

1995 年 7 月 20 日怀来盆地 M_L 4.1 地震 序列震源参数的精确测定*

许向彤 陈运泰 王培德

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 1995 年 7 月 20 日在北京西北的怀来盆地发生了一次 M_L 4.1 地震, 这次地震震中位于 $40.326^\circ\text{N}, 115.448^\circ\text{E}$, 震源深度 5.5 km. 在此主震之后该地区微震活动变得十分活跃, 中-欧合作怀来数字地震台网记录并精确定位了这一地震序列. 以 8 次余震的记录作为经验格林函数提取了 M_L 4.1 地震的震源时间函数, 并通过叠加得到了信噪比较高的平均结果. 结果表明, 这次 M_L 4.1 地震由一强一弱两次事件组成. 各个台站的震源时间函数显示出明显的“地震多普勒效应”. 用试错法得到了 M_L 4.1 地震的第一次事件的破裂长度为 0.44 km, 破裂速度为 4.0 km/s; 第二次事件破裂长度为 0.25 km, 破裂速度 3.0 km/s. 两次事件的破裂传播方向与破裂面走向的夹角(逆时针为正)分别为 140° 和 90° , 两次事件相距 0.57 km, 第二次破裂发生于第一次破裂开始之后 0.09 s. 用单个经验格林函数提取了怀来盆地 M_L 4.1 地震序列中另外 13 次 $M_L \geq 2.1$ 地震的震源时间函数. 结果表明, 这些小震均由单次事件组成, 震源时间函数宽度为 0.05~0.16 s. 用远场地动位移频谱测量法得到了 $0.9 \leq M_L \leq 4.1$ 的 25 次地震的地震矩、应力降和破裂半径. 地震矩和应力降都呈现出随震级而单调递增的规律性变化. 在 $0.9 \leq M_L \leq 2.4$ 范围内, 求得的破裂半径与震级没有显示出明显的相关性, 可以认为, 在这样小的震级范围内用本文所用资料已无法准确分辨小震的破裂尺度.

关键词 经验格林函数 怀来盆地 破裂过程 震源时间函数

中图分类号: P315.3

文献标识码: A

引言

20 世纪 70 年代后期以来, 全球数字化地震台网建设迅速发展, 为全球较大地震提供了高质量的数字化记录, 利用这些资料进行的数字地震学研究取得了很大进步. 相对于大地震, 中小地震的发震频度要高得多, 且中小地震的发生与小范围内区域地质构造、区域构造应力场紧密相关. 小震是在区域构造应力场的驱动下发生的, 小震的震源机制可以反映小范围内地壳构造应力场的状况. 一次大震发生的前后, 往往伴随有作为前震和余震的很多小震, 这些小震的震源机制的变化可以反映出主震发震前后震源区构造应力场的变化, 为研究震源处的力学机制提供更为丰富的信息. 但由于小震震级小, 无法被距震中远的地震台站记录到. 小孔径数字地震台网可以“捕捉”到其控制范围之内的中小地震, 为区

* 国家重点基础研究项目《大陆强震机理与预测》资助. 中国地震局地球物理研究所论著 01AC1009.
2000-12-07 收到初稿, 2001-04-09 收到修改稿并决定采用.

域地震学和防震减灾提供丰富的资料。

为了加强北京西北怀来盆地的地震监测,发挥小孔径数字地震台网在地震监测和地震学研究中的作用,中国地震局地球物理研究所和英国地质调查局的地震学家合作,在怀来盆地建立了一个小孔径、三分向地震台网(王培德等,1995;Chen,1996).该台网已于1995年4月正式运行。

怀来盆地位于北京西北约120 km处,是晋北拉张带的组成部分.怀来盆地地质构造复杂,分布有多条断裂,是首都圈地震活动水平较高的几个地区之一.怀来盆地历史上发生的6级以上地震有:公元294年6级地震、1337年6.5级地震、1484年 $6\frac{3}{4}$ 级地震和1720年 $6\frac{1}{2}$ 级地震(谢毓寿,蔡美彪,1987).根据中国地震局地球物理研究所北京地震遥测台网的测定可知,发生在怀来盆地及其周围地区($114^{\circ}30'\sim 116^{\circ}00'E$, $40^{\circ}30'\sim 41^{\circ}00'N$)震级大于等于2.0级的地震每年约有15~20次,震级大于等于4.0级的地震大约1~2年发生一次.80年代以来中国地震局一直将怀来盆地列为重点监测地区,在怀来盆地及其周围地区进行过大规模地质构造调查(冉勇康等,1991a, b, c).

1995年7月20日怀来盆地发生了一次 $M_L4.1$ 地震,随后发生了一系列微震(图1),这一地震序列一直持续到1996年12月.怀来盆地小孔径数字地震台网(HDSN)记录到了这一地震序列,并做了精确定位.怀来盆地数字地震台网定位精度高于目前国内其它区域台网的定位精度,在台网控制范围内震源水平位置定位的均方差小于0.3 km,震源深度的

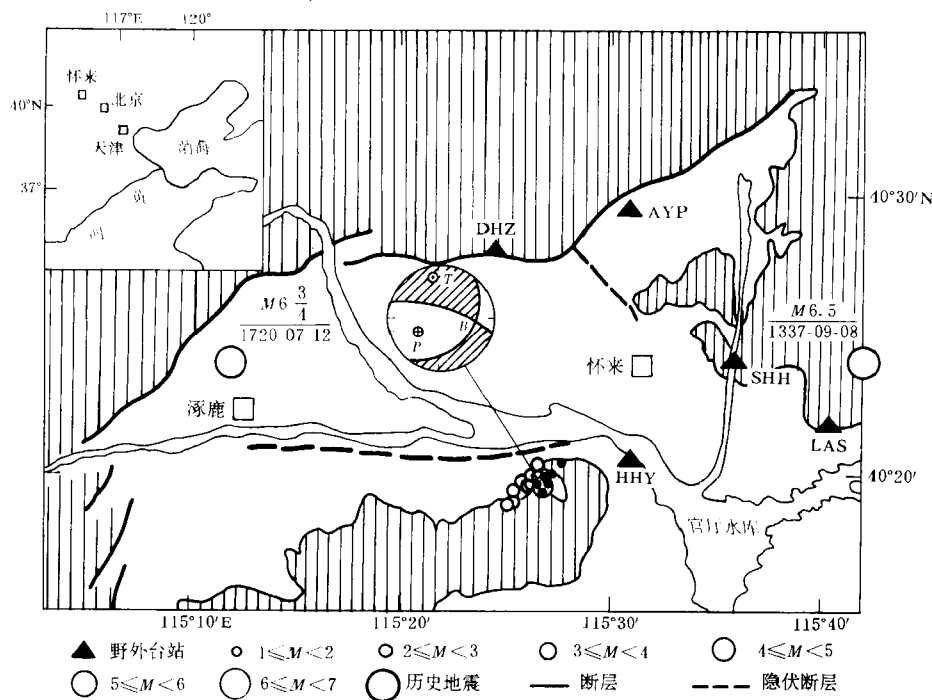


图1 怀来数字地震台网、本文研究的1995~1996年怀来盆地地震序列中14次较大地震(空心圆)和 $M_L4.1$ 主震的8个经验格林函数(实心圆)分布图.图中还表示了该地区历史地震震中及 $M_L4.1$ 地震的震源机制解的等面积下半球投影(据许向彤等,1997)

均方差小于 0.5 km(王培德等, 1995; Chen, 1996). 震源分布三维成像显示, $M_L4.1$ 地震序列主要分布在盆地南缘和北缘两个共轭断层上. 盆地南缘地震分布的走向为北东, 长约 7.5 km, 倾向东南, 大部分地震深度为 4~7 km, $M_L4.1$ 地震就发生在盆地南缘; 盆地北缘地震分布在走向北北西、近乎直立的平面上, 大部分地震深度为 3~9 km. 两条共轭断层延长线的交汇处为怀来县城, 这里地震活动平静, 显示出断层闭锁区的特征. 根据震源线性尺度与震级的经验关系, 这一闭锁区长度相当于 $M_L6.0$ 地震的震源长度, 倘若该闭锁区一旦发生破裂, 则会产生上限为 $M_L6.0$ 地震(Chen *et al.*, 1997; 陈运泰等, 1998a, b; 王培德等, 1997).

总体上看, 怀来盆地 $M_L4.1$ 地震序列的震源深度较浅, 主要集中在 3~9 km, 深度最大不超过 25 km(许向彤等, 1997). 对怀来地区进行的深地震反射剖面测量结果显示, 该地区上地壳厚 25~26 km, 下地壳厚 14~15 km(张先康等, 1998, 1996). 怀来盆地 $M_L4.1$ 地震序列均发生在相对脆性的上地壳内.

怀来盆地地震序列主震为 $M_L4.1$, 最大余震的震级为 $M_L3.1$, 其余地震均小于 3.0 级, 记录并定位的最小地震震级为 $M_L0.0$ ^{①②}. 虽然大部分地震震级较小, 但由于震源深度较浅, 多次地震在震中区可被感觉到. $M_L4.1$ 地震震中最大烈度为 VI 度, 最大烈度区长轴走向为北东向的椭圆形, 最大烈度区的走向与盆地南缘地震分布走向一致(刁桂苓等, 1999).

许向彤等(1997)用 P 波初动数据得到的怀来盆地 $M_L4.1$ 地震的震源机制断层面解为有正断层分量的倾滑断层, 并根据余震分布确认北东向节面为断层面; 主压应力轴走向 236°, 倾角 48°, 与华北地区的构造应力场一致(许忠淮等, 1979, 1983; 杨理华, 李钦祖, 1980). 刁桂苓等(1999)根据怀来数字地震台网的资料, 用振幅比方法计算得到怀来盆地 $M_L4.1$ 地震序列中 54 次地震的震源机制解, $M_L4.1$ 地震的震源机制与 P 波初动解非常接近. 其余地震的震源机制具有多样性, 有些小震的错动方向可能与主震错动方向相反. 因此, 这次 $M_L4.1$ 地震是在与华北地区的构造应力场相同的怀来盆地北东东-南西西向挤压、北北西-南南东向拉张的构造应力下发生的. 主震发生后震源区应力调整和局部地区应力起伏是导致小震震源机制多样性的原因.

在怀来 $M_L4.1$ 地震序列中已发现存在横波分裂现象(布思, 王培德, 1997), 由横波分裂可以计算得到这一地区的主压应力方向为北东 60°. 这一结果与华北地区的构造应力场的主压应力方向一致.

Q 值和 b 值的变化往往是大震发生的前兆. 马云生等(1997)计算了怀来盆地 1995~1996 年尾波 Q 值, 发现在这一年多时间内怀来地震序列尾波 Q 值变化缓慢. 同时间段内, 怀来地区地震活动的 b 值为 0.82(许向彤等, 1997). 在华北地区这一数值不是大震即将来临的危险信号(高文学, 马瑾, 1993). 怀来盆地的 Q_{SH} 较小, 在 140~360 之间, 震源区的 Q_{SH} 值最小(Chen *et al.*, 1997; 陈运泰等, 1998a, b; 于湘伟等, 1997). 表明怀来盆地地壳浅层介质较“疏松”.

① 田玉红, 李春来, 王培德. 1996. 中-欧合作怀来数字地震台网地震观测报告(1995 年 7~12 月). 国家地震局地球物理研究所, 125.

② 李春来, 田玉红, 王培德. 1996. 中-欧合作怀来数字地震台网地震观测报告(1996 年 1~8 月). 国家地震局地球物理研究所, 121.

小孔径数字地震台网的近震源记录中高频成分较丰富,含有丰富的震源信息.许向彤等(1998, 1999)用经验格林函数方法,反演了怀来盆地 $M_L 4.1$ 地震的震源时间过程和破裂传播方向、破裂长度和速度等参数.于湘伟等(1997)对怀来 $M_L 4.1$ 地震序列的震源谱进行分析后得到,怀来盆地地震 SH 波震源谱标度关系可以用布龙模型表示(Brune, 1970, 1971),其高频趋势按频率的负二次方变化;并用远场地动位移法计算了怀来 $M_L 4.1$ 地震序列中 $1.0 \leq M_L \leq 3.4$ 范围内地震的应力降、地震矩和破裂半径等参数.本研究用多个经验格林函数反演 $M_L 4.1$ 地震的震源时间过程,然后叠加求平均以得到信噪比较高的结果,并用经验格林函数方法反演该地震序列中另外 13 次 $M_L \geq 2.1$ 地震的震源时间过程,用远场地动位移方法计算了 25 次 $0.9 \leq M_L \leq 4.1$ 地震的震源参数.这些研究成果增进了我们对怀来 $M_L 4.1$ 地震序列震源破裂过程的了解,并可为怀来盆地防震减灾工作提供参考.

1 方法

1.1 经验格林函数方法

为提取一次地震的震源时间函数,选取一次较小地震作为经验格林函数(Mueller, 1985).小地震的远场震源时间函数可近似认为是狄拉克 δ -函数,而大震的震源时间过程较长,将大震的数字地震波形数据与经验格林函数直接反褶积,就可得到大震的远场震源时间函数.这一方法要求大震与小震的震源位置一样,这样两次地震的传播路径是一样的,从而在反褶积时完全消除介质传播效应,同时仪器响应和场地效应也都能消除.这一方法还要求两次地震的震源机制一致,且震级差别不宜过大.经验格林函数方法对传播介质不做任何假设.

本研究选用各个台站长度约为 0.3~0.6 s 的垂直向直达 P 波进行反演,而不使用包括续至震相在内的整个波列.

时间域中的反褶积等效于频率域中的除法,我们将主震和经验格林函数的直达 P 波的频谱在频率域中相除,然后做反富立叶变换得到时间域的主震震源时间函数.

我们选用了 8 次 $0.9 \leq M_L \leq 2.0$ 的地震做经验格林函数,分别提取了 $M_L 4.1$ 主震的震源时间函数,然后将它们归一化后叠加,求得平均结果.由于经验格林函数与主震在震源位置和机制上的偏差,在反演结果中引进的噪声,在叠加平均后大为消弱,从而突出了反映地震震源信息的真实信号.

1.2 根据“地震多普勒效应”反演震源参数

当破裂沿某一特定方向传播时,在不同方位角观测得到的震源时间函数宽度 Δt 可表示为

$$\Delta t = \frac{L}{V} - \frac{L \cos \theta}{c} \quad (1)$$

式中, L 为破裂长度, V 为破裂传播速度, c 为地震波传播速度.由于我们用 P 波进行反演,所以此处 c 采用震源所在处深度 5.5 km 处的 P 波速度 α , 即 $\alpha = 6.1$ km/s (张先康等, 1998), θ 为破裂传播方向与观测点的夹角.

许向彤等(1997)用 P 波初动数据计算了 1995 年 7 月 20 日 $M_L 4.1$ 地震的断层面解(表 3),并根据余震分布确认走向 37° 、倾角 40° 的节面为断层面.定义破裂面上破裂传播方向与破裂面走向的夹角为 γ ,从破裂面走向算起,逆时针为正.定义震源至台站的出射方向

与传播方向的夹角为 θ . 我们在 $0^\circ \leq \gamma < 360^\circ$ 范围内以 10° 为步长计算了 γ 取不同值时各台站与假定的破裂传播方向的夹角 θ , 对 Δt 和 $\cos\theta$ 进行线性回归统计, 以方差最小的 γ 为破裂传播方向.

1.3 远场地动位移频谱测量法

通过测量远场地动位移频谱的零频极限 $\hat{\Omega}(0)$ 和拐角频率 ω_c , 可以计算得到地震矩、破裂半径和应力降等震源参数. 地震矩张量与远场地动位移频谱的零频极限 $\hat{\Omega}(0)$ 成正比 (Aki, Richards, 1980), 将实际记录到的地动位移谱扣除表面因子后才能得到入射波的位移谱. 本研究所使用的资料为怀来数字地震台网记录到的集中在怀来盆地南缘的地震的 Z 分量直达 P 波, 这些地震的直达 P 波在 5 个野外台站的入射角为 $30^\circ \sim 35^\circ$, 估算了这一入射角范围内自由表面 Z 分向 P 波振幅约为入射 P 波振幅的 1.6 倍 (Ewing *et al.*, 1957), 所以, 将 Z 分向 P 波频谱除以因子 1.6 才能得到入射 P 波的频谱. 标量地震矩 M_0 可表示为

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 R \hat{\Omega}(0)}{1.6 < \mathcal{R}_{\theta\phi}^2 >^{1/2}} \quad (2)$$

其中, ρ 是介质的密度; c 是体波传播的速度, 本研究使用 P 波计算, 所以这里 c 即为 P 波速度 α ; R 是震源距, $\mathcal{R}_{\theta\phi}$ 是 P 波的辐射图型因子. P 波辐射图型因子在震源球面上的均方根为 $\sqrt{4/15}$ (Aki, Richards, 1980).

拐角频率 $\omega_c = 2\pi f_c$ 受到破裂尺度、破裂速度和破裂方式的影响 (Sato, Hirasawa, 1973). 由拐角频率 ω_c 可计算得到破裂半径 a

$$a = \frac{C_p \alpha}{\omega_c} \quad (3)$$

式中, C_p 是破裂速度的函数. 当 $V/\beta = 0.5 \sim 0.9$ 时, $C_p = 1.11 \sim 1.53$; V 是破裂速度, β 是横波速度. 在以下计算中, 设 $V/\beta = 0.9$, 即取 $C_p = 1.53$.

对于圆盘形破裂面, 其应力降 $\Delta\sigma$ 可以由地震矩 M_0 和破裂半径 a 计算得到

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16a^3} \quad (4)$$

2 数据

怀来盆地位于北京西北约 120 km 处, 地震活动较为频繁. 1995 年 7 月 20 日怀来盆地发生了 $M_L 4.1$ 地震, 震中位于 40.326°N 、 115.448°E , 震源深度 5.5 km, 随后又发生了一系列小震活动 (图 1). 由中英双方地震学家于 1995 年共同建成的怀来盆地小孔径数字地震台网记录到了这一地震序列, 并做了精确定位 (王培德等, 1995; Chen, 1996). 怀来数字地震台网由 5 个三分向的野外台站组成, 采样率为 75 sps, 仪器响应是速度型 (图 2), 其主要特征是一个拐

角频率约为 1.0 Hz 的高通滤波器. 仪器中还包括一个拐角频率为 30 Hz 的低通滤波器, 不过在图 2 中没有画出来. 30 Hz 以上的高频成分主要是仪器噪声, 在实际地震记录中只占

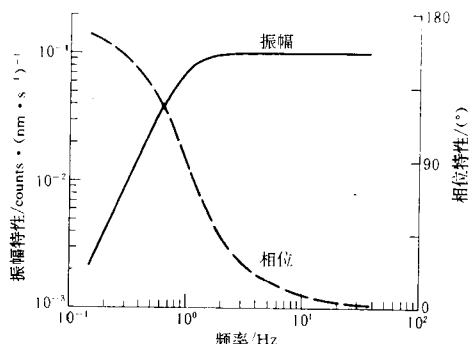


图 2 怀来数字地震台网地震仪对地动速度响应的频率特性

很小的比重, 对所记录的地震波形影响非常小.

由于地球传播介质的非弹性, 地震波的高频部分衰减很快. 在频率域做除法时, 分母高频部分很小的值导致商很大, 造成结果不稳定. 本研究使用的作为经验格林函数的大多数小震的 P 波频谱的拐角频率 ≤ 15 Hz, 所以, 在频率域中使用了拐角频率为 15 Hz 的低通滤波器以消除高频噪声的干扰(图 3). 图 3a 为在频率域使用的滤波器, 并且作为例子给出了 $M_L 4.1$ 地震及其经验格林函数的 Z 分向 P 波记录的频谱 R ; 图 3b 为滤波器在时间域相对应的脉冲. 考虑到地震仪和低通滤波器的共同效应, 所使用资料的有效频率范围为 1.0 ~ 15.0 Hz, 所用的绝大部分小地震的拐角频率小于 15.0 Hz.

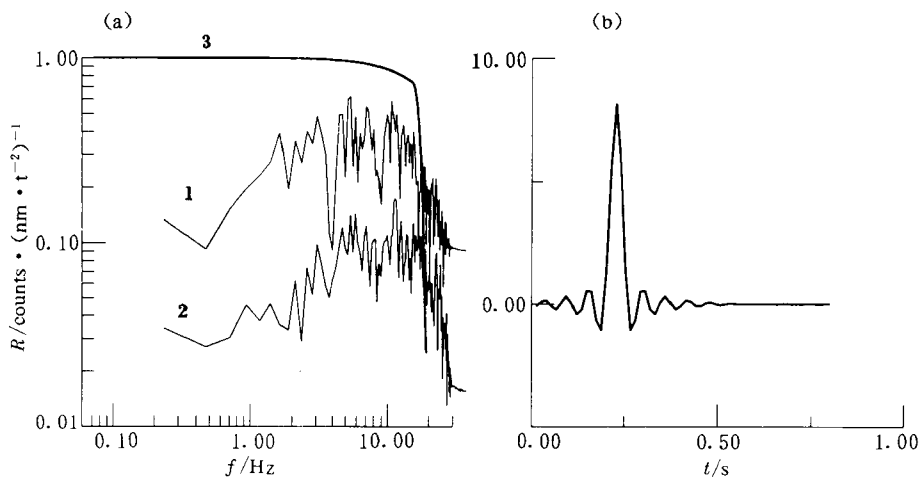


图 3(a) 用经验格林函数方法反演震源时间函数时在频率域使用的滤波器. 1. 频率域中的滤波器, 2. $M_L 4.1$ 地震 Z 分向 P 波记录的频谱, 3. $M_L 4.1$ 地震的经验格林函数的 Z 分向 P 波记录的频谱; (b) 滤波器在时间域相对应的脉冲

我们挑选出怀来地震序列中 $M_L \geq 2.1$ 的地震, 只要能够找到合适的经验格林函数就选出用来反演其震源过程. 共挑选了 14 次地震(表 1)和相应的经验格林函数. 对于 $M_L 4.1$ 地震, 我们用了震源位置和震源机制都与其相近的 8 次小震做经验格林函数, 分别反演了主震的震源时间过程(图 4b), 并将所得结果按震源时间函数曲线下的面积归一, 最后求出平均的震源时间函数(图 4a).

在反演表 1 中各次主震的震源时间函数时, 本研究均使用各台站垂直向直达 P 波的速度型原始记录. 其长度约为 0.3 ~ 0.6 s, 反演 $M_L 4.1$ 主震的时间过程使用的波列长度最长. 本文所研究的 14 次地震中的 13 次是 $2.1 \leq M_L \leq 3.1$ 的小震, 反演得到的震源时间函数宽度为 0.05 ~ 0.16 s(图 6, 表 2). 在反演每一次地震的震源过程时, 我们确保用以反演这些震源时间函数 P 波数据长度至少是相应的震源时间函数长度的两倍. 所以, 本研究使用的波形数据的长度足以用来反演欲求的震源时间函数.

在选取经验格林函数时, 我们遵循了经验格林函数与主震的震源位置和震源机制接近, 并且震级小于 1.0 级以上的原则. 为保证两者的震源机制是相近的, 首先考虑选作为经验格林函数的小震在怀来数字地震台网 5 个台站的 P 波初动应与主震一致; 进而要求两者在各个台站的波形相似. 在实际计算中我们注意到, 有时用满足上述两个条件的小震作

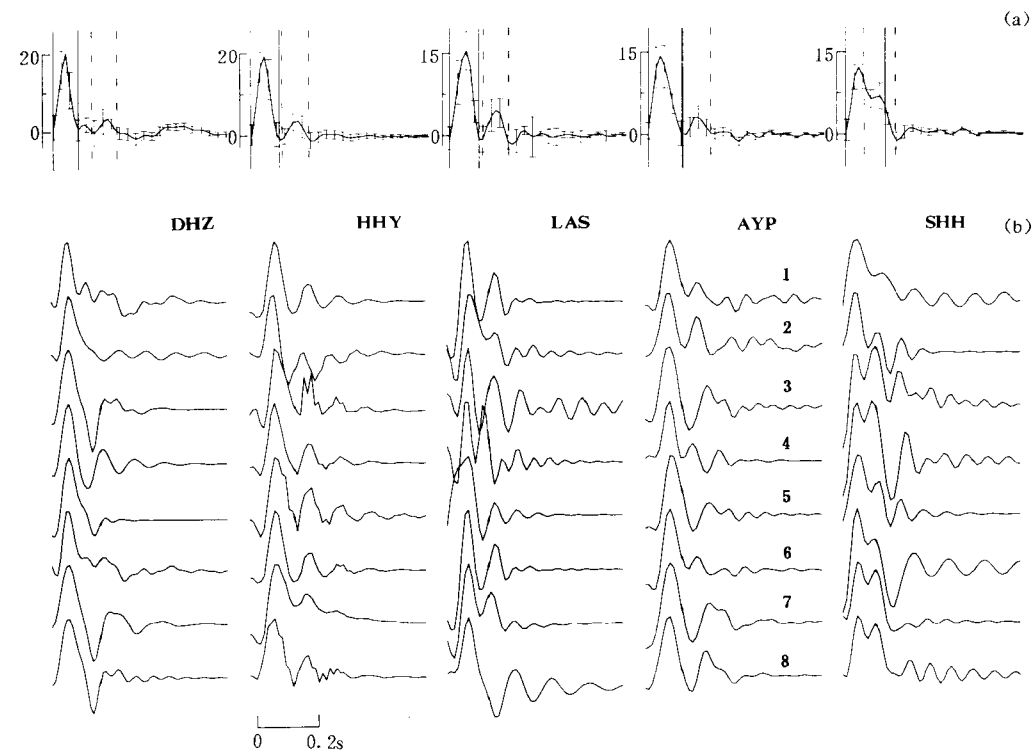


图 4(a) $M_L4.1$ 主震震源时间函数的平均结果. 误差为均方根值. 实线表示第一次事件, 虚线表示第二次事件; (b) 用 8 个经验格林函数分别反演得到的 $M_L4.1$ 主震震源时间函数

表 1 所研究的地震(Eq)和用做经验格林函数(EGF)的小震的震源参数

Eq							EGF						
编号	年-月-日	时:分:秒	φ_N /(°)	λ_E /(°)	深度 /km	M_L	年-月-日	时:分:秒	φ_N /(°)	λ_E /(°)	深度 /km	M_L	
1	1995-07-20	12:51:24.0	40.326	115.448	5.5	4.1	1995-07-20	14:49:09.7	40.323	115.447	5.1	2.0	
							1995-07-21	09:12:04.4	40.340	115.462	5.1	1.6	
							1995-08-19	06:33:48.3	40.333	115.453	5.1	1.6	
							1995-08-02	20:39:57.2	40.327	115.443	5.1	1.5	
							1995-12-01	19:07:07.6	40.328	115.451	5.3	1.8	
							1995-07-21	09:20:17.3	40.327	115.450	5.7	1.7	
							1995-08-29	07:18:47.8	40.332	115.449	5.7	0.9	
							1996-04-29	20:59:28.7	40.328	115.451	7.1	1.6	
2	1995-07-20	12:57:59.9	40.329	115.445	6.1	3.1	1995-07-20	14:49:09.7	40.323	115.447	5.1	2.0	
3	1995-07-20	13:26:23.3	40.339	115.442	5.0	2.3	1995-07-23	15:29:25.5	40.321	115.447	5.1	1.0	
4	1995-07-20	17:11:59.1	40.323	115.445	5.1	2.1	1995-08-29	07:18:47.8	40.332	115.449	5.7	0.9	
5	1995-08-05	14:07:08.5	40.330	115.447	4.7	2.3	1995-08-29	07:18:47.8	40.332	115.449	5.1	0.9	
6	1995-10-02	17:39:40.4	40.317	115.424	5.9	2.1	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
7	1995-10-09	08:55:38.3	40.331	115.433	5.1	2.1	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
8	1995-10-10	18:04:00.3	40.315	115.419	5.1	2.1	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
9	1995-10-13	23:15:08.9	40.323	115.423	6.6	2.2	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
10	1995-10-14	19:33:27.8	40.329	115.430	5.3	2.5	1995-08-28	23:07:55.1	40.327	115.448	5.1	1.3	
11	1995-10-16	03:31:34.6	40.333	115.437	5.1	2.3	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
12	1995-12-11	13:46:45.7	40.329	115.442	6.1	2.2	1995-12-11	14:49:10.2	40.336	115.451	6.2	1.1	
13	1995-12-12	15:14:33.1	40.326	115.434	5.1	2.3	1995-10-15	11:12:52.0	40.331	115.432	5.1	1.1	
14	1995-12-12	21:04:18.0	40.327	115.438	6.4	2.1	1995-12-12	22:27:42.2	40.326	115.440	5.1	1.1	

为经验格林函数进行反演,得到的结果信噪比也不高.分析表明,这仍是由于经验格林函数与主震的震源机制差异过大造成的.在这种情况下,这样的小震不被用作经验格林函数.表 1 只列出满足上述两个条件并能获得较高信噪比的小震.

表 2 由各个台站的记录反演得到的 1995~1996 年怀来盆地地震序列中 14 次

$M_L \geq 2.1$ 地震的上升时间

编号		t/s				
		DHZ	HHY	LAS	AYP	SHH
1	I	0.092	0.098	0.107	0.128	0.133
	Δt	0.143	0.120	0.113	0.120	0.075
	II	0.048	0.060	0.063	0.065	0.070
2		0.099	0.081	0.135	0.144	0.157
3		0.070	0.135	0.050	0.067	0.103
4		0.050	0.058	0.085	0.054	0.121
5		0.117	0.108	0.108	0.094	0.108
6		0.058	0.072	0.071	0.073	0.130
7		0.063	0.076	0.068	0.081	0.089
8		0.067	0.072	0.056	0.072	0.085
9		0.081	0.076	0.076	0.072	0.104
10		0.058	0.077	0.054	0.051	0.063
11		0.063	0.058	0.076	0.074	0.149
12		0.058	0.077	0.054	0.051	0.063
13		0.081	0.076	0.078	0.126	0.108
14		0.090	0.076	0.054	0.077	0.081

注: I, II 分别代表 $M_L 4.1$ 地震的两次事件, Δt 为这两次事件的时间间隔.

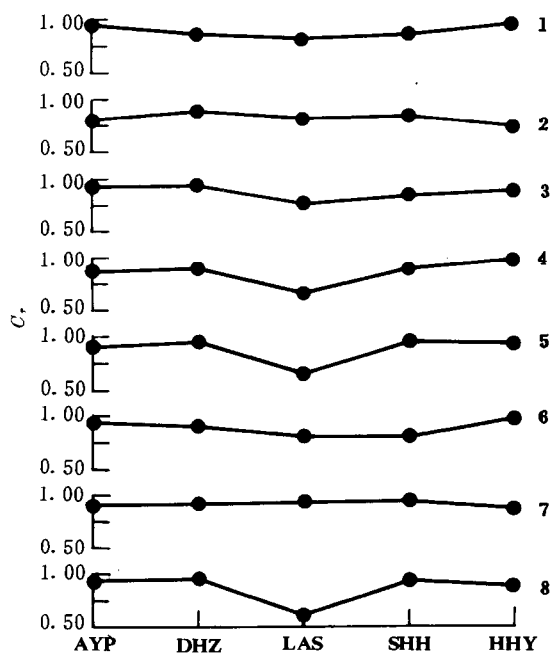


图 5 由单个经验格林函数反演得到的 $M_L 4.1$ 主震震源时间函数与平均结果的互相关系数 C_r

本研究用各个台的 Z 分向 P 波记录,用远场地动位移频谱测量法计算地震矩、破裂半径和应力降.首先从数字记录中去掉仪器响应,经一次积分得到位移波形记录,加时间窗提取 Z 分向的 P 波数据.对 Z 分向 P 波做富氏变换,求得拐角频率 ω_c ,并对其低频水平趋势部分求平均得到其零频极限 $\hat{\Omega}(0)$.

3 结果

由单个经验格林函数反演得到的 $M_L 4.1$ 主震的震源时间函数信噪比较小(图 4b),但将震源时间函数归一化后得到的平均结果的信噪比较高(图 4a),从中可以看到这次地震是由一强一弱两次事件组成.每一次破裂在各个台站的视震源时间函数宽度有所差异,显示出了“地震多普勒效应”.DHZ 台的视震源时间函数的每个脉冲的宽度均比较小,

AYP 和 SHH 台每个脉冲的宽度都比较大, 因此, 初步可以判断, 两次破裂都是大致朝向 DHZ 台方向传播的。

我们计算了由单个经验格林函数得到的震源时间函数与平均结果的相关系数 C_r (图 5). 在多数情况下, 单个解与平均解的相关系数较高, 大于 0.8 的占 87.5%. LAS 台几个单个解与平均解的相关系数略小, 这是 LAS 台记录中较高的背景噪声导致单个解信噪比小造成的。

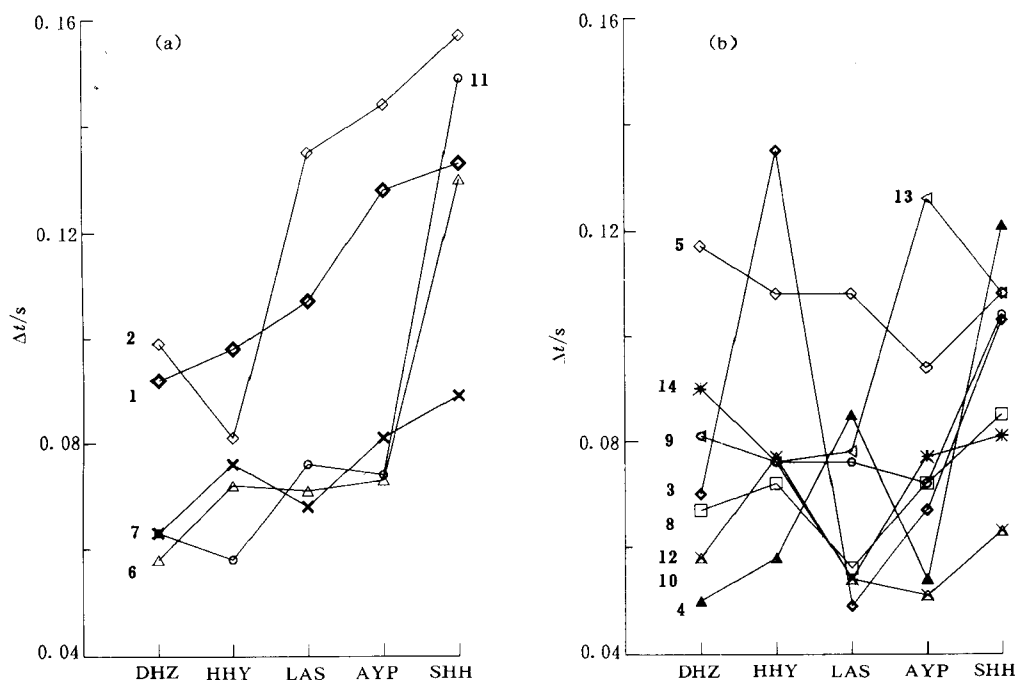


图 6 本研究反演的怀来盆地 14 次 $2.1 \leq M_L \leq 4.1$ 地震在怀来数字地震台网 5 个野外台站的视震源时间函数宽度. 图中数字与表 1, 2 中编号一致
(a) 视震源时间函数宽度与主震有相同变化趋势的地震; (b) 其余地震

我们根据“地震多普勒效应”计算了这两次事件的震源参数, 对公式(1)做线性回归分析, 以方差最小的解为最佳解(图 7, 表 4). 通过计算得到如下结果: 两次事件的破裂长度分别为 0.44 和 0.25 km, 第一次事件比第二次事件的破裂长度长; 第一次事件破裂传播速度为 4.0 km/s, 也比第二次事件破裂速度 3.0 km/s 快. 所以不难理解, 为什么在各台站的视震源时间函数中, 第一个脉冲的峰值高于第二个脉冲. 第一次破裂的传播方向为 $\gamma = 140^\circ$, 第二次破裂的传播方向为 $\gamma = 90^\circ$ (图 7).

这次 $M_L 4.1$ 地震在各个台站的视震源时间函数中显示的两次破裂的时间间隔不尽相同, 表明这两次事件不是发生在同一位置上. 我们用相对定位法(许向彤等, 1999)确定了第二次事件的相对位置(图 7c). 第二次破裂发生在第一次破裂之后 0.09 s, 其破裂起始点位于以第一次破裂起始点为原点的 $\gamma = -90^\circ$ 方向, 相距第一次破裂起始点 0.57 km (图 8).

用单一经验格林函数的位移地震图反演得到的这次 $M_L 4.1$ 地震两次事件的破裂长度分别为 0.50 和 0.30 km, 破裂速度分别为 5.0 和 3.0 km/s (许向彤等, 1999). 本研究结果与上述结果是一致的. 由叠加后的平均震源时间函数反演得到的第一次事件的破裂速度为

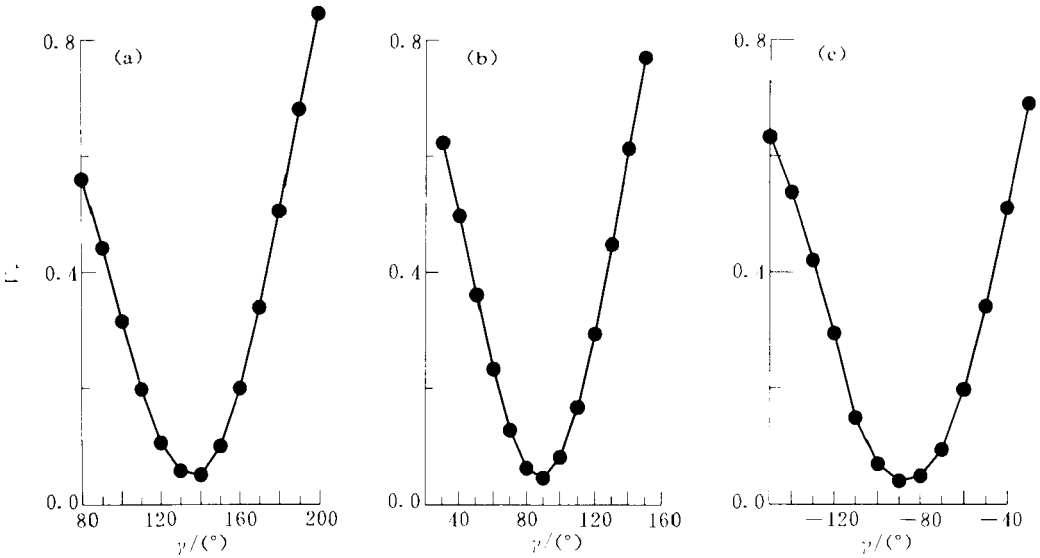


图 7 $M_{L4.1}$ 主震震源时间函数宽度及两次破裂的时间间隔、线性回归方差 V_L 随假设的破裂传播方向 γ 的变化

(a) 第一次破裂; (b) 第二次破裂; (c) 两次破裂的时间间隔

表 3 由 P 波初动数据得到的 $M_{L4.1}$ 地震的震源机制解

事件	节面			P 轴		B 轴		P 轴	
	走向/(°)	倾角/(°)	滑动角/(°)	方位/(°)	倾角/(°)	方位/(°)	倾角/(°)	方位/(°)	倾角/(°)
I	37	40	-154	236	48	95	35	350	20
II	287	74	-53						

4.0 km/s, 小于用单一经验格林函数反演得到的破裂速度5.0 km/s. 我们认为, 由平均结果计算得到的破裂速度更为可靠. 本研究结果与用单一经验格林函数反演得到 $M_{L4.1}$ 地震两次事件的破裂传播方向

表 4 1995 年 7 月 20 日怀来盆地 $M_{L4.1}$ 地震两次破裂事件的参数

事件	L/km	$V/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$\gamma/(\text{°})$	$\Delta t/\text{s}$
I	0.44	4.0	140	0.11
II	0.25	3.0	90	0.08

和两次事件的时间间隔也是一致的. 但是, 用多个经验格林函数反演得到的震源时间过程叠加后的结果信噪比更高.

反演得到表 1 中的另外 13 次 $2.1 \leq M_L \leq 3.1$ 小震的震源时间过程均为单次破裂, 其视震源时间函数宽度为 0.05~0.16 s(表 2, 图 6). 图 6 将本研究的 14 次地震分为两组, 图 6a 中的 5 次地震(包括 $M_{L4.1}$ 主震)在各个台站的视震源时间函数有相同的变化趋势, 这表明它们有相似的单侧破裂方式与相似的破裂传播方向; 图 6b 中的 9 次地震的破裂方式显然与图 6a 中 5 次地震的破裂方式

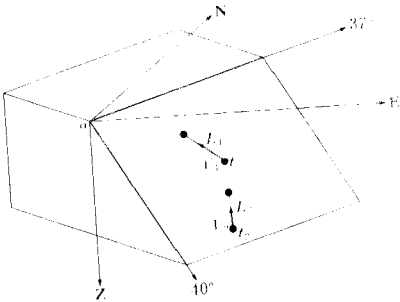


图 8 怀来盆地 $M_{L4.1}$ 地震破裂过程示意图

有所不同, 地震 5, 8, 10 及 12 在 5 个台站的视震源时间函数宽度几乎是相等的. 这些地震的震源时间函数没有明显的“地震多普勒效应”.

根据公式(2)、(3)、(4)反演得到了怀来盆地地震序列 25 次 $0.9 \leq M_L \leq 4.1$ 地震的震源参数. 图 9 是用怀来数字地震台网 5 个台站的资料计算得到的平均结果及误差随震级的变化. 可以看到, 标量地震矩 M_0 和应力降 $\Delta\sigma$ 随震级增加而递增. 在 $M_L \geq 2.4$ 范围内, 破裂半径 a 也随震级增加而增大, 但在 $M_L \leq 2.4$ 范围内, 破裂半径与震级并不符合同一变化趋势. 在这一震级范围内, 破裂半径很小, 为 0.08~0.16 km. 区分这样小的破裂半径的变化趋势可能还需要精确度更高的方法.

由这一方法计算得到的 $M_L 4.1$ 地震的破裂直径是 0.42 km, 与用经验格林函数方法得到的结果 0.44 km 是一致的.

4 讨论与结论

怀来盆地历史上发生过多次破坏性地震(谢毓寿, 蔡美彪, 1987), 近期仍具有发生 $M_L 6.0$ 地震的可能性(Chen *et al.*, 1997; 陈运泰等, 1998a, b; 王培德等, 1997). 这一地区的地震学研究对于首都圈的抗震减灾具有实际意义. 怀来数字地震台网的架设成功并正式投入运转, 加强了怀来盆地的地震监测和预报能力.

中小地震是了解区域地质构造、区域构造应力场的有效途径. 怀来小孔径数字地震台网记录并定位的这次怀来盆地中小地震序列, 对于怀来盆地地质构造、该地区数字地震学研究及抗震减灾都具有现实意义.

本研究用经验格林函数方法, 反演了 1995 年 7 月 20 日怀来盆地 $M_L 4.1$ 这一地震序列中 14 次 $2.1 \leq M_L \leq 4.1$ 地震的震源时间函数(STF). 中小地震地震波高频成

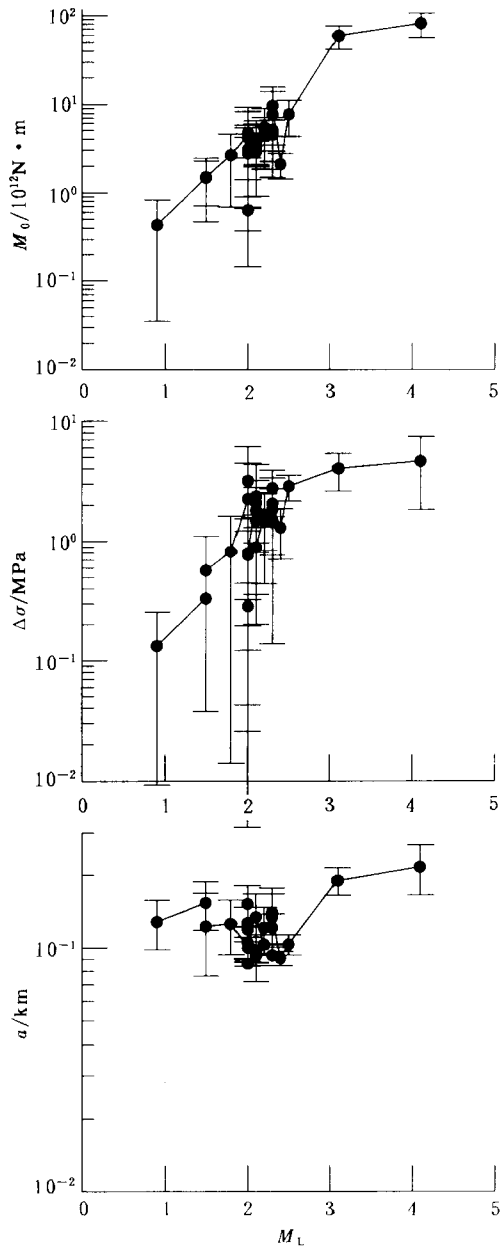


图 9 用远场地动位移频谱测量法计算得到的 1995 年 7 月 20 日地震序列 25 次 $0.9 \leq M_L \leq 4.1$ 地震的标量地震矩 M_0 、应力降 $\Delta\sigma$ 和破裂半径 a 随震级的变化图

分丰富,受传播路径上中小尺度非均匀体的影响大,波形较复杂,而用经验格林函数方法可以有效消除传播路径效应.本研究用远场地动位移频谱测量法(Aki, Richards, 1980),计算了这一地震序列中 25 次 $0.9 \leq M_L \leq 4.1$ 地震的震源参数.

经验格林函数方法要求作为经验格林函数的小震与主震的震源位置接近、震源机制相似、震级小于 1.0 级以上.对于同一台站、同一地震仪记录到的主震和经验格林函数,其路径效应、场地效应和仪器响应是相同的,通过反褶积后可以消除(Mueller, 1985).这一方法对于类似怀来地震序列,发生在复杂地壳结构、高频成分较多的中小地震记录尤为有效.

作为经验格林函数的小地震与主震的震源位置并非完全重合,二者的震源机制也可能有一定差异,这些因素导致反褶积结果中的误差和噪声.为抑制噪声、提高信噪比,本研究采取了两种方法:① 考虑到 S 波等后续震相受 P 波尾波干扰大,本研究只使用各台站的直达 P 波进行反演;② 用多个经验格林函数反演同一次主震,然后叠加.

我们用 8 个经验格林函数反演了 $M_L 4.1$ 地震的震源时间过程,并求其平均结果,平均结果的信噪比高于单个解的信噪比.由反演结果得到这一地震是由两次事件组成.通过试错法我们求得了 $M_L 4.1$ 地震两次事件的破裂方向、破裂长度和速度等震源参数.这一结果与用单一经验格林函数求得的结果是一致的(许向彤等, 1998, 1999).怀来盆地这一地震序列存在多种震源机制解,没有观测到应力集中时多次小震的震源机制趋于一致的现象(许向彤等, 1997; 刁桂苓等, 1999).本研究反演得到的该地震序列中 14 次地震在怀来数字地震台网 5 个台站的视震源时间函数也显示了这一地震序列破裂模式的多样性.5 次地震(包括 $M_L 4.1$ 地震)的视震源时间函数宽度,显示了破裂方向相似的单侧破裂的“地震多普勒效应”(图 6a),而其余 9 次地震具有不同的破裂方式(图 6b).

由远场地动位移频谱的拐角频率和零频极限计算得到的震源参数误差较大,因为拐角频率的测量有一定的不确定因素,零频极限的测量也存在一定误差.但是,通过将多个台的结果求平均,我们仍得到了地震矩、应力降和破裂半径随震级规律性的变化曲线.用远场地动位移频谱测量方法得到的 $M_L 4.1$ 地震破裂直径为 0.42 km,与用经验格林函数方法反演得到的破裂长度 0.44 km 相当一致.

参 考 文 献

- 布思(Booth D),王培德. 1997. 延庆-怀来盆地地震预测研究[J]. 国际地震动态, (3): 1~11
- 陈运泰,许向彤,于湘伟,等. 1998a. 北京西北延庆-怀来盆地的地震观测及减轻地震灾害研究[J]. 华南地震, 18(1): 2~8
- 陈运泰,王培德,许向彤,等. 1998b. 地震观测中的高新技术和在减轻地震灾害中的作用[A]. 见:李振声主编. 中国减轻自然灾害研究[M]. 北京:中国科学技术出版社, 272~276
- 刁桂苓,张四昌,王培德,等. 1999. 1995 年 7 月河北沙城地震群的震源断层[J]. 中国地震, 15(3): 284~289
- 高文学,马瑾. 1993. 首都圈地震地质环境与地震灾害[M]. 北京:地震出版社, 452
- 马云生,王培德,黄善良,等. 1997. 华北地区尾波 Q_0 值分布及怀来地区尾波 Q 值随时间变化的研究[J]. 地震地磁观测与研究, 18(1): 47~51
- 冉勇康,方仲景,李志义,等. 1991a. 怀来-涿鹿盆地周围的活动断裂及其基本特征[A]. 见:活动断裂研究编委会编. 活动断裂研究(3)[C]. 北京:地震出版社, 140~155
- 冉勇康,方仲景,李如成,等. 1991b. 延怀盆地黄土窑一土木西北向断层存在与活动的表现[A]. 见:活动断裂研究编委会编. 活动断裂研究(3)[C]. 北京:地震出版社, 156~163

- 冉勇康, 方仲景, 王景本, 等. 1991c. 怀涿盆地北缘断裂沈庄—郝家坡区间晚第四纪的断裂活动习性[A]. 见: 活动断裂研究编委会编. 活动断裂研究(2)[C]. 北京: 地震出版社, 152~162
- 王培德, 王鸣, 任道容, 等. 1995. 中国-欧共体地震科学合作项目“北京西北延庆-怀来盆地地震学研究”进展[J]. 地震地磁观测与研究, 16(6): 8~14
- 王培德, 田玉红, 李春来, 等. 1997. 怀来盆地的地震活动与活动断裂[J]. 地震学报, 19(5): 551~554
- 谢毓寿, 蔡美彪主编. 1987. 中国地震历史资料汇编(1~5)[M]. 北京: 科学出版社.
- 许向彤, 陈运泰, 王培德. 1997. 怀来盆地的构造应力场[J]. 地震地磁观测与研究, 18(1): 1~8
- 许向彤, 陈运泰, 王培德. 1998. 1995 年 7 月 20 日怀来盆地 $M_L=4.1$ 地震的震源破裂过程[A]. 见: 陈运泰主编, 中国地震学会第七次学术大会论文摘要集[C]. 北京: 地震出版社, 294
- 许向彤, 陈运泰, 王培德. 1999. 1995 年 7 月 20 日怀来盆地 $M_L=4.1$ 地震的破裂过程[J]. 地震学报, 21(6): 570~582
- 许忠淮, 刘玉芬, 张郅珍. 1979. 京、津、唐、张地区地震应力场的方向特征[J]. 地震学报, 1(2): 121~132
- 许忠淮, 阎明, 赵仲和. 1983. 由多个小地震推断华北地区构造应力场的方向[J]. 地震学报, 5(3): 268~279
- 杨理华, 李钦祖. 1980. 华北地区地壳应力场[M]. 北京: 地震出版社, 132
- 于湘伟, 陈运泰, 王培德, 等. 1997. 京西北延庆-怀来盆地的 Q_{SH} 值和小震震源参数的测定[J]. 地震地磁观测与研究, 18(5): 6~18
- 张先康, 祝治平, 张成科, 等. 1998. 张家口—渤海地震带及其两侧地壳上地幔构造与速度结构研究[A]. 见: 邓起东主编. 活动断裂研究[C]. 北京: 地震出版社, 144
- 张先康, 王椿镛, 刘国栋, 等. 1996. 延庆-怀来盆地地壳细结构——利用深地震反射剖面[J]. 地球物理学报, 39(3): 356~364
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*[M]. San Francisco: Freeman, 932
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes[J]. *J Geophys Res*, 75(26): 4 997~5 009
- Brune J N. 1971. Correction[J]. *J Geophys Res*, 76(20): 5 002
- Chen Yuntai. 1996. Seismological study of the Yanqing-Huailai basin, NW of Beijing[A]. In: Department of International Scientific and Technological Cooperation SSTC, China ed. *Successful Sino-European Science and Technology Cooperation 1981~1995*[C]. Beijing: Tsinghua University Press, 134~139
- Chen Yuntai, Xu Xiangtong, Yu Xiangwei, et al. 1997. Observations and interpretation of seismic ground motion and earthquake hazard mitigation in the Beijing area[A]. In: German IDNDR-Committee for Natural Disaster Reduction ed. *First International Earthquake and Megacities Workshop, September 1~4 1997, Release 11*, 80~90. *IDNDR Series 9*[C]. Seeheim, Germany; The United Nations University,
- Ewing W M, Jardetzky W S, Press F. 1957. *Elastic Waves in Layered Media*[M]. New York, USA: McGraw-Hill Book Company, Inc, 380
- Mueller C S. 1985. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function[J]. *Geophys Res Lett*, 12: 23~36
- Sato T, Hirasawa T. 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks[J]. *J Phys Earth*, 21: 415~431