

唐山地震序列的环境应力场*

陈培善 肖 磊 白彤霞 王溪莉

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘 要

利用唐山地震系列的加速度观测资料, 计算了唐山主震及其重要大余震共 38 次地震的环境剪应力值; 并利用中-美合作的加速度台阵资料, 计算了 1982 年 7 月至 1984 年 7 月共 52 次小余震的环境剪应力值. 结果表明, 环境剪应力 τ_0 对矩震级有较弱的依赖关系. 较小 τ_0 值的地区, 只能发生小震或中等地震. 只有 τ_0 值较大的地区, 才能发生大地震. 在 τ_0 值大的地区发生的地震, 产生的峰值加速度、速度、位移值均较高. 所以, 测定重要地区的 τ_0 值, 对地震预报和工程抗震有重要意义. 主断层两端发生的大余震, τ_0 值往往比主震还高, 这可能是断层两端部应力集中的反映. 这个现象给预测大余震发生的地点提供了依据.

关键词 唐山地震序列; 环境剪应力; 地震预报; 峰值加速度

引 言

1976 年 7 月 28 日, 在华北唐山地区, 发生了 $M_s=7.8$ 大地震, 造成很大破坏, 引起了地震界极大的关注. 这是华北地区近百年发生的最大地震. 华北有不寻常的板内地震活动和第四纪构造活动. 唐山地震序列是正在进行的构造形变的主要显示. 唐山地震后, 不少人研究了它的震源机制和地震破裂过程(邱群, 1976; 陈运泰等, 1979; 马宗晋等, 1982; 张之立等, 1980; 张之立, 1984; 张之立等, 1989; Butler *et al.*, 1979; Shedlock *et al.*, 1987; Nabelek and Chen, 1987). 本文从一个新的角度来研究唐山地震序列, 即研究唐山地震序列的环境应力场, 看看唐山地震序列环境剪应力场的空间分布, 以及主震和余震的环境剪应力场之间的关系.

1 峰值加速度、速度和位移对环境剪应力场的依赖关系

笔者从位错模式出发, 把断裂力学的研究成果引进地震的破裂过程, 从而导出了震源的位移谱、速度谱和加速度谱的表达式(Chen and Chen, 1989; 陈培善等, 1977), 进而又得到震源处峰值加速度 a_p , 峰值速度 v_p 和峰值位移 d_p 与环境剪应力 τ_0 和地震矩 M_0 的关系式(陈培善、Duda, 1993)

* 国家地震局“八五”攻关重点课题. 国家地震局地球物理研究所论著 94A0104.

1993 年 5 月 27 日收到初稿, 1993 年 9 月 17 日决定采用.

$$a_p = k_a \tau_0^2 \quad (1)$$

$$v_p = k_v \tau_0^{4/3} M_0^{1/3} \quad (2)$$

$$d_p = k_d \tau_0^{2/3} M_0^{2/3} \quad (3)$$

k_a, k_v, k_d 是 3 个常数. 在我们的地震破裂模式中, 设地震为剪破裂, 距离破裂面无穷远处的剪应力为 τ_0 (距离破裂面较近处的剪应力 τ 因受破裂面的影响, 将不等于 τ_0), 这个剪应力就是地震发生的环境剪应力, 或构造剪应力, 或背景剪应力. 对公式(1)–(3), 笔者已经用震级范围极宽的观测资料 ($M_w = 1.0 - 6.9$) 证明了它的正确性 (陈培善、Duda, 1993).

断裂力学的研究表明, 环境剪应力值和初始裂纹长度, 对发生地震起了关键性的作用.

由式(2)看到, 震源处的峰值速度 v_p 不仅依赖于震源尺度地震矩 M_0 (M_0 的 $1/3$ 次方), 而且对环境剪应力 τ_0 有更强的依赖性 (τ_0 的 $4/3$ 次方). 震源处的峰值位移 d_p 以相同的程度依赖于地震矩 (M_0) 和环境剪应力 τ_0 (均为 $2/3$ 次方). 峰值加速度 a_p , 出现了令人吃惊的结果, 它与震源尺度无关, 而非常强烈地依赖于 τ_0 值 (τ_0 的 2 次方). 初看起来, 似乎不大好理解. 实际上, 峰值加速度的优势频率 f_m 对大小地震是不同的. $M_w = 6$ 地震, f_m 为 4 Hz 左右; 而对于较小的地震, f_m 可达很高 (McGarr *et al.*, 1981). 这样, 如果 τ_0 一样, 就可以使 a_p 一样. 所以, 发生在相同应力环境下的不同大小的地震, 可以有一样大小的 a_p .

通过观测得到的峰值加速度、速度和位移数据, 扣除几何扩散和介质吸收的影响, 可计算出震源处的相应值. 如果式(1)–(3)中的常数 k_a, k_v, k_d 一旦被确定, 就可以用式(1)–(3)估计地震的环境剪应力值. 根据误差传播理论, 如果 a_p, v_p 和 d_p 的观测误差都一样, 则由式(1)计算的 τ_0 值, 将比由式(2)或(3)计算的 τ_0 值误差小. 所以, 我们将采用式(1)计算 τ_0 值.

2 唐山地震系列资料

2.1 唐山主震及其余震资料

唐山地震的加速度记录资料 (已经做过仪器校正) 已被国家地震局工程力学研究所汇编出版. 我们选用的地震分两部分: 一部分是 1976 年 7 月 28 日至 11 月 15 日的地震, 包括主震和大余震 (国家地震局工程力学研究所, 1990), 如表 1 所示. 震级范围 $M_S = 3.5 - 7.8$, 震中距大部分小于 100 km, 个别为 300 多公里; 第二部分是中-美合作的加速度台阵观测到的小余震记录 (Institute of Engineering Mechanics, State Seismological Bureau, 1989), 如表 2 所示. 时间从 1982 年 7 月至 1984 年 7 月, 震级范围 $M_L = 2.3 - 4.2$, 震中距为几公里到十几公里.

为了获得震源处的相应值, 必须扣除场地条件和传播介质的影响.

2.2 地面影响

不同场地条件可以使峰值加速度的 a_m 差别达 $2 - 4$ 倍. 一般在基岩上 a_m 最小, 在疏松土上 a_m 最大, 在砂质粘土上居中. 我们只选用地面的记录, 不用建筑物 (如楼房) 中的记录, 避免建筑物共振的影响. 选用记录台的土质多为粘土, 个别为基岩. 我们暂不考

虑台基的差别,均同样对待.

由于地面的影响,入射 S 波(S 波振幅大,仅考虑 S 波)将有反射 S 波和 P 波,记录到的三分向 S 波是它们的合成.为了简单,取三分向记录的矢量和再除以 2 作为全空间入射 S 波的振幅.

2.3 衰减模式

地震波衰减,采用地震学中广泛使用的模式

$$F(f, r) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f t^*)$$
$$t^* = \frac{r}{\beta Q} \quad Q = Q_0 f^\eta \tag{4}$$

式中, r 是震源距, β 是 S 波速度,取 $\beta=3.5 \text{ km/s}$, Q 是介质的品质因子, Q_0 是频率 $f=1 \text{ Hz}$ 时的 Q 值, η 表示 Q 对 f 的依赖程度,一般 $\eta=0.0-0.5$ (Chen *et al.*, 1984). 由于强震观测的震源距一般都不大,通常小于 100 km ,所以,几何扩散因子 $1/r$ 占据了衰减的主要部分,介质吸收项 $\exp(-\pi f t^*)$ 只起了小的修正作用,当 r 较大时,它才起较大作用.对唐山地区,我们取 $Q_0=300$, $\eta=0.2$; 优势频率 f , 对位移衰减,取 f 为加速度谱的第一拐角频率;对速度衰减,取 f 为第二拐角频率 f_{c2} ;对加速度衰减,取 f 为 $0.5(f_{c2}+f_{c3})$, f_{c3} 为第三拐角频率(陈培善和 Duda, 1993). 观测到的地动参数,经过上述地面校正和地震波衰减校正,就可以得到震源处相应的值.例如

$$a_p = \frac{0.5(a_N^2 + a_E^2 + a_Z^2)^{\frac{1}{2}}}{F(f, r)}$$

式中, a_N , a_E , a_Z 分别为三分向的观测值. 这些值和震源参数,一并列于表 1 和表 2.

表 1 本文使用的唐山地震系列(1976-07-28—1976-11-15)的震源参数和它们的环境剪应力值

地 震 参 数							震源加速度	环境剪应力	
No.	发震时刻		$\varphi (^{\circ}\text{N})$	$\lambda (^{\circ}\text{E})$	深度 km	M_{S}	M_{W}	$\lg(a_{\text{p}})$ m^2/s^2	τ_0 MPa
	月-日	时 : 分							
1	07-28	03 : 42	39.63	118.18	11	7.8	7.8	4.66	21.3
2	07-28	18 : 45	39.83	118.65	10	7.1	7.1	4.74	23.5
3	07-31	05 : 23	39.68	118.45	5	5.4	5.7	3.96	9.5
4	08-01	18 : 32	39.57	118.25	14	4.3	5.0	3.66	6.8
5	08-02	18 : 26	39.92	118.90	10	4.6	5.2	3.48	5.5
6	08-03	17 : 33	40.07	118.72	5	4.2	4.9	3.89	8.8
7	08-03	18 : 16	39.63	118.07	10	5.0	5.5	3.64	6.6
8	08-03	20 : 40	39.98	118.85	5	4.8	5.3	3.36	4.8
9	08-05	07 : 37	39.83	118.83	5	4.2	4.9	3.48	5.5
10	08-05	23 : 31	39.63	118.33	5	4.6	5.2	3.45	5.3
11	08-07	11 : 07	39.85	118.73	5	4.1	4.9	3.44	5.2
12	08-08	19 : 09	39.80	118.53	5	5.5	5.8	3.90	8.9
13	08-09	06 : 41	39.95	118.82	14	5.7	5.9	4.03	10.4

续表 1

地 震 参 数							震源加速度	环境剪应力	
No.	发震时刻		φ (°N)	λ (°E)	深度 km	M_s	M_w	$\lg(a_p)$ m^2/s^2	τ_0 MPa
	月-日	时 : 分							
14	08-14	13 : 26	39.88	118.82	17	4.1	4.9	4.10	11.2
15	08-14	13 : 40	39.88	118.87	10	4.6	5.2	3.71	7.2
16	08-14	15 : 10	39.87	118.77	5	4.5	5.1	4.06	10.7
17	08-15	00 : 02	39.85	118.70	12	5.0	5.5	3.90	8.9
18	08-15	18 : 21	39.73	118.33	5	4.8	5.3	3.56	6.0
19	08-15	18 : 28	39.77	118.38	5	4.8	5.3	3.64	6.6
20	08-16	05 : 27	39.92	118.97	13	4.8	5.3	3.92	9.1
21	08-18	23 : 37	39.63	118.28	18	4.4	5.1	3.77	7.6
22	08-23	15 : 45	39.95	118.87	5	3.6	4.5	3.82	8.1
23	08-26	01 : 31	39.65	118.17	12	4.9	5.4	3.81	8.1
24	08-26	16 : 55	39.83	118.75	16	3.5	4.5	3.95	9.5
25	08-28	03 : 50	39.83	118.52	9	4.2	4.9	3.89	8.8
26	08-28	14 : 34	39.97	118.92	15	5.0	5.5	4.03	10.3
27	08-31	11 : 25	39.83	118.70	5	5.8	6.0	4.15	11.9
28	08-31	11 : 27	39.88	118.88	10	5.7	5.9	4.19	12.4
29	08-31	11 : 56	39.82	118.88	11	5.1	5.5	3.91	9.0
30	08-31	12 : 03	39.88	118.83	13	4.2	4.9	3.47	5.5
31	08-31	13 : 05	39.87	118.78	9	4.3	5.0	3.42	5.1
32	09-02	16 : 49	40.00	118.95	9	5.0	5.5	3.95	9.5
33	09-07	01 : 01	39.97	119.00	15	5.0	5.5	3.93	9.2
34	09-07	04 : 02	39.95	119.05	5	4.5	5.1	3.80	7.9
35	09-25	19 : 50	39.72	118.40	7	5.4	5.7	4.22	13.0
36	09-29	07 : 12	39.87	119.02	5	5.3	5.7	3.87	8.7
37	10-01	04 : 05	39.82	118.68	5	5.0	5.5	3.72	7.3
38	11-15	21 : 53	39.28	117.83	17	6.9	6.9	4.81	25.3

表 2 部分唐山地震余震(1982-07—1984-07)的震源参数和它们的环境剪应力值

地 震 参 数							震源加速度	环境剪应力	
No.	发 震 时 刻		$\varphi(^{\circ}\text{N})$	$\lambda(^{\circ}\text{E})$	深度 km	M_{L}	M_{W}	$\lg(a_{\text{p}})$ m^2/s^2	τ_0 MPa
	年 - 月 - 日	时 : 分							
1	1982-07-13	05 : 42	39.72	118.67	14.5	3.2	3.1	4.07	10.83
2	07-17	12 : 42	39.74	118.61	8.7	3.9	3.7	3.69	6.99
3	07-17	12 : 43	39.74	118.61	8.8	3.7	3.5	3.50	5.62
4	07-25	10 : 10	39.80	118.76	11.6	3.4	3.2	3.92	9.16
5	08-09	01 : 23	39.74	118.67	8.9	2.6	2.7	3.58	6.18
6	08-31	19 : 58	39.78	118.72	6.6	2.8	2.8	3.58	6.19
7	09-14	12 : 42	39.70	118.75	0.0	2.7	2.8	3.37	4.85
8	10-19	20 : 46	39.88	118.92	9.6	5.7	6.2	3.79	7.83
9	10-19	20 : 49	39.88	118.92	0.0	3.4	3.2	2.68	2.20
10	10-19	20 : 51	39.88	118.92	0.0	3.5	3.3	2.81	2.55
11	10-19	20 : 53	39.88	118.92	0.0	2.9	2.9	3.02	3.25
12	10-19	21 : 11	39.88	118.92	0.0	2.7	2.8	2.77	2.42

续表 2

地 震 参 数								震源加速度	环境剪应力
No.	发震时刻		φ (°N)	λ (°E)	深度 km	M_s	M_w	$\lg(a_p)$ m^2/s^2	τ_0 MPa
	年 - 月 - 日	时 : 分							
13	10-19	21 : 12	39.88	118.92	0.0	2.8	2.8	2.38	1.54
14	10-19	21 : 16	39.88	118.92	0.0	2.7	2.8	2.83	2.59
15	10-19	21 : 38	39.88	118.92	0.0	2.4	2.6	2.85	2.65
16	10-19	21 : 58	39.88	118.92	0.0	3.2	3.1	2.93	2.93
17	10-19	22 : 02	39.88	118.92	0.0	2.3	2.5	2.80	2.51
18	10-19	22 : 16	39.88	118.92	0.0	4.2	4.0	3.30	4.47
19	10-19	22 : 38	39.88	118.92	0.0	2.6	2.7	2.67	2.16
20	10-19	23 : 35	39.88	118.92	0.0	3.4	3.2	2.62	2.03
21	10-19	23 : 39	39.88	118.92	0.0	3.4	3.2	2.91	2.84
22	10-20	00 : 09	39.88	118.92	0.0	2.5	2.6	2.68	2.20
23	10-20	00 : 14	39.88	118.92	0.0	2.5	2.6	2.57	1.93
24	10-20	00 : 43	39.88	118.92	0.0	2.7	2.8	3.07	3.43
25	10-20	01 : 18	39.88	118.92	0.0	3.3	3.2	2.52	1.81
26	10-20	01 : 31	39.88	118.92	0.0	2.3	2.5	2.90	2.81
27	10-20	03 : 21	39.88	118.92	0.0	3.4	3.2	3.41	5.06
28	10-20	03 : 30	39.88	118.92	0.0	2.1	2.4	2.63	2.07
29	10-20	06 : 26	39.88	118.92	0.0	3.5	3.3	2.68	2.19
30	10-20	06 : 42	39.88	118.92	0.0	2.1	2.4	2.52	1.82
31	10-20	10 : 10	39.88	118.92	0.0	2.8	2.8	2.85	2.65
32	10-20	10 : 16	39.88	118.92	0.0	2.5	2.6	2.72	2.29
33	10-20	11 : 44	39.88	118.92	0.0	3.2	3.1	2.86	2.69
34	11-30	22 : 53	39.78	118.61	6.9	3.0	3.0	3.38	4.91
35	1983-03-04	04 : 03	39.78	118.53	8.6	3.9	3.7	3.56	5.99
36	05-28	16 : 20	39.68	118.62	12.9	4.2	4.0	3.76	7.54
37	08-08	15 : 08	39.71	118.47	4.4	2.9	2.9	3.51	5.67
38	08-09	22 : 13	39.68	118.48	9.2	3.8	3.6	3.52	5.77
39	08-13	05 : 52	39.69	118.46	6.9	3.6	3.4	3.30	4.44
40	09-24	03 : 08	39.77	118.50	7.2	3.5	3.3	3.96	9.60
41	09-26	03 : 53	39.76	118.45	7.7	3.3	3.2	3.31	4.50
42	09-26	06 : 25	39.74	118.39	10.0	4.2	4.0	3.34	4.66
43	10-02	07 : 31	39.79	118.47	4.1	2.8	2.8	3.54	5.87
44	10-05	00 : 25	39.87	118.86	7.5	4.3	4.1	4.24	13.12
45	1984-01-07	19 : 18	39.71	118.71	5.7	4.9	4.7	3.65	6.71
46	02-16	19 : 10	39.76	118.51	8.2	3.7	3.5	3.50	5.65
47	11-05	11 : 48	39.78	118.48	7.7	2.9	2.9	3.67	6.86
48	12-10	07 : 22	39.83	118.50	5.8	3.5	3.3	4.00	9.96
49	12-11	00 : 54	39.80	118.30	0.0	3.2	3.1	3.60	6.32
50	12-11	00 : 55	39.83	118.46	8.2	3.8	3.6	3.67	6.86
51	12-11	05 : 51	39.84	118.45	9.6	3.9	3.7	3.53	5.85
52	12-11	06 : 14	39.84	118.44	6.7	3.5	3.3	3.62	6.44

2.4 常数 k_z 的确定

我们已经知道，大地震的环境剪应力值大约为 10 MPa 左右(陈培善等，1977)。如果

我们令式(1)中的 $k_a=100.0\text{ (m}^2/\text{s}^2\text{)(MPa)}^{-2}$ ，则表 1 中的唐山主震和所有大余震 τ_0 的平均值为 8.81 MPa。7.8 级主震的 τ_0 为 21.4 MPa，7.1 级大余震为 23.4 MPa，11 月 15 日的 6.9 级大余震为 25.4 MPa，4—5 级的余震大约为 5—10 MPa，这些数值和我们以前的工作结果接近(陈培善等，1977；1978)。世界上一些大震的 τ_0 值平均为 10 MPa(陈培善，1981)。于是，我们取 $k_a=100.0$ 。如果 k_a 不合适，会使 τ_0 值向上或向下浮动， τ_0 之间的相对大小不变。 k_a 确定以后，就可根据式(1)，算得多次地震的环境剪应力值 τ_0 ，这些值亦一并列于表 1 和表 2。

3 环境剪应力值与矩震级的关系

震源峰值加速度 a_p 与震级无关。但是，从表 1 中可以看到，由 a_p 算得的环境剪应力值都随着震级的增加而增加。为了使用统一的震级标度，我们把表 1 中的震级 M_s 、表 2 中的震级 M_L 都换算成矩震级 M_w (陈培善、白彤霞，1991)

$$M_w = \begin{cases} M_s & 6.4 < M_s \leq 7.8 \\ 2/3M_s + 2.133 & M_s \leq 6.4 \end{cases} \tag{5}$$

$$M_w = \begin{cases} 2/3M_L + 0.967 & M_L < 3.6 \\ M_L - 0.233 & 3.6 < M_L \leq 5.0 \\ 2M_L - 5.233 & 5.0 < M_L \leq 6.3 \end{cases} \tag{6}$$

换算成的 M_w 值，一并列于表 1 和表 2。用表 1 和表 2 列出的 τ_0 值和 M_w 值作图 1。

由图可以看到，在很大的震级范围条件下($M_w=2-8$)， τ_0 对 M_w 才有较弱的依赖关系。用最小二乘拟合这些数据，得到

$$\lg(\tau_0) = 0.15M_w + (0.16 \pm 0.13) \tag{7}$$

这说明大地震的构造剪应力场或环境应力场比小地震要强，这点是容易理解的。小地震几乎处处都可以发生，也就是在较小的应力场背景下即可发生。而大的破坏性地震只能发生在一些地震带上，这些地震带很多是板块构造的边缘地区(如环太平洋地震带)，或者板块构造的挤压地带内(如欧亚地震带、青藏高原)。这些地区往往又是高地震活动区，形变也十分强烈，说明这些地区的构造应力场较强。

从图中还可以看到观测点比较分散。如果在一个不大的震级范围内，如 4.5—6.0 级，几乎看不到 τ_0 对 M_w 有什么依赖性。说明在一个适中的应力环境下，可能发生较大地震，也可以发生较小的地震。

如果我们通过各种手段，例如小震的加速度观测，弄清楚一个地区的环境剪应力场

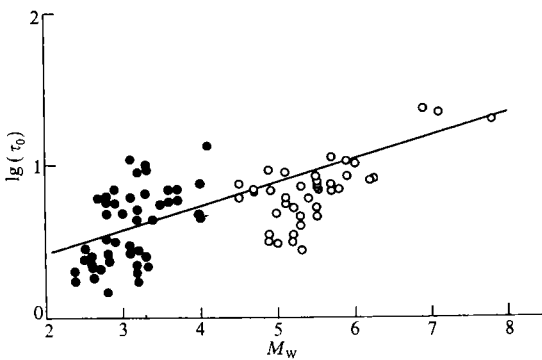


图 1 环境剪应力值与矩震级 M_w 的关系
○ 表示表 1 中的大余震，● 表示表 2 中的小余震

量值的大小,是一项具有十分重大意义的工作. 如果一个地区的 τ_0 很小,则可预测它不会发生很大地震. 如果发生中等大小地震,峰值加速度也是较小的,这能给抗震设计提供科学依据. 反之, τ_0 很大的地区,则是地震危险区. 这一观点也已被我们的另一项研究工作所证实(陈培善、陈海通,1992). 所以, τ_0 值的大小可为寻找潜在震源区提供科学依据. 此外,对历史上发生过很大地震的地区,例如西安—华县地区,1556 年曾发生 8 级左右的关中大地震,死伤 80 余万人,至今 400 多年再没有发生较大地震. 这个地区,是否又积累了较高的应力? 有无发生大震的危险? 通过测定 τ_0 值,可以给予一个科学的回答.

4 唐山地区环境剪应力的空间分布

我们把表 1 中的 τ_0 值绘在图 2 上,可以看到它的空间分布. 主震和两个大余震的 τ_0 值都很高. 主震的 $\tau_0=21.4$ MPa. 发生在断层东北端的 7.1 级大余震, $\tau_0=23.4$ MPa; 发生在断层西南端的 6.9 级大余震, $\tau_0=25.4$ MPa. 两个大余震,虽然震级比主震约小 1 级,但 τ_0 值反而更高,这可能是断层两端部应力集中现象的反映. 这个现象告诉我们,主震发生后,在断层的两端有发生大余震的可能性,而且它的 τ_0 值往往比主震还高.

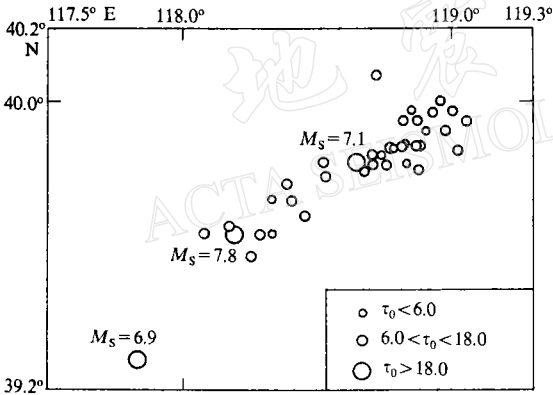


图 2 唐山地区环境剪应力 τ_0 的空间分布

从表 2 的数据可以看出 τ_0 值随震源深度的变化趋势. 震源深度为 0 的地震,实际上是深度很小而没有测出来. 这些地震的 τ_0 值都较小,绝大部分都在 1—4 MPa 之间;而测出深度的地震,多数深度都在 5—15 km,大部分 τ_0 值在 5—11 MPa 之间. 这可解释为地壳的很浅部不能积累较高的环境剪应力. 在 1 km 深处的静水压强约为 27 MPa,剪应力 τ_0 大约是它的 1/10;在 10 km 深处的静水压强约为 300 MPa,剪应力若是它的 1/10,则可达到 30 MPa. 从我们得到

的结果来看,还没有这样高,只有静水压强的 1/30—1/60. 所以,只有达到一定深度才有可能积累较高的 τ_0 值. 在更深的地方,由于孔隙压力平衡了大部分静水压力,剪应力值也不会太高.

5 讨论和结论

(1) 地震发生依赖于环境剪应力的大小. 一个环境剪应力较小的地区,则只能发生小震和中等地震,而且地震的峰值加速度也较小. 环境剪应力场较强的地区才能发生较大地震,这时地震的峰值加速度、速度、位移均较大. 这时,不仅破坏面积大,而且破坏程度也重. 因此,测定一个地区的环境剪应力场具有重要意义. 它不仅为预报大地震提供依据,而且为工程抗震提供地振动参数依据.

(2) 发生在断层两端的大余震, 虽然它的震级比主震约小 1 级, 但它的环境剪应力值往往比主震还高。这可能是断层两端部应力集中的反映, 这个现象给预测大余震发生的地点提供了依据。

参 考 文 献

- 陈培善、谷继成、李文香, 1977. 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报. 地球物理学报, **20**, 185—202.
- 陈培善、卓钰如、金严、王志刚、黄玮琼、李文香、胡荣胜, 1978. 唐山地震前后京、津、唐、张地区的应力场. 地球物理学报, **21**, 34—58.
- 陈培善, 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值. 地震学报, **3**, 251—263.
- 陈培善、白彤霞, 1991. 震源参数之间的定量关系. 地震学报, **13**, 401—411.
- 陈培善、陈海通, 1992. 由环境剪应力值寻找地震危险区的尝试. 地震地磁观测与研究, **13**, 6, 1—11.
- 陈培善、Duda, S. J., 1993. 峰值速度和加速度对环境应力场的依赖性. 地球物理学报, **36**, 180—191.
- 陈运泰、黄立人、林邦慧、刘妙龙、王新华, 1979. 用大地测量资料反演的 1976 年唐山地震的位错模式. 地球物理学报, **22**, 201—216.
- 国家地震局工程力学研究所, 1990. 中国强震记录汇报, 第一集, 第二卷, 唐山地震校正加速度数字化记录, 1—36. 地震出版社, 北京.
- 马宗晋、傅征祥、张郅珍、汪成民、张国民、刘德富, 1982. 一九六六—一九七六年中国九大地震, 216pp. 地震出版社, 北京.
- 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. 地球物理学报, **19**, 259—269.
- 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. 地震学报, **2**, 111—129.
- 张之立, 1984. 唐山地震破裂过程的三维分析. 地震学报, **6**, 22—28.
- 张之立、王成宝、方兴、阎虹, 1989. 唐山地震破裂过程的雁行断裂模式及理论和试验的模拟. 地震学报, **11**, 291—301.
- Butler, R., Stewart, G. S. and Kanamori, H., 1979. The July 27, 1976, Tangshan, China earthquake — A complex sequence of intraplate events. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **68**, 207—220.
- Chen, P. S., Nuttli, O. W., Ye, W. H. and Qin, J. Z., 1984. Estimates of short-period Q values and seismic moments from coda waves for earthquakes of the Beijing and Yunnan regions of China. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **74**, 1189—1207.
- Chen, P. S. and Chen, H. T., 1989. Scaling law and its applications to earthquake statistical relations. *Tectonophysics*, **166**, 53—72.
- McGarr, A., Green, R. W. E. and Spottiswoode, S. M., 1981. Strong ground motion of mine tremors: some implication for near-source motion parameters. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **71**, 295—319.
- Nabelek, J. and Chen, W. P., 1987. The Tangshan earthquake sequence and its implications for the evolution of the North China Basin. *J. Geophys. Res.*, **92**, B12, 12615—12628.
- Institute of Engineering Mechanics, State Seismological Bureau, 1989. *Report on Strong Earthquake Motion Records in China*, Vol. VI; Digital Near Source Accelerograms Recorded by the Instrumental Arrays in Tangshan, China, Part 1(1982.7—1984.12), 273pp. Seismological Press, Beijing.
- Shedlock, K. M., Baranowski, J., Xiao, W. W. and Hu, X. L., 1987. The Tangshan aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, **92**, 2791—2803.