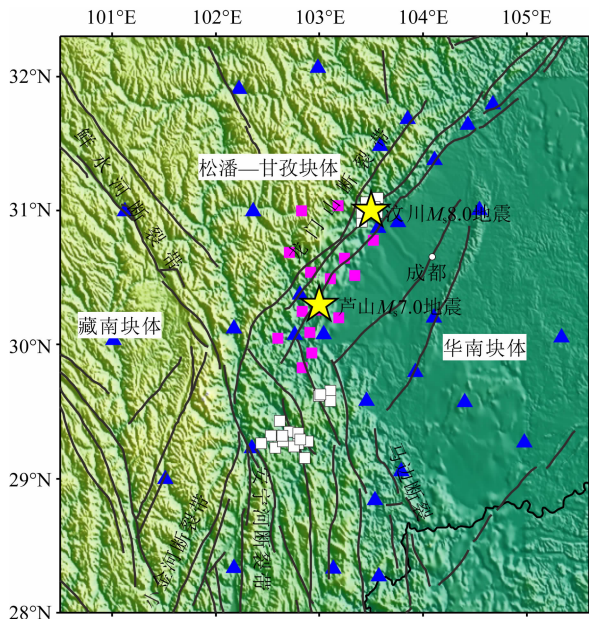


图 1 研究区域地质构造及所用台站分布图

五角星表示汶川及芦山主震,蓝三角表示固定台站,紫色方块表示流动台站,白色方块表示水库台站,曲线表示断裂。

Fig. 1 Distribution of regional tectonic and seismic stations used in this study

The yellow stars denote Wenchuan and Lushan mainshocks, blue triangles denote permanent stations, purple squares denote temporary stations, black squares denote reservoir stations and black lines denote faults.

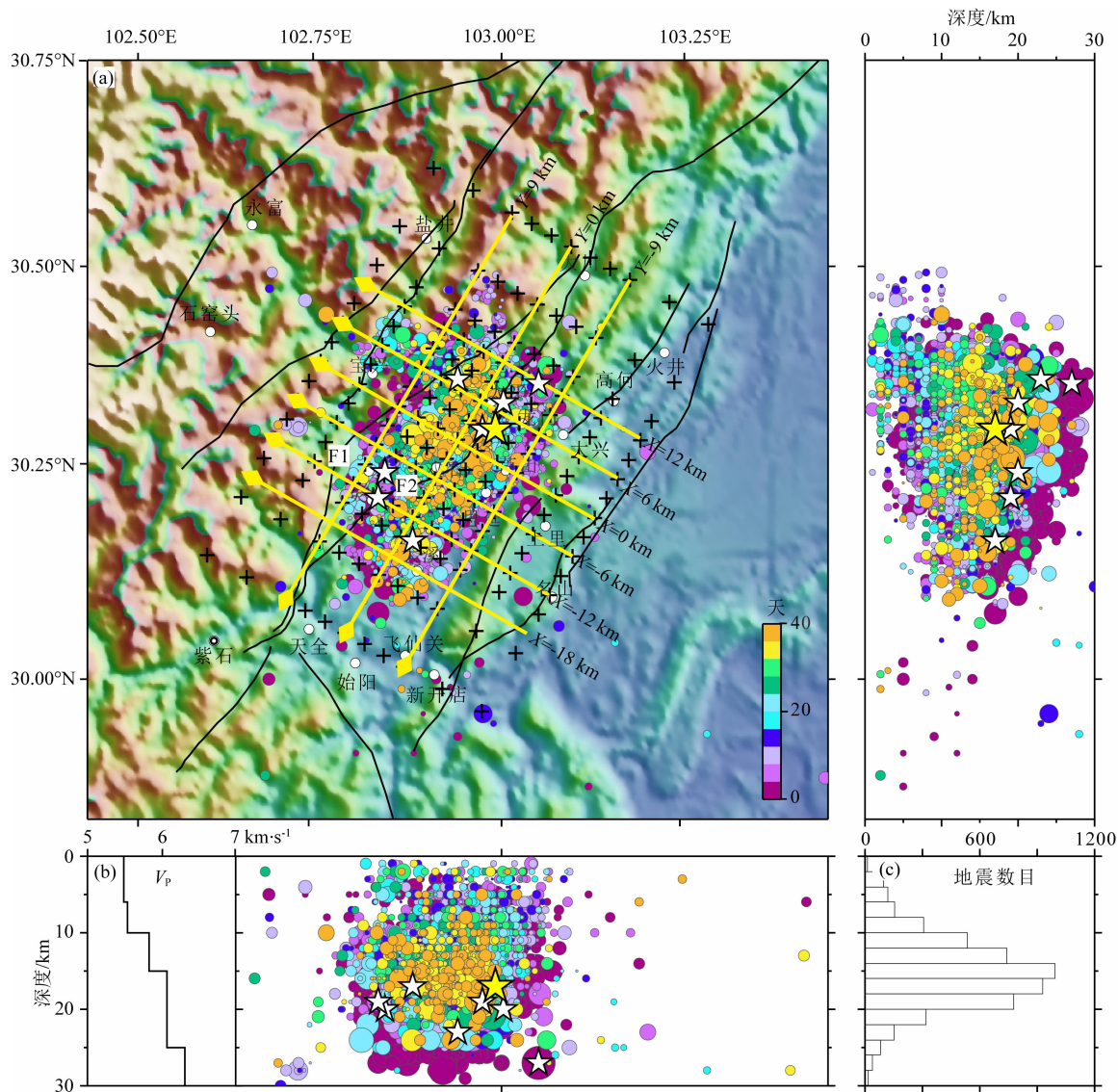


图2 初始地震震源、网格节点及一维速度模型分布示意图

(a) 初始地震震源分布, 黄色五角星表示芦山 $M_s 7.0$ 主震, 白色五角星表示芦山 $M_l \geq 5.0$ 芦山余震, 圆表示初始地震, 圆的颜色对应发震时刻距主震发震时刻的间隔, 十字表示网格节点, 黄线表示速度结构剖面, 黄菱形对应剖面起点, 黑线表示断裂, F1: 双石一大川主断裂, F2: 双石一大川分支断裂; (b) 初始一维 P 波速度模型; (c) 震源深度分布直方图。

Fig. 2 Distribution of initial events, grid nodes and 1D velocity model

(a) Shows distribution of initial epicenters, the yellow star denotes Lushan $M_s 7.0$ mainshock, the white stars denote Lushan aftershocks with $M_l \geq 5.0$, colorful circles denote the initial earthquake hypocenters; the color of circles corresponds to the interval between origin time of the corresponding earthquake and Lushan mainshock, black crosses denote grid nodes, yellow lines denote profiles of aftershock distribution, yellow rhombus denote the origin point of each profile, black curves denote faults, F1: Shuangshi-Dachuan main fault, F2: Shuangshi-Dachuan branched fault; (b) shows 1D initial velocity model; (c) shows histogram of initial focal depth.

时数据用于联合反演。芦山余震(图2)在主震之后两天内发震密集, 期间发生7次 $M_l 5.0$ 以上强余震, 余震主要位于主震南西段, 主震发生两天后地震数目逐渐减少, 余震分布较为集中且多位于震源区的中北段。

2.2 双差地震层析成像方法

本文采用 Zhang 和 Thurber (2003; 2006) 提出

的双差地震层析成像方法, 该方法既使用了地震波的绝对到时数据又使用了精度较高的相对到时数据, 同时对震源位置进行了有效约束, 减小了地震对到台站的路径异常效应产生的影响, 从而克服了速度横向不均匀性的影响, 减小了反演结果对速度模型的依赖性, 能够刻画震源区的精细结构(王小娜等, 2014)。本文通过该方法联合反演了芦山震源区

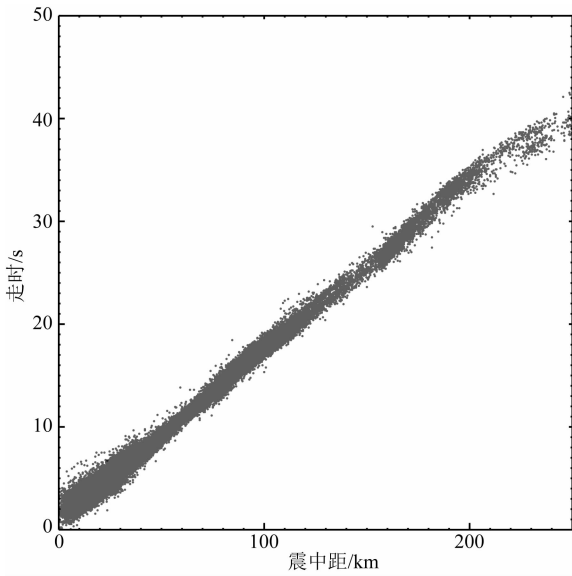


图 3 P 波走时曲线图

Fig. 3 Curve of P wave travel times

高分辨率小尺度的精细速度结构及震源参数信息。

为了更有利于对速度结构的分析,本研究以(30.29°N,102.94°E)为原点建立坐标系(图2),逆时针旋转坐标轴,使得X轴与芦山地震序列主破裂方向平行。根据地震数据及台站分布情况,在反演之前首先进行了大量的分辨率测试以寻求现有数据的分辨能力,我们尝试了不同的网格间隔(10 km×10 km、6 km×6 km、3 km×3 km及1 km×1 km)。由于研究区域内增加了流动台网和水库台站的数据,使得芦山震源区的射线分布密集,交叉程度较好,数据的横向分辨尺度可以达到3 km×3 km。震源区外部区域,台网和震源分布相对稀疏,横向分辨率可达6 km×6 km。因此在本项研究中,震源区内X,Y方向网格间隔为3 km×3 km,震源区外网格间隔加大至6 km×6 km,Z方向网格节点分别位于0、3、6、10、15、20、25、30 km。初始一维速度模型为使用Kissling方法(Kissling et al.,1994; Kissling et al.,1995)获得的龙门山断裂带南段最小一维速度模型(王小娜等,2015)(图2),空间任意点的速度值利用线性插值求得(Thurber,1983)。

由于阻尼因子及光滑权重的大小对反演结果的稳定性有着较大影响,因此本研究对不同的光滑权重及阻尼参数进行了权衡分析(Eberhart,1986;1993),进而建立模型方差与数据方差均衡曲线(图4)来保证反演结果的稳定性。根据均衡曲线选取最优值,最优值对应的模型方差变化较小而数据方差显著降低。光滑权重及阻尼因子的搜索范围分别为10~100及10~2000,最终选取的光滑权重及阻尼因

子最优值分别为70及250。

3 反演结果

3.1 P 波三维速度结构

本文采用检测板方法(Zhao et al.,1992)对反演结果的分辨能力做了测试。在初始一维速度模型的基础上添加±6%的正负相间速度扰动,从而获得初始三维速度模型(检测板),根据实际地震数据正演计算合成走时数据集,使用合成走时数据集进行双差地震层析成像。通过对反演结果中每一个节点上的速度值与理论值的对比,可以了解成像的分辨能力。

检测板测试结果如图5所示。由图中可以看出,在0~20 km范围内,特别是芦山地震震源区内,数据得到了较好的恢复,分辨能力更高。这是因为震后芦山地震震源区附近架设了较密集的流动台站以及大量地震事件在震源区附近集中分布,加之多种类型到时数据的联合使用,从而使得数据的分辨能力得到较大提高,能够分辨小于5 km尺度的速度异常,进而得到更精细的速度结构。鉴于数据的分辨能力,本文主要讨论芦山地震震源区内20 km以上P波三维速度结构。

图6展示了研究区域0~20 km范围内不同深度层面的P波相对速度扰动分布。可以看出,芦山地震震源区内P波速度表现出强烈的横向不均匀性。在近地表(0 km层面),P波高、低速异常显示了与地形起伏及地质构造明显的相关性,天全、灵关、双石、太平及大川沿线地形起伏较大,沿线10 km范围内海拔自西向东由1.5 km降到1.0 km,层析成像结果显示该沿线表现为P波高低速异常的分界,沿线南东侧整体表现为低速异常,而天全—大川沿线北西侧的宝兴、盐井附近表现为较大范围的高速异常,与该区宝兴杂岩相对应(李智武等,2008)。值得关注的是,大兴附近出现明显的高速异常区,这在以往的层析成像结果中没有分辨出来,根据我们的检测板结果(图5),大兴地区数据分辨能力较好,表明该地区的高速异常区的存在是可信的。随着深度的增加,宝兴高速区向南西的灵关附近延伸,天全—大川沿线东南侧仍为低速异常。宝兴杂岩高速区与大兴高速区在10 km深度连为一体,使得芦山震源区的高低速异常对比更加明显,而到了15 km深度,这种高低速异常对比的幅度降低。芦山主震震源处的速度结构较为复杂,重定位后的芦山主震震

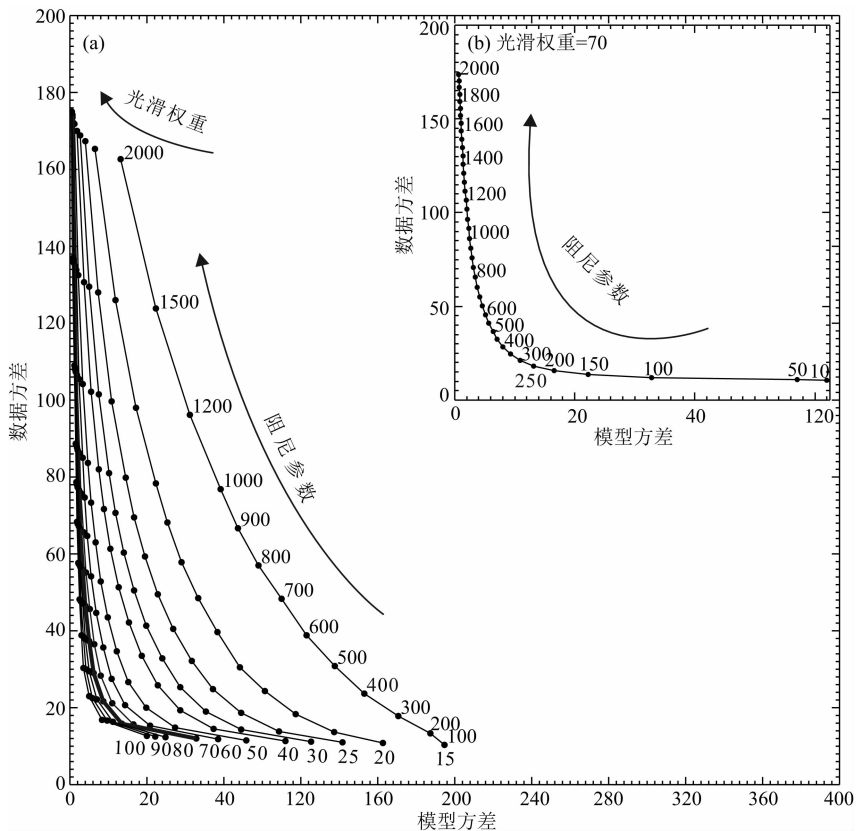


图 4 阻尼因子及光滑权重均衡曲线

(a) 使用不同的光滑权重及阻尼因子获得的模型方差及数据方差均衡曲线,粗实线表示最优光滑权重为 70;
 (b) 光滑权重为 70 时,使用不同的阻尼因子获得的模型方差及数据方差均衡曲线,最优阻尼因子为 250.

Fig. 4 Trade-off curves of damping parameters and smoothing weights

(a) Shows trade-off curves of model variance and data variance for different smoothing weights and damping parameters, the optimum smoothing weight is 70; (b) Shows trade-off curves of model variance and data variance for a set of damping parameters for the case of smoothing weight 70, the optimum damping parameter is 250.

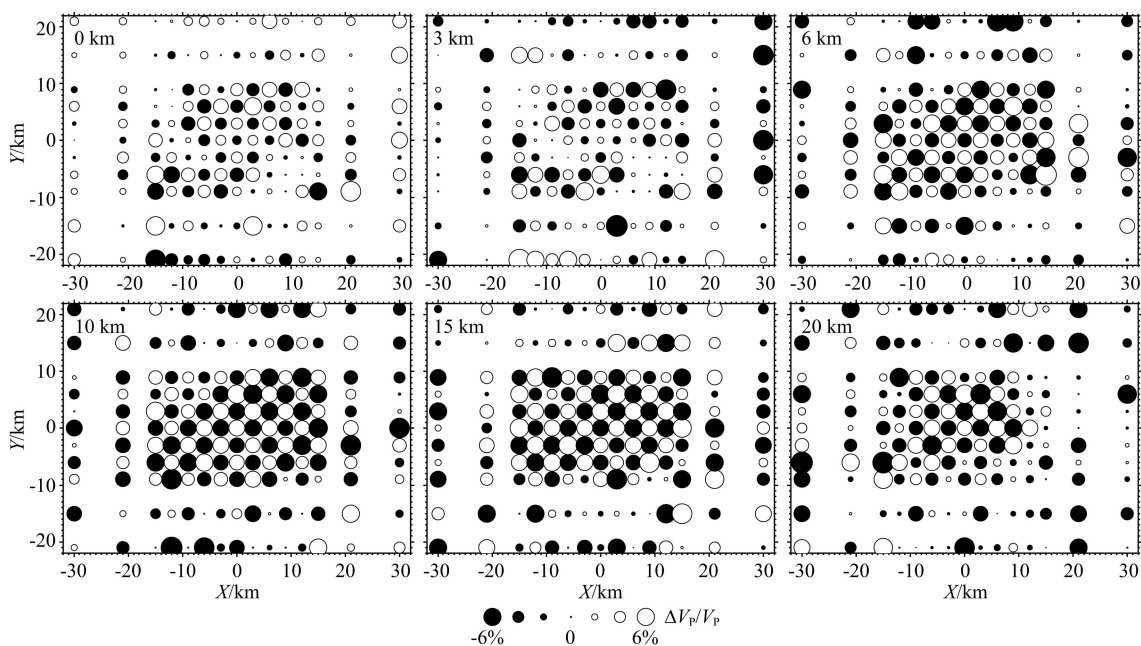


图 5 研究区域内不同深度处的检测板结果分布

Fig. 5 Resolution of checkboard test at different depth in the study area

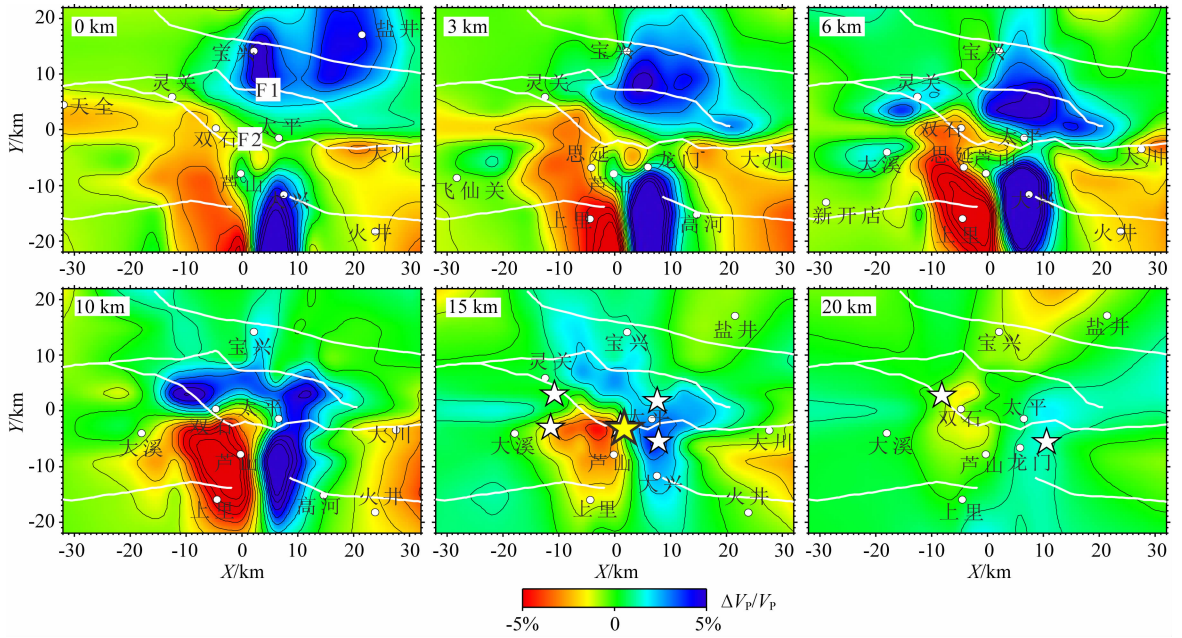


图 6 各深度层面 P 波速度扰动示意图

五角星表示层面上上下各 2.5 km 范围的芦山主震(黄色五角星)或 $M_L 5.0$ 级以上余震(白色五角星)的投影, 黑线表示速度扰动等值线, 白线表示断裂。

Fig. 6 Map views of P wave velocity perturbation at difference depth slices

The stars denote Lushan mainshocks (yellow) and aftershocks with magnitude equal and lager than $M_L 5.0$ within 2.5 km of the depth slices, black lines denote contour lines of P wave velocity perturbation, white lines denote faults.

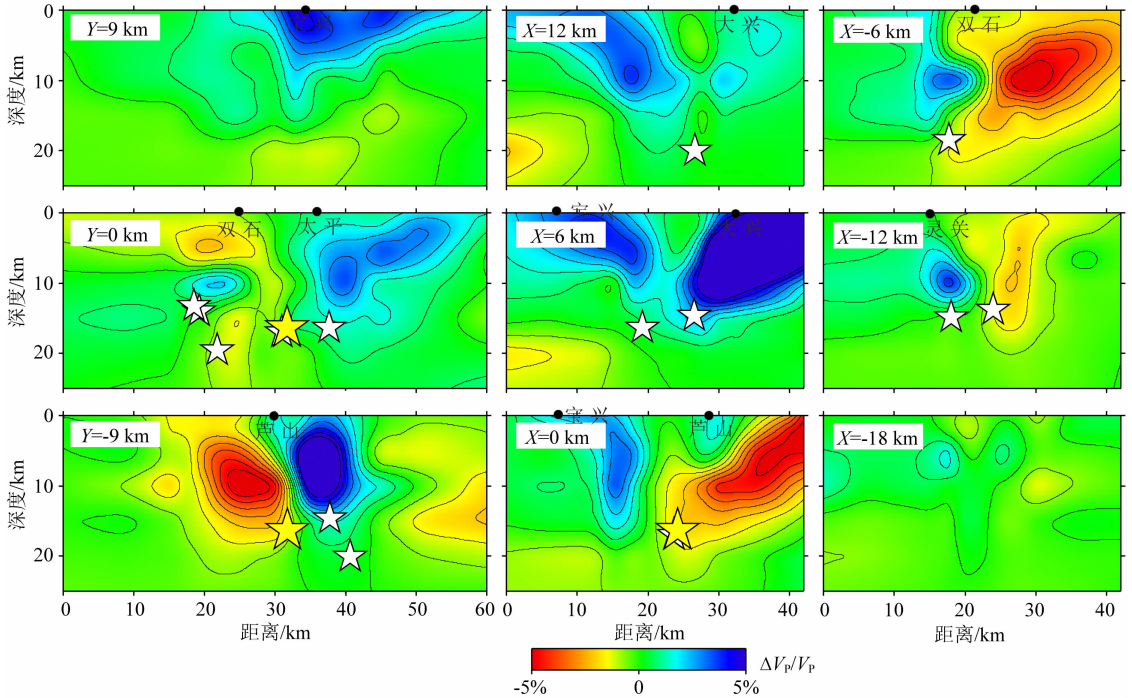


图 7 P 波速度扰动纵剖面图

$Y = -9 \sim 9$ km 剖面上五角星表示剖面两侧各 5 km 范围的芦山主震(黄色五角星)和 $M_L 5.0$ 以上余震(白色五角星)的投影, $X = -18 \sim 12$ km 上星号表示剖面两侧各 3 km 范围的芦山主震(黄色五角星)和 $M_L 5.0$ 以上余震(白色五角星)的投影, 黑线表示速度扰动等值线。

Fig. 7 Cross section of P wave velocity perturbation

The stars in profile $Y = -9 \sim 9$ km denote Lushan mainshock (yellow) and aftershocks with magnitude equal and lager than $M_L 5.0$ within 5 km of the profile, the stars in profile $X = -18 \sim 12$ km denote Lushan mainshocks (yellow) and aftershocks with magnitude equal and lager than $M_L 5.0$ within 3 km of the profile, black lines denote contour lines of P wave velocity perturbation.

源位于高低速异常的过渡带,其北东侧为高速异常,南西侧为低速异常,芦山 $M_L \geq 5.0$ 余震多位于此层面上.与上一层相比,在 20 km 层面,速度结构发生较大变化,宝兴、双石附近为低速异常,上里、龙门及太平一带表现为高速异常.

图 7 为震源区内分别沿着 Y 方向和 X 方向的 9 条纵剖面(剖面位置如图 2 所示)的 P 波相对速度扰动图.芦山主震发生后,北东及南西方向均发生地震破裂,沿平行于破裂方向的剖面($Y = -9 \sim 9$ km)可以看出, $Y = 9$ km 剖面宝兴地区整体表现为高速异常,此宝兴高速异常贯穿所有 Y 剖面. $Y = 0$ km 剖面芦山主震位于高低速异常交界处,其北东侧的宝兴杂岩对应的大范围高速异常由地表一直延伸到 15 km 附近,南西侧主要为中生代低速异常(Burchfiel et al., 2008; 李智武等, 2008), $M_L 5.0$ 以上强余震多位于高低速异常的边界或高速异常的下边界, $Y = -9$ km 剖面上高低速异常对比更为明显,以芦山为界,其北东为大兴高速异常,南西为中生代低速异常,芦山主震及两次 $M_L \geq 5.0$ 强余震均位于高、低速异常的下方.沿垂直于破裂方向的剖面($X = -18 \sim 12$ km)可以看出,主震南西、北东段速度结构存在较大差异.主震附近及其南西段(图 7 中 $X = 0$ km、 $X = -6$ km 和 $X = -12$ km 剖面)速度结构相似,主震发生在高低速异常转换带上并靠近低速一侧,其下盘为低速异常,上盘为高速异常,强余震多位于高低速异常转换带上.主震北东段(图 7 中 $X = 6$ km、 $X = 12$ km 剖面)的大兴背斜构造为倾向北西的高速异常,大兴高速异常与宝兴高速异常在地下 10 km 附近相连,两个强余震皆位于此高速异常的下边界.

3.2 重定位结果

双差地震层析成像方法是对速度结构及震源参数进行联合反演,本文在获得芦山震源区地壳三维 P 波速度结构的同时也获得了 5155 个地震的震源参数.图 8 为重定位前后地震走时残差均方根(RMS)分布直方图.图中表明,重定位前(图 8a)单个地震的 RMS 分布范围为 $0 \sim 0.90$ s,分布峰值位于 0.20 s 附近,所有地震的 RMS 平均值为 0.25 s.重定位后(图 8b, 8c)所有地震的 RMS 平均值由初始的 0.25 s 降到了 0.04 s,单个地震的 RMS 分布范围缩窄为 $0 \sim 0.11$ s,分布峰值位于 0.03 s 附近,其中 98% 的地震的 RMS 位于 0.07 s 以内,而 RMS 小于 0.05 s 的地震达到 85%,仅 4 个地震的 RMS 大于 0.10 s,因此可以看出重定位后地震定位精度显著提高.

图 9 为芦山地震序列重定位后的地震沿经度与纬度剖面的分布情况.可以看出重定位后地震分布更为集中,震中分布的优势长轴走向为北东向,芦山主震位于 $30.28^\circ\text{N}, 103.98^\circ\text{E}$,震源深度 16.38 km.相比于初始震源深度分布,重定位后芦山余震序列在深度方向整体变浅,约 96% 的地震位于 20 km 之上.余震震中主要分布在双石一大川分支断裂(F2, 见图 2)两侧,余震震源深度从南向北逐渐变深,在芦山主震震源处达到最深(约 25 km),此后向北逐渐变浅,整体呈 V 型分布,7 个 $M_L 5.0$ 以上强余震分布范围位于 13~20 km 之间.根据重定位后余震震源分布特征可以看出,芦山主震发生后,余震在主震南西段扩展长度约 23 km,北东段扩展长度约 12 km,这与张广伟和雷建设(2013)的芦山余震序列重定位结果一致.余震主要向主震南西向扩展,但

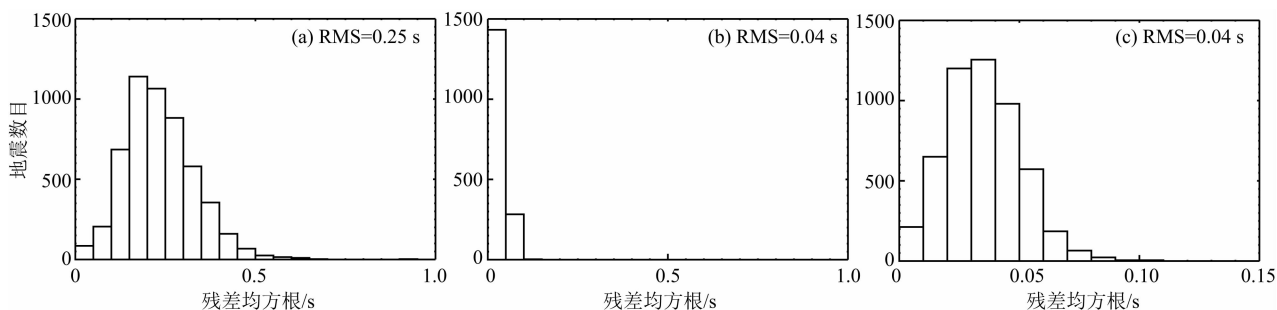


图 8 定位前后地震走时残差均方根直方图

(a) 重定位前 $0 \sim 1.0$ s 范围内地震走时残差均方根分布直方图; (b) 重定位后 $0 \sim 1.0$ s 范围内地震走时残差均方根直方图; (c) 为重定位后 $0 \sim 0.15$ s 范围内地震走时残差均方根分布直方图.

Fig. 8 Histograms of travel time residual RMS before and after relocation

(a) Shows histograms of travel time residual RMS between $0 \sim 1.0$ s before relocation; (b) Shows histograms of travel time residual RMS between $0 \sim 1.0$ s after relocation; (c) Shows histograms of travel time residual RMS between $0 \sim 0.15$ s after relocation.

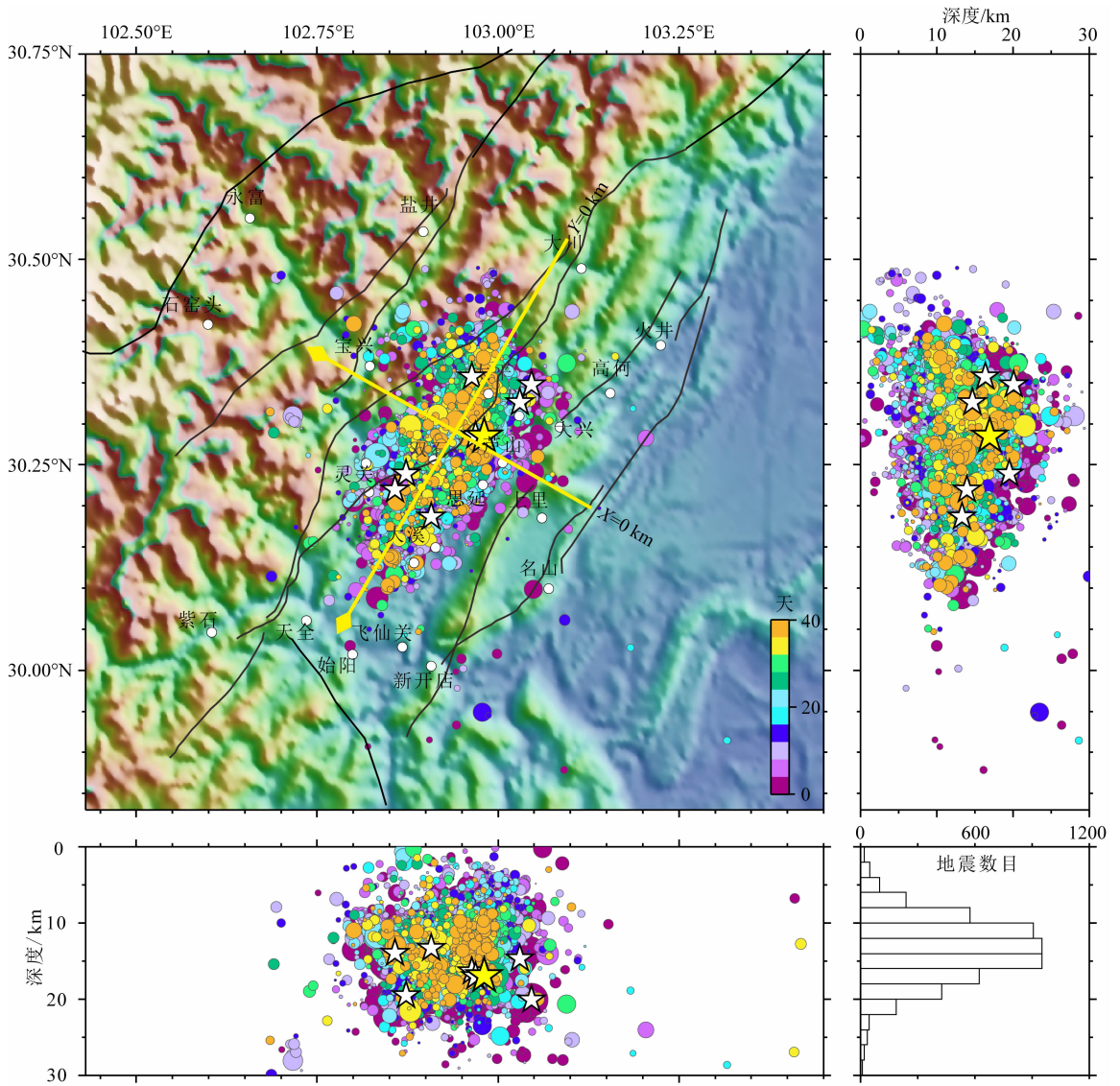


图 9 重定位地震分布图

五角星表示芦山主震(黄色五角星)及 $M_L 5.0$ 以上余震(白色五角星), 圆表示重定位地震, 圆的颜色对应发震时刻距主震发震时刻的间隔, 黄线表示余震分布剖面, 剖面顶端的黄色菱形对应剖面起点.

Fig. 9 Distribution of relocated events

The stars denote Lushan mainshock (yellow) and aftershocks with magnitude equal and larger than $M_L 5.0$ (white), colorful circles denote relocated events, the color of circles corresponds to the interval between origin time of the corresponding earthquake and Lushan mainshock, yellow lines denote profiles of aftershock distribution, original point of each profile.

余震分布宽度逐渐减小, 最南端减小到 8 km 左右, 在 0~5 km 深度范围内几乎没有地震; 此外, 主震北东段的余震分布宽度沿北东向逐渐增大, 在宝兴—太平—大兴附近宽度最大, 约 23 km 左右, 之后余震分布宽度逐渐变窄.

与南西段地震震源深度分布相比, 北东段震源深度分布范围较大, 浅层 0~5 km 深度范围内地震增多, 但多为 $M_L 2.0$ 以下地震. 为进一步分析地震震源分布情况, 将定位前后 $M_L 2.0$ 以上地震投影到北东向的 $Y=0$ km 剖面及垂直于该剖面的 $X=$

0 km 剖面上(图 10). 由剖面图可以看出, 相比于重定位前, 重定位后地震不再呈棋盘式分布, 而是沿着 $Y=0$ km 剖面呈条带状向深度展布. $Y=0$ km 剖面上余震在南西、北东两端边缘呈现出铲形特征, 其中余震南西端铲形倾角较缓, 震源主要位于 14 km 深度附近, 而余震北东端铲形倾角较陡, 地震在深度上分布范围较大, 主要集中在 10~20 km 深度范围内. 在 $X=0$ km 剖面上, 地震在深度上的条带状分布特征更加明显, 余震主要向北西倾斜, 但距剖面起点 10~20 km 之间的余震也呈现出向南东倾斜的

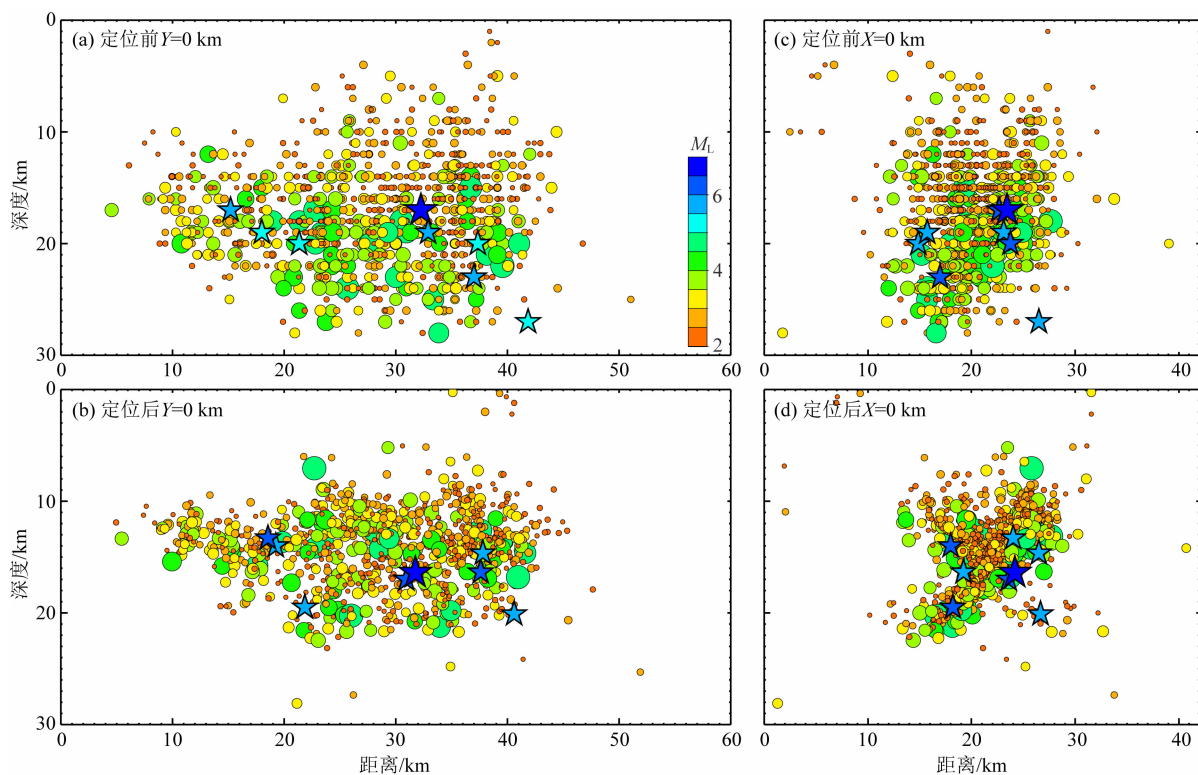


图 10 重定位前后 $M_L 2.0$ 以上地震分布纵剖面

五角星表示芦山主震及 $M_L 5.0$ 以上强余震,不同颜色对应不同震级。

Fig. 10 Epicenter distribution of earthquakes with magnitude larger than $M_L 2.0$ before and after relocation

The stars denote Lushan mainshock(yellow) and aftershocks with magnitude equal and larger than $M_L 5.0$ (white), colorful stars and circles denote earthquakes with different magnitude.

特征,与主地震带在 15 km 深度附近相交,呈“y”型分布,形成反冲地震带,之前的芦山地震重定位研究结果(房立华等,2013;苏金蓉等,2013;张广伟和雷建设,2013)也发现有相似的现象.在 $X=0$ km 剖面上(图 10d), $M_L 5.0$ 以上强余震多位于主地震带及反冲地震带的下边界。

4 讨论

根据本文得到的重定位后震源参数统计结果,芦山地震序列大多数地震都发生在研究区域的中上地壳,在 13 km 附近最为密集.为了进一步讨论地震活动性与 P 波三维速度结构之间的关系,将重定位后震源深度在 7.5~12.5 km 和 12.5~17.5 km 范围内 $M_L \geq 2.0$ 地震分别投影在 10 km 和 15 km 深度处的 P 波相对速度扰动分布图上(图 11).可以看出,在两个深度层 P 波相对速度扰动图中震源分布有着不同的特点,在 10 km 深度上(图 11a),地震震源在大溪、芦山、太平附近的低速异常区呈条带状分布,且较为集中,而其北西侧高速异常区内分布有

少量地震,高、低速过渡区域地震分布更为稀少,此外,芦山及太平北东方向的高速异常区内地震分布较为密集,由于反冲地震带的影响,地震向正北方向延伸.而在 15 km 深度上(图 11b),震源则呈一条北东向宽度约 10 km 的密集线状分布,芦山主震位于宝兴及大兴高速异常所包围的低速异常的前缘。

根据研究区域内地震活动性的分布,在研究区内选取三条剖面($Y=0$ km, $X=0$ km 及 $X=6$ km)来探讨地震活动性和 P 波速度异常之间的关系(图 12,剖面的位置见图 2a).在穿过芦山主震震源区北东向剖面($Y=0$ km)的 P 波相对速度扰动图中(图 12a),选取了震中位置距离该剖面左右各 5.0 km 范围的 $M_L \geq 2.0$ 地震,将其震源投影在该剖面上.从图中 P 波相对速度扰动的变化可以看出,芦山主震震源位于宝兴杂岩高速异常与低速异常对比剧烈的区域,其余 $M_L \geq 5.0$ 的强震分布也具有类似的特点.值得注意的是,芦山主震北东端的余震主要分布在高速异常区内,分布倾角较陡,震源逐渐变浅的趋势与高速异常区的变化形态非常吻合.余震在最北端的第一个高速异常幅度最大的区域(图 12a 中横

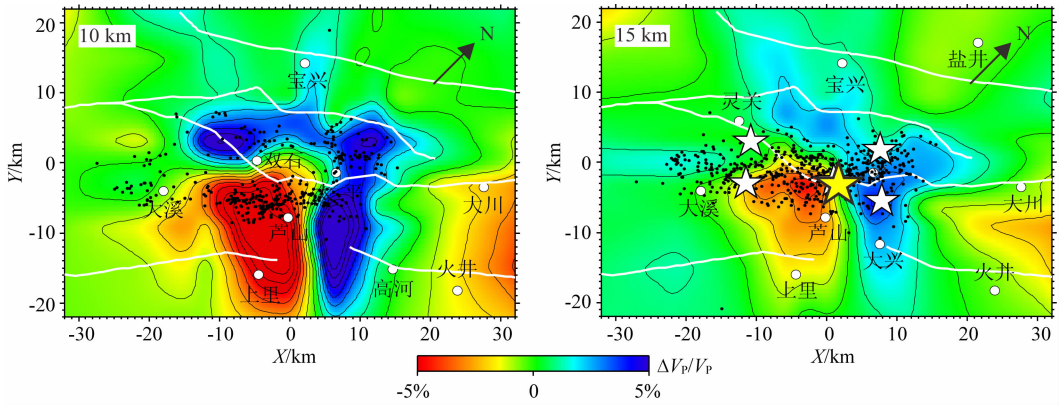


图 11 10 km 及 15 km 深度层面 P 波相对速度扰动及 $M_L 2.0$ 以上地震震源分布示意图

黑点表示层面上下 2.5 km 范围内的 $M_L 2.0$ 以上地震,五角星表示芦山主震及 $M_L 5.0$ 以上余震,黑线表示速度扰动等值线,白线表示断裂.

Fig. 11 Map views of P wave relative velocity perturbation and focal depth with magnitude larger than $M_L 2.0$ at 10 km and 15 km depth slices, respectively

The black dots denote earthquakes with magnitude larger than $M_L 2.0$ within 2.5 km of the depth slices, the stars denote Lushan mainshock (yellow) and aftershocks with magnitude equal and larger than $M_L 5.0$ (white), black lines denote contour lines of P wave velocity perturbation.

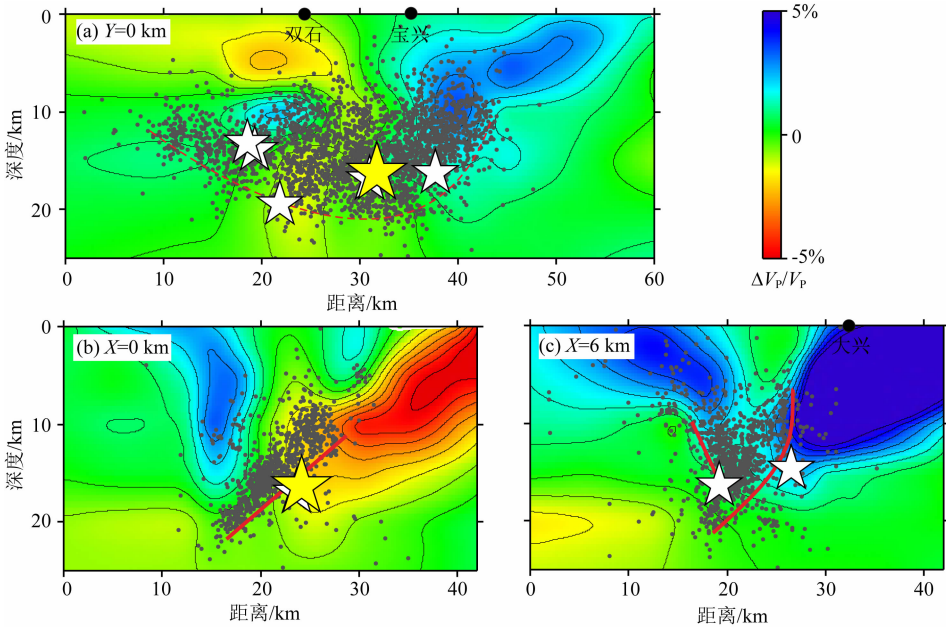


图 12 P 芦山地震震源区不同剖面 P 波相对速度扰动及震源分布

$Y=0$ km 剖面上五角星表示剖面左右 5.0 km 范围的芦山主震及 $M_L 5.0$ 以上余震的投影, $X=0$ km 及 $X=6$ km 剖面上五角星表示剖面左右 3.0 km 范围的芦山主震及 $M_L 5.0$ 以上余震的投影,黑线表示速度扰动等值线.

Fig. 12 P wave relative velocity perturbation and distribution of focal depth along three cross sections passing through the source area of the Lushan mainshock

The stars in profile $Y=0$ km denote Lushan mainshock (yellow) and aftershocks with magnitude equal and larger than $M_L 5.0$ (white) within 4.5 km of the profile, The stars in profile $X=0$ km and 6 km denote Lushan mainshock and aftershock with magnitude larger than $M_L 5.0$ within 3.0 km of the profile, Black lines denote contour lines of P wave velocity perturbation.

轴约 40 km)处停止扩展,但高速异常区继续向东北方向的汶川地区延伸,并逐渐变浅,这一部分正是芦山地震序列与汶川地震序列之间的地震空区. 根据芦山地震序列在北东端的震源分布与 P 波速度异

常之间的关系,这一处于高速异常区的地震空区的危险性不可低估.

为了更精确地研究芦山震源区地震活动性与速度结构之间的关系,在穿过芦山主震震源区沿着北

西向所做的两个剖面($X=0$ km 和 $X=6$ km)中(图 12b, 图 12c),我们选取了震中位置距离该剖面左右各 3.0 km 范围的 $M_L \geq 2.0$ 地震的震源位置做投影。可以看出,芦山主震区仍然处于 P 波速度异常对比剧烈的区域内。在 $X=0$ km 剖面中,芦山主震和整体向北西向倾斜的条状地震带位于高、低速异常中间区域,上盘表现为宝兴高速异常,下盘表现为低速异常,这与詹艳等(2013)在龙门山西南段垂直断裂走向建立的大地电磁测量剖面结果相一致。而在芦山主震北侧的北西向 $X=6$ km 剖面上,震源呈“y”字型的分布特征较为清晰,与该剖面的两个高速异常区外围轮廓基本相同,距离剖面端点约 30 km 处的地震震源沿着高速体的下边缘分布,较少地震分布在高速异常区内部。高速异常体通常认为是比较坚硬、不易破裂的介质,对地震的发生有着一定的阻挡作用,使得地震更易于在低速异常区或者高、低速异常的过渡区域发生,本文得到的芦山震区小尺度高分辨率的三维 P 波速度结构和精确的震源分布之间的关系更清晰地显示了这一点。

为更全面研究芦山震源区 P 波速度异常区的分布形态和震源分布特点,对两者做了三维投影(图 13)。根据本文联合反演结果,芦山余震序列浅层地震较少,震源深度主要位于 5~20 km 之间。对芦山震区的现场调查(徐锡伟等,2013)发现在地表未有明显的地表破裂,芦山地震可能发生在倾向北西的盲逆断层上,因此推测盲断层顶端约在地下 5 km 附近。此外,由于本文得到的芦山地震序列震源深度多位于 20 km 深度以上,因此说明芦山地震的破裂向下扩展到了脆裂层的下界面,进一步验证了我国中西部孕震层下界面的深度为 20 km(Yang et al., 2005)的结论。

在图 13 中,芦山主震北西侧的大兴地区显现出倾向北西的高速体,Pei 等(张海江等,2013)使用 Pg 波到时计算的上地壳平均速度也得到了相似的结果。目前,关于大兴背斜高速异常区形成的原因还存在争论,一种研究结果(高金尉,2012)认为大兴背斜为单剪式断层转褶皱,断层倾向北西,故大兴高速体倾向北西;另一种研究结果(张海江等,2013)认为大兴高速体可能是宝兴杂岩高速体的一部分,由于松潘—甘孜地块与扬子地块在宝兴杂岩东北侧对宝兴—彭灌杂岩系进行逆冲挤压,使得扬子地块低速体向北西侵入造成宝兴高速体范围减小,然而由于大兴地区受挤压程度较弱,仍表现为高速异常。

芦山主震发生后,南西及北东向皆发生地震破

裂,繆森和朱守彪(2013)根据芦山地震产生的静态库仑应力发现芦山地震本身无法触发全部余震序列,仅主震北东段余震受到应力加载作用,而加入汶川地震产生的静态应力之后,芦山南西段地震方能处于应力加载区,因此推测芦山地震序列为汶川地震及芦山地震共同触发。根据主震南西、北东段触发机制不同,主震南西段主要由汶川地震触发,而北东段主要由芦山地震本身触发,因此主震南西向及北东向破裂情况有一定的差异。由图 12、图 13 可以看出,芦山主震南西向的余震主要分布在高低速异常交界处并靠近低速异常一侧,其下盘为低速异常。而芦山主震北东向的余震主要分布在双石—大川分支断裂(F2)西侧的宝兴高速体与大兴高速体之间,主震层向北西倾斜。主震北东向地震破裂机制更为复杂,宝兴及大兴高速异常表明该处介质有较高的强度,在北东段余震的破裂过程中,宝兴杂岩高速区及大兴高速区内刚性的坚硬介质阻碍了破裂的进一步扩展,导致破裂形态发生变化,使得破裂走向也发生了一定程度的变化。地震破裂向浅层扩展时,高速体的阻挡使得能量在高速体底部积累,进而可能产生了 $M_L 5.6$ 及 $M_L 5.4$ 强余震。一部分能量引起的破裂沿大兴高速体上边界扩展,这可以解释浅层地震分布的高倾角特征,这种高倾角增加了盲断层逆冲滑动面之间的摩擦阻力,因此破裂在浅层终止。而由于盲断层逆冲滑动受阻,能量需要通过其他途径释放,因此产生了北西向的反冲地震带。

Burchfiel 等(Burchfiel et al., 1995; Royden

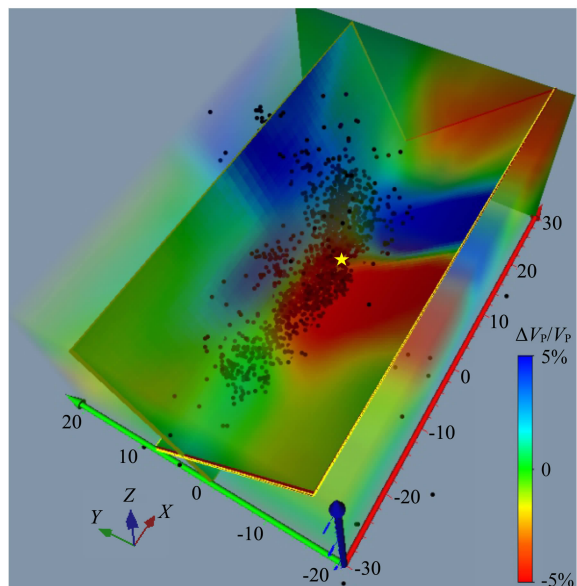


图 13 三维 P 波速度扰动示意图

Fig. 13 3D map view of P wave velocity perturbation

et al., 1997) 认为青藏高原东缘中下地壳存在着塑性流体(下地壳流)。在印度板块向北东运动与欧亚板块的挤压碰撞中, 由于质量均衡, 青藏高原在不断隆起的同时, 青藏高原东缘低速塑性流体向四川盆地流动, 由于四川盆地高强度块体的阻挡, 下地壳流沿盆地两侧溢出 (Cook and Royden, 2008)。Huang 等 (2009) 通过研究中下地壳流与构造应力的关系发现, 中下地壳流位于 16~26 km 之间, 因此推测宝兴杂岩下方的低速异常可能为下地壳流所致。上文提到, 芦山地震主震层上方出现南东倾斜的反冲地震带, 该反冲地震带位于宝兴高速异常区及其下边界。随着破裂向北东延伸, 主震层地震迅速减少, 地震主要发生在宝兴高速异常体内的反冲地震带上, 推测可能由于大兴异常附近隐伏盲断层上盘向上逆冲滑动受阻, 上盘岩体沿宝兴高速杂岩体与下地壳流低速体交接带发生倾向南东的逆冲运动, 使得地震主要发生在上盘的高速杂岩体内。

5 结论

本研究结合四川地震台网, 应急流动台站及水库数字地震台网记录到的大量 P 波初至到时数据, 利用双差地震层析成像方法联合反演了芦山震区高分辨率的三维 P 波速度结构及 5115 个地震序列的震源参数。重定位后震源参数表明地震走时残差 RMS 由初始的 0.25 s 降到 0.04 s, 单个地震走时残差 RMS 分布范围缩窄为 0~0.11 s, 其中 0.05 s 以内的地震占 85%, 地震定位质量得到显著改进。

重定位后地震震源在深度方向不再呈棋盘式分布, 而是呈条带状沿深度展布。芦山主震位于 30.28°N, 103.98°E, 震源深度 16.38 km, 余震分布与双石—大川断裂斜交。震中分布显示余震分布主要向南西扩展, 延伸长度约 23 km, 余震分布宽度由北到南逐渐减小, 北东向延伸长度约 12 km。

芦山震区 P 波速度结构表现出明显的横向不均匀性, 近地表处的 P 波速度异常与地形起伏及地质构造密切相关。宝兴杂岩 (Burchfiel et al., 2008) 对应明显的高速异常, 此异常由地表延伸到 15 km 深度附近, 而中生代岩石表现为低速异常, 大兴附近区域亦显示出小范围的大幅度高速异常, 宝兴高速异常与大兴高速异常在 10 km 深度附近相连, 进而增加了芦山震源区的高低速异常对比幅度。芦山主震在水平向位于宝兴及大兴高速异常所包围的低速异常的前缘, 因此主震附近为高、低速异常对比最

为剧烈的地区, 这种内低外高的速度结构为强震的发生创造了深部介质条件。主震南西、北东段速度结构存在较大差异。主震南西段地震主要发生在倾向北西的高低速异常转换带上并靠近低速一侧, 其下盘为低速异常, 上盘为高速异常。而主震北东段地震破裂向浅层扩展时, 宝兴及大兴高速体的阻挡使得能量在高速体底部积累, 其中一部分能量引起的破裂沿大兴高速体上边界扩展, 形成了北西倾斜的主地震带, 而由于浅层高倾角盲断层逆冲滑动面之间的摩擦阻力的影响, 破裂在浅层终止, 另一部分能量导致宝兴高速杂岩体与下地壳流低速体的交接带发生倾向南东的逆冲运动, 进而使得主震层上方出现一条南东倾向的反冲地震带, 两地震带呈“y”型分布。

致谢 四川地震局为本研究提供流动台网地震数据, 中国科技大学的张海江教授为本研究提供 tomoDD 程序, 本文图件使用 GMT 及 Voxler 软件绘制, 在此一并表示感谢。

References

- Burchfiel B C, Chen Z, Liu Y, et al. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions. *Central China. Int. Geol. Rev.*, 37(8): 661-735.
- Burchfiel B C, Royden L H, Vander Hilst R D, et al. 2008. A geological and geophysical context for the Wenchuan earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 18(7): 4-11.
- Chen Y T, Yang Z X, Zhang Y, et al. 2013. From 2008 Wenchuan earthquake to 2013 Lushan earthquake. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.* (in Chinese), 43: 1064-1072.
- Cook K L, Royden L H. 2008. The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *J. Geophys. Res.*, 113(B8): B08407, doi: 10.1029/2007JB005457.
- Eberhart P D. 1986. Three-dimensional velocity structure in the northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76(4): 1025-1052.
- Eberhart P D. 1993. Local Earthquake Tomography: Earthquake Source Regions, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*. London: Chapman and Hall, 613-643.
- Fang L H, Wu J P, Wang W L, et al. 2013. Relocation of the mainshock and aftershock sequences of $M_s 7.0$ Sichuan Lushan earthquake. *Chin. Sci. Bull.*, 58(28-29): 3451-3459.
- Gao J W. 2012. Geometrics and kinematics of structure in southwest Sichuan Basin: indications to the geo-dynamic settings of the southeast margin of Qinghai-Tibet Plateau [Master's thesis] (in

- Chinese). Beijing: China University of Geosciences.
- Han L B, Zeng X F, Jiang C S, et al. 2014. Focal Mechanisms of the 2013 M_w 6.6 Lushan, China Earthquake and High-Resolution Aftershock Relocations. *Seismological Research Letter*, 85(1): 8-14.
- Huang R Q, Wang Z, Pei S P, et al. 2009. Crustal ductile flow and its contribution to tectonic stress in Southwest China. *Tectonophysics*, 473(3-4): 476-489.
- Kissling E, Ellsworth W L, Eberhart-Phillips D, et al. 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99(B10): 19635-19646.
- Kissling E, Solarino S, Cattaneo M. 1995. Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy. *Terra Nova*, 7(5): 528-534.
- Lei J S, Li Y, Xie F L, et al. 2014a. Pn anisotropic tomography and dynamics under eastern Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 119(3): 2174-2198.
- Lei J S, Zhang G W, Xie F R. 2014b. The 20 April 2013 Lushan, Sichuan, mainshock, and its aftershock sequence; tectonic implications. *Earthquake Science*, 27(1): 15-25.
- Lei J S, Zhao D P, Su J R, et al. 2009. Fine seismic structure under the Longmenshan fault zone and the mechanism of the large Wenchuan earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 52(2): 339-345.
- Li C Y, Xu X W, Gan W J, et al. 2013. Seismogenic structures associated with the 20 April 2013 M_s Lushan earthquake, Sichuan province. *Seismology and Geology* (in Chinese), 35(3): 671-683.
- Li Z W, Liu S G, Chen H D, et al. 2008. Structural segmentation and zonation and differential deformation across and along the Longmen thrust belt, West Sichuan, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)* (in Chinese), 35(4): 440-454.
- Liu B Y, Shi B P, Lei J S. 2013. Effect of Wenchuan earthquake on probabilities of earthquake occurrence of Lushan and surrounding faults. *Acta Seismol. Sinica* (in Chinese), 35(5): 642-651.
- Liu C, Zhang Y, Xu L S, et al. 2008. A new technique for moment tensor inversion with applications to the 2008 Wenchuan M_s 8.0 earthquake sequence. *Acta Seismol. Sinica* (in Chinese), 30(4): 329-339.
- Liu J, Yi G X, Zhang Z W, et al. 2013. Introduction to the Lushan, Sichuan $M7.0$ earthquake on 20 April 2013. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 56(4): 1404-1407, doi: 10.6038/cjg20130434.
- Miao M, Zhu S B. 2013. The static Coulomb stress change of the 2013 Lushan $M_s7.0$ earthquake and its impact on the spatial distribution of aftershocks. *Acta Seismol. Sinica* (in Chinese), 35(5): 619-631.
- Parsons T, Ji C, Kirby E. 2008. Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan basin. *Nature*, 454(7203): 509-510.
- Pei S P, Su J R, Zhang H J, et al. 2010. Three-dimensional seismic velocity structure across the 2008 Wenchuan M_s 8.0 earthquake, Sichuan, China. *Tectonophysics*, 491(1-4): 211-217.
- Royden L H, Clark B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet. *Science*, 276(5313): 788-790.
- Su J R, Zheng Y, Yang J S, et al. 2013. Accurate locating of the Lushan, Sichuan $M7.0$ earthquake on 20 April 2013 and its aftershocks and analysis of the seismogenic structure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 56(8): 2636-2644, doi: 10.6038/cjg20130813.
- Thurber C H. 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *J. Geophys. Res.*, 88(B10): 8226-8236.
- Wang X N, Yu X W, Zhang W B. 2014. Seismic tomography in Zhaotong region and analysis of seismotectonic in Yiliang Area. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 29(4): 1573-1580.
- Wang X N, Yu X W, Zhang W B, et al. 2015. 1D P wave velocity model in south Longmenshan fault zones. *J. Seismol. Res.* (in Chinese), 38(1): 16-24.
- Wang Z, Fukao Y, Pei S P. 2009. Structural control of rupturing of the M_w 7.9 2008 Wenchuan Earthquake, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(2): 131-138.
- Xu X W, Wen X Z, Han Z J, et al. 2013. Lushan M_s 7.0 earthquake; A blind reserve-fault event. *Chin. Sci. Bull.*, 58(28-29): 3437-3443.
- Yang Z X, Waldhauser F, Chen Y T, et al. 2005. Double-difference relocation of earthquakes in central-western China, 1992-1999. *J. Seismol.*, 9(2): 241-264.
- Zhan Y, Zhao G Z, Unsworth M, et al. 2013. Deep structure beneath the southwestern section of the Longmenshan fault zone and seimogenetic context of the 4.20 Lushan M_s 7.0 earthquake. *Chin. Sci. Bull.*, 58(28-29): 3467-3474.
- Zhang G W, Lei J S. 2013. Relocations of Lushan, Sichuan strong earthquake (M_s 7.0) and its aftershocks. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 56(5): 1764-1771, doi: 10.6038/cjg20130534.
- Zhang H J, Pei S, Wang H, et al. 2013. Relocation of Lushan aftershock and detailed image of the Lushan seismic area (in Chinese). 2013 China Geophysics Society.
- Zhang H J, Thurber C H. 2003. Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward fault, California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(5): 1875-1889.
- Zhang H J, Thurber C H. 2006. Development and applications of double-difference seismic tomography. *Pure and Applied Geophys.*, 163(2-3): 273-403.
- Zhang Y, Feng W P, Xu L S, et al. 2009. Spatio-temporal rupture process of the 2008 great Wenchuan earthquake. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, 52(2): 145-154.
- Zhao D P, Hasegawa A, Horiuchi S. 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 97(B13): 19909-1992.
- Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, et al. 2009. Technical system

construction of Data Backup Centre for China Seismograph Network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 52(5): 1412-1417, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.05.031.

附中文参考文献

- 陈运泰, 杨智娴, 张勇等. 2013. 从汶川地震到芦山地震. 中国科学 D 辑: 地球科学, 43(6): 1064-1072.
- 房立华, 吴建平, 王未来等. 2013. 四川芦山 $M_s7.0$ 级地震及其余震序列重定位. 科学通报, 58(20): 1901-1909.
- 高金尉. 2012. 四川盆地西南地区构造几何学与运动学特征及其对青藏高原东南缘动力学背景的指示[硕士论文]. 北京: 中国地质大学.
- 雷建设, 赵大鹏, 苏金蓉等. 2009. 龙门山断裂带地壳精细结构与汶川地震发震机理. 地球物理学报, 52(2): 339-345.
- 李传友, 徐锡伟, 甘卫军等. 2013. 四川省芦山 $M_s7.0$ 地震发震构造分析. 地震地质, 35(3): 671-681.
- 李智武, 刘树根, 陈洪德等. 2008. 龙门山冲断带分段-分带性构造格局及其差异变形特征. 成都理工大学学报: 自然科学版, 35(4): 440-454.
- 刘超, 张勇, 许力生等. 2008. 一种矩张量反演新方法及其对 2008 年汶川 $M_s8.0$ 地震序列的应用. 地震学报, 30(4): 329-339.
- 刘杰, 易桂喜, 张致伟等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M7.0$ 级地震介绍. 地球物理学报, 56(4): 1404-1407, doi: 10.6038/cjg20130434.
- 刘博研, 史保平, 雷建设. 2013. 汶川地震对芦山地震及周边断层发震概率的影响. 地震学报, 35(5): 642-651.
- 繆森, 朱守彪. 2013. 2013 年芦山 $M_s7.0$ 地震产生的静态库仑应力变化及其对余震空间分布的影响. 地震学报, 35(5): 619-631.
- 苏金蓉, 郑钰, 杨建思等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M7.0$ 级地震与余震精确定位及发震构造初探. 地球物理学报, 56(8): 2636-2644, doi: 10.6038/cjg20130813.
- 王小娜, 于湘伟, 章文波. 2014. 昭通地区地震层析成像及彝良震区构造初步分析. 地球物理学进展, 29(4): 1573-1580.
- 王小娜, 于湘伟, 章文波等. 2015. 龙门山断裂带南段地壳一维速 P 波速度结构. 地震研究, 38(1): 16-24.
- 徐锡伟, 闻学泽, 韩竹军等. 2013. 四川芦山 7.0 级强震: 一次典型的盲逆断层型地震. 科学通报, 58(20): 1887-1893.
- 詹艳, 赵国泽, Unsworth M 等. 2013. 龙门山断裂带西南段 4·20 芦山 $M_s7.0$ 级地震区的深部结构和孕震环境. 科学通报. 58(20): 1917-1924.
- 张广伟, 雷建设. 2013. 四川芦山 7.0 级强震及其余震序列重定位. 地球物理学报, 56(5): 1764-1771, doi: 10.6038/cjg20130534.
- 张海江, 裴顺平, 王华等. 2013. 芦山地震余震精定位和震源区地震精细成像研究. 中国地球物理年会 2013 年学术年会.
- 张勇, 冯万鹏, 许力生等. 2008. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38(10): 1186-1194.
- 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁等. 2009. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 52(5): 1412-1417, doi: 10.3969/j.issn.0001-5733.2009.05.031.

(本文编辑 汪海英)