

文章编号: 0253-3782(2000)03-0233-08

1995 年陡河地震前后小震震源参数 及其相互关系^{*}

张天中 马云生 黄蓉良 刘庆芳 刘元壮

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 在震源谱的多台多震尾波解法的基础上, 应用 Brune 震源模型, 求解 1995 年 10 月 6 日陡河 $M_L 5.9$ 地震前后在其周围发生的 48 次小地震的震源因子和震源波谱, 进而估算了地震矩、拐角频率和应力降, 并讨论了它们之间的相互关系和在陡河地震前后随时间的变化。结果表明: 小震震源因子表现出相当大的稳定性, 震源因子的峰值频率和随频率的变化形态都很相似。发现震前一年左右曾多次出现应力降较高的事件。需要指出的是, 考虑到应力降由地震矩和拐角频率计算得到以及地震矩和拐角频率的相关关系, 实际上, 这里的高应力降指的是拐角频率高于正常值的情形。

关键词 地震预测 震源波谱 震源参数 地震矩 拐角频率

中图分类号: P315.3 **文献标识码:** A

引言

地震预测的地震学方法有时被简称为“以震报震”, 即以较小地震的某些特征来预测一次较大地震的来临。目前最为广泛使用的是小地震的时空(强)分布特征, 即地震活动性方法。1995 年海城地震的预报是最成功的一次应用。此外, 通过小地震所揭示的震源介质地质在大地震前的可能变化也引起了人们的广泛注意。地震波频率特性在大地震前的变化早有报道。朱传镇等(1975)用选频测震仪对新疆西克尔地区的微震 P 波谱进行了观测和研究, 发现随着较强地震的临近, 微震波在 10~60 Hz 频率范围内的谱值增高。肖蔚文(1990)利用波初动半周期测定了地震的震源参数, 发现在卢龙地震前一年多时间里, 周围地区的应力降似乎偏低。“八五”期间, 在地震波预报方法研究中, 对地震波频谱特征的研究成为其中重要的一个方面。冯德益等(1994)研究了 CDSN 白家疃和余山台记录的 P 波和 S 波的频谱特征, 并以峰值频率等 7 个参数来探索其在较大地震前的变化, 发现这些参数在较大的地震前均有不同程度的变化, 且与波速比的变化大体同步。赵根模和杨港生(1994)通过分析余震的频率特征, 为早期判断地震序列类型提供了地震波方面的信息。

由于地震波通常携带有震源、介质和台站(仪器和局部场地条件)的信息, 一方面, 它成为我们了解震源、介质和台站特征的重要途径; 另一方面, 由于 3 个因素混杂在一起, 有

* 国家科技攻关项目(96-913)资助。中国地震局地球物理研究所论著 00AC1011。
1999-08-10 收到初稿, 1999-12-20 收到修改稿并决定采用。

时难以分离, 给我们认识各自的性质造成了困难. 特别是对于较小的地震, 其频率成分较高, 对于介质的小尺度不均匀性极为敏感, 更难于得到其震源的波谱等性质. 为得到震源的性质, 通常选择发生在几乎是同一地点的两次(或多次)地震在同一台站的记录进行比较, 此时认为两次地震的震源机制大体相同, 路径和场地的影响也是相同的. 否则, 由于震源辐射花样的影响, 传播路径和台站场地局部地形、地质条件的影响, 会给所得震源波谱带来较大的不确定性. 张天中等(1997)以尾波方法求取小地震的波谱比, 得到了比直达波方法离散程度较小的结果, 为减小震源机制(辐射花样)和传播路径的影响提供了一个可能的途径. 在笔者上述工作的基础上, 本研究进一步探索利用尾波波谱分析方法求取较小地震的震源参数及其相互关系, 并讨论了其在较大地震前的可能变化.

北京地区以唐山老震区发生地震较多. 但该区自 1991 年 7 月 27 日发生滦县 $M_L 5.0$ 地震后, 直至 1995 年 10 月 6 日陡河 $M_L 5.9$ 地震前, 一直没有 $M_L 5.0$ 以上地震发生. 本研究利用该期间发生的小震资料, 探索较大地震前小震的震源波谱及由此得到的震源参数的可能变化.

1 资料和方法

我们使用了华北台网陡河台和昌黎台所记录的 48 次小地震的资料. 这些地震发生在 1993~1996 年间, 震级范围为 $M_L 2.0 \sim 4.5$, 震中距小于 70 km, 测定的震源深度不大于 14 km. 陡河台有 35 条记录, 昌黎台有 18 条记录, 其中 5 次地震有两个台的记录资料可用. 台站和震中的分布见图 1, 各次地震的基本参数见表 1.

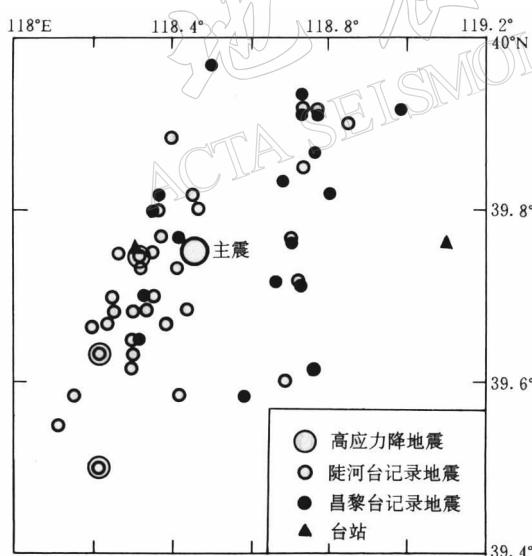


图 1 台站和震中分布图

当我们假定陡河台和昌黎台附近介质性质相同, 所记尾波具有相同的衰减形态 $C(f, t)$ 时, 台站 j ($j=1$ 和 2 分别代表陡河和昌黎台) 所记地震 i ($i=1, 2, \dots, 48$) 的尾波功率密度谱 $P_{ij}(f, t)$ 的经验公式为(Phillips, Aki, 1986)

$$\frac{1}{2} \lg P_{ij}(f, t) = \lg S_i(f) + \lg R_j(f) + \lg C(f, t) \quad (1)$$

其中, f 为选定频段的中心频率, t 为从发震时刻起算的时间, $S_i(f)$ 为各次地震的震源因子, $R_j(f)$ 为两个台站的场地因子, 又称场地放大倍数. 求得尾波功率密度谱, 便可拟合式(1)得到震源因子和场地因子的相对值. 因此, 求取尾波功率密度谱是这项工作的基础. 已知一个数字化

的地震记录 $y(t_n)$, 设 Δt 为采样间隔, 选定时间窗长 t_w , 频率窗长(频域长度) f_w , 则 $N = t_w / \Delta t$ 为时间域内的样本点数; 频率域分辨率 $\Delta f = 1/t_w$, 频率域样本点数 $M = f_w / \Delta f = f_w t_w$. 此时, 可得时刻 t_n 和频率 f_m 邻域内的平均功率密度谱(张天中等, 1997)

表1 地震基本参数和震源参数表

序号	日期 年-月-日	时间 时:分:秒	震级 M_L	地震矩 $/10^{13} \text{ N} \cdot \text{m}$	拐角频率 /Hz	应力降 $/10^5 \text{ Pa}$
1	1993-02-04	00:55:51.9	3.6	13.10	4.5	23.85
2	1993-04-25	18:44:17.6	2.8	1.85	5.3	5.63
3	1993-05-13	19:49:02.7	2.8	1.40	7.8	13.52
4	1993-07-09	19:28:35.8	3.0	2.82	5.8	11.23
5	1993-07-29	00:24:04.8	2.8	1.17	8.0	11.89
6	1993-08-09	01:28:53.5	2.6	1.02	6.5	5.66
7	1993-08-21	16:08:22.0	2.8	0.85	9.6	15.18
8	1993-09-27	15:44:18.6	4.5	33.51	3.2	21.03
9	1993-10-20	03:49:06.6	3.0	1.72	6.5	9.45
10	1993-11-02	19:33:47.3	2.8	1.39	8.6	17.98
11	1993-11-02	20:30:57.6	2.6	0.68	8.5	8.29
12	1993-11-19	23:44:06.9	2.7	0.45	9.9	8.86
13	1994-01-04	17:27:34.4	2.5	1.07	4.6	2.07
14	1994-01-21	11:53:10.8	2.6	0.42	11.1	11.69
15	1994-01-30	16:51:45.9	3.0	2.10	7.0	14.19
16	1994-02-14	09:25:23.5	2.6	0.56	8.8	7.64
17	1994-03-11	07:12:48.6	2.7	0.50	11.3	14.54
18	1994-03-11	09:51:18.7	2.1	0.22	13.4	10.54
19	1994-03-27	21:08:44.8	2.5	0.42	14.4	24.75
20	1994-04-18	09:05:21.9	2.6	0.54	12.6	21.54
21	1994-05-29	23:43:36.7	2.4	0.44	10.1	9.03
22	1994-08-06	05:07:49.5	2.8	1.59	6.3	8.11
23	1994-09-26	05:31:25.0	2.7	1.91	9.4	31.89
24	1994-10-02	03:08:17.9	3.6	5.04	5.5	16.47
25	1994-10-02	12:33:26.3	3.4	3.87	4.4	6.43
26	1995-01-25	01:26:51.2	2.4	0.35	12.6	13.85
27	1995-01-27	22:58:22.2	2.2	1.16	10.6	27.29
28	1995-02-22	19:53:01.8	3.9	13.57	3.0	7.63
29	1995-02-22	20:30:00.7	2.2	0.54	7.8	5.11
30	1995-02-23	02:41:50.1	3.4	2.41	3.9	2.95
31	1995-02-23	03:34:35.5	2.3	0.62	7.0	4.19
32	1995-02-23	05:58:24.4	2.0	0.38	8.9	5.35
33	1995-02-24	00:18:36.5	2.2	0.25	9.5	4.22
34	1995-02-24	08:57:47.3	2.2	0.60	7.9	5.96
35	1995-06-26	12:50:39.3	2.6	0.47	7.6	4.12
36	1995-10-03	14:57:16.9	2.9	1.57	5.2	4.54
37	1995-10-06	07:51:50.4	3.0	2.40	3.8	2.73
38	1995-11-22	01:25:49.5	3.2	4.98	3.4	3.79
39	1995-12-06	16:50:10.7	2.5	0.41	8.5	5.09
40	1996-03-08	06:41:00.4	2.7	0.95	7.5	8.08
41	1996-03-26	02:57:17.1	2.0	0.43	6.9	2.79
42	1996-03-26	17:33:24.6	2.3	0.33	7.1	2.38
43	1996-04-08	00:39:28.8	4.0	15.23	2.8	7.00
44	1996-04-09	18:10:12.6	3.3	2.17	6.5	11.86
45	1996-06-13	21:18:21.9	2.1	0.36	10.7	8.74
46	1996-06-21	12:09:47.9	2.6	1.99	3.3	1.41
47	1996-07-17	06:36:11.9	3.8	8.92	4.2	13.41
48	1996-08-26	23:06:15.0	2.7	1.42	9.1	21.51

$$P(f_m, t_n) = \frac{t_w}{2} \cdot \frac{1}{M} \sum_{m=0}^{M-1} \left| \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} y(t_n) \exp(-i2\pi f_m t_n) \right|^2 \quad (2)$$

对于一条地震记录, 本研究中规定: 发震时刻 $t=0$, 尾波起始于 2 倍 t_s (S 波走时), 终止于能量谱密度小于噪声能量谱密度 4 倍的前一个点, 并舍去 $t>150$ s 的数据。每条地震记录最初的 5.12 s 数据 (P 波到达前), 求谱作为背景噪声能量谱密度。本研究取 $t_w=5.12$ s, 并以 2.56 s 的步长滑动。选取 $0.5\sim1.0$ Hz, $0.75\sim1.50$ Hz, $1.0\sim2.0$ Hz, …, 等 11 个频段, 则其频率窗长 f_w 分别为 0.5, 0.75, 1.0, 1.5 Hz, …, 中心频率 f_m 分别为 0.75, 1.1, 1.5, 2.1, 3.0, 4.2, 6.0, 8.5, 12.0, 17.0 和 24.0 Hz。为减少矩形窗引起的高频畸变, 我们采用余弦矩形窗、时间窗两端各 5% 的数据与余弦函数相乘后作谱, 即可由式(2)求得平均功率密度谱 (马云生等, 1995)。为了保证以下的拟合计算结果有较高的精度, 仅当一条记录至少在前 10 个频段有 6 个或更多的时间点的尾波功率密度谱时, 该记录才被选用, 否则被舍去。在拟合时按其数据点数加权。

2 震源因子和震源波谱

本研究取 $C(f, t) = t^{-1} \exp(-\pi ft/Q)$ (Aki, 1969)。考虑到尾波 Q 值随时间窗而变 (张天中等, 1990), 取 $t<70$ s 时为 Q_1 , $70< t<150$ s 时为 Q_2 。首先假定陡河台各频率的场地因子均为 1, 即可由各条记录的尾波功率密度谱拟合式(1)得到各次地震的震源因子。利用上述资料和方法, 即可求得各次地震的震源因子。此外, 还能得到 Q_1 , Q_2 和昌黎台的场地因子等, 本研究在此不作讨论。

结果表明: 3 年内的小震震源因子表现出了相当的稳定性。大多数地震的震源因子的峰值出现在 1.5 Hz, 部分地震 (8 次) 的震源因子的峰值出现在 1.1 Hz, 只有个别地震 (2 次) 的震源因子的峰值出现在 2.1 Hz。各次地震的震源因子随频率的变化也很相似。

为了得到震源波谱, 我们采用了 Brune 的圆盘位错模型 (Brune, 1970), 也即震源波谱与频率之间的关系满足

$$\dot{M}(f) = \frac{M_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (3)$$

其中, M_0 为地震矩, f_c 为拐角频率。我们可仅假定该台 0.75 Hz 的场地因子 $R_1(f_1)$ 为 1, 而拟合求取其它各频率的场地因子 $R'_1(f_m)$ ($m=2, 3, \dots, 11$) 和震源因子 $S'_i(f_m)$ [此时 $S'_i(f_m)R'_1(f_m)$ 等于上一节中求得的 $S_i(f_m)$], 使震源因子 $S'_i(f_m)$ 的频率变化对上述模型符合最好。除了可以得到该台调整后的其它频率的场地因子和各次地震的震源因子以外, 还可得到各次地震的拐角频率 f_c 。

上述拟合, 仅能得到震源谱的形状。为得到震源谱的绝对值, 还需补充条件, 如确定某一地震的地震矩等。本研究利用孙勇等 (1991) 得到的北京地区地震矩与地方震级的关系式

$$\lg M_0 = 0.72 M_L + 18.66 \quad (4)$$

其中, M_0 的单位为 $10^{-7} \text{ N} \cdot \text{m}$ (下同)。假定所用的 48 次地震的地震矩的平均值满足式 (4), 其实质仍相当于规定了某一地震的地震矩, 从而可求得各次地震的震源谱的绝对值。式(4)的使用不影响各次地震地震矩的相对值, 也不表明这些地震的地震矩和地方震级之间满足该式。

3 震源参数及其相互关系

按 Brune 模型, 可由上述得到的拐角频率计算断层的等效半径 $r = 2.34v_s/2\pi f_c$. 其中, v_s 为 S 波速度, 取为 3.2 km/s. 进而可计算应力降 $\Delta\sigma = 7M_0/(16r^3)$. 所得各次地震的地震矩、拐角频率和应力降均列于表 1.

在一定的震级范围内, 我们假定地震矩 M_0 、拐角频率 f_c 和震级 M_L 之间存在半对数线性关系, 由表 1 中的数据, 可拟合得

$$\lg M_0 = (17.71 \pm 0.20) + (0.85 \pm 0.05)M_L \quad (5)$$

$$\lg f_c = (1.51 \pm 0.13) - (0.24 \pm 0.03)M_L \quad (6)$$

由式(5)、(6)和 $\Delta\sigma \propto M_0 f_c^3$ 可得

$$\lg f_c = (6.87 \pm 0.11) - (0.30 \pm 0.03)\lg M_0 \quad (7)$$

$$\lg \Delta\sigma = (0.55 \pm 0.31) + (0.13 \pm 0.08)M_L \quad (8)$$

所有数据以及拟合公式(5)、(6)、(7)和(8)所得的直线分别绘于图 2 中.

从图 2d 中可见, 在本文讨论的震级范围内, 应力降几乎与震级无关. 这一结果与 Boatwright(1991)的结果是相同的. 他得到在 $M_0 = 10^{12} \sim 10^{14}$ N \cdot m 的范围内, 应力降几乎不变. 式(8)中两者之间的相关系数仅为 0.23, 该值已经在 10% 的显著水平上使其有重要的临界值(中山大学数学力学系, 1981).

本研究得到的地震矩大体上随拐角频率的 3~4 次方而变化. 我们单独使用昌黎台的资料时, 曾得到地震矩大体上随拐角频率的 5 次方而变化(张天中等, 1998). 多台法与单台法的差异以及震源模型的不同, 可能是造成这种差异的重要原因. 但本研究的结果与 Nuttli(Aki, 1983)的结果比较接近. 他发现标定律在板内地震与板间地震之间有着明显的差别. 对板内地震来说, 地震矩随拐角频率的 4 次方而变化.

事实上, 如果我们把式(7)中 $\lg M_0$ 前的系数以 b 来表示, 当 $b = -\frac{1}{3}$ 时, 此时为 Aki(1972)假设的模型, 即应力降为常数, 与震级无关. 拐角频率与断层长度成反比, 而地震矩与断层长度的 3 次方成正比; 当 $b \neq -\frac{1}{3}$, 且地震矩与拐角频率没有较大地偏离上述关系式(7)时, 应力降的变化恰恰表示了震级的变化. 当 $b > -\frac{1}{3}$ 时, 应力降随震级的增大而升高. 但式(5)和(6)仅为满足一定精度的统计关系, 在实际的资料处理中, 拐角频率的估

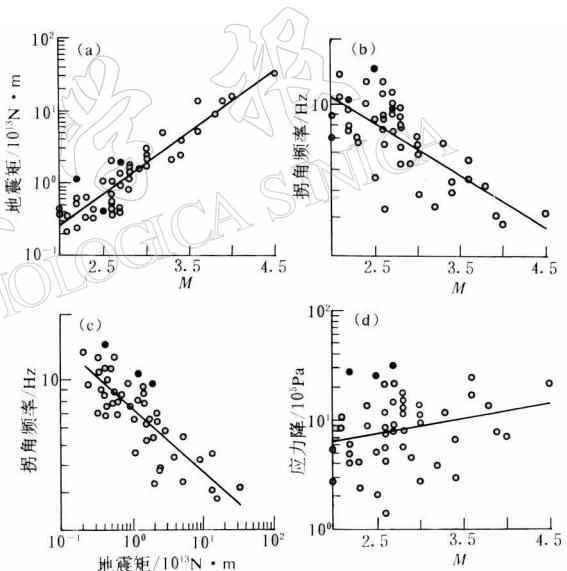


图 2 震源参数与地震大小的关系

(a) 地震矩与地方震级的关系; (b) 拐角频率与地方震级的关系; (c) 拐角频率与地震矩的关系; (d) 应力降与地方震级的关系

计通常有较大的误差,而计算的应力降正比于拐角频率的3次方,拐角频率的误差会极大地影响应力降,从而使应力降和震级(或地震矩)的这种关系常会被误差所掩盖,因而使它们的相关性很差.特别是在 b 接近于 $-1/3$ 时更是如此.

4 震源参数在较大地震前的可能变化

对于一次地震的远场位移谱,在最简单的情况下,可用3个基本量来描述,即零频谱幅、拐角频率和高频衰减率(笠原庆一,1981).冯德益等(1994)曾提出7个频谱特征参量.其中零频谱值、拐角频率和高频段斜率即为上述基本量,而其它参量可由这3个基本量导出.如最大频率可由拐角频率和高频段斜率求得.震源波谱的频率成分的变化可由拐角频率的变化来反映.图3a中给出了本研究时期内拐角频率的变化,其中竖线位置表示陡河地震发生的时间.在该地震发生前有多次地震的拐角频率较大地高于平均值,而主震前后拐角频率则偏低.但计及拐角频率与震级(或地震矩)之间的相关性,在检测拐角频率的变化时,需扣除地震大小的影响,应检测拐角频率是否严重偏离与震级(或地震矩)之间的正常关系而超出一般的变化范围.从图2b和表1可知,偏离最大(拐角频率最低)的点对应1996年6月21日地震,发生在陡河地震后,难以说明其前兆意义.从统计意义上讲,震前拐角频率变大(小)仅表示了震前有较小(大)的地震发生.由于本研究选用地震是依据有满足需要的尾波记录,未包括所有一定大小的地震.故即使这是一项可能的前兆,也需由另外的研究来证实.

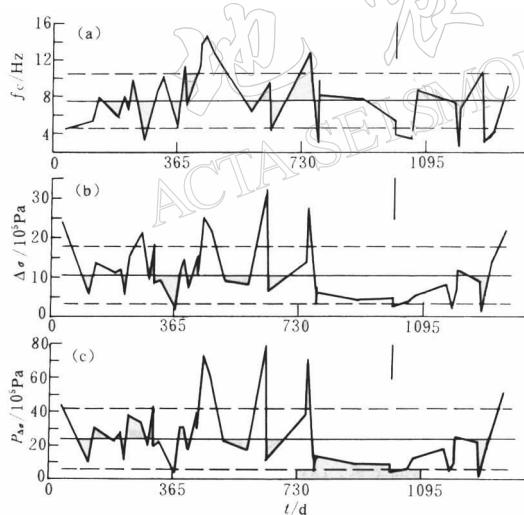


图3 震源参数的时间变化

(a) 拐角频率随时间变化; (b) 应力降随时间变化; (c) 应力降参数随时间变化

生,而总体上应力降偏低.这与我们的结果很相似.值得注意的是,这样的比较应在应力降与地震大小无关的范围内进行,否则还应考虑地震大小的影响.Rautian等(1978)曾以 $\lg \Delta\sigma - \lg M_0$ 作为应力降进行过讨论.实际上他讨论的是拐角频率的变化,而拐角频率仍与

应力降在较大地震前的变化也有报道(Rautian *et al.*, 1978;肖蔚文, 1990).图3b中给出了应力降的时间变化.可以看出,在陡河地震发生前约一年左右曾发生多次高应力降事件,最大的3次以较大圆圈表示在图1中,其中最大的一次就发生在主震附近.这3次地震以实心圆表示在图2中.从图2c中可以看到,这3次地震的拐角频率虽并非最高的几次,但以本研究所求的地震矩表示地震大小时,与同样大小的地震相比,这3次地震的震源波谱的拐角频率较高,也即高频成分较丰富,故其震源尺度较小.而从1995年2月起,应力降较低这一状态一直持续到陡河地震后两个月才有所上升,但大多仍在方差范围内.肖蔚文(1990)发现,1982年卢龙地震前一年多时间内即有高应力降事件发生.

地震大小有关。根据上一节的讨论,我们认为可用 $P_{\Delta\sigma} = M_0 f_c^{-1/b}$ 作为应力降参数进行比较,这是一个与地震大小无关的量。从图象上看,也就是在 M_0 - f_c 图上发现较大地高于拟合直线的点。当 $1/b=3$ 时,即为通常的应力降。本研究中, $-1/b=3.4$, 已很接近 3。该参数的变化绘于图 3c 中,与应力降的变化相似。

5 结论

(1) 应用尾波多台多震方法,得到在所研究的时空强范围内各次地震的震源因子(震源波谱)的峰值频率和随频率的变化形态都很相似,表现出相当的稳定性。

(2) 应用 Brune 震源模型,求得各次地震的地震矩、拐角频率和应力降等震源参数。地震矩、拐角频率与震级有着较好的半对数线性关系,而应力降与震级的相关性很弱。它们之间的相关关系取决于 $\lg M_0$, $\lg f_c$ 和 M_L 的线性关系的斜率。将频率成分(拐角频率)和应力降作为一种地震前兆时,应对上述相关性给予充分考虑。一个与地震大小无关的应力降参数,也许更适合于发现真正的异常。

(3) 1995 年陡河地震前约 1 年左右曾发生多次应力降较高的事件,与地震矩相同的其它地震相比,这些地震波的拐角频率较高,高频成分较为丰富,表明震源尺度较小。

本研究得到杨建思、王凤霞和朱碧辉等同志的大力支持,他们提供了十分宝贵的资料;研究过程中,曾与许忠淮、王培德研究员进行过多次有益的讨论。在此一并致谢。

参 考 文 献

- 冯德益, 吴国有, 陈化然, 等. 1994. 地震波动力学特征变化指标在短期地震预报中的应用[J]. 地震, (1): 12~22
- 马云生, 张天中, 张焕生. 1995. 北京及其周围地区尾波 Q 值分布特征的研究[J]. 地震学报, 17(4): 448~458
- 孙勇, 郑斯华, 梅世蓉. 1991. 唐山余震震源参数和衰减的联合反演[J]. 地震学报, 13(4): 430~441
- 肖蔚文. 1990. 1982 年卢龙地震前后的小震震源参数[J]. 地震学报, 12(1): 1~11
- 张天中, 高龙生, 张卫平. 1990. 滇西试验场区的 Q 值及其随时间窗的变化[J]. 地震学报, 12(1): 12~21
- 张天中, 马云生, 张焕生, 等. 1997. 震源谱的多台多震尾波解法[J]. 地球物理学报, 40(5): 702~709
- 张天中, 马云生, 黄蓉良. 1998. 震源、衰减和场地因子的单台尾波解法[J]. 地震学报, 20(2): 137~143
- 赵根模, 杨港生. 1994 地震序列中的高频与低频地震及其在序列类型判断中的应用[J]. 地震学报, 16(增刊): 47~55
- 中山大学数学力学系. 1981. 概率论和数理统计(下册)[M]. 北京: 人民教育出版社, 397~398
- 朱传镇, 石汝斌, 罗胜利. 1975. 新疆西克尔地区微震波谱的初步研究[J]. 地球物理学报, 18(4): 256~268
- 笠原康一著. 1981; 赵仲和, 裴申, 蒋乃芳, 等译. 1984. 地震力学[M]. 北京: 地震出版社, 87~135
- Aki K. 1969. Analysis of seismic coda of local earthquakes as scattered waves[J]. *J Geophys Res*, 74: 615~631
- Aki K. 1972. Scaling law of earthquake source time-function[J]. *Geophys J R astr Soc*, 31: 3~25
- Aki K. 1983. Strong-motion seismology. In: Kanamori H, Boschi E eds. *Earthquake: Observation, Theory and Interpretation*, 1[M]. Amsterdam: North Holland Publishing Company, 223~250
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes[J]. *J Geophys Res*, 75: 4 997~5 009
- Boatwright J, Fletcher J B, Fumal T E. 1991. A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 81: 1 754~1 782
- Chouet B, Aki K, Tsujiura M. 1978. Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 68: 49~79
- Phillips W S, Aki K. 1986. Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California[J]. *Bull Seism Soc Amer*, 76: 1 250~1 268

Soc Amer, **76**: 627~648

Rautian T G, Khaltumin V I, Martinov V G, *et al.* 1978. Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tadjikistan region[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **68**: 949~971

THE FOCUS PARAMETERS AND THEIR CORRELATION FROM SMALL EARTHQUAKES BEFORE AND AFTER THE 1995 DOUHE EARTHQUAKE

Zhang Tianzhong Ma Yunsheng Huang Rongliang Liu Qingfang Liu Yuanzhuang

(*Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China*)

Abstract Based on seismic source spectrum solution by multi-station and multi-event coda method, applying Brune seismic source model, we have got the source factors and spectra of 48 small earthquakes occurred before and after the Douhe earthquake of October 6 in 1995. The seismic moments, corner frequencies and stress drops are estimated from the spectra, and their correlation and variation with time before and after the Douhe earthquake are discussed. The results indicate that the source factors show good stability, their peak frequencies and variation with frequency appear quite similar. Some events with higher stress drops occurred about one year before the Douhe earthquake. Taking into account that the stress drop is calculated from seismic moment and frequency, as well as the correlation between them, we emphasize that the higher stress drop mentioned here just implies the higher corner frequency than the normal value.

Key words earthquake prediction seismic source spectrum focus parameters