

江宁波, 吴微微, 左洪. 2024. 震源应力降的国内外研究进展综述[J]. 地震研究, 47(2): 163-177, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0025.

Jiang N B, Wu W W, Zuo H. 2024. Review of international research progress in source stress drop[J]. *Journal of Seismological Research*, 47(2): 163-177, doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0025.

震源应力降的国内外研究进展综述*

江宁波, 吴微微*, 左洪

(四川省地震局, 四川 成都 610044)

摘要: 应力降作为描述震源标度特性的基本参数, 对于了解震源过程的物理性质至关重要, 也是地震序列研究和地震危险性评估中必不可少的关键震源参数。为反映近年来国内外关于震源应力降研究的进展, 整理了应力降的相关定义、计算方法, 探讨了其与地震矩、构造块体、断层参数、震源深度和热流之间的相关性, 并对其在构造地震序列研究、诱发地震研究、火山地震研究和地震动预测模型中的应用发展趋势进行梳理和综述。由于应力降的计算过程包含较多不确定性, 特别是对于小地震而言, 介质特性、数据限制、统计样本以及方法差异等都会对应力降值产生影响, 建议在解释和应用的时候, 采用多种方法交叉验证, 并对不同构造区、不同类型的地震序列进行分别讨论。

关键词: 应力降; 震源参数; 影响因素; 应用发展

中图分类号: P315.331 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0666(2024)02-0163-15
doi:10.20015/j.cnki.ISSN1000-0666.2024.0025

0 引言

构造块体的相对运动通常会导致断裂系统处于长期应力积累状态, 积累的应力在地震发生过程中得到释放。地震期间绝对应力的时空变化一般不能直接确定, 但是剪切应力的相对降低可以通过断层尺度和滑动幅度来估计。地震前后断层上的初始剪应力与最终剪应力之差定义为震源应力降, 它是地震破裂期间总滑移的函数 (Brune, 1970, Madariaga, 1976), 也是描述震源尺度特征的基本参数之一。

应力降的大小和总滑移与破裂尺度之比成正比, 由于震源物理尺寸通常无法直接观测, 一般需要从地震记录中获得震源参数的信息。一种方法是对震级和地震破裂面积或辐射能量的估计值

进行比较, 使用标度关系估算应力降的具体值。另一种方法是通过假设一个震源模型 (Brune, 1970; Madariaga, 1976), 通过估计震源谱的拐角频率来推导应力降 (Abercrombie, 1995)。拐角频率通常定义为震源谱高、低频段的渐近线的交点对应的频率 (安艺敬一, 理查兹, 1986), 地震矩相同时高频辐射波所含的高频成分随拐角频率的增大而丰富。第一种方法中“小地震的应力降如何随地震尺度变化”的认识仍然存在争议, 与由观测资料得到的结果之间有较多矛盾, 一些观点认为小地震的应力降随地震尺度增大而增加 (Hardebeck, 1997), 另一些则认为小地震的应力降基本上保持不变 (Abercrombie, 1995), 也有研究发现重复地震的应力降随时间推移存在系统性变化 (Marone *et al.*, 1995)。第二种方法先是将地震记录反卷积为震源、场地和路径效应的函数,

* 收稿日期: 2023-02-02.

基金项目: 国家重点研发计划项目 (2021YFC3000703、2021YFC3000602); 地震科技星火计划项目 (XH202302).

第一作者简介: 江宁波 (1996-), 助理工程师, 主要从事地震学应用等方面的研究.

E-mail: Jiangnb2016@foxmail.com.

通信作者简介: 吴微微 (1982-), 正高级工程师, 主要从事地震监测、数字地震学应用等方面的研究.

E-mail: 673065247@qq.com.

在扣除地震波沿传播路径的衰减和场地作用的影响后，对断层几何结构和地震破裂过程进行简化假设（例如将断层假设为 Brune 圆盘模型），再根据震源谱的地震矩和拐角频率来计算应力降。在计算过程中，震源物理尺度的简化假设、理论模型的有效性、路径效应的修正、观测中的不确定性以及频率域震源参数的确定（如拐角频率的测定），都对应力降有影响，因此很难对不同研究进行比较，特别是以绝对值公布的应力降估计值。在观测资料不够理想的情况下，通过震源谱高频衰减常数间接得到关于应力降的标度特征，或者对整个数据集采用一致的处理参数和模型假设，并使用大量应力降计算结果的中位估计值或相对变化来进行讨论分析，也许能够间接得到较为稳健和可靠的定性结论。

1 基本定义

地震应力降定义为地震前、后断层面上平均剪应力之差，表示地震时断层面上所释放的应力。设震前断层面上的静态初始剪切应力为 σ_1 ，震后断层面上的最终剪切应力为 σ_2 ，则静态应力降为：

$$\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_2 \tag{1}$$

平均应力为：

$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \tag{2}$$

与静态应力降对应的动态应力降则较为复杂。当地震破裂开始扩展后，该点的应力逐渐增加至岩石所能承受的水平应力 σ_s 时，该点发生破裂。对于未发生破裂的区域， σ_s 为材料或岩石的剪切破裂强度，对于已经破裂的区域，依靠静摩擦应力挤压在一起的断层两盘，就是 σ_s 最大静止摩擦应力。当发生滑动后，应力从 σ_s 下降到动摩擦应力 σ_f 并在滑动期间动摩擦应力 σ_f 保持不变，随着整个断层面上的破裂过程停止，应力便由动摩擦应力 σ_f 过渡到最终应力 σ_2 ，其过程如图 1 所示（Yamashita, 1976）。

剪切破裂强度或最大静摩擦应力 σ_s 与动摩擦应力 σ_f 之差，称为有效应力 σ_e ：

$$\sigma_e = \sigma_s - \sigma_f \tag{3}$$

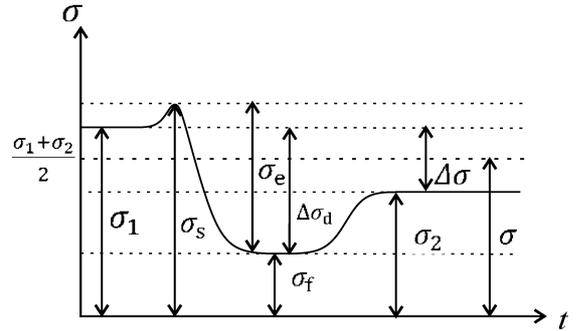


图 1 应力降参数示意图（修改自 Yamashita, 1976）
Fig. 1 Stress drop parameters (modified from Yamashita, 1976)

在 Brune (1970) 圆盘模型中，假定剪切破裂同时发生并且 $\sigma_1 = \sigma_s$ ，则有效应力 σ_e 即为动态应力降 $\Delta\sigma_d$ ：

$$\Delta\sigma_d \approx \sigma_e = \sigma_1 - \sigma_f \tag{4}$$

Brune (1970) 圆盘模型是较为常见的应力下调模式，还存在应力上调模式（Savage, Wood, 1971; Kanamori, Rivera, 2006）。如图 2 所示，应力上调模式为当断层上发生滑移时，运动受到的阻力为摩擦应力 σ_f ，发生破裂瞬间，断层滑移受动态应力降 $\Delta\sigma_d$ 的驱动，随着滑移的进行，驱动力减小，最后摩擦应力超过驱动应力，滑移减速，最终断层在小于摩擦应力的最终应力 σ_2 处锁定（Savage, Wood, 1971）。

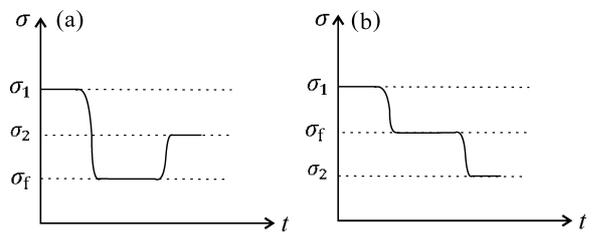


图 2 应力下调模式 (a) 和上调模式 (b) 示意图

Fig. 2 Undershoot (a) and overshoot (b) models of the stress

在利用标度关系估计应力降的方法中（Kanamori, Anderson, 1975; Andrews, 1986），假定地震时长为 L 的断层发生的平均位移量为 \bar{D} ，依据 Hooke 定律可估计整个断层上的应力降为：

$$\Delta\sigma \approx \mu \bar{D}/L \quad (5)$$

式中： μ 是弹性剪切模量（摩擦系数）；平均位移量 \bar{D} 可由地震矩 M_0 表示为：

$$\bar{D} \approx cM_0/\mu L^2 \quad (6)$$

式中： c 为断层形状参数， $c = L/W$ ； L 、 W 分别指断层的长和宽，则

$$\Delta\sigma \approx cM_0/L^3 \quad (7)$$

或写为：

$$\Delta\sigma \approx cM_0/LA \quad (8)$$

式中： A 为断层面积。

由式（7）、（8）可见，地震应力降与地震平均位移量、断层尺度和地震矩有关。

在实际中，震源破裂特征的确定十分困难。通常是假设一个理论破裂模型来计算应力降，然后根据计算模型取不同的几何系数 c 和断层特征长度 L (Kanamori, Anderson, 1975)。对于大地震，在断层走向方向的破裂尺度可达数十至数百千米，但在深度方向上受限于震源深度，一般采用 $L \times W$ 矩形模型，取 $c = 2/\pi$ ，则应力降 $\Delta\sigma$ 表示为：

$$\Delta\sigma = \frac{2}{\pi} \cdot \frac{M_0}{L^2 W} \quad (9)$$

对于无限长倾滑断层模型， $c = 4(\lambda + \mu)/\pi(\lambda + 2\mu)$ ， λ 是拉梅常数。对于震级较小的地震，常采用 Brune (1970) 圆盘破裂模型，即假设地震破裂发生在具有均匀应力降和恒定破裂速度的圆形断层面上。通常 $c = 7\pi/16$ ， L 取圆盘半径 r ，应力降表示为：

$$\Delta\sigma = c \frac{M_0}{LA} = \frac{7\pi}{16} \frac{M_0}{r \cdot \pi r^2} = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (10)$$

对于破裂半径 r 的获取，地震学上可以通过远场地震记录来反演震源破裂过程，由频率域的拐角频率 f_c 间接获得震源物理尺度信息 (Aki, Richards, 1980; Kanamori, Brodsky, 2004)，表示为：

$$r = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c} \quad (11)$$

式中： β 是震源附近剪切波速度。则式（10）改写为：

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16} \left(\frac{f_c}{k\beta}\right)^3 \quad (12)$$

式中： k 是常数，取决于使用的模型类型来关联拐角频率 f_c 和震源破裂半径 r 的关系。

在 Brune (1970) 模型中， $k = \frac{2.34}{2\pi} = 0.37$ ；在

Madariaga (1976) 模型中， $k = 0.21$ (Shearer *et al*, 2006; Allmann, 2009)；在 Sato 和 Hirasawa (1973) 中， k 取决于震源破裂速度 (Cotton, 2013)。

根据式（12）得到的 $\Delta\sigma$ 与 f_c 的立方成正比，因此应力降 $\Delta\sigma$ 对 f_c 的误差非常敏感，即使断层模型接近实际断层， f_c 微小的观测误差也会降低 $\Delta\sigma$ 的可靠性，这也是由传统地震学方法给出地震应力值的局限性所在。

2 与其他参数的相关性

在全球尺度的研究中，全球地震应力降值集中在 0.1 ~ 100 MPa。Kanamori 和 Anderson (1975) 对 1923—1968 年全球 6 级以上地震的研究结果显示，地震应力降范围在 0.1 ~ 10 MPa，平均值为 6 MPa。Purcaru 和 Berckhemer (1978) 对 1857—1976 年全球 7 级以上大地震的研究显示，地震应力降的范围在 2 ~ 13 MPa。Allmann 等 (2009) 对 1900—2007 年全球 2 000 个 5 级以上的地震研究表明，地震应力降范围为 0.3 ~ 50 MPa，中位数为 4 MPa。对于特殊区域，如第四纪火山区，地震应力降范围为 0.1 ~ 40 MPa (Harrington *et al*, 2015)。赵翠萍等 (2011) 认为中国大陆大部分地区的中小地震的应力范围为 0.1 ~ 20 MPa，且绝大多数小于 10 MPa。

整体而言，应力降对特定因素的依赖性比较弱，在局部尺度（单个地震序列内或局部小区域构造条件下），这种依赖性可能非常强。对于影响应力降的因素，学者们从地震矩、震源深度、震源机制解、构造块体、断层性质等诸多方面开展了研究，但目前仍有许多认识尚未统一。

2.1 与地震矩 M_0 的相关性

目前关于地震应力降存在一个有争议问题，

即它与地震矩 M_0 之间是否存在相关性。Aki (1967) 首次提出了地震的自相似性, 即震源力学的尺度不变性。有研究认为矩震级为 $10^{18} \sim 10^{23}$ N · m 的地震, 地震矩与破裂尺度成幂律关系, 应力降近似于常数 (Hanks, 1977; McGarr, 1984; Abercrombie, 1995; Ide, Beroza, 2001; Allmann *et al.*, 2007, 2009)。

但是关于微小地震的应力降与地震矩的关系具有争议。赵翠萍等 (2011) 认为中国大陆大部分地区的中小地震释放的应力降随震级增大而增大, 不遵循常数应力降或分段模型。Mayeda 和 Walter (1996) 指出小地震的应力降 $\Delta\sigma$ 随地震矩 M_0 按 $\Delta\sigma \propto M_0^{0.25}$ 的规律增加, Hardebeck 和 Hauksson (1997) 也观测到类似的小地震应力降随地震矩的增减而增减的现象, 这样的观测结果可能意味着地震并非自相似。其他研究认为较小震级事件的非自相似性是由与高频衰减有关的偏差 (Anderson, 1986; Abercrombie, 1995; Ide *et al.*,

2003), 或者是因为数据带宽的限制 (Hough, 1996; Ide, Beroza, 2001) 造成的。

Abercrombie 和 Leary (1993)、Abercrombie (2015)、Allmann 和 Shearer (2007) 认为小地震应力降与地震矩没有明显关系。有研究认为大震级地震的破裂过程和动力学机制与小震级地震存在差异 (Moyer *et al.*, 2018), 因此应力降随震级的变化存在多重标度特征, 如 Atkinson (2004) 研究指出美国东北和加拿大东南地区较大地震的应力降接近常数, 较小地震的应力降则随地震矩的增加而增加。

2.2 与构造块体的相关性

构造系统的差异也对地震应力降有影响, 不同构造系统的应力降统计结果如图 3 所示。一般认为大洋转换断层具有最高的应力降, (Allmann *et al.*, 2007, Williams *et al.*, 2019)。其他构造类型中, 板块内部地震释放的应力降高于板块边界的地震 (Kanamori, Anderson, 1975; Allmann *et al.*,

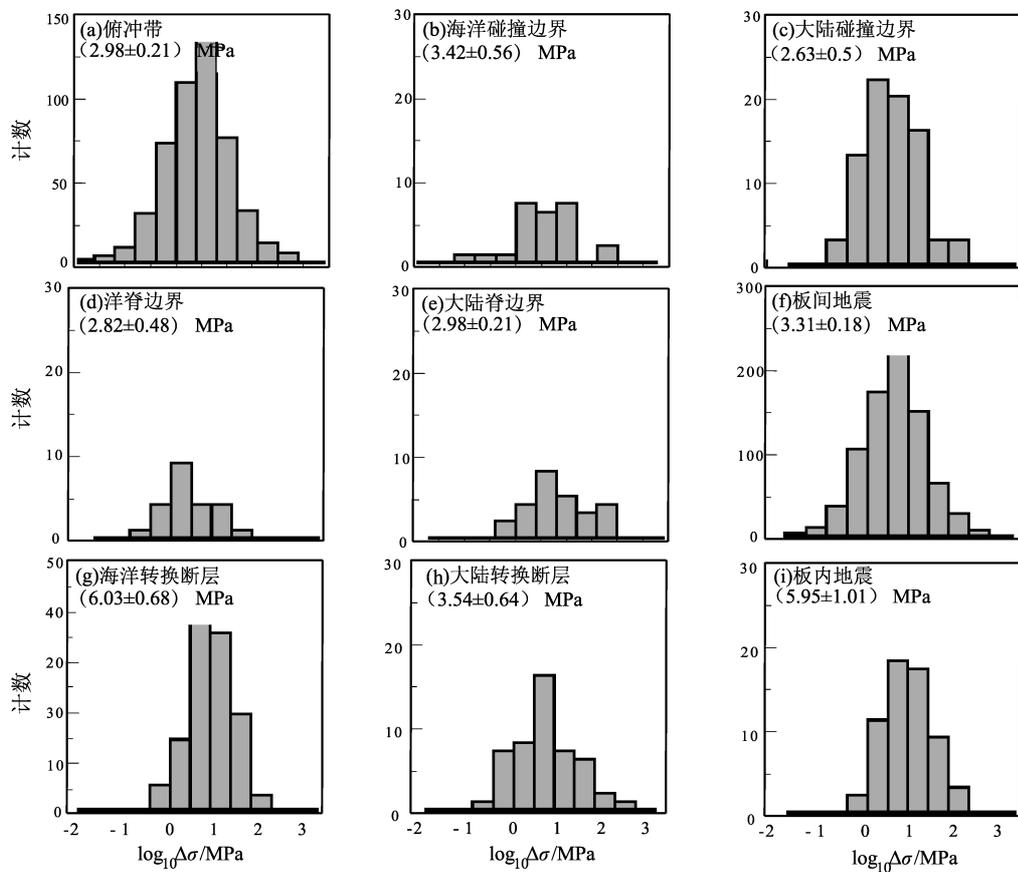


图 3 不同构造区的应力降统计图 (修改自 Allmann 和 Shearer, 2009)

Fig. 3 Histograms of stress drop distributions in different tectonic regions (modified from Allmann and Shearer, 2009)

2007, 2009; Seno, 2014), 主要是因为板块内的断层滑移速率、滑移尺度以及地震断层尺度显著小于板块边界 (Scholz *et al.*, 1986), 而岩石的摩擦强度与滑移速率呈负相关, 与地震重复周期呈正相关 (Dieterich, 1972; Goldsby *et al.*, 2011)。相比于板间地震, 板内地震一般重复周期更长, 滑移速率更低, 所以板块内部断层有更高的摩擦强度, 也产生了更高的应力水平 (Sykes, Sbar, 1973)。Bilek 和 Lay (1999) 研究指出板块边界的低应力降与俯冲区刚度较低有重要联系。基于构造区的研究认为板间地震满足常数应力降模型 (Constant Stress Drop, CSD), 即应力降不随地震大小而变化; 而板块内部的地震应力降则满足增加应力降模型 (Increasing Stress Drop, ISD), 即应力降随地震增大而增大 (Nuttli, 1983)。

2.3 与断层参数的相关性

在应力降与断层类型的相关性研究中, Anderson (1905) 断层理论认为逆断层的剪切应力最高, 正断层的剪切应力最低 (McGarr, 2002)。Satoh (2006) 利用日本强震记录估算 168 次震源深度 ≤ 60 km、 $4.4 \leq M_w \leq 6.9$ 地震的应力降, 发现逆断层地震的应力降是走滑断层地震的 2 倍, 而走滑断层的应力降是正断层地震的 2 倍。Hauksson (2015) 分析美国南加州约 60 000 次地震的应力降值, 发现高应力降主要分布在加利福尼亚州东部 Ridgecrest 附近和 San Andreas 断层系统内的断层附近, 低应力降则主要分布在张性区域。Boyd 等 (2017) 使用谱比法估算美国大陆及邻区的地震应力降, 发现美国东部 (Eastern United States, 简称 EUS) 少数构造地震的平均应力降 (2.6 ~ 36 MPa) 大约是美国西部 (Western United States, 简称 WUS) 构造地震平均应力降 (1.0 ~ 7.9 MPa) 的 3 倍, 是中部废水注入区 (Central United States, 简称 CUS) 平均应力降 (0.6 ~ 5.6 MPa) 的 5 倍, 其中 EUS 地震往往是较深的逆冲事件, 而 WUS 地震往往较浅且震源机制解类型较多, CUS 地震倾向于浅层、具有走滑和正断层性质。但也有不同的认识, 如 Allmann 和 Shearer (2009) 利用 1990—2007 年约 2 000 次 $m_b \geq 5.5$ 的地震研究全球的应力降变化, 通过确定每个地震的矩张量, 在 -1 (正断层) —0 (走滑断层) —1 (逆断层) 的范围内研究应力降与震源机制解的相关性, 结

果表明应力降中值与震源机制解有明显依赖, 其中走滑地震显示出最高应力降中值 (约 10 MPa), 而正断层和逆断层地震具有较低的应力降中值 (约 2 ~ 3 MPa), 其结果如图 4 所示。

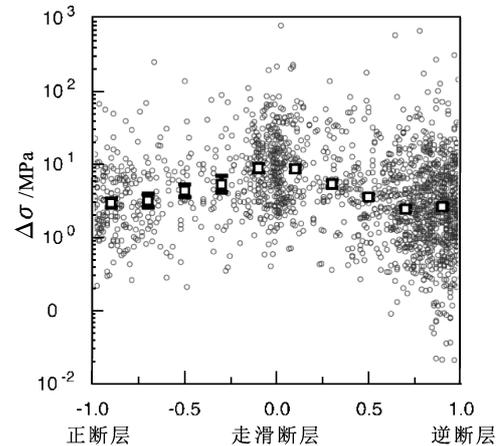


图 4 应力降与震源机制的变化关系 (修改自 Allmann 和 Shearer, 2009)

Fig. 4 The relationship between stress drop and the source mechanism (modified from Allmann and Shearer, 2009)

除断层类型外, 断层的其他参数也可能导致应力降的局部变化, 如平均构造滑移率、主要岩石的矿物学组成等。Goebel 等 (2015) 分析了美国加利福尼亚南部 San Gorgonio 地区小震级地震的震源参数, 指出由于 San Andreas 断层系统的作用导致该区域发生地壳变形、以及沿众多走滑和逆冲断层的不均匀滑动, 中小地震应力降沿 San Gorgonio 山口的较高、远离 San Gorgonio 山口较低, 表现出与地质滑动速率近负相关的变化特征。Goebel 等 (2018) 的研究表明应力场的非均匀性和应变局部变化对应力降的影响很大, 更局部化的断层和均匀的应力场有利于形成较低的应力降, 在分析了 2000—2014 年 6 000 多个地震事件的应力降后, 指出 San Gorgonio Pass 区域内局部断层段上较低的加载速率会导致较高的应力降, 而 Ventura 盆地内较高的加载速率则可能导致较低的应力降。

也有研究指出应力降与断层性质、主震滑移间没有明显关系。如 Zhang 等 (2022) 利用高分辨率钻孔网络数据, 基于频谱分解和改进的叠加方法, 估算了 2001—2016 年美国加利福尼亚州

Parkfield 地区 San Andreas 断层上 4 551 次地震($0 \leq M \leq 4.0$) 的应力降, 指出高频钻孔记录获得的地震应力降在时间上变化较小, 在空间上表现为复杂而稳定的空间分布特征, 表明局部介质特性可能控制应力降的空间各向异性, 而断层滑动的性质、2004 年 6.0 级主震的滑移对应力降没有产生明显影响。

2.4 与震源深度的相关性

Abercrombie 等 (2021) 综合分析了美国加利福尼亚州、内华达州、堪萨斯州和俄克拉何马州 12 项研究中 50 000 多次 $0 \leq M \leq 5$ 地震的震源谱值, 探讨应力降与震源深度的相关性。研究表明, 在所有震级地震中, 频谱中的高频分量都会随地震震源深度的增加而系统性增加, 在未对震源深度相关的衰减进行校正的情况下, 应力降、破裂速度都会随震源深度增加而系统性增加; 当增加经验的、依赖于震源深度的衰减校正后, 应力降对震源深度的依赖性会系统性降低。因此, 无论是在频域还是时域, 对于应力降的分析都应考虑震源深度的影响。

一些研究认为应力降与震源深度的依赖性可能与浅层地壳中剪切波的速度变化相关 (Allmann, Shearer, 2007), 也可能与俯冲带内部的刚度变化相关 (Bilek, Lay, 1998)。Allmann 和 Shearer (2009) 研究了全球范围内的应力降值, 发现应力降中值随震源深度的变化不大。但在对比不同区域结果时, 发现某些区域的应力降中值随震源深度增加而显著增大 (如东南亚的爪哇俯冲带)。Hardebeck 和 Aron (2009) 研究了美国旧金山湾东部钻孔记录 $1.0 \leq M \leq 4.2$ 地震的应力降, 发现应力降随震源深度的增加而增大, 其中 1~7 km 深度的应力降中值约为 5 MPa, 7~13 km 深度的压力降中值约为 10 MPa, 而 13 km 以上深度的压力降中值约为 50 MPa。

Uchide 等 (2014) 研究了 2011 年日本 Tohoku-oki 地震前的 $3.0 \leq M_w \leq 4.5$ 小地震的应力降值, 指出在 30~60 km 的震源深度内应力降随震源深度明显增加, 但更浅和更深地震的应力降则并没有表现出与震源深度的明显相关性。Trugman (2020) 研究了 2000—2019 年发生在美国加利福尼亚州 Ridgecrest 地区的地震序列, 约 11 000 个的数据结果表明该区域的地震应力降随震源深度的

增加大致呈对数增长关系。Yenier 和 Atkinson (2015a, b) 在美国西部和中东部的两项研究表明, 当震源深度较浅时, 应力降随震源深度成正相关, 但超过一定深度后应力降与震源深度的变化无明显相关性, 但在震级较大的地震中, 应力降随震源深度增加的趋势会减弱。

2.5 与热流的相关性

对于应力降与热流之间的相关性, 一些学者也开展了研究。从理论上讲, 热流越高, 摩擦力越小。但 Caporali 等 (2011) 对意大利地区静态应力降的研究表明, 只有 2 个区域内应力降与热流表现出相关性, 其他研究区并没有得到验证。而 Oth (2013) 对 1996—2011 年日本 3 964 次 $2.7 \leq M_w \leq 7.9$ 地震应力降变化的研究表明, 日本地壳内的地震应力降与热流之间具有显著相关性, 本州地区的低应力降与高热流区具有较好的空间相关性, 九州地区的平均应力降虽然较高, 但其横向变化与热流变化之间也存在关联。Goebel (2013) 计算了美国南加州 60 000 多次地震的应力降, 发现应力降与热流相关, 热流区会导致系统性的应力降低值。Hauksson (2015) 分析了美国南加州约 60 000 次地震的应力降值, 认为热流控制着应力降的变化, 在中低热流区内, 应力降随热流的增加而增加, 相反的, 在薄地壳中的高热流下, 应力降则随着热流的增加而系统地减小。

3 改进的计算方法

由拐角频率计算得到的应力降往往是单次地震的平均应力降值, 不能很好地反映地震滑动断层面的应力变化分布。对频谱拐角频率的分析主要针对中小地震, 在地震谱估算应力降的计算过程中也存在许多假设, 如破裂区形状和平均破裂速度, 所以也难以对不同的研究进行比较 (Allmann, Shearer, 2009)。对于这些问题, 近年来也有学者提出改进方法。

3.1 基于震源位错模型计算应力降

GNSS、InSAR 等高分辨率空间测量技术可以较为精确地记录到同震位错/位移量, 并应用于位错模型的反演 (Ji *et al.*, 2004; 张勇等, 2008; 刘刚等, 2015), 进而计算断面上的应力精细变化。

窦甜甜等 (2021) 利用地震学和大地测量数

据等反演得到震源位错模型，提出从弹性力学角度计算断层面上地震应力降分布，并将该方法应用于2004年Parkfield M_w 6.0地震应力降的计算。其物理原理是根据地震发生时地震波频谱或断层破裂产生的形变和位移来估算地震释放的应力，从而计算地震发生前后断层面上平均剪应力的变化。该方法的理论依据是从力学角度出发，基于Okada (1992) 给出的半无限空间各向同性均匀介质中位错引起的地表和地球内部位移场及应变场的表达式，计算断层错动所引起的断面上的剪应力变化。其计算过程首先是根据位错模型在断层走向和深度方向上划分出密集网格；再采用Sato等 (1972) 半无限空间解析解程序得到每个网格节点的剪应力变化值，选取靠近断层的包络面上的应力变化来近似表示滑动断层上的结果，分别计算沿断层面上每个子断层错动对所有网格的影响；最后将这些影响叠加，得到整个断面上的应力变化分布。

3.2 利用有限断层反演大地震同震应力降

对于5级以上的地震，破裂通常发生在非圆形断层区域并具有非均匀的滑动，不满足Brune (1970) 圆盘模型的假设条件，因此需采用不同的滑动模型。Causse等 (2013) 计算了21次 $5.7 \leq M_w \leq 7.7$ 大地震、31个滑动模型下的平均应力降值，指出有限元破裂模型可为研究应力降空间分布提供重要信息，其计算偏差远小于应力降的平均偏差。Shao等 (2012) 引入“加权平均应力降”来减少在选择有效断层区时的不确定性：均匀破裂条件下，加权平均应力降与断层表面某一区域的平均应力降相等；当非均匀破裂时，由于应力分布与滑动分布相关，具有高同震滑动的断层区通常也是高应力降地震事件的分布区，则加权平均应力降大于断层表面的平均应力降 (Shao *et al.*, 2012; Noda, 2013)。

使用加权平均应力降有两个优势：首先它是断层滑动参数的函数，对凹凸体的应力更为敏感，而凹凸体通常也是可能产生较大滑移量的区域；其次它相当于视可用能量与地震潜在能量之比的2倍，对于分析地震释放能量具有重要意义 (Shao *et al.*, 2012; Noda, 2013)，因此加权平均应力降也被称为基于能量的平均同震应力降 (Noda, 2013)。

同震应力降可以通过有限断层滑动模型来反

演 (Causse, 2013)，但常规的有限断层反演方法不能直接估算出断面上的应力变化。Adams等 (2016) 开发了非线性有限断层反演程序，在平均应力降接近预定值 (即目标应力降) 的情况下，搜索与地震观测数据和/或大地测量数据相匹配的解，将基于能量的平均同震应力降的不确定性与合成地震波形和观测地震波形之间的不匹配直接联系起来，并使用不同的目标应力降进行反演以获得最优解。Adams等 (2016) 将该方法应用于2014年Rat Islands M_w 7.9地震的应力降计算。

4 应力降的应用

4.1 在构造地震序列研究中的应用

研究表明，大震前后的应力降变化与地震活动的强弱有关 (Chinnery, 1964; Richardson *et al.*, 1979; Baltay *et al.*, 2011)，一些研究认为震后余震的应力降比大地震发生前的地震应力降大，另一些研究则指出余震的应力降会随时间或其他因素而发生变化。

华卫等 (2009) 研究指出，在汶川地震序列1 070次 $M_L \geq 3.0$ 地震的地震矩与震级之间表现出较好的线性关系，应力降和视应力的大小与震级大小有关，汶川余震序列的应力降总体上随时间衰减，预示着主震发生后整个余震区应力降呈逐渐衰减的状态。Trugman (2020) 对美国加利福尼亚州Ridgecrest地震序列的研究表明，余震应力降往往比主震前的地震应力降更高，这可能是因为余震的震源深度更深；余震应力降的空间分布模式与M7.1主震的滑移相关，主震破裂区的西北端终止于长期的应力降低值区。Kemna等 (2021) 研究了意大利中部多断层破裂下地震序列的静态应力降的时空分布，包括3次 $M_w \geq 5.9$ 的地震和95 000多次 $0.5 \leq M \leq 6.5$ 余震，发现大震后 $M_w \geq 5.9$ 余震的应力降值明显增加，并且发生在主震破裂区周围早期余震的应力降相对较高，这些高应力降事件也与断层的复杂程度有关。Yamada等 (2021) 分析了2003—2018年日本Tohoku地区东北部1 142次 $4.4 \leq M_w \leq 5.0$ 地震的应力降，发现在2011年Tohoku地震期间，位于主震滑移区边缘的小地震具有较高的应力降值，表明这些区域具有较高的摩擦强度，并抑制了2011年Tohoku大地

震的同震滑移；而 Tohoku 地震后，一些地区的小地震的应力降开始降低，表明这些地区的摩擦强度有所下降，与丰富的余震活动比较吻合，因此可以通过小地震的应力降来监测俯冲板块的摩擦特性。

更多的研究则认为，前震和余震的应力降受控于不同的因素，如区域构造的复杂程度、主震滑移等。Dalguer 等（2002）计算了 2000 年日本 Tottori 地震期间的应力降变化，指出大部分前震和余震都位于应力降的负值区，前震期间凹凸体起屏障作用、前震仅分布在断层中部与凹凸体相邻的局部区域，主震后凹凸体周围的应力增加并引发了大部分余震。Pennington 等（2021）比较了美国俄克拉荷马州 Prague 地区 M_w 5.7 地震序列、 M_w 4.8 前震和 M_w 4.8 余震的震源参数，指出虽然不同方法计算的应力降绝对值差异较大，但其时空变化模式则趋于一致，并且余震应力降受控于断层方向和距主震滑移面的距离，其中断层方向会影响沿断层分布的地震应力降，最大主震引起的滑动也会影响随后发生的地震应力降。Ruhl 等（2021）研究了美国 Mogul 地区 4 373 次地震应力降，表明具有最高应力降值的前震事件发生在主震的破裂带内，并在地震活动空隙边缘成核、集中在断裂带的复杂区域附近（即走向/倾角变化）；前震和余震活动期间，低应力降区没有发生变化，意味着应力降受控于固有的单个断层性质以及同震和/或地震滑移的潜在区域（即地震活动空隙），而不受余震序列时空变化的影响；在前震序列的扩散阶段，应力降随着与主震断裂起始点距离的增加而增加；断层外余震的平均应力降明显低于主震断裂带沿线的余震应力降。

也有研究指出，应力降与余震数量之间也存在相关性。Wetzler 等（2016）研究了过去 25 年环太平洋大型逆冲区内 $M_w \geq 7.0$ 地震的余震序列及其震源参数变化指出：高应力降的逆冲型地震所产生的余震数量，小于同等震级下的低应力降事件的余震数；而在相似的同震破裂面积下，余震数则随着应力降和辐射能量的增加而增加，表明震源破裂过程对余震数有显著影响。

吴微微等（2015，2017）和 Wu 等（2020，2023）分别以次级块体、交会断裂、特殊震源区和强震影响区为研究对象，分析了不同断裂形态

和复杂断裂交会背景下的地震危险性，形成综合测震学参数和断裂构造形态的震情跟踪思路。其研究指出，在不同的构造单元上断裂形态和应力分配具有不同的特征，特别是在四川三岔口地区（鲜水河断裂、龙门山断裂与安宁河断裂的交会区），相同震级的地震，其震源应力降表现出沿鲜水河断裂向安宁河断裂逐渐增大的趋势，这也许表明着安宁河断裂上石棉以北附近现今正处于相对高的应力积累。

4.2 在诱发地震研究中的应用

2009—2013 年，与非常规油气开采相关的诱发地震导致美国中东部的地震活动率显著增加（Ellsworth, 2013）。这些地震被认为是由地下孔隙弹性压力变化所导致，其成核过程可能是受废水处理、强化地热刺激或者水力压裂的作用。一般来说，诱发地震被认为是由构造应力驱动的，其发生时间因流体注入而提前（Huang *et al.*, 2017）。由于震源深度较浅，诱发事件的地震危险性更为显著。为了建立诱发地震事件的震级预测关系，识别诱发地震与构造地震之间的物理差异或相似性，Dahm 等（2012）提出 3 种方法：基于物理的概率模型、基于统计的地震活动模型和震源参数方法。

研究表明应力降等震源参数可能为诱发地震研究提供直接证据（Chen, Shearer, 2011; Goertz - Allmann *et al.*, 2011; Sumy *et al.*, 2017）。对于诱发地震的应力降值，一种观点认为诱发地震产生的应力降比天然地震低。Hough 等（2014）研究了美国地质调查局的地面观测数据，发现根据地面震动强度估计的震级比观测报告给出的仪器震级低 0.4 ~ 1.3 个震级单位，认为这是由较低的应力降或震源附近的低品质因子 Q 值造成的，并指出美国中部和东部诱发地震的应力降比同一地区的构造事件低 2 ~ 10 倍。Hough 等（2016）对比美国中东部诱发地震的应力降与加利福尼亚州构造地震的应力降也得到类似的结论。Boyd 等（2017）用谱比法估算了美国各地区的震源参数，获得了 60 个震群 1 121 次 3 级以上地震的应力降值，发现美国中部潜在诱发地震的应力降比西部构造地震低 2 倍、比东部构造地震低 6 倍，这些诱发地震的震源深度往往较浅，并伴随有数量较多的前震。与深部构造事件相比，在相同的震动频率和震级

下，浅层诱发地震可能会增加震中 10 km 范围内的地面震动强度和地震风险，但其较低的应力降值也在一定程度上降低了诱发地震及其余震产生的高频震动危险。Sumy 等 (2017) 使用标准 Brune 震源谱模型计算了 2011 年 Prague M_w 5.7 地震余震序列的震源特性，计算了 87 次 M_w 1.83 ~ 3.51 地震的地震矩和拐角频率，结果表明：应力降范围在 0.005 ~ 4.8 MPa，中值为 0.2 MPa，比美国东部典型的板内地震应力降 (> 10 MPa) 低一个数量级，应力降随地震矩增大而增大，与震源深度、震级具有微弱的相关性，与注水井距离没有明显关联。

然而并非所有研究都认为诱发地震的应力降较低。诱发地震具有不同的类型和性质，除废水回注外，采矿、爆破、人为作业后的塌陷都可能引起地震活动，如孤立型中强震、时空丛集的浅源地震、慢地震和慢滑移事件、持续时间较长的弱地震活动以及发震模式和余震特征发生显著变化的地震事件等 (Dahm *et al.*, 2012)。一些研究表明，水库和采矿诱发事件的应力降与天然地震类似，与水力压裂有关的诱发地震的应力降也被认为与构造地震相近。Goertz-Allmann 等 (2011) 分析了瑞土地热现场 1 000 次诱发地震的应力降变化，观察到 M_w 0 ~ 3.0 地震的应力降范围为 0.1 ~ 100 MPa，与震级的关联性不大，但与孔隙压力扰动最大的地区与注入点的距离显著相关。Clerc 等 (2016) 使用谱比方法计算加拿大 Crooked Lake 附近诱发地震的静态应力降，其中 M_w 3.0 ~ 4.0 地震的应力降在 11 ~ 93 MPa，与加拿大其他区域构造地震相近，与震级、深度、注水井距离没有明显关联。Ruhl 等 (2017) 估算了美国内华达州 Mogul 地区 148 次震源深度小于 6 km 的浅层地震的应力降值，发现应力降沿主震断层面的时空变化较为明显，这些浅层的、可能受控于流体驱动作用的地震事件，其应力降值并没有系统性的低于构造地震的应力降值 (4 MPa)。Wu 等 (2018) 计算了俄克拉荷马州 4 个注水诱发地震序列中 201 次地震的转角频率和应力降，发现 3 次 $M_w > 5$ 的主震应力降较高，每个序列中大多数前震和余震的应力降值较低，应力降与深度、时间的没有明显关联性。

还有一些观点认为应力降与他因素有关。如

注水引起的流体压力变化导致有效正应力变化 (Goertz - Allmann *et al.*, 2011; Lenglin *et al.*, 2014; Moyer *et al.*, 2018); 由于孔隙压力的扰动，应力降也存在随距注水井的距离增加而增大的现象 (Kwi-atek *et al.*, 2014; Yu *et al.*, 2020)。

4.3 在火山地震研究中的应用

火山系统中的地震活动和地表变形可以反映与火山活动有关的地球物理变化，研究火山区的应力降变化有助于了解火山喷发各个时期物理过程的变化。喷发前，伴随着岩浆上升，火山口内外岩浆和热液流体加压，火山口发生膨胀，可能导致应力集中和地壳孔隙压力扰动 (Cabanis *et al.*, 2020; Sparks, 2003)。在喷发期间，岩浆下降，火山口的收缩可能会打开裂缝并改变地壳的力学性质 (Brenquier *et al.*, 2016; Donaldson *et al.*, 2017)。这些过程表明，火山喷发的循环过程会驱动地壳形状和强度发生变化 (Carrier *et al.*, 2015; Lamb *et al.*, 2017)。因此，通过监测火山口变形过程中的应力降值可以分析喷发行为对断裂带条件和地壳强度的影响，进而了解火山所处的周期阶段 (Harrington *et al.*, 2015)。

1999 年 10 月 9 日，意大利那不勒斯附近的维苏威火山中央锥下发生了 3.6 级地震。该地震是自该火山上一次喷发 (1944 年) 以来发生的最高震级地震。Del Pezzo 等 (2004) 利用震前 29 年至震后 2 年的地震数据反演了地震震源谱，并指出应力降的最值取决于地震事件的震源深度和震级大小。应力降值最高 (高达 100 MPa) 的地震事件也是有记录以来震级最大的地震，发生在火山下方 2.3 km 深处的碳酸盐基底顶部附近，也是有记录以来震源深度最深的事件；应力降值较低 (最低为 0.1 MPa) 的地震，其震源深度较浅，且发生在火山内部。

Oth (2013) 研究了 1996 年 5 月至 2011 年 10 月在日本各地发生的 3 964 次 $2.7 \leq M_w \leq 7.9$ 地震的应力降变化，包括 12 个特定主要序列的事件，统一处理后的数据集对日本群岛的横向应力释放进行了稳健量化。结果表明，日本本州地区的低应力降集中发生在第四纪火山附近，火山活动导致的地壳温度升高和流体的存在可能增加了孔隙流体压力，从而降低了有效正应力。

Moyer 等 (2020) 使用海底地震数据和经验格

林函数谱比法获得了火山口环形断层上、与海底火山喷发相关的 423 次 $1.6 \leq M_w \leq 3.6$ 地震的应力降。位于火山口内和沿火山口布设的海底地震仪很好地记录了 2015 年 4 月至 5 月胡安·德富卡洋脊上水下火山喷发期间的地震活动。研究发现,火山喷发前的膨胀期的应力降均值 (6.4 MPa) 比火山喷发后的释放期的应力降均值 (3.2 MPa) 高 2 倍,推测应力降下降一方面是由于火山喷发会导致地壳强度降低所导致,另一方面可能与火山口岩石的普遍破裂相关。

4.4 在地震动预测模型中的应用

在地震工程领域,强震动是造成建筑结构破坏的重要原因,强震动时间序列研究可以为抗震设防、大型建筑物非线性分析、灾害损失评估等提供理论依据。目前人工合成地震主要有确定性方法、随机方法和宽频带混合模拟法等 (Wang *et al.*, 2015), 其中随机方法中的随机有限断层模拟方法在计算地震动时,可以从应力降求得重要参数拐角频率。

随机有限断层模型是以随机点源模型为基础,随机点源模型最早由 Boore (1983, 2003) 提出。这种方法将震源看作 1 个点源,将震源谱 E 、路径传递函数 P 、场地传递函数 G 以及地震动转换函数 I 的乘积作为一个场地的地震动响应谱,即:

$$Y(M_0, R, f) = E(M_0, f) \cdot P(R, f) \cdot G(f) \cdot I(f) \quad (13)$$

式中: M_0 为地震矩; f 为频率; R 为震中距。

根据 Brune (1970, 1971) 的震源模型,震源谱可以表示为:

$$E(M_0, f) = \frac{CM_0}{1 + (f/f_0)^2} \quad (14)$$

式中: C 为比例系数,与频率无关; f_0 为拐角频率,表示为:

$$f_0 = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (15)$$

式中: β 为震源附近的剪切波速。由上述推导关系可见,应力降在点源随机地震动模拟方面是重要的输入参数。

由于点源模型没有考虑断层的几何形状和尺度,所以不适用于大震近场地震动的模拟。Beresnev 和 Atkinson (1997, 1998) 基于点源模型建立

了基于静力学拐角频率的随机有限断层模型,该方法将断层破裂面分解为有限个子断层 (Hartzell, 1978),并将每个子断层视为点源进行模拟,并将得到的加速度时间序列按照一定的时间延迟在时域中叠加形成,由于模型中每个子源需要多次破裂才能保证整个地震的地震矩能量守恒,所以模型高度依赖子断层的大小,对中小地震的模拟效果较差。Motazedian 和 Atkinson (2005) 为了弥补静力学拐角频率不能合成近场地震动的缺陷,对有限断层模型进行了改造,建立了动力学拐角频率的概念,其表达式为:

$$f_{0ij}(t) = 4.9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_{0ij}} \right)^{1/3} \quad (16)$$

式中: f_{0ij} 为表示第 ij 个子断层的拐角频率; M_{0ij} 表示第 ij 个子断层产生的地震矩。动力学拐角频率认为每个子单元的拐角频率各不相同,且会随破裂面的延伸而逐渐减小,动力学拐角频率的最小值为静力学拐角频率。这种方法也更符合地震动的特性。之后,Boorn (2009) 对随机有限断层法做了进一步的改进,使其发展为近场地震动模拟中最常用的方法,也是目前最有效的方法之一。Dang 等 (2020) 进一步改进了拐角频率的计算方法,将断层破裂速度参数代替了剪切波速度参数,并计算了 2017 年九寨沟 $M_s 7.0$ 地震后的地震动。

通过对震源特性的分析也能深入了解地震破裂过程及其与活动断裂带的地球物理和应力特征的关系。地震应力降的可变性也是地震危险性评估的基本问题,这是因为观测到的高频振动强度被认为是与应力降呈正相关的 (Hanks, McGuire, 1981; Boore, 1983)。Trugman 和 Shearer (2018) 认为 5 级以上地震的地震动中值受动态震源参数的控制 (如 Brune 模型下的应力降值),通过研究 2002—2016 年旧金山湾地区 5 297 次地震的峰值地面加速度 (PGA) 和动态应力降之间的关系,发现每个事件的 PGA 误差与动态应力降之间存在随震级增加而增大的明显相关性,并且主震的应力降和 PGA 高于同等震级的余震事件。Baltay 等 (2019) 利用中强地震的动态破裂模型研究了断裂能量和应力降之间的标度特性,发现断层平均应力降随地震烈度的增加而增加,断层平均 (或最

大) 破裂随着震级的增加而增大, 并指出破裂能量与应力强度因子的比例似乎对地震破裂是否扩展至地表很敏感, 表明随着破裂扩展并到达地表, 大地震消耗更多的破裂能量。

在特殊的研究区域, 也有不同的认识。Wu 等 (2018) 对美国俄克拉何马州诱发地震的研究指出, 该区域较强的断层非均匀性和地下流体的影响造成应力降在空间分布上的巨大差异, 这种变化不支持在地震动预测模型中使用低应力降来评估美国中东部诱发地震的地震危险性。

5 结论

目前地震应力降已在天然地震、诱发地震、火山地震、地震动模拟等领域得到了重要的应用。地震应力降作为重要的震源参数, 可以反映发生地震的断层性质, 直接关系到强地面运动和震源物理学中的基本问题。同时, 由于多种复杂因素的影响, 应力降的测量也具有挑战性, 特别是对于小地震, 由于介质特性变化、数据限制、统计样本以及计算方法差异等因素的影响, 应力降估计可能包含很多不确定性, 不同的研究可以获得相同地震的不同应力降值, 导致不同的解释。研究表明, 通过对数据限制 (例如频率带宽) 和介质特性的适当矫正, 可以减少应力降估算中的离散性, 并降低其对深度、震级等的依赖。在讨论应力降结果时, 仍然建议使用大量地震进行多种方法的交叉验证, 并对不同构造区、不同的地震序列进行分别讨论。

参考文献:

安艺敬一, 理查兹. 1986. 定量地震学: 理论和方法 [M]. 北京: 地震出版社.

Aki K, Richards P G. 1986. Quantitative seismology—theory and methods [M]. Beijing: Seismological Press. (in Chinese)

华卫, 陈章立, 郑斯华. 2009. 2008 年汶川 8.0 级地震序列震源参数分段特征的研究 [J]. 地球物理学报, 52(2): 365–371.

Hua W, Chen Z L, Zheng S H. 2009. A study on segmentation characteristics of aftershock source parameters of Wenchuan M8.0 earthquake in 2008 [J]. Chinese Journal of Geophysics, 52(2): 365–371. (in Chinese)

刘刚, 王琪, 乔学军, 等. 2015. 用连续 GPS 与远震体波联合反演 2015 年尼泊尔中部 $M_s 8.1$ 地震破裂过程 [J]. 地球物理学报, 58(11): 4287–4297.

Liu G, Wang Q, Qiao J, et al. 2015. The 25 April 2015 Nepal $M_s 8.1$

earthquake slip distribution from joint inversion of teleseismic, static and high-rate GPS data [J]. Chinese Journal of Geophysics, 58(11): 4287–4297. (in Chinese)

吴微微, 龙锋, 杨建思, 等. 2015. 2013 年川滇交界香格里拉—得荣震群序列的重新定位、震源机制及发震构造 [J]. 地球物理学报, 58(5): 1584–1596.

Wu W W, Long F, Yang J S, et al. 2015. Relocation, focal mechanisms and seismogenic structure of the 2013 Shangrila–Derong earthquake swarm sequence in the Yunnan–Sichuan border region [J]. Chinese Journal of Geophysics, 58(5): 1584–1596. (in Chinese)

吴微微, 吴朋, 魏娅玲, 等. 2017. 川滇活动块体中—北部主要活动断裂带现今应力状态的分区特征 [J]. 地球物理学报, 60(5): 1735–1745.

Wu W W, Wu P, Wei Y L, et al. 2017. Regional characteristics of stress state of main seismic active faults in mid–northern part of Sichuan–Yunnan block [J]. Chinese Journal of Geophysics, 60(5): 1735–1745. (in Chinese)

张勇, 冯万鹏, 许力生, 等. 2008. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程 [J]. 中国科学: 地球科学, 38(10): 1186–1194.

Zhang Y, Feng W P, Xu L S, et al. 2008. The spatiotemporal rupture process of the 2008 Wenchuan earthquake [J]. Science China Earth Sciences, 38(10): 1186–1194. (in Chinese)

赵翠萍, 陈章立, 华卫, 等. 2011. 中国大陆主要地震活动区中小地震震源参数研究 [J]. 地球物理学报, 54(6): 1478–1489.

Zhao C P, Chen Z L, Hua W, et al. 2011. Study on source parameters of small to moderate earthquakes in the main seismic active regions, China Mainland [J]. Chinese Journal of Geophysics, 54(6): 1478–1489. (in Chinese)

Abercrombie R E. 1995. Earthquake source scaling relationships from -1 to $5 M_L$ using seismograms recorded at 2.5–km depth [J]. J Geophys Res Solid Earth, 100(B12): 24015–24036.

Abercrombie R E. 2015. Investigating uncertainties in empirical Green's function analysis of earthquake source parameters: Uncertainties in EGF analysis [J]. J Geophys Res Solid Earth, 120(6): 4263–4277.

Abercrombie R E, Trugman Daniel T, Shearer Peter M, et al. 2021. Does earthquake stress drop increase with depth in the crust? [J]. J Geophys Res Solid Earth, 126(10): e2021JB022314.

Abercrombie R, Leary P. 1993. Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass, southern California: Implications for earthquake scaling [J]. Geophys Res Lett, 20(14): 1511–1514.

Adams M, Twardzik C, Ji C. 2017. Exploring the uncertainty range of coseismic stress drop estimations of large earthquakes using finite fault inversions [J]. Geophysical Journal International, 208(1): 86–100.

Aki K, Richards P G. 1980. Quantitative seismology – theory and methods [M]. Freeman (San Francisco), 1: 116–119.

Aki K. 1967. Scaling law of seismic spectrum [J]. J Geophys Res Solid Earth, 72(4): 1217–1231.

Allmann B P, Shearer P M. 2007. Spatial and temporal stress drop variations in small earthquakes near Parkfield, California: Stress drop var-

- iations near Parkfield [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 112 (B4); B04035.
- Allmann B P, Shearer P M. 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes [J]. *J Geophys Res*, 114 (B1); 2008JB005821.
- Anderson E M. 1905. The dynamics of faulting, *Trans*[J]. *Edinburgh Geol Soc*, 8 (3); 387 – 402.
- Anderson J G. 1986. Implication of attenuation for studies of the earthquake source [C]//Shamita Das. *Earthquake Source Mechanics*. Washington D C: American Geophysical Union, 1986; 311 – 318.
- Andrews D J. 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size [M]//Das S, Boatwright J, Scholz C H, *et al.* *Earthquake Source Mechanics*. Washington D C: American Geophysical Union, 1986; 259 – 267.
- Atkinson G M. 2004. Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in Southeastern Canada and the Northeastern United States [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94 (3); 1079 – 1095.
- Baltay A S, Hanks T C, Abrahamson N A. 2019. Earthquake stress drop and Arias intensity [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 124 (4); 3838 – 3852.
- Beresnev I A, Atkinson G M. 1997. Modeling finite-fault radiation from the on spectrum [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87 (1); 67 – 84.
- Bilek S L, Lay T. 1999. Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones [J]. *Nature*, 400 (6743); 443 – 446.
- Bilek S L, Lay T. 1998. Variation of interplate fault zone properties with depth in the Japan subduction zone [J]. *Science*, 281 (5380); 1175 – 1178.
- Boore D M. 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73 (6A); 1865 – 1894.
- Boore D M. 2009. Comparing stochastic point – source and finite – source ground – motion simulations: SMSIM and EXSIM [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (6); 3202 – 3216.
- Boyd O S, McNamara D E, Hartzell S, *et al.* 2017. Influence of lithostatic stress on earthquake stress drops in North America [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107 (2); 856 – 868.
- Brenguier F, Rivet D, Obermann A, *et al.* 2016. 4 – D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 321; 182 – 195.
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 75 (26); 4997 – 5009.
- Caporali A, Barba S, Carafa M M C, *et al.* 2011. Static stress drop as determined from geodetic strain rates and statistical seismicity [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 116 (B2); B02410.
- Carrier A, Got J L, Peltier A, *et al.* 2015. A damage model for volcanic edifices; Implications for edifice strength, magma pressure, and eruptive processes [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 120 (1); 567 – 583.
- Causse M, Dalguer L A, Mai P M. 2014. Variability of dynamic source parameters inferred from kinematic models of past earthquakes [J]. *Geophysical Journal International*, 196 (3); 1754 – 1769.
- Chen X, Shearer P M. 2011. Comprehensive analysis of earthquake source spectra and swarms in the Salton Trough, California [J]. *J Geophys Res*, 116 (B9); B09309.
- Chinnery M A. 1964. The strength of the Earth's crust under horizontal shear stress [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 69 (10); 2085 – 2089.
- Clerc F, Harrington R M, Liu Y, *et al.* 2016. Stress drop estimates and hypocenter relocations of induced seismicity near Crooked Lake, Alberta; Stress drops of the cls [J]. *Geophys Res Lett*, 43 (13); 6942 – 6951.
- Cotton F, Archuleta R, Causse M. 2013. What is Sigma of the stress drop? [J]. *Seismological Research Letters*, 84 (1); 42 – 48.
- Dahm T, Becker D, Bischoff M, *et al.* 2012. Recommendation for the discrimination of human-related and natural seismicity [J]. *Journal of Seismology*, 17 (1); 197 – 202.
- Dalguer L A, Irikura K, Zhang W, *et al.* 2002. Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) Earthquake; Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, mainshock and aftershocks; stress change of 2000 tottori earthquake [J]. *Geophys Res Lett*, 29 (16); 5 – 1 – 5 – 4.
- Dang P, Liu Q, Ji L, *et al.* 2020. Simulation of finite fault hybrid source models for the M_w 6. 6 Jiuzhaigou, China, earthquake [J]. *J Seismol*, 24 (6); 1255 – 1265.
- Del Pezzo E, Bianco F, Saccorotti G. 2004. Seismic source dynamics at Vesuvius volcano, Italy [J]. *Journal of volcanology and geothermal research*, 133 (1 – 4); 23 – 39.
- Dieterich J H. 1972. Time-dependent friction in rocks [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 77 (20); 3690 – 3697.
- Donaldson C, Caudron C, Green R G, *et al.* 2017. Relative seismic velocity variations correlate with deformation at Kilauea volcano [J]. *Sci Adv*, 3 (6); e1700219.
- Ellsworth W L. 2013. Injection-induced earthquakes [C]. *Science*, 341 (6142); 1225942.
- Goebel T H W, Hauksson E, Plesch A, *et al.* 2018. Detecting significant stress drop variations in large micro-earthquake datasets: A comparison between a convergent step – over in the San Andreas Fault and the Ventura thrust fault system, Southern California [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 174 (6); 2311 – 2330.
- Goebel T H W, Hauksson E, Shearer P M, *et al.* 2015. Stress-drop heterogeneity within tectonically complex regions: a case study of San Geronio Pass, southern California [J]. *Geophysical Journal International*, 202 (1); 514 – 528.
- Goebel T, Hauksson E, Ampuero J P, *et al.* 2013. Stress drop heterogeneity within the Southern California plate boundary fault system [C]//AGU Fall Meeting Abstracts, T53E. 08G, American Geophysical Union, Washington D C.

- Goertz – Allmann B P, Goertz A, Wiemer S. 2011. Stress drop variations of induced earthquakes at the Basel geothermal site [J]. *Geophys Res Lett*, 38(9):2011GL047498.
- Goldsby D L, Tullis T E. 2011. Flash heating leads to low frictional strength of crustal rocks at earthquake slip rates [J]. *Science*, 334(6053):216 – 218.
- Hanks T C. 1977. Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 115(1):441 – 458.
- Hardebeck J L, Aron A. 2009. Earthquake stress drops and inferred fault strength on the Hayward Fault, East San Francisco Bay, California [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3):1801 – 1814.
- Hardebeck J L, Hauksson E. 1997. Static stress drop in the 1994 Northridge, California, aftershock sequence [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(6):1495 – 1501.
- Harrington R M, Kwiatek G, Moran S C. 2015. Self-similar rupture implied by scaling properties of volcanic earthquakes occurring during the 2004 – 2008 eruption of Mount St Helens, Washington; self – similar rupture at Mount St Helens [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 120(7):4966 – 4982.
- Hartzell S H. 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions [J]. *Geophysical Research Letters*, 5(1):4.
- Hauksson E. 2015. Average stress drops of Southern California earthquakes in the context of crustal geophysics: Implications for fault zone healing [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 172(5):1359 – 1370.
- Hough S E, Tsai V C, Walker R L I, *et al.* 2016. Were the 1952 Kern County and 1933 Long Beach, California, earthquakes induced? [C]. Washington D C: AGU Fall Meeting Abstracts. American Geophysical Union.
- Hough S E. 1996. Observational constraints on earthquake source scaling: understanding the limits in resolution [J]. *Tectonophysics*, 261(1 – 3):83 – 95.
- Hough S E. 2014. Shaking from injection-Induced earthquakes in the Central and Eastern United States [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America* 104(5):2619 – 2626.
- Huang Y, Ellsworth W L, Beroza G C. 2017. Stress drops of induced and tectonic earthquakes in the central United States are indistinguishable [J]. *Sci Adv*, 3(8):e1700772.
- Ide S, Beroza G C, Prejean S G, *et al.* 2003. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings: Small earthquake scaling in Long Valley [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 108(B5):e2001JB001617.
- Ide S, Beroza G C. 2001. Does apparent stress vary with earthquake size? [J]. *Geophys Res Lett*, 28(17):3349 – 3352.
- Ji C, Larson K M, Tan Y, *et al.* 2004. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1 – Hz GPS, strong motion, and teleseismic data; Slip history of the san simeon earthquake [J]. *Geophys Res Lett*, 31(17):e2004GL020448.
- Kanamori H, Andrews D J. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5):1073 – 1095.
- Kanamori H, Brodsky E E. 2004. The physics of earthquakes [J]. *Rep Prog Phys*, 67(8):1429 – 1496.
- Kanamori H, Rivera L. 2006. Energy partitioning during an earthquake [C]//Abercrombie R, McGarr A, Kanamori H, *et al.* Earthquakes: Radiated energy and the physics of faulting. American Geophysical Union, 170:3 – 13.
- Kemma K B, Verdecchia A, Harrington R M. 2021. Spatio-temporal evolution of earthquake static stress drop values in the 2016 – 2017 Central Italy Seismic Sequence [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 126(11):e2021JB022566.
- Kwiatek G, Bulut F, Bohnhoff M, *et al.* 2014. High-resolution analysis of seismicity induced at Berlin geothermal field, El Salvador [J]. *Geothermics* 52:98 – 111.
- Lamb O D, De Angelis S, Wall R J, *et al.* 2017. Seismic and experimental insights into eruption precursors at Volcán de Colima [J]. *Geophys Res Lett*, 44(12):6092 – 6100.
- Langliné O, Lamourette L, Vivin L, *et al.* 2014. Fluid-induced earthquakes with variable stress drop [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 119(12):8900 – 8913.
- Madariaga R. 1976. Dynamics of an expanding circular fault [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3):639 – 666.
- Marone C, Vidale J E, Ellsworth W L. 1995. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes [J]. *Geophys Res Lett*, 22(22):3095 – 3098.
- Mayeda K, Walter W R. 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 101(B5):11195 – 11208.
- McGarr A. 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 89(B8):6969 – 6979.
- McGarr A. 2002. Mapping apparent stress and energy radiation over fault zones of major earthquakes [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(5):1633 – 1646.
- Motazedian D, Atkinson G M. 2005. Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3):995 – 1010.
- Moyer P A, Boettcher M S, Bohnenstiehl D R, *et al.* 2020. Crustal strength variations inferred from earthquake stress drop at axial seamount surrounding the 2015 Eruption [J]. *Geophys Res Lett*, 47(16):e2020GL088447.
- Moyer P A, Boettcher M S, McGuire J J, *et al.* 2018. Spatial and temporal variations in earthquake stress drop on Gofar Transform Fault, East Pacific Rise: Implications for fault strength [J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 123(9):7722 – 7740.
- Nuttli O W. 1983. Average seismic source-parameter relations for mid-plate earthquakes [J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(2):519 – 535.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a

- half-space[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 82 (2):1018 – 1040.
- OthA. 2013. On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan[J]. Earth and Planetary Science Letters, 377 – 378:132 – 141.
- Pennington C N, Chen X, Abercrombie R E, *et al.* 2021. Cross validation of stress drop estimates and interpretations for the 2011 Prague, OK, earthquake sequence using multiple methods[J]. J Geophys Res Solid Earth, 126 (3): e2020JB020888.
- Parcaru G, Berckhemer H. 1978. A magnitude scale for very large earthquakes[J]. Tectonophysics, 49 (3 – 4): 189 – 198.
- Richardson R M, Solomon S C, Sleep N H. 1979. Tectonic stress in the plates[J]. Rev Geophys, 17 (5): 981 – 1019.
- Ruhl C J, Abercrombie R E, Smith K D. 2017. Spatiotemporal variation of stress drop during the 2008 Mogul, Nevada, earthquake swarm: stress drops of the 2008 Mogul, NV, Swarm [J]. J Geophys Res Solid Earth, 122 (10): 8163 – 8180.
- Ruhl C, Abercrombie R, Shearer P. 2021. Can fault-zone complexity explain spatiotemporal variation in observed stress drops? [C]//AGU Fall Meeting Abstracts S42B – 05, American Geophysical Union, Washington D C.
- Sato R. 1972. Stress drop for a finite fault[J]. Journal of Physics of the Earth, 20: 397 – 407.
- Sato T, Hirasawa T. 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks[J]. J Phys Earth, 21 (4): 415 – 431.
- Satoh T. 2006. Influence of fault mechanism, depth, and region on stress drops of small and moderate earthquakes in Japan[J]. Structural Engineering/Earthquake Engineering, 23 (1): 125s – 134s.
- Savage J C, Wood M D. 1971. The relation between apparent stress and stress drop[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 61 (5): 1381 – 1338.
- Scholz C H, Aviles C A, Wesnousky S G. 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes 17[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 76 (1): 65 – 70.
- Seno T. 2014. Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where $M_w > 9$ earthquakes can occur [J]. Tectonophysics, 621: 198 – 210.
- Shao G, Ji C, Hauksson E. 2012. Rupture process and energy budget of the 29 July 2008 $M_w 5.4$ Chino Hills, California, earthquake: The 2008 $M_w 5.4$ Chino hills earthquake [J]. J Geophys Res Solid Earth, 117 (B7): e2011JB008856.
- Shearer P M, Prieto G A, Hauksson E. 2006. Comprehensive analysis of earthquake source spectra in southern California; Southern California source spectra [J]. J Geophys Res Solid Earth, 111 (B6): e2005JB003979.
- Sparks R S J. 2003. Forecasting volcanic eruptions[J]. Earth and Planetary Science Letters, 210 (1 – 2): 1 – 15.
- Sumy D F, Neighbors C J, Cochran E S, *et al.* 2017. Low stress drops observed for aftershocks of the 2011 $M_w 5.7$ Prague, Oklahoma, earthquake[J]. J Geophys Res Solid Earth, 122 (5): 3813 – 3834.
- Sykes L R, Sbar M L. 1973. Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics[J]. Nature, 11 (245): 298 – 302.
- Trugman D T, Shearer P M. 2018. Strong correlation between stress drop and peak ground acceleration for recent $M_I \sim 4$ earthquakes in the San Francisco Bay Area[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 108 (2): 929 – 945.
- Trugman D T. 2020. Stress – drop and source scaling of the 2019 Ridgecrest, California, earthquake sequence[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 110 (4): 1859 – 1871.
- Uchide T, Shearer P M, Imanishi K. 2014. Stress drop variations among small earthquakes before the 2011 Tohokuoki, Japan, earthquake and implications for the main shock; Stress drop variations in Tohoku – oki[J]. J Geophys Res Solid Earth, 119 (9): 7164 – 7174.
- Wang G, Ding Y, Borchardt R. 2015. Simulation of acceleration field of the Lushan earthquake ($M_s 7.0$, April 20, 2013, China) [J]. Engineering Geology, 189: 84 – 97.
- Wetzler N, Brodsky E E, Lay T. 2016. Regional and stress drop effects on aftershock productivity of large megathrust earthquakes: Megathrust aftershock productivity [J]. Geophys Res Lett, 43 (23): 12012 – 12020.
- Williams J R, Hawthorne J C, Rost S, *et al.* 2019. Stress drops on the Blanco Oceanic transform fault from interstation phase coherence [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 109 (3): 929 – 943.
- Wu Q, Chapman M, Chen X. 2018. Stress-drop variations of induced earthquakes in Oklahoma[J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 108 (3A): 1107 – 1123.
- Wu W W, Long F, Liang M J, *et al.* 2023. Characteristics of stress field and crustal kinematics of the southern region of Sichuan – Yunnan block, southern Tibet Plateau. Quaternary International, 656: 70 – 79.
- Wu W W, Long F, Liang M J, *et al.* 2020. Spatial and temporal variations in earthquake stress drops between the 2008 Wenchuan and 2013 Lushan Earthquakes [J]. Acta Geologica Sinica, 94 (5): 1635 – 1650.
- Yamada T, Duan M, Kawahara J. 2021. Spatio-temporal characteristics of frictional properties on the subducting Pacific Plate off the east of Tohoku district, Japan estimated from stress drops of small earthquakes [J]. Earth Planets Space, 73 (1): 18.
- Yamashita T. 1976. On the dynamical process of fault motion in the presence of friction and inhomogeneous initial stress part I [J]. Journal physics Earth, 24: 417 – 444.
- Yenier E, Atkinson G M. 2015a. An equivalent point-source model for stochastic simulation of earthquake ground motions in California [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 105 (3): 1435 – 1455.
- Yenier E, Atkinson G M. 2015b. Regionally adjustable generic ground – motion prediction equation based on equivalent point – source simulations; Application to Central and Eastern North America [J]. Bulletin of the Seismological Society of America, 105 (4): 1989 – 2009.

Yu H, Harrington R M, Kao H, *et al.* 2020. Well proximity governing stress drop variation and seismic attenuation associated with hydraulic fracturing induced earthquakes[J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 125(9):e2020JB020103.

Zhang J W, Chen X W, Abercrombie R E. 2022. Spatiotemporal variability of earthquake source parameters at Parkfield, and their relationship with the 2004 *M*6 Earthquake[J]. *J Geophys Res Solid Earth*, 127(6):e2021JB022851.

Review of International Research Progress in Source Stress Drop

JIANG Ningbo, WU Weiwei, ZUO Hong
(*Sichuan Earthquake Agency, Chengdu 610044, Sichuan, China*)

Abstract

As a basic parameter describing the characteristics of the source scale, stress drop is very important for understanding the physical properties of the source process. It is also a key parameter for earthquake prediction and seismic risk assessment. In order to show the latest research progress in source stress drop at home and around the world, we systematically sort out the relevant definitions and calculational methods of stress drop, and discuss the correlation between stress drop and some seismic parameters like seismic moment, tectonic block, fault parameters, focal depth and heat flow. We also summarize the trend of application and development of stress drop in the research on tectonic earthquakes, induced earthquakes, volcanic earthquakes, and the ground-motion-prediction model. The calculation of stress drop involves a lot of uncertainties. Especially for small earthquakes, for example, media properties, data limitation, statistical samples, and differences between the methods, all these will impact stress drop. Therefore, we recommend a variety of cross-validation methods for interpretation and application of the stress drop, and we suggest discussing different tectonic zones and different earthquake sequences.

Keywords: stress drop; source parameter; scaling relation; induced earthquake