

文章编号: 0253-3782(2002)03-0302-15

地震静态应力触发模型的全球检验^{*}

万永革^{1,2)} 吴忠良¹⁾ 周公威¹⁾
黄 静¹⁾ 秦立新¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 101601 中国地震局防灾技术高等专科学校

摘要 运用 1976~2000 年哈佛大学矩心矩张量目录, 采用“地震对”概念对地震静态应力触发模型进行检验。结果表明, 从全球角度来看, 地震静态应力触发效应确实存在, 但只是一种很弱的效应。将地震分为正断层、逆断层、走滑断层等分别对静态应力触发模型进行检验, 发现非走滑断层地震具有明显的触发效应, 而走滑断层地震触发效应则不明显。按“地震对”中后续事件的延迟时间分为延迟时间 $t \geq 1$ 天、 $t < 1$ 天、 $t \geq 10$ 天、 $t < 10$ 天和 $1 \text{ 天} \leq t \leq 10$ 天 5 个时间段的“地震对”, 分别对地震静态应力触发模型进行研究, 发现静态应力触发效应在地震之后的短时间内不随延迟时间的变化而变化。对全球不同区域的地震静态应力触发情况的研究表明, 消减带“地震对”的触发效应较为明显。为了研究地震静态应力触发模型在中国应用的可能性, 对中国及邻区的地震进行了检验, 发现就中国及邻区的地震类型而言(以走滑断层为主), 不容易观测到地震静态应力触发现象。

关键词 地震静态应力触发 静态库仑破裂应力变化 哈佛矩心矩张量目录

中图分类号: P315.72+7 **文献标识码:** A

引言

地震产生的静态应力触发后续地震事件问题迄今仍是一个争论之中的问题。一些研究者认为, 地震产生的静态库仑破裂应力变化可以影响其附近的地震活动性(King *et al.*, 1994; Toda *et al.*, 1998; Stein, 1999; Seeber, Armbruster, 2000)。然而, 也有一些研究者认为此模型不成立。例如, Beroza 和 Zoback(1993)通过比较 1989 年 Loma Prieta 主震在余震位置产生的应力张量和余震的震源机制, 发现主震产生的应力变化并不能解释余震的分布。Kilb 等(1997)计算了主震断层错动在余震震源位置处产生的应力张量, 并确定了库仑破裂应力变化($\Delta\sigma_f$)最大的余震断层面和滑动方向, 发现其与观测到的震源机制并不一致。Hardebeck 等(1998)计算 Northridge 地震在余震震源机制节面上产生的库仑破裂应力变化, 发现发生在正库仑破裂应力变化的事件没有比发生在负库仑破裂应力变化的事件明显增多。Horikawa(2001)研究了日本 1997 年 3 月 26 日地震对 5 月 13 日地震的影响, 发现 5 月 13 日地震震源位置落在 3 月 26 日地震产生的“应力影区”(阻止第二次地震破裂的区域)

* 地震科学联合基金(602005)资助项目。中国地震局地球物理研究所论著 02AC1020。
2002-01-10 收到初稿, 2002-04-15 收到修改稿并决定采用。

之中。加利福尼亚 1911 年 Morgan Hill 地震也落在 1906 年旧金山大地震产生的应力影区之中(Hori, Kaneda, 2001)。

目前检验地震静态应力触发模型是否正确有 3 条途径: 第一, 采用合适的震源模型模拟地震产生的库仑破裂应力变化对后续地震破裂的影响(Rydelek, Sacks, 1999); 第二, 运用一定的统计检验, 与随机产生的地震目录作比较, 以确定该模型的置信度(Anderson, Johnson, 1999; Ziv, Rubin, 2000); 第三, 对特定震例研究地震在后续破裂事件断层面上产生的库仑破裂应力变化是否有利于后续破裂事件的发生(Stein *et al.*, 1997; Caskey, Wesnousky, 1997; Toda *et al.*, 1998; Mikumo *et al.*, 1999; 傅征祥, 刘桂萍, 1999; 刘桂萍, 傅征祥, 2000)。如果库仑破裂应力变化有利于后续地震的发生, 则认为与地震静态应力触发模型相符合。目前虽然有很多符合地震静态应力触发模型的地震震例报道(Harris, 1998), 但地震静态应力触发是否是全球地震的一个特性, 对于后续地震不同的延迟时间地震静态应力触发效应是否改变, 不同地震带静态应力触发效应是否不同等, 这些问题仍然是处于争论之中的问题。地震静态应力触发实例虽然提供了计算结果, 但由于研究结果的地区分布局限性很大(图 1), 并且研究所采用的介质和震源模型、资料取舍及误差的不一致等, 都很难用来定量比较, 并得出适合于全球性的结论。

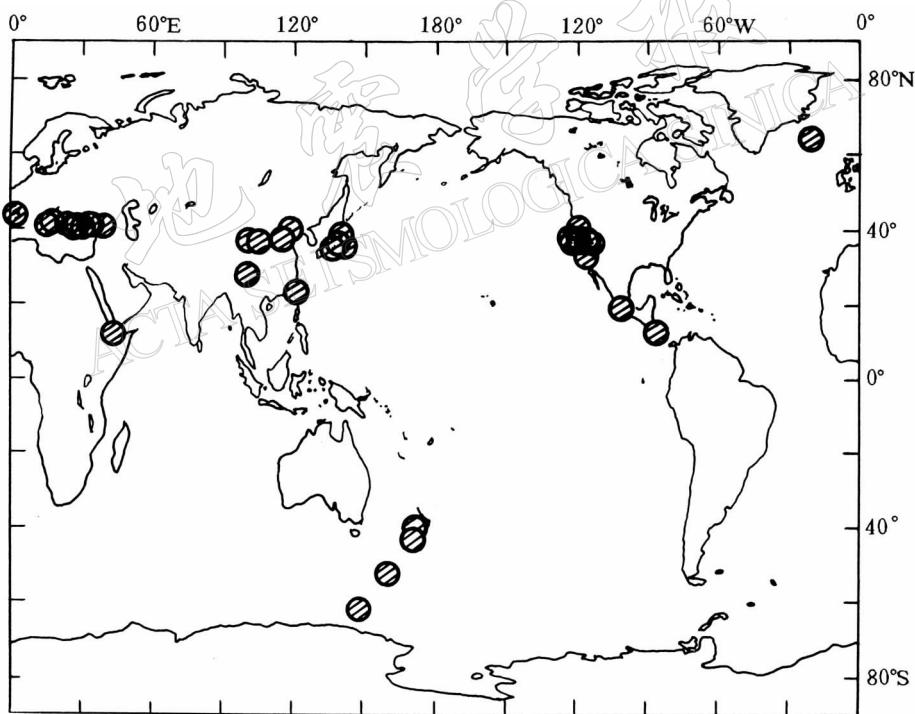


图 1 研究过“静态应力触发”问题的地震的分布

哈佛矩心矩张量目录自 1976 年开始提供全球性 5 级以上地震较为准确全面的震源参数, 其矩心矩张量(CMT)采用全球记录的长周期体波或面波波形资料反演得到。目录提供了地震的震源位置、矩心位置、发震时刻、震级、矩心矩张量、地震矩、两个节面的走向、倾角、滑动角、矩心位置及矩张量的误差等多种参数。目录选用资料和处理方法的一致性

以及参数的完备性,使得我们可以用来对地震静态应力触发模型进行全球性检验。运用可靠的地震目录对地震活动模型进行研究是地震学研究的一种重要方法。Lomnitz(1996)运用90年内全球发生的698次浅源地震($M > 7$),对“墨西哥草帽”型的地震触发模式进行研究,得出地震发生后影响后续地震活动的区域分为两个区:余震区和触发地震活动区。Kagan和Jackson(1999)运用CMT目录对世界范围内、矩心相距100 km以内的浅源强震“地震对”的研究表明,浅源强震均是成对发生的,且这些“地震对”破裂面是重叠的。我们可以利用此信息给出“地震对”的破裂面,并利用CMT地震目录资料对静态应力触发模型进行检验。Harris等(1995)利用“地震对”的概念,采用26年来发生在南加利福尼亚的16对地震,对静态应力触发模型进行研究,发现15对地震的后续地震是在正库仑应力变化的驱使下发生的。我们拟扩展他们的研究范围,研究1976年以来的哈佛矩心矩张量目录中的所有全球“地震对”。

1 库仑破裂应力变化及资料

地震是由地下的岩石错动产生的。在地震之后比较短的时间内,弹性形变和弹性能的释放是主要的物理过程,此时作为一级近似,可以把地球介质简化为半无限空间内均匀各向同性完全弹性体。如果已知地震位错面的几何参数和错动量,则可求出在弹性体内部产生的位移场和应变场,对此,已有了严格的计算(Chinnery, 1963; 陈运泰等, 1975; Okada, 1992)。在此,我们用Okada(1992)给出的适用于各种类型断层的解析表达式计算地震产生的静态应变场,进而用胡克定律计算出应力场。

运用库仑定则,断面上的库仑破裂应力变化为

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P) \quad (1)$$

式中, $\Delta\tau_s$ 为剪切应力变化, $\Delta\sigma_n$ 为法向应力变化(张开为正), μ 为摩擦系数, ΔP 为孔隙压力变化(Stein *et al.*, 1992; King *et al.*, 1994)。孔隙压力减少摩擦系数的效应可用 $\mu' = \mu(1-B)$ 表示。其中, B 为 Skempton 系数, 范围为 0~1(Rice, 1992)。因此, 式(1)可变为

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n \quad (2)$$

在我们的计算中,参照Stein等(1992)和King等(1994)的做法,采用 $\mu' = 0.4$ 。数值试验表明,改变此值对计算得到的库仑破裂应力变化的空间分布影响不大,但可以对应力变化的大小有一定的影响。我们将剪切应力变化投影到假定的滑动方向,假定的滑动方向取自后续破裂事件的震源机制。与假定的滑动方向一致取正;相反取负。

运用Okada(1992)的公式计算地震产生静态应变场需知道地震破裂面的长度、宽度和平均滑动量。其统计量分别通过不同的统计公式求得。Kagan和Jackson(1999)研究发生在1976~1998年的7.5级以上9对地震时指出,这些强震“地震对”具有部分重叠的破裂面和相似的震源机制。因此,每个“地震对”的地震断层面可以采用与两个地震矩心连线夹角为最小的节面。仿照Kagan和Jackson(1999)的作法,对于浅源强震“地震对”,运用 $M_w = (2/3)\lg W_0(N \cdot m) - 6.0$ 计算矩震级。假定断层宽度 W 为 25 km, 应力降 $\Delta\sigma$ 为 3 MPa, 断层长度由 $L = \sqrt{M_0 / (\Delta\sigma W)}$ (Scholz, 1990)计算得到,采用 $\lg D(cm) = 0.5M_w - 1.3$ (宇津德治, 1987)计算平均滑动量。这样,就可利用式(2)计算“地震对”的第一个地震在第二个地震断层面的矩心处产生的库仑破裂应力变化。

由于浅源强震“地震对”数目太少, 统计不足以得出可靠的结论。我们对 1976~2000 年的哈佛大学矩心矩量目录和许忠淮提供的自 1920 年海原大地震至 1999 年 1 月 30 日的新疆 5.2 级地震之间的 425 次地震的地震目录, 进行了地震静态应力触发检验。在选择数据过程中, 参考“地震对”(Kagan, Jackson, 1999)的概念, 假设与两个地震矩心连线夹角最小的节面为地震断层面。需要说明的是, 我们扩展 Kagan 和 Jackson(1999)的“地震对”为哈佛矩心矩量目录中的所有地震。采用有限断层面计算库仑破裂应力变化时, 需要知道断层的长度、宽度及平均滑动量。断层面的平均滑动量采用上述浅源强震“地震对”所用的统计公式。由于所处理的地震中包含震级较小的中等地震, 断层宽度不能采用 25 km, 我们首先采用 $\lg A(\text{km}^2) = 1.0M_w - 3.9$ (宇津德治, 1987) 计算断层面积, 采用 $\lg L(\text{km}) = 0.5M_w - 1.8$ 计算断层面长度, 进而计算断层宽度。同浅源强震“地震对”一样, 假设矩心可代表整个断层, 只计算第一次地震在后续地震矩心处产生的静态库仑破裂应力变化。在选择数据的过程中, 去掉矩心深度为 33 km 的深度不确定的“地震对”。

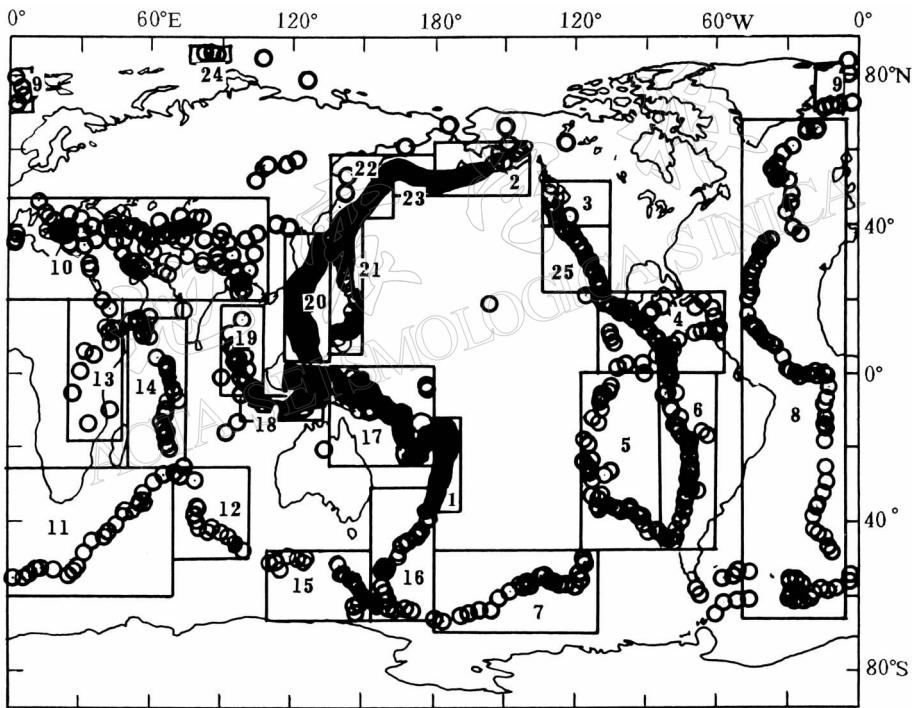


图 2 本研究所用的哈佛矩心矩量目录中矩心相距 100 km 以内
“地震对”的第一次地震位置及全球地震区域的划分和标号

取静态库仑破裂应力的触发阈值为 0.01 MPa (Harris, 1998; Hardebeck *et al.*, 1998), 我们剔除库仑破裂应力变化绝对值小于 0.001 MPa、对检验地震静态应力触发模型无意义的“地震对”。在哈佛矩心矩量目录中, 按有限断层面计算库仑破裂应力变化得到 $|\Delta\sigma_f| \geq 0.001 \text{ MPa}$ 、矩心相距在 100 km 以内的地震 103 420 对 (图 2), $|\Delta\sigma_f| \geq 0.001 \text{ MPa}$ 、矩心相距在 50 km 以内的地震 73 758 次。按点源模型计算库仑破裂应力变化得到 $|\Delta\sigma_f| \geq 0.001 \text{ MPa}$ 、矩心相距在 100 km 以内的地震 56 584 对, $|\Delta\sigma_f| \geq 0.001 \text{ MPa}$ 、

矩心相距在 50 km 以内的地震 42 736 对. 在中国及邻区地震震源机制目录中, 得到震源位置相距 100 km 之内的地震 248 对.

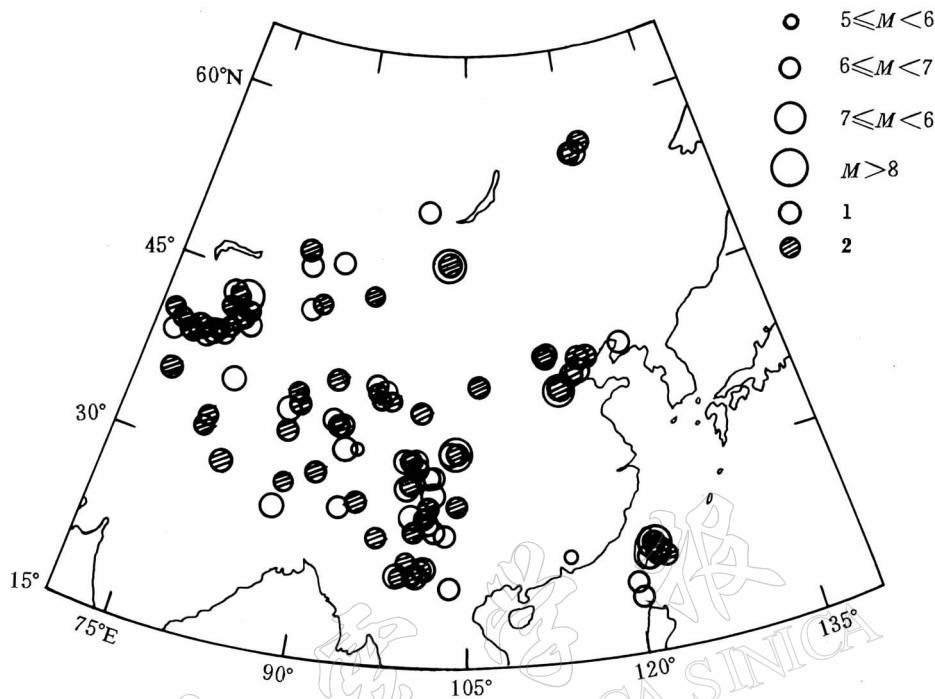


图 3 本研究所用中国及邻区相距 100 km 以内“地震对”的第一次地震位置
图中“1”表示库仑应力变化为正的“地震对”, “2”表示库仑应力变化为负的“地震对”

2 结果

2.1 浅源强震地震对的静态应力触发计算结果

我们对 Kagan 和 Jackson(1999)给出的 9 对浅源“强震对”进行库仑破裂应力变化计算, 得到 6 对地震的第一次地震在第二次地震矩心处产生的库仑破裂应力变化为正、1 对为零、

表 1 Kagan 和 Jackson(1999)给出的浅源强震“地震对”的静态应力触发情况

第一次地震		第二次地震		矩心距离 /km	延迟时间 /d	矩心 $\Delta\sigma_t$ /MPa	震源 $\Delta\sigma_t$ /MPa	参考地点
年-月-日	震级 M_w	年-月-日	震级 M_w					
1978-03-23	7.6	1978-03-24	7.6	24.9	1.69	0.397	0.173	千岛群岛
1980-07-08	7.5	1980-07-17	7.8	61.6	8.85	0.049	0.062	圣克鲁斯
1980-07-08	7.5	1997-04-21	7.8	33.1	6 131	0.000	-0.147	瓦努阿图
1980-07-17	7.8	1997-04-21	7.8	91.8	6 122	0.035	-0.121	瓦努阿图
1983-03-18	7.8	1995-08-16	7.8	83.2	4 534	0.041	0.004	新爱尔兰
1984-02-07	7.6	1988-08-10	7.6	85.0	1 644	0.015	0.082	所罗门群岛
1985-09-19	8.0	1985-09-21	7.6	71.2	1.51	1.034	-0.289	婆罗洲
1987-03-05	7.6	1995-07-30	8.1	33.0	3 069	-0.964	0.003	智利
1990-04-08	7.7	1991-06-20	7.6	37.6	428	-0.533	0.076	墨西哥

2对为负。6对地震在第二次地震震源(破裂起始点)处产生的库仑破裂应力变化为正、3对为负。计算结果列于表1。可见,对于大地震($M_w \geq 7.5$),前面地震产生的库仑破裂应力变化对后续地震事件具有一定的触发作用。

2.2 运用“地震对”概念对哈佛目录所有地震的检验结果

采用上述计算方法,我们计算了哈佛目录中所有“地震对”的第一次地震在第二次地震矩心处产生的库仑破裂应力变化的频度分布(图4a)。由于 $\Delta\sigma_f$ 绝对值大于0.05 MPa的“地震对”数目很少(占总“地震对”的15.8%),并分布在0.05 MPa至数兆帕的广大区间内,且如果库仑破裂应力变化太大,还可能由于第二次地震的位置落在第一次地震断层面的边缘,这些点的静态应力张量是奇异的(Okada, 1992),因此,图4a仅给出了库仑破裂应力变化在-0.05~0.05 MPa区间的频度分布。可以看出,在库仑破裂应力变化小于0.01 MPa的范围内,正库仑破裂应力变化的频度分布明显优于负库仑破裂应力变化,如果小于0.01 MPa的库仑破裂应力变化也能触发地震(Ziv, Rubin, 2000; 刘桂萍, 傅征祥, 2000),则这种触发作用是十分明显的。在库仑破裂应力变化绝对值大于0.01 MPa区间内,也发现具有正库仑破裂应力变化的“地震对”数大于负库仑破裂应力变化的“地震对”数。为了确定我们前面所定义的“地震对”是否合适,我们还将100 km(Kagan, Jackson, 1999)、50 km范围内“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化的频度统计进行了比较,发现矩心相距100 km和50 km之内的“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面和滑动方向上产生的 $\Delta\sigma_f$ 的频度分布形态几乎一致。因此,对于中强地震的“地震对”,可以采用100 km的触发距离。为了研究选取的模型是否影响计算结果,我们将点源模型与有限断层面模型的计算结果进行比较(限于篇幅未给出图形)。结果表明,除了点源模型计算结果较小外,频度分布形态几乎一致。这是因为采用点源模型所有破裂集中在一点,而采用有限断层面模型滑动均匀分布于整个断层面,因而在距第一次地震矩心的相同距离的近处,有限断层面模型产生的库仑破裂应力变化的绝对值大于点源模型[只有在至少3倍断层长度之外才趋于一致(Pollard, Segall, 1987)]。

2.3 对全球地震断层分类的检验结果

为了检验静态应力触发模型是否对不同断层类型地震有不同的影响,我们按照Frohlich(1992)对地震断层分类的方法分类:“地震对”中第二次地震的B轴倾角大于45°为走滑断层地震,T轴倾角大于45°为逆断层地震,P轴倾角大于45°为正断层地震,以及不属于这3类断层的“中间断层”地震。按照这种分类方法,分别对哈佛目录中的这4类“地震对”进行检验。检验结果的频度分布见图4b~4d。对于逆断层,在 $\Delta\sigma_f$ 绝对值为0~0.01 MPa区间内的正库仑应力变化“地震对”数远大于负库仑应力变化“地震对”数;在 $\Delta\sigma_f$ 绝对值大于0.01 MPa(即所谓触发阈值,Harris, 1998)的区间内,正库仑应力变化的“地震对”数也明显多于负库仑应力变化的“地震对”数。对于正断层和“中间类型”断层“地震对”,在某些区间出现了负库仑应力变化“地震对”多于正库仑应力变化“地震对”的情况,但总体来讲正库仑应力变化的“地震对”数多于负库仑应力变化的“地震对”数。无论采用有限断层面模型还是采用点源模型,矩心相距100 km之内还是50 km之内均有类似结果。说明此结果具有一定的可信度。对于走滑断层类型的地震,正库仑应力变化的“地震对”数和负库仑应力变化的“地震对”数似乎为随机分布。因此,可以认为逆断层、正断层和“中间断层”地震比较适合于静态应力触发模型,而走滑断层地震静态应力触发效应则不明显。为了研

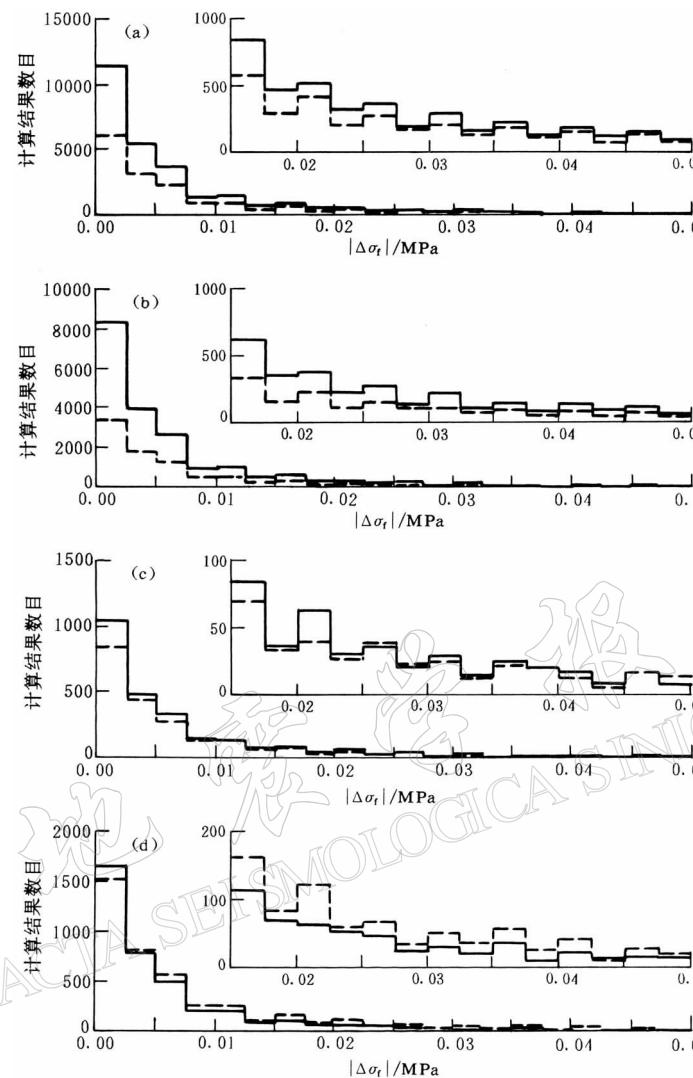


图 4 哈佛矩心矩张量目录中所有“地震对”(a)、逆断层类型(b)、正断层类型(c)和走滑断层类型(d)的库仑破裂应力变化的频度分布. 实线表示正 $\Delta\sigma_r$ 计算结果的频度分布, 虚线表示负 $\Delta\sigma_r$ 计算结果的频度分布. 内插图为所在图后面部分的放大

究“地震对”的前面地震的震源机制是否影响静态应力触发效应, 我们将统计结果列于表2. 由表可见, 逆断层和走滑断层类型“地震对”中第一次地震大多数与后续地震类型相同, 而正断层和“中间断层”类型“地震对”的后续地震机制较混乱, 这可能与导致地震的区域应力场有关. 近年来地震学家发现, 只有正断层类型的地震才有显著的潮汐触发现象, 而逆冲类型和走滑类型断层的地震则没有这种现象(Tsuruoka *et al.*, 1995). 地震动态应力触发研究指出, 走滑断层和正断层类型的地震更容易被触发(Spudich *et al.*, 1995; Hill *et al.*, 1993). 另外, 地震的前震对震源机制也有非常强的选择性(Reasenberg, 1999). 这都说明不同类型的地震具有不同的活动规律.

表 2 不同断层类型“地震对”的触发情况

“地震对”类型	“地震对”总数	正触发事件所占百分比	第一次地震的类型	“地震对”数目	正触发事件所占百分比
逆断层	69 416	66%	逆断层	59 954	68%
			正断层	3 720	54%
			走滑断层	4 030	57%
			“中间断层”	1 712	62%
正断层	11 270	53%	逆断层	4 356	54%
			正断层	4 512	51%
			走滑断层	1 942	54%
			“中间断层”	960	54%
走滑断层	18 834	46%	逆断层	4 018	54%
			正断层	1 394	52%
			走滑断层	7 742	43%
			“中间断层”	638	44%
“中间断层”	3 900	59%	逆断层	2 136	62%
			正断层	804	57%
			走滑断层	628	48%
			“中间断层”	332	60%

2.4 对延迟时间分段的检验结果

在已发表的静态库仑应力触发地震的研究中, Troise 等(1998)的结果表明地震产生的库仑应力变化对延迟数十秒的地震事件有触发作用。Harris 等(1995)发现在地震发生后的 1.5 年内, 静态库仑应力变化对后续地震有触发作用。而 Stein 等(1997)、Deng 和 Sykes (1997a, b)以及 Nalbant 等(1998)的结果表明, 地震产生的应力变化对延迟数十年的地震事件仍有触发作用。为了研究延迟时间多长的地震更符合静态应力触发模型, 我们将“地震对”按延迟时间分类, 分为延迟时间 $t \geq 1$ 天、 $t < 1$ 天、 $t \geq 10$ 天、 $t < 10$ 天、 $1 \text{ 天} \leq t \leq 10$ 天等 5 个时间段, 其频度分布结果示于图 5。 $t < 1$ 天、 $t < 10$ 天以及 $1 \text{ 天} \leq t \leq 10$ 天“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面和滑动方向上产生的正库仑应力变化及负库仑应力变化的频度分布大体一致。正库仑应力变化的“地震对”数居多, 但在一些区间内也有正库仑应力变化的“地震对”数小于负库仑应力变化的“地震对”数的情况, 如 0.007 5~0.01 MPa(图 5b, d, e)、0.017 5~0.02 MPa(图 5b, d)区间。这可能是参与统计的“地震对”数太少的缘故。对于延迟时间 $t \geq 1$ 天和 $t \geq 10$ 天的“地震对”, 由于统计的“地震对”数很多, 正库仑应力变化的“地震对”数均大于负库仑应力变化的“地震对”数。根据这些情况可以得出, 在地震之后短时间内, 静态应力触发地震的效应没有随延迟时间的改变而改变。

2.5 全球不同区域的地震静态应力触发情况

为了研究地震静态应力触发是否与地震构造有关, 我们将全球划分为 25 个矩形区域(图 2), 研究“地震对”的静态应力触发效应随区域的变化情况。各区域的正库仑破裂应力变化“地震对”数目与负库仑破裂应力变化“地震对”数目的情况列于表 3。可以看出, 1, 2, 17, 18, 20, 21, 22 和 23 号区域的“地震对”符合地震静态应力触发模型, 而这些区域均位于环太平洋地震带的西部区域; 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 15 和 25 号区域的“地震对”不符合地震静态应力触发模型, 而这些区域则大部分处于应力扩张状态的地区。因此, 本统计结果表明, 静态应力触发模型比较适合于消减带地区。

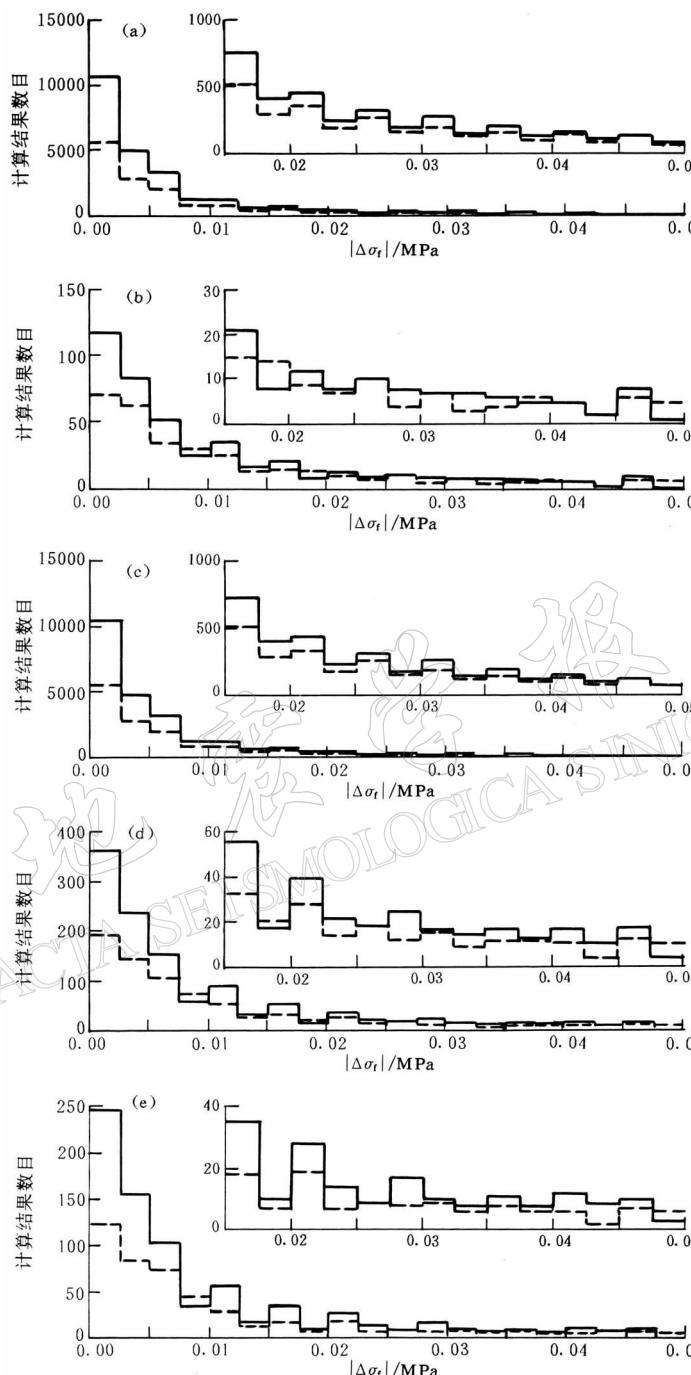


图 5 哈佛矩心矩张量目录中延迟时间 $t \geq 1$ 天(a)、 $t < 1$ 天(b)、 $t \geq 10$ 天(c)、 $t < 10$ 天(d)以及 $1 \text{ 天} \leq t \leq 10 \text{ 天}$ (e)的“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化的频度分布. 实线表示正 $\Delta\sigma_f$ 计算结果的频度分布. 虚线表示负 $\Delta\sigma_f$ 计算结果的频度分布. 内插图为所在图后面部分的放大

表 3 不同构造区域“地震对”库仑破裂应力变化正负数目的分布

区域 编号	触发“地震对”数		$\Delta\sigma_f < 10^{-2}$ MPa	抑制“地震对”数		与触发模型是否符合	
	阈值 10^{-2} MPa	阈值 10^{-3} MPa		阈值 $/10^{-2}$ MPa	阈值 $/10^{-3}$ MPa	阈值 $/10^{-2}$ MPa	阈值 $/10^{-3}$ MPa
1	1 632	5 527	6 005	1 506	3 616	是	是
2	554	1 794	1 754	386	900	是	是
3	58	151	197	108	212	否	否
4	463	1 332	1 468	470	1 069	否	是
5	64	286	493	183	454	否	否
6	218	680	662	194	394	否	是
7	38	189	304	99	252	否	否
8	218	877	1 143	324	808	否	是
9	5	14	26	6	23	否	否
10	116	334	402	203	387	否	否
11	33	87	103	49	98	否	否
12	29	74	104	45	104	否	否
13	14	32	40	31	53	否	否
14	40	127	153	55	121	否	是
15	42	206	351	125	312	否	否
16	58	165	180	91	164	否	是
17	3 226	10 307	10 563	2 539	6 021	是	是
18	79	252	276	73	176	是	是
19	67	303	345	77	186	否	是
20	1 330	4 156	4 705	1 072	2 951	是	是
21	571	2 027	2 344	477	1 365	是	是
22	925	2 768	2 657	741	1 555	是	是
23	106	345	356	70	187	是	是
24	18	57	101	14	76	是	否
25	23	82	135	48	124	否	否
合计	9 927	32 172	34 867	8 986	21 608	是	是

注: 有些地震分布区域较零散, 不包含在所分区域中(参看图 2).

2.6 中国及邻区“地震对”的检验

图 3 为所研究的中国及邻区“地震对”的第一次地震震中位置分布. 触发的“地震对”有 4 个比较集中的地区, 即新疆西南地区、川滇地区、台湾地区和华北地区, 这 4 个地区正库仑应力变化的“地震对”与负库仑应力变化的“地震对”共同存在, 从中看不出触发效应随地区的分布规律.

图 6 为对 100 km(Kagan, Jackson, 1999) 范围内“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化的频度统计. 由于 $\Delta\sigma_f$ 绝对值大于 0.05 MPa 的“地震对”数目很少, 得不出有

意义的结论, 故图 6 仅给出了库仑破裂应力变化在 $-0.05 \sim 0.05$ MPa 区间的频度分布. 在库仑破裂应力变化小于 0.005 MPa 的范围内, 正库仑破裂应力变化的频度分布明显优于负

表 4 中国及邻区地震的静态应力触发情况

断层类型	“地震对”数		是否有利于静态 应力触发模型
	$\Delta\sigma_f > 0.001$ MPa	$\Delta\sigma_f > -0.001$ MPa	
正断层	14	18	否
逆断层	52	36	是
走滑断层	57	62	否
“中间断层”	6	3	是

库仑破裂应力变化,在 $0.005\sim0.0075$ MPa、 $0.03\sim0.035$ MPa、 $0.04\sim0.0425$ MPa 以及 $0.045\sim0.05$ MPa 区间内,得到的负库仑破裂应力变化的“地震对”数多于正库仑破裂应力变化的“地震对”数. 其余区间内正库仑破裂应力变化的“地震对”数均多于负库仑破裂应力变化的“地震对”数. 总体来看,具有正库仑破裂应力变化的“地震对”数略多,但不明显. 中国及邻区地震静态应力触发计算结果的统计分布列于表 4. 在所研究的“地震对”中,正断层类型地震 32 对,逆断层地震 88 对,走滑断层地震 119 对,“中间断层”地震 9 对. 由此看来,中国及邻区地震以走滑断层地震为主. 因此,根据上述哈佛地震目录的检验结果,这种类型的地震不容易看到地震静态应力触发现象. 这里的结果进一步验证了上面结论的正确性.

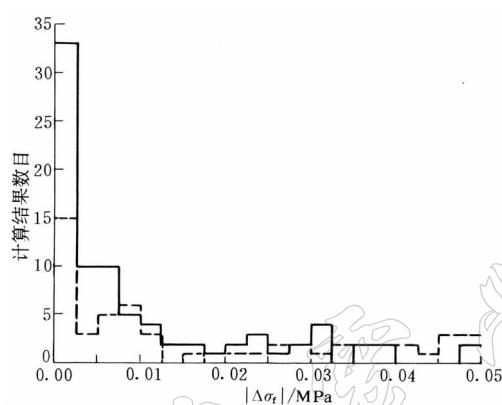


图 6 中国及邻区所有“地震对”库仑破裂应力变化在 $-0.05\sim0.05$ MPa 区间的频度分布.

实线表示正 $\Delta\sigma_t$ 计算结果的频度分布,
虚线表示负 $\Delta\sigma_t$ 计算结果的频度分布

1 对为 0、2 对为负. 对哈佛矩心矩张量目录 1976~2000 年的所有浅源“地震对”,计算了前面地震事件在后续地震断层面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化,发现正库仑破裂应力变化的“地震对”数多于负库仑破裂应力变化的“地震对”数. 按照 Frohlich(1992)对地震断层分类的方法,对地震按断层类型计算地震产生的库仑破裂应力变化. 结果表明,对于逆断层,正库仑应力变化的“地震对”数明显多于负库仑应力变化的“地震对”数;对于正断层“地震对”,在某些区间出现了负库仑应力变化“地震对”多于正库仑应力变化“地震对”的情况,但总体来讲,正库仑应力变化的“地震对”数多于负库仑应力变化的“地震对”数. 对于走滑断层类型的地震,正库仑应力变化的“地震对”数和负库仑应力变化的“地震对”数几乎为随机分布. 因此可得出结论:非走滑断层地震触发效应较为明显,而走滑断层类型的地震静态应力触发效应微弱.

2) 为了研究延迟时间多长的地震更符合静态应力触发模型,我们将地震按延迟时间分类,分为延迟时间 $t\geq1$ 天、 $t<1$ 天、 $t\geq10$ 天, $t<10$ 天、 $1\text{ 天}\leq t\leq10$ 天 5 个时间段. 发现 $t<1$ 天、 $t<10$ 天以及 $1\text{ 天}\leq t\leq10$ 天“地震对”的第一次地震在第二次地震破裂面上产生的正库仑应力变化及负库仑应力变化“地震对”的频度分布大体一致,正库仑应力变化的“地震对”数居多. 对于延迟时间 $t\geq1$ 天和 $t\geq10$ 天的“地震对”,由于统计的“地震对”数很

3 讨论和结论

本研究采用哈佛矩心矩张量目录 1976~2000 年的资料和中国及邻区的 1920~1999 年的震源机制资料,对静态应力触发模型进行全球系统的检验. 比较图 1, 2 可知,我们的研究侧重于资料的系统性和得到结果的全球性.

1) 对 Kagan 和 Jackson(1999)提供的 9 对浅源大地震,计算前面破裂事件在后续地震破裂面上产生的库仑破裂应力变化,得到 6 对地震的第一次地震在第二次地震矩心处产生的库仑破裂应力变化为正、

多, 正库仑应力变化的“地震对”数均大于负库仑应力变化的“地震对”数。因此可以得出, 在地震之后短时间内, 触发地震效应没有随延迟时间的改变而改变。

3) 通过对中国及邻区的 248 个“地震对”前面破裂事件在后续地震破裂面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化的计算表明, 就中国及邻区的地震类型(以走滑断层地震为主)而言, 不容易看到地震的静态应力触发效应。或者说, 对于中国及邻区地震, 不宜采用统计的方法研究静态应力触发模型的适用程度。

应该指出, 在我们的计算中, 由于是对全球范围地震的静态应力触发模型的系统研究, 而未考虑初始应力场。其实, 很早就有人结合地震断层错动产生的应力场和由地震错动推断的初始应力场, 以及地质构造条件对强余震的分布进行研究(Chinnery, 1966a, b; 黄福明, 王廷榘, 1981)。今后需结合初始应力场, 研究库仑破裂应力变化对后续地震的影响。

由于本文是对全球地震进行应力触发计算, 作为一级近似, 采用比较简单的弹性半空间模型。实际上, 地球介质的三维不均匀结构对库仑破裂应力变化的计算结果有一定影响。另外, 由于地球的粘弹性松弛效应, 大地震后会产生应变的扩散(Rundle, 1978; Rydelek, Sacks, 1990, 1999; Deng *et al.*, 1999), 这些效应也会对地震静态应力触发模型的检验结果产生一些影响。需要说明的是, 粘弹性效应仅在应力作用时间与应力释放的特征时间可以比拟, 或大于应力释放的特征时间时才变得比较重要。这样的特征时间对于麦克斯韦流变体, 可按 $\tau = 2\eta/\mu$ 计算。软流层粘度的典型值范围为 $10^{19} \sim 10^{21} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 这预示着剪切模量为 $3 \times 10^{10} \text{ Pa}$ 的介质特征时间范围为 $10^9 \sim 10^{11} \text{ s}$, 对应于 30~3 000 年。粘弹性效应在描述发生时间间隔为几十年到几个世纪的邻近大地震之间的相互作用时是不可忽略的。对于讨论发生在时间间隔不足 30 年的地震之间的应力相互作用, 这种效应是可以忽略不计的。

高孔隙压力流体的存在, 可以成功地解释圣安德烈斯断层地热流量密度低和断层外围主压应力方向与断层成近乎垂直的高角度现象(石耀霖, 2001)。巴巴多斯俯冲带的地震和钻探结果以及最近日本、新西兰地震层析成像和大地电磁测深的成果也都提供了高孔隙水压存在的观测证据(Zhao *et al.*, 1996)。因此, 地震产生的应力变化导致的流体在含水层中的迁移, 可能是在中等时间尺度(几天至几个月)上影响后续地震发生的因素之一(Hudnut *et al.*, 1989; Noir *et al.*, 1997)。由于流体迁移参数的不确定性, 故在本文的计算中未针对不同情况加以考虑。

在静态应力触发模型的检验中, 没有考虑不产生地震波辐射的“慢地震”转移的库仑应力变化对后续破裂事件的影响。“慢地震”随着观测技术的提高而逐渐被人们所认识(Crescentini *et al.*, 1996; McGuire *et al.*, 1996; Kerr, 1997)。实际上, “慢地震”在地震活动性的动力学中具有重要的意义(Dragoni, Tallarico, 1992; Peresan *et al.*, 1999; 吴忠良, 2000; 石耀霖, 2001)。另外, 1999 年 8 月 17 日土耳其伊兹米特地震震前、震后的 GPS 测量及 InSAR 测量表明, 地震时发生了大幅度的同震位移, 断层错动最大可达 5.7 m, 而震后 75 天继续发生无震滑动, 错动最大达 0.43 m, 相当于一个 7 级地震(Reilinger *et al.*, 2000)。这种无震滑动在应力场调整估计中也是不可忽略的因素。本文研究地震静态应力触发问题未计及这方面的影响, 这是由于至今还没有一个较为完整的“慢地震”、“寂静地震”目录和全球无震滑动资料供我们使用。

随着地震学的发展和对地球结构的深入了解以及资料的积累, 考虑上述因素对地震静态应力触发模型进行检验是我们下一步的工作。

本研究得到陈运泰、许忠淮、张天中、张东宁、黄福明、傅征祥、张国民、李世愚、周蕙兰、臧绍先、宁杰远、陈晓非、石耀霖等教授的支持和帮助, 他们为本文提出了很多中肯的修改意见; 审者为本文提出的建议, 促使本文更加完善。特此一并致谢。

参 考 文 献

- 陈运泰, 林邦慧, 林中洋, 等。1975. 根据地面形变的观测研究 1966 年邢台地震的震源过程[J]. 地球物理学报, **18**(3): 164~182
- 傅征祥, 刘桂萍。1999. 海原大地震可能触发古浪大地震的力学机制[A]. 见: 陈运泰主编. 中国地震学会成立 20 周年纪念文集[C]. 北京: 地震出版社, 234~243
- 黄福明, 王廷枢。1981. 强余震的空间分布特征[J]. 地震科学, **2**: 56~59
- 刘桂萍, 傅征祥。2000. 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震触发的区域地震活动和静应力场变化[J]. 地震学报, **22**(5): 17~26
- 石耀霖。2001. 关于应力触发和应力影概念在地震预报中应用的一些思考[J]. 地震, **21**(3): 1~7
- 吴忠良。2000. 地震震源物理中的临界现象[M]. 北京: 地震出版社, 134
- 宇津德治(主编). 1987; 李裕彻, 卢振业, 丁鉴海, 等译。1990. 地震事典[M]. 北京: 地震出版社, 317~318
- Anderson G, Johnson H. 1999. A new statistical test for static stress triggering: Application to the 1987 Superstition Hills earthquake sequence[J]. *J Geophys Res*, **104**: 20 153~20 168
- Beroza G C, Zoback M D. 1993. Mechanism diversity of the Loma Prieta aftershocks and the mechanics of mainshock-aftershock interaction[J]. *Science*, **259**: 210~213
- Caskey S J, Wesnousky S G. 1997. Static stress changes and earthquake triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley earthquakes, Central Nevada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 521~527
- Chinnery M A. 1963. The stress changes that accompany strike-slip faulting[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **53**: 921~932
- Chinnery M A. 1966a. Secondary faulting, I. Theoretical aspects[J]. *Can J Earth Sci*, **3**(2): 163~174
- Chinnery M A. 1966b. Secondary faulting, II. Geological aspects[J]. *Can J Earth Sci*, **3**(2): 175~190
- Crescentini L, Amoruso A, Scarpa R. 1996. Constraints on slow earthquake dynamics from a swarm in central Italy[J]. *Science*, **286**: 2 132~2 134
- Deng J, Hudnut K, Gurnis M, et al. 1999. Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershock following the 1994 Northridge, California, earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **26**: 3 209~3 212
- Deng J, Sykes L R. 1997a. Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective[J]. *J Geophys Res*, **102**: 9 859~9 886
- Deng J, Sykes L R. 1997b. Stress evolution in southern California and triggering of moderate-, small-, and micro-size earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **102**: 24 411~24 435
- Dragoni M, Tallarico A. 1992. Interaction between seismic and aseismic slip along a transcurrent plate boundary: a model for aseismic sequences[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **72**: 49~57
- Frohlich C. 1992. Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms [J]. *Phys Earth Planet Inter*, **75**: 193~198
- Hardebeck J L, Nazareth J J, Hauksson E. 1998. The static stress change triggering model constraints from two southern California aftershock sequences[J]. *J Geophys Res*, **103**: 24 427~24 437
- Harris R A. 1998. Introduction to special section stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard[J]. *J Geophys Res*, **103**: 24 347~24 358
- Harris R A, Simpson R W, Reasenberg P A. 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California[J]. *Nature*, **375**: 221~224

- Hill D P, Reasenberg P A, Michael A, *et al.* 1993. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake[J]. *Science*, **260**: 1 617~1 623
- Hori T, Kaneda Y. 2001. A simple explanation for the occurrence of the 1911 Morgan Hill earthquake in the stress shadow of the 1906 San Francisco earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **28**: 2 261~2 264
- Horikawa H. 2001. Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **91**: 112~127
- Hudnut K W, Seeber L, Pacheco J. 1989. Cross-fault triggering in the November 1987 Superstition Hills earthquake sequence, southern California[J]. *Geophys Res Lett*, **16**: 199~202
- Kagan Y Y, Jackson D D. 1999. Worldwide doublets of large shallow earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 1 147~1 155
- Kerr R A. 1997. Geophysicists ponder ancient chills and elusive quakes. *Science*, **276**: 1 792~1 793
- Kilb D, Ellis M, Gomberg J, *et al.* 1997. On the origin of diverse aftershock mechanisms following the Loma Prieta earthquake[J]. *Geophys J Int*, **128**: 557~570
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 935~953
- Lomnitz C. 1996. Search of a worldwide catalog for earthquakes triggered at intermediate distances[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **86**: 293~298
- McGuire J J, Ihmle P F, Jordan T H. 1996. Time-domain observations of slow precursor to the 1994 Romanche transform earthquake[J]. *Science*, **274**: 82~85
- Mikumo T, Singh S K, Santoyo M A. 1999. A possible stress interaction between large thrust and normal faulting earthquakes in the Mexican subduction zone[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 1 418~1 427
- Nalbant S S, Hubert A, King G C P. 1998. Stress coupling between earthquakes in the northwest Turkey and the north Aegean Sea[J]. *J Geophys Res*, **103**: 24 469~24 486
- Noir J, Jacques E, Béké S, *et al.* 1997. Fluid flow triggered migration of events in the 1989 Dobi earthquake sequence of central Afar[J]. *Geophys Res Lett*, **24**: 2 335~2 338
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 1 018~1 040
- Peresan A, Costa G, Panza G F. 1999. Seismotectonic model and CN earthquake prediction in Italy[J]. *Pure Appl Geophys*, **154**: 281~306
- Pollard D D, Segall P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock; with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces[A], In: Atkinson B K ed. *Fracture Mechanics of Rock*[M]. San Diego: Cliff, 277~350
- Reasenberg P A. 1999. Foreshock occurrence before large earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **104**: 4 755~4 768
- Reilinger R E, Ergintav S, Bürgmann R, *et al.* 2000. Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, $M=7.5$, Izmit, Turkey earthquake[J]. *Science*, **289**: 1 519~1 523
- Rice J R. 1992. Fault stress states, pore pressure distribution, and the weakness of the San Andreas fault[A]. In: Evans B, Wong T F eds. *Fault Mechanics and Transport Properties of Rock*[C]. London: Academic Press, 475~503
- Rundle J B. 1978. Viscoelastic crustal deformation by finite quasi-static sources[J]. *J Geophys Res*, **83**: 5 937~5 945
- Rydelek P A, Sacks I S. 1990. Asthenospheric viscosity and stress diffusion: a mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformation in NE Japan[J]. *Geophys J Int*, **100**: 39~58
- Rydelek P A, Sacks I S. 1999. Large earthquake occurrence affected by small stress changes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 822~828
- Scholz C H. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*[M]. New York: Cambridge Univ Press, 439
- Seeber L, Armbruster J G. 2000. Earthquakes as beacons of stress change[J]. *Nature*, **407**: 69~72
- Spudich P, Steck L K, Hellweg M, *et al.* 1995. Transient stresses at Parkfield, California, produced by the $M7.4$ Landers earthquake of June 28, 1992: Observations from the UPSAR dense seismograph array[J]. *J Geophys Res*, **100**:

675~690

- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence[J]. *Nature*, **402**: 605~609
- Stein R S, Barka A A, Dieterich J H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering[J]. *Geophys J Int*, **128**: 594~604
- Stein R S, King G C P, Lin J. 1992. Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude=7.4 Landers earthquake[J]. *Science*, **258**: 1 328~1 332
- Toda S, Stein R S, Reasenberg 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]. *J Geophys Res*, **103**: 24 543~24 565
- Troise C, De Natale G, Pingue F, *et al.* 1998. Evidence for static stress interaction among earthquakes in south-central Apennines (Italy)[J]. *Geophys J Int*, **134**: 809~817
- Tsuruoka H, Ohtake M, Sato H. 1995. Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect[J]. *Geophys J Int*, **122**: 183~194
- Zhao D, Kanamori H, Negishi H, *et al.* 1996. Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter? [J]. *Science*, **274**: 1 891~1 894
- Ziv A, Rubin A M. 2000. Static stress transfer and earthquake triggering: No lower threshold in sight? [J]. *J Geophys Res*, **105**: 13 631~13 642

GLOBAL TEST OF SEISMIC STATIC STRESS TRIGGERING MODEL

Wan Yongge^{1, 2)} Wu Zhongliang¹⁾ Zhou Gongwei¹⁾

Huang Jing¹⁾ Qin Lixin¹⁾

1) Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China

2) College of Disaster Prevention and Mitigation Technique, China Seismological Bureau, Yanjiao 101601, China

Abstract: Seismic static stress triggering model are tested using Harvard centroid moment tensor (CMT) solution catalogue of 1976~2000 and concept of "earthquake doublet". Result shows that seismic static stress triggering effect does exist in the view of global earthquakes, but the effect is very weak. Dividing the earthquakes into thrust focal mechanism, normal focal mechanism, strike-slip focal mechanism, *etc*, earthquakes, we find that non-strike-slip focal mechanism earthquakes have significant triggering effect, whereas, the triggering effect in strike-slip focal mechanism earthquakes is not obvious. Divided the subsequent events delay time of "earthquake doublet" into 5 classes of $t \geq 1$, $t < 1$, $t \geq 10$, $t < 10$, $1 \leq t \leq 10$ (t is in unit of d), seismic static stress triggering effect does not change with delay time in short time period after earthquakes. The research on seismic static stress triggering in different regions in the world indicates that triggering effect is significant in subduction belts. Seismic static stress triggering model is tested by using "earthquake doublets" in China and its adjacent. The result indicates that seismic static stress triggering effect cannot be observed easily in China and its adjacent due to the seismic focal mechanism type (most of the earthquakes are strike-slip earthquakes).

Key words: stress triggering; global test; seismic catalogue; seismic focal mechanism type