

万永革, 沈正康, 曾跃华, 盛书中, 徐晓枫. 2008. 唐山地震序列应力触发的粘弹性力学模型研究. 地震学报, 30(6): 581-593.

Wan Yongge, Shen Zhengkang, Zeng Yuehua, Sheng Shuzhong, Xu Xiaofeng. 2008. Study on visco-elastic stress triggering model of the 1976 Tangshan earthquake sequence. *Acta Seismologica Sinica*, 30(6): 581-593.

唐山地震序列应力触发的粘弹性力学模型研究^{*}

万永革^{1,2),*} 沈正康³⁾ 曾跃华⁴⁾ 盛书中¹⁾ 徐晓枫²⁾

1) 中国河北三河 065201 防灾科技学院

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

3) 中国北京 100871 北京大学地球与空间科学学院

4) U. S. Geological Survey, Golden, CO, 80401, USA

摘要 根据前人对唐山地震破裂分布、地壳波速和粘性结构的研究, 考虑局部应力场、孔隙流体压力和断层附近软介质的影响, 计算了唐山地震产生的, 投影到后续大余震断层面和滑动方向上的库仑破裂应力变化。结果表明, 随后发生的滦县地震和宁河地震均发生在唐山地震产生的库仑破裂应力变化为正的区域。为研究唐山地震、滦县地震和宁河地震对后续小震的触发作用, 根据前人对该地区构造应力场和地震破裂分布的研究, 假定构造应力值为 10 MPa, 求得了震源附近各处可能的小震震源机制。将上述 3 次地震产生的应力变化投影到可能的小震破裂面和滑动方向上, 发现唐山地震、滦县地震和宁河地震产生的正库仑破裂应力变化的“蝴蝶”形分布与后续小震发生的空间分布具有较好的一致性, 95% 的余震发生在库仑破裂应力变化增加的区域, 说明唐山地震序列中前面的大震对后续小震的发生起到了调制作用。该研究结果对大震后余震的危险性快速评估具有一定意义。如果大地震发生后能够快速确定详细的破裂分布和震源区域详细断层及滑动特性资料, 本文方法可用来预测未来大余震的发震位置。

关键词 唐山地震 应力触发 粘弹性 应力方向

文章编号: 0253-3782(2008)06-0581-13 中图分类号: P315.72⁺7 文献标识码: A

Study on visco-elastic stress triggering model of the 1976 Tangshan earthquake sequence

Wan Yongge^{1,2),*} Shen Zhengkang³⁾ Zeng Yuehua⁴⁾
Sheng Shuzhong¹⁾ Xu Xiaofeng²⁾

1) Institute of Disaster-Prevention Science and Technology, Sanhe City, Hebei Province, 065201, China

2) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

3) School of Earth and Space Science, Peking University, Beijing 100871, China

4) U. S. Geological Survey, Golden, CO 80401, USA

* 基金项目 国家自然科学基金(40374012, 40874022)资助。

收稿日期 2008-03-06 收到初稿, 2008-09-25 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: wanyg217217@vip.sina.com.cn

Abstract: We calculated the Coulomb failure stress change generated by the 1976 Tangshan earthquake and projected the stress change onto the fault planes in slip directions of the large follow-up aftershocks. A visco-elastic media is assumed in the model. Results of previous studies on co-seismic slip distribution of the Tangshan earthquake, and on crustal velocity and viscosity structures, are used for constraining the model. Effect of the local pore fluid pressure and impact of soft medium near the fault are also considered. Our result shows that the subsequent Luanxian and Ninghe aftershock occurred in the region of increased Coulomb failure stress produced by the Tangshan mainshock. To study the triggering effect of the Tangshan, Luanxian, and Ninghe earthquakes to the follow-up small earthquakes, we firstly evaluated the possible focal mechanisms of small earthquakes according to the regional stress field and co-seismic slip distributions derived from previous studies, and assumed a regional tectonic shear stress of 10 MPa. By projecting the stress changes generated by the above three earthquakes to the possible fault planes in slip directions of small earthquakes, we found that the “butterfly” distribution pattern of increased Coulomb failure stress is consistent with the spatial distribution of follow-up aftershocks, with 95% of them occurred in the region of increased Coulomb failure stress. This result indicates that the former large earthquakes modulated occurrences of follow-up earthquakes in the Tangshan earthquake sequence. This result is of some significance in rapid assessment of aftershock hazard after a large earthquake. If detailed co-seismic slip distribution on a seismogenic fault and the mechanical feature of nearby faults can be rapidly determined after a large earthquake, our approach may be used to predict the locations of large aftershocks.

Key words: 1976 Tangshan earthquake; stress triggering; viscoelasticity; stress direction

引言

1976年7月28日的唐山地震是历史上破坏最为严重的事件之一(邱群, 1976)。这次主震之后约15小时滦县又发生了 $M_s7.1$ 地震, 从而造成了更严重的灾害。同年11月15日, 在该断层南部宁河也发生了 $M_s6.9$ 地震, 之后有大量余震发生并一直持续至今。该地震序列主震与滦县余震、宁河余震有何关系? 它们与后续地震关系如何? 对这些问题的研究将有助于理解大地震之间以及主震与余震之间的相互关系, 从而对地震危险性估计有一定的实际意义。

近年来, 大地震产生的库仑破裂应力变化影响后续地震发生位置和时间的研究引起国际地震界的广泛关注(Harris, 1998; Stein, 1999)。许多震例研究结果表明, 库仑破裂应力增加明显促使地震序列中后续中强地震的发生(Troise *et al*, 1998; Robinson, Zhou, 2005), 并且对其余震活动分布也会产生一定的影响(Das, Scholz, 1981; Toda *et al*, 1998; Ma, Chan, 2005), 这给余震的危险性评估提供了一种新的途径。

以往的地震应力触发研究大多基于弹性变形的模拟(Okada, 1992), 因此只能估计应力变化的弹性响应。这对于模拟地震之后相对较短时间间隔内的应力应变场是一种较好的

近似。但对于更长的时间间隔(数十年),粘弹性松弛效应造成的长期应力变化则不可忽略。这种粘弹性松弛效应源于脆性上地壳与粘弹性下地壳和上地幔的耦合(Nur, Mavko, 1974; Rydelek, Sacks, 1990)。Pollitz(1992)的研究表明,同震形变在近场大于震后形变,但在数倍于弹性层厚的远场和数倍于介质特征常数的时间范围内,则震后形变比同震形变要大得多。例如,1995年日本神户 $M_{7.0}$ 地震可能由于几百公里外 1944 年和 1946 年两次 8 级地震的应力松弛过程而提前(Pollitz, Sacks, 1997)。运用粘弹性松弛模型, Ben-Zion 等(1993)也计算出 Parkfield 地区的地震被 1857 年 San Andreas 断层上 Fort Tejon 地震产生的粘弹性应力转移所调制,他们给出的下一次大地震时间为 1992 年 ± 9 年,结果 1994 年 Parkfield 发生了地震。更加引人注意的是,1992 年南加利福尼亚 Landers $M_{w7.3}$ 地震发生后 7 年,于 1999 年 Hector Mine 又发生了 $M_{w7.0}$ 地震,而两次地震震中距仅 20 km。如此接近的时间和空间间隔使得人们很难怀疑它们的因果关系。运用 Wald 和 Heaton (1994)的地震破裂模型和弹性半空间模型,US Geological Survey 等(2000)单位计算了 1992 年 Landers 地震同震破裂在 Hector Mine 地震震中产生的库仑破裂应力变化。结果表明,虽然正应力使得 Hector Mine 地震孕震断层解锁,但总的库仑破裂应力变化为负。这意味着同震应力变化并不能满意地解释 Landers 地震与 Hector Mine 地震之间的触发关系。Freed 和 Lin(2001)以及 Zeng(2001)分别运用三维有限元方法和广义反射/透射矩阵方法,估计了下地壳和上地幔粘弹性松弛造成的库仑破裂应力变化。他们发现在 Landers 地震之后的 7 年时间内, Landers 地震破裂在 Hector Mine 地震震中区产生了 0.1—0.2 MPa 的库仑破裂应力增加,并最终触发了 Hector Mine 地震。万永革等(2007)、Pollitz 和 Schwartz(2008)考虑了震间应变积累、粘弹性松弛及地震产生的应力变化,分别验证了青藏高原东北部和旧金山湾地区的应力转移与后续地震发生有很好的对应关系。所有这些结果均表明了在地震应力转移的应力触发研究乃至地震危险性估计过程中,考虑粘弹性应力松弛的重要性。

本文研究唐山地震序列的应力触发问题。围绕这一问题,万永革等(2000)用简单破裂模型,研究了唐山主震在滦县余震破裂面滑动方向上产生的库仑破裂应力变化,发现唐山主震对滦县余震有触发作用。刘桂萍和傅征祥(2000)运用 3 段主震破裂断层模型,研究了唐山主震对 3 个余震区的弹性触发作用,发现主震有助于后续地震的发生。Robinson 和 Zhou(2005)研究了主震断层段的相互作用及主震对滦县地震和宁河地震的触发作用,发现主震断层中首先发生的南段促使了后续北段断层破裂的发生,并且主震的发生均有利于后续滦县地震和宁河地震的发生。然而对于长达几十年的余震触发,地震之后的粘弹性松弛效应(孙荀英等,1994; 沈正康等,2003; 万永革等,2007)则不可忽略。另外,李志才等(2005)的研究表明,采用均匀粘弹性模型和分层粘弹性模型计算的地表变形相差很大,因此,有必要在研究中采用分层粘弹性模型。除此之外,采石造成的孔隙流体迁移的孔隙压力变化可以解释周围地震活动变化(Seeber *et al*, 1998)。Nur 和 Booker(1972)指出主震产生的孔隙压力变化可以控制余震的发震时间。Piombo 等(2005)研究了震后震源附近孔隙流体流动对库仑破裂应力变化的影响,发现震后孔隙流体流动不仅可以改变库仑破裂应力变化的量值,而且可以改变某些区域的库仑破裂应力变化的符号,即可以使本来促使地震发生的区域变为抑制地震发生。万永革等(2006)以 2005 年巴基斯坦地震为例,说明了断层邻域内介质松弛和孔隙压力变化对库仑破裂应力变化的影响。因此有必要在计算库仑破裂

应力变化过程中考虑孔隙流体压力的影响。本文将集中讨论这些问题，并基于研究地区的构造应力状态讨论主震对余震的触发作用。

1 震源参数和地壳模型

1.1 震源参数

唐山地震发生于地震较为活跃的华北盆地北缘。该处构造以北北东向的右旋走滑断层为特征(Chen, Nebelek, 1988)。前人对唐山主震进行了充分的研究。根据 P 波初动(张之立等, 1980)、P 波波形拟合(Butler *et al*, 1979)和体波反演研究(周蕙兰, 1985; Kikuchi, Kanamori, 1986; Nabelek *et al*, 1987)，主震断层走向为 NE20°—NE30°；根据面波波形拟合，主震断层走向为 NE40°；根据大地测量数据得到的断层走向为 NE50°—NE60°(陈运泰等, 1979；张祖胜, 1982)。这些结果表明，唐山地震破裂非常复杂，破裂似乎起始于走向为 NE20°—NE30°的南部断层段，然后转向走向为 NE50°—NE60°的北部断层段。余震分布研究也表明，余震带可分为南北两个断层段(Shedlock *et al*, 1987)，南部断层段走向为 NE30°，北部断层段走向为 NE50°—NE60°，断层的交接点在唐山市。并且根据垂直位移场数据，在北部，西北部隆升与东南部沉降之间的界限也为一走向 55°的迹线(张之立等, 1980)。Xie 和 Yao(1991)综合分析了唐山主震破裂机制的研究结果，给出了一个由 7 段断层组成的破裂模型，并综合运用体波资料和大地测量资料对震源的破裂过程进行了反演。Huang 和 Yeh(1997)采用大地测量数据进行有限元模拟时也采用了类似模型，得到的结果是类似的。然而这些反演结果均表现为西北盘略有下降，因此，该模型不能解释西北部隆升和东南部沉降的观测事实。万永革等(2008)根据首都圈地震台网布设以来记录的小地震双差精确定位资料，反演得到了断层面的位置、走向和倾角，并根据许忠淮(1985)的局部应力场方向和相对大小得到了每个断层段的滑动角。该模型与该地区的构造应力方向较为吻合。虽然该模型与陈运泰等(1979)的断层面倾向不一致，但同样能够解释西北盘隆升和东南盘下降的观测事实。况且，陈运泰等(1979)运用大地测量的观测结果包含了震后余震的效应，如果用来求解主震及其短时间段内余震的综合效应是有利的，但不能用来研究主震对大余震的影响。为保持本研究模型的一致性，考虑到万永革等(2008)的模型也能够解释大地测量观测数据，本文采用了万永革等(2008)得到的地震断层面走向、倾角、滑动角和位置参数，而滑动量的大小则采用了 Huang 和 Yeh(1997)的主震两段模型的地震矩进行计算(表 1)。

根据 Nabelek 等(1987)的研究，发生在唐山地震东北端的滦县地震为东西走向断层上的纯正断层事件。Huang 和 Yeh(1997)选用了北倾的断层面，而北倾的正断层不利于解释其南盘的沉降，因此我们选择南倾节面为断层面。Nabelek 等(1987)给出的发生在断层西南的宁河地震为具有少量正断层分量的左旋走滑断层，宁河地震没有其它约束，我们完全采用了 Huang 和 Yeh(1997)采用的断层面参数。

唐山地震主震和两次较大余震的断层参数列于表 1。根据 Shedlock 等(1987)的研究，大部分断面上的余震发生在深度为 7—22 km 的范围内。该结果与万永革等(2008)得到的小震精确定位的断层面深度的结果基本一致，因此在我们的计算中断层上界取 7 km 深处，断层宽度取 15 km。

虽然该地震没有明显前震，但除了上述两次较大余震外，还有大量余震发生。我们搜

表 1 唐山地震及两次主要余震的断层参数(万永革等, 2008; Huang, Yeh, 1997)
 Table 1 Fault rupture parameters of the Tangshan mainshock and its two large aftershocks
 (Wan *et al*, 2008; Huang, Yeh, 1997)

地震	走向/°	倾角/°	滑动角/°	长度/km	宽度/km	错动量/m	东经/°	北纬/°	M_s
唐山主震	233	89	172	35	15	2.89	118.34	39.68	7.8
	210	74	174	29	15	3.93	118.09	39.44	
滦县余震	92	37	-90	17	16	1.56	118.66	39.81	7.1
宁河余震	299	61	-25	20	16	0.62	118.88	39.45	6.9

集了震源附近自宁河地震后至 2005 年 9 月的所有余震, 去掉震源深度为零的地震(其误差可能较大), 绘出其深度分布直方图(图 1). 可见, 大部分余震的震源深度分布在 5—20 km 的深度范围内, 余震的平均深度为 12 km. 因此我们计算 12 km 处的库仑破裂应力变化, 以研究地震对余震的触发作用. 另外, 为计算地震对余震的触发作用, 我们需要知道地震震源附近的构造应力场方向. Xu 和 Wang(1986)根据唐山余震震源机制求得的应力轴方向为 N60°E, 张应力轴方向为 S30°E, 均为水平. 我们在计算唐山主震及两次大余震对其它余震的影响时采用该应力场

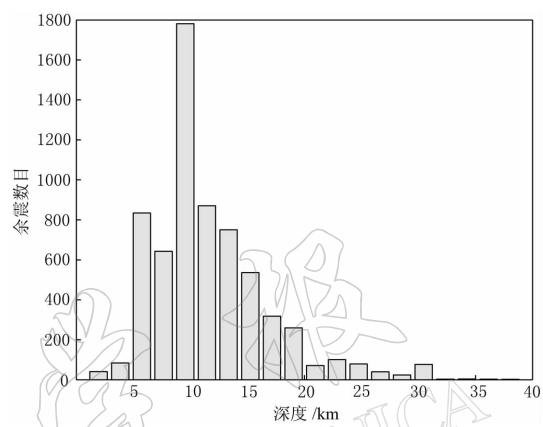


图 1 余震深度分布直方图

Fig. 1 Depth distribution of aftershocks

方向. 虽然地壳不同深度处构造应力大小不同, 但本研究计算特定深度的库仑破裂应力演化, 我们仿照 King 等(1994)对兰德斯地震对余震触发的模拟, 采用了平均构造应力大小为 10 MPa.

1.2 地壳模型

李志才等(2005)对唐山震后形变的研究表明, 成层地壳介质与均匀弹性半空间介质得到的震后变形有很大差异, 因此, 有必要采用较为精确的地壳模型对地震之间的相互作用进行研究. 本研究综合分析了刘昌铨和嘉世旭(1986)、曾融生等(1985)的地震探测研究结果以及于湘伟等(2003)的反演结果, 结合张学民等(2001)直接采集数字地震记录的原始 P 波、S 波地震波形, 运用合成理论地震图拟合实际地震图方法得到的台站下方体波速度结构模型, 给出了唐山地区的综合地壳模型(表 2). 地壳密度模型采用郑天渝和姚振兴(1993)运用

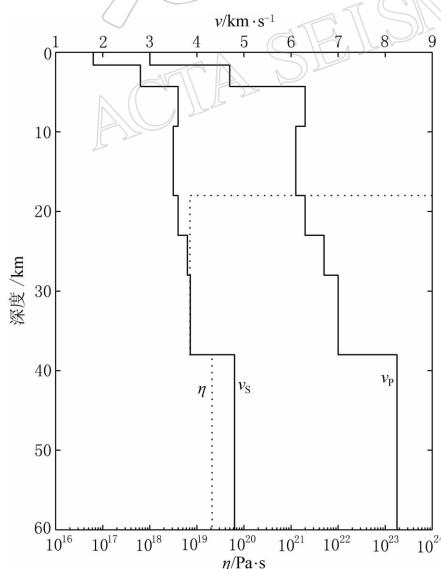


图 2 唐山地震震源区的地壳速度模型和粘性结构模型

Fig. 2 Crustal velocity and viscous structure model in Tangshan earthquake area

近震记录确定唐山地震震源过程时所给出的唐山地区地层密度；粘度模型利用孙荀英等(1994)采用的有限元方法和唐山地区1976—1985年观测到的地震震时和震后水平以及垂直地形变反演的华北板块下方深部物质的粘性结构。我们将地壳波速、密度及粘性结构参数列于表2，波速和粘度剖面示于图2。

表2 模拟中所采用的地壳结构参数(郑天渝, 姚振兴, 1993; 孙荀英等, 1994; 张学民等, 2001)

Table 2 Crustal structure parameters used in this simulation (Zheng, Yao, 1993; Sun *et al.*, 1994; Zhang *et al.*, 2001)

层号	厚度/km	$v_p/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$v_s/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	密度/ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$	粘度/ $\text{Pa} \cdot \text{s}$
1	1.6	3.0	1.8	2.3	1.0×10^{30}
2	2.7	4.7	2.8	2.6	1.0×10^{30}
3	5.0	6.3	3.6	2.8	1.0×10^{30}
4	8.7	6.10	3.5	2.8	1.0×10^{30}
5	5.0	6.30	3.6	2.8	7.1×10^{18}
6	8.0	6.70	3.8	2.8	7.1×10^{18}
7	5.0	7.00	3.86	3.0	7.1×10^{18}
8	50.0	8.25	4.8	3.3	2.1×10^{19}

2 计算方法

2.1 库仑破裂应力变化

根据库仑破裂准则, 当断层面剪切应力达到摩擦强度时, 断层面将发生剪切破坏。我们定义库仑破裂应力变化 $\Delta\sigma_f$ 为(Harris, 1998; Stein, 1999)

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + c(\Delta\sigma_n + \Delta p) \quad (1)$$

式中, c 为摩擦系数, 对大部分岩石取值为 0.6—0.8 (Harris, 1998); $\Delta\tau_s$ 为断层面上沿滑动方向的剪切应力; $\Delta\sigma_n$ 和 Δp 分别为断层面上的正应力和地下的孔隙流体压力, 张开为正。由此可见, 库仑破裂应力变化综合了断层面滑动方向上剪切应力、正应力和孔隙流体压力的效应。如果 $\Delta\sigma_f > 0$, 则该应力有利于后续地震发生; 否则, 不利于后续地震的发生。

本研究采用上面的地壳模型和震源模型, 运用麦克斯韦粘弹性介质模型中地震位错产生应力变化的格林函数计算程序(Zeng, 2001), 叠加每个震源在指定计算点产生的应力变化, 得到该点的总应力变化。为求解唐山地震主震及两次较大余震产生的应力变化是否有利于后续余震的发生, 需要知道余震的震源机制。我们首先根据 Zeng(2001)的方法计算地震断层错动在周围产生的应力变化张量, 然后与该地区构造应力[其大小假定为 10 MPa, 主压应力为 N60°E, 主张应力为 S30°E(Xu, Wang, 1986)]叠加得到的研究点的全应力张量, 再据此计算最大剪切应力的两个共轭破裂面, 选择共轭破裂面中法向与唐山地震破裂面法向夹角最小的平面为该研究点的余震断层面。假定研究点全应力张量在断层面的最大剪切应力方向为其滑动方向, 从而可估计在该断层面的滑动角。将地震破裂和地下粘弹性松弛造成的应力变化投影到该断层面和滑动方向上, 按式(1)求得库仑破裂应力变化。

2.2 地震断层面邻域孔隙压力和弹性常数的修正

King 等(1994)将流体孔隙压力的影响包含在固定的视摩擦系数中。我们考虑地震震源邻域处的孔隙流体压力和弹性常数与周围介质不同。在 Maxwell 粘弹性体的研究中, 粘性和弹性作用可以分别计算并符合本构关系。在地震断层面的邻域内, 我们可采用弹性介

质与流体孔隙压力相互作用的关系, 对断层破裂和粘弹性松弛造成的应力变化进行修正。

弹性力学应力与应变的关系可以表示为

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2\mu} \left[\sigma_{ij} - \frac{\lambda}{3\lambda + 2\mu} \sigma_{kk} \delta_{ij} \right] \quad (2)$$

式中, ϵ 为断层邻域应变; σ 为断层邻域应力; λ 和 μ 为拉梅常数, μ 又称为剪切模量; δ_{ij} 为克罗内克尔(Kronecker) δ ; $\epsilon_{ij} = 1, i = j; \epsilon_{ij} = 0, i \neq j$. 式(2)可转换为下列形式:

$$\begin{aligned} 2(\epsilon_{11} + \epsilon_{22}) &= \frac{1}{\mu} \left[\sigma_{11} + \sigma_{22} - \frac{2\lambda}{3\lambda + 2\mu} \sigma_{kk} \right] = \frac{1}{\mu} \left[\sigma_{11} + \sigma_{22} - \frac{2\lambda}{\lambda + \frac{2\mu}{3}} \sigma_{kk} \right] \\ &= \frac{1}{\mu} \left[\sigma_{11} + \sigma_{22} - \frac{2\lambda \sigma_{kk}}{K} \frac{3}{3} \right] = \frac{1}{\mu} \left[\frac{\lambda + 2\mu}{K} \frac{\sigma_{kk}}{3} - \sigma_{33} \right] \end{aligned} \quad (3)$$

式中, K 为压缩模量. 我们规定, 方向 1 和 2 表示断层面上的两个正交方向, 方向 3 表示与断层面垂直的方向. 根据 Rice(1992) 给出的断层区和断层周围应变与应力之间的关系, 断层面上的两个方向上的应变与断层周围相同, 即 $\epsilon_{11} = \epsilon'_{11}$, $\epsilon_{22} = \epsilon'_{22}$; 震源区与断层面垂直的正应力与断层周围相同, 即 $\sigma_{33} = \sigma'_{33}$ (断层面上的应力、应变、压缩模量和拉梅常数分别用 σ' , ϵ' , K' , μ' 和 λ' 表示, 断层周围则分别用 σ , ϵ , K , μ 和 λ 表示. 后文同此). 则可以得到

$$\frac{\sigma'_{kk}}{3} = \frac{K'}{\lambda' + 2\mu'} \left[\frac{\mu'}{\mu} \frac{(\lambda + 2\mu)}{K} \frac{\sigma_{kk}}{3} + \frac{\mu - \mu'}{\mu} \sigma_{33} \right] \quad (4)$$

孔隙压力变化与平均主应力之间的关系(Rice, 1992)为

$$\Delta p' = -B' \frac{\Delta \sigma'_{kk}}{3} \quad (5)$$

其中, $\Delta p'$ 为震源断层邻域的孔隙流体压力变化, B' 为震源断层附近的 Skempton 系数. 将式(4)代入式(5)得到

$$\Delta p' = -B' \frac{K'}{\lambda' + 2\mu'} \left[\frac{\mu'}{\mu} \frac{(\lambda + 2\mu)}{K} \frac{\Delta \sigma_{kk}}{3} + \frac{\mu - \mu'}{\mu} \Delta \sigma_{33} \right] \quad (6)$$

其中, $\Delta \sigma_{kk}$ 为断层邻域的应力变化张量的对角元素之和, $\Delta \sigma_{33}$ 为断层邻域断层面上的正应力变化. 该式表明, 孔隙压力变化依赖于平均应力变化和垂直于断层面的应力变化.

根据 S 波速度 v_s 与弹性常数 μ 和密度 ρ 之间的关系, 有

$$\frac{v_s^2 - v_s'^2}{v_s^2} = \frac{\rho' \mu - \rho \mu'}{\rho' \mu} \quad (7)$$

式中, v_s 和 ρ 分别为断层面邻域内的 S 波速度和密度, v_s' 和 ρ' 分别为断层面外的 S 波速度和密度.

如果震源区和周围地壳介质的密度变化不大, 则有

$$\frac{\mu - \mu'}{\mu} = \frac{v_s^2 - v_s'^2}{v_s^2} \quad \frac{\mu'}{\mu} = \left(\frac{v_s'}{v_s} \right)^2 \quad (8)$$

我们运用地震波速变化来推测断层区弹性常数的可能值. 对于断层区内部结构的研究, 围陷波研究能提供震源区弹性系数更多的约束(Li *et al.*, 1990, 1994). Li 等(1990)根据体波走时模拟, 给出了加利福尼亚 Oroville 断层区的破裂密度和 S 波速度模型. 结果表明, 断层区的 S 波速度比周围地壳约低 50%, 震源区的裂纹密度似乎比周围地壳多. Li 等

(1994)进一步研究指出, 断层区 S 波速度约是周围 S 波速度的 50%—70%. 为保险起见, 我们取其上限. 则由式(8)可得出刚度比 μ'/μ 为 0.49, 断层区刚度降低 $(\mu-\mu')/\mu$ 为 0.51.

假定周围地壳为泊松体, $K'=K=\frac{5\mu}{3}$, 则

$$\lambda' + 2\mu' = K' + \frac{4\mu'}{3} = \left(\frac{5}{3} + \frac{4}{3} \frac{\mu'}{\mu}\right)\mu \quad (9)$$

这样

$$\frac{K'}{\lambda' + 2\mu'} = \frac{K}{\lambda' + 2\mu'} = \frac{5}{3} \frac{\mu}{\lambda' + 2\mu'} = \frac{5}{5 + 4 \frac{\mu}{\mu}} = 0.7184 \quad (10)$$

对于远离断层处

$$\frac{K}{\lambda + 2\mu} = \frac{\lambda + \frac{2}{3}\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{\frac{5}{3}\mu}{3\mu} = \frac{5}{9} \quad (11)$$

将上面考虑震源区 S 波速为周围 S 波速的 70% 得到的参数代入式(6), 有

$$\Delta p' = -B' \left(0.6336 \frac{\sigma_{kk}}{3} + 0.3664 \Delta \sigma_{33} \right) \quad (12)$$

这样就得到了震源区的孔隙流体压力变化与地震错动产生应力变化的关系. 地震断层面附近的库仑破裂应力变化根据式(1)改写为

$$\Delta \sigma'_t = \Delta \tau + c' \left[\Delta \sigma_{33} - B' \left(0.6336 \frac{\sigma_{kk}}{3} + 0.3664 \Delta \sigma_{33} \right) \right] \quad (13)$$

按照 Cocco 和 Rice(2002)的做法, 取 $B'=0.47$, c' 取 0.75, 则对应于式(1)中包含孔隙压力效应的视摩擦系数 c 为 0.4(King *et al.*, 1994). 后面的计算将采用该参数.

对于断层面附近 10 km 范围内的库仑破裂应力变化采用式(13)计算, 远离断层处的库仑破裂应力变化采用常规的计算方式进行.

3 模拟结果

3.1 唐山主震对两次较大余震的触发

根据表 1 所列震源参数及表 2 给出的地壳结构参数, 按照前面所述的库仑破裂应力变化计算方法, 我们计算了唐山地震主震对 17 小时后发生的滦县地震处, 以及唐山主震和滦县地震在宁河地震处 11 月 15 日产生的库仑破裂应力变化, 所得结果见图 3. 可见滦县地震在唐山主震产生的 0.05—0.2 MPa 库仑破裂应力变化的驱动下发生, 宁河余震在唐山主震和滦县余震共同产生的 0.2 MPa 的应力驱动下发生. 这与前人研究的主震对滦县地震(万永革等, 2000; Robinson, Zhou, 2005)以及唐山主震和滦县地震对宁河地震(Robinson, Zhou, 2005)的触发研究结论一致. 但这里的结果考虑了介质的垂向不均匀性和粘弹性松弛作用, 选取的参数更符合实际情况, 因此所得计算值也更接近地下的实际情况. 对于唐山主震对滦县地震的触发, 由于相隔时间较短, 其粘性作用显示不出; 但对于唐山主震和滦县地震对宁河地震的触发, 由于相隔了 110 天, 相比弹性触发结果(图 3b 的白虚线), 其库仑破裂应力变化的绝对值大部分增大, 但在图形上尚不太明显.

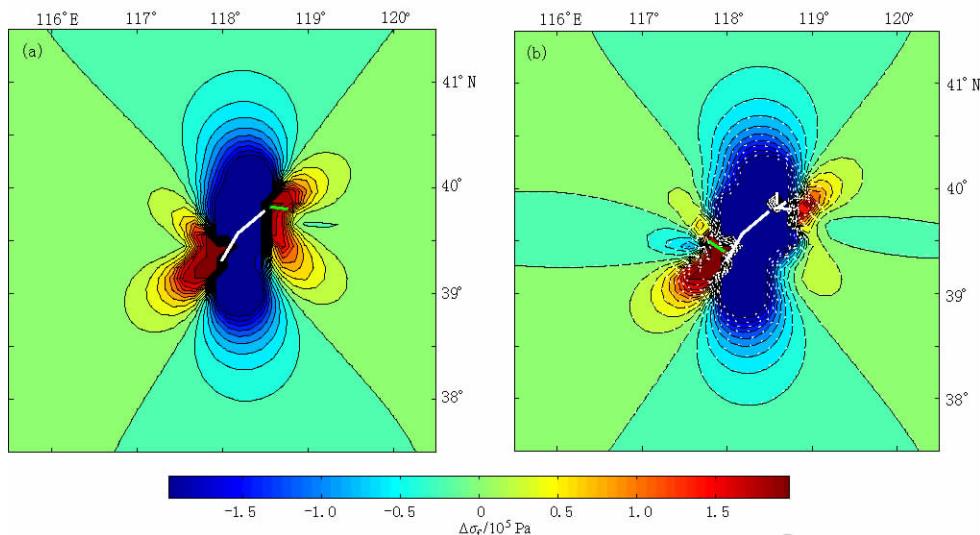


图3 唐山主震在滦县余震(a)、唐山主震和滦县余震在宁河余震(b)破裂面和滑动方向上产生的库仑破裂应力变化. 白粗线为唐山主震破裂迹线, 绿色粗线段为滦县余震和宁河余震的破裂迹线, 白虚线为弹性成层介质模型的计算结果

Fig. 3 Coulomb failure stress change projected onto the fault plane in slip direction of the Luanxian aftershock (a) and Ninghe aftershock (b) generated by previous earthquakes. White thick lines stand for rupture trace of Tangshan mainshock. Green thick ones are rupture trace of Luanxian aftershock (a) and Ninghe aftershock (b), respectively. Dash white lines denote the stress change calculated from elastic model

3.2 唐山主震和两次较大余震对后续余震的触发

为了研究唐山主震及两次大余震对后续余震的影响, 我们将宁河地震发生至2006年1月分为10个时段, 每个时段约2.8年. 将该时段的库仑破裂应力变化与地震活动进行比较. 其模拟结果见图4.

从图4可以看出, 随着时间的推移, 大部分库仑破裂应力变化的绝对值逐渐增大. 但在地震发生后前10年内变化最为显著, 后面逐渐衰减. 这与Maxwell体的粘弹性介质松弛过程是一致的. 值得注意的是, 在地震发生的初始阶段, 断层南部的宁河地震的东南延伸方向, 其库仑破裂应力变化为正的区域很小. 随着时间的推移, 正区逐渐变大, 致使北部本来为库仑破裂应力变化的影区变为触发区. 这种现象在Freed和Lin(2001)及Zeng(2001)的研究结果已被验证.

我们计算的应力触发区的东北花瓣、东南花瓣和西南花瓣均有大量余震发生, 而西北花瓣处的余震则发生较少, 特别是在后续的几个阶段; 并且影区内也有少量余震发生, 特别是在东部和南部影区. 东部影区发生的余震, 可能与断层模型的不精细有关, 因此该结果有待于用更详细的该地震序列断层破裂信息去修正; 而其它影区的地震活动性明显低于应力触发区. 另外, 我们一般计算的库仑破裂应力量值逐渐变大, 而余震的活动性由于遵从大森定律则逐渐减少, 但余震发生的空间分布图样与库仑破裂应力花瓣符合较好. 总体来看, 95%的余震发生在库仑破裂应力变化为正的区域, 说明我们的模型基本符合地震的实际发生率.

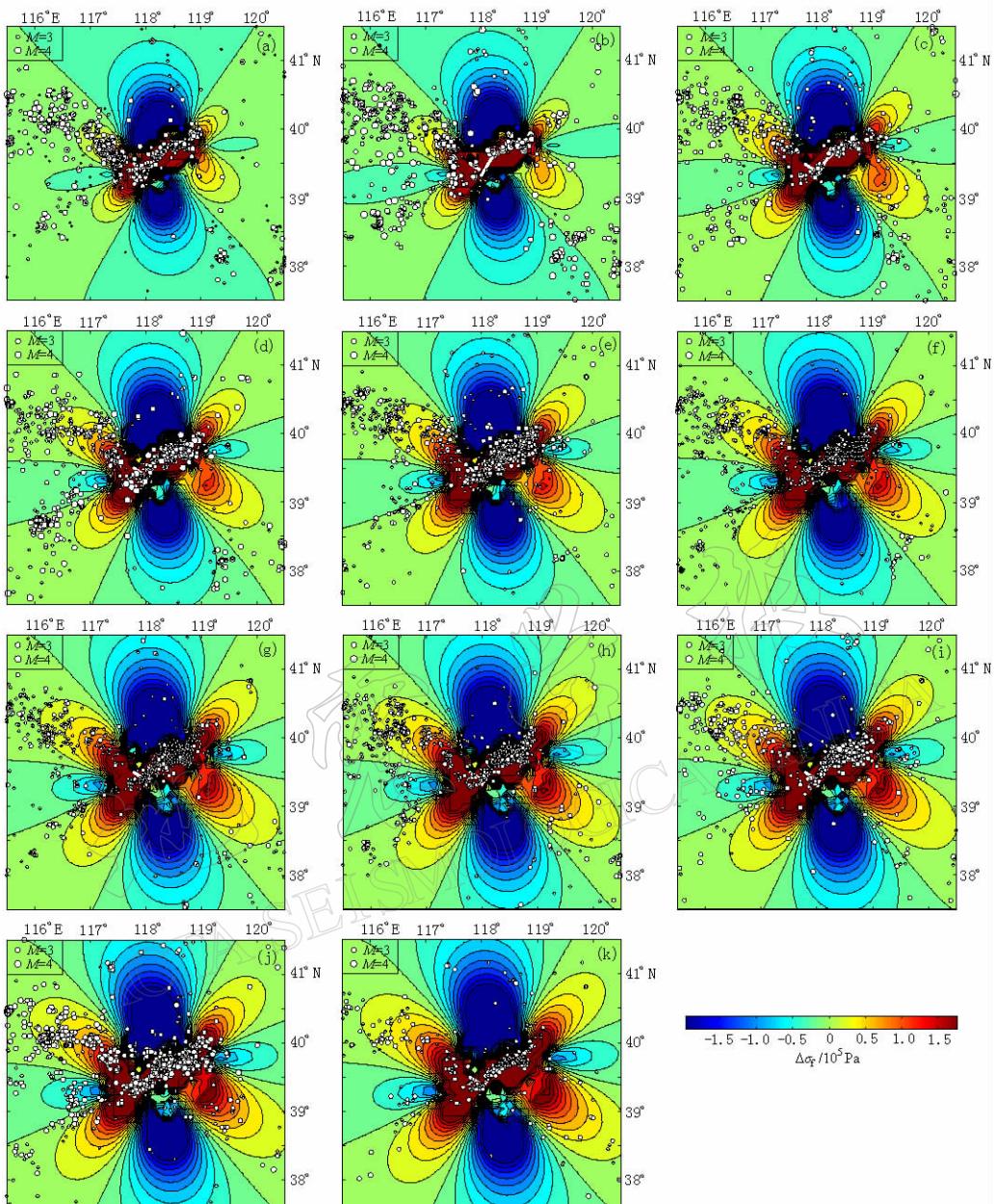


图 4 不同时段唐山主震及两次最大余震对后续余震触发的库仑破裂应力变化及相应余震分布
时段的间隔约为 2.8 年, 小空心圆表示所在时段的余震, 白线为唐山地震主震和两次最大余震的破裂线. (a) 唐山地震—1979.379 年; (b) 1979.379—1982.179 年; (c) 1982.179—1984.979 年; (d) 1984.979—1987.779 年; (e) 1987.779—1990.580 年; (f) 1990.580—1993.380 年; (g) 1993.380—1996.180 年; (h) 1996.180—1998.981 年; (i) 1998.981—2001.781 年; (j) 2001.781—2004.581 年; (k) 2004.581—2006.100 年

Fig. 4 Coulomb failure stress change evolution generated by Tanshan mainshock and its two large aftershocks, and by corresponding aftershocks in different periods
Time interval is 2.8 year. Small circles stand for aftershocks in each time period. Thick white lines denote rupture trace of the mainshock and two large aftershocks. (a) Tangshan mainshock—1979.379; (b) 1979.379—1982.179; (c) 1982.179—1984.979; (d) 1984.979—1987.779; (e) 1987.779—1990.580; (f) 1990.580—1993.380; (g) 1993.380—1996.180; (h) 1996.180—1998.981; (i) 1998.981—2001.781; (j) 2001.781—2004.581; (k) 2004.581—2006.100

4 讨论和结论

我们计算了唐山主震对滦县余震, 以及唐山主震和滦县余震对宁河余震的影响。结果表明, 两次最大余震均发生在前面产生的库仑破裂应力变化为正的区域。这表明, 如果在唐山地震主震发生后立即计算其在周围产生的库仑破裂应力变化, 则可以预测将来大余震的可能位置。然而在计算中, 需要快速确定主震断层方位和破裂分布。目前随着现代数字地震台网的大范围布设, 这个目标是可能实现的。然而计算过程还需要知道产生大余震的断层细节。对于安纳托利亚断层, 一次大地震发生后, 对将来地震发生机制可以给出合理的假定(Nalbant *et al*, 1998)。而对于唐山地震序列情况, 宁河地震的破裂机制可根据断层调查得知; 而滦县余震的断层机制是未知的, 虽然其机制与地质构造是一致的。

根据 Xu 和 Wang (1986) 得到的唐山地震区的应力方向, 假定构造应力大小为 10 MPa, 我们运用粘弹性分层模型计算了唐山地震及两次大余震在周围产生的库仑破裂应力变化, 并与各个时段发生的地震位置进行了比较。结果表明, 95% 的地震发生在库仑破裂应力变化为正的区域。表明如果快速确定主震和较大余震的破裂分布和机制, 则可以预测未来余震的发展趋势。

在计算唐山主震及两次大余震对其他余震触发的计算中, 我们假定构造应力的量值为 10 MPa。如果改变此值, 库仑破裂应力变化的图样在主震断层面附近会发生一定程度的改变, 但不会改变远离断层的库仑破裂应力变化图样。因为主震的发生对远处应力场的方向影响很小。

由于断层破裂区的不确定性, 我们假定断层周围 10 km 处为孔隙流体压力和介质弹性常数由于断层破裂而发生改变的区域, 改变该参数不会引起大的库仑破裂应力图样的改变。我们考虑了多种已知因素对库仑破裂应力变化进行研究, 其计算结果与余震分布的符合率达 95%。我们的研究从综合角度对地震应力触发问题提供了一个可能的参考。

感谢吴忠良研究员对于第一作者的震源理论和地震动力学方面的指导; 感谢审稿人对本文提出的中肯修改意见。

参 考 文 献

- 陈运泰, 黄立人, 林邦慧, 刘妙龙, 王新华. 1979. 利用地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式[J]. 地球物理学报, 22(3): 201-217.
- 李志才, 许才军, 赵少荣, 温扬茂. 2005. 基于地壳分层的唐山地震断层震后变形分析[J]. 地球物理学进展, 20(4): 961-968.
- 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.
- 刘昌铨, 嘉世旭. 1986. 唐山地震区地壳上地幔结构特征: 二维非均匀介质中理论地震图理论地震图计算和结果分析[J]. 地震学报, 8(4): 341-353.
- 邱群. 1976. 1976 年 7 月 28 日河北省唐山 7.8 级地震的发震背景及其活动性[J]. 地球物理学报, 19(4): 259-269.
- 沈正康, 万永革, 甘卫军, 曾跃华, 任群. 2003. 东昆仑活动断裂带大地震之间的黏弹性应力触发研究[J]. 地球物理学报, 46(6): 786-795.
- 孙荀英, 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.
- 万永革, 吴忠良, 周公威, 黄静. 2000. 几次复杂地震中不同破裂事件之间的“应力触发”问题[J]. 地震学报, 22(6):

568-576.

- 万永革, 沈正康, 刁桂苓, 王福昌, 胡新亮, 盛书中. 2008. 利用小震分布和区域应力场确定大震断层面参数方法及其在唐山地震序列中的应用[J]. 地球物理学报, **51**(3): 793-804.
- 万永革, 沈正康, 尚丹. 2006. 2005 年 10 月巴基斯坦 $M_w 7.6$ 地震对余震的触发研究[J]. 中国地震, **22**(3): 277-286.
- 万永革, 沈正康, 曾跃华, 盛书中. 2007. 青藏高原东北部的库仑应力积累演化对大地震发生的影响[J]. 地震学报, **29**(2): 115-129.
- 许忠淮. 1985. 用滑动方向拟合法反演唐山余震区的应力场[J]. 地震学报, **7**(4): 359-362.
- 于湘伟, 陈运泰, 王培德. 2003. 京津唐地区中上地壳三维 P 波速度结构[J]. 地震学报, **25**(1): 1-14.
- 曾融生, 张少泉, 周海南, 何正勤. 1985. 唐山地震区的地壳结构及大陆地震成因的探讨[J]. 地震学报, **7**(2): 125-142.
- 张学民, 束沛镒, 刁桂苓, 夏乱保, 武有文, 李光, 王玉珍, 张学文. 2001. 利用数字地震记录研究唐山震区台下的 P、S 波速度结构[J]. 华北地震科学, **19**(1): 10-17.
- 张之立, 李钦祖, 谷继成, 靳雅敏, 杨懋源, 刘万琴. 1980. 唐山地震的破裂过程及其力学分析[J]. 地震学报, **2**(2): 111-129.
- 张祖胜. 1982. 地形变背景与异常分析[C]//国家地震局《一九七六年唐山地震》编写组编. 一九七六年唐山地震. 北京: 地震出版社: 131-170.
- 郑天愉, 姚振兴. 1993. 用近场记录研究唐山地震的震源过程[J]. 地球物理学报, **36**(2): 174-184.
- 周蕙兰. 1985. 浅源走滑大震震源过程的某些特征[J]. 地球物理学报, **28**(6): 579-587.
- Ben-Zion Y, Rice J R, Dmowska R. 1993. Interaction of the San Andreas fault creeping segment with adjacent great rupture zones and earthquake recurrence at Parkfield[J]. *J Geophys Res*, **98**: 2135-2144.
- Butler R, Stewart G S, Kanamori H. 1979. The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake: A complex sequence of intraplate events[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **69**: 207-220.
- Chen W, Nabelek J. 1988. Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China Basin[J]. *Tectonics*, **7**: 975-989.
- Cocco M, Rice J R. 2002. Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions [J]. *J Geophys Res*, **107**(B2): ESE2-1-17.
- Das S, Scholz C. 1981. Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **71**: 1669-1675.
- Freed A M, Lin J. 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer[J]. *Nature*, **411**: 180-183.
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard [J]. *J Geophys Res*, **103**: 24347-24358.
- Huang B, Yeh Y T. 1997. The fault ruptures of the 1976 Tangshan earthquake sequence inferred from coseismic crustal deformation[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 1046-1057.
- Kikuchi M, Kanamori H. 1986. Inversion of complex body waves II [J]. *Phys Earth Planet Interi*, **43**: 205-222.
- 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.
- Li Y G, Leary P C, Aki K, Malin P. 1990. Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas fault zones[J]. *Science*, **249**: 763-766.
- Li Y G, Aki K, Vidale J, Li W H K, Marone C J. 1994. Fine structure of the Landers fault zone: Segmentation and the rupture process[J]. *Science*, **265**: 367-380, DOI: 10.1126/science.265.5170.367.
- Ma K, Chan C. 2005. Response of seismicity of Coulomb stress triggers and shallows of the 1999 $M_w = 7.6$ Chi-Chi, Taiwan, earthquake[J]. *J Geophys Res*, **110**: B05S19, doi:10.1029/2004JB003389.
- Nalbant S S, Hubert A, King G C P. 1998. Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea[J]. *J Geophys Res*, **103**: 24469-24486.
- Nabelek J, Chen W P, Ye H. 1987. The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the

- North China basin[J]. *J Geophys Res*, **92**: 12 615–12 628.
- Nur A, Booker J R. 1972. Aftershocks caused by pore fluid flow? [J]. *Science*, **175**: 885–887.
- Nur A, Mavko G. 1974. Postseismic viscoelastic rebound[J]. *Science*, **183**: 204–206.
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 1018–1040.
- Piombo A, Martinelli G, Dragoni M. 2005. Post-seismic fluid flow and Coulomb stress changes in a poroelastic medium [J]. *Geophys J Int*, **162**: 507–515.
- Pollitz F F. 1992. Postseismic relaxation theory on the spherical earth[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 422–453.
- Pollitz F F, Sacks I S. 1997. The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 1–10.
- Pollitz F F, Schwartz D P. 2008. Probabilistic seismic hazard in the San Francisco Bay area based on a simplified viscoelastic cycle model of fault interactions[J]. *J Geophys Res*, **113**: B05409, doi:10.1029/2007JB005227.
- Rice J R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions and the weakness of the San Andreas fault[C]// Evans B, Wong T-F eds. *Fault Mechanics and Transport Properties of Rock*. Academic, San Diego, Calif, 475–503.
- Robinson R, Zhou S. 2005. Stress interactions within the Tangshan, China, earthquake sequence of 1976[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **95**(6): 2501–2505.
- 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.
- Seeber L, Ambruster J G, Kim W Y, Scharnberger C, Barstow N. 1998. The 1994 Cacoosing Valley earthquakes near Reading, Pennsylvania: A shallow rupture triggered by quarry unloading[J]. *J Geophys Res*, **103**: 24 505–24 521.
- Shedlock K, Baranowski J, Xiao W, Hu X L. 1987. The Tangshan aftershock sequence[J]. *J Geophys Res*, **92**: 2 791–2 803.
- Stein R S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence[J]. *Nature*, **402**: 605–609.
- Troise C, De Natale G, Pingue F, Petruzzuoli S M. 1998. Evidence for static stress interaction among earthquakes in south-central Apennines (Italy)[J]. *Geophys J Int*, **134**: 809–817.
- Toda S, Stein R S, Reasenberg P A, Dieterich J H, Yoshida A. 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.
- US Geological Survey, Southern California Earthquake Center, California Division of Mines and Geology. 2000. Preliminary report on the 16 October 1999 $M7.1$ Hector Mine, California, earthquake[J]. *Seismol Res Lett*, **71**: 11–23.
- Wald D J, Heaton T H. 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 668–691.
- Xie X B, Yao Z X. 1991. The faulting process of Tangshan earthquake inverted simultaneously from teleseismic waveforms and geodetic deformation[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **66**: 265–277.
- Xu Z H, Wang S Y. 1986. A possible change in stress field orientation due to the 1976 Tangshan earthquake[J]. *Pure Appl Geophys*, **51**: 139–154.
- Zeng Y. 2001. Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **28**: 3007–3010.