

大震地震波对云南地震活动的 远场动态应力触发作用^{*}

解朝娣^{1, 2}, 吴小平², 朱元清^{1, 3}

(1. 同济大学 海洋与地球科学学院海洋地质国家重点实验室反射地震学研究组, 上海 200092

2. 云南大学 地球物理系, 昆明 650091; 3. 上海市地震局, 上海 200062)

摘要: 基于云南数字地震台网记录, 计算了印尼大震、昆仑山口西大震和古吉拉特邦大震的地震波在云南地区产生的远场动态库仑破裂应力变化, 研究了大震产生的动态库仑破裂应力变化对云南地震活动的远场动态应力触发作用及其特征。结果显示, 印尼大震产生的库仑破裂应力对云南地震活动有明显的触发作用, 昆仑山口西大震产生的库仑破裂应力对云南地震活动有触发作用, 但不显著, 古吉拉特邦大震在云南地区产生的库仑破裂应力没有触发作用。最后分析和探讨了这 3 次大震触发作用差异的原因。

关键词: 库仑破裂应力; 应力触发; 云南

中图分类号: P315.72⁺7

文献标识码: A

文章编号: 1000-0666(2009)04-0357-09

0 前言

地震应力触发一般分为静态应力触发和动态应力触发, 静态应力触发研究的是地震断层位错在附近产生的静态库仑破裂应力变化对后续地震的触发作用, 此方面的研究国内外均已比较成熟。动态应力触发(也称瞬态应力触发)研究的是地震波通过时产生较强的瞬态应力振荡并影响断层稳定性从而引起的地震触发作用(Harris, 1998; Gamberg *et al.*, 2001; Kib *et al.*, 1997)。它又分为近、中场动态应力触发(Gamberg *et al.*, 2003; Kib *et al.*, 2000; 吴小平等, 2007; Cotton *et al.*, 1997)和远场动态应力触发(Anderson *et al.*, 1994; Prejean *et al.*, 2004; Gamberg *et al.*, 2004; Brodsky *et al.*, 2000)。目前, 远场动态应力触发研究多数是对一些大地震在远距离产生的伴随地震波发生的地震活动增强等现象的分析, 如 1992 年美国加州 Landers M_w 7.3 地震发生后的数秒至数天内, 在远离震中 1 250 km 的美国西部地区地震活动突然增强(Anderson *et al.*, 1994); 2002 年美国 Denali M_w 7.9 大震引起了较明显的远场动态触发现象, 被触发的地震分布区域非常广泛, 距离远达 3 660 km, 被触发的小震活动成

群发生(Prejean *et al.*, 2004; Gamberg *et al.*, 2004); 1999 年土耳其 Izmit M_w 7.4 大震的地震波在经过希腊地区时引起了远场触发现象(Brodsky *et al.*, 2000); 国内学者研究了 2004 年印尼 M_s 8.7 大震对中国陆区的影响, 发现了大震后地震活动的增强现象及其它相关地球物理现象(陈颢等, 2005; 张国民等, 2005)。另外, 个别研究如郝平等(2006)在合成的理论地震图的基础上计算了地震波产生的远场动态应力, 从理论角度研究了远场动态应力对后续地震的触发作用。

2004 年 12 月 26 日印度尼西亚苏门答腊西部海域发生了 M_s 8.7 特大地震, 2001 年 11 月 14 日我国昆仑山口西发生了 M_s 8.1 特大地震, 2001 年 1 月 26 日印度西部古吉拉特邦发生了 M_s 7.8 大震。本文试图从实际地震记录资料着手, 研究上述 3 个相对云南方位和距离不同、断层类型不同的强远震在云南地区产生的远场动态应力及其影响。我们首先采用云南台网数字地震波记录实现实际动态库仑破裂应力变化的计算, 其次通过理论计算得到某深度处的动态库仑破裂应力变化, 在此基础上研究这 3 次大震的远场动态库仑破裂应力变化在云南不同构造区域对地震活动产生的影响或触发作用, 讨论这 3 次大震产生的动

* 收稿日期: 2008-06-12

基金项目: 国家自然科学基金(40364001)资助。

态库仑破裂应力作用特征的差别及其物理机制。

1 资料

1.1 基本参数

3次大震的震源参数见表 1 (张国民等, 2005;

郝平等, 2006 许力生等, 2002 2004)。表中震源位置参数来自中国地震台网地震目录, 震源机制参数来源见表中说明。大震的地震记录来源于云南数字遥测台网中心提供的速度地震波形资料, 印尼大震波形数据的长度取为 2 500 s, 其余 2 次地震的波形数据长度均取为 1 500 s。

表 1 震源参数
Tab. 1 Focal parameters

震中位置	发震日期	北纬 $\lambda(^{\circ})$	东经 $\varphi(^{\circ})$	深度 h/km	震级 M_s	走向 $\varphi(^{\circ})$	倾角 $\delta(^{\circ})$	滑动角 $\theta(^{\circ})$	数据来源
印尼苏门答腊岛	2004-12-26	3.9	95.9	30	8.7	329	8	110	HRVD
中国昆仑山口西	2001-11-14	35.97	90.59	15	8.1	290	85	-10	许力生等, 2004
印度古吉拉特邦	2001-01-26	23.2	70.0	19.8	7.8	92	58	62	许力生等, 2002

1.2 构造背景

云南位于板块碰撞的交界处, 是印度板块北东向挤压和青藏高原地壳物质侧移共同作用的地区。以红河断裂带为界, 云南西部地区断裂活动主要是印度板块侧向挤压的结果, 中东部地区断裂活动与川滇菱形块体的南南东挤出密切相关(皇甫岗等, 2000)。考虑到这种特殊的构造背景和历史地震活动分布, 我们把云南地区划分为西北、西南和中东部 3 个区域进行应力触发研究, 各研究区域选取 1 个地理位置居中且记录清晰的地震台站作为应力的实际计算点: 西北地区选鹤庆台, 西南地区选沧源台, 中东部地区选昆明台。

2 基于实际地震记录的动态库仑破裂应力变化的计算

2.1 计算步骤

(1) 对台站记录到的速度地震波形数据进行仪器响应消除等预处理后, 经积分变换成台站下方地面运动的位移记录。应用差分原理由位移计算出动态应变张量 $\varepsilon_{ij}(t)$, 再根据虎克定理由应变计算应力, 可得到巨震地震波在该台站地表处产生的动态应力张量。

考虑到自由表面边界条件, 在 $x_3 = 0$ 的平面上, $\sigma_{13} = \sigma_{23} = \sigma_{33} = \sigma_{32} = \sigma_{31} = 0$ 只有 σ_{11} 、 σ_{22} 、 σ_{12} 三个应力分量不为零。

(2) 由柯西公式得任一投影断层面上的动态应力矢量:

$$T_i(t) = \sigma_{ij}(t)n_j. \tag{1}$$

其中 $\mathbf{n}(n_1, n_2, n_3)$ 是投影断层面的法向单位矢量。由此可得正应力变化:

$$\Delta\sigma_n(t) = \mathbf{T}(t) \cdot \mathbf{n} = T_i(t)n_i. \tag{2}$$

设投影断层滑动方向单位矢量 $\check{S}(s_1, s_2, s_3)$, 切应力变化为

$$\Delta\tau(t) = \mathbf{T}(t) \cdot \mathbf{S} = T_i(t)s_i. \tag{3}$$

实际将动态应力矢量进行投影时, 综合考虑主震的后续余震活动以及台站处的断裂构造背景, 选取表 2 所示的 3 个断层面为台站位置的投影断层面。

表 2 投影断层面参数
Tab. 2 Parameters of projected faults

序号	台站	投影断层面		
		走向 $\varphi(^{\circ})$	倾角 $\delta(^{\circ})$	滑动角 $\theta(^{\circ})$
1	鹤庆	6	41	-52
2	沧源	333	78	174
3	昆明	330	80	176

(3) 根据库仑破裂准则, 定义描述物体趋近破裂程度的动态库仑破裂应力变化为 (Harris 1998 万永革等, 2002)

$$\Delta CFS(t) = \Delta\tau(t) + \mu' \Delta\sigma_n(t). \tag{4}$$

式中 μ' 为计算点处断层面介质的视摩擦系数, 包括孔隙流体和断层面上的介质特性, 一般取 0.2~0.8 (Cotton et al, 1997; Stein 1999)。将正应力变化 $\Delta\sigma_n(t)$ 和切应力变化 $\Delta\tau(t)$ 代入 (4) 式,

就可计算出地震波通过时产生的动态库仑破裂应力变化。

2.2 计算结果

通过前述计算步骤，分别计算这 3 次大震在鹤庆台，沧源台和昆明台 3 个计算点产生的动态库仑破裂应力变化（图 1，图 2，图 3）。

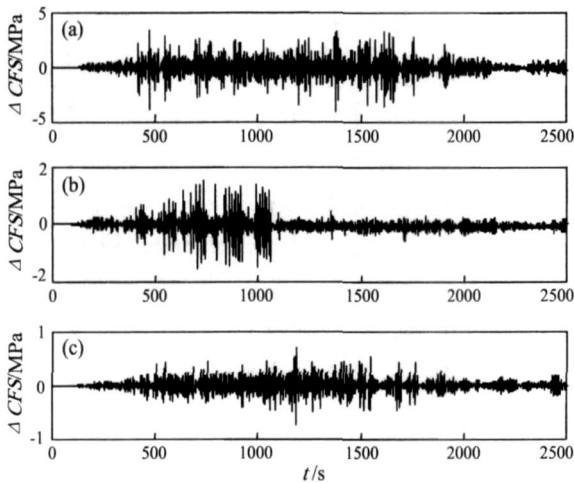


图 1 印尼地震在鹤庆台 (a)、沧源台 (b) 和昆明台 (c) 地表处产生的远场动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$

Fig. 1 $\Delta CFS(t)$ produced by Indonesia earthquake in Heqing station (a), Cangyuan station (b) and Kunming station (c)

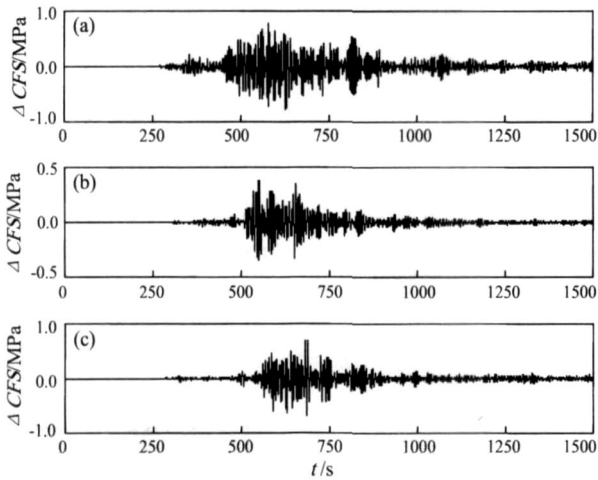


图 2 昆仑山口西地震在鹤庆台 (a)、沧源台 (b) 和昆明台 (c) 地表处产生的远场动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$

Fig. 2 $\Delta CFS(t)$ produced by Kunlun earthquake in Heqing station (a), Cangyuan station (b) and Kunming station (c)

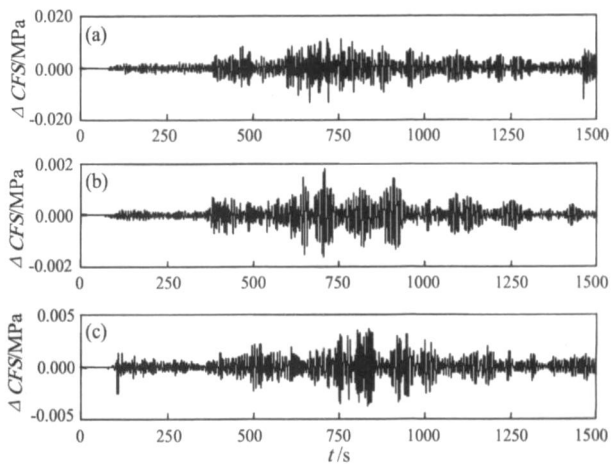


图 3 古吉拉特邦地震在鹤庆台 (a)、沧源台 (b) 和昆明台 (c) 地表处产生的远场动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$

Fig. 3 $\Delta CFS(t)$ produced by Gujarat earthquake in Heqing station (a), Cangyuan station (b) and Kunming station (c)

$\Delta CFS(t)$ 的计算结果显示，印尼地震在鹤庆、沧源和昆明 3 个台站处产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：3.71 MPa、1.59 MPa、0.73 MPa。昆仑山口西地震在上述 3 个台站处产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：0.798 MPa、0.334 MPa、0.706 MPa。古吉拉特邦地震在上述 3 个台站处产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：0.017 4 MPa、0.001 8 MPa、0.003 7 MPa。

3 动态库仑破裂应力变化的理论计算

上述基于实际地震波形记录的计算只能得到台站地表处的动态库仑破裂应力变化，为了弥补这种计算点深度受限的不足，采用以下理论计算来补充获取具有一定深度接收点处或某些后续地震断层面的动态库仑破裂应力变化。

3.1 计算原理

远场动态库仑破裂应力变化的理论计算以理论地震图为基础，本文远场理论地震图的合成采用 Kennett (1979, 1983) 的反射率法。由于 3 次巨震的震中距均达到上千公里，此时地球的球状形态对地震波模拟将产生影响。Knopff 地球展平技术可以解决地震波在球状介质中的传播问题，展平变换公式为 (Biswas et al., 1970, 1972; Kennett, 1979, 1983)

$$\left\{\begin{aligned}\lambda_f &= \lambda_s \\ \mu_f &= \mu_s \\ \rho_f &= \left(\frac{r}{a}\right)^2 \rho_s \\ \alpha_f &= \left(\frac{r}{a}\right) \alpha_s \\ \beta_f &= \left(\frac{r}{a}\right) \beta_s\end{aligned}\right. \tag{5}$$
$$\left\{\begin{aligned}z &= a \lg\left(\frac{a}{r}\right) \\ u &= -k_f r \bar{u}(z) \\ v &= \frac{r}{a} \bar{v}(z).\end{aligned}\right. \tag{6}$$

其中 a 为地球半径, $\lambda_s, \mu_s, \rho_s, \alpha_s, \beta_s$ 为平层介质参数, $\lambda_s, \mu_s, \rho_s, \alpha_s, \beta_s$ 为球层介质参数, $\bar{u}(z), \bar{v}(z)$ 代表平层介质中的位移随深度的函数,

而 u, v 代表球层介质中的位移。
公式 (5) 与公式 (6) 为展平变换公式。两个公式意味着两次变换: 一是用公式 (5) 把球状介质的弹性参数转化为平层介质参数; 二是在计算出平层介质的位移后, 用 (6) 式变换得到球状介质的位移。因此, 通过地球展平技术可以解决地震波在球状介质中的传播问题。

3.2 模型和震源参数

综合考虑地球参考模型以及中国大陆和云南地壳分层模型 (高星等, 2005; 胡家富等, 2003), 我们采用表 3 所示的速度分层模型, 震源参数以地震矩张量表示 (表 4)。我们采用反射率法合成远场理论位移地震波的计算程序 (Kennett 1979, 1983; Nostro 1997), 计算大震在某深度指定接收点处产生的地震波位移, 然后按照上一节中的有关方法大震产生的远场动态库仑破裂应力变化。

表 3 介质模型
Tab.3 Model of media

N α	H /km	V _p /(km• s ⁻¹)	V _s /(km• s ⁻¹)	ρ /(g• cm ⁻³)	Q _p	Q _s
1	0.000	1.450 0	3.455 7	2.715 7	1 000. 0	500. 0
2	3.000	5.800 0	3.455 7	2.715 8	1 000. 0	500. 0
3	15.000	6.800 0	3.766 3	2.907 4	1 000. 0	500. 0
4	16.000	6.800 0	4.484 5	3.329 7	1 000. 0	500. 0
5	30.000	8.120 0	4.484 5	3.329 7	1 000. 0	500. 0
6	45.000	8.076 9	4.484 5	3.329 7	1 000. 0	500. 0
7	80.000	8.076 9	4.511 1	3.319 8	1 000. 0	500. 0
8	82.000	8.033 7	4.515 8	3.318 1	1 000. 0	500. 0
9	150.000	7.989 7	4.520 5	3.316 3	1 000. 0	500. 0
10	220.000	8.559 0	4.525 2	3.314 6	1 000. 0	500. 0
11	220.000	8.732 1	4.529 9	3.312 8	1 000. 0	500. 0
12	310.000	8.905 2	4.534 5	3.311 1	1 000. 0	500. 0
13	400.000	9.133 9	4.539 0	3.309 4	1 000. 0	500. 0
14	400.000	9.645 9	4.543 6	3.307 7	1 000. 0	500. 0
15	500.000	10.157 8	4.548 2	3.306 1	1 000. 0	500. 0

表 4 地震矩张量参数
Tab.4 Parameters of seismic moment

	M_{xx}	M_{xy}	M_{xz}	M_{yx}	M_{yy}	M_{yz}	M_{zx}	M_{zy}	M_{zz}
印尼地震	- 0.43	0.43	2.89	0.43	- 0.06	- 2.40	2.89	- 2.40	1.04
昆仑山西口地震	1.65	4.78	- 0.82	4.78	- 1.07	3.09	- 0.82	3.09	- 0.58
古吉拉特邦地震	- 3.16	0.11	1.34	0.11	0.82	1.39	1.34	1.39	2.34

* 根据哈佛矩心矩张量 CMT 结果

3.3 计算结果

考虑到前面基于实际资料计算所选接收点的

位置, 也考虑到理论计算的接收点投影参数应尽可能结合后续地震断层参数, 根据 3 次大震发生后

云南地震活动的情况，选择了分别位于云南西北部、西南部和中部 的宾川、思茅、禄劝作为理论计算的接收点，接收点的深度取为 15 km。这三个

计算点位置分别靠近鹤庆台、沧源台和昆明台的位置，分别具有云南西北部、西南部和中部地区代表点的含义。图 4 为计算结果。

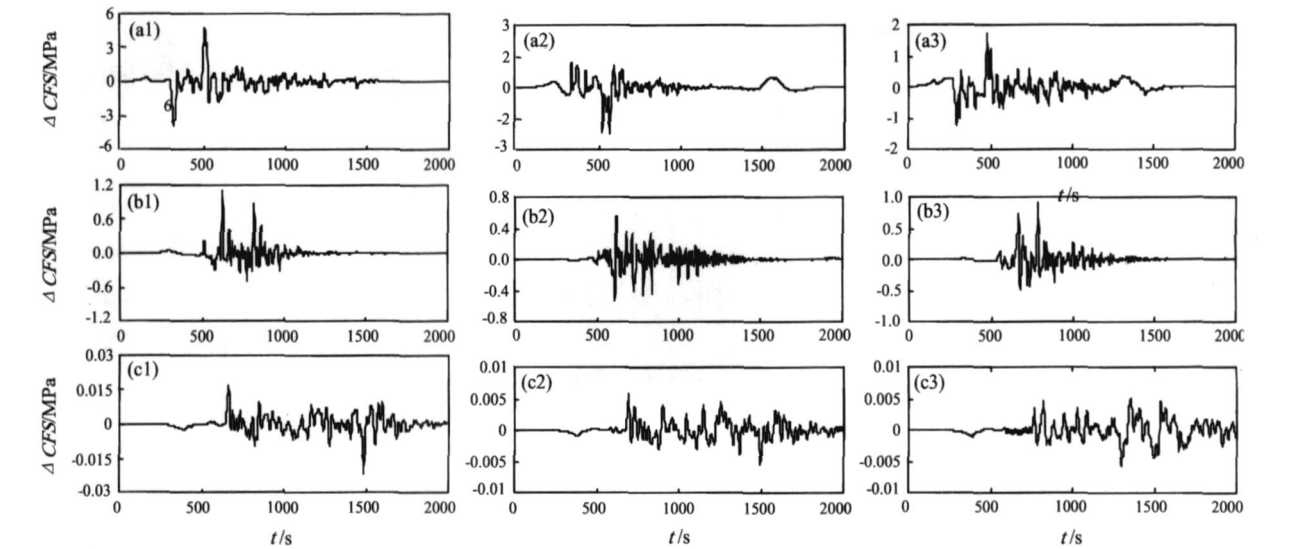


图 4 印尼地震 (a)、昆仑山口西地震 (b) 和古吉拉特邦地震 (c) 在 3 个接收点产生的动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$;

Fig. 4 $\Delta CFS(t)$ produced by Indonesia earthquake in Binchuan (a1), Simao (a2) and Luquan (a3); $\Delta CFS(t)$ produced by Kunlun earthquake in Binchuan (b1), Simao (b2) and Luquan (b3); $\Delta CFS(t)$ produced by Gujarat earthquake in Binchuan (c1), Simao (c2) and Luquan (c3)

结果显示，印尼地震在宾川、思茅和禄劝 3 个接收点处产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：4.935 MPa 2.551 MPa 1.651 MPa 昆仑山口西地震在上述接收点处产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：1.170 MPa 0.612 MPa 0.879 MPa 古吉拉特邦地震在上述 3 个接收点产生的远场动态库仑破裂应力变化峰值分别为：0.022 6 MPa 0.006 2 MPa 0.005 4 MPa

3.4 震源破裂过程对远场动态库仑破裂应力变化计算的影响

Kennett (1979, 1983) 与郝平等 (2006) 认为对于近场问题，震源破裂尺度与接收点的距离是可比的，因此不能忽略震源的详细时空破裂过程对接收点处位移以及动态应力变化计算的影响，必须计算有限尺度破裂面源产生的地震波场；而对于远场，特别是接收点的距离达到震源破裂尺度的数倍以上时，具体的震源破裂过程对如此远距离的应力变化影响几乎不明显，主要是由震源破裂产生的最大位错量决定动态应力变化峰值

的数量级。我们以 2001 年昆仑山口西大地震为例，研究巨震的震源破裂过程对远场的动态库仑破裂应力变化计算的影响。

根据许力生和陈运泰 (2004) 的结果：2001 年昆仑山口西大地震的震源时空破裂过程由 3 次子事件组成，第 1 次子事件的破裂从震中开始，向西以 4.0 km/s 的速度扩展 140 km，向东以 2.2 km/s 扩展 80 km，形成约 220 km 长的断层；第 2 次子事件的破裂从震中以西约 220 km 的地方开始，向西以 2.2 km/s 扩展 50 km，向东以 5.8 km/s 扩展 70 km，形成长约 120 km 的断层；第 3 次子事件的破裂向东西两侧扩展，向西以 4.0 km/s 扩展 140 km，向东以 3.7 km/s 扩展 130 km，形成长约 270 km 的断层。每 2 条次级破裂带首尾相接，因此整体呈线性延伸，总体而言，整个震源断层走向都是近东西方向，而且断层面几乎直立、以左旋走滑为主。分别计算 3 次子事件破裂在思茅地区产生的远场动态库仑破裂应力变化，结果如图 5 所示。

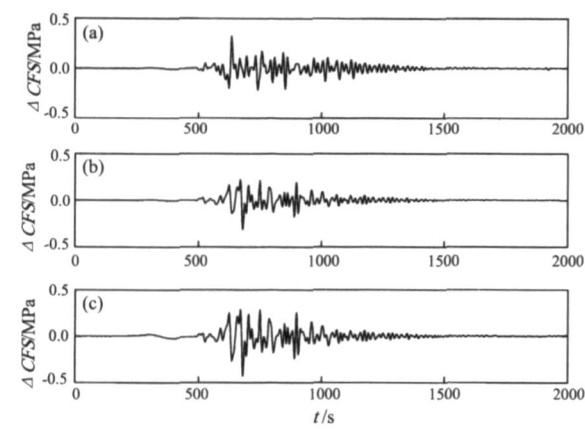


图 5 昆仑山口西地震震源的子事件破裂在思茅产生的动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$
(a) 第一次子事件; (b) 第二次子事件; (c) 第三次子事件

Fig. 5 $\Delta CFS(t)$ in Simao produced by three subevents of the Kunlun earthquake
(a) $\Delta CFS(t)$ caused by the rupture of the first subevent
(b) $\Delta CFS(t)$ caused by the rupture of the second subevent
(c) $\Delta CFS(t)$ caused by the rupture of the third subevent

图 4 是用矩张量表示的震源计算得出远场动态库仑破裂应力变化; 图 5 是考虑震源的复杂时空破裂过程, 分别对 3 次子事件产生的破裂作计算, 得到各自在远场产生的动态库仑破裂应力变化。对比图 4b2 与图 5 可看出, 两种计算产生的远场动态库仑破裂应力变化在峰值的量级上保持一致。本文研究关心的是动态应力变化的峰值, 因此可直接采用地震矩张量描述远场震源进而计算远场的动态应力变化。

4 大震前后云南地震活动频度的变化趋势

以 25°N 和 102°E 为分界线将云南划分为西北部、西南部和中部地区范围 3 个地区: 纬度大于 25°N 且经度小于 102°E 的地区取为西北部; 纬度小于 25°N 且经度小于 102°E 的地区为西南部; 经度大于 102°E 的地区则取为中东部地区。为更全面地研究 3 个大地震的远场地震波对云南西北部、西南部和中部地区地震活动的影响, 根据云南省 1.0 级以上地震速报目录, 我们作出了大震发生前后云南上述 3 个地区的地震活动日频度曲线。图 6 中, a1, a2, a3 分别为印尼地震发生前后云南西北、西南和中东部地区的地震活动日频度曲线; b1, b2, b3 分别为昆仑山口西地震发生前后云南

西北、西南和中东部地区的地震活动日频度曲线; c1, c2, c3 为古吉拉特邦地震发生前后云南西北、西南和东部地区的地震活动日频度曲线。

分析 3 次大震前后云南 1.0 级以上地震活动日频度变化, 得出: 印尼地震前西北地区的平均日频度为 8.1 次, 震后为 25.1 次; 西南地区震前的平均日频度为 4.0 次, 震后为 10.1 次; 东部地区震前的平均日频度为 5 次, 震后为 6.5 次。昆仑山口西地震前西北地区平均日频度为 4.5 次, 震后为 5.7 次; 西南地区震前的平均日频度为 4.4 次, 震后为 3.6 次; 东部地区震前的平均日频度为 2.1 次, 震后为 3.6 次。古吉拉特邦地震前后, 3 个研究区域的平均日频度无明显变化特征。

5 讨论与结论

5.1 3 次大震对云南地震活动触发作用的比较
Kib 等 (2000) 和 Stein (1999) 对动态库仑破裂应力变化 $\Delta CFS(t)$ 对后续地震的触发研究确定 0.5 MPa 为动态应力触发阈值。本文基于实际地震记录和理论计算的结果都表明, 印尼大震在实际和理论接收点处产生的 $\Delta CFS(t)$ 峰值都超过上述触发阈值, 绝大多数比阈值大一个量级; 昆仑山口西大震产生的 $\Delta CFS(t)$ 峰值比印尼大震小一个量级, 但绝大多数仍超过阈值; 古吉拉特邦大震产生的 $\Delta CFS(t)$ 峰值均没有达到触发阈值, 比其小一个到两个量级。

分析这 3 次大震前后云南地区的地震活动性 (图 6), 得出印尼大震发生后云南的地震活动显著增强, 昆仑山口西大震发生后云南地震活动有所增强, 印度古吉拉特邦大震发生后云南地震活动看不出增强迹象。

综合地震活动性分析以及动态库仑破裂应力计算, 我们认为印尼大震产生的库仑破裂应力对云南地震活动有明显触发作用, 昆仑山口西大震产生的库仑破裂应力对云南地震活动有触发作用, 但不显著, 印度古吉拉特邦大震在云南地区产生的库仑破裂应力没有触发作用。

5.2 不同大震动态库仑破裂应力作用的区域特征
综合由实际地震记录计算和理论计算的库仑破裂应力结果 (图 1~4), 考察具有触发作用的大震在云南不同地区产生的动态库仑破裂应力所具有的特征, 我们发现: 云南地区受到印尼大震的

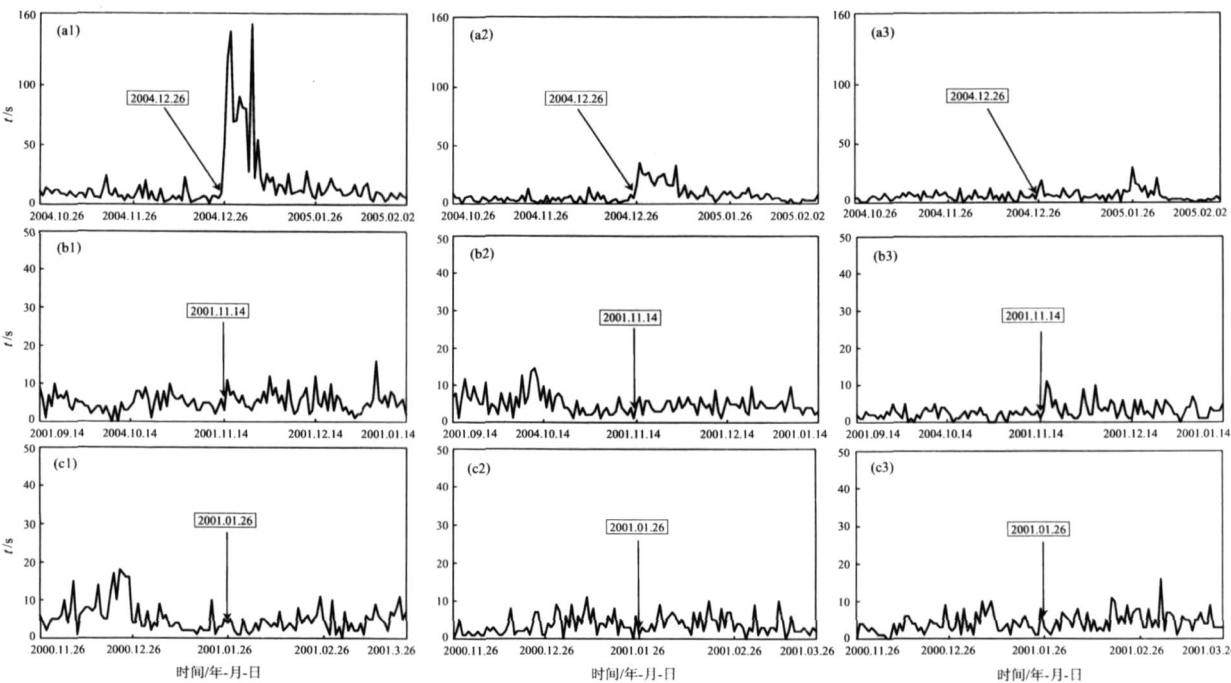


图 6 印尼地震 (a)、昆仑山口西地区 (b) 和古吉拉特邦地震 (c) 发生前后云南西北、西南和中东部地区的地震活动日频度曲线

Fig. 6 Seismicity rate of per day before and after Indonesia earthquake in northwestern area (a1), southwestern (a2) and middle-eastern area (a3); Seismicity rate of per day before and after Kunlun earthquake in northwestern area (b1), southwestern (b2) and middle-eastern area (b3); Seismicity rate of per day before and after Gujarat earthquake in northwestern area (c1), southwestern (c2) and middle-eastern area (c3);

库仑破裂应力作用的强烈程度最大的是西北部地区，其次是西南部，再次是中东部地区；受到昆仑山口西大震的库仑破裂应力作用的强烈程度最大的也是西北部地区，其次是中东部地区，最小是西南部地区。

5.3 3次大震的触发作用差异机制分析

(1) 震级大小不同是远场动态库仑破裂应力作用差异的外因之一。印尼地震、昆仑山口西地震和古吉拉特邦地震的震级分别是 8.7、8.1、7.8 级。震级越大，远场地震波的振幅和持续时间越大，尤其是长周期面波，其产生的瞬态应力振荡及其持续时间越大，对断层稳定性的破坏作用就越强。

(2) 震源机制的不同也是引起远场动态应力作用差异的一个重要原因。震源断层的破裂方向、倾角和滑动方向对某一选定的研究区域的远场动态应力触发作用具有重要影响。印尼地震的震中方位在云南的南偏西，其震源机制为：断层走向 329°、倾角 8°、滑动角 110°，决定了地震波能量

传播在云南西部地区要比中东部地区强，因此西部地区受到的伴随地震波的动态应力作用更大。昆仑山口西地震在云南的北西西方位，虽然震中距云南地区约为 1 200 km，但其震源断层基本上是东西走向近乎直立的走滑断层（许力生等，2004），云南地区处于破裂传播方向的侧面，受到地震波的动态库仑破裂应力作用相对减弱。古吉拉特邦地震的震中位于云南西面稍偏北，其发震断层为近东西走向的左旋逆断层，故其地震波对云南西北地区的地震活动影响大于其它地区。

上述分析表明，断层的走向和滑动方向对其产生的触发作用影响最明显。位于断层滑动前方的区域，由于受到断层破裂滑动的挤压和推动，更容易使该区域的潜在破裂趋于失稳发震，进而使该区域的触发作用更明显；而位于断层滑动两侧的区域，所受到的触发作用主要受到断层倾角的调节。因此，对比 3 次大震的震源机制特征，可得出：印尼地震产生的触发作用较明显区域应位于云南西部，昆仑山口西地震的触发作用相对较

弱,古吉拉特邦地震对云南西北地区的触发作用强于其他地区。

(3) 区域地震构造背景是远场动态应力作用区域特征差异的主要内因。云南地区以红河深大断裂带为界,西部地区断裂活动主要是印度板块侧向挤压的结果,印尼地震发生在板块碰撞形成的安达曼弧上,因此滇西地区受其影响最明显,表现在西部区域的应力变化要比东北、东南部区域更大。昆仑山口西地震在云南产生的应力变化在中东部地区比西南部地区大,这可能与中东部地区断裂活动与川滇菱形块体的南南东挤出密切相关(皇甫岗等, 2000)。没有观测到印度古吉拉特邦地震对云南地震活动的远场动态应力触发作用,这可能是因为其震中位于印度板块,而云南位于欧亚板块,两个板块的碰撞在青藏高原南缘形成了喜马拉雅增生地块,增生地体的东侧为呈NS向的挤压转换带,并向南延伸与印度尼西亚岛弧带相连,这样的地质构造阻隔了地震波能量向东的传播(许志琴等, 2006)。另外, 3次大震在滇西北产生的动态应力变化都比其它地区大,其主要原因要归根于滇西北是印度板块北东向挤压和青藏高原地壳物质侧移共同作用的地区,区内深大断裂发育和地震带密集,现代构造应力水平比云南其它地区要高,应力值仅次于青藏高原(李峰等, 1999),这些因素可能为地震应力触发集中于西北部发生提供了内在条件。

5.4 由地表实测数据认识地球深部应力变化

地表的实际观测地震波形数据对认识地球深部应力变化的作用,首先体现在实际观测数据与理论计算结果从量级和数值范围上的互相约束,因此把实际观测和理论计算相结合就能得到主震断层破裂面深度处的应力变化,也能对整个研究区域不同深度上的应力变化进行研究;再者,某地区库仑破裂应力变化在深度方向上具有一定的规律性(Spudich *et al*, 1995),因此通过研究不同地区地表的应力变化也能反映应力的地区间差异,以此为基础能研究地震的远场动态应力触发作用与地质构造背景的关系。

5.5 关于动态库仑破裂应力延迟触发

云南地区受到印尼地震产生的短暂库仑破裂应力作用影响的持续时间较长,甚至巨震之后1个月触发作用都还很明显,这属于动态应力的延迟触发作用。动态库仑破裂应力又称为瞬态库仑破

裂应力,虽然其持续时间短暂,但强度和作用范围较大,其触发机理主要与后续地震断层及其周围介质的岩石物理性质在受到瞬态库仑破裂应力作用之后发生了改变有关(Harris 1998 Kilb *et al*, 2000),然而断层物理性质的改变并不意味着破裂立即或在很短时间之内发生,这就表明,在动态应力触发与被触发的地震之间存在不确定的时间延迟(Kilb *et al*, 2000)。这种延迟触发一般不能用应力波传播来解释,可以解释为地震波通过改变断层成核区的特征滑动距离来影响滑动速率及状态,因此对伴随地震波产生的动态库仑破裂应力的延迟触发机理,能够用速率与状态依赖性摩擦滑动不稳定模式进行说明(吴小平等, 2007; Gamberg *et al*, 1997; 万永革等, 2002)。

参考文献:

- 陈颢, 陈棋福. 2005. 印尼地震海啸及其相关的地球物理现象 [J]. 地球物理学进展, 20 (1): 112-117.
- 高星, 王卫民, 姚振兴. 2005. 中国及邻近地区地壳结构 [J]. 地球物理学报, 48 (3): 591-601.
- 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 [J]. 地震, 26 (3): 26-36.
- 胡家富, 苏有锦, 朱雄关, 等. 2003. 云南的地壳 s 波速度与泊松比结构及其意义 [J]. 中国科学 (D 辑), 33 (8): 714-722.
- 皇甫岗, 石绍先, 苏有锦. 2000. 20 世纪云南地震活动研究 [J]. 地震研究, 23 (1): 1-9.
- 李峰, 薛传东. 1999. 滇西北新生代以来地球动力学背景及其环境影响 [J]. 大地构造与成矿学, 26 (2): 115-122.
- 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.
- 吴小平, 付虹, Bouillon M, 等. 2007. 完全库仑破裂应力变化与云南龙陵震群序列的应力触发 [J]. 地球物理学报, 50 (4): 1111-1122.
- 吴小平, 黄庸, 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 [J]. 地震研究, 31 (4): 317-323.
- 许力生, 陈运泰, 高孟潭. 2002. 2001 年 1 月 26 日印度古吉拉特邦 (Gujarat) $M_s 7.8$ 地震时空破裂过程 [J]. 地震学报, 24 (5): 447-461.
- 许力生, 陈运泰. 2004. 从全球长周期波形资料反演 2001 年 11 月 14 日昆仑山口地震时空破裂过程 [J]. 中国科学 (D 辑), 34 (3): 256-264.
- 许志琴, 杨经绥, 戚学祥, 等. 2006. 印度-亚洲碰撞南北向和东西向拆离构造与现代喜马拉雅造山机制再讨论 [J]. 地质通报, 25 (1): 1-14.
- 张国民, 张晓东, 刘杰, 等. 2005. 印尼苏门答腊 8.7 级大震对中国陆区的影响 [J]. 地震, 25 (4): 15-25.

- Anderson J G, Brune J N, Louie J N, *et al*. Seismicity in the Western Great basin apparently triggered by the Landers California earthquake, 28 June 1992 [J]. BSSA, 84: 863–891.
- Biswas N, Knopoff L. 1970 Exact earth-flattening calculation for Love waves [J]. BSSA, 60: 1123–1137.
- Biswas N. 1972. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave [J]. Pure Appl Geophys, 96: 61–74.
- 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 [J]. Geophys Res Lett, 27: 2741–2744.
- Cotton F, Coutant O. 1997. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium [J]. GJI, 128: 676–688.
- Gomberg J, Blanpied M L, Beeler N M. 1997. Transient triggering of near and distant earthquakes [J]. BSSA, 84: 844–853.
- Gomberg J, Bodin P, Larson K, *et al*. 2004. Earthquake nucleation by transient deformations caused by the $M = 7.9$ Denali Alaska earthquake [J]. Nature, 427: 621–624.
- Gomberg J, Bodin P, Reasenberg P. 2003. Observing earthquakes triggered in the near field by dynamic deformations [J]. BSSA, 93: 118–138.
- Gomberg J, Reasenberg P A, Bodin P, *et al*. 2001. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes [J]. Nature, 411: 462–466.
- Harris R A. 1998. Introduction to special section stress triggers stress shadows and implications for seismic hazard [J]. JGR, 103: 24347–24358.
- Kennett B L N, Kerry N J. 1979. Seismic waves in a stratified half space [J]. Geophys J R astr Soc, 57: 557–583.
- Kennett B L N. 1983. Seismic wave propagation in stratified media [M]. London: Cambridge University Press.
- Kilb D, Ellis M, Gomberg J, *et al*. 1997. On the origin diverse after shock mechanisms following the 1989 Loma Prieta earthquake [J]. GJI, 128: 557–570.
- Kilb D, Gomberg J, Bodin P. 2000. Triggering of earthquake aftershocks by dynamic stresses [J]. Nature, 408: 570–574.
- Nostro C, Cocco M, Belardinelli M E. 1997. Static stress changes in extensional regimes: An application to southern Apennines (Italy) [J]. BSSA, 87: 234–248.
- Prejean S G, Hill D P, Brodsky E E, *et al*. 2004. Remotely triggered seismicity on the United States west coast following the $M_W 7.9$ Denali fault earthquake [J]. BSSA, 94: s348–s359.
- Spudich P, Steck L K, Hellweg M, *et al*. 1995. Transient stress at Parkfield California produced by the $M 7.4$ Landers earthquake of June 28, 1992: Observations from the UPSAR dense seismograph array [J]. JGR, 100: 675–690.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence [J]. Nature, 402: 605–609.

Far-field Triggering Effect of Dynamic Stress on Seismicity in Yunnan Produced by Great Earthquake's Waves

XIE Chao-di^{1,2}, WU Xiao-ping², ZHU Yuan-qing^{1,3}

(1. Reflection Seismic research Group, School of Ocean & Earth Science, Tongji University, Tongji University, Shanghai 200092, China)

(2. Geophysics Department, Yunnan University, Kunming 650091, Yunnan, China)

(3. Seismological Bureau of Shanghai, Shanghai 200062, China)

Abstract

The changes of far-field dynamic Coulomb failure stress produced by great earthquakes in Yunnan are calculated on the basis of seismic records from 26 digital seismic stations in Yunnan by using three great earthquakes as examples including $M_s 8.7$ Indonesia earthquake, $M_s 8.1$ Kunlun earthquake and $M_s 7.8$ Gujarat earthquake in India. The far-field dynamic triggering effect of Coulomb stress changes on seismicity and their triggering characteristics are studied in Yunnan. Result shows that the dynamic Coulomb failure stress caused by the Indonesia earthquake have strong triggering effect on earthquake activity in Yunnan, the stress of Kunlun earthquake also have some triggering effect, but that of Gujarat earthquake don't have triggering effect. The physical mechanism of the different triggering effect among the three earthquakes are investigated and discussed.

Key words dynamic Coulomb failure stress, stress triggering, Yunnan region