

贾若、蒋海昆, 2014, 基于同震库仑应力变化的汶川地震余震频次研究, 中国地震, 30(1), 74~90。

基于同震库仑应力变化的 汶川地震余震频次研究

贾若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 在计算同震静态库仑应力变化的基础上, 基于速率-状态摩擦定律及与同震静态库仑应力变化相关的余震频次估计方法, 研究了汶川地震余震区及附近不同区域内与汶川地震同震静态库仑应力触发相关的“直接”余震频次。结果显示, 主震破裂带尤其是主震破裂带南段的“直接”余震频次明显低于实际情况, 其原因在于同震库仑应力变化导致的主震破裂面上应力水平的降低。研究结果还显示, 汶川地震同震库仑应力变化对余震活动持续时间的影响与震级下限有关。对 $M_L 4.0$ 以上余震, 持续时间约为震后 15~16 个月; 对 $M_L 3.5$ 以上余震, 接近 60 个月。在上述时段内, 与同震库仑应力变化相关的“直接”余震占全部余震的比例为 44.7%~48.6%。这表明, 即使在同震库仑应力变化的“有效”作用时段内, 主震破裂面上也大约有 50% 的余震活动不是缘于同震库仑应力变化的影响, 这可能与震后余滑及粘弹松弛等时间相关因素的影响有关。

关键词: 汶川地震 静态库仑应力变化 “直接”余震频次 余震空间分布 震后余滑

[文章编号] 1001-4683(2014)01-074-17 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

从力学加载的角度来看, 余震活动主要受同震应力触发 (King et al, 1994; Harris, 1998; Stein, 1999; Toda et al, 2005)、震后余滑 (Smith et al, 1968; Marone et al, 1991; Zweck et al, 2002; Hsu et al, 2006) 以及震后下地壳粘性松弛 (Rydelek et al, 1990; Ben et al, 1993; Pollitz et al, 1997; Freed et al, 2001) 等因素的影响。主震导致的同震库仑应力变化是余震尤其是早期余震活动的最重要原因 (Das et al, 1981; Troise et al, 1998; Hardebeck et al, 1998; Stein, 1999)。基于静态库仑应力变化, 从“应力触发”角度对余震活动已开展了广泛的研究。所谓地震“应力触发”, 是指前期发生的地震在研究区产生的应力变化对研究区未来地震活动的促进或抑制作用 (Harris, 1998)。对于主震后余震区的余震活动而言, 一般认为若主震产

[收稿日期] 2013-11-15; [修定日期] 2014-01-06

[项目类别] 国家“十二·五”科技支撑计划项目专题(2012BAK19B02-05-02)资助

[作者简介] 贾若, 男, 1989年生, 硕士研究生(在读), 主要从事地震预测方面的研究工作。

E-mail: 1910369173@qq.com

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

生的库仑应力变化为正,则会促使目标断层运动,即余震可能被触发;反之,负的库仑应力变化则会抑制断层运动,主震触发余震的可能性降低(King et al,1994;Hardebeck et al,1998;Harris,1998;Han,2003;Lin et al,2004;单斌等,2012)。静态库仑应力变化具有明确的物理含义,能够定性解释地震触发及余震分布等问题,但对地震活动速率变化、余震时间衰减以及余震随距主震断层距离的变化而如何变化等却无法给出较好的解释。近期,Hainzl等(2010a)基于地震缘于持续的构造加载(背景地震活动)以及地震应力之间存在相互作用(地震触发)的基本观点,提出一种基于库仑应力变化、定量估算余震数量的方法,可对与同震库仑应力变化触发直接相关的所谓“直接余震”的数量进行估计。

2008年5月12日汶川发生8.0级地震,震中位于 $31^{\circ}00'N$ 、 $103^{\circ}24'E$,震源深度约14km(<http://www.csi.ac.cn/sichuan>)。总体来看,震中位置差异不大,但对于震源深度,不同研究者有不同的认识,一般认为在10~20km之间(黄媛等,2008;胡幸平等,2008;吕坚等,2008;刘启元等,2008;王卫民等,2008;赵翠萍等,2009;张勇等,2008;Ji,2008;Parsons et al,2008)。汶川地震余震分布尺度长约330km,沿龙门山断裂呈近NE向展布。南段宽约60km,集中分布约40km;北段宽约40km,集中分布约25km^①。针对汶川地震同震库仑应力变化及其与余震分布之间的关系,也开展了诸多研究工作(Parsons et al,2008;Ji et al,2008;Toda et al,2008;张国宏等,2008;吴小平等,2008;华卫等,2009;万永革等,2009;邵志刚等,2010),但尚未见关于汶川地震余震频次与库仑应力变化之间关系方面的系统研究报道。

鉴于此,本文拟在前人研究工作的基础上,结合实际断层数据及震源机制解结果,确定接受断层参数,计算汶川主震的同震库仑应力变化。计算主震破裂带附近区域与同震库仑应力变化相关的“直接”余震频次,讨论余震的空间衰减特征。通过与实际余震的对比,初步讨论汶川地震由同震库仑应力触发以及震后余滑等其他因素分别导致的余震数量占总余震数量的比例。

1 方法

1.1 静态库仑应力变化的计算

地震产生的应力变化可以通过库仑破裂应力变化进行定量计算(Harris,1998),通常将前期地震产生的应力张量投影到所关注的断层面和滑动方向上,得到所关注目标断层在指定滑动方向上的库仑破裂应力变化。在各项同性、均匀介质的假定条件下,静态库仑应力变化由下式计算

$$\Delta CFS = \Delta\tau_{rake} + \mu\Delta\sigma_n \quad (1)$$

式中 $\Delta\tau_{rake}$ 、 $\Delta\sigma_n$ 分别为在接受断层滑动方向上的静态剪切应力变化和垂直于滑动方向的静态正应力变化; μ 为视摩擦系数,包括了孔隙流体和断层面上的介质特性的影响,针对汶川地震,一般取为0.4(Toda et al,1998、2003、2005;张国宏等,2008;吴小平等,2008;华卫等,2009;万永革等,2009;邵志刚等,2010)。本文利用基于Okada(1992)基础算法开发的

^① 汶川8.0级地震总结与反思地震预报工作组,2009,汶川8.0级地震序列追踪及强余震预测预报。见:岳明生,2008年汶川8.0级地震科学总结与反思报告

Coulomb3.3 软件^②对汶川地震同震库仑应力变化进行计算。

1.2 基于速率-状态依从及同震静态库仑应力变化的余震频次估计

Dieterich(1979a,1981)通过实验获得表征断层基本性质与速率和状态关系的速率-状态摩擦定律。Ruina(1983)进一步将其简化为

$$\tau = \sigma \left[\mu_0 + A \ln\left(\frac{\dot{\delta}}{\dot{\delta}^*}\right) + B_1 \ln\left(\frac{\theta_1}{\theta_1^*}\right) + B_2 \ln\left(\frac{\theta_2}{\theta_2^*}\right) + \dots \right] \quad (2)$$

其中 τ 和 σ 分别为断层面上的剪切应力和正应力, $\dot{\delta}$ 为滑动速度, θ_i 为状态变量, A 、 B_i 和 μ_0 为实验确定的系数。在此基础上,基于速率-状态依从理论的地震活动率表达为(Dieterich, 1994)

$$R = \frac{r}{\gamma \dot{\tau}_r} \quad (3)$$

式中 r 为背景地震活动率, $\dot{\tau}_r$ 为背景应力加载速率,即主震发生(应力突跳)前的应力加载速率, γ 是随时间和应力历史改变的状态参量。Dieterich(1994)给出 γ 的一般演化通式为

$$d\gamma = \frac{1}{A\sigma} \left[dt - \gamma d\tau + \gamma \left(\frac{\tau}{\sigma} - \alpha \right) d\sigma \right] \quad (4)$$

通常将 $A\sigma$ 作为一个系数,表征断层抵抗滑动的能力。式(4)中 α 是由实验获得的状态 θ_i 随正应力 σ 演化的参数(Dieterich,1979a,1979b,1981)。考虑一次应力扰动由一次应力突跳及之后的短时平稳过程所构成(Dieterich,1994),应力突跳时刻定为初始时刻,即 $t=0$,且正应力恒定($\dot{\sigma}=0$),式(4)中 dt 及 $d\sigma$ 为 0,则由(4)式可得 $t=0$ 时刻的

$$\gamma_0 = \gamma_0' \exp\left(\frac{\tau_0}{A\sigma} - \frac{\tau}{A\sigma}\right) = \gamma_0' \exp\left(\frac{-\Delta\tau}{A\sigma}\right) \quad (5)$$

式中 γ_0' 为紧邻应力突跳 $\Delta\tau$ 之前瞬间的 γ_0 值,假设该时段为处于不受应力扰动的平稳状态($R=r$),则根据式(3),有 $\gamma_0' = 1/\dot{\tau}_r$ (Dieterich,1994)。

假定应力突跳幅度等同于由主震导致的静态库仑应力变化 ΔCFS ,则式(5)表达为(Hainzl et al 2010a,2010b; Cocco et al 2010)

$$\gamma_0 = \frac{1}{\dot{\tau}_r} \exp\left(\frac{-\Delta CFS}{A\sigma}\right) \quad (6)$$

进一步地,在正应力恒定的假设前提下($\dot{\sigma}=0$),若剪应力线性变化($\tau = \tau_0 + \dot{\tau}t$),由式(4)可得应力突跳之后短时平稳过程中状态参量 γ 的表达式为(Dieterich,1994)

$$\gamma = \left(\gamma_0 - \frac{1}{\dot{\tau}} \right) \exp\left(\frac{-t\dot{\tau}}{A\sigma}\right) + \frac{1}{\dot{\tau}} \quad (7)$$

将式(6)代入式(7),再代入式(3),有

$$R(t) = \frac{\dot{\tau}_r}{\left(\frac{\dot{\tau}}{\dot{\tau}_r} \exp\left(\frac{-\Delta CFS}{A\sigma}\right) - 1 \right) \exp\left(\frac{-t\dot{\tau}}{A\sigma}\right) + 1} \quad (8)$$

^② Shinji T, Ross S, Stein et al, 2011, Coulomb 3.2: Graphic-rich deformation & stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research & teaching.

主震发生的瞬间,出现应力突跳(应力阶步),使得主震前、后应力大小有明显差异。同时,主震应力突跳也会导致应力加载速率发生改变(Dieterich,1994),但若假定应力突跳前后应力加载速率相同,即 $\dot{\tau}_r = \dot{\tau}$,则式(8)简化为(Hainzl et al 2010a,2010b)

$$R(t) = \frac{r}{1 + (e^{-\frac{\Delta CFS}{A\sigma}} - 1)e^{-\frac{t}{t_a}}} \quad (9)$$

其中 $t_a = A\sigma/\dot{\tau}$,表示地震速率扰动的特征驰豫时间(Dieterich,1994; Hainzl et al 2010a)。

据此,主震后 T 时间内的全部地震数量为

$$N(T) = \int_0^T R(t) dt = \frac{r}{\dot{\tau}} [A\sigma \log(e^{-\frac{\Delta CFS}{A\sigma}} + e^{\frac{T}{t_a}} - 1) + \Delta CFS] \quad (10)$$

主震后 T 时间内的余震频次 $N_a(T)$ 应等于该时段内的全部地震数 $N(T)$ 减去背景地震数 rT

$$N_a(T) = N(T) - rT \quad (11)$$

式(10)代入式(11)并令 $T \rightarrow \infty$,可得与同震库仑应力变化有关的全部“直接”余震的数量为

$$N_a = \frac{r\Delta CFS}{\dot{\tau}} \quad (12)$$

如前所述,假定主震应力突跳前、后应力加载速率相同,即 $\dot{\tau}_r = \dot{\tau}$,而体积 V 内背景应力加载速率 $\dot{\tau}_r$ 与背景地震活动率 r 有关(Kostrov,1974; Hainzl 2010a)

$$\dot{\tau}_r = \langle M_0 \rangle \frac{r}{V} \quad (13)$$

$\langle M_0 \rangle$ 为平均地震矩,通过G-R关系由所研究的地震序列数据可得其标量值(Kostrov,1974)

$$\langle M_0 \rangle = 10^{(9.1+1.5M_{\min})} \frac{b}{1.5-b} \cdot \frac{10^{(1.5-b)(M_{\max}-M_{\min})}}{1-10^{-b(M_{\max}-M_{\min})}} \quad (14)$$

M_{\min} 和 M_{\max} 分别为序列震级下限和最大地震震级, M_L 震级标度; b 为G-R关系比例系数。 $\langle M_0 \rangle$ 单位为牛顿·米。联立式(14)、(13)及式(12),可得与同震库仑应力变化有关的全部“直接”余震的数量为

$$N_a(M \geq M_{\min}) = \frac{V}{\langle M_0 \rangle} \Delta CFS \quad (15)$$

将研究区划分为一系列体积为 dV 的等体积单元,令第 i 个单元体中心点处库仑应力变化为 ΔCFS_i ,则式(15)改写为

$$dN_a(M \geq M_{\min}) = \frac{dV}{\langle M_0 \rangle} \Delta CFS_i \quad (16)$$

事实上,若假定地震活动(以频次表征)仅与应力变化有关,则从另一个角度亦可得到上述关系式。在无外加应力扰动的平稳状态下,背景地震活动缘于持续、缓慢的构造加载。这种条件下,时间 Δt 内产生的地震数 N 与背景地震活动速率 r 和 Δt 之间存在如下关系(Dieterich,1994)

$$N = r\Delta t \quad (17)$$

令 $\dot{\tau}_r$ 为背景应力加载速率,由于持续匀速的背景应力加载, Δt 时间内产生的应力增加为 ΔCFS ,则有

$$\Delta t = \frac{\Delta CFS}{\dot{\tau}_r} \quad (18)$$

由式(17)、(18)有

$$N = r\Delta t = \frac{r\Delta CFS}{\dot{\tau}} \quad (19)$$

可见式(19)右侧与式(12)右侧相同。但需要注意的是,式(19)中 N 是由于持续匀速的构造加载导致体积 V 内应力增加 ΔCFS ,从而产生的背景地震数,其总的耗时如式(18)所列;而式(12)中 N_a 则为由于同震库仑应力变化 ΔCFS ,所产生的全部“直接”余震数。尽管两式中应力增加量均由 ΔCFS 表达,但两者导致 ΔCFS 的原因不同。前者缘于长时间、匀速稳定的构造加载,后者则缘于主震破裂在极短时间内所导致的应力扰动。但如前所述,若假定地震活动强弱(以地震频次表征)仅与应力增量 ΔCFS 有关,则由于主震破裂在短时间内产生的应力增量 ΔCFS 所导致的体积 V 内的余震数 N_a 亦可用式(19)进行表达,但其所耗时间远小于式(18)给出的 Δt (Hainzl 2010a)。

2 资料及结果

2.1 资料

选定研究区范围为 $29^{\circ}30' \sim 33^{\circ}30'N$ 、 $102^{\circ}00' \sim 106^{\circ}30'E$,该区域比汶川地震余震分布范围略大(参见蒋海昆等(2008)图3)。考虑到2013年4月20日在龙门山断裂带南端、汶川地震西南发生的芦山7.0级地震对周围区域的应力状况同样会有一定影响,因而本文研究时段止于芦山地震之前。图1为截至2013年4月20日芦山地震前的汶川地震序列 M_L 1.0以上地震 $M-t$ 图及月频次,由图1可见总体上序列衰减平稳。据四川区域地震台网测定,这一时期汶川地震序列共记录 M_L 1.0以上余震87844次,其中 M_L 1.0~1.9的59881次, M_L 2.0~2.9的22564次, M_L 3.0~3.9的4586次, M_L 4.0~4.9的730次、 M_L 5.0~5.9

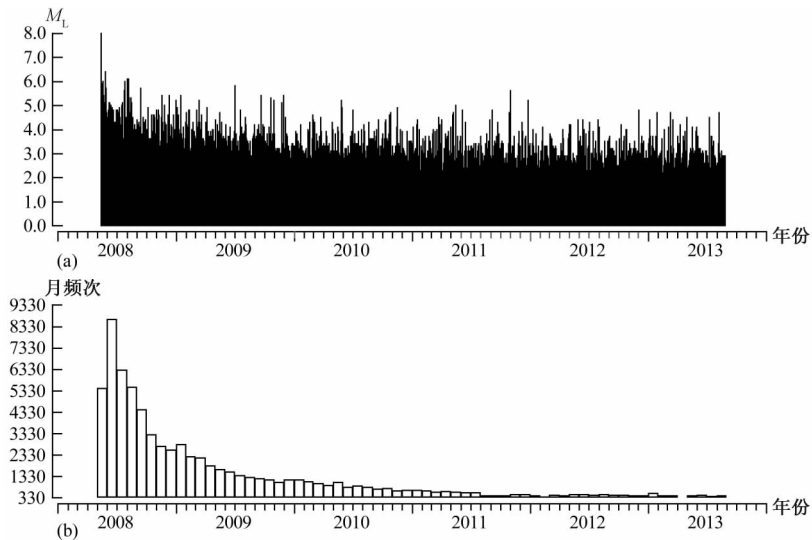


图1 2008年5月12日~2013年4月19日汶川地震序列 $M_L \geq 1.0$ 地震 $M-t$ 图(a)及月频次(b)

的 74 次、 M_L 6.0 ~ 6.9 的 8 次, 最大余震为 2008 年 5 月 25 日青川 M_L 6.4 地震。

2.2 最小完备震级及余震序列 b 值的确定

由于本文重点考察余震数目的变化, 因此余震序列最小完备震级的确定至关重要。在主震发生后的短时间内, 由于余震频发、波形叠加等多种因素的影响, 小地震会有较多漏记, 之后这种状况则会有较大改善。尤其对汶川地震这样的大地震, 由于震后短时间内增加布设了许多流动台站, 因而后期的地震监测能力会明显增强。有许多方法可用于最小完备震级的检测。通常认为, 震级不小于 M_C 的地震在震级-频度分布上满足 G-R 关系, 即可认为这些地震的记录是完备的 (Woessner et al, 2004; Wiemer et al, 2002; Cao et al, 2002; Marsan, 2003; Amorese, 2007)。基于此, 李金 (2012) 将汶川地震余震序列在时间上分为 3 个时段: 2008 年 5 月 12 ~ 25 日、5 月 26 日 ~ 8 月 15 日及 8 月 16 日 ~ 12 月 31 日。利用基于 G-R 关系的“完整性震级范围”(Entire-Magnitude-Range, EMR) 方法 (Woessner et al, 2004) 检测后认为, 上述时段的完备震级 M_C 分别为 M_L 3.2、 M_L 2.2 和 M_L 1.9。但是, EMR 方法在统计时段内无法甄别最小完备震级随时间的变化。本文在以往研究的基础上, 利用震级-序号图像方法 (Ogata et al, 1991) 给出汶川地震序列自 2008 年 5 月 12 日 ~ 12 月 31 日最小完备震级 M_C 随时间的变化 (图 2)。由图 2 可见, 在汶川地震后, M_L 3.5 以上地震事件基本完备。随着时间的推移, 最小完备震级逐渐降低: 震后大约 8 天左右, 最小完备震级降至 M_L 3.0; 2008 年 5 月 29 日 (震后大约 17 天) 之后, 最小完备震级降至 M_L 2.0 以下。利用该时段的汶川地震序列 $M_L \geq 3.5$ 地震资料得到 G-R 关系中的 b 值约为 0.97 (图 3)。

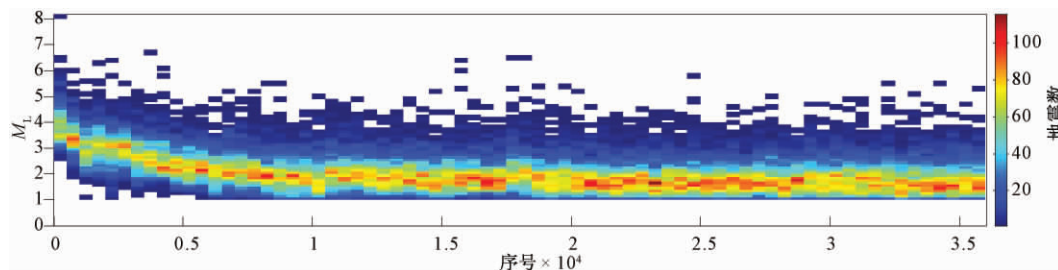


图 2 汶川地震 2008 年 5 月 12 日 ~ 12 月 31 日 $M_L \geq 1.0$ 地震事件的震级-序号图

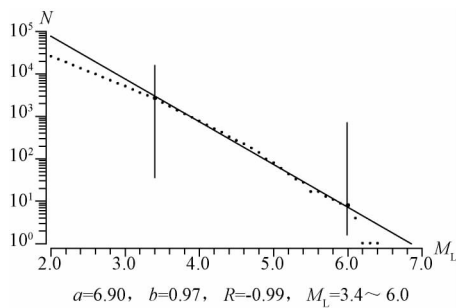


图 3 2008 年 5 月 12 日 ~ 2013 年 4 月 19 日汶川地震序列 $M_L \geq 2.0$ 地震 G-R 关系拟合

2.3 汶川地震同震库仑应力变化计算

主震破裂模型对静态库仑应力的计算结果有很大的影响。国内外已有大量研究涉及汶川主震的破裂过程(Ji 2008; 王卫民等, 2008; 赵翠萍等, 2009; 张勇等, 2008)③④, 研究结果总体上具有较高的一致性①, 即平均矩震级为 8.0 左右; 破裂持续时间 120s 左右, 由多次子事件组成, 主要能量在 20~80s 内释放; 断层破裂尺度介于 216~450km 之间, 平均 300km 左右; 破裂自初始破裂点沿断层向 NE 方向单侧扩展, 空间上呈现分段特征, 其中西南段(都江堰-汶川)和北东段(北川-青川)的破裂强度远大于中间段, 形成 2 个滑动量较大的区域; 破裂滑动方向在南西段以逆冲错动为主, 中间的汶川-茂县段倾滑分量显著减弱, 北部 NE 向北川-青川段错动方向以右旋走滑为主。其中 Ji 等(2008)基于 NEIC 全球 GSN 宽频记录反演的汶川地震破裂有限断层模型被广泛引用(Toda et al 2008; 万永革等, 2009; 石耀霖等, 2010; 解朝娣等, 2010; 缪森等, 2013), 该模型由 21×8 个滑移单元组成, 断层破裂最大深度 20km, 破裂滑动矢量分布已在网上公开发布⑤。本文亦基于该破裂模型进一步开展了库仑应力变化的计算。

将研究区(29°30′~33°30′N, 102°00′~106°30′E)在平面上划分为边长为 0.1°×0.1°的 1800 个网格单元, 深度步长 5km, 深度范围 5~25km, 各网格中接受断层参数首先基于实际断层资料(邓起东等, 2007; 张卫华等, 2005)确定。对于地质数据中缺乏接收断层滑动角的网格, 利用网格内地震的平均震源机制解结果代替, 并假定与主震破裂方向接近的 NE 方向节面为真实破裂面。对于实际地质资料完全缺乏的网格, 若远离主震破裂面且网格内有地震发生, 则采用网格内较大地震的震源机制解确定, 同样假定靠近 NE 方向的节面为破裂面。对于主震破裂面附近一定范围内的网格, 则统一采用主震震源机制解的结果。主震、余震震源机制解结果主要取自张致伟等(2010)、郑勇等(2009)、胡幸平等(2008)、郭祥云等(2010)、哈佛大学 CMT⑥以及 USGS⑦网站公布的结果。

在 Coulomb3.3 程序计算中, 采用弹性半空间模型, 泊松比为 0.25, 视摩擦系数 μ 为 0.4, 未考虑区域构造应力场变化的影响。同时, 为方便计算三维空间中的余震, 在其它参数不变的情况下, 分别计算 5~10、10~15、15~20、20~25km 范围内中心点深度上的 ΔCFS , 并假定每个深度上的接受断层分布相同, 结果如图 4 所示。图 4 与此前其他研究者给出的同震库仑应力变化结果(Toda et al 2008; 张国宏等, 2008; 万永革等, 2009; 解朝娣等, 2010)总体形态基本类似。

2.4 基于静态同震库仑应力变化的“直接”余震频次估计

假定大于 0.1MPa 的同震库仑应力变化方可触发余震(King et al, 1994), 在前述同震库仑应力变化计算的基础上, 基于式(16)、(14)计算余震频次的空间分布。首先分别计算每个单元体 dV 内的余震数 dN_a , 单元体长宽为 0.1°×0.1°, 厚度为 5km。式(14)中, M_{\min} 为序列震级下限, $M_{\max} = 8.0$, b 为 G-R 关系比例系数。 b 值具有明显的区域差异, 并随应力状态

③ <http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~nisimura/2008051>

④ http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/2008_e_sichuane_sichuan.html

⑤ <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big-earthquakes/2008/05/12/ShiChuan.html>

⑥ <http://www.globalemt.org/CMTfiles.htm>

⑦ <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/sopar>

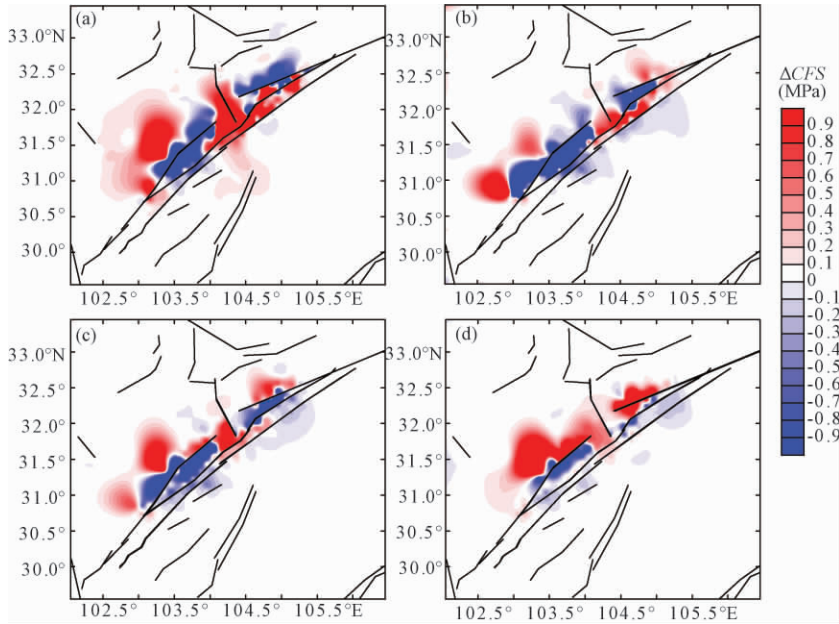


图4 不同深度的静态同震库仑应力变化及主要断层分布(黑色线条)

(a) 7.5km; (b) 12.5km; (c) 17.5km; (d) 22.5km

库仑应力变化单位为 MPa; 断层数据取自邓起东等(2007)

而改变(Kanamori, 1981; Urbancic et al, 1992)。就本文研究区而言,利用四川区域台网近30多年的地震资料得到的汶川地震前沿龙门山-岷山构造带的 b 值大多分布于0.7~1.1之间(易桂喜等, 2007、2008、2011)。因本文主要开展汶川地震余震频次的预测研究,故取基于汶川地震实际余震数据、通过G-R关系最小二乘拟合得到的 b 值为0.97(参见图3)。将同一经、纬度网格内所有深度上的余震频次进行累加,得到 M_{\min} 以上余震的频次空间分布。

作为实例,图5给出 $M_{\min} = M_L 3.5$ 的实际余震频次(图5(a))和理论计算“直接”余震频次(图5(b))的空间分布。可见在主震破裂带尤其是主震破裂带南段,与同震库仑应力变化相关的“直接”余震数(图5(b))明显少于实际(图5(a)),汶川主震破裂面上实际余震分布十分密集(参见蒋海昆等(2008)图3)。从计算过程来看,主震破裂带尤其是主震破裂带南段“直接”余震数明显较少这一现象,与其上同震库仑应力变化为负有关(图4)。

关于主震破裂面上同震库仑应力变化为负(主震破裂面上应力降低)的问题,存在诸多的讨论及争议。从算法的角度来看,主震破裂面上静态同震库仑应力变化的计算非常复杂。这一方面源于断层几何细节及滑移分布的不确定性(King et al, 1994);另一方面缘于受接受断层不同滑动分布的影响(Hainzl et al, 2010a, 2010b);再一方面则与静态库仑应力算法中Okada方程近位错部分的奇异点性质(Okada, 1992)有关,这也是以往一般对近断层区域余震活动与同震库仑应力变化之间关系考虑不多的主要原因(Gross et al, 1997; Hardebeck et al, 1998)。此外,也有研究者认为,大震会引起主震破裂面附近区域主应力场发生变化,从而影响库仑应力的计算结果,这种影响主要集中在震源区附近(Zhao et al, 1997; 石耀霖等, 2010)。

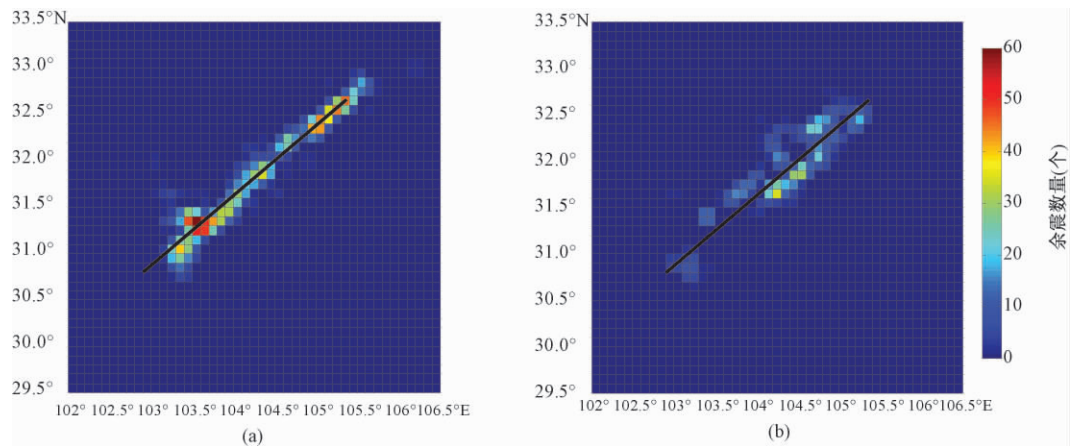


图5 网格化的余震数量空间分布(网格尺寸: $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$)

(a) 2008年5月12日~2013年3月31日 $M_L \geq 3.5$ 实际余震频次分布;

(b) 基于 ΔCFS 计算的 $M_L \geq 3.5$ “直接”余震频次分布

另一方面,许多大震后静态同震库仑应力变化在主震破裂面上都是降低的(Perfettini et al 2007; Toda et al 2008; 张国宏等 2008; 万永革等 2009; 王莹等 2011),即主震往往导致主震破裂面上应力水平的降低。汶川地震前后龙门山地震带上原地应力的实际测量结果也支持这一观点(郭啟良等 2009)。

同震破裂模型对同震库仑应力计算结果有一定的影响。对比研究表明,依据不同的同震破裂模型计算的库仑应力空间分布略有差异,其中包括对主震破裂面上库仑应力变化的影响(Ji et al 2008; 王卫民等 2008; 赵翠萍等 2009; 张勇等 2008)。但整体结果显示,库仑应力增加最大的区域主要集中在汶川主震破裂南北两个端点及其向外延伸的区域。汶川主震破裂断层具有逆掩性质,尤其是南段,对于逆掩断层,地震的发生会释放垂直于断层走向的水平压应力。从物理学角度讲,主震破裂面上尤其是震源附近出现较大应力降从而导致 ΔCFS 为负或许是合理的。

综上所述,除上述各种可能的影响之外,主震导致主震破裂面上应力水平降低(同震库仑应力变化为负)的现象可能是一个不争的事实。

因而,前述与汶川同震库仑应力变化相关的“直接”余震的计算结果表明,汶川主震破裂面上真实的密集余震分布,可能无法完全解释为受同震库仑应力变化的影响。事实上如前所述,本文计算的“直接”余震频次是指由于同震静态库仑应力变化所触发的余震活动。除此之外,大震后的余震活动可能与诸如动态应力触发(Hill et al, 1993; Cotton et al, 1997; Kilb et al 2000)、震后余滑(Marone, 1991; Perfettini et al 2007)、中下地壳的粘性松弛过程(Yamashita, 1979; Deng et al, 1998; Perfettini et al 2004; Freed et al 2001)等多种因素有关。如对1992年Landers地震的详细研究结果就显示(Perfettini et al 2007),主震破裂面上的同震应力变化是降低的,但其下方脆性蠕变带余滑过程在主震破裂面上产生的应力变化却是增加的,并且量值最大。据此Perfettini等(2007)认为,余滑对Landers主震破裂面上的余震活动有重要的贡献。

2.5 “直接”余震活动持续时间估计

既然汶川地震余震不能完全解释为受同震库仑应力变化的影响,那么我们希望了解同震库仑应力变化所导致的“直接”余震究竟占到总余震数的多少?仅考虑地震空间分布而不顾及震源深度的差异,图6以 $M_L \geq 3.5$ 地震为例,给出不同时段余震频次随空间距离的变化。首先将“主震破裂带”简化为图5中黑色直线所示,考虑到地震定位精度及“主震破裂带”空间位置的粗略简化,空间距离间隔取为10km,将距“主震破裂带”不同距离范围内(例如 $0 \sim < 10$ 、 $10 \sim < 20$ 、……km)的余震数量求和,观察其在空间上随距离的变化情形。其中图5中的粗黑线给出二维情形下与静态同震库仑应力触发有关的所有“直接”余震频次随距离的变化。由图6可见,无论那一个时段, $0 \sim < 10$ km范围内实际余震频次均最高,并且余震频次随距主震破裂带距离的增加衰减明显,这意味着,实际余震主要分布于主震破裂面及附近区域。从与静态同震库仑应力触发有关的“直接”余震频次随距离的变化来看(图5中粗黑线) $0 \sim < 10$ km范围内的理论计算频次明显低于实际频次,而 $10 \sim < 20$ km范围的“直接”余震频次最高,20km以上范围的理论余震频次同样随距离的增加明显衰减,并且与实际余震的衰减方式较为接近。这表明,就汶川地震余震活动而言,主震破裂面之外区域的余震可能主要缘于同震库仑应力触发;而主震破裂面及附近区域的余震,则可能有很大一部分与同震库仑应力变化无关。

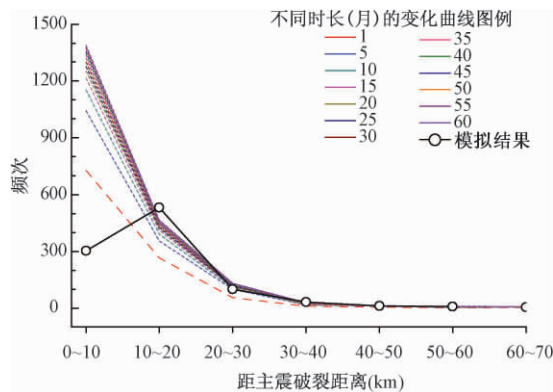


图6 汶川8.0级地震 $M_L 3.5$ 以上余震频次随距主震破裂带距离的变化

—□— 基于模型计算的“直接”余震频次 ———— 实际余震频次
 细虚线由下至上分别为震后1、5、10、…、60个月的实际余震频次

若仅考虑10km之外区域的统计结果,由图6还可看出,在主震后较短时间(例如震后1个月),实际余震频次曲线明显位于粗黑线所示的理论频次曲线下方。随着时间的增加,实际余震频次逐渐接近理论频次,当时间足够长之后,实际余震频次曲线总体上将位于理论频次曲线上方。由于式(12)为时间趋于无穷时的结果,因而本文“直接”余震频次是与同震库仑应力触发有关的全部余震之和。这也意味着,可以依据图6中与理论余震频次曲线最为接近的实际余震频次曲线的时间,粗略确定同震库仑应力变化所导致的“直接”余震的活动持续时间。在同震库仑应力有效影响时间范围之后,余震活动可能更多地与震后余滑(Marone, 1991; Perfettini et al 2007)或粘性松弛(Yamashita, 1979; Deng et al, 1998; Perfettini et al 2004; Freed et al 2001)等其他机制有关。

针对如图 6 所示的余震频次随距离的变化,令 N_{pre} 与 N_{act} 分别表示理论余震频次及实际余震频次,则理论余震频次曲线与实际余震频次曲线之间的残差可表示为

$$\delta(i) = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^n [N_{pre}(i) - N_{act}(i)]^2}{n-1}} \quad (20)$$

式中 i 为频次曲线上的序号 $i=0,1,2,\dots$ 时的 $N_{pre}(i)$ 与 $N_{act}(i)$ 分别对应图 6 中 $0 \sim <10$ 、 $10 \sim <20$ 、 $20 \sim <30$ 、 \dots km 范围的理论及实际余震频次,余类推。

取不同的震级下限,自震后 1~60 个月,逐月计算理论余震频次与实际余震频次随距离变化曲线的残差,归一化的残差结果如图 7 左侧图所示。残差曲线最低值对应的时间即同震库仑应力变化所导致的余震活动的持续时间。依据图 7,表 1 给出与同震库仑应力变化有关的“直接”余震活动的持续时间。由表 1 可见,随着震级下限的提高,与同震库仑应力变化有关的“直接”余震持续时间逐渐缩短。例如对 $M_L \geq 3.5$ 以上地震,这一时间至少应大于 59 个月;对 $M_L \geq 3.7$ 以上地震,这一时间约为 44 个月;对 $M_L \geq 4.0$ 以上地震,这一时间约为 15 个月。之后时段的余震活动可能更多地缘于震后余滑及粘性松弛等其他与时间有关的因素的影响。

表 1 与同震 $\Delta CFSF$ 有关的“直接”余震活动持续时间及所占比例

震级范围	最小残差 δ (个)	持续时间 T (月)	对应时间(年-月)	所占比例(%)
$M_L \geq 3.5$	32.686	59	2013-03	48.6
$M_L \geq 3.6$	18.432	59	2013-03	46.5
$M_L \geq 3.7$	11.241	44	2011-12	45.8
$M_L \geq 3.8$	10.769	44	2011-12	45.1
$M_L \geq 3.9$	9.214	36~40	2011-04~08	44.7
$M_L \geq 4.0$	9.978	15~16	2009-07~08	47.3

注“所占比例”为“持续时间”内计算得到的与同震库仑应力变化有关的“直接”余震数除以该时段内的实际余震数

图 7 右侧给出相应持续时间内实际余震频次与理论余震频次随距离的变化。由图 7 右侧图可见,即使考虑理论计算与实际统计的最好拟合,在 10km 范围内的近断层区域,理论计算的“直接”余震频次仍然显著低于实际余震频次。这表明,即使是在同震库仑应力作用的“有效”时间段内,主震破裂面上的余震活动有许多仍然与同震库仑应力变化无关。利用上述“持续时间”内与同震库仑应力变化有关的“直接”余震数,以之除以该时段内总的实际余震数,得到与同震库仑应力变化相关的“直接”余震数占全部余震的比例,结果列于表 1 第 5 行,可见这一比例介于 44.7%~48.6%,不同震级下限略有差异。此结果与 Perfettini 等(2007)对 Landers 地震所得到的结果基本类似,Perfettini 等(2007)的结果显示,Landers 地震至少有 90% 以上的 $M_L 2.0$ 以上余震发生于库仑应力增加的区域(库仑应力增加包括同震及震后余滑两部分的影响),其中仅有约 41.6%~60.5% 不等(不同深度略有差异)的余震可能缘于同震库仑应力变化增加的影响(表 2)。

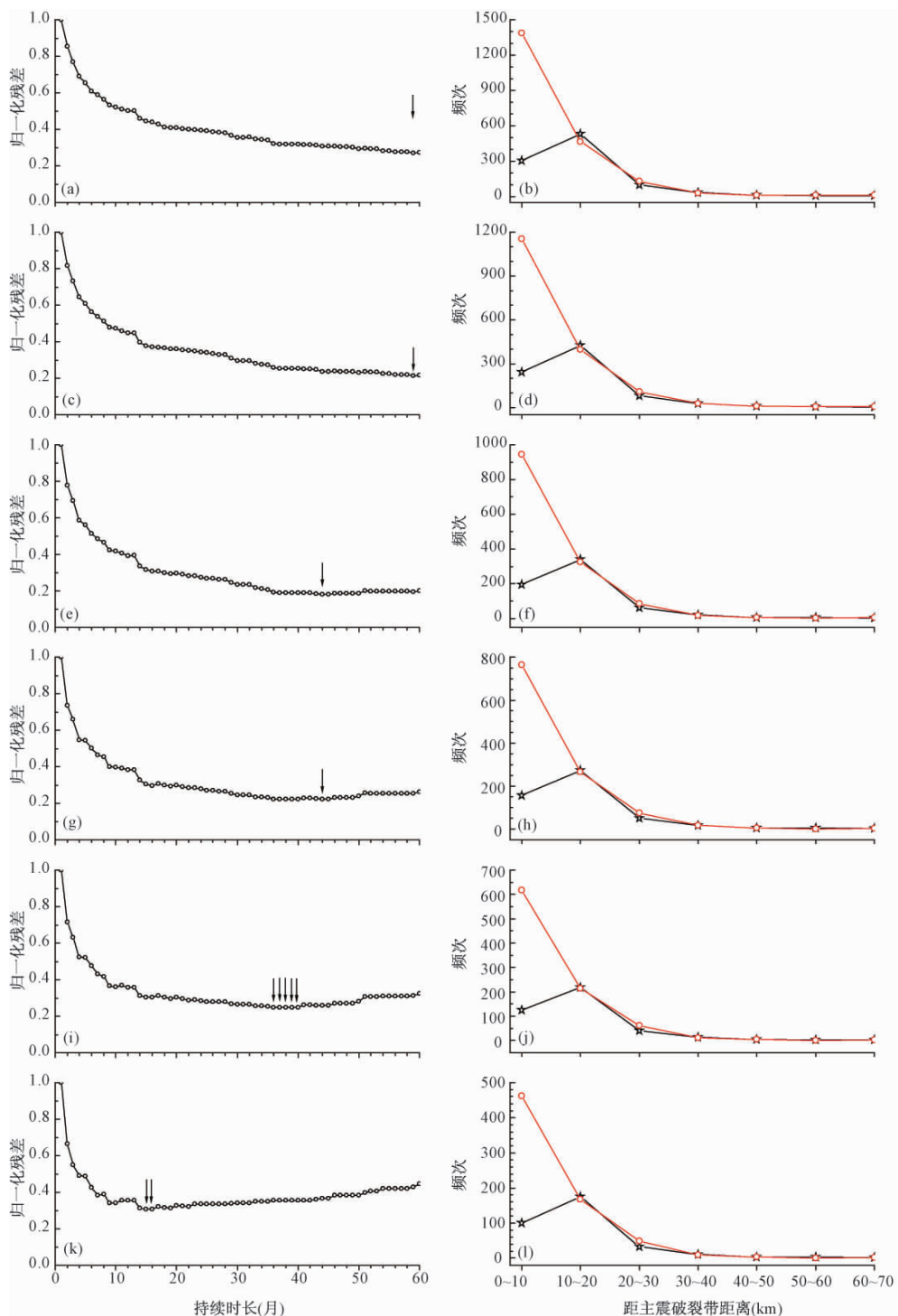


图7 余震频次随距主破裂断层距离的变化(右侧图:—□—理论预测频次;—□—实际余震频次)及不同时段理论预测频次与实际余震频次之间的归一化残差(左侧图:箭头指示最小归一化残差对应的时间)

(a)、(b) 对应 $M_{\min} \geq M_L 3.5$; (c)、(d) 对应 $M_{\min} \geq M_L 3.6$; (e)、(f) 对应 $M_{\min} \geq M_L 3.7$;
 (g)、(h) 对应 $M_{\min} \geq M_L 3.8$; (i)、(j) 对应 $M_{\min} \geq M_L 3.9$; (k)、(l) 对应 $M_{\min} \geq M_L 4.0$

表 2 Landers 地震同震及震后库仑应力计算结果与实际余震数量对比
(引自 Perfettini 等(2007)的结果)

计算深度(km)	同震库仑应力变化增加区域 地震所占比例(%)	震后库仑应力增加(同震+余滑) 区域地震所占比例(%)
5	58.4	96.3
10	60.5	96.3
15	41.6	88.8

3 小结与讨论

(1) 利用 Ji 等(2008)的汶川地震主震破裂模型,以实际断层参数结合震源机制解确定网格内接受断层的基本参数,分层计算了汶川地震在附近区域产生的同震静态库仑应力变化,计算结果总体上与已有研究结果一致。在其他参数不变的条件下,不同深度的库仑应力变化略有一定差异。

(2) 在同震静态库仑应力变化计算的基础上,基于速率-状态摩擦定律及与同震静态库仑应力变化相关的余震频次估计方法(Hainzl et al, 2010a; Dieterich, 1994),计算了不同区域与汶川地震同震静态库仑应力触发相关的“直接”余震频次。与实际余震频次空间分布的对比结果显示,主震破裂带、尤其是主震破裂带南段的理论余震频次明显低于实际频次,其直接原因缘于主震破裂面上的同震静态应力变化小于 0。基于以往研究,对汶川同震应力变化导致主震破裂面上应力水平降低这一现象进行了讨论,认为尽管存在诸多可能的影响计算的因素,但同震应力变化导致主震破裂面大部分区域的应力降低这一现象,可能具有普遍性。对比已有研究结果(Perfettini et al 2007)认为,汶川地震主震破裂面上实际发生的大量余震,可能主要缘于断层深部脆性蠕滑过程对主震破裂面的重新加载,而与同震静态库仑应力变化的直接触发关系不明显。

(3) 基于不同时段理论计算及实际余震频次随距离变化的对比结果,认为汶川地震同震静态库仑应力触发对余震活动的影响与震级下限有关。对于 $M_L 4.0$ 以上余震,这一时间约为 15~16 个月;对于 $M_L 3.5$ 以上余震,这一时间接近 60 个月。之后时段的余震活动,可能更多地缘于震后余滑及粘弹松弛的影响。即使是在同震库仑应力作用的“有效”时间段内,主震破裂面上的余震活动有许多仍然缘于震后余滑及粘性松弛的影响。该时段内与同震库仑应力变化相关的“直接”余震数占全部余震的比例,介于 44.7%~48.6%,不同震级下限略有差异。这一结果与 Perfettini 等(2007)对 Landers 地震所得到的结果基本类似。

(4) 本文库仑应力变化计算中泊松比固定取为 0.25,但根据以往研究,即使仅仅考虑龙门山断裂带,其上的实际泊松比分布也存在空间差异。王椿镛等(2010)对川滇地区的泊松比计算结果将龙门山断裂带划分为南、北两段,南段泊松比较高,北段泊松比相对较低。其空间高、低等值线分布与汶川地震的同震库仑应力变化有一定的对应关系,南段高泊松比区域对应静态库仑应力变化为负的区域,北段较低的泊松比对应与库仑应力变化为正的区。这究竟是一种巧合还是确有其内在的物理关联性,尚不能断言。但需要指出的是,泊松比表征介质的强弱,龙门山南段相对较高的泊松比与南段强烈的挤压环境及较高的介质强度有关,类似条件下巨大的逆冲型破裂,是否能够导致破裂区域产生较其他区域更为显著的应力

释放,是一个值得进一步探讨的问题。

致谢: 蒋长胜博士提供了震级-序号图像方法确定最小完备震级的计算程序,宋金、孟令媛博士在库仑应力计算方面提供帮助,李胜乐研究员在 Mapinfo 应用方面给予指导,特此致谢!

参考文献

- 邓起东、冉勇康、杨晓平等 2007,中国活动构造图,北京:地震出版社。
- 郭祥云、陈学忠、李艳娥等 2010,2008年5月12日四川汶川8.0级地震与部分余震的震源机制解,地震,30(1),50~60。
- 郭啟良、王成虎、马宏生 2009,汶川 M_s 8.0 级大震前后的水压致裂原地应力测量,地球物理学报,52,1395~1401。
- 胡幸平、俞春泉、陶开等 2008,利用 P 波出动资料求解汶川地震及其余震震源机制,地球物理学报,51,1711~1718。
- 华卫、陈章立、李志雄等 2009,汶川 8.0 级地震触发与余震活动空间分布研究,地震,29(1),33~39。
- 黄媛、吴建平、张天中等 2008,汶川 8.0 级大地震及其余震序列重定位研究,中国科学 D 辑:地球科学,38(10),1242~1249。
- 蒋海昆、黎明晓、吴琼等 2008,汶川 8.0 级地震序列及相关问题讨论,地震地质,30(3),743~758。
- 刘启元、陈九辉、李顺成等 2008,汶川 8.0 地震:川西流动地震台阵观测数据的初步分析,地震地质,30(3),584~596。
- 李金 2012,汶川余震活动的固体潮触发研究,硕士学位论文,北京:中国地震局地震预测所。
- 吕坚、苏金蓉、靳玉科等 2008,汶川 8.0 级地震序列重新定位及其发震构造初探,30(4),917~925。
- 缪淼、朱守彪 2013,2013年芦山 M_s 7.0 地震产生的静态库仑应力变化及其对余震空间分布的影响,地震学报,35(5),619~631。
- 邵志刚、周龙泉、蒋长胜等 2010,2008 汶川 M_s 8.0 地震对周边断层地震活动的影响,地球物理学报,58(8),1784~1795。
- 单斌、李佳航、韩立波等 2012,2010年 M_s 7.1 级玉树地震同震库仑应力变化以及对 2011年 M_s 5.2 级囊谦地震的影响,地球物理学报,55(9),3028~3042。
- 石耀霖、曹建玲 2010,库仑应力计算及应用过程中若干问题的讨论——以汶川地震为例,地球物理学报,53(1),102~110。
- 万永革、沈正康、盛书中等 2009,2008年汶川大地震对周围断层的影响,地震学报,31(2),128~139。
- 王椿镛、楼海、姚志祥等 2010,龙门山及其邻区的地壳厚度和泊松比,第四纪研究,30(4),652~661。
- 王卫民、赵连锋、李娟等 2008,四川汶川 8.0 级地震震源过程,地球物理学报,51(5),1403~1410。
- 王莹、吴小平、赵韬 2011,震源参数因素对玉树地震库仑破裂应力图像及其与余震活动统计关系,地震学报,33(5),595~604。
- 吴小平、黄雍、胡家富等 2008,汶川 M_s 8.0 巨震产生完全库仑破裂应力变化及其强余震群,地震研究,32(4),357~365。
- 解朝娣、朱元清、雷兴林等 2010, M_s 8.0 汶川地震产生的应力变化空间分布及其对地震活动性的影响,中国科学:地球科学,40(6),688~698。
- 易桂喜、范军、闻学泽 2007,多地震活动性参数在断裂带现今活动习性与地震危险性评价中的应用与问题由现今地震活动分析鲜水河断裂带中南段活动习性与强震危险地段,地震地质,29(2),254~271。
- 易桂喜、闻学泽、苏有 2008,川滇活动地块东边界强震危险性研究,地球物理学报,51(6),1719~1725。
- 易桂喜、闻学泽、辛华等 2011,2008年汶川 M_s 8.0 地震前龙门山-岷山构造带的地震活动性参数与地震视应力分布,地球物理学报,54(6),1490~1500。
- 张国宏、单新建、李卫东 2008,汶川 M_s 8.0 地震库仑破裂应力变化及断层危险性初步研究,地震地质,30(4),935~944。
- 张卫华、廉超、陈昊等 2005,基于 MapInfor 的中华人民共和国 1/50 万数字地质图数据库管理系统,地震地质,27(3),470~478。
- 张勇、冯万鹏、许立生等 2008,2008年汶川大地震的时空破裂过程,中国科学 D 辑:地球科学,38(10),1186~1194。
- 张致伟、张永久、程万正等 2010,汶川 8.0 级地震序列的小震震源机制及应力场特征,地震研究,33(1),43~49。
- 赵翠萍、陈章立 2009,汶川 M_w 8.0 地震震源破裂过程研究——分段特征,科学通报,22,11~29。
- 郑勇、马洪生、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的关系,中国科学 D 辑,39(4),

- 413 ~ 426.
- Amorese D , 2007 , Applying a change-point detection method on frequency-magnitude distributions , *Bull Seism Soc Am* , **97** , 1742 ~ 1749.
- Ben Z Y , Rice J R , Dmowski R , 1993 , Interaction of the San Andreas fault creeping segment with adjacent great rupture zones and earthquake recurrence at Parkfield , *J Geophys Res* , **98** , 2135 ~ 2144.
- Cao A M , Gao S S , 2002 , Temporal variation of seismic *b*-values beneath northeastern Japan island arc , *Geophys Res Lett* , **29** (9) , 1334.
- Cocco , Hainzl S , Catali F et al , 2010 , Sensitivity study of forecasted aftershock seismicity based on Coulomb stress calculation and rate and state dependent frictional response , *J Geophys Res* , **115** , B05307 , doi: 10. 1029/2009JB006838.
- Cotton F , Coutant O , 1997 , Dynamic stress variations due to shear faulting in a Plane-layered medium , *Geophys J Int* , **128** , 676 ~ 688.
- Das S , Scholz H , 1981 , Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase ? *Bull Seism Soc Am* , **71** (5) , 1669 ~ 1675.
- Deng J , Gurnis M , Kanamori H et al , 1998 , Viscoelastic flow in the lower crust after the 1992 Landers , California earthquake , *Science* , **282** , 1689 ~ 1692.
- Dieterich J H , 1979a , Modeling of rock friction 1: Experimental results and constitutive equations , *J Geophys Res* , **8** , 2161 ~ 2168.
- Dieterich J H , 1979b , Modeling of rock friction 2: Simulation of preseismic slip , *J Geophys Res* , **8** , 2169 ~ 2175.
- Dieterich J H , 1981 , Constitutive properties of faults with simulated gouge , in *Mechanical Behavior of Crustal Rocks* , *Geophys Monogr Ser* , AGU , Washington , D C , **24** , 103 ~ 120.
- Dieterich J H , 1994 , A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering , *J Geophys Res* , **99** , 2601 ~ 2618 , doi: 10. 1029/2009JB006838.
- Freed A M , Lin J , 2001 , Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by Viscoelastic stress transfer , *Nature* , **411** (6834) , 180 ~ 183.
- Gross S , Kisslinger C , 1997 , Estimating tectonic stress rate and state with Landers aftershocks , *J Geophys Res* , **102** (B4) , 7603 ~ 7612.
- Hainzl S , Brietzke G B , Zoller G , 2010a , Quantitative earthquake forecasts resulting from static stress triggering , *J Geophys Res* , **115** , B11311 , doi: 10. 1029/2010JB007473.
- Hainzl S , Zoller G , Wang R , 2010b , Impact of the receiver fault distribution on aftershock activity , *J Geophys Res* , **115** , B05315 , doi: 10. 1029/2008JB006224.
- Han Z J , 2003 , Possible reduction of earthquake hazard on the Wellington Fault , New Zealand , after the nearby 1855 , M8. 2 Wairarapa Earthquake and implication for interpreting paleo-earthquake intervals , *Annals of Geophysics* , **46** (5) , 1141 ~ 1154.
- Hardebeck J L , Nazareth J J , Hauksson E , 1998 , The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershock sequences , *J Geophys Res* , **103** (24) , 427 ~ 437.
- Harris R A , 1998 , Introduction to special section: Stress triggers , stress shadows and implications for seismic hazard , *J Geophys Res* , **103** , 35 ~ 53.
- Hill D P , Reasenberg P A , Michael A et al , 1993 , Seismicity remotely triggered by the magnitude 7. 3 Landers , California earthquake , *Science* , **260** , 1617 ~ 1623.
- Hsu Y-J , Simons M , Avouac J-P et al , 2006 , Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake , Sumatra , *Science* , **312** , 1921 ~ 1926.
- Ji C , Kirby , 2008 , Preliminary result of the May 12 , 2008 M_w 7. 9 eastern Sichuan , China earthquake , May 12 , 2008. http://www.geol.ucsb.edu/faculty/ji/big_earthquakes/2008/05/12/ShiChuan.html (last accessed 8 June 2008) .
- Kanamori H , 1981 , The nature of seismicity patterns before large earthquakes , In *Earthquake Prediction: An International Review* (eds Simpson , D W , Richards , P G) , AGU , Washington D C , **4** , 1 ~ 19.
- Kilb D , Gomberg J , Bodin P , 2000 , Earthquake triggering by dynamic stresses , *Nature* , **408** , 570 ~ 574.
- King G C P , Stein R S , Lin J , 1994 , Static stress changes and the triggering of earthquakes , *Bull Seism Soc Am* , **84** , 935 ~ 953.

- Kostrov V ,1974 , Seismic moment and energy of earthquakes , and seismic flow of rock , *Physics of the Solid Earth* **21** ,1 ~ 13.
- Lin J ,Stein R S ,2004 ,Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults , *J Geophys Res* ,**109** , B02303 ,doi: 10. 1029/2003JB002607.
- Marone C J ,Scholz C H ,Bilham R ,1991 ,On the mechanics of earthquake afterslip , *J Geophys Res* ,**96** , 8441 ~ 8452.
- Marsan D ,2003 ,Triggering of seismicity at short timescales following Californian earthquakes , *J Geophys Res* ,**108**(B5) , 2266.
- Ogata Y ,Imoto M ,Katsura K ,1991 ,3-D spatial variation of *b*-values of magnitude frequency distribution beneath the Kanto district ,Japan , *Geophys J Int* ,**104** ,135 ~ 146.
- Okada Y ,1992 ,Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space , *Bull Seism Soc Am* ,**82** ,1018 ~ 1040.
- Parsons T ,Chen J ,Kirby E ,2008 ,Stress changes from the 2008 Wenchuan earthquake and increased hazard in the Sichuan Basin , *Nature* ,doi: 10. 1038/nature07177.
- Perfettini H ,Abouac J P ,2004 ,Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks , application to the Chi-Chi earthquake , Taiwan , *J Geophys Res* ,**109**(B2) , B02304.
- Perfettini H ,Avouac J-P ,2007 ,Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers earthquake , *J Geophys Res* ,**112** , B07409 ,doi: 10. 1029/2006JB004399.
- Pollitz F F ,Sacks I S ,1997 ,The 1995 Kobe ,Japan ,earthquake: A long delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquake , *Bull Seism Soc Am* ,**87** ,1 ~ 10.
- Ruina A L ,1983 ,Slip instability and state variable friction laws , *J Geophys Res* ,**88** ,10359 ~ 10370.
- Rydelek P A ,Sacks I S ,1990 ,Asthenosphere viscosity and stress diffusion : A mechanism to explain correlated earthquake and surface deformation in NE Japan , *Geophys J Int* ,**100** ,39 ~ 58.
- Smith S ,Wyss M ,1968 ,Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake , *Bull Seism Soc Am* **58** ,1955 ~ 1973.
- Stein R S ,1999 ,The role of stress transfer in earthquake occurrence , *Nature* ,**402** ,605 ~ 609.
- Toda S ,Jian Lin ,Mustapha M et al ,2008 ,12 May 2008 *M* = 7. 9 Wenchuan , China , earthquake calculated to increase failure stress and seismicity rate on three major fault systems , *Geophys Res Lett* ,**35** , L17305 ,doi: 10. 1029/2008GL034903.
- Toda S ,Stein R S ,2003 ,Toggling of seismicity by the 1997 Kagoshima earthquake couplet: A demonstration of time-dependent stress transfer , *J Geophys Res* ,**108**(B12) , 2567.
- Toda S ,Stein R S ,Keith R D et al ,2005 ,Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer , *J Geophys Res* ,**110** , B05S16 ,doi: 10. 1029/2004JB003415.
- Toda S ,Stein R S ,Reasenber P A et al ,1998 , Stress transferred by the 1995 , *M_w* = 6. 9 Kobe , Japan , shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities , *J Geophys Res* ,**103**(B10) , 24543 ~ 24565.
- Troise C ,DeNatale G ,Pingue F et al ,1998 , Evidence for static stress interaction among earthquakes in south-central Apennines (Italy) , *Geophys J Int* ,**134** ,809 ~ 817.
- Urbancic T I ,Trifu C I ,Long J M ,1992 ,Space-time correlations of *b* values with stress release , *Pure Appl Geophys* ,**139** ,449 ~ 462.
- Wiemer S ,Wyss M ,2002 , Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes , *Adv Geophys* ,**45** , 259 ~ 302.
- Woessner J ,Hauksson E ,Wiemer S et al ,2004 ,The 1997 Kagoshima (Japan) earthquake doublet: a quantitative analysis of aftershock rate changes , *J Geophys Res Lett* ,**31** , L03605.
- Yamashita T ,1979 , Aftershock occurrence due to viscoelastic stress recovery and an estimate of the tectonic stress field near the San Andreas fault system , *Bull Seism Soc Am* **68**(3) , 680 ~ 686.
- Zhao D ,Kanamori H ,Wiens D ,1997 ,State of stress before and after the 1994 Northridge earthquake , *Geophys Res Lett* **24**(5) , 519 ~ 522.
- Zweck C ,Freymueller J T ,Cohen S C ,2002 ,Three-dimensional elastic dislocation modeling of the postseismic response to the 1964 Alaska earthquake , *J Geophys Res* ,**107**(B4) , 2064 ,doi: 10. 1029/2001JB000409.

Aftershock sequence frequency research on the Wenchuan aftershock sequence based on the coseismic coulomb stress changes

*Jia Ruo*¹⁾ *Jiang Haikun*²⁾

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

2) China Earthquake Networks Center , Beijing 100045 , China

Abstract On the basis of the aftershock frequency estimation method , the coseismic static coulomb stress changes calculation and rate- and state-dependent fault constitutive law , we calculate the Wenchuan “direct” aftershocks frequency and the coseismic static coulomb stress changes of its aftershock zone in the different areas nearby. We find that the forecast result is lower than the actual significantly in the main fracture zone , especially in the south of the fracture , because of the decrease of the calculated coseismic coulomb stress change. It also shows that the effect time of the coulomb stress changes on aftershock activity is associated with the lower magnitude , which is about 15 ~ 16 months for the aftershocks above $M_L4.0$, and close to 60 months for that above $M_L3.5$. In this period , the ratio of the “direct” aftershocks caused by coseismic coulomb stress changes lies between 44.7% to 48.6% , which suggests that , even in the “effective” period of coseismic coulomb stress changes , there is about half of the aftershocks independent of the coseismic coulomb stress changes in the fracture zone of the mainshock. It is pointed out that those aftershocks may be related to the afterslip or the viscoelastic relaxation process , which are time dependent cases.

Key words: Wenchuan earthquake Static Coulomb Failure Stress Changes “Direct” aftershocks frequency Aftershock spatial distribution Afterslip