

祁连—海原断裂带强震库仑应力演化特征研究^{*}

孟令媛¹, 张竹琪^{2,✉}, 周龙泉¹, 臧 阳¹

(1. 中国地震台网中心, 北京 100045; 2. 中国地震局地质研究所 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要: 研究祁连—海原断裂带及其附近区域自1920年海原 $M_s8.5$ 地震后至今发生的6次 $M_s \geq 7.0$ 强震间的相互触发关系, 基于Burgers体构建粘弹性介质模型, 模拟同震和震后库仑应力的演化过程; 进一步针对祁连山北缘断裂带、西秦岭北缘断裂带及六盘山断裂带3条主要断裂带, 分别计算自1920年至今6次强震在这3条断裂带上近百年尺度的应力累积。结果表明: 1927年古浪 $M_s8.0$ 地震受到1920年海原 $M_s8.5$ 地震同震和震后库仑应力的共同加载, 1954年民勤 $M_s7.0$ 地震和1990年共和 $M_s7.0$ 地震均受到之前发生强震的库仑应力的累积加载影响; 西秦岭北缘断裂位于6次强震震后的综合累积应力卸载区, 六盘山断裂带则位于累积应力加载区。研究强震间库仑应力演化特征及其对周围断裂带的较长时间尺度的累积影响, 需要合理考虑粘弹性松弛效应下的震后库仑应力的累积作用, 也可结合地震活动性进一步为明确危险断层段提供合理的参考。

关键词: 祁连—海原断裂带; 粘弹性松弛; Burgers体; 库仑应力演化

中图分类号: P315.727

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2016)04-0553-13

0 引言

青藏高原是我国现代最新构造活动与地震活动最强烈的地区, 其南部为印度板块与欧亚板块俯冲碰撞形成的喜马拉雅现代造山带, 沿该带曾发生过多级8级以上的巨大地震。喜马拉雅现代构造活动带以北的印度板块经强烈碰撞形成的广阔高原地区, 影响范围宽度最长可达1600 km, 直达祁连山以北及河西走廊地区。高原内发生过100多次 $M_s \geq 7.0$ 强烈地震, 其中8级以上巨大地震达18次。1900年有地震仪器记录以来, 最先开始的强震活动丛集高潮期为19世纪20至30年代发生在青藏高原东北缘的海原—古浪地震系列(中国地震台网中心, 2016; 邓起东等, 2014)。青藏高原东北缘地区不仅是高原最新和正在形成的部位, 而且目前仍处于强烈的构造变形阶段, 该区全新世活动断裂密布、历史大震频发, 滑坡泥石流等地质灾害严重, 充分反映了该区域至今的构造运动和存在的地震潜在危害(张培震等, 2006; 陈

为涛等, 2013)。

青藏高原东北缘边界构造西起西昆仑北缘和阿尔金断裂带, 向东经祁连山山前和河西走廊至海原和天景山断裂, 全长达2600 km, 宽度达50~100 km, 以左旋走滑断裂带为主(邓起东等, 2014)。东北缘发育的主要活动断裂包括阿尔金断裂带、祁连—海原断裂带、六盘山断裂带、西秦岭北缘断裂等。自1920年海原 $M_s8.5$ 地震开始至今的近百年里, 该地区发生了多次 $M_s \geq 7.0$ 强震活动, 其中有6次发生在祁连—海原断裂带及附近区域, 包括1920年海原 $M_s8.5$ 地震和1927年古浪 $M_s8.0$ 地震2次巨大地震($M_s \geq 8.0$)活动以及最近一次造成较大破坏和人员伤亡的1990年青海共和 $M_s7.0$ 地震。因此, 研究祁连—海原断裂带及附近区域强震间触发关系及至今百年尺度的应力演化过程, 对了解其周边断层现今的应力水平具有重要的实际意义。

地震界关注的库仑应力变化及其对周围断层的影响, 主要涉及后续地震的发震位置和时间(Harris, 1998; Stein, 1999)。当某一断层发生地

^{*} 收稿日期: 2016-06-06.

基金项目: 中国地震局地震行业科研专项(201508010)、国家自然科学基金(41404045, 41304073)、地震科技星火计划(XH15011)和中国地震局监测预报司震情跟踪定向工作任务(2015010103)联合资助。

✉通讯作者: 张竹琪(1980~), 副研究员, 主要从事地块与断层数值模拟、区域地震活动性及震源机制等方面的研究。
E-mail: zhangzq@ies.ac.cn.

震时, 不仅在该发震断层上产生应力降及应变能的释放, 同时应力还会被传递至其周围的断层上, 进而使得这些断层发生应力的改变和调整 (Harris *et al*, 1995; Toda *et al*, 1998)。断层之间的相互作用不仅可以通过触发来体现, 当某一断层发生地震时, 对其周围断层应力的影响既有增加又有减少, 进而产生触震和缓震效应 (King *et al*, 1994; 邵志刚等, 2010)。

库仑应力触震效应可分为: (1) 静态应力触发, 通常指基于弹性位错理论, 断层同震破裂导致附近地壳应力的改变, 影响范围相对较小, 多为发震断层尺度的 2~3 倍, 且不随时间发生变化 (万永革等, 2002; 缪森, 朱守彪, 2013; 盛中书等, 2015); (2) 动态应力触发, 通常为瞬时触发, 指地震波传播过程中产生的瞬态应力振荡, 从而造成地壳介质应力状态的快速响应, 影响范围可分为近场、中场及远场, 相较于静态应力触发的影响范围更大 (万永革等, 2002; 韩竹君等, 2003; 郑文衡, 陆明勇, 2005; 解朝娣等, 2009; 王琼等, 2016); (3) 粘弹性应力触发, 即基于粘弹性松弛效应, 将地震加载到下地壳及上地幔的粘弹性介质中的应力重新转移到上地壳的弹性介质层中, 其特点为随时间变化且适用于几十年至几百年尺度的长期应力累积计算 (沈正康等, 2004; 万永革等, 2008, 2010, 2015; 陈为涛等, 2013; 盛书中等, 2015)。

活动断裂库仑应力的变化对其地震的活动性存在明确的影响, 简单的对应关系即应力增加则地震活动性增强, 最后会慢慢回归到背景的水平, 而应力减小则可能使周围的地震活动性的进程受到延缓。断层的演化过程一般可分为 3 个阶段: 稳定滑动阶段、加速阶段和瞬态失稳阶段。第 1 个阶段即为断层的闭锁阶段, 通常要占到整个演化阶段的约 90% 的时间进程, 而同震过程则对应于第 3 个阶段, 即断层的动态破裂, 通常在几十秒到上百秒内完成。因此, 在考虑强震发生后对周围断裂带的库仑应力累积影响时, 粘弹性松弛效应造成的较长时间尺度的应力演化过程则显得尤为重要。

国内地震学者针对中国大陆地区强震产生的库仑应力及相互间触发关系的研究, 主要围绕着大地震展开, 如 1976 年唐山 $M_s 7.8$ 地震静态库仑

应力变化, 1920 年海原地震对 1927 年古浪地震的静态应力影响及二者对 1932 年昌马 $M_s 7.6$ 地震的影响等 (刘桂萍, 傅征祥, 2000, 2001; 傅征祥等, 2001), 主要基于完全弹性体的静态应力触发影响研究。这种方法对于地震发生后快速给出同震应力变化及研究震后空间距离较小及时间较短范围内的应力转移均可得到较好的研究效果 (张国宏等, 2008; 朱航, 闻学泽, 2009; 单斌等, 2012; 缪森, 朱守彪, 2013)。

Pollitz (1992) 的研究结果显示, 断层较近区域内同震应力变化要比震后大, 但在更大空间距离内, 震后的应力变化要明显高于同震的变化。1999 年 Hector Mine $M_w 7.1$ 地震震中距离 1992 年 Landers $M_w 7.3$ 地震震中约 20 km, 同震静态库仑应力的计算结果显示, 尽管 Landers 地震在 Hector Mine 地震震中产生的同震正应力变化可以造成该地震发震断层的解锁, 但库仑破裂应力计算结果为负值, 这一矛盾使得同震应力变化计算结果无法解释 Landers 地震对 Hector Mine 地震的触发作用 (King *et al*, 1994)。随后, 地震学家基于粘弹性介质模型的计算结果给出了较好的解释, 即下地壳和上地幔介质的粘弹性松弛效应在 Landers 地震 7 年后 Hector Mine 地震震源位置造成了超过 0.1 MPa 的库仑应力累积增加 (Lin, 2001; Zeng, 2001), 这一系列经典的研究结果表明了强震库仑应力演化过程中考虑粘弹性松弛效应的重要性。

沈正康等 (2003) 采用粘弹性介质模型, 在青藏高原北部针对东昆仑断裂带自 1937 年以来的 5 个 $M_s \geq 7.0$ 强震的应力演化转移进行了研究, 结果表明, 2001 年昆仑山口西 $M_s 8.1$ 地震前 4 次强震均在其破裂面上产生了不同程度的应力加载。万永革等 (2007) 基于 Maxwell 体粘弹性介质模型模拟了青藏高原北部自 1920 年以来 20 次强震产生的库仑应力, 至 1990 年共和 $M_s 7.0$ 地震时间尺度约为 70 年, 后续地震被触发比例达 85%。陈为涛等 (2013) 同样基于 Maxwell 体粘弹性介质模型, 计算了青藏高原北缘 4 个强震重点监视区 1920~2010 年 18 次强震的累积库仑应力变化, 并针对监视区内主要断裂带进行了相关的危险性分析。

邵志刚等 (2007) 则指出, 基于 Maxwell 体或者 Kelvin 体来模拟震后短期和长期形变会出现不协调的问题: 若粘滞系数较小, 则粘弹性松弛很

快即可达到平衡, 模拟结果无法解释几十年至几百年尺度的累积变化; 若粘滞系数较大, 则震后形变接近线性变化, 无法表现震后应变率随时间的衰减现象, 而基于 Burgers 体的粘弹性介质模型则可以很好地解释地震引起的同震瞬时影响、指数衰减及线性增加的短期和长期稳态响应。上地幔的松弛时间是百年尺度的, 需要经过下地壳传播至上地壳进而反映出应力的弛豫效应, 随着时间的进一步延长, 上地幔的效应会逐渐显示出来, 通常在不考虑上地幔应力弛豫效应的基础上, 研究十年尺度强震间相互作用也可以得到较好的近似结果 (沈正康等, 2003; 程佳等, 2011)。徐晶等 (2013) 基于 Burgers 体粘弹介质模型, 分析了鲜水河断裂带 1893 年以来 $M \geq 6.7$ 地震间的同震触发及震后库仑应力演化过程, 模拟得到了瞬时同震库仑应力及长期时间尺度的震后应力累积结果。

本文选取 Burgers 体构建粘弹性介质模型, 研究 1920 年海原 $M_s 8.5$ 地震发生后至今的库仑应力演化及累积过程, 同时考虑了祁连—海原带及附近区域 6 次强震 ($M_s \geq 7.0$) 之间的相互触发关系, 及近百年尺度的长期应力累积情况。首先, 计算自海原地震以来 6 次强震间的同震静态库仑应力触发关系及震后应力累积演化过程, 明确时间顺序上的触发关系; 进一步选取祁连山北缘断裂带、西秦岭北缘断裂带及六盘山断裂带为目标断层, 综合计算 6 次强震从发生至今在 3 条断层上的库仑应力累积; 最后, 结合地震活动性, 综合分析祁连—海原断裂带及附近区域强震对周围主要断裂的应力加卸载影响, 从而讨论其未来可能发生强震的危险性。

1 研究方法和原理

地震的发生主要由地下岩石的错动造成, 地震发生前后较短时间内实现了弹性能的快速释放, 假设地球介质为半无限空间, 且空间内各向同性, 若已知地震位错的几何参数和错动大小, 可求断层面上库仑破裂应力变化:

$$\Delta CFS = \Delta \tau + f(\Delta \sigma_n + \Delta p). \quad (1)$$

式中, $\Delta \tau$ 为剪切应力变化; $\Delta \sigma_n$ 为正应力变化; f

为断层面介质摩擦系数; Δp 为孔隙压力变化, 实际上 Δp 调节着断层面上的有效正应力, Δp 减少摩擦系数的效应可以用 $f' = f(1 - B)$ 表示, 其中, B 为 Skempton 系数, 取值范围为 0 ~ 1, 当岩石应力的改变远远快于岩石中 Δp 的扩散, 则 Δp 可以通过 B 值在式 (1) 中得到体现, 且转换为

$$\Delta CFS = \Delta \tau + f' \Delta \sigma_n. \quad (2)$$

式中, f' 包含了孔隙流体和断层面上介质的特性, 一般取值为 0.2 ~ 0.8 (King *et al.*, 1994)。

本文使用 Wang 等 (2006) 给出的 PSGRN/PSCMP 程序格林函数及水平分层粘弹性介质中的同震和震后库仑应力, 计算过程中 f' 取值 0.4, 该值为 King 等 (1994) 通过不同 f' 值相应库仑破裂应力图像变化情况给出的经验取值。

2 模型构建

2.1 粘弹性介质模型

在地质演化过程中, 从几年、几十年时间内的震后演化过程到几百年尺度的构造演化研究, 粘弹性松弛效应是其中一个非常重要的作用。基于全球介质模型, 上地壳与上地幔之间普遍存在一层粘滞系数相对较小的下地壳, 地幔的粘滞系数处于这两者之间, 研究板块运动、震后效应等都需要考虑地球介质的粘弹性松弛效应。用震后观测数据来约束、反演下地壳或者地幔粘滞系数, 基本都以 Maxwell 体表示地质粘滞介质, 应用过程中通常可以通过调整粘滞系数来实现对粘弹性松弛效应影响的解释。

邵志刚等 (2007) 针对粘弹性介质模型的应用提出了几点现象: (1) 不同地震学者针对冰岛地区得到的下地壳或上地幔的粘滞系数存在数量级的差异; (2) 基于长期形变观测数据反演得到的粘滞系数进行模拟计算, 无法得到合理的震后短期形变指数衰减特征; (3) 分别使用 Maxwell 体或者 Kelvin 体模拟震后形变受粘滞系数选取影响严重, 会出现短期和长期形变不协调的现象, 且粘滞系数反演结果相差 3 个数量级。Pollitz 等 (2001) 依据震后形变观测数据指出, 用 Burgers 体来表示地壳或者地幔的粘弹性更加合理。Burgers 体由 2 部分组成, 一部分控制较短时间尺

度过程,另一部分控制较长时间尺度,即该模型表示的粘弹性效应是3部分效应的叠加效果,瞬时弹性响应、呈指数衰减的短期效应及线性增加的长期稳态响应(邵志刚等,2007)。

Burgers 体由理论模型给出的微分形式的本构方程为

$$\ddot{\sigma} + \left(\frac{\mu_2}{\eta_1} + \frac{\mu_2}{\eta_2} + \frac{\mu_1}{\eta_1} \right) \dot{\sigma} + \frac{\mu_1 \mu_2}{\eta_1 \eta_2} \sigma = \mu_2 \left(\ddot{\varepsilon} + \frac{\mu_1}{\eta_1} \dot{\varepsilon} \right). \quad (3)$$

式中, σ 为应力, ε 为应变, μ 为弹性模量, η 为粘滞系数。当 η_1 为 $\rightarrow \infty$ 时, 式 (3) 变换为

$$\ddot{\sigma} + \left(\frac{\mu_2}{\eta_2} \right) \dot{\sigma} = \mu_2 \ddot{\varepsilon}. \quad (4)$$

将式 (4) 左右两边同时乘以 η_2/μ_2 , 则有

$$\frac{\eta_2}{\mu_2} \ddot{\sigma} + \dot{\sigma} = \eta_2 \ddot{\varepsilon}. \quad (5)$$

对上式进行时间积分, 可得到

$$\frac{\eta_2}{\mu_2} [\dot{\sigma}]_{t=0}^{t \rightarrow +\infty} + [\sigma]_{t=0}^{t \rightarrow +\infty} = \eta_2 [\dot{\varepsilon}]_{t=0}^{t \rightarrow +\infty}. \quad (6)$$

基于初始应变和应变率均为零的初始条件, 式 (6) 可简化为

$$\sigma + \frac{\eta_2}{\mu_2} \dot{\sigma} = \eta_2 \dot{\varepsilon}. \quad (7)$$

式 (5) 即为 Maxwell 体的本构方程, 即 Burgers 体本构方程的一种简化模式, 这也从理论上给出了基于 Maxwell 体无法呈现震后短期形变的指数衰减特征的原因之一, 实际上, Burgers 体为 Maxwell 体和 Kelvin 体串联而成 (图 1)。

本文采用分层粘弹性介质模型, 参考人工测深剖面结果(滕吉文, 1974), 给出地壳与上地幔速度和密度结构, 见表 1 (徐晶等, 2013), 该剖面在 19~38 km 结构较为复杂, 且在 31~34 km 具有一个明显的高速层。万永革等 (2007) 对青藏高原北部进行模拟计算时采用 Maxwell 体粘弹性介质模型, 粘弹性系数在地壳上部 19 km 范围内取值 1.0×10^{21} Pa·s, 19~38 km 取值 2.0×10^{19} Pa·s, 下地壳取值为 6.3×10^{18} Pa·s。本文在构建模型时, 同时也参考了青藏高原东北部的东昆仑断裂带的流变性质, 邵志刚等 (2008) 利用震后短期

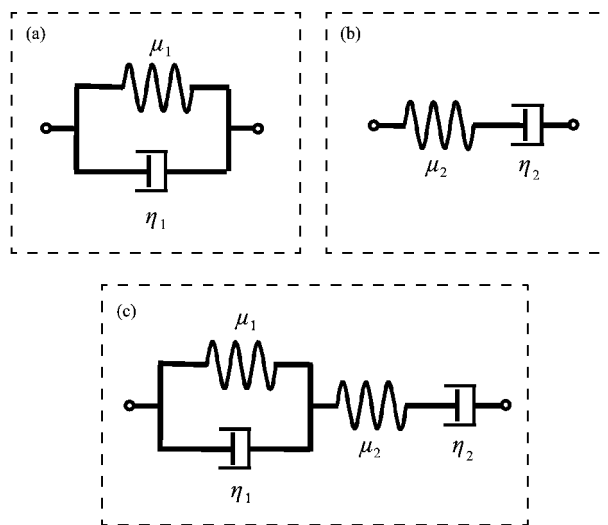


图 1 Kelvin 体 (a)、Maxwell 体 (b) 和 Burger 体 (c) 模型示意图

Fig. 1 Sketch map of Kelvin body model (a), Maxwell body model (b), and Burgersbody model (c)

内观测数据做约束反演给出的最佳粘滞系数为 5.0×10^{17} Pa·s, 郝明等 (2010) 基于 1990 年共和 $M_s 7.0$ 地震震后垂直位移得到有效松弛时间, 反演给出的共和地区有效粘滞系数为 2.8×10^{18} Pa·s, 这 2 个结果分别对应本研究采用的中短期和中长期粘滞系数 η_1 和 η_2 , 即本研究基于 Burgers 体构建粘弹性介质模型分别取 $\eta_1 = 5.0 \times 10^{17}$ Pa·s 和 $\eta_2 = 2.8 \times 10^{18}$ Pa·s (表 1)。

表 1 本研究所采用的地壳与上地幔模型参数

Tab. 1 Parameters of crust and upper mantle model used in this study

层号	层名	厚度 /km	P 波速度 /km·s ⁻¹	密度 /kg·m ⁻³	η_1 /Pa·s	η_2 /Pa·s
1	沉积层	4	4.8	2 500		
2	上地壳 i	6	5.9	2 500		弹性
3	上地壳 ii	18	5.9	2 500		
4	中地壳	20	6.3	2 700	5.0×10^{17}	2.8×10^{18}
5	下地壳	20	7.7	2 900	5.0×10^{17}	2.8×10^{18}
6	上地幔	—	8.2	3 350	0	1.0×10^{20}

2.2 强震震源模型

1920 年海原 $M_s 8.5$ 地震后约 35 年间在祁连—海原带及附近区域发生了 4 次强震, 分别为: 海原地震 7 年后, 在其震中 NWW 向 270 km 处发

生 1927 年古浪 $M_s8.0$ 地震；古浪地震 5 年后，在其震中 NWW 向 520 km 处发生的 1932 年昌马 $M_s7.6$ 地震；昌马地震 22 年后，在其震中东侧 400 km 及古浪地震震中 NW 向 160 km 处发生的 1954 年山丹 $M_s7.3$ 地震；山丹地震 5 个月，在其震中东侧 250 km 及古浪地震震中 NE 向 220 km 处发生 1954 年民勤 $M_s7.0$ 地震。1954 年民勤地震后，在其震中 500 km 范围内的祁连—海原带及附近区域 7 级地震平静了近 36 年，1990 年在 1954 年民勤地震震中 SW 向 470 km 发生了共和 $M_s7.0$ 地震（图 2）。

本研究使用粘弹性应力应变程序 PSGRN/PSC-MP (Wang *et al*, 2006)，该模型可以计算水平分层粘弹性介质模型中的同震和震后形变，并在计算震后粘弹性形变过程中考虑时间的累积变化，即可以设定最先发震的震源模型为计算的时间起点，后续发震的震源模型则可参照发震时间间隔依次设定参与计算的时间起点。1920 ~ 1990 年祁连—海原带及其附近区域发生的 6 次强震的震源参数模型详见表 2。

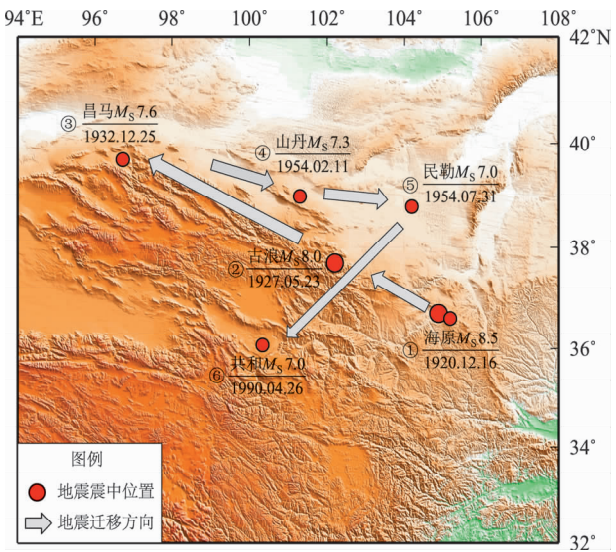


图 2 祁连—海原带 6 次强震震源位置及时间迁移示意图

Fig. 2 The sketch map of the location of the hypocenters of the six strong earthquakes investigated in this study in Qilian – Haiyuan Fault and their time migration

表 2 本研究所用的强震震源模型参数
Tab. 2 Strong earthquake source and rupture parameters used in this study

序号	发震时间	地震名称	断层位置	倾向 /(°)	走向 /(°)	断层端点 1	断层端点 2	时间起点 /d	SS/m	SD/m	参考文献
1	1920-12-16	海原 $M_s8.5$	海原-W	80	301	(36.7°N,104.9°E)	(37.2°N,104.0°E)	0	4.00	1.30	①②③
			海原-M	80	301	(36.6°N,105.2°E)	(36.8°N,104.8°E)	0	4.80	0.00	
			海原-E	80	303	(36.2°N,106.1°E)	(36.7°N,105.2°E)	0	4.00	2.30	
2	1927-05-23	古浪 $M_s8.0$	古浪	80	270	(37.4°N,104.3°E)	(37.4°N,102.2°E)	2 349	2.25	4.00	②③④
3	1932-12-25	昌马 $M_s7.6$	昌马—俄博	79	112	(39.9°N,95.9°E)	(39.6°N,97.2°E)	4 392	3.00	2.10	③④⑤⑥
4	1954-02-11	山丹 $M_s7.3$	龙首山	68	306	(38.5°N,102.1°E)	(39.2°N,100.9°E)	12 110	2.90	1.50	③④⑦⑧
5	1954-07-31	民勤 $M_s7.0$	腾格里沙漠北	70	177	(39.2°N,104.2°E)	(38.3°N,104.2°E)	12 280	0.00	5.00	④⑨
6	1990-04-26	共和 $M_s7.0$	共和盆地	40	121	(36.2°N,99.7°E)	(35.7°N,100.6°E)	25 333	2.20	1.60	③⑩⑪⑫

注：①邓起东等（2002）；②傅征祥等（2001）；③陈为涛等（2013）；④郑文俊等（2013）；⑤时振梁等（1974）；⑥罗浩等（2010）；⑦谢毓寿，郭履灿（1957）；⑧董治平（2007）；⑨郭增建，张诚（1963）；⑩许力生，陈运泰（1997）；⑪郝明等（2010）；⑫马文静等（2000）。

3 计算结果分析

3.1 海原地震对古浪地震的触发关系

为研究祁连—海原带及附近区域强震间的触发关系，笔者首先计算了 1920 年海原地震对 1927 年古浪地震的同震和震后库仑应力影响

（图 3）。地震学家开展了很多 1920 年海原地震对 1927 年古浪地震应力影响的相关研究，并给出了具有推动意义的成果（傅征祥等，2001；刘桂萍，傅征祥，2001；万永革等，2007；陈为涛等，2013）。海原地震是 6 次强震中最先发生的地震，也是这一组强震活动中震级最大的地震（表 2），与古浪地震组成了 19 世纪初青藏高原

东北缘强震丛集活动中的海原—古浪地震系列 (邓起东等, 2014)。因此, 明确海原地震对古

浪地震的触发关系, 对研究 6 次强震时间顺序上的触发关系及中长期应力累积具有重要的意义。

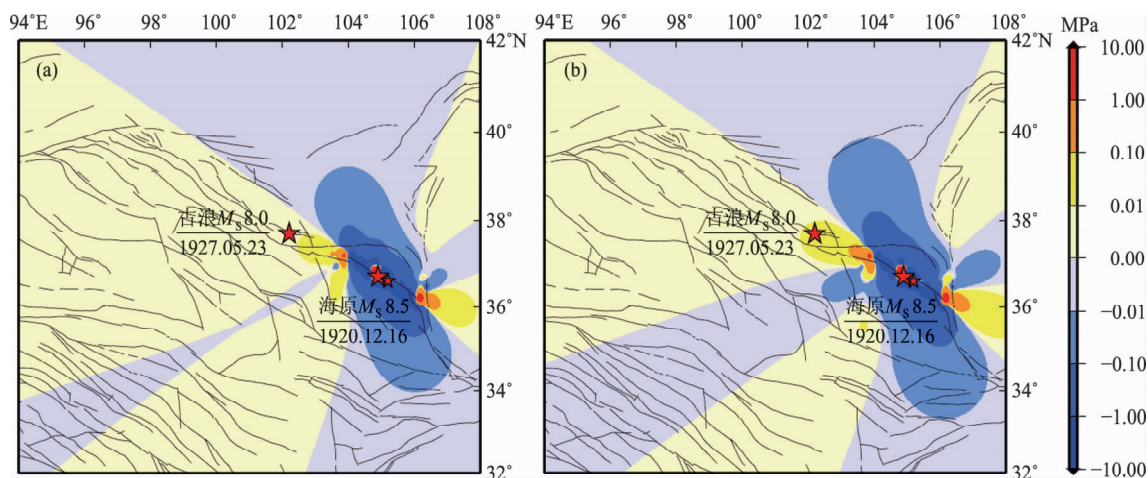


图 3 1920 年海原地震对 1927 年古浪地震同震 (a) 及震后 (b) 库仑应力影响

Fig. 3 The co-seismic dislocations (a) and the post-seismic viscoelastic relaxation (b) of coulomb stress changes on the fault plan of the 1927 Gulang earthquake associated with the 1920 Haiyuan earthquake

图 3 给出的是海原地震对古浪地震断层面上的同震库仑应力影响及震后近 7 年的粘弹松弛效应在古浪地震断层面上产生的累积库仑应力变化。图 3a 显示, 古浪地震位于海原地震同震应力的加载区域, 库仑应力增加 < 0.01 MPa, 这与刘桂萍和傅征祥 (2001) 基于 Okada 弹性半空间位错模型所给出的 $+0.009$ MPa 计算结果一致; 图 3b 显示, 海原地震发生后, 经过近 7 年 (约 2349 d, 表 2) 粘弹松弛效应的影响, 古浪地震震中处应力的累积已超过 0.01 MPa 的触发阈值。因此, 海原地震对古浪地震的应力加载和触发作用中, 基于粘弹性松弛作用的库仑应力累积影响起到了较为关键的作用。

3.2 强震间累积应力变化

图 4 为祁连—海原带及附近区域 1920 年以来强震的震后粘弹松弛效应产生的累积库仑应力演化图, 其中图 4a 显示了 1920 年海原地震后约 12 年及 1927 年古浪地震后约 5 年的粘弹松弛效应在 1932 年昌马地震断层面上的累积库仑应力变化, 二者对昌马地震的应力影响小于 0.01 MPa 的触发阈值; 图 4b 显示了海原地震后约 34 年、古浪地震后约 27 年及昌马地震后约 22 年的粘弹松弛效应在 1954 年山丹地震断层面上的累积库仑应力变化, 山丹地震前 3 次强震对其的应力累积为 $-0.01 \sim 0$ MPa, 为应力卸载影响; 图 4c 显示了 1954 年民勤

地震前的 4 次强震在其断层面上的累积库仑应力影响, 民勤地震的震中处应力累积为 $0.01 \sim 0.1$ MPa, 明显超过了触发阈值; 图 4d 显示了海原、古浪、昌马、山丹及民勤 5 次强震对 1990 年共和地震的累积库仑应力影响, 5 次强震的时间累积均为几十年的中长期尺度, 且海原地震的累积影响达到 70 年的近百年时间尺度, 共和地震的震中位置处应力累积为 $0.01 \sim 0.1$ MPa, 同样超过了触发阈值。

综上, 1920 年海原地震的同震和震后库仑应力累积影响触发了 1927 年古浪地震的发生, 1954 年民勤地震受到之前海原、古浪、昌马和山丹地震后累积库仑应力的综合加载影响, 1990 年共和地震也受到之前 5 次强震的震后累积应力加载影响。尽管 1932 年昌马地震震中位置处于海原和古浪地震的震后应力加载区, 但其在发震前受到的累积库仑应力影响未达到触发的阈值, 1954 年山丹地震则受到了之前 3 次强震应力卸载影响。

前文已提到, 从几年、几十年到几百年时间尺度的构造演化研究, 粘弹性松弛效应是其中一个非常重要的作用, 图 3 中给出的海原地震对古浪地震的震后影响体现了粘弹性松弛效应在几年尺度应力演化过程中的影响, 图 4c、d 则分别体现了粘弹性松弛效应在几十年和近百年的较长时间尺度应力演化过程中的作用。本研究在计算过程中设定 1920 年海原地震之前的库仑应力变化为零,

表2中的时间起点为每一次强震作为震源模型参与计算的时间点,即该次强震的起始破裂时间。笔者在研究区域内的强震构建基于粘弹性介质的震源模型过程中,尝试构建统一的强震震源模型,

综合图3、4的计算结果,也呈现了基于 Burgers 体构建的粘弹性介质模型在同时计算较短时间尺度和较长时间尺度应力累积演化的稳定性和相对合理性(邵志刚等,2007)。

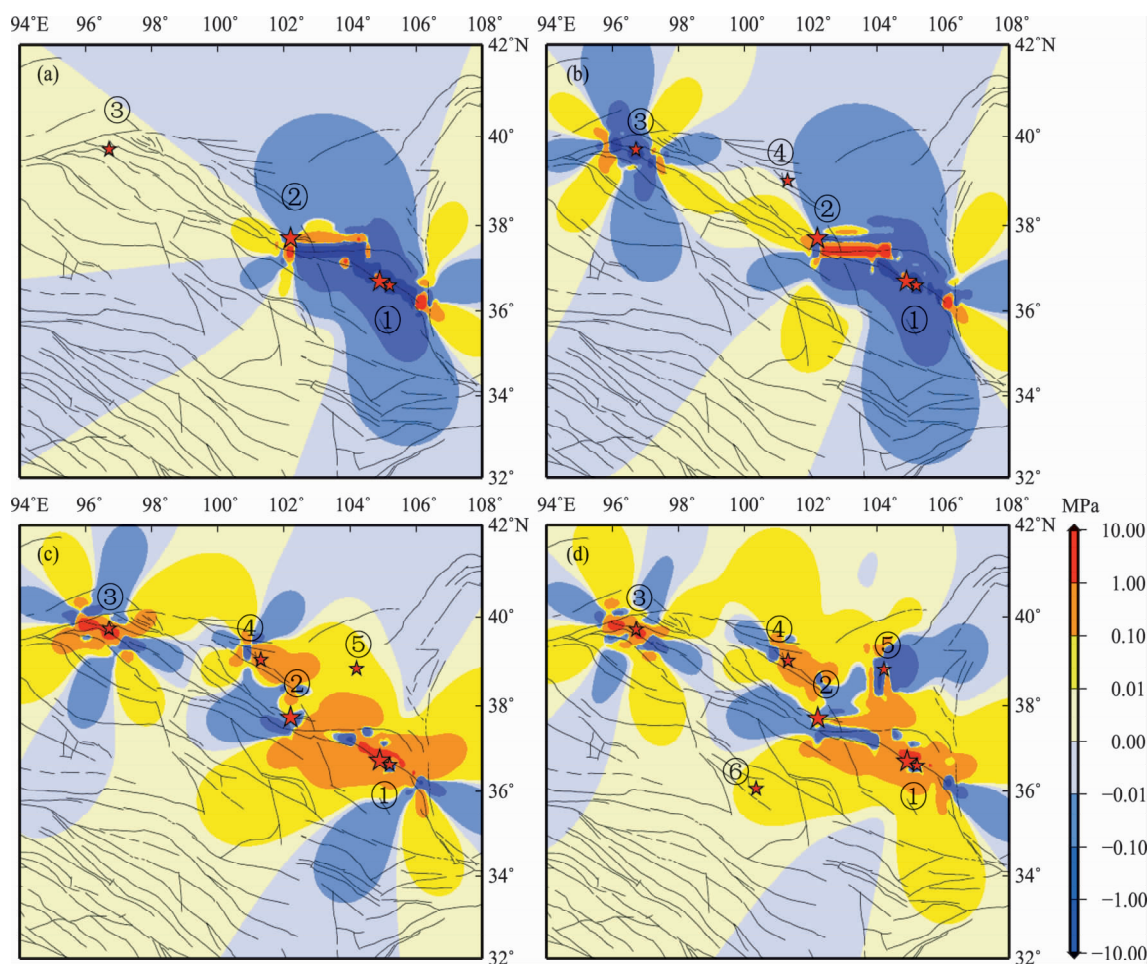


图4 祁连—海原带及附近区域1920年以来强震的震后粘弹松弛效应引起的累积库仑应力变化
(①~⑥依次为1920年海原地震、1927年古浪地震、1932年昌马地震、1954年山丹地震、1954年民勤地震和1990年共和地震)

(a) 海原地震及古浪地震震后粘弹松弛效应在昌马地震断层面上的累积库仑应力变化;(b) 山丹地震前3次强震震后粘弹松弛效应在其断层面上共同产生的累积库仑应力变化;(c) 民勤地震前4次强震震后粘弹松弛效应在其断层面上共同产生的累积库仑应力变化;(d) 共和地震前5次强震震后粘弹松弛效应在其断层面上共同产生的累积库仑应力变化

Fig. 4 Cumulative coulomb stress changes caused by the post-seismic viscoelastic relaxation of previous strong earthquakes in the Qilian – Haiyuan Fault and its adjacent region since 1920 (① to ⑥ are 1920 Haiyuan earthquake, 1927 Gulang earthquake, 1932 Changma earthquake, 1954 Shandan earthquake, 1954 Minqin earthquake and 1990 Gonghe earthquake respectively)

(a) coulomb stress changes on the 1932 Changma earthquake fault plane associated with the post-seismic viscoelastic relaxation of the 1920 Haiyuan earthquake and the 1927 Gulang earthquake; (b) coulomb stress changes on the 1954 Shandan earthquake fault plane associated with the post-seismic viscoelastic relaxation of three strong earthquakes before 1954 Shandan earthquake; (c) coulomb stress changes on the 1954 Minqin earthquake fault plane associated with the post-seismic viscoelastic relaxation of four strong earthquakes before 1954 Minqin earthquake; (d) coulomb stress changes on the 1990 Gonghe earthquake fault plane associated with the post-seismic viscoelastic relaxation of four strong earthquakes before 1990 Gonghe earthquake

3.3 目标断层至今的累积库仑应力

依据粘弹性介质模型（表 1）及 6 次强震的震源模型（表 2），笔者计算了祁连—海原及其附近区域自 1920 年至今近百年尺度的震后累积库仑应力影响，选择祁连山北缘断裂带（ F_1 ）、西秦岭北缘断裂带（ F_2 ）及六盘山断裂带（ F_3 ）3 条断裂带（郑文俊等，2009），将累积应力变化投

影到这 3 条断裂带的潜在破裂面上，相关参数见表 3。由图 5 可以看出，综合祁连—海原带及附近区域 1920 ~ 1990 年的 6 次强震至今的累积库仑应力，西秦岭北缘断裂带（ F_2 ）目前处于应力卸载区，六盘山断裂带（ F_3 ）目前处于应力加载区，而祁连山北缘断裂（ F_1 ）的大部分位于应力卸载区。

表 3 本研究计算的 3 条断裂带的潜在断层破裂面（接收断层）参数
Tab. 3 Receiver fault plane parameter of the three boundary faults in this study

编号	断层名称	走向 /(°)	倾向 /(°)	滑动角 /(°)	断层端点 1	断层端点 2	参考文献
F_1	祁连山北缘断裂带	120	79	50	(40.0°N, 96.9°E)	(37.8°N, 101.6°E)	①②③
F_2	西秦岭北缘断裂带	104	60	15	(35.3°N, 102.7°E)	(34.3°N, 106.9°E)	④⑤
F_3	六盘山断裂带	156	60	70	(36.3°N, 105.9°E)	(35.3°N, 106.4°E)	④①⑥

注：①郑文俊等（2013）；②刘兴旺等（2014）；③杨树锋等（2007）；④陈为涛等（2013）；⑤邵延秀等（2011）；⑥李强等（2013）。

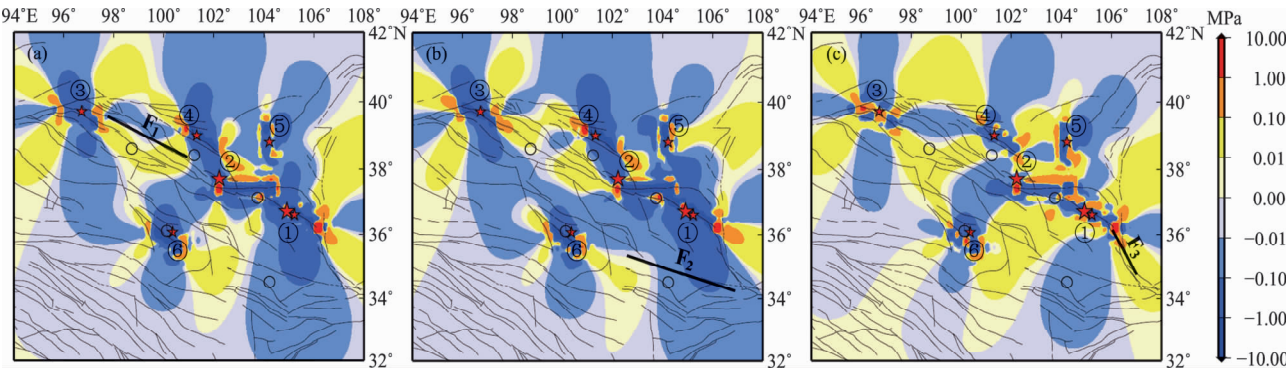


图 5 祁连—海原带及附近区域 6 次强震自 1920 年至今在祁连山北缘断裂带（ F_1 ）(a)、西秦岭北缘断裂带（ F_2 ）(b)、六盘山断裂带（ F_3 ）(c) 上的累积库仑应力变化（①~⑥同图 4）

Fig. 5 Cumulative coulomb stress changes on the north Qilian – Mountain Fault (F_1) (a), the north Western – Qinling Fault (F_2) (b), Liupan – Mountain Fault (F_3) (c) caused by the all the six earthquakes in the Qilian – Haiyuan Fault and its adjacent area since 1920 (the illustration of ① to ⑥ are same as in Fig. 4)

4 讨论

粘弹性下地壳在应变积累释放和应力演化过程中具有重要的意义，大陆内部的块体运动不仅是弹性的上地壳的整体性运动，而且上、下地壳在地球内部相互关联且相互作用。尽管通常造成较大破坏的地震多为浅源地震，且为中下地壳物质运动在上地壳脆性破裂的产物，但粘弹性的下地壳物质运动也会因此而有所改变。利用粘弹性

介质模型研究强震发生后数年至数百年尺度应力累积变化可能更接近真实的物理过程，很多研究成果也已给出了一定的证实（沈正康等，2003；万永革等，2007；邵志刚等，2008，2010；程佳等，2011；陈为涛等，2013；徐晶等，2013）。本研究基于粘弹性介质模型从理论上指出 Maxwell 体的本构方程为 Burgers 体的一种简化形式，也明确了 Burgers 体能够改善 Maxwell 体无法呈现震后形变的短期指数性变化特征的不足，并结合强震震源模型及 PSGRN/PSCMP 计算程序，实现了模型统

一化及同时计算较短时间尺度和较长时间尺度的应力累积演化过程。

青藏高原东北缘强震频发且破坏性大，其中一些强震的时空间隔较为接近，这为研究地震的时空演化提供了很好的震例。1927年古浪地震的震中位置位于1920年海原地震的应力加载区（图3），该结论与前人计算结果一致性较好（刘桂萍，傅征祥，2001）。本研究基于粘弹性介质模型给出的计算结果明确指出，尽管海原地震同震影响在古浪地震震源处为应力加载，但并未超过触发阈值（图3a），通过震后的应力累积，古浪地震前震源处的加载应力超过了触发阈值（图3b，万永革等，2007）。实际上，自海原—古浪地震系列的强震高潮丛集活动期开始，到祁连—海原带及附近区域的最后一次强震活动，本文在计算过程中将海原地震作为事件的起点，即设定其应力及时间均为零值。依据表2中给出的地震发震时间先后及图2中的空间位置，1932年昌马地震距古浪地震的空间距离超过500 km，结合本文的计算结果，尽管受到应力加载，但昌马未受到古浪和海原地震的触发影响（图4a），这一点与万永革等（2007）的“受这两次地震的影响不大”的结论一致。

1954年山丹地震距离昌马地震震中约400 km，其距海原地震震中也超过400 km，同年发生的民勤地震距古浪地震和海原地震震中分别为220 km和240 km，民勤地震明显受到了之前4次强震的应力触发作用（图4c），而山丹地震则位于海原—古浪和昌马地震共同应力影区内（图4a、b）。万永革等（2007）指出，民勤地震发生在海原地震和古浪地震断层的西北，位于这两次地震的应力影区之中，但长期的构造加载在该地震发生前使得应力影区减小，发震前其震中的累积库仑破裂应力为正，这一变化过程在图3、图4b、c中也可以予以证实，由此也可以说明，应力累积演化是一个时间和空间共同作用的过程。此外，民勤地震发生在海原地震和古浪地震震后的34年和27年，实际上，Burgers体介质模型通常在震后约10~30年时间，实现从短时间快速调整到长时间线性稳态增加的过渡（邵志刚等，2007）。

1990年共和地震发生在祁连—海原带的附近区域，距离该区域上一次强震民勤地震约470 km，距古浪地震和海原地震分别为250 km和420 km，

且共和地震为民勤地震后祁连—海原带附近区域500 km范围内时间最近的1次强震活动（图2），尽管其发生在该区域强震平静的36年之后，但仍受到之前5次强震的综合累积加载影响，应力触发作用显著（图4d）。万永革等（2007）则指出，共和地震位于海原、古浪、花石峡和都兰地震的共同应力影区，缓震作用影响明显，虽然长期构造加载使得其应力影区减小，但地震发生前累积应力仍为负值。对比本文给出的计算结果，花石峡 $M_s 7.5$ 地震和都兰 $M_s 7.0$ 地震分别发生于1937年和1963年，相较于海原—古浪地震与共和地震约70年的时间累积尺度较短，加之震级的差异性，海原—古浪地震对共和地震的长期构造影响更为明显（图4c、d）。此外，由于Maxwell体无法模拟震后较短时间的快速调整，同为70年的累积时间尺度，基于Maxwell体模型计算得到的形变增加也明显要小于Burgers体的计算结果（邵志刚等，2007）。

研究某一区域历史强震应力演化过程，一方面可以明确强震的前后触发关系，另一方面则可以针对周围断层应力累积情况及强震危险性给出定量计算和定性的判断。因此，本文给出了3条目标断层自1920年至今的累积库仑应力影响，结果表明，六盘山断裂带（ F_3 ）至今受到了明显的累积应力加载，祁连山北缘断裂带（ F_1 ）只有部分受到累积应力加载，而西秦岭北缘断裂带（ F_2 ）则明显处于应力卸载区（图5）。陈为涛等（2013）针对青藏高原东北缘强震危险性分析指出，海原断裂带自海原地震之后近百年一直处于应力卸载之中，六盘山断裂带和西秦岭北缘断裂带均处于长期构造背景场和历史地震影响的共同加载应力的状况。通过对比可以发现，本文的强震震源模型主要考虑祁连—海原带及其附近区域，且西秦岭北缘断裂位置相对偏南，在陈为涛等（2013）的计算结果中受到2008汶川 $M_s 8.0$ 地震的应力加载作用明显，未来对该断裂带的应力累积研究，需结合汶川地震的影响。

实际上，共和地震不仅是海原地震后至今近百年时间尺度内祁连—海原带及附近区域的最后一次强震活动，实际上也是青藏高原东北部祁连块体距今的最后一次强震活动，该区域至今 $M_s \geq 7.0$ 地震平静接近25年。M7专项工作组（2012）

在针对南北地震带中一长期大地震危险性进行研究时,指出了六盘山南段—西秦岭东段和西秦岭北缘断裂带中—西段为 2 个未来 10 年及稍长时间内的潜在大地震危险区,其中断裂带空段判断的主要依据为精定位结果的小震稀疏带,这也从地震活动性的角度为应力演化计算结果分析提供了一种延展性的方法。

综合图 6、7 可以发现,3 个目标断层的平面小震分布均未出现较为明显的小震稀疏带,但祁连山北缘断裂带 (F_1) 的小震深度剖面图东、西两侧出现了较为明显的小震稀疏带,显示该断裂段可能长期闭锁,结合图 5a 可看出, F_1 东端部分仍受到了部分应力加载影响;六盘山断裂带 (F_3) 的小震深度剖面所呈现的小震稀疏带范围相对较小且深度偏浅,尽管受到应力加载和自身断裂带尺度及孕震能力的影响,未来发生强震的震级可能不会过大;而西秦岭北缘断裂带 (F_2) 虽然在本研究的计算结果中处于应力卸载区,但其小震深度剖面结果在东段显示出了一个明显的小震空段,结合陈为涛等 (2013) 指出的该断裂带至今受到应力加载影响,未来对西秦岭北缘断裂带 (F_2) 的应力累积及强震危险性研究,需要考虑汶川地震的影响。实际上,断裂带地震危险性主要取决于其本身的应力积累水平,只有当达到临界

状态时,外界的应力加载量才能起作用。

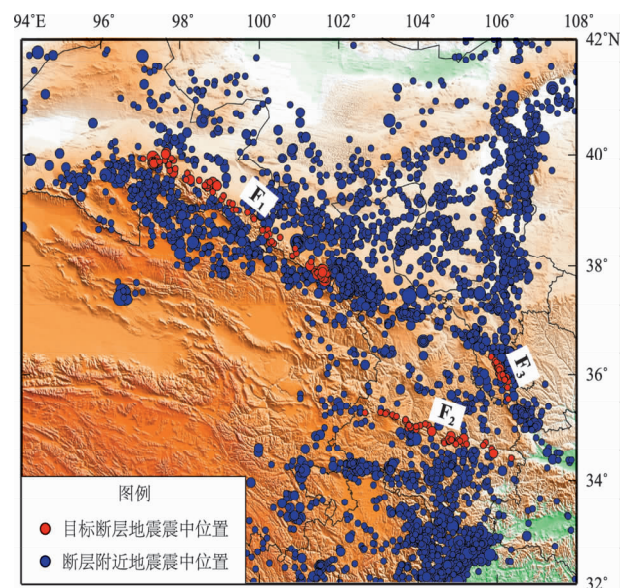


图 6 1970 ~ 2012 年本研究中 3 条目标断层及附近区域 $M_L \geq 3.0$ 地震分布 (中国地震台网中心精定位结果)

Fig. 6 Distributions of the $M_L \geq 3.0$ earthquakes along the 3 boundary faults and their adjacent region from 1970 to 2012 in this study (relocation results of the earthquake from China Earthquake Network Center)

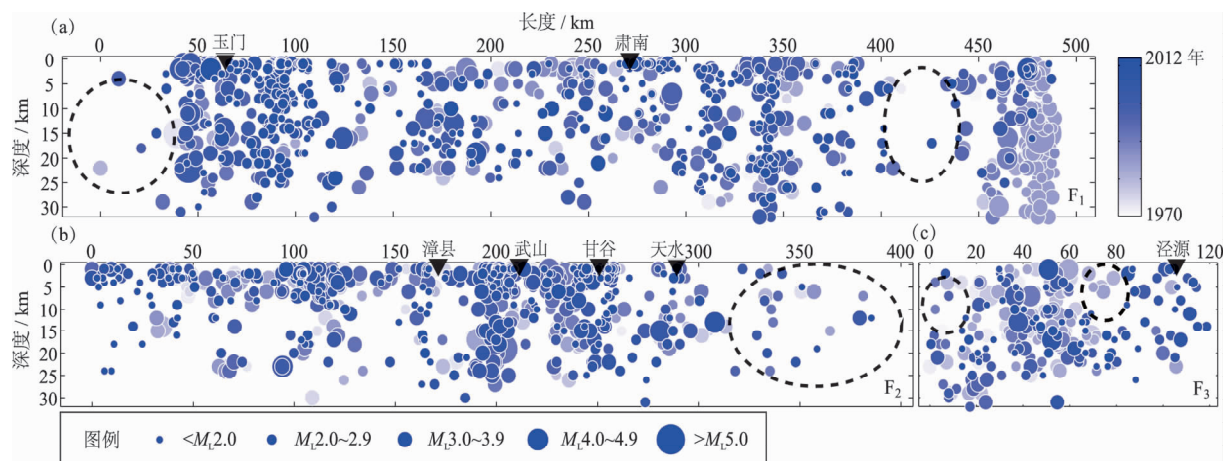


图 7 1970 ~ 2012 年沿祁连山北缘断裂带 (F_1) (a)、西秦岭北缘断裂带 (F_2) (b)、六盘山断裂带 (F_3) (c) 3 条目标断层发生的 $M_L \geq 0.0$ 小震深度剖面图 (中国地震台网中心精定位结果)

Fig. 7 Distributions of focal depth profiles of $M_L \geq 0.0$ small earthquakes from 1970 to 2012 along the traces of the 3 boundary faults, such as the north Qilian - Mountain Fault (F_1) (a), the north Western - Qinling Fault (F_2) (b), Liupan - Mountain Fault (F_3) (c) (relocation results of the earthquake from China Earthquake Network Center)

5 结论

本研究通过基于 Burgers 体构建的粘弹性介质模型,计算了研究区域内 6 次强震间的相互触发关系及对周围断层的影响,得到如下初步结论:1920 年海原地震触发了 1927 年古浪地震的发生,其震后 7 年的累积应力影响使古浪地震震中位置的应力加载超过触发阈值;1954 年民勤地震和 1990 年共和地震受到之前强震的累积加载影响;六盘山断裂带处于累积应力加载区,综合地震活动性的小震稀疏带深度剖面图,指示未来强震震级可能偏小,祁连山北缘断裂的东段受到应力加载且显示处于闭锁状态,由于未考虑汶川地震的影响,针对西秦岭北段断裂带尚未得到明确的结论。

近几十年有关静态应力触发、动态应力触发和粘弹性应力触发探讨强震间应力触发的成果很多,通常认为静态应力触发的影响范围受发震断层尺度的限制,而动态应力触发虽然空间距离较静态有所扩展,但粘弹性应力触发作用的时间可达到数百年(沈正康等,2003;邵志刚等,2007)。若仅考虑下地壳的粘弹性松弛效应,虽然可以很好地解释十几年时间尺度的强震间相互影响,但强震间较远的空间距离在粘弹性应力作用下效果较小(程佳等,2011)。因此,在考虑强震之间相互响应时,较远空间距离的应力累积需要较长时间尺度来呈现,即近百年尺度的空间应力累积演化是一个时间和空间共同作用的过程。任何一个地震的发生都不是完全独立的事件,在某种程度上都会受到周围地震的影响,但当地震间的距离较远时,短时间的强震连发不能仅通过应力触发来给以解释,需要结合断层孕育演化的 3 个阶段,若该断层正处于加速阶段,即本身的能量累积已接近临界状态,则周围强震的应力加载影响往往会造成该断层上强震的提前发生。

需要指出的是,地球物理问题本身具备复杂性和不确定性,模型计算结果同样不可避免会受到很多不确定因素的影响,且不同学者选取的空间范围、事件起点及时间演化长度均有所差异,因此计算结果存在着一定差异也是正常的,能够明确的是应力演化过程的模拟计算受到粘弹性介质模型构建及强震震源参数选取的影响作用较大。

针对计算结果的分析也可结合地震活动性的影响和断层闭锁状态的考虑,本文结合小震稀疏带进行了初步的尝试,未来的研究工作需进行更为深入的探讨,如结合余震序列目录计算余震位移场,并与主震破裂产生的位移场进行比较等方法(万永革等,2005),未来希望能够为较为综合、全面地解释应力累积演化计算结果提供一个有意义的参考。

本文在成稿过程中,马宏生博士、邵志刚博士、张浪平博士和徐晶在模型构建及计算等方面给予了诸多有意的指导和帮助,作者谨表谢意;对两位审稿专家提出的修改建议一并表示感谢。

参考文献:

- 陈为涛,甘卫军,万永革等. 2013. 青藏高原东北缘 4 个强震重点监视区库仑破裂应力的近百年变化和危险性分析[J]. 吉林大学学报(地球科学版),43(2):494-505.
- 程佳,刘杰,甘卫军等. 2011. 1997 年以来巴颜喀拉块体周缘强震之间的黏弹性触发研究[J]. 地球物理学报,54(8):1997-2010.
- 邓起东,马冀,杜鹏. 2014. 青藏高原地震活动特征及当前地震活动形式[J]. 地球物理学报,57(7):2025-2042.
- 邓起东,张培震,冉永康等. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学:地球科学,32(12):1020-1030.
- 董治平. 2007. 1954 年山丹地震断裂带[M]. 兰州:兰州大学出版社,56-198.
- 傅征祥,刘桂萍,陈棋福. 2001. 青藏高原北缘海原、古浪、昌马大地震间相互作用的动力学分析[J]. 地震地质,23(1):35-42.
- 郭增建,张诚. 1963. 民勤东侧地震带的初步认识[J]. 地球物理学报,12(1):118-120.
- 韩竹君,谢富仁,万永革. 2003. 断层间互相作用与地震触发机制[J]. 中国地震,19(1):67-76.
- 郝明,沈正康,王庆良. 2010. 1990 年青海共和 7.0 级地震震后垂直形变研究[J]. 地震学报,32(5):557-569.
- 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[J]. 地震研究,32(4):357-365.
- 李强,江在森,武艳强等. 2013. 海原—六盘山断裂带现今构造变形特征[J]. 大地测量与地球动力学,33(2):18-22.
- 刘桂萍,傅征祥. 2000. 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震震发的区域地震活动和静应力场变化[J]. 地震学报,22(1):17-26.
- 刘桂萍,傅征祥. 2001. 海原大地震对古浪大地震的静应力触发研究[J]. 地球物理学报,44(增刊 1):107-115.
- 刘兴旺,袁道阳,何文贵. 2014. 祁连山北缘佛洞庙—红崖子断裂古地震特征初步研究[J]. 震灾防御技术,9(3):411-419.
- 罗浩,雷中生,何文贵等. 2010. 1954 年甘肃山丹 7 $\frac{1}{4}$ 级地震史料补遗[J]. 震灾防御技术,5(2):185-198.
- 马文静,张雅玲,邹文卫. 2000. 1990 年 4 月 26 日青海省共和 7.0 级

- 地震[M]//中国震例(1989-1991). 北京:地震出版社,210-255.
- M7 专项工作组. 2012. 中国大陆大地震中一长期危险性研究[M]. 北京:地震出版社,234-248.
- 缪森,朱守彪. 2013. 2013 年芦山 $M_s7.0$ 地震产生的静态库仑应力变化及其对余震空间分布的影响[J]. 地震学报,35(5):619-631.
- 单斌,李佳航,韩立波等. 2012. 2010 年 $M_s7.1$ 级玉树地震同震库仑应力变化以及对 2011 年 $M_s5.2$ 囊谦地震的影响[J]. 地球物理学报,55(9):3028-3042.
- 邵延秀,袁道阳,王爱国等. 2011. 西秦岭北缘断裂破裂分段与地震危险性评估[J]. 地震地质,33(1):79-90.
- 邵志刚,傅容珊,薛霆斌等. 2007. 以 Burgers 体模型模拟震后粘弹性松弛效应[J]. 大地测量与地球动力学,27(5):31-37.
- 邵志刚,傅容珊,薛霆斌等. 2008. 昆仑山 $M_s8.1$ 级地震震后变形场数值模拟与成因机理探讨[J]. 地球物理学报,51(3):805-816.
- 邵志刚,周龙泉,蒋长胜等. 2010. 2008 年汶川 $M_s8.0$ 地震对周边断层地震活动性的影响[J]. 地球物理学报,53(8):1784-1795.
- 沈正康,万永革,甘卫军等. 2003. 东昆仑断裂带大地震之间的粘弹性应力触发研究[J]. 地球物理学报,46(6):786-795.
- 沈正康,万永革,甘卫军等. 2004. 华北地区 700 年来地壳应力场演化与地震的关系研究[J]. 中国地震,20(3):211-228.
- 盛书中,万永革,蒋长胜等. 2015. 2015 年尼泊尔 $M_s8.1$ 强震对中国大陆静态应力触发影响的初探[J]. 地球物理学报,58(5):1834-1842.
- 时振梁,环文林,姚国干等. 1974. 1932 年昌马地震破裂带及其形成原因的初步探讨[J]. 地球物理学报,17(4):272-290.
- 滕吉文. 1974. 柴达木东盆地的深层地震反射波和地壳构造[J]. 地球物理学报,17(2):122-135.
- 万永革,沈正康,兰从欣. 2005. 兰德斯地震断层面及其附近余震产生的位移场研究[J]. 地震学报,27(2):139-146.
- 万永革,沈正康,盛书中等. 2010. 2008 年新疆于田 7.3 级地震对周围断层的影响及其正断层机制的区域构造解释[J]. 地球物理学报,53(2):280-289.
- 万永革,沈正康,曾跃华等. 2007. 青藏高原东北部的库仑应力积累演化对大地震发生的影响[J]. 地震学报,29(2):115-129.
- 万永革,沈正康,曾跃华等. 2008. 唐山地震序列应力触发的粘弹性力学模型研究[J]. 地震学报,30(6):581-593.
- 万永革,盛书中,李祥等. 2015. 2015 年尼泊尔强震序列对中国大陆的应力影响[J]. 地球物理学报,58(11):4277-4286.
- 万永革,吴忠良,周公威等. 2002. 地震应力触发研究[J]. 地震学报,24(5):533-551.
- 王琼,解朝娣,冀战波等. 2016. 2014 年于田 $M_s7.3$ 地震对后续余震和远场小震活动的动态应力触发[J]. 地球物理学报,59(4):1383-1393.
- 谢毓寿,郭履灿. 1957. 1954 年 2 月 11 日甘肃省山丹县的地震[J]. 地球物理学报,6(2):159-179.
- 徐晶,邵志刚,马宏生等. 2013. 鲜水河断裂带库仑应力演化与强震间关系[J]. 地球物理学报,56(4):1146-1158.
- 许力生,陈运泰. 1997. 用数字化宽频带波形资料反演共和地震的震源参数[J]. 地震学报,19(2):113-128.
- 杨树峰,陈汉林,程晓敏等. 2007. 祁连山北缘冲断带的特征与空间变化规律[J]. 地学前缘(中国地质大学(北京)),14(5):211-221.
- 张国宏,单新建,李卫东. 2008. 汶川地震 $M_s8.0$ 地震库仑破裂应力变化及断层危险性初步研究[J]. 地震地质,30(4):935-944.
- 张培震,郑德文,尹功明等. 2006. 有关青藏高原东北缘晚新生代扩展与隆升的讨论[J]. 第四纪研究,26(1):5-13.
- 郑文衡,陆明勇. 2005. 地震动态触发机制的初步研究[J]. 地球物理学报,48(1):116-123.
- 郑文俊,张培震,袁道阳等. 2009. GPS 观测及断裂晚第四纪画的速率所反映的青藏高原北部变形[J]. 地球物理学报,52(10):2491-2508.
- 郑文俊,张竹琪,张培震等. 2013. 1954 年山丹 $7\frac{1}{4}$ 级地震的孕震构造和发震机制探讨[J]. 地球物理学报,56(3):916-928.
- 中国地震台网中心. 2016. 全球 7 级以上地震(1900 年以来)[EB/OL]. (2016-06-06). <http://www.csi.ac.cn/publish/main/index.html>.
- 朱航,闻学泽. 2009. 1973~1976 年四川松潘强震序列的应力触发过程[J]. 地球物理学报,52(4):994-1003.
- Lin J. 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer[J]. Nature,441(6834):180-183.
- Harris R A, Simpson R, Reasenberg P A. 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California[J]. Nature,375(6528):221-224.
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard[J]. J Geophys Res, 103(10):24347-24358.
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes[J]. Bull Seism Soc Amer,84(3):935-953.
- Pollitz F F, Wicks C, Thatcher W. 2001. Mantle flow beneath a continental strike-slip fault: Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake[J]. Science,293(5536):1814-1818.
- Pollitz F F. 1992. Postseismic relaxation theory on the spherical earth[J]. Bull Seism Soc Amer,82(1):422-453.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence 1999[J]. Nature,402(6762):605-609.
- Toda S, Stein R S, Reasenberg P A, et al. 1998. Stress transferred by the 1995 $M_w6.9$ Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities[J]. J Geophys Res,103(24):543-565.
- Wang R J, Lorenzo - Martin F, Roth F. 2006. PSGRN/PSCMP A new code for calculating co-and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory[J]. Computers and Geosciences,32(4):527-541.
- Zeng Y. 2001. Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake[J]. Geophys Res Lett, 28(15):3007-3010.

Research on Cumulative Coulomb Stress Evolution Characteristic of Strong Earthquakes along the Qilian – Haiyuan Fault Zone

MENG Lingyuan¹, ZHANG Zhuqi², ZHOU Longquan¹, ZANG Yang¹

(1. China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China)

(2. State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, CEA, Beijing 100029, China)

Abstract

Firstly, we study the triggering relation of six strong $M_s \geq 7.0$ earthquakes after Haiyuan $M_s 8.5$ earthquake in 1920 along the Qilian – Haiyuan Fault Zone and its adjacent area since 1920, such as the 1920 Haiyuan $M_s 8.5$ earthquake, the 1927 Gulang $M_s 8.0$ earthquake, the 1932 Changma $M_s 7.6$ earthquake, the 1954 $M_s 7.3$ Shandan earthquake, the 1954 Minqin $M_s 7.0$ earthquake, and the 1990 Gonghe $M_s 7.0$ earthquake. Secondly, we establish the viscoelastic medium model based on Burgers model to simulate the co-seismic and post-seismic cumulative coulomb stress changes. Finally, we calculated the stress accumulation in the last hundred years of 6 strong earthquakes on the north Qilian – Mountain Fault, the north Western-Qinling Fault and Liupan-Mountain Fault. The results shows that the 1927 Gulang $M_s 8.0$ earthquake was triggered by the loading of both co-seismic and post-seismic coulomb failure stresses of the 1920 Haiyuan $M_s 8.5$ earthquake, and the 1954 Minqin $M_s 7.0$ earthquake and the 1990 Gonghe $M_s 7.0$ earthquake were both influenced by the loading of cumulative coulomb stress of their previous earthquakes. The north Western – Qinling Fault was located in the stress unloading zone cumulated by the total 6 strong earthquakes with the viscoelastic relaxation till 2015, and the Liupan – Mountain Fault located in the cumulative stress loading zone. It needs to point out that studying the coulomb stress changes of strong earthquakes and their cumulative effect on the surrounding fault zone in the long time scale, it need to consider the cumulative effect of post – seismic coulomb stress under the effect of viscoelastic relaxation and provide reference for determining the risk segment combining with seismic activity.

Key words: Qilian – Haiyuan Fault Zone; viscoelastic relaxation; Burgers model; cumulative coulomb stress evolution