

罗艳、倪四道、龙锋, 2012, 汶川地震余震序列中 2 个疑似深于 30km 余震的波形研究, 中国地震, 28 (3), 266 ~ 276。

汶川地震余震序列中 2 个疑似深于 30km 余震的波形研究

罗艳¹⁾ 倪四道²⁾ 龙锋³⁾

1) 中国地震局地震预测研究所, 北京市复兴路 63 号 100036

2) 中国科学院测量与地球物理研究所, 武汉 430077

3) 四川省地震局, 成都 610041

摘要 寻找并确认更深的余震, 对认识汶川主震的深部构造环境、应力状态具有一定的意义。已有研究表明, 绝大多数汶川地震余震深度在 20km 以内, 但近期的研究提出了 2 个余震可能深于 30km 的证据, 为了确认这 2 个疑似深震的震源深度, 本文通过计算理论地震图测试了震源深度及震中距对 P 波偏振的影响, 并与实际观测的 P 波偏振信息进行对比分析。此外, 还使用近震深度震相 sPL 波拟合的方法来测定震源深度, 确认了这 2 个地震的深度在 10 ~ 15km 范围。

关键词: 汶川地震余震 震源深度 波形研究

[文章编号] 1001-4683 (2012) 03-0266-11

[中图分类号] P315

[文献标识码] A

0 引言

一次大震后, 往往会在震区发生很多余震, 对这些余震的震源深度进行研究, 不仅有助于理解主震的孕震机理、应力状态, 还可以为地震灾害防御研究提供基础资料。从地震成灾角度看, 浅震可使震中区产生很强的地面震动而形成严重的灾害, 例如 1993 年的印度 Latur 6 级地震, 其深度只有 2km, 从而造成了近万人死亡、数万人受伤的惨重后果 (Gupta et al, 1996)。从地震成因角度看, 震源深度是确定地壳脆性-韧性的重要指标, 是研究发震机制的关键。对于汶川地震而言, 有研究者提出的模型认为青藏高原东缘中下地壳中的物质流动 (地壳通道流, Crustal Channel Flow) 是汶川地震的动力 (Royden et al, 2008)。地壳通道流所对应的地层因为容易流动因此应力水平低, 不容易发生地震, 而汶川大震最深的余震深度有可能反映了地壳通道流的上界面深度, 因此研究汶川地震余震深度具有重要意义。

然而, 稀疏台网下震源深度的精确测定是一个难点。目前常用的国际地震目录 (USGS/NEIC, ISC) 所测定的远震震源深度主要利用地震 P、S 波走时得到, 但因震源深度和发震时刻之间存在折衷, 因此用此法所确定的远震震源深度误差一般较大。对于近震而言, 震源深

[收稿日期] 2011-02-01

[项目类别] 本研究得到中国科学院动力大地测量学重点实验室基金 (L10-04) 和国家自然科学基金 (41104032) 项目资助

[作者简介] 罗艳, 女, 副研究员, 主要从事中小地震震源参数的研究。E-mail: luoyan@seis.ac.cn

度定位的精度主要依赖于台网密度,其定位精度直接取决于最近台站的震中距(Douglas, 1967; Spence, 1980; Romney, 1957; Waldhanser et al, 2000, Mori, 1991)。另一种测定震源深度的方法是基于波形的的方法。由于地震波形中包含对深度更敏感的丰富信息,所以各种震相的偏振、振幅、频谱乃至全波形信息等都可用于确定震源深度,从而得到更高精度的结果。常用的如深度震相法,中强以上的地震可以利用远震深度震相(pP, sP)(Engdahl et al, 1998; Murphy et al, 2006),而对于 5 级以下的中小地震由于远震体波信噪比较低,一般需要近震深度震相资料才能准确测定震源深度。近震深度震相 sPg(sPL, sP)、sPmP 和 sPn 在近震记录上通常可以清楚地观测到(Bock et al, 1996; Saikia et al, 2001; Kim et al, 2006; Ma et al, 2006; Kastrup et al, 2007)。使用深度震相来确定震源深度的方法不受台站密度的限制,只要有台站记录能识别出清晰的深度震相,即使是单台也可以得到可靠的结果。

刘春等(2009)提出了一种确定震源深度的方法,即先通过 P 波偏振方向判断地震是否“刚好”位于台站的“正”下方,然后挑选出位于台站正下方的地震,在 3 分向地震记录中识别出 P 波和 S 波震相,通过 P 波和 S 波的到时差计算出震源深度。由于震中距近似为 0,所以 P 波与 S 波到时差主要受控于震源深度,利用已有的速度模型就可以由到时差求出震源深度。此方法可以有效测定台站正下方的地震深度。

有研究表明(Scholz, 2002; 马宗晋等, 1990; 张国民等, 2002),活跃大陆地区板内地震大部分发生在 5~25km 深度范围。其后的研究也表明(吕坚等, 2008; 黄媛等, 2009),汶川地震及其一系列余震深度主要分布在 5~25km 范围,但是在汶川主破裂带东端发现一系列小于 5km 的浅震(郑勇等, 2009; 罗艳等, 2010)。而刘春等(2009)在汶川主破裂带中部发现存在大于 30km 深震的可能证据。深震对于理解汶川地区下地壳物质流变状态、孕震机理具有重要的意义,有必要对其进行仔细确认。

为了确认这 2 个地震的深度,我们分析了震源深度及震中距对 P 波偏振角度的影响,确认了这 2 个疑似大于 30km 的深震并不位于 L104 台站正下方(L104 台站位置见图 7),震中距应该大于 20km。为进一步确认这 2 个疑似深震的深度,我们从实际观测波形识别出 sPL 深度震相,并计算了理论地震图进行拟合,发现这 2 个地震的深度均小于 20km。

1 P 波偏振和距离-深度的关系

刘春等(2009)提出了一种可以确定地震台正下方地震深度的方法,并利用此方法发现了 2 个地震(发震时间分别为 2008 年 6 月 3 日, 23:44, 以下简称事件 1; 2008 年 6 月 5 日, 07:26, 以下简称事件 2)深度可能大于 30km 的证据。这 2 个地震位置十分接近,他们根据地震目录找到震中距最近的 L104 流动台,在 3 分向地震记录中识别出 P 波和 S 波震相,通过 P 波和 S 波的到时差计算出震源深度。这 2 个地震在 L104 台上观测到的 P 波、S 波到时差约为 4.0s,按照地震位于台站正下方的前提假设,震中距近似为零,因此可以推断地震深度大于 30km。

但是如果地震真的发生在台站正下方,由于 P 波近垂直入射, P 波的径向分量应该远小于垂直分量。然而,在实际观测的地震记录图上,事件 2 的 P 波径向分量和垂直分量幅度相差不大,如图 1 所示。因此推断震中和 L104 台站在水平方向上可能有较大的距离,故该地震并非位于台站正下方。

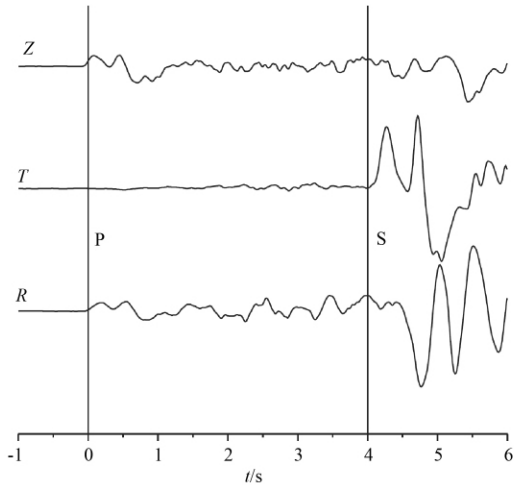


图1 事件2在L104台站的3分向波形记录。 Z 、 T 、 R 分别是垂直、切向和径向分量， P 波和 S 波的到时差约为4.0s，如果地震发生在台站正下方，则 P 波垂直分量的振幅应该比径向分量强很多，但是实际数据显示 P 波垂直分量和径向分量的幅度相差不多

一般情况下，地震的水平位置精度较高，震中距也比较准确，因此利用 P 波径向与垂直向振幅比可较好地约束地震震源深度。若给定震中距，在 P 波向上出射的情况下，地震越深， P 波出射角越小， P 波垂直分量与径向分量的振幅比就越大。为了确认此次地震的震中距，我们分别使用赵珠等(1997)(图2实线)和万柯松等(2010)(图2虚线)提出的速度模型，计算不同震中距和不同震源深度对应的理论地震图，分析 P 波径向分量和垂直分量比值与震源深度和震中距的关系。

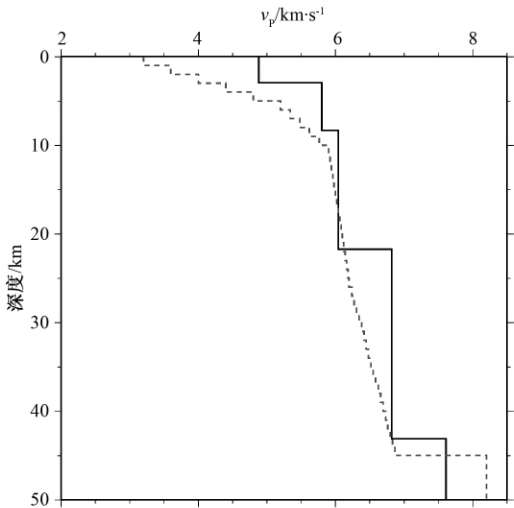


图2 本文计算理论地震图使用的速度模型。实线为赵珠等(1997)提出的模型，虚线为万柯松等(2010)基于有限频率全波形反演得到的汶川地区速度模型，我们将这2种模型计算理论地震进行对比，分析模型对 P 波偏振的影响

首先假设震源深度为 35km, 分别计算震中距为 5、15、30km 的理论地震图, 如图 3 第 1 列所示, 虚线是径向分量, 实线是垂直分量, 第 1 列第 3~1 行分别对应震中距是 5、15、30km 时的理论地震图, 第 1 列第 4 行是实际观测波形的垂直分量与径向分量。在震源深度假设为 35km、震中距为 5km 所对应的理论图中(第 1 列第 3 行), 径向分量与垂直分量的比值与实际观测中的比值相差太大, 径向分量明显偏小。当震中距为 15km 时(第 1 列第 2 行), 理论图中径向分量只有垂向分量一半左右。而当震中距为 30km 时(第 1 列第 1 行), 径向分量与垂直分量比较接近, 和实际观测的比值(第 1 列第 4 行)较为一致。测试结果表明, 如果该地震深度为 35km, 那么 P 波的偏振(径向分量与垂向分量的振幅比)表明震源不可能在台站正下方, 震中距至少在 35km 左右。

测试另一种情形, 假设震源深度为 15km, 计算震中距为 5、15、30km 的理论地震图, 如图 3 第 2 列所示。对应于震中距为 5km 的理论地震图中(第 2 列第 3 行)的径向分量振幅比实际观测图中的径向分量振幅明显偏小。而对应于震中距为 15km 的理论地震图中(第 2 列第 2 行)的径向分量和垂直分量的振幅接近。当震中距为 30km 时, 理论图中(第 2 列第 1 行)径向分量的振幅比垂直分量的振幅略大。这表明, 只有当震中距远小于震源深度时, P 波偏振才能有效约束震中距和深度的比值。

为了理解结构模型对 P 波偏振的影响, 我们使用万柯松等(2010)提出的另一个模型, 在假设震源深度为 15km 时, 分别计算了震中距为 5、10、15km 的理论地震图, 结果如图 3 第 3 列所示。这种模型是基于有限频率全波形反演得到的。在这种模型下, 震源深度为 15km

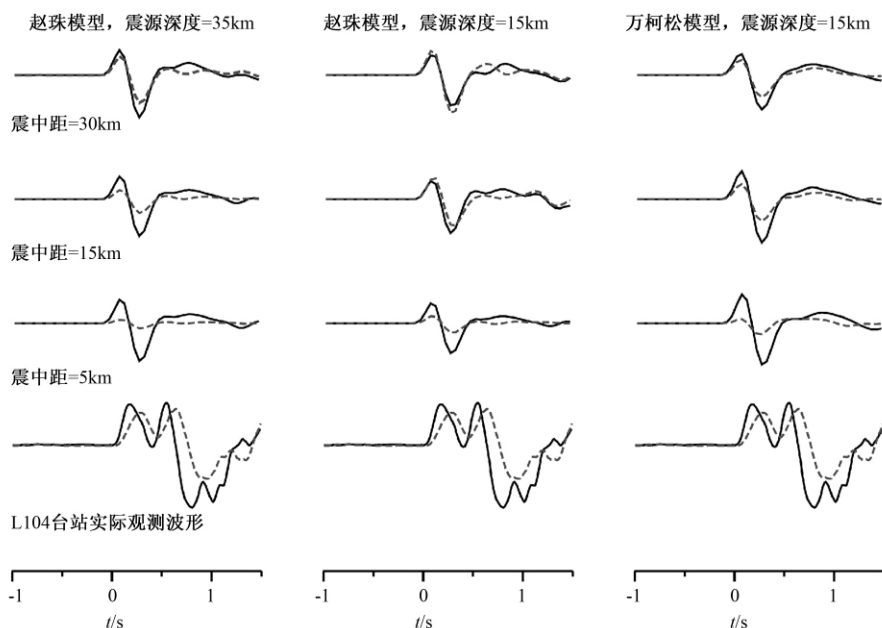


图3 使用不同模型计算的理论地震图与实际数据对比。第 1~2 列是使用赵珠等(1997)模型计算震源深度分别为 35、15km 的理论地震图径向和垂直分量。第 3 列是使用万柯松等(2010)模型计算的理论地震图径向和垂直分量。第 1~3 行分别对应震中距为 5、15、30km 的理论地震图, 第 4 行是实际观测波形中径向和垂直分量。虚线是径向分量, 实线是垂直分量

时,即使震中距为 30km(第 3 列第 1 行),P 波径向分量的振幅依然比垂直分量的振幅小。这说明在速度模型不很准确时,利用 P 波偏振确定震中距和震源深度比有一定的不确定性。因此应该寻求更好的办法确定地震深度。

2 深度震相 sPL 波形拟合

sPL 震相是由 S 波入射到自由地表形成水平传播的 P 波(半空间模型)或者在近地表多次反射、折射波形成的一个波列,一般在震中距 30 ~ 50km 处容易观测到,其射线路径如图 4 所示。sPL 具有深度震相典型特征,与其参考震相的到时差随震源深度增加而近乎线性增长,且对震中距变化不敏感,因此可以较好地约束震源深度。因为 sPL 波中有部分能量以 S 波全反射为 P 波的方式传播,具有类似 Pn 波的特点,即具有长周期的特征,在地形起伏较小且浅部结构较为简单时,sPL 较易识别。因 sPL 波属于 P 波系列,所以只在 R 和 Z 分量上出现,而且由于 sPL 波主要沿水平方向传播,因此径向分量能量明显强于竖直向分量。

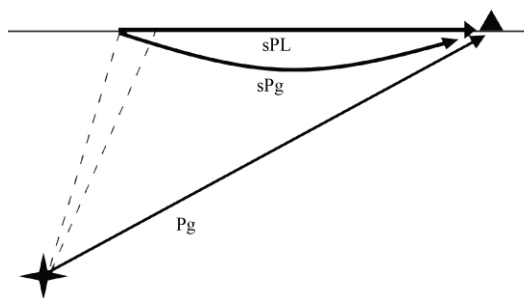


图 4 sPL 射线路径示意图。四角星表示震源位置,虚线表示 S 波,实线表示 P 波。S 波由震源发出,入射到自由地表,S 波部分能量全反射为 P 波,沿水平方向传播,形成长周期的 sPL 震相

利用 sPL、sPg 波进行波形拟合是确定震源深度的有效方法(Langston, 1987),这种方法对速度模型和震中距的精度要求不高。可以利用 sPL 与 P 波震相到时差对地震深度敏感的特性来确定地震深度。

在 ZJG 台站(台站位置见图 7)观测到了前述 2 个疑似深震的 sPL 震相,如图 5 所示,左图为事件 1 在 ZJG 台站的 3 分量波形记录,右图为事件 2 的 3 分量波形记录。从图中可以看出,sPL 波具有长周期且径向分量的振幅强于垂直分量的特征,这 2 个事件的 sPL 波和 P 波到时差约 3 ~ 4s。只要在实际地震图上正确识别出近震深度震相 sPL 就可以通过计算不同深度的理论地震图来拟合实际观测的 sPL 波,从而有效地确定震源深度。

为拟合 ZJG 台站观测到的 sPL 震相进而测定震源深度,本文分别计算震源深度为 15、10km 在 ZJG 台的径向分量理论地震图,如图 6 所示,实线表示理论图,虚线表示观测图。将 P 波初至对齐后,对比理论波形和实际波形的 sPL 波。从图 6 中可以看出,实际地震图中的 sPL 波到时比震源深度为 10km 对应的理论地震图(图 6 第 2 行)到时晚,而比震源深度为 15km 对应的理论地震图(图 6 第 1 行)中的 sPL 波到时早,因此推断地震深度在 10 ~ 15km 之间。

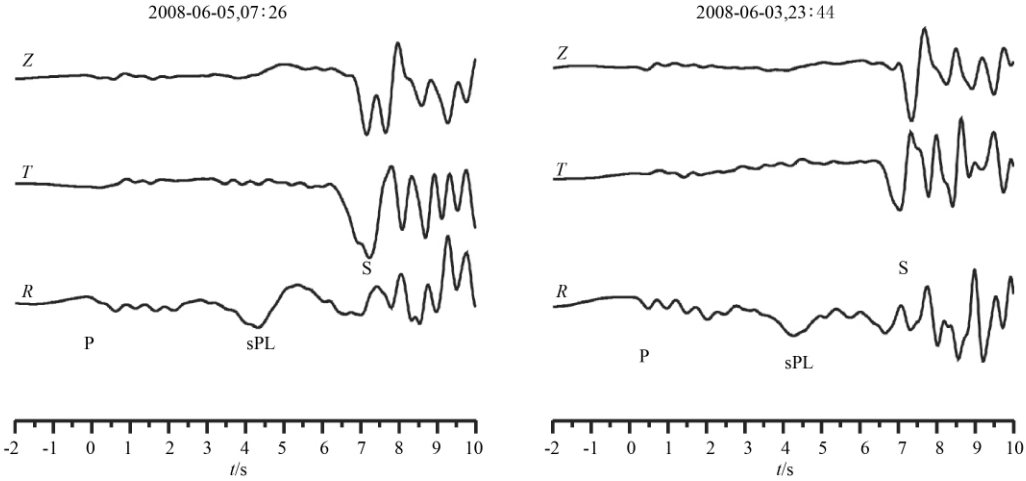


图 5 ZJG 台上观测到这 2 个疑似深震的 3 分量波形记录,Z、T、R 分别表示垂直、切向和径向分量。
sPL 波显示出长周期特性,且比 S 波到的早,在径向和垂直向皆可见,sPL 和 P 波到时差约 3~4s

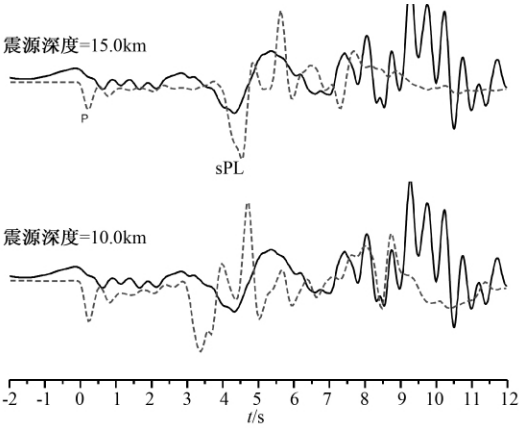


图 6 使用赵珠等(1997)模型计算的 ZJG 台径向分量理论地震图。第 1 行对应震源深度为 15km,第 2 行对应于震源深度 10km,虚线代表理论地震图,实线代表实际观测图。实际观测的 sPL 波到时介于震源深度为 10km 与 15km 的理论地震图中 sPL 到时之间

3 用已知事件约束台站相对位置

既然地震深度在 10~15km 之间,而按照地震目录这 2 个疑似深震又离 L104 台较近(震中距 5km 内),那又如何解释 L104 台上观测到的 P 波与 S 波到时差约为 4s 的现象呢?而且 P 波偏振也要求地震离 L104 台较远。一种可能的情形是汶川地震之后,在获取流动地震数据时,相关工作人员可能把台站的经纬度和台站名错误配对,导致了刘春等(2009)根据地震目录挑选的离地震最近的 L104 台并不是真的在地震正上方,L104 台其实离这 2 个地震较远。

为了确认 L104 台的位置,我们分析了 2 个定位比较精确的地震(青川地震,2008 年 7

月 24 日, 03:54:43; 北川地震, 2008 年 7 月 24 日, 03:50:39) 在 L102、L103、L104 台站记录的 P 波初动到时。图 7 是根据四川省地震局台网中心提供的台站经纬度绘制的台站分布图。对于 2008 年 7 月 24 日青川地震, 按照图 7 上的台站分布, L103 台离震中最近, L104 台次之, L102 台离震中最远, 因此应该是 L103 台最先接收到 P 波, L104 台随后, 而 102 台最后接收到 P 波。但实际上, L104 最先接收到 P 波, 而 L103 台最后接收到 P 波, 如图 8 (b) 所示。对 AXI 台西北的北川地震, 按照图 7 中的台站分布, L102 台离此次地震最远, 应该最后接收到 P 波, 而 L103 和 L104 台应该几乎同时接收到 P 波。但实际观测表明 (图 8 (a)), L102 和 L104 台几乎同时接收到 P 波, 但是 L103 台的 P 波到得最晚。因此四川省地震局台网中心给出的 L102、L103、L104 台的相对位置可能有误。如果把原来 L102 台的位置换成 L103 的位置、L103 台的位置换成 L104 的位置, 再把原来 L104 台的位置换成 L102 台, 如图 7 中带框的 L102、L103、L104 位置所示, 那么图 8 中观测到的 2 个地震在 L102、L103、L104 台站 P 波初动到时异常现象就很容易解释了。

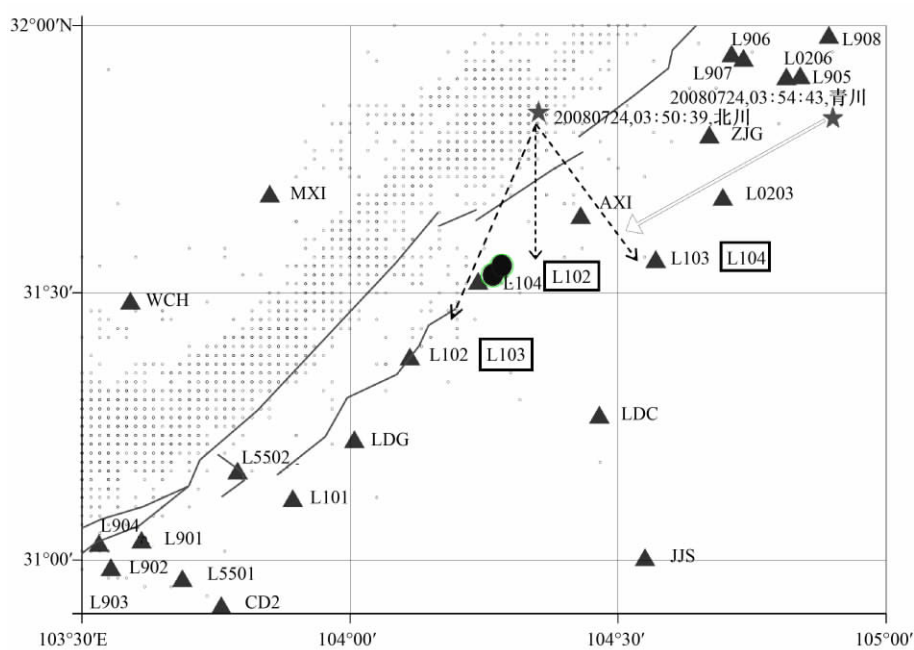


图 7 汶川地震余震分布及部分台站分布图。空心圆为四川台网定位的 2.5 级以上余震, 三角形表示台站位置, 实线为汶川地震地表破裂, 在汶川主破裂带东北端的五角星为 2008 年 07 月 24 日青川地震位置, 而在 AXI 台站西北部的五角星为另一个验证事件 2008 年 07 月 24 日北川地震位置。实心圆表示 2 个疑似深震水平位置。没有带方框的 L102、L103、L104 是原来的台站位置, 其右边带方框的 L102、L103、L104 是根据波形分析之后修订后的台站位置。箭头表示验证事件地震波与 L102、L103、L104 台站的传播路径示意

经过台站位置互换之后, L102 台应该离这 2 个疑似深震很近, 即这 2 个疑似深震应该位于 L102 台站正下方, 因此使用 L102 台站记录可以较好地确定地震深度。我们发现 L102

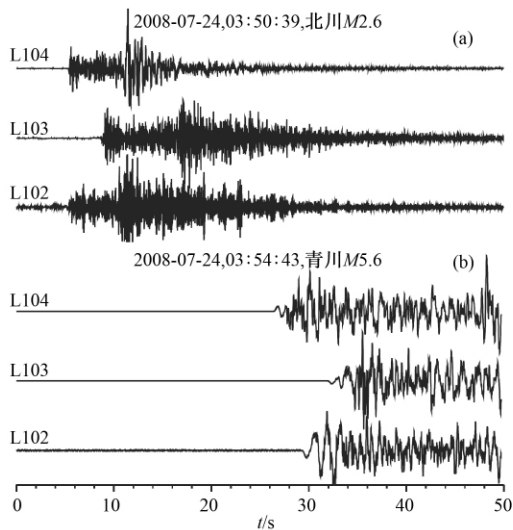


图 8 2 个验证事件在 L102、L103、L104 台站的垂直分量波形记录
(a) 2008-07-24, 03:50:39, 北川 M2.6 地震在 L102、L03、L104 台垂向记录。离震中最远的 L102 台并不是最后一个记录到 P 波,而是与 L104 台站几乎同时记录到 P 波,而 L103 台最后记录到 P 波。(b) 2008-7-24, 03:54:43, 青川 M5.6 地震在 L102、L103、L104 台站垂向波形记录。离震中最近的 L103 台并不是第一个记录到 P 波,而是最后一个接收到 P 波

台所记录的事件 2 的 P、S 波到时差约为 1.7s 左右(如图 9 所示),按照台站正下方地震深度确定方法,P、S 波到时差 1.7s 则对应十几千米的震源深度,和 sPL 波深度震相波形拟合方法得到的深度比较一致。而事件 1 在 L102 台上没有 P 波数据,仅有 S 波数据,故此我们没有进行分析。但是在图 5 中这 2 个事件有类似的 sPL-P 波到时差,估计地震深度也为十几千米。根据改正后 L104 台和事件 1 的距离,可以解释 L104 台上的 4s 左右的 P-S 到时差以及 P 波水平、垂向分量幅度相当的现象。

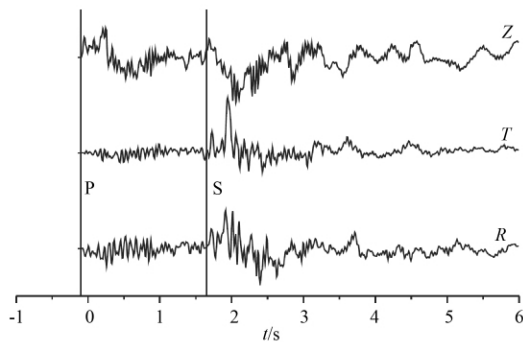


图 9 2008 年 06 月 05 日疑似深震(事件 2)在 L102 台站 3 分向波形记录。P、S 波到时差约为 1.7s,对应震源深度在 15km 左右,这与利用 sPL 波方法得到的深度比较一致

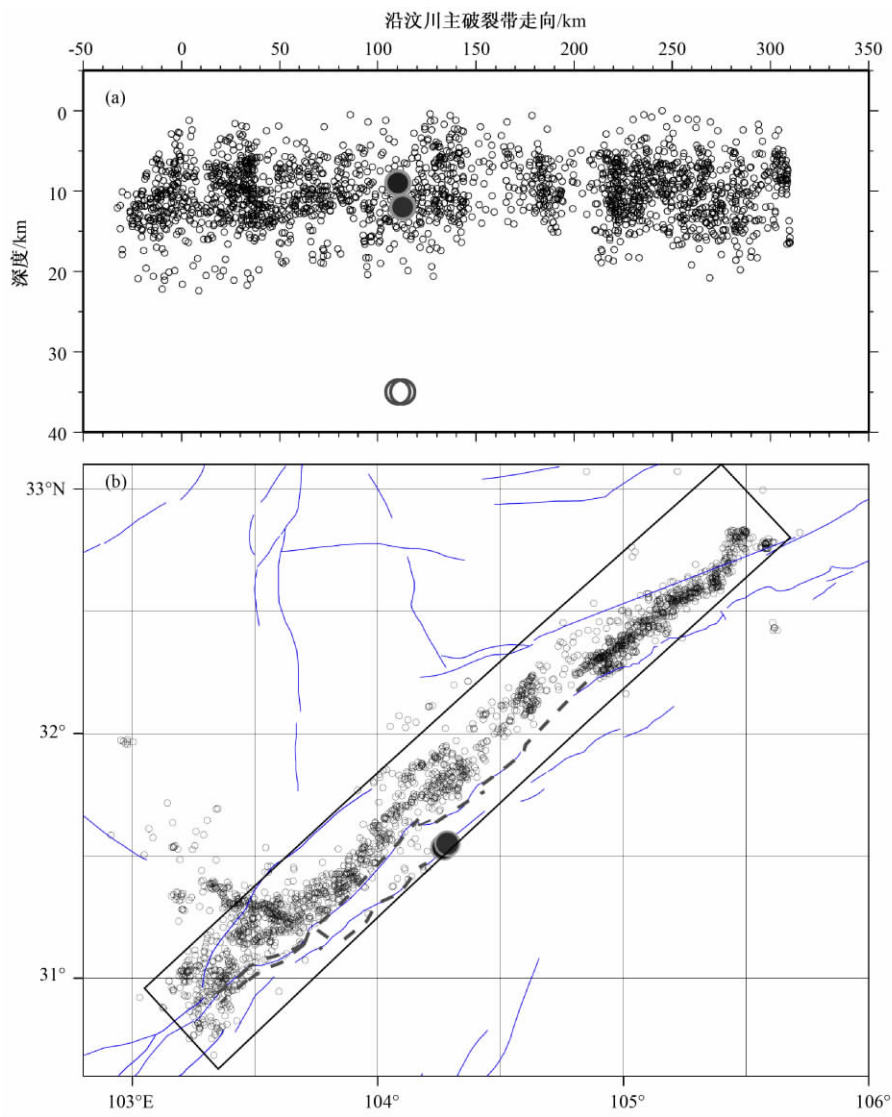


图 10 汶川地震大于 3.0 级以上余震分布图以及本文研究的 2 次余震位置
(a) 图为余震分布垂直剖面图(吕坚,2008),空心圆圈是刘春等(2009)推断的 2 个疑似深震位置,实心圆圈是本文通过深度震相 sPL 波形拟后测定的震源深度位置,这 2 个疑似深震的深度都在 20km 以内。可以看到,目前已知的 3 级以上余震均发生在小于 25km 的范围内。(b) 图是余震分布的水平位置和本文研究的这 2 次地震的水平位置(2 个实心圆),图中方框内虚线为所观测到的汶川地震地表破裂,实线为断裂分布

5 讨论和结论

大量研究表明(吕坚等,2008;黄媛等,2008;朱艾斓等,2008;张瑞青等,2008;郑勇等,2009),汶川地震余震大多发生 5 ~ 25km 深度范围内,但是在汶川主破裂带东北端也发现有小于 5km 的浅震(郑勇等,2009;罗艳等,2010)。以往的研究表明,龙门山断裂带绝大多数

地震发生在 3 ~ 22km 的深度范围(赵珠等,1995、1997;杨智娴等,2003)。因此汶川地震余震和历史上龙门山地震可能都发生在厚度约为 20km 的脆性上地壳内。假若龙门山西侧的青藏高原存在通道流的话,它的位置应该深于 22km。

有研究(刘春等,2009)提出了汶川地震的 2 个余震可能深于 30km 的证据,而深震对理解汶川主震的孕震机理和深部应力环境极其重要,因此,对于是否存在深于 30km 的余震,有必要进行进一步确认。本文通过 P 波偏振、深度震相等波形方法仔细研究了汶川地震的这 2 次余震(2008-06-03,23:44,事件 1 和 2008-06-05,07:26,事件 2),通过深度震相 sPL 的拟合,确认了这 2 次地震的震源深度均浅于 20km,在 10 ~ 15km 范围。图 10(a) 中 2 个空心圆是刘春等(2009)测定的这 2 次地震震源深度位置,而 2 个实心圆是本文通过深度震相法重新定位的震源深度的位置。图 10(b) 中 2 个实心圆表示这 2 次地震的水平位置。

本文虽然确认了这 2 次地震的震源深度小于 20km,但不排除汶川地震余震中有发生在更深处的可能,这需要进行更深入的研究。综合分析了确定震源深度的一些方法后我们认为,刘春等(2009)提出的使用位于台站正下方地震测定震源深度的方法是一种很好的方法,其优点之一是在震中距较小情况下所定震源深度的误差较小。而且 P 波的径向和垂向比也可以对震源深度提供一定的约束。此外,近震的深度震相(sPL、sPg)也是一种稳定地测定震源深度的方法。在具体工作中,可能需要把几种方法结合起来,以得到可靠的深度。

致谢:本文所用的波形数据来源于四川省地震局台网中心;匿名审稿人对论文的修改提出了很好的建议,在此一并致谢。

参考文献

- 黄媛、吴建平、张天中等,2008,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),**38**,1242 ~ 1249。
- 刘春、吴忠良、蒋长胜,2009,汶川地震序列中较大深度余震的一种可能的直接观测证据,中国地震,**25**(2),113 ~ 122。
- 罗艳、倪四道、曾祥方等,2010,汶川地震余震区东北端一个余震序列的地震学研究,中国科学:地球科学,**40**,677 ~ 687。
- 吕坚、苏金蓉、靳玉科,2008,汶川 8.0 级地震序列重新定位及其发震构造初探,地震地质,**30**(4),917 ~ 925。
- 马宗晋、张家声、刘国栋,1990,大陆多震层研究现状和讨论,地震地质,**12**(3),262 ~ 264。
- 万柯松、倪四道、赵里,2010,龙门山周边地区地震波速度结构的有限频率反演,国际地震动态,(6),16 ~ 16。
- 杨智娴、陈运泰、郑月军等,2003,双差地震定位法在我国中西部地区地震精确定位中的应用,中国科学(D 辑),**33**,129 ~ 134。
- 张国民、汪素云、李丽等,2002,中国大陆地震震源深度及其构造含义,科学通报,**47**,663 ~ 668。
- 张瑞青、吴庆举、李永华等,2008,汶川中强余震震源深度的确定及其意义,中国科学(D 辑),**38**,1234 ~ 1241。
- 赵珠、陈农,1995,龙门山断裂带四川北段震源位置的精确修定,四川地震,**4**(4),19 ~ 30。
- 赵珠、范军、郑斯华等,1997,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,**19**(6),615 ~ 622。
- 郑勇、马宏生、吕坚等,2009,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),**39**,413 ~ 426。
- 朱艾澜、徐锡伟、刁桂苓等,2008,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,**30**(3),759 ~ 767。
- Bock G, Grunthal G, Wylegalla K, 1996, The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: modeling source parameters with synthetic seismograms, Tectonophysics, **261**, 139 ~ 146。
- Douglas A, 1967, Joint epicenter determination, Nature, **215**, 45 ~ 48。
- Engdahl E R, Hilst R, Buland R, 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, Bull Seism Soc Am, **88**, 722 ~ 743。

- Gupta H K, Sarma S V S, Harinarayana T et al, 1996, Fluids below the hypocentral region of Latur earthquake, India: Geophysical indicators, *Geophys Res Lett*, **23**, 1569 ~ 1572.
- Kastrup U, Deichmann N, 2007, A Fröhlich and D. Giardini (2007). Evidence for an active fault below the northwestern Alpine foreland of Switzerland, *Geophys J Int*, **169**, 1273 ~ 1288.
- Kim W Y, Dineva S, Ma S et al, 2006, The 4 August 2004, Lake Ontario, Earthquake, *Seism Res Lett*, **77**, 65 ~ 73.
- Langston C, 1987, Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia, earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms, *J Geophys Res*, **92**, 11561 ~ 11574.
- Ma S, Atkinson M G, 2006, Focal depths for small to moderate earthquakes ($m_N \geq 2.8$) in Western Quebec, Southern Ontario, and Northern New York, *Bull Seism Soc Am*, **96**, 609 ~ 623.
- Mori J, 1991, Estimates of velocity structure and source depth using multiple P waves from aftershocks of the 1987 Elmore Ranch and Superstition Hills, California, earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **81**, 508 ~ 523.
- Murphy J B, Barker B W, 2006, Improved Focal-Depth determination through automated identification of the seismic depth phases pP and sP, *Bull Seism Soc Am*, **96**, 1213 ~ 1229.
- Romney C, 1957, Seismic waves from the Dixie Valley Fairview Peak earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **47**, 301 ~ 319.
- Royden L H, Burchfiel B C, Hilst R D, 2008, The geological evolution of the Tibetan Plateau, *Science*, **321**, 1054 ~ 1508.
- Saikia C, Woods B, Thio H, 2001, Calibration of the regional crustal waveguide and the retrieval of source parameters using waveform modeling, *Pure Appl Geophys*, **158**, 1301 ~ 1338.
- Scholz C H, 2002, The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press. Paperback (Hardback), **471**, GBP 32.95, ISBN 0521655404.
- Spence W, 1980, Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences, *Bull Seism Soc Am*, **70**, 171 ~ 183.
- Waldhanser F, Ellsworth W L, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the Northern Hayward Fault California, *Bull Seism Soc Am*, **90**, 1353 ~ 1368.

Waveform study on two aftershocks of the Wenchuan $M_s8.0$ earthquake sequence

Luo Yan¹⁾ Ni Sidao²⁾ Long Feng³⁾

1) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

2) Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

3) Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract Accurate depths of aftershocks are a help to understand deep tectonic structure and stress field beneath the Longmenshan fault. Depths of most aftershocks of the $M_s8.0$ Wenchuan earthquake were reported in upper crust ($< 25\text{km}$). Recently, some observations were regarded as evidences to two deep aftershocks ($> 30\text{km}$). We analyzed broadband seismogram of these events based on P wave polarity and sPL waveform, but they both support the depths less than 20km. To confirm the error source, we investigated residuals of other events with high location precision and considered dominant errors arising from inaccuracy locations of some temporal seismic stations.

Key words: Wenchuan aftershock Focal depth Waveform analysis