

施春辉、何骁慧、倪四道, 2018, 2009 年 7 月 9 日姚安 M_s 6.0 地震破裂方向性研究, 中国地震, 34(2), 293~302.

2009 年 7 月 9 日姚安 M_s 6.0 地震破裂方向性研究

施春辉¹⁾ 何骁慧¹⁾ 倪四道²⁾

1) 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 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, 武汉 430077

摘要 2009 年 7 月 9 日 19 时 19 分, 云南姚安发生 M_s 6.0 地震。10 日 17:02、13 日 00:01 又相继发生 M_s 5.2、 M_s 4.7 地震。利用近震 CAP 方法反演震源机制解发现, 此次地震震源破裂方式以走滑为主, 主震震源机制解 2 个节面走向分别为 203° 、 295° 。已有的考察资料尚未显示活动, 故难以确定实际发震面。为此, 采用相对质心震中确定破裂方向性的方法, 利用主震与参考地震之间的 P 波到时差和 CAP 反演输出的波形时移, 计算得到姚安地震起始震中与质心震中间的差异, 推断震源机制解中走向为 295° 的节面为实际发震面, 并对定位误差、发震时刻不准确以及机制解差异等因素进行了分析, 发现这些因素对确定发震断层影响不大。

关键词: 破裂方向 质心震中 姚安地震

[文章编号] 1001-4683(2018)02-0293-10 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

北京时间 2009 年 7 月 9 日 19 时 19 分, 云南姚安地区发生 M_s 6.0 地震。震中位于姚安县官屯乡官屯村-马游村一带 (25.6°N , 101.1°E), 极震区烈度为 VIII 度, 震源深度约为 10km。此次地震造成 1 人死亡, 300 多人受伤, 近 80 万人次受灾, 直接经济损失为 21.541 亿元(引自中国地震局 <http://www.cea.gov.cn>)。根据 Global CMT (<http://www.globalemt.org>) 给出的震源机制解, 此次地震为走滑型地震, 2 个地震断层面解走向分别为 295° (近 EW 向) 和 203° (近 SN 向)。秦双龙等(2012)利用 P 波、S 波初动及振幅比, 联合反演此次地震的机制解, 并进一步对断层参数、震区应力场、地震序列空间分布等进行了研究。结果显示, 震源机制解 2 个节面参数分别为节面 I: $296^\circ/77^\circ/-168^\circ$ 、节面 II: $203^\circ/78^\circ/-13^\circ$ 。秦双龙等(2012)用双差定位法对 2009 年姚安地震进行重定位, 所得主震震源位置为 25.568°N 、 101.034°E , 震源深度为 7.6km, 地震序列余震分布优势方向为 NWW 向, 与节面 I 走向相近。

地震的孕育、发生都与断层有着不可分割的关系, 断层研究一直以来都是地震研究的重要内容之一(董运洪等, 2014)。姚安地区位于云南中部偏北的川滇块体内, 宏观上来讲, 整个地区分别以程海断裂、红河断裂和小江断裂为西北、西南和东边界(任纪舜等, 1980)。自 2000 年以来, 姚安及附近大姚一带共计发生 4 次 6 级以上地震, 这 4 次地震震源深度、序列

[收稿日期] 2017-08-16; [修定日期] 2017-11-13

[项目类别] 国家自然科学基金(41461164003)资助

[作者简介] 施春辉, 男, 1990 年生, 硕士。主要研究方向为地震学。E-mail: schunhui@mail.ustc.edu.cn

空间优势分布、等震线长轴方向等各自都具有明显不同的特点,表明该地区地震构造非常复杂。然而,研究区相关地质资料以及野外考察资料均未发现活动断层(张建国等,2009),因此推断,该地区地下可能存在隐伏断层,频繁发生的中强震表明该断层具有较强的致灾性。我们采用CAP方法反演2009年姚安地震震源机制解,并采用相对质心震中测定破裂方向性的方法来研究此次地震的破裂方向性。

破裂方向性是描述震源过程的重要参数,研究破裂方向性可以从震源机制解的2个节面中确定出真实破裂面,从而更好地理解发震机理、改善对地面运动的评估(Boatwright, 2007; Aagaard et al, 2008),也能为地震灾区的重建工作提供重要指导(何骁慧等, 2015)。现场构造地质探察是确定发震断层的直观方法,地质学家通过在震区实地考察辨认破裂带,并对断层进行定位及走向识别发现,该方法适用于有明显地表破裂的情况。例如,2008年汶川地震后,研究人员实地考察并发现多处地表破裂(徐锡伟等, 2008)。对于无地表破裂的情况,地震学方法(余震空间分布、地震烈度分布、地震波形信息等)则是测定发震断层的有效手段。余震序列优势分布方向一般沿断层走向展布,通过对余震序列进行重定位,可以确定断层大致走向与几何形态,但是该方法对于定位精度有较高的要求。通常情况下,烈度分布的长轴方向即为发震断层走向,李志强等(2008)将现场实地考察得到的地表断裂资料(徐锡伟等, 2008)与2008年汶川地震烈度图结合,得出各断层走向与烈度图椭圆长轴方向一致的结果。然而,由于烈度考察工作需要相对较长的时间,该方法难以快速测定发震断层,而且场地效应、盆地效应等因素也会对该方法产生较大的影响(李传友等, 2008)。而地震波形包含了破裂过程的丰富信息,利用地震波数据可以测定破裂方向性。对于大地震($M > 6.5$),可以采用远震体波进行有限断层反演(姚振兴等, 1997);而对于中小地震,可以利用不同方位角台站上的P波波形信息(Tan et al, 2010)或经过台站振幅修正后的PGA、PGV等信息(Boatwright, 2007)测定破裂方向性,但这些方法均要求较高的台网密度。

对于台网稀疏且没有精密三维速度模型的地区,秦刘冰等(2014)提出了利用相对质心震中研究地震破裂方向性的方法。该方法主要基于主震质心震中与起始震中的差异指示了破裂方向,目前,已成功应用于2008年盈江6.0级、2014鲁甸6.5级地震破裂方向研究中。由于本文研究区域姚安地区未观测到明显的地表破裂且尚未发现活动断裂构造,另外,当时姚安地区也没有密集的地震台网与精密的三维速度结构模型,因此,本文采用秦刘冰等(2014)提出的基于相对质心震中测定地震破裂方向性的方法来对2009年姚安 $M_s 6.0$ 地震进行研究。

1 基本原理

基于相对质心震中的地震破裂方向性测定原理是,选取主震作为主事件(记为事件A),较小余震(一般4~5级)作为参考地震(事件B),利用主震与参考地震的P波到时差测定主震与参考地震的起始震中差异,再由波形反演得到的时移获得2个事件质心震中的相对位置。最终,事件A的质心震中(下标C)与起始震中(下标H)位置之差表示为

$$R_{A,C} - R_{A,H} = (R_{A,C} - R_{B,C}) + (R_{B,C} - R_{B,H}) - (R_{A,H} - R_{B,H}) \quad (1)$$

其中,等式左边为事件A质心震中与起始震中位置之差;右边第1项为事件A与B质心震中位置之差,第2项为事件B起始震中与质心震中位置之差,第3项为事件A与B起始震中

位置之差。由于小地震(事件 B)起始震中与质心震中相距很近,所以在假设参考事件起始震中与质心震中重合的情况下,最终获得主震质心震中位置与起始震中位置间的差异为

$$R_{A,C} - R_{A,H} = (R_{A,C} - R_{B,C}) - (R_{A,H} - R_{B,H}) \quad (2)$$

从而推断地震破裂方向性。由于该方法利用主震与参考地震之间的相对到时测定 2 个事件之间的相对位置,可以有效降低发震区三维结构的影响。具体操作分为如下 3 个步骤:①利用不同方位角台站记录到的 2 个事件 P 波到时差,确定事件 B 相对于事件 A 的位置,修正参考事件发震时刻与起始位置;②选取一维速度结构模型,分别计算 2 个事件格林函数,再进行 CAP(Zhao et al, 1994)反演,得到各震相时移、震源机制解及深度信息;③计算相同台站下事件 A 与事件 B 的各震相时移之差,并通过理论公式进行拟合,判定断层走向,推断破裂长度,理论公式为

$$d_i = (T_0 - T_s)_A - (T_0 - T_s)_B = t_0 - (L/2v) \cdot \cos(az - stk) \quad (3)$$

式中, d_i 为时移之差,由相同台站下 2 个事件 CAP 反演所得时移相减获得; $T_0 - T_s$ 为观测数据与一维合成地震图之间的时移,由 CAP 程序直接输出; v 为各震相的地震波速度; az 为台站方位角,由于主震与参考地震位置接近,故方位角基本一致; stk 为主震机制解中的走向角;待求解项 t_0 为常数矫正项,主要由主震与参考地震间发震时刻不准确等因素所引起;待求解项 L 为质心震中到起始震中距离的 2 倍。对于完全单侧破裂地震而言, L 就是其破裂长度,而对于非完全单侧破裂地震来说, L 代表 2 倍的质心震中与起始震中差异; L 的正负代表它的方向,正值表示沿着走向。

2 数据与结果

我们收集了云南地震台网记录到的姚安地震主震(200907091919)与 2 次较大余震(2009 年 7 月 10 日 17:02 $M_s5.2$ 地震,记为 200907101702;2009 年 7 月 13 日 00:01 $M_s4.7$ 地震,记为 200907130001)的波形数据,并把这 2 次事件作为参考地震,对主震进行破裂方向性研究。为保证较高的信噪比,选取震中距小于 350km 的台站,采用的云南姚安地区速度模型(表 1)来源于 CRUST2.0(<http://igppweb.ucsd.edu>)。

我们选定 200907091919 号事件为主事件,以 200907101702、200907130001 号事件作为参考事件。选用方位角分布较均匀的 4~5 个近台,对参考地震相对于主震重定位,并对参考事件的发震时刻进行修正,最终得到主震与参考地震的目录(表 2)。使用 F-K 法(频率-波数法)(Zhu et al, 2002)计算格林函数,计算格林函数时对每个参考地震均用的是经过重定位之后的位置。对原始波形进行去仪器响应、去均值、去线性趋势处理,并进行旋转获得

表 1 姚安地区地壳结构分层速度模型

每层厚度 /km	v_p /(km/s)	v_s /(km/s)	密度 /(g/cm ³)
1	2.50	1.20	2.10
18	6.10	3.50	2.75
17	6.30	3.60	2.80
9	7.20	4.00	3.10
∞	8.04	4.47	3.32

表 2 主震及参考地震发震时刻与震中震级

事件编号	发震时刻 (UTC+08.00)	震中		震级 M_s
		北纬 /(°)	东经 /(°)	
200907091919	7 月 9 日 19 时 19 分 14.2 秒	25.33	101.03	6.0
200907101702	7 月 10 日 17 时 2 分 0.8 秒	25.35	101.01	5.2
200907130001	7 月 13 日 0 时 1 分 19.1 秒	25.35	101.02	4.7

r 、 t 、 z 三分量,然后,再使用 CAP 进行反演。反演过程中,体波与面波时间窗口长分别取 30、60s,均选用带通滤波,范围 0.02~0.10Hz。

主震与 5.2 级余震的 CAP 结果如图 1 所示。由图 1 可见,主震为走滑型地震,矩震级约为 M_w 5.6,2 组双力偶机制解节面分别为节面 I : $295^\circ/76^\circ/-174^\circ$ 、节面 II : $203^\circ/84^\circ/-14^\circ$,与 Global CMT 给出的震源机制解(节面 I : $294^\circ/87^\circ/-174^\circ$;节面 II : $204^\circ/84^\circ/-3^\circ$)结果相比,2 组节面走向基本一致,对应节面的倾角与滑动角有一定差异,除了 204° 节面滑动角以及 295° 节面倾角均相差 11° 之外,其余差异均小于 10° ;与秦双龙等(2012)的结果(节面 I : $296^\circ/77^\circ/-168^\circ$;节面 II : $203^\circ/78^\circ/-13^\circ$)相比,2 组节面走向亦几乎一致,对应节面的倾角和滑动角有小于 10° 的差异,纵观三者结果,2 组节面走向都一致,但倾角和滑动角存在一定偏差($<11^\circ$)。

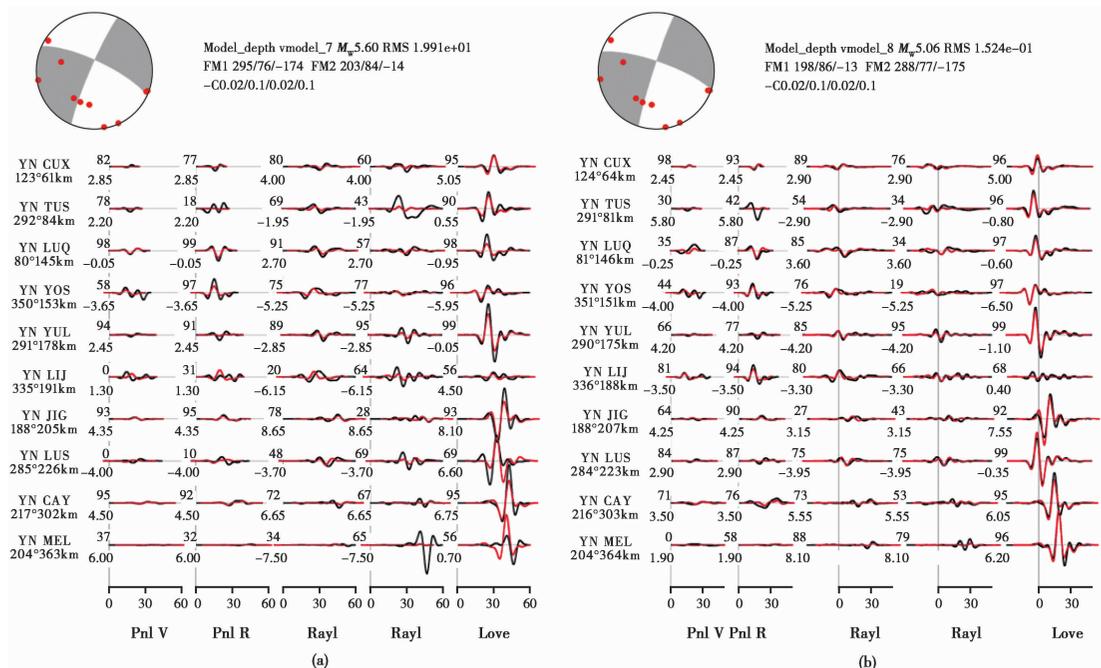


图 1 主震(编号 200907091919) (a) 及参考地震(编号 200907101702) (b) 的震源机制解

黑色与红色分别表示观测、理论地震图;台站名称下面为震中距(km);地震波形上面的数字表示互相关系数(%);下面的数字表示时移(s)

为了探讨主事件与参考事件时移之差与方位角分布之间的关系,我们对 2 个事件的 Pnl 波、Rayleigh 波和 Love 波等 3 种震相,绘制时移差随方位角的分布(图 2)。

由图 2 可见,P 波、Rayleigh 波和 Love 波均表现出明显时移。部分台站时移差数据偏差太大,对照 CAP 反演波形拟合发现,偏差过大的点对应台站的波形互相关系数较小,时移可靠性差。因此,在进一步分析时剔除这些点。观察时移差随方位角的分布发现,时移差为 0~2s,且 $100^\circ \sim 200^\circ$ 之间台站对应的时移差普遍小于 $200^\circ \sim 300^\circ$ 范围内的值,总体上呈现先上升、后下降的趋势, 290° 左右为最高点。其中,Love 波分布的规律性比 P 波、Rayleigh 波明显,由于 Love 波反演所得互相关系数较 P 波、Rayleigh 波的大,故推断 Love 波的测定结果更

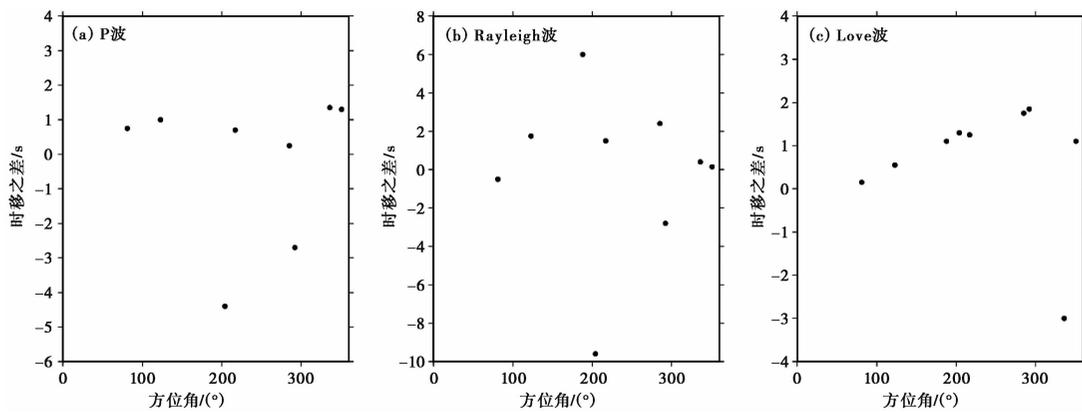


图 2 以 200907101702 号事件作为参考事件得到的时移差随方位角的分布

为可靠。P 波、Rayleigh 波由于相关系数较小,时移差随方位角分布的可靠性不如 Love 波结果。由于走滑地震 Love 波发育良好,而 P 波、Rayleigh 波振幅相对较弱,所以,反演得到的 Love 波拟合效果远比 P 波、Rayleigh 波效果好。秦刘冰等(2014)研究的 2008 年盈江地震也是走滑地震,研究中同样发现了该现象。

我们选择 Love 波来研究破裂方向性,拟合过程中只选用互相关系数大于 0.9 的台站计算主震与参考地震 Love 波时移差,分别选取走向为主震机制解的 2 个节面走向利用式(1)对台站方位角进行最小二乘拟合来测定主震破裂方向性。选取 200907101702 号事件作为参考事件时,结果如图 3(a)所示。由图 3(a)可见,走向为 295° 拟合破裂方向时,大多数点都在曲线上或者在曲线附近,表明多数台站数据得到较好拟合;而 203° 走向时拟合效果较差,几乎没有点位于拟合曲线上,表明走向为 295° 的节面为破裂面。为了验证研究方法的可靠性,再以 200907130001 号事件作为参考事件进行时移拟合,结果如图 3(b)所示。由图 3(b)可见,走向 295° 时拟合效果还是优于走向为 203° 时的拟合效果,同时也表明,不同的参考地震可得到一致的破裂方向性结果。根据最小二乘拟合结果,并假定 Love 波群速度为 3km/s ,得出 2 个参考地震拟合得到的破裂长度分别为 3.9 、 3.8km ,破裂方向为由东南向西北。

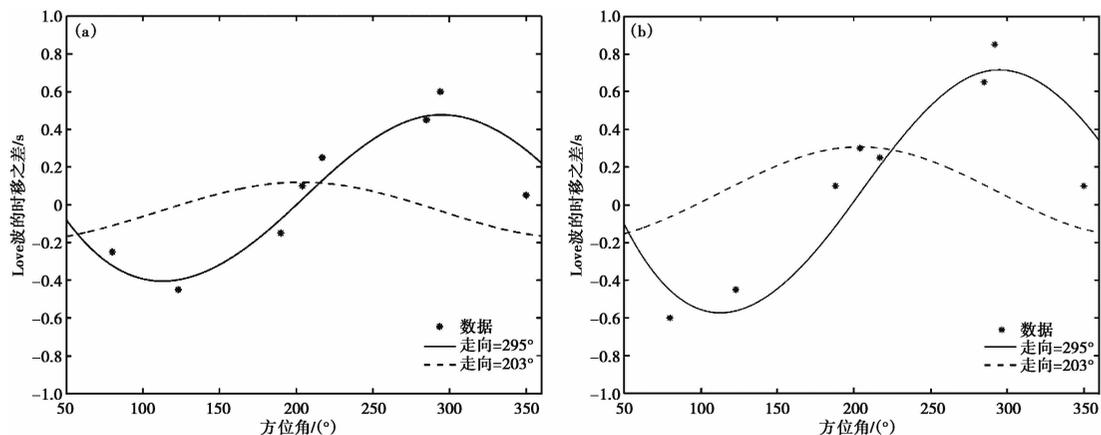


图 3 分别以 200907101702 号事件(a)和 200907130001 号事件(b)作为参考事件的破裂方向性拟合结果

3 讨论与结论

考虑到可能存在的主震定位误差、发震时刻不准确以及反演所得震源机制解与真实机制解之间存在差异等因素均可能影响本文破裂方向研究的可靠性,因此,我们分别对各种因素进行研究以验证其对本文方法的影响。

3.1 主震定位误差的影响

地震的发震时刻、水平位置(经纬度)、震源深度以及震级等是描述地震的基本参数。其中,地震定位的误差有可能对本文方法的测定结果产生影响。本文研究的地震主震震中位置是从云南地震速报检索目录获取的。为探讨定位误差对破裂方向性研究的影响,我们改变主震的绝对位置,把主事件和 200907101702 号参考事件的起始震中位置同时向东、南、西、北各方向平移 5km,这样就在保证相对位置不变的前提下改变了绝对位置,再利用本文方法测定破裂方向性,最终得到主震的破裂方向性结果如图 4 所示。由图 4 可见,对于姚安 6.0 级地震,相同台站上对应的时移之差观测数据均未有太大变化,主震破裂方向选取 295° 时拟合结果远比 203° 方向的拟合结果要好,选取 295° 破裂方向时,多数台站都能得到较好的拟合;而选取 203° 方向时,拟合效果则较差。由此推断,走向 295° 断层面为实际破裂面。然而,由于拟合曲线的幅值有较小差异,这使得计算得到的破裂长度稍有些变化。故主震定位不准确基本不影响破裂方向的测定,但对破裂长度的估计有一定的影响。

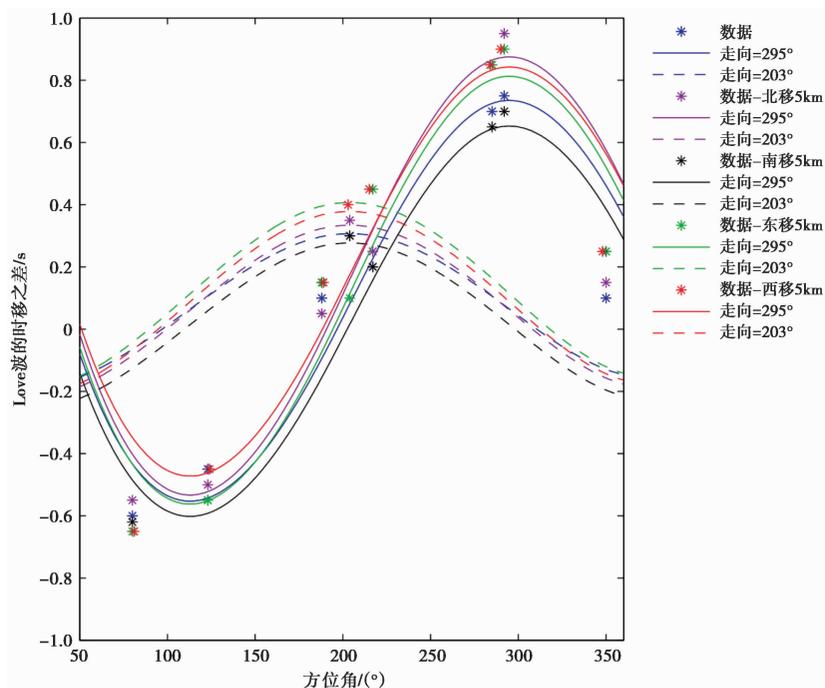


图 4 主震与 200907101702 号参考事件的绝对位置同时变动后得到的破裂方向性结果

3.2 发震时刻不准确的影响

在波形反演中,由于获得的观测波形的窗口会随着发震时刻的改变而改变,这使得参与

反演的波形会发生相应的变动。为了验证这种发震时刻不准确带来的影响,我们对主震和 200907101702 号参考地震进行研究,改变主震和参考地震的发震时刻,同时向前后移动 1、2、3s,然后使用 CAP 反演之后,再对每组震相计算时移差,得到的结果如图 5 所示。由图 5 可见,发震时刻有一定偏差时,Love 波测定结果几乎不受影响,而 P 波、Rayleigh 波则受到较大的影响。发震时刻偏差越大,影响越大,秦刘冰等(2014)也对发震时刻进行了测试,结果表明,该方法在一定发震时刻偏差时对 2008 年盈江地震可得到稳定的结果。由于 Love 波发育较好,受发震时刻不准确的影响较小,故 Love 波可作为测定破裂方向性的有效震相。

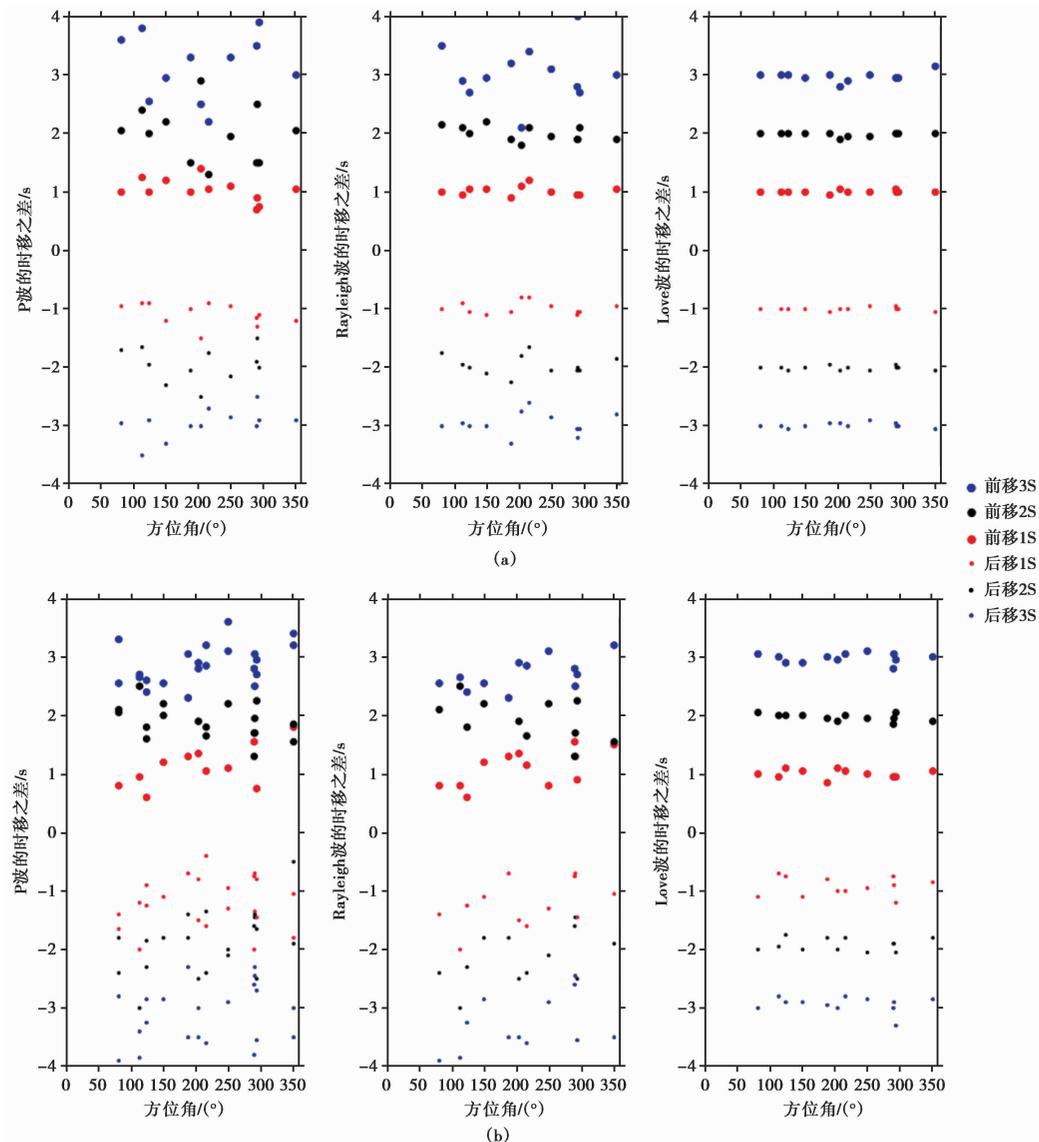


图 5 发震时刻误差的影响测试

图(a)、(b)从左到右分别为主震及 200907101702 号事件的 P 波、Rayleigh、Love 波结果

3.3 震源机制解差异的影响

震源机制解差异同样有可能对破裂方向的测定产生影响。虽然 CAP 得到的主震震源机制解与 GCMT 所给出的滑动角一致,走向也仅相差 1°,但是,倾角间仍有 11°的差异。为了考察这种偏差对测定破裂方向性的影响,我们固定倾角为 GCMT 解的 87°,对主震进行 CAP 反演,所得结果如表 3 所示。由表 3 可见,3 种情况与自由反演时相比,节面 I 走向几乎不变,滑动角有 3°的变化。

我们分别以 200907101702、200907130001 号事件作为参考事件考察震源机制解偏差的影响,结果如表 4 所示。由表 4 可见,当主震震源机制解有一定差异(倾角相差 11°以内,滑动角相差 7°以内)时,2 个参考地震使用全部台站测定的发震断层都是 295°节面的误差要远小于 203°节面,表明 295°节面是发震断层面,破裂长度测定结果较为稳定,约 4km。

表 3 不同反演条件下主震机制解反演结果

反演编号	反演条件	走向 / (°)	倾角 / (°)	滑动角 / (°)
1	自由反演	295	76	-174
2	固定倾角为 87(°)	295	87	-171

表 4 不同主震震源机制解下的拟合结果

反演编号	200907101702 号事件			200907130001 号事件		
	295°误差	203°误差	破裂长度/km	295°误差	203°误差	破裂长度/km
1	0.38	1.84	3.9	0.43	1.27	3.8
2	0.31	1.99	4.1	0.45	1.45	4.1

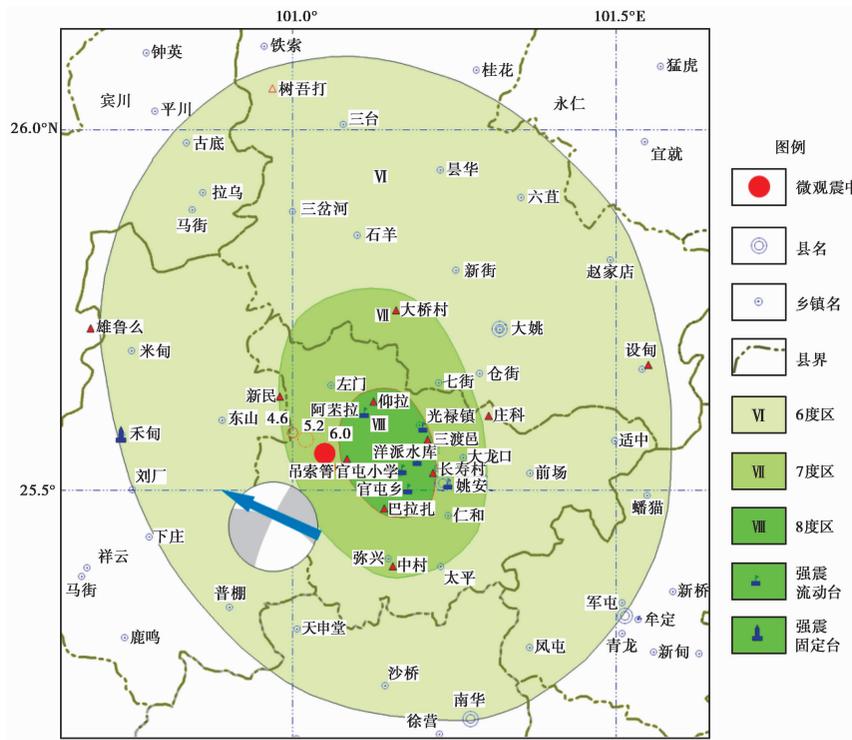


图 6 姚安地震主震破裂方向示意图

烈度图由云南地震局提供;震源球为 CAP 反演所得姚安地震主震机制解;蓝色箭头表示地震破裂方向

3.4 结论

本文将相对质心震中方法应用于 2009 年姚安地震破裂方向性的研究中,发现该方法同样适用,研究得到主震震源机制解中走向 295° 的节面为发震断层面,破裂方向为 NW 向(图 6)。

我们分别验证了主震绝对位置不准确、发震时刻不准确、震源机制解有一定差异等情况下该方法的可靠性。研究表明,上述情况均对本文测定地震破裂方向性没有明显影响,走向 295° 节面拟合效果优于 203° 节面拟合效果。由此,我们推断主震发生在 NW 向(295°)断层面上,这一结果也与秦双龙等(2012)、王长在等(2011)对地震序列重定位后得到的优势分布方向一致。我们计算得到的姚安地震破裂长度约为 4km,与秦双龙等(2012)双差定位得到的结果以及云南地区震源破裂长度与震级间的经验关系结果(李忠华等,1998)相比都要短。由于本文研究得出的破裂长度实际上是地震起始震中与质心震中的距离的两倍,当主震不是完全的单侧破裂时,起始震中与质心震中的距离将显著小于半个破裂长度,从而导致本文方法研究所得破裂长度小于地震实际破裂长度。本文重点是通过比较起始破裂点与质心震中的差距来确定破裂方向的。由于本文测定破裂方向性需要主震后发生较大余震作为参考事件,故不能快速测定地震破裂方向性。如果能够利用区域历史地震作为参考地震,那么本文方法将可用于震后快速测定破裂方向性。

致谢: 本文在撰写过程中得到周勇和贾哲的帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献

- 董运洪、刘峡、韩月萍等,2014,北京地区主要活断层活动参数的重力反演,地震研究,37(3),379~384.
- 何晓慧、倪四道、刘杰等,2015,2014 年 8 月 3 日云南鲁甸 $M_6.5$ 地震破裂方向性研究,地球科学,45(3),253~263.
- 李传友、曾新福、张剑玺,2008,2005 年江西九江 5.7 级地震构造背景与发震构造,中国科学: D 辑,38(3),343~354.
- 李志强、袁一凡、李晓丽等,2008,汶川 M_s 8.0 特大地震破坏特征初步研究,地震地质,30(4),855~876.
- 李忠华、苏有锦、蔡明军等,1998,云南地区震源破裂长度与震级的经验关系,地震工程学报,21(3),331~333.
- 秦刘冰、倪四道、陈伟文等,2014,基于相对质心震中的地震破裂方向性测定方法研究:以 2008 年云南盈江 $M_6.0$ 地震为例,地球物理学报,57(10),3259~3269.
- 秦双龙、张建国、廖丽霞等,2012,2009 年云南姚安 6.0 级地震震源机制与发震构造的分析研究,内陆地震,26(1),52~61.
- 任纪舜、姜春发、张正坤等,1980,中国大地构造及其演化,1~124,北京:科学出版社.
- 王长在、吴建平、房立华等,2011,2009 年姚安地震序列定位及震源区三维 P 波速度结构研究,地震学报,33(2),123~133.
- 徐锡伟、闻学泽、叶建青等,2008,汶川 M_s 8.0 地震地表破裂带及其发震构造,地震地质,30(3),597~629.
- 姚振兴、纪晨,1997,时间域内有限地震断层的反演问题,地球物理学报,40(5),691~701.
- 张建国、刘丽芳、李西等,2009,姚安、大姚中强震区地震构造初析,地震地质,31(3),536~542.
- Aagaard B T, Brocher T M, Dolenc D, et al, 2008, Ground-motion modeling of the 1906 San Francisco earthquake, part II: ground-motion estimates for the 1906 earthquake and scenario events, Bull Seismol Soc Am, 98(2), 1012~1046.
- Boatwright J, 2007, The persistence of directivity in small earthquakes, Bull Seismol Soc Am, 97(6), 1850~1861.
- Tan Y, Helmberger D, 2010, Rupture directivity characteristics of the 2003 big bear sequence, Bull Seismol Soc Am, 100(3), 1089~1106.
- Zhao L S, Helmberger D, 1994, Source estimation from broadband regional seismograms, Bull Seismol Soc Am, 84(1), 91~104.
- Zhu L P, Rivera L A, 2002, A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media, Geophys J Int, 148(3), 619~627.

Rupture Directivity of the July 9, 2009 Yao'an M_s 6.0 Earthquake

*Shi Chunhui*¹⁾ *He Xiaohui*¹⁾ *Ni Sidao*²⁾

1) School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China

2) Institute of Geodesy and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430077, China

Abstract The Yao'an, Yunnan M_s 6.0 earthquake occurred at 19:19 of July 9, 2009. At 17:02 of July 10 and 00:01 of July 13, the M_s 5.2 and M_s 4.7 earthquakes occurred. We applied the Cut-And-Paste (CAP) method to determine the focal mechanism, and found the earthquake is a strike-slip event, with two nodal planes striking 203 degrees and 295 degrees. Active faults have not been found in previous regional geological survey, so it is difficult to determine the seismogenic fault. We use the relative centroid location method to determine the earthquake's rupture directivity, and found that the nodal plane with the strike of 295° is the ruptured plane. We also investigated the result's robustness against the error of location, original time and focal mechanism, and found the resolved rupture directivity is stable.

Key words: Rupture directivity; Centriod; Yao'an earthquake