

文章编号: 0253-3782(2007)02-0115-15

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^{*}

万永革^{1, 2), †} 沈正康^{1, 3)} 曾跃华⁴⁾ 盛书中⁵⁾

1) 中国北京 100029 地震动力学国家重点实验室, 中国地震局地质研究所

2) 中国河北三河 065201 防灾科技学院

3) Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles, CA 90095-1567, USA

4) US Geology Survey, Golden, CO, 80401, USA

5) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 假定地震可以模拟为多层弹粘性介质中的位错, 考虑大地震($M \geq 7.0$)和 GPS 数据得出的长期构造加载为形变源, 依据多层麦克斯韦弹粘性介质中位错产生的应力变化, 计算得到了地震产生的应力变化, 给出了青藏高原东北部 1920 年以来积累库仑破裂应力演化. 地震破裂的断层长度、宽度和滑动量根据前人统计公式和野外地质调查得到. 研究表明, 20 次 $M \geq 7.0$ 地震中, 除 1990 年共和地震、1952 年当雄地震和 1976 年松潘双震的后一个事件外, 17 次大地震均发生在库仑破裂应力变化为正的区, 触发率达 85%. 本研究为中长期地震危险性估计在一定程度上提供了基础数据.

关键词 地震触发 青藏高原东北部 积累库仑应力变化

中图分类号: P315.72⁺7 **文献标识码**: A

引言

近年来, 大地震产生的库仑破裂应力变化在时间和空间上影响后续事件发生的研究引起了地震学家的广泛关注(Harris, 1998; Stein, 1999). 许多震例表明, 库仑破裂应力增加明显促使了后续中强地震的发生(Deng, Sykes, 1997; Stein *et al*, 1997; Nalbant *et al*, 1998; Papadimitriou, Sykes, 2001). 这类研究对于地震危险性分析乃至地震预测具有重要意义. 例如, Deng, Sykes (1997)计算了美国南加州 1812—1995 年中强地震产生的积累库仑破裂应力变化, 发现 95% 的 $M \geq 6$ 地震发生在库仑破裂应力增加区. 对有仪器记录的 1932—1995 年时段内地震发生和库仑破裂应力变化的研究表明: 85% 的 $M \geq 5$ 地震发生在库仑破裂应力增加区. 基于这些研究结果, 他们估计了南加州的地震危险性. Stein 等 (1997)计算了土耳其北安纳托利亚断层 1939—1992 年的 10 次 $M \geq 6.7$ 地震之间的应力转移, 发现 10 次地震中有 9 次发生在库仑破裂应力变化促使地震发生的区域, 库仑破裂应力触发的典型值为 0.1~1 MPa, 等价于 3~30 a 的长期构造加载. Nalbant 等 (1998) 也研究

^{*} 国家自然科学基金(40374012, 40334042), 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB711005)资助.
2006-06-01 收到初稿, 2006-12-28 决定采用修改稿.

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

了土耳其西北部和爱琴海地区的 29 次地震之间的应力触发问题,发现 16 次地震与前面发生地震产生的库仑破裂应力变化存在正相关关系. 基于这一结果,他们指出 Izmit 海湾是将来大地震发生的可能区域. 他们的预言被 1999 年发生的 Izmit 地震所证实. Papadimitriou 和 Sykes(2001) 研究了 20 世纪北爱琴海的应力场演化,发现所有大事件均发生在库仑破裂应力变化增加区. 他们进一步给出了后 20 年可能的地震位置. 根据我国川西地区历史地震资料, Papadimitriou 等(2004)也研究了鲜水河断裂带上库仑破裂应力的演化与地震发生的对应关系. 结果发现自 1895 年以来断层带上的大多数强震均发生在库仑破裂应力变化增加区.

通常地震应力触发研究基于弹性变形模型(Okada, 1992),这对于地震之后较短时间的应力转移模拟是一种很好的近似. 但对于 $10^0 \sim 10^2$ a 时间尺度,粘弹性松弛造成的应力演化过程就不可忽略. 该粘弹性松弛效应源于脆性上地壳及其之下的粘弹性岩石圈的耦合作用(Nur, Mavko, 1974; Rydelek, Sacks, 1990). 基于 Pollitz(1992)的研究,同震应变在断层附近远大于震后粘弹性松弛造成的应变,但在数倍于弹性厚度的远场和数倍于粘性特征时间的尺度内,震后应变远大于同震应变. 例如,1995 年日本神户 $M7.0$ 地震就被数百公里之外的 1944 年和 1946 年两次南海海沟 8 级地震所触发而提前(Pollitz, Sacks, 1997). 运用粘弹性模型, Ben-Zion 等(1993)也得出了 Parkfield 地震被 1857 年发生在 San Andreas 断层上的 Fort Tejon 地震所调制的结果. 1999 年加利福尼亚 Hector mine $M_w7.0$ 地震因与 1992 年的 $M_w7.3$ 地震仅相隔 20 km 和 7 年时间而非常引人注目. 两次地震的时间和空间的接近使得人们很难怀疑其相关性. 运用 Wald 和 Heaton(1994)的地震破裂模型和弹性半空间地壳模型, USGS 的科学家(Geological Survey, Southern California Earthquake Center, California Division of Mines and Geology, 2000)计算了 Landers 地震在 Hector Mine 地震震源位置处产生的库仑破裂应力变化,虽然正应力使得 Hector Mine 断层解锁,但断层上总的库仑破裂应力变化为负. 这表明同震应力变化并不能满意地解释 Landers 地震对 Hector Mine 地震的触发作用. 运用三维有限元模型和广义反射透射系数矩阵方法, Freed 和 Lin(2001)及 Zeng(2001)分别估计了粘性下地壳和上地幔的震后松弛产生的库仑破裂应力变化,发现 Landers 地震 7 年后的 Hector Mine 震源处库仑破裂应力增加达 0.1~0.2 MPa. 所有这些结果均表明了在地震触发研究的应力转移过程,乃至地震危险性估计中,考虑粘性松弛作用的重要性.

青藏高原东北部经常经历大的破坏性地震($M \geq 7.0$). 其中某些大地震的发生在时间或空间上非常接近(图 1), 这为研究地震及长期构造加载产生的应力变化是否触发了后续地震事件提供了难得的研究机会. 通常来讲,地震序列中的单次地震不是相互独立的(Scholz, 1990),每次地震会受到构造加载和/或附近大地震产生的应力变化的影响. 按照这个观点,我们研究了青藏高原东北部随时间变化的应力场与地震发生的关系.

发生在该区域的大部分地震为走滑型地震. 研究区域的主要断层系统为阿尔金断裂、祁连断裂和东昆仑断裂等. 所有这些断裂在研究由于印度和欧亚板块挤压导致青藏高原东向运动和变形过程中起着重要的作用. 沿着这些断层系统开展了许多活断层研究(Van der Woerd *et al*, 1998; 青海省地震局, 中国地震局地壳应力研究所, 1999; Tapponnier *et al*, 2001)和地壳结构方面的研究(周民都等, 1997), 这些研究成果为研究该地区应力场的时空演化提供了基础.

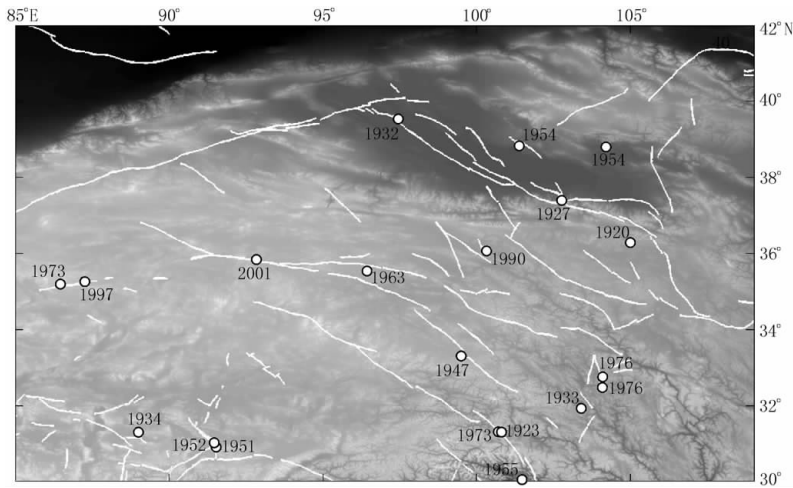


图 1 青藏高原东北部地质简图及本研究所用的强震震中
○表示强震震中；白线表示断层(引自邓起东等, 2002)

本文试图研究 1920 年以来青藏高原东北部积累应力演化过程与强震发生的关系。在该研究时段, 大地震的震源位置和破裂机制较为可靠。我们考虑了大地震($M \geq 7.0$)在成层麦克斯韦弹粘性介质中产生的应力变化和长期构造加载的综合效应, 这样有可能检验积累应力变化能否解释大地震发生的时空模式, 并进一步估计地震危险性。

1 方法

本研究采用 Luco 和 Apsel(1983)给出的广义反射透射系数矩阵方法来计算麦克斯韦体弹粘性多层介质中位错产生位移和应力的格林函数, 采用 Zeng(2001)发展的软件来模拟应力变化场。我们将断层分割为多个子断层, 运用格林函数表示方法叠加所有子断层对观测点的贡献得到观测点的总应力变化。虽然我们研究的区域发生过多地震, 产生了多条断层, 但地震断层区域只有 300 m 宽度的介质强度降低, 且在数年内得到恢复(Li *et al.*, 1990, 1997, 1998), 所以可以近似假定介质横向均匀。本研究将介质近似为弹粘性半空间成层介质。

目前中国大陆地壳应变率(年应变)只在水平方向由 GPS 测量结果提供(沈正康等, 2003a)。设某点位应变率(年应变) ϵ 为

$$\epsilon = \begin{bmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} \end{bmatrix} \quad (1)$$

式中, 脚标 1 和 2 表示两个水平方向。并且地壳介质为各向同性的均匀介质, 则

$$\sigma_{ij} = \lambda e \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (2)$$

其中, λ 为拉梅常数, μ 为剪切模量, δ_{ij} 为狄拉克函数, $e = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33}$, 脚标 3 表示垂直地面方向。根据地表垂直方向应力 σ_{33} 为零的约束, 由式(2)可得

$$\epsilon_{33} = -\frac{\lambda(\epsilon_{11} + \epsilon_{22})}{\lambda + 2\mu} \quad (3)$$

由 σ_{13} , σ_{23} 为零可知 ϵ_{13} 和 ϵ_{23} 亦为零。这样就得到了年应力、应变率的张量表示。根据

式(2)可求得给定点位的年积累应力张量

$$\sigma = \begin{bmatrix} \lambda e + 2\mu \epsilon_{11} & 2\mu \epsilon_{12} & 0 \\ 2\mu \epsilon_{21} & \lambda e + 2\mu \epsilon_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \lambda e - 2\mu \frac{\lambda(\epsilon_{11} + \epsilon_{22})}{\lambda + 2\mu} \end{bmatrix} \quad (4)$$

假定 1920 年之前地壳各点的应力为零, 则到达计算时间点的某点位的积累应力张量为每年积累应力张量与距 1920 年的年数的乘积, 从而得到长期构造加载的积累应力张量. 将该应力张量与 1920 年以来到指定时间点发生的大地震在弹粘性介质中在给定计算位置和时间产生的应力变化张量叠加, 得到地震和长期构造加载产生的总应力张量.

给定观测点的应力变化张量, 可以将其分解为后续地震断层面的正应力变化 $\Delta\sigma_n$ (张开为正) 和沿滑动方向的剪切应力变化 $\Delta\tau$ (沿断层滑动方向为正). 正的 $\Delta\tau$ 和 $\Delta\sigma_n$ 使得断层接近破裂, 负的 $\Delta\tau$ 和 $\Delta\sigma_n$ 使得断层远离破裂. 因此库仑破裂应力变化可以定量表示断层接近破裂的程度

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau + \mu\Delta\sigma_n \quad (5)$$

式中, μ 为摩擦系数. 通常摩擦系数在给定区域假定为常数. 我们取 $\mu = 0.4$. Deng 和 Sykes (1997) 详细地研究了摩擦系数的取值问题, 发现改变摩擦系数对库仑破裂应力变化的图式不敏感. Stein 等 (1997) 也指出摩擦系数的选择不会极大地改变计算结果.

2 地壳结构及地震断层滑动分布

本研究采用人工地震测深剖面(滕吉文, 1974)的研究结果来代表该地区的地壳结构. 该测深剖面在 19~37.9 km 具有复杂的结构, 在 30.7~33.9 km 具有一个高速层. 所有速度模型结构均列于表 1.

表 1 本研究所用的地壳模型参数

序号	厚度/km	P 波波速/km · s ⁻¹	密度/g · cm ⁻³	粘度/Pa · s
1	19	5.2	2.20	1.0 × 10 ²¹
2	5.5	5.6	2.30	2.0 × 10 ¹⁹
3	6.2	5.5	2.30	2.0 × 10 ¹⁹
4	3.2	7.8	2.40	2.0 × 10 ¹⁹
5	4.0	5.8	2.40	2.0 × 10 ¹⁹
6	14.6	7.7	2.70	6.3 × 10 ¹⁸
7	1 000	8.2	3.30	1.0 × 10 ²⁰

王庆良等^①估计通海、炉霍、共和地震的震后指数松弛特征时间平均为 5 a. 如果假定地壳的剪切模量为 4.0×10^{10} Pa, 则可得到地壳粘度为 6.3×10^{18} Pa · s. 然而, 考虑到上地壳为孕震脆性层, 粘度不可能那么低, 因此, 我们只在下地壳采用了王庆良等的反演结果; 在地壳上部 19 km, 我们采用了 Shen 等(2001)模拟青藏高原变形所采用的粘度(10^{21} Pa · s); 自 19~37.9 km 为转换层, 本研究采用 2.0×10^{19} Pa · s(表 1).

相对塔里木块体该地区东向运动, 这与青藏高原受到印度板块的南北向挤压和北部块

① 王庆良, 张希, 王文萍, 等. 2002. 中国典型强震震后形变有效松弛时间研究. 私人通讯.

体阻挡的动力学模型是一致的. 断层的这种运动通常通过地震进行. 通过 GPS 测量, 沈正康等(2003b)得到了该地区 GPS 点位平均每年的位移量和方向, 根据这些值可计算各点之间的基线变化, 从而得到各点位之间每年积累的应变, 这里称之为应变率. 需要说明的是, 该区域各点的应变率是不均匀的. 青藏高原中部的羌塘地区为 NNE 向压缩、北西西向拉张, 二向应变率约为 $2 \times 10^{-8}/a$; 而柴达木盆地及邻区的东北向压缩约为 $2 \times 10^{-8}/a$, 西北向拉张为 $0 \sim 10^{-8}/a$. 根据式(2)可知, 每年产生的应力积累在百帕至千帕的量级. 因为沈正康等(2003a)给出了应变率的详细图象(以 0.2° 为间隔网格给出), 故本研究采用他们的结果计算地壳长期构造加载效应.

本文研究区域的早期大地震缺乏仪器记录资料. 这些地震均产生了地表破裂, 其震源破裂参数可以根据烈度的空间分布、宏观地质调查等信息进行约束.

海原地震发生于 1920 年 12 月. 国家地震局地质研究所和宁夏回族自治区地震局(1990)对该地震作了详细的宏观调查. 根据他们的调查结果, 该地震表面破裂沿海原活动断裂自东段走向 $N30^\circ W$ 逐渐转换到西段走向 $N80^\circ W$, 整个破裂长度约 230 km. 断层为具有少量垂直分量的左旋走滑破裂, 最大水平位移达 10~11 m. 断层面近乎垂直. 根据近年来的余震分布, 断层面的下界推测为 30 km(刘桂萍, 傅征祥, 2001). 根据震源机制和表面破裂, 刘桂萍和傅征祥(2001)指出, 海原地震可以划分为具有不同走向和位错量的倾角为 88° 的 5 个断层段来模拟. 每个断层段的参数列于表 2.

表 2 地质调查得到的本研究大地震震源破裂参数

地震	年-月-日	时:分	震级	分段	断层中心位置		长度 /km	宽度 /km	埋深 /km	滑动机制			平均错 动量/m
					$\varphi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$				走向/ $^\circ$	倾角/ $^\circ$	滑动角/ $^\circ$	
海原	1920-12-16	20:05	8.5	I	37.04	104.1	23	30	0	110.0	88	14	4.52
				II	36.9	104.5	64	30	0	112.5	88	14	6.50
				III	36.74	104.95	31	30	0	310.6	88	14	5.14
				IV	36.52	105.58	39	30	0	112.6	88	14	6.40
				V	36.16	105.96	74	30	0	148.4	88	14	7.14
古浪	1927-05-23	06:32	8.0		37.4	102.75	140	20	0	136	50	60	3.55
昌马	1932-12-15	10:04	7.5		39.53	97.47	116	20	0	115	79	30	2.70

1927 年 5 月 23 日的 $M7.5$ 古浪地震发生在皇城—双塔断裂区. 表面破裂表现为断层南盘的东北向逆冲运动, 破裂长度达 140 km(侯康明等, 1999). 根据地震体波记录, Nabelek (1984) 反演得到该地震为具有走滑分量的逆冲运动, 与地质调查结果一致, 为本研究所采用(表 2). 1927 年 5 月 23 日昌马地震的断层面解和破裂尺度取自国家地震局兰州地震研究所(1992).

1937 年 1 月 7 日的花石峡 $M_s7.5$ 地震发生在花石峡、托索湖一带(图 1). 根据实地考察资料(青海省地震局, 中国地震局地壳应力研究所, 1999), 这次地震地表破裂带总体长度约 208 km, 在托索湖以西走向为 $N100^\circ \sim 110^\circ E$, 托索湖以东走向为 $N130^\circ \sim 140^\circ E$. 破裂带的主断面较陡, 多在 70° 以上. 断面沿走向时而南倾, 时而北倾. 为简单起见, 整个断层倾角采用 70° , 倾向南, 滑动角 15° . 此断层模型与 Molnar 和 Deng(1984)得到的模型一致. 断层面各段滑动量采用实地考察结果(青海省地震局, 中国地震局地壳应力研究所, 1999)的平均值. 对于没有考察资料的托索湖区, 我们以内插方法获得了滑动量的近似值.

滑动量随断层走向的分布示于图 2a. 由于该地区地壳下部的粘度系数较小(参看下节), 本研究中所取地震破裂深度除了具有详细破裂研究的 1997 年玛尼地震(Peltzer *et al*, 1999) 为 8 km, 昆仑山口西地震为 17 km(万永革等, 2004)外, 其余地震断层面宽度均采用 10 km.

1997 年 11 月 8 日的玛尼 $M_w 7.5$ 地震发生于玛尔盖茶卡湖东北缘. Peltzer 等(1999) 根据 InSAR 资料推测其破裂分布在长 160~170 km, 深度为 0~8 km 的垂直断层面上, 最大左旋位移 6~7 m. 玛尼地震科学考察组得到该地震断层为一条北东东向展布的陡倾角或近于直立的活断层. 该断层北盘略有向南逆冲的分量(徐锡伟, 2000), 最大左旋位移达 4.5 m. 其东西两侧的左旋水平位移约 3 m(徐锡伟, 2000), 略小于 Peltzer 等(1999)得到的滑动量. 本研究采用 20 段断层模拟第四纪活断层数据中玛尔盖茶卡断层的走向, 断层长度、宽度采用 Peltzer 等(1999)得到的结果, 倾角采用直立断层. 滑动角根据玛尼地震科学考察组结果(徐锡伟, 2000)确定为 -5° . 断层参数列于表 2. 断层滑动量采用 Peltzer 等(1999)详细滑动分布资料的分段平均结果(图 2b).

2001 年 11 月 14 日的昆仑山口西 $M_w 7.8$ 地震发生于青海新疆交界处昆仑山南麓的库赛湖附近. 震后中国地震局进行了现场考察, 地表破裂带的总体走向为 $N70^\circ-90^\circ W$, 地震地表破裂带的主体长度约为 350 km, 以左旋走滑为主, 最大水平位移约 6 m. 南盘略有上升, 垂直位移量向东逐渐减弱(Xu *et al*, 2002). 根据地表形变带分布确定该地震的断层面解, 断层面走向采用地表形变带走向, 倾角取垂直地面, 滑动角根据考察点的垂直位移与水平位移之比确定. 为了更好地拟合断层地表破裂走向, 将考察得到的破裂带划分为 31 个断层段, 断层深度采用自地表向下 17 km(万永革等, 2004). 其滑动量随断层的分布根据实地考察观测结果(Xu *et al*, 2002)确定(图 2c).

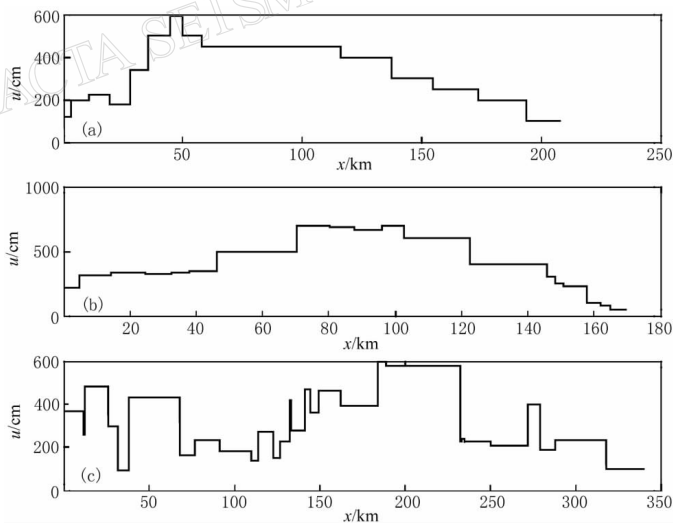


图 2 1937 年花石峡地震(a)、1997 年玛尼地震(b)及 2001 年昆仑山口西地震(c)沿地震破裂带的滑动量分布. x 轴向东为正

表 3 给出了研究区域未得到详细宏观地质调查结果 $M \geq 7.0$ 地震的震源参数. 断层长度、宽度和滑动量根据 Wells 和 Coppersmith(1994)的统计公式得到.

$$\begin{cases} L = 10^{0.62M-2.57} & \text{走滑断层} \\ L = 10^{0.58M-2.42} & \text{逆冲断层} \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} W = 10^{0.27M-0.76} & \text{走滑断层} \\ W = 10^{0.41M-1.61} & \text{逆冲断层} \end{cases} \quad (7)$$

$$\begin{cases} u = 10^{0.90M-6.32} & \text{走滑断层} \\ u = 10^{0.08M-0.74} & \text{逆冲断层} \end{cases} \quad (8)$$

式中, L , W 分别为断层长度和宽度, 单位为 km. 根据 Wells 和 Coppersmith(1994) 统计公式(6 ~ 8) 中的 M 为矩震级, 研究表明, 面波震级 M_s 和矩震级在 M_s 为 5.0 ~ 8.0 的范围内基本是一致的(Kanamori, 1983; Wells, Coppersmith, 1994). 在我们的研究中, M 表示面波震级; u 表示断层平均滑动量, 单位为 m. 由于大部分地震破裂至地表, 因此除了 1963 年都兰地震(未发现表面破裂, 假定埋深为 2 km) 外, 其余地震断层上界均假定为 0 km.

表 3 本研究统计公式给出的地震震源参数

序号	年-月-日	时:分	$\varphi_N/^\circ$	$\lambda_E/^\circ$	走向/ $^\circ$	倾角/ $^\circ$	滑动角/ $^\circ$	震级	地点	资料来源
1	1923-03-24	20:40	31.3	100.8	335	90	0	7.3	炉霍—道孚	马杏垣(1989)
2	1933-08-25	15:50	31.9	103.4	14	60	-168	7.5	叠溪	阚荣举等(1977)
3	1934-12-15	09:57	31.3	89.0	120	90	180	7.0	扎申	Molnar(1992)
4	1947-03-17	16:19	33.3	99.5	135	90	0	7.6	达日南	Molnar 和 Deng (1984)
5	1951-11-18	17:35	31.0	91.5	122	90	180	8.0	当雄	Molnar 和 Deng (1984)
6	1952-08-18	00:02	30.9	91.5	12	45	-100	7.5	当雄	Molnar 和 Chen (1983)
7	1954-02-11	08:30	38.9	101.4	290	45	35	7.3	山丹	Molnar 和 Deng (1984)
8	1954-07-31	09:00	38.80	104.20	153	83	171	7.0	民勤	许忠淮(2002, 私人通讯)
9	1955-04-14	09:29	30.0	101.5	160	90	0	7.5	康定	Monar 和 Deng (1984)
10	1963-04-19	15:35	35.53	97.60	277	80	-10	7.1	都兰	Molnar, Lyon-Caen(1989)
11	1973-02-06	18:37	31.30	100.70	125	87	0	7.3	炉霍	Zhou 等(1983)
12	1973-07-14	12:51	35.18	86.48	81	60	-35	7.0	玛尼	Molnar 和 Chen (1983)
13	1976-08-16	22:06	32.72	104.09	165	63	40	7.2	松潘	Molnar 和 Deng (1984)
14	1976-08-23	11:30	32.50	104.10	155	65	40	7.2	松潘	Molnar 和 Deng (1984)
15	1990-04-26	17:37	36.06	100.33	346	78	128	7.0	共和	Harvard CMT Catalog(http://www.seismology.harvard.edu)

3 应力演化与地震触发

我们计算了青藏高原东北部每次地震之前投影到断层面上面的积累库仑破裂应力变化. 假定 1920 年海原地震之前的库仑破裂应力变化为零. 在我们的模型中, 每一点的库仑破裂应力变化为 1920 年海原地震以来的所有 $M \geq 7.0$ 地震(表 1、表 2, 图 1)产生的应力变化和根据 GPS 速度场(沈正康等, 2003a)得到的长期构造加载两者共同作用的结果.

图 3a~u 为在下次大地震发生前, 投影到该地震断层面和滑动方向上的 10 km 深处的库仑破裂应力变化. 选择 10 km 深度并不是严格的, 但该地区地震断层大部分为垂直断层, 应力场随深度变化不大. 这些图中, 积累库仑应力变化投影到下一个要发生的大地震断层面走向和滑动方向上. 积累库仑破裂应力变化大小以图中色标灰度表示. 库仑破裂应力在 1920 年地震之前各处假定为零. 大地震的断层面解和发生时间见表 2 和表 3. 积累库仑破裂应力变化由大地震和 GPS 速度场得到的长期构造加载共同作用得到. 深色区代表

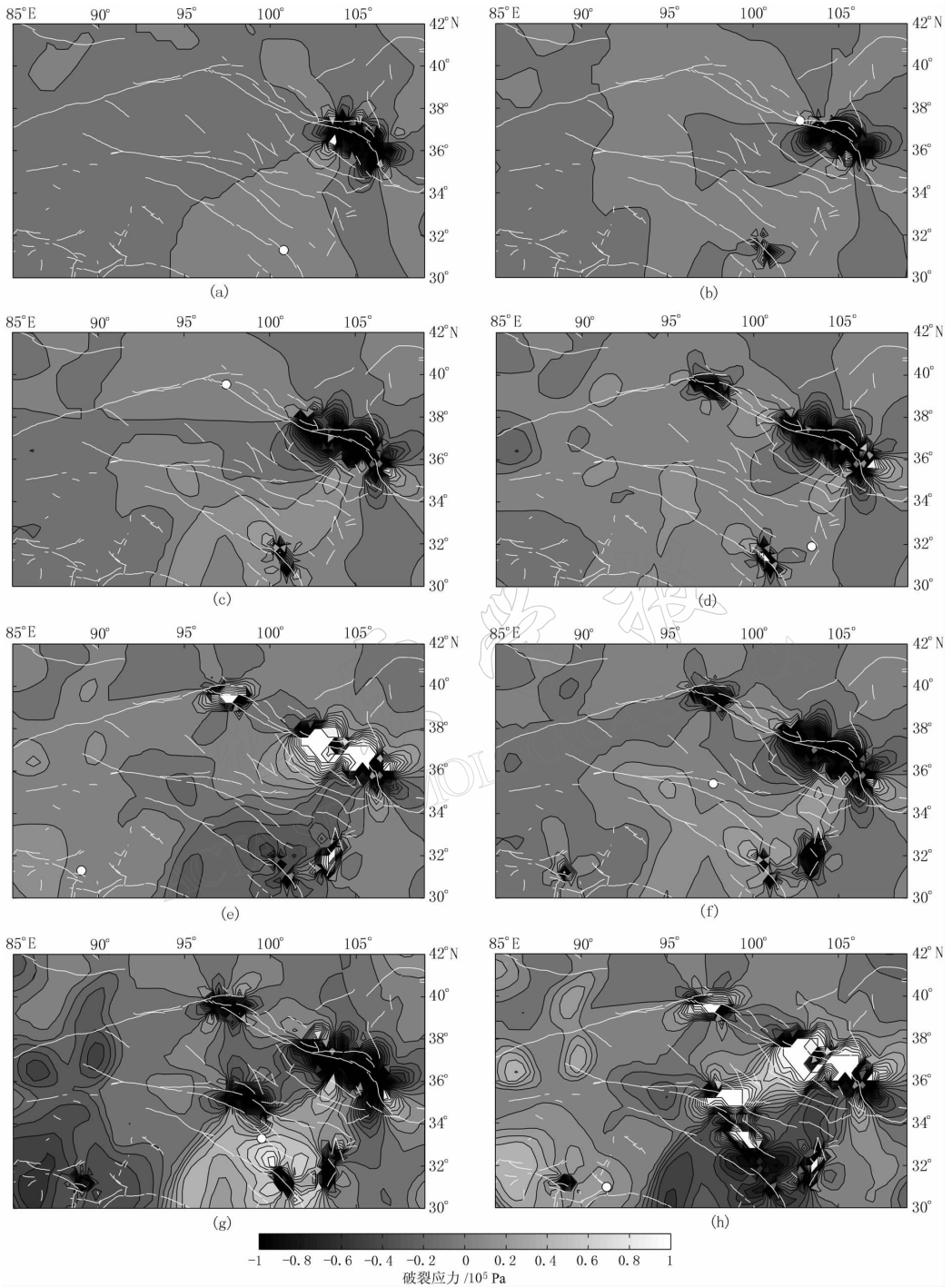


图 3(a~h) 1920 年以来青藏高原东北部的积累库仑应力演化

圆圈表示下一次大地震的震中；白线表示研究区域的断层(引自邓起东等, 2002). (a) 1923 年炉霍一道乎地震前夕; (b) 1927 年古浪地震前夕; (c) 1932 年昌马地震前夕; (d) 1933 年叠溪地震前夕; (e) 1934 年扎申地震前夕; (f) 1937 年花石峡地震前夕; (g) 1947 年达日南地震前夕; (h) 1951 年当雄地震前夕

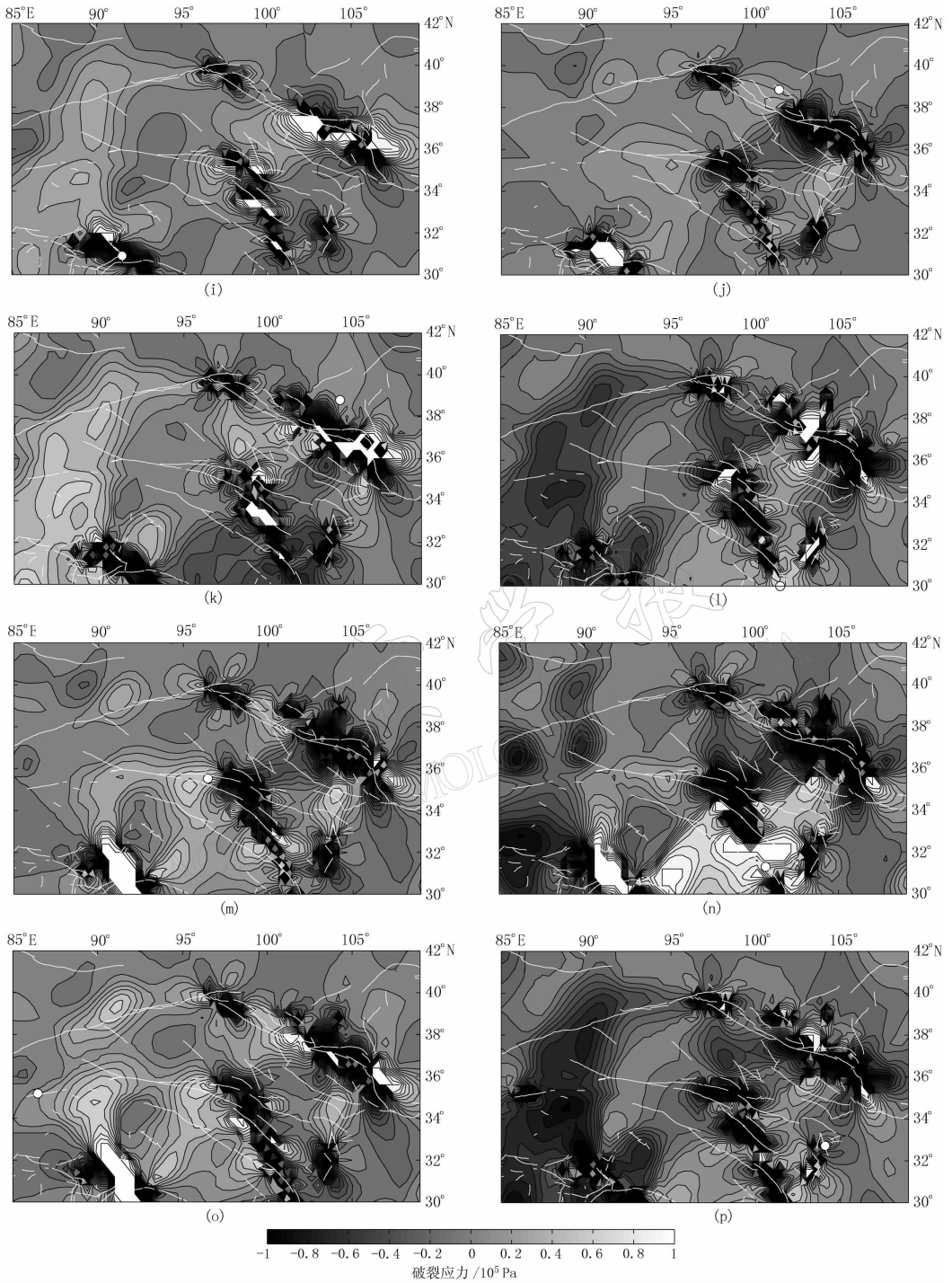


图 3(i~p) 1920 年以来青藏高原东北部的积累库仑应力演化

圆圈表示下一次大地震的震中；白线表示研究区域的断层(引自邓起东等, 2002). (i) 1952 年当雄地震前夕；(j) 1954 年山丹地震前夕；(k) 1954 年民勤地震前夕；(l) 1955 年康定地震前夕；(m) 1963 年都兰地震前夕；(n) 1973 年炉霍地震前夕；(o) 1973 年玛尼地震前夕；(p) 1976 年 8 月 16 日松潘地震前夕

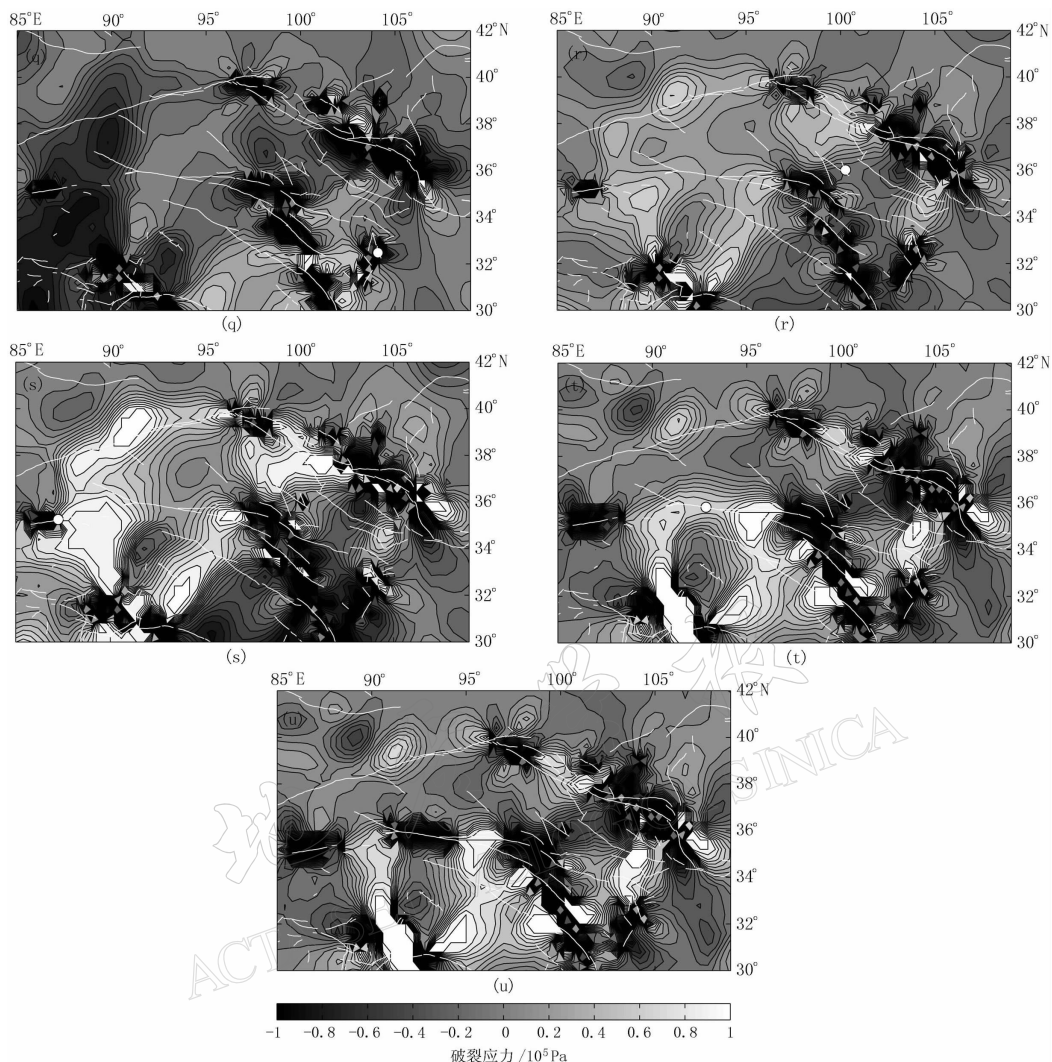


图 3(q~u) 1920 年以来青藏高原东北部的积累库仑应力演化

圆圈表示下一次大地震的震中；白线表示研究区域的断层(引自邓起东等, 2002). (q) 1976 年 8 月 16 日松潘地震前夕；(r) 1990 年共和地震前夕；(s) 1997 年玛尼地震前夕；(t) 2001 年昆仑山口西地震前夕；(u) 2001 年昆仑山口西地震之后

库仑破裂应力变化为负的区域, 表示断层破裂的可能性减小, 这些区域通常被称作应力影区(Harris, Simpson, 1996). 白色区代表正库仑破裂应力变化区, 这里的地震断层破裂可能性增加, 我们称之为应力触发区. 这里需要注意, 应力是一个张量, 不是一个标量, 因此应力影区或触发区必须联系特定的断层滑动类型, 即走向、倾角和滑动角来理解. 一个点对于某种断层类型破裂可能位于影区, 但对于其它断层破裂类型可能位于触发区. 后面的结果将表明大部分大地震位于应力触发区, 而不是影区.

图 3a 给出了 1920 年海原地震(M8.5)及长期构造加载在炉霍一道孚地震前夕造成的库仑破裂应力变化. 1923 年炉霍一道孚地震发生在海原震源断层西南. 构造加载也使得 1923 年地震的库仑破裂应力增加. 因此 1923 年地震可能受到海原地震和长期构造加载的

共同作用而发生. 图 3b 给出了 1927 年古浪地震前夕的积累库仑破裂应力变化. 1927 年地震震中位于主要由海原地震产生的应力触发区中, 因此古浪地震主要在海原地震触发下发生. 该结论与刘桂萍和傅征祥(2001)的结论一致. 1932 年昌马地震位于海原和古浪地震西北约 400 km 处(图 3c). 由于该地震远离海原和古浪地震, 其受这两次地震的影响不太大. 但这两次地震和长期构造加载的综合效果, 特别是后者, 可能使得昌马断裂接近破裂. 图 3d 为 1933 年叠溪地震前夕的积累库仑破裂应力变化, 叠溪地震位于 1920 年海原地震和 1923 年炉霍一道乎地震和长期构造加载产生的应力触发区. 1923 年炉霍一道乎地震发生使得叠溪地震远离破裂, 但海原地震和长期构造加载使得该点接近破裂. 图 3e 给出了 1934 年扎申地震前夕的积累库仑破裂应力变化. 扎申地震位于前面地震和长期构造加载产生的库仑破裂应力变化为正的区, 由于该地震远离前面发生的地震, 因此其发生主要受长期构造加载的影响及本地区 1920 年以前可能发生的其它地震的影响. 花石峡地震断层位于海原、古浪、昌马地震序列以南, 这个地震序列在花石峡地震位置产生的库仑破裂应力变化很小, 难以触发该地震, 但长期构造加载使得震源位置处的应力影区消失(图 3f), 导致了该地震的发生. 1947 年达日南地震震中位于主要由长期构造加载及 1923 年炉霍一道乎地震产生的应力触发区内, 前面花石峡地震产生的应力变化使得该处的地震危险性降低, 但长期构造加载及炉霍一道乎地震使得该地震震中影区逐渐转换为应力触发区, 促使该地震发生(图 3g). 1951 年当雄地震是研究区域发生的最大地震之一, 可以看到其震中位于主要由长期构造加载产生的积累库仑破裂应力变化为正的区(图 3h). 1951 年当雄地震后, 在 1952 年其震中东南部发生了第二次地震. 1952 年当雄地震可以看作第一次当雄地震的余震, 它发生于应力影区之中(图 3i). 1954 年山丹地震位于海原—古浪地震断层与昌马地震断层之间(图 3j), 因此该地震极大地受到这 3 次地震的影响. 长期构造加载也对该处的积累库仑破裂应力变化有较大的贡献. 民勤地震发生在海原地震和古浪地震断层西北, 位于这两次地震产生的应力影区之中, 但长期构造加载在该地震发生前夕使得应力影区减小(图 3k). 在民勤地震发生前夕, 地震震中的积累库仑破裂应力为正. 1955 年康定地震震中位于我们研究区域的边缘, 位于主要由 1923 年炉霍一道乎地震和 1933 年叠溪地震产生的地震触发区(图 3l). 都兰地震可能是花石峡地震破裂的延伸, 因为它靠近花石峡地震断层的西端. 花石峡地震在都兰地震震中产生了很大的库仑破裂应力变化, 其发生可能受到花石峡地震的触发, 长期构造加载也对震中的积累库仑破裂应力变化有贡献(图 3m). 1973 年炉霍地震震中附近之前发生了 1923 年炉霍一道乎、1947 年达日南和 1955 年康定地震. 1923 年炉霍一道乎地震的发生使得 1973 年炉霍地震震中位于应力影区, 但这里的长期构造加载很大, 加上 1947 年达日南地震的影响在该地震发生前夕使得应力影区转换为应力触发区(图 3n). 1973 年玛尼地震发生之前在其周围没有大地震发生, 但长期构造应力加载使得积累库仑破裂应力变化增加, 促使这次地震发生(图 3o). 1976 年 8 月四川松潘连续发生两次 $M7.6$ 地震. 图 3p 为首次地震前夕投影到该地震断层面和滑动方向上的积累库仑破裂应力变化. 该地震发生之前在其周围发生了 1933 年叠溪地震, 松潘地震恰好发生在叠溪地震和长期构造加载产生的被库仑破裂应力影区包围的触发区内. 第二次松潘地震发生于第一次松潘地震 8 天后并位于第一次松潘地震应力影区(图 3q). 1990 年共和地震是一次复杂的地震事件(Person, 1991), 其震中位于海原地震、古浪地震以及花石峡地震和都兰地震产生的应力影区. 根据地震应力触发的观点, 这些地震延缓了该地

震的发生. 虽然长期构造加载使得应力影区减小, 但积累库仑破裂应力变化在共和地震前夕为负(图 3r). 1997 年玛尼地震位于 1973 年玛尼地震以东, 1973 年玛尼地震和长期构造加载产生的应力变化均有利于该地震的发生, 积累库仑破裂应力变化在该地震发生前达 10^5 Pa(图 3s). 2001 年昆仑山口西地震发生在东昆仑断裂带上, 它远离于上述发生的地震, 因此受它们的影响很小, 但使得震源处的应力变化为正, 震中处的积累库仑破裂应力变化主要来自于长期构造加载. 在昆仑山口西地震发生前夕, 投影到该地震断层面和滑动方向上的库仑破裂应力变化达 0.8×10^5 Pa(图 3t).

2001 年地震之后, 投影到 2001 年库仑山口西地震断层面和滑动方向上的积累库仑破裂应力变化见图 3u 所示. 当前积累库仑破裂应力增加明显的地区为: 东库仑断裂上位于昆仑山口西地震断层两端的东大滩—西大滩和玛尔盖—查卡断层段. 当雄地震以东, 海原地震东南、西南和西北部, 可能使得这里的地震危险性增加.

我们研究的 20 次地震中, 除 1952 年当雄地震、1976 年松潘双震的后一次地震和 1990 年共和地震外, 17 次地震均发生在前面地震和长期构造加载产生的积累库仑破裂应力为正的地区, 触发率达 85%. 1952 年当雄地震和松潘双震的后一次地震由于与 1951 年当雄地震和松潘双震的前一次地震相距较近, 受定位精度和断层破裂模型误差影响我们无法求得震源区附近的精确应力场模型, 这可能是导致我们无法与积累库仑应力演化对应的原因为. 如果去掉这两次地震, 则触发率达 95%. 因此, 地震的发生位置与积累库仑破裂应力有很强的相关关系.

4 讨论和结论

在地震应力触发问题的讨论中, 按照对后续地震作用的应力形式不同, 目前所进行的研究大致上可分为: ① 静态应力触发研究(例如刘桂萍和傅征祥, 2001); ② 动态应力触发研究(例如 Voisin *et al.*, 2000); ③ 粘弹性松弛的应力触发研究(沈正康等, 2003b). 但对于同一地区考虑粘弹性地壳介质中多次大地震和长期构造加载对后续地震事件综合影响的研究还不多, 值得深入研究.

我们考虑粘弹性成层介质中的地震位错产生的应力变化及地壳长期构造加载产生的应力变化, 模拟了青藏高原东北部断层带内库仑应力场演化, 以研究大地震之间的应力触发关系. 我们将前面地震和构造加载产生的应力变化投影到下一个将要发生地震的断层面和滑动方向上, 得到了积累库仑破裂应力变化在每次大地震的前夕的量值. 虽然通常的大地震震中区周围库仑应力减少区与增加区面积相近, 下一次大地震往往发生在库仑应力增加区域内. 尽管我们的计算未包括 $M < 7.0$ 地震以及 1920 年以前地震对我们模型的贡献, 但我们发现了研究的 20 次大地震中, 有 17 次为前面地震产生的库仑破裂应力变化和长期构造加载所模拟. 这说明了前面地震和构造加载产生的应力对后续地震具有很大的调制作用.

为模拟应力场的演化, 我们必须对应变积累和释放做一个简化, 忽略其他一些作者认为是次要的因素. 本研究的主要假定是: ① 依赖于时间的模型描述了活动断层附近应力积累和释放; ② 我们研究的起始时间(1920 年)之前的积累库仑破裂应力变化假定为零; ③ 脆性层内的无震滑移及断层带内速率状态行为导致的应力变化可以忽略; ④ 地球介质看作麦克斯韦粘弹性成层介质; ⑤ 由于本研究区域较大, 我们研究的时间段内小地震及部分

中等地震的定位精度有限, 并且它们的时空影响也是有限的, 因此可以忽略。虽然我们的模型还有很多可以细化的地方, 但较好地解释了研究区域大地震之间的触发关系。

最近的自组织临界现象研究 (Bak, Tang, 1989) 可以帮助解释这些结果。如果地壳应力应变场演化按照这种行为进行, 则整个脆性地壳经过长期加载作用达到破裂临界点, 在这种情况下地震可能在邻近事件和长期构造加载造成的远小于地震释放的构造应力下发生。

参 考 文 献

- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学(D辑), **32**(12): 1 020-1 030.
- 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. 1990. 海原地震断裂带[M]. 北京: 地震出版社: 1-265.
- 国家地震局兰州地震研究所. 1992. 昌马地震活动带[M]. 北京: 地震出版社: 207.
- 侯康明, 邓起东, 刘百麓. 1999. 对古浪 8 级大地震孕育和发生的构造环境及发震模型的讨论[J]. 中国地震, **15**(4): 339-348.
- 阚荣举, 张四昌, 晏风桐, 等. 1977. 我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨[J]. 地球物理学报, **20**(2): 96-109.
- 刘桂萍, 傅征祥. 2001. 海原大地震对古浪大地震的静应力触发研究[J]. 地球物理学报, **44**(增刊): 107-115.
- 马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学图[M]. 北京: 地图出版社: 1-68.
- 青海省地震局, 中国地震局地壳应力研究所. 1999. 东昆仑活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社: 1-186.
- 沈正康, 王敏, 甘卫军, 等. 2003a. 中国大陆现今构造应变率场及其动力学成因研究[J]. 地学前缘, **10**(增刊): 93-100.
- 沈正康, 万永革, 甘卫军, 等. 2003b. 东昆仑活动断裂带大地震之间的粘弹性应力触发研究[J]. 地球物理学报, **46**(6): 786-795.
- 滕吉文. 1974. 柴达木东盆地的深层地震反射波和地壳构造[J]. 地球物理学报, **17**(2): 122-135.
- 万永革, 王敏, 沈正康, 等. 2004. 利用 GPS 和水准测量资料反演 2001 年昆仑山口西 8.1 级地震的同震滑动分布[J]. 地震地质, **26**(3): 393-404.
- 徐锡伟. 2000. 藏北玛尼地震科学考察[G]//中国地震年鉴. 北京: 地震出版社: 327-329.
- 周民都, 赵和云, 马钦忠, 等. 1997. 青藏高原东北缘及其邻区的地壳结构与地震关系初探[J]. 西北地震学报, **19**(1): 58-69.
- Bak P, Tang C. 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon[J]. *J Geophys Res*, **94**: 15 635-15 637.
- 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**: 2 135-2 144.
- Deng J, Sykes L R. 1997. 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.
- 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, Simpson R W. 1996. In the shadow of 1857: The effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California[J]. *Geophys Res Lett*, **23**: 229-232.
- 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.
- Kanamori H. 1983. Magnitude scale and quantification of earthquakes[J]. *Tectonophysics*, **93**: 185-199.
- Li Y G, Leary P C, Aki K, et al. 1990. Seismic trapped models in the Oroville and San Andreas fault zone[J]. *Science*, **249**: 763-766.
- Li Y G, Ellsworth W L, Thurber C H, et al. 1997. Observations of fault zone trapped waves excited by explosion at San Andreas fault, central California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **87**: 210-221.
- Li Y G, Aki K, Vidale J E, et al. 1998. A delineation of the Nojima fault ruptured in the M7.2 Kobe, Japan earthquake of the 1995 using fault zone trapped waves[J]. *J Geophys Res*, **103**: 7 247-7 263.

- Luco J E, Apsel R J. 1983. On the Green's function for a layered half-space, part I[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 909-929.
- Molnar P. 1992. A review of the seismicity, recent faulting, and active deformation of the Tibetan Plateau[J]. *J Himalayan Geol*, **31**: 43-78.
- Molnar P, Chen W P. 1983. Focal depths and fault plane solution of earthquakes under the Tibetan Plateau[J]. *J Geophys Res*, **88**: 1 180-1 196.
- Molnar P, Deng Q. 1984. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia[J]. *J Geophys Res*, **89**: 6 203-6 228.
- Molnar P, Lyon-Caen H. 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetau and its margins [J]. *Geophys J Int*, **99**: 123-153.
- Nabelek J L. 1984. *Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves*[D]: [Ph D Dissertation]. Cambridge: Mass Inst Technol: 1-202.
- 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**: 24 469-24 486.
- 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**: 1 018-1 040.
- Papadimitriou E E, Sykes L R. 2001. Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece)[J]. *Geophys J Int*, **146**: 747-759.
- Papadimitriou E, Wen X, Karakostas V, et al. 2004. Earthquake triggering along the Xianshuihe fault zone of western Sichuan, China[J]. *Pure Appl Geophys*, **161**: 1 683-1 701.
- Peltzer G, Crampe F, King P. 1999. Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the M_w 7.6 Manji (Tibet) earthquake[J]. *Science*, **286**: 272-276.
- Person W J. 1991. Seismological notes, March-April 1990[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **81**: 297-302.
- 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.
- 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.
- Scholz C. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*[M]. Cambridge: Cambridge University Press: 1-439.
- Shen F, Royden L H, Burchfiel B C. 2001. Large-scale crustal deformation of the Tibetan Plateau[J]. *J Geophys Res*, **106**: 6 793-6 816.
- 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.
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. *Science*, **294**: 1 671-1 677.
- 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]. *Seism Res Lett*, **71**: 11-23.
- Van der Woerd J, Ryerson F J, Tapponnier P, et al. 1998. Holocene left lateral slip rate determined by cosmogenic surface dating on Xidatan segment of the Kunlun Fault (Qinghai, China)[J]. *Geology*, **26**(8): 695-698.
- Voisin C, Campillo M, Ionescu I R, et al. 2000. Dynamic versus static stress triggering and friction parameters: Inferences from the November 23, 1980, Irpinia earthquake[J]. *J Geophys Res*, **105**: 21 647-21 659.
- 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**: 668-669.
- Wells D L, Coppersmith K J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture area and surface displacement

[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **84**: 974-1002.

Xu X, Chen W, Ma W, *et al.* 2002. Surface rupture of the Kunlunshan earthquake ($M_s 8.1$), Northern Tibetan Plateau, China[J]. *Seism Res Lett*, **73**: 884-892.

Zeng Y. 2001. Viscoelastic stress-triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **28**(15): 3 007-3 010.

Zhou H, Allen C R, Kanamori H. 1983. Rupture complexity of the 1970 Tonghai and 1973 Luhuo earthquakes, China [J]. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 1 585-1 597.

EVOLUTION OF CUMULATIVE COULOMB FAILURE STRESS IN NORTHEASTERN QINGHAI-XIZANG (TIBETAN) PLATEAU AND ITS EFFECT ON LARGE EARTHQUAKE OCCURRENCE

Wan Yongge^{1, 2)} Shen Zhengkang^{1, 3)} Zeng Yuehua⁴⁾ Sheng Shuzhong⁵⁾

1) *State Key Laboratory of Earthquake Dynamics, Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China*

2) *Institute of Disaster Prevention of Science and Technology, Sanhe 065201, China*

3) *Department of Earth and Space Sciences, University of California, Los Angeles CA 90095-1567, USA*

4) *US Geology Survey, Golden, CO 80401, USA*

5) *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China*

Abstract: We simulate accumulative Coulomb failure stress change in a layered Maxwell viscoelastic media in the northeastern Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau since 1920. Lithospheric stress/strain evolution is assumed to be driven by dislocations of large earthquakes ($M \geq 7.0$) and secular tectonic loading. The earthquake rupture parameters such as the fault rupture length, width, and slip are either adopted from field investigations or estimated from their statistic relationships with the earthquake magnitudes and seismic moments. Our study shows that among 20 large earthquakes ($M \geq 7.0$) investigated, 17 occurred in areas where the Coulomb failure stress change is positive, with a triggering rate of 85%. This study provides essential data for the intermediate to long-term likelihood estimation of large earthquakes in the northeast Tibetan Plateau.

Key words: earthquake triggering; northeastern Tibetan Plateau; cumulative Coulomb stress change