

贾若、蒋海昆, 2013, 基于应力变化的余震预测研究综述, 中国地震, 29(3), 293 ~ 305。

· 综述与探讨 ·

## 基于应力变化的余震预测研究综述

贾若<sup>1)</sup> 蒋海昆<sup>2)</sup>

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** 本文综述了近期基于应力变化的余震预测研究进展。从静态库仑应力触发角度对余震活动进行研究主要有两方面内容: 一是集中于对主震触发余震机制的讨论; 二是通过库仑应力变化分布区域与实际余震空间分布区域进行定性对比分析, 并认为库仑应力变化为正的区域内有利于余震的发生, 而这正是余震活动与应力变化高度相关的重要证据。基于应力变化的余震预测研究的一项重要内容是建立在速率-状态依从摩擦定律基础之上的余震活动率研究, 即将余震活动作为一系列独立的成核事件, 从断层滑动触发地震的角度出发, 结合静态库仑应力计算得到余震活动率, 进而得到余震数量。余震活动是与断层面上的剪切应力变化相关联的, 余震活动率受应力扰动幅度、应力加载速率、断层基本物理特性及背景地震活动率等的影响。考虑到“余震激发余震”的特点, ETAS 模型与静态库仑应力变化相结合的研究方法提供了一条统计学与物理学方法(应力变化)相结合、能更完整地刻画余震活动特征的可能途径。

**关键词:** 余震 速率-状态依从摩擦定律 静态库仑应力变化 余震活动率 背景地震活动率

[文章编号] 1001-4683(2013)03-0293-13 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

### 0 引言

余震研究是地震学中一直受到关注的研究领域, 余震预测是地震短临预测的一个重要方面, 余震序列类型判定、最大余震震级预测及余震活动持续时间估计等是余震预测的最重要内容, 也是震后救援、灾后重建过程中政府、社会公众最为关心的问题。从实际需求出发, 我国已对余震序列开展了持续广泛的研究(吴开统等, 1990; 国家地震局, 1990; 中国地震局, 1998; 蒋海昆等, 2007), 研究结果在震后应急工作中发挥了重要的作用。但总体来看, 国内余震研究的特点是以大量实际震例的统计及对应性研究为主, 强调基于预测的实用性, 具有物理基础的预测研究较少, 而国外则在余震统计模型建立、余震发生机理研究等方面开

[收稿日期] 2013-05-06

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

展了大量卓有成效的工作。

关于余震强度分布的研究,取得的共识是完整余震序列的震级-频度关系符合 G-R 关系,其比例系数  $b$  值为  $0.6 \sim 1.1$  (Utsu, 2002);  $b$  值具有一定的区域差异,且在强余震活动期间,  $b$  值相对较低 (Kisslinger et al, 1991)。实验及理论研究表明 (蒋海昆等, 1998),  $b$  值主要与介质不均匀性及应力状态有关。关于余震时间的分布,修改的大森公式  $n(t) = K(t + c)^{-p}$  是对余震活动时间特征最好的统计描述,其中  $p$  为序列衰减系数。Utsu (1995) 在纪念大森公式发表 100 周年的综述文章中,对 1962 ~ 1995 年间全球发表的 200 多个  $p$  值计算结果进行了总结,发现  $p$  值为  $0.6 \sim 2.5$ ,均值为 1.1。近期进一步的研究与 Utsu (1995) 的上述认识相一致 (Rabinowitz et al, 1998; Ozttirk et al, 2008; 蒋海昆等, 2008)。修改的大森公式中  $c$  为常数,早期的研究认为,  $c$  主要用于保证修改的大森公式分母不为 0 (Kagan, 2004; Kagan et al, 2005; Lolli et al, 2006)。近期的研究认为,  $c$  能够为主震后短时间内的余震快速衰减现象提供物理解释 (Lindman et al, 2005; Peng et al, 2006; Enescu et al, 2007)。此外,  $c$  还与主震震源机制有关 (Clement, 2009), 这意味着余震衰减受控于应力状态。

综上所述,关于余震活动的两大经典统计关系——G-R 关系及修改的大森公式均与应力或应力变化有关。除余震活动统计模型外,国外在具有物理基础的余震衰减研究方面也取得诸多进展,这主要涉及两方面内容:一是静态库仑应力变化与余震分布;二是基于速率-状态依从的余震活动率变化特征。近期的研究则更进一步在速率-状态依从模型中引入静态库仑应力变化,由此进一步发展得到基于应力变化的余震预测方法。

本文对上述研究内容进行了综述。

## 1 静态库仑应力变化与余震活动

地震的“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)。由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。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,考虑正应力、孔隙流体压力和摩擦系数等的影响,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。在假定介质各项同性、均匀的条件下,静态库仑应力变化由下式计算

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

式中  $\Delta \tau_{\text{rake}}$ 、 $\Delta \sigma_n$  分别为被触发地震在断层面滑动方向上的静态剪切应力变化和静态正应力变化;  $\mu$  称为视摩擦系数,包括了孔隙流体和断层面的介质特性影响,一般取值 0.4 (Okada, 1992; Toda et al, 1998、2003、2005)。对于主震后余震区的余震活动而言,若主震产生的库仑破裂应力变化为正,则应力变化会促使目标断层运动,即余震可能被触发;反之,负的库仑破裂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; Lin et al, 2004; Harris, 1998; Han, 2003)。目前普遍认为能够触发地震的应力变化阈值为  $1 \times 10^{-2} \sim 10^{-1}$  MPa (Reasenberget et al, 1992; King et al, 1994; Hardebeck et al, 1998; Harris, 1998; Stein, 1999; 万永革等, 2000), 该数值大于固体潮汐应力约 1 ~ 2 个数量级 (Heaton, 1975、1982)。

库仑破裂应力变化对后续地震活动触发的研究的一个重要方面,是构造相关区域历史上一系列强震的累积库仑破裂应力变化对后续地震活动的影响。King 等 (1994) 通过对

1992 年 Landers 7.3 级地震附近圣安德列斯断层的触发研究,对地震触发机制进行了初步讨论。1999 年 8 月 17 日土耳其伊兹米特 7.8 级地震前,有研究者在对该区域累积库仑破裂应力变化进行研究时发现,此震震前几十年间,断层带上其它区域发生的地震对 7.8 级地震震中附近区域产生的累积库仑破裂应力变化一直处于增加状态 (Stein et al, 1997; Nalbant et al, 1998)。有关这方面的研究工作非常多,其中包括近期关于汶川地震 (Toda et al, 2008; 万永革等, 2009; 邵志刚等, 2010)、玉树地震 (王莹等, 2011; 单斌等, 2012; 宋金等, 2011) 等的研究结果。因这些内容与余震活动关系不大,在此不多赘述。

库仑破裂应力变化研究的另一个重要方面,是主震破裂对余震活动的触发及对余震空间分布的控制作用。在研究的初期阶段早期,基于人工模拟地震,采用弹性位错模型计算库仑应力增量并检查后续地震相对于库仑破裂应力增量的空间分布,发现大部分余震发生在库仑应力变化为正的区 (Chinnery, 1963; Erickson, 1986; Okada, 1992)。此后, King 等 (1994) 通过研究 1992 年 Landers 7.3 级地震,发现主震导致的静态库仑应力变化能够促使

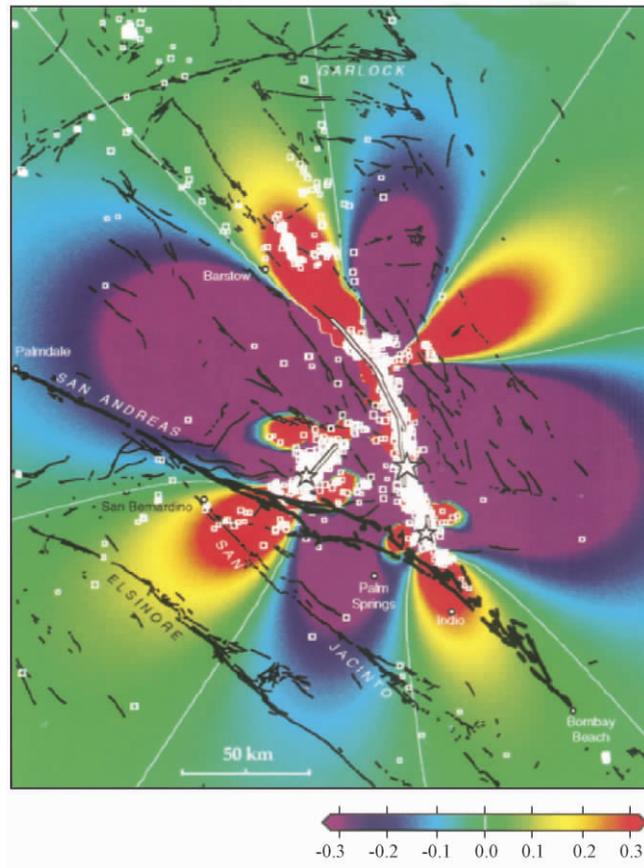


图 1 由 Landers、Big Bear、Joshua Tree 等地震导致的静态库仑应力变化 (单位:bars) (引自 King 等 (1994)) 白色方格表示 Landers 地震主震后 25 天内  $M_1 \geq 1.0$  余震;最大的五角星表示 Landers 主震震中位置;2 个小五角星表示 2 次较大余震,左下为 Big Beer 地震,右下为 Joshua Tree 地震;白色粗线条表示用于计算  $\Delta CFS$  的 3 次地震的同震破裂模型结果

目标断层发生滑动,从而影响余震的发生。由主震后 25 天内的 1 级以上余震分布可见,大部分余震分布于库仑应力变化为正的区(图 1)。Troise 等(1998)利用 Okada(1992)给出的计算断层滑动产生的静态库仑应力变化的解析表达式,计算了亚平宁山脉几次地震导致的静态库仑应力变化,认为地震的每一个余震事件都连续地被前面的破裂事件所“触发”。Hardebeck 等(1998)定量估计了 1992 年 Landers 7.3 级和 1994 年 Northridge 6.7 级地震对余震的“触发”,结果表明,距离 Landers 地震主震断层 5~75km 的范围内,85%的余震事件与静态库仑应力触发模型的预期相一致。McClusky 等(2005)研究 2004 年 12 月 26 日印尼 9 级地震后认为,“2004 年印尼海啸地震使得其破裂带以南 50km 处俯冲带上的应力增加了 5Pa,以南 300km 的苏门达腊断裂上的应力增加了 9Pa,这一构造区发生 1 次 7.0~7.5 级地震的危险性似乎非常紧迫”。事实上,2005 年 3 月 29 日在 McClusky 等(2005)所指区域附近再次发生 8.5 级地震。华卫等(2009)的研究显示,汶川 8.0 级地震大部分  $M_L \geq 5.0$  余震分布在库仑破裂应力变化为正的区,这些区的库仑破裂应力变化大于 0.05MPa。单斌等(2012)利用弹性位错理论和分层岩石圈模型,计算玉树地震引起的同震及震后黏弹松弛应力场变化对余震分布的影响。结果显示,玉树地震导致 4 个库仑应力明显增强的扇形区,进一步考虑区构造应力的叠加后发现,约 86.7%的余震位于库仑应力的增强区。

大地震对后续地震活动时、空范围的影响,是有关库仑应力变化研究的另一个重点。Hardebeck 等(1998)认为,余震的发生除了由库仑应力变化触发外,还具有随机性。通过对两组不同的地震序列的研究,利用库仑应力变化模型,计算所触发的余震与随机余震的比例后发现,主震引起的库仑应力变化至少能够解释 4.5 年内、区范围内的地震活动。Toda 等(2005)计算了以 1992 年 Landers 7.3 级地震为中心的 300km×310km 范围内,1986~2003 年间每个 6 级以上地震产生的累积静态库仑应力变化,并据此推测认为一系列主震导致的应力传递的衰减影响了该区后续数十年的地震活动性。

地震后的粘弹性松弛效应对静态库仑应力触发有不可忽视的影响,这种粘弹性松弛是由脆性地壳岩层和下层的粘弹性软流层相互耦合而产生的(Nur et al, 1974; Rydelek et al, 1990)。Pollitz 等(1997)通过研究 1944 年 Tonanakai 8.0 级地震以及 1946 年 NanKaido 8.2 级地震对 1995 年 Kobe 地震的应力触发发现,虽然前两次地震与 Kobe 地震在时间上跨度较大,但考虑了粘弹性松弛影响后发现,前两次地震对后者有明显的触发作用。同样的方法也被应用于其它震例,结果显示粘弹性效应影响着远场长时间尺度的静态库仑应力触发(Ben et al, 1993; Freed et al, 2001; Zeng, 2001)。沈正康等(2003)基于静态库仑应力触发,研究了 1937 年花石峡  $M 7.5$ 、1963 年都兰  $M_s 7.1$ 、1973 年玛尼  $M_s 7.3$  以及 1997 年玛尼  $M_w 7.5$  等地震对 2001 年昆仑山口西  $M_w 7.8$  地震的联合触发作用,其研究表明:长时间尺度下粘弹效应导致了震后库仑应力变化大于同震库仑应力变化。若考虑这种效应,则库仑应力的影响范围更大,影响时间也 longer。蒋海昆等(2012)基于简化双层黏弹介质模型及其变形过程的时间属性,考虑震后地壳上层(黏滞性相对较弱)短时间的弹性扰动及后续较长时间内下层(黏滞性相对较强)黏性变形对上层应力扰动的联合作用,研究了地震应力扰动的时空变化。结果显示,在所取与实际地壳相对较为接近的模型参数条件下,应力扰动的空间作用范围大体是震源线性破裂尺度的 2.5 倍,而影响时间则可持续数十年。换言之,对于地震导致的应力扰动,其空间影响范围非常有限,却具有较长时期的时间“记忆”特性。

## 2 基于应力变化的余震预测研究

### 2.1 基于速率-状态依从摩擦定律的余震预测

主震后总是伴随或多或少的余震,余震具有时、空成丛的特点。时空丛集的“地震丛”中,每个地震的发震时刻  $t$  可视为应力过程  $\tau(t)$  及初始状态  $C$  的函数,假定时间相关的地震成核过程缘于断层的加速滑移,则  $C$  为断层初始滑动速度 (Dieterich, 1994)。

在实验及理论研究的基础上 (Dieterich, 1979、1987; Ruina, 1983), 断层滑动所遵循的速度-状态依从摩擦定律被写为 (Dieterich, 1994)

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

式中  $\tau$  为沿断层面断层滑动方向上的剪切应力;  $\sigma$  为垂直于断层面的正应力;  $\mu_0$  为摩擦系数;  $\delta$  为位移;  $A, B_i$  为断层本构参数;  $\dot{\delta}^*, \theta_i^*$  是经归一化的常量,在实际计算时可取为常量; 状态变量  $\theta_i$  取决于滑动和断层所受正应力作用历史,可表达为 (Dieterich, 1994)

$$d\theta_i = \left( \frac{1}{\delta} - \frac{\theta_i}{D_{ci}} \right) d\delta - \left( \frac{a_i \theta_i}{B_i \sigma} \right) d\sigma \quad (3)$$

式中  $D_{ci}$  是特征位移,  $a_i$  是控制着正应力与  $\theta_i$  之间关系的参数。

若断层长期处于稳定应力场作用之下 ( $\dot{\tau} = 0, \dot{\sigma} = 0$ ), 则在人为标定了起始时间之后,可以计算平稳状态下断层的失稳时间。但由于主震的发生使得应力加载速率  $\dot{\tau} \neq 0$ , 从而产生一系列的应力突跳,进而导致断层滑动速率频繁变化。若视整个余震活动过程由一系列足够小的应力突跳事件和后续的短时平稳过程 ( $\dot{\tau} = 0, \dot{\sigma} = 0$ ) 所构成,那么其中第  $n$  个余震破裂面的滑动速率为 (Dieterich, 1994)

$$\dot{\delta}(n) = \frac{1}{H\sigma\gamma \left[ \exp \left( \frac{\dot{\tau}_r n}{A\sigma r} \right) - 1 \right]} \quad (4)$$

其中  $\dot{\tau}_r$  为背景应力加载速率; 参数  $\gamma$  是随时间和应力改变的状态参量;  $A$  为表示断层特性的常数;  $\sigma$  为正应力;  $n$  是实际发生的余震数;  $r$  为背景地震活动率; 常数  $H = (B/D_c) - (k/\sigma)$ ,  $k$  是断层粘滞块体有效刚度。通常将  $A\sigma$  作为一个参数用来表征断层的基本物理特性,简单来讲即是表征断层抵抗滑动发生的能力。

若考虑整个余震活动过程,由于应力不断变化,则导致式 (4) 中  $\gamma$  不断变化 (Dieterich, 1994)

$$d\gamma = \frac{1}{A\sigma} \left[ dt - \gamma d\tau + \gamma \left( \frac{\tau}{\sigma} - \alpha \right) d\sigma \right] \quad (5)$$

式 (5) 中,若假定正应力不变 ( $\dot{\sigma} = 0$ ), 同时剪切应力变化速率恒定,即应力加载速率  $\dot{\tau}$  为常数,且剪切应力线性变化,则在稳定状态下  $\gamma = 1/\dot{\tau}$ 。若考虑平稳过程 ( $\dot{\tau} = 0, \dot{\sigma} = 0$ ), 则有  $\gamma = \gamma_0 + t/A\sigma$ 。

平稳过程条件下 ( $\dot{\tau} = 0, \dot{\sigma} = 0$ ), 总的地震活动率  $R$  为

$$R = \frac{r}{\gamma \dot{\tau}_r} \quad (6)$$

$R$  减去背景地震活动率  $r$ , 即可得到余震活动率  $R_a = R - r$ 。

在  $\dot{\sigma} = 0$  且  $\dot{\tau}$  为常数的情况下, 余震持续时间  $t_a$  为余震活动率  $R_a$  逐渐降低至背景地震活动率  $r$  的特征驰豫时间, 由应力扰动引起的、较高的余震活动速率  $R_a$ , 其驰豫时间只取决于应力加载速率, 即  $t_a = A\sigma/\dot{\tau}$ , 应力加载速率可以通过静态应力降与地震恢复周期粗略求得 (Dieterich, 1994)。据此可开展余震活动持续时间的研究, 如傅征祥 (1996) 假定地震回复周期内震源断层面上应力加载速率在时间上不均匀, 其研究结果显示余震活动持续时间与主震应力降成正比。仲秋等 (2012) 基于上述方法, 讨论了 1976 年唐山地震的余震活动持续时间, 结果显示在不同的计算条件下唐山地区余震活动可持续 70 ~ 140 年。

许多研究还涉及影响余震活动率的一些主要因素。基于前述 Dieterich (1994) 提出的理论和方法, Cocco 等 (2010) 模拟应力变化引起地震活动的时空演化, 通过依赖于速率和状态的摩擦定律, 将该方法应用于无限地震成核点集。模拟结果显示, 余震活动率的变化取决于应力扰动幅度 (一般以库仑应力变化幅度表述)、断层基本物理特性 (用参数  $A\sigma$  表示)、应力加载速率和研究区的背景地震活动率  $r$  等。

断层基本物理特性  $A\sigma$  的数值一般介于 0.0012 ~ 0.6000 MPa (Harris, 1998, 2003; Toda et al, 1998; Stein, 1999; Guatteri et al, 2001; Belardinelli et al, 1999; Console et al, 2006)。Catalli 等 (2008) 基于 Dieterich (1994) 提出的地震活动率  $R$  的计算方法 (式 (6)), 模拟了发生在 Apennines 的 Umbria-Marche 地区的一系列中等强度正断型地震的时空分布, 采用最大似然法得到与研究区地震活动最为吻合的  $A\sigma$  值为 0.04 MPa。Hainzl 等 (2008a) 由状态-速率依从摩擦定律计算了 1992 年 Landers 7.3 级地震的余震活动率, 估计的断层物理特性  $A\sigma \approx 0.017$  MPa。总体上, 正如 Cocco 等 (2010) 的研究所指出的那样,  $A\sigma$  影响着地震活动率  $R$  的瞬间增加。这意味着在长的时间尺度下  $A\sigma$  不影响预期地震数的计算, 而在短时间尺度下则对计算结果会有影响。

此前一般认为背景地震活动率  $r$  是时、空均匀的 (Gomberg et al, 2005b; Toda et al, 2003)。Toda 等 (2005) 提出, 背景地震活动率是指在没有任何应力扰动情况下的地震活动率, 它被假设为与时间无关但在空间上不均匀, 这意味着所考虑的过程是稳定的。关于背景地震活动率的计算, Frankel (1995) 给出一种平滑地震活动的平滑算子, 即通过平滑特定时、空区间内的地震活动, 得到平均背景地震活动率。Hainzl 等 (2005) 在研究 2000 年 Vogtland 震群的流体触发问题过程中, 以 ETAS (Epidemic Type Aftershock Sequences) 模型为基础, 采用去丛集方法 (Zhuang et al, 2002) 得到背景地震活动率。就这一具体实例而言, 背景地震活动约占总地震活动的  $0.8\% \pm 0.1\%$ 。这一背景地震活动率的计算方法也被多位研究者使用 (Marsan, 2003; Marsan et al, 2005; Lombardiet al, 2006, 2007; 蒋长胜等, 2010)。区别于去除地震丛集后的平稳背景地震活动率, Cocco 等 (2010) 提出了参考地震活动率的概念, 即通过 Frankel (1995) 的方法, 平滑研究区较长时间段内地震活动率, 得到与时间无关、但包括了在选定时间范围内研究区所有地震的平均活动速率。分别将参考地震活动率、背景地震活动率应用于 Landers 7.3 级地震序列, 在假定近源区地震活动率均匀的条件下, 得到整个地区平均的参考、背景地震活动率分别为 0.176、0.086 个/天。可见在其他参数不变的情况下, 由平均参考地震活动率计算得到的累积余震数为平均背景地震活动率计算结果的 2 倍左右。

## 2.2 静态库仑应力变化与速率-状态依从相结合的余震预测研究

如前所述,静态库仑应力变化具有明确的力学含义,能够定性解释地震触发及余震分布问题,但对地震活动速率变化、余震时间衰减以及余震数量随距主震断裂远近不同的变化特征等却无法给出较好的解释。而基于速率-状态依从的余震活动模型,尽管具有更多的定量表达成分,但实际上是建立在诸多理论假设前提之下(Toda et al, 2003)。自此,有研究者开始探讨两者的结合问题,如 Toda 等(2005)以 1992 年 Landers 7.3 级地震为中心,在 300km × 310km 范围内,通过平滑 1981 ~ 1986 年间的地震活动作为背景地震活动率,将静态库仑应力变化作为速率-状态依从模型的应力变化参数,重建了 1986 ~ 2003 年间的主余震分布及周边地震活动,结果显示绝大多数地震发生在拟合结果所确定的“危险”区域内。进而在以静态库仑应力变化为基础计算余震活动率时,还进一步考虑了库仑应力计算本身具有的不确定性(Hainzl et al, 2008a, 2008b),这种不确定性主要缘于库仑应力变化计算过程中接受断层不同滑动分布的影响。通过选取不同的参数计算库仑应力变化,Hainzl 等(2008a)对余震活动空间分布重新估计,结果显示出的触发区域边界有所拓展,与实际余震分布更为吻合。同时,若将接受断层参数走向与倾向以高斯分布函数形式进行表达,以考虑接受断层不同分布特征及不确定性对结果的影响,便会发现原先存在的一些应力影区消失,从而弥补了在地震总数量、总的地震活动率计算上的遗漏(Hainzl et al, 2008b)。

近年来,Hainzl 等(2010)基于地震缘于持续的构造加载(背景地震活动)以及地震应力之间的相互作用(地震触发)这一基本观点,提出一种基于库仑应力变化定量估算余震数量的方法。具体如下:

主震破裂导致接受断层上短时间内产生  $\Delta CFS$  的库仑应力变化。换一个角度,若这一应力变化(具体数值等于  $\Delta CFS$ )由持续的背景应力加载引起,则所需要时间为

$$\Delta t = \Delta CFS / \dot{\tau}_r \quad (7)$$

式中  $\dot{\tau}_r$  为背景应力加载速率。

假定背景地震活动率为  $r$ ,则  $\Delta t$  内由于持续的构造加载所产生的平均地震数为

$$N = r \Delta t = \frac{r \Delta CFS}{\dot{\tau}_r} \quad (8)$$

由于体积  $V$  内背景应力加载速率  $\dot{\tau}_r$  与背景地震活动率  $r$  之间的关系为(Kostrov, 1974)

$$\dot{\tau}_r = \langle M_0 \rangle \frac{r}{V} \quad (9)$$

式中  $\langle M_0 \rangle$  为平均地震矩,单位  $N \cdot m$ 。通过 G-R 关系由所研究的地震序列数据可得其标量值(Hainzl et al, 2010)

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

$M_{\min}$ 、 $M_{\max}$  分别为序列震级下限和最大地震震级, $b$  为 G-R 关系比例系数。

式(9)代入式(8),得

$$N = \frac{V}{\langle M_0 \rangle} \Delta CFS \quad (11)$$

此处  $N$  是由于持续、缓慢的构造加载,在体积  $V$  内产生  $\Delta CFS$  的应力增加,从而所导致的平均地震数,其总的耗时为如式(7)所示的  $\Delta t$ 。

综上所述,假定地震缘于持续的构造加载(背景地震活动)或地震应力之间的相互作用(地震触发),简化条件下若假定两者均仅取决于应力增量  $\Delta CFS$ ,则由于主震破裂在短时间内产生的应力增量  $\Delta CFS$  所导致的体积  $V$  内的余震数亦可用式(11)表达,但所耗时间远远小于式(7)给出的  $\Delta t$ 。利用式(11)对 Landers 7.3 级地震余震空间分布及其空间衰减进行模拟,同时选用实际余震序列第 1 年的数据进行对比(图 2(a) 中灰色点),可见由模型所得直接余震空间分布与实际情况能够很好地吻合(图 2(a))。同时,模型对余震数量随距主震断裂距离的增加而在空间上呈现衰减的描述,与观测事实也较为接近(图 2(b))。

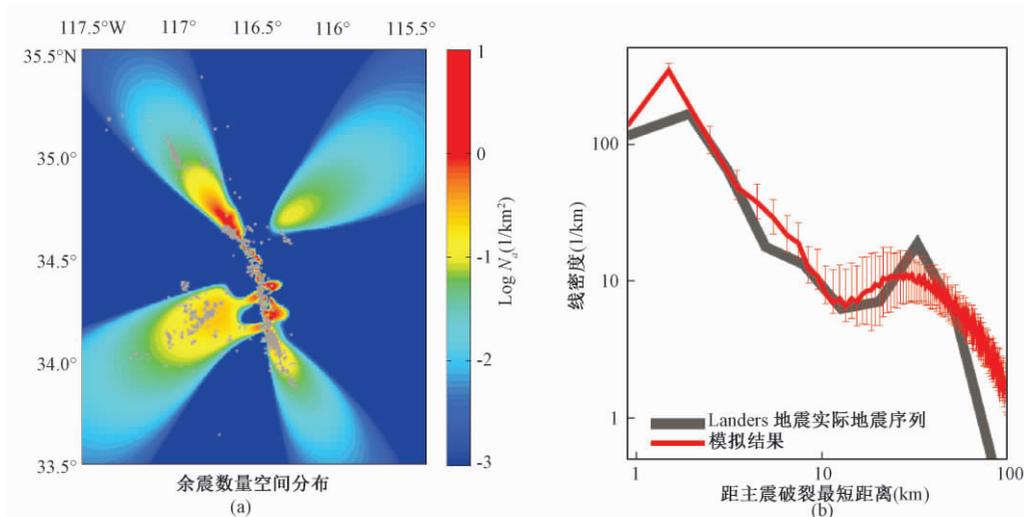


图 2 Landers 7.3 级地震余震数量空间分布及线性衰减模拟结果(引自 Hainzl 等(2010)文献)  
(a) Landers 7.3 级地震 3 级以上的余震数量空间分布(摩擦系数  $\mu = 0.5$ , 考虑整个孕震区深度), 灰色点为实际观测到的第 1 年 3 级以上余震分布 (Shearer et al, 2005); (b) 实际余震随距离主震断裂最短距离的线性衰减(灰色)及模型拟合结果(红色), “线密度”为距离主震断层单位距离内的余震数

近期的研究还进一步考虑到余震统计模型与应力变化(应力触发)之间的关系。Bach 等(2012)以空间形式的 ETAS 模型(Ogata, 1998; Zhuang et al, 2002)为基础,分别以静态库仑应力变化、ShakeMap、GMM (Ground Motion Model) 及断层分布等分别替换 ETAS 空间形式中的一级余震分布项,得到 Landers 7.3 级余震空间分布的模拟结果(图 3),其中 ShakeMap、GMM 粗略地等效于动态库仑应力的影响。可见相对于其他物理约束,静态库仑应力变化在模拟余震分布的过程中,对狭长形态的主震断层破裂描述得更好(图 3(e)、3(g))。

### 3 小结及讨论

(1) 基于统计学的余震序列研究,着重于序列时间衰减的统计描述,对余震空间分布涉及不多。从静态库仑应力触发角度出发对余震活动的研究,一方面集中在对主震触发余震机制的讨论,认为主震破裂产生的静态库仑应力增加导致余震的发生;另一方面通过库仑应力变化分布区域与实际余震空间分布的定性对比,认为库仑应力变化为正的区域有利于余震的发生。这是余震活动与应力变化高度相关的重要证据,但是以定性对比为主的,且静态库仑应力在地震活动速率变化、余震时间衰减以及余震数量随距主断裂距离远近的变化等

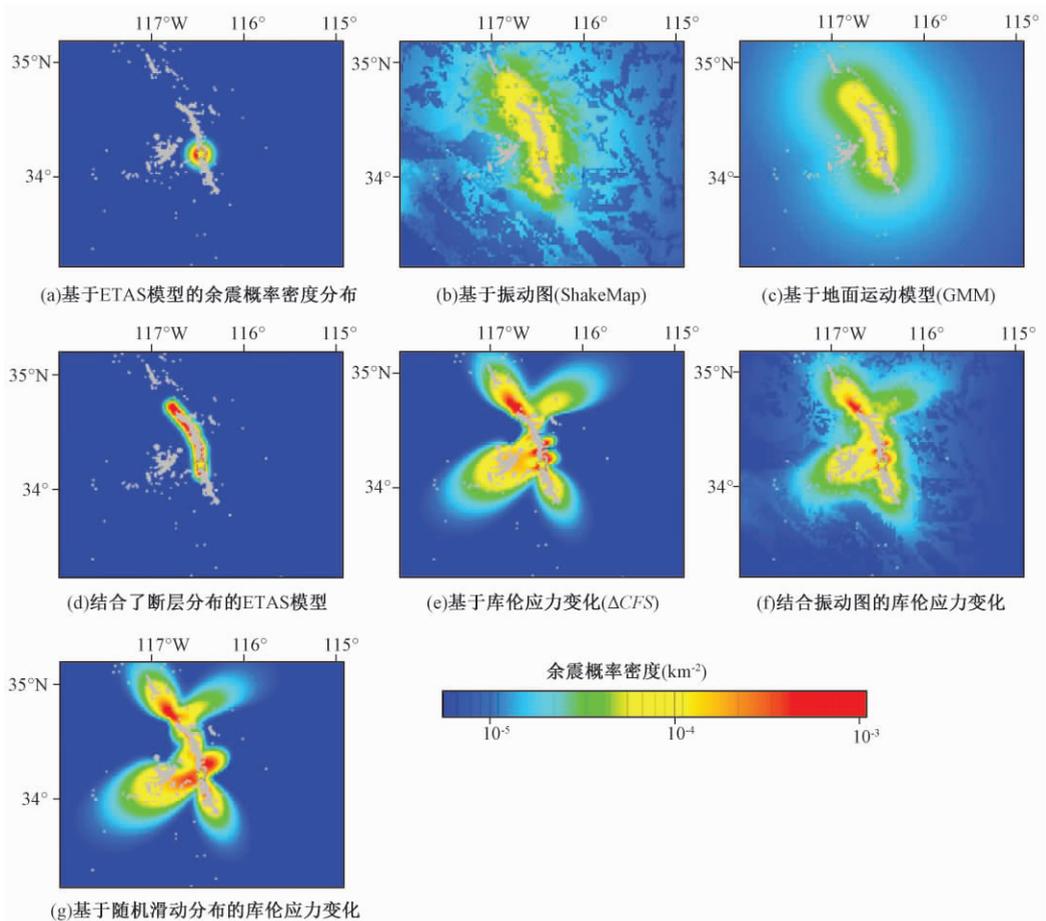


图3 计算得到的 Landers 余震分布概率图(引自 Bach 等(2012)文献)

灰色点代表主震后 300 天内的 3 级以上地震分布;黄色五角星代表主震震中位置。“余震概率”为每单位平方千米面积上的余震数量

方面尚未给出较好的解释(Toda et al, 2003)。

(2) 基于应力变化的余震预测研究的一个重要方面,是建立在速率-状态依从摩擦定律基础之上的余震活动率研究。基于速率-状态依从摩擦定律,建立了应力变化与余震活动率之间的关系(Dieterich, 1994),认为余震活动与断层面上的剪切应力变化相关联,余震活动率受应力扰动幅度、应力加载速率、断层基本物理特性  $A_0$  及背景地震活动率等影响。关于背景地震活动率的计算方法尚存诸多争议,利用统计学方法对余震序列去丛集或不去丛集而直接平滑先前地震活动等方法均被尝试使用过。

(3) 最新的基于应力变化的余震预测研究趋势是,通过将静态库伦应力变化与速率-状态依从相结合,对余震活动进行更为量化的刻画。将余震活动作为一系列独立的成核事件,从断层滑动触发地震的角度出发,得到以静态库伦应力变化为基础的余震活动率,并在此基础上进一步得到库伦应力变化与区域余震数量的关系(Cocco et al, 2010; Hainzl et al, 2010)。以表征余震自激发特征的 ETAS 模型为基础,在空间上分别由断层分布、静态库伦

应力变化模型、GMM、ShakeMap 等进行物理约束,实际震例研究结果显示,静态库仑应力变化可以对直接余震的空间分布有更为吻合的刻画。考虑到 ETAS 模型“余震激发余震”的思想,这实际上提供了一条统计模型与物理观测(应力变化)相结合、以更完整地刻画余震活动特征的可能途径。

## 参考文献

- 单斌、李佳航、韩立波等,2012,2010年 $M_s7.1$ 级玉树地震同震库仑应力变化以及对2011年 $M_s5.2$ 级囊谦地震的影响,地球物理学报, **55**(9), 3029~3042。
- 傅征祥,1996,余震活动持续时间的不均匀应力速率模型,中国地震, **12**(4), 389~393。
- 国家地震局,1990,地震学分析预报方法式指南,北京:地震出版社。
- 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。
- 蒋长胜、庄建仓,2010,基于时-空 ETAS 模型给出的川滇地区背景地震活动和强震潜在危险区,地球物理学报, **53**(2), 305~317。
- 蒋海昆、傅征祥、刘杰等,2007,中国大陆地震序列研究,北京:地震出版社。
- 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。
- 蒋海昆、吴琼、宋金等,2012,双层黏弹介质模型条件下地震应力扰动的时空特征,地球物理学报, **55**(4), 1240~1248。
- 蒋海昆、张流,1998,岩石微破裂时空分布特征及其动态演化过程的声发射研究进展,世界地震译丛, **5**, 1~10。
- 邵志刚、周龙泉、蒋长胜等,2010,2008 汶川  $M_s8.0$  地震对周边断层地震活动的影响,地球物理学报, **53**(8), 1784~1795。
- 沈正康、万永革、甘卫军等,2003,东昆仑活动断裂带大地震之间的粘弹性应力触发研究,地球物理学报, **46**(6), 786~795。
- 宋金、蒋海昆,2011,2010年4月14日玉树  $M_s7.1$  地震对余震的触发研究,中国地震, **27**(4), 296~402。
- 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。
- 万永革、吴忠良、周公威等,2000,几次复杂地震中不同破裂事件之间的“应力触发”问题,地震学报, **22**(6), 568~576。
- 万永革、吴忠良、周公威等,2002,地震应力触发研究,地震学报, **24**(5), 533~551。
- 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。
- 吴开统、焦远碧、吕培苓等,1990,地震序列概论,北京:北京大学出版社。
- 中国地震局,1998,地震现场分析大纲及技术指南,北京:地震出版社。
- 仲秋、史保平,2012,1976年唐山  $M_s7.8$  地震余震序列持续时间及对地震危险性分析的意义,地震学报, **34**(4), 494~508。
- Bach C, Hainzl S, 2012, Improving empirical aftershock modeling based on additional source information, *J Geophys Res*, **117**, B04312, doi:10.1029/2011JB008901.
- Belardinelli M, Cocco M, Coutant O, et al. 1999, Redistribution of dynamic stress during coseismic ruptures: Evidence for fault interaction and earthquake triggering, *J Geophys Res*, **104**, 14925~14945.
- 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.
- Catalli F, Cocco M, Rodolfo C, et al, 2008, Modeling seismicity rate changes during the 1997 Umbria-Marche sequence (central Italy) through a rate- and state-dependent model, *J Geophys Res*, **113**, 1894~1173.
- Chinnery M A, 1963, The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bull Seism Soc Am*, **53**, 921~932.
- Clement N, 2009, Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology, *Nature*, **462**(3), 642~645.
- Cocco M, Hainzl S, Catalli 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.
- Console R, Murru M, Catalli F, 2006, Physical and stochastic models of earthquake clustering, *Tectonophysics*, **417**, 141~153.
- Dieterich J H, 1979, Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J Geophys Res*, **84**, 2161

- ~ 2168.
- Dieterich J H, 1987, Nucleation and triggering of earthquake slip: Effect of periodic stresses, *Tectonophysics*, **144**, 127 ~ 139.
- 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.
- Enescu S, Mori J, Miyazawa M, 2007, Quantifying early aftershock activity of the 2004 mid-Niigata Prefecture earthquake ( $M_w$  6.6), *J Geophys Res*, **112** (B4), B04310, doi: 10.1029/2006JB004629.
- Erickson L L, 1986, A three-dimensional dislocation program with applications to faulting in the earth [D]: [Master's Thesis], Plao, Calif: Stanford Univ, **167**, 1170 ~ 2546.
- Frankel A, 1995, Mapping seismic hazard in the central and eastern United States, *Seismol Res Lett*, **66**, 8 ~ 21.
- Freed A M, Lin J, 2001, Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer, *Nature*, **411**, 180 ~ 183.
- Gomberg J, Belardinelli M E, Cocco M, et al, 2005a, Time-dependent earthquake probabilities, *J Geophys Res*, **110**, B05S04, doi:10.1029/2003JB002527.
- Gomberg J, Reasenber P, Cocco M, et al, 2005b, A frictional population model of seismicity rate change, *J Geophys Res*, **110** (B5), B05S03, doi: 10.1029/2004JB003404.
- Guatteri M, Spudich P, Beroza G, 2001, Inferring rate and state friction parameters from a rupture model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe) Japan earthquake, *J Geophys Res*, **106**, 26511 ~ 26522.
- Hainzl S, Brietzke G B, Zoller G, 2010, Quantitative earthquake forecasts resulting from static stress triggering, *J Geophys Res*, **115**, B11311, doi:10.1029/2010JB007473.
- Hainzl S, Enescu B, Cocco M, et al, 2008a, Aftershock modeling based on uncertain stress calculations, *J Geophys Res*, **114**, B05309, doi:10.1029/2008JB006011.
- Hainzl S, Ogata Y, 2005, Detecting fluid signals in seismicity data through statistical earthquake modeling, *J Geophys Res*, **110**, B05S07, doi:10.1029/2004JB003247.
- Hainzl S, Zoller G, Wang R, 2008b, 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.
- Heaton H, 1975, Tidal Triggering of Earthquakes, *Geophys J R Astr Soc*, **43**, 307 ~ 326.
- Heaton H, 1982, Tidal Triggering of Earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **72** (6), 2181 ~ 2200.
- Kagan Y Y, 2004, Short-term properties of earthquake catalogs and models of earthquake source, *Bull Seism Soc Am*, **94** (4), 1207 ~ 1228.
- Kagan Y Y, Houston H, 2005, Relation between mainshock rupture process and Omori's law for aftershock moment release rate, *Geophys J Int*, **163** (3), 1039 ~ 1048.
- 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.
- Kisslinger C, Jones L M, 1991, Properties of aftershocks in southern California, *J Geophys Res*, **96**, 11947 ~ 11958.
- 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.
- Lindman M, Billingham R, 2005, Earthquakes descaled: On waiting time distributions and scaling laws, *Phys Rev Lett*, **94**, 108 ~ 501.
- Lolli B, Gasperini P, 2006, Comparing different models of aftershock decay: the role of catalog incompleteness in the first times

- after mainshock, *Tectonophysics*, **423**, 43 ~ 59.
- Lombardi A M, Marzocchi W, 2007, Evidence of clustering and nonstationarity in the time distribution of large worldwide earthquakes, *J Geophys Res*, **112**, B02303, doi: 10.1029/2006JB004568.
- Lombardi A M, Marzocchi W, Selva J, 2006, Exploring the evolution of a volcanic seismic swarm: The case of the 2000 Izu Islands swarm, *Geophys Res Lett*, **33**, L07310, doi: 10.1029/2005GL025157.
- Marsan D, 2003, Triggering of seismicity at short time scales following Californian earthquakes, *J Geophys Res*, **108** (B5), 2266.
- Marsan D, Nalbant S S, 2005, Methods for measuring seismicity rate changes: A review and a study of how the  $M_w$  7.3 Landers earthquake affected the aftershock sequence of the  $M_w$  6.1 Joshua Tree earthquake, *Pure Appl Geophys*, **162** (6 ~ 7), 1151 ~ 1185.
- McCloskey J, Nalbant S S, Steacy S, 2005, Earthquake risk on the Sunda trench, *Nature*, **434**, 756 ~ 757.
- Nalbant S S, Aurelia H, Geoffrey C P K, 1998, Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *J Geophys Res*, **103**, 24469 ~ 24486.
- Nur A, Mavko G, 1974, Postseismic viscoelastic rebound, *Science*, **183**, 204 ~ 206.
- Ogata Y, 1998, Space time point process models for earthquake occurrences, *Ann Inst Stat Math*, **50**, 379 ~ 402.
- Okada Y, 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull Seism Soc Am*, **82**, 1018 ~ 1040.
- Oztirk S, Cinar H, Bayrak Y, et al, 2008, Properties of the aftershock sequences of the 2003 Bingol,  $M_D = 6.4$  (Turkey) earthquake, *Pure appl Geophys*, **165**, 349 ~ 371.
- Peng Z, Vidale J E, Houston H, 2006, Anomalous early aftershock decay rate of the 2004  $M_w$  6.0 Parkfield, California, earthquake, *Geophys Res Lett*, **33**, L17307, doi:10.1029/2006GL026744.
- 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.
- Rabinowitz N, Steinberg D M, 1998, Aftershock decay of three recent strong earthquakes in the Levant, *Bull Seism Soc Am*, **88** (6), 1580 ~ 1587.
- Reasenber P A, Simpson R W, 1992, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **255**, 1687 ~ 1690.
- Ruina A, 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J Geophys Res*, **88**, 10359 ~ 10370.
- Rydelek P A, Sacks I S, 1990, Asthenospheric viscosity and stress diffusion: A mechanism to explain correlated earthquake and surface deformation in NE Japan, *Geophys J Int*, **100**, 39 ~ 58.
- Shearer P, Hauksson E, Lin G Q, 2005, Southern California hypo-center relocation with waveform cross-correlation, part 2: Results using source-specific station terms and cluster analysis, *Bull Seism Soc Am*, **95**, 904 ~ 915.
- Stein R S, 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**, 605 ~ 609.
- Stein R S, Aykut A B, James H D, 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys J Int*, **128**, 594 ~ 604.
- Toda S, Lin J, Mustapha M, 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.
- Utsu T, 2002, Statistical features of seismicity, *International handbook of earthquake and engineering seismology*, **81**, 719 ~ 731.
- Utsu T, Ogata Y, Matsuura R S, 1995, The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *Journal of Physics*

of the Earth, **43**, 1 ~ 33.

Zeng Y, 2001, Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake, *Geophys Res Lett*, **28** (15), 3007 ~ 3010.

Zhuang J C, Ogata Y, Vere J D, 2002, Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences, *J Amer Stat Assoc*, **97**, 369 ~ 380.

## A review of aftershock forecasting research based on the stress changes

Jia Ruo<sup>1)</sup> Jiang Haikun<sup>2)</sup>

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

2) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

**Abstract** Research of the aftershock activity base on static stress triggering has two main aims: to discuss about how mainshock triggers aftershocks, and to find the qualitative relationship between coulomb stress distribution and the actual spatial distribution of aftershocks. It is generally believed that aftershocks occur in the area in which the coulomb stress change is right. This is an important evidence of the relationship between the stress changes and aftershock activity. In the research of aftershock prediction based on the stress change, one important method is the rate- and state-dependent friction law. It regards the aftershock activity as a series of separate “earthquake nucleation” events, and based on the theory of fault slip triggering earthquakes, it gets the aftershock activity rate from static stress change, and the number of aftershocks as a result. Aftershock activity is associated with shear stress change on the faults, and seismicity rate changes depend on the amplitude of stress disturbance, the stressing rate, the physical constitutive properties of faults (represented by the parameter  $A\sigma$ ), and the background seismicity rate of the study area. The statistical self-similar characteristics of aftershocks in ETAS model may provide an approach to describe the aftershock activity more precisely using both statistical and physical (stress change) method.

**Key words:** Aftershocks Rate- and state-dependent friction law Static stress changes  
Aftershock activity rate Background seismicity rate