

曲均浩、蒋海昆, 2012, 余震活动机理研究综述, 中国地震, 28 (2), 109 ~ 120。

· 研究综述 ·

## 余震活动机理研究综述

曲均浩<sup>1,2)</sup> 蒋海昆<sup>3)</sup>

1) 中国地震局地质研究所, 北京市德外祁家豁子 100029

2) 山东省地震局, 济南市文化东路 20 号 250014

3) 中国地震台网中心, 北京 100045

**摘要** 从介质和应力的不均匀性、力学加载、流体侵入及应力腐蚀、速率-状态依从等几方面对余震活动机理研究进行综述。已有的研究表明, 介质和应力的不均匀性是余震产生的基本前提。瞬时蠕变和余滑观点能够从力学的角度解释震后极短时间内余震的快速衰减, 而应力松弛过程更有利于解释长时期的余震活动特征。流体侵入及应力腐蚀在一定条件下控制着余震的演化过程。受主震应力扰动影响的断层间的相互作用, 始终存在于余震的活动过程之中。各类模型和理论解释都在努力寻求与 G-R 关系和修改的大森公式这两个统计地震学基本关系的一致性。

**关键词:** 余震序列 机理研究 介质不均匀性 应力松弛 修改的大森公式

[文章编号] 1001-4683 (2012) 02-0109-12 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

### 0 引言

一次较大地震发生后, 在其震源区及邻近区域会观测到地震活动的明显增加, 这些明显增加的地震一般称之为余震, 而将此前发生的较大地震称之为主震, 主震发生后的一系列余震活动构成余震序列。余震序列总的趋势是随时间有起伏地逐渐减弱, 自主震开始至余震活动开始“混同”于背景地震活动的时间, 称之为余震活动持续时间。余震序列是地震学中一个经久不衰的研究领域。余震序列类型判定、最大余震震级预测及序列活动持续时间估计等是震后趋势判定的最重要内容, 也是震后救援、灾后重建过程中政府、公众最为关心的问题之一。从实际需求出发, 我国对余震序列开展了持续广泛的统计研究 (吴开统等, 1990; 国家地震局, 1990; 中国地震局, 1998), 研究结果在震后应急工作中发挥了重要的作用。总体上看, 国内余震研究的特点是以大量实际震例的统计研究为主, 强调实用, 但对

[收稿日期] 2012-03-05

[项目类别] 国家“十二五”科技支撑计划专题 (2012BAK19B0205) 资助

[作者简介] 曲均浩, 男, 1981 年生, 工程师, 中国地震局地质研究所在读博士生, 主要从事数字地震波应用及地震序列研究。E-mail: gisqjh@126.com

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

余震活动机理涉及较少(蒋海昆等, 2007a)。事实上, 由于余震活动频繁、空间位置集中, 具有大量可供研究的观测资料, 因此对余震序列观测现象及其物理机制的研究, 是理解地震过程及孕震环境的重要途径。修改的大森公式  $n(t) = K(t+c)^{-p}$  是余震序列频次随时间衰减的最好描述。Utsu 等(1995)在纪念大森公式发表 100 周年的文章中, 对 1962~1995 年间全球 200 多个  $p$  值计算结果进行分析和总结, 指出  $p$  值分布在 0.6~2.5 之间, 均值为 1.1。近期进一步的研究与 Utsu 等(1995)的上述认识相一致(Rabinowitz et al, 1998; Stephan et al, 2004; Gentili et al, 2008; Öztürk et al, 2005)。 $p$  值与主震震级和序列震级下限关系不明显, 但震后不同时期的  $p$  值有差异(Eaton et al, 1970; 陆远忠等, 1983; Latoussakis et al, 1994; Drakatos, 2000; 蒋海昆等, 2008)。关于修改的大森公式中  $c$  值的解释一直存在争议, 以往一般认为  $c$  值与主震后记录不完备的时间有关(Kagan, 2004; Kagan et al, 2005; Lolli et al, 2006), 近期研究发现,  $c$  值能够为主震后短时间内的余震快速衰减提供物理解释(Enescu et al, 2007; Peng et al, 2006; Lindman et al, 2005),  $c$  值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。由于强余震常常伴随有高阶余震的发生, 即序列活动显示“余震激发余震”的特性, Ogata(1988、1989)假定余震序列中任何一次地震均能产生自己的高阶余震, 据此建立了 ETAS(Epidemic Type Aftershock Sequence)模型。ETAS 模型是大森公式的推广, 其参数具有一定的区域特征, 与主震大小、发震断层类型、余震序列类型等有一定关系(Guo et al, 1997; 蒋海昆等, 2007b)。作为一个完整的地震序列, 余震遵循 G-R 关系。大多数情况下, G-R 关系中的  $b$  值在 0.6~1.1 之间变化(Utsu, 2002)。 $b$  值具有一定的区域差异, 在强余震活动期间  $b$  值相对较低。余震活动强度与主震震级定性正相关, 随区域的不同主震震级与最大余震震级之差在 0~3 范围内变化(Kisslinger et al, 1991)。余震分布尺度粗略地与主震破裂尺度相当, 而主震破裂尺度与地震应力降或应变释放程度等物理过程有关(Wells et al, 1994; Biasi et al, 2006; 蒋海昆等, 2007c), 因此余震分布尺度的对数与主震震级正相关(Utsu, 1961; 吴开统等, 1990; Wells et al, 1994; Biasi et al, 2006)。可见从观测事实的角度出发, 余震序列满足两个重要的幂律统计关系, 即描述地震频度-震级关系的 G-R 关系和描述主震后余震随时间衰减的修改的大森公式。目前, 绝大多数关于余震活动机理的研究, 基本上以所构建的模型能否重现这两个基本关系作为衡量模型好坏的最重要指标。

## 1 余震活动机理研究

### 1.1 构造物理实验研究结果

关于余震序列类型及余震活动机理的研究始于构造物理实验, 其中最重要者当属 Mogi(1962a、1962b、1963)和 Scholz(1968a、1968b、1968c)分别着重于介质及应力不均匀性所开展的开创性工作。Mogi(1962、1963)的岩石破裂实验研究结果已被广泛接受并引用, 基于其实验结果, 均匀、稍微不均匀、极不均匀的介质及构造条件, 分别对应于主-余型、前-主-余型及震群型等 3 类地震序列。Scholz(1968a、1968b、1968c)通过岩样单轴压缩实验着重研究失稳发生后声发射数目随时间的变化, 其结果显示, 若主破裂发生后不再对系统加压, 则声发射数目随时间按大森公式衰减。为解释“余震”与主震间的时间延迟及余震频率衰减遵循大森公式的实验结果, Scholz(1972)提出静态疲劳(static fatigue)或蠕变破裂(creep

rupture) 机制,认为介质不均匀性导致应力分布的不均匀性,受力较大的单元应力腐蚀强、破裂快;初期平均应力大,导致余震活动强;随着平均应力的衰减,余震频度也逐步衰减。另外,部分研究者(平田隆幸, 1990; Tang, 1997; Tang et al, 1993)的破裂实验研究涉及到样本非均匀性对微震序列类型的影响,例如平田隆幸(1990)开展的村田玄武岩在恒应力下的单轴压缩破裂实验,所得到的脉冲时间序列亦有前-主-余型、主-余型和震群型等3种类型,并且衰减方式符合大森公式。

### 1.2 介质不均匀性的影响

地震断层面上几何、力学和介质物性等的不均匀性质,已在摩擦实验和地震波观测中得到证实(Scholz, 1990)。作为描述岩石强度差异的重要概念,凹凸体及障碍物在介质不均匀性对余震序列的影响研究中常被提及(Mogi, 1977; Kanamori, 1981; Brune, 1979; Ben-Zion et al, 1993; Somerville et al, 1999; Yamanaka et al, 2004; Hidet et al, 2009)。凹凸体模型认为断层面上凹凸体强度相对较大,应力加载全部由其承担(Aki, 1979、1981、1984),该模型能够解释大震前震源区及附近观测到的背景地震活动、地震平静、前震等前兆地震活动图像,以及前-主-余型地震序列的活动(Kanamori, 1981)等。障碍物模型认为断层面上各处强度差异较大,障碍物是断层面上抑制或中止地震破裂的区域(Aki, 1979、1984),该模型经常被用于解释余震的发生机制(Aki et al, 1977; Aki, 1979; Das et al, 1977; Papageorgiou et al, 1983a、1983b),当构造应力相对很高时,断裂瞬间穿过障碍物,障碍物完全破裂,则序列前、余震均较少,属于孤立型地震序列;当障碍物强度较高时,破裂将绕过障碍物,从而不发生主震,出现所谓震群型的地震序列活动特征;当构造应力与障碍物强度相当,则破裂开始时障碍物未破裂,但随着应力在破裂过程中向障碍物的集中,最终导致障碍物破裂,由此构成前-主-余型地震序列。

### 1.3 应力加载过程的影响

许多研究从应力变化的角度讨论余震序列活动的特点。大地震破裂过程通常不超过数百秒,但涉及的空间线性尺度为百千米尺度或大的地块应变调整,因而不可能在短时间内完成弹性恢复过程,故此在主震后将产生蠕变。Benioff(1951)采用具有弹性蠕变性质的物质流变学模型,对余震活动随时间衰减过程的统计性质进行解释,即当外加荷载应力撤消、模型出现弹性应变释放之后,继续出现的蠕变过程被视作余震活动的衰减过程,因而认为余震活动的时、空变化,可能与岩石层流变学性质密切相关。Chen等(1987)提出在非均匀应力场影响下的黏弹性介质中剪切裂纹复杂扩展的地震序列模型,并给出数值模拟结果,认为裂纹滑动和增长的主要模式是一种蠕变,其结果显示,地震序列类型受总的应力水平和不均匀性控制,孤立型地震通常发生在高预应力和(或)低破裂强度的情况下,前-主-余型地震序列出现在中等预应力和中等破裂强度的条件下,震群型地震序列出现在低预应力和(或)高破裂强度的情况。总体来看,震后早期极短时间内的余震快速衰减现象能够用瞬时蠕变和余滑模型进行解释(Benioff, 1951; Mikumo et al, 1979; Perfettini et al, 2004、2007),之后长时期的余震活动则用下地壳和上地幔的粘弹性松弛来解释更为合理(Deng et al, 1999; Freed et al, 2001)。

### 1.4 基于流变性质物理概念模型的余震序列模拟

地震活动过程的数值模拟是研究地震过程复杂性的重要手段,一般可分为两类具有不

同特点的方法。一类是试图尽可能真实地模拟实际的断层状况及断层运动过程,分析断层系统的运动学和动力学特征及其与强震活动的关系,有限元及类似方法是这一类数值模拟的典型代表。其模拟结果的合理性,依赖于模型初始条件及边界条件与实际情况的吻合程度。另一类方法则主要从物理概念出发,抓住地震过程的关键特点及可能的影响因素,利用高度概括、简化的物理模型及演化规则,在概念上模拟实际地震活动过程的最本质特征,如弹簧滑块模型、沙堆模型等。其特点是着重于地震活动过程中最显著的统计特性,抓住最可能的物理本质,基于物理概念模型及简单重复的演化规则,模拟出复杂的地震现象及群体地震活动过程。这一类方法有利于表观统计特征突出但介质物性、几何及力学加载等各种条件均不清晰的系统的动力学过程的模拟。由于主震断裂面的构成和余震过程应力变化的极端复杂性以及余震活动突出、一致的统计特性,许多研究者基于物理概念模型开展了余震机理研究。该类研究一方面基于脆性破裂(Griffith, 1920、1924)或粘滑失稳(Bowden et al, 1950、1964; Brace et al, 1966)的破裂或滑动准则,另一方面基于粘弹性物质的应力松弛过程(Yamashita, 1979; Deng et al, 1999; Perfettini et al, 2004),通过应力变化模拟余震发生过程。Burrige 等(1967)首先将粘性摩擦引入简单的一维弹簧-滑块模型,模拟余震的发生过程;Dieterich(1972)在其基础上采用数值模拟方法验证了粘弹性和摩擦时间依赖对余震发生的影响。通过对 San Andreas 断层的研究,Yamashita(1979)认为粘弹性物质的应力松弛是余震发生的主要原因,并提出余震发生的主要条件:①主震发生过程中局部应力场受到扰动;②扰动区能够见到最初的蠕变现象,并且蠕变粘度较低;③余震发震断层周围已经具有长时间的应力积累;④主震瞬间产生的应力调整与断层的静态摩擦值相接近。基于弹性上地壳、弱粘性下地壳和强粘性上地幔的物理模型,Deng 等(1999)采用有限元模拟了 1994 年 Northridge 逆冲型地震的余震序列。结果显示余震震源位置与来自粘性下地壳的应力传递(stress transferred)相一致,据此认为粘弹性应力松弛是 Northridge 地震余震活动的最主要影响因素。Northridge 地震开始几周内震后应变主要由下地壳粘性流(viscous flow)控制,后期约 2 年时间的余震衰减过程能够与剪应力的粘弹性松弛过程很好地吻合,因而下地壳的粘弹性应力松弛控制着 Northridge 地震余震序列长时间的衰减过程。张国民等(2003)提出具有流变性质的弹簧-滑块模型由并联的两部分组成,上部为串联的弹簧和滑块,模拟震源体中具有弹性变形和脆性破裂性质的上部地壳层,下部为麦克斯韦体,模拟孕震系统中具有塑性流动变形的下地壳部分。当滑块突然滑动(相当于震源快速破裂错动),上部地壳震源体应力降至 0,系统总应力降至下地壳应力,系统进入短暂的震后阶段(相当于余震期),下部地壳中的应力(即模型中麦克斯韦体中应力)通过蠕动传递至上部地壳,使其应力逐渐恢复,这一过程中当上地壳应力升至残连段强度时将使其破裂而发生余震。谷继成等(1979)采用裂缝失稳扩展的断裂力学准则以及地壳上地幔介质流变模型,在物理上解释强余震时间的分布特征。依据他们的模型,余震序列中相邻两次强余震的时间间隔  $\Delta t$  与相对于主震的离逝时间  $t$  间呈双对数关系。Mikumo 等(1979)在非均匀摩擦断层(凹凸体)动力破裂过程研究的基础上,在主破裂发生之后引入断层上剪切应力和强度随时间的恢复过程,采用由 Maxwell 元件和弹性弹簧元件串联的标准 3 参数线性固体近似模拟粘弹材料的应力恢复机制,其研究认为在余震活动期间,外部构造荷载不发生变化,滑动单元减小的力将随时间恢复,而未破裂单元上集中的高应力将随时间松弛。其模拟结果显示,余震的大小由发

生时刻的剪切应力和介质强度分布所决定。Perfettini 等(2004)假定滑动方式为速度强化流变模式,研究了地壳中部同震应力对脆性蠕变带滑动的影响。他们假定余震活动速率正比于蠕滑断层的滑动速度,其模型预测的余震频次随时间的衰减与大森公式相一致,大森公式参数  $c$  值反比于主震震级。这意味着,若余震频次按照定常速率衰减,则应力变化越快,余震频次衰减的持续时间越短;将该模型应用于 1999 年台湾集集  $M_w$  7.6 地震,同样深度的余滑模型能够合理地解释集集余震序列的衰减过程和震后的应变变化。他们通过对震后应变的进一步研究指出,1992 年 Landers 地震余震序列是孕震区脆韧性转换带下方物质摩擦余滑(frictional afterslip)的结果,余震序列与摩擦余滑遵循相同的时、空演化规律(Perfettini et al, 2007)。

### 1.5 流体侵入及应力腐蚀的影响

由于主震发生后余震几乎同时在整个破裂带上开始出现,并不是像发生于流体扩散前缘的地震所要求的那样沿某一个方向迁移(Scholz, 1990),并且干燥岩石受压也能产生类似主-余型地震序列的声发射序列,因而流体不一定是余震生成的必要因素(Takayuki et al, 1987; Hirata, 1987)。但地震断层滑动引起孔隙流体的扩散,致使断层周围的物质反应与时间有关,这种滞后的时间依赖关系被认为在余震的激发和迁移、以及震群活动过程中起重要作用(Nur et al, 1972; Rudnicki, 1986)。孔隙流体的存在能够降低岩石强度或者断层剪应力强度从而引发地震,例如水库蓄水(Talwani et al, 1985; Roeloffs, 1988; Pandee et al, 2003)、地下水补给(Saar et al, 2003)、流体注入(Zoback et al, 1997; Shapiro et al, 2003; Lei et al, 2008)以及降雨等诱发的地震活动(Husen et al, 2007; 蒋海昆等, 2011)。基于各向同性、无限弹性空间、简单的孔隙流体扩散模型,假定主震震源区内余震频次与该处孔隙压对时间的偏微分成正比,则余震频次随时间的衰减与大森公式定性相符(Nur et al, 1972)。由于实际孔隙压空间分布与主震同震滑动分布关系密切,Bosl 等(2002)根据 Nur 等(1972)的孔隙流体扩散模型,结合 Landers 断层的实际情况,模拟了 1992 年 Landers 地震余震序列的衰减过程。结果显示,孔隙流体扩散模型能够很好地模拟 Landers 地震余震的衰减速率,同时也能够得到大森公式非零的  $c$  值。Miller 等(2004)研究了意大利北部 Umbria-Marche 地震序列的迁移问题,认为亚平宁山脉下面存在  $CO_2$  高压流体,并利用地震学资料模拟了流体沿断裂的流动情况,其渗透率约为  $1\text{km/d}$ ,较好地解释了余震分布的时间演化。

除流体本身触发或者诱发地震外,流体侵入作用下的应力腐蚀也被认为是主震破裂面上残余凹凸体区域弱化解锁、延迟破裂的物理机制(Yamashita et al, 1987)。Kanamori 等(2004)认为脆性材料的裂纹尖端在高温或者流体存在等情况下能够自发扩展,当裂纹达到临界状态时,由于应力腐蚀,裂纹尖端弱化、裂纹扩展,断层面上可能发生较大破裂。基于亚临界裂纹扩展模型,Kanamori 等(2004)考虑在一系列裂纹上以恒定的速率加载应力,加载过程由应力腐蚀控制,应力扰动会加速裂纹扩展,由此产生的余震活动率与大森公式相一致并可得到与主震震级成反比的大森公式  $c$  值。Vinciguerra(1999)采用应力腐蚀机制很好地解释了意大利 Etna 火山地震序列的活动过程,认为 Etna 火山喷发后的地震序列是岩浆应力腐蚀的结果。即岩浆具有极高的温度,易于与周围围岩发生化学反应,使围岩较快地弱化,所产生的气体能够加速裂纹扩展。Ojala 等(2003、2004)采用注水的二叠纪风成砂岩进行声发射实验,发现低应变率加载比高应变率加载能够产生更多的、小的声发射事件,据此

认为,在低应变率加载的情况下,应力腐蚀控制着裂纹的扩展。

### 1.6 基于速率-状态依从的余震活动模拟

速率-状态依从也被用于余震机理解释。一条断层一旦形成,其进一步的运动将受摩擦控制。在岩石的摩擦活动中经常观察到规则的粘滑现象,由于地震是沿预存断层重复出现的滑动不稳定,因此 Brace 等(1966)将粘滑作为地震机制。速度弱化是导致大多数条件下岩石中规则粘滑的重要原因(Dieterich, 1979a、1981)。速率-状态依赖的摩擦本构关系目前已被认为是断层运动和地震发生的主要物理机制(Dieterich, 1994; Marone, 1998; Shibazaki et al, 2007、2010; Hori et al, 2011)。在对地震发生过程的描述中,速率-状态摩擦本构关系认为摩擦应力与正应力、温度、滑动速率及滑动历史等有关(Dieterich, 1979b; Ruina, 1983)。Dieterich(1994)假定正应力恒定,主震为余震序列的发生提供了一次突然的剪应力阶跃,在此基础上,基于速率-状态依赖模型得到的余震活动率主要取决于应力扰动幅度、断层物理特性(控制断层摩擦依赖于速率和状态的本构参数)、应力加载速率和研究区的背景地震活动率等,其余震持续时间与加载速率负相关,余震频次随时间的衰减与大森公式相一致,即最初短时间内以恒定速率衰减,之后与时间呈负幂律关系衰减;大森公式  $c$  值与静态应力变化量级有关,应力变化越大, $c$  值越小。作为实际应用,基于速率-状态摩擦模型模拟了夏威夷 Kilauea 火山地震活动的情况,发现模拟结果与实际统计结果具有较好的一致性(Dieterich, 2000)。Peng 等(2007)基于速率状态依从和 ETAS 模型,研究了日本 Hi-net 台网记录的 80 次  $M3 \sim 5$  地震产生的余震序列,考察了震后短时间内  $p$  值的变化,结果显示,在震后 20 ~ 900s 内, $p = 0.58 \pm 0.08$ ,900s 以后, $p = 0.92 \pm 0.04$ , $p$  随时间呈现逐渐变大的趋势。Hainzl 等(2008、2010)则结合库仑应力空间分布的不均匀性着重讨论应力的不确定性对速率-状态摩擦模型参数的影响,基于 1992 年 Landers 地震早期余震估算模型的参数,将静态应力触发和速率-状态摩擦模型结合起来用于对后续余震的预测。

## 2 小结及讨论

(1) 构造物理实验和各类数值模拟研究表明,余震活动特征受控于主震断层面的构造和介质的不均匀性以及由此导致的应力不均匀性。因而,作为开展余震活动机理研究的基础,主震破裂面不均匀模型的构建尤其重要。凹凸体或障碍物模型着重探讨了断层面上岩石强度分布的不均匀性,尽管震前断层面的凹凸体(不均匀性或断层粗糙度)可通过震后断层面的局部静态滑移、滑移速率等来进行刻画(Miyake et al, 2001; Yamanaka et al, 2004; Hidet et al, 2009),由余震定位结果发现主震破裂面内余震大多分布于主震滑移终止区域、高滑移区边缘、高低滑移区转换部位、未破裂障碍物边缘及低滑移区(Mendoza 等, 1988a、1988b、1989; Hauksson, 2000; Madariaga et al, 2000; Das et al, 2003; Yamada et al, 2010),但实际上在主震滑移与余震分布之间,到目前为止并未发现有确定性的规律或特征,这为主震破裂面不均匀模型的构建带来了挑战。构建的模型应满足两项最基本的要求,首先是必须与现有实际大震余震破裂面不均匀性研究结果相吻合,其次是在与应力相互作用的过程中,由于凹凸体破裂所产生的“余震”序列的强度分布应满足 G-R 关系。

(2) 主震破裂面上残余凹凸体破裂准则的设定及“余震”强度的合理表达是此类研究的另一个关键问题。作为基于物理概念模型的数值模拟研究,模型演化规则的重要性不言而喻。

喻。有两个问题必须给予足够的关注:一是必须考虑到加载应力随时间的快速变化,二是必须考虑到破裂的残余凹凸体之间的相互作用及影响,理论上这种相互作用及影响可以无限地进行下去。从模拟的角度,凹凸体面积、凹凸体强度、初始应力、破裂应力降等是已知的,依据这些已知参数对余震“强度”进行合理表达的时候,基本的要求一是模型输出“余震”震级在微观上必须不违背已有震源理论给出的震级、应力降、破裂尺度等之间的关系,二是在宏观上“余震”序列中大、小地震之间应满足 G-R 关系。

(3) 蠕变或余滑模型、速率-状态依从模型以及亚临界裂纹扩展模型等在一定的假设前提下能够解释余震频次随时间衰减的大森公式。速率-状态依从、蠕变或余滑模型认为主震造成的断层应力作用是余震发生的主要原因,因此余震的发生时间与主震之间存在一定的关系(Dieterich, 1994; Huc et al, 2003; Henry et al, 2001),但在对部分实际余震观测资料的精细研究中并未发现这种关系(Gasperini et al, 1989; Shaw, 1993; Jones et al, 1998; Helmstetter et al, 2003),或这种关系非常微弱(Peng et al, 2009)。另一方面,应力松弛过程能够用于解释长期余震活动,应力松弛模型认为断层的流变性质控制着余震的衰减速率。通过对南加州 45 个主震震级为  $M5 \sim 7$  的余震序列研究,发现震后极短时间内余震的发生与主震的应力调整幅度有关,主震或者主震产生的动态应力改变了断层的摩擦系数和断层属性;而后期余震的发生并非受控于主震的应力调整,而是由震后的滑动所决定(Karen, 2010)。因而,实际的余震过程可能并非某个单一模型所能全部解释,而应是一个多阶段、多过程的联合作用。事实上,Perfettini 等(2004)在采用应力松弛模型解释余震发生过程时,亦采用了多阶段模拟过程(速度弱化成核和震后速度强化的流变模式)。可见,在余震活动过程中,受主震应力扰动影响的断层间的相互作用(脆性破裂或粘滑失稳)始终存在,只有在不考虑这种断层间的相互作用的前提下,才可得到断层流变性质控制着余震序列的衰减过程这一认识。

(4) 需要指出的是,上述各种模型或者理论解释“余震”序列的模拟研究,实际上均是针对所预设模型的应力变化来开展的,并未能够模拟得到真正的“余震”序列,从而也无法通过“余震”数据的直接计算,考察理论模拟与实际余震活动的相似程度。所开展的与余震序列衰减(大森公式)关系的研究,亦是直接假定余震衰减率与应力的某种变化有关。例如 Perfettini 等(2004、2007)假定余震活动速率正比于蠕滑断层的滑动速率,Nur 等(1972)则直接假定余震频次与孔隙压的时间偏微分成正比,进而解析得到大森公式参数与模型参数之间的关系。因而,基于主震破裂面的不均匀性、应力加载过程及流体侵入影响等在不同条件下模拟余震过程,生成“余震”序列数据,进而探讨“余震”活动与模型各物理量之间的关系,研究余震活动的主要影响因素,是当前理论认识及模拟技术条件下,进一步深入研究余震活动机理的途径之一。

致谢:匿名审稿专家在本文修改过程中提出诸多有益建议,谨致谢意!

## 参考文献

- 谷继成、谢小碧、赵莉,1979,强余震的时空分布规律及其理论解释,地球物理学报, 22(1), 32~46。  
国家地震局,1990,地震学分析预报方法公式指南, 25~65,北京:地震出版社。

- 蒋海昆、傅征祥、刘杰等,2007a,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,2008,5·12 汶川 8.0 级地震序列及相关问题讨论,地震地质,30(3),746~758。
- 蒋海昆、杨马陵、孙学军等,2011,暴雨触发局部地震活动的一个典型例子:2010 年 6 月广西凌云-凤山交界 3 级震群活动,地球物理学报,154(10),2606~2619。
- 蒋海昆、郑建常、吴琼等,2007b,传染型余震序列模型震后早期参数特征及其地震学意义,地球物理学报,50(6),1778~1786。
- 蒋海昆、郑建常、吴琼,2007c,中国大陆中强以上地震余震分布尺度的统计特征,地震学报,29(2),151~164。
- 陆远忠、吴佩稚、沈建文,1983,直接余震和间接余震,地球物理学报,36(4),355~365。
- 平田隆幸,许晏平译,1990,通过破裂实验观察地震现象,见:斋藤正德等,数理地震学,57~65,北京:地震出版社。
- 吴开统、焦远碧、吕培苓等,1990,地震序列概论,165~198,北京:北京大学出版社。
- 张国民、李丽,2003,地壳介质的流变性与孕震模型,地震地质,25(1),1~10。
- 中国地震局,1998,地震现场分析大纲及技术指南,79~125,北京:地震出版社。
- Aki K, 1979, Characterization of barriers on an earthquake fault, *J Geophys Res*, **84**, 6140~6148.
- Aki K, 1981, A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In earthquake prediction, an International review, M Ewing Ser 4ed, American Geophysical Union, 56~574.
- Aki K, 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquake and strong motion prediction, *J Geophys Res*, **89**(B7), 5867~5872.
- Aki K, Bouchon M, Chouet B, et al, 1977, Quantitative prediction of strong motion for a potential earthquake fault, *Ann Geofits*, **30**, 341~368.
- Benioff H, 1951, Earthquake and rock creep, *Bull Seism Soc Am*, **41**, 31~62.
- Ben-Zion Y, James R R, 1993, Earthquake failure sequences along a cellular fault zone in a Three-Dimensional Elastic Solid containing asperity and Nonasperity regions, *J Geophys Res*, **98**(B8), 14109~14131.
- Biasi G P, Weldon R J, 2006, Estimating surface rupture length and magnitude of paleoearthquakes from point measurements of rupture displacement, *Bull Seism Soc Am*, **96**, 1612~1623.
- Bosl W J, Nur A, 2002, Aftershocks and pore fluid diffusion following the 1992 Landers earthquake, *J Geophys Res*, **107**(B12), 2366.
- Bowden F P, Tabor D, 1950, The friction and lubrication of solids, Part I Clarendon Press, Oxford.
- Bowden F P, Tabor D, 1964, The friction and lubrication of solids, Part II Clarendon Press, Oxford.
- Brace W F, Byerlee J D, 1966, Stick-slip as a mechanism for earthquakes, *Science*, **153**(5), 990~992.
- Brune J N, 1979, Implications of earthquake triggering and rupture prepagation for earthquake based on premonitory phenomena, *J Geophys Res*, **84**, 2195~2198.
- Burridge R, Knopoff L, 1967, Model and theoretical seismicity, *Bull Seism Soc Am*, **57**(3), 341~371.
- Chen Y T, Knopoff L, 1987, Similation of earthquake sequences, *J Geophys Res*, **91**, 693~703.
- Clement N, 2009, Common dependence on stress for the two fundamental laws of statistical seismology, *Nature*, **462**(3), 642~645.
- Das S, Aki K, 1977, Fault plane with Barriers: A versatile earthquake model, *J Geophys Res*, **82**, 5658~5670.
- Das S, Henry C, 2003, Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution, *Reviews of Geophysics*, **41**(3), 1013, doi: 10.1029/2002RG000119.
- Deng J S, Hudnut K, Gurnis M, et al, 1999, Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge California, earthquake, *Geophys Res Lett*, **26**(21), 3209~3212.
- Dieterich J H, 1972, Time-dependent friction as a possible mechanism for aftershocks, *J Geophys Res*, **77**, 3771~3781.
- Dieterich J H, 1979a, Modeling of rock friction, 1, experimental results and constitutive equations, *J Geophys Res*, **84**, 2161~2168.
- Dieterich J H, 1979b, Modeling of rock friction, 2, simulation of preseismic slip, *J Geophys Res*, **84**, 2169~2175.
- Dieterich J H, 1981, Constitutive properties of rock with simulated gouge, in *Mechanical behavior of crustal rocks*, *Geophys. Monogr Ser*, **24**, 103~120.
- Dieterich J H, 1994, A constitutive law for rate of earthquake production and it application to earthquake clustering, *J Geophys*



- Res, **99** (B2), 2601 ~ 2618.
- Dieterich J H, 2000, The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano, *Nature*, **408** (23), 457 ~ 460.
- Drakatos G, 2000, Relative seismic quiescence before large aftershocks, *Pure Appl Geophys*, **157** (9), 1407 ~ 1421.
- Eaton J P, O'Neil M E, Murdoch J N, 1970, Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame, California, earthquake: A detailed study, *Bull Seism Soc Am*, **60**, 1151 ~ 1197.
- Enescu B, 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.
- Freed A M, Lin J, 2001, Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by Viscoelastic stress transfer, *Nature*, **411** (6834), 180 ~ 183.
- Gasperini P, Mulargia F, 1989, A statistical analysis of seismicity in Italy: The clustering properties, *Bull Seism Soc Am*, **79**, 973 ~ 988.
- Gentili S, Bressan G, 2008, The partitioning of radiated energy and the largest aftershock of sequences occurred in the northeastern Italy and western Slovenia, *J Seismol*, **12**, 343 ~ 354.
- Griffith A A, 1920, The phenomena of rupture and flow in solids, *Philos T Roy Soc A*, **221**, 163 ~ 198.
- Griffith A A, 1924, The theory of rupture. In: Biezeno CG, Burgers JM Proc, 1st Int, 54 ~ 63.
- Gross S, Bürgmann R, 1998, Rate and state of background stress estimated from the aftershocks of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake, *J Geophys Res*, **103**, 4915 ~ 4927.
- Guo Z Q, Ogata Y, 1997, Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude, *J Geophys Res*, **102** (B2), 2857 ~ 2873.
- Hainzl S, Enescu B, Cocco M, et al, 2008, Aftershock modeling based on uncertain stress calculations, *J Geophys Res*, **114** (B05309), 1 ~ 12.
- Hainzl S, Zoller G, Wang R, 2010, Impact of the receiver fault distribution on aftershock activity, *J Geophys Res*, **115** (B05315), 1 ~ 12.
- Hauksson E, 2000, Crustal structure and seismicity distribution adjacent to the Pacific and North America Plate boundary in southern California, *J Geophys Res*, **105** (B6), 13875 ~ 13903.
- Helmstetter A, Didier S, 2003, Importance of direct and indirect triggered seismicity in ETAS model of seismicity, *Geophys Res Lett*, **30** (11), 1576 ~ 1580.
- Henry C, Das S, 2001, Aftershock zones of large shallow earthquakes: fault dimensions, aftershock area expansion, and scaling relationships, *Geophys J Int*, **147**, 272 ~ 293.
- Hidel A, Satoshi I, 2009, Complexity in earthquake sequences controlled by multiscale heterogeneity in fault fracture energy, *J Geophys Res*, **114**, B03305.
- Hirata T, 1987, Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment, *J Geophys Res*, **92**, 6215 ~ 6221.
- Hori T, Miyazaki S, 2011, A possible mechanism of  $M_9$  earthquake generation cycles in the area of repeating  $M_7 \sim 8$  earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, **63**, 773 ~ 777.
- Huc M, Main I G, 2003, Anomalous stress diffusion in earthquake triggering: Correlation length, time-dependence, and directionality, *J Geophys Res*, **108**, 2324.
- Husen S, Bachmann C, Giardini D, 2007, Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005, *Geophys J Int*, **171**, 1126 ~ 1134.
- Jones L M, Hauksson E, 1998, Stress triggering of aftershocks, In *EOS Trans American Geophysical Union*, 79, pages Fall Meet. Suppl, Abstract S32B-06.
- 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.
- Kanamori H, 1981, The nature of seismicity patterns before large earthquake. Earthquake prediction——an international review,

- Maurice Ewing Series (American Geophysical Union 4), 1 ~ 19.
- Kanamori H, Brodsky E E, 2004, The physics of earthquakes, *Rep Prog Phys*, **67**(8), 1429 ~ 1496.
- Karen R F, 2010, Aftershock triggering is a multi-step process, Submitted to *Bull Seism Soc Am*.
- Kisslinger C, Jones L M, 1991, Properties of aftershocks in southern California, *J Geophys Res*, **96**, 11947 ~ 11958.
- Latoussakis J, Drakatos G, 1994, A quantitative study of some aftershock sequence in Greece, *Pure Appl Geophys*, **143**(4), 603 ~ 616.
- Lei X L, Yu G Z, Ma S L, et al, 2008, Earthquakes induced by water injection at ~3km depth within the Rongchang gas field, Chongqing, China, *J Geophys Res*, **113**, B10310.
- Lindman M, Jonsdottir K, Roberts R, et al, 2005, Earthquakes descaled: on waiting time distributions and scaling laws, *Phys Rev Lett*, **94**(10), 108501.
- 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.
- Madariaga R, Peyrat S, Olsen K B, 2000, Rupture dynamics in 3D: A review in problems in geophysics for the New Millennium, Editrici Compositori, Bologna, Italy, 89 ~ 110.
- Marone C, 1998, Laboratory-derived frictional laws and their application to seismic faulting, *Ann Rev Earth Planet Sci*, **26**, 643 ~ 696.
- Mendoza C, Hartzell S H, 1988a, Aftershock patterns and mainshock faulting, *Bull Seism Soc Am*, **78**, 1438 ~ 1449.
- Mendoza C, Hartzell S H, 1988b, Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms North Palm Springs, Borah Peak, and Michoacan earthquakes, *Bull Seism Soc Am*, **78**, 1092 ~ 1111.
- Mendoza C, Hartzell S H, 1989, Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexicel earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull Seism Soc Am*, **79**, 655 ~ 669.
- Mikumo T, Miyatake T, 1979, Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times, *Geophys J R Astr Soc*, **59**, 559 ~ 583.
- Miller SA, Collettini C, Chiaraluce L, et al, 2004, Aftershocks driven by a high-pressure CO<sub>2</sub> source at depth, *Nature*, **427**, 724 ~ 727.
- Miyake H, Iwata T, Irikura K, 2001, Estimation of rupture propagation direction and strong motion generation area from azimuth and distance dependence of source amplitude spectra, *Geophys Res Lett*, **28**(14), 2727 ~ 2730.
- Mogi K, 1962a, On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquake in and near Japan, *Bull Earthquake Res Inst*, **40**, 107 ~ 124.
- Mogi K, 1962b, Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogonous materials, and ite relation to the earthquake phenomena, *Bull Earthquake Res Inst*, **40**, 1 ~ 31.
- Mogi K, 1963, Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms—the fracture of a semi-infinite body caused by inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena, *Bull Earthquake Res Inst, Univ, Tokyo*, 615 ~ 658.
- Mogi K, 1977, Seismicity activity and earthquake prediction, in *Preceedings of the Symposium on Earthquake Prediction Research*, 203 ~ 214.
- Nur A, Booker J R, 1972, Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science*, **175**, 885 ~ 888.
- Ogata Y, 1988, Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *J Am Stat Assoc*, **83**(401), 9 ~ 27.
- Ogata Y, 1989, Statistical model for standard scismicity and detection of anomalies by residual analysis, *Tectonophysics*, **169**, 159 ~ 174.
- Ojala I O, Main I G, Ngwenya B T, 2004, Strain rate and temperature dependence of Omori law scaling constants of AE data: Implications for earthquake foreshock-aftershock sequences, *Geophys Res Lett*, **31**, L24617.
- Ojala I O, Ngwenya B T, Main I G, et al, 2003, Correlation of microseismic and chemical properties of brittle deformation in Locharbriggs sandstone, *J Geophys Res*, **108**(B5), 2268.
- Öztürk S, Bayrak Y, 2005, Statistical analysis of the aftershock sequences that occurred in Turkey during 1995 ~ 2004, 4th congress of Balkan geophysical Society, 11 ~ 23.

- Pandee A P, Chadha R K, 2003, Surface loading and triggered earthquakes in the Koyna-Warna region, western India, *Phys Earth Planet Inter*, **139** (3), 207 ~ 223.
- Papageorgiou A, Aki K, 1983a, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, I, Description of the model, *Bull Seism Soc Am*, **73**, 693 ~ 722.
- Papageorgiou A, Aki K, 1983b, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, II, Applications of the model, *Bull Seism Soc Am*, **73**, 953 ~ 978.
- 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.
- Peng Z, Vidale J E, Ishii M, et al, 2007, Seismicity rate immediately before and after main shock rupture from high-frequency waveforms in Japan, *J Geophys Res*, **112**, B03306.
- Peng Z, Zhao P, 2009, Migration of early aftershocks following the 2004 Parkfield earthquake, *Nature Geoscience*, **2**, 877 ~ 881.
- Perfettini H, Avouac 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** (B7), B07409.
- Rabinowitz N, Steinberg D M, 1998, Aftershock decay of three recent strong earthquakes in the Levant, *Bull Seism Soc Amer*, **88** (6), 1580 ~ 1587.
- Roeloffs E A, 1988, Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level, *J Geophys Res*, **93** (B3), 2107 ~ 2124.
- Rudnicki J W, 1986, Slip on an impermeable fault in a fluid-saturated rock mass, *Earthquake Source Mechanics*, Geophysical Monograph 37 and Maurice Ewing volume **6**, 81 ~ 90.
- Ruina, 1983, Slip Instability and State Variable Friction Laws, *J Geophys Res*, **88** (B12), 10359 ~ 10370.
- Rybichi K, 1973, Analysis of aftershocks on the base of dislocation theory, *Phys Earth Planet Inter*, **7** (4), 409 ~ 422.
- Saar M O, Manga M, 2003, Seismicity induced by seasonal groundwater recharge at Mt. Hood, Oregon, *Earth Planet Sci Lett*, **214** (3), 605 ~ 618.
- Scholz C H, 1968a, Microfractures aftershocks and seismicity, *Bull Seism Soc Am*, **58**, 1117 ~ 1130.
- Scholz C H, 1968b, An experimental study of the fracturing process in brittle rock, *J Geophys Res*, **73**, 1447 ~ 1454.
- Scholz C H, 1968c, Microfractures and the inelastic deformation of rock in compression, *J Geophys Res*, **73**, 1417 ~ 1432.
- Scholz C H, 1972, Static fatigue of Quartz, *J Geophys Res*, **77**, 2104 ~ 2114.
- Scholz C H, 1990, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, 116 ~ 133.
- Shapiro S A, Patzig R, Rothert E, et al, 2003, Triggering of seismicity by pore-pressure perturbations: Permeability-related signatures of the phenomenon, *Pure Appl Geophys*, **160** (5 ~ 6), 1051 ~ 1066.
- Shaw B E, 1993, Generalized Omori law for aftershocks and foreshocks from a simple dynamics, *Geophys Res Lett*, **20**, 907 ~ 920.
- Shibazaki B, Shimamoto T, 2007, Modelling of short-interval silent slip events in deeper subduction interfaces considering the frictional properties at the unstable-stable transition regime, *Geophys J Int*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03434x.
- Shibazaki B, Shuhui B, Takanori M, et al, 2010, Modeling the activity of short-term slow slip events along deep subduction interfaces beneath Shikoku, southwest Japan, *J Geophys Res*, **115**, B00A19, doi: 10.1029/2008JB006057.
- Somerville P, Irikula K, Graver R, 1999, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism Res Lett*, **70** (1), 59 ~ 80.
- Stephan H, Robert B S, 2004, Probabilistic earthquake relocation in three-dimensional velocity models for the Yellowstone National Park region, Wyoming, *Bull Seism Soc Am*, **94** (3), 880 ~ 896.
- Takayuki W, Hirata G A, 1987, Omori's Power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment, *J Geophys Res*, **92**, 6215 ~ 6221.
- Talwani P, Acree S, 1985, Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity, *Pure Appl Geophys*, **122**

(6), 947 ~ 965.

Tang C A, 1997, Numerical simulation of rock failure and associated seismicity, *Int J Rock Mech Min Sect*, **34** (2), 249 ~ 262.

Tang C A, John A, Hudson, 1993, *Rock failure instability and related aspects of earthquake mechanisms*, Beijing: China Coal Industry publishing House.

Utsu T, 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys*, **30**, 521 ~ 545.

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, *J Phys Earth*, **43** (1), 1 ~ 33.

Vinciguerra S, 1999, Seismic scaling exponents as a tool in detecting stress corrosion crack growth leading to the september-october 1989 flank eruption at Mt. Etna Volcanl, *Geophys Res Lett*, **26** (24), 3685 ~ 3688.

Wells D L, copper smith K J, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull Seism Soc Am*, **84**, 974 ~ 1002.

Yamada T, Paul G O, Cecily J W, 2010, Kiholo Bay, Hawaii, earthquake sequence of 2006: Relationship of the main shock slip with locations and source parameters of aftershocks, *J Geophys Res*, **115** (B08304), 1 ~ 12.

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.

Yamanaka Y, Kikuchi M, 2004, Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J Geophys Res*, **109**, B07307.

Yamashita T, Knopoff L, 1987, Model of aftershock occurrence, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **91**, 13 ~ 26.

Zoback M D, Harjes H P, 1997, Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany, *J Geophys Res*, **102** (B8), 18477 ~ 18491.

## Review of aftershock mechanism research

Qu Junhao<sup>1,2)</sup> Jiang Haikun<sup>3)</sup>

1) Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China

2) Earthquake Administration of Shandong Province, Jinan 250014, China

3) China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

**Abstract** In this paper, research of aftershock mechanism is reviewed, including heterogeneity of medium and stress, mechanical loading, fluid intrusion and stress corrosion, rate-state dependence. Previous studies have indicated that the heterogeneity of media and stress is the basic premise of aftershocks generated. From the point view of mechanics, transient creep and afterslip can explain the decay of aftershocks in a short time after a main shock and the relaxation of stress tend to interpret the characteristics of long-term aftershocks. Fluid intrusion and stress corrosion control the evolution process of the aftershocks under certain conditions. The interaction between the faults disturbed by the main shock always exists during the aftershock activities. All kinds of models and the theories want to comply with the two basis power-law relationship—the G-R relationship and Omori formula to some extent.

**Key words:** Aftershock sequence Mechanism research Medium heterogeneity Stress relaxation Modified Omori formula