

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^{*}

刘桂萍 傅征祥

(中国北京 100036 中国地震局分析预报中心)

摘要 研究了 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震 ($39^{\circ}28'N$, $118^{\circ}11'E$) 前后区域地震活动的变化。结果表明, 在震源区以外的 3 个区域中观测到地震活动增强, 该变化通过信度 0.99 的 Z 统计检验, 认为可能是由唐山大地震触发的。最大触发地震震级为 5.5。这些区域地震的震中距为几十至 300 km。采用半空间弹性位错模型, 计算了唐山地震诱发的区域库仑破裂静应力场的变化 ΔS_{cfs} 。在上述 3 个区域中的地震优势破裂面上, $\Delta S_{cfs} > 0$ 。

关键词 唐山大地震 地震活动 库仑破裂应力变化

引言

随着近代地震观测能力的日益提高, 不仅观测到大地震触发震源区的余震活动, 而且可以观测到大地震触发的区域地震活动 (Anderson *et al.*, 1994; Bodin, Gomberg, 1994; Caskey Wesnousky, 1997; Deng, Sykes, 1996; Hill *et al.*, 1993; King *et al.*, 1994; Reasenberg, Simpon, 1992; Singh *et al.*, 1998; Toda *et al.*, 1998; 刘桂萍, 傅征祥, 1999)。近些年来, 由弹性位错模型计算的弹性半空间中的库仑破裂应力变化, 被广泛用于研究大地震后出现的地震触发现象及其力学机制。Reasenberg 和 Simpon (1992) 研究了 1989 年美国加州 Loma Prieta 地震后静应力场和区域地震活动的变化, 计算出库仑破裂应力变化在几十万帕至 1 000 帕以下, 大多数地震速率增高的地区库仑应力为正变化, 而地震速率减小的地区库仑应力变化为负。Hill 等 (1993) 对 1992 年美国 Landers 地震后震中周围地区的地震活动进行研究, 提出在距震中 1 000 多公里范围内的 10 多个地区的地震活动, 在震后短时间内 (30 s~33 h) 几乎同时显著增加。Jaume 和 Sykes (1992) 对该地震后的应力变化进行了研究, 指出圣安德烈斯断层南端库仑破裂应力变化最大值处发生了两次大地震, 即 Big Bear 和 Joshua Tree 地震。Manabu 等 (1995) 发现日本神户 1995 年 1 月 17 日 7.2 级地震后, 在周围地区立刻出现了频繁的浅源微震活动, 并与由断层模型计算的库仑破裂函数的变化分布进行了对比。刘桂萍和傅征祥 (1999) 的研究指出, 1995 年日本神户地震后震中周围多个区域中地震活动在几天至 2 个月内显著增强。King 等 (1994) 对大地震

* 国家重点基础研究专项经费资助 (G1998-04-07-04)。

1999-03-23 收到初稿, 1999-06-16 收到修改稿并决定采用。

后震中周围静应力场的变化与区域地震活动图象之间的对应关系进行了研究,认为大地震使区域应力发生的改变是区域地震活动增强的原因。

本文对 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级大地震前后的区域地震活动进行对比研究,认为在距震中几十至 300 km 范围内的 3 个区域中,地震活动在大震后几十小时内显著增强。该变化通过 Z 统计检验,认为可能是由唐山大地震触发的。基于地震学家采用不同观测资料反演求得的唐山地震的位错模型和破裂过程(陈运泰等,1979; 张之立等,1980)的结果,建立唐山大地震主震的发震断层弹性位错模型,采用 Okada(1992)给出的计算弹性位错引起的静应力场的公式,计算了唐山地震引起的区域库仑破裂应力变化,并与触发区域地震活动进行了对比,结果表明,触发地震活动与库仑破裂应力的正变化($\Delta S_{cfs} > 0$)有关。

1 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级地震前后区域地震活动变化

1.1 资料选取

选取大华北地区($35^{\circ}\sim 43^{\circ}\text{N}$, $113^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$)1970 年 1 月 1 日~1998 年 9 月 30 日的全国地震台网测定的目录(包括余震)。由于包含唐山在内的华北北部京津唐张地区的测震台网在 1966 年 3 月河北邢台地震后建立并不断改进,至唐山地震前已初具规模,可以监测大部分地区(昌黎以东和渤海湾除外)的 $M_L 1.0$ 以上地震(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组,1982)。华北其它地区的台网监测能力在 $M_L 2.0$ 以上(傅征祥,1997)。据此,在研究唐山地震前后区域地震活动时,京津唐张地区地震的震级下限取为 $M_L 1.0$,其它地区地震的震级下限取 $M_L 2.0$ 。

1.2 地震活动速率变化

对比华北地区 1976 年 7 月 28 日唐山 7.8 级主震前后 110 天的地震活动(图 1a, b),在华北地区多个区域中的地震在震后较震前密集(除余震区以外,即 $39.0^{\circ}\sim 39.75^{\circ}\text{N}$, $117.75^{\circ}\sim 119.00^{\circ}\text{E}$)。其中包括 1966 年 3 月 22 日河北邢台 7.2 级地震、1969 年 7 月 18 日渤海 7.4 级地震和 1975 年 2 月 4 日辽宁海城 7.3 级地震的余震区。这些老震区虽然在唐山 7.8 级主震后地震活动较震前活跃,但在整个余震序列中并不十分突出。另外还有 4 个区域中的地震活动也在主震后增强。一个位于北京周围,范围是 $39.6^{\circ}\sim 40.45^{\circ}\text{N}$, $116.2^{\circ}\sim 117.15^{\circ}\text{E}$,但地震活动增强在该地区的累积频度曲线上反映不显著。其它 3 个地震活动增强的区域分别位于辽宁西部($41.17^{\circ}\sim 42.62^{\circ}\text{N}$, $119.9^{\circ}\sim 121.75^{\circ}\text{E}$)、天津宝坻周围($39.45^{\circ}\sim 39.85^{\circ}\text{N}$, $117.15^{\circ}\sim 117.65^{\circ}\text{E}$)和天津中部($39.15^{\circ}\sim 39.35^{\circ}\text{N}$, $117.30^{\circ}\sim 117.60^{\circ}\text{E}$)(见图 1b 中方框)。从累积频度曲线(图 2)可以定性地看出,3 个区域内地震活动的增强变化均是研究时段内(1970 年 1 月~1998 年 9 月)最显著的一次。在主震后 90 天内,地震日平均频度增高到整个研究时间段内日平均频度的 20~33 倍(表 1),并且该时间点前后除唐山地震外没有其它显著事件发生。本研究将这 3 个区域中的地震活动增强看作是唐山 7.8 级主震所触发的地震活动。其中前 2 个区中触发地震的起始时间在主震发震时间后 30~31 个小时,第 3 个区中的触发地震滞后时间为 7 天(表 1)。

1.3 Z 统计检验结果

为定量检验上述 3 个区域中相邻两个时期地震速率变化是否显著,采用 Z 检验的统计方法(Meyer, 1975)。

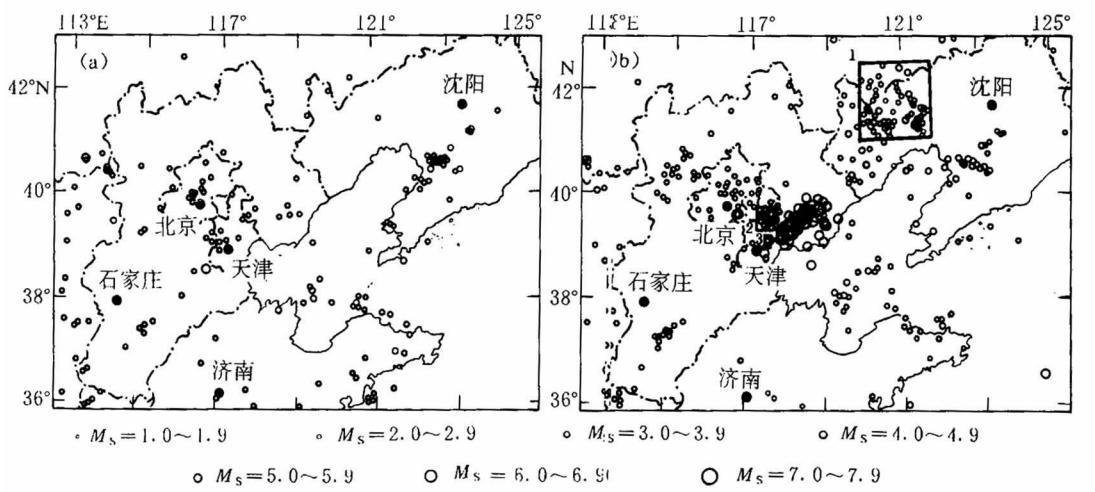


图1 1976年7月28日唐山7.8级地震前后110天华北地震活动对比

(a) 1976年4月9日~7月27日; (b) 1976年7月28日~11月14日

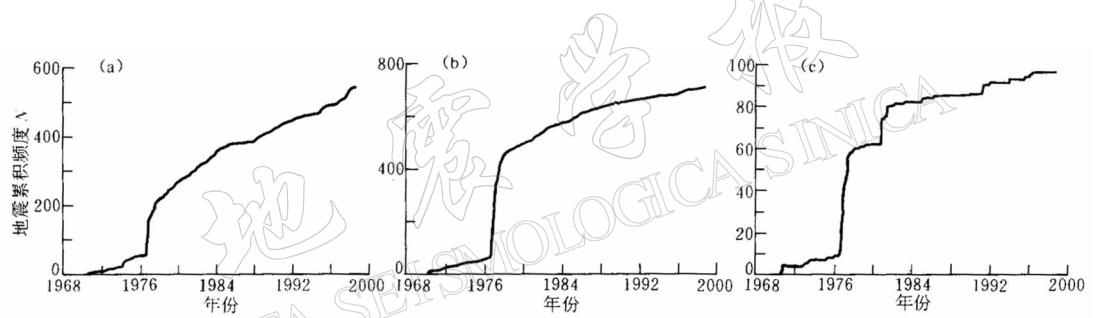


图2 区域地震活动累积频度变化曲线(1970年1月~1998年9月)

(a) 辽宁西部1区的日累积频度($M_L \geq 2.0$) ; (b) 天津宝坻2区的日累积频度($M_L \geq 1.0$) ; (c) 天津中部3区的日累积频度($M_L \geq 1.0$)

Z-检验是基于中心极限定理,即由相同母体中抽取的两个样本组平均值的差别服从正态分布。所以,Z值是用来检验来自同一序列的两组独立样本平均值之间的差异。在统计上,当Z为2.807,表示在99.5%显著性水平上有差异(Meyer, 1975; Habermann, 1983)。Z值定义为

$$Z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\left(\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}\right)}} \quad (1)$$

式中, \bar{x}_1 、 \bar{x}_2 为某个目标时间点前后两个时期样本组的平均值, σ_1 和 σ_2 为标准偏差, n_1 和 n_2 为各组中的样本数。显然Z为负值或正值,分别表示后面时期平均值比前面时期的大或小。本研究中为保证计算样本足够多,取某一日期点处的Z值由该点前90天(不包括该日期点在内)和后90天(包括该日期点在内)的地震活动速率参数去计算。Z(t)随时间变化过程见图3。

表 1 各区地震活动参数及 Z 检验计算结果

名 称	1 区	2 区	3 区
研究时间	1970-01~1998-09	1970-01~1998-09	1970-01~1998-09
区域范围	41.17°~42.62°N 119.90°~121.75°E	39.45°~39.85°N 117.15°~117.65°E	39.15°~39.35°N 117.30°~117.60°E
震中距/km	308	75	44
监测能力($M_L \geqslant$)	2.0	1.0	1.0
地震总数	541	711	96
Z 最小值	-6.445	-5.543	-3.066
Z 最小值时间	1976-07-29	1976-07-30	1976-07-29
触发地震起始时间	1976-07-29 T11:10	1976-07-29 T09:58	1976-08-04 T00:42
滞后主震时间(小时)	31.46	30.26	168
最大触发震级	4.4	5.5	4.9
1970~1998 年平均地震速率 r_1	0.052 次/天	0.068 次/天	0.009 次/天
Z 为最小值时期内地震速率 r_2	1.044 次/天	1.911 次/天	0.300 次/天
r_1/r_2	20	28	33

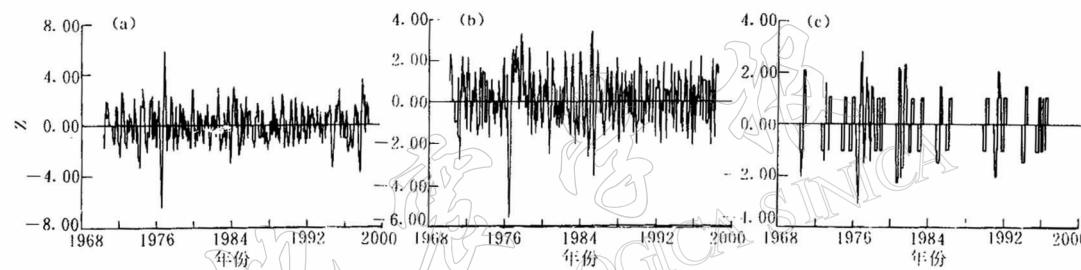


图 3 Z 统计检验结果. (a) 辽宁西部 1 区的 Z 统计检验结果; (b) 天津宝坻 2 区的 Z 统计检验结果; (c) 天津中部 3 区的 Z 统计检验结果

通常, 在速率发生显著变化的时间附近, 出现一组峰值 Z 值, 而其中极大或极小值对应的时间, 则是速率变化最显著的时间. 由于本研究只关注唐山大地震后触发区域地震活动的现象, 所以只研究负的 Z 值的变化过程.

1970 年 1 月~1998 年 9 月期间, 各子区的极小 Z 值曾出现许多次. 本研究假定: ① 这些极小 Z 值中的最小值(在长达 30 年的研究时期内的最小值), 出现在唐山大地震发生之后; ② 同时 $Z \leqslant -2.00$. 则认为该子区的地震活动可能是被唐山地震触发的. 若在唐山地震发生之后某区域虽然出现显著极小 Z 值, 但它不是整个研究时期中的最小值, 则那里的地震活动活跃也不能看作是与唐山主震活动有关. 上面 3 个区域中地震活动速率的 Z 值在震后出现了最低值, 通过信度为 99.5% 的 Z -统计检验. 时间点距主震时间为 30 小时~7 天(表 1).

2 唐山大地震后区域静应力场变化

2.1 唐山 7.8 级主震破裂断层弹性位错模型

唐山地区位于华北板块的北边界阴山东西向构造带南缘—燕山褶带和冀中块体东边界带—沧东断裂的交汇部位(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 1982). 人工地震测深和转换波探测工作的结果都指出, 在唐山地区确有切断地壳下界面的深断裂(马宗晋

等, 1982). 震区构造显著的特点是由宁河—昌黎深断裂、丰台—野鸡坨大断裂、滦县—乐亭断裂和蓟运河断裂的切割形成一个北东东向的菱形块体(张肇成等, 1990). 菱形块体内部有唐山断裂带发育在盖层中. 唐山地震极震区的分布与唐山断裂的走向和位置一致(图 4a).

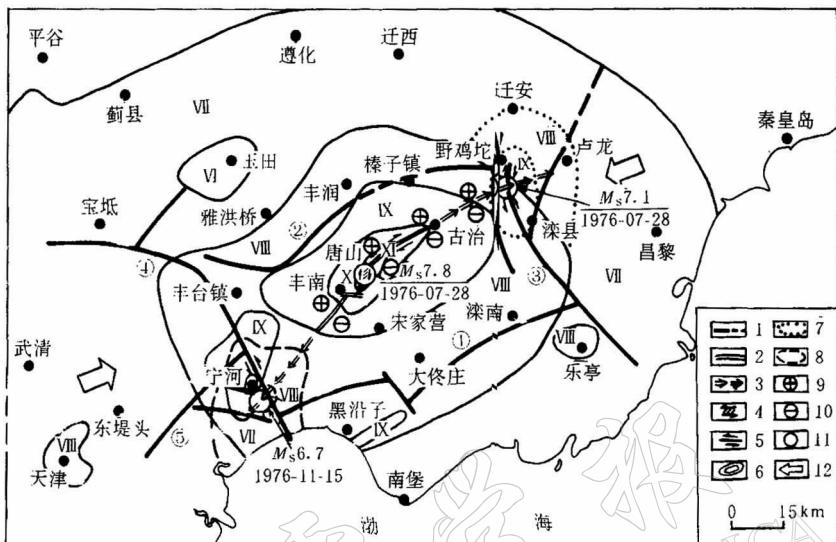


图 4(a) 唐山 7.8 级主震发震构造分析图(国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组, 1982)

1. 与发震构造有关的断裂; 2. 发震断裂; 3. 推测 7.8 级地震发生时的破裂发展方向; 4. 地裂缝剪切带; 5. 平移断层; 6. 7.8 级地震烈度线(VI~XII 表示地震烈度); 7. 7.1 级地震烈度线; 8. 6.9 级地震烈度线(据天津地震局资料); 9. 地震时地面上升区; 10. 地震时地面下沉区; 11. 地震震中; 12. 区域应力场中主压应力方向. ① 宁河—昌黎断裂;
- ② 丰台—野鸡坨断裂; ③ 滦县—乐亭断裂; ④ 蓟运河断裂; ⑤ 沧东断裂

陈运泰等(1979)用大地测量资料反演唐山地震的位错模式, 指出唐山地震是一次规模宏大的板内地震, 破裂面从地表一直延伸到莫霍面, 地震断层面的下界面是 34 km. 唐山地震不是一个简单的破裂过程, 初始破裂的走向是北东 30°, 但总体走向是北东 49°. 发震断层是右旋正断层, 断层面倾向东南, 倾角 76°. 张之立等(1980)利用 P 波资料测定震源参数, 结果表明, 唐山主震的破裂方式为不对称的双侧破裂, 向东北传播 70 km, 向西南传播 45 km, 平均位错 136 cm, 最大位错 173 cm, 在地表造成长 8 km、宽 30 m 的地表裂缝带.

根据上述对唐山主震破裂过程的研究, 将唐山主震发震断层面设为 3 段矩形位错间断面, 建立唐山 7.8 级主震的断层弹性位错模型(图 4b), 用于计算静应力变化的断层参数见

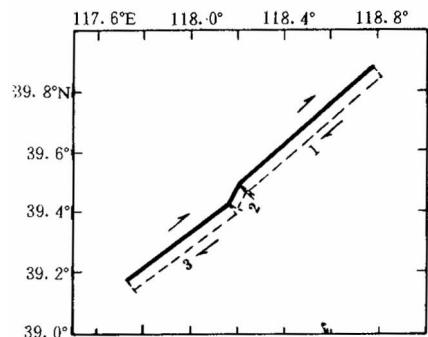


图 4b 唐山 7.8 级主震发震断层
弹性位错模型示意图

表 2. 模型对实际发震断层破裂做了极大的简化, 没有考虑位错沿断层的变化和断层的几何形状等细节。本文主要研究震源区以外、距震中几十公里处的触发地震现象, 不涉及震源区内余震的空间和时间特征。在远离破裂断层的地方, 断层的几何形状和滑距的分布细节不很重要(Ruth, 1998)。因此, 这个模型可以满足本研究的需要。

表 2 唐山 7.8 级主震断层位错模型参数

序号	$\varphi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$	长度/km	宽度/km	高度/km	走向/°	倾角/°	水平位错/cm	垂直位错/cm
1	39.88	118.78	66	21	3	229	80	132	-28
2	39.49	118.20	8	24	0	210	80	169	-36
3	39.43	118.16	41	21	3	229	80	132	-28

注: 纬度、经度, 指每一断层段东北端的经纬度; 高度是指断层上边界距地表的垂直距离; 走向是指从北顺时针算起; 水平位错是指右旋为正; 垂直位错是以上盘的运动向上为正。

2.2 静应力变化的计算

60 年代初 Chinnery(1961, 1963)研究了弹性地壳介质中一次地震后破裂断层周围的应力分布。在此后 30 多年的时间里对弹性位错场的研究不断深入。Okada(1992)在总结前人研究成果的基础上, 完整系统地给出半空间中剪切和拉张在地球介质内部断层引起的应力-应变场变化的简洁的数学表达式, 克服了以前同类公式在编成计算机 FORTRAN 程序时所遇到的困难, 能够用计算机进行实际计算。另外, 为了获得地震位错后区域中具有特定产状滑动断面上的库仑破裂应力变化, 需求出相应滑动面上的剪应力和正应力变化的表达式。

采用库仑破裂假设(Jaeger, Cook, 1969), 可以将库仑破裂应力定义为

$$\Delta S_{\text{cls}} = |\tau| - \mu(\sigma_n - p) - S \quad (2)$$

式中, $|\tau|$ 是某一平面上剪切力的绝对值, σ_n 是正应力(挤压为正), p 是孔隙压, S 是内聚力, μ 是摩擦系数。如果假设 μ 和 S 是不随时间变化的常数, 库仑破裂应力变化为

$$\Delta S_{\text{cls}} = \Delta |\tau| - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta p) \quad (3)$$

为量度地壳中断层临近破裂程度的变化, 计算库仑破裂应力的变化。采用应力变化量而不是总应力量的优点在于一般情况下很难测到应力的绝对值, 但从地震破裂断层的几何形状和位错方向, 可以相对较容易地求得应力变化(Ruth, 1998)。

上式中孔隙压的变化 Δp 在实际中很难测到。当岩石应力的变化比流体压力产生的应力变化快时, 孔隙压与岩石中的围压有关(King *et al.*, 1994), 即 $B = \Delta p / \Delta\sigma_n$ 。式中, B 取决于物质的弹性模量和流体所占体积的比例, 理论上(Skempton, 1954), B 值在 0~1.0 之间。 B 为 0 和 1.0 分别代表干燥土壤和流体饱和土壤。这样, 库仑破裂应力的变化可以表示为

$$\Delta S_{\text{cls}} = \Delta |\tau| - \mu' \Delta\sigma_n \quad (4)$$

式中, $\mu' = \mu(1-B)$, μ' 为视摩擦系数, 本研究中取 0.4。

2.3 唐山大地震后区域库仑破裂应力变化

据中国岩石圈动力学地图集(马杏垣, 1989), 上述位于辽宁西部的第 1 个区域中, 现今构造应力场作用的方向是北东东。其中主要分布着多条北北东向的第四纪活动断层, 走向为北 $5^\circ \sim 20^\circ$ 东。位于天津的另外两个出现触发地震的区域中, 由震源机制解所给出的主要应力方向为北东东, 两组剪切节面为北北东和北西西向, 这两个方向也是两组主要断裂

的方向。这两个区中没有发现第四纪活动断裂。

根据上述地质背景, 针对辽宁西部1区, 计算北 15° 东断层上由唐山7.8级地震引起的库仑破裂应力变化, 针对天津宝坻2区和中部3区计算北 30° 东和北 120° 东断层上唐山7.8级主震引起的库仑破裂应力变化(图5)。从北 15° 东断层上的库仑破裂应力变化的计算结果中(图5a)可见, 辽西1区位于库仑破裂应力变化为正的区中, 变化幅度为0.001~0.01 MPa。在北 30° 东断层上的库仑破裂应力变化分布图中(图5b), 天津中部3区为库仑破裂应力变化为负的区域中。在北 120° 东(NWW)方向上的库仑破裂应力变化分布图中(图5c), 天津的两个区均位于库仑破裂应力变化为正的区域中, 变化幅度为0.01~0.05 MPa。

3 讨论

研究表明, 0.01 MPa以上的静应力变化能够影响余震的分布(Reasenberg, Simpon, 1992; King *et al.*, 1994; Hardebeck *et al.*, 1998)。小于0.01 MPa的静应力变化是否能够触发或推迟地震的发生是一个尚待研究的课题。但微小应力变化与地震活动图象变化之间一致是众所周知的事实(Harris, Simpson, 1996; Deng, Sykes, 1996; Nalband, 1998)。

根据库仑破裂准则, 发生在静应力增高(库仑破裂应力变化为正)区内的地震会由于库仑破裂应力上升的影响而提前发生, 因此出现地震活动增强。此外, 还存在另一种可能的

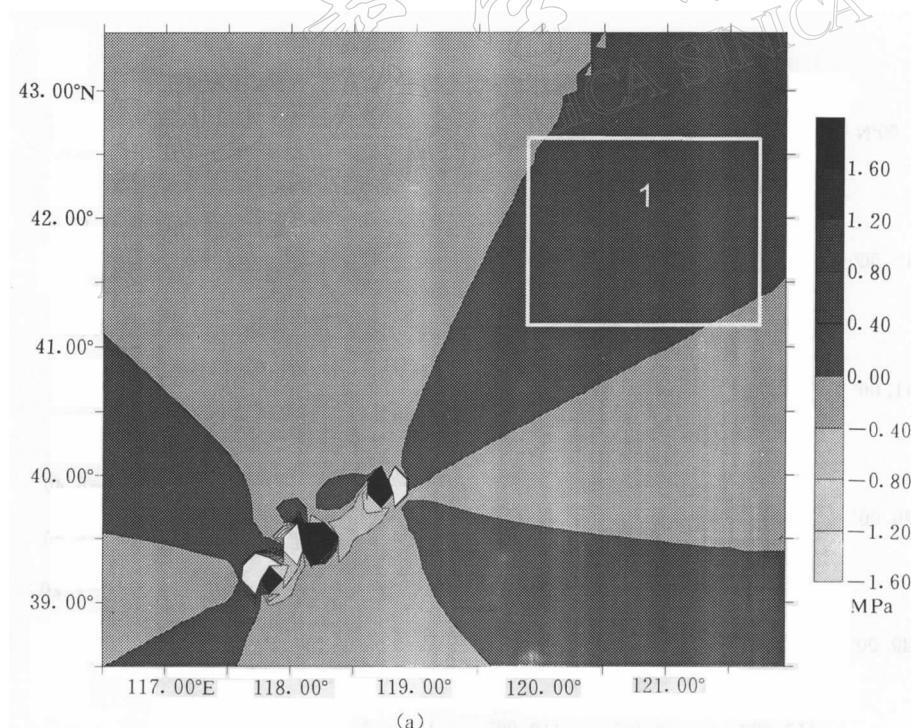


图5 在垂直走滑断层上, 10 km深度的库仑破裂应力变化分布(介质刚度取 3×10^4 MPa)

(a) 假设断层走向 N 15° E

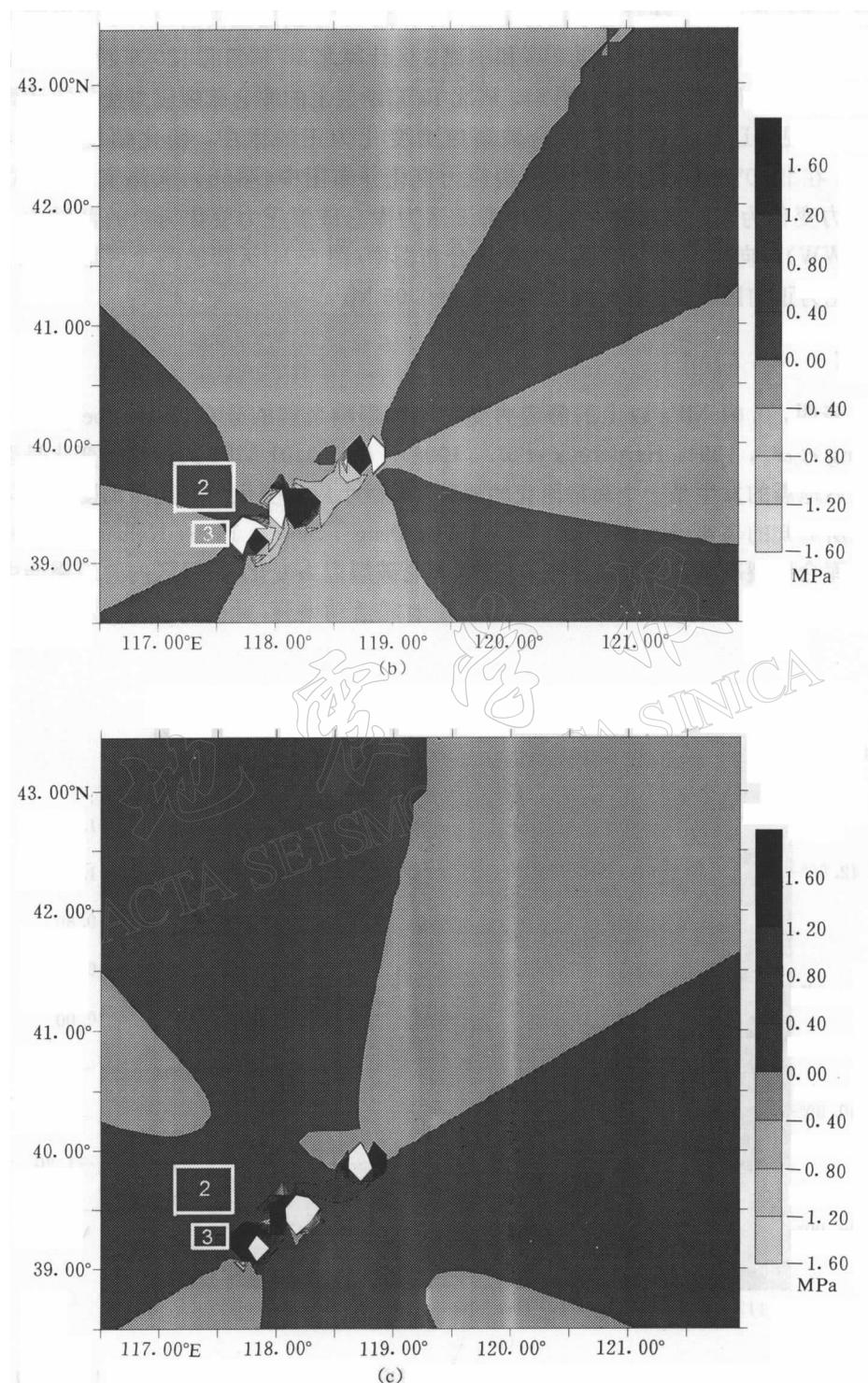


图 5 在垂直走滑断层上, 10 km 深度的库仑破裂应力变化分布(介质刚度取 3×10^4 MPa)
(b) 假设断层走向 N30°E; (c) 假设断层走向 N120°E

机制。对一维滑块的摩擦滑动分析表明, 摩擦行为中有3种稳定状态是可能的(Rice, Ruina, 1983; Gu *et al.*, 1984)。物质临界刚度可表示为

$$K_c = - (a - b) \sigma_n / l \quad (5)$$

式中, a 表示摩擦的瞬时增大, l 为特征距离, b 为在特征距离上的摩擦下降, σ_n 为正应力。如果 $(a - b) > 0$, 系统在任何干扰下都是稳定的。如果 $(a - b) < 0$, 在 $K < K_c$ 时, 系统处于固有的不稳定状态; $K > K_c$ 时, 系统有条件的稳定, 即在准静态加载下是稳定的, 但如果经受足够大的速度跳跃, 则是不稳定的。这种情形会在一次地震中的动态加载下出现。唐山地震发生后, 伴随发震断层的破裂, 在几十秒内使区域静应力场发生突然变化, 地壳介质被突然加载, 虽然应力变化量很小, 但作用时间很短, 加载的速率远远大于区域构造加载速率, 使一些断层失稳, 触发地震活动增强。这些地震中的一部分事件在没有大震触发作用、只受构造应力极缓慢的加载条件下是不会发生的, 结果造成地震活动速率高出平均水平许多倍。

上述计算结果中, 在多数情况下触发地震位于库仑破裂应力变化为正的区域, 只有天津中部3区是在北30°东断层上的库仑破裂应力变化为负的区域。据张之立等(1980)用基式仪资料分析1976年11月15日和1977年5月12日先后发生在位于主震西南端宁河地区的 $M_s 6.9$ ($N39^{\circ}24'$, $E117^{\circ}42'$) 和 $M_s 6.2$ ($N39^{\circ}23'$, $E117^{\circ}48'$) 两次地震的断层面解, 认为北150°东的节面是 $M_s 6.9$ 地震的实际断层面, 北135°东的节面是 $M_s 6.2$ 地震的实际断层面。这两次地震均位于天津中部3区中。如果认为它们的破裂方向代表了震中周围地区多数破裂的方向, 考虑到上述结果中的误差, 那么第3区中地震破裂的主要方向在北西方向附近, 即北西西至北北西范围内, 该区的触发地震只与北西向的库仑破裂应力变化正值区一致的结果可能是可以解释的。

4 结论

通过研究唐山地震前后区域地震活动的变化和震后区域静应力场的变化, 认为:

(1) 通过统计检验研究, 在主震后30小时~7天时间内, 距震中40~300 km的3个区域内, 地震活动异常增强, 地震活动速率上升了20~33倍, 它们可能是由唐山大地震触发的。

(2) 触发地震基本上分布在库仑破裂应力变化为正的区域内, 应力变化幅度为0.001~0.05 MPa。库仑破裂应力的增大可能使这些地震提前发生。

参 考 文 献

- 陈运泰, 黄立人, 林邦慧, 等. 1979. 用大地测量结果反演唐山7.8级主震位错模型. 地球物理学报, 22(2): 201~217
 傅征祥. 1997. 中国大陆地震活动性力学. 北京: 地震出版社, 11
 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 1982. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社, 33, 113
 刘桂萍, 傅征祥. 1999. 1995年1月17日本兵库县南部7.2级地震触发的区域地震活动. 地震学报, 21(3): 250~257
 马杏垣主编. 1989. 中国岩石圈动力学地图集. 北京: 中国地图出版社, 33
 马宗晋, 傅征祥, 张郢珍, 等. 1982. 1966~1976年中国九大地震. 地震出版社, 31
 张肇成, 罗永生, 郑大林. 1990. 中国震例(1976~1980). 北京: 地震出版社, 60
 张之立, 李钦祖, 谷继成, 等. 1980. 唐山地震的破裂过程及其力学分析. 地震学报, 2(2): 111~129

- 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. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 863~891
- Bodin P, Gomberg J. 1994. Triggered seismicity and deformation between the Landers, California, and little Skull mountain, Nevada, earthquakes. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 835~843
- Casky S J, Wesnousky S G. 1997. Static stress changes and earthquake triggering during the 1954 Fairview Peak and Dixie Valley earthquake, central Nevada. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 521~527
- Chinnery M A. 1961. The deformation of ground around surface faults. *Bull Seism Soc Amer*, **51**: 355~372
- Chinnery M A. 1963. The Stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bull Seism Soc Amer*, **53**(5): 921~932
- Deng J, Sykes L R. 1996. Triggering of 1812 Santa Barbara earthquake by a great San Andreasshock: Implications for future seismic hazards in southern California. *Geophys Res Lett*, **23**: 1 155~1 158
- Gu J C, Rice J R, Ruina A L, et al. 1984. Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction. *J Mech Phys Soc*, **32**: 167~196
- Habermann R E. 1983. Teleseismic detection in the Aleutian Island Arc. *J Geophys Res*, **88**(86): 5 056~5 064
- Hardebeck J L, Nazareth J J, Hauksson E. 1998. The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershock sequences. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24, 427~437
- Harris R A, Simpson R W. 1996. In the shadow of 1857 —— The effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geophys Res Lett*, **23**: 229~232
- Hill D P, Reasenberg P A, Michael A, et al. 1993. Seismicity remotely triggered by the Magnitude 7.3 Landers, California, Earthquake. *Science*, **260**: 1 617~1 623
- Jaeger J C, Cook N G W. 1969. *Fundamentals of Rock Mechanics*. New York: Méthuén, 513
- Jaume 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. *Science*, **258**: 1 325~1 328
- King G C P, Stein R S, Jin J. 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull Seism Soc Amer*, **84**(3): 935~953
- Manabu H. 1995. Static stress changes associated with the Kobe earthquake: Calculation of changes in Coulomb Failure Function and comparison with seismicity change. *Earthquake (Japan)*, **48**(2): 521~530
- Meyer S L. 1975. *Data Analysis for Scientists and Engineer*. New York: John Wiley & Sons, 235
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seism Soc Amer*, **82**(2): 1 018~1 040
- Reasenberg P A, Simpon R W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, **255**: 1 687~1 690
- Nalbant S S. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the North Aegean Sea. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24 469~24 486
- Rice J R, Ruina J C. 1983. Stability of steady frictional slipping. *J Appl Mech*, **105**: 343~349
- Ruth A H. 1998. Introduction to speical section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24 347~24 358
- Singh S K, Anderson J G, Rodriguez M. 1998. Triggered seismicity in the Valley of Mexico from major earthquakes. *Geofis Int*, **37**: 3~15
- Stein R S, King G C P, Lin J. 1994. Stress triggering of the 1994 $M=6.7$ Northridge, California Earthquake by its Pre-decessors. *Science*, **265**: 1 432~1 435
- Skempton A W. 1954. The pore-pressure coefficients A and B. *Geotechnique*, **4**: 143~147
- 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 Geophys Res*, **103**(B10): 24 543~24 565