

陈昊,冀战波,王琼,等,2020. 动态应力触发研究进展. 中国地震,36(3):442~459.

动态应力触发研究进展

陈昊¹⁾ 冀战波²⁾ 王琼³⁾ 苏金波³⁾

1) 中国地震局第一监测中心,天津 300171

2) 中国地质科学院,北京 100037

3) 新疆维吾尔自治区地震局,乌鲁木齐 830011

摘要 本文从库仑破裂应力与动态应力触发原理、观测事实与研究现状以及存在的问题与展望等3个方面介绍了动态应力触发的研究进展。其中,在主震对余震活动、强震对后续远场地震活动、不同破裂类型的地震之间及强震对火山(泥火山)的动态应力触发作用、一次大地震中子事件之间的动态应力触发关系以及动态应力触发的时间延迟等方面进行了详细讨论。分析认为,动态应力触发理论在解释震后余震分布、远程触发以及对火山触发性喷发等方面得到了较好的结果;动态应力触发可能会受断层破裂方式和方向的影响;大地震中子事件之间的动态应力触发关系对震源研究有重要意义;动态应力触发现象普遍存在时间延迟。

关键词: 库仑破裂应力 静态应力触发 动态应力触发 进展

[文章编号] 1001-4683(2020)03-0442-18 [中图分类号] P315 [文献标识码] A

0 引言

地震发生时震源的破裂错动所引起的应力变化可能会对某些地区的地震时空演化过程造成干扰,具体表现为触发或抑制某些地震的发生,这类影响称为应力触发。通常来讲,应力触发可以分为静态和动态2种。前者主要是指震源破裂错动在较近距离内产生的永久性应力改变对后续近场地震的触发作用;后者则通常指强震破裂传播及激发出的地震波(尤其是大振幅面波)通过某一区域时产生的较强即时应力变化对后续地震的触发作用。此外,也有部分学者提出了粘弹性应力触发(Pollitz et al,1997,2002;Freed et al,1998,2001),即在较长时间尺度下,下地壳和上地幔中的粘弹性介质在震后迁移、流动造成了区域地壳应力场的调整,从而改变了接收断层周围的应力环境,提早或滞后了地震的发生(汪建军,2010)。库仑应力变化一般随着与发震断层距离的逐渐增加而迅速减小,当距发震断层1~2个断层尺度后,静态库仑破裂应力变化就会变得非常小(静态库仑应力一般最高随着距发震断层的间距倒数的3次方而迅速衰减(Stacy et al,2005;Cotton et al,1997)),此时影响断层稳定性的

[收稿日期] 2020-03-16; [修定日期] 2020-05-19

[项目类别] 中国地震局震情跟踪项目“华北地区动态应力触发研究”(2020010105)、中国地质科学院基本科研业务费项目“新型气爆震源在青藏高原的应用研究”(JKY202015)共同资助

[作者简介] 陈昊,男,1992年生,助理工程师,主要从事动态应力触发研究。E-mail:hhchen2011@gmail.com

冀战波,通讯作者,男,1987年生,助理研究员,主要从事动态应力触发、人工震源方面的研究。

E-mail:jizhanbo@cags.ac.cn

主要因素是由地震波产生的动态库仑应力变化决定的(动态库仑应力随着距发震断层的距离倒数的 1.66 次方衰减(Lay et al, 1995))。而在近场,静态和动态应力变化的作用是不可分开的(吴小平, 2007a, 2007b)。因此, Kilb 等(2002)曾提出了完全库仑破裂应力概念,同时包含了 2 种库仑破裂应力的变化。

对地震应力触发模型的研究工作是从静态应力触发开始的,一些地震学家在 20 世纪 60~80 年代就已经开始了相关的工作(Chinnery, 1963; Smith et al, 1969; Rybicki, 1973; Yamashina, 1979; 王仁等, 1980),经过了数十年的发展,地震静态应力触发研究已经取得了丰硕成果。尤其是在 1999 年土耳其伊兹米特 M_w 7.6 地震发生前, Stein 等(1997)和 Nalbant 等(1998)分别计算了土耳其北安纳托利亚断层 1939~1992 年间 10 次 $M \geq 6.7$ 地震和爱琴海地区与土耳其西北部 29 次地震产生的库仑破裂应力变化,指出伊兹米特地区发生大地震的概率增加。该研究在国际上引起了很大反响,被认为是地震静态应力触发研究中的成功案例。国内的静态应力触发研究也取得了丰硕成果,如 2003 年新疆巴楚-伽师 M_s 6.8 地震触发了 M_s 5.8 的强余震(王海涛等, 2006);东昆仑断裂带中几次强震的发生均造成后续地震的库仑破裂应力增加,可能存在弹性应力触发作用(万永革等, 2003)。

虽然地震静态应力触发模型在解释余震分布、后续地震事件的发生上取得了明确进展,但同时仍存在着很多其无法解释的震例。如一些地震的后续事件特别是余震发生在库仑破裂应力的负区中而未发生在正区内(Parsons et al, 2000; Horikawa, 2001; 万永革, 2001; 万永革等, 2002a, 2002b; 姜辉等, 2011)。理论上基于简单走滑断层模型获得的静态库仑应力变化图像会随断裂方向呈四象限对称分布,如果考虑摩擦,根据断层类型和接收断层几何及滑动性质不同而呈现非对称分布,并且在地表有可能表现为 8 个区域,但实际上,由于地震破裂的多普勒效应,余震更多地出现在地震破裂扩展方向(Kilb et al, 2000),这意味着余震的分布特征并不能完全用静态库仑破裂理论解释。1992 年 6 月 28 日美国加利福尼亚州兰德斯发生 M_s 7.3 地震后几分钟内,美国西部的广大地区地震活动突然增强,该地震引起的疑似触发地震的活动范围扩大至距离主震 1250km (17 个震源尺度)以外。而静态应力触发模型不能解释这种远距离地震触发,这使地震学家将研究方向转向对动态应力触发模型的研究(Hill et al, 1993; Anderson et al, 1994; Bodin et al, 1994)。自兰德斯地震之后,动态应力触发研究迅速而广泛地发展起来(Cotton et al, 1997; Kilb et al, 2000; Brodsky et al, 2000; Gomberg et al, 2003, 2004; Harrington et al, 2006; 郝平等, 2006; 吴小平等, 2008; Peng et al, 2015)。目前国内外关于动态库仑应力触发的研究主要有 2 个方面:一是通过研究强震对远场研究区域的动态触发作用,解释余震活动以及地震活动的相关性,研究表明当强震对远场产生的动态应力改变超过动态应力触发阈值时,研究区域地震活动性会发生显著改变;二是通过研究区域小地震活动的改变,开展强震远程触发火山颤动与微震活动方面的研究。

本文着重从库仑破裂应力与动态应力触发原理、观测事实与研究现状以及尚存在的问题及展望等 3 个方面阐述近年来动态应力触发研究的进展状况。

1 库仑破裂应力与动态应力触发原理

根据库仑破裂理论,剪切力和正应力共同作用在介质的截面上导致其破裂,将导致介质趋近破裂的作用力称为库仑破裂应力,定义为

$$\sigma_f = |\tau| - [S - \kappa(\sigma_n + P_r)] \tag{1}$$

式中, τ 为截面上的剪切应力, S 为介质内聚应力, κ 为介质的内摩擦系数, σ_n 为截面上的正应力, P_r 为截面上的孔隙压力。

由于当前无法精确确定地下绝对应力张量, 根据 ΔCFS 的定义 (Harris, 1998), 库仑应力变化为

$$\Delta\sigma_f = \Delta|\tau| + \kappa(\Delta\sigma_n + \Delta P_r) \tag{2}$$

假定介质为各向同性均匀介质, 孔隙压力变化和正应力变化关系如下 (Rice et al, 1976; Roeloffs, 1988)

$$\Delta P_r = \frac{\beta' \Delta\sigma_{kk}}{3} \tag{3}$$

其中, β' 为与岩石体膨胀系数和流体所占体积比例相关的常数 (Rice et al, 1976), 取值范围为 0.47~1.00, 常用的取值范围为 0.70~1.00 (Green et al, 1986); $\Delta\sigma_{kk}$ 为应力变化张量的对角元素之和。

相对于周围岩石, 断层往往更具延展性, 则 $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, $\Delta\sigma_{kk}/3 = \Delta\sigma_n$ (Rice, 1992), 并假定 $\mu' = \kappa(1 + \beta')$, 则

$$\Delta\sigma_f = \Delta|\tau| + \mu' \Delta\sigma_n \tag{4}$$

式(4)即为库仑破裂应力变化, 其中 μ' 为视摩擦系数, 包括了孔隙中的流体及介质的特性 (万永革, 2001)。

对于层状介质中位移场的计算, 前人广泛使用反射率方法 (Kennett et al, 1979) 及格林函数在轴对称介质中的离散波数分解方法 (Bouchon, 1981)。在动态应力触发研究中, 对位移场进行多次微分得到介质应变, 然后根据介质弹性性质计算获得由矩张量的 6 个分量辐射的应力场, 将计算得到的应力张量投影到接收断面和滑动方向上, 即可求出接收断面滑动方向上的剪切应力和正应力, 最后利用库仑破裂应力变化表达式求出地震产生的库仑破裂应力变化。其计算方法如下:

在柱坐标系 (r, θ, z) 中, 用分别代表 P、SV、SH 波的 3 个标量势 (ϕ, ψ, χ) 表示地震波场 (Cotton et al, 1997)。

(1) 接收层位移格林函数

位移场表述如下

$$u(r, \theta, z) = \nabla\phi + \nabla \times (e_z\psi) + \nabla \times \nabla \times (e_z\chi) \tag{5}$$

其中, 标量势 (ϕ, ψ, χ) 分别代表 P、SV、SH 波的地震波场。

(2) 应力格林函数

在计算中, 有以下 3 个主要步骤:

① 从单力辐射的势表达式中, 得到震源层中由 6 个独立的矩张量源辐射的上行势和下行势, 对于辐射场可表述为 6 个基本源的线性组合

$$\left. \begin{aligned} S_1(z) &= e^{-i\omega|Z-Z_0|} \\ S_2(z) &= \text{sign}(Z - Z_0) e^{-i\omega|Z-Z_0|} \\ S_3(z) &= e^{-i\omega|Z-Z_0|} \\ S_4(z) &= \text{sign}(Z - Z_0) e^{-i\omega|Z-Z_0|} \\ S_5(z) &= e^{-i\omega|Z-Z_0|} \\ S_6(z) &= \text{sign}(Z - Z_0) e^{-i\omega|Z-Z_0|} \end{aligned} \right\} \begin{aligned} &u = \text{P 垂向波数} \\ &g = \text{SV 垂向波数} \\ &g = \text{SH 垂向波数} \quad \text{无转换} \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\begin{aligned} S_1(z) \\ S_2(z) \\ S_3(z) \\ S_4(z) \\ S_5(z) \\ S_6(z) \end{aligned}} \right\} \text{P-SV 转换} \tag{6}$$

式中, Z_0 为震源深度。

② 6 个基本源的势场在层介质间传播, 在每个接收层中产生向上和向下的势, 其中包括可能的波转换。

震源层中 6 个基本源的每个源辐射到任何层中的 (ϕ, ψ, χ) 势均包含上行和下行分量

$$\begin{aligned}
 S_1 &\rightarrow S_1^{\phi up}, S_1^{\phi down}, S_1^{\psi up}, S_1^{\psi down} \\
 S_2 &\rightarrow S_2^{\phi up}, S_2^{\phi down}, S_2^{\psi up}, S_2^{\psi down} \\
 S_3 &\rightarrow S_3^{\phi up}, S_3^{\phi down}, S_3^{\psi up}, S_3^{\psi down} \\
 S_4 &\rightarrow S_4^{\phi up}, S_4^{\phi down}, S_4^{\psi up}, S_4^{\psi down} \\
 S_5 &\rightarrow S_5^{\chi up}, S_5^{\chi down} \\
 S_6 &\rightarrow S_6^{\chi up}, S_6^{\chi down}
 \end{aligned} \tag{7}$$

其中, “ \rightarrow ” 符号代表着反射率法中所有的反射和传播。

另外

$$\begin{aligned}
 S_n^{\phi up} &= P_n^{\phi up} e^{iv(z-z_i)} \\
 S_n^{\phi down} &= P_n^{\phi down} e^{-iv(z-z_i)} \\
 S_n^{\psi up} &= P_n^{\psi up} e^{-i\gamma(z-z_i)} \\
 &\dots,
 \end{aligned} \tag{8}$$

式中, $S_n^{??}$ 是第 n 个基本矩张量源辐射的上行势 (up) 或下行势 (down), $P_n^{??}$ 是第 n 个基本矩张量源的上行 (up) 或下行 (down) 反射系数, 其中包含 P、SV、SH 波的 3 个标量势 (ϕ, ψ, χ) , ν 为 P 波垂直波数, γ 为 S 波垂直波数。

③ 在深度为 z 的第 i 层, $z_i < z < z_i + h_i$ (h_i 为第 i 层的厚度)。首先利用反射率法计算传播的势, 再计算震源层上行势和下行势。最后, 在得到上行势和下行势之后, 通过微分求得相关位移

$$\begin{aligned}
 u_r &= \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial r \partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial \chi}{\partial \theta} \\
 u_\theta &= \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial \theta} + \frac{1}{r} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta \partial z} - \frac{\partial \chi}{\partial r} \\
 u_z &= \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} - \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \theta^2}
 \end{aligned} \tag{9}$$

式(9)中最后一个表达式可以重新写为

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + k_r^2 \psi, k_r^2 = -\Delta = -\left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2}{\partial \theta^2}\right) \tag{10}$$

在震源层中的 1 个普通震源辐射出的 $\phi/\psi/\chi$ 势是 6 个依赖于 r 的基本源的线性组合, 举例说明: 以在震源层中的 $f(r)S_n(z_0)$ 为震源, 其中 $f(r)$ 为体力, S_n 为源的辐射场, Z_0 为震源深度, 则根据式(9) 在深度为 z 的任何层的辐射位移为

$$u_r = \frac{\partial}{\partial z} f(r) [S_n^{\phi up}(z) + S_n^{\phi down}(z)] + \frac{\partial^2}{\partial r \partial z} f(r) [S_n^{\psi up}(z) + S_n^{\psi down}(z)] \tag{11}$$

对上行势和下行势在 z 方向求导, 得到

$$\frac{\partial}{\partial z} f(r) (S_n^{\phi up}(z) + S_n^{\phi down}(z)) = f(r) (i\gamma S_n^{\phi up} - i\gamma S_n^{\phi down}) \quad (12)$$

对于上行波来说 $\varepsilon = 1$, 下行波 $\varepsilon = -1$, 由

$$\varepsilon i\gamma S_n^\psi(z) = \varepsilon i\gamma S_n^{\psi up}(z) + \varepsilon i\gamma S_n^{\psi down}(z) \quad (13)$$

得到如下简单的表达式

$$u_r = S_n^\phi(z) f'(r) + \varepsilon i\gamma S_n^\psi f'(r) \quad (14)$$

上行势利用式(5)通过微分获得位移, 然后用时间微分和胡克定律得到应力 τ_{ij}

$$\begin{aligned} \tau_{rr} &= (\lambda + 2\mu) u_{r,r} + \frac{\lambda}{r} u_{\theta,\theta} + \lambda u_{z,z} + \frac{\lambda}{r} u_r \\ \tau_{\theta\theta} &= \lambda u_{r,r} + \frac{\lambda + 2\mu}{r} u_{\theta,\theta} + \lambda u_{z,z} + \frac{\lambda + 2\mu}{r} u_r \\ \tau_{zz} &= \lambda u_{r,r} + \frac{\lambda}{r} u_{\theta,\theta} + (\lambda + 2\mu) u_{z,z} + \frac{\lambda}{r} u_r \\ \tau_{rz} &= \mu (u_{z,r} + u_{r,z}) \\ \tau_{z\theta} &= \mu \left(u_{\theta,z} + \frac{1}{r} u_{z,\theta} \right) \\ \tau_{r\theta} &= \mu \left[r \left(\frac{u_\theta}{r} \right)_{,r} + \frac{1}{r} u_{r,\theta} \right] \end{aligned} \quad (15)$$

式(15)中 $u_{x,y}$ 是位移 u 的 x 方向分量对 y 求导, 其中 $x=r, \theta, z; \bar{y}=r, \theta, z$ (Cotton et al, 1997)。

式(4)采用库仑失稳函数表示库仑应力随时间的变化, 分别计算剪应力 $\Delta\tau(\bar{y}, t)$ 和正应力 $\Delta\sigma(\bar{y}, t)$ 随时间的变化, 库仑应力变化则描述为

$$\Delta CFS(\bar{y}, t) = \Delta\tau(\bar{y}, t) + \mu [\Delta\sigma_n(\bar{y}, t) + \Delta P(\bar{y}, t)] \quad (16)$$

其中, μ 为摩擦系数, ΔP 为孔隙压力。

流体压力变化和膨胀应力变化有如下关系 (Rice et al, 1976)

$$\Delta P = -B\Delta\sigma_n \quad (17)$$

其中, B 为 Skempton 系数, 式(16)简化为

$$\Delta CFS(\bar{y}, t) = \Delta\tau(\bar{y}, t) + \mu' \cdot \Delta\sigma(\bar{y}, t) \quad (18)$$

其中, μ' 为有效摩擦系数, $\mu' = \mu(1-B)$ 。

一般情况下发震主断层上的滑动分布为非均匀的, 可以将其划分为一组子断层, 对每个接收点指定子断层的滑动角、走向和倾角, 计算子断层在各接收点上的库仑应力变化。

这样, 如果在某一接收点计算得到 $\Delta CFS(y, t)$ 正应力的峰值大于某一动态应力触发阈值, 那么就会认为动态库仑破裂力变化会促使此断层破裂的发生。

2 观测事实与研究现状

由于地震学理论、野外观测水平、地震仪器记录精度、数据处理能力的限制, 地震动态应力触发在相当长一段时间内并不为人所知, 然而地震动态应力触发现象却伴随着地震的发生广泛存在。近几十年来, 随着科技水平逐渐提高, 越来越多的新式精密仪器被应用于地震监测和记录, 以往监测不到的微弱地震被仪器记录到, 地震学观测的发展很大程度地提高了

人们对地震的认知水平,地震动态应力触发现象逐渐被地震学家接受。

地震学家在全球范围内对地震动态应力触发现象开展了广泛地观测和研究,本节将从以下方面进行讨论。

2.1 主震对余震的动态应力触发作用

主震发生后,在同一区域内陆续发生的一系列较小地震称为余震。由于地壳并非是完全弹性的,一次主震一般不可能将地壳积蓄的能量一次释放完,剩余的能量必将在弹性复原、应力场调整平衡的过程中陆续以余震的形式释放。余震的强度、频次和持续时间与主震的强度和震源深度有关(周存忠,1991)。目前,地震学家们对于余震的定义和发生机理认识并不统一,在此暂不作比较和讨论,本文中提到的余震仅是指发生在主震周围区域、发生时间间隔较短且震源机制相近的地震事件。

在远场,静态应力变化衰减到很小,此时影响断层稳定性的主要是由地震波产生的动态应力变化,因此,以往研究中,在远场主要研究动态应力变化(Cotton et al, 1997; Kilb et al, 2000; Gomberg et al, 2003; Harrington et al, 2006; 郝平等, 2006; 虎雄林等, 2008),在近场则主要研究静态应力变化(Dieterich, 1994; King et al, 1994; Toda et al, 1998)。实际上,动态库仑应力的变化在近场也必然存在,并且两者可能均很重要(Cotton et al, 1997)。目前也已观测到一次地震之后很短时间(甚至几秒钟)内触发另一次地震的例子(Harris, 1998),如1990年青海共和地震和1996年云南丽江地震破裂分别在震后21s和7s触发另一次破裂事件(万永革等, 2000);1992年6月28日兰德斯发生 M_w 7.3地震,3h26min之后在主震破裂以西约20km处的大熊湖发生 M_w 6.5地震。当地震之间的触发沿断层走向或在周围发生时,就会导致较大的地震和较复杂的破裂过程(Harris et al, 1991, 1993),库仑应力理论的发展可能会使人们对主震、双震和地震群的产生有新的认识。Kilb等(2000)通过计算兰德斯 M_w 7.3地震的静态应力变化和动态应力变化,发现 ΔCFS 和 $\Delta CFS(t)$ 峰值与地震活动变化率均明显相关。在较近的距离,静态应力与动态应力仅在振幅标度关系上有差别(动态应力远大于静态应力)。远处余震分布的不对称性与 $\Delta CFS(t)$ 峰值图的不对称性相关性更好,而这种不对称性在 ΔCFS 图中却出现缺失。动态应力触发可能意味着,如果未被断层应力状况改变而触发的地震,余震将永远不会发生(Kilb et al, 2000)。尽管验证这一观点很困难,但有证据表明,瞬态应力可以产生新的地震成核不稳定性(Hill et al, 1993; Boatwright et al, 1996; Gomberg et al, 1997)。Felzer等(2006)重新定位了1984~2002年间的南加利福尼亚州地震目录,通过研究数千次主震震级为 $M2.0\sim 4.0$ 、余震震级 $M>2.0$ 和主震震级为 $M5.0\sim 6.0$ 、余震震级 $M>3.0$ 的地震,发现在50km以内,主震与余震间的距离与余震频度约呈指数 $10^{-1.35}$ 左右衰减。这意味着在整个空间上是一个相同的触发机制起作用,由于在50km的距离范围内静态库仑力的改变几乎可以忽略不计,因此动态库仑应力触发了所有余震(Felzer et al, 2006)。Richards-Dinger等(2010)对Felzer等(2006)的研究结果提出了质疑,他们用静态库仑应力变化理论也能得到余震密度随距离衰减的结论,认为余震密度随距离的衰减并不代表动态应力触发过程。尽管如此,最近的一些研究成果证明动态应力在余震的发生中扮演着重要的角色(Gomberg et al, 2003; Johnson et al, 2005)。冀战波等(2014)在2008年新疆于田 M_s 7.3地震对后续地震的应力触发作用研究中发现,对于某些余震,同时受到了动态库仑应力的促进触发作用和静态库仑应力的延迟触发作用,但是这些余震在主震后的几个小时

内发生,这可能意味着在余震的发生中动态应力触发作用扮演了重要的角色。

2.2 对后续远场地震活动的动态应力触发作用

动态应力触发最直接的证据在于对远场地震的触发作用,1992年美国加利福尼亚州兰德斯发生 M_w 7.3 地震,此次地震成为动态应力触发的首个经典震例,引起地震学家的广泛关注。在 7.3 级地震之后几分钟到 1 个月的时间内,在美国西部触发了一系列地震和地震群,包括内华达南部地区小斯库尔山 M_s 5.2 地震(震中距 $\Delta=240\text{km}$,为此次地震触发的最大震级地震)、印第安威尔斯谷-科索地区($\Delta=165\sim 205\text{km}$)至塔霍湖($\Delta=500\text{km}$)之间的丛集地震、加利福尼亚州北部盖沙斯地热区($\Delta=750\text{km}$)、喀斯喀特山脉南部($\Delta=840\sim 900\text{km}$)、爱德华州西部($\Delta=1100\text{km}$)以及黄石国家公园($\Delta=1250\text{km}$)的地震群。Hill 等(1993)在研究中还发现,远距离触发地震活动的最大震级和总地震矩均与此次地震震中的距离呈负相关(Hill et al,1993)。

自美国兰德斯地震之后,地震动态应力触发研究迅速地发展起来(Cotton et al,1997; Kilb et al,2000; Brodsky et al,2000; Gombert et al,2003,2004; Harrington et al,2006; 郝平等,2006; 吴小平等,2008; Johnson et al,2016)。土耳其西北部安那托利亚断层在 1999 年 8 月 17 日发生了伊兹米特 M_w 7.4 地震。Brodsky 等(2000)发现在希腊境内距震中 400~1000km 的地区受到了伊兹米特地震的影响,2 级以上地震明显增多,其中由强震触发最大的地震超过 3.5 级。被触发的希腊地区地处内陆,区内没有火山活动,也不在板块边界上。这次应力触发活动证明了在内陆地区也可能会出现被远震触发的地震,而不仅是岩浆活跃的地区或板块边界。2002 年 11 月 3 日美国德纳里峰 M_w 7.9 地震的破裂长度达 340km,是美国北部地区 150 年以来发生的最大走滑型地震。德纳里峰地震后,美国西北部大部分地区均发现了明显的动态应力触发活动。Prejean 等(2004)通过滤波方法研究表明,很多地热活跃地区在德纳里峰地震面波传播的持续时间中均发现有小震活动出现。Pankow 等(2004)研究发现,在距此次地震震中 3000 多千米的犹他州多处区域的地震活动水平明显升高,而该区非火山地区也非地热活跃区,该区地震活动从德纳里峰地震面波到达后开始增强,在之后的 1 天中都维持着较高的活动水平,地震活动直到 25 天后才回归平时状态。2004 年 12 月 26 日,印度尼西亚苏门答腊岛发生 M_w 9.0 地震,Manga 等(2006)认为此次地震激发出的长周期面波通过美国加利福尼亚州时,在接近兰格尔火山的地方(震中距为 11000km)触发了 1 个持续时间在 11min 的至少由 14 个地震组成的地震群;他们计算了由 Rayleigh 波振动引起的水平向和垂直向正应力,其结果表明,最大的瞬间应力为 $\pm 10\text{kPa}$,结合时间考虑,在此次地方震群事件中,库仑破裂应力占主导作用。同时,地表位错和应力间的正相关性提供了一种低通滤波机制来较好地解释为什么长周期地震波振动对地震的触发比附近的小地震更有效(West et al,2005)。2004 年印度尼西亚地震后 2 个月时间内,在中国大陆发生了 3 次中强地震(2004 年 12 月 26 日云南双柏 M_s 5.1 地震、2005 年 1 月 26 日云南思茅 M_s 5.1 地震、2005 年 2 月 15 日新疆乌什 M_s 6.2 地震),郝平等(2006)计算了 2004 年印度尼西亚地震在中国大陆 3 次触发地震破裂面上的动态应力变化和静态库仑应力变化,发现静态应力变化量较小,低于一般认为的静态应力触发阈值(0.01MPa);动态应力变化峰值为 0.1MPa,认为可能是这 3 次后续中强地震的触发因素。同时,解朝娣等(2007)通过云南区域测震台网记录的印度尼西亚 9.0 级地震波形,分析了该地震面波在 1h 传播过程中对云南及周边地区产生的远场动态

触发效应,发现在面波通过的 1h 内,云南的西部地区有明显的小地震即刻触发现象。另外,解朝娣等(2009)通过研究大震面波对云南地震活动的远场动态应力触发作用,探讨了不同地震类型对云南地区的动态触发作用。Yun 等(2019)发展了一种新的方法——高频功率积分比值法,来自动检测识别地震动态应力触发事件,将其应用于美国加利福尼亚州盖沙斯地区,与传统 β 统计方法结果一致。

经过全球地震学家的努力,发现动态库仑应力触发地震的现象在美国(Hill et al, 1993; Cotton et al, 1997; Kilb et al, 2000; Gomberg et al, 2003; Yun et al, 2019)、加拿大(Wang et al, 2015)、墨西哥(Singh et al, 1998; Glowacka et al, 2002)、中国台湾(Wen et al, 1996; Ukawa et al, 2002)、日本(Rubinstein et al, 2007、2009; Miyazawa et al, 2008a、2008b; Opris et al, 2018)、冰岛(Árnadóttir et al, 2004)、中国大陆(郝平等, 2006; 虎雄林等, 2008; 解朝娣等, 2007、2006、2009; 冀战波等, 2014; 陈昊, 2017)、希腊(Brodsky et al, 2000)等地广泛存在。

2.3 不同破裂类型的地震动应力触发作用

地震动态应力触发现象在世界范围内广泛存在,那么不同破裂类型的地震动应力触发现象是否存在差异?

Hill 等(1993)发现 1992 年兰德斯 7.3 级地震触发的地震活动范围局限于具有持久地震活动性的地区,这些区域呈走滑型正断层机制。地震学家普遍认为,拉伸构造应力环境比压性构造环境更容易出现动态应力触发现象。这是由于拉伸构造应力环境有利于地壳中的流体沿垂向裂纹上涌,同时该环境中的断层更易于滑动(Hill et al, 2007; Gomberg et al, 1994; Spudich et al, 1995)。2012 年 4 月 11 日的印度洋苏门答腊岛 8.6 级地震中,就出现拉张环境下触发地震而在挤压环境中地震活动性没有变化的例子(Johnson et al, 2016)。同样,距离兰德斯震中 412km 的帕克菲尔德地区的圣安德列斯断层为压性构造,这也解释了此处没有明显地震活动的原因。不过,也有一些动态触发发生了在压性构造应力环境中,只是到目前为止发现较少(Hough, 2005)。Mallman 等(2008)采用和圣安德列斯断层不同类型的断层作为 1906 年美国旧金山地震的接收断层时,先前应力减小的区域却变成了应力增加的区域,这表明 1906 年旧金山地震发生后地震活动性减弱的现象强烈地依赖于接收断层的类型。然而,也有一些学者提出了不同观点,Velasco 等(2008)利用高通滤波对全球 500 多个台站的宽频地震图进行分析,系统地识别了不同地区被触发的小地震,发现在 1990 年后发生的 15 个 7 级以上的地震中有 12 个地震对后续发生的小地震有触发作用,认为动态应力触发是一种全球现象并与主震或被触发地震所处的构造环境无关。

研究动态应力触发作用需要以主震参数为模型基础来计算主震产生的动态应力投影在接收断层面上应力变化,主震参数包括主震断层三要素(走向、倾向、滑动角)、主震震源破裂时间函数、发震断层大小、主震地震矩、破裂速度等。张彬(2007)通过研究主震参数对动态应力结果的影响发现,改变断层三要素、破裂持续时间以及上升时间对最终计算的应力改变和变化趋势均有较大影响;而改变发震断层的大小、主震的地震矩对计算的应力变化大小有影响,但对其趋势没有改变;而改变破裂速度对最后结果没有影响。

地震发生时,震源破裂往往由一点开始延断层向 1 个或 2 个方向同时传播,破裂前端不停地向周围介质辐射出弹性地震波,传播的破裂前端就相当于运动着的震源(张勇, 2008),这就是地震的多普勒效应,这种沿断层方向的多普勒效应造成了动态应力触发作用的不对

称性,进而出现了地震活动性变化的不对称现象。2002年阿拉斯加德纳里峰 $M_w 7.9$ 地震后,Eberhart-Phillip等(2003)通过比较北美、亚洲和欧洲地震台站观测到的远程剪切波能流,发现在断层破裂传播方向上的地震波记录远大于同等震中距的相反方向上的地震波记录。Gomberg等(2004)利用宽频地震仪和GPS接收机采集了德纳里峰地震造成的地面运动速度峰值,发现德纳里峰地震的走滑断层的破裂方向决定着最大勒夫波辐射方向以及地震波能量的聚焦方向,从而造成地震的发生率增加,这表明断层破裂方向决定着动态应力触发效果的最大方向。

2.4 强震对火山(泥火山)的动态应力触发作用

火山和地震均是在应力作用下地球内部能量的强烈释放形式,在空间分布上有很高的一致性,在发生机理上也有联系。那么强震产生的动态应力变化是否对火山有动态应力触发影响?

地壳运动促使岩浆从地球内部上升,穿过地壳向地表外喷射形成火山。1992年兰德斯7.3级地震引起的大多数动态触发活动与区域火山活动和地热有关(Hill et al, 1993)。历史上也有一些大地震后短时间内火山喷发的事例:1960年5月22日,智利发生有仪器记录以来最强烈的9.5级大地震,大地震发生38h后,智利中部沉寂达25年的科尔顿考利火山剧烈喷发(Lara et al, 2004),这次喷发在时间和空间上与大地震非常接近,科学家认为喷发由大地震触发(Linde et al, 1998);1975年11月29日,夏威夷卡拉帕纳7.2级地震发生1.5h后,附近的基拉韦亚火山发生小规模喷发,科学家认为这次喷发是由夏威夷7.2级地震触发的(Lipman, 1985)。这些地质事件之间或许存在着触发关系,但是却很难将这种关系定量化分析,因此大部分关于地震与火山触发作用的研究仅仅是考虑对火山喷发机制定性和时间上的关联性。同时,很多大地震并不会对火山造成直接的影响,1964年阿拉斯加地震和2004年苏门答腊地震之后明显缺乏触发性火山喷发的例子。根据Manga等(2006)的统计,约有0.4%的爆发性火山喷发是在大的远震之后几天内发生的,这个比例明显大于0.01%~0.1%的理论预测值。因此,地震引起的应力变化量级可能会约束这种触发性的火山喷发,该量级更加接近于动态应力所产生的压力,而非静态应力,这样便很好地解释了所观测到的触发性喷发数量。然而地震波仅仅是一种瞬时现象,这就需要额外的机制来保持地震波所带给火山系统的压力。地震波所带来的临界过饱、压力扰动以及岩浆中过饱和和上升的时间尺度决定了地震是否可以触发火山喷发,而这无疑是一个非常复杂的问题。

在火山喷发前后往往伴随着一些较小地震或震群的发生,岩浆的上涌造成地壳内部局部破裂发生地震,同时岩层的破裂致使岩浆进一步上涌。科学家们也提出了很多模型来解释这些现象(McGuire et al, 1997; Sparks et al, 1977; Woods et al, 1997; McLeod et al, 1999; Jellinek et al, 2003)。

泥火山是特定地质构造及水文地质环境下的一种由黏土、岩屑、水和天然气构成的流体地质现象(王道, 2000)。地球上的泥火山约有700多座,有220多座位于阿塞拜疆。其中最大的泥火山位于阿塞拜疆的巴库。中国的泥火山主要集中在新疆和中国台湾两个地区(高小其等, 2008)。目前关于地震动态应力触发泥火山喷发的研究还很少,但是初步认识是两者均和地壳应力有关(李锰等, 1996; 王道, 2000)。如地震与火山一样,当前关于地震与泥火山之间的关系研究,大部分仅是对时间上的关联性和(泥)火山喷发机制定性的考虑。目前

已经有不少学者观测到地震(远程)触发泥火山的例子,如 1948 年 10 月 5 日土库曼斯坦共和国发生了 7.3 级地震,同时在极震区触发了泥火山重新活动。同样,1977 年 3 月 4 日罗马尼亚 7.2 级地震后,乌克兰共和国伊万诺·弗兰科夫斯克州的泥火山出现首次喷发(栗周熊, 2003)。在中国,2012 年 6 月 30 日新疆、和静 $M_s 6.6$ 地震前后,北天山的几处泥火山发生了不同程度的同震喷溢(杜建国等, 2013)。Jiang 等(2011)发现 2003 年中国台湾成功(Chengkung) $M_w 6.8$ 地震发生时有 2 个泥火山发生喷发现象,认为地震的发生导致的小区域同震形变造成了泥火山局部应力集中,进而喷发。Manga 等(2009)讨论了日本新冠泥火山对几次地震的响应,发现地震导致的静态应变变量级较小,认为地震对泥火山的触发是动态应变的结果。另外,长周期的地震波可能更容易触发泥火山。2013 年 9 月 24 日,巴基斯坦俾路支省发生 $M_w 7.7$ 地震,震后在距震中 400km 巴基斯坦靠近阿拉伯海的瓜达尔港近海出现一个约 200m 长、100m 宽、20m 高的小岛,引起了普通民众和地震学家们的普遍关注。然而,这次地震“震出”小岛并非首例,仅在巴基斯坦,1999 年 $M_s 7.3$ 、2011 年 $M_s 7.2$ 地震后均曾出现过类似的小岛。据震后调查,这座小岛实际上是一座由海底泥浆组成的泥火山,其中含有少量石块,并不时喷出甲烷气体。有学者认为此类“震出岛”通常出现在距 7.0~8.0 级地震震中一两千米内。而该岛与震中的距离大大超出了该范围,可能是由于海底沉积层松软导致。然而,在 2004 年 12 月 24 日印度尼西亚 $M_w 9.3$ 地震之后,距震中达 1100km 的安达曼岛的泥火山再次活跃。据 Wang 等(2005)对以往研究报道的统计(图 1),得出地震震级 M 与所触发泥火山喷发的最远距离 R_{max} 的经验关系式

$$M = -5.0 + 2.26 \log R_{max} \quad (19)$$

其中, R_{max} 单位为 m。

绿色实三角为地震震级和记录到的液化距离之间的关系,空心蓝圆圈为记录到的流速及流量之间的关系,后者需要在地下水力特性或流体压力上有重大改变。紫色实圆点显示地震后两天内喷发的泥火山中心到大于几百米深的地下源的距离,包括安达曼岛泥火山(对苏门答腊岛 9.3 级地震的响应)和日本北海道新冠泥火山(分别与 1982 年 7.1 级、1968 年 7.9 级、2003 年 7.9 级、1952 年 8.2 级和 1994 年 8.2 级地震响应)。灰色实线即 Wang 等(2005)在这些观测研究中的经验公式中的上限,如式(19)(Manga et al, 2006)。根据以上经验公式得出此次地震液化距离上限为 416km,因此巴基斯坦地震“震出”的小岛与震中距离在理论值范围内。

Manga 等(2006)认为,动态应变引起的液化作用可能是触发泥火山喷发的一种机制。地震触发泥火山的机制可能较复杂,包括:土壤液化、应力应变改变、液体渗透性增加、液障碍移除、气泡成核等,目前并未得到较清楚的认识。

2.5 一次大地震中子事件之间的动态应力触发关系

通过对地震震源破裂过程的反演研究,发现很多强震均具有非常复杂的震源破裂过程,作为近似,可以用 2 次或 2 次以上子破裂事件来描述。探讨一次地震序列中不同子事件之间的复杂关系对于认识地震的本质,尤其是震源破裂过程研究具有重要的意义,万永革等(2000)研究了几次复杂地震中不同地震事件之间的“应力触发”问题,通过分析计算邢台地震、唐山地震、共和地震和丽江地震中的第 1 次子破裂事件所产生的静态应力变化,发现上述地震中第 1 次子破裂事件所产生的静态应力变化对后续的子事件均有触发作用。

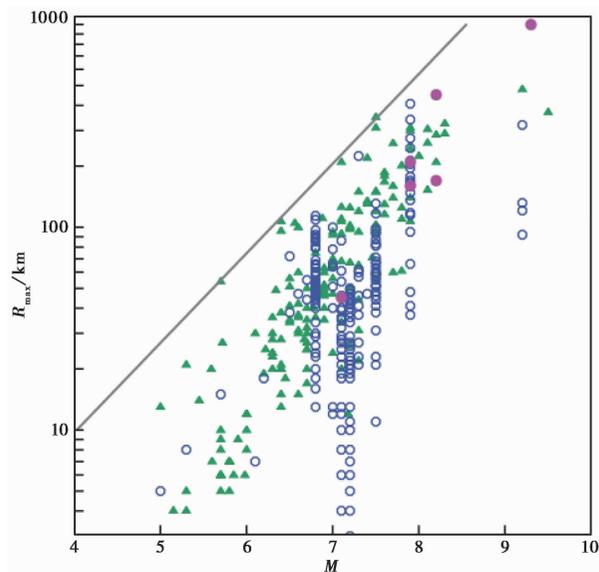


图1 几次地震的震级 M 与所触发泥火山喷发的最远距离 R_{\max} 观测记录(据 Wang 等(2005))

地震的破裂过程是指破裂行为在震源区由初始破裂点开始向周围传播的过程,同时这也是一个在短时间内应力的传播过程,因此严格意义上讲,地震震源破裂过程也是一个动态应力传递的过程。然而,由于强震破裂过程及反演是一个复杂的过程,同时动态库仑应力计算复杂且需要较为可靠的震源破裂过程,两部分计算过程也存在诸多的不稳定因素,因此研究一次地震中不同事件之间的动态应力触发关系研究还是一个全新的领域,尚未见相关研究报告。尽管如此,我们依然认为该问题的深入研究对地震本质及震源研究具有重要的意义。

2.6 动态应力触发的时间延迟问题

动态应力触发的时间延迟问题一直以来是具有争议的问题。动态应力触发在时间上可以分为即时触发与延迟触发。其中即时触发指强震面波到达被触发地区后短时间内触发的地震事件(张彬等,2008)。例如美国西部的广泛地区在兰德斯地震后几分钟发现被触发震例(Hill et al,1993);1999年美国卡特迈地区在加利福尼亚州卡勒斯湖 M_w 7.0 地震尾波到达后,该区域的小震活动突然增强,直到 13h 后卡特迈地区的地震活动才趋于正常;2004 年印度尼西亚大震后,云南地区在面波通过后几分钟到二十几分钟内出现了至少 9 个 $M \geq 1.5$ 地震(解朝娣等,2007)。延迟触发是指强震面波已经到达触发地区并产生动态应力,而触发的地震事件需要一段时间后才发生,有的是几天、几个星期,甚至更久。尽管兰德斯 7.3 级地震后几分钟内就触发了地震,然而触发的地震活动持续了近一个月。张彬等(2008)研究结果显示 2003 年 9 月 27 日中俄蒙边境 M_s 7.9 地震对 2003 年 10 月 25 日甘肃民乐-山丹 M_s 6.1 与 M_s 5.8 两次地震、2003 年 11 月 13 日甘肃岷县 M_s 5.2 地震均有动态应力触发作用,其时间延迟达到了一个月至两个月之久。王琼等(2016)研究发现,2014 年于田 M_s 7.3 地震后,伽师与阿图什地区受到的动态应力触发作用也在 30、50 天后发生。2014 年美国加利福尼亚州南纳帕 M_w 6.0 地震随即触发了一些颤动,同时也发现一些颤动有一定的时间延迟,其中最

大的颤动发生在主震面波通过的 12h 后 (Peng et al, 2015)。此外在中国台湾 (Beresnev et al, 1995; Wen et al, 1996)、墨西哥湾 (Singh et al, 1998) 等地也多出现了延迟触发现象。Kilb (2003) 研究了 1992 年兰德斯 M_w 7.3 地震与 1999 年赫克托矿 M_w 7.1 地震间 (相隔 20km) 的动态触发关系, 发现赫克托矿地震处的动态库仑应力峰值达 4.6 ± 1.3 MPa, 认为其是 1992 年兰德斯地震动态触发的结果 (Kilb, 2003)。这次动态触发延迟时间竟达 7 年之久, 触发的延迟时间很长, 因此有很多学者对 2 次事件的动态触发关系提出质疑。目前, 有学者将区域地震速率变化作为是否触发的标志, Pankow 等 (2020) 通过研究美国 500 个主震和美国西部 33 年的地震目录, 将动态应力触发分为 4 类。第 1 类的特征与兰德斯 7.3 级地震一致, 在主震后迅速触发地震, 触发地区的地震活动速率明显增加; 第 2 类是在主震后 2 个月范围内, 触发地震的频次明显增多; 第 3 类是主震明显改变了一个正在进行的地震序列的活动速率; 第 4 类触发在单个区域内, 没有明显改变地震活动速率, 只有扩大研究范围才能发现触发现象。

地震动态应力延迟触发的现象较普遍, 分析其原因可能如下: 第一, 被触发区域应力可能处于亚临界状态, 强震面波产生的动态库仑应力在被触发地区累加尚未达到岩石抗剪切应力水平, 需进一步应力积累。第二, 根据裂纹亚临界扩展原理, 裂纹尖端应变带在环境介质 (如水、空气等) 作用下弱化, 加速了裂纹的扩展。动态应力引起被触发地的环境 (特别是地下流体) 变化而造成应力腐蚀需要时间, 所以被触发的断层破裂会有延迟。第三, 地球介质是粘弹性的, 并非完全弹性, 粘弹性介质在受到压力时有延缓释放的性质 (张彬等, 2008)。应力传播不能解释被触发的地震在时间上的延迟, 但是可以用岩石本构模式中断层摩擦滑动及成核过程的相关性来解释 (吴小平等, 2007b)。同时, 因为地震波通过时产生的较强即时动态应力是附加在断层本身应力积累上的。因此, 地震动态应力所触发具有时间延迟现象的地震有较大的区域性, 不同地区之间的差异性明显, 与地区的地质构造及所处应力环境有较大的关系。

地震动态应力对火山的触发同样会存在延迟现象。1707 年 10 月 28 日日本宝永发生 8.2 级大地震, 50 天之后富士山剧烈喷发, 造成巨大的损失, 这有可能是一个触发性延迟喷发的事例 (Schmincke, 2004)。另外 1991 年吕宋岛发生 7.8 级地震, 皮纳图博火山在 11 个月之后喷发, 也被认为是 1 次延迟事件 (Bautista et al, 1996)。触发火山喷发的因素包括岩层断裂、岩浆房中岩浆的大范围倒转、固体潮作用、岩浆运动、地震引起的应力扩散和松弛等, 这些作用的持续时间从几天到几十年。因此如果火山中的异动是由地震引起的, 那么这种火山喷发会显示出延迟性 (Manga et al, 2006)。

3 动态应力触发存在的问题与展望

相比于静态应力触发, 动态应力触发理论在解释震后余震分布、远距离地震触发以及对火山 (泥火山) 触发性喷发等方面取得了较好的效果。然而, 当前动态应力触发研究也存在着一些重要的问题。①目前对于动态应力触发的机理存在两种比较流行的模型: 摩擦失稳破裂和孔隙压力扩散机制, 需要地震学家进一步研究和验证。②静态和动态应力 2 种类型的库仑应力在近场同时存在, 2 种类型库仑应力作用在后续余震的发生中是如何影响的? ③像对余震和远震一样, 地震对火山的触发作用如何合理地量化研究? ④地域构造和应力

的特殊性在地震动态应力触发中的体现尚缺乏研究。⑤对于动态应力触发的时间延迟性问题,目前也是科学家争论的问题之一。诸如此类的基础问题,均有待科学家做进一步的研究,这对于验证和完善动态应力触发理论有重要的意义。

关于静态应力触发和动态应力触发阈值的问题,已有研究表明,有意义的动态应力触发和静态应力触发阈值分别为 0.5MPa (Gomberg et al, 1997) 和 0.01MPa (Harris, 1998; Kilb, 2003)。然而也有学者将 0.1MPa 作为动态应力触发的阈值(郝平等, 2006; 虎雄林等, 2008; 陈昊等, 2017)。不同的阈值大小要通过大量震例的检验和基于动态应力触发理论的完善,应力积累水平不同、区域构造条件不同、主震类型不同对触发阈值的大小也必然不一致。因此,当前动态库仑应力变化计算结果的量级大小能定量地解释对目标事件的触发程度问题,而真正触发阈值的确定则需要更多的研究来完善。

研究一次地震中不同子事件之间的动态应力关系不仅对完善动态应力触发理论,甚至对于震源理论的发展均有积极的意义。这有利于我们更详细地了解震源破裂过程中的应力传递的方式,或许会使我们对地震的本质有新的认识。目前有关地震动态应力触发的研究仅局限于美国、中国、日本、土耳其等少数国家,尚未达到全球化,而事实上动态应力触发地震在全球广泛存在,因此如何在全球范围内系统识别和研究被触发的地震,使得动态应力触发理论通过全球系统检验,也是今后研究的一个方向。

总而言之,尽管动态应力触发研究起步较晚,但对于人类认识区域地震活动相关性、余震活动及了解地震与火山之间的关系具有重要的意义,也是一个富有生命力的研究方向。

参考文献

- 陈昊, 2017. 近年来新疆及邻区强震对区域地震活动的动态触发作用. 硕士学位论文. 兰州: 中国地震局兰州地震研究所.
- 陈昊, 王琼, 苏金波, 等, 2017. 2015 年尼泊尔 $M_s 8.1$ 地震在喀什-乌恰交汇区的动态触发活动. 地震工程学报, **39**(2): 253~261.
- 杜建国, 周晓成, 陈志, 等, 2013. 北天山泥火山对 2012 年 6 月 30 日新源-和静 $M_s 6.6$ 地震的响应. 地震学报, **35**(6): 876~887.
- 高小其, 王海涛, 高国英, 等, 2008. 霍尔果斯泥火山活动与新疆地区中强以上地震活动关系的初步研究. 地震地质, **30**(2): 464~472.
- 郝平, 刘杰, 韩竹军, 等, 2006. 印尼 $M_s 8.7$ 地震对中国大陆 3 次后续中强地震的动应力触发研究. 地震, **26**(3): 26~36.
- 虎雄林, 吴小平, 杨润海, 等, 2008. 云南武定 $M 6.5$ 地震动态库仑破裂应力变化的数值模拟及其与余震活动的关系. 地震学报, **30**(1): 26~35.
- 冀战波, 赵翠萍, 王琼, 等, 2014. 2008 年 3 月 21 日新疆于田 $M_s 7.3$ 地震破裂过程研究. 地震学报, **36**(3): 997~1009.
- 姜辉, 邓志辉, 王海涛, 等, 2011. 从新疆地区主余震活动看地震静态应力触发模型. 地震地质, **33**(3): 586~601.
- 李猛, 王道, 李茂伟, 等, 1996. 新疆独山子泥火山喷发特征的研究. 内陆地震, **10**(4): 359~362.
- 栗周熊, 2003. 致命杀手泥火山. 图形科普, (6): 52~55.
- 万永革, 2001. “地震静态应力触发”问题的研究. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所.
- 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, 2002a. 地震静态应力触发模型的全球检验. 地震学报, **24**(3): 302~316.
- 万永革, 吴忠良, 周公威, 等, 2002b. 地震应力触发研究. 地震学报, **24**(5): 533~551.
- 万永革, 沈正康, 甘卫军, 等, 2003. 东昆仑活动断裂带大地震之间的弹性应力触发研究. 西北地震学报, **25**(1): 1~7.
- 王道, 2000. 新疆北天山地区泥火山与地震. 内陆地震, **14**(4): 350~353.
- 王海涛, 王琼, 赵翠萍, 2006. 2003 年 2 月 24 日新疆巴楚-伽师 $M_s 6.8$ 地震的应力触发作用研究. 西北地震学报, **28**(4):

- 335~340.
- 汪建军, 2010. 同震、震后和震间应力触发. 博士学位论文. 武汉: 武汉大学.
- 王琼, 解朝娣, 冀战波, 等, 2016. 2014 年于田 M_s 7.3 地震对后续余震和远场小震活动的动态应力触发. 地球物理学报, **59**(4): 1383~1393.
- 王仁, 何国琦, 殷有泉, 等, 1980. 华北地区地震迁移规律的数学模拟. 地震学报, **2**(1): 32~42.
- 吴小平, 付虹, Bouchon M, 等, 2007a. 完全库仑破裂应力变化与云南龙陵震群序列的应力触发. 地球物理学报, **50**(4): 1111~1122.
- 吴小平, 虎雄林, Bouchon M, 等, 2007b. 云南澜沧-耿马 M_s 7.6 地震的完全库仑破裂应力变化与后续地震的动态、静态应力触发. 中国科学 (D 辑): 地球科学, **37**(6): 746~752.
- 吴小平, 黄雍, 胡家富, 等, 2008. 汶川 M_s 8.0 巨震产生的完全库仑破裂应力变化及其强余震群. 地震研究, **31**(4): 317~323.
- 解朝娣, 吴小平, 何家斌, 等, 2007. M_s 8.7 印尼地震面波在云南产生的远场动态即刻触发特征. 地球物理学进展, **22**(2): 383~394.
- 解朝娣, 吴小平, 虎雄林, 2006. 地震破裂产生的动态应变场的模拟计算研究. 地震研究, **29**(2): 137~142.
- 解朝娣, 吴小平, 朱元清, 2009. 大震地震波对云南地震活动的远场动态应力触发作用. 地震研究, **32**(4): 357~365.
- 张彬, 2007. 近年来几次强震在中国南北地震带动态应力触发问题研究. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地壳应力研究所.
- 张彬, 杨选辉, 陆远忠, 2008. 地震动态应力触发研究进展. 西北地震学报, **30**(3): 298~303.
- 张勇, 2008. 震源破裂过程反演方法研究. 博士学位论文. 北京: 北京大学.
- 周存忠, 1991. 地震词典. 上海: 上海辞书出版社.
- Anderson J G, Brune J N, Louie J N, et al, 1994. Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake, 28 June 1992. Bull Seismol Soc Am, **84**(3): 863~891.
- Árnadóttir T, Geirsson H, Einarsson P, 2004. Coseismic stress changes and crustal deformation on the Reykjanes Peninsula due to triggered earthquakes on 17 June 2000. J Geophys Res, **109**(B9): B09307.
- Bautista B C, Bautista M L P, Stein R S, et al, 1996. Relationship of regional and local structures to Mount Pinatubo activity. In: Newhall C, Punongbayan R S. Fire and Mud. Seattle: University of Washington Press.
- Beresnev I A, Wen K L, 1995. Remotely triggered seismicity inferred from Taiwan regional catalog. Geophys Res Lett, **22**(23): 3155~3158.
- Boatwright J, Cocco M, 1996. Frictional constraints on crustal faulting. J Geophys Res, **101**(B6): 13895~13909.
- Bodin P, Gombert J, 1994. Triggered seismicity and deformation between the Landers, California, and Little Skull Mountain, Nevada, earthquakes. Bull Seismol Soc Am, **84**(3): 835~843.
- Bouchon M, 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. Bull Seismol Soc Am, **71**(4): 959~971.
- Brodsky E E, Karakostas V, Kanamori H, 2000. A new observation of dynamically triggered regional seismicity: Earthquakes in Greece following the August 1999 Izmit, Turkey earthquake. Geophys Res Lett, **27**(17): 2741~2744.
- Chinnery M A, 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting. Bull Seismol Soc Am, **53**(5): 921~932.
- Cotton F, Coutant O, 1997. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium. Geophys J Int, **128**(3): 676~688.
- Dieterich J, 1994. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. J Geophys Res, **99**(B2): 2601~2618.
- Eberhart-Phillips D, Haeussler P J, Freymueller J T, et al, 2003. The 2002 Denali Fault earthquake, Alaska: a large magnitude, slip-partitioned event. Science, **300**(5622): 1113~1118.
- Felzer K R, Brodsky E E, 2006. Decay of aftershock density with distance indicates triggering by dynamic stress. Nature, **441**(7094): 735~738.
- Freed A M, Lin J, 1998. Time-dependent changes in failure stress following thrust earthquakes. J Geophys Res, **103**(10): 24393~

- 24409.
- Freed A M, Lin J, 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, **411**, 180~183.
- Glowacka E, Nava A F, Cossio D d, et al, 2002. Fault slip, seismicity, and deformation in Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 1999 Hector Mine earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, **92**(4): 1290~1299.
- Gomberg J, Bodin P, 1994. Triggering of the $M_s = 5.4$ Little Skull mountain, Nevada, earthquake with dynamic strains. *Bull Seismol Soc Am*, **84**(3): 844~853.
- Gomberg J, Blanpied M L, Beeler N M, 1997. Transient triggering of near and distant earthquakes. *Bull Seismol Soc Am*, **87**(2): 294~309.
- Gomberg J, Bodin P, Reasenber P A, 2003. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations. *Bull Seismol Soc Am*, **93**(1): 118~138.
- Gomberg J, Bodin P, Larson K, et al, 2004. Earthquake nucleation by transient deformations caused by the $M = 7.9$ Denali, Alaska, earthquake. *Nature*, **427**(6975): 621~624.
- Green D H, Wang H F, 1986. Fluid pressure response to undrained compression in saturated sedimentary rock. *Geophysics*, **51**(4): 948~956.
- Harrington R M, Brodsky E E, 2006. The absence of remotely triggered seismicity in Japan. *Bull Seismol Soc Am*, **96**(3): 871~878.
- Harris R A, Archuleta R J, Day S M, 1991. Fault steps and the dynamic rupture process: 2-D numerical simulations of a spontaneously propagating shear fracture. *Geophys Res Lett*, **18**(5): 893~896.
- Harris R A, Day S M, 1993. Dynamics of fault interaction: parallel strike-slip faults. *J Geophys Res*, **98**(B3): 4461~4472.
- Harris R A, 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24347~24358.
- Hill D P, Reasenber P A, Michael A, et al, 1993. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, **260**(5114): 1617~1623.
- Hill D P, Prejean S G, 2007. Dynamic triggering. *Treatise Geophy*, **4**: 273~304.
- Horikawa H, 2001. Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow. *Bull Seismol Soc Am*, **91**(1): 112~127.
- Hough S E, 2005. Remotely triggered earthquakes following moderate mainshocks (or, why California is not falling into the ocean). *Seismol Res Lett*, **76**(1): 58~66.
- Jellinek A M, DePaolo D J, 2003. A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bull Volcanol*, **65**(5): 363~381.
- Jiang G J, Angelier J, Lee J C, et al, 2011. Faulting and mud volcano eruptions inside of the coastal range during the 2003 $M_w = 6.8$ Chengkung earthquake in eastern Taiwan. *Terr Atmos Ocean Sci*, **22**(5): 463~473.
- Johnson C W, Bürgmann R, 2016. Delayed dynamic triggering: local seismicity leading up to three remote $M \geq 6$ aftershocks of the 11 April 2012 $M 8.6$ Indian Ocean earthquake. *J Geophys Res*, **121**(1): 134~151.
- Johnson P A, Jia X P, 2005. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering. *Nature*, **437**(7060): 871~874.
- Kennett B L N, Kerry N J, 1979. Seismic waves in a stratified half space. *Geophys J Int*, **57**(3): 557~583.
- Kilb D, 2003. A strong correlation between induced peak dynamic Coulomb stress change from the 1992 M 7.3 Landers, California, earthquake and the hypocenter of the 1999 $M 7.1$ Hector Mine, California, earthquake. *J Geophys Res*, **108**(B1): 2012.
- Kilb D, Gomberg J, Bodin P, 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses. *Nature*, **408**(6812): 570~574.
- Kilb D, Gomberg J, Bodin P, 2002. Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *J Geophys Res*, **107**(B4): 2060.
- King G C P, Stein R S, Lin J, 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull Seismol Soc Am*, **84**(3): 935~953.
- Lara L E, Naranjo J A, Moreno H, 2004. Rhyodacitic fissure eruption in southern Andes (Cordón Caulle; 40.5° S) after the 1960 ($M_w : 9.5$) Chilean earthquake: a structural interpretation. *J Volcanol Geotherm Res*, **138**(1~2): 127~138.
- Lay T, Wallace T C, 1995. *Modern Global Seismology*. San Diego, CA: Academic Press, 521.

- Linde A T, Sacks I S, 1998. Triggering of volcanic eruptions. *Nature*, **395**(6705): 888~890.
- Lipman P W, 1985. Ground deformation associated with the 1975 magnitude $M=7.2$ earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. *Usgs Professional Paper*, **1276**: 45.
- Mallman E P, Parsons T, 2008. A global search for stress shadows. *Geophys Res*, **113**(B12): B12304.
- Manga M, Brodsky E, 2006. Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers. *Annu Rev Earth Planet Sci*, **34**: 263~291.
- Manga M, Brumm M, Rudolph M L, 2009. Earthquake triggering of mud volcanoes. *Mar Pet Geol*, **26**(9): 1785~1798.
- McGuire W J, Howarth R J, Firth C R, et al, 1997. Correlation between rate of sea-level change and frequency of explosive volcanism in the Mediterranean. *Nature*, **389**(6650): 473~476.
- McLeod O, Tait S, 1999. The growth of dykes from magma chambers. *J Volcanol Geotherm Res*, **92**(3~4): 231~245.
- Miyazawa M, Brodsky E E, 2008a, Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves. *J Geophys Res*, **113**(B1): B01307.
- Miyazawa M, Brodsky E E, Mori J, 2008b, Learning from dynamic triggering of low-frequency tremor in subduction zones. *Earth, Planet Space*, **60**(10): e17~e20.
- Nalbant S S, Hubert A, King G C P, 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean sea. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24469~24486.
- Opris A, Enescu B, Yagi Y, et al, 2018. Triggering and decay characteristics of dynamically activated seismicity in Southwest Japan. *Geophys J Int*, **212**(2): 1010~1021.
- Pankow K L, Arabasz W J, Pechmann J C, et al, 2004. Triggered seismicity in Utah from the 3 November 2002 Denali Fault Earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, **94**(6B): S332~S347.
- Pankow K L, Kilb D, 2020. Going beyond rate changes as the sole indicator for dynamic triggering of earthquakes. *Sci Rep*, **10**(1): 4120.
- Parsons T, Dreger D S, 2000. Static-stress impact of the 1992 Landers earthquake sequence on nucleation and slip at the site of the 1999 $M=7.1$ Hector Mine earthquake, southern California. *Geophys Res Lett*, **27**(13): 1949~1952.
- Peng Z, Shelly D R, Ellsworth W L, 2015. Delayed dynamic triggering of deep tremor along the Parkfield-Cholame section of the San Andreas Fault following the 2014 $M6.0$ South Napa earthquake. *Geophys Res Lett*, **42**(19): 7916~7922.
- Pollitz F F, Sacks I S, 1997. The 1995 Kobe, Japan, earthquake: a long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 nankaido earthquakes. *Bull Seismol Soc Am*, **87**(1): 1~10.
- Pollitz F F, Sacks I S, 2002. Stress triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by transient deformation following the 1992 Landers earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, **92**(4): 1487~1496.
- Prejean S G, Hill D P, Brodsky E E, et al, 2004. Remotely Triggered seismicity on the United States West Coast following the $M_w7.9$ Denali Fault earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, **94**(6): S348.
- Rice J R, Cleary M P, 1976. Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev Geophys*, **14**(2): 227~241.
- Rice J R, Beltz G E, Sun Y, 1992. Peierls framework for dislocation nucleation from a crack Tip. In: Argon A S. *Topics in Fracture and Fatigue*. New York: Springer, 1~58.
- Richards-Dinger K, Stein R S, Toda S, 2010. Decay of aftershock density with distance does not indicate triggering by dynamic stress. *Nature*, **467**(7315): 583~586.
- Roeloffs E A, 1988. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J Geophys Res*, **93**(B3): 2107~2124.
- Rubinstein J L, Gomberg J, Vidale J E, et al, 2009. Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island. *J Geophys Res*, **114**(B2): B00A01.
- Rubinstein J L, Vidale J E, Gomberg J, et al, 2007. Non-volcanic tremor driven by large transient shear stresses. *Nature*, **448**(7153): 579~582.
- Rybicki K, 1973. Analysis of aftershocks on the basis of dislocation theory. *Phys Earth Planet Inter*, **7**(4): 409~422.

- Schmincke H U, 2004. *Volcanism*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 324.
- Singh S K, Anderson J G, Rodriguez M, 1998. Triggered seismicity in the valley of Mexico from Major Mexican earthquakes. *Geofisica Int*, **37**(1): 3~15.
- Smith S W, Van de Lindt W, 1969. Strain adjustments associated with earthquakes in southern California. *Bull Seismol Soc Am*, **59**(4): 1569~1589.
- Sparks R S J, Sigurdsson H, Wilson L, 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, **267**(5609): 315~318.
- Spudich P, Steck L K, Hellweg M, et al, 1995. Transient stresses at Parkfield, California, produced by the *M*_{7.4} Landers earthquake of June 28, 1992; observations from the UPSAR dense seismograph array. *J Geophys Res*, **100**(B1): 675~690.
- Stacy S, Nalbant S S, McCloskey, et al, 2005. Onto what planes should Coulomb stress perturbations be resolved? *J Geophys Res*, **110**(B5): B05S15.
- Stein R S, Barka A A, Dieterich J H, 1997. Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys J Int*, **128**(3): 594~604.
- 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): 24543~24566.
- Ukawa M, Fujita E, Kumagai T, 2002. Remote triggering of microearthquakes at the Iwo-Jima volcano. *J Geograp*, **111**(2): 277~286.
- Velasco A A, Hernandez S, Parsons T, et al, 2008. Global ubiquity of dynamic earthquake triggering. *Nat Geosci*, **1**(6): 375~379.
- Wang B, Harrington R M, Liu Y J, et al, 2015. Isolated cases of remote dynamic triggering in Canada detected using cataloged earthquakes combined with a matched-filter approach. *Geophys Res Lett*, **42**(13): 5187~5196.
- Wang C Y, Manga M, Wong A, 2005. Floods on Mars released from groundwater by impact. *Icarus*, **175**(2): 551~555.
- Wen K L, Beresnev I A, Cheng S N, 1996. Moderate-magnitude seismicity remotely triggered in the Taiwan region by large earthquakes around the Philippine Sea Plate. *Bull Seismol Soc Am*, **86**(3): 843~847.
- West M, Sánchez J J, McNutt S R, 2005. Periodically triggered seismicity at Mount Wrangell, Alaska, after the Sumatra Earthquake. *Science*, **308**(5725): 1144~1146.
- Woods A W, Cardoso S S S, 1997. Triggering basaltic volcanic eruptions by bubble-melt separation. *Nature*, **385**(6616): 518~520.
- Yamashina K, 1979. A possible factor which triggers shallow intra-plate earthquakes. *Phys Earth Planet Inter*, **18**(2): 153~164.
- Yun N D, Zhou S Y, Yang H F, et al, 2019. Automated detection of dynamic earthquake triggering by the high-frequency power integral ratio. *Geophys Res Lett*, **46**(22): 12977~12985.

A Review of Seismic Dynamic Stress Triggering

*Chen Hao*¹⁾ *Ji Zhanbo*²⁾ *Wang Qiong*³⁾ *Su Jinbo*³⁾

1) The First Monitoring and Application Center, China Earthquake Administration, Tianjin 300171, China

2) Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

3) Earthquake Agency of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830011, China

Abstract In this paper we give a presentation about the development of seismic dynamic stress triggering on three aspects: the Coulomb failure stress and theory of seismic dynamic stress triggering, the observational facts and research status, and the problems in research and prospect about seismic dynamic stress triggering. Especially, we make a detailed discussion on the following questions: the triggering effects of seismic dynamic Coulomb failure stress changes on aftershocks, the triggering effects on following remote independent events, the triggering effects of different earthquake types, the triggering effects of volcanoes (mud volcanoes), the triggering relationships between different subevents, and the time delay of seismic dynamic stress triggering. Our results suggest that dynamic stress triggering theory is good in explaining the distribution of aftershocks, triggering remote events and volcanos. We also find that dynamic stress triggering may be affected by the types and directions of faults' rupture, the triggering relationships between different subevents is significant for studying the source of earthquakes, and there is ubiquity of time delay in dynamic stress triggering.

Keywords: Coulomb failure stress; Static stress triggering; Dynamic stress triggering; Research progress