

孟庆君、倪四道、韩立波等, 2014, 地壳速度结构对极浅源地震深度反演的影响——以荣昌地震为例, 中国地震, 30 (4), 490 ~ 500.

# 地壳速度结构对极浅源地震深度反演的影响 ——以荣昌地震为例

孟庆君<sup>1)</sup> 倪四道<sup>2)</sup> 韩立波<sup>3)</sup> 陈伟文<sup>1)</sup> 吴文波<sup>1)</sup>  
谢军<sup>1)</sup> 钱韵衣<sup>1)</sup>

1) 中国科学技术大学地球和空间科学学院、蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 安徽省合肥市金寨路 96 号 230026

2) 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

3) 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081

**摘要** 研究表明, 大陆地震很少发生在距地表 5km 以浅, 然而, 近年来四川、重庆等地区发生了一系列 3km 以浅的极浅源地震, 据推测可能与新生断层形成或者工业开采活动有关。如果仅凭直达体波震相到时信息, 要较好测定极浅源地震深度, 需以震中距在 2 倍震源深度范围内有台站为前提, 而目前的台站密度显然不足。在这种情况下, 地震的波形信息可为深度测定提供更有效地约束。目前已经广泛采用的 CAP (Cut and Paste) 方法利用了地震波形信息反演震源机制解、震级和深度, 此方法对速度模型虽然没有严格要求, 但是速度模型误差太大时不利于地震深度定位。本文以 2010 年 9 月 10 日荣昌地区发生的  $M_b 4.7$  地震为例, 结合远震深度震相约束震源深度, 测试了一系列地壳速度模型对 CAP 方法反演极浅源地震深度的影响。研究发现浅层速度模型误差达 10% 时, 震源深度反演误差并不大, 但当误差超过 50% 时, 震源深度误差则很大。因此在研究极浅源地震时, 需要对浅层速度结构进行较为准确的测定。

**关键词:** CAP 极浅源地震 震源深度 速度模型 荣昌地震

[文章编号] 1001-4683 (2014) 04-0490-11 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

## 0 引言

震源深度准确测定具有重要意义。一方面, 快速准确地测定出震源深度能为震灾应对决策提供基础信息, 另外一方面, 准确的震源深度信息对于理解地震孕育背景提供了重要参考依据。研究表明, 大陆地区地震多集中在 5 ~ 20km 深度范围, 而发生在 5km 以浅深度的地震很少。大陆地壳极浅层地震活动水平低的原因可能是成熟断层在浅部充填了断层泥, 减弱了断层强度; 而对于年轻断层或者新生断裂, 震源深度可以很浅 (Scholz, 2002)。近年

[收稿日期] 2013-07-29; [修定日期] 2014-12-18

[项目类别] 国家自然科学基金项目 (41074032, 41274069) 资助

[作者简介] 孟庆君, 女, 1988 年生, 中国科学技术大学固体地球物理专业研究生, 主要研究方向为地震学。

E-mail: mqjun@mail.ustc.edu.cn

来地震学及大地测量学研究确认了一系列中小地震深度浅于 5km,甚至浅于 1km (Dawson et al, 2008; 罗艳等, 2010)。为区别于 10km 左右的浅源地震,我们将深度在 3km 以浅的地震称为极浅源地震。由于极浅源地震可形成严重灾害,因此有必要深入研究。

然而,在台站布设稀疏地区,基于 P、S 到时方法准确测定震源深度较为困难。如果只利用直达波到时信息测定震深,一般要求最近的台站距离地震震中在 2 倍震源深度以内 (Mori et al, 1991)。就目前极浅源地震的测定而言,多数地区的台网布设难以满足此条件。在此情形下,可以通过分析深度震相得到比较准确的震源深度。如果能够识别近震深度震相 sPL、sPg、sPmP、sPn 等 (Uski et al, 2003; Saikia et al, 2000; Bent et al, 2002; Bock et al, 1996; Wang et al, 2011; 房名山等, 1995; 高立新等, 2007; 崇加军等, 2010) 或者远震深度震相 pP、sP 等 (Ehgdahl et al, 1998),则可以准确测定震源深度。但是这些震相的准确识别经验需要长期的积累,目前还难以实现计算机化的准确识别。正在得到广泛应用的 CAP (Cut and Paste) 方法 (Zhao et al, 1994) 将地震波形分为 Pnl 及面波 2 个部分,不需对波形进行更细节的分析,易于实现震源参数的自动快速测定。

CAP 方法自提出以来,在国内外震源参数研究中取得了丰富的成果,算法也在逐步改进。Zhu 等 (1996) 改进了 CAP 的误差函数并引入了台站震中距比例因子。陈伟文等 (2012) 发展了 CAP 的近远震联合方法,使反演能够利用更多不同震中距离的台站数据,从而为震源参数反演提供了更多的约束。CAP 方法主要思想是对中小地震进行点源近似,通过计算理论波形和观测波形之间的误差函数,利用网格搜索的方法反演震源机制解、震级和震源深度。CAP 方法与其它的一些全波形反演方法相比有以下优势:①将体波 Pnl 波段 (P 波及其后续部分) 与面波分开拟合,各分量的理论波形与观测波形分别进行互相关得到最佳的拟合,可弱化面波振幅过大引起的偏差以及减小速度模型不准确造成的影响;②采用面波体波比信息以及 Pnl 中的深度震相信息,一般说来可以提供比较可靠的震源深度。

Wei 等 (2008) 初步测试了速度模型对 CAP 方法反演震源深度等震源参数的影响,发现速度结构差异小于 10% 时,速度结构模型对 CAP 反演结果影响不大。对于多数地区的中下地壳而言,速度结构异常一般不大于 10%。但是不同地区的盆地地区浅层结构 (5km 以浅) 差异很大,在速度模型误差远大于 10% 时,CAP 方法反演极浅源地震深度的可靠性尚无深入探讨,需选取盆地地区的极浅源事件开展研究。

荣昌县位于重庆市西部,处于华蓥山基底断裂带附近,是地震多发地区。20 余年来,荣昌县多次发生中强地震,据重庆市地震监测台网记录,从 1990 年至今已发生地震 4 万余次,其中 3.0~3.9 级地震 100 多次,4.0~4.9 级地震 20 多次,5.0~5.9 级地震 2 次。这些地震中有相当数量属于极浅源地震 (王小龙等, 2012),其中 2010 年 9 月 10 日的荣昌  $M_b 4.7$  地震有感范围较广,荣昌县震感强烈,部分乡镇出现地声,表明震源很浅 (丁丹等, 2010)。此次地震体波震级较高 ( $M_b 4.7$ ),很多震中距  $30 \sim 80^\circ$  的远震台站也对此次地震有较清晰的地震波记录,可以用于识别 pP、sP 深度震相,有利于利用深度震相约束地震深度。此次地震的近台 (200km 以内) 记录丰富,有利于利用 CAP 方法通过近台数据反演震源参数。

## 1 数据处理

首先利用国家数字测震台网数据备份中心 (郑秀芬等, 2009) 提供的震中距 200km 范围

内台站(图1)的宽频带数字地震记录并使用CAP方法进行波形反演。在对地震波形进行处理时,以台站数据质量为考量进行了数据筛选。例如,一些台站的数据低频噪音较多,可能导致波形拟合误差变大,进而影响震源参数反演的准确性,尤其是震源深度反演的准确性。台站数据经过初步筛选后,对数据去除仪器响应,去除直流分量和线性趋势,旋转至大圆路径方向,并将波形数据分成Pnl波段和面波波段。为减小地下速度结构的3维效应,对理论和观测波形数据做低频滤波:对Pnl波段截取30~40s时间窗口长度并做0.02~0.10Hz滤波,对面波波段截取50~80s时间窗口长度并做0.02~0.08Hz滤波。

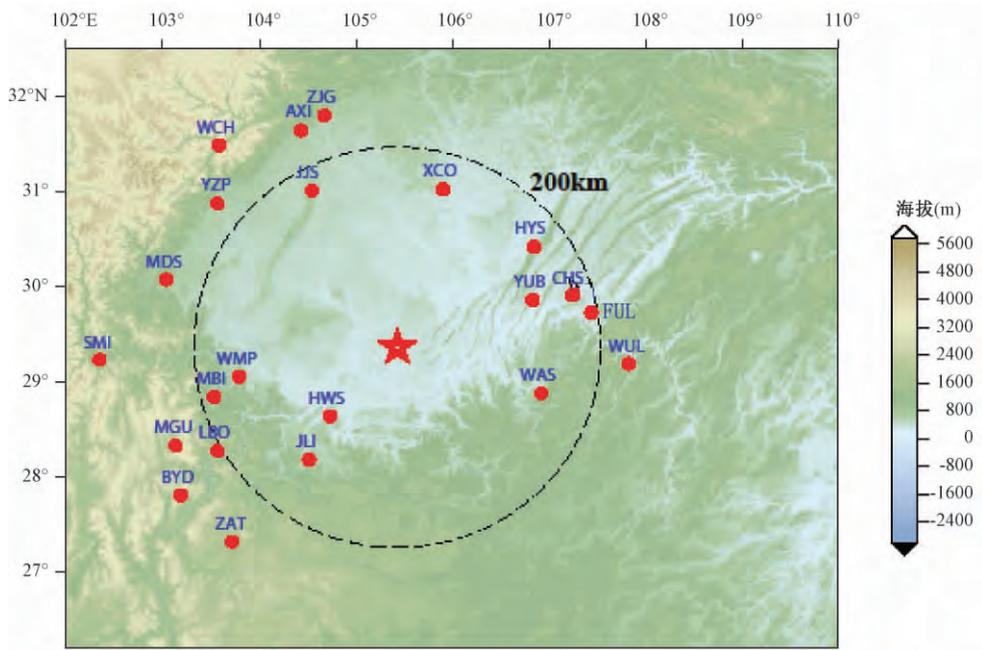


图1 台站分布

红色五星代表荣昌地震的震中位置;周围的红色实心圆代表震中周围的台站;黑色虚线内代表震中距200km内区域

## 2 CAP反演震源深度

对于近震的CAP波形反演,采用频率-波数( $F-K$ )方法(Zhu et al, 2002)计算理论格林函数,通过网格搜索震源参数计算合成理论波形,再与观测波形进行拟合。理想情况下,理论波形与观测波形的拟合误差随理论震源深度的变化曲线会呈现抛物线形状,一般取误差最小的深度值作为地震的震源深度值。但实际上用来合成理论格林函数的速度模型与真实结构可能有所差异,因此需要研究在速度模型存在显著偏差的情况下CAP方法反演得到的震源深度的准确性。

本文分别采用了4种不同的速度模型,通过CAP方法反演荣昌地震震源深度,其分别为荣昌地区的CRUST2.0速度模型——模型A,对实际数据提取面波频散曲线并对频散曲线进行线性反演获得的速度模型——模型B,将模型B做分层数简化形成的地壳模型——模型C,将模型B表层速度降低得到的模型——模型D,如图2、3所示。

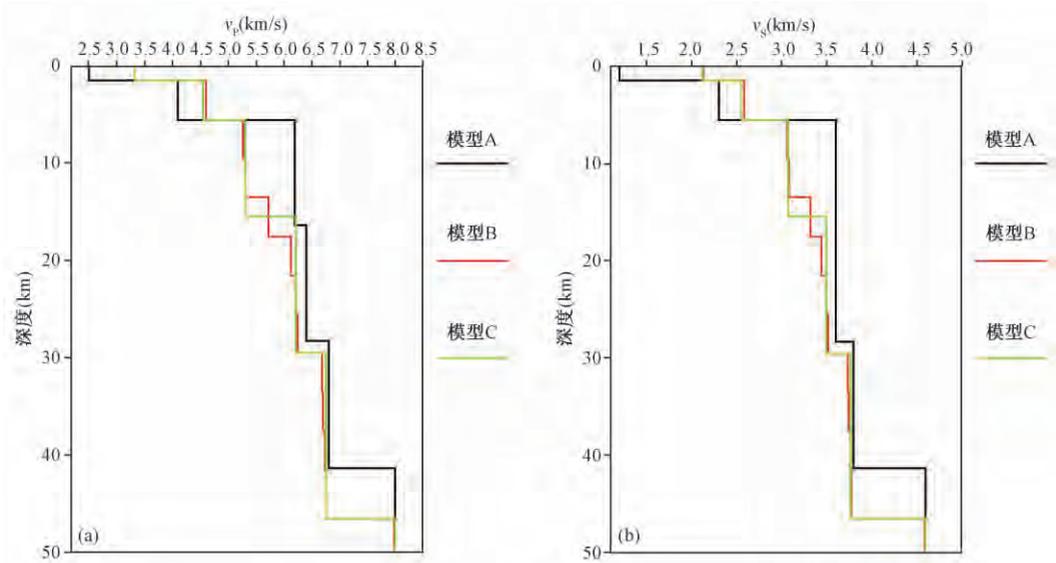


图2 (a)S波速度结构,(b)P波速度结构。黑色线条为 CRUST2.0 模型的地壳速度(模型 A);红色线条代表面波频散曲线反演得到的地壳速度(模型 B);绿色线条表示将模型 B 做层数变少简化形成的地壳模型(模型 C)

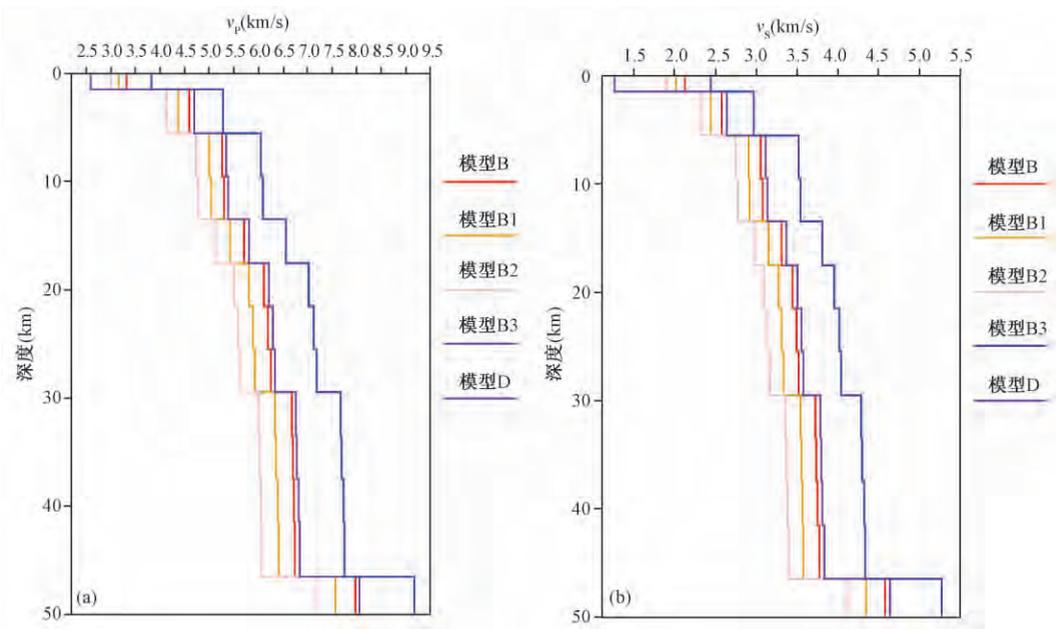


图3 (a)S波速度结构,(b)P波速度结构。红色线为模型 B,即通过提取面波频散曲线并线性反演得到的地壳速度模型;橘色线(模型 B1)表示将模型 B 每层速度减小 5%;粉色线(模型 B2)表示将模型 B 每层速度减小 10%;蓝色线(模型 B3)表示将模型 B 每层速度增加 15%;紫色线(模型 D)表示将模型 B 表层速度降低约 50%,其它层的速度不变

以模型 A 计算合成地震图,并用 CAP 的方法得到各个深度上的理论波形与观测波形的

最小二乘拟合误差,如图4(a)所示。分析发现,对于模型A,波形拟合误差与震源深度的关系不呈现抛物线变化趋势,故很难直观找到误差最小时所对应的深度。因此推断模型A,即CRUST2.0速度模型可能与该地的真实速度结构有较大差异,谢军等(2012)对四川盆地中部剪切波速度的研究结果也表明该地近地表S波速度约2km/s,远大于CRUST2.0模型的地表顶层S波速度。

为了得到更准确的浅层速度结构,本文尝试利用单台和单个事件,用多重滤波方法提取瑞利波群速度频散曲线(Dziewonski et al, 1969; Herrmann, 1973),并用线性反演方法(Herrmann et al, 2004)对频散曲线进行反演,参考谢军等(2012)的四川速度模型,将线性反演得到的一维速度模型进行适当修改后得到一维速度模型B。采用速度模型B后,利用CAP方法得到的各个深度的理论和观测波形拟合误差随深度变化呈现明显抛物线形态,在深度1~4km处误差达到最小,即震源深度估计在1~4km(图4(b))。故此推断模型B更能反映震中到台站路径上的平均一维速度结构,更适合做为CAP方法的速度模型。考虑到模型B分层比较精细,即便将模型B层数减少,简化一个只有几层结构的简单模型——模型C,CAP的深度反演结果也几乎不会受到影响(图4(c)),说明在一定范围内速度模型精细程度变化对CAP深度反演结果几乎没有影响。

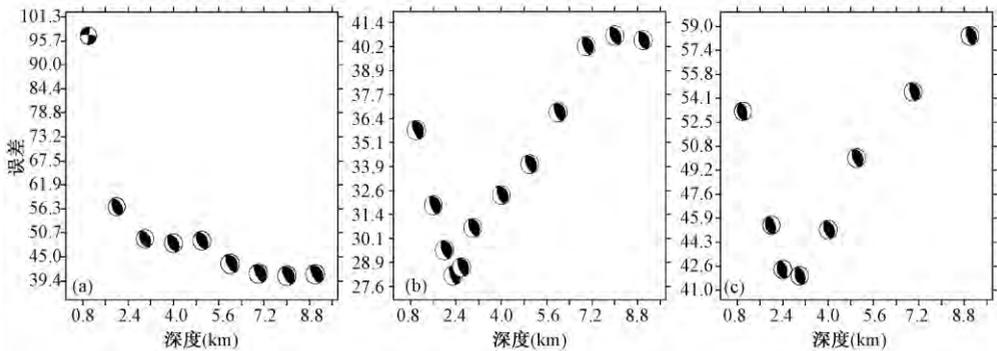


图4 (a)、(b)、(c)分别对应图2中的模型A、模型B和模型C模型下利用CAP方法反演荣昌地震深度的结果

基于频散曲线反演得到的速度模型B,CAP方法深度结果在1~4km附近时理论波形和观测波形拟合误差最小。在这个深度上荣昌地震的震源机制解和各个台站的波形拟合情况如图5所示。反演得到荣昌地震震级 $M_w$ 4.1,2个节面的走向、倾角、滑动角分别为FM1:152°/65°/90°;FM2:332°/25°/90°。每个台站的波形数据被分成5个分量,即Pnl波垂向分量(Pnl V)和径向分量(Pnl R),面波垂向分量(Vertical),径向分量(Radial)和切向分量(Tang),由于台站数据质量不高或者速度模型准确性不足等问题,部分分量的观测波形与理论波形互相关系数较低、误差异常偏大,这些分量的误差不计入总的误差函数中。

当震源附近速度结构存在横向变化或地形不平时,各个方位的速度结构可能有所差异,因此有必要研究速度模型误差对CAP深度反演结果的影响。本文在模型B(频散曲线提取并反演的速度模型)基础上做一定程度的扰动,以分析其对CAP震源深度反演结果的影响。将模型B做速度扰动得到3种速度模型(图3):①将模型B每层速度减小5%做为模型B1;

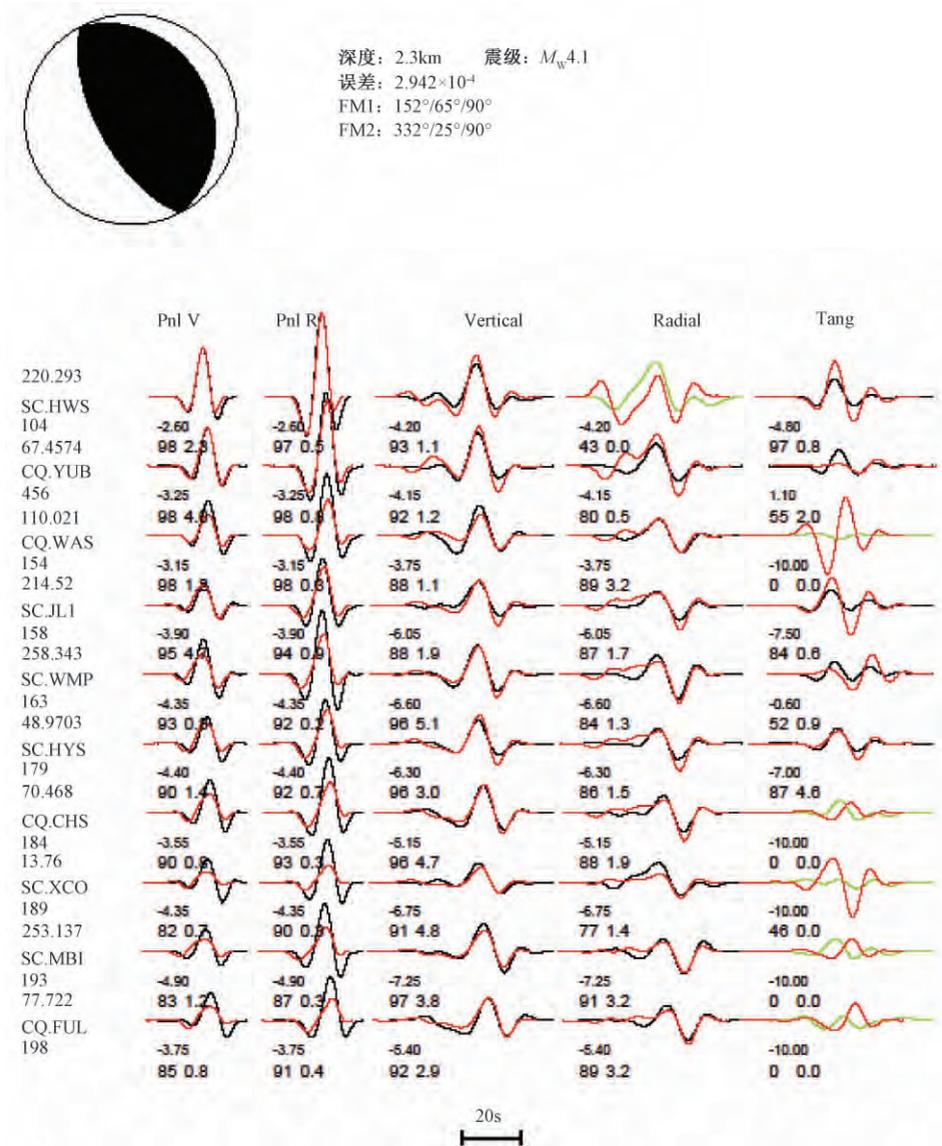


图5 利用模型 B 通过 CAP 反演得到的最佳机制解及波形拟合情况。红线表示理论波形,黑线表示计入误差函数的观测波形,绿线表示未计入误差函数的观测波形。左边一列是台网名和台站名,其下方数字表示台站震中距,其上方数字表示台站方位角。波形分量下方第一行是理论波形和观测波形间做滑动互相关后平移的时间(单位:秒),波形分量下方第 2 行是每个分量的理论与观测波形的互相关系数(百分比)

- ②将模型 B 每层速度减小 10% 做为模型 B2;③将模型 B 每层速度增大 15% 做为模型 B3;  
 ④只将模型 B 顶层速度减小约 50% 做为模型 D。

如图 6 所示,模型 B 速度整体减少 5% 时 CAP 深度反演结果几乎不变,减少 10% 的情况下,深度反演结果略微变大。模型 B 速度增大 15% 的情况下深度反演结果变化也不大。

总体而言, CAP 方法对速度模型准确程度要求不高, 在  $\pm 10\%$  的速度模型误差以内, 震源深度反演结果都比较稳定。而在模型 B 表层速度变化约 50% 的情况下, 误差函数变化趋势产生较大畸变, 可见浅层速度结构有显著偏差时, 对极浅源地震深度反演结果影响较大。

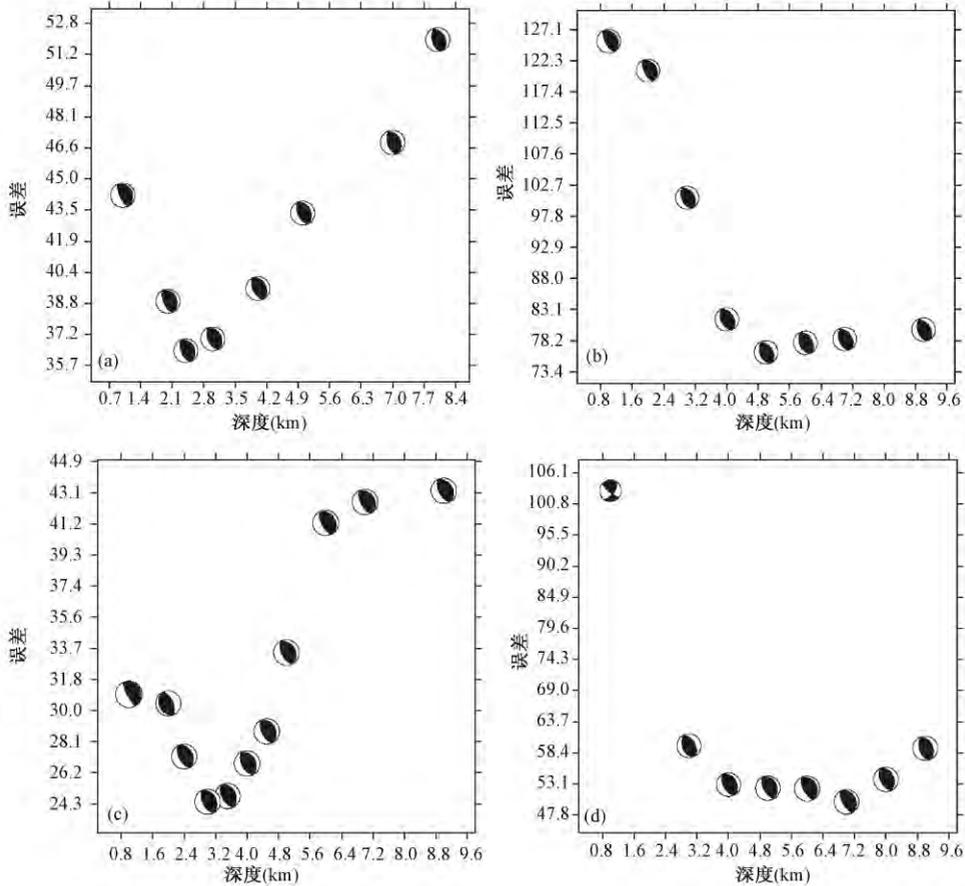


图6 (a) ~ (d) 分别对应图 3 中模型 B1、模型 B2、模型 B3 和模型 D 利用 CAP 反演荣昌地震深度的结果

以上结果均利用了距荣昌地震震中 100 ~ 200km 内的台站数据(即图 1 中黑色虚线内台站)。本文也考虑利用更远的台站进行反演, 即震中距在 200 ~ 300km 的台站数据(图 1 中黑色虚线外台站)。Wei 等(2008)的研究结果表明, 在地形比较平坦、速度结构比较简单的地方, 利用震中距 < 550km 台站的数据, CAP 方法反演震源参数的结果基本相同。本文对距荣昌震中  $\Delta > 200\text{km}$  的台站的震源深度反演结果与震中距 100 ~ 200km 台站的深度反演结果进行对比后发现, 二者相近, 前考略浅(图 7), 可见 CAP 方法是可以利用较大震中距台站的数据反演地震震源深度的。

### 3 基于远震深度震相的震源深度测定结果

远震深度震相 pP、sP 与 P 波的到时差对震源深度敏感, 而对台站的震中距不敏感, 因此

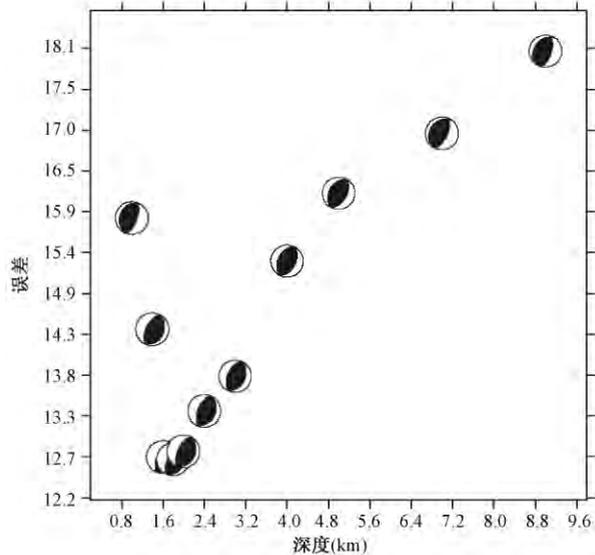


图7 利用  $\Delta > 200\text{km}$  的台站数据,通过 CAP 方法反演荣昌地震深度结果

可以较好的约束震源深度。为了考察使用 CAP 方法反演荣昌地震深度的准确性,本文观测分析了荣昌地震的远震深度震相 pP 和 sP。2010 年 9 月 10 日荣昌地震虽然只是  $M_b 4.7$  的中小地震,但是因为其震源机制是逆冲类型,在远震台站可以接收到较强体波能量信息,一些处于大陆内部信噪比高的远震台站对这次地震信号有比较清楚的记录。

以模型 B 作为震源区地壳的一维速度模型,使用传播矩阵方法并考虑了几何扩散和地幔衰减吸收的效应(Kikuchi et al, 1982),采用 CAP 方法反演获得的震源机制解结果(图 5),计算了远震理论地震图。本文合成了远震台站 WRAB、ARU 的 0.5 ~ 6.0km 各个震源深度上的理论地震波形,并与观测波形对比,为提高信号的信噪比,理论波形和观测波形均进行了 0.8 ~ 2.0Hz 滤波(图 8)。WRAB 和 ARU 两个台站观测波形中 pP、sP 深度震相和 P 波震相比较接近,难以区分,可估测此次地震震源深度很浅,大致在 1 ~ 4km。与理论地震图对比发现,其震源深度约为 2 ~ 3km,与基于模型 B 的 CAP 方法反演结果相当接近,表明了 CAP 方法震源深度反演结果的准确性。

## 4 结论与讨论

本文通过对荣昌地区不同一维速度模型的测试发现,在台网台站布设稀疏的条件下,如果一维速度模型比较准确——速度误差在  $\pm 10\%$  内,CAP 方法可以比较准确地确定地震震源深度。但是一些地区的浅层速度模型可能存在显著误差,如四川盆地内荣昌地区 CRUST 2.0 速度模型的表层速度比真实地表速度约偏小 50%,该速度模型反演 2010 年 9 月 10 日荣昌极浅源地震的深度会出现至少 6 ~ 7km 的误差。因此使用 CAP 方法计算测定极浅源地震深度时,应更多关注浅层速度模型的准确性。

2010 年 9 月 10 日荣昌发生  $M_b 4.7$  地震,CAP 方法反演结果显示该地震深度约为 1 ~ 4km。为验证 CAP 方法反演荣昌地震深度的准确性,本文利用远震深度震相估算了该地震

的震源深度,结果也显示该地震深度为2~3km。王小龙等(2012)采用双差定位法,利用流动台阵对此次地震及其余震进行了水平和深度定位,结果显示这是一个分布在深度2km附近的地震群,并指出荣昌近来频发的地震与当地人为的注水活动有关。

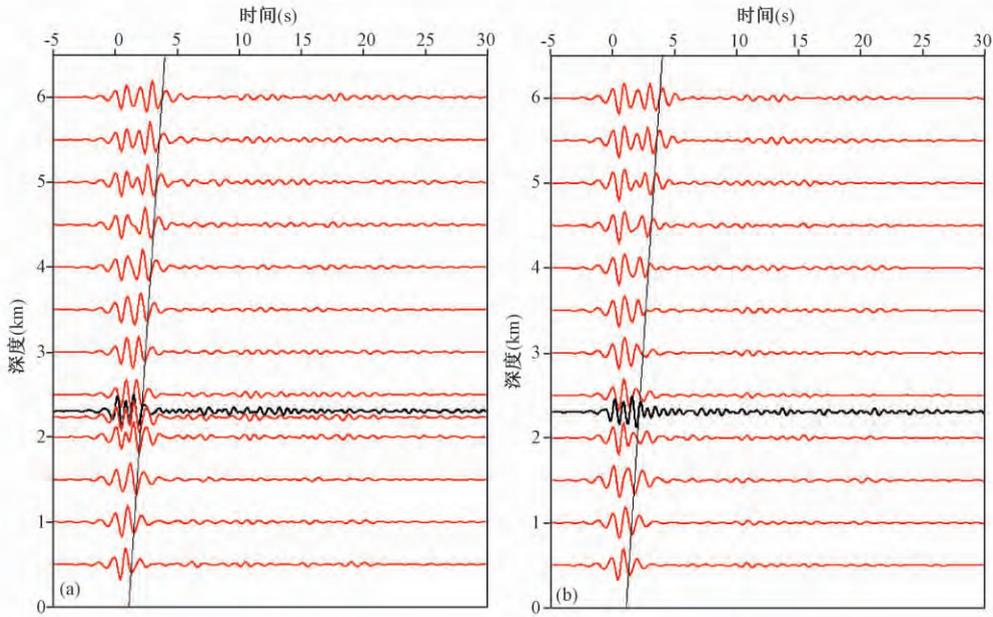


图8 (a) WRAB 站上荣昌地震的观测波形(黑线)与各个地震深度的远震理论地震波形(红线)对比;  
(b) ARU 站上荣昌地震的观测波形(黑线)与各个地震深度的远震理论地震波形(红线)对比图

综上,通过荣昌地震的深度测定,检测了CAP方法对极浅源地震深度定位的准确性。本文的深度反演结果与前人的深度定位结果(王小龙等,2012)都显示了荣昌地区有极浅源地震活动,这些地震与人为注水活动的相关性值得进一步研究。

**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”为本研究提供了地震波形数据,在此表示感谢。

## 参考文献

- 陈伟文、倪四道、汪贞杰等,2012,2010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,55(7),2319~2328。  
 崇加军、倪四道、曾祥方,2010,sPL,一个近距离确定震源深度的震相,地球物理学报,11(53),2620~2630。  
 丁丹、倪四道、田晓峰等,2010,地震相关的声音现象进展研究,华南地震,30(2),46~53。  
 房明山、杜安陆、董孝平等,1995,用sPn震相测定近震震源深度,地震地磁观测与研究,16(5),13~18。  
 高立新、刘芳、赵蒙生等,2007,用sPn震相计算震源深度的初步分析与应用,西北地震学报,29(3),213~244。  
 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:D辑,40(6),677~687。  
 王小龙、马胜利、雷兴林等,2012,重庆荣昌诱发地震区精细速度结构及2010年 $M_L$ 5.1地震序列精确定位,地震地质,34(2),348~358。  
 谢军、倪四道、曾祥方,2012,四川盆地中部浅层地壳一维剪切波速度结构初步研究,四川地震,143(2),20~24。  
 郑秀芬、欧阳旻、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.
- Bent A L, Perry H K C, 2002, Depths of eastern Canadian earthquakes from regional data, *Seism Res Lett*, **73**(2), 273 ~ 284.
- Bock G, Grfinthal G, Wylegalla K, 1996, The 1985/86 Western Bohemia earthquakes: Modelling source parameters with synthetic seismograms, *Tectonophysics*, **261**(1 ~ 3), 139 ~ 146.
- Dawson J, Cummins P, Tregoning P et al, 2008, Shallow intraplate earthquakes in Western Australia observed by Interferometric Synthetic Aperture Radar, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **113**, B11408, DOI: 10.1029/2008JB005807.
- Dziewonski, A, Bloch S, Landisman M, 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull Seism Soc Am*, **59**(1), 427 ~ 444.
- Ehgdahl E R, Van der Hilst R, Buland R, 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull Seism Soc Am*, **88**(3), 722 ~ 743.
- Herrmann, R B, 1973, Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bull Seism Soc Am*, **63**(2), 663 ~ 671.
- Herrmann, R B, Ammon C J, 2004, Surface waves, receiver functions and crustal structure, in *Computer Programs in Seismology*, Version 3.30, Saint Louis University. <http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/CPS330.html> (last accessed December 12, 2006).
- Kikuchi M, Kanamori H, 1982, Inversion of complex body waves, *Bull Seism Soc Am*, **72**(2), 491 ~ 506.
- 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**(2), 508 ~ 523.
- Saikia C K, 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), *Curr Sci*, **79**(9 ~ 10), 1301 ~ 1315.
- Scholz C H, 2002, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Wang Z, Chong J, Ni S, et al, 2011, Determination of focal depth by two waveform-based methods: A case study for the 2008 Panzihua earthquake, *Earthq Sci*, **24**(4), 321 ~ 328.
- Wei S, Konca A, Luo Y, et al, 2008, Regional wave propagation beneath western US, 2008 IRIS Workshop, poster.
- Uski M, Hyvonena T, Korjaa A, et al, 2003, Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults, *Tectonophysics*, **363**(1 ~ 2), 141 ~ 157.
- Zhao L S, Helmberger D, 1994, Source estimation from broadband regional seismograms, *Bull Seism Soc Am*, **84**(1), 91 ~ 104.
- Zhu L, Helmberger D, 1996, Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismogram, *Bull Seism Soc Am*, **86**(5), 1634 ~ 1641.
- Zhu L, Rivera L A, 2002, A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, *Geophysical Journal International*, **148**(3), 619 ~ 627.

## Inverting effect of crustal velocity structure on focal depth of very shallow earthquakes——Case study of the Rongchang earthquake

Meng Qingjun<sup>1)</sup> Ni Sidao<sup>2)</sup> Han Libo<sup>3)</sup> Chen Weiwen<sup>1)</sup> Wu Wenbo<sup>1)</sup> Xie Jun<sup>1)</sup>  
Qian Yunyi<sup>1)</sup>

1) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Mengcheng National Geophysical Observatory, Hefei 230026, China

2) CAS Key Laboratory of Geodynamical Geodesy, Institute of Geodesy and Geophysics, Wuhan 430077, China

3) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

**Abstract** As most mature earthquake faults are filled with gouge at shallow part and it's difficult to accumulate pressure, continental earthquakes hardly occurred shallower than 5km in depth. However, several very shallow earthquakes at a depth of about 3km occurred in Sichuan and Chongqing in recent years, which might be related to the formation of new faults or industrial activities. Generally speaking, to locate focal depth accurately using arrival time of direct body waves, stations within the epicentral distance of two times the focal depth are needed. Thus, by now the density of station is not enough to locate the focal depth of very shallow earthquakes (shallower than 5km). Under this circumstance, utilizing the earthquake waveform is very useful to constrain the focal depth. CAP (Cut and Paste) is a method widely used to invert earthquake focal mechanism, magnitude and depth using earthquake waveform. Although this method is not strict with accuracy of crustal velocity structure model, large deviation of the velocity structure model can lead to bad focal depth inversion result. We took the Rongchang earthquake as an example, which happened on September 10, 2010 with  $M_b 4.7$ , to test the accuracy of focal depth inversion using a series of velocity structure models, with the teleseismic depth phases as a constraint. We found that the deviation of focal depth inversion is small if the deviation of velocity structure model is within 10%. Nevertheless, the deviation is large if the shallow part of velocity structure model has a deviation of about 50%. Thus, it is necessary to ensure the accuracy of shallow part of velocity structure model to locate focal depth of a very shallow earthquake.

**Key words:** CAP Very shallow earthquake Focal depth Velocity model  
Rongchang earthquake