

2017年云南漾濞 M_s 5.1 及 M_s 4.8 地震 震源机制解和震源深度测定*

潘睿¹, 姜金钟^{2*}, 付虹², 李姣²

(1. 云南大学 资源环境与地球科学学院, 云南 昆明 650504; 2. 云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 鉴于国内外地震研究机构给出的2017年云南漾濞 M_s 4.8 和 M_s 5.1 这2次地震的震源深度存在较大差异, 利用云南和部分四川地震台网宽频带数字地震波形资料, 采用CAP方法和3种不同速度模型对这2次地震进行震源机制解反演, 并结合sPn深度震相对其震源深度进行了再次测定。结果表明: ①由于利用了台站方位覆盖更好的近震宽频带波形和sPn深度震相数据, 最终获得了2次地震的震源深度(5 km和6 km); ②基于更多台站记录的宽频带波形, 利用CAP方法得到的双力偶震源机制解与Global CMT利用全球宽频带台站记录波形得到的反演结果更为一致, 并且利用CAP方法得到5次 $M \geq 3.0$ 余震事件的震源机制解与这2次地震的结果基本一致, 表明这些地震事件可能发生于同一断层; ③经初步分析认为, 2017年漾濞地震的发震断层可能是维西—乔后断裂中南段, 即节面II ($312^\circ/80^\circ/166^\circ$) 为真正的发震断层面。

关键词: 漾濞地震; CAP方法; sPn深度震相; 震源机制解; 震源深度

中图分类号: **文献标识码:** **文章编号:** 1000-0666(2019)03-0338-11

0 引言

震源深度的准确测定对于评估地震灾害、确定地震成因和动力学环境、判断余震发展趋势和危险性等都具有重要的意义(郑勇, 谢祖军, 2017)。目前, 中国地震台网给出的震源深度一般是在一维速度模型下、利用P波和S波震相走时和绝对定位方法定位后得到。地震台站主要分布在地球表面, 其在深度方向上分布具有不均匀性以及震源深度与发震时刻的较强耦合性, 所以震源深度的准确测定一直是地震学研究中的一个难题。近年来, 随着宽频带数字地震仪的广泛布设, 利用深度震相准确获得较大地震(如 $M > 3.0$) 的震源深度是一种常用方法(任克新等, 2004; 高立新等, 2007; 张瑞青等, 2008; 崇加军等, 2010; 孙苗等, 2014; Wang *et al.*, 2017)。深度震相方法

是利用某些深度震相(如sPg, sPmP, sPn等)与其相应的参考震相(Pg, PmP, Pn等)的走时差对震中距不敏感, 但对震源深度变化敏感的特性, 既可避免震源深度和发震时刻的耦合性, 又能消除速度模型偏差带来的定位误差, 从而得到更准确的震源深度(Ma, Atkinson, 2006)。

震源机制解是地震学研究中的关键参数, 其反演可以为地震时空破裂过程的求解提供基本参数, 协助地震应急响应工作及地震早期预警, 还可以得到地震释放的构造应力场方向和大小, 进而为地震孕育及发震机理提供研究素材(严川, 2015)。

2017年3月27日7时40分28秒、7时55分, 云南省大理白族自治州漾濞县境内连续发生 M_s 4.8 和 M_s 5.1 地震。根据中国地震台网统一地震目录^①, 2次地震震源深度均为10 km。国外地震

* 收稿日期: 2019-01-04.

基金项目: 云南省地震局青年基金(2019K01)、科技专项基金(2018ZX01)和云南省科技计划项目基础研究青年项目(2018FD158)以及“十项”重点工程项目联合资助。

✉ 通讯作者: 姜金钟(1987-), 博士, 主要从事地震学研究. E-mail: jz_jiang@foxmail.com.

① http://data.earthquake.cn/data/datashare_tyml.query.jsp.

研究机构如 GCMT^① 给出 2 次地震的震源深度分别为 23.0 km 和 20.3 km; USGS^② 给出的震源深度分别为 10.0 km 和 27.6 km。不同机构对同一地震给出的震源深度最大相差近 20 km。此外,国内外研究机构对漾濞 $M_s 5.1$ 地震所给出的震源机制解也存在一定的差异。获得较为准确的震源机制解和震源深度对深入研究云南漾濞及邻近地区的孕震机理和地震活动性具有十分重要的科学意义,而本文采用的 CAP 方法 (Zhao, Helmberger, 1994; Zhu, Helmberger, 1996) 在反演较大地震的震源机制解的同时,也能获得较为准确的震源矩心深度 (吕坚等, 2008; 韦生吉等, 2009; 曾祥方等, 2013; 李志伟等, 2015; Wang *et al.*, 2017; Jiang *et al.*, 2019)。

2017 年漾濞地震发生于地质构造复杂、地震活动频繁的滇西地区, 2 次地震震中均位于近 NS 向的龙蟠—乔后断裂及 NNW 向的维西—乔后断裂附近, 近年来在震中附近还发生了多次 5 级以上的中强地震, 如 2013 年洱源 $M_s 5.5$, $M_s 5.0$ 地震及 2016 年云龙 $M_s 5.0$ 地震 (赵小艳, 付虹, 2014; Jiang *et al.*, 2019)。鉴于云南地区壳幔结构具有明显的横向不均匀性, 为了获得较为准确的震源机制解和震源深度, 本文利用 CAP 方法在 3 种不同的壳幔速度模型下分别反演了漾濞 2 次地震的震源机制解和最佳震源矩心深度, 以及地震序列中 5 次 $M_s \geq 3.0$ 余震事件的震源机制解和震源深度, 利用 sPn 深度震相获得了漾濞 2 次地震的震源深度。

1 方法原理

1.1 CAP 方法

震源机制解的反演方法比较多, 其中 CAP 方法在地震学中应用较为广泛 (谢祖军等, 2012; 易桂喜等, 2016, 2017), 很多学者 (吕坚等, 2008; 韦生吉等, 2009) 使用该方法获得了不同中强地震较为准确的震源机制解和震源深度, 表明该方法的可靠性和有效性。曾祥方等 (2013) 利用中国地震台网和 IRIS 数据中心的地震波形资料, 使用 CAP 方法反演了 2013 年四川芦山地震并得到震源机制解, 此结果不仅与其他学者的结果较一致, 也基本符合震源区域构造应力场特征。

CAP 方法是将宽频带地震记录分成 Pn 和 S 波 (或面波) 2 个部分进行反演。分别对 Pn 和 S 波 (或面波) 2 部分波形赋予不同的权重, 计算其理论合成波形 (简称合成波形) 和真实观测波形的互相关系数及误差函数, 并运用网格搜索方法搜索出合成波形与观测波形差异最小时的地震震源机制解及最佳震源矩心深度。

1.2 sPn 深度震相法

sPn 深度震相是测定震中距小于 1 000 km 的浅源地震震源深度较为实用的震相之一 (任克新等, 2004; 高立新等, 2007)。目前利用 sPn 深度震相确定震源深度的方法已经得到广泛利用, 如张瑞青等 (2008) 和孙苗等 (2014) 均通过准确识别 sPn 震相, 得到了汶川地震 17 个中强余震和芦山地震 28 个中强余震的震源深度。对于台站稀少、数据偏少情况下的中小地震定位, 利用近震深度震相如 sPn 震相确定震源深度尤其具有重要意义。由于 sPn 震相在动力学上保持了横波的性质, 故其振幅和周期均大于 Pn 波, 且初动方向与 Pn 波相反。由于 sPn 波最终以纵波形式表现在地震记录上, 故其在垂直分量上振幅较大且信噪比较高。

以一维单层速度地壳模型为例, 计算 sPn 波与 Pn 波的理论走时差 Δt 。图 1 中设地表与 Moho 面平行, O 为震源, E 表示接收台站, A, B, C 和 D 表示震相与界面交点, h 为震源深度, v_{s1} , v_1 分别为地壳内 S 波和 P 波的传播速度, v_2 为 Pn 波在莫霍面上的传播速度。Pn 波的射线路径为 $OA + AC + CD + DE$, sPn 波的射线路径为 $OB + BO' + O'C + CD + DE$ 。

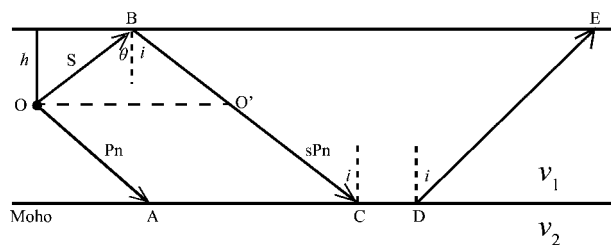


图 1 单层地壳模型 sPn 传播路径

Fig. 1 The sPn propagation path in the single layer crust

① Global Centroid - Moment - Tensor, <http://www.globalcmt.org>.

② <http://earthquake.usgs.gov>.

Snell 定律为:

$$\frac{\sin \theta}{v_{S1}} = \frac{\sin i}{v_1} \quad (1)$$

$$\sin i = \frac{v_1}{v_2} \quad (2)$$

sPn 波的走时为:

$$t_{sPn} = \frac{OB}{v_{S1}} + \frac{BO'}{v_1} + \frac{O'C}{v_1} + \frac{CD}{v_2} + \frac{DE}{v_1} \quad (3)$$

Pn 波的走时为:

$$t_{Pn} = \frac{OA}{v_1} + \frac{AC}{v_2} + \frac{CD}{v_2} + \frac{DE}{v_1} \quad (4)$$

根据 Snell 定律及几何关系进一步得到:

$$\begin{aligned} \Delta t &= t_{sPn} - t_{Pn} \\ &= \frac{h \cdot v_2}{v_{S1} \cdot \sqrt{v_2^2 - v_{S1}^2}} + \frac{h \cdot v_2}{v_1 \cdot \sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \\ &\quad - \frac{1}{v_2} \cdot \left(\frac{h \cdot v_{S1}}{\sqrt{v_2^2 - v_{S1}^2}} + \frac{h \cdot v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

所以,

$$\Delta t = h \cdot \left(\frac{\sqrt{v_2^2 - v_{S1}^2}}{v_2 \cdot v_{S1}} + \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 \cdot v_1} \right) = h \cdot K \quad (6)$$

其中: $K = \frac{\sqrt{v_2^2 - v_{S1}^2}}{v_2 \cdot v_{S1}} + \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 \cdot v_1}$, 在震源区为常数。

由式 (6) 可以得出 sPn 震相的一个十分重要的性质, 即 sPn 和 Pn 震相的走时差与震中距无关, 只与震源深度有关, 且两者呈线性关系。对于一维多层地壳速度模型, sPn 和 Pn 震相的走时差仍和震中距大小无关, 仅与震源深度呈近似的线性关系 (房明山等, 1995; 高立新等, 2007; 孙苗等, 2014), 所以利用 sPn 和 Pn 震相之间的走时差可以较为准确地测定地震震源深度。图 2 为利用 t-times 程序 (Snoke, 2009) 和吴建平等 (2004) 结合人工地震折射方法结果和波形反演提出的速度模型计算不同震源深度 (2 ~ 25 km)、不同震中距 (250 ~ 410 km) 的 sPn 和 Pn 震相的理论走时, 图 2a 中右侧数字为不同震中距下的 Δt 中值。根据理论走时得到的 $\Delta t = t_{sPn} - t_{Pn}$ 走时差分布, 可以看出 Δt 几乎不随震中距变化而变化, 但随震源深度增加而呈近似线性增加 (图 2b)。

2 利用 CAP 方法确定震源机制解及震源深度

2.1 数据来源及速度模型

本文所选取的波形资料均来自于云南地震台网及部分四川地震台网中震中距小于 250 km、震相清晰且信噪比较高的波形记录。经过筛选,

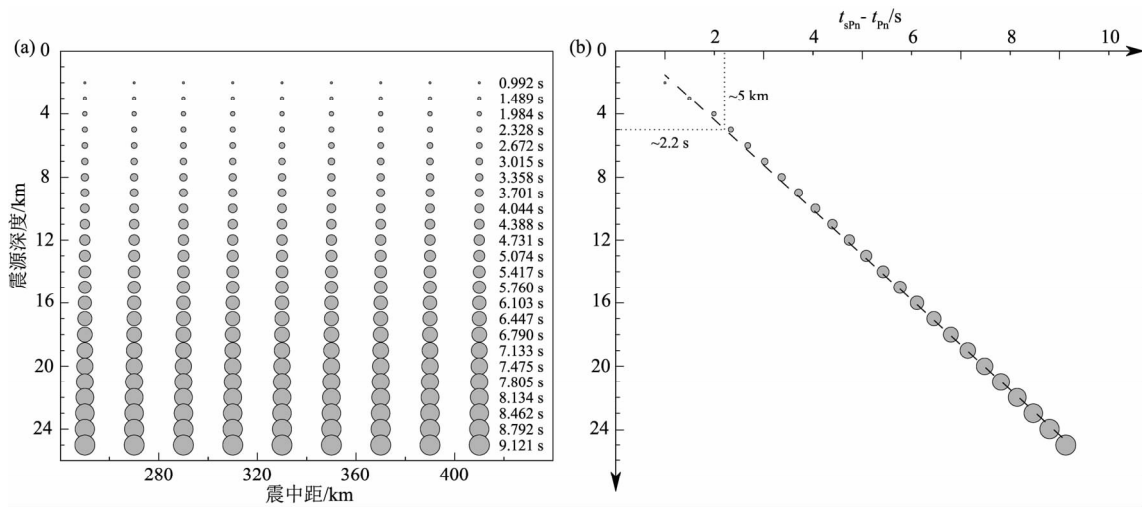


图 2 不同深度、不同震中距下的 sPn 和 Pn 震相理论走时差 Δt (a), 及 Δt 的中值在不同震源深度下的拟合 (b)

Fig. 2 Theoretical travel time difference Δt of sPn and Pn phases in different source depths and epicentral distances (a) and the fitting of median values of Δt in different source depths (b)

共选用保山台 (BAS) 等 18 个云南地震台和攀枝花台 (PZH)、泸沽湖台 (LGH) 2 个四川地震台 (图 3) 的宽频带波形资料。这些台站的空间分布较为合理, 以较均匀的方位角包围了漾濞 2 次地震震中, 从而可最大程度避免因台站空间分布不合理所导致的反演结果的不准确和不稳定 (吕坚等, 2008; 韦生吉等, 2009; Jiang *et al.*, 2019)。

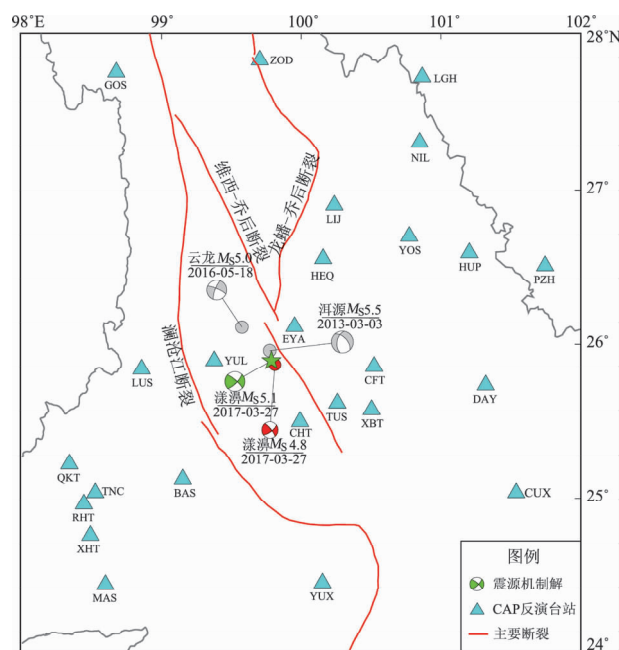


图 3 研究区断裂、台站以及漾濞及附近地震的分布图

Fig. 3 Distribution of the faults, stations and epicentres of Yangbi earthquakes in the study area

在 CAP 反演中, 采用准确的速度模型才有可能得到较为准确的震源机制解和震源深度。考虑到研究区壳幔结构具有明显的横向不均匀性, 因此本文分别采用以下 3 个模型进行反演, 并依据波形拟合误差值定量得出较为准确的震源机制解和震源深度: 由胡鸿翔等 (1986) 和林中洋等 (1993) 利用人工地震折射方法获得的速度模型 (1 号模型); 吴建平等 (2004) 结合人工地震折射方法结果和波形反演提出的速度模型 (2 号模型), 该模型也是云南地区震源机制解常规测定所用的速度模型 (赵旭等, 2014); 杨军等 (2014) 反演云南地区中小地震震源机制解所采用的 45 km 地壳速度模型 (3 号模型) (图 4)。

2.2 反演过程

采用频率—波数域 (F-K) 方法, 分别计算不同震中距 (15 ~ 250 km)、不同深度 (2 ~ 25

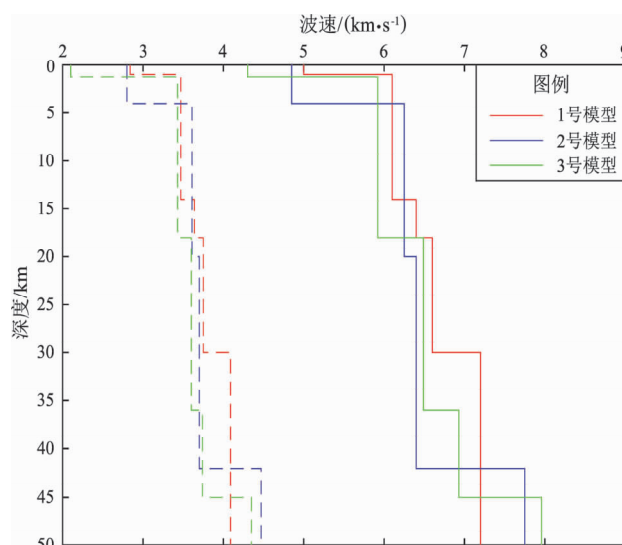


图 4 用于 CAP 反演的 3 个 P 波 (实线)、S 波 (虚线) 速度模型

Fig. 4 Three P-wave (solid lines) and S-wave (dashed lines) velocity models used in our CAP inversions

km) 情况下 3 种速度模型对应的格林函数, 得到可重复应用于云南地区 CAP 反演的格林函数库; 手动拾取经过挑选的宽频带地震波形的初至 P 波及 S 波, 并对其做去均值、去趋势等处理; 对各台记录波形进行去除仪器响应, 并将 NS, EW 和 Z 分量波形旋转到大圆路径上, 从而获得径向 (R), 切向 (T) 和垂直 (Z) 分量波形。

反演过程中首先将三分量波形分别截成 Pnl 和 S 波 (或面波) 2 个部分, 对 Pnl 部分以 0.05 ~ 0.2 Hz 频率范围进行 4 阶 Butterworth 带通滤波, 反演权重设置为 1.0; 对 S 波 (或面波) 部分以 0.05 ~ 0.1 Hz 频率范围进行带通滤波, 反演权重设置为 0.5。本文所选滤波频段既可以获得较为可靠的震源机制解和震源深度, 还能有效地降低地壳横向变化所造成的影响 (郑勇等, 2009)。然后在断层走向 ($0^\circ \sim 360^\circ$)、倾角 ($0^\circ \sim 90^\circ$)、滑动角 ($-180^\circ \sim 180^\circ$) 和震源深度 (2 ~ 25 km) 空间范围内搜索最佳的震源机制解和震源深度。

2.3 反演结果

基于 20 个台站的宽频带波形记录, 利用 CAP 方法分别获得了 3 个速度模型下漾濞 $M_s5.1$ 地震和 $M_s4.8$ 地震的双力偶震源机制解和最佳震源深度 (表 1), 并分别得到了 2 次地震在不同速度模型反演中的震源深度拟合误差图 (图 5)。结果显示, 对

于漾濞 $M_s5.1$ 地震, 在震源深度为 6 km 时得到的双力偶震源机制解最为可靠; 对于漾濞 $M_s4.8$ 地震, 在震源深度为 5 km 时得到的双力偶震源机制解最为可靠。3 种速度模型下得到的 2 次地震震源机制解较为一致, 表明这 2 次地震的孕震机理、发震构造

也基本一致。通过比较地震震源深度拟合误差值, 2 号模型对应 2 次地震的拟合误差值均为最小 (分别为 1.165×10^{-2} 和 5.776×10^{-3}), 且不同方位角上的台站观测波形 (黑色) 与理论合成波形 (红色) 的平均相关系数最高 (图 6)。

表 1 利用 3 种速度模型反演漾濞 2 次地震震源机制解及震源深度

Tab. 1 Focal mechanisms and focal depths of the Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ earthquakes inverted by 3 velocity models

漾濞地震	模型	震源深度/ km	节面 I / (°)			节面 II / (°)		
			走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角
$M_s5.1$	1 号	5	44	76	7	312	83	166
	2 号	6	44	76	10	312	80	166
	3 号	6	44	77	9	312	81	167
$M_s4.8$	1 号	4	53	71	10	320	81	161
	2 号	5	52	72	2	321	88	162
	3 号	4	53	73	10	320	80	163

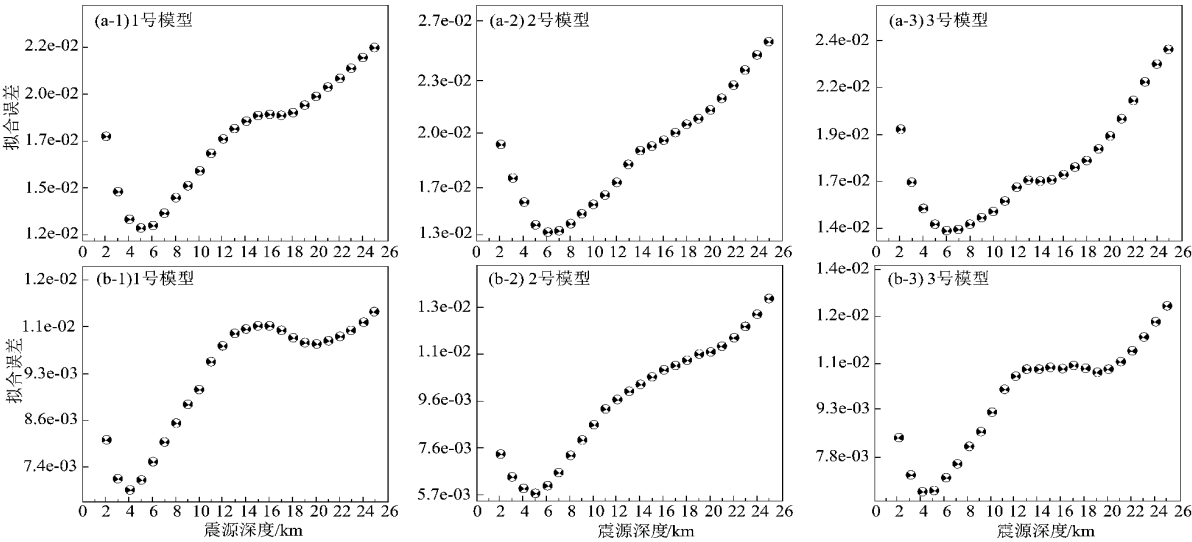


图 5 利用 3 种速度模型反演漾濞 $M_s5.1$ (a) 和 $M_s4.8$ (b) 地震震源深度拟合误差图

Fig. 5 Focal depths fitting errors of the Yangbi $M_s5.1$ (a) and $M_s4.8$ (b) earthquakes inverted by using three velocity models

因此可认为 2 号速度模型下反演得到的 2 次地震的双力偶震源机制解为最佳震源机制解, 且 2 号速度模型是反演研究区震源机制解的最佳速度模型。本文给出的震源机制解与中国地

震局地球物理研究所 (CEA - IGP) 利用近震波形反演和 GCMT 利用全球共享台站记录波形数据反演结果较为一致 (表 2), 表明本文所反演的结果是准确可靠的。

表 2 不同机构给出的漾濞 2 次地震的震源机制解及震源深度

Tab. 2 Focal mechanisms and focal depths of Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ earthquakes provided by different institutes

震级	震源深度/ km	节面 I / (°)			节面 II / (°)			来源
		走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角	
$M_s5.1$	20.3	48	89	5	318	85	179	GCMT
$M_s5.1$	5.0	42	81	-2	132	88	-171	CEA - IGP
$M_s5.1$	6.0	44	76	10	312	80	166	本文
$M_s4.8$	23.0	51	89	5	321	85	179	GCMT
$M_s4.8$	5.0	52	72	2	321	88	162	本文

注: CEA - IGP 表示中国地震局地球物理研究所。

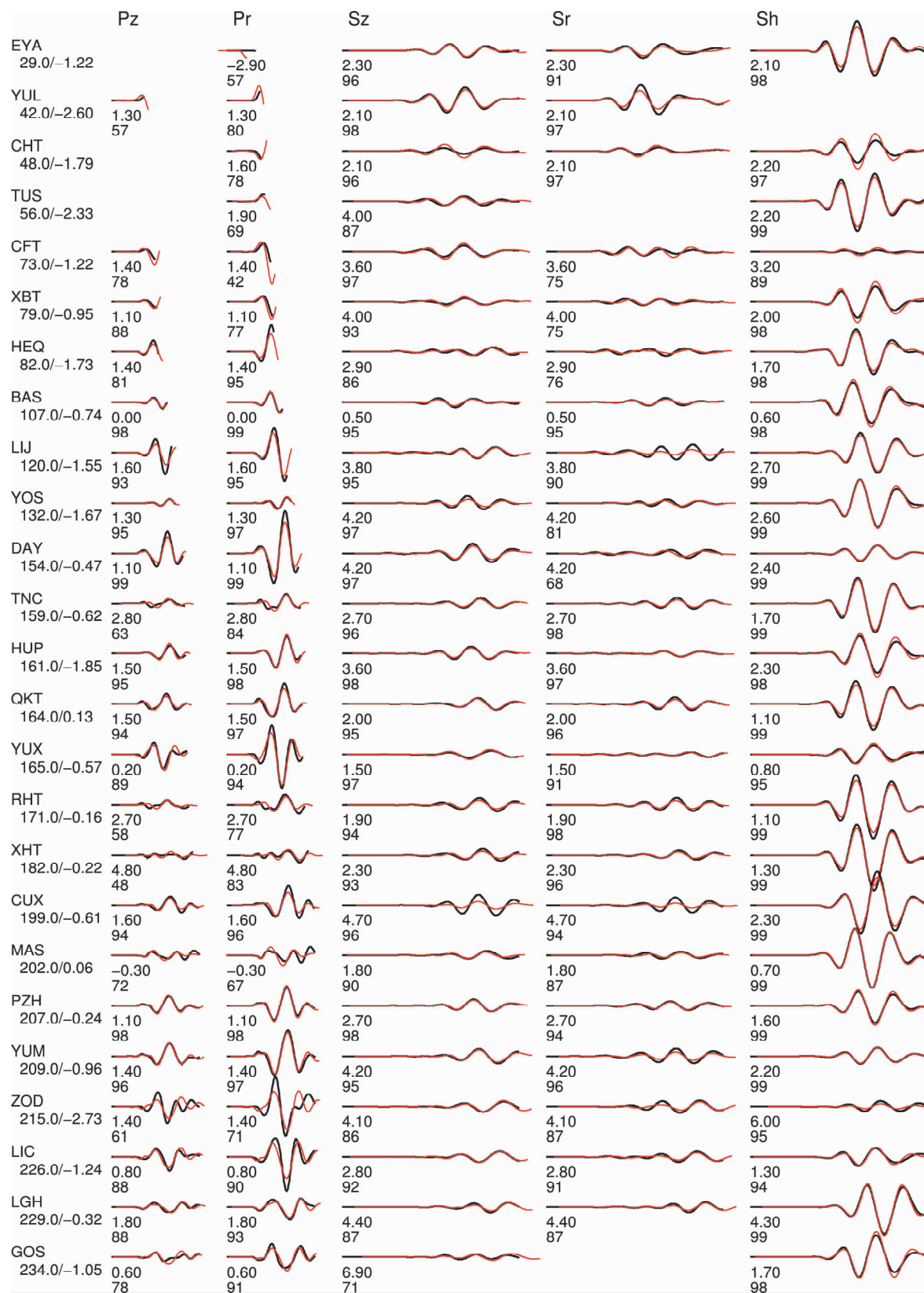


图 6 采用 2 号模型反演得到震源深度为 6 km 时漾濞 $M_s5.1$ 地震
观测波形（黑线）及理论波形（红线）对比图

Fig. 6 Comparison between observed (black line) and synthetic (red line) seismograms
at 6.0 km depth for the Yangbi $M_s5.1$ earthquake by using No. 2 model

需要指出的是,通过 CAP 方法反演得到的最佳矩心深度与地震定位得到的震源深度(即地壳初始破裂点深度)在物理意义上有所差别,但考虑到本文研究的 $M_{\text{s}}5.0$ 左右的地震破裂尺度有限(Wells, Coppersmith, 1994),故可将 CAP 方法得到的矩心深度近似等同于其震源深度。本文得到漾濞 $M_{\text{s}}4.8$ 和 $M_{\text{s}}5.1$ 地震的最佳矩心深度分别为 5 km 和 6 km,与中国地震局地球物理研究所给出 $M_{\text{s}}5.1$ 地震的矩心深度为 5 km 较一致,但与中国地震台网统一目录给出的震源深度(10 km)以及 GCMT 等国外地震研究单位给出 2 次地震的震源深度(>20 km)均有较大差别,因此有必要采用其他方法再次测定 2 次地震的震源深度。

截至 2017 年 3 月 27 日 17 时,漾濞地震序列共发生 5 次 $M \geq 3.0$ 的余震事件(包括 1 次 4 级地震)利用 CAP 方法和 2 号速度模型分别反演这 5 次地震震源机制解和震源深度(表 3)。反演结果表明除 $M_{\text{w}}3.5$ 余震外,其他 4 次余震的震源机制解均与 $M_{\text{s}}5.1$ 主震震源机制解一致,表明这几次余震均发生于主震发震断层面上。 $M_{\text{w}}3.5$ 余震的断层面走向、倾角均与 $M_{\text{s}}5.1$ 主震发震断层较为一致,仅滑动角有所不同。分析其可能原因一方面是此次地震发生于主震震后 1 h 之内,波形信噪比较低且用于 CAP 反演的数据较少,另一方面是 $M_{\text{s}}5.1$ 主震发震断层为高倾角的走滑型断层,波形数据约束较少导致反演得到的滑动角不确定性较大。5 次余震事件的震源深度也均为 5 km 左右(表 3),与本文确定的漾濞 2 次地震震源深度具有很好的一致性,主、余震

较为统一的震源深度可以进一步辅助证明震源破裂区的深度,即主震震源深度约为 5 km。

3 利用 sPn 深度震相确定震源深度

在云南地区当震源深度为 5 km 左右时, sPn 深度震相一般出现在震中距大于 250 km 的地震波形上,并且 Pn 震相为初至震相,故本文选取震中距 250 ~ 400 km、波形记录质量较好的宽频带地震波形,利用 Pn 及 sPn 震相走时差分别测定漾濞 2 次地震的震源深度。近震波形的频谱分析结果表明 Pn 和 sPn 的优势频带范围为 0.1 ~ 1 Hz(孙茁等, 2014),因此在实际处理过程中,对选取的宽频带波形去除仪器响应并以 0.05 ~ 1 Hz 进行带通滤波。sPn 波的特征是振幅和周期均大于 Pn 波、初动方向与 Pn 波相反且在垂直分量上振幅较大、信噪比较高。人工拾取各个台站垂直分量的 Pn 走时并将各个 Pn 震相对齐,由于 sPn 波与 Pn 波的走时差只与震源深度有关而与震中距无关,所以同一地震在各台站的记录波形上 sPn 震相理论上也应该是对齐的。

图 7 给出了漾濞 2 次地震的部分台站波形记录及其 Pn 和 sPn 震相,根据震相挑选结果发现, sPn 及 Pn 震相走时差基本不变,其平均值分别约为 2.16 s 和 2.13 s。因此本文参照 2 号速度模型并利用 ttimes 程序(Snoke, 2009)计算了不同震源深度(2 ~ 25 km)、不同震中距(250 ~ 410 km)范围内 sPn 和 Pn 震相的理论到时差(图 2a),利用 sPn 及 Pn 震相走时差随震源深度增加而近线性增加的特征(图 2b),最终确定漾濞 $M_{\text{s}}5.1$ 和 $M_{\text{s}}4.8$ 地震的震源深度均约为 5 km。

表 3 利用 2 号速度模型反演 5 次 $M \geq 3.0$ 余震的震源机制解及深度

Tab. 3 Focal mechanisms and depths of the $M \geq 3.0$ aftershocks by using No. 2 velocity model

编号	时间	M_{w}	震源深度/ km	走向/ (°)	倾角/ (°)	滑动角/ (°)
1	08:50:21.2	3.5	6	340	82	-169
2	09:09:30.0	3.4	5	317	79	149
3	09:10:24.9	4.3	5	317	80	163
4	12:36:59.3	3.2	5	321	80	149
5	16:26:52.2	3.4	5	310	80	153

4 讨论

一般情况下,台站方位分布较为均匀且有近台记录时(震中距小于 1 ~ 2 倍震源深度),基于震相到时数据的地震定位方法可获得比较可靠的震源深度(Stein, Wiens, 1986)。云南地区地震台站的平均台间距约为 50 km,且在滇西北地区分布不均匀,距离漾濞地震 $M_{\text{s}}5.1$ 主震最近的 3 个台站的震中距分别为 29 km(EYA 台)、48 km

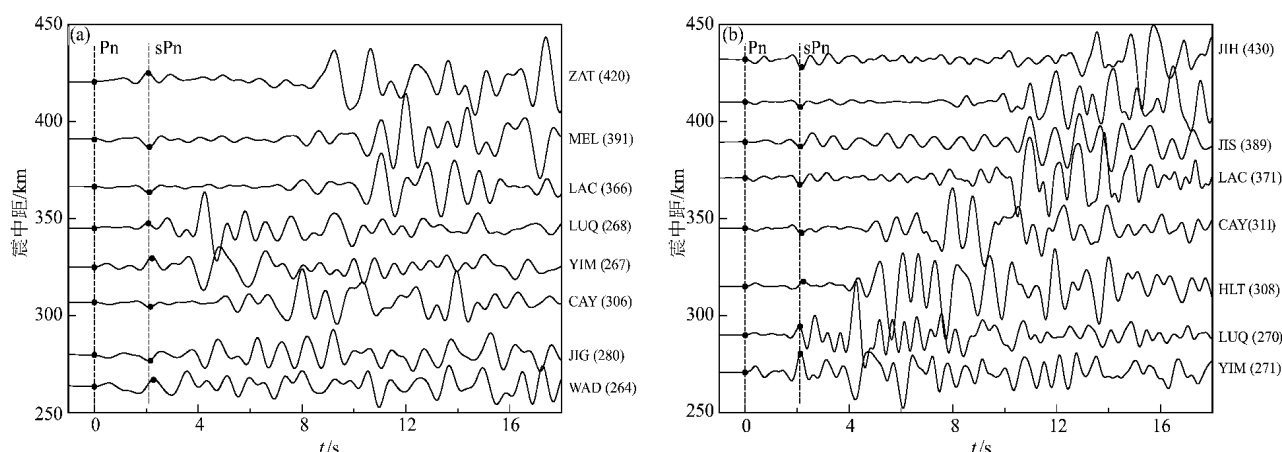


图7 不同台站记录到的漾濞 $M_s 4.8$ 地震 (a) $M_s 5.1$ 地震 (b) Pn 及 sPn 震相

Fig. 7 The Pn and sPn phases of Yangbi $M_s 4.8$ (a) and $M_s 5.1$ (b) earthquakes recorded by different stations

(CHT 台) 和 56 km (TUS 台), 因此很难仅通过一维速度模型下的绝对定位方法得到可靠的震源深度。

基于宽频带波形记录的 CAP 方法可以通过对 Pnl 和 S 波 (或面波) 2 个部分分别赋予不同的权重值和时间移动以降低反演对速度模型的依赖性, 还可以利用更大方位角覆盖范围内台站记录的 S 波或面波信息以增加震源深度测定的可靠性, 故 CAP 方法在精确测定震源深度等相关研究中被广泛应用 (吕坚等, 2008; 韦生吉等, 2009; 曾祥方等, 2013; 李志伟等, 2015; Wang *et al.*, 2017; 王光明等, 2018; Jiang *et al.*, 2019)。崇加军等 (2010) 的研究证明利用近震深度震相 sPL 得到的震源深度精度较高 (约为 1 km)。

由于缺乏近台数据, Global CMT 和 USGS 等机构给出的远震事件震源深度常常存在较大的不确定性, 如在南北地震带地区, 针对 USGS 全球地震目录中存在一些震源深度大于 30 km 的地震, 李志伟等 (2015) 利用区域地震台网的波形数据, 基于 sPL 深度震相、短周期瑞利面波和 CAP 等方法独立测定了 2012 年发生于南北地震带的 5 次 4 ~ 5 级地震的震源深度, 结果表明大部分地震震源深度约为 8 ~ 12 km, 而不是发生于温度较高、岩石强度较低的下地壳之中, 表明 USGS 地震目录给出的 30 km 甚至更深的震源深度存在明显偏差。

本文得到漾濞 2 次地震的震源深度 (~5 km) 与国外地震研究机构, 如 GCMT 和 USGS 利用全球

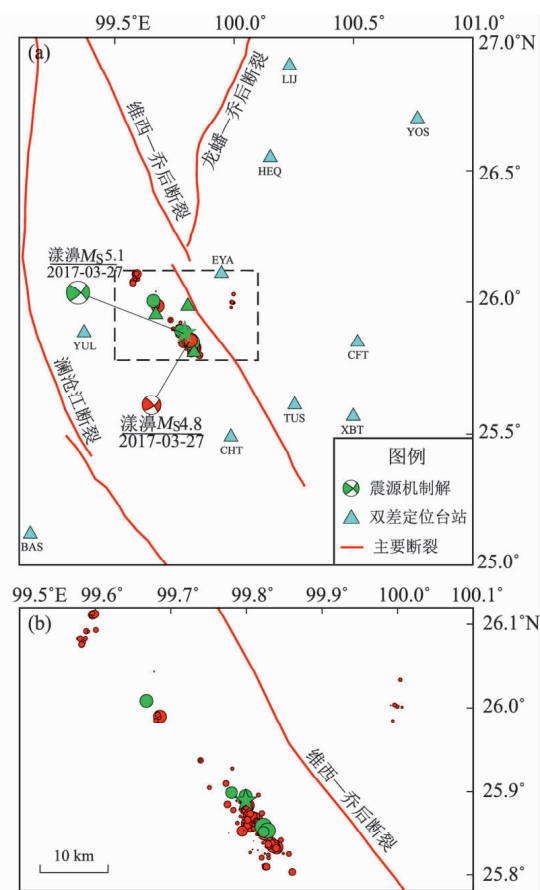


图8 漾濞地震序列双差精定位震中、定位台站及主要断裂分布 (a), 虚线方框放大后的震中分布 (b)

Fig. 8 Epicentral distribution of the Yangbi earthquake sequence after Double - difference relocation, stations, distribution of main faults (a) and epicentral distribution in dotted fram (b)

地震台网（主要是远台）数据给出的震源深度（ >20 km）存在较大差异，但基于近震宽频带波形的 CAP 方法反演得到的漾濞地震的 $M \geq 3.0$ 余震以及该地区其他 $M \geq 5.0$ 地震事件，如 2013 年洱源 $M_s 5.5$ 、 $M_s 5.0$ 地震（赵小艳，付虹，2014）和 2016 年云龙 $M_s 5.0$ 地震（Jiang *et al.*, 2019）的震源深度均为 5 ~ 7 km 的结果表明该区的发展深度较浅，即漾濞 2 次地震的震源深度应该为 5 km 左右。综上分析认为，由于本文利用了方位角覆盖更好的近台宽频带地震波形及 sPn 深度震相，因此得到的漾濞地震震源深度更为可靠。

本文采用联合波形互相关的双差地震定位方法（Waldhauser, Ellsworth, 2000）对 2017 年 3 月 19 日至 4 月 30 日漾濞地震震中附近区域（ $25.61^\circ\text{N} \sim 26.11^\circ\text{N}$, $99.57^\circ\text{E} \sim 100.07^\circ\text{E}$ ）内 258 次中小地震进行了精定位。定位结果显示漾濞地震序列震源位置在水平方向呈 NNW 向的线性分布（图 8），震源在深度方向则呈较高倾角的近线性分布。综合震源机制解反演、地震精定位及该地区第四纪活动断裂分布（安晓文等，2018）等分析，认为 2017 年漾濞地震的发震构造为走向 $\sim 300^\circ$ 、倾角 $\sim 70^\circ$ 、断层活动方式为右旋走滑的维西—乔后断裂中南段。

5 结论

本文使用云南和四川地震台网宽频带数字地震波形资料，采用 CAP 方法和 3 种不同速度模型对 2017 年漾濞 2 次地震进行震源机制解反演，并结合 sPn 深度震相方法对其震源深度进行了再次测定，得出以下主要认识：

（1）2017 年 3 月 27 日漾濞 $M_s 5.1$ 和 $M_s 4.8$ 地震的震源深度均为 5 km 左右，震源深度与中国地震局地球物理研究所给出的反演结果基本一致，表明了本文测定的震源深度具有较高的可靠性。

（2）本文反演得到的震源机制解与中国地震局地球物理研究所和 GCMT 给出的结果基本一致。虽然本文得到漾濞地震 $M_s 5.1$ 主震的断层滑动角（节面 I 为 10° ，节面 II 为 166° ）与中国地震局地球物理研究所给出的滑动角（节面 I 为 -2° ，节面 II 为 -171° ）有一定差异，但本文得到的断层

面解与 Global CMT 利用全球地震台网数据反演得到的结果基本一致（表 2），考虑到本文收集采用了云南、四川地震台网更多的地震波形数据，以及发震断层为高倾角（ $\sim 80^\circ$ ）的走滑型断层可能导致的反演误差，因此本文反演得到的震源机制解具有较高的可靠性。

（3）双力偶震源模型中仅靠断层面解无法判定哪个断层面为真正的发震断层，因此通常需要结合其他信息，如研究区活动地质构造分布、地震序列中震源空间分布等综合判断地震序列真正的发震断层面。根据云南第四纪活动断裂分布（安晓文等，2018），本文初步分析认为 2017 年漾濞地震的发震构造为走向 $\sim 300^\circ$ 、倾角 $\sim 70^\circ$ 、断层活动方式为右旋走滑的维西—乔后断裂中南段，也即节面 II 为 $312^\circ/80^\circ/166^\circ$ 为真正的发震断层面。

精确测定中强地震的震源深度和震源机制解对研究区孕震机理、震后应力分布、地震灾害评估以及灾后救援等方面具有重要意义。本文仅根据数字地震波形记录反演了 2017 年漾濞地震震源深度、震源机制解和地震精定位结果，初步推测了其可能的发震构造，但漾濞地震的发震机理、震源区应力分布等尚需更为细致的地震学研究。

参考文献：

- 安晓文,常祖峰,陈宇军,等. 2018. 云南第四纪活动断裂暨《云南第四纪活动断裂分布图》[M]. 北京:地震出版社,257-262.
- 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[J]. 地球物理学报,53(11):2620-2630.
- 房明山,杜安陆,董孝平,等. 1995. 用 sPn 震相测定近震源深度[J]. 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[J]. 西北地震学报,29(3):213-218.
- 胡鸿翔,陆涵行,王椿镛,等. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报,29(2):133-144.
- 李志伟,黄志斌,王晓欣,等. 2015. USGS 地震目录中 4~5 级震源深度异常地震可靠性初步研究:以南北地震带若干地震为例[J]. 地球物理学报,58(4):1236-1250.
- 林中洋,胡鸿翔,张文彬,等. 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究[J]. 地震学报,15(4):427-440.
- 吕坚,郑勇,倪四道,等. 2008. 2005 年 11 月 26 日九江—瑞昌 $M_s 5.7$ 、 $M_s 4.8$ 地震的震源机制解与发震构造研究[J]. 地球物理学报,51(1):158-164.
- 任克新,邹立晔,刘瑞丰,等. 2004. 用 sPn 计算内蒙地震的震源深度[J]. 地震地磁观测与研究,25(3):24-31.

- 孙苗, 吴建平, 房立华, 等. 2014. 利用 sPn 震相测定芦山 $M_s7.0$ 级地震余震的震源深度[J]. 地球物理学报, 57(2): 430–440.
- 王光明, 刘自凤, 赵小艳, 等. 2018. 2018年云南通海 $M_s5.0$ 地震序列重定位及发震构造讨论[J]. 地震研究, 41(4): 503–510.
- 韦生吉, 倪四道, 崇加军, 等. 2009. 2003年8月16日赤峰地震: 一个可能发生在下地壳的地震? [J]. 地球物理学报, 52(1): 111–119.
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2004. 云南地区中小地震震源机制及构造应力场研究[J]. 地震学报, 26(5): 457–465.
- 谢祖军, 郑勇, 倪四道, 等. 2012. 2011年1月19日安庆 $M_L4.8$ 地震的震源机制解和深度研究[J]. 地球物理学报, 55(5): 1624–1634.
- 严川. 2015. 小震震源机制与应力场反演方法及其应用研究[D]. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 杨军, 苏有锦, 陈佳, 等. 2014. 利用 CAP 方法快速计算云南地区中小地震震源机制解[J]. 中国地震, 30(4): 551–559.
- 易桂喜, 龙锋, 梁明剑, 等. 2017. 2016年9月23日四川理塘 $M4.9$ 和 $M5.1$ 地震发震构造分析[J]. 地震地质, 39(5): 949–963.
- 易桂喜, 龙锋, 赵敏, 等. 2016. 2014年10月1日越西 $M5.0$ 地震震源机制与发震构造分析[J]. 地震地质, 38(4): 1124–1136.
- 曾祥方, 罗艳, 韩立波, 等. 2013. 2013年4月20日四川芦山 $M_s7.0$ 地震: 一个高角度逆冲地震[J]. 地球物理学报, 56(4): 1418–1424.
- 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: 地球科学, 38(10): 1234–1241.
- 赵小艳, 付虹. 2014. 2013年洱源 $M_s5.5$ 和 $M_s5.0$ 地震发震构造识别[J]. 地震学报, 36(4): 640–650.
- 赵旭, 黄志斌, 房立华. 2014. 2014年云南盈江 $M_s6.1$ 地震震源机制研究[J]. 中国地震, 30(3): 462–473.
- 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[J]. 中国科学: 地球科学, 39(4): 413–426.
- 郑勇, 谢祖军. 2017. 地震震源深度定位研究的现状与展望[J]. 地震研究, 40(2): 167–175.
- Jiang J Z, Li J, Fu H. 2019. Seismicity Analysis of the 2016 $M_s5.0$ Yunnan Earthquake, Yunnan, China and Its Tectonic Implications[J]. Pure and Applied Geophysics, 176(3): 1225–1241, doi:10.1007/s00024-018-2067-7.
- Ma S, Atkinson G M. 2006. Focal depths for small to moderate earthquakes ($mN \geq 2.8$) in Western Quebec, Southern Ontario, and Northern New York[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(2): 609–623.
- Snoke J A. 2009. Traveltime Tables for iasp91 and ak135[J]. Seismological Research Letters, 80(2): 260–262.
- Stein S, Wiens D A. 1986. Depth determination for shallow teleseismic earthquakes: Methods and results[J]. Reviews of geophysics, 24(4): 806–832.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A Double Difference Earthquake Location Algorithm Method and Application to the Northern Hayward Fault, California[J]. Bull Seismol Soc Am, 96(6): 1353–1368.
- Wang X, Wei S, Wu W. 2017. Double-ramp on the Main Himalayan Thrust revealed by broadband waveform modeling of the 2015 Gorkha earthquake sequence[J]. Earth and Planetary Science Letters, 473, 83–93, doi:10.1016/j.epsl.2017.05.032.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New Empirical Relationship among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(4): 974–1002.
- Zhao L S, Helmberger D V. 1994. Source estimation from broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 84(1): 91–104.
- Zhu L P, Helmberger D V. 1996. Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5): 1634–1641.

Focal Mechanism and Focal Depth Determination of Yunnan Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ Earthquakes in 2017

PAN Rui¹, JIANG Jinzhong², FU Hong², LI Jiao²

(1. College of Resources, Environment and Geosciences, Yunnan University, Kunming 650504, Yunnan, China)

(2. Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

Since different earthquake research institutes provided different focal depths of the Yunnan Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ earthquakes occurring on Mar. 27, 2017, we refine the focal depths and focal mechanisms of these two earthquakes by using the broadband earthquake waveforms recorded by Yunnan Seismic Networks and Sichuan Seismic Networks in Cut-and-Paste (CAP) inversions with three different velocity models. We also employ the sPn depth-phase to double-check the focal depths of the Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ earthquakes. The results are as follows: ①Owing to we used the broadband waveform of near-earthquakes with better azimuth coverage and the phase data of sPn depth, the obtained focal depths of the two earthquakes (5 km and 6 km) are more reliable. ②Based on the broadband waveforms recorded by more stations, the double-couple focal mechanisms we obtained from CAP inversions are consistent with the focal mechanisms provided by both the Global Centroid-Moment-Tensor (GCMT), but slightly better than the focal mechanism solution given by the Institute of Geophysics, China Earthquake Administration (CEA-IGP) based on limited stations on the day after the earthquake occurred. The focal mechanism solutions of five $M \geq 3.0$ aftershocks obtained by CAP method are basically consistent with that of the two earthquakes, which indicated that these earthquakes may occur in the same fault. ③According to the DD relocation results and distribution of the quaternary active faults in Yunnan area, we preliminarily infer that the middle-south segment of the Weixi-Qiaohou fault, i. e. the plane II ($312^\circ/80^\circ/166^\circ$) could be the seismogenic fault of the 2017 Yangbi $M_s5.1$ and $M_s4.8$ earthquakes.

Keywords: Yangbi earthquake; CAP method; sPn depth-phase; focal mechanism; focal depth