

# 利用深度震相确定芦山地震主震及若干强余震的震源深度<sup>\*</sup>

龙 锋, 阮 祥, 官 悦, 赵 敏, 吴 鹏

(四川省地震局, 四川 成都 610041)

**摘要:** 通过收集芦山地震主震的远震波形记录, 利用 pP 深度震相的动校正叠加法对主震的震源深度进行了确定, 不同窗长的计算结果显示该地震震源深度在  $(16 \pm 1)$  km 处, 与目前主流结果 (14 ~ 18 km) 一致; 同时, 利用“区域深度震相建模”(Regional Depth Phase Modeling, RDPM) 方法对 4 次  $M_s 4.0$  以上强余震进行了震源深度的确定。通过对波形的比对, 选择 LTA 台和 PmP - sPmP 震相对。为确保结果的可靠性, 使用远震接收函数的  $H-k$  叠加结果修改了初始速度模型的莫霍面深度及波速比, 并使用 CAP 方法计算了这些事件的震源机制解。结果显示, 由 RDPM 得到的震源深度与利用区域直达波震相获得的精确定位结果几乎一致; 4 个事件中有 3 个的深度范围与 CAP 的结果相近, 有 2 个与台网快报相差无几。事实证明, 利用远震深度震相和区域深度震相都能对震源深度有很好的约束, 对于台站稀疏的地区来说, 深度震相提供了一种相对准确的震源深度确认途径。

**关键词:** 芦山地震; 深度震相; 动校正叠加; RDPM; 震源深度

**中图分类号:** P315.6

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-0666(2014)03-0339-08

## 0 前言

作为震源参数之一, 震源深度在发震构造 (张国民等, 2002)、板块运动过程 (Stein, Wions, 1986)、地震预测 (Hurukawa, Imoto, 2010)、震害评估 (Gupta *et al.*, 1996) 等方面都有重要的作用。但受限于台站的空间分布, 在定位过程中震源深度往往由于得不到很好的约束而不能得到精确的结果。因此, 一系列旨在提高震源深度精度的定位方法被提出来, 如基于震相到时资料的相对定位法 (Waldhauser, Ellsworth, 2000)、利用波形资料同时约束震源机制解和震源深度法 (Zhao, Kanamori, 1994; Zhu, Kanamori, 1996) 以及深度震相法 (Kings, 1979; Helmberger, Engen, 1980; Langston, 1987, 1996; Saikia, 2000; Murphy, Barker, 2006; 张瑞清等, 2008; 崇家军等, 2010; 韩立波, 罗艳, 2012)。相对定位法虽然方便快捷, 但对台站数和台站空间分布有严格的要求; 波形反演深度可靠, 所需台站较少, 但仅限于中强地震的计算, 且计算量可观; 相对来说, 深度震相法对台站的要求不高, 计算量不大, 而且结果也比较可靠。

深度震相是一系列包含震源深度信息的波形震相的统称, 其显著特点是在同一个震源深度上, 不同震中距的深度震相与其参考震相的到时差几乎不变, 这一特点使得利用深度震相来计算震源深度成为可能。此外, 在不同的震中距上, 深度震相有不同的表现形式, 比如在 50 km 内, sPL 发育 (崇家军等, 2010); 50 ~ 100 km 内, sPg 比较清晰 (Langston, 1987, 1994); sPmP 会在 200 ~ 300 km 内出现, 而 300 km 以外可用到 sPn (Ma, Eaton, 2011)。对于远震来说, sP、pP 都是被广泛应用的深度震相 (Goldstein, Dodge, 1999)。而这一特点使得我们可在不同的空间尺度上对震源深度进行计算。

利用深度震相法计算震源深度, 其基础在于深度震相的识别。一般来讲, 可通过滤波、旋转、互相关等操作来实现, 但最终还需要人工确认。这些工作对缺乏震相识别经验的人员来说难于上手, 此外, 一些特别的速度结构也会将深度震相“渲染”得非常复杂 (Ma, 2010)。总体上, 深度震相的人工识别要耗费相当多的人力和时间。鉴于此, Apoloner 和 Bokelmann (2012) 提出了深度震相的动校正叠加法, 它通过计算深度震相的理论到时, 将其在实际地震图上进行匹配、叠加、并搜寻极值点, 来解决深度震相的自动识别及震

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2014-04-01.

基金项目: 十二五”国家科技支撑计划项目 (2012BAK19B01-01) 资助.

源深度确认的问题。Ma 和 Atkinson (2006, 2010) 提出的“区域深度震相建模法”(Regional Depth Phase Modeling, RDPM), 通过实际地震图与理论地震图的对比来确定震源深度, 可在一定程度上降低对人工识别的依赖。本文通过这两种方法, 对芦山地震的主震及若干信噪比较好的强余震进行了震源深度的确认。

## 1 研究方法

动校正叠加方法的处理步骤为: 计算特定深度震相在不同震源深度和震中距上的理论走时, 并在实际观测图上截取相应到时附近的波形数据。鉴于深度震相往往具有相对较大的振幅, 可将各台站同一深度震相所在区域的数据叠加, 其能量最大者对应的深度即为实际的震源深度。对于震中距大于  $30^\circ$  的远震, 射线路径上小尺度的速度不均匀体可被忽略, 利用全球均匀模型计算出来的到时误差与其走时相比是个极小量, 因此利用远台来计算强震的深度震相是可行的。然而鉴于该方法对速度结构的精度有极强的依赖, 将其用来计算三维结构复杂区域的近震或区域震的震源深度并不妥当。

RDPM 的本质在于将不同深度的理论地震图与实际地震图进行匹配, 来确定发震深度。其中震中距、速度结构和震源机制解的精度是理论地震图准确与否的关键, 并最终将影响震源深度的确定。一般来讲, 现行的台网能对地震的水平位置

有较好的约束, 即震中距的精度能得到保障; 而对于三维结构复杂的地区, 可通过使用较远台站所记录的长周期的深度震相来忽略局部地区速度不均匀性的影响。震源机制解则可以通过区域构造、历史地震及其他各种方法来获得。

## 2 数据处理及结果分析

### 2.1 利用 pP 震相动校正叠加法确定芦山地震主震

各科研机构通过各种方法得到的芦山主震的震源深度范围分布较广, 从  $12 \sim 24$  km 不等, 如中国地震台网中心给出的震源深度为 13 km, 四川地震台网的结果为 17 km, 中国地震局地球物理研究所利用 CAP 方法反演得到的矩心深度为 24 km (<http://www.cea-igp.ac.cn/tpxw/266810.shtml>); 利用相同的方法, 刘杰等 (2013) 和杜方等 (2013) 得到的矩心深度为 18 km, 谢祖军等 (2013) 得到的结果为  $(16 \pm 2)$  km, 吕坚等 (2013) 的结果为 14 km, 他同时给出了根据震相计算的深度为 15 km, 刘成利等 (2013) 利用有限断层模型反演出主震的初始破裂深度为 15 km, 王卫民等 (2013) 的破裂过程反演则给出了主震的深度为 12.4 km。全球各机构也给出的震源深度基本也在  $12 \sim 20$  km 之间, 也有一些机构认为大于 30 km。从各个研究结果的深度分布来看, 大部分芦山地震主震的震源深度在  $14 \sim 18$  km 之间。本文主要利用深度震相的动校正叠加法来确定其发震深度。

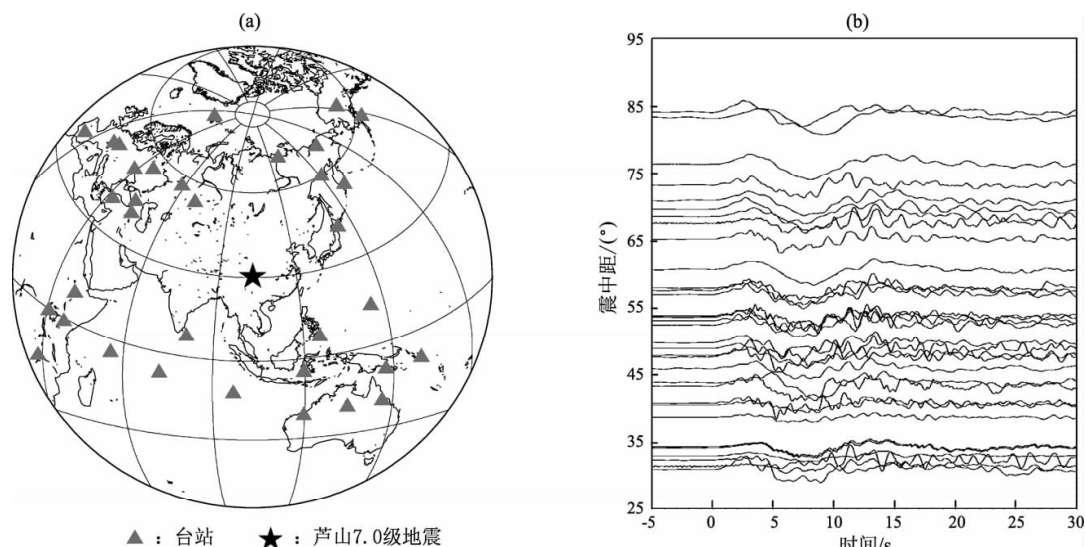


图 1 主震深度计算中所使用的远震台站分布 (a) 和波形记录 (b)

Fig. 1 Distribution of the stations (a) and waveforms (b) used in the focal depth calculation of main shock

笔者从 IRIS 上下载了芦山地震震中距在  $30^\circ \sim 90^\circ$  之间的宽频带记录, 挑选其中信噪比高的数据, 最终获得 36 条远震垂直向波形, 其台站分布和原始波形如图 1 所示。扣除仪器响应之后, 为了避免由于辐射花样的方位分布带来的叠加过程中震相正负相抵的现象, 对原始波形求取绝对值; 同时考虑到由于震中距不同而导致能量衰减的差异, 对波形进行了归一化处理。此外, 采用了  $0.5 \sim 1$  Hz 的 Butterworth 带通滤波器对波形进行了滤波, 经过验证, 笔者发现在这个频带既可以避免由于破裂过程和地脉动造成的长周期干扰、也可压制高频噪声。采用 AK135 (Kennett *et al.*, 1995) 全球模型, 以  $0.2$  km 的步长, 利用 Taup1

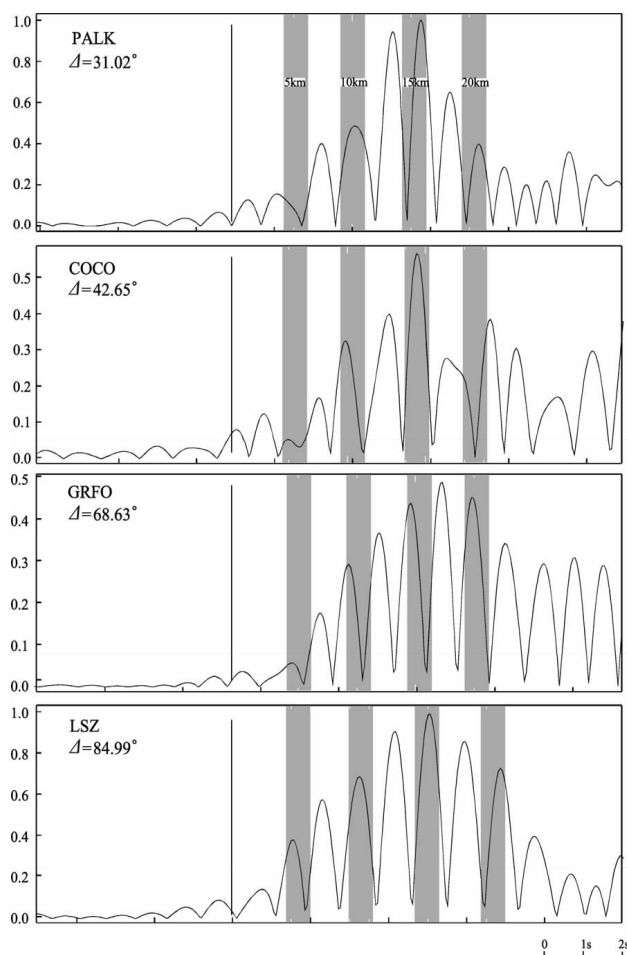


图2 不同震源深度的 pP 震相截取窗在不同震中距台站记录波形 (绝对值) 上的位置

Fig. 2 The location of pP phase intercepted windows (lightgray portion, window size are  $0.6$  s) on waveforms recorded by station in different epicentral distance (absolute value) at different focal depth

(Crotwel *et al.*, 1999) 计算各台站  $8 \sim 20$  km 深度范围内该地震的 P 及 pP 震相的走时; 同时截取 pP 到时左右两侧各  $0.3$  s 内的数据 (即窗长为  $0.6$  s), 对所有台站相同深度的 pP 窗内的数据求平均, 以近似代替能量值, 具有最高能量值所对应的深度即为发震深度, 这一过程称为深度震相的动校正叠加。

图 2 为 4 个不同震中距台站在 4 个不同震源深度上 ( $5$ 、 $10$ 、 $15$ 、 $20$  km) 的理论 pP 窗截取示意图。从图中可以看出, 一旦震源深度确定, 则 pP 窗 (浅灰色部分) 与 P (竖直线) 的到时差恒定, 几乎不随震中距改变, 这符合深度震相的特征, 说明理论震相到时计算准确。此外, 距 P 波  $5$  s 左右, 所有台站都有整个波列的最高峰值出现, 结合其与 P 波的到时差不随震中距改变的特点, 笔者认为这正是实际 pP 震相所在, 其出现的时间比震源深度为  $15$  km 时 pP 的到时略晚, 初步估计震源深度稍深于  $15$  km。动校正叠加的结果显示 (图 3), 窗长为  $0.6$  s 时能量最高值所对应的震源深度约为  $16$  km。为了研究不同窗长对震源深度的影响, 同时计算了窗长为  $0.4$  s 和  $0.8$  s 时动校正叠加的结果。如图 3 所示, 当窗长变短时, 叠加结果高频增多, 涨落明显, 反之则相对平滑。但总体来看,

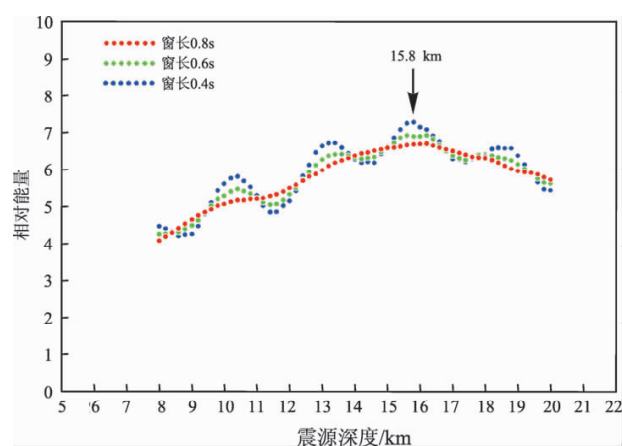


图3 不同时间窗长芦山地震 pP 震相的动校正叠加结果 (图中的  $15.8$  km 为窗长为  $0.4$  s 时峰值所对应的震源深度)

Fig. 3 The pP phase dynamic-correction stacking results for the Lushan main shock using different window size (15.8 km in the figure is the focal depth corresponding to the peak when the window size is  $0.4$  s)

不论哪个窗长都在  $(16 \pm 1)$  km 处出现最高峰值, 笔者认为这反映了芦山地震主震的发震深度。

2.2 利用 RDPM 计算芦山地震序列中若干强余震震源深度

对于余震, 由于其震级偏小, 不适合用远震深度震相来确定其深度。笔者采用基于区域台网所记录的波形, 使用 RDPM 方法 (Ma, Atkinson, 2006) 确定其中 4 次  $M_s > 4.0$  以上中强余震的震源深度 (地震事件列于表 1)。在区域台网所记录到的范围内有多种深度震相类型可供选择, 然而经过初步尝试, 发现对于  $M_s > 4.0$  强余震来说, 震中距 100 km 范围内浅源地震的深度震相 (sPL、

sPg) 被掩盖在强烈的 Pg 震相中, 难以区分, 震中距大于 200 km 和 300 km 的 sPmP、sPn 则是不错的选择。对于芦山地震序列来说, 四川地震台网的大部分台站震中距都在 300 km 以内, 据此最后选择了 sPmP 震相。本文采用一维速度模型计算理论地震图, 因此所选取的台站最好位于三维结构简单、横向差异较小的盆地区域。而事实上, 由于受到盆地效应影响 (范会吉, 姚陈, 1996), 绝大多数盆地内台站的波形记录信噪比较差。最终笔者选定了位于川西青藏高原腹地的 LTA 台, 该台台基稳固、记录连续, 采用 CMG-3ES 型号的宽频带地震仪记录波形信噪比高 (图 4)。

表 1 计算深度震相所使用的地震事件

Tab. 1 The earthquake events used in the depth phase calculation

序号	时间/年-月-日 时:分:秒	震中	机制解 ( $^{\circ}$ ) 走向/倾角/滑动角	震级 $/M_s$	震源深度/km			
					快报	CAP	精定位	RDPM
1	2013-04-20 09:11:51	(30.22 $^{\circ}$ N, 102.86 $^{\circ}$ E)	10/69/86	4.3	16	14	13	13~14
2	2013-04-20 09:37:28	(30.29 $^{\circ}$ N, 102.97 $^{\circ}$ E)	210/32/120	4.9	15	15	14	14~15
3	2013-04-21 04:53:44	(30.34 $^{\circ}$ N, 103.04 $^{\circ}$ E)	182/39/74	5.0	16	17	17	16~17
4	2013-04-21 17:05:22	(30.33 $^{\circ}$ N, 103.02 $^{\circ}$ E)	229/49/95	5.4	7	10	13	13~14

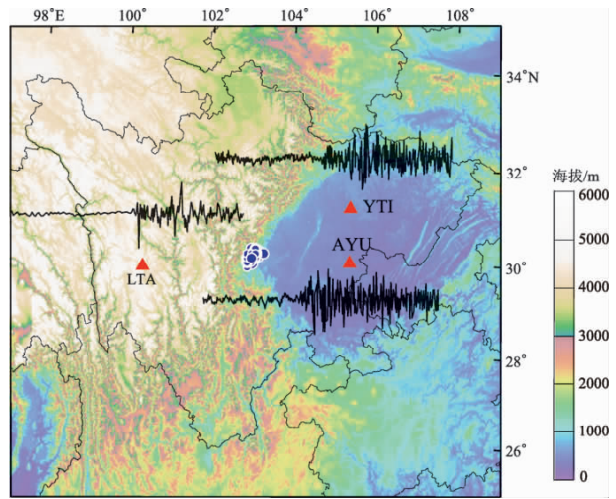


图 4 高原台站 LTA 与盆地台站 YTI、AYU 记录到的同一事件的波形对比  
(地震为表 1 中的事件 1, 蓝色圆圈为芦山地震序列位置)

Fig. 4 Waveform comparison of the same event between LTA plateau staion and YTI, AYU basin stations  
(earthquake is the event 1 in tabel 1, the blue circles are the location of the Lushan sequence)

在分析深度震相前, 笔者先利用 CAP 法 (Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996) 计算了这些事件的震源机制解 (表 1), 结果显示这些地震都具有 NE 走向、逆冲为主的断层性质。笔者采用  $f-k$  法 (Zhu, Helmberger, 1996) 来计算格林函数, 并结合震源机制解合成这些余震发生在不同深度时在 LTA 台形成的理论地震图。计算格林函数所使用的速度结构来源于赵珠和曾融生 (1987) 得到的川西平均模型, 然而该区域局部地区具有很强的速度不均匀性 (王椿镛等, 2008)。从射线路径上看 (图 5), sPmP 与 PmP 震相的到时差除了与震源深度有关外, 与莫霍面的位置以及  $V_p/V_s$  也有较大的关系。为此, 笔者采用远震接收函数的  $H-k$  叠加法 (Zhu, Kanamori, 2000) 计算了 LTA 台站下方莫霍面的深度以及地壳平均波速比 (图 6), 结果表明 LTA 台站下方的莫霍面深度 (59 km) 比平均模型 (61 km) 浅, 将平均模型的莫霍面深度修改为 59 km, 并根据计算出的  $V_p/V_s = 1.76$  计算了各层的 S 波速度。



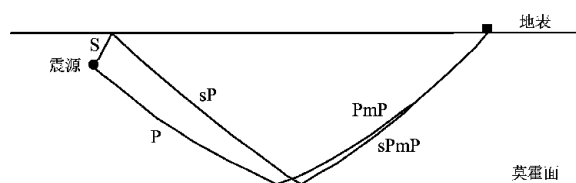
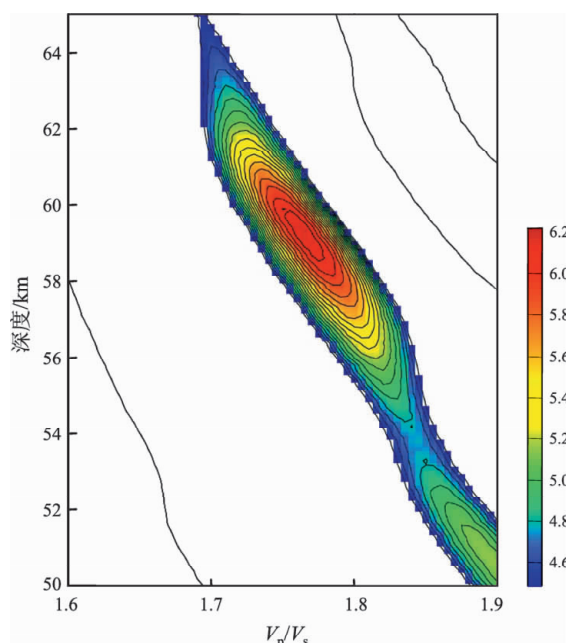


图5 PmP和sPmP的射线路径(据Ma, Eaton, 2011)

Fig. 5 The ray paths of PmP and sPmP phases  
(according to Ma, Eaton, 2011)图6 LTA台的远震接收函数 $H-k$ 叠加结果Fig. 6 The  $H-k$  stacking result of teleseismic  
receiver functions of LTA station

从事件1的LTA台理论地震图来看(图7a中实线波形), P波初至后30 s内的波形比较简单、清晰。3~4 s处为PmP震相, 可以看出不同深度的PmP震相到时相对恒定, 说明此震相的走时受震源深度影响较小, 可能对震中距的依赖更大。波列中最大振幅处为sPmP所在, 可以明确地看到sPmP与PmP的到时差随着震源深度的增加而增加。但当震源深度小于9 km时, 这两个震相合并在一起而难以区分。经去除仪器响应、滤波和积分至位移记录的实际地震图稍显复杂(图7a中虚线波形), 但仍可清楚地看到sPmP与PmP震相。当将其嵌入到13~14 km的理论地震图之间时, 可以发现它很好地延续了这两个震相的到时差随着震源深度的增加而增大的规律。因此可以认为此

次地震的震源深度约为13~14 km。依此规律, 得到了事件2~4(图7b~d)的震源深度分别为14~15 km、16~17 km、13~14 km。从结果来看, 除了事件4外, 由RDPM方法得到的深度与四川地震台网快报、CAP、及利用区域台网Pg-Sg震相的精确定位结果比较一致。对于事件4来说, 由RDPM得到的深度与精定位结果相符, 但与台网快报和CAP的结果有差别。

### 2.3 深度定位误差

利用深度震相确定震源深度的精度与所采用的速度模型的精度息息相关(Ma, 2010)。对于由大量样本得到的动校正叠加的结果, 笔者一般选取极值对应的90%的置信区间, 从图3来看, 芦山主震震源深度16 km, 误差约1 km。这与大多数采用其他方法确定的震源深度范围(14~18 km)一致。

而对于仅用个别台或是极少数台站的资料采用RDPM求取的震源深度, Ma(2010)采用了速度模型扰动方法来评价其定位误差。经测试, 认为利用RDPM方法求得的震源深度的误差与所采用的模型误差以及震源深度自身成正比。当采用的深度震相为sPmP与PmP、模型误差为10%, 震源深度在10~20 km时(这也正是本文所确定的震源深度(表1)), 该方法得到的深度误差约1~2 km。尽管由RDPM方法获得的深度误差比精定位所得的结果要大, 但二者震源深度数值相差无几, 由此可见该方法是在台站稀疏地区确定震源深度的一条重要途径。

## 3 结论和讨论

(1) 对类似于龙门山断裂带这种叠瓦状倾滑构造体(Burchfield *et al.*, 1995)来说, 根据地震的位置来判断发震断层不仅与震中有关, 与震源深度也密不可分。已知的根据区域地震资料获得的芦山地震主震深度分布广泛, 从12~24 km不等。造成这种现象的原因除了定位方法上的差异外, 青藏高原和华南地块结构上的差异(王椿镛等, 2008)也会使得震相走时的计算和理论地震图的正演与实际情况出现偏差。另一方面, 从宏观上看, 地球可视作分层均匀的球体, 远震射线路径中所穿过的小尺度速度异常体所造成的震相

到时的偏移与走时相比很小,这种偏移可通过不同台站的叠加来消除。因此,通过多台叠加远震深度震相获取相应地震的震源深度便成为可能。在实际操作中,对波形进行取绝对值和归一化可消除方位角和震中距的影响,而取波形窗则是容许震相走时的计算误差存在。芦山地震主震的 pP

震相动校正叠加后的结果显示,该地震震源深度为  $(16 \pm 1)$  km,与目前大多数定位结果的范围是一致的。

(2) 稀疏台站地区较小地震的震源深度确定一直是定位过程中的难点,由于条件所限,中国西部存在大面积这样的区域,而区域深度震相则

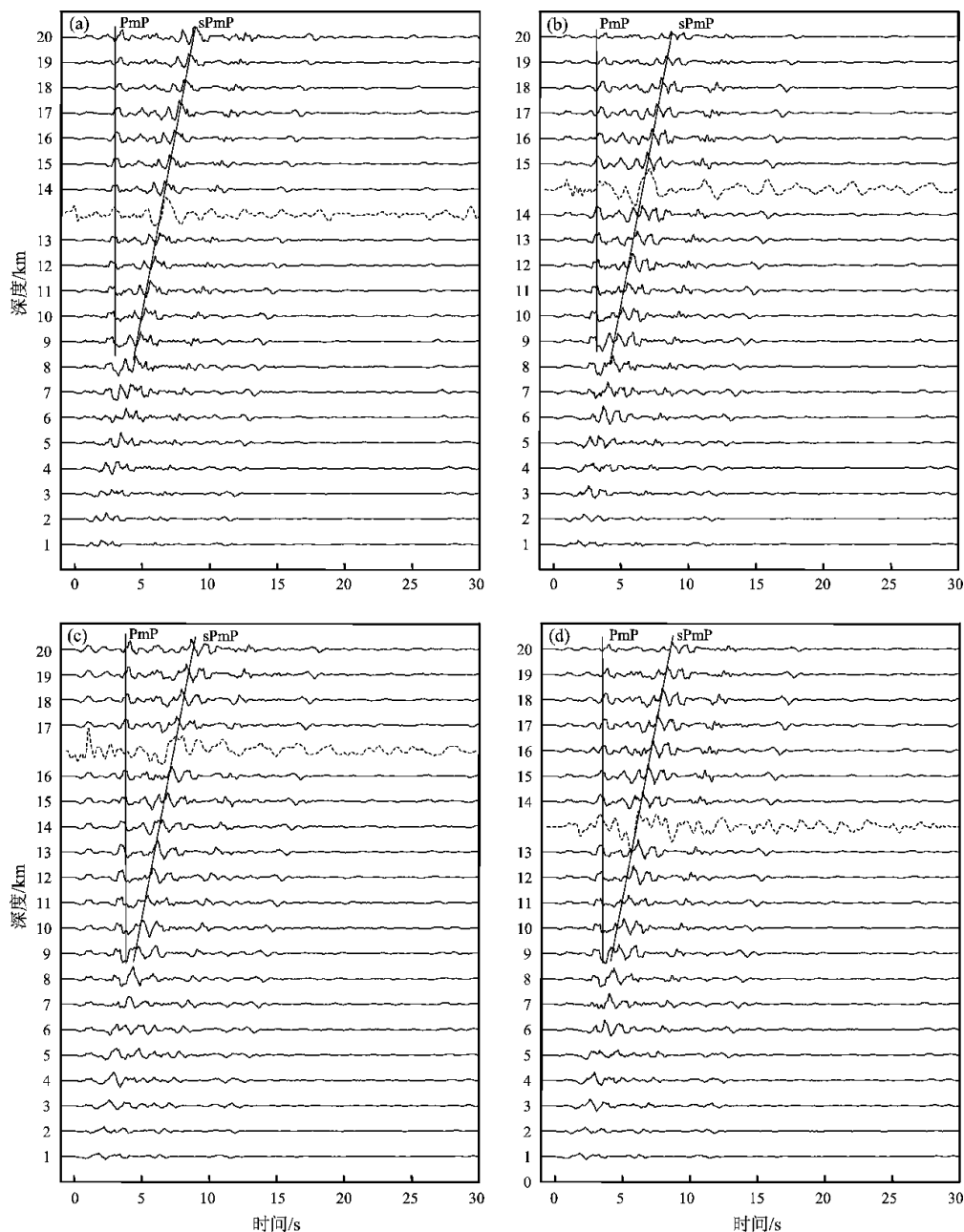


图7 表1中4个事件不同震源深度的理论地震图(实线)和实际地震图(虚线)及PmP和sPmP震相的位置(a~d分别对应表1中的1~4号事件)

Fig. 7 The synthetic seismograms (solid line) and observed seismograms (dot line) and the location of the PmP and sPmP of 4 events in different focal depth in tab. 1 (a~d corresponding to the No. 1~4 events respectively in tab. 1)

为解决这个问题提供了契机。芦山地震序列恰好位于台网分布良好的区域,这使得我们可利用区域深度震相获得的震源深度与其他方法得到的结果进行充分对比。经过细致的台站挑选和波形对比后,我们使用 LTA 台的 PmP 和 sPmP 震相,采用 RDPM 方法来确定若干芦山地震序列余震的震源深度。为了确保理论地震图的准确,我们还利用远震接收函数的  $H-k$  叠加来获取了 LTA 台下方的莫霍面深度及地壳平均波速比,并使用 CAP 计算了这些事件的震源机制解。结果表明,由 RDPM 得到的震源深度与利用区域直达波震相获得的精确定位结果几乎一致;4 个事件中有 3 个的深度范围与 CAP 的结果相近,有 2 个与台网快报相差无几。

(3) 事实证明,利用远震深度震相和区域深度震相都能对震源深度有很好的约束,对于台站稀疏的地区来说,深度震相提供了一种相对准确的震源深度确认途径。从我们的使用方法看,RDPM 由于先要知道地震的震源机制解,增加了解决问题的先决条件,仅限于小空间范围内具有相同构造类型地震的震源深度确定;而动校正叠加法对速度模型有严重依赖,如果研究区三维结构复杂,则该方法并不适用,相比来说,将该方法应用在远震上更适合。

特别感谢倪四道教授和曾祥方博士对本文中部分方法进行的指导;文中的图件采用了 SAC2000、pssac 和 GMT 制作,在此一并致谢。

## 参考文献:

崇家军,倪四道,曾祥方. 2010. sPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, 53(11): 2620–2630.

杜方,龙锋,阮祥,等. 2013. 四川芦山 7.0 级地震及其与汶川 8.0 级地震的关系[J]. 地球物理学报, 56(5): 1772–1783.

范会吉,姚陈. 1996. 地震波的散射与盆地的场地效应[J]. 中国地震, 12(2): 209–223.

韩立波,罗艳. 2012. 深度震相 sSmS 特征及其在震源深度确定中的应用[J]. 中国地震, 28(2): 121–132.

刘成利,郑勇,葛黎,等. 2013. 2013 年芦山 7.0 级地震的动态破裂过程[J]. 中国科学(D 辑), 43(6): 1020–1026.

刘杰,易桂喜,张致伟,等. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山 M7.0 地震介绍[J]. 地球物理学报, 56(4): 1404–1407.

吕坚,王晓山,苏金蓉,等. 2013. 芦山 7.0 级地震序列的震源位置与震源机制解特征[J]. 地球物理学报, 56(5): 1753–1763.

王椿镛,楼海,吕智勇,等. 2008. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构——下地壳流的深部环境[J]. 中国科学(D 辑), 38(1): 22–32.

王卫民,耗金来,姚振兴. 2013. 2013 年 4 月 20 日四川芦山地震震源破裂过程反演初步结果[J]. 地球物理学报, 56(4): 1412–1417.

谢祖军,金笔凯,郑勇,等. 2013. 近远震波形反演 2013 年芦山地震震源参数[J]. 中国科学(D 辑), 43(6): 1010–1019.

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[J]. 科学通报, 47(9): 663–670.

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[J]. 中国科学(D 辑), 38(10): 1234–1241.

赵珠,曾融生. 1987. 一种修定震源参数的方法[J]. 地球物理学报, 30(4): 379–388.

Apoloner M-T, Bokelmann G. 2012. Improving Identification of Regional Depth Phases in Sparse Networks[C]. EGU General Assembly, Vienna, Austria, 2614.

Burchfiel B. C., Chen Z., Lin Y., et al. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and Adjacent Regions, Central China[J]. International Geology Review, 37: 661–735.

Crotwell H. P., Owens T. J., Ritsema J. 1999. The Taup Toolkit: Flexible Seismic Travel-time and Ray-path Utilities[J]. Seismological Research Letters, 70: 154–160.

Goldstein P., Dodge D. 1999. Fast and Accurate Depth and Source Mechanism Estimation Using P-waveform Modeling: A tool for Special Event Analysis, Event Screening, and Regional Calibration[J]. GRL, 26(16): 2569–2572.

Gupta H. K., Sarma S. V. S., Harinarayana T., et al. 1996. Fluids below the Hypocentral Region of Latur Earthquake, India: Geophysical Indicators[J]. GRL, 23(13): 1569–1572.

Helmberger D., Engen G. 1980. Modeling the Long-period Body Waves from Shallow Earthquakes at Regional Ranges[J]. BSSA, 70: 1699–1714.

Hurukawa N., Imoto M. 2010. Periodic upward Migration Model for Intermediate-depth Earthquakes in Vrancea, Romania[J]. Earth Planets Space, 62: 463–473.

Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R. 1995. Constraints on Seismic Velocities in the Earth from Traveltimes[J]. Geophys J. Int., 122(1): 108–124.

King R. 1979. Observations of sPn from Swabian Alb Earthquakes at the GRF Array[J]. J. Geophys, 45: 337–340.

Langston C. 1987. Depth of Faulting during the 1968 Meckering, Australia, Earthquake Sequence Determined from Waveform Analysis of Local Seismograms[J]. JGR, 92(B11): 1561–1574.

Langston C. 1994. An Integrated Study of Crustal Structure and Regional Wave Propagation for Southeastern Missouri[J]. BSSA, 84: 105–118.

Langston C. 1996. The SsPmp Phase in Regional Wave Propagation[J]. BSSA, 86: 133–143.

- Ma S. T. , Atkinson G. M. . 2006. Focal Depth for Small to Moderate Earthquakes ( $m_N \geq 2.8$ ) in Western Quebec, Southern Ontario, and Northern New York [J]. BSSA, 96: 609 – 623.
- Ma S. T. , Eaton D. W. . 2011. Combining Double-difference Relocation with Regional Depth-phase Modeling to Improve Hypocenter Accuracy [J]. Geophys J. Int. , 185 (2) : 871 – 889.
- Ma S. T. . 2010. Focal Depth Determination for Moderate and Small Earthquakes by Modeling Regional Depth Phases sPg, sPmP, and sPn [J]. BSSA, 100: 1073 – 1088.
- Murphy J. R. , Barker B. W. . 2006. Improved Focal-depth Determination Through Automated Identification of the Seismic Depth Phases pP and sP [J]. BSSA, 96: 1213 – 1229.
- Saikia C. . 2000. A Method for Path Calibration using Regional and Teleseismic Broadband Seismograms; Application to the 21 May 1997 Jabalpur, India Earthquake ( $M_w 5.8$ ) [J]. Curr Sci, 79: 1301 – 1311.
- Stein S. , Wiens D. A. . 1986. Depth Determination for Shallow Teleseismic Earthquakes; Methods and Results [J]. Rev Geophys, 24 (4) : 806 – 832.
- Waldhauser F. , Ellsworth W. L. . 2000. A Double-difference Earthquake Location Algorithm; Method and Application to the Northern Hayward fault [J]. BSSA, 90: 1353 – 1368.
- Zhao L. S. , Helmberger D. V. . 1994. Source Estimation from Broadband Regional Seismograms [J]. BSSA, 84 (1) : 91 – 104.
- Zhu L. P. , Helmberger D. V. . 1996. Advancement in Source Estimation Techniques using Broadband Regional Seismograms [J]. BSSA, 86 (5) : 1634 – 1611.
- Zhu L. P. , Kanamori H. . 2000. Moho Depth Variation in Southern California from Teleseismic Receiver Functions [J]. JGR, 105 (B2) : 2969 – 2980.

## Determining Focal Depth of Lushan Main Shock and Several Strong Aftershocks by Using Depth Phases

LONG Feng, RUAN Xiang, GONG Yue, ZHAO Min, WU Peng

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

### Abstract

Firstly, the teleseismic waveforms of the Lushan main shock were collected, and the focal depth was determined by using the dynamic-correction stacking method of the pP depth phase, the calculation results of different window size show that the focal depth of the main shock is  $(16 \pm 1)$  km and is consistent with the current mainstream results  $(14 \sim 18)$  km. In addition, the focal depths of four  $M_s \geq 4.0$  strong aftershocks were determined by the “Regional Depth Phase Modeling” (RDPM). Through the waveform comparison, the LTA Station and the phase pair of PmP – sPmP were chose. To ensure the reliability of the results, we revised the depth of Moho and the  $V_p/V_s$  in the initial velocity model by using the  $H - k$  stacking from teleseismic receiver functions of LTA station and the focal mechanism solutions by CAP method. The results show that the focal depths which is calculated by the RDPM and the precision location obtained by the regional direct phase are almost identical. The focal depth range of three events from four events is similar with that of the CAP method, and the focal depth range of two events is almost the same with the results of network express. The facts prove that teleseismic or regional depth phase both have the good constrain on the focal depth. For the region of sparse stations, the depth phases provide a relatively accurate way to confirm the focal depth.

**Key words:** Lushan earthquake; depth phase; dynamic-correction stacking; RDPM; focal depth