

2018年云南通海2次 M_s 5.0地震震源 机制解及深度测定*

李 姣, 姜金钟*, 王光明, 付 虹

(云南省地震局, 云南 昆明 650224)

摘要: 准确的震源机制解和震源深度是深入理解地震发震机理的基础。针对2018年8月13、14日在云南通海发生的2次 M_s 5.0地震, 利用云南地震台网30多个宽频带地震仪的波形记录, 采用3个不同的区域速度模型和CAP方法获得了2次地震的震源机制解及矩心深度, 并选取方位角约为 300° 的不同震中距的多个台站记录到的sPn深度震相准确测定了2次地震的初始破裂深度。结果表明: ①基于数量更多、方位角覆盖较好的近台宽频带地震波形, 在不同频率域内利用3个速度模型反演得到了2次地震的矩心深度分别为8 km和7 km; ②利用震中距大于260 km、方位角约 300° 的多个地震台记录波形的sPn和Pn震相的到时差, 测定2次地震的初始破裂深度约为10 km, 2种深度的差异可能是反映了主震沿断层面向下向上扩展的破裂过程; ③结合双差重定位及CAP反演结果, 初步认为2次 M_s 5.0地震的震源机制解应该是一致的, 2018年2次通海 M_s 5.0地震的发震断层应该为同一条左旋走滑型断层, 其断层走向/倾角/滑动角约为 $20^\circ/75^\circ/-10^\circ$ 。

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

中图分类号: P315.33

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2021)02-0133-12

0 引言

据中国地震台网正式测定, 2018年8月13日1时44分在云南省玉溪市通海县(24.19°N , 102.71°E)发生了 M_s 5.0地震, 震源深度7 km; 8月14日3时50分在主震震中附近又发生了一次 M_s 5.0地震, 震源深度6 km, 2次地震的震源几乎位于同一位置。根据国家地震科学数据中心^①提供的中国地震台网正式地震目录记录, 第一次 M_s 5.0地震震源深度为14 km, 第二次 M_s 5.0地震的震源深度为6 km; 而根据云南地震台网给出的正式地震目录, 2次通海 M_s 5.0地震的震源深度较深, 分别为17 km和15 km, 不同机构给出的2次 M_s 5.0地震震源深度存在明显差异, 不利于深入研究其发震构造、孕震机理等科学问题, 故有必要对其进行重新测定。

准确的震源深度对于地震灾害评估、确定地震成因和动力学环境、判断余震发展趋势、地震危险性评价等具有非常重要的意义(郑勇, 谢祖军, 2017; Weng, Yang, 2017), 但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、利用基于P波和(或)S波走时数据的绝对定位方法反演得到, 常常存在较大的不确定性(潘睿等, 2019)。通常可利用相对定位方法, 如双差地震定位方法提高定位精度(Waldhauser, Ellsworth, 2000), 但当初始震源深度明显地偏离其实际深度时, 重定位也很难有效“校正”其震源深度(李姣等, 2020), 因而当前基于数字地震波形的方法也被广泛应用于准确测定震源深度的研究之中, 如大量研究表明利用宽频带波形的Cut-and-Paste(CAP)等波形拟合方法(Zhu, Helmberger, 1996; 韦生吉等, 2009; Jiang *et al.*, 2019)和利用sPL、sPn等深度震相方法(Ma, Atkinson,

* 收稿日期: 2021-01-04.

基金项目: 云南省地震局科技专项基金(2018ZX01)、云南省地震局“地震机理与孕震环境研究”创新团队及云南省科技计划项目基础研究青年项目(2018FD158)联合资助。

第一作者简介: 李姣(1987-), 工程师, 主要从事测震学方面的研究. E-mail: lijiao87@foxmail.com.

通讯作者简介: 姜金钟(1987-), 博士, 副研究员, 主要从事地震学研究. E-mail: jz-jiang@foxmail.com.

^① <https://data.earthquake.cn>.

2006; 崇加军等, 2010; 孙茁等, 2014; 潘睿等, 2019) 均能准确测定较大地震 (通常为 $M \geq 5.0$ 地震) 的震源深度, 测量精度一般能达到 1 km 左右 (崇加军等, 2010)。

不同研究人员和机构给出的 2 次通海地震的震源机制解反演结果表明, 断层节面的几何参数和滑动方向均存在较大差异, 如王月等 (2020) 统计的不同研究得到的快速地震矩张量反演结果和王光明等 (2018) 利用 CAP 方法反演得到的震源机制解显示, 这 2 次地震的发震断层走向存在相差约 180° 的情况, 且中国地震台网中心给出的断层滑动角 ($\sim 40^\circ$) 与其他研究给出的断层滑动角 ($\sim 10^\circ$) 相差较大, 是由于早期地震波形数据不完整和 (或) 反演过程中采用了不同的滤波频带、速度模型等, 还是因为这 2 次地震确实发生在几何参数完全不同的 2 条断层上, 这一问题不论是对于区域活动断裂分布还是地震危险性分析均值得进一步深入研究。

为了获得更加准确的 2018 年 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震的震源机制解和震源深度, 本文利用 CAP 方法, 采用 3 种不同的区域速度模型并在 2 个频率范围内反演其震源机制解及震源深度。此外, 本文采用 sPn 深度震相 (任克新等, 2004; 张瑞青等, 2008; 孙茁等, 2014) 独立测定 2 次地震的震源深度, 但考虑到 sPn 深度震相的拾取需要一定的经验且存在较大的不确定性 (潘睿等, 2019), 笔者选取震中距大于 260 km、台站方位角约为 300° 的多个地震台记录到的波形, 准确拾取 Pn 及 sPn 深度震相到时, 测定了 2 次地震的震源深度。

1 数据选取和研究方法

1.1 台站分布和数据概况

2018 年 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震发生于川滇菱形地块东南端, 该地区地质构造复杂、深大断裂发育, 震中 100 km 范围内发育有红河断裂、曲江—石屏断裂和小江断裂等主要活动断裂及其他次级断裂 (图 1、2), 地震活动频繁且剧烈 (皇甫岗, 2009)。通海地区历史上曾发生多次 $M \geq 7$ 地震 (闻学泽等, 2011), 自有地震记录以来发生的最大地震为 1970 年 1 月 5 日通海 7.8 级地震, 该地震造成了重大的人员、经济损失 (张之立, 刘新美, 1982), 因而通海及附近地区的地震活动和危

险性一直被广泛关注 (王洋等, 2015; 胡萌萌等, 2020)。为了监测该地区的地震活动, 云南地震台网自 2007 年以来在通海及周边地区布设了多个宽频带固定地震台进行连续观测, 如图 1 所示, 图中“历史地震”为 1970 年以来通海及周边地区发生的 $M_s 5.0$ 地震, 断层数据来自邓起东等 (2003), 台站代码对应台站名称见表 1。

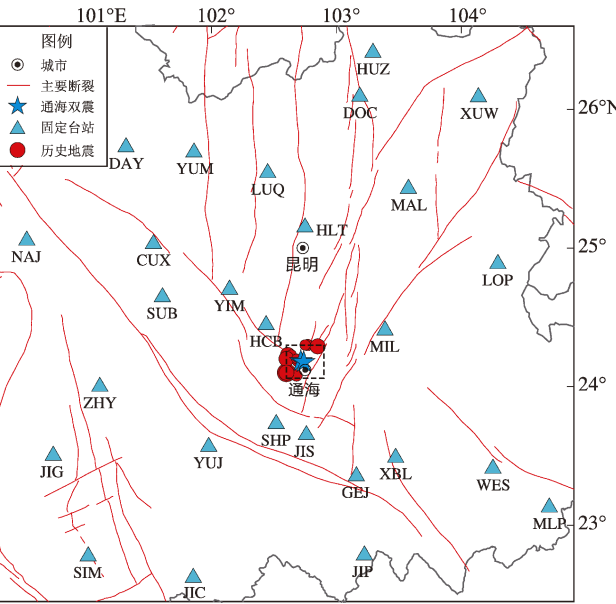


图 1 2018 年 2 次通海地震及周边断层、固定地震台分布

Fig. 1 Distribution of the 2018 two Tonghai earthquakes, and faults and stationary seismic stations in the vicinity of Tonghai area

表 1 图 1 中的台站代码及其对应的台站名称

Tab. 1 Station code and corresponding station name marked in Fig. 1

台站代码	台站名称	台站代码	台站名称
CUX	楚雄台	MIL	弥勒台
DAY	大姚台	MLP	麻栗坡台
DOC	东川台	NAJ	南涧台
GEJ	个旧台	SHP	石屏台
HCB	黄草坝	SIM	思茅台
HLT	黑龙潭	SUB	双柏台
HUZ	会泽台	TOH	通海台
JIC	江城台	WES	文山台
JIG	景谷台	XBL	西北勒
JIP	金平台	XUW	宣威台
JIS	建水台	YIM	易门台
LOP	罗平台	YUJ	元江台
LUQ	禄劝台	YUM	元谋台
MAL	马龙台	ZHY	镇沅台

本文选取云南地震台网 (包含云南下关小孔径台网) 记录到的初至震相清晰且信噪比较高的波形记录以及相应的人工拾取得到的 P、S 震相到时, 经过筛选最终采用了通海台 (TOH)、建水台 (JIS) 和石屏台 (SHP) 等 30 多个固定地震台 (包含 CAP 和 sPn 深度震相 2 种方法所用台站) 的波形数据, 这些台站以较为均匀的方位角包围了 2

次通海 $M_s5.0$ 地震震中 (图 1), 从而可以最大程度保证震源机制解反演结果的准确性和稳定性, 以及震源深度测定的可靠性 (韦生吉等, 2009; Jiang *et al.*, 2019)。此外, 本文还根据不同研究方法选取不同的波形数据组合, 如基于 CAP 方法和 sPn 深度震相两种方法的不同原理, 采用了不同台站记录的波形数据进行相关研究。

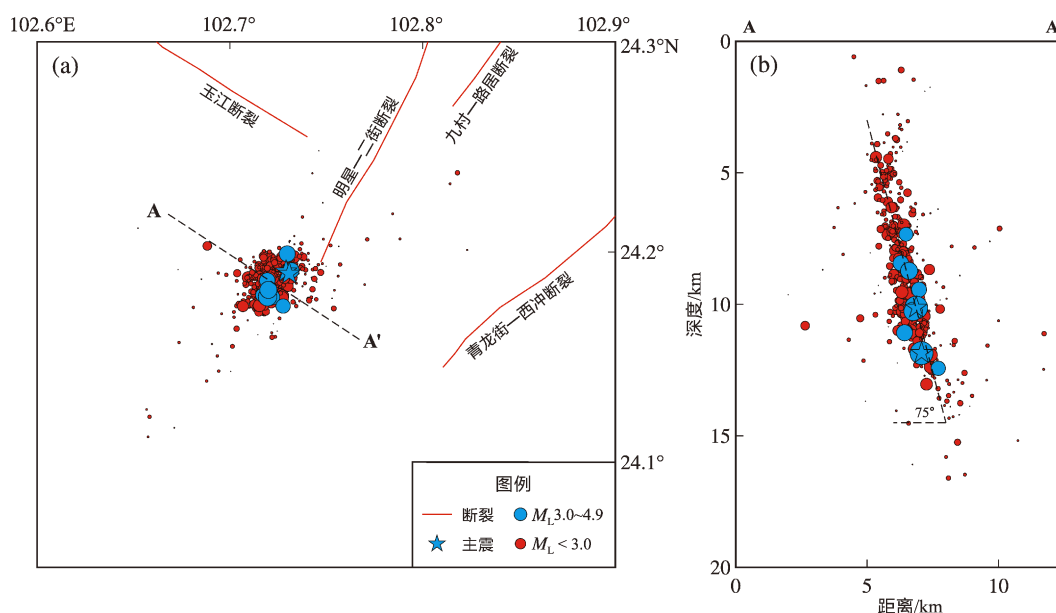


图 2 通海地震序列重定位后的震中 (a) 及震源深度分布 (b) (重定位结果来自王光明等, 2018; 区域断层信息来自安晓文等, 2018)

Fig. 2 Distribution of relocated epicenters (a) and focal depths (b) of the 2018 Tonghai $M_s5.0$ earthquake sequence by Double - difference method (the relocation results are from Wang *et al.*, 2018, and the regional faults are from An *et al.*, 2018)

1.2 研究方法及速度模型

基于宽频带数字地震波形, 本文首先采用 CAP 方法反演 2018 年 2 次通海地震的震源机制解和震源矩心 (或质心) 深度。CAP 方法将地震波形分为 Pnl (P 波及后续震相) 和 S 波 (或面波) 2 个部分, 分别在不同频率范围内计算 Pnl 和 S 波 (或面波) 理论地震波形 (由给定的区域速度模型和震源机制解等参数计算得到) 和实际观测波形之间的误差函数, 并运用网格搜索方法获取给定参数空间中误差函数达到最小时的最佳震源机制解及震源矩心深度, 具体方法原理参考 Zhu 和 Helmberger (1996)。与其他震源机制解反演方法相比, 由于 CAP 方法在理论和观测波形拟合时允许 Pnl 和 S 波 (或面波) 波段有不同的时间滑移, 故对区域速度

模型的依赖性相对较小, 并且该方法同时利用了体波和面波信息, 在确定中强地震震源机制解、尤其是在测定震源矩心深度方面存在优势, 如易桂喜等 (2012) 和郑勇等 (2009) 利用不同速度模型进行了反演结果的稳定性测试, 结果表明不同速度模型间反演得到的震源深度差异小于 2 km。

数学推导及理论走时计算结果表明: sPn 深度震相与 Pn 震相到时几乎不随震中距变化而变化, 但随震源深度增加呈近线性增加 (潘睿等, 2019), 这一特征使得 sPn 深度震相成为测定震中距小于 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), 对于台站稀少、数据偏少的情况下的中小地震定位, 利用近震深度震相如 sPn 震相确定震源深度具

有重要意义。目前基于 sPn 深度震相确定震源深度的方法也已经得到了广泛运用,如张瑞青等(2008)和孙苗等(2014)通过滑动互相关识别的 sPn 震相,得到了 2008 年汶川地震 17 个中强余震和 2013 年芦山地震 28 个中强余震较为准确的震源深度;潘睿等(2019)利用 sPn 震相测定了 2017 年云南漾濞 $M_s 5.1$ 和 $M_s 4.8$ 两次地震的震源深度。

考虑到云南地区壳幔结构具有明显的横向不均匀性,本文选用在云南地区应用较为广泛的 3 个不同区域的一维速度模型分别进行 CAP 方法反演,速度模型来源及编号参见潘睿等(2019)。反演过程中采用不同速度模型,一方面可依据波形拟合误差值对比得出最为准确的震源机制解和震源深度,另一方面也可以得到最符合该地区地下介质实际情况的速度模型(即最佳速度模型),将最佳速度模型应用于本文的其他研究,如利用最佳速度模型计算 sPn 深度震相及 Pn 震相理论走时以测定 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震的震源深度,也可将其应用于未来在临近区域发生的中强地震的震源机制解及震源深度等相关的研究工作。

2 利用 CAP 方法反演震源机制解及矩心深度

本文利用频率-波数(FK)方法(Zhu, Rivera, 2002)计算得到 3 个不同一维速度模型的格林函数库用以计算理论地震波形,再选择云南地震台网中震中距小于 300 km、方位角分布较为合理的 30 个固定地震台(图 1)的宽频带波形记录,将各台站记录波形做去均值、去趋势等预处理,再去除仪器响应后得到真实地面运动记录,然后将 E (东西向)、 N (南北向)、 Z (垂直向)三分量地震记录旋转到大圆弧路径上,从而得到 R (径向)、 T (切向)和 Z (垂直向)分量波形用于 CAP 反演。

反演过程首先将三分量波形记录截为 Pnl 波(波形窗长 30 s)和 S 波(或面波,波形窗长 60 s) 2 个部分,然后采用 2 组不同的频率范围进行带通滤波。第一组滤波频率范围为 Pnl 波段 0.05 ~ 0.2 Hz、S(或面波)波段 0.05 ~ 0.1 Hz,这也是大

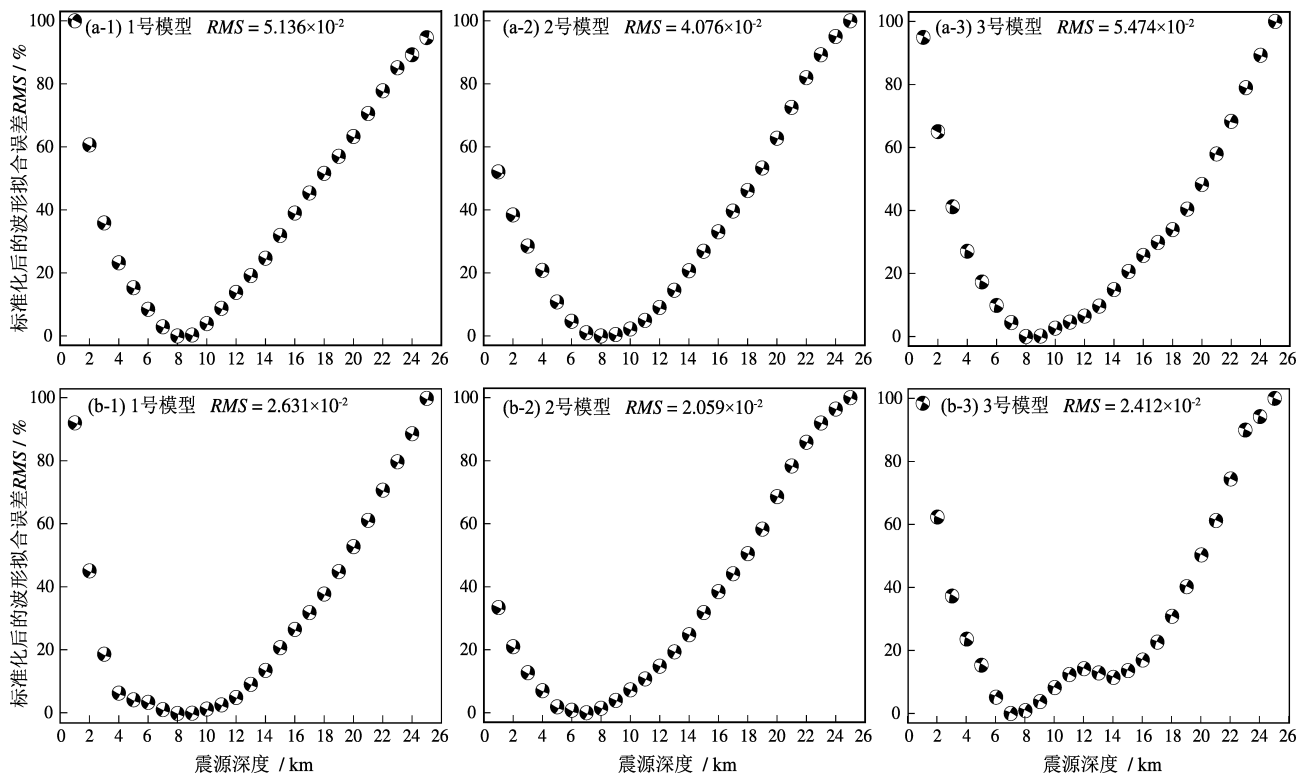


图 3 利用 3 个区域速度模型反演通海第一 (a)、二 (b) 次 $M_s 5.0$ 地震的震源深度拟合误差对比

Fig. 3 Focal depths fitting errors of the first (a) and the second (b) Tonghai $M_s 5.0$ earthquake inverted through three regional velocity models

多数研究采用的滤波频率 (易桂喜等, 2012; 潘睿等, 2019); 第二组滤波频率相对较高, Pnl 波段为 0.15 ~ 0.3 Hz、S (或面波) 波段为 0.08 ~ 0.15 Hz。针对宽频带波形采用 2 组不同的滤波频率, 一方面是为了验证 CAP 方法波形反演结果的稳定性与可靠性, 另一方面是由于本文用到了约 1/3 数量的近台 (震中距小于或接近 100 km) 波形记录, 而近台记录到的较高频率的 P 波波形信息对震源机制解及深度反演的准确性至关重要 (Tan, Helmberger, 2007)。

基于经过预处理的震中距在 300 km 以内的 30 个台站的宽频带波形资料, 本文利用 CAP 方法分别在 3 个速度模型下在不同震源深度处 (1 ~ 25 km) 搜索 2 次通海 $M_s5.0$ 地震的震源机制解, 并综合 CAP 反演中的波形拟合误差值 (图 3), 采用 2 号速度模型在较高滤波频段内反演得的理论波形 (红色) 和观测波形 (黑色) 的互相关系数以及时间滑移量的对比分析 (图 4), 发现来源于人工地震折射方法和波形反演综合研究的 2 号速度模型 (吴建平, 2004) 应为本文中的最佳一维速度模型。

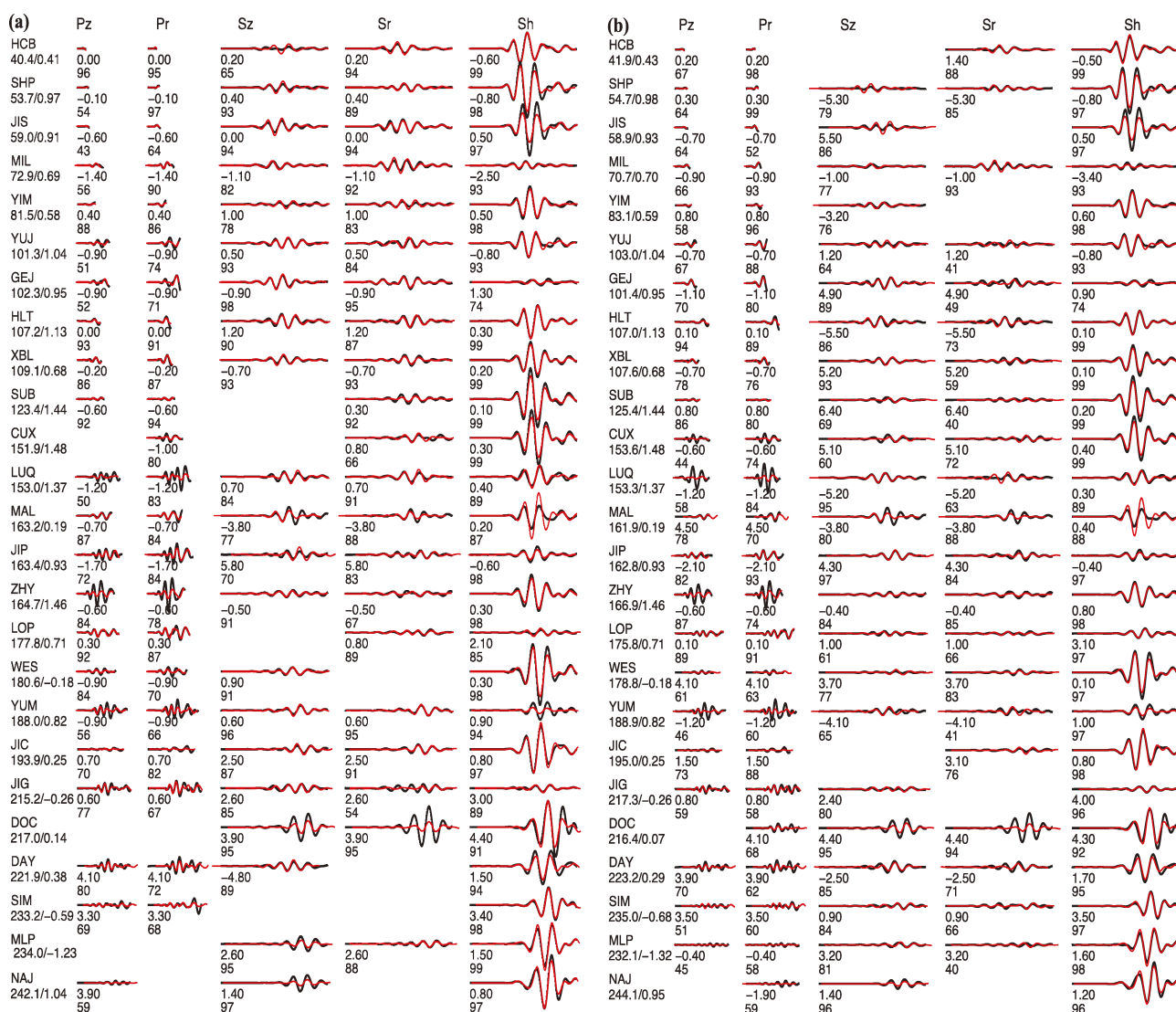


图 4 采用 2 号速度模型在较高滤波频段内反演得到第一次 $M_s5.0$ 地震、震源深度 8 km (a) 和第二次 $M_s5.0$ 地震、震源深度 7 km (b) 的部分理论 (红线) 及观测波形 (黑线) 的对比

Fig. 4 Comparison between observed (black line) and synthetic (red line) seismograms of the first Tonghai $M_s5.0$ event at 8 km depth (a), and the second Tonghai $M_s5.0$ event at 7 km depth (b) by using No. 2 velocity model and higher frequency band filter

不同速度模型下的反演结果表明 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震的双力偶震源机制解基本一致 (表 2), 且震源矩心深度也比较接近 (图 3), 既显示了 CAP 方法具有对速度模型依赖较小的优势, 又表明本文反演结果具有较高的稳定性和可靠性。此

外, 采用较高 (0.08 ~ 0.3 Hz, 图 5a) 和较低 (0.05 ~ 0.2 Hz, 图 5b) 两种滤波频率的波形记录的反演也得到了基本相同的震源机制解 (表 2) 和矩心深度, 更进一步表明了本文 CAP 反演结果的准确性和可靠性。

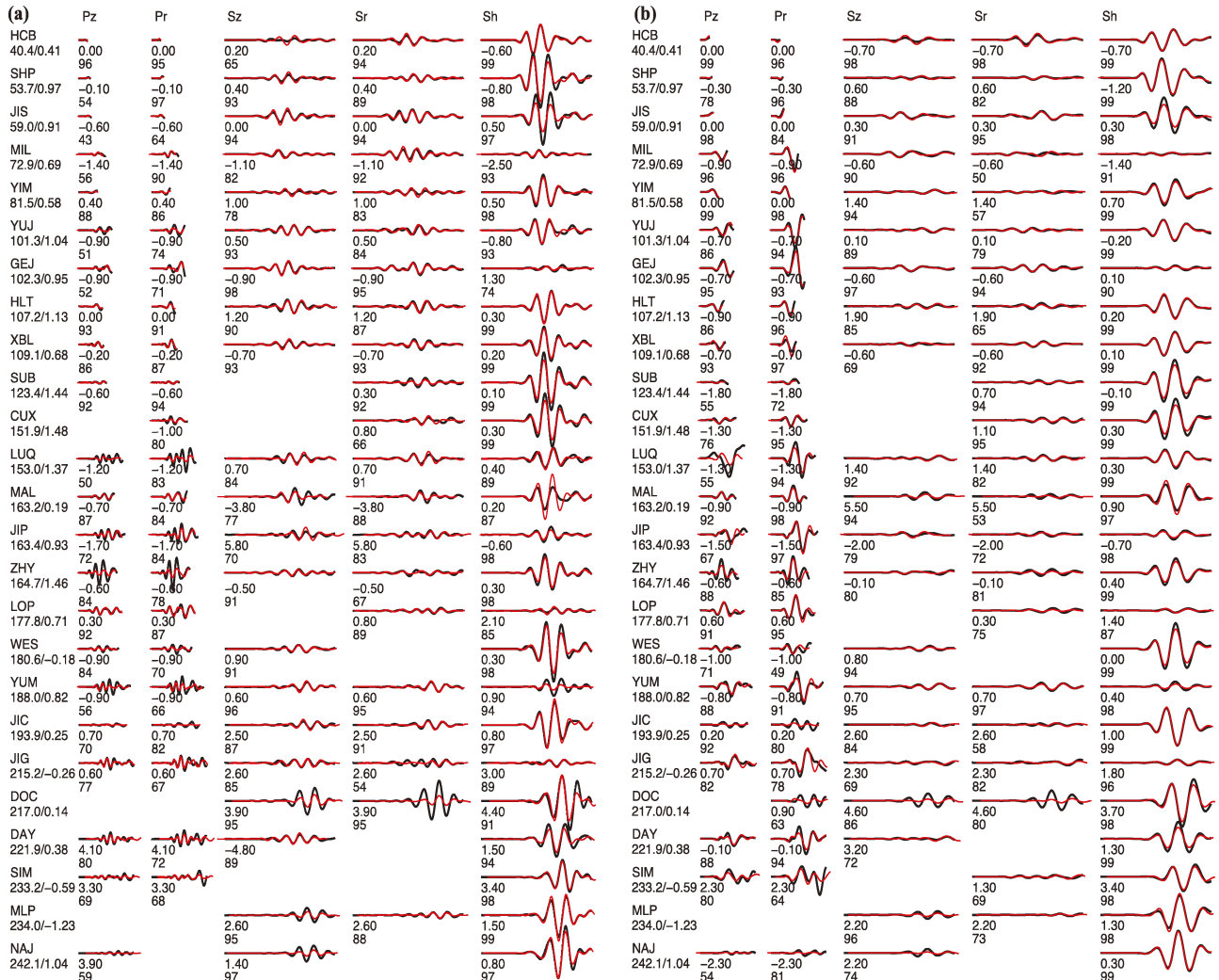


图 5 利用较高 (a) 和较低 (b) 滤波频段波形记录和 2 号速度模型反演得到震源深度为 8 km 时第一次通海 $M_s 5.0$ 地震的部分理论 (红线) 及观测波形 (黑线) 对比

Fig. 5 Comparison between observed (black line) and synthetic (red line) seismograms of the first Tonghai $M_s 5.0$ event at 8 km depth by using No. 2 velocity model, higher (a) and lower (b) frequency band filters

表 2 利用两种滤波频段反演 2 次通海地震的震源机制解

Tab. 2 Focal mechanisms of the two Tonghai $M_s 5.0$ earthquakes inverted by using two different frequency band filters

通海地震	滤波频段/Hz	节面 I / (°)			节面 II / (°)		
		走向	倾角	滑动角	走向	倾角	滑动角
第一次 $M_s 5.0$	0.05 ~ 0.20	21	81	-5	112	85	-171
	0.08 ~ 0.30	20	73	-9	113	81	-163
第二次 $M_s 5.0$	0.05 ~ 0.20	23	78	-2	111	88	-168
	0.08 ~ 0.30	21	72	-10	114	80	-162

需要指出的是, CAP 方法得到的震源深度(矩心深度)与地震定位所得到的初始破裂深度在物理意义上有所区别,但考虑到本文研究的 $M_s 5.0$ 左右的地震破裂尺度较为有限(一般约为 3 km,参考自 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 CAP 反演结果表明 2 次地震的震源矩心深度应分别为 8 km 和 7 km,即使考虑到其不能完全等同于初始破裂深度,也和云南地震台网正式地震目录给出的 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震的震源初始破裂深度(分别为 17 km 和 15 km)存在明显差异,因此有必要再采用其他方法独立测定 2 次地震的初始破裂深度。

3 利用 sPn 深度震相测定初始破裂深度

基于射线理论和 2 号速度模型的震相理论到时(Snoke, 2009)计算表明, Pn 及 sPn 震相只有在一定震中距范围内才会出现:对于震源深度为 8 km 的地震事件,当台站震中距大于 220 km 时, Pn 震相开始成为初至震相,且 sPn 深度震相出现在后续波形记录上(图 6a);当震源深度逐渐增加时, sPn 与 Pn 震相到时差(t_{sPn-Pn})近似线性地增加(图 6b),故本文选取震中距为 240~450 km 的台站记录的初至 Pn 波震相清晰、波形信噪比较高的宽频带地震波形,利用 sPn 与 Pn 震相到时差分别确定 2 次通海 $M_s 5.0$ 地震的震源深度。

孙苗等(2014)研究显示, sPn 和 Pn 震相

的优势频率范围为 0.1~1 Hz,由于 sPn 波是由 S 波转换而成,故其周期一般比 Pn 波更长,初动方向与 Pn 波相反,且在垂直分量振幅较大(任克新等, 2004; 潘睿等, 2019)。然而,人工拾取 Pn 及 sPn 震相需要较为丰富的工作经验且通常可能存在较大的误差,拾取误差有时可达 0.5~1.0 s,对应的深度测量误差达 1.5~3 km(孙苗等, 2014),尤其当初至 Pn 震相不清晰、波形信噪比较低时,甚至还可能出现 Pn 及 sPn 震相拾取错误的情况。

为了更加准确地拾取 Pn 和 sPn 震相,张瑞青等(2008)和孙苗等(2014)利用固定或者流动密集台阵在某一特定方位角范围内的地震记录和滑动互相关方法准确识别了 Pn 和 sPn 震相,得到的震相到时差拾取误差通常小于 0.2 s,相应误差约 0.6 km(孙苗等, 2014)。考虑到云南地震台网的实际情况,本文采用类似的方法以避免 sPn 震相拾取存在较大误差的问题,具体方法是首先选择某一相近方位角的 Pn 震相清晰的多个地震台垂直向波形,然后对选取的宽频带地震波形去除仪器响应,并以 0.05~1 Hz 进行带通滤波,最后将不同震中距的台站波形以 Pn 震相对齐,由于 sPn 与 Pn 震相的到时差只与震源深度有关而与震中距无关,而台站方位角相似可以很大程度上消除由于地下介质横向不均匀性引起的波形差异(张瑞青等, 2008),故对齐后 sPn 震相也应该是同时出现在波形记录上。

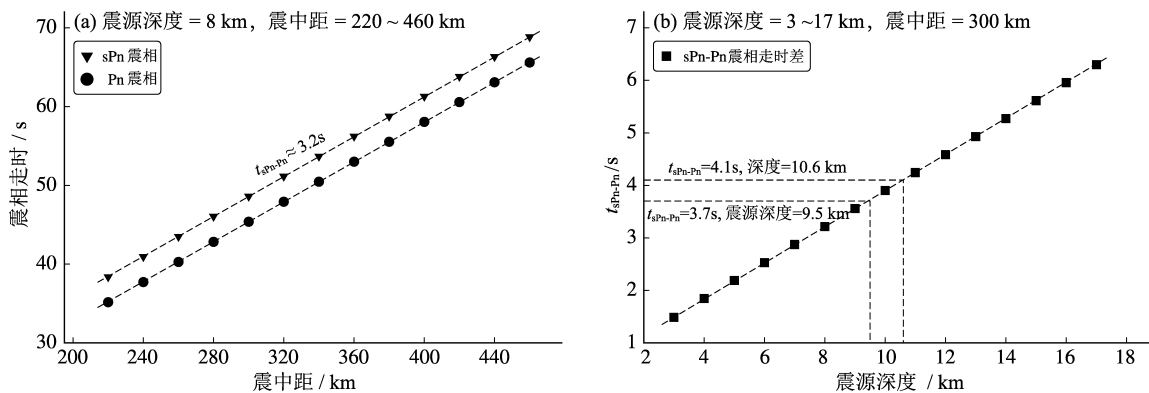


图 6 利用 2 号速度模型计算得到的不同震源深度和震中距的 sPn 及 Pn 震相理论走时 (a) 及理论走时差 (t_{sPn-Pn}) 变化 (b)

Fig. 6 Theoretical travel times of sPn and Pn phases (a) and differential travel times of sPn and Pn phases t_{sPn-Pn} (b) calculated by using No. 2 velocity model

根据云南地区地震台站（包含云南下关小孔径台站）的分布情况及波形记录质量，本文选取通海西北、方位角约为 300° 的 8 个地震台站（主要位于云南大理地区，震中距及方位角具体情况见表 3）的波形记录，这些台站均较好地记录到初至 Pn 震相，如图 7 所示。将所有波形在 Pn 波到时处对齐后，可观察到分别在第一次 $M_{\text{s}}5.0$ 地震波形记录的 4.1 s 处（图 7a）、第二次 $M_{\text{s}}5.0$ 地震波形记录的 3.7 s 处（图 7b）明显出现了一个与震中距大小无关、振幅及周期较 Pn 波更大的震相，经过对比分析，并未在其他时间处发现具有这一特征的其他震相，故该震相应为 sPn 深度震相，即 2 次地震的 sPn 和 Pn 震相到时差 $t_{\text{sPn-Pn}}$ 分别为 4.1 s 和 3.7 s，相应的震源初始破裂深度分别为 10.6 km 和 9.5 km（图 6）。

表 3 利用 sPn 深度震相测定震源深度的台站震中距和方位角

Tab. 3 Epicentral distance and azimuth of seismic stations used in focal depth determination

台站代码	地震台站	震中距/km	方位角/($^{\circ}$)
XBT	象鼻台	273	305
CFT	彩凤台	290	310
TUS	团山台	296	303
CHT	叉河台	313	298
EYA	洱源台	353	308
BAS	保山台	378	287
LAP	兰坪台	420	308
LUS	泸水台	433	296

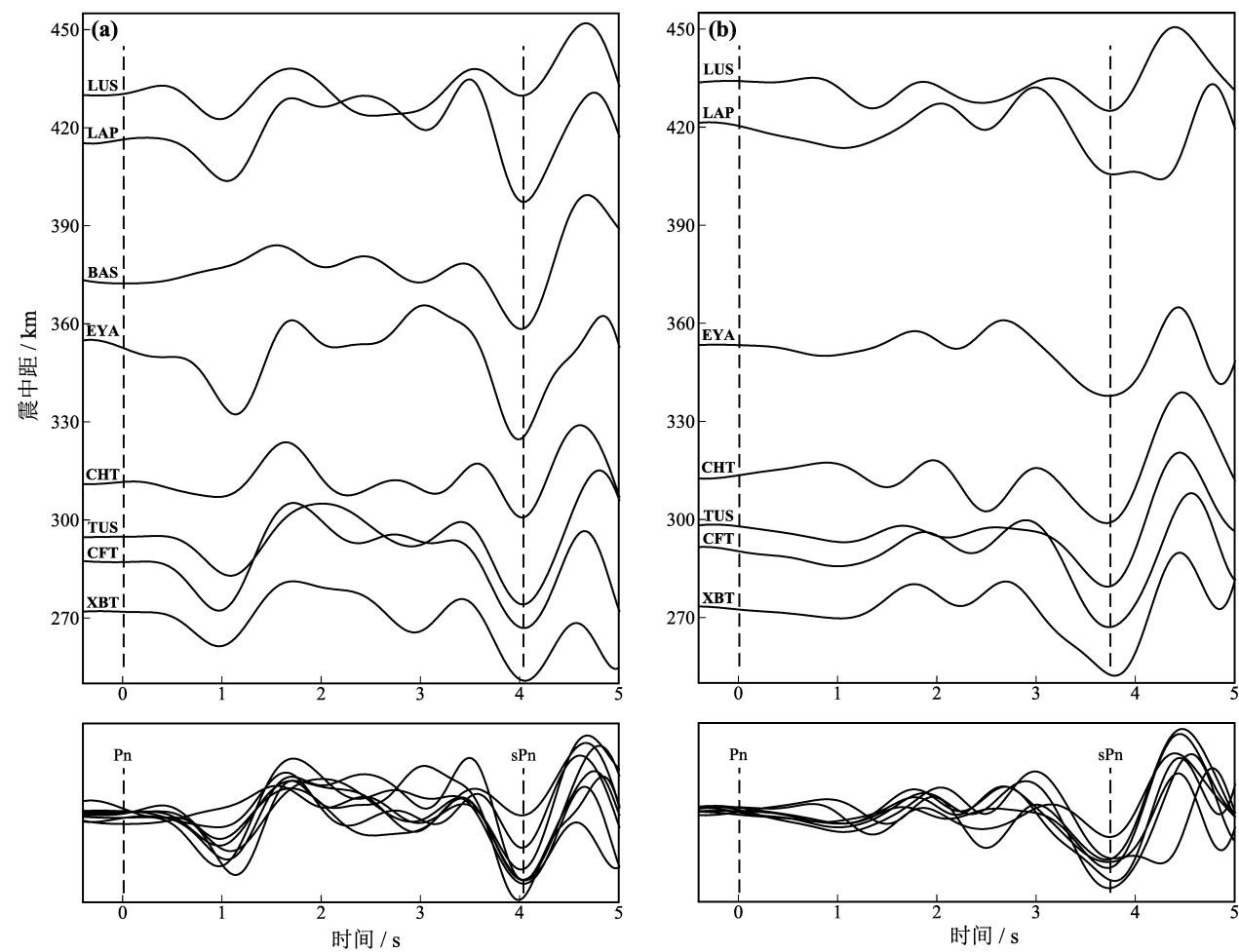


图 7 不同震中距、方位角约为 300° 的地震台记录到通海第一 (a)、二 (b) 次 $M_{\text{s}}5.0$ 地震的 Pn 及 sPn 震相

Fig. 7 Pn and sPn phases recorded by different stations situated at azimuth of $\sim 300^{\circ}$ of the first (a) and the second (b) Tonghai $M_{\text{s}}5.0$ earthquake

4 讨论

由于目前国内地震台网编目工作一般是基于 P 波、S 波走时数据, 此时得到的震源深度和发震时刻之间存在折衷, 因而震源深度的精确测定一直以来是常规地震编目和科学研究中的难点。研究表明震源深度定位的精度主要依赖于地震台网的密度, 只有当震中距小于约 1 ~ 2 倍震源深度时, 基于走时方法确定的震源深度才有较高的定位精度 (Stein, Wiens, 1986; Mori, 1991)。云南地区大部分地震的震源深度主要分布在 10 km 左右, 但当前云南地区地震台站数量较少、平均台网密度约为 50 km 且分布极不均匀, 因此较大地震 (如 2 次通海 $M_s5.0$ 地震) 发生后, 云南地震台网给出的早期主震及余震事件的震源深度定位误差通常较大, 需要台网工作人员和利用云南地震目录进行研究的人员加以注意。

由于地震波形包含了更多的震源信息, 地震学研究中通常还利用波形记录中的特殊震相 (如深度震相)、偏振、振幅、频谱乃至全波形信息确定震源深度, 利用波形信息确定震源深度避免了震源深度和发震时刻相互折衷引起的非唯一性和测量误差, 可以有效地提高震源深度的精度 (罗艳等, 2013)。在台站分布合理、区域速度模型准确的情况下, 利用波形测量震源深度的精度能达到 1 km, 甚至更高 (崇加军等, 2010; 孙苗等, 2014; Qian *et al.*, 2019; Yang *et al.*, 2020)。随着云南地区地震台站的加密布设、川滇地区公共速度模型的构建与完善 (姚华建, 2020), 未来基于地震波形的震源深度测定方法在云南及其他地区将有更为广泛的应用。

本文得到的矩心深度与王光明等 (2018) 的反演结果基本一致, 但初始破裂深度与云南地震台网和国家地震数据中心利用震相走时得到的震源深度存在较大差异 (表 4), 类似的情况在 2016 年云龙 $M_s5.0$ (Jiang *et al.*, 2019)、2017 年漾濞 $M_s5.1$ 和 $M_s4.8$ 地震 (潘睿等, 2019) 的震源深度测定等研究中被多次发现, 分析其原因一方面是由于基于波形记录的震源深度测定方法 (如 CAP 和 sPn 深度震相方法) 可避免震源深度和发

震时刻之间的折衷, 另一方面可能是由于主震发生后早期缺乏近台 (如震中距小于 20 km) 观测资料导致的利用震相走时得到的定位误差较大 (李姣等, 2020)。因此, 对于中强地震的主震及震级较大的早期余震 (如 $M_L \geq 4.0$) 事件, 最好采用基于地震波形的方法独立测定其震源深度并应用于后续分析研究。本文利用 CAP 方法和 sPn 深度震相得到了 2018 年 2 次通海 $M_s5.0$ 地震的震源深度, 其矩心深度和初始破裂深度分别约为 8 km 和 10 km, 两者相差约 2 km, 但仍在 5 级地震地下破裂尺度范围之内 (Wells, Coppersmith, 1994), 以此初步推测 2 次地震可能有自下沿断层面面向上的扩展破裂过程。

表 4 不同机构 (研究) 给出的 2018 年 2 次通海 $M_s5.0$ 地震的震源初始破裂深度

Tab. 4 Focal depths of the 2018 two Tonghai $M_s5.0$ earthquakes provided by different institutes/studies

通海地震	震源初始破裂深度/km				
	本文	云南地震台网	国家地震数据中心	王光明等 (2018)	王月等 (2020)
第一次 $M_s5.0$	10.6	17	14	11.08	8.63
第二次 $M_s5.0$	9.5	15	6	9.24	9.16

为了验证 2 次地震震源机制是否相似, 本文参照 Yang 等 (2020) 的研究方法, 选取距离 2 次通海 $M_s5.0$ 地震震中较近、方位角不同的 5 个地震台的波形记录 (台站震中距及方位角参见图 8a), 将其在 0.05 ~ 0.2 Hz 及 0.08 ~ 0.3 Hz 两个频段 (与 CAP 反演的滤波频段一致) 带通滤波后进行对比分析 (图 8), 基本相似的体波及面波波形表明 2 次地震具有基本一致的震源机制, 这也与地震序列重定位结果所反映的发震断层构造相一致 (图 2)。高度相似的体波及面波波形也能初步反映 2 次地震的震源距离应该较小, 与王月等 (2020) 研究得出的 2 次地震空间相距约 18 km 不一致。综合双差重定位结果 (王光明等, 2018; 王月等, 2020) 和本文震源机制解及震源深度反演结果初步分析, 2018 年 2 次通海 $M_s5.0$ 地震的发震断层应该是一条走向约为 20°, 倾角约为 75°, 滑动角约为 -10° 的左旋走滑型断层。

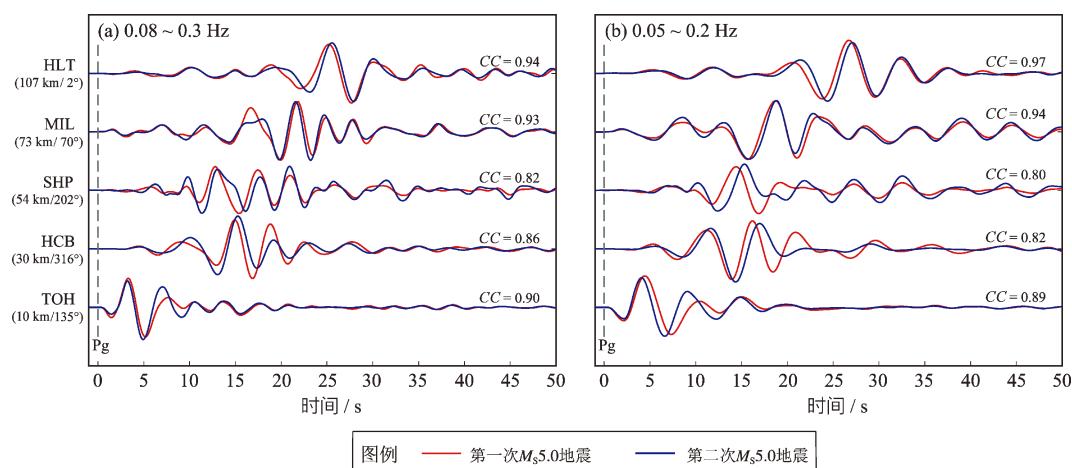


图8 不同方位角的台站记录到2次通海 $M_s5.0$ 地震在不同频率范围内的波形对比图及其互相关系数 (CC)

Fig. 8 Comparison between waveforms of two Tonghai $M_s5.0$ earthquakes recorded by different stations and their cross-correlation coefficient (CC)

5 结论

本文基于云南地震台网方位角覆盖较好的30多个宽频带地震台的数字波形记录,采用CAP方法和3个不同速度模型在2个不同滤波频段内反演得到了2018年2次通海 $M_s5.0$ 地震的震源机制解和矩心深度,并且利用方位角相似的多个地震台站波形记录中的sPn深度震相对2次地震的初始破裂深度进行了再次测定,得出以下主要认识:

(1) 2018年2次通海 $M_s5.0$ 地震的震源矩心深度为8 km,与其他研究的反演结果基本一致,初始破裂深度为10 km左右,推测这2种深度的差异可能是反映了主震破裂具有一定程度的沿断层面自下向上扩展破裂过程。

(2) 云南地震台网正式地震目录给出的中强地震的主震及早期余震事件的震源深度可能存在较大的定位误差,其原因一方面是基于震相走时的地震定位在发震时刻和震源深度之间存在折衷效应,另一方面可能是由于主震发生后早期缺乏近台(如震中距小于20 km)观测资料导致的定位误差较大,因此在利用这些地震事件的震源深度做研究分析时应加以注意。

(3) CAP方法反演结果以及不同方位角和震中距的台站记录波形对比表明2次 $M_s5.0$ 地震的震源机制解应该是一致的,即2次地震应该发生在同一条断层上,结合双差重定位结果及区域活动

断层分析,初步认为2018年2次通海 $M_s5.0$ 地震的发震断层应该为一条走向约为 20° ,倾角约为 75° ,滑动角约为 -10° 的左旋走滑型断层。

准确的震源机制解和震源深度是判定发震断层、孕震机理研究和地震危险性评价的重要基础。随着固定地震台及流动观测台阵的加密布设、区域三维速度模型的完善与分辨率的提高,以及地震学等研究方法的提出与改进,将来有望在震源机制解及震源深度反演精度方面得到明显提升。本文仅根据云南地震台网的台间距约50 km(部分地区约20 km)的宽频带固定台的数字波形,得到了相较于台网地震目录更加准确可靠的2次通海 $M_s5.0$ 地震的震源深度,并初步推测了其可能的发震断层面,但2018年2次通海地震的具体发震构造、孕震机理及破裂过程等问题还有赖未来更为细致的研究。

本文图件主要用GMT6软件绘制完成,地震波形数据处理主要由Seismic Analysis Code (SAC)软件包完成,CAP程序包由美国圣路易斯大学朱露培教授提供,云南地震台网提供了2018年2次通海地震波形及观测报告数据,审稿人对本文提出了宝贵意见,在此一并表示感谢。

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.
- 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.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2003. 中国活动构造与地震活动[J]. 地学前缘, 10(S1): 66–73.
- 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.
- 胡萌萌, 吴中海, 黄小龙, 等. 2020. 云南 1588 年通海—曲江 7.0 级地震的发震断层厘定及小江断裂带南端的未来强震危险性问题的[J]. 地质学报, 94(10): 3090–3105.
- 皇甫岗. 2009. 云南地震活动性研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学.
- 李姣, 姜金钟, 杨晶琼. 2020. 2017 年漾濞 $M_s4.8$ 和 $M_s5.1$ 地震序列的微震检测及重定位[J]. 地震学报, 42(5): 527–542.
- 罗艳, 曾祥方, 倪四道. 2013. 震源深度测定方法研究进展[J]. 地球物理学进展, 28(5): 2309–2321.
- 潘睿, 姜金钟, 付虹, 等. 2019. 2017 年云南漾濞 $M_s5.1$ 及 $M_s4.8$ 地震震源机制解和震源深度测定[J]. 地震研究, 42(3): 338–348.
- 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.
- 王洋, 张波, 侯建军, 等. 2015. 曲江断裂晚第四纪活动特征及滑动速率分析[J]. 地震地质, 37(4): 1177–1192.
- 王月, 孟令媛, 韩颜颜, 等. 2020. 2018 年云南通海 $M_s5.0$ 震群序列重定位及震源区速度结构成像[J]. 地震研究, 43(2): 331–339.
- 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.
- 闻学泽, 杜芳, 龙峰, 等. 2011. 小江和曲江—石屏两断裂系统的构造动力学和强震序列的关联性[J]. 中国科学: 地球科学, 41(5): 713–724.
- 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.
- 姚华建. 2020. 中国川滇地区公共速度模型构建: 思路与进展[J]. 中国科学: 地球科学, 50(9): 1319–1322.
- 易桂喜, 龙锋, 张致伟. 2012. 汶川 $M_s8.0$ 地震余震震源机制时空分布特征[J]. 地球物理学报, 55(4): 1213–1227.
- 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.
- 张之立, 刘新美. 1982. 1970 年 1 月 5 日云南通海地震的震源特征[J]. 地球物理学报, 25(5): 441–447.
- 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.
- Ma S, Atkinson G M. 2006. Focal depths for small to moderate earthquakes ($m_N \geq 2.8$) in Western Quebec, Southern Ontario, and Northern New York [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(2): 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 [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 81(2): 508–523.
- Qian Y Y, Chen X F, Luo H, et al. 2019. An extremely shallow $M_w4.1$ thrust earthquake in the eastern Sichuan Basin (China) likely triggered by unloading during infrastructure construction [J]. Geophysical Research Letters, 46(23): 13775–13784.
- 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.
- Tan Y, Helmberger D V. 2007. A new method for determining small earthquakes source parameters using short-period P waves [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(4): 1176–1195.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double difference earthquake location algorithm method and application to the Northern Hayward Fault, California [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(6): 1353–1368.
- 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.
- Weng H, Yang H. 2017. Seismogenic width controls aspect ratios of earthquake ruptures [J]. Geophysical Research Letters, 44(6): 2725–2732.
- Yang H F, Zhou P C, Fang N, et al. 2020. A shallow shock: the 25 February 2019 $M_L4.9$ earthquake in the Weiyuan shale gas field in Sichuan, China [J]. Seismological Research Letters, 91(6): 3182–3194.
- 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.
- Zhu L P, Rivera L A. 2002. A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media [J]. Geophysical Journal International, 148(3): 619–627.

Focal Mechanism and Focal Depth Determination of the Two Tonghai, Yunnan, $M_s5.0$ Earthquakes in 2018

LI Jiao, JIANG Jinzhong, WANG Guangming, FU Hong
(Yunnan Earthquake Agency, Kunming 650224, Yunnan, China)

Abstract

Accurate earthquake parameters (e. g. focal mechanism and depth) are crucial for understanding the seismogenic mechanism. Based on waveforms of the 2018 Tonghai, Yunnan, $M_s5.0$ earthquakes recorded by more than 30 broadband seismic stations of the Yunnan Earthquake Networks, we invert their focal mechanisms and depths by using Cut-and-Paste (CAP) method and three different regional velocity models. We also employ sPn depth-phases recorded by different stations situated at the azimuth of $\sim 300^\circ$ to estimate the focal depth of the Tonghai $M_s5.0$ double earthquakes. The results are as follows: ① Based on more broadband waveforms of near-earthquakes with better azimuth coverage, the obtained centroid depths (8 km and 7 km) of the two earthquakes inverted from different velocity models and frequency bands are more reliable. ② By using sPn depth-phases at different stations with similar azimuth ($\sim 300^\circ$), we determine that the initial rupture depth of the two earthquakes are both about 10 km, which may indicate the rupture directivity (from bottom to top) of the earthquakes. ③ According to the Double-difference relocation and our CAP inversions, we preliminarily infer that the Tonghai double earthquakes should occur on the same fault plane, whose parameters, strike/dip/rake, could be $20^\circ/75^\circ/-10^\circ$.

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