

包丰, 倪四道, 汪贞杰, 闻学泽, 刘强. 2011. 2003年云南大姚两次强震破裂区重叠程度的研究. 地震学报, 33(3): 279-291.

Bao Feng, Ni Sida, Wang Zhenjie, Wang Weitao, Wen Xueze, Liu Qiang. 2011. Overlap of the rupture zones of 2003 Dayao two strong earthquakes. *Acta Seismologica Sinica*, 33(3): 279-291.

2003年云南大姚两次强震破裂区重叠程度的研究^{*}

包 丰¹⁾ 倪四道^{1)†} 汪贞杰¹⁾
王伟涛²⁾ 闻学泽³⁾ 刘 强¹⁾

1) 中国合肥 230026 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

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

3) 中国成都 610041 四川省地震局

摘要 地震破裂后, 破裂区应变能是否已经充分释放, 能否在破裂面内再次发生震级接近的地震, 是双主震研究的重要问题. 通过对2003年云南大姚两个地震序列的双差定位, 发现余震区扩展, 但两余震区无论在深度上还是在水平位置上基本不重叠. 又通过相对定位的方法, 发现7月21日主震位于10月16日主震的北西西方向. 此外, 还通过P波初动极性分析的方法, 发现两次主震破裂面的走向略有差别, 这与余震区重定位后的分布一致. 这些结果表明, 大姚两次地震有可能发生在断层系统的不同段落上, 虽然距离很近, 但是两破裂区基本没有重叠.

关键词 大姚地震序列 破裂区重叠 双差地震定位法 相对地震定位法

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2011.03.002 中图分类号: P315.2 文献标识码: A

Overlap of the rupture zones of 2003 Dayao two strong earthquakes

Bao Feng¹⁾ Ni Sida^{1)†} Wang Zhenjie¹⁾
Wang Weitao²⁾ Wen Xueze³⁾ Liu Qiang¹⁾

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

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

3) Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China

Abstract: After an earthquake, has the strain energy in the rupture zone been fully released? Will there be another earthquake with similar magnitude occurring on the same fracture surface? These questions are important issues concerning earthquake doublets. In this paper we relocated the 2003 Dayao two earth-

* 基金项目 中国科学院知识创新工程(kzcx2-yw-116-01)和地震行业基金(200808078, 200708035)资助.

收稿日期 2010-02-04 收到初稿, 2010-07-08 决定采用修改稿.

† 通讯作者 e-mail: sdni@ustc.edu.cn

quake sequences with double-difference location algorithm (HypoDD), and found that the aftershock zones have expanded, but the two aftershock zones hardly overlap in both depth direction and horizontal direction. The DD relocation result also shows that the July 21 mainshock is to the northwest of the October 16 mainshock. In addition, P-wave polarization analysis result indicates that the fault plane strikes of the two mainshocks deviate slightly from each other. This is consistent with the situation of aftershock zone stretching. These results imply that the two Dayao earthquakes, which are near enough, may have occurred in different segments of a fault system. It can be assumed that these two rupture zones are not overlapped.

Key words: Dayao earthquake sequences; rupture zone overlap; double-difference earthquake location; relative earthquake location

引言

发震时刻相近、震源位置相邻的两次强震的破裂区会出现重叠吗？强震过后短时间内能否在其破裂面内再次发生震级相近的强震？地震空区观点认为，在板块边界或世界主要强震带上，在一定时期内（几十年至一百多年）强震震源区互相不重叠(Fedotov, 1965; Mogi, 1979)。障碍体(barrier)破裂模式也指出，由于板块边界或断层面上的弯曲、阶列或转折等几何不连续可能形成不同的障碍体，从而把各次强震的余震区分开而不重叠(Aki, 1979, 1984)。可见，研究强震破裂面在一个孕震周期内能否发生另一起强震破裂事件，将加深对地震孕震和破裂规律的理解，是一个值得关注的地震科学问题。

主震破裂区往往在发震断层上表现为一条狭窄的通过脆性破裂释放应力的区域(Waldhauser, Ellsworth, 2000)。破裂区的内部结构是理解地震如何发生的基础，其主要参数包括破裂区的位置与破裂区的面积(或者破裂长度和破裂宽度)。当前研究破裂区性质的途径主要包括有限断层模型(finite-fault model)模拟(Somerville *et al*, 1991), InSAR 同震形变场识别(Massonnet *et al*, 1994)，地震地质现场调查(李海兵等, 2008; 徐锡伟等, 2008)，以及余震区分布范围的研究等。

余震序列分布或余震区范围的研究有利于对破裂特征，如破裂尺度、破裂过程及破裂扩展等进行系统了解。研究发现，余震区范围并不总固定不变，不少震源区观测到了余震区范围随时间推移而扩展的现象(Mogi, 1968, 1969; Tajima, Kanamori, 1985)，由余震区定义的破裂面积可能稍大于实际的同震破裂带(Wells, Coppersmith, 1994)。在国内，张四昌和刁桂苓(1992)以及吴开统等(1990)曾研究 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震和 1976 年 5 月 29 日龙陵 7.4 级地震余震活动的扩展过程。为了减小余震区扩展现象的干扰，破裂区面积可以利用地震的早期余震分布来估计。主震之后几个小时到几天内发生的余震一般定义了同震破裂的最大范围(Kanamori, Anderson, 1975; Dietz, Ellsworth, 1990)。Henry 和 Das(2001)利用震源位置与台站校正联合反演方法(JHD)，对 1977—2000 年的 94 次大地震进行重新定位并统计震后 1 天、7 天及 30 天的余震分布范围，发现震后 1 周时间内余震区的范围几乎没有变化，但之后余震区扩展，直到 30 天后才逐渐稳定。破裂长度也能从早期余震区空间分布的长轴方向估计(Kanamori, Anderson, 1975; Darragh, Bolt, 1987)。破裂宽度的确定主要用余震带的深度分布或区域地震活动性调查结果(Scholz,

1982).

破裂区研究还发现发震断层面可能不是简单的平面模式,且同一断层系统常由多个断裂段落构成。例如,王卫民等(2005)使用 GPS 同震位移资料和远场 P 波记录研究 1999 年台湾集集地震的震源破裂过程时,综合地质构造和余震分布得到了一个由弯曲断层面构造的 3 段铲状发震断层模型。吴建平等(2009)采用双差法对汶川 $M_s 8.0$ 地震的余震进行重新定位,结果揭示北川附近存在的两条相互平行的余震带和东北部余震带出现空间上的错移,余震区出现分叉。这与李海兵等(2008)现场地质调查的结果接近。

本文拟利用双主震余震序列的到时资料和双差定位方法来分析和研究余震区的分布和变化特征,以便能从中深化对主震破裂区结构和破裂规律的认识。

1 研究区选取和数据准备

1.1 研究区选取

北京时间 2003 年 7 月 21 日 23 时 16 分在云南省大姚县发生 $M_s 6.2$ 地震($25.9^{\circ}\text{N}, 101.2^{\circ}\text{E}$, 中国地震台网测定),造成了较大的人员伤亡和财产损失。同年 10 月 16 日 20 时 28 分该县又发生 $M_s 6.1$ 地震($26.0^{\circ}\text{N}, 101.3^{\circ}\text{E}$, 中国地震台网测定)。两次地震的发震时刻相近、震中位置相邻、震级相当,且余震序列丰富,具备了研究它们的破裂区是否重叠的良好条件。

本文的研究区位于滇中块体中部(图 1a),为丽江—小金河(LJ-XJH)、永胜—宾川(YS-BC)、红河(HH)、南华—楚雄—建水(NH-CX-JS)和磨盘山—绿汁江(MPS-LZJ)等断裂所围限的区域。统计表明,云南地区 6 级以上地震一般沿着主要活动断裂带分布,但现有研究尚未发现大姚地区存在有规模较大的断裂构造(苏有锦, 2004)。另受青藏高原侧向滑移运动的影响,滇中块体内部断裂展布的优势方向是近南北向和北西向(马丽芳, 2002; 邓起东等, 2002)。

1.2 数据准备

2003 年两次大姚地震发生后,云南省地震局均在震中区附近架设了小孔径数字流动地震台网进行监测。从 2003 年 7 月 22 日—8 月 21 日架设的 7 套数字地震仪共记录余震 2173 次,但由于其中的昙华台的时钟故障,本文只采用除昙华台以外的 6 个台站记录的 1921 个余震事件。其中有 3 个以上台站记录到震相的余震事件共有 437 个,占余震事件总数的 22.7%。2003 年 10 月 17 日—11 月 17 日,5 套数字地震仪共记录到 3796 个余震事件。其中有 3 个以上台站记录到震相的余震共有 1499 个,占余震事件总数的 39.5%。本文使用了两次架设的一共 11 个流动台站获取的波形记录,其中有 3 个台的位置靠得很近(图 1a)。

华卫等(2006b)采用双差相对定位方法对两次大姚地震的余震序列进行精定位并获得了较好的定位结果。但由于在研究两个序列相互间关系时使用双差法分别进行相对定位,各自质心偏差难免造成两个序列相对位置的错动,这不利于对两破裂区相对位置的讨论。

本研究首先对 2003 年 7 月 21 日 $M_s 6.2$ 主震后一个月内的余震和同年 10 月 16 日 $M_s 6.1$ 主震后一个月内的余震进行双差定位。此外,考虑到随着时间推移余震区的分布可能在横向和垂向扩展,震后一周内发生的余震比震后一个月内发生的余震分布能更好反映同震破裂的范围(Henry, Das, 2001),又对两次主震后一周内的余震进行双差定位,并与

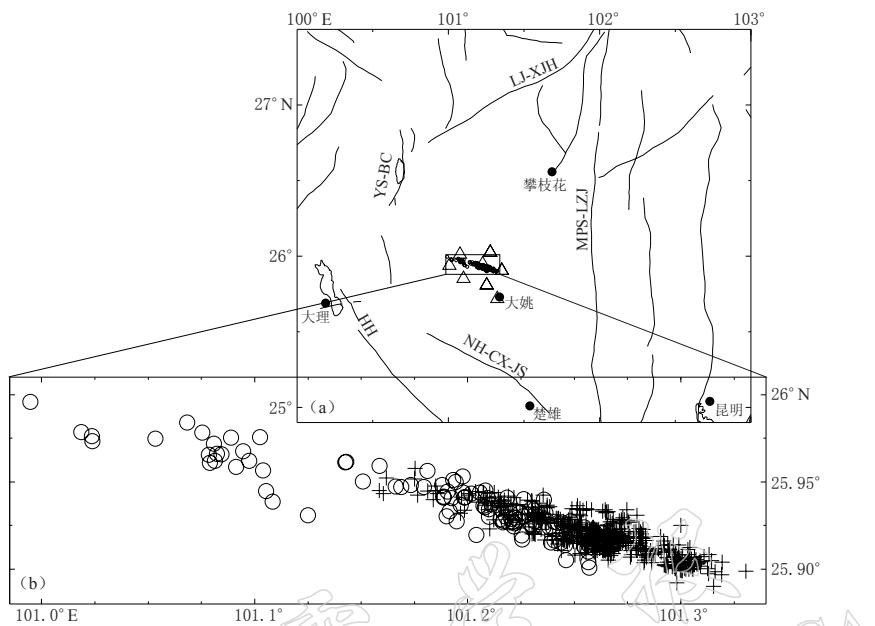


图 1 研究区的区域活动构造、流动台网及其初定位的余震分布

(a) 区域活动构造和流动台网分布, LJ-XJH 为丽江一小金河断裂, YS-BC 为永胜—宾川断裂, HH 为红河断裂, NH-CX-JS 为南华—楚雄—建水断裂, MPS-LZJ 为磨盘山—绿汁江断裂, 三角形表示流动台站; (b) 初步定位的余震分布. 空心圆表示 7 月 21 日 $M_S 6.2$ 主震后一周内由流动台网绝对定位的余震分布, 十字表示 10 月 16 日 $M_S 6.1$ 主震后一周内由流动台网绝对定位的余震分布

Fig. 1 Regional active tectonics, mobile seismic network and preliminary determination of aftershock hypocenters in the study region

(a) Regional active tectonics and mobile seismic network. LJ-XJH: Lijiang–Xiaojinhe fault, YS-BC: Yongsheng–Bingchuan fault, HH: Honghe fault, NH-CX-JS: Nanhua–Chuxiong–Jianshui fault, MPS-LZJ: Mopanshan–Luzhijiang fault. Triangles denote stations of the mobile seismic network. (b) Preliminary determination of aftershock epicenters. Circles represent the aftershocks in one week after 21 July 2003 $M_S 6.2$ mainshock, and crosses stand for the aftershocks in one week after 16 October 2003 $M_S 6.1$ mainshock, all these aftershocks were located with absolute location method

震后一个月的结果进行对比研究. 图 1b 为主震后一周内由流动台站初定位的余震分布, 图中可见重定位前两个主震的余震区似乎有明显的重叠部分.

2 研究方法和地壳速度结构模型

估算余震区范围, 需确定余震震源之间精确的空间位置分布. 常规的绝对定位方法由于震源位置的不确定性可与震源尺度相当, 甚至还大很多倍, 限制了地震活动性的研究 (Waldhauser, Ellsworth, 2000). 解决这个问题的方法, 一是布设流动台网, 利用近震震相提高定位精度; 二是利用余震事件之间相对位置较近的特点, 采用相对定位方法减小速度结构误差的影响 (Poupinet *et al*, 1984; Got *et al*, 1994). 目前比较成熟的相对定位方法有主事件法和双差法.

2.1 双差相对定位方法

根据射线理论, 地震 i 相对于台站 k 的走时可表示为沿射线路径的积分形式, 即

$$t_i^k - t_{0i} = \int_i^k u \, ds \quad (1)$$

式中, t_{0i} 是地震 i 的发震时刻, u 是慢度场, ds 是路径上的单位长度. 由于走时和地震位置间的非线性关系, Geiger(1912)提出将走时方程 Taylor 展开后取一阶项, 线性化为

$$\frac{\partial t_i^k}{\partial m} \Delta m_i = r_i^k \quad (2)$$

式中, r_i^k 是走时残差, $r_i^k = (t^{\text{obs}} - t^{\text{cal}})_i^k$, t^{obs} 和 t^{cal} 分别为观测到时和理论到时; m 为地震 i 的震源位置和发震时刻的函数, $\Delta m_i = (\Delta x_i, \Delta y_i, \Delta z_i, \Delta t_{0i})$.

设事件 i 到台站 k 的理论走时为 T_i^k , 对单个事件, 有

$$r_i^k = t_i^k - T_{0i} - T_i^k = \delta t_0 + \frac{\partial T_i}{\partial x_0} \delta x_0 + \frac{\partial T_i}{\partial y_0} \delta y_0 + \frac{\partial T_i}{\partial z_0} \delta z_0 \quad (3)$$

引入“事件对” i 和 j , 定义双差方程为

$$dr_{ij}^k = r_i^k - r_j^k = (t_i^k - t_j^k) - [(T_{0i} + T_i^k) - (T_{0j} + T_j^k)] \quad (4)$$

故

$$dr_{ij}^k = \left(\delta t_{0i} + \frac{\partial T_i^k}{\partial x_0} \delta x_{0i} + \frac{\partial T_i^k}{\partial y_0} \delta y_{0i} + \frac{\partial T_i^k}{\partial z_0} \delta z_{0i} \right) - \left(\delta t_{0j} + \frac{\partial T_j^k}{\partial x_0} \delta x_{0j} + \frac{\partial T_j^k}{\partial y_0} \delta y_{0j} + \frac{\partial T_j^k}{\partial z_0} \delta z_{0j} \right) \quad (5)$$

即两个地震事件 i 和 j 的震源参数可表示为

$$\frac{\partial t_i^k}{\partial m} \delta m_i - \frac{\partial t_j^k}{\partial m} \delta m_j = dr_{ij}^k \quad (6)$$

2.2 一维速度结构模型

本文参考了王伟君等(2007)用 Velest 程序计算的地壳速度结构, 并综合楚雄地壳速度模型和多年来发表的该区及其邻近区域的地壳速度结构研究成果(王椿墉, 王溪莉, 1994; 王椿墉等, 2002; 吴建平等, 2001; 何正勤等, 2004), 选定本区的一维速度结构模型如表 1 所示. Wang 等(2003)对中国西南地区地震层析成像的最终反演结果显示, 在深度 1 km 处格点平均 v_p/v_s 为 1.71, 10 km 处为 1.72. 本文假设模型的 v_p/v_s 均匀分布, $v_p/v_s = 1.72$, 对应泊松比 $\sigma = 0.245$.

表 1 双差定位使用的一维地壳速度模型

Table1 1-D crustal velocity model for using HypoDD

深度/km	0	1.5	3	6	9	12	15	25	35	45	53
$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	4.3	5.77	5.8	5.85	5.9	6.1	6.2	6.4	6.5	7.6	8.2

3 结果与讨论

3.1 余震双差定位

本文采用流动台网记录的余震资料, 在 Geiger(1912)绝对定位方法得到的余震目录的基础上, 首先采用 LSQR 算法, 相对于每个事件的地震目录位置, 同时对大姚两次主震后一个月内的余震进行重新定位; 然后相对于每个事件重新定位的位置, 对大姚两次主震后一周内的余震再次进行重新精定位; 最后讨论两主震余震区的相对位置以及随时间推移余

震区范围的变化.

2003 年大姚两次地震后一个月内 3 个以上台站记录到震相的 1936 次余震中, 实际用双差方法重新定位的有 1468 次. HypoDD 给出的震源定位误差东西方向平均为 0.042 km, 南北方向平均为 0.043 km, 垂直方向平均为 0.064 km.

2003 年大姚两次地震后一周内 3 个以上台站记录到震相的 908 次余震中, 实际用双差方法重新定位的有 682 次. HypoDD 给出的震源定位误差东西方向平均为 0.045 km, 南北方向平均为 0.039 km, 垂直方向平均为 0.057 km.

当然由于震相的读取存在误差, 尤其是 S 波到时读取的精度较差, 真实的震中和深度误差可能比 HypoDD 给出的误差要大. 如果假定到时读取误差达到 0.1 s, 那么定位误差可达到 400—800 m. 因此, 当地震位置有千米级以上的差别时, 通过人工拾取走时进行的定位才能有足够的精度. 如果需要提高相对定位的精度, 需要利用波形互相关的方法得到较为准确的到时.

3.2 主震位置的讨论

采用云南台网(图 2a)波形记录, 选取 2003 年 8 月 18 日的一次较强余震($M4.7$)的双差定位结果为参考事件位置. 利用主事件方法对大姚两次主震作相对定位, 结果显示 10 月 16 日主震在 7 月 21 日主震以南约 1.1 km 和以东约 2.3 km 处(图 2b, 图 4). 这也可以利用两次地震在主破裂走向延伸方向两端的 HQ 和 LQ 台站的到时差的相对定位结果来进一步证实. 7 月 21 日主震在 HQ 和 LQ 两个台站的到时差约为 1 s, 而 10 月 16 日主震在两个台几乎同时到达, 表明 7 月 21 日主震比 10 月 16 日主震离 HQ 台更近, 而且可以估算出前一主震在后一主震的西北方向偏离 3 km 左右(图 3).

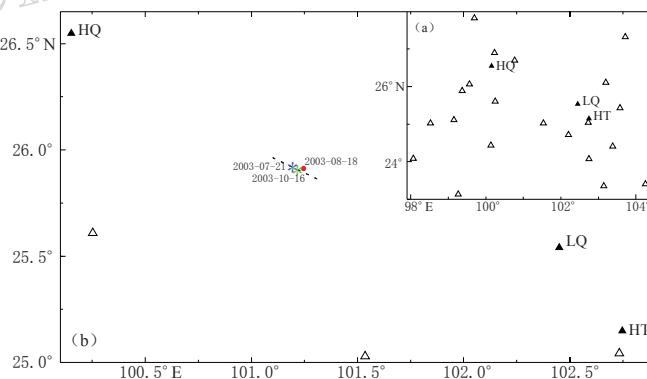


图 2 云南地震台网和主震震中相对定位结果

(a) 云南地震台网分布. 三角形为地震台站, 其中实心三角为主破裂走向延伸方向两端的鹤庆台(HQ)和禄劝台(LQ), HT 为黑龙潭台; (b) 主震震中相对定位结果. 虚线为主破裂走向, 红点为 8 月 18 日参考地震, 蓝色星号为 7 月 21 日主震震中, 绿色星号为 10 月 16 日主震震中

Fig. 2 Relative location of two mainshocks and Yunnan seismic network

(a) Yunnan seismic network, triangles denote stations. The station HQ (Heqing) and LQ (Luquan) are at the ends of main fracture zone. HT represents Heilongtan station. (b) Relative locations of mainshocks' epicenters. Dashed line shows trend of main fracture zone, red dot is the reference event of August 18, blue asterisk is the epicenter of July 21 mainshock, and green asterisk is the epicenter of October 16 mainshock

3.3 重新定位后主震和余震的分布特征

精确定位后余震区显示为一条北西西走向的条带, 余震序列主要集中在一个长约 23 km、宽约 7 km 的小范围内(图 4). 两次主震的余震序列反映的破裂区走向接近, 都呈北西西—南东东向, 但略有差别. 7月 21 日主震的破裂区走向约北 60°西, 似乎在中部出现转折(图 4a 虚线), 而 10 月 16 日主震的破裂区走向约北 70°西. 从两次主震的余震序列重新定位后的平面分布图可知, 两主震后一周内的余震区有些错开, 基本不重叠. 然而,

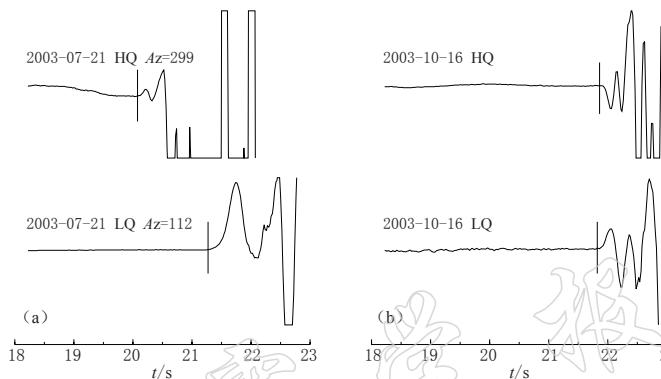


图 3 两次主震在 HQ 和 LQ 两个台的波形记录

(a) 7月 21 日主震波形记录; (b) 10月 16 日主震波形记录, 坚线段为 P 波初至时刻

Fig. 3 Mainshock waveform records at the station HQ and LQ

(a) July 21 mainshock waveform; (b) October 16 mainshock waveform.

Vertical bars mark first motion of P wave

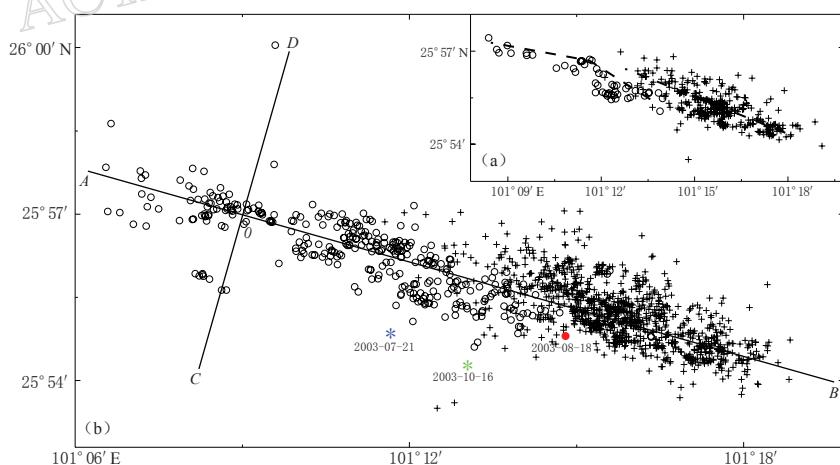


图 4 重新定位后余震序列的分布

(a) 震后一周内的余震序列重新定位; (b) 震后一个月内的余震序列重新定位. 圆圈为 7 月 21 日主震后一个月内的余震分布, 十字为 10 月 16 日主震后一个月内的余震分布, 其中, A-B 为沿余震带走向所作的一条剖面线, C-D 为垂直于 A-B 的另一条剖面线

Fig. 4 Distribution of relocated aftershocks

(a) Relocations of aftershocks in a week after the mainshock. (b) Relocation of aftershocks in a month after the mainshocks. Circles represent the aftershocks in a month after 21 July 2003 mainshock, and crosses stand for aftershocks in a month after 16 October 2003 mainshock. A-B is a section line along the trend of aftershock belt, and C-D is another section line, perpendicular to A-B

两主震后一个月内的余震区都有明显扩展并且出现部分重叠。此外，7月21日主震不仅位于10月16日主震的北西西侧，而且还主要位于其自身余震区的东南侧，表明此次主震破裂基本为单侧破裂，向西北方向扩展。而10月16日主震的破裂也是单侧破裂，向东南方向扩展。

据查阅20万分之一比例尺的区域地质资料，大姚地震区的地表并不存在一条与上述余震带展布一致、规模相当的断裂构造。因此，两次大姚主震的发震断层应是地下的隐伏活动断裂。以下将证明该隐伏活动断裂深度为地表之下4—9 km。

如图4b所示，沿余震带的走向(北65°西)作一条剖面线，并以(25.95°N, 101.15°E)为原点，分别绘出沿剖面线走向的A-B以及与之垂直的C-D的震源深度图。

余震序列的震源深度剖面揭示两次主震的破裂面位于不同的深度范围(图5, 6)。其中，7月21日主震的余震区主要分布在7—9 km的深度上，而10月16日主震的余震区主要分布于4—6 km的深度上，即后一次主破裂比前一次浅，揭示出两次地震破裂是由深向浅的活动过程。主震后一周内的余震区基本不重叠，但观察主震后一个月内的余震分布，发现余震区都有明显扩展而出现小部分的重叠。另外，考虑到主事件相对定位方法在深度方向的精度较差，因此在将重新定位的主震投影到深度剖面图时，基于各自余震区的深度分布，将7月21日主震的深度设定为10 km，而10月16日主震深度设定为7 km(图5, 6)。

以上结果表明，7月21日主震的余震序列似乎发生在一个转折的断层上，而10月16日主震的余震序列主要发生在一条平直的断层上，这两个断层在水平位置上看起来有些错开。两次主震一周内的余震区无论在平面上还是在深度上基本都不重叠。之后，余震区随

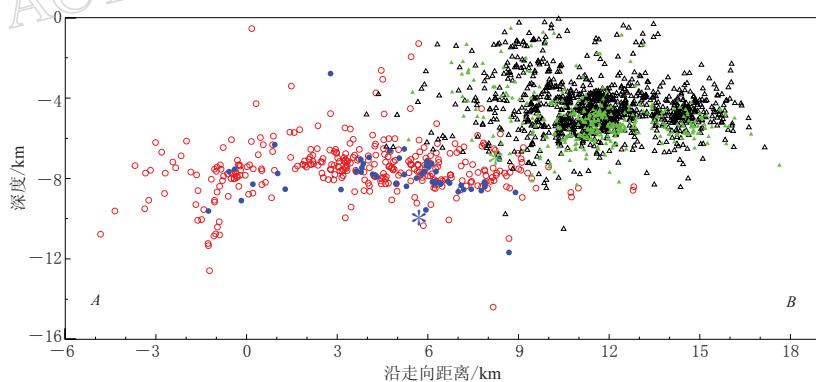


图5 沿破裂走向两余震序列的深度分布(剖面线A-B见图4b)

蓝实点为7月21日主震(蓝色星号)后一周内的余震分布，绿实三角为10月16日主震(绿色星号)后一周内的余震分布；红圈为7月21日主震后一个月内的余震分布，黑空心三角为10月16日主震后一个月内的余震分布

Fig. 5 Depth distribution of aftershocks along trend of fracture zone (section line A-B as in Fig. 4b)

Blue solid dots mark the aftershocks in a week after July 21 mainshock (blue asterisk). Green solid triangles denote aftershocks in a week after October 16 mainshock (green asterisk). Red circles represent aftershocks in a month after July 21 mainshock, and black hollow triangles stand for aftershocks in a month after October 16 mainshock

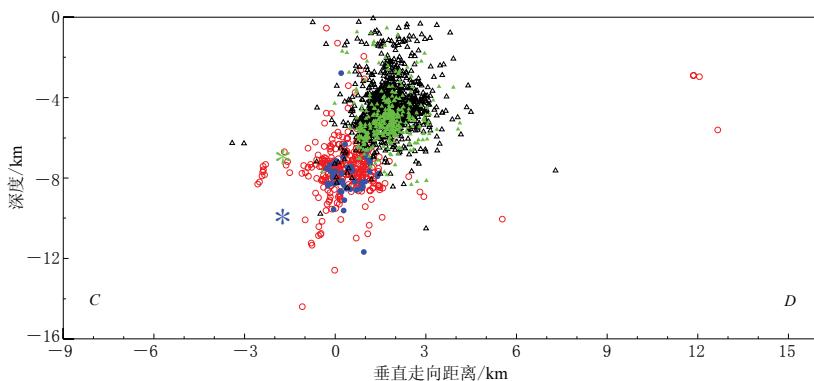


图 6 垂直破裂走向两余震序列的深度分布(剖面线 C-D 见图 4b)

蓝实点为 7 月 21 日主震(蓝色星号)后一周内的余震分布, 绿实三角为 10 月 16 日主震(绿色星号)后一周内的余震分布; 红圈为 7 月 21 日主震后一个月内的余震分布, 黑空心三角为 10 月 16 日主震后一个月内的余震分布

Fig. 6 Depth distribution of aftershocks in the section perpendicular to the trend of fracture zone (line C-D as in Fig. 4b)

Blue solid dots denote aftershocks in one week after July 21 mainshock (blue asterisk). Green solid triangles stand for aftershocks in one week after October 16 mainshock (green asterisk). Red circles mark the aftershocks in a month after July 21 mainshock, and black hollow triangles represent aftershocks in a month after October 16 mainshock

时间推移发生较明显扩展, 使得两余震区在平面上和深度上出现局部重叠。此外, 余震序列重新定位的结果还显示出两次大姚地震有清晰的地震活动由深向浅、由北西向南东发展的过程。

3.4 利用 P 波初动极性分析两次地震发震断层的走向差别

从图 4 似乎可以看出两次地震发生在走向不同的断层上, 而 Harvard 大学给出的机制解表明两次地震基本上都是纯走滑的地震, 节面解略有不同(图 7a)。结合余震分布, 可以肯定北西—南东节面是发震节面。由于 Harvard 机制解存在一定的误差, 其节面解的精度不一定足够分辨两次地震发震断层走向的差别。在云南地震台网中, 黑龙潭台(HT)和鹤庆台(HQ)刚好在两次地震 P 波节面的延长线附近(图 2, 图 7a)。如果我们能够刚好观测到两次地震的 P 波初动极性相反, 那么可以肯定两次地震发震断层走向不一致。而这正是我们所观测到的(图 7b)。由于两次地震都是右旋走滑机制, 位于断裂带 SEE 方向的黑龙潭台(HT)记录到 7 月 21 日主震向上的 P 波初动表明, 该台在主破裂断层延长线的左侧(沿东南向看)。而该台记录到 10 月 16 日主震向下的 P 波初动表明, 它在主破裂断层延长线的右侧。位于断裂带 NWW 方向的鹤庆台(HQ)记录到 7 月 21 主震向上的 P 波初动表明, 该台在主破裂断层延长线的右侧(沿东南向看), 而该台记录到 10 月 16 日主震向下的 P 波初动表明它在主破裂断层延长线的左侧。可见, 这两个发震断层的走向确实不同, 结合它们各自余震序列水平位置上的错开, 我们猜测这两个断层可能是一个断层系统的不同段落。而这两个段落之间的错开之处恰恰正是两次地震破裂面的分界。

4 结论

川滇块体位于青藏亚板块的东南缘, 是我国强震最活跃的构造区之一(马杏垣等,

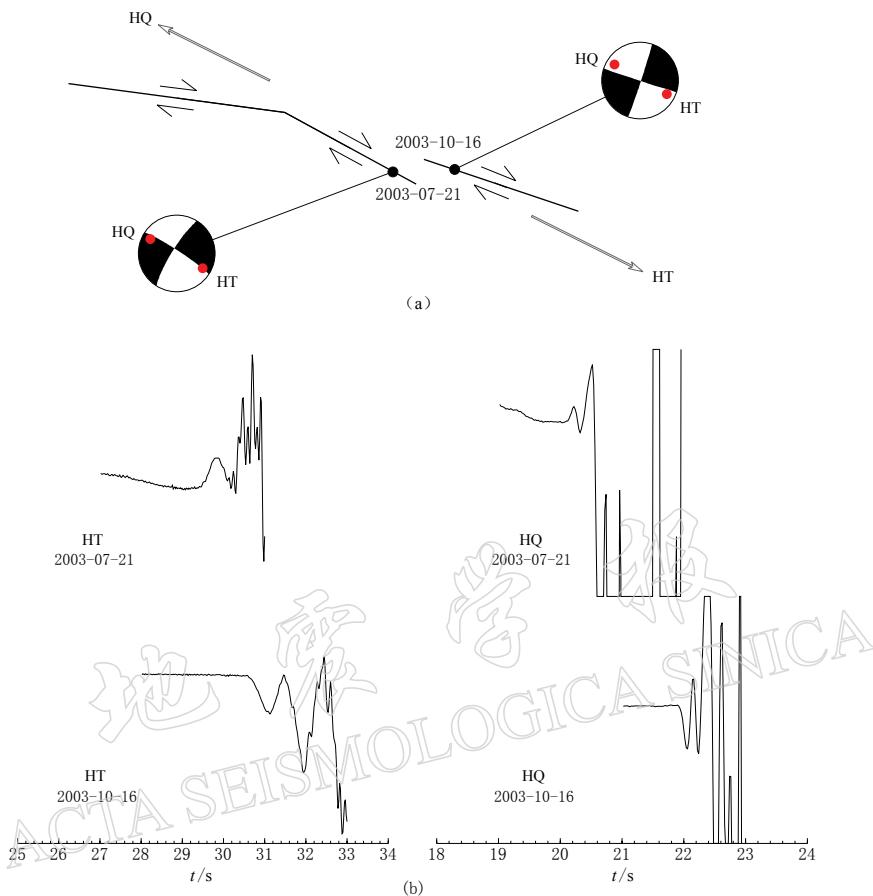


图 7 P 波初动极性分析两次破裂走向差别

(a) P 波初动极性分析两次破裂走向示意图, 震源机制为哈佛大学给出的结果, 红点表示 HT 和 HQ 两台站在震源球中的投影; (b) HT 和 HQ 两个台记录的两次地震的 P 波初动极性

Fig. 7 P-wave first motion polarities indicate difference
between strikes of the two mainshock faults

(a) Sketch map of showing fault strike difference as indicated by first P-wave polarity variation. Harvard focal mechanism solutions are used. Red dots denote projection of station HT and HQ on beach ball; (b) Two mainshock first P-wave polarities recorded at HT and HQ station

1987). 位于其中南部的云南大姚地区历史地震活动较弱, 但自 2000 年以来连续发生 6 次 6 级以上强震, 即 2000 年 1 月 15 日姚安 $M_s 6.4$ 地震, 2001 年 10 月 27 日永胜 $M_s 6.1$ 地震, 2003 年两次大姚地震, 2008 年 8 月 30 日攀枝花 $M_s 6.3$ 地震, 以及 2009 年 7 月 9 日姚安 $M_s 6.3$ 地震。这吸引了国内不少学者对 2003 年大姚两次地震及其构造背景进行深入的研究。例如, 王伟君等(2007)使用数字化的流动地震台网资料, 反演大姚震区 v_p , v_s 和 Q_p 的三维结构; 周龙泉等(2009)采用震源位置和速度结构的联合反演方法, 确定 2003 年大姚两次地震序列的分布和震源区的速度结构。另外, 华卫等(2006b)采用双差法对这两次地震序列的主震及余震序列分别进行定位, 并探讨两序列的分布特征及可能的触发关系。在此基础上, 华卫等(2006a)还采用互相关系数法测量两个地震序列的快波偏振方向和快慢波的延迟时间, 研究两个地震序列的 S 波分裂现象, 并用在区域背景应力场的基础上叠加

两次主震产生的应力扰动来解释 S 波分裂快慢波偏振方向所表现出的空间差异性。

本文的研究受益于前人的研究成果,主要是采用双差相对定位法同时对两次大姚地震震后一个月和一周的余震进行精确定位。HypoDD 结果显示,在水平和垂直方向上,本研究给出的定位误差可以控制在 0.06 km 以内。由于改善了定位精度,使得余震的分布能较好地勾画出两个主震破裂面的空间展布情况,并能更多地显现出大姚地震序列分布的一些细小特征。

本文的重定位结果揭示了两个大姚地震序列的空间分布集中在一条北 60°—70°西走向的、狭窄的线性地带上。两个余震序列的分布很接近,但是无论在平面上还是在深度方向上,余震序列的分布反映两次主震的破裂区基本未重叠。这可以用 Aki(1979)提出的障碍体(barrier)破裂模式来解释。此外,由余震区的分布可知两次主震破裂面的走向存在 10°左右的偏差,并采用 P 波初动方法进一步证实。因此可以认为,两次大姚主震的破裂并非处于同一发震断层面内,更可能是发生在同一断层系统的两个紧邻的段落。主震一个月内的余震区比一周内的余震区范围有明显扩展。因此,主震后一周内的余震分布更能反映同震破裂区的展布。

四川与云南地区已有多次双主震的研究例子。例如,云南的 1976 年龙陵双主震(陈立德, 1990),1988 年的澜沧—耿马双主震(杨继登, 王世芹, 1999),四川—云南之间的 1976 年盐源—宁蒗双主震(程式, 任昭明, 1990b),1976 年的四川松潘—平武强震群(程式, 任昭明, 1990a),等等。对于其中的一些双震的破裂区,尽管已从高烈度或重破坏区的分布、结合震源机制解的分析推断出各次主震破裂区的空间分布,但由于缺少高精度定位的余震分布,目前对各次主震破裂区在空间上的重叠、分离程度的看法仍然有待进一步证实。本研究涉及的云南大姚双主震的破裂尺度不大、相距不远,因而只有在对余震序列的重新精确定位后,才能分辨出这两次主震破裂区的重叠程度。

1976 年的四川松潘—平武地震是一个由 3 次 $M_s=6.7—7.2$ 主震组成的震群型强震破裂序列。根据对该序列 3 次主震破裂后的余震重新定位的结果(Jones *et al*, 1984),结合震源机制解、高烈度或重破坏区的分布,以及对地质上活动断裂展布与几何结构特征的了解,已判定出该序列 3 次主震的发生是一个沿近 SN 向虎牙断裂由北向南的破裂扩展过程,3 次破裂的首尾大体相连,但并没有重叠。其原因是在虎牙断裂的中、南段之间存在一个右阶错列区(right-stepping step-over)(Jones *et al*, 1984; 朱航, 闻学泽, 2009),它也是影响虎牙断裂左旋走滑运动的一个障碍体。松潘—平武地震序列的第一次主震(1976 年 8 月 16 日 $M_s7.2$)发生在虎牙断裂中一北段,其破裂的南端终止在该右阶错列区(障碍体)处,且引起那里的应力增加,触发了一条短的、NE 向逆断层(小河断层)的破裂而发生第二次主震(1976 年 8 月 22 日 $M_s6.7$),进而引起虎牙断裂南段的应力增加并触发第三次主震(1976 年 8 月 23 日 $M_s7.2$)的破裂(朱航, 闻学泽, 2009)。

双主震或震群型强震破裂区不重叠的物理原因可能是由于主震破裂区之间存在有障碍体(barrier),阻隔了主震破裂的重叠。但是,障碍体迟早会破裂,从而形成强余震或者晚期强余震。另外一种机制可能是:两个主震破裂区之间的不重叠部分其实早已发生过强震,没有足够多的应变能释放,形成一种“松弛型障碍体”。如果是后一种机制,双主震或震群型强震的各主震破裂区之间未重叠的部位可能并没有发生强余震或者晚期强余震的危险性。因此,详细研究余震序列的三维空间分布,可以对发震断裂带上障碍体的分布,进

而有可能对判定强余震或者晚期强余震的潜势提供有用的信息.

感谢 F Waldhauser 教授提供的 HypoDD 双差相对定位程序, 感谢 Paul Wessel 教授等提供的 GMT(The Generic Mapping Tools)绘图程序. 另外, 在研究过程中, 与曾祥方和余勇进行了有益的讨论.

参 考 文 献

- 陈立德. 1990. 1976 年 5 月 29 日云南省龙陵 7.4 级地震[G]//张肇诚主编. 中国震例(1976—1980). 北京: 地震出版社: 29—58.
- 程式, 任昭明. 1990a. 1976 年 8 月 16 日四川省松潘 7.2 级地震[G]//张肇诚主编. 中国震例(1976—1980). 北京: 地震出版社: 105—132.
- 程式, 任昭明. 1990b. 1976 年 11 月 7 日四川省盐源 6.7 级地震[G]//张肇诚主编. 中国震例(1976—1980). 北京: 地震出版社: 146—164.
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 楚全芝. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学: D 辑, **45**(12): 1020—1030.
- 何正勤, 叶太兰, 苏伟. 2004. 云南地区地壳中上部横波速度结构研究[J]. 地球物理学报, **47**(5): 838—844.
- 华卫, 刘杰, 陈章立, 郑斯华. 2006a. 2003 年云南大姚 6.2 级、6.1 级地震序列 S 波分裂研究[J]. 地震学报, **28**(4): 357—371.
- 华卫, 刘杰, 郑斯华, 陈章立. 2006b. 2003 年云南大姚 6.2、6.1 级地震序列特征分析及地震触发研究[J]. 中国地震, **22**(1): 10—23.
- 李海兵, 付小方, Van Der Woerd J, 司家亮, 王宗秀, 侯立玮, 邱祝礼, 李宁, 吴富晓, 许志琴, Tapponnier P. 2008. 汶川地震($M_{S}8.0$)地表破裂及其同震右旋斜向逆冲作用[J]. 地质学报, **82**(12): 1623—1643.
- 马丽芳(主编). 2002. 中国地质图集[M]. 北京: 地质出版社: 293—295.
- 马杏垣, 宿俭, 吴大宁. 1987. 中国的活动地块与构造变形[G]//国家地震局地质研究所主编. 现代地壳运动研究(3). 北京: 地震出版社: 1—8.
- 苏有锦. 2004. 2003 年 7 月 21 日、10 月 16 日云南大姚 6.2 级和 6.1 级地震预测预报回顾与讨论[J]. 国际地震动态, (1): 18—21.
- 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 吴建平, 楼海, 王飞. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, **24**(1): 1—16.
- 王椿镛, 王溪莉. 1994. 昆明地震台网下方的三维速度结构[J]. 地震学报, **16**(2): 167—175.
- 吴建平, 黄媛, 张天中, 明跃红, 房立华. 2009. 汶川 $M_{S}8.0$ 级地震余震分布及周边区域 P 波三维速度结构研究[J]. 地球物理学报, **52**(2): 320—328.
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2001. 云南数字地震台站下方的 S 波速度结构研究[J]. 地球物理学报, **44**(2): 228—237.
- 吴开统, 焦远碧, 吕培苓, 王志东. 1990. 地震序列概论[M]. 北京: 北京大学出版社: 138—141.
- 王伟君, 陈凌, 陈祺福, 刘杰. 2007. 2003 年大姚地震震中区的速度和衰减结构[J]. 地球物理学报, **50**(3): 770—779.
- 王卫民, 赵连锋, 李娟, 姚振兴. 2005. 1999 年台湾集集地震震源破裂过程[J]. 地球物理学报, **48**(1): 132—147.
- 徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 马保起, 陈杰, 周荣军, 何宏林, 田勤俭, 何玉林, 王志才, 孙昭民, 冯希杰, 于贵华, 陈立春, 陈桂华, 于慎鄂, 冉勇康, 李细光, 李陈侠, 安艳芬. 2008. 汶川 $M_{S}8.0$ 地震地表破裂带及其发震构造[J]. 地震地质, **30**(3): 597—629.
- 杨继登, 王世芹. 1999. 1988 年 11 月 6 日云南省澜沧—耿马 7.6、7.2 级地震[G]//张肇诚主编. 中国震例(1986—1988). 北京: 地震出版社: 316—343.
- 张四昌, 刁桂苓. 1992. 唐山地震序列的构造过程[J]. 中国地震, **8**(2): 73—80.
- 周龙泉, 刘杰, 马宏生, 周俊杰. 2009. 2003 年大姚 6.2 级、6.1 级地震序列震源位置及震源区速度结构的联合反演[J]. 地震, **29**(2): 12—24.
- 朱航, 闻学泽. 2009. 1973~1976 年四川松潘强震序列的应力触发过程[J]. 地球物理学报, **52**(4): 994—1003.

- Aki K. 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction[J]. *J Geophys Res*, **89**(B7): 5867–5872.
- Aki K. 1979. Characterization of barriers on an earthquake fault[J]. *J Geophys Res*, **84**(B11): 6140–6148.
- Darragh R B, Bolt B A. 1987. A comment on the statistical regression relation between earthquake magnitude and fault rupture length[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **77**(4): 1479–1484.
- Dietz L D, Ellsworth W L. 1990. The October 17, 1989, Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks: Geometry of the sequence from high-resolution locations[J]. *Geophys Res Lett*, **17**(9): 1417–1420.
- Fedotov S A. 1965. Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuril Islands, and northeast Japan[J]. *Trudy Inst Fiz Zemli Acad Nauk SSSR*, **36**: 66–93.
- Geiger L. 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article)[J]. *Bull St Louis Univ*, **8**(1): 60–71.
- Got J-L, Frechet J, Klein F W. 1994. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea[J]. *J Geophys Res*, **99**(B8): 15375–15386.
- Henry C, Das S. 2001. Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion, and scaling relations[J]. *Geophys J Int*, **147**(2): 272–293.
- Jones L M, Han W, Haaksson E, Jin A, Zhang Y, Luo Z. 1984. Focal mechanisms and aftershock locations of the Songpan earthquakes of August 1976 in Sichuan, China[J]. *J Geophys Res*, **89**(B9): 7697–7707.
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relation in seismology[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **65**(5): 1075–1095.
- Massonnet D, Feigl K, Rossi M, Adragna F. 1994. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the landers earthquake[J]. *Nature*, **369**: 227–230.
- Mogi K. 1968. Development of aftershock areas of great earthquakes[J]. *Bull Earthq Res Inst, Univ Tokyo*, **46**: 175–203.
- Mogi K. 1969. Some features of recent seismic activity in and near Japan (2). Activity before and after great earthquakes [J]. *Bull Earthq Res Inst, Univ Tokyo*, **47**: 395–417.
- Mogi K. 1979. Two kinds of seismic gaps[J]. *Pure Appl Geophys*, **117**: 1176–1186.
- Poupelin G, Ellsworth W L, Frechet J. 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras fault, California[J]. *J Geophys Res*, **89**(B7): 5719–5731.
- Scholz C H. 1982. Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **72**(1): 1–14.
- Somerville P, Sen M, Cohee B. 1991. Simulations of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **81**(1): 1–27.
- Tajima F, Kanamori H. 1985. Global survey of aftershock area expansion patterns[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **40**(2): 77–134.
- Waldhauser F, Ellsworth W L. 2000. A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **90**(6): 1353–1368.
- Wang C Y, Chan W W, Mooney W D. 2003. Three-dimensional velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications[J]. *J Geophys Res*, **108**(B9): 2442–2460.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(4): 974–1002.