

文章编号: 0253-3782(2001)05-0480-12

1966 年邢台地震引起的华北地区应力场 动态演化过程的三维粘弹性模拟^{*}

陈连旺¹⁾ 陆远忠¹⁾ 刘 杰²⁾ 郭若眉¹⁾

1) 中国北京 100085 中国地震局地壳应力研究所

2) 中国北京 100036 中国地震局分析预报中心

摘要 利用三维粘弹性有限元模型, 首先研究了 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震所引起的库仑破裂应力的震时变化, 以及百年时间尺度流变效应的动态演化图象及其特征, 然后模拟了自该地震开始, 经过 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震, 直到 1980 年的 15 年间, 两次 7 级以上强地震对华北地区应力场的震时扰动作用及其引起的 1 年时间尺度的库仑破裂应力的动态变化速率, 探讨了一次强地震对潜在的下一次强地震可能的加速触发作用.

关键词 邢台地震 库仑破裂应力增量 动态演化 三维粘弹性有限元模型

中图分类号: P315.72⁺7

文献标识码: A

引言

关于地震形成的机制有各种各样的认识, 但是, 从本质上简明地讲, 地震应该是孕震体应力(或能量)的积累—进入临界状态—最终失稳的力学过程. 近年来, 一些非线性力学的研究表明(Bak, Tang, 1989; Ito, Matsuzaki, 1990), 地震的发生是一种自组织临界现象, 因此, 相对小的应力扰动也可能导致地震的发生. 王仁等(1980, 1982)早在 20 世纪 80 年代初就开展了地震迁移规律的数学模拟研究. 他们利用平面应变理想塑性有限元模型模拟了华北地区地震的迁移规律, 通过模拟已经发生的历史地震序列, 追溯应力场随时间的演变, 恢复震前应力场, 给出震后应力场, 最终确定了最后一次地震之后华北地区地震危险区的变化, 对未来的地震进行预测. 现在, 越来越多的学者开始研究一次地震对于未来的潜在地震可能的影响作用(Jaumé, Sykes, 1992, 1996; Stein *et al.*, 1994; Anderson *et al.*, 1994; Mori *et al.*, 1995; Deng, Sykes, 1996, 1997a, 1997b; 刘桂萍, 傅征祥, 2000), 他们的结果表明, 一次地震事件的发生可能提前或延迟其它断层上潜在地震的发生. 目前, 大多数的相关研究都是关于地震后瞬时的同震应力变化, 利用弹性位错理论计算震后静态应力场的变化. Deng 和 Sykes(1996, 1997a, 1997b)利用二维弹性位错理论, 详细探讨了美国南加利福尼亚地区的应力演化以及不同强度地震的触发机制, 结果表明, 85%以上

^{*} “九五”国家科技攻关项目(96-913-09-01-03)资助.

2000-12-15 收到初稿, 2001-07-23 收到修改稿, 2001-08-02 决定采用.

的 $M \geq 5$ 地震发生在库仑破裂函数的增加区内，其余 15% 中的多数也位于减小区与增加区之间的边界附近。刘桂萍和傅征祥(2000)研究了 1976 年唐山 7.8 级地震前后区域地震活动的变化，计算了唐山地震引起的库仑破裂静应力场的变化。但是有观测资料表明(Li, Rice, 1987)，一次地震之后几年至几十年的时间尺度上，区域的应变率可以发生值得注意的变化，下地壳的粘弹性流变是震后形变可能的机制之一。Freed 和 Lin(1998)使用二维粘弹性有限元模型，计算了震后库仑破裂应力随时间的变化，结果表明了下地壳介质粘性流动对于控制震后应力随时间的变化起着重要作用，同时也显示了有必要开展进一步的三维粘弹性分析。

本研究利用三维粘弹性有限元模型，结合华北地区地质构造、三维波速结构和地震活动，通过模拟下地壳流变介质的应力松弛效应，首先以 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震为例，研究了 7 级以上的强地震所引起的库仑破裂应力的震时变化，以及百年时间尺度的流变演化过程；然后模拟计算了自 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震开始，经过 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震，直到 1980 年的 15 年间，研究区内这两次 7 级以上强地震对于华北地区应力场的震时扰动及其所引起的 1 年时间尺度的库仑破裂应力的动态变化，分析了一次地震的发生对于下一次潜在地震孕育进程的加速作用。

1 强震应力场动态演化过程的三维粘弹性有限元数值模拟

1.1 三维粘弹性模型及库仑破裂应力变化

在研究地球的各种长期变化(如地幔对流与板块运动、各种构造运动、地震孕育过程等)，以及在精确研究瞬时过程时，都必须考虑地球介质的流变性质。对于地壳而言，下地壳介质的流变效应对于震后应力应变状态的调整作用不容忽视。由于粘弹性介质本构关系的复杂性以及粘弹性介质物性参数的资料很少，为简明起见，我们采用 Maxwell 体来模拟下地壳的流变特性。Maxwell 体的本构关系为

$$\sigma + p_1 \dot{\sigma} = q_1 \dot{\epsilon}$$
 (1)

其中， $p_1 = \eta/E$ ，而 $q_1 = \eta$ ， E 为杨氏模量， η 为粘性系数。 p_1 也称为 Maxwell 松弛时间。

本文综合考虑新构造活动性断裂、断陷盆地、地震活动性特征及其相关性，确定华北地区地质模型的边界如下：北部沿燕山隆起南缘，西部以鄂尔多斯隆起东缘为界，南部位于北纬 34°以北，东部在郯庐断裂带以东。选取具体计算用的地质模型的区域位于北纬 34°~41°、东经 110°~121°的范围内。

表 1 华北地区有限元模型边界条件

边界位置*	边界力数值/MPa	边界力方向
东段	45	SW80°
北段	40	SW75°
西段	40	NE65°
南段	38	NE80°

* 具体细节见陈连旺等(1999)文章

综合分析表明，华北地区现代构造应力场主要起源于中国大陆周围板块间的相互作

用. 陈连旺等(1999)在板块间相互碰撞作用的基础上, 根据震源机制和应力测量资料给出的应力分区和深部应力状态, 经过反复试验, 确定了华北地区边界条件的具体数据(表 1).

本文重点研究邢台地震对于唐山地震孕育进程的加速作用, 因此, 模型的约束如下: 底部边界节点的垂直方向位移为 0, 西部边界节点的东西方向水平位移为 0, 南部边界节点的南北方向水平位移为 0.

为了建立三维地质模型, 在平面地质模型的基础上, 进一步考虑了地壳深部的构造环境. 综合分析(陈连旺等, 1999)华北地区已有的三维波速结构的研究成果, 确定了纵向分层、横向分区的三维地质模型: 纵向上分为 4 层, 分别对应上地壳(距地表 0~12 km)、中地壳(距地表 12~20 km)、低速层(距地表 20~25 km)和下地壳(距地表 25~40 km); 模型的上面 3 层为弹性介质, 每层划分为若干子分区, 不同层内的物性参数互不相同, 同层内不同子分区的物性参数也不相同, 如此共得到 11 个弹性子分区. 模型中的下地壳为 1 个 Maxwell 流变介质子分区. 迄今为止, 我们对于地球介质粘性系数的了解非常少, 粘性系数的选取具有较大的不确定性. 孙荀英等(1994)采用三维粘弹性有限元方法拟合唐山地震震时和震后的地形变, 反演华北板块深部物质的流变学性质. 模拟计算表明, 华北板块下方软流层粘性系数为 $7.1 \times 10^{18} \text{ Pa} \cdot \text{s}$, 上地幔粘性系数为 $2.1 \times 10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. Freed 和 Lin (1998)在模拟震后库仑破裂应力随时间的变化时, 采用了根据实验流动律估算出的下地壳粘性系数的平均值 $10^{19} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 张东宁和许忠淮(1999)在利用三维粘弹性有限元模型探讨中国大陆地壳应变能密度与强震活动关系时, 选取 $5 \times 10^{21} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ 为华北地区 20~35 km 深度区的粘性系数. 由于华北地区下地壳介质的流变参数没有准确的实验数据, 综合考虑我们的研究内容以及上述的研究成果, 本文选取粘性系数为 $10^{20} \text{ Pa} \cdot \text{s}$. 整个模型共划分为 12 个物性子分区, 模型的具体物性参数见表 2.

表 2 三维粘弹性模型的物性参数

子区*	杨氏模量/ 10^4 MPa		泊松比		粘性系数/ $\text{Pa} \cdot \text{s}$
	断层外	断层内	断层外	断层内	
1	7.7	0.77	0.25	0.28	10^{20}
2	8.5	0.85	0.25	0.28	
3	7.2	0.72	0.25	0.28	
4	7.9	0.79	0.25	0.28	
5	9.3	0.93	0.25	0.28	
6	9.6	0.96	0.25	0.28	
7	8.1	0.81	0.25	0.28	
8	8.7	0.87	0.25	0.28	
9	9.9	0.99	0.24	0.27	
10	9.9	0.99	0.24	0.27	
11	9.9	0.99	0.24	0.27	
12	10.0		0.30		

* 第 1~11 子区为弹性介质, 第 12 子区为流变介质

在三维地质模型的基础之上建立三维有限元分析的数值模型: 垂直方向上分为 4 层, 包含 5 个平面; 每层划分为 931 个单元, 每层的平面上包含 941 个节点; 整个模型共划分单元 3 724 个, 节点 4 705 个. 其它具体细节见陈连旺等(1999)文章.

研究一次地震的孕育进程, 区域背景应力场的绝对值是一个重要的因素; 另一方面, 孕震体的介质物性参数及地质构造环境乃至物理环境(热流体等)等因素都对地震的孕育进程有重要作用. 背景应力值高的地区不一定先于背景应力值低的地区发生地震. 因此, 我们更关心区域应力场的变化值. 无论是应力值的高区还是低区, 应力值的增大都将加快地震孕育的进程; 反之, 应力值的减小将延迟地震孕育的进程.

压应力作用下的剪切破裂通常用库仑破裂准则来描述, 区域内某一断层面上库仑破裂应力 σ_c 采用如下定义:

$$\sigma_c = \tau - \mu(\sigma_n - P) - C \quad (2)$$

式中, τ 为断层面上剪应力, σ_n 为断层面上正应力(压应力为正), μ 为内摩擦系数, C 为内聚强度, P 为孔隙压力. 假定内摩擦系数与内聚强度保持不变, 则库仑破裂应力增量 $\Delta\sigma_c$ 为

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P) \quad (3)$$

由于孔隙压力及其变化的资料较少, 为了便于数值计算(Harris, 1998), 引入参数 $\beta = \Delta P / \Delta\sigma_n$, 它取决于介质的体积模量以及所含流体的比例, β 值介于 0(干燥介质)与 1(饱和介质)之间. 进一步引入视摩擦系数 $\mu' = \mu(1 - \beta)$, 则库仑破裂应力增量 $\Delta\sigma_c$ 可表示为

$$\Delta\sigma_c = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma_n \quad (4)$$

式中, $\Delta\tau$ 为断层面上剪应力增量, $\Delta\sigma_n$ 为断层面上正应力增量, μ' 为视摩擦系数. 对于视摩擦系数的选取, 刘桂萍和傅征祥(2000)取为 0.4, Freed 和 Lin(1998)在计算中使用过 0.0~0.8, 本文取视摩擦系数为 0.5.

国内外的一些研究工作(Jaumé, Sykes, 1992, 1996; Reasenber, Simpson, 1992; Deng, Sykes, 1996, 1997a, 1997b; Toda *et al.*, 1998; 刘桂萍, 傅征祥, 2000)表明, 库仑破裂应力增加区的地震速率增高, 库仑破裂应力减少区的地震速率降低.

1.2 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震引起的库仑破裂应力动态变化

我们选取 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震作为研究对象, 讨论它所引起的库仑破裂应力变化. 环文林和时振梁(1993)研究了走滑型发震断层长度与地震最大震级之间的关系, 对华北地区给出了公式: $M = 3.295 + 2.221 \lg L$, 其中 M 为震级, L 为发震断层长度(km). 据此, 7.2 级地震断层长度约为 60 km, 7.8 级地震断层长度约为 105 km. 根据邢台地震的相关研究成果(陈运泰等, 1975), 模型中邢台 7.2 级地震断层走向为 $N30^\circ E$, 倾向 NW, 倾角 45° , 断层长度约为 60 km, 涉及到模型中 3 层共 9 个单元: 第 518, 519, 520, 1 449, 1 450, 1 451, 2 380, 2 381 和 2 382 单元. 邢台地震为右旋走滑正断层作用, 走滑分量 1.4 m, 倾滑分量 0.7 m. 鉴于所研究的华北地区内活动断裂的走向大多为 NE 方向, 我们主要讨论走向 $N30^\circ E$ 、倾向 NW、倾角 45° 平面上库仑破裂应力的变化.

华北地区地震活动的统计资料表明(国家地震局《深部物探成果》编写组, 1986), 多数地震的震源深度大约位于 10~18 km 之间. 为简明起见, 本文以下的讨论仅针对中地壳(大约位于地下 12~20 km)展开.

粘弹性有限元数值模拟计算共分 4 个时间步, 每个时间步步长 200 年. 首先计算邢台 7.2 级地震之前的背景应力场, 在背景应力场之上发生走滑分量 1.4 m、倾滑分量 0.7 m 的右旋走滑正断层作用的邢台 7.2 级地震, 得到震时应力变化; 然后经过两个时间步的连续动态应力调整, 分别得到震后 200 年和 400 年的应力变化.

1.2.1 邢台地震的震时库仑破裂应力变化图象及其特征

图 1 给出了邢台地震震时库仑破裂应力变化的等值线图. 震时库仑破裂应力变化图象具有显著的对称分区特征:①发震断层两端外侧形成两个长轴平行于断层走向的椭圆形库仑破裂应力增加区, 同时, 断层两侧以外的区域形成两个长轴垂直于断层走向的椭圆形库仑破裂应力增加区, 前者的规模和强度均大于后者;②断层西侧增加区明显大于东侧, 且与东北、西南两侧的增加区贯通起来;③与断层斜交大约成 45° 角的两个条带上形成了 4 个库仑破裂应力的减小区, 断层东侧两个减小区已经连通, 其规模和强度均大于西侧两个减小区. 王仁等(1980)曾经得出沿断层错动方向的左前方有一狭窄地带安全度增加的结论, 而本文的结果在支持上述结论的同时, 还表明沿断层错动方向的右前方也存在着一与之共轭的安全度增加地带;④研究区库仑破裂应力变化(增大或减小)的极值均超过了 0.05 MPa , 大于 0.01 MPa 的区域空间尺度为 100 km 左右, 大于 0.005 MPa 的区域空间尺度为 $150\sim 300\text{ km}$ 左右.

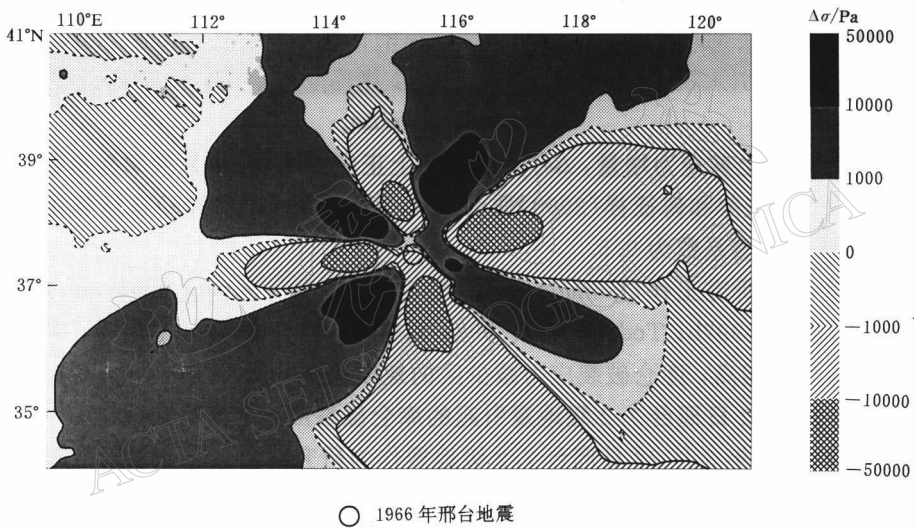


图 1 1966 年邢台地震时, 华北地区中地壳内走向 $N30^{\circ}E$ 、倾向 NW、倾角 45° 平面上的库仑破裂应力变化

1.2.2 邢台地震震后 200 年库仑破裂应力变化图象及其特征

图 2 给出了邢台地震震后 200 年库仑破裂应力变化的等值线图. 此时的库仑破裂应力变化图象虽然还勉强具有 8 个分区, 但是对称性已遭破坏:①断层两端的东北、西南两侧仍然是规模较大的正值区, 断层西侧正值区缩小, 而东侧正值区扩大, 且与东北侧连通;②断层东侧两个大规模的负值区大幅度缩小, 而西侧的负值区急剧扩大, 形成两个大范围的负值区;③此时, 研究区库仑破裂应力变化(增大或减小)值大于 0.001 MPa 的区域空间尺度为几百公里左右.

1.2.3 邢台地震震后 400 年库仑破裂应力变化图象及其特征

图 3 给出了邢台地震震后 400 年库仑破裂应力变化的等值线图. 经过 400 年的流变效应, 库仑破裂应力变化图象面目全非:①断层两端的东北、西南两侧较大范围的正值区均向断层东侧迁移, 与原有的正值区汇合, 在断层东侧、东南侧形成了新的 500 km 左右尺度

的正值区，其中大于 0.001 MPa 的区域尺度达 400 km 以上，与此同时，断层西侧的正值区往东北方向扩展，使得断层的西北侧也形成了近 200 km 的正值区；②断层两端的西侧邻域、研究区的西部、北部为负值区。

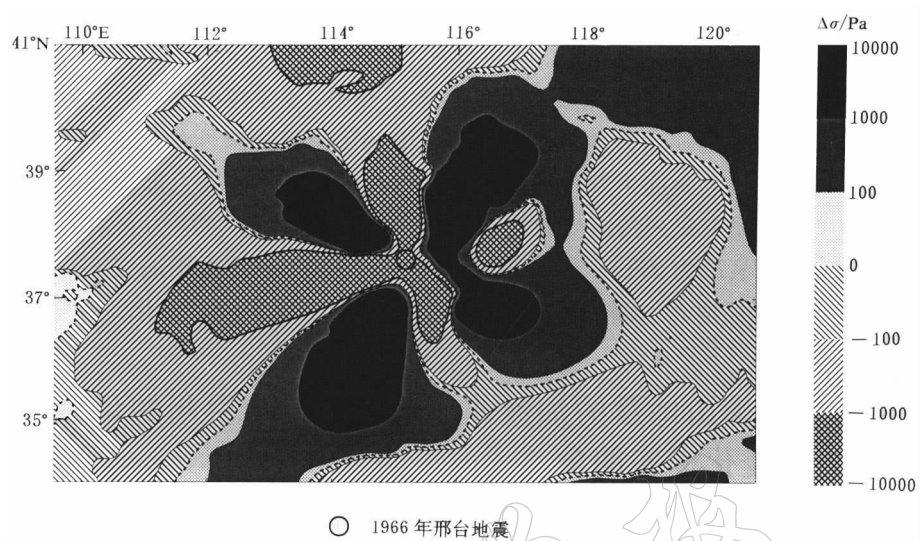


图 2 邢台地震震后 200 年时，华北地区中地壳内走向 $N30^{\circ}E$ 、倾向 NW、倾角 45° 平面上的库仑破裂应力变化

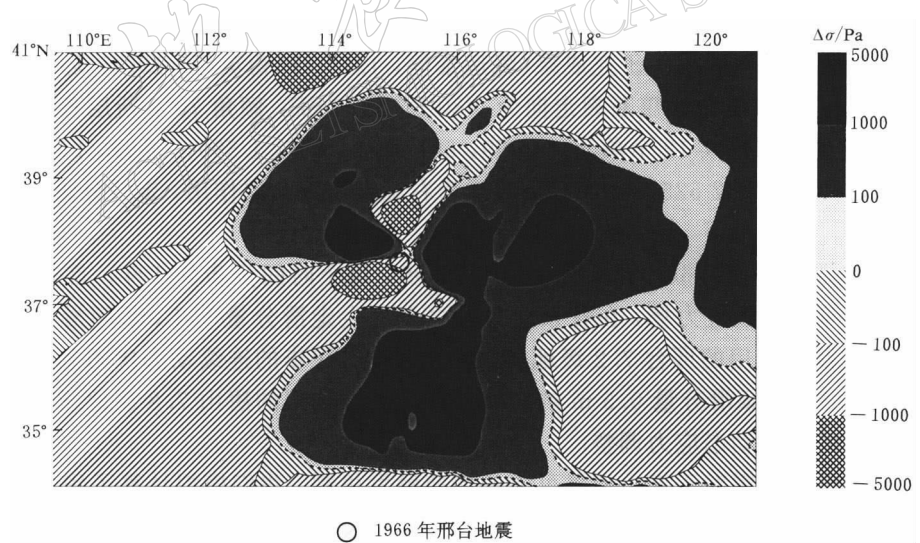


图 3 邢台地震震后 400 年时，华北地区中地壳内走向 $N30^{\circ}E$ 、倾向 NW、倾角 45° 平面上的库仑破裂应力变化

1.2.4 邢台地震震后 400 年内库仑破裂应力变化的物理原因

图 2, 3 表明，邢台地震震后几百年内库仑破裂应力图象发生了重大变化，区域内各点的库仑破裂应力变化随时间各自进行着不同性质的调整，下地壳的流变效应使得某些库仑破裂应力的增加区变为减小区，而某些减小区则变为增加区。震后 200 年时应力图象的对

称性已经改变,而震后 400 年时的应力图象已经发生了本质上的变化. Freed 和 Lin(1998)选取粘性系数为 10^{19} Pa·s 时震后 200 年应力的调整达到了最大值,然后缓慢地趋向稳态. 在我们的研究中,粘性系数取为 10^{20} Pa·s,流变介质的杨氏模量为 10^5 MPa. Maxwell 流变介质松弛特性方程为

$$\sigma = E\epsilon_0 e^{-t/p_1} \quad (5)$$

其中, $E\epsilon_0$ 相当于初始应力, p_1 为松弛时间. 在本研究中, p_1 约为 32 年.

地壳下部流变介质的应力松弛将使应力由流变的下地壳向弹性的地壳上部迁移,造成上地壳底部的应力集中. 地壳下部应力随时间逐渐松弛,因而地壳上部的应力也随时间发生调整变化. 对于本研究采用的流变介质参数,下地壳中 10^6 Pa 的应力衰减为 10^3 Pa 所需的时间约为 220 年,衰减为 10^1 Pa 所需的时间约为 370 年. 正是由于地壳下部流变介质的应力衰减,导致了弹性地壳上部的应力在震后 200 年时出现了较大变化,进而在震后 400 年时发生了重大改变.

2 邢台地震对唐山地震的加速作用以及它们所引起的华北地区库仑破裂应力年变化速率图象

1966~1978 年的十几年间,华北地区先后发生了邢台 7.2 级地震、渤海 7.4 级地震和唐山 7.8 级地震等 3 次 7 级以上的强震,它们对于华北地区应力状态及地震活动性的影响是不容忽视的. 从研究一次地震活动幕内地震活动特征的角度考虑,我们重点研究了 1966 年 3 月 22 日邢台 7.2 级地震(标志上一次地震活动幕的开始)和 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震(标志上一次地震活动幕的结束)引起的震时和 1 年时间尺度的动态库仑破裂应力变化图象. 参考唐山地震的相关研究成果(陈运泰等, 1979; 孙荀英等, 1994; 环文林, 时振梁, 1993),我们选取唐山地震断裂走向为 $N30^\circ E$, 倾向 SE, 倾角 70° , 断层长度约为 100 km, 涉及到模型中 3 层共 12 个单元:第 659, 661, 662, 663, 1 590, 1 592, 1 593, 1 594, 2 521, 2 523, 2 524 和 2 525 单元. 唐山地震为右旋走滑正断层作用,走滑分量 2.6 m, 倾滑分量 0.5 m.

粘弹性有限元数值模拟计算共分 16 个时间步,每个时间步步长 1 年. 首先计算邢台 7.2 级地震之前的背景应力场,在背景应力场之上发生走滑分量 1.4 m、倾滑分量 0.7 m 的右旋走滑正断层作用的邢台 7.2 级地震,经过 9 个时间步的连续动态应力调整之后,发生走滑分量 2.6 m、倾滑分量 0.5 m 的右旋走滑正断层作用的唐山 7.8 级地震,最后又进行 4 个时间步的连续动态应力调整.

为了研究邢台地震对于唐山地震可能的加速触发机制,我们模拟计算了华北地区走向 $N30^\circ E$ 、倾向 SE、倾角 70° 的平面(包含了唐山地震断裂面)上的库仑破裂应力变化.

2.1 邢台地震震时的库仑破裂应力变化图象及其特征

邢台地震震时的库仑破裂应力变化的分布图象见图 4. 虽然应力场中某一个点的应力分量是一定的,但是不同构造面上的应力矢量是不相同的. 图 4 给出的是邢台地震时走向 $N30^\circ E$ 、倾向 SE、倾角 70° 的平面上的图象;而图 1 给出的是邢台地震时走向为 $N30^\circ E$ 、倾向 NW、倾角 45° 的平面上的图象. 两个平面走向相同,倾向和倾角不同.

图 4 与图 1 的图象基本特征相似、量级相当,但是,图 4 中变化(增大或减小)的高值区有所扩展. 尤其值得注意的是,研究区的东北部出现了两个具有相当规模和强度的正值

区，而未来的唐山地震就位于正值区的边缘。

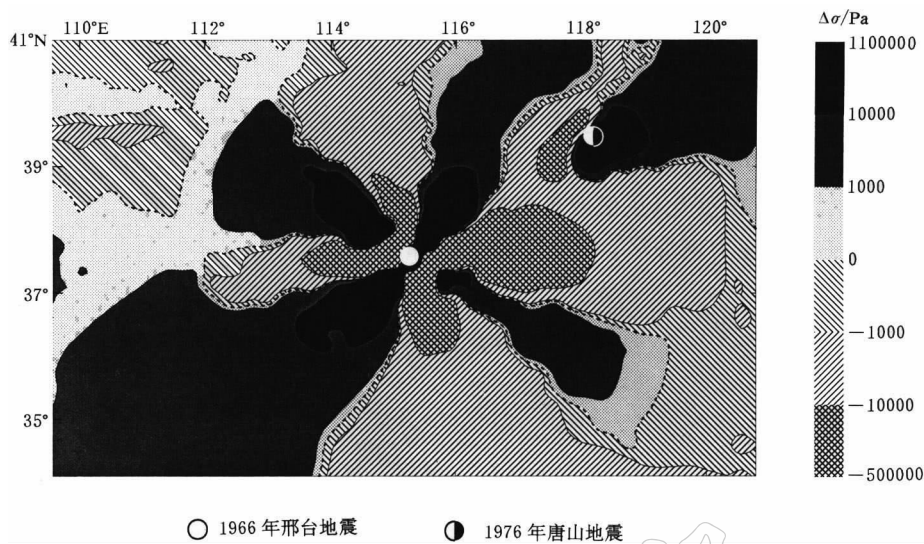


图 4 1966 年邢台地震震时，华北地区中地壳内走向 $N30^{\circ}E$ 、倾向 SE 、倾角 70° 平面上的库伦破裂应力变化

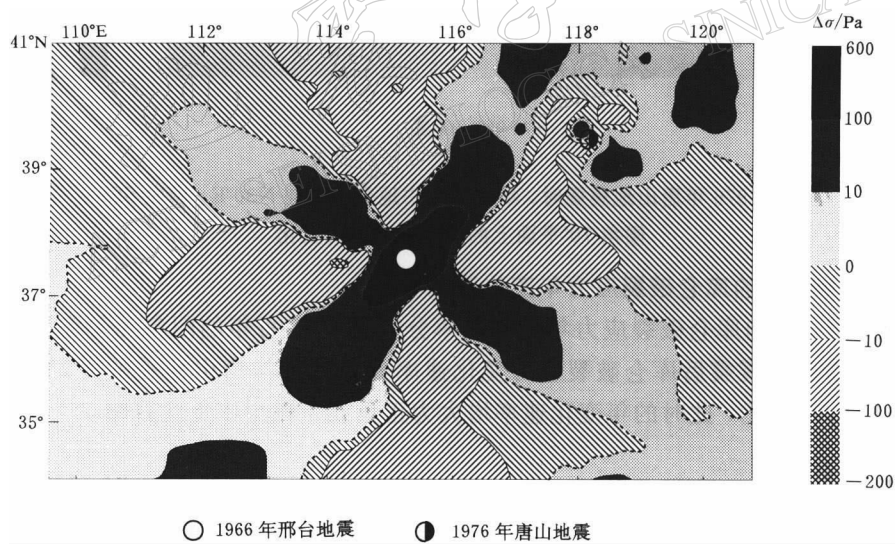


图 5 1967~1975 年华北地区中地壳内走向 $N30^{\circ}E$ 、倾向 SE 、倾角 70° 平面上的库伦破裂应力年变化速率

2.2 1967~1975 年的库伦破裂应力年变化速率

1967~1975 年的库伦破裂应力年变化速率的分布图象见图 5(每年的图象几乎完全一样，仅给出一幅)。邢台地震后至唐山地震前库伦破裂应力年变化速率仍然维持了邢台发震断层两端外侧区域和断层两盘外侧区域增加以及与断层斜交的区域上减小的特征，同时发生了某些局部变化。研究区东北部震时的两个独立正值区开始连通，唐山断裂西侧负值

的震时背景变化区内出现了一个正值区,范围虽小,但相对量级并不小.唐山断裂东侧为正值区的同时,其西侧又出现了一个正值区,如此的应力变化环境对于触发唐山地震的作用不容忽视.发震断层以外区域的年变化速率为正负几帕至正负几十帕.

2.3 唐山地震的震时库仑破裂应力变化图象及其特征

唐山地震的震时库仑破裂应力变化的分布图象见图 6. 由于唐山地震的位置靠近北部边界,库仑破裂应力变化图象并不完整,但是依然可以看出是对称分区图案.与邢台地震比较,大于 0.01 MPa 的变化(正值或负值)区域明显增大.北部边界附近、东北部、中央区和西南部为库仑破裂应力增加区,中北部和东南部为减小区.

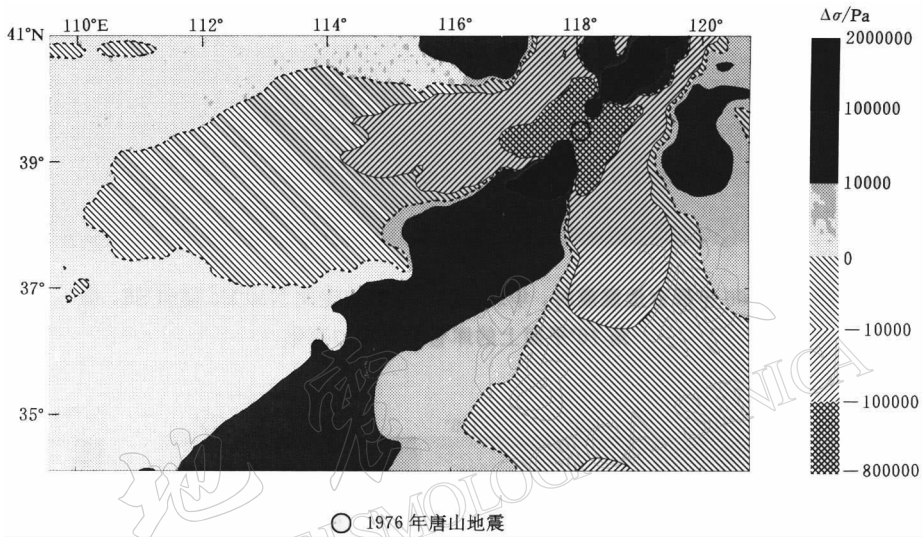


图 6 1976 年唐山地震震时,华北地区中地壳内走向 N30°E、倾向 SE、倾角 70°平面上的库仑破裂应力变化

2.4 1977~1980 年的库仑破裂应力年变化速率

1977~1980 年的库仑破裂应力年变化速率分布见图 7(每年的图象几乎完全相同,仅给出一幅).唐山地震震后库仑破裂应力变化速率分布特征与唐山地震的震时图象相似.与 1967~1975 年相比,此时的年变化速率增大为正负几十帕至正负几百帕.

3 讨论与结论

1) 由于华北地区活动断裂大多位于北东走向,因此我们的结果具有一定的实际意义.一次强震引起的震时库仑破裂应力变化,在发震断层两端外侧形成两个长轴平行于断层走向的椭圆形库仑破裂应力增加区,以及在断层两侧以外的区域形成两个长轴垂直于断层走向的椭圆形库仑破裂应力增加区,而且前两个增加区的强度和规模均胜过后两个增加区,从而使得这些区域内潜在的地震孕育进程有可能加快;而大约成 45°角斜交于断裂两侧区域的库仑破裂应力减小,潜在的地震孕育进程有可能延迟.断层两端外侧长椭圆形区域高值增加区的形成,为地震沿断裂带的迁移提供了有利条件.

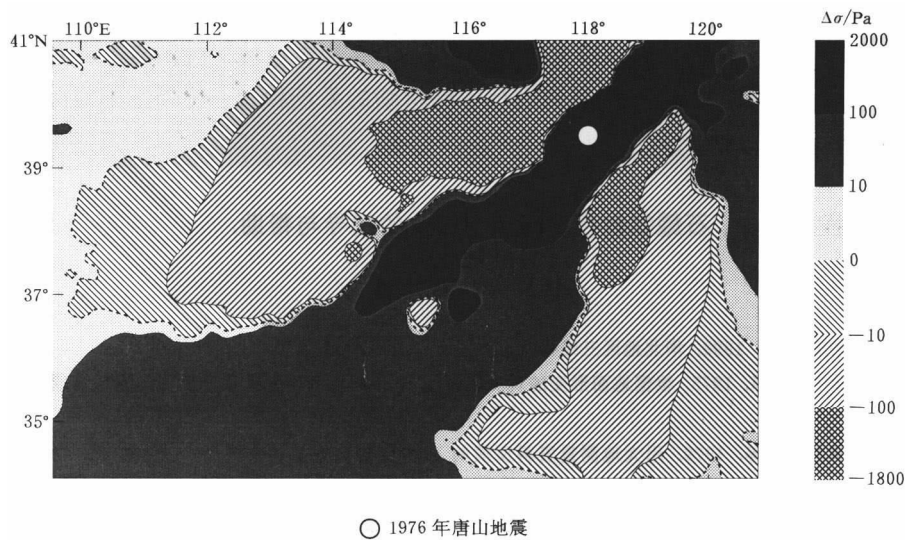


图 7 1977~1980 年华北地区中地壳内走向 N30°E、倾向 SE、倾角 70°平面上的库仑破裂应力年变化速率

2) 下地壳流变介质随时间的流变效应导致中上地壳应力状态发生调整变化，经过 200 年的应力调整，库仑破裂应力变化图象的对称分区已开始解体，正值区开始了向发震断层东侧转移的进程，而负值区已经基本迁移到断层西侧，400 年以后，库仑破裂应力变化图象发生了重大变化，正值区已完成了向东侧的转移，形成了一个大范围的应力增加区；与此同时，西北侧也出现了相当规模的应力增加区，西侧的其余地区为减小区。

3) 同一区域不同构造面上的库仑破裂应力变化是不相同的，相同走向不同倾向的构造面上的基本特征和量级相差不大，但是局部精细特征的调整也是引人注目的，因此，断层的走向决定了应力变化图象的基本特征，而断层倾向的变化调整了图象的局部细节，较大地震导致的应力变化高值区相应比较大。

4) 一次地震对于研究区内下一次潜在地震的加速触发作用不容忽视，1966 年以后至 1976 年以前，在走向 N30°E、倾向 SE、倾角 70°的平面(包含了唐山地震断裂面)上形成了有利于加速唐山地震发生的应力变化，邢台地震对于唐山地震的发生似乎的确起到了促进作用，唐山地震的发生使华北地区的库仑破裂应力年变化速率提高了一个数量级。

5) 唐山地震的发生表明，库仑破裂应力变化的增加区或高梯度的增减过渡带对于地震孕育进程可能具有一定的加速作用。

6) 本研究充分利用了比较丰富的(相对而言)华北地区三维波速结构的研究成果，建立起华北地区三维地质模型(陈连旺等，1999)，模型在纵向上分为地壳上部的 3 个弹性层和地壳下部的一个粘弹性层；在横向上根据具体的波速结构划分若干分区，不同的层和分区之间介质参数互不相同，以体现出地壳介质的非均匀性，借助三维波速结构的研究成果，我们试图使本研究尽可能地接近于真实的华北地区的地壳结构，努力提高本研究的可靠性。

本文仅研究了华北地区一次强地震(邢台地震)引起的库仑破裂应力的同震变化、震后

200 年和 400 年的流变效应以及一次强震(邢台地震)对其后的另一次强震(唐山地震)可能的加速触发作用. 由于条件所限, 没有考虑渤海地震等其它地震. 如果能够利用三维粘弹性有限元模型对华北地区历史地震序列进行完整精细的系统模拟, 相信能够得到更好的结果.

感谢傅征祥研究员、石耀霖教授和张东宁博士的指导与帮助.

参 考 文 献

- 陈连旺, 陆远忠, 张杰, 等. 1999. 华北地区三维构造应力场[J]. 地震学报, **21**(2): 140~149
- 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): 164~181
- 陈运泰, 黄立人, 林邦慧, 等. 1979. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式[J]. 地球物理学报, **22**(3): 201~217
- 国家地震局《深部物探成果》编写组. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果[M]. 北京:地震出版社, 194
- 环文林, 时振梁. 1993. 中国大陆内部走滑断层的长度与震级的关系[A]. 见:国家地震局震害防御司编. 中国地震区划文集[C]. 北京:地震出版社, 42~48
- 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): 17~27
- 孙苟英, 刘激扬, 王仁. 1994. 1976 年唐山地震震时和震后变形的模拟[J]. 地球物理学报, **37**(1): 45~55
- 王仁, 何国琦, 殷有泉, 等. 1980. 华北地区地震迁移规律的数学模拟[J]. 地震学报, **2**(1): 32~42
- 王仁, 孙苟英, 蔡永恩. 1982. 华北地区近年地震序列的数学模拟[J]. 中国科学, B 辑, (8): 745~753
- 张东宁, 许忠淮. 1999. 中国大陆地壳应变能密度年变化率图象与强震活动关系的初步探讨[J]. 地震, **19**(1): 26~32
- Anderson J G, Brune J N, Louie J N, *et al.* 1994. Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake, 28, June 1992[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 863~891
- Bak P, Tang C. 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon[J]. *J Geophys Res*, **94**(B11): 15 635~15 637
- Deng J, Sykes L R. 1996. Triggering of 1812 Santa Barbara earthquake by a great San Andreas shock: Implications for future seismic hazards in southern California[J]. *Geophys Res Lett*, **23**: 1 155~1 158
- 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**(B5): 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**(B11): 24 411~24 435
- Freed A M, Lin J. 1998. Time-dependent changes in failure stress following thrust earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24 393~24 409
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard [J]. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24 347~24 358
- Ito K, Matsuzaki M. 1990. Earthquakes as self-organized critical phenomena[J]. *J Geophys Res*, **95**(B5): 6 853~6 860
- Jaumé S C, Sykes L R. 1992. Change in state of stress on the southern San Andreas Fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992[J]. *Science*, **258**: 1 325~1 328
- Jaumé S C, Sykes L R. 1996. Evolution of moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993: Seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **101**(B1): 765~789
- Li V C, Rice J R. 1987. Crustal deformation in great California earthquake cycles[J]. *J Geophys Res*, **92**(B11): 11 533~11 551
- Mori J, Wald D J, Wesson R L. 1995. Overlapping fault planes of the 1971 San Fernando and 1994 Northridge, California earthquakes[J]. *Geophys Res Lett*, **22**: 1 033~1 036
- Reasenber 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
- 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**(B10): 24 543~24 565

THREE DIMENSIONAL VISCOELASTIC SIMULATION ON DYNAMIC EVOLUTION OF STRESS FIELD IN NORTH CHINA INDUCED BY THE 1966 XINGTAI EARTHQUAKE

Chen Lianwang¹⁾ Lu Yuanzhong¹⁾ Liu Jie²⁾ Guo Ruomei¹⁾

1) *Institute of Crustal Dynamics, China Seismological Bureau, Beijing 100085, China*

2) *Center for Analysis and prediction, China Seismological Bureau, Beijing 100036, China*

Abstract: Using three dimensional viscoelastic finite element simulation (FEM) we study the dynamic evolution pattern of the coseismic change of Coulomb failure stress and posts- seismic change, on time scale of hundreds years, of rheological effect induced by the $M_s=7.2$ Xingtai earthquake on March 22, 1966. Then, we simulate the coseismic disturbance of stress field in North China and dynamic change rate on one-year scale caused by the Xingtai earthquake and Tangshan earthquake during 15 years from 1966 to 1980. Finally, we discuss the triggering of a strong earthquake to another future strong earthquake.

Key words: Xingtai earthquake; Coulomb failure stress; dynamic stress evolution; three dimensional viscoelastic model