

文章编号: 0253-3782(2003)02-0143-11

鲜水河断裂带断层间相互作用 的触震与缓震效应^{*}

张秋文¹⁾ 张培震²⁾ 王 乘¹⁾ 汪一鹏²⁾ Michael A. Ellis³⁾

1) 中国武汉 430074 华中科技大学

2) 中国北京 100029 中国地震局地质研究所

3) 美国 Memphis TN 38152 Memphis 大学地震研究与信息中心

摘要 探讨了断层间相互作用产生的同震库仑应力改变及对地震的触发与延缓效应, 并以鲜水河断裂带不同断裂段时间上连续发生的 4 次 $M_s 6.0$ 以上地震为例, 计算和分析了每次地震发生后, 在周围其它断裂上产生的同震库仑应力改变及其对后续地震的触发, 以及 1973 年炉霍 $M_s 7.6$ 地震和 1981 年道孚 $M_s 6.9$ 地震发生后, 在其周围最易破坏失稳的微破裂上产生的同震库仑应力改变及对余震活动的影响。在其它条件保持不变的情况下, 将这 4 次地震的累积触震与缓震效应加以定量考虑, 对鲜水河断裂带各断裂段的地震潜势进行了重新计算, 并与已有预测结果进行对比分析, 检验和评估了鲜水河断裂带断层间相互作用触震与缓震效应的重要性。结果表明: 鲜水河断裂带每次地震都发生于受其先前发生的地震影响而产生同震库仑应力增加的断裂段上, 不同断层间相互作用的触震和缓震效应导致地震复发概率的改变可高达 30.5% 以上, 主震后的余震大多发生于同震库仑应力增加较高的微破裂上。

关键词 断层相互作用 同震库仑应力改变 触震与缓震效应 地震潜势 鲜水河断裂带

中图分类号: P315.2 **文献标识码:** A

引言

鲜水河断裂带是我国乃至全球近代最活跃的地震构造带之一, 其地震危险性预测一直是国内外的研究重点和热点, 许多专家学者都先后对其地震潜势进行了深入研究, 取得了一系列预测成果(闻学泽, 1996; 李坪, 1993; 李天昭, 1997)。在已有研究中, 大都将鲜水河断裂带划分为许多不同的断层段, 并将每一断层作为彼此独立的研究对象, 分别对其进行地震危险性预测和评估, 而没有考虑不同断层段之间的相互作用以及这种相互作用对每一断层段地震潜势的影响。然而, 某一断层段上发生地震时, 不仅在该发震断层上产生应力降、释放应变能, 同时还要向其周围传递应力, 调整和改变其它断层上的应力状态(Reasenbeg, Simpson, 1992; Harris *et al.*, 1995; Toda *et al.*, 1998)。因此, 某一断层上应力的积累和释放不仅受其所在地区的区域应力场和岩石性能影响, 而且还受其相邻断层或其它断裂带的影响和作用。也就是说, 不同断层或同一断层不同段落之间存在相互作

* 国家自然科学基金重点项目(49834002)、地震科学联合基金与教育部博士点学科专项基金(100061)及中国地震局“九五”重点项目(95041007)联合资助。

2001-09-28 收到初稿, 2002-09-08 收到最后修改稿, 2002-12-09 决定采用。

用, 这种相互作用提供了它们之间的通讯和联系, 从而使某一断层段上发生地震时, 增加或减少其相邻段落或其它断层上的应力, 加速或延缓其地震的发生时间, 产生触震和缓震效应(King *et al.*, 1994; Hodgkinson *et al.*, 1996; Stein *et al.*, 1997; 张国民, 李丽, 1997; 张秋文等, 2001a,b, 2002).

国内外早就有不少研究人员认识到地震可能产生应力触发, 并提出了许多相应的研究思路, 但对应力触发在地震孕育过程中的作用则看法不尽一致(张之立, 1987; Cornell, 1993). 直到最近几年, 断层间相互作用及其产生的应力触发才真正成为国际上的研究热点. 目前, 以 King(1994)和 Stein 等(1994, 1997)为代表的国外许多学者对地震产生的应力触发进行了研究, 并从地震应力触发思想出发, 重新对一些断裂带的地震危险性进行了预测与评估(Hashimoto, 1997; Toda *et al.*, 1998). 在我国, 也已陆续出现不少关于这方面的研究成果(傅征祥, 刘桂萍, 1999, 2001; 刘桂萍, 傅征祥, 2000; 张秋文等, 2001a,b).

本研究在鲜水河断裂带已有地震危险性分段预测研究基础上, 将断层间相互作用的触震和缓震效应加以定量考虑, 对其不同段落的地震潜势进行重新评估, 并与不考虑断层间相互作用的预测结果进行了对比和分析.

1 同震库仑应力改变的触震与缓震效应及其定量表达

1.1 同震库仑应力改变的求解

在脆性条件下, 岩石破裂失稳受岩石面上剪应力和摩擦阻力的影响, 满足 Navier-Coulomb 破裂准则(Jaeger, Cook, 1979), 即

$$\tau \geq s + \mu \sigma \quad (1)$$

其中, τ 为某一断面上的剪应力; σ 为正应力, 以压缩为正; μ 为摩擦系数, s 为内聚力. 若定义库仑应力为 $\sigma_f = \tau - s - \mu \sigma$, 则断层破坏失稳取决于其库仑应力的大小.

受断层间相互作用影响, 某一断层段上发生地震后, 将使其相邻段落或其它断层上的正应力 σ 和剪应力 τ 发生改变, 从而导致断层上的库仑应力 σ_f 发生改变. 这种应力改变是在其它断层段上发生地震的同时而产生的, 故称其为同震库仑应力改变(张秋文等, 2001a,b).

由式(1)可知, 求解同震库仑应力改变, 必须计算在发震断层作用下, 其它断层上的剪应力和正应力的改变. 于是, 同震库仑应力改变的求解可归结为求解发震断面上的粘滑、蠕动或者错动在其它断层上引起的应力变化问题. 理论上讲, 断层间相互作用产生的同震库仑应力改变受到静应力触发和动应力触发的综合作用, 但由于影响动应力传递的因素复杂, 求解比较困难, 因此, 目前大都对静应力触发产生的同震库仑应力改变进行研究. 静应力位错理论是处理这种问题的有力工具. 近几十年来, 不少学者将位错理论用于研究地壳在不同介质条件下破裂时所产生的静态场. 特别是日本学者 Okada(1985, 1992)提出了半无限空间中剪切和张性断层引起的地表和地壳内部变形的研究方法, 解决了其中一系列数值计算和分析问题, 至今已成为公认的处理由于断层位错产生的地表和地壳内部变形的经典算法(Gomberg, Ellis, 1993, 1994; King *et al.*, 1994). 以 Okada 算法为基础, Gomberg 和 Ellis(1993, 1994)开发了一套处理断层位错引起变形的三维边界元程序 3D-DEF. 其基本思路是: 通过对地球动力学背景的研究, 确定研究区的区域构造应力场、形变场或位移场, 以此作为研究区的外边界条件; 将发震断层面划分为许多单元, 并由地震

地面运动观测、震源物理反演、大地测量或有关经验公式等确定各单元的应力、应变或相对位错,以此作为内边界条件,然后根据弹性半无限空间中的位错理论,计算发震断层周围其它断层上的应力、应变或位移等,最后得出由于断层间相互作用而产生的同震库仑应力改变。

我们对3D-DEF程序作了适当修改,用来求解断层间相互作用产生的同震库仑应力的改变。其输入参数主要包括研究区岩石力学参数(弹性模量、泊松比、内摩擦系数、视摩擦系数、Skeptom参数)、发震断层及待求断层的几何参数(走向、倾向、长度、宽度、起点或终点坐标)、外边界条件(区域构造应力场、应变场或位移场)以及内边界条件(沿发震断层走向和倾向划分的单元数,各单元走向、倾向和法向方向的应力、应变或相对位错)等。

1.2 同震库仑应力改变触震与缓震效应的定量表达

根据Navier-Coulomb破裂准则,断层上库仑应力改变将影响该断层的破裂失稳条件,增加或缩短断层依靠长期区域构造应力来积累应变能,而使该断层破裂失稳发震所需的时间。当某一断层已接近破裂时,库仑应力增加可能使该断层的应力提前达到其临界状态而触发地震;而当断层尚未接近于破裂时,库仑应力增加将加速该断层上的应力积累,使下次地震提前发生,同震库仑应力改变对活动断裂地震潜势的这种触发作用称为“触震效应”;相反,断层上库仑应力降低则使断层上的应力水平更加低于其破裂失稳的临界状态,因而使地震延缓滞后发生,同震库仑应力改变对断裂地震潜势的这种延缓作用称为“缓震效应”(Stein *et al.*, 1997; 张秋文, 2001a,b)。

目前活动断裂地震危险性定量评价大多采用概率法(闻学泽, 1995),因此,断层之间相互作用产生的同震库仑应力改变的触震和缓震效应,可以用其对断层下一次地震发生概率的影响来进行定量表述。

若发生库仑应力改变以前,某一断层距最近一次地震的离逝时间为 t_e ,地震平均复发间隔为 T ,其所在区域的长期应力积累率为 $\dot{\sigma}$,则发生库仑应力改变 $\Delta\sigma_f$ 后,该断层上的离逝时间和地震平均复发间隔分别变为

$$t'_e = t_e + \Delta t_f = t_e + \frac{\Delta\sigma_f}{\dot{\sigma}} \quad (2)$$

$$T' = T - \Delta t_f = T - \frac{\Delta\sigma_f}{\dot{\sigma}} \quad (3)$$

式(2)、(3)中的 t'_e 和 T' 分别为断层发生库仑应力改变 $\Delta\sigma_f$ 以后,距最近一次地震的离逝时间和地震平均复发间隔,称为有效离逝时间和有效地震复发间隔。

根据活动断裂地震危险性分析的条件概率模型(闻学泽, 1995),断层上距最近一次地震的离逝时间或地震复发间隔的改变,将直接影响该断层下一次地震发生的概率。在计算断层上库仑应力改变 $\Delta\sigma_f$ 以后的地震复发条件概率 P' 时,必须考虑断层上库仑应力改变影响的有效离逝时间 t'_e 和有效地震复发间隔 T' ,即

$$P'(t'_e \leq T \leq t'_e + \Delta t \mid T \geq t'_e) = \frac{P(t'_e \leq T \leq t'_e + \Delta t)}{P(t'_e \leq T \leq \infty)} = \frac{F(t'_e + \Delta t) - F(t'_e)}{1 - F(t'_e)} \quad (4)$$

2 鲜水河断裂带同震库仑应力改变及其对地震潜势的影响

2.1 特定断裂上的同震库仑应力改变及其对未来主震的影响

鲜水河断裂带可划分为甘孜断裂、侏罗断裂、炉霍断裂、道孚断裂、乾宁断裂和康定

断裂等次级断裂。每一断裂又由许多更次一级的断层组成(李天昭, 1997)。1973 年炉霍 $M_s 7.6$ 地震、1975 年康定 $M_s 6.2$ 地震、1981 年道孚 $M_s 6.9$ 地震及 1982 年甘孜 $M_s 6.0$ 地震分别发生于炉霍断裂、康定断层(乾宁—康定断裂西侧—近 SN 向的次级断层)、道孚断裂和下扎科—藏德卡断裂(近 EW 向)上, 它们是鲜水河断裂带在时间上连续发生的 4 次 $M_s 6.0$ 以上的地震序列, 为研究鲜水河断裂带不同断层间相互作用的触震和缓震效应提供了良好的震例。

以鲜水河断裂带区域构造应力场为外边界条件, 各发震断层上的相对位错为内边界条件, 应用 3D-DEF 程序, 分别计算了这 4 次地震发生后, 在其周围其它断层上不同深度产生的同震库仑应力改变。由于鲜水河断裂带地震震源深度大多在 $10 \sim 20$ km(李天昭, 1997), 所以主要分析各断层在 15 km 深度上产生的同震库仑应力改变。

1973 年炉霍断裂上发生 $M_s 7.6$ 地震后, 在其周围的道孚断裂、乾宁断裂、乾宁—康定断裂和下扎科—藏德卡断裂上 15 km 深度处, 分别产生了 $0.1 \times 10^5 \sim 2.55 \times 10^5$ Pa、 $0.02 \times 10^5 \sim 0.04 \times 10^5$ Pa、 $-0.0075 \times 10^5 \sim 0.0089 \times 10^5$ Pa、 $0.08 \times 10^5 \sim 0.34 \times 10^5$ Pa 的库仑应力改变, 而在 1975 年康定 $M_s 6.2$ 地震的发震断层上(乾宁—康定断裂西侧一条近 SN 向的次级断层), 其库仑应力增加了 $0.002 \times 10^5 \sim 0.004 \times 10^5$ Pa(图 1A)。由于道孚断裂已于 1923 年发生了 $M_s 7.25$ 地震, 乾宁断裂已于 1893 年发生过 $M_s 7.25$ 地震, 下扎科—藏德卡断裂已于 1930 年发生了 $M_s 6.0$ 地震(李坪, 1993), 因此, 尽管道孚断裂、乾宁断裂和下扎科—藏德卡断裂上产生的同震库仑应力改变, 比康定断层上的同震库仑应力改变值还大, 但在炉霍断裂上 1973 年 $M_s 7.6$ 地震以后, 于 1975 年最先触发的地震不是在道孚断裂、乾宁断裂或下扎科—藏德卡断裂, 而是在库仑应力增加相对较小的康定断层上。

1975 年康定断层上发生的 $M_s 6.2$ 地震, 在道孚断裂上产生了 $0.01 \times 10^5 \sim 0.02 \times 10^5$ Pa 的同震库仑应力增加, 在乾宁断裂上产生了 $0.02 \times 10^5 \sim 0.12 \times 10^5$ Pa 的同震库仑应力增加。炉霍断裂和下扎科—藏德卡断裂上产生的库仑应力增加比较小, 分别为 $0.001 \times 10^5 \sim 0.0087 \times 10^5$ Pa 和 $0.0002 \times 10^5 \sim 0.0008 \times 10^5$ Pa(图 1B)。加上受炉霍断裂上 1973 年 $M_s 7.6$ 地震的影响, 道孚断裂上已经有 $0.1 \times 10^5 \sim 2.55 \times 10^5$ Pa 的库仑应力增加, 所以, 在它们的共同触发作用下, 该断裂于 1981 年发生了 $M_s 6.9$ 地震。

同样, 1981 年道孚断裂上发生的 $M_s 6.9$ 地震, 也在其周围其它断裂上产生了同震库仑应力改变(图 1C): 炉霍断裂增加了 $0.014 \times 10^5 \sim 1.28 \times 10^5$ Pa、乾宁断裂上库仑应力改变为 $-0.21 \times 10^5 \sim 0.09 \times 10^5$ Pa、下扎科—藏德卡断裂产生了 $0.01 \times 10^5 \sim 0.02 \times 10^5$ Pa 的库仑应力增加, 乾宁—康定断裂上的库仑应力改变为 $-0.0384 \times 10^5 \sim 0.0054 \times 10^5$ Pa。由于炉霍断裂不久前(1973 年)发生的 $M_s 7.6$ 地震已经将累积的应变能释放殆尽, 重新积累的应变能尚少, 故尽管该断裂上产生的同震库仑应力增加相对较大, 但无法很快触发地震。而对于下扎科—藏德卡断裂, 1973 年炉霍断裂上发生的 $M_s 7.6$ 地震已经在该断裂上产生了 $0.08 \times 10^5 \sim 0.34 \times 10^5$ Pa 的同震库仑应力增加(图 1A), 并与 1981 年道孚断裂上发生的 $M_s 6.9$ 地震在该断裂上产生的同震库仑应力增加累积作用和触发, 从而使该断裂于 1982 年发生了 $M_s 6.0$ 地震。

下扎科—藏德卡断裂上 1982 年 $M_s 6.0$ 地震在其周围其它断裂上产生的同震库仑应力改变较小(图 1D), 只在道孚断裂上产生了 0.01×10^5 Pa 的库仑应力增加, 而使炉霍断裂上的同震库仑应力下降了 $0 \sim 0.4 \times 10^5$ Pa。所以, 从此以后, 鲜水河断裂带上至今尚未再

触发 $M_s 6.0$ 以上地震。但是, 1973 年炉霍断裂上 $M_s 7.6$ 地震、1975 年康定断层上 $M_s 6.2$ 地震以及 1981 年道孚断裂上 $M_s 6.9$ 地震, 都在乾宁断裂上产生了不同程度的同震库仑应力增加, 虽然没有在较短时间内触发地震, 但使其距下次地震发生的时间提前了, 而且, 在这一轮回的地震活动中, 鲜水河断裂带各断裂只剩下乾宁断裂未破裂发震。由此可推测, 乾宁断裂是鲜水河断裂带未来发生 $M_s 6.0$ 以上地震的潜在危险区。

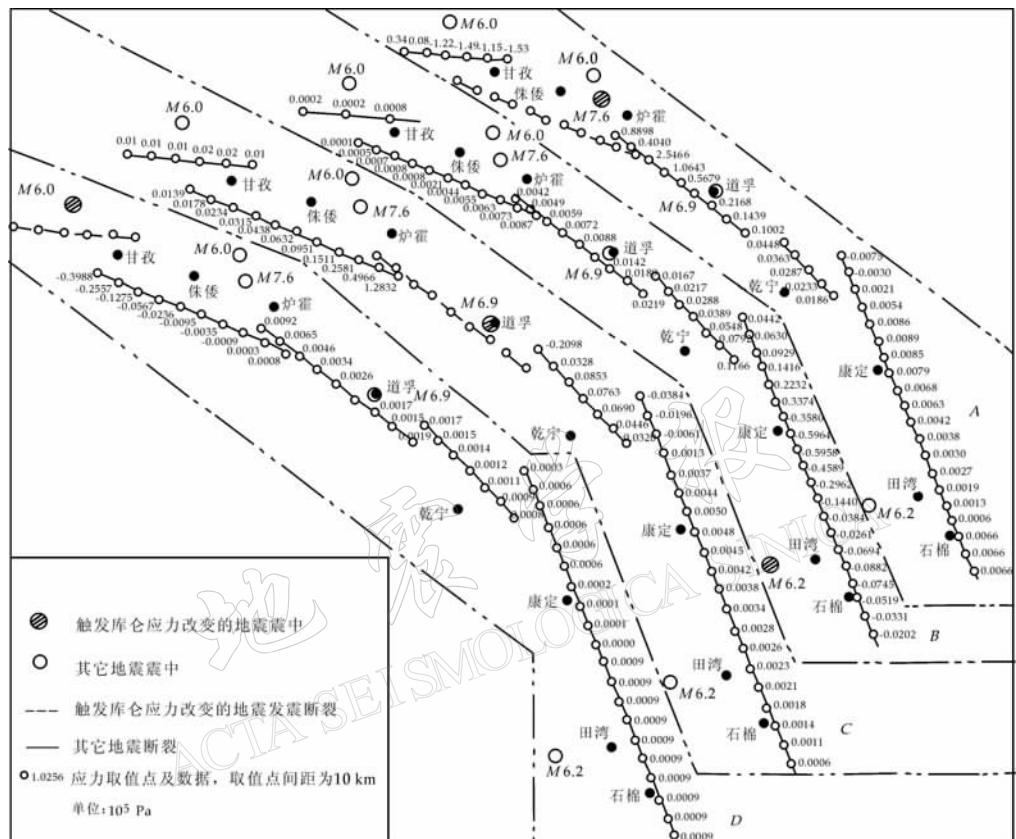


图 1 1973 年炉霍断裂上的 $M_s 7.6$ 地震(A)、1975 年康定断层上的 $M_s 6.2$ 地震(B)、1981 年道孚断裂上的 $M_s 6.9$ 地震(C)以及 1982 年下扎科—藏德卡(甘孜)断裂上的 $M_s 6.0$ 地震(D)在其周围其它各断裂 15 km 深度上产生的同震库仑应力改变分布图。
A, B, C 和 D 彼此间用点画线分开

以上结果表明, 1973 年炉霍 $M_s 7.6$ 地震、1975 年康定 $M_s 6.2$ 地震、1981 年道孚 $M_s 6.9$ 地震及 1982 年甘孜 $M_s 6.0$ 地震这一地震序列中的每次地震, 都发生于受其先前发生的地震的影响而产生同震库仑应力增加的断裂段上($0.01 \times 10^5 \sim 2.55 \times 10^5$ Pa)。尽管几个 10^5 Pa 的应力不足以单独导致地震发生, 但可能使断裂上发生下一次地震的时间提前, 特别是当断裂受区域构造应力的作用, 本身累积的应力已经接近于其破裂失稳临界值的时候, 几个 10^5 Pa 的同震库仑应力增加即可以在该断裂上触发地震。

2.2 同震库仑应力改变对余震活动的影响

一条断层上发生地震后, 不仅在其周围特定断层上产生同震库仑应力改变, 而且还使其周围存在的那些不同方向的微破裂上的库仑应力发生改变, 特别是那些在区域构造应力

作用下最易发生破裂失稳的微破裂上库仑应力增加, 对地震后的余震活动分布图象具有重要影响.

鲜水河断裂带所在区域的区域构造应力场最大主压应力 σ_1 方向的平均值为 90° (李坪, 1993). 设在该区域构造应力场的作用下, 最易发生破裂失稳的断裂面与 σ_1 之夹角为 β , 则有 (Jaeger, Cook, 1979)

$$\tan 2\beta = \pm \frac{1}{\mu} \quad (5)$$

式中, μ 为岩石的摩擦系数, 若 $\mu = 0.4$, 则 $\beta = 34^\circ$. 因此, 鲜水河断裂带最易发生破裂的两组微破裂的走向分别为 $NE56^\circ$ 和 $NW304^\circ$.

利用上述同震库仑应力改变求解方法, 分别计算了 1973 年炉霍断裂上的 $M_s7.6$ 地震和 1981 年道孚断裂上的 $M_s6.9$ 地震后, 在其周围最易发生破裂失稳的两组微破裂上产生的同震库仑应力改变.

图 2a, b 分别是 1973 年炉霍断裂上发生 $M_s7.6$ 地震时, 在其周围最易产生破坏失稳的右旋和左旋垂直走滑微破裂上 15 km 深度产生的同震库仑应力改变分布. 可以看出, 炉霍断裂上发生 $M_s7.6$ 地震以后, 其周围最易发生破裂的右旋和左旋垂直走滑微破裂上的库仑应力分别增加了 $0 \sim 8 \times 10^5$ Pa 和 $0 \sim 6 \times 10^5$ Pa. 将同震库仑应力改变与该地震发生以后的余震分布(图 2c)进行比较后不难发现, 大部分余震都发生于同震库仑应力增加相对较大的微破裂上. 同震库仑应力增加较大的侏倭—甘孜一线及炉霍东南, 也是余震活动相对集中的地段.

1981 年道孚断裂上发生的 $M_s6.9$ 地震, 在其周围最易产生破裂失稳的右旋和左旋垂直走滑微破裂 15 km 深度上产生的同震库仑应力增加分别为 $1.8 \times 10^5 \sim 4.2 \times 10^5$ Pa 和 $1.8 \times 10^5 \sim 5.4 \times 10^5$ Pa(图 2a', b'), 与其余震分布(图 2c')比较不难发现, 这些余震活动大多分布于同震库仑应力增加相对较大的高值区, 即沿发震断裂两端和两侧附近区域分布.

由此可见, 不同断层间相互作用及其产生的同震库仑应力改变, 对地震后的余震活动分布图象具有重要影响: 某一断层上发生地震以后, 在区域构造应力作用下, 其周围最易发生破裂失稳的微破裂上产生同震库仑应力增加的位置, 通常也是余震活动集中的位置. 因此, 不同断层间相互作用及其产生的同震库仑应力改变的研究, 对预测地震后的余震活动分布图象有重要的参考意义.

3 断层间相互作用对鲜水河断裂带地震潜势影响分析

上述结果表明, 1973 年炉霍 $M_s7.6$ 地震、1975 年康定 $M_s6.2$ 地震、1981 年道孚 $M_s6.9$ 地震及 1982 年甘孜 $M_s6.0$ 地震序列中的每一次地震, 都在其周围的其它断层上产生了不同程度的同震库仑应力改变. 它们的累积作用, 将影响和改变鲜水河断裂带不同断裂段未来的地震潜势. 为了分析和评估断层间相互作用对地震活动潜势的影响大小, 保持其它条件和参数不变, 而将这 4 次地震累积产生的同震库仑应力改变定量地考虑到活动断裂地震潜势评价中, 对鲜水河断裂带不同断裂段未来 10, 20 和 30 年内的地震复发概率重新进行评估, 并与前人忽略断层间相互作用影响的预测结果进行对比.

闻学泽(1996)和李天昭(1997)分别对鲜水河断裂带不同断裂段未来 10, 20 和 30 年的地震潜势进行了定量预测和评价. 根据地质和大地测量等手段得到的各断裂段滑动速率和

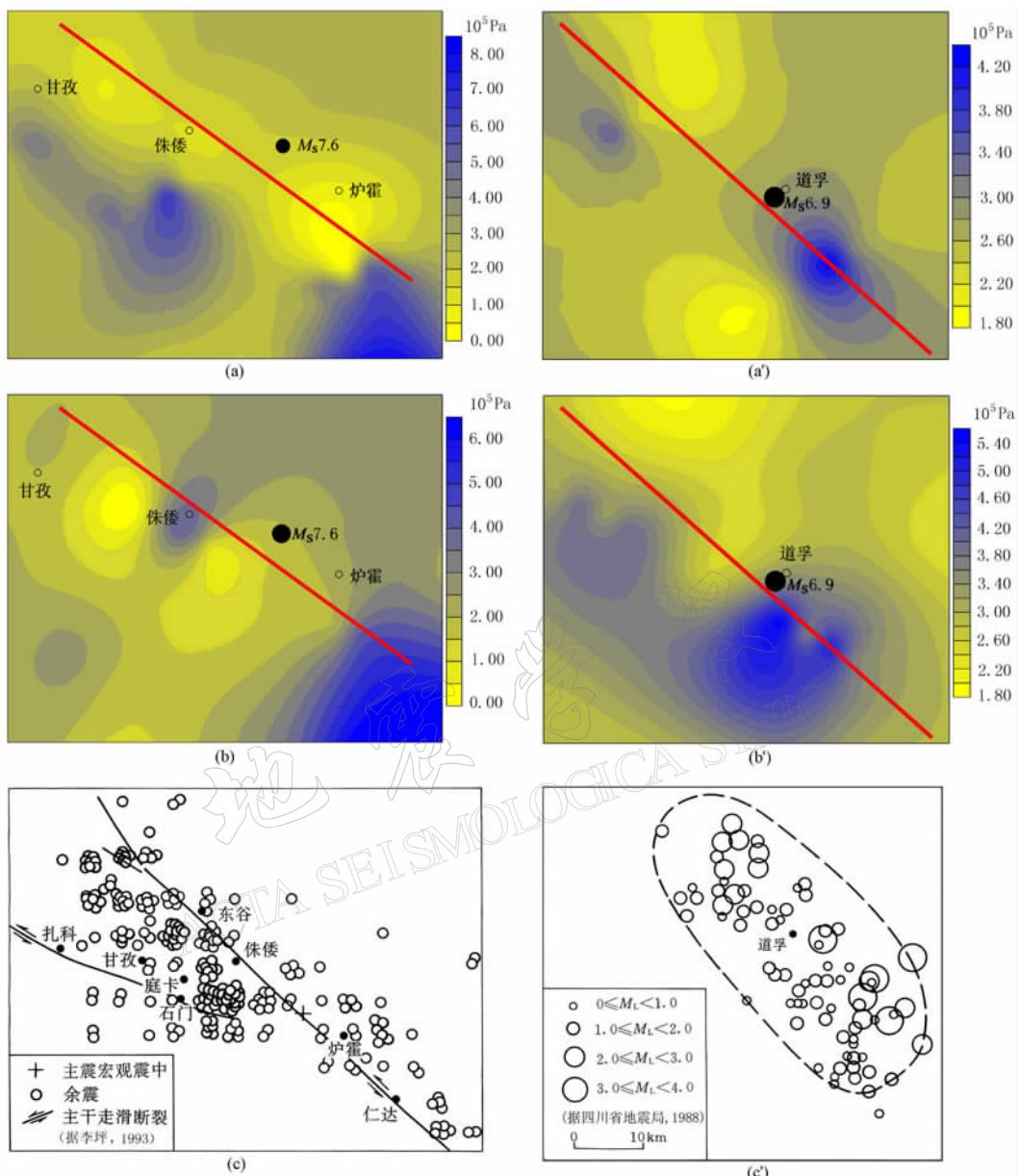


图 2 1973 年炉霍断裂发生 $M_s 7.6$ 地震(a, b, c)与 1981 年道孚断裂发生 $M_s 6.9$ 地震(a', b', c')后, 在其周围最易产生破裂失稳的右旋(a, a')和左旋(b, b')垂直走滑微破裂上 15 km 深度产生的同震库仑应力改变等值线分布以及余震活动分布图(c, c')

长期应力积累率, 以及这 4 次地震在其它断层上产生的同震库仑应力改变, 分别计算了上述 4 次地震在各断裂段累积产生的同震库仑应力改变对其地震重复间隔的改变量(表 1 第 7 列), 不难发现, 各断裂段的地震复发间隔都不同程度地缩短了(0.16~16.82 年). 保持闻学泽和李天昭等所选地震复发间隔、离逝时间等参数不变, 将这种考虑了断层间相互作用及其产生的同震库仑应力改变以后计算得到的各断裂段地震重复间隔(T')代入同样的条件概率模型, 重新计算各断裂段未来 10, 20 和 30 年内的地震复发概率(表 1 第 9 列).

通过将其与前人忽略断层间相互作用影响的预测结果进行对比(表1第8列,图3),并计算考虑与不考虑同震库仑应力改变的影响,各断裂段上未来10,20和30年内地震复发概率改变量(表1第10列).可以发现,除侏倭、炉霍和道孚断裂段的地震复发概率没有太大的变化外(因为这些断裂段上距最近一次地震的离逝时间很短),乾宁断裂未来10,20和30年内重复发生 M_s 7.3和 M_s 7.0地震、康定断裂未来10,20和30年内重复发生 M_s 7.3地震的概率都有不同程度的增加,增加量为0.11%~2.24%,虽然数值较小,但与各断裂段本来就较低的地震复发概率相比较(表1第8列),同震库仑应力改变所导致的各断裂段地震复发概率增加量所占的比例竟然可高达30.5%以上(图4).

表1 考虑与不考虑断层间相互作用产生的同震库仑应力改变影响鲜水河

断裂带未来10,20和30年内地震复发概率的对比

断裂	重复 间隔 /a	离逝 时间 /a	滑动 速率 /mm • a ⁻¹	应力 积累率 /10 ⁵ Pa • a ⁻¹	库仑 应力 改变 /10 ⁵ Pa • a ⁻¹	提前 延缓 时间 /a	不考虑断层间相互 作用的概率			考虑断层间相互 作用的概率			概率改变量		
							10 a	20 a	30 a	10 a	20 a	30 a	10 a	20 a	30 a
侏倭	156	28	13	0.155 2	0.358 6	2.31	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
炉霍	169	22	14	0.155 2	1.292 7	8.33	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
道孚	221	14	13	0.153 4	2.579 9	16.82	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00
乾宁1	193	102	12	0.141 6	0.248 3	1.75	0.36	1.5	3.9	0.47	1.68	4.31	0.11	0.18	0.41
乾宁2	121	102	12	0.141 6	0.248 3	1.75	20.77	42.2	60.8	21.95	44.37	63.04	1.18	2.17	2.24
康定	252	209	8	0.094 4	0.014 8	0.16	8.8	18.7	28.9	9.1	18.89	29	0.30	0.19	0.10

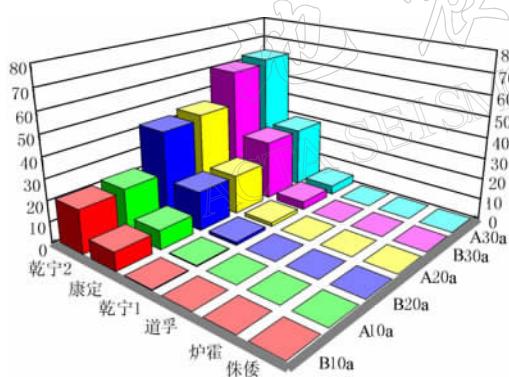


图3 考虑(A)与忽略(B)断层间相互作用的影响,鲜水河断裂带各断裂段未来10,20和30年内地震复发概率比较.纵坐标为概率百分比值

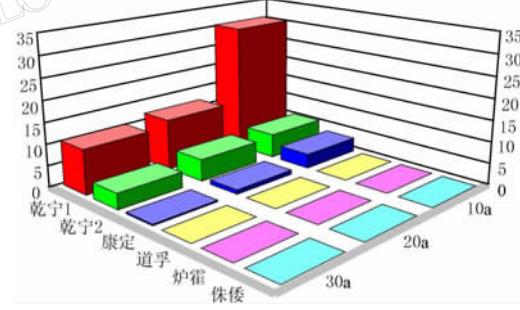


图4 断层间相互作用对鲜水河断裂带各断裂段未来10,20和30年内地震复发概率的改变量占忽略断层间相互作用影响所得的地震复发概率的百分比值(纵坐标)

由此可见,1973年炉霍 M_s 7.6地震、1975年康定 M_s 6.2地震、1981年道孚 M_s 6.9地震及1982年甘孜 M_s 6.0地震累积产生的同震库仑应力改变,对鲜水河断裂带各断裂段未来10,20和30年内的地震复发概率具有重要影响.而且,由于以上的重新计算和评价只考虑了鲜水河断裂带这4次地震的累积影响,如果再加上其它地震的累积作用,鲜水河断裂带各断裂段未来的地震潜势与不考虑同震库仑应力改变的影响所得的预测结果相比,可能会有更大的差别.所以,断层间相互作用的触震和缓震效应是影响活动断裂地震潜势的

重要因素, 在进行活动断裂地震危险性定量预测和评价时, 必须加以考虑。

4 讨论和结论

鲜水河断裂带4次时间上连续发生的地震序列中, 每一次地震都发生在受其先前发生地震的影响而产生同震库仑应力增加的断层上($0.01 \times 10^5 \sim 2.55 \times 10^5$ Pa), 而且每一次地震发生以后, 其余震也大多发生于受主震影响, 在发震断层周围产生了同震库仑应力增加、在区域构造应力场作用下最易发生破坏失稳的微破裂上。断层间相互作用的触震效应对鲜水河断裂带各断裂段未来10, 20和30年的地震潜势具有重要影响, 其导致的地震复发概率增加量可能高达30.5%以上。尽管断层间相互作用产生的应力不足以单独导致地震发生, 但可能使断层上发生下一次地震的时间提前, 特别是当该断层受区域构造应力的作用, 本身累积的应力已经接近于其破裂失稳临界值的时候, 几个 10^5 Pa的同震库仑应力增加即可以在该断层上触发地震。

同震库仑应力改变是研究断层间相互作用触震与缓震效应的关键。理论上讲, 同震库仑应力改变应该包括静应力触发和动应力触发两个方面。本研究只计算了由于静应力触发而产生的同震库仑应力改变, 此外, 求解是基于弹性半无限空间的静应力位错理论, 忽略了地壳内介质的粘塑性及深部蠕滑作用, 而在10年尺度, 地壳介质并非完全弹性, 其粘塑性不容忽视。因此, 本研究对鲜水河断裂带断层间相互作用触震与缓震效应的分析, 尚有待进一步完善: 一方面, 可以采用非线性动力学方法来定量研究动应力触发可能产生的同震库仑应力改变; 另一方面, 可以采取粘弹、弹塑性等模型来求解同震库仑应力改变。

参 考 文 献

- 傅征祥, 刘桂萍. 1999. 平行走滑断层相互作用的粘弹模型和减震作用[J]. 地震, **19**(2): 127~134
- 傅征祥, 刘桂萍. 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
- 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**(1): 17~26
- 李坪. 1993. 鲜水河一小江断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1~259
- 李天昭. 1997. 鲜水河活动断裂带及地震危险性评估[M]. 成都: 成都地图出版社, 1~125
- 四川省地震局. 1988. 鲜水河断裂带[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 1~265
- 闻学泽. 1995. 活动断裂地震潜势的定量评价[M]. 北京: 地震出版社, 1~146
- 闻学泽. 1996. 四川西部主要走滑断裂带各段落未来10年地震危险的概率评估[A]. 见: 中国地震局编. 活动断裂研究(5)[C]. 北京: 地震出版社, 11~26
- 张国民, 李丽. 1997. 强震成组孕育和发生过程中相互间影响的研究[J]. 地震, **17**(3): 221~231
- 张秋文, 王乘, 张培震, 等. 2001a. 断裂间相互作用的触震与缓震效应[A]. 见: 中国博士后基金会编. 2000年中国博士后学术大会论文集[C]. 北京: 科学出版社, 354~359
- 张秋文, 张培震, 汪一鹏, 等. 2001b. 断裂间相互作用及其对活动断裂地震潜势的影响初步研究[A]. 见: 中国地震局编. 活动断裂研究(8)[C]. 北京: 地震出版社, 41~49
- 张秋文, 张培震, 王乘, 等. 2002. 中国大陆若干地震构造带的地震准周期丛集复发行为[J]. 大地测量与地球动力学, **22**(1): 14~18
- 张之立. 1987. 断裂构造体系的形成和扩展过程的力学分析和应用[J]. 中国科学, (11): 1 214~1 224
- Cornell C A. 1993. Seismic hazard induced by mechanically interactive fault segments[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **83**: 436~449
- Gomberg J, Ellis M. 1993. 3D-DEF: A User's Manual[R]. USGS Open-File Report, 93~547

- Gomberg J, Ellis M. 1994. Topography and tectonics of the New Madrid seismic zone: results of numerical experiments using a three-dimensional boundary element program[J]. *J Geophys Res*, **99**: 20 299~20 310
- Harris A R, Simpson R W, Reasenberg P A. 1995. Influence of static stress changes on earthquake locations in Southern California[J]. *Nature*, **375**: 221~224
- Hashimoto M. 1997. Correlation to "Static stress changes associated with the Kobe earthquake: calculation of changes in Coulomb failure function and comparison with seismicity change"[J]. *J Seism Soc Japan*, **50**: 21~27
- Hodgkinson K M, Stein R S, King G C P. 1996. The 1954 Rainbow Mountain-Fairview Peak-Dixie Valley earthquake: A triggered normal faulting sequence[J]. *J Geophys Res*, **101**: 25 459~25 471
- Jaeger J C, Cook N G W. 1976. *Fundamentals of Rock Mechanics*, 2nd ed[M]. London: Chapman and Hall Press, 1~56
- King G C P, Stein R S, Lin J. 1994. Static stress change and the triggering of earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 935~953
- Okada Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **75**: 1 135~1 154
- 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
- Reasenberg P A, Simpson R W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake[J]. *Science*, **255**: 1 687~1 690
- Stein R S, King G C P, Lin J. 1994. Stress triggering of the 1994 $M=6.7$ Northridge, California, earthquake by its predecessors[J]. *Science*, **265**: 1 432~1 435
- 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
- Toda S, Stein R S, Reasenberg P A, et al. 1998. Stress transferred by the 1995 $M_w=6.9$ Koba, Japan, shock: effect on aftershock and future earthquake probability[J]. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24 543~24 565

EARTHQUAKE TRIGGERING AND DELAYING CAUSED BY FAULT INTERACTION ON XIANSHUIHE FAULT BELT, SOUTHWESTERN CHINA

Zhang Qiuwen¹⁾ Zhang Peizhen²⁾ Wang Cheng¹⁾
Wang Yipeng²⁾ Michael A Ellis³⁾

1) *Huazhong University of Science and Technology, Wuhan 430074, China*

2) *Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China*

3) *University of Memphis, Memphis TN 38152, USA*

Abstract: The coseismic Coulomb stress change caused by fault interaction and its influences on the triggering and delaying of earthquake are briefly discussed. The Xianshuihe fault belt consists of Luhuo, Daofu, Kangding, Qianning and Ganzi fault. Luohuo ($M_s=7.6$, 1973)-Kangding ($M_s=6.2$, 1975)-Daofu ($M_s=6.9$, 1981)-Ganzi ($M_s=6.0$, 1982) earthquake is a seismic sequence continuous on the time axis with magnitude greater than 6.0. They occurred on the Luhuo, Kangding, Daofu and Ganzi fault, respectively. The coseismic Coulomb stress changes caused by each earthquake on its surrounding major faults and microcracks are calculated, and their effects on the triggering and delaying of

the next earthquake and aftershocks are analyzed. It is shown that each earthquake of the sequence occurred on the fault segment with coseismic Coulomb stress increases caused by its predecessors, and most aftershocks are distributed along the microcracks with relatively larger coseismic Coulomb stress increases resulted from the main shock. With the fault interaction considered, the seismic potential of each segment along Xianshuihe fault belt is reassessed, and contrasted with those predicted results ignoring coseismic Coulomb stress change, the significance of fault interaction and its effect on triggering and delaying of earthquake are emphasized. It is concluded that fault interaction plays a very important role on seismic potential of Xianshuihe fault belt, and the maximal change of future earthquake probability on fault segment is up to 30.5%.

Key words: fault interaction; coseismic Coulomb stress change; earthquake triggering and delaying; seismic potential assessment; Xianshuihe fault belt

