

DOI: 10.13512/j.hndz.2014.01.004

2012年4月15日福建仙游 M_L 4.1 地震 震源机制解及震源深度

邱毅, 李军, 袁丽文, 肖丽明

(福建省地震局, 福建 福州 350003)

摘要: 从2010年8月4日至2013年4月24日在福建仙游共发生记录到地震667次, 其中最大地震为2012年4月15日发生的 M_L 4.1 级地震。本文利用矩张量反演方法, 反演得到2012年4月15日 M_L 4.1、2012年11月25日 M_L 3.8 地震的震源机制解。这两次地震的震源机制解都为走滑断层, 断层走向为北西向, 主压应力轴方向为近南北向。分别利用波形拟合和 sPL 深度震相方法确定2012年4月15日 M_L 4.1 地震的震源深度, 认为该次地震的震源深度在8~9 km。

关键词: 震源机制解; 震源深度; 福建仙游 M_L 4.1 地震; 矩张量反演; sPL

中图分类号: P315.332 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-8662 (2014) 01-0026-07

Focal Mechanism Solutions and Focal Depth of the M_L 4.1 Xianyou Earthquake in Fujian Province on April 15, 2012

QIU Yi, LI Jun, YUAN Liwen, XIAO Liming

(Earthquake Administration of Fujian Province, Fuzhou 350003, China)

Abstract: The 667 earthquakes occurred in Fujian Xianyou from August 4, 2010 to April 24, 2013. The largest earthquake is M_L 4.1 on April 15, 2012. In this paper, the focal mechanism solutions of the M_L 4.1 Xianyou earthquake on April 15, 2012 and M_L 3.8 Xianyou earthquake on November 25, 2012 are calculated by using the seismic moment tensor inverse method. The results show that the focal faults of the two earthquakes are strike slip faults with the fault strike to the north west and the principal compressive stress axis near to NS. The focal depth of M_L 4.1 Xianyou earthquake is determined by waveform fitting method and sPL phase method.

Keywords: Focal mechanism solutions; Focal depth; M_L 4.1 Xianyou earthquake; Moment tensor inverse; sPL

收稿日期: 2013-11-12

基金项目: 中国地震局地震科技星火计划(XH12026Y)

作者简介: 邱毅, 男, 1984年生, 工程师, 主要从事地震学和地震工程研究。

E-mail: 120835384@163.com.

0 引言

2012 年 4 月 15 日、2012 年 11 月 25 日先后在福建仙游发生 M_L 4.1、3.8 级地震。震中区域自 2010 年 8 月以来陆续出现小震活动,至 2013 年 4 月 24 日共记录到地震 667 次,其中 3 级以上地震 7 次,最大为 M_L 4.1。该区域是 2012 年福建地区地震最活跃的区域,2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 地震也是福建地区 2012 年发生的最大地震,地震发生时当地有明显震感,有房屋瓦片掉落,墙壁开裂等现象,因而加强对该次地震的研究是比较有意义的。

震源机制解对于震源过程研究和地震预报研究具有重要意义,是研究现代构造应力场的基础资料之一,通过震源机制研究,可以分析地震发生的力学过程,推断地震的主要成因^[1,2]。P 波初动法和地震矩张量反演方法是目前常用的震源机制反演手段。震源深度是描述震源的最基本参数之一,在研究地震活动与断层的关系、地球动力学意义上的板块运动和壳幔构造以及地震成核和震源破裂等方面,获得准确的震源深度是不可忽视的工作,然而,这个重要的参数却是目前最难确定的参数之一^[3]。震源深度的确定一般有以下几种方法:基于走时的经典地震定位法、深度震相法、利用震源深度与震源机制解的反演质量关系的波形拟合法和 Rayleigh 波振幅谱法等。

美国加州大学 Dreger 等^[4-6]从 1993 年就开始开发利用区域台网宽频带地震资料实现矩张量反演的程序,提出了利用区域 Pnl 波进行地震矩张量反演的方法。本文基于此方法,利用福建数字地震台网宽频带地震波形记录反演得到 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1、2012 年 11 月 25 日福建仙游 M_L 3.8 级地震的震源机制解,并利用震源深度与震源机制解的反演质量的关系得到 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 地震的震源深度。

崇加军等^[7]提出利用近震深度震相 sPL 确定震源深度,sPL 相对直达 P 波的到时差对震中距离不敏感,而随着震源深度的增加几乎呈线性增加,因此可以很好的约束震源深度。本文利用近震深度震相 sPL 得到 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 级地震的震源深度。

1 计算原理

1.1 震源机制解反演原理

Derger 等^[8]提出了利用区域台网宽频带台站记录来反演中等强度地震矩张量的方法。Derger^[9]于 2002 年对该方法进行了改进,使用 Saikai 改进的离散波数积分方法计算理论地震波形,并用该方法反演加州北部 $M3.5$ 级以上地震的矩张量。

Wang 等^[8]以及 Herrmann 等^[9]先后导出了计算在层状介质中的任意一个位错点源和爆炸源所产生的地震波场表达式及所需要的 10 个 Green 函数。在圆柱坐标系下,Fourier 变换后在自由表面距震源 r 处的垂直、径向和切向位移可分别表示为^[1-8]。

$$\begin{aligned} u_z(r, z=0, \omega) = & M_{xx}[Z_{ss}(\cos 2\alpha)/2 - Z_{DD}/2 + Z_{EP}/3] \\ & + M_{yy}[-Z_{ss}(\cos 2\alpha)/2 - Z_{ss}/2 + Z_{EP}/3] \\ & + M_{zz}Z_{EP}/3 + M_{xy}Z_{ss}\sin 2\alpha \\ & + M_{xz}Z_{Ds}\cos \alpha + M_{yz}Z_{Ds}\sin \alpha \\ u_r(r, z=0, \omega) = & M_{xx}[R_{ss}(\cos 2\alpha)/2 - Z_{DD}/2 + R_{EP}/3] \quad (1) \\ & + M_{yy}[-R_{ss}(\cos 2\alpha)/2 - Z_{DD}/2 + R_{EP}/3] \\ & + M_{zz}R_{EP}/3 + M_{xy}R_{ss}\sin 2\alpha \\ & + M_{xz}R_{Ds}\cos \alpha + M_{yz}R_{Ds}\sin \alpha \\ u_t(r, z=0, \omega) = & M_{xx}T_{ss}(\sin 2\alpha)/2 - M_{yy}T_{ss}(\sin 2\alpha)/2 \\ & - M_{xy}T_{ss}\cos 2\alpha + M_{xz}T_{Ds}\sin \alpha - M_{yz}T_{Ds}\cos \alpha \end{aligned}$$

式中, r 是台站到震源的距离; α 为台站相对震中位置的方位角; θ 、 λ 、 δ 分别是断层的走向、滑动角和倾角; Z_{ss} 、 Z_{Ds} 、 Z_{DD} 分别相当于 1 个直立的纯走滑断层 ($\theta=0^\circ$, $\lambda=90^\circ$, $\delta=90^\circ$)、1 个直立的纯逆断层 ($\theta=0^\circ$, $\lambda=90^\circ$, $\delta=90^\circ$) 以及一个 45° 的斜滑断层 ($\theta=0^\circ$, $\lambda=90^\circ$, $\delta=45^\circ$) 在坐标为 $(r, \alpha, 0)$ 点产生的垂直分量位移; R_{ss} 、 R_{Ds} 、 R_{DD} 相当于上述三种断层产生的径向位移; T_{ss} 、 T_{Ds} 为直立的走滑断层和逆断层产生的切向分量位移; Z_{EP} 和 R_{EP} 为一个爆炸源产生的垂直、径向位移。

若仅考虑一个纯偏矩张量震源,有 $Z_{EP}=0$, $R_{EP}=0$, $M_{zz} = -(M_{xx} + M_{yy})$, 上式中只包含 5 个矩张量元素。矩张量的反演问题可以用矩阵表示为

$$Gm=d \quad (2)$$

式中, d 为 n 行观测位移矢量, G 为 $n \times 5$ 阶的格林函数矩阵, m 为包含 M_{xx} 、 M_{yy} 、 M_{zz} 、 M_{xy} 、 M_{yz} 这 5 个矩张量元素的矢量。可见当参加反演的观测数据大于 5 个时,反演问题的解是超定问题。采用最小二乘法进行反演,通过考察目标函数 RES/Pdc (偏差与最佳双力偶比值)和 VR (VR 表示观测波形和理论波形的拟合程度)来确定最佳解^[4-6]。

$$RES/Pds = \sum_i \sqrt{(ddta_i - synth_i)^2} / Pdc \quad (3)$$

$$VR = \left[1 - \sum_i \sqrt{(data_i - synth_i)^2} / \sqrt{data_i^2} \right] \times 100 \quad (4)$$

式中, $data$ 表示观测波形数据, $synth$ 表示理论波形数据。

反演得到矩张量后, 经过坐标变换, 把计算得出的地震矩张量旋转到主轴坐标系下:

$$\begin{pmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{pmatrix} \quad (5)$$

式中, M_1 、 M_2 、 M_3 是矩张量的本征值, M_1 对应于张应力轴(T), M_2 对应于零轴(N), M_3 对应于压应力轴(P)。它们的倾角和方位角, 以及断层的二个节面的走向、倾角和滑动角都可从 P 轴、T 轴和 N 轴计算出来。

1.2 利用 sPL 震相确定震源深度方法

崇加军等发现有一震相出现在 P 波和 S 波之间, 一般在 30~70 km 附近发育得较好, 利用 FK 方法计算合成地震图的基础上, 发现该震相是由 S 波入射到自由地表形成水平传播的 P 波, 或者包括 S 波入射到地表后形成的多次 P 波或其散射震相, 由于该震相是由 S 波和 P 波之间耦合而形成, 将其定义为 sPL 震相^[7]。

sPL 相对直达 P 波的到时差对震中距离不敏感, 而对震源深度非常敏感, 其能量主要集中在

径向分量, 且波形以低频为主^[7]。故利用离震中较近(30~70 km)宽频带台站的实际地震波形记录与利用速度结构模型和震源参数, 采用频率-波速(FK)方法计算相应震中距情况下不同深度的理论波形进行对比, 得到地震的震源深度^[7]。但是 sPL 并不是在所有近距离震中距上都会出现的, 根据临界入射的条件, 在一定的速度模型下每个震源深度都有相应的临界距离, 只有在这个临界距离之后才可能测到 sPL, 故用这个方法有可能得不到地震的震源深度^[7]。

2 资料处理

2.1 速度结构模型

速度模型的选取影响理论波形的生成, 故影响震源机制解的反演结果和震源深度的确定, 因此选取一个较为符合福建地区实际速度结构的模型显得较为重要。张路^[10]根据近 20 年来福建地区进行的包括人工地震测深、大地电磁测深、重磁测量、地热测量、地学大断面的编制、天然地震的层析成像以及地球物理资料综合分析等大量深部构造研究工作提出福建东南沿海地壳结构。本文使用的福建地区速度结构模型是在此基础上给出的, 如表 1 所示。

表 1 福建地区速度结构模型

Table1 The velocity structure model of Fujian region

层序	层厚度/km	P 波速度/km·s ⁻¹	S 波速度/km·s ⁻¹	密度/g·cm ⁻³	P 波 Q 值	S 波 Q 值
1	4.0	5.6	3.23	2.5	600	300
2	8.0	6.1	3.52	2.7	600	300
3	6.0	6.0	3.46	2.6	600	300
4	7.0	6.4	3.70	2.8	600	300
5	5.0	6.9	3.98	2.9	600	300
6	400.0	8.0	4.57	3.3	600	300

2.2 观测数据预处理

在震源机制解的反演中, 选取震中距在 50~400 km 内的宽频带台站的地震波形记录进行预处理。首先进行仪器响应校正, 将记录变为实际的速度值; 其次将仪器响应校正后的实际速度记录积分为位移, 并旋转到 Z、R、T 分量。最后使用 Butterworth4 阶滤波器滤波^[9]。滤波频带与震级有关: 对 $M_L < 5.0$ 的地震, 滤波频带为 0.02~0.05 Hz^[11]。

在利用 SPL 震相确定震源深度中, 选取震中距在 30~70 km 内的宽频带台站的地震波形记录进行处理。首先进行仪器响应校正, 将记录变为实

际的速度值; 其次将仪器响应校正后的实际速度记录积分为位移, 并旋转到 Z、R、T 分量。最后使用 1 Hz 以下的低通滤波。

3 计算结果与分析

3.1 反演结果

2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 级地震、2012 年 11 月 25 日福建仙游 M_L 3.8 地震反演结果如图 1、图 2 和表 2 所示。

图 1 中实线波形为观测记录波形, 虚线波形为理论波形; Tangential 为切向分量, Radial 为径

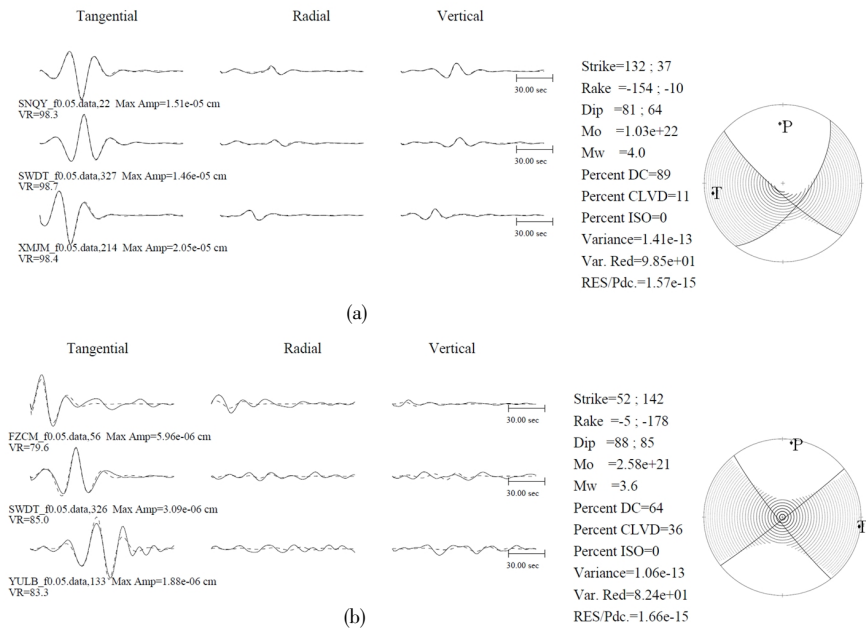


图 1 地震波形拟合及矩张量反演结果

Fig.1 Results of seismic waveform fitting and moment tensor inversion

向分量，Vertical 为垂向分量。Strike、Rake、Dip 分别为断层走向、滑动角、倾角。 M_0 为标量地震矩， M_w 为矩震级。Percent DC 为最佳双力偶的百分比，Percent CLVD 为线性补偿矢量偶极的百分比，Percent ISO 为爆炸分量，在本文中设为零；Variance 为偏差，Var.Red 表示观测波形和理论波形的拟合程度程度值，RES/Pdc 为偏差与最佳双力偶比值。

3.2 震源深度

表 2 最佳双力偶解

Table 2 The best double-couple solutions

编号	节面 A			节面 B			P 轴		T 轴	
	走向/ $^{\circ}$	倾角/ $^{\circ}$	滑动角/ $^{\circ}$	走向/ $^{\circ}$	倾角/ $^{\circ}$	滑动角/ $^{\circ}$	方位/ $^{\circ}$	仰角/ $^{\circ}$	方位/ $^{\circ}$	仰角/ $^{\circ}$
1	37	64	-10	132	81	-154	358	25	262	11
2	52	88	-5	142	85	-178	7	5	97	2

注：上表中编号 1 为 2012 年 4 月 15 日仙游 M_L 4.1 地震，编号 2 为 2012 年 11 月 25 日仙游 M_L 3.8 地震。

由于震源深度影响着震源机制解的反演，在计算反演过程中分别计算不同深度的震源机制解，综合目标函数 VR 值，将 VR 值大的深度对应的震源机制解作为最佳震源机制解。反过来，可以根据目标函数 VR 来确定理论上最为合理的震源深度^[1]。本文利用该方法计算了 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 级地震的震源深度，震源深度为 8 km，如图 3。

本文利用得到的震源参数，结合福建地区的速度结构，采用频率-波速(FK)法计算出各深度的理论波形，并积分为位移，最后使用 1 Hz 以下的低通滤波，图 4 为距离 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 地震 60 km 处的 YCSG 台的经过 1 Hz 以

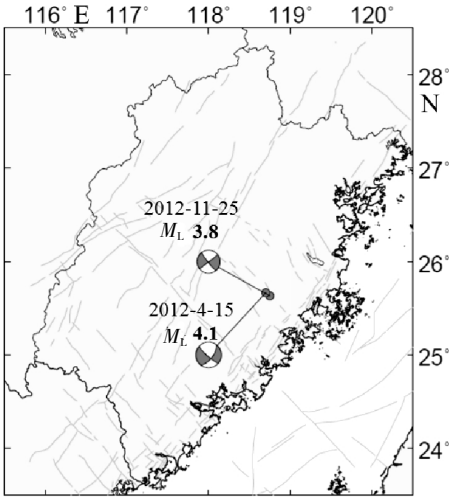


图 2 震源机制解分布

Fig.2 Distribution of the focal mechanisms

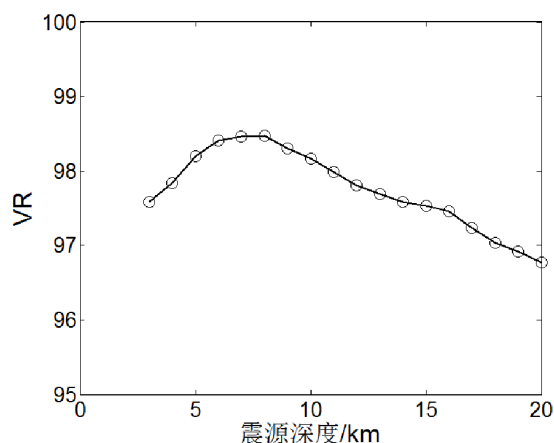


图3 2012年4月15日福建仙游 M_L 4.1 级地震震源深度与 VR 的关系图

Fig.3 The relationship diagram of VR value and focal depth of Fujian Xianyou M_L 4.1, April 15, 2012

下的低通滤波的理论位移波形随震源深度的变化及与实际观测位移波形对比图。从图4可看出在P波和S波之间的sPL震相对震源深度很敏感,其能量主要分布在径向分量,垂直分量较弱,切向分量没有。通过理论位移波形与实际观测位移波形对比,可以得到该次地震的震源深度为9 km。

3.3 结果分析

2012年4月15日福建仙游 M_L 4.1 级地震发生于福建省莆田市仙游县,位于北西向的沙县-南日岛断裂带上。地震发生时当地有明显震感,有房屋瓦片掉落,墙壁开裂等现象。震中区域自2010年8月以来陆续出现小震活动,从2010年8月4日至2013年4月24日共记录到地震667次,其中最大地震为2012年4月15日的 M_L 4.1 级地震。

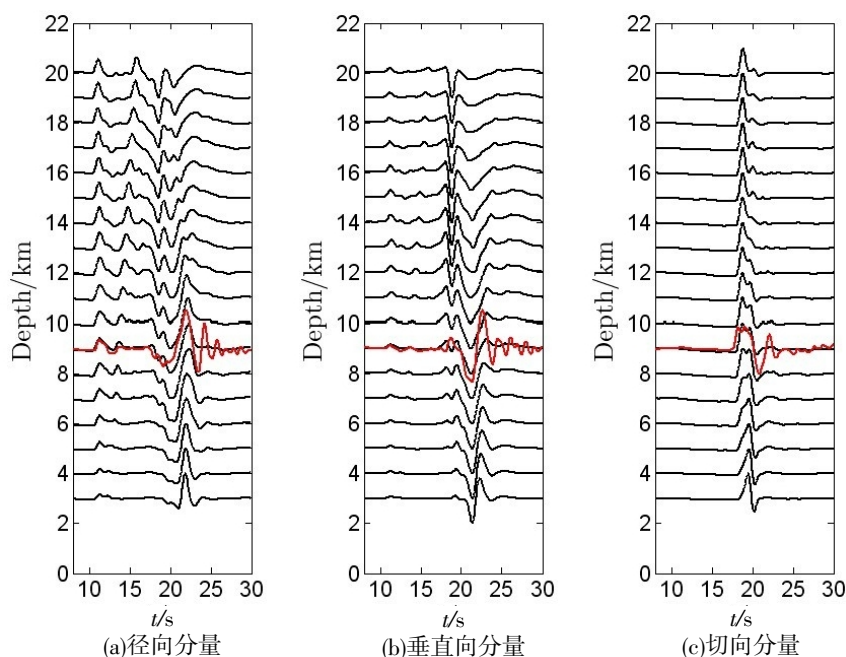


图4 YCSG 台理论位移波形(黑色)随震源深度的变化及与实际观测位移波形(红色)对比图

Fig.4 The comparison diagram of the theoretical displacement waveforms and the observed displacement waveforms versus focal depth in YCSG station

震区地震活动主要有4组(图5):第一阶段为2010年11月7日至2011年4月20日;第二阶段为2011年12月23日至2012年2月5日;第三阶段为2012年3月22日至2012年8月7日,该组地震活动相对活跃,并于2012年4月15日发生 M_L 4.1 级地震;第四阶段为2012年11月11日至2013年4月24日,该组地震的最大地震为2012年11月25日 M_L 3.8 级地震。

本文利用区域台网宽频带地震记录,采用地震矩张量反演方法得到2012年4月15日福建仙

游 M_L 4.1、2012年11月25日福建仙游 M_L 3.8 级地震的震源机制解。两次地震的震源机制解都为走滑断层,主压应力轴方向为近南北向。这两次地震发生在北西向的沙县-南日岛断裂带上,结合地震序列的震中分布图(图6),可知这两次地震的断层走向为北西向(节面B)。

本文分别利用波形拟合确定震源深度的方法和 SPL 深度震相方法测定2012年4月15日福建仙游 M_L 4.1 地震的震源深度,得到的结果分别为8 km 和 9 km。福建台网利用基于 Pg 走时的方法测

定该次地震的震源深度为 13 km, 通常用 P_g 走时定位只有在台网密集、震中距较小的情况下才能获得较高精度的震源深度, 而震中距较小的情况下, 震源深度受发震时刻测定误差、震相观测误差和速度结构模型的选取影响较大。目前福建台

网用于定位的速度结构模型为华南模型^[12], 该模型的使用虽然比较早时使用的 J-B 表明显提高了定位精度, 但是该模型毕竟是将地壳分为 2 层的一维简单模型, 并且是整个华南地区的大区域模型, 与福建地区实际速度结构存在一定的差异, 只用

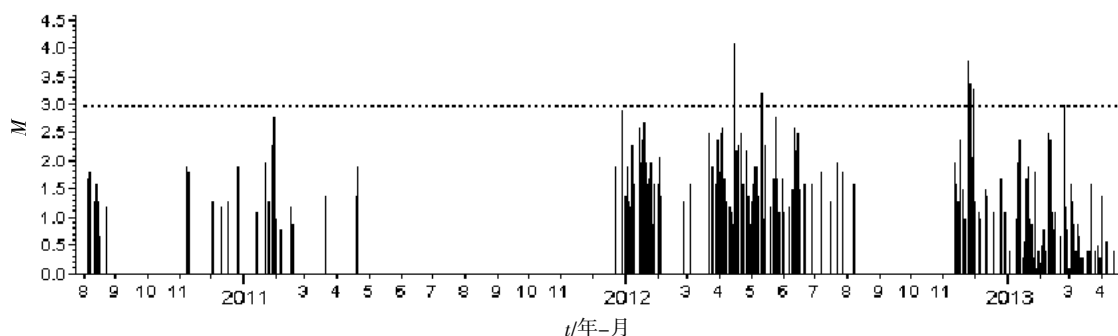


图 5 福建仙游地震 $M-t$ 图

Fig.5 $M-t$ diagram of earthquakes in Fujian Xianyou

P_g 走时来定震源深度时, 可能存在一定的偏差。本文利用波形拟合确定震源深度的方法和 sPL 深度震相方法使用的是长周期的波形记录, 不需要精确的震中距离, 受发震时刻测定的影响较 P_g 走时法小; 本文的这两种方法受速度结构模型的影响也较 P_g 走时法小, 并且本文采用的速度结构模型是基于福建地区近 20 年进行的包括人工地震测深、大地电磁测深、重磁测量、地热测量、地学大断面的编制、天然地震的层析成像以及地球物理资料综合分析等大量深部构造研究工作提出的将地壳分为 5 层的福建地壳结构模型^[10], 较华南模型应更为接近福建地区的实际速度结构。另该次地震的震级为 M_L 4.1, 故可以忽略中心深度和起始深度的差别。本文认为该次地震的震源深度在 8~9 km。

利用波形拟合方法和 sPL 深度震相方法确定震源深度需要对实际观测波形积分到位移记录, 并滤波到长周期波形, 2012 年 11 月 25 日 M_L 3.8 级地震由于震级偏小, 经过积分滤波处理得到的实际位移波形的信噪比不高, 不足以用于确定震源深度, 故本文并未得到该次地震的震源深度。

4 结论

(1) 本文利用矩张量反演方法求解了 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1、2012 年 11 月 25 日福建仙游 M_L 3.8 级地震的震源机制解。两次地震的震源机制解都为走滑断层, 主压应力轴方向为近

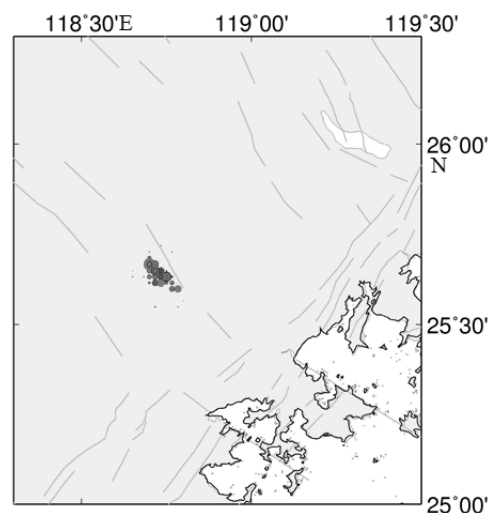


图 6 福建仙游地震序列(2008-08~2013-04)震中分布图

Fig.6 Distribution of epicenter in Fujian Xianyou(August 2008 -April 2013)

南北向。依据这两次地震发生在北西向的沙县-南日岛断裂带上, 结合地震序列的震中分布图, 确定这两次地震的断层走向为北西向, 发震断层面为节面 B。2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 地震发震断层面走向 132° 、倾角 81° 、滑动角 -154° ; 2012 年 11 月 25 日福建仙游 M_L 3.8 地震发震断层面走向 142° 、倾角 85° 、滑动角 -178° 。

(2) 本文分别利用波形拟合确定震源深度的方法和 sPL 深度震相方法测定 2012 年 4 月 15 日福建仙游 M_L 4.1 地震的震源深度, 认为该次地震的震源深度在 8~9 km。

致谢: 本文使用的地震观测波形记录由福建省地震局监测中心提供, 使用的矩张量反演程序 TDMT_INV C 是由美国 BSL 的 Douglas S Dreger 等开发。格林函数计算使用的是 URS 的 Chandan Saikia 开发的 FKRPROG 程序, SPL 深度震相法的计算程序由倪四道教授提供, 理论地震图计算采用 Lupei Zhu 开发的 F-K 计算程序。在此表示谢意。

参考文献:

- [1] 赵翠萍, 陈章立, 郑斯华, 等. 伽师震源区中等强度地震矩张量反演及其应力场特征[J]. 地球物理学报, 2008, 51 (3): 782-792.
- [2] 王勤彩, 陈章立, 郑斯华. 汶川大地震余震序列震源机制的空间分段特征[J]. 科学通报, 2009, 54 (16): 2348-2354.
- [3] 高原, 周蕙兰, 郑斯华, 等. 测定震源深度的意义的初步讨论[J]. 中国地震, 1997, 13 (4): 321-329.
- [4] Douglas S Dreger, Helmberger D V. Determination of Source Parameters at Regional Distances with Single station or sparse network data [J]. JGR, 1993, 98: 8107-8125.
- [5] Douglas S Dreger, Brain savage. Aftershocks of the 1952 Kern County, California, earthquake sequence[J]. BSSA, 1999, 89 (4): 1094-1108.
- [6] Douglas S Dreger. Time-domain moment tensor inverse code (TDMT_INV C) version 1.1 [M]. Berkeley: Berkeley seismological laboratory, 2002.
- [7] 崇加军, 倪四道, 曾祥方. SPL, 一个近距离确定震源深度的震相[J]. 地球物理学报, 2010, 53 (11): 2620-263.
- [8] Wang C Y, Herrmann R B. A numerical study of P, SV, SH-wave generation in a plane layered medium [J]. BSSA, 1980, 70: 1015-1036.
- [9] Herrmann R B, Wang C Y. A comparison of synthetic seismograms[J]. BSSA, 1985, 75: 41-56.
- [10] 张路. 福建东南沿海盆地第四纪构造运动模式与动力学成因[D]. 北京: 中国地震局地质研究所, 2008.
- [11] Atsuki Kubo, Eiichi Fukuyama, Hiroyuki Kawai, et al. NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application[J]. Tectonophysics, 2002, 356: 23 - 48.
- [12] 范玉兰, 林纪曾, 胡瑞贺, 等. 华南地区近震走时表的研制[J]. 华南地震, 1990, 10 (2): 1-16.