



论文

汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究

罗艳^{①②}, 倪四道^{①*}, 曾祥方^①, 郑勇^③, 陈棋福^②, 陈颢^②

① 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026;

② 中国地震局地震预测研究所, 北京 100036;

③ 中国科学院测量与地球物理研究所动力大地测量学重点实验室, 武汉 430077

* 联系人, E-mail: stoneustc@gmail.com

收稿日期: 2009-08-17; 接受日期: 2010-04-16

中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项项目(编号: 02092410), 中国科学院知识创新工程(编号: KZCX2-YW-116-1, KZCX2-YW-142), 国家自然科学基金(批准号: 40674027, 40604004)资助

摘要 以往研究表明, 大陆板内成熟断层的浅部有断层泥的充填, 不能积累足够应变产生地震, 所以绝大多数地震的深度都深于 5 km. 而年轻断层或完整岩体在积累足够应变的情况下可以发生浅于 3 km 的地震. 汶川地震形成了 200 多公里的地表破裂, 但是远震波形反演及余震分布表明, 主震可能继续往东北方向的地下破裂了 50 多公里, 在破裂区东北端深部破裂可能引起浅部应力增加, 从而产生浅震. 2008 年 7 月 24 日在汶川地震破裂带东北端青川发生了一次 $M_s 5.7$ 级的余震. CAP 方法反演表明, 此次地震的震源机制解为逆冲型, 深度为 3 km. 为了进一步确认震源深度, 本文利用震中距约 15 km 的近台 L0205 观测到的深度震相 sPL 及面波体波振幅比确认其深度. 由于地震深度小于震中距 1/5, Rayleigh 波才能发育, 在 15 km 左右的距离上观测到远强于 SV 波的 Rg 波, 这也充分证明了这次地震的震源很浅. 在该台上还观测到该地震序列多次余震的 sPL, 由此得到的震源深度都浅于 3 km. 另一方面, 由于实地考察和 InSAR 研究没有发现汶川主震在这个地区有地表破裂, 所以本文认为这个地震序列是由于深部破裂引起浅部应力增加而导致完整岩体的新鲜破裂, 而非沿着汶川主震破裂带发生. 研究余震深度变化趋势及发震断层对认识主震发震机理及理解破裂带特征具有重要意义.

关键词汶川地震
浅震
震源深度
波形反演

2008 年 5 月 12 日 14 点 28 分, 在四川汶川 (30.99°N, 103.32°E) 发生了 $M_s 8.0$ 级的特大地震, 这次地震造成了巨大的经济损失和人员伤亡. 其后几个月内, 沿着这次主震的发震断层发生了多次 5 级以上的强余震, 研究这些强余震的位置对认识汶川主震的发震机理有十分重要的意义. 其中余震序列的

深度和机制解对发震断层、区域构造应力状态等有比较好的约束, 同时震源深度对认识区域地震活动性, 研究地震灾害是一个非常重要的震源参数, 对认识地震活动与地质构造之间的关系, 勾画活动断层形态等也起着非常重要的作用.

大部分大陆板内地震的深度一般在 5~25 km^[1~4],

当深度大于 25 km 时, 由于温度增加, 物质产生塑性变形, 不容易积累应变. 而深度小于 5 km 时, 由于接近自由表面, 对于成熟断层而言, 地表过程非常复杂, 且浅部会填充松软断层泥, 因此很难积累足够应变. 因此过深或者过浅的地震都很少发生. 最近的一些结果也表明汶川余震的深度大多也在此范围内^[5-10]. 但是在很多地区, 特别是古老、稳定的大陆块体内部, 如澳大利亚西南地区(Meckering 地区)、北美地区, 由于冷硬的古老地盾岩石强度大, 除了近地表之外的其他部分岩石强度都超过了周围偏应力水平, 断层在偏应力驱动下, 其破裂很难往深部发展故只能在浅部破裂, 形成浅震^[11]. 2004 年 8 月 4 日发生在北美洲 Lake Ontario 的 M_w 3.1 级地震, 其震源深度只有 4 km, 发生在 Precambrian 基底之上, 最浅的地震深度只有 1 km^[12,13], 这些地震不仅没有观察到地表破裂, 在同一地区也没有与之相应的已知断层. 有研究表明, 在汶川余震区东北端也有可能存在浅于 5 km 的地震^[7].

但是地震的 5 个基本参数中, 震源深度是最难测定的, 因为震源深度不仅与发震时间之间存在折衷, 还依赖于震源区的地震波速度模型. 对于中强地震, 震源深度可以利用远震深度震相 sP(或 pP)与其参考震相 P 的到时差^[14,15]得到进一步的约束. 而对于小地震, 只有在区域台网的台站方位角分布均匀, 而且台站密集(比如小于 2 倍于震源深度的震中距范围各方位均匀分布有台站), 才能由区域台网记录的 Pg, Sg 波到时比较好地确定震源深度. 但是, 目前我国大部分区域的台站空间分布都很难达到这个要求, 因此得到的震源精度不高.

近震震相的研究为地震的定深提供了一种新的途径. 在一定震中距范围往往可以观测到清晰的近震深度震相 sPL, sPg, sPmP, sPn 与其参考震相 P, PmP, Pn. 如果能识别出这些震相, 就可以比较好地确定震源深度. 国内外学者利用这个方法开展了大量的工作, 比如 Langston^[11]在研究 1968 年澳大利亚 Meckering 近震序列时观测到直达波 Pg 有两个较稳定的波峰, 跟理论地震图比较后确认在直达 P 波后出现的是 sPL 震相, 他利用这两者的到时差确定了一系列地震的深度. 除此之外还有很多使用近震深度震相确定震源深度的研究结果^[16-25]. 总之, 利用深度震相确定震源深度方法已经得到广泛的应用, 在台站分布不理想的时候, 是一种比较好确定震源深度的

方法. 另外, 面波与体波的振幅比也能对地震的深度进行进一步的约束. 一般而言, 地震的面波强度与震源深度有直接的对应关系, 面波和体波的振幅比在很大程度上体现了地震深浅的变化. 所以综合近震深度震相波形拟合和面波体波振幅比等手段, 能够对地震的深度有较准确的约束, 从而对一些浅源地震进行准确定深, 这对于了解地震的发震构造、地质特征, 以及地震的灾害防治都有很大意义.

已有的研究表明汶川余震深度多在 5~20 km 之间^[5-10]. 尤其在破裂区的东北端, 发生的 M_s 6.4 最强余震其深度超过 15 km. 在 7 月份以前, 该地区的余震深度多数在 10 km 左右. 然而郑勇等^[7]的研究表明, 在汶川余震区东北端有可能存在浅于 5 km 的地震. 特别是 2008 年 7 月 24 日青川地区发生的 M_s 5.7 级地震, 从近震的波形研究来看其深度可能在 3 km 左右. 为了确认此次地震的确切深度, 本文首先用 CAP 方法分别对体波和面波波形进行拟合, 确定了主震发震断层的走向、倾角、滑动角分别为 351° , 32° , 94° , 震源深度为 3 km, 然后用面波与 SV 波的振幅比、近震深度震相 sPL 波形拟合的方法进一步证实了该震序列发生在 3 km 以上的浅部, 并探讨了在该地区发生浅震的可能机理.

1 地质构造特征

汶川地震的发震区域——龙门山断裂带分布有多个相互交错的地震断层, 主要的断裂带有茂汶-汶川断裂, 北川-映秀断裂, 蓬溪-灌县断裂^[26]. 这几个主要断裂总体走向大致为 45° , 浅部倾角 $50^\circ\sim 70^\circ$, 向北西倾斜^[27,28]. 汶川地震非常特殊, 一方面它是比较少见的陆内逆冲型 8 级大地震, 其破裂过程复杂, 和大部分的陆内走滑型 8 级地震有明显的区别. 另一方面, 它发生在地表变形率较低的龙门山断层上, 有研究认为它的重复周期为几千到上万年^[29,30]. 实地考察表明, 汶川地震沿着多个断层发生了地表破裂, 主体东北向的主破裂区形成的地表破裂近 240 km. 远震波形反演和余震空间分布表明, 主震破裂带可能长达 300 km 左右, 而地质调查结果表明, 在龙门山断裂带北端青川、宁强一带没有地表破裂, InSAR 结果也没看到该区域的地表破裂, 因此在地表破裂带的北端可能继续往东北方向的地下破裂了 50 多公里. 地表观测的错动多数为 $50^\circ\sim 80^\circ$ 的高角度, 在南段地

表错动以逆冲为主, 在北段则有相当成份的逆冲和右旋走滑^[31,32]. 2008 年 7 月 24 日青川地震发生在龙门山北部区域, CAP 波形反演显示该地震机制解为逆冲性质, 和主震的破裂形态有较大的不同, 且在该地区并没有与这个机制解相对应的已知断层. 因此本文认为该地震可能是汶川地震破裂带东北端地下深部破裂触发了浅部地震活动, 可能是一次浅源诱发地震.

2 重定位

为了减少定位误差给计算理论地震图带来的影响, 本文对 2008 年 7 月 24 日青川主震进行了重新定位. 四川、陕西、甘肃区域台网中许多台站记录到了这次地震, 本文使用了 17 个台的 P 波到时和 12 个台的 S 波到时数据, 震中距范围 13~240 km, 台站方位角分布比较均匀, 使用的速度模型则是参考赵珠等^[33]模型, 用 HYPO2000 定位程序. 青川主震的重定位结果经度、纬度和深度分别为 $\lambda=105.55^\circ$, $\phi=32.70^\circ$, $h=3.94$ km, 考虑到速度结构的误差等的影响, 其重定位结果水平位置误差为 0.62 km, 深度误差为 2.08

km. 这次重定位结果与中国地震台网中心定位结果 $\lambda=105.63^\circ$, $\phi=32.72^\circ$, $h=10.0$ km 及 NEIC 基于远震台网得到的定位结果 $\lambda=105.50^\circ$, $\phi=32.75^\circ$, $h=4$ km 相差不大, 因此由地震波走时也可以基本确定这次地震的是一个浅于 5 km 的浅震.

3 用近震波形反演震源机制解及震源深度

3.1 地震数据

2008 年 7 月 24 日青川地震, 有多个方位角分布较好的区域宽频台记录到清晰的波形, 震中距范围及方位角分布见图 1 所示. 这些台站清晰的波形记录为反演震源参数提供了宝贵的基础资料. 本文选用了四川区域台及部分流动台站 AXI, BZH, HZHG, HZHT, LUYA, MIA, MXI, PWU, SPA, WXT, ZJG 共 11 个台站(见图 2)近震波形记录进行波形反演.

3.2 方法原理

本文采用 CAP (Cut and Paste) 方法^[20,21], 利用近震地震波形反演震源机制解. 该方法将宽频带数字地震记录分为体波部分(Pn1)和面波部分, 分别计算

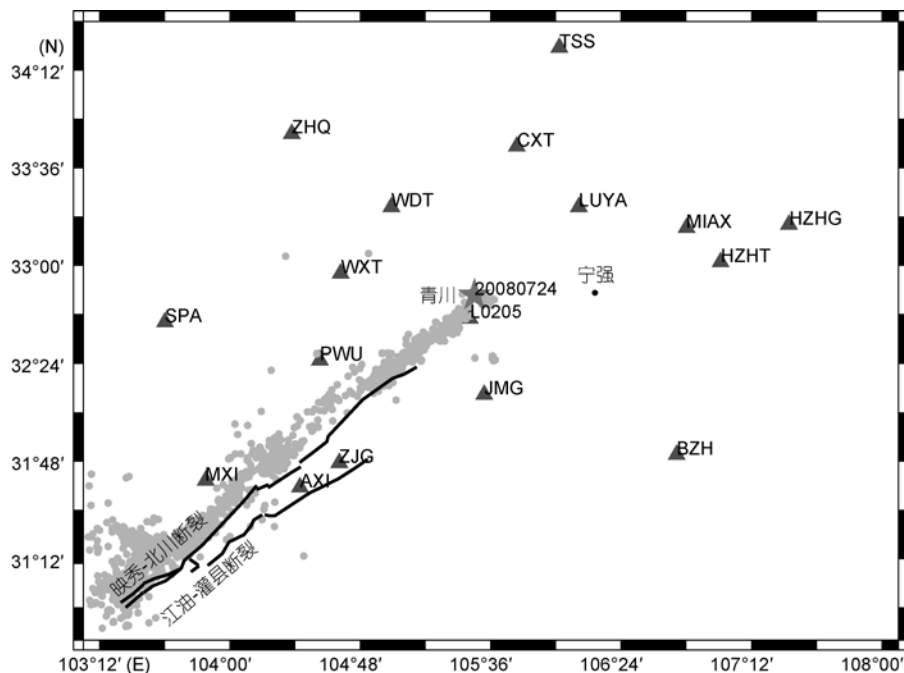


图 1 台站及震中分布

三角形表示用于反演近震波形的台站, 五角星表示本文研究的青川 $M5.7$ 级地震位置, 黑色线条表示汶川主震地表破裂, 灰色圆点是余震分布. 在青川 $M5.7$ 震中附件并没有观测到汶川主震的地表破裂

它们的理论波形和实际观测波形之间的误差函数, 用网格搜索的方法在给定的参数空间中进行搜索, 误差函数最小值即为所求的最佳解. 计算理论地震图采用频率-波数($f-k$)法, 分别对频率和波数进行积分, 采用传播矩阵计算地震的全波场位移, 能够计算各种频率下的体波和面波波形. 震源假设为双力偶源. 由于龙门山断裂带东西两侧地壳结构差异很大, 所以对龙门山断裂带以东的地区地壳模型, 根据赵珠等^[33]给出的地壳模型修改, 以西地区则根据王椿镛等^[34]的模型修改.

3.3 数据处理

对去除了仪器响应的波形中 Pnl 部分使用带宽为 0.05~0.2 Hz、面波部分使用带宽为 0.03~0.1 Hz 的带通滤波器进行滤波. 图 2(a)给出了理论地震图与观测数据的拟合情况, 实际波形数据(黑线)与理论地震图(红线)拟合较好, 时间偏移从 0.59~1.78 s,这是由于速度模型带来的计算走时和读取相位误差引起的, 相位和振幅信息都得到了很好的拟合. 震源机制解显示这次地震发生断层为逆冲型断层, 走向、倾角、滑动角分别为 351°, 32°, 94°. 图 2(b)显示为不同震源深度下搜索震源机制解所对应的误差, 误差极小值在 3 km 处, 该深度即为所求的震源深度.

该地震近震波形反演结果表明震源深度为 3 km, 在该地区发生如此浅源的地震是否可信? 为了进一步确认地震的深度, 本文还使用其余震序列的深度震相 sPL 做进一步的研究.

4 用深度震相sPL反演震源深度

4.1 方法原理

如果能识别近震深度震相 sPg, sPL, sPmP, sPn 与其参考震相 Pg, PmP, Pn, 那么震源深度就能够通过波形反演很好地确定. 因为深度震相与其参考震相的走时差对震源深度变化非常敏感, 而震中距则对走时差影响不大, 这种特性可以克服震源深度和发

震时刻的不唯一性. sPL 为 S 波在地表全反射, 只在 R 和 Z 分量上出现, 比 S 波先到, 具有长周期的特点. T 分量则只有 S 波, 因此到时读取相对简单可靠, 图 3(a)为 sPL 射线路径示意图. 本文使用表 1 速度模型, 震中距为 15 km, 方位角为 23°, 震源机制解参照主震的机制解, 计算了 sPL 理论地震图, 观测其随深度增加的变化规律. sPL 对深度变化十分敏感, 随着深度增加, sPL 与 P 波到时差明显增大, 如图 3(b)所示, 震源深度从 1 km 变化到 5 km 时计算的理论地震图, 深度有 1 km 的改变, sPL 与 P 波到时差就有明显的变化, 因此可利用 sPL 对深度变化敏感的特性, 通过对比理论地震图 and 实际观测的 sPL 震相来确定震源深度. 用此方法确定的震源深度其精度可达到 1 km.

4.2 观测实例

对于青川地震序列, 流动台站 L0205 记录到了多次余震并记录到了清楚的近震深度震相 sPL, 用于本文研究的九次余震列表见表 2. 图 3(c)是 L0205 记录 sPL 震相的一个实例(8 号地震). 深色线条表示实际观测波形, 浅色线条表示理论计算波形, 震中距约为 15 km, 台站方位角为 23°, 经过带通滤波(0.2~2 Hz), 直达 P 波之后可见一个周期较大的震相即为深度震相 sPL. 通过对比理论地震图与实际观测波形, 当震源深度在 3 km 时, 理论计算的 sPL 波形与实际观测波形拟合得最好, 此深度即为所求的震源深度. 由于并不清楚确切速度模型, 我们尝试改变速度模型 10% 左右, 发现所能引起的深度变化大致为 1 km.

深度震相 sPL 波形拟合结果显示 2008 年 7 月 24 日青川余震序列的深度震相为 3 km 左右, 这与 CAP 波形反演主震的深度结果相一致, 进一步证实了这个地震序列可能是发生在 3 km 左右的浅部.

5 用面波与S波振幅比反演震源深度

5.1 方法原理

短周期 Rayleigh 波(Rg 波)发育与否是判别浅震

表 1 计算理论地震图使用的速度模型

厚度(km)	V_s (km/s)	V_p (km/s)	密度(g/cm ³)	$Q_p(\times 10^3)$	$Q_s(\times 10^2)$
0.450	2.500	4.200	2.4000	1.5	6.0
0.450	2.650	4.500	2.4500	1.5	6.0
1.000	2.800	4.800	2.5000	1.5	6.0
39.000	3.200	5.800	2.6000	1.5	6.0

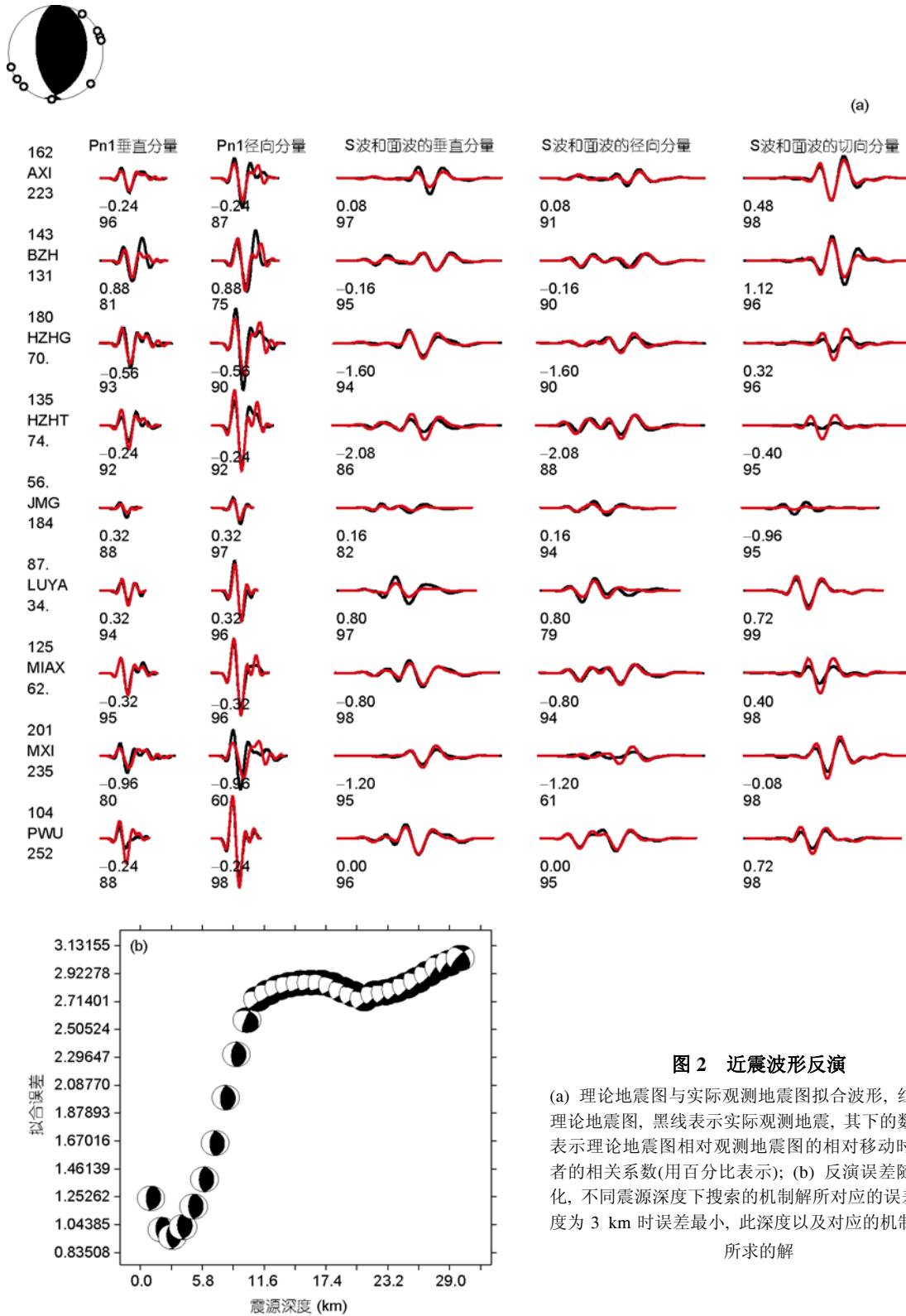


图 2 近震波形反演

(a) 理论地震图与实际观测地震图拟合波形, 红线表示理论地震图, 黑线表示实际观测地震, 其下的数字分别表示理论地震图相对观测地震图的相对移动时间和二者的相关系数(用百分比表示); (b) 反演误差随深度变化, 不同震源深度下搜索的机制解所对应的误差, 当深度为 3 km 时误差最小, 此深度以及对应的机制解即为所求的解

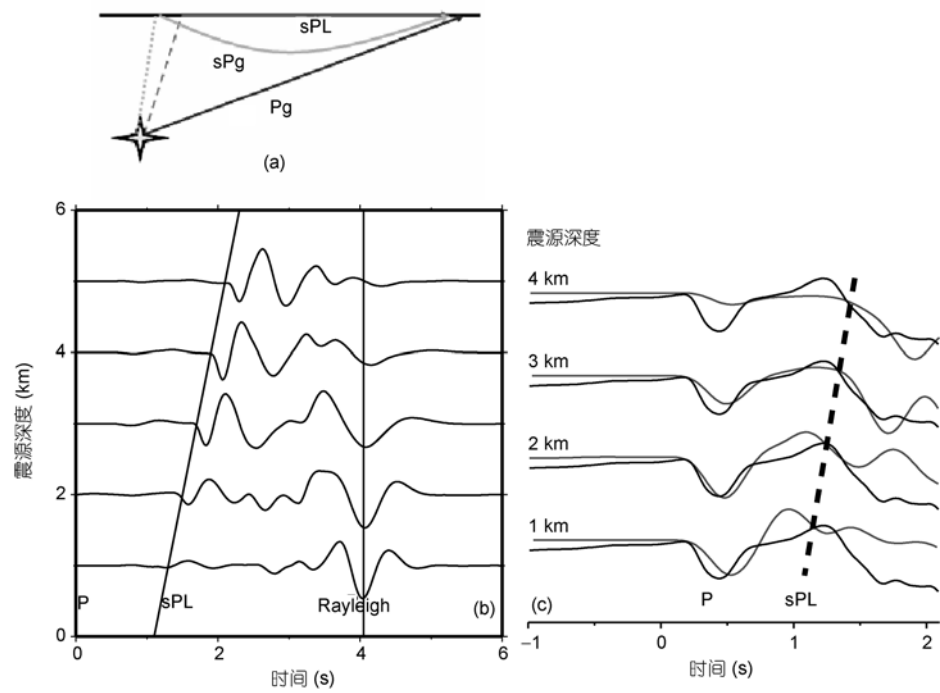


图3 sPL 深度震相确定震源深度原理

(a) sPL 震相射线路径; (b) sPL 对深度变化敏感, 当震源深度从 1 km 变化到 5 km 时, sPL 与 P 到时差明显分开; (c) 实际观测到的 sPL 震相, 当震源深度为 3 km 时波形拟合最好

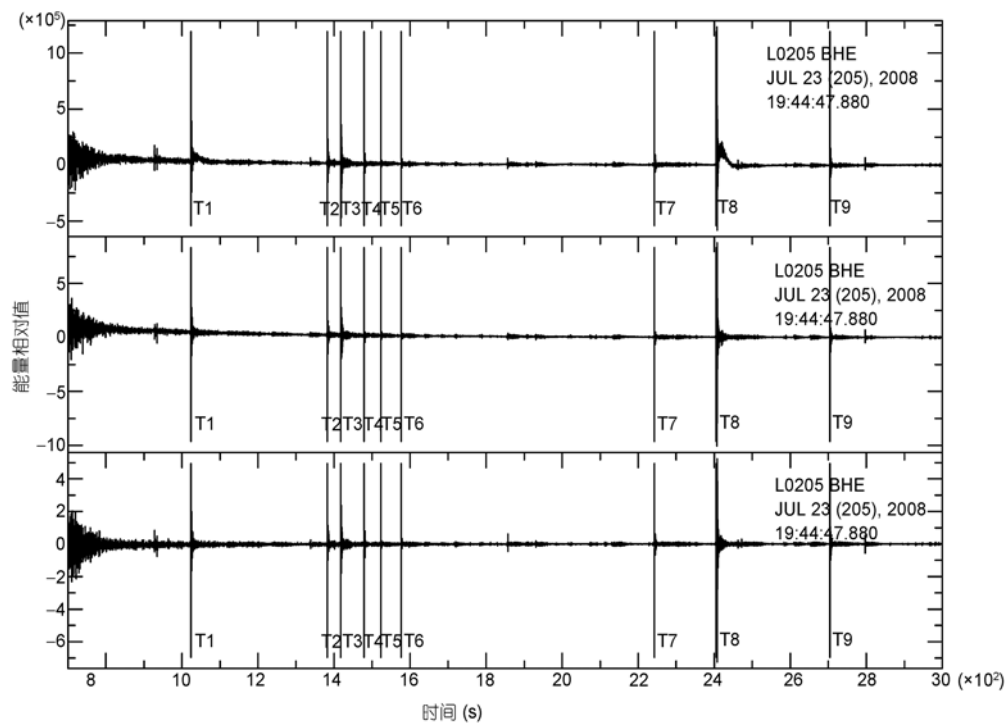


图4 $M_s 5.7$ 青川余震及其跟随的 9 次余震序列

表2 9个余震列表及震源深度定位结果

序号	发震时刻	震源深度(km)
0	2008-07-24 03:54:43.7	3.0
1	2008-07-24 04:01:47	1.8
2	2008-07-24 04:07:45	2.1
3	2008-07-24 04:08:20	2.5
4	2008-07-24 04:09:22	2.0
5	2008-07-24 04:10:06	1.9
6	2008-07-24 04:11:00	2.3
7	2008-07-24 04:22:06	2.2
8	2008-07-24 04:24:48	2.4
9	2008-07-24 04:29:47	1.9

的一个重要指标^[23], 因为 Rg 波只有当震中距足够大时才能发育, (一般需要 5 倍震源深度的距离). 一般情况下大陆板内地震震源深度超过 6~8 km, 就很难观测到 Rg 波. 因此, 如果近震记录观测到很强的 Rg 波则是浅震强有力的证据. 一般情况下 Rg 波与 S 波的振幅比会随着震源深度的增加而减小. 青川主震后发生了许多余震, 越早期的余震越能更好的反映主震的性质. 观察连续记录波形, 在青川主震后一小时内有 9 次震相清晰可辨的余震, 如图 4 所示. 我们截取了这 9 次余震的波形记录, 其发震时间如表 2 所示. 这 9 次余震的垂直与径向分量都记录到了很强的 Rg 波. 经过带通滤波(0.2~2 Hz)之后可以看到清晰的 Rg 波和 S 波, 如图 5(a)所示. 在震中距为 15 km 左右的台站记录到 Rg 振幅显著强于 S 波, 表现出很明显的浅震记录特征. 本文利用 Rg/S 随震源深度增大而减小的性质用 Rg/S 来确定震源深度, 首先需要正确识别出 S 震相和 Rg 震相.

5.2 S波确认

为了确认余震记录中所识别的 S 震相可靠, 本文通过计算理论地震图与实际观测波形三分量对比来辨别 S 震相. 考虑到 S 波在切向分量更易于辨认, 所以通过参考切向分量的 S 波到时, 确认垂直向与径向分量 S 波到时, 这样可防止用于分析的垂直分量 S 波识别错误. 图 5(b)是 L0205 记录的 8 号余震的 3 分量记录, 在垂直分量 S 波的起始位置不太容易辨认, 但是其对应的切向分量可以很容易识别 S 波, 从而确认垂直向 S 震相到时. 图 5(c)是相应的理论地震图, 根据对比理论地震图证实了本文识别的 S 震相是可靠

的. 由于震源机制与速度结构并不太精确, 理论波形与实际波形存在一定的差异, 但是本文主要利用 S 波的到时, 确认 S 震相, 所以由震源机制解误差引起的波形细节上误差对 S 震相的识别没有太大的影响.

5.3 面波确认

面波的径向与垂直分量之间有一个 90°相位差, 图 5(d)显示了 8 号地震观测波形记录的径向分量和垂直分量. 在没有作相移之前径向分量与垂直分量的体波部分相位对应得很好, 但是在面波部分明显有相位差, 如图 5(d)上图所示. 经过 Hilbert 变换相移 90°之后, 径向和垂直向的体波部分相位不能对应, 但是在面波部分却得到了很好的符合, 如图 5(d)下图所示, 这一特点证实了我们识别的面波是正确的.

通过理论地震图与实际观测的三分量地震图确认 S 震相和利用径向与垂直向相位差的特性确认 Rg 震相后, 可以利用短周期面波(Rg)与 S 波振幅比来研究震源深度.

5.4 Rg/S振幅比

短周期面波 Rg 波与 S 波的振幅比随震源深度的增加会急剧减小, 如图 5(e)理论地震图所示, 当震源深度为 1 km 时, Rg 波的振幅很强, S 波振幅却相对很弱, 当震源深度增加到 2 km 时, Rg 波的振幅有所减弱, S 波的振幅有所增强. 当震源深度继续增加, Rg 波的振幅就急剧减小, 而 S 波的振幅急剧增加, 造成 Rg/S 随深度增加而减小的变化规律. 通过测量理论地震图中震源深度从 1 km 变化到 4 km 时对应的 Rg/S 比值变化, 得出 Rg/S 比值与深度之间的一个近线性的定量关系, 如图 5(f)连接黑色圆点的实线所示. 将 Rg/S 的理论定量关系作为一个量板, 通过测量实际地震图中 Rg/S 的比值就可以用此量板中 Rg/S 与深度的定量关系确定大致的震源深度. 图 5(e)第 1 行波形为 8 号余震在 L0205 台站记录到的垂直分量记录, 记录中显示为很强的 Rg 波和相对较弱的 S 波, 其 Rg/S 对应于理论图量板中震源深度为 2 km 时的 Rg/S 振幅比值. 将其余 8 个余震的震源深度也用此方法进行测定. 如图 5(f)所示, 水平实线为这 9 个余震序列实测的 Rg/S 比值, 其 Rg/S 比值对应的震源深度都落在 3 km 以内的范围. 这从另一个方面强有力的证明了青川地震序列是浅震序列.

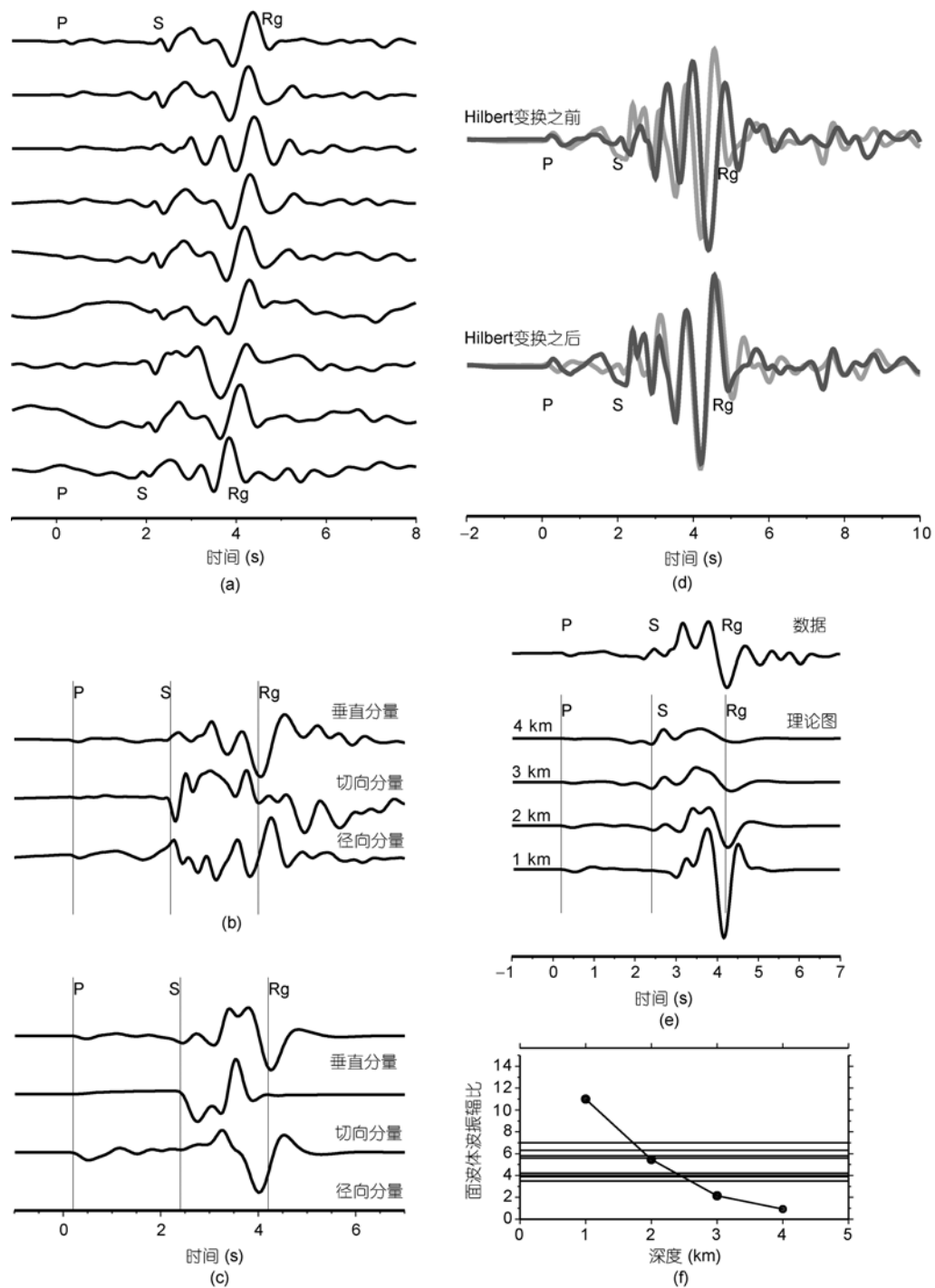


图5 用 R_g/S 比值确定震源深度

(a) 实际观测到的9个余震记录, R_g 大振幅是浅震强有力的证据; (b) 实际观测3分量记录, 切向分量可以识别清晰的S波到时; (c) 理论计算的3分量记录, 进一步确认S震相到时; (d) 观测波形记录(上图)与经过 90° 相移之后(下图)垂直向(浅色)与径向分量(深色)记录对应情况; (e) 上部8号余震实际观测记录, 由 R_g/S 比值对应与3 km震源深度; (f) 折线为 R_g/S 比值与震源深度对应关系, 实横线为9次余震测量的 R_g/S 比值, 均落在3 km 以内的深度范围

6 误差分析

本文使用 sPL 与 P 波到时差作为测量震源深度的工具, 用理论地震图与实际观测地震图对比的方法确定震源深度. 在计算理论地震图时需要在地壳速度模型, 震源位置和震源机制. 这几方面的不确定性都会引起震源深度确定的误差.

结构模型引起的误差: 本文采用的速度结构模型是参考赵珠等^[33]提出的模型, 结合青川地震序列的实际位置而修改过后的结构, 比较符合实际情况. 使用近震深度震相 sPL 与 P 波的相对到时差来确定震源深度, 为了检验速度模型对这种方法确定震源深度的影响, 进行了以下测试: 先给定合理的速度模型计算理论地震图, 给定一个震中距, 震源深度从 1 km 变化到 4 km, 并与实际观测地震图进行对比, 符合得最好的那个即为要确定的震源深度. 然后改变地壳模型, 将速度减小 10%, 观察速度变化对确定震源深度的影响, 其结果速度变化 10% 所引起的深度误差约为 10%. V_p/V_s 、地壳厚度和速度梯度对结果影响不大, 但是改变分层厚度对结果有较大的影响. 速度结构误差所引起的深度误差约为 10%~15%.

地震定位引起的误差: 由于深度震相对震中距并不敏感, P 波与 sPL 的走时差随着震中距变化相对是一个常数, 所以 10 km 左右的水平定位误差对震源深度结果的影响可以忽略. 这个特性也是这种利用深度震相确定震源深度的优势所在. 而利用 P 波和 S 波到时确定深度的方法对震中位置和震源深度存在折衷, 所以定位误差对深度的确定有很大的影响.

震源机制解引起的误差: 速度模型决定震相到时, 而震源机制辐射花样影响地震波的形状和振幅, 因此, 震源机制解的误差可能引起某些震相振幅变小而造成震相识别错误或观测不到震相, 可以通过其他方法正确识别震相以减小这种误差带来的影响. 震源机制解对深度确定的影响并不大.

而用面波与 S 波的振幅比确定震源深度的方法简单易行, 但是其结果比较粗略, 只是简单的通过量取 Rg 波与 S 波的振幅比来确定震源深度, 但是除了震源深度以外, 还有很多因素都会影响 Rg 波的振幅, 比如近地表沉积层的影响, 地形的影响, Q 值的影响, 面波频散的影响. 近地表松散低速的沉积层会对 Rg 波的振幅产生很大的放大作用, 从而造成震源深度的误判. 但是可以通过对比 Rg 波的到时来检验是否存

在低速层. 如果存在低速层, 则 Rg 波的到时会比正常情况下晚到. 而青川地震序列的 Rg 波到时都没有表现出异常, 所以可以判定 Rg 波大振幅主要是由震源浅所至. Rg 波大振幅可以判定是震源深度很浅, 但是小振幅并不能说明震源深度一定很深. 因为: 1) Rg 频散对振幅有影响, 由于面波频散, 能量会随时间扩散出去, 使得面波最大振幅能量减弱. 2) 沿着射线路径的 Q 值和散射也会影响 Rg 的振幅, 低 Q 值地区地震波的衰减作用不可忽视, 当射线经过的地形变化很大的区域时, 散射也会造成面波振幅极大的衰减. 由于青川地震序列震中距只有 15 km 左右, 而且地形起伏最大 500 m 左右, Q 值和散射的影响可以忽略. 造成 Rg 波振幅减弱的因素有很多, 所以 Rg 振幅很小的时候并不能完全说明震源深. 只有当对当地的速度结构, Q 值结构, 对震源机制解等影响因素有一个较好的了解后, 才可以使用此方法.

7 结论与讨论

本文用 CAP 方法反演了 2008 年 7 月 24 日青川 $M_{5.7}$ 主震震源机制解为逆冲性质, 其走向、倾角、滑动角分别为 351° , 32° , 94° , 震源深度为 3 km. 但是在该地区并没有发现与这次地震性质相近的已知断层, 因此破裂有可能沿着新生断层发生, 那么其发震机理就更加复杂, 因为产生新生断层需要更多的能量. 这次地震发生在汶川地震破裂带东北端, 在这个地区观测不到地表破裂, 但是根据远震体波波反演结果和余震分布表明, 汶川地震主破裂带沿北东方向地下破裂了近 50 km. 那么此次青川地震序列是不是由于深部破裂引起了浅部应力调整从而触发了浅震? 为了认识此次地震的发震机理, 本文对此次地震的余震序列进行研究, 用近震深度震相 sPL 波形拟合的方法确定其余震序列的震源深度也是 3 km 左右; 用面波与 S 波的振幅比确定的 9 个余震震源深度在 3 km 以上的浅部. 各种方法的结果都表明了青川地震序列的震源深度在 3 km 以上的浅部, 误差范围在 1 km 左右.

那么这个地震序列的发震机理什么? 我们进行了如下推测. 如图 6 所示, 在主破裂带西南端, 断层以逆冲滑动为主, 可以观测到近 240 km 的地表破裂, 主破裂带沿着北东方向扩展, 继续向地下破裂了近 50 km, 深部的破裂可能引起浅部应力增加导致了浅

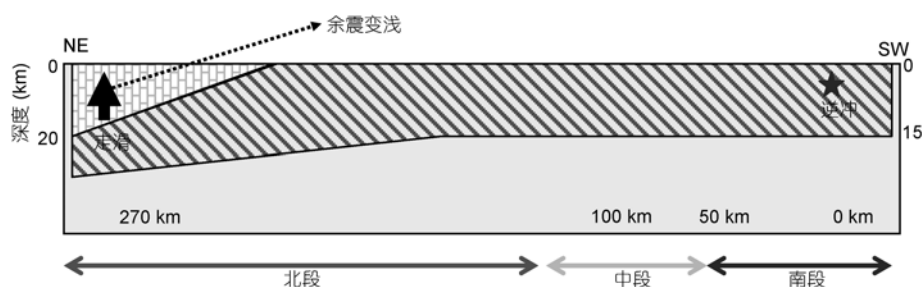


图 6 浅震可能的发展机理

汶川地震的破裂由南西向东北方向发展, 发震断层由西南端的逆冲性质转变成东北端的走滑性质. 在东北端已经观测不到地表破裂, 但是其他反演方法表明主震破裂有可以继续向东北端地下破裂近 50 km, 深部的破裂可能引起浅部的应力增加从而在这个地区引发浅震

部完整岩体的新鲜破裂, 从而引发浅震. Kobayashi 等^[35]通过 InSAR 的深入处理后也得到了类似的结论, 并且提出地表破裂最北部其实也是沿着新断层的, 所以地下破裂引起东北端更远方向上的浅部破裂(余震)也是很有可能的. 鉴于北川断层上位错高达 6 m, 如果假定青川主震时 5~10 km 深度上平均位错量为 1 m, 那么在主震时没有破裂的 2~3 km 深度上岩石中所引起的应力增加可达 0.6 MPa, 接近普通地震应力降 1~10 MPa 的范围^[36]. 当然深部破裂在浅部引起的应力增加不一定足够产生地震, 但是考虑到此处地壳岩石已经基本处于临界状态^[37], 0.6 MPa 的应力增加还是很有可能产生新的断层的.

7 月 24 日的 $M_s 5.7$ 地震深度浅, 而且近震波形反演得到的震源机制不对应于此地区已知的断层, 暗

示着该地震与较早的汶川主震的余震在孕震机理上发生了变化. 陈颢^[38]通过对典型震例的研究发现, 地震机制解一致性可以作为地震活动性的指标. 而事实上, 在青川地震发生十几天后, 于 2008 年 8 月 5 日在青川又发生了 $M_s 6.0$ 地震, 根据波形拟合, 其深度也比较浅, 和 7 月 24 日的地震有类似之处. 自 8 月 5 日以后, 汶川主震破裂区的东北端再也没有发生 6 级以上余震, 这也许预示着强余震序列的结束. 也许这个现象暗示着, 作为孕震过程重要参数之一的震源深度, 也应该可以作为地震序列发生变化的指标之一. 通过更多高精度的震源机制解和深度的研究, 将为这方面的研究工作提供可靠的基础数据. 如果机制解及震源深度的一致性确实被更多的地震实例所证实, 那么强余震趋势判定的可靠性将有希望得到提高.

致谢 中国地震局地球物理研究所数据备份中心为本文研究的主震和余震序列提供了波形数据, 审稿人提出建设性的评审意见, 在此深表感谢.

参考文献

- 1 Scholz C H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge: Cambridge University Press, 2002
- 2 马宗晋, 张家声, 刘国栋. 大陆多震层研究现状和讨论. 地震地质, 1990, 12: 262—264
- 3 丁志锋, 曾融生. 京津唐地区震源深度分布初探. 地震学报, 1990, 12: 242—247
- 4 张国民, 汪素云, 李丽. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 2002, 47: 663—668
- 5 黄媛, 吴建平, 张天中, 等. 汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究. 中国科学 D 辑, 2008, 38: 1242—1249
- 6 朱艾斓, 徐锡伟, 刁桂苓, 等. 汶川 $M_s 8.0$ 地震部分余震重新定位及地震构造初步分析. 地震地质, 2008, 30: 759—767
- 7 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, 2009, 39: 1—14
- 8 张瑞青, 吴庆举, 李永华, 等. 汶川中强余震震源深度的确定及其意义. 中国科学 D 辑, 2008, 38: 1234—1241
- 9 陈九辉, 刘启元, 李顺成. 汶川 $M_s 8.0$ 地震余震序列重新定位及其地震构造研究. 地球物理学报, 2009, 52: 390—397
- 10 吴建平, 黄媛, 张天中, 等. 汶川 $M_s 8.0$ 震分布及周边区域 P 波三维速度结构研究. 地球物理学报, 2009, 52: 320—328
- 11 Langston C A. Depth of faulting during the 1968 Meckering Australia earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms. J Geophys Res, 1987, 92: 561—574

- 12 Ma S, Atkinson M G. Focal depths for small to moderate earthquakes ($M_s \geq 2.8$) in western Quebec southern Ontario and northern New York. *Bull Seis Soc Amer*, 2006, 96: 609—623
- 13 Kim Y W, Dineva S, Ma S, et al. The 4 August 2004, Lake Ontario Earthquake. *Seis Res Lett*, 2006, 77: 65—73
- 14 Engdahl E R, Hilst R V D, Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull Seis Soc Amer*, 1998, 88: 722—743
- 15 Murphy J R, Barker B W. Improved focal-depth determination through automated identification of the seismic depth phases pP and sP. *Bull Seis Soc Amer*, 2006, 96: 1213—1229
- 16 高立新, 刘芳, 赵蒙生, 等. 用 sPn 震相计算震源深度的初步分析与应用. *西北地震学报*, 2007, 29: 213—244
- 17 房明山, 杜安陆, 董孝平, 等. 用 sPn 震相测定近震震源深度. *地震地磁观测与研究*, 1995, 16: 13—18
- 18 任克新, 邹立晔, 刘瑞丰, 等. 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度. *地震地磁观测与研究*, 2004, 25: 24—31
- 19 Bock G, Grunthal G, Wylegalla K. The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: Modeling source parameters with synthetic seismograms. *Tectonophysics*, 1996, 261: 139—146
- 20 Zhao L S, Helmberger D V. Source estimation from broadband regional seismograms. *Bull Seis Soc Amer*, 1994, 84: 91—104
- 21 Zhu L P, Helmberger D V. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. *Bull Seis Soc Amer*, 1996, 86: 1634—1641
- 22 Saikia C K. A method for path calibration using regional and teleseismic broadband seismograms: Application to the 21 May 1997 Jabalpur, India earthquake ($M_s 5.8$). *Curr Sci*, 2000, 79: 1301—1311
- 23 Saikia C K, Woods B B and Thio H K. Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling. *Pure Appl Geophys*, 2001, 158: 1301—1338
- 24 Bent A L, Perry H K C. Depths of eastern Canadian earthquakes from regional data. *Seism Res Lett*, 2002, 73: 273—284
- 25 Uski M, Hyvonen T, Korja A, et al. Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults. *Tectonophysics*, 2003, 363: 141—157
- 26 Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, et al. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 1994, 99: 20024—24038
- 27 马保起, 苏刚, 侯治华, 等. 利用岷江阶地的变形估算龙门山断裂带中段晚第四纪滑动速率. *地震地质*, 2005, 27: 234—242
- 28 杨晓平. 龙门山断裂带南段错断晚更新世以来地层的证据. *地震地质*, 1999, 21: 341—345
- 29 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 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.
- 30 Burchfield B C, Royden L H, Hilst R D, et al. Geological and geophysical context for the Wenchuan Earthquake of 12 May 2008, Sichuan, People's Republic of China. *GSA Today*, 2008, 18: 4—14
- 31 孙建宝, 梁芳, 沈正康, 等. 汶川 M_s 8.0 地震 InSAR 形变观测及初步分析. *地震地质*, 2008, 30: 789—795
- 32 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等. 汶川 M_s 8.0 地震地表破裂带及其发震构造. *地震地质*, 2008, 30: 597—629
- 33 赵珠, 范军, 郑斯华. 龙门山断裂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
- 34 王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 松潘-甘孜造山带地壳速度结构. *地震学报*, 2003, 25: 229—241
- 35 Kobayashi T, Takada Y, Furuya M, et al. Locations and types of ruptures involved in the 2008 Sichuan. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L07302
- 36 Lay T, Wallace T. *Modern Global Seismology*. San Diego: Academic Press, 1995. 1—521
- 37 Crampin S, Chastin S, Gao Y. Shear-wave splitting in a critical crust: III. Preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics. *J Appl Geophys*, 2003, 54: 265—277
- 38 陈颙. 震源机制一致性作为描述地震活动性的新参数. *地球物理学报*, 1978, 21: 140—159