



论文

近远震波形反演 2013 年芦山地震震源参数

谢祖军^{①②}, 金笔凯^{①②}, 郑勇^{①*}, 葛粲^{①②}, 熊熊^①, 熊诚^{①②}, 许厚泽^①

① 中国科学院测量与地球物理研究所大地测量与地球动力学国家重点实验室, 武汉 430077;

② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: zhengyong@whigg.ac.cn

收稿日期: 2013-04-27; 接受日期: 2013-05-06; 网络版发表日期: 2013-05-10

国家自然科学基金(批准号: 41174086, 41074052, 41021003)、地震行业科研专项(编号: 201308013)和中国科学院重点部署项目(编号: KZZD-EW-TZ-05)资助

摘要 北京时间 2013 年 4 月 20 日, 四川省雅安市芦山县发生了 $M_s 7.0$ 级大地震, 造成了惨重的人员伤亡和经济损失. 基于四川省及周边省市区域台网近震波形数据以及 IRIS 远震波形数据, 利用 CAP(Cut And Paste)方法及其发展方法分别对近震、远震数据进行单独反演以及联合反演, 得到各自的震源机制解和震源深度. 结果显示, 不同方法得到的震源机制解和震源深度都比较稳定, 其中联合反演得到的最佳震源机制解为: 节面 I 走向 210° , 倾角 44° , 滑动角 91° ; 节面 II 走向 29° , 倾角 46° , 滑动角 89° ; 震源深度为 16 km, 震级为 $M_w 6.66$. 为了验证结果的可靠性, 基于不同模型对近震数据进行反演测试, 发现在龙门山地区, 复杂的速度结构对反演震源机制解有 10° 左右的影响, 对震源深度的影响有 2 km 左右. 另外, 对远震数据, 按震中距进行重采样, 所得结果非常一致, 说明远震数据对芦山地震震源信息约束比较稳定.

关键词芦山地震
震源机制解
震源深度
CAP 方法

据中国地震台网测定, 北京时间 2013 年 4 月 20 日 8 时 2 分在四川省雅安市芦山县发生 $M_s 7.0$ 级大地震, 截至 4 月 21 日 15 时, 该地震已造成 180 余人死亡, 过万人受伤, 经济损失和人员伤亡惨重. 根据中国地震台网中心(CENC)给出的震中位置, 芦山地震位于龙门山断裂带的南段, 距离 2008 年 5·12 汶川大地震仅约 100 km, 是继汶川地震之后该地区发生的又一重大破坏地震. 主震之后, 余震不断. 截至 21 日 8 时 00 分, 共记录到余震 1165 次, 其中 3.0 级以上余震 67 次, 包括 6.0~6.9 级 0 次, 5.0~5.9 级 3 次, 4.0~4.9 级 16 次, 3.0~3.9 级地震 48 次. 这些余震的位置和深度为分析断层的走向、倾角以及判断主震的震源深度有一定的约束作用.

地震发生之后不久, 哈佛大学(Harvard), 美国地质调查局(USGS)以及中国地震局地球物理研究所(IGP-CEA)快速测报了地震矩张量解. 国内不同研究人员也给出了关于震源机制解、破裂过程等震源参数的初步研究结果^[1-4]. 结果一致表明, 这次地震是一次以逆冲为主的地震, 不过, 震源机制解的几个参数还有些差别. 而震源机制解是研究地震震源性质、构造应力场的基础^[5], 是确定地震断层面的形态, 以及反演震源破裂模型^[6]、库仑应力传输^[7,8]等的关键, 因此, 获取准确的震源机制解仍然是一个非常迫切的问题. 尤其值得关注的是, 几家单位给出的震源矩心深度差别很大, 从 10 km 到 21.8 km. 如此大的差别给分析此次地震的大小, 以及震源性质和孕震构造

中文引用格式: 谢祖军, 金笔凯, 郑勇, 等. 近远震波形反演 2013 年芦山地震震源参数. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1010-1019

英文引用格式: Xie Z J, Jin B K, Zheng Y, et al. Source parameters inversion of the 2013 Lushan earthquake by combining teleseismic waveforms and local seismograms. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4640-3

造成了很大的麻烦. 为了更好地开展对此次地震的震源破裂性质、动力学过程、后续余震发展态势等的研究以及抗震救灾的需求, 快速准确地确定此次地震的震源机制解和震源深度, 具有重要的科学研究意义和实用价值.

对于不同震级地震的研究, 目前地震学已发展出了不同复杂程度的震源模型, 包括各向同性点源模型(IPS, Isotropic Point Source), 矩心矩张量模型(CMT, Centroid Moment Tensor), 有限矩张量模型(FMT, Finite Moment Tensor)和有限断层模型(Finite Fault Model)等^[9]. 对于中等强度地震来说, 虽然 CMT 模型不能提供地震破裂方向等信息, 但其参数少(10 个: 6 个矩张量分量, 3 个空间位置参数, 1 个时间参数)利于反演, 能够有效的描述震源性质. 在大多数天然大地震的研究中, 通常将其简化为一个双力偶模型, 参数减少到 8 个(震源机制解 3 个, 空间位置 3 个, 震级 1 个, 发震时间 1 个), 因此, 在震后的短时间内即可得到该地震的双力偶解, 能够直观反映地震破裂的几何特征和运动学特征^[10,11]. 在双力偶模型下, Zhao 和 Helmberger^[12]提出的 CAP(Cut And Paste)方法, 将近震波形截取为体波和面波两部分, 并采用了不同的滤波频段, 从而能够对波形进行很好的约束, 国内外的一些研究成果充分证明了该方法在获取震源机制解的有效性^[5,13~20]. 而且, CAP 方法由于采用分段的波形拟合, 其中 Pnl 波和面波部分包含了有效确定震源深度的深度震相信息, 因此可作为研究震源深度的一种方法, 从实践来看, 该方法对震源矩心深度的约束也相当可靠. 另外, 一般而言近场的记录由于受速度模型影响小, 对震源性质更敏感, 从而反演的震源机制可能更准确, 而远场的数据由于包含了 pP, sP, sS 和 pS 等深度震相的信息, 对于中强地震的深度可能约束得更好, 因此, 综合利用近场、远场和近远场的数据, 将可能得到更为可靠的震源性质和深度信息.

本文以四川省及周边几个省份的区域台网宽频带数字地震仪的近震波形记录和全球台网的远震记录为基础, 利用 CAP 方法及其发展方法反演芦山地震的震源机制解和震源深度, 并采用不同模型对近震数据反演进行测试以及对远震数据按震中距进行重采样重新反演计算, 以验证结果的稳定性和可靠性.

1 研究方法

本文使用 CAP 方法进行震源机制解和震源深度反演^[12,13]. 由于此次地震震级较大, 当采用近震数据反演时, CAP 反演采用的点源假设不能完全满足, 而对于远震而言, 7 级左右的地震仍然可以当作点源来近似对待. 因此, 为了准确获取地震的震源机制和深度, 本文将分别采用近震、远震以及近震和远震相结合的方法对地震进行反演. 为了区分, 我们根据采用的数据, 将方法分为 CAP, CAPtele 和 CAPjoint 三种, 分别采用近震、远震和近、远震联合资料^[17]进行反演.

CAP 方法主要思想是将宽频带数字波形记录分为体波(Pnl)和面波部分, 在双力偶源的假设下, 分别计算它们的理论地震图和实际观测波形的误差目标函数, 在给定参数空间范围内进行网格搜索, 从而反演得到震源机制解、震源深度和矩震级. 计算理论地震图时采用频率-波数法(F-K 方法)^[21], 分别对频率和波数进行积分, 采用传播矩阵计算地震的全场场位移, 得到各种频率下的体波和面波波形, 应用于震源参数的反演.

中等强度及以上地震能够被全球台网所记录, 因此可以利用远震数据对震源机制解和深度进行研究. 对于远震波形, 利用由 CAP 发展而来的 CAPtele 方法反演了震源机制解和矩心深度^[15,17]. 由于远震面波走过的距离远远大于近震距离, 并且积累了地壳路径上的结构效应, 面波往往变得很复杂. 因此, CAPtele 方法不考虑对面波进行拟合, 只用体波中的 P 波和 SH 波^[22]. CAPtele 采用修改自 Kikuchi 和 Kanamori^[23]的方法计算远震格林函数, 使用传播矩阵方法计算水平层状地壳速度模型下的理论地震图, 用几何扩散和距离衰减来模拟地幔中的地震波传播效应. 并进一步计算了各波形分量的误差函数对参数空间进行搜索, 从而得到最小误差解, 其中误差函数定义与 CAP 相同. 为了保证各个波形分量对反演结果的贡献相同, 远震中 P 波与 SH 波的权重比 $wP:wS$ 由满足下式时给出, P 和 S 分别代表 P 波和 SH 波, rms 为各个波形分量与理论合成图的二范数误差, n 为采用的波形数目:

$$wP:wS = \frac{rmsS}{nS} : \frac{rmsP}{nP}. \quad (1)$$

陈伟文等^[17]把利用近远震波形联合反演的算法

称为 CAPjoint. CAPjoint 在采用近远震数据进行联合反演时, 通过赋予适当的近远数据权重比来同时反演近震和远震数据, 以避免近震波形振幅过大引起的偏差. 近远震数据的权重比也通过(1)式确定, P 代表近震数据, S 代表远震数据. 在本文中, 我们修改了 CAPjoint 程序, 对近远震波形采用不同的时窗、滤波频段和距离衰减因子, 以充分考虑近震记录和远震记录的不同频率特征和振幅衰减的不同特性.

2 数据及速度模型

2.1 数据及处理

龙门山地区地震台站分布非常密集, 能够为本次地震提供有力的数据支持^[24]. 基于 CAP 方法的特点和快速获取稳定可靠结果的目的, 我们根据信噪比高、P 波初动明显和台站响应参数可靠的原则, 以及台站方位分布良好的要求, 挑选出 12 个质量较高的近震数据. 远震波形来自 IRIS 网站. 台站分布如图 1 所示.

对于近震波形, 首先将记录的速度波形扣除仪器响应, 并旋转成 Z-R-T 分量, 手动拾取 P 波到时,

然后将实际数据截断为 35 s 窗长的 Pnl 和 70 s 窗长的面波部分. 为了提高信噪比, 得到比较可靠的结果, 先对 Pnl 部分经带宽为 0.05~0.2 Hz、面波部分经带宽为 0.05~0.1 Hz 的 4 阶 Butterworth 带通滤波器滤波. 这样滤波可以有效地减小地壳精细结构和噪声带来的影响, 既可以得到恰当的标量地震矩也能充分反映地震波携带的震源信息^[26]. 对理论波形, 也采用相同的滤波范围, 利用格点搜索和互相关的方法, 根据误差目标函数搜索出合成理论地震图与观测地震图全局差异最小时的震源机制解^[13]. 另外, 为了避免反演结果主要受近台波形的影响, 我们考虑了地震波随距离衰减对波形的改造作用, 采用如下的误差函数计算拟合误差^[13]:

$$e = \left\| \left(\frac{r}{r_0} \right)^p \right\| \cdot \|u - s\|, \quad (2)$$

其中, r 为震中距, r_0 为选定的参考震中距, 本文取为 100 km. 振幅随距离的衰减指数 p , 对体波和面波分别采用不同的取值, 对于体波, $p=1$; 对于面波, $p=0.5$. u 和 s 分别为实际地震波形和理论地震波形.

对于远震波形, 采用 tel3 程序计算格林函数, 对

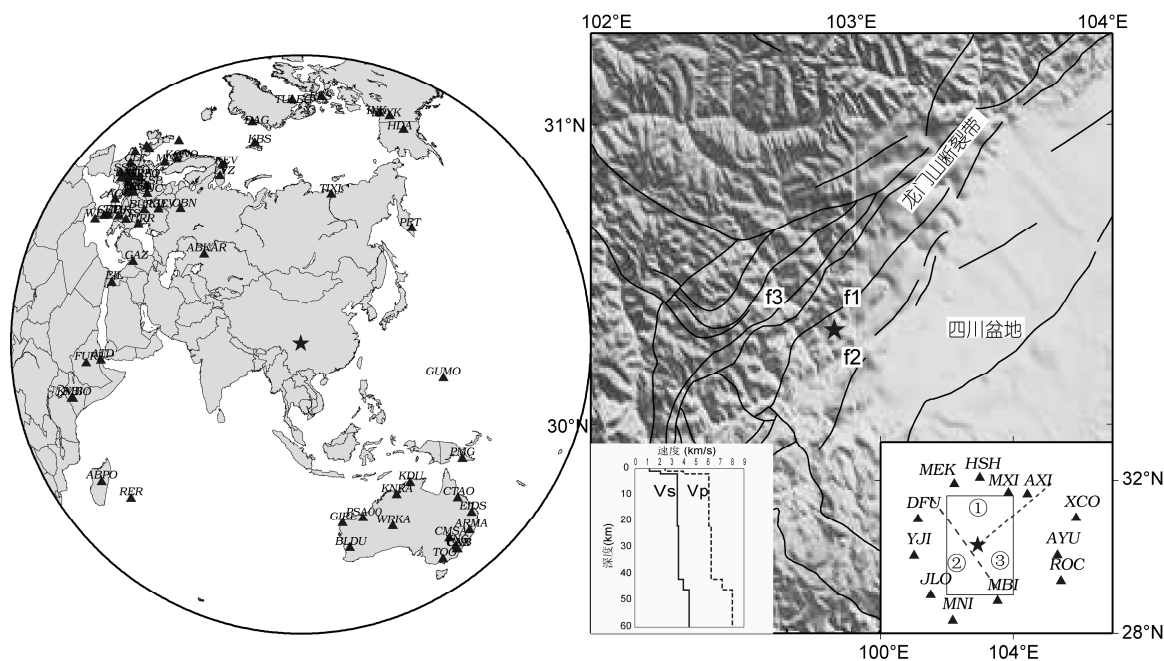


图 1 震中、台站分布示意图和选用模型

五角星代表震中, 三角形代表台站, 右边左下小图为选用的速度模型(模型 1), 右下小图中虚线划分出①, ②, ③三个区域, 三个区域采用不同的速度模型, 构成分区模型(模型 2). f1 为彭县-灌县断裂, f2 为雅安断裂, f3 为北川-映秀断裂^[25]

P 波采用 0.01~0.05 Hz 滤波, 窗长取为 50 s, 对 SH 波采用 0.01~0.04 Hz 滤波, 窗长取为 120 s. 远震体波非弹性衰减因子 t^* 与震中距无直接因果关系, 是一个常数^[27], 韦生吉^[22]验证了远震波形拟合时, P 波和 SH 波分别采用 $t_p^* = 1$, $t_{sh}^* = 5$ 得到的拟合误差最小, 因此本文选取 $t_p^* = 1$, $t_{sh}^* = 5$ 的衰减因子, 以考虑非弹性衰减对远震波形的改造作用^[23]. 联合反演时通过选取近远震数据的权重比, 使得近远震对误差函数产生均等的贡献.

2.2 地壳速度模型

龙门山地区地质构造非常复杂, 在水平方向上存在巨大的地壳速度差异和地壳厚度差异^[28], 这种差异可能对震源机制解和深度的反演结果产生一定的影响. 因此, 首先需要对地壳速度模型进行分析和选取. 汶川地震发生之后, 研究人员对该地区的速度精细结构做了大量的研究^[29,30], 取得了很多重要的成果. 这为我们建立该地区的速度结构模型提供了很好的参考. 但是, 由于我们采用的 CAP 方法是基于一维分层模型, 这里综合考虑这些速度结构结果来建模. 郑勇等^[5]结合中国科学院实验地震队在 90 年代对四川境内的北碚—黑水剖线的地壳测试工作和 Crust2.0 模型, 给出了该地区的一个平均模型. 易桂喜等^[31]基于该模型反演得到了汶川地震余震的震源机制解. 结合之后的一些工作^[32-36], 我们建立模型(模型 1)如图 1 所示.

对于远震反演来说, 其源区模型为各向均匀的分层地壳模型. 因此我们选用近震模型为源区模型, 地幔模型采用 PREM^[37]. 由于 CAP 方法对台站处地壳速度结构的精确性要求不高, 远震台站处也选用源区的地壳速度模型.

3 结果及分析

3.1 震源深度和震源机制解

基于模型 1 平均速度模型和图 1 中近远震波形数据, 利用 CAP 方法, 经过全局搜索, 在震源深度 17 km 附近, 拟合误差最小, 如图 2(a)所示, 震级为 $M_w 6.67$. 对应的最佳震源机制解节面 I 走向为 216° , 倾角为 45° , 滑动角为 90° ; 另一节面走向为 36° , 倾角为 45° , 滑动角为 90° . 基于远震数据, CAPtele 方法搜索的最佳深度在 16 km 附近, 如图 2(b)所示, 震级为 $M_w 6.66$. 震源机制解节面 I 走向为 209° , 倾角为 44° , 滑动角为 91° ; 另一节面走向为 28° , 倾角为 46° , 滑动角为 89° . CAPjoint 方法联合近远震反演得到的震源机制解节面 I 走向/倾角/滑动角分别为 $210^\circ/44^\circ/91^\circ$, 节面 II 为 $29^\circ/46^\circ/89^\circ$, 震级为 $M_w 6.66$, 深度为 16 km, 如图 2(c)所示. 从图 2 中可以看出, 反演得到的震源机制解在各个深度都较为一致, 结果比较稳定, 都为逆冲型地震. 联合反演的理论波形和实际观测波形的对比图如图 3 所示. 从图中可以看到波形拟合非常好, 互相关系数在 60% 以上, 属于强度

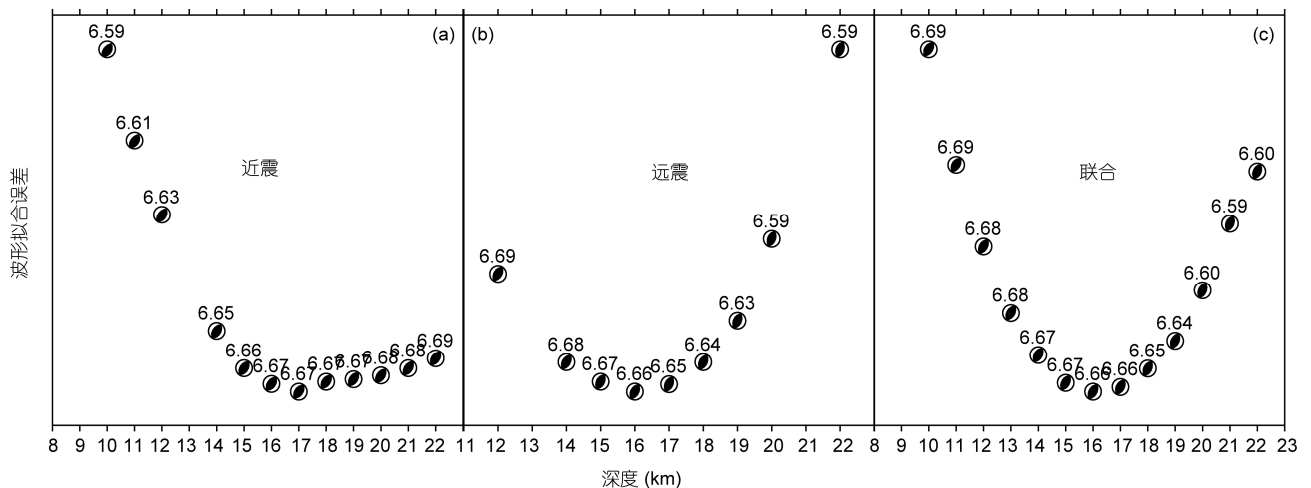


图 2 拟合误差和震源机制随不同震源深度的变化图

(a) CAP 结果; (b) CAPtele 结果; (c) CAPjoint 结果

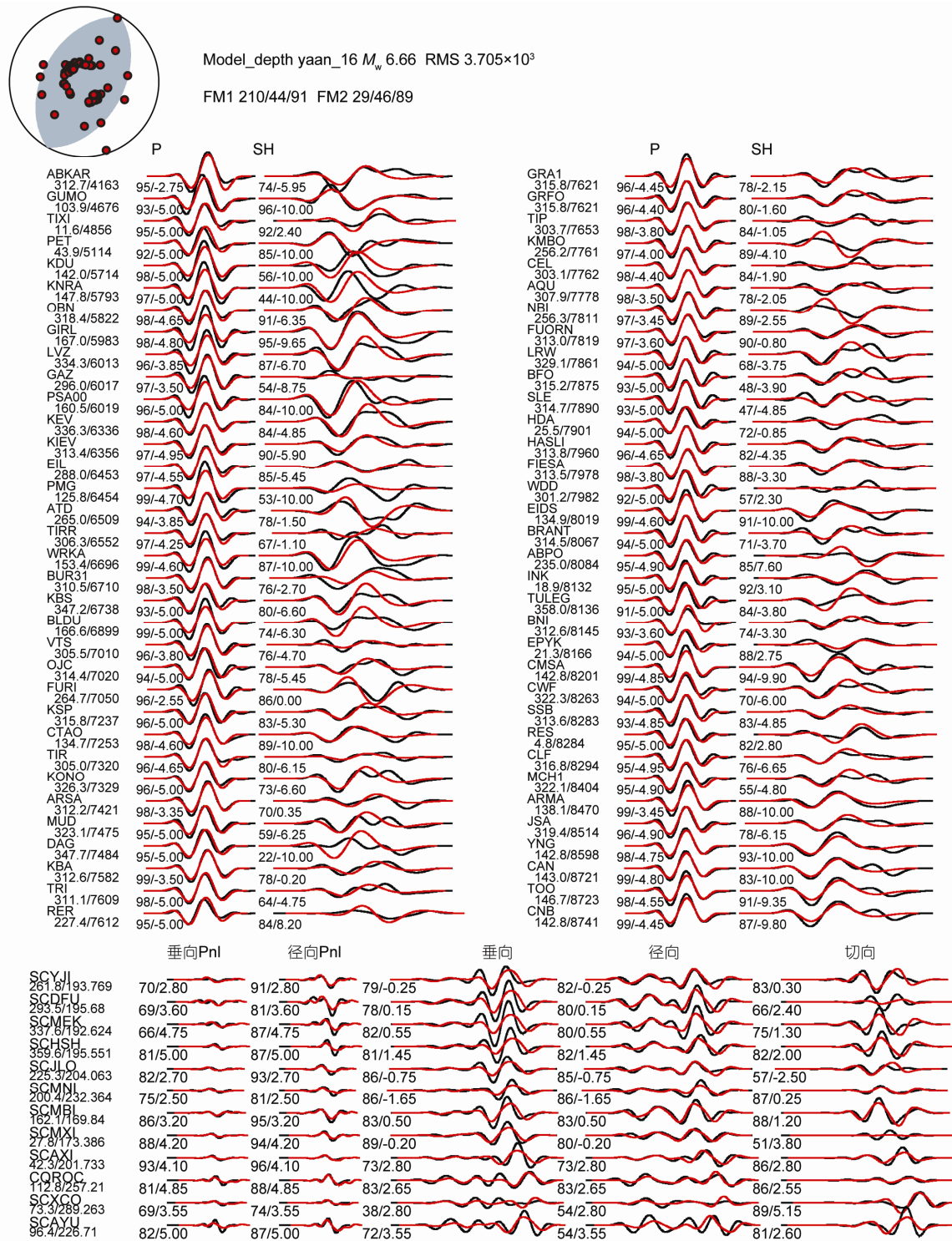


图3 CAPjoint方法联合反演的震源机制解、理论地震图(红线)和观测地震图(黑线)对比图

最上面一行显示该地震节面参数, 震级大小和拟合误差. 波形左侧是台站名、方位角($^{\circ}$)与震中距(km), 下面的数字依次是理论地震图相对观测地震图的相关系数(用百分比表示)以及相对移动时间, 正值表示理论波形比观测波形快

相关; CAP 和 CAPtele 方法反演的波形对比情况与图 3 类似, 互相关系数都很高. 说明反演结果理论合成图与实际观测图吻合得很好. 需要指出的是, 这里 CAPjoint 的结果与 CAPtele 的非常相近, 而与 CAP 的结果有一定的偏差, 这不意味着近震数据在联合反演中不起作用, 只是在网络搜索中, CAPtele 和 CAPjoint 方法恰好在同一个网格内到达误差最小值, 而 CAP 的则落到相邻的另一个网格中, 造成了结果的差异. 事实上, 我们通过权重的调整, 近震数据的贡献与远震数据是一样的. 陈伟文等^[17]采用 Bootstrap 方法验证了近震数据在联合反演中的重要性, 使得联合反演结果较远震结果更收敛、更稳定.

3.2 模型对近震结果的影响

CAP 方法对速度模型的依赖性相对较小, 但是一个好的速度模型能够帮助我们获取更可靠的结果. 而且, 芦山地震所在的龙门山地区地壳结构非常复杂. 龙门山断裂带在地形上显示为一个明显的过渡带, 高程变化从四川盆地的 500 m 到松潘-甘孜地块 4000 m 以上; 其地壳厚度变化从其东边四川盆地的 40 km 到西边松潘-甘孜的 60 km. 在狭长的龙门山断裂两侧以及南部地区, 地壳结构具有很大差异. 由于龙门山断裂狭长区域能划分东西两侧不同速度结构的天然独特性, 我们以它为分界线(图 1 中虚线所示), 在图 1 中虚线分出的①~③三个区域分别采用不同模型, 构成模型 2, 如图 4(a)所示^[38-42], 计算格林函数, 最后再根据台站位置分布采用所在区域的速度模型合成理论地震图, 反演震源机制解和震源深度. 误差随深度分布如图 4(b)所示, 在 15 km 附近, 误差达到最小值, 对应震源机制解为 $214^{\circ}/54^{\circ}/89^{\circ}$, 震级为 $M_w 6.66$, 而波形拟合图与图 3 类似, 互相关系数也非常高. 基于模型 2, 震源机制解和震源深度都与模型 1 有一定的差异, 尤其是断层倾角, 达到 10° 左右. 而根据以前的研究经验^[5,12,14], 模型带来的震源机制解变化一般在一两个步长, 即 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}$ 左右. 除了这个地区地壳结构确实很复杂以外, 我们认为近震反演中点源近似的局限性也有一定的影响. 根据地震震级与破裂尺度的经验关系, 以及刘成利等^[6]反演的震源破裂持续时间, 破裂过程主要集中在前 10 s, 也是本文采用的震源破裂持续时间, 震源的破裂尺度已不可忽视. 这种情况下, 各个台站接收到的震源时间函数和破裂持续时间会随方位角发生变化^[43].

当不同方位角使用不同速度模型时, 可能将地震破裂的更多信息体现了出来, 因此得到的结果与平均模型有一定的差别. 对于此次大地震, 为了得到震源性质的主要信息, 我们倾向于平均模型的结果. 不过, 针对该地区的复杂地壳结构条件, 分区建模也体现了模型对反演结果有一定的影响.

为了进一步测试平均模型对结果反演的稳定性, 我们将模型 2 的①和②两区进行平均, 得到模型 3, 如图 4(c)所示. 反演得到的震源深度为 16 km, 如图 4(d)所示, 震源机制解为 $220^{\circ}/47^{\circ}/96^{\circ}$, 震级为 $M_w 6.68$. 与模型 1 得到的结果震源机制解走向/倾角/滑动角分别相差 $4^{\circ}/2^{\circ}/6^{\circ}$, 与我们采用的角度搜索步长(5°)相当; 震源深度相差 1 km, 震级相差 0.01. 不同平均速度模型得到的结果是一致的. 这也再次说明 CAP 方法对速度结构依赖性相对较小的优点.

3.3 重采样远震数据对结果的影响

为了验证远震反演结果的稳定性, 我们对数据进行了重采样, 用得到的子集数据进行反演, 然后统计分析了不同子集的结果. 陈伟文等^[17]采用 Bootstrap 方法对近震数据进行重采样并进行统计分析, 验证了联合反演的必要性及有效性. 但 Bootstrap 方法在验证 CAPtele 结果时具有一定局限性. 因为本文远震数据数目较多, 其子集的组合数将很大. 例如我们采用了 68 个远震台站, 若从中选取 30 个台站, 可能组合数高达 1×10^{19} , 其导致的计算量十分庞大. 且随机抽样得到的台站很可能分布不均匀, 使得远震数据对震源球采样集中在一个点, 导致反演结果出现偏差. 因此我们依据震中距对远震数据进行了分类, 用不同震中距的数据子集来反演结果. 如表 1 所示, 我们将数据按照震中距分为四类: (1) 3000~6000 km, (2) 6000~7000 km, (3) 7000~8000 km, (4) 8000~8800 km, 并利用每一类数据进行反演. 由结果可见, 即使如(1)类数据, 台站数目已经很少, 仍然得到较一致的结果, 说明远震数据对震源机制解和矩心深度具有很好的约束能力.

3.4 结果比较

我们利用不同的模型和方法, 反演得到的芦山地震震源机制解和震源深度如表 2 所示. 这里收集了 Harvard, USGS 和 IGP-CEA 三家单位给出的震源参数结果, 与我们的进行对比(表 2). 从表 2 中的对比结

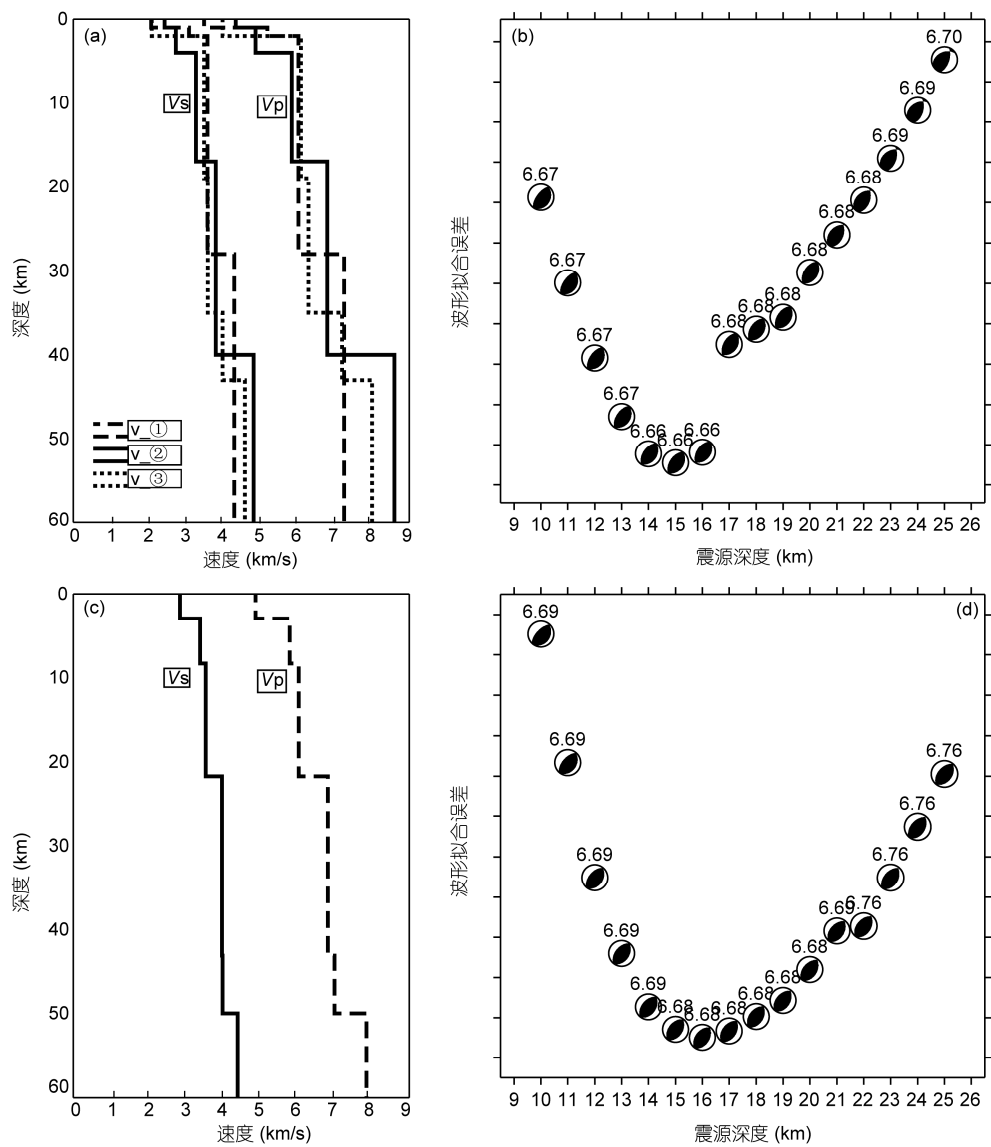


图 4 不同速度模型反演得到的震源深度和震源机制解

(a) 速度模型 2; (b) 基于速度模型 2 的反演结果; (c) 速度模型 3; (d) 基于速度模型 3 的反演结果

表 1 不同震中距远震数据反演结果

震中距(km)	走向(°)	倾向(°)	滑动角(°)	震级(M_w)	最佳深度(km)	台站数
3000~6000	220	43	98	6.69	15	8
6000~7000	203	43	92	6.65	18	13
7000~8000	207	43	88	6.64	16	28
8000~8800	219	46	98	6.65	17	19
全部	209	44	91	6.66	16	68

果来看, 我们得到的震源机制解与三家的结果是一致的, 利用 CAP 方法及其发展方法反演得到芦山地震的最佳双力偶解, 能够体现震源的主要性质。而在

震源深度上, 利用 CAP 和 CAPtele 以及 CAPjoint 方法得到的结果都比较稳定而且集中, 在 16 km 左右, 由于远震资料包含了远震深度震相 pP 和 sP 等, 对深

表 2 震源参数结果对比

来源	节面 I	节面 II	震级(M_w)	最佳深度(km)
CAP	模型 1	216°/45°/90°	6.67	17
	模型 2	214°/54°/89°	6.66	15
	模型 3	220°/47°/96°	6.68	16
CAPtele	209°/44°/91°	28°/46°/89°	6.66	16
CAPjoint	210°/44°/91°	29°/46°/89°	6.66	16
Harvard	210°/38°/96°	22°/53°/85°	6.6	21.8
USGS	WPhase	218°/39°/103°	6.6	11
	Body-Wave	216°/47°/93°	6.5	19
	Centroid	198°/33°/71°	6.6	10
刘杰等 ^[1]	214°/39°/100°	21°/52°/82°	6.37	19
曾祥方等 ^[4]	212°/47°/93°	28°/43°/87°	6.7	12

度具有较好的约束, 而且震中距较远, 能够视地震震源为点源, 得到地震的矩心位置更为可信. 而且, 由之前的分析看出, 采用平均速度模型结构, 所得到的震源机制解和震源深度都是稳定和一致的, 因此我们采用 CAPjoint 方法得到的反演结果.

另外, 刘杰等^[1], 曾祥方等^[4]也很快发表了他们的研究结果. 刘杰等^[1]利用近震波形资料, 采用 CAP 方法反演得到的震源参数也列于表 2 中. 从其震级上来看, 和我们结果的差异很可能是两个工作采用的震源持续时间不同所致. 曾祥方等^[4]利用远震数字波形记录, 分别利用 P 波初动和波形联合反演的方法获取了本次震源参数, 其联合反演的结果如表 2 所示. 在联合反演时, 远震数据只选取了信噪比相对较高的 P 波部分, 近震数据选取了传播路径较为简单的径向和竖直向长周期 S 波和面波记录. 除震源深度以外, 两者的结果是一致的. 而深度结果与我们的差异可能与数据的选取、滤波的频段等有一定的关系.

4 讨论与结论

本文利用近震与远震宽频带地震仪记录数据, 采用 CAP, CAPtele 和 CAPjoint 方法分别反演得到了 2013 年 4 月 20 日芦山地震的震源机制解和震源深度. 根据刘成利等^[6]反演的震源破裂持续时间, 通过测试, 选取合适的滤波频段, 并利用三种速度模型探讨了速度结构对震源机制解和震源深度的影响; 以及通过对远震数据重采样的方法, 验证结果对于数据选用的稳定性. 各种方法和基于不同速度模型得到的结果都比较稳定, 而且一致. 其中, 基于龙门山地区的平均模型, 利用 CAPjoint 方法得到的最佳双力偶

机制解为: 节面 I 走向 210°, 倾角 44°, 滑动角 91°; 节面 II 走向 29°, 倾角 46°, 滑动角 89°, 结果稳定在两个步长, 即 10°左右.

由于龙门山地区速度结构比较复杂, 断层两侧速度结构相差较大^[28], 文中显示当不同地区采用不同模型进行震源机制解反演时, 所得到的结果与其他结果稍有差异. 更精细、甚至三维速度模型对 CAP 方法还是有一定的影响, 可能更能体现出地震的复杂性质, 尤其如本次的大地震. 在这种复杂地区, 采用简单的一维模型可能只能得到一级近似的结果, 有必要在以后的工作中考虑准二维模型或者三维模型.

另外, 在反演震源参数过程中, 震源持续时间的选取也对结果有一定的影响, 特别是对于 6.5 级以上的强震, 由于地震本身的破裂尺度和持续时间较长, 其影响尤为重要. 本文根据刘成利等^[6]给出的震源破裂持续时间, 选取为 10 s. 另外采用 CAPjoint 对持续时间进行了搜索, 得到误差最小时的震源持续时间为 5 s, 并对比分析了 5 s 和 10 s 持续时间的反演结果. 5 s 时, 近震波形拟合比 10 s 时结果稍好, 时移时间也较小, 但震级偏小 0.2 左右; 远震波形拟合也比 10 s 时的结果好, 时移时间均在 5 s 以内, 但震级也偏小, 达 0.1 左右. 基于 CAP 程序, 持续时间变小时, 震源时间函数振幅会变大, 其更接近于点源假设的震源时间函数(脉冲函数), 但是却不符合实际破裂情况. 因此对于中强地震的反演来说, 其持续时间的选取应参照地震标度律以及破裂模型给出的地震矩释放函数(Moment Rate Function). 所以在反演此次芦山地震的双力偶点源模型时, 我们认为 10 s 的震源持

续时间是合理的.

大地震具有一定的破裂尺度, 震源深度也有一定的范围. 我们三种方法得到的结果相对比较集中, 在 16 km 左右. 考虑到远震数据中充分包含了远震深度震相 pP 和 sP 等, 得到的结果更可信, 另外, 我们通过抽取台站组合的方式, 显示出 CAPtele 方法搜索

得到的震源深度是比较稳定的. 因此, 我们认为深度在 (16 ± 2) km. 为了更好地确定该地震的震源深度或者断层的深部展布, 需要对丰富的余震系列做进一步的研究分析, 另一个可行的方案就是利用深度震相, 精确确定地震的破裂起始深度. 我们将在下一步的工作中继续开展.

致谢 中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心和四川省地震局提供近震地震波形资料; Harvard_CMT, USGS 以及 IRIS 为本研究提供波形数据和地震信息; 中国科学院测量与地球物理研究所倪四道研究员、中国科学技术大学陈伟文博士生对本文提出建议, 在此一并致谢. 本文图件均用 GMT 软件绘制.

参考文献

- 1 刘杰, 易桂喜, 张致伟, 等. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M7.0$ 级地震介绍. 地球物理学报, 2013, 56: 1404–1407
- 2 张勇, 许力生, 陈运泰. 芦山 4.20 地震破裂过程及其致灾特征初步分析. 地球物理学报, 2013, 56: 1408–1411
- 3 王卫民, 郝金来, 姚振兴. 2013 年 4 月 20 日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果. 地球物理学报, 2013, 56: 1412–1417
- 4 曾祥方, 罗艳, 韩立波, 等. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 $M_{7.0}$ 地震: 一个高角度逆冲地震. 地球物理学报, 2013, 56: 1418–1424
- 5 郑勇, 马宏生, 吕坚, 等. 汶川地震强余震($M_s \geq 5.6$)的震源机制解及其与发震构造的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 413–426
- 6 刘成利, 郑勇, 葛粲, 等. 2013 年芦山 7.0 级地震的动态破裂过程. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1020–1026
- 7 单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2008 年 5 月 12 日 $M_w 7.9$ 汶川地震导致的周边断层应力变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 537–545
- 8 单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2013 年芦山地震导致的周边断层应力变化及其与 2008 年汶川地震的关系. 中国科学: 地球科学, 2013, 1002–1009
- 9 Chen P, Jordan T H, Zhao L. Finite-Moment Tensor of the 3 September 2002 Yorba Linda Earthquake. Bull Seismol Soc Amer, 2005, 95: 1170–1180
- 10 Gao Y, Wu Z L, Liu Z, et al. Seismic source characteristics of nine strong earthquakes from 1998 to 1990 and earthquake activity since 1970 in the Sichuan-Qinghai-Xizang (Tibet) zone of China. Pure appl Geophys, 2000, 157: 1423–1443
- 11 高原, Suzan Van Der Lee, Giardini D, 等. 应用振型叠加方法研究 1997 年 11 月 8 日中国西藏玛尼地震震源机制. 地球物理学报, 2001, 44(增刊): 98–106
- 12 Zhao L S, Helmberger D V. Source estimation from broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Amer, 1994, 84: 91–104
- 13 Zhu L P, Helmberger D V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. Bull Seismol Soc Am, 1996, 86: 1634–1641
- 14 韦生吉, 倪四道, 崇加军, 等. 2003 年 8 月 16 日赤峰地震: 一个可能发生在下地壳的地震? 地球物理学报, 2009, 52: 111–119
- 15 Wang Z, Chong J, Ni S, et al. Determination of focal depth by two waveform based methods: A case study for the 2008 Panzhihua earthquake. Earthq Sci, 2011, 24: 321–328
- 16 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 等. 2011 年 1 月 19 日安庆 $M_{4.8}$ 地震的震源机制解和深度研究. 地球物理学报, 2012, 55: 1624–1634
- 17 陈伟文, 倪四道, 汪贞杰, 等. 2010 年高雄地震震源参数的近远震波形联合反演. 地球物理学报, 2012, 55: 2319–2328
- 18 吕坚, 曾文敬, 谢祖军, 等. 2011 年 9 月 10 日瑞昌-阳新 4.6 级地震的震源破裂特征与区域强震危险性. 地球物理学报, 2012, 55: 3625–3633
- 19 韩立波, 蒋长胜, 包丰. 2010 年河南太康 $M_{4.6}$ 地震系列震源参数的精确确定. 地球物理学报, 2012, 55: 2973–2981
- 20 吕坚, 王晓山, 苗春兰, 等. 汶川余震系列北川以北段的震源分布特性与破裂复杂性研究. 大地测量与地球动力学, 2012, 32: 17–21
- 21 Zhu L, Rivera L A. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. Geophys J Int, 2002, 148: 619–627
- 22 韦生吉. 稀疏台网震源参数方法研究. 博士学位论文. 合肥: 中国科学技术大学, 2009. 26–30, 101–104
- 23 Kikuchi M, Kanamori H. Inversion of complex body waves. Bull Seismol Soc Amer, 1982, 72: 491–506
- 24 郑秀芬, 欧阳飏, 张东宁, 等. “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, 2009, 52: 1412–1417

- 25 张培震, 徐锡伟, 闻学泽. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, 2008, 51: 1066–1073
- 26 Tan Y, Zhu L P, Helmberger D V, et al. Locating and modeling regional earthquakes with two stations. *J Geophys Res*, 2006, 111: B01306, doi: 10.1029/2005JB003775
- 27 Helmberger D V. On the structure of the low velocity zone. *Geophys J R astr Soc*, 1973, 34: 251–263
- 28 Yao H, Van Der Hilst R D. Analysis of ambient noise energy distribution and phase velocity bias in ambient noise tomography, with application to SE Tibet. *Geophys J Int*, 2009, 179: 1113–1132
- 29 Zhang Z, Wang Y, Chen Y, et al. Crustal structure across Longmenshan fault belt from passive source seismic profiling. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L17310, doi: 10.1029/2009GL039580
- 30 Zhang Z, Yuan X, Chen Y, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 292: 254–264
- 31 易桂喜, 龙峰, 张致伟. 汶川 M_s 8.0 地震余震震源机制解时空分布特征. 地球物理学报, 2012, 55: 1213–1227
- 32 Yang Y, Ritzwoller M H, Zheng Y, et al. A synoptic view of the distribution and connectivity of the mid-crustal low velocity zone beneath Tibet. *J Geophys Res*, 2012, 117: B04303, doi: 10.1029/2011JB008810
- 33 Li Z W, Ni S D, Hao T Y, et al. Uppermost mantle structure of the eastern margin of the Tibetan plateau from interstation Pn traveltime difference tomography. *Earth Planet Sci Lett* 2012, 335–336: 195–205
- 34 李志伟, 胥颐, 黄润秋, 等. 龙门山地区的 P 波速度结构与汶川地震的深部构造特征. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 283–290
- 35 Xu Y, Li Z W, Huang R, Xu Y. Seismic structure of the Longmen Shan region from S-wave tomography and its relationship with the Wenchuan M_s 8.0 earthquake on 12 May 2008, southwestern China. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L02304
- 36 郑勇, 葛粲, 谢祖军, 等. 芦山与汶川地震震区地壳结构及深部孕震环境. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1027–1037
- 37 Dziewonski A, Anderson D. Preliminary reference earth model. *Phys Earth Planet Inter*, 1981, 25: 297–356
- 38 赵珠, 范军, 郑斯华, 等. 龙门山推覆构造带地壳速度结构和震源位置的精确修定. 地震学报, 1997, 19: 615–622
- 39 王椿镛, 吴建平, 楼海, 等. 川西藏东地区的地壳 P 波速度结构. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 181–189
- 40 朱介寿. 汶川地震的岩石圈深部结构与动力学背景. 成都理工大学学报(自然科学版), 2008, 35: 348–356
- 41 胥颐, 黄润秋, 李志伟, 等. 龙门山构造带及汶川震源区的 S 波速度结构. 地球物理学报, 2009, 52: 329–338
- 42 刘启元, 李昱, 陈九辉, 等. 汶川 M_s 8.0 地震: 地壳上地幔 S 波速度结构的初步研究. 地球物理学报, 2009, 52: 309–319
- 43 Tan Y, Helmberger D. Rupture directivity characteristics of the 2003 Big Bear sequence. *Bull Seismol Soc Amer*, 2010, 100: 1089–1106