

周少辉、蒋海昆, 2017, 景谷 6.6 级、鲁甸 6.5 级地震序列应力降变化对比研究, 中国地震, 33(1), 23~37。

· 研究论文 ·

景谷 6.6 级、鲁甸 6.5 级地震序列 应力降变化对比研究

周少辉¹⁾ 蒋海昆²⁾

1) 中国地震局地震预测研究所, 北京市复兴路 63 号 100036

2) 中国地震台网中心, 北京 100045

摘要 利用云南 2014 年 10 月 7 日景谷 6.6 级、8 月 3 日鲁甸 6.5 级地震序列的波形与震相资料, 消除区域地震波衰减与台站场地响应后, 计算得到 2 次地震序列的应力降。结果显示, 在研究所涉及的震级范围内, 应力降呈现随震级增大而增大的趋势。为尽可能消除震级对应力降的影响, 对比了相同震级档地震的应力降, 结果显示, 景谷地震序列的平均应力降明显高于鲁甸地震, 这可能与 2 次 6.5 级左右地震后震源区的应力状态有关。从序列余震应力降的时、空变化对比来看, 景谷 6.6 级地震后至 2014 年 12 月 6 日 5.8、5.9 级强余震发生前, 应力降变化呈现先缓慢下降、进而转折升高并持续高值的变化过程; 同时, 高应力降地震在空间上主要集中于 5.8 级强余震区域。这表明, 主震发生后经过一个较短期的调整之后, 5.8 级强余震震源区的应力环境可能持续增强。5.8、5.9 级强余震发生后, 地震序列应力降快速下降至相对稳定状态。研究表明, 2 次 6 级左右强余震发生后, 震源附近区域应力得到一定程度的释放, 应力环境降低, 地震序列活动也趋于结束。对于后续没有强余震发生的鲁甸地震序列, 余震应力降小于景谷地震序列相同震级档地震的平均应力降, 同时, 主震后余震序列的应力降在时间上几乎未发生太大的变化; 结合主震能量释放特点推测, 震源区的应力在主震破裂过程中已得到较多的释放, 主震后震源区应力变化呈现逐渐恢复的过程, 这可能是鲁甸地震余震活动明显较弱, 后续亦未有较强余震发生的原因之一。

关键词: 应力降 余震序列 鲁甸地震 景谷地震

[文章编号] 1001-4683(2017)01-0023-15 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

随着数字地震观测技术的不断完善, 基于数字地震资料计算震源及介质参数、开展余震预测的研究逐渐受到重视, 这也是今后震后趋势判定的一个重要发展方向(蒋海昆等,

[收稿日期] 2016-12-30; [修定日期] 2017-01-11

[项目类别] 中国地震局监测预报司 2016 年度任务性科技专项(1640401320716)资助

[作者简介] 周少辉, 男, 1991 年生, 在读硕士研究生, 主要从事地震序列及余震预测研究。E-mail: 674891062@qq.com

蒋海昆, 通讯作者, 男, 博士, 研究员。E-mail: jianghaikun@sohu.com

2015)。地震是震源区介质在外加载荷作用下发生的破裂错动或原有断层的扩展失稳,无论是破裂错动还是原有断层的扩展失稳,都是岩石在应力作用下变形达到一定程度的结果。换言之,地震的发生与岩石发生错动处的应力环境有关。就余震而言,地震发生后震源区应力状态强弱的判定,对震后趋势判断及强余震预测具有重要意义(钟羽云等,2004)。由于地震发生在地下深部,震源区的应力状态在现有技术条件下无法直接测定,而往往是通过震源机制、应力降、视应力等来研究局部应力场的强弱、作用方向及作用方式等(陈学忠,2005)。其中,应力降表征地震发生瞬间错动时位错面上的应力变化,中小地震应力降随时间的变化可能反映了应力状态随时间的变化(华卫,2007)。理论上,若大地震发生后余震区中小地震应力降有逐步增大的趋势,则说明震源区仍处于较高应力状态,存在后续发生较强余震的力学背景条件(蒋海昆等,2015)。通过计算序列余震的震源参数,分析其应力降随时间、空间的变化,可以在一定程度上了解震源区应力状态的动态演化,对后续强余震预测可能有一定意义(华卫等,2009)。

2014年8月3日、10月7日云南地区先后发生鲁甸6.5级、景谷6.6级地震,2次地震震级相当,破裂方式相同(均为近NNW向的走滑型破裂),分别发生在川滇菱形地块东侧及西南侧,与川滇菱形地块的SN向运动有关,但2次地震均未发生在菱块边界带上(图1(a))。2次地震余震活动差别巨大,截至2015年1月7日,鲁甸地震最大余震为2014年8月4日、9月10日的2次4.7级地震,而景谷地震则在震后2个月时先后发生5.8级、5.9级2次强余震,这为对比分析序列余震应力降、研究应力降变化与后续强余震之间的可能关系提供了重要的研究震例。

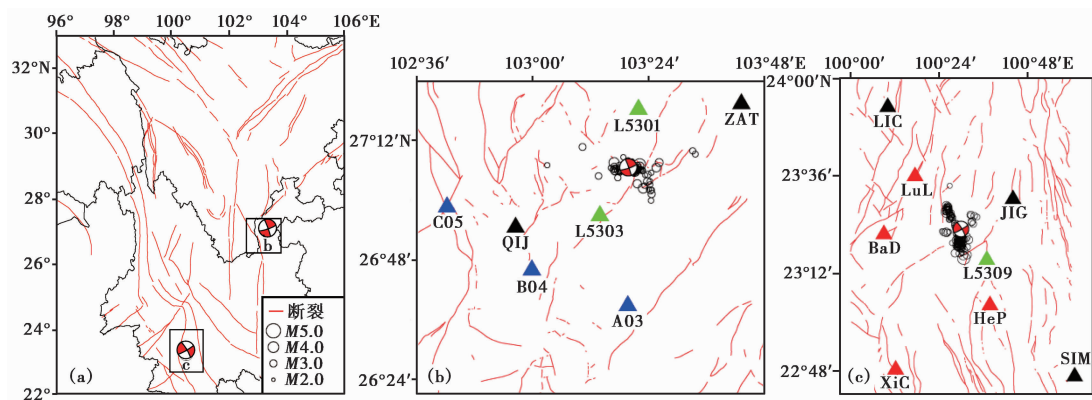


图1 研究区断层、台站及余震分布

(a) 川滇地区主要活动断裂及鲁甸、景谷地震分布;(b)为图(a)中b方框的放大,圆圈为鲁甸6.5级地震序列2014年8月3日~11月3日 $M_L \geq 2.5$ 余震;(c)为图(a)中c方框的放大,圆圈为景谷6.6级地震序列2014年10月7日~2015年1月7日 $M_L \geq 2.5$ 余震。图(b)、(c)中三角形为参与计算的台站,黑色为云南测震台网台站;绿色为流动台站;蓝色为巧家台阵台站;红色为水库台网台站

本文在整理鲁甸、景谷地震序列波形和震相资料的基础上,分别计算鲁甸、景谷地震序列中 $M_L 2.5 \sim 5.0$ 地震事件的应力降,对比研究主震后相同时段内余震应力降的总体特征以及应力降的时、空变化特征,重点探寻后续有强余震及后续无强余震序列早期阶段应力降的

可能差异以及应力降时、空变化对后续强余震的指示意义。

1 方法原理

震源参数计算过程是由实际地震波形记录数据反演震源谱,进而将地震震源谱与理论震源谱进行拟合得到相应的震源谱参数。

地震台站记录到的地震波形数据包含地震震源、地震波传播路径及场地响应等信息(刘杰等,2003),台站记录的地震位移谱 $U_{ij}(f)$ 可表达为

$$U_{ij}(f) = [S_i(f)P_{ij}(f)L'_j(f) + N_j(f)]I_j(f)\text{Sur}_j \quad (1)$$

式中, f 为频率; $S_i(f)$ 为地震 i 的震源谱; $P_{ij}(f)$ 为地震 i 至台站 j 之间的传播路径效应,描述地震波在传播过程中的衰减,包括几何扩散和非弹性衰减; $L'_j(f)$ 为台站 j 的局部场地效应,描述台站附近近地表地层介质对地震波动的放大作用; $N_j(f)$ 为台站 j 附近的地面运动噪声; $I_j(f)$ 为台站 j 的仪器响应; Sur_j 为台站 j 附近地表自由表面效应,描述地震波入射地表自由表面的反射特征。理论上,产生反射的 SH 波的反射波位移与入射波位移相等,记录的 SH 波位移正好为入射波位移的 2 倍,即对 Sur_j 地表台站的 SH 波记录,式(1)中的 $\text{Sur}_j = 2$,而对于井下摆记录则有 $\text{Sur}_j = 1$ 。

由式(1)可知,需要从地震波记录中消除噪声项 $N_j(f)$ 、仪器项 $I_j(f)$ 、传播路径效应 $P_{ij}(f)$ (包括几何扩散和非弹性衰减)和台站 j 的局部场地效应 $L'_j(f)$ 后,才能得到震源谱 $S_i(f)$ 。目前,通常的做法是,利用延迟窗谱技术(Chael,1987;黄玉龙等,2003)在将地震信号由时间域转为频率域的过程中消除噪声项;由于通常的仪器响应是地震仪观测系统各部分的综合效应,因而可以通过仪器标定进行校正(刘丽芳等,2005;华卫,2007;杨晶琼等,2010)。采用三段几何衰减模型,使用多台、多地震联合反演的方法计算介质品质因子 Q 值,以此来消除传播路径的影响(Atkinson et al,1992、1995;黄玉龙等,2003)。运用多台、多震源联合反演的方法求取台站的场地响应(Moya et al,2000;刘杰等,2003)。

获得震源谱后,利用遗传算法对地震震源谱与理论震源谱进行拟合,进而得到零频极限 Ω_0 和拐角频率 f_c 两个震源谱参数(Holland,1975;Moya et al,2000;刘杰等,2003)。由于本文主要研究中地震,其满足 Brune 圆盘模型,故可用下式求解应力降 $\Delta\sigma$ 、地震矩 M_0 和震源半径 R 等震源参数(Brune,1970、1971)

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \frac{M_0}{R^3} \quad (2)$$

$$M_0 = \frac{4\pi\rho v_s^3 \Omega_0}{R_{\theta\phi}} \quad (3)$$

$$R = \frac{2.34v_s}{2\pi f_c} \quad (4)$$

其中, ρ 为研究区域介质密度, v_s 为 S 波传播速度,川滇地区一般取 $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $v_s = 3.5\text{km/s}$ (阮祥,2007;杨晶琼等,2010)。 $R_{\theta\phi}$ 为 SH 波的辐射花样系数,取平均值 0.41 (Stork et al,2004)。

2 数据资料

本文重点研究震后早期阶段(震后 3 个月内)余震活动的应力降特征。由中国地震台网

中心地震目录可知,截至 2014 年 11 月 3 日,鲁甸地震序列共有 $M_L \geq 2.5$ 余震 236 次,其中, $M_L 2.5 \sim 2.9$ 余震 150 次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 79 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 7 次,最大震级地震为 2014 年 8 月 4 日、9 月 10 日 2 次 $M_L 4.7$ 地震。同时,截至 2015 年 1 月 7 日,景谷地震序列共有 $M_L \geq 2.5$ 余震 289 次,其中, $M_L 2.5 \sim 2.9$ 余震 156 次, $M_L 3.0 \sim 3.9$ 余震 115 次, $M_L 4.0 \sim 4.9$ 余震 18 次, $M_L \geq 5.0$ 余震 2 次,这 2 次分别为 2014 年 12 月 6 日的 $M_L 5.8$ 、 5.9 地震。

采用数据记录较好的 4 个云南数字测震台网台站(2 个固定台及 2 个流动台)和 3 个巧家台阵台站记录到的鲁甸地震序列波形资料,以及 4 个云南数字测震台网台站(3 个固定台和 1 个流动台)和 4 个水库台网台站记录到的景谷地震序列波形资料(图 1),遵循每次地震至少有 3 个地震台记录到、同时每个地震台至少有 3 条地震记录的原则(刘杰等,2003;华卫等,2009),挑选波形较好、能经过 1.5 倍信噪比检验的地震记录用于本研究。

3 计算结果及分析

3.1 地震波衰减与台站场地响应

计算地震波衰减与台站场地响应时,分别选取地震序列附近的云南地震台网固定台站与震后架设的流动台的资料(图 1),对于鲁甸地区,选取 7 个台站记录的 22 次地震资料,计算得到 Q 值为 $Q(f) = 189.8f^{0.4614}$;对于景谷地区,选取 8 个台站记录的 24 次地震资料,计算得到 Q 值为 $Q(f) = 223.8f^{0.3531}$ 。可以看出,鲁甸地区比景谷地区有相对更小的 Q_0 值和较大的 η 值,体现了滇东北及滇西南地区 Q 值的区域性差异,这与地质构造可能有一定关系,即云南西部(主要是保山地块)上地壳为相对低速区,中下地壳未发现低速层;而云南东部上地壳则为相对高速区,中下地壳普遍发育有低速层,这与已有的低速低 Q (衰减快)、高速高 Q (衰减慢)的基本认识相一致(苏有锦等,2006)。

图 2、3 分别为运用 Moya 等(2000)的多台多震源联合反演方法求取的鲁甸、景谷地区台站场地响应。由图 2、3 可见,15 个台站的场地响应值都为 1~2。其中,鲁甸地区 B04、L5301 台站的场地响应相对平稳,没有明显的频率放大,可以较好地记录该频段内的地震动。C05、ZaT、QiJ 台站的场地响应在 1~20Hz 频率范围内有明显变化,高频端明显减小,而 A03、L5303 台站场地响应从低频向高频先升高然后迅速降小(图 2)。景谷地区 SiM、JiG、LiC 台站场地响应值较低,LiC、BaD 台站场地响应相对平稳,XiC、JiG、L5309、LuL、SiM、HeP 台站的场地响应在 1~20Hz 频率范围内有明显变化,高频端明显减小(图 3)。场地响应主要受台站所处位置的地形地貌、台站台基条件和局部地质构造等因素的影响(张红才等,2015),松软的沉积场地对地震动的放大作用较大,坚硬的基岩场地则较小,故基岩台基台站的场地响应在大部分频段内平坦(Shearer,1999)。此外,接收场地的局部介质特性对震源谱低频部分的吸收影响不大,但对地震波高频部分具有相对较强的吸收能力,因而对地震谱的高频段有着重要影响(叶建庆,1998)。鲁甸地震震中附近,QiJ 台站的台基岩性为砾岩,ZaT 台站为玄武岩,L5301、L5303 台站均为基岩,其他台站台基岩性未知;在已知的这几种岩石中,砾岩硬度最低,其次为玄武岩,而基岩硬度最高,因而由图 2 明显可见,对于低频段,QiJ 台的放大作用最大超过 2,而其他台站均小于它。在景谷震区,除已知 SiM、JiG、LiC 台站的台基岩性为砂岩外,其他台站的台基岩性未知,因此,无法单纯根据台基岩性对场地响应进行比较。此外,对于各个台站的场地响应在高频段的变化,需结合台站所处位置的地形地貌

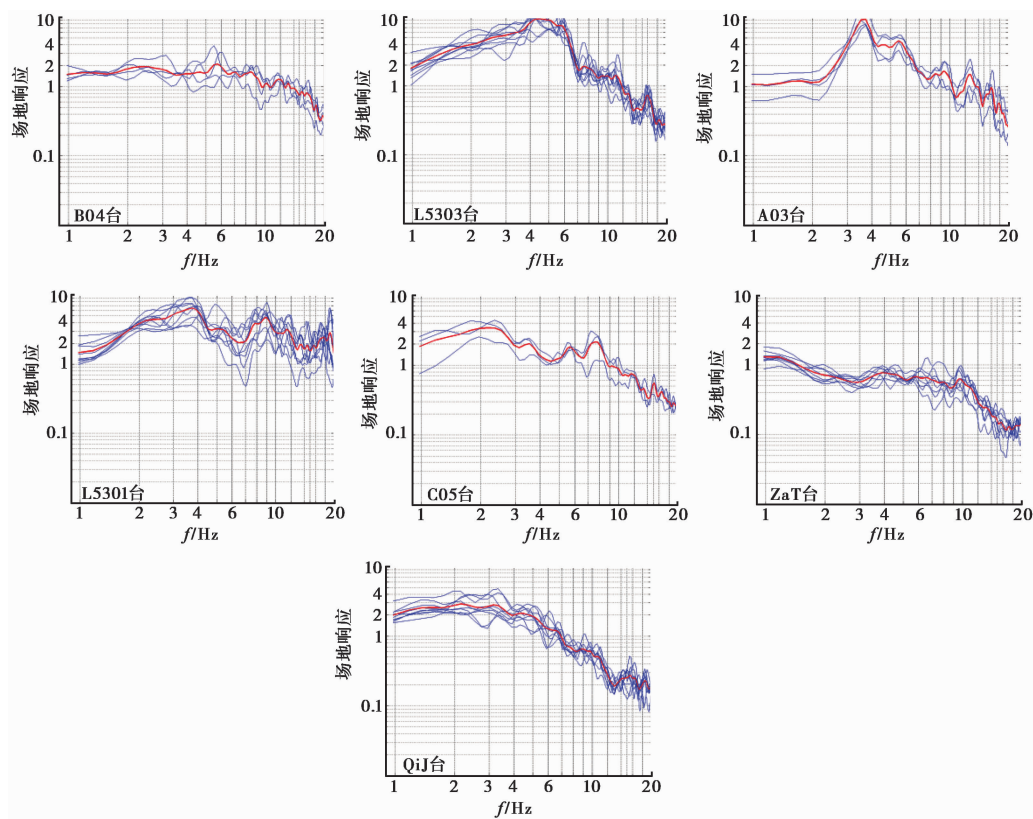


图 2 鲁甸震区附近台站场地响应

蓝线为单个地震计算结果;红线为整体拟合结果

以及局部地质构造等多种因素作进一步的分析。

3.2 鲁甸、景谷地震序列余震应力降

在计算鲁甸、景谷地震震中及附近区域介质品质因子 Q 值和台站场地响应的基础上,分别计算了 2 次地震序列震后 90 天内、震级为 $M_L 2.5 \sim 5.0$ 且满足其他计算条件的地震的应力降,其中,鲁甸地震序列有 99 次地震,景谷地震序列有 173 次地震,分别占各自序列同时期地震的 42%、60%(图 4、5)。由图 4、5 可见,无论是鲁甸地震序列还是景谷地震序列,能够计算应力降的地震基本涵盖了序列中各个时间段内比较突出的地震事件。

图 6 为鲁甸、景谷地震序列应力降分布统计。由图 6 可见,鲁甸地震序列的应力降数值分布较为集中(小于 9MPa),应力降小于 6MPa 的地震约占 94%,其中,以小于 4MPa 的居多,约占 80%。景谷地震序列应力降数值分布相对离散(大多数小于 12MPa)。若与鲁甸地震系列对比,景谷地震系列应力降小于 9MPa 的地震占 83%,小于 6、4MPa 的地震分别约占 68%、49%,可见景谷地震序列余震的应力降系统高于鲁甸地震。

图 7 分别给出 2 个地震序列应力降与震级间的关系,同时给出线性拟合结果以及 90% 置信度条件下的置信区间和预测区间。90% 置信区间表示对于给定震级地震的应力降,其平均值有 90% 的概率位于该区间内,90% 预测区间表示对于给定震级地震的应力降,其单个

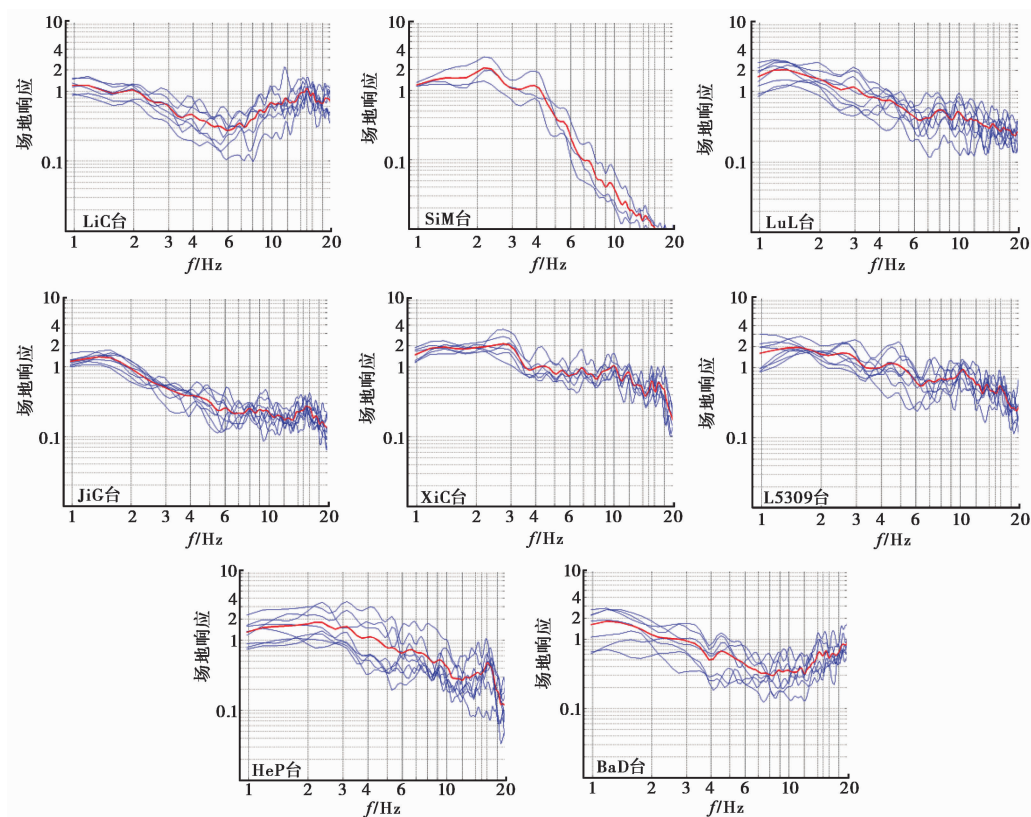
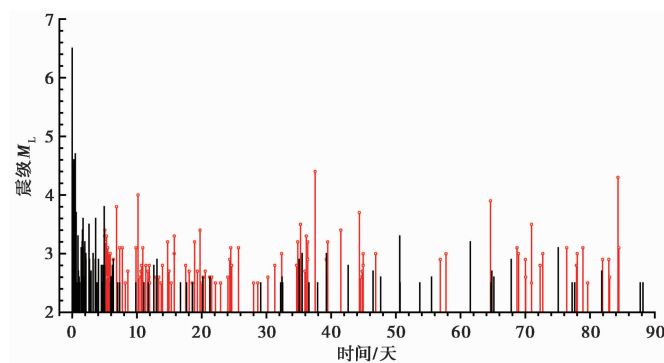


图3 景谷震区台站场地响应

蓝线为单个地震计算结果;红线为整体拟合结果

图4 鲁甸 6.5 地震序列 $M_L \geq 2.5$ 地震及其中能够计算应力降地震的 $M-t$ 图

红色为可以计算出应力降的地震事件;黑色为未能计算出应力降的地震事件

地震应力降值有 90% 的概率位于该区间内。由图 7 可见,应力降随震级增加有增大的趋势,且鲁甸地震序列应力降随震级增加而增大的速率明显大于景谷地震序列。尽管应力降随震级增大的趋势是明确的,但由图 7 也可见,2 次震例应力降随震级的分布都非常离散,说明应力降与震级之间的关系非常复杂。图 8 为分震级的应力降均值及其误差分布,由图 8 明显可

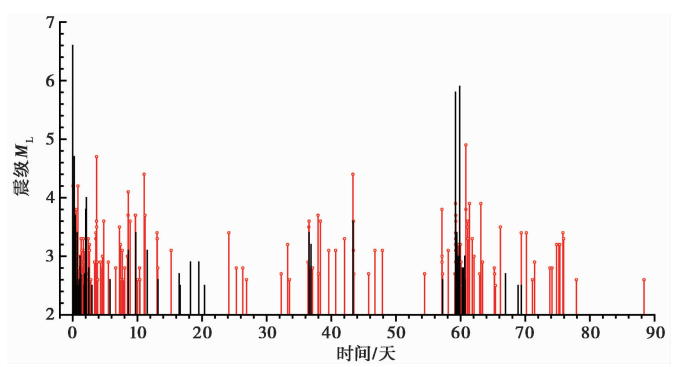


图 5 景谷 6.6 地震序列 $M_L \geq 2.5$ 地震及其中能够计算应力降地震的 $M-t$ 图
红色为可以计算出应力降的地震事件;黑色为未能计算出应力降的地震事件

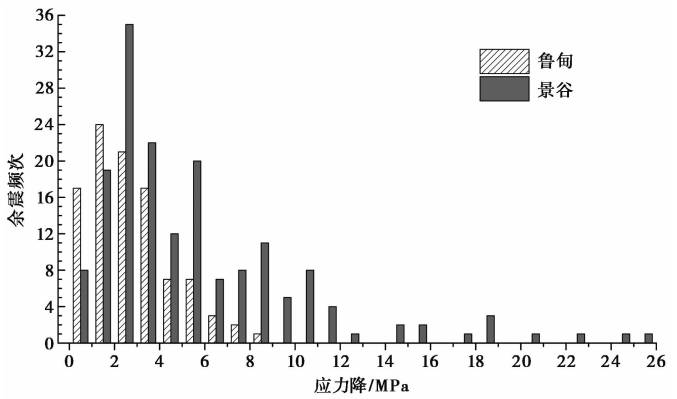


图 6 鲁甸、景谷地震序列应力降分布统计

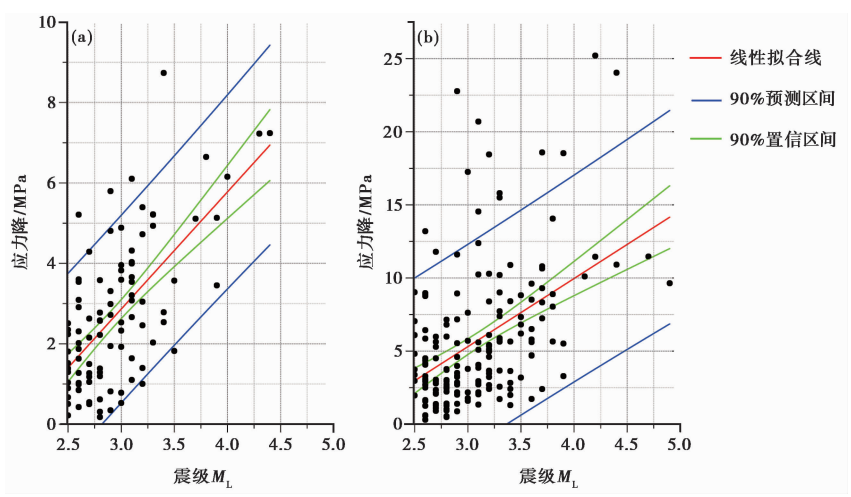


图 7 应力降与震级间的关系
(a) 鲁甸地震序列; (b) 景谷地震序列

见,平均应力降随震级增加的增大趋势。由图 8 还可见,从应力降均值与震级间的关系来看,幂指数拟合结果好于线性拟合结果,但这一现象是否具有明确的物理含义尚不得而知。从相对于均值的误差分布来看,景谷地震的应力降测定结果较鲁甸地震更为离散。事实上,中小地震应力降与震级间定性正相关似乎是一种较为普遍的现象(Mayeda et al, 1996; Mori et al, 2003; Tusa et al, 2008; 赵翠萍等, 2011; 华卫等, 2012)。

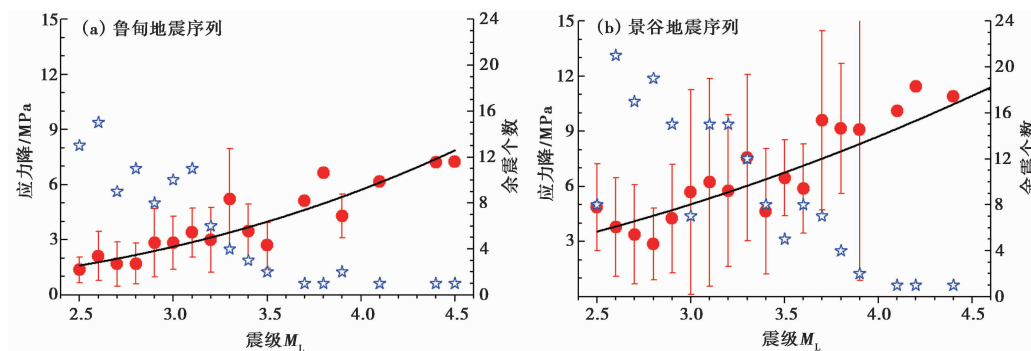


图 8 不同震级余震应力降均值随震级的变化

红色圆点为不同震级应力降的均值,误差棒表示该震级余震应力降实测结果相对于均值的离散程度;蓝色五角星为该震级的余震数量,可见当震级较高时地震数少,也无法给出误差棒的大小;黑线为应力降均值随震级变化的非线性幂指数拟合结果,鲁甸地震序列应力降 $\Delta\sigma = 0.13495M_L^{2.70275}$,景谷地震序列应力降 $\Delta\sigma = 0.61556M_L^{1.91324}$

3.3 鲁甸、景谷地震序列不同震级段余震应力降的对比分析

为了消除震级的影响并尽可能地保留足够多的地震样本进行分析,分别选取 $M_L 2.5 \sim 2.9$ 、 $M_L 3.0 \sim 3.4$ 两个震级范围内的地震进行序列应力降随时间变化的对比研究。表 1、2 分别给出 2 个序列震后 60 天 $M_L 2.5 \sim 2.9$ 、 $M_L 3.0 \sim 3.4$ 范围内地震应力降的平均值及平均绝对偏差值。由表 1、2 可见,在相同的震级范围内,景谷地震序列余震的平均应力降明显高于鲁甸地震序列,由于余震应力降的高低表征主震后震源区应力水平的高低(蒋海昆等, 2015),因而这意味着,尽管鲁甸、景谷 2 次地震的主震震级相当,但景谷地震后震源及附近区域的应力水平明显高于鲁甸地震,这可能是景谷地震后有强余震活动而鲁甸地震后余震活动偏弱的根本原因。平均绝对偏差表征统计数据对均值的偏离程度,由表 1、2 可见,即使对相同震级范围内的地震,景谷地震序列余震应力降的离散程度也明显高于鲁甸地震,并且震级越大,离散程度越高。

3.4 鲁甸、景谷地震序列余震应力降随时间的变化

应力降表征地震错动瞬间位错面上的应力变化,应力降随时间的变化可能反映应力状态的变化(华卫, 2007),通过分析地震应力降随时间的变化,可以间接了解地震序列活动过程中局部构造应力的变化。

图 9(a)、9(b)分别给出鲁甸 6.5 级地震序列中 $M_L 2.5 \sim 2.9$ 、 $M_L 3.0 \sim 3.4$ 两个震级段震后 80 天地震应力降随时间的变化、变化趋势的线性拟合结果以及 90%置信概率条件下的置信区间和预测区间。由图 9(a)、9(b)可见,整体而言,鲁甸 6.5 级地震后, $M_L 2.5 \sim 2.9$ 、 $M_L 3.0 \sim 3.4$ 两个震级段余震应力降随时间的变化尽管分别呈现逐渐恢复和持续降低的趋势,但都不具有统计显著性,应力降随时间变化趋势的线性拟合结果显示,斜率都非常小,接近于 0(分别为

表 1 鲁甸 6.5 级、景谷 6.6 级地震震后 60 天 $M_L2.5\sim2.9$ 余震平均应力降对比

地震序列	起始日期 (年-月-日)	结束日期 (年-月-日)	时间 /天	平均应力降 /MPa	应力降平均 绝对偏差(AAD)	样本数	备注
鲁甸 地震序列	2014-08-03	2014-10-02	60	1.834	1.015	47	资料截至 2014 年 10 月 2 日,持续 60 天
景谷 地震序列	2014-10-07	2014-12-06	60	3.215	1.604	52	资料截至 2014 年 12 月 6 日 02 时 43 分 44 秒 5.8 级强余震之前
差值 1.381				差值 0.589			

表 2 鲁甸 6.5 级、景谷 6.6 级地震震后 60 天 $M_L3.0\sim3.4$ 余震平均应力降对比

地震序列	起始日期 (年-月-日)	结束日期 (年-月-日)	时间 /天	平均应力降 /MPa	应力降平均 绝对偏差(AAD)	样本数	备注
鲁甸 地震序列	2014-08-03	2014-10-02	60	3.608	1.178	27	资料截至 2014 年 10 月 2 日,持续 60 天
景谷 地震序列	2014-10-07	2014-12-06	60	5.537	3.405	35	资料截至 2014 年 12 月 6 日 02 时 43 分 44 秒 5.8 级强余震之前
差值 1.929				差值 2.227			

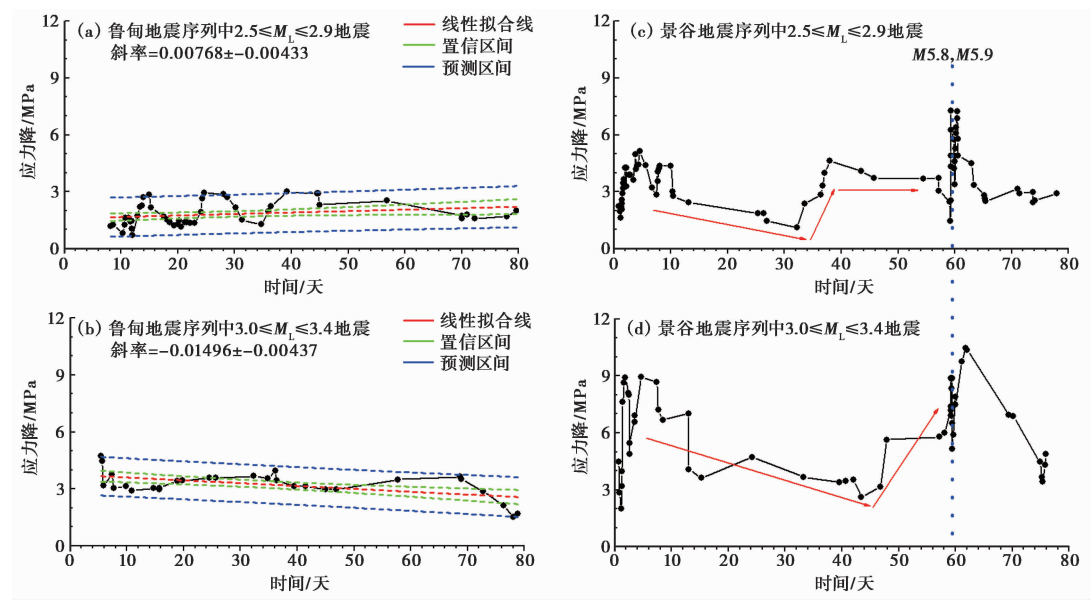


图 9 鲁甸与景谷地震序列应力降随时间的变化
图(c)、(d)中的竖点线指示 5.8 级、5.9 级强余震的发生时间

0.00768±0.00433、-0.01496±0.00437)。这意味着,从统计的角度,余震应力降随时间几乎不变。由于鲁甸 6.5 级地震主震所释放的能量相对于同等震级地震释放的能量而言异常巨大(赵仲和,2014),使得震源区应力在鲁甸 6.5 级主震破裂过程中释放已较为充分,主震后震源区的应力变化仅为微弱调整、逐渐恢复的过程,这也是鲁甸地震余震活动较弱的可能原因。

图 9(c)、9(d)分别给出景谷 6.6 级地震序列中 $M_L2.5\sim2.9$ 、 $M_L3.0\sim3.4$ 两个震级段地震应力降随时间的变化。由图 9(c)、9(d)可见,景谷 6.6 级地震后开始阶段余震应力降起伏

地缓慢下降,呈现逐渐降低的趋势,但从震后 40 天前($M_L 2.5 \sim 2.9$ 震级段地震在约 34 天开始变化; $M_L 3.0 \sim 3.4$ 震级段地震在约 44 天开始变化)开始转折升高,明显的上升趋势持续约 10 天,之后应力降维持在相对高值。这一应力降随时间的变化可能表征了 6.6 级地震后短期内震源区的应力调整过程,即主震后的早期阶段,余震区应力降随时间缓慢降低;大约自震后三四十天开始,震源区局部应力出现挤压增强趋势,余震应力降随之逐渐升高,之后应力维持在相对高值直至 5.8 级强余震发生。从力学作用的观点来看,高应力状态下发生的中小地震的应力降一般会比低应力状态下地震的应力降高,这是高应力状态下介质性质的综合反映(刘丽芳等,2010)。同时,这一阶段余震频次也呈减少趋势(图 5),这说明 5.8 级强余震之前景谷地震余震区似乎重新处于相对强的“闭锁”状态,直至 12 月 6 日 5.8 级强余震发生。震中附近前兆异常观测表明,澜沧井(距景谷地震震中约 116km)水位在 5.8 级地震前上升明显,同时,普洱大寨台滇-17 井(距景谷地震震中约 87km)水氡浓度 10 月 23 日突升 1.7Bq/L,11 月 1 日转折恢复,17 日再次转折上升,同时该台滇-17 井氟离子浓度也在 10 月 28 日突升,11 月 14 日基本恢复^①。这表明 5.8 级强余震发生前,景谷附近局部区域应力可能确实整体处于短时间的挤压增强阶段。

12 月 6 日 5.8 级强余震发生 16hr 后,景谷地震余震区再次发生 5.9 级强余震。由图 9(c)、9(d)可见,5.9 级强余震后余震应力降快速下降,其中, $M_L 2.5 \sim 2.9$ 震级段地震的应力降下降趋势持续 5~6 天, $M_L 3.0 \sim 3.4$ 震级段约 15 天,之后维持在相对较低的水平上变化。事实上,5.9 级强余震之后,景谷地震序列的余震活动趋于结束,余震频次快速减少,强度上也未有 $M_L \geq 2.5$ 地震发生。

3.5 鲁甸、景谷地震系列余震应力降的空间差异

图 10 为鲁甸 6.5 级地震序列震后 80 天内 $M_L \geq 2.5$ 余震应力降的空间分布,由图 10 可见,鲁甸地震序列余震的分布呈 NNW 向和 NEE 向的共轭分布特征(王未来等,2014; Cheng et al, 2015),绝大部分应力降高值的余震都围绕主震分布,相对于 NNW 向而言,NEE 向不仅

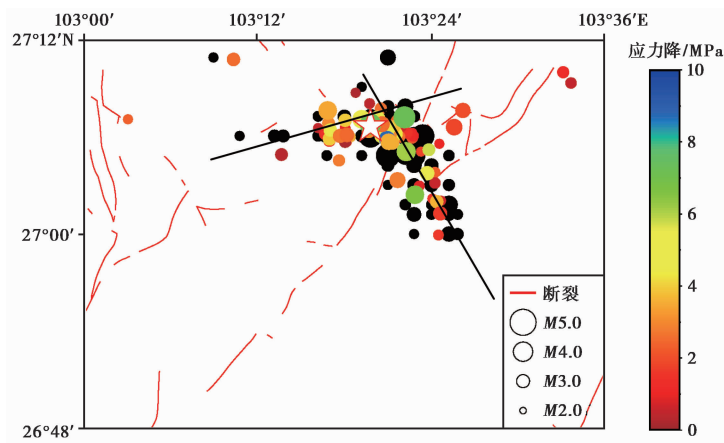


图 10 2014 年 8 月 3 日鲁甸 6.5 级地震序列震后 80 天内 $M_L \geq 2.5$ 余震应力降空间分布

红色五角星为主震;黑色为未计算出应力降的地震

^① 中国地震台网中心,2014,2014 年 12 月 4 日地下流体学科组会商报告 PPT

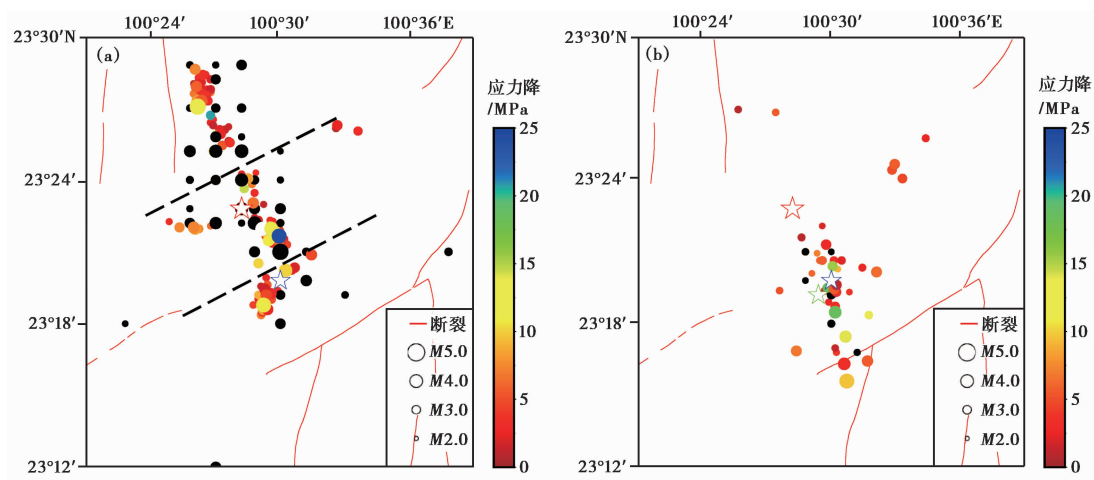


图 11 2014 年 10 月 7 日景谷 6.6 级地震序列 $M_L \geq 2.5$ 余震应力降空间分布

(a) 10 月 7 日 6.6 级主震至 12 月 6 日 02 时 43 分 5.8 级强余震之前; (b) 12 月 6 日 18 时 20 分 5.9 级强余震之后 20 天。红色五角星为主震; 蓝色、绿色五角星分别为 5.8、5.9 级强余震; 黑色圆圈为未计算出应力降的地震

余震频次较少,而且余震应力降值也普遍低于 NNW 向。其原因可能在于鲁甸地震破裂首先起始于 NEE 向断裂,NEE 向断裂的活动触发了 NNW 向断裂的错动;而 NNW 向断裂的快速扩展则减缓了 NEE 向断裂的进一步发展,最终形成以 NNW 向断裂为主的共轭破裂(张勇等,2015;许力生等,2014;程佳等,2016)。从鲁甸地震序列应力降随时间变化的情况来看(图 9(a)、9(b)),鲁甸地震序列应力降是随时间逐渐恢复的过程,在 NNW 向断裂上分布的余震应力降普遍高于 NEE 向的。

图 11 为景谷 6.6 级地震序列不同时段余震应力降的空间分布。由图 11(a)可见,12 月 6 日 5.8 级强余震之前,余震分布具有一定的分段特征,大体上可分为西北段、中段和西南段等 3 段。高应力降地震相对集中分布于主震东南侧,即序列余震分布的中段南部和西南段;从另一角度来讲,绝大多数高应力降地震发生在 5.8 级强余震周围,而主震西北侧区域的应力降相对较低。这表明 6.6 级地震发生后,主震东南侧的余震区应力水平相对较高,这可能也是之后在该区域连续发生 5.8 级、5.9 级强余震的原因。由图 11(b)可见,5.9 级强余震后,余震主要分布在主震东南侧的强余震附近,并有进一步向南延伸的迹象,高应力降地震主要分布在强余震附近及其东南侧。

4 讨论和结论

(1) 目前,关于应力降与震级间的关系是存在争议的。部分研究者认为,大地震序列通常有很强的应力降变化,但整个地震序列的应力降在整体上却很少依赖地震矩,即应力降近似于常数,不随地震矩的变化而变化(Shearer et al, 2006; Hardebeck et al, 2009; Allmann et al, 2007, 2009; Annemarie et al, 2011)。另外一些研究者则认为,应力降呈现随震级增加而增大的趋势(Mayeda et al, 1996; Mori et al, 2003; Tusa et al, 2008; 赵翠萍等, 2011; 华卫等, 2012)。陈运泰等(2000)也曾指出,“大”地震与“小”地震的情况有别,即对于不同地震矩的“大”地震,应力降接近于常数,地震的大小是通过破裂面积和错距来区分的;对于不同地震矩的

“小”地震,应力降的大小随震级(或地震矩)的增加而增大。在本次研究的震级范围内,应力降呈现随震级增加而增大的趋势。因此,在应用应力降方法时,首先要消除震级的影响。

(2) 尽管鲁甸、景谷 2 次地震主震的震级相当,但在相同震级档中,景谷地震序列的平均应力降值均高于鲁甸地震序列,反映了景谷地震后震源及附近区域的应力水平明显高于鲁甸地震,这可能是景谷地震后有强余震活动而鲁甸地震后余震活动偏弱的根本原因。同时,在相同震级范围内的地震,景谷地震序列余震应力降的离散程度也明显高于鲁甸地震,并且震级越大,差异越明显。景谷震区应力降相对较高还有另一个证据,即 10 月 7 日 6.6 级主震和 12 月 6 日 5.8 级、5.9 级地震均发生于固体潮调制“望”日,具有明显的潮汐调制特征,表明景谷震区具有较高的应力背景^②。

(3) 在应力降随时间的变化方面,对于后续没有强余震发生的鲁甸地震序列,其余震应力降随时间几乎不变。结合主震能量释放特点分析认为,这可能缘于主震能量释放巨大,应力释放相对充分,震源区震后应力变化仅为微弱调整、逐渐恢复的过程,这可能也是鲁甸地震余震活动较弱的原因。

在景谷地震序列 5.8 级强余震发生前,应力降在主震之后存在“缓慢下降—转折升高—维持高值”的变化过程,这显示震源处局部应力在震后一段时间再次出现挤压增强,余震应力降随之有所升高,之后应力降维持在相对高值直至 5.8 级强余震发生。同时,在 5.9 级强余震发生后,应力降快速下降并保持相对稳定状态,这说明 5.9 级强余震发生后震源区应力可能已释放较为充分。因而,震后应力降随时间转折升高的变化对后续强余震可能有一定的指示意义。

从断裂力学观点来看,在破裂前,岩石内部越来越多的微裂纹在差应力作用下产生许多拉张破裂,从而造成岩石体积膨胀,即使在高围压条件下,只要有差应力存在,这种现象依然会出现(Brace et al, 1966)。根据膨胀-扩散模型(Nur, 1972; Scholz et al, 1973),强地震发生前区域岩体的膨胀使原来的孔隙饱和度降低,孔隙压力减小,岩体的抗剪切能力提高,产生岩石的膨胀硬化现象,这使得摩擦阻力增加,进而断层得到暂时的稳定(余震频次在该时段也显著减少);与此同时,周围岩体的水逐渐向不饱和区域渗透,随着时间的推移,膨胀区域的岩体水饱和度逐渐恢复,岩体抗剪切能力下降,地震发生,故流体在膨胀-扩散模型中发挥着重要作用。而景谷地区地下流体可能有一定的富集,景谷地震序列震区的上地壳部分由白垩纪的砂岩、泥岩等组成(蔡麟孙等, 2002),在其形成过程中允许大量含水流体的存在;另一方面,该地震震中距澜沧江缝合带仅 30km 左右,在澜沧江缝合带拼接形成过程中也为上地壳圈闭大量的含水体提供了可能(李永华等, 2014)。

在应力降的空间变化方面,鲁甸地震序列中绝大部分应力升高值的余震都围绕主震分布。而景谷地震序列中,在 5.8 级强余震发生前,绝大多数高应力降余震均发生在 5.8 级强余震周围,这表明景谷 6.6 级地震发生后,该区域的应力水平相对较高,这也可能是之后在该区域连续发生 5.8 级、5.9 级强余震的原因。然而,5.9 级强余震发生后,应力升高值余震都是围绕该强余震分布的。这进一步表明,若强震发生后,绝大部分异常高值应力降的地震,并非围绕已发生的强震分布,而是趋向于分布在某一区域,则该区域的应力水平相对较高,

^② 中国地震台网中心, 2014, 中国地震台网中心震情监视报告([2014]临 40 期)

后续该区域存在发生强震的可能。

应力降随时间的变化与地震序列中较强地震的发生有一定关系,应力降在空间的变化也与强震发生地点似乎存在一定的相关性,故跟踪余震应力降的时空变化,可能为强余震判定提供一定的参考。但因本文的资料有限,此推定尚需更多震例的验证。

致谢: 感谢华卫研究员的指导,感谢刘丽芳、何家斌在波形资料收集过程中给予的大力帮助。感谢宋金、杨文和邓菲在研究过程中的有益帮助和讨论。

参考文献

- 陈运泰、吴忠良、王培德等,2000,数字地震学,北京:地震出版社。
- 蔡麟孙、李兴林,2002,云南省地质,见:马丽芳,中国地质图集,北京:地质出版社。
- 陈学忠,2005,2001 年昆仑山口西 8.1 级大地震前后震源区应力水平估计,地震学报,27(6),605~609。
- 程佳、徐锡伟、刘杰,2016,2014 年鲁甸 6.5 级地震成因、破裂特征和余震分布特征的库仑应力作用,地球物理学报,59(2),556~567。
- 黄玉龙、郑斯华、刘杰等,2003,广东地区地震动衰减和场地响应的研究,地球物理学报,46(1),54~61。
- 华卫,2007,中小地震震源参数定标关系研究,博士学位论文,北京:中国地震局地球物理研究所。
- 华卫、陈章立、郑斯华,2009,2008 年汶川 8.0 级地震序列震源参数分段特征的研究,地球物理学报,52(2),365~371。
- 华卫、陈章立、郑斯华等,2012,水库诱发地震与构造地震震源参数特征差异性研究——以龙滩水库为例,地球物理学进展,27(3),924~935。
- 蒋海昆、杨马陵、付虹等,2015,震后趋势判定参考指南,北京:地震出版社。
- 刘杰、郑斯华、黄玉龙,2003,利用遗传算法反演非弹性衰减系数、震源参数和场地响应,地震学报,25(2),211~218。
- 刘丽芳、刘杰、苏有锦等,2005,2001 年汶川震群非弹性衰减及震源参数特征研究,中国地震,21(4),475~485。
- 刘丽芳、苏有锦、刘杰等,2010,云南和四川中小地震应力降时空特征研究,地震研究,33(3),314~319。
- 李永华、徐小明、张恩会等,2014,青藏高原东南缘地壳结构及云南鲁甸、景谷地震深部孕震环境,地震地质,36(4),1204~1216。
- 阮祥,2007,川滇中小地震震源参数的研究,硕士学位论文,兰州:中国地震局兰州地震研究所。
- 苏有锦、刘杰、郑斯华等,2006,云南地区 S 波非弹性衰减 Q 值研究,地震学报,28(2),206~212。
- 王未来、吴建平、房立华等,2014,2014 年云南鲁甸 $M_s 6.5$ 地震序列的双差定位,地球物理学报,57(9),3042~3051。
- 许力生、张旭、严川等,2014,基于勒夫波的鲁甸 $M_s 6.5$ 地震震源复杂性分析,地球物理学报,57(9),3006~3017。
- 叶建庆,1998,丽江地震场地响应分析研究,地震研究,21(2),3~9。
- 杨晶琼、杨周胜、刘丽芳等,2010,2008 年盈江 5.9 级地震序列震源参数研究,地震研究,33(4),308~312、376。
- 钟羽云、张帆、张震峰等,2004,应用强震应力降和视应力进行震后趋势快速判定的可能性,防灾减灾工程学报,24(1),8~14。
- 赵翠萍、陈章立、华卫等,2011,中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究,地球物理学报,54(6),1478~1489。
- 赵仲和,2014,2014 年 8 月 3 日云南鲁甸 $M 6.5$ 地震的地震波能量,国际地震动态,38(9),24~28、34。
- 张勇、陈运泰、许力生等,2015,2014 年云南鲁甸 $M_w 6.1$ 地震:一次共轭破裂地震,地球物理学报,58(1),153~162。
- 张红才、徐嘉隽、陈智勇,2015,基于噪声谱比法的福建台网观测台站的场地响应研究,地震学报,37(6),1045~1058。
- Atkinson G M, Mereu R F, 1992, The shape of ground motion attenuation curves in Southeastern Canada, Bull Seism Soc Am, 82(2), 14~31。
- Atkinson G M, Boore D, 1995, New ground motion relations for eastern north America, Bull Seism Soc Am, 85(1), 17~30。
- Allmann B P, Shearer P M, 2007, Spatial and temporal stress drop variations in small earthquakes near Parkfield, California, J Geophys Res, 112(B4), 1~10。
- Allmann B P, Shearer P M, 2009, Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, J Geophys Res, 114(B1), 310~332。

- Annemarie B, Satoshi I, Geman P, et al, 2011, Variability in earthquake stress drop and apparent stress, *Geophys Res Lett*, **38**(6), 122~133.
- Brace W F, Paulding J B W, Scholz C, 1966, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J Geophys Res*, **71**(16), 3939~3953.
- Brune J N, 1970, Tectonic stress and the spectra of seismic waves from earthquakes, *J Geophys Res*, **75**(75), 4997~5009.
- Brune J N, 1971, Correction, *J Geophys Res*, **76**(20), 5002.
- Chael E, 1987, Spectral scaling of earthquakes in the Miramichi region of New Brunswick, *Bull Seism Soc Am*, **77**(2), 347~365.
- Cheng J, Wu Z, Liu J, et al, 2015, Preliminary report on the 3 August 2014, M_w 6.2/ M_s 6.5 Lu Dian, Yun nan-Sichuan border, south-west China, earthquake, *Seism Res Lett*, **86**(3), 750~763, doi:10.1785/0220140208.
- Holland J H, 1975, *Adaptation in Nature and Artificial System*, 1~132, Ann Arbor: University of Michigan Press.
- Hardebeck J L, Allegra A, 2009, Earthquake stress drops and inferred fault strength on the Hayward fault, East San Francisco Bay, California, *Bull Seism Soc Am*, **99**(3), 1801~1814.
- Nur A, 1972, Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of t_s/t_p travel times, *Bull Seism Soc Am*, **62**(5), 1217~1222.
- Mayeda K, Walter W R, 1996, Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes, *J Geophys Res*, **101**(11), 195~208.
- Moya C A, Aguirre J, Irikura K, 2000, Inversion of source parameters and site effects from strong ground motion records using genetic algorithms, *Bull Seism Soc Am*, **90**(4), 977~992.
- Mori J, Abercrombie R E, Kanamori H, 2003, Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake, *J Geophys Res*, **108**(B11), 1~13.
- Scholz C H, Sykes L R, Aggarwal Y P, 1973, Earthquake prediction: A physical basis, *Science*, **181**(4102), 803~810.
- Stork A L, Ito H, 2004, Source parameter scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan, *Bull Seism Soc Am*, **94**(5), 1781~1794.
- Shearer P M, Prieto G A, Hauksson E, 2006, Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California, *J Geophys Res*, **111**(B6), 3197~3215.
- Shearer P M, 1999, *Introduction to seismology*, 92~113, New York: Cambridge University Press.
- Tusa G, Gresta S, 2008, Frequency-dependent attenuation of P waves and estimation of earthquake source parameters in Southeastern Sicily, Italy, *Bull Seism Soc Am*, **98**(6), 2772~2794.

Comparative study of changes in stress drop of the Jinggu $M_s6.6$ and Ludian $M_s6.5$ earthquake sequences

Zhou Shaohui¹⁾ Jiang Haikun²⁾

1) Institute of Earthquake Science, CEA, Beijing 100036, China

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

Abstract The earthquake stress drops of the Jinggu $M_s6.6$ and Ludian $M_s6.5$ earthquake sequences in Yunnan are calculated on the basis of waveform data and seismic phase data after eliminating the effects of regional seismic wave attenuations and station site responses. The results show that the stress drop increases with magnitudes within the scope of this study. After eliminating the influence of the magnitude, the average value of stress drop in the Jinggu earthquake sequence is higher than that of the Ludian earthquake sequence at the same magnitude range. This may be related to the stress state in different regions. In terms of the changes of time and space of stress drop, before the $M_s5.8$ strong aftershock, the stress drop shows a process of “slow down-turning up-maintain high value” after the mainshock. Meanwhile, almost all the high stress drop earthquakes are distributed around the $M_s5.8$ strong aftershock. It shows that stress environment in the region is increasing after the mainshock. And after the $M_s5.9$ strong aftershock, stress drop rapidly declines to a relatively stable state. After the two earthquakes, the regional tectonic stress releases more fully, and its stress environment begins to reduce rapidly. For the Ludian earthquake sequence without subsequent strong aftershocks, the average value of stress drop is lower than the Jinggu earthquake sequence at the same magnitude range. At the same time, the stress drop of aftershock sequences almost does not change too much in time after the mainchock. Combining with the releasing characteristics of the main energy, the stress in the region is excessively released, and the subsequent stress in the region gradually returns to normal. This may be the reason why the activity of the Ludian aftershock is significantly weaker and there is no subsequent strong aftershock.

Key words: Stress drop; Aftershock sequence; Ludian earthquake; Jinggu earthquake