

研究地震空区及条带附近地震 破裂特征方法的误差讨论

刘文龙¹, 王金周², 陈宇卫³, 凌学书³, 何小伟³, 刘东旺³

(1. 上海市地震局, 上海 200062; 2. 中国科技大学, 安徽
合肥 230026; 3. 安徽省地震局, 安徽 合肥 230031)

摘要:较详细地讨论了确定中小地震破裂面方向和环境应力值方法的误差. 分析表明, 引起破裂方向误差的主要因素是台站包围震中的张角和制作广义方向性函数理论量板的精细程度. 若对于 θ 角(台站和震中的连线与主破裂方向之间的夹角)每隔 15° 给出一条理论曲线, 当台站包围震中张角大于 60° 时, 其误差可小于 15° . 引起环境应力值 τ_0 相对误差的主要因素是震级误差. 若震级误差为0.3, 可引起 τ_0 的相对误差为70%.

关键词:地震破裂; 破裂面方向; 环境应力; 误差

中图分类号:P315.5 **文献标识码:**A **文章编号:**1000-0844(2001)03-0224-06

0 引言

地震预测的地震波方法, 由于它测量的物理量直接反映了地壳内部的应力状态和介质性质, 物理意义明确且容易量化, 并且还没有任何其他的方法可以直接获取震源处的信息, 因而始终受到人们的高度重视. 但由于模拟记录精度低、工作量大以及难以进行全时空的研究等原因, 尽管在波速比、尾波、S波分裂与极化等研究方面取得了较大的进展, 但作为一类预测方法总体来说发展较缓慢. 随着区域模拟地震台网的陆续建立, 地震活动性方法被广泛应用于地震预测研究中. 经过“六五”和“七五”攻关, 这类方法已相当成熟, 成为中国当前最重要的一类地震预测方法. 作者尝试将地震波方法与地震活动性方法相结合来推进地震波方法的进展. 作为该项工作的一部分, 本文将简要介绍作者所使用的确定中小地震破裂方向和环境应力值的方法, 并对可能引起测定误差的各种因素进行较详尽的分析.

1 方法

1.1 确定地震破裂特征^[1]

假定一个不对称双侧破裂, 其破裂传播速度为 V_r , 二侧破裂长度分别为 L_0 和 L_π , 震源深度 $h=0$. 在台站处的远场辐射P波谱为:

$$U_r(\omega) = \frac{m_0}{4\pi\rho_p^3 r} R_p i\omega G(\omega) e^{i\omega r} \left(\frac{L_0}{L} e^{-i\alpha_0} \cdot \frac{\sin x_0}{x_0} + \frac{L_\pi}{L} e^{-i\alpha_\pi} \cdot \frac{\sin x_\pi}{x_\pi} \right) \quad (1)$$

收稿日期: 2000-10-16

作者简介: 刘文龙(1946-), 男(汉族), 浙江杭州人, 研究员, 主要从事地震学及地震预测研究

其中: m_0 为地震矩, $x_{10} = \frac{\omega L_0}{2} \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos\theta}{V_p} \right)$, $x_{1\pi} = \frac{\omega L_\pi}{2} \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos\theta}{V_p} \right)$, $R_d = \sin 2\theta$, $L = L_0 + L_\pi$.

式中其它各种符号的意义参见文献[1]

如果台站 1 和 2 都记录到某一地震, 且这 2 个台站分别位于以相反方向离开震源的 2 条射线上, 震中距相同, 则可以将它们的振幅谱之比定义为方向性函数 D :

$$D = \frac{|U_1(\omega)|}{|U_2(\omega)|} = \frac{\left| e^{-ix_{10}} \sin x_{10} \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos\theta}{V_p} \right) + e^{-ix_{1\pi}} \sin x_{1\pi} \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos\theta}{V_p} \right) \right|}{\left| e^{-ix_{20}} \sin x_{20} \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos\theta}{V_p} \right) + e^{-ix_{2\pi}} \sin x_{2\pi} \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos\theta}{V_p} \right) \right|} \quad (2)$$

D 是以 L_0/L 和 θ 为参数的 ω 的函数.

如果台站 1 和 2 与震中连线的夹角为 α ($\alpha \neq \pi$), 则可以将振幅谱之比定义为广义方向性函数 D_G :

$$D_G = \frac{\left| \sin 2\theta \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos(\theta + \alpha)}{V_p} \right) \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos(\theta + \alpha)}{V_p} \right) \right|}{\left| \sin 2(\theta + \alpha) \cdot \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos\theta}{V_p} \right) \cdot \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos\theta}{V_p} \right) \right|} \cdot \frac{\left| e^{-ix_{10}} \cdot \sin x_{10} \cdot \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos\theta}{V_p} \right) + e^{-ix_{1\pi}} \cdot \sin x_{1\pi} \cdot \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos\theta}{V_p} \right) \right|}{\left| e^{-ix_{20}} \cdot \sin x_{20} \left(\frac{1}{V_s} + \frac{\cos(\theta + \alpha)}{V_p} \right) + e^{-ix_{2\pi}} \cdot \sin x_{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{V_s} - \frac{\cos(\theta + \alpha)}{V_p} \right) \right|} \quad (3)$$

D_G 是以 α 、 L_0/L 和 θ 为参数的 ω 的函数.

从地图上量取这 2 个台站与震中连线的夹角, L_0/L 分别取 1.0、0.9、0.8、0.7、0.6 和 0.5, 对于 θ 从 0° 到 180° 每隔 15° 计算一条理论(广义)方向性函数曲线, 共 72 条. 将记录曲线与理论曲线比较, 当二者最接近时确定 L_0/L 和 θ 角. 将台站 1 的地理方位角加减 θ , 便得到 2 个可能的主破裂方向, 其中有一个是真实的. 如果有 3 个以上台站记录, 即有 2 条以上(广义)方向性函数, 便有 4 个以上可能的主破裂方向. 按四象限统计, 取落入最多的象限内所有破裂方位角的平均值, 作为该次地震的主破裂方向. 将 $L_0/L \geq 0.89$ 视为断层倾向于单侧破裂, 将 $L_0/L \leq 0.88$ 视为断层倾向于双侧破裂. 图 2 给出了根据蚌埠台和南京台记录的 1986 年 10 月 2 日 $M_S 3.3$ 地震计算的, L_0/L 和 θ 取不同值时的广义方向性函数. 为便于比较, 图中还给出了理论量板曲线. 将 2 条曲线相比较, 最后确定 $\theta = 60^\circ$ 和 $L_0/L = 0.90$.

1.2 确定环境应力值^[2,3]

用二维平面应变 II 型裂纹(图 3)来模拟走滑断层, 从断裂力学的观点来研究地震的破裂过程. 在很粗略的近似条件下可以得到如下几个震源参数和应力状态之间的关系:

$$M_S = 2 \lg(2a) + \frac{1}{1.5} \lg \frac{4(1-\nu)\tau_0^2 \eta}{3(2-\nu)\mu} - 11.8 \quad (4)$$

$$\frac{\bar{D}}{2a} = \frac{4(1-\nu)\tau_0^2}{3(2-\nu)\pi\mu\tau_y} \quad (5)$$

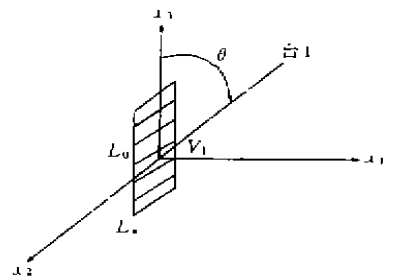
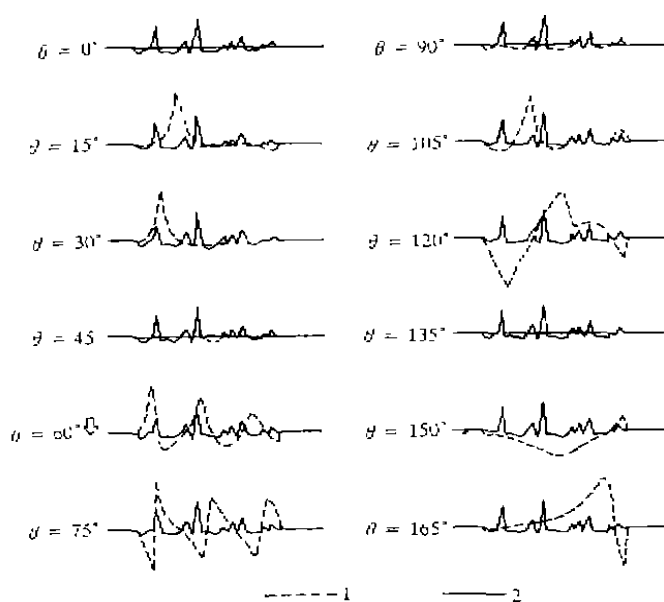


图 1 不对称双侧破裂示意图

Fig. 1 A sketch of asymmetric bilateral fracture.



1 理论量板; 2 根据蚌埠和南京2个台记录的1986年10月2日 $M_s 3.3$ 地震计算的方向性函数

图2 记录(广义)方向性函数与理论量板比较 ($\alpha = 63.16^\circ, L_0/L = 0.9$)

Fig. 2 Curves of theoretical master and recorded generalized directional function ($\alpha = 63.16^\circ, L_0/L = 0.9$).

$$M_0 = \frac{(1-\nu)\pi\tau_0^2(2a)^3}{3(2-\nu)\tau_y} \quad (6)$$

式中: a 为破裂圆半径; ν 为泊松比, 取 0.252; μ 为剪切模量, 取 $3.3 \cdot 10^{10}$ Pa; τ_0 为环境剪切应力; η 为地震波辐射效率, 取 0.05; $\bar{D}$ 为平均位错; τ_y 为屈服强度, 取 $2 \cdot 10^8$ Pa; M_0 为地震矩; M_s 为面波震级。

用圆盘剪切位错模型来模拟中、小走滑型地震, 在地震记录图上进行采样并进行傅氏分析, 扣除仪器和介质效应, 得到震源谱。由谱曲线形状得到低频段的谱 $\hat{a}(\omega)|_{\omega \rightarrow 0}$ 和拐角频率 f_{ca} 由下式:

$$\hat{a}(\omega)|_{\omega \rightarrow 0} = \frac{M_0}{4\pi\rho V_p^3 \cdot r} R_a \quad (7)$$

可得到地震矩 M_0 , 其中: ρ 为介质密度, 取 $2.7 \cdot 10^{-3}$ kg/cm³; V_p 为 P 波速度, 取 5.7 km/s; r 为震源距; 辐射图型 $R_a = \sin 2\theta \cos \Phi$, 当 θ 与 Φ 未知时可取震源球

上的平均值, 即 $\sqrt{\frac{4}{15}}$ 。由 f_{ca} 用下面的关系:

$$f_{ca} = 0.60/t_{2a} \quad (8)$$

$$t_{2a} = a \left[\frac{1}{V_i} + \frac{\pi}{4V_p} \right] \quad (9)$$

可得到位错圆半径 a 。其中: V_i 为破裂传播速度, 取 $V_i = 0.775 V_s$ (其中: V_s 为 S 波速度, 取 3.38 km/s)。然后由 M_0 和 a , 根据式(4)或式(6)可得到环境剪切应力 τ_0 。

2 资料处理

选取记录清晰振幅适中的记录图在立体坐标仪上进行数字化。立体坐标仪的分辨率为 0.005 mm。根据经验估计不同震级地震的拐角频率 f_{ca} 的大致变化范围, 并取窗长 T 为 $1/f_{ca(max)}$ 的 8~10 倍, 以提高频谱的分辨率。采样步长 $\Delta t < 1/2 f_{ca(max)}$, 以避免高频混淆。

将记录图数字化后, 首先用最小二乘法去除倾斜和直流分量。其次对大振幅弧度进行校正, 即对于 t_1 和 t_2 之间的大振幅采用等振幅间距测量, 然后将其在 t_1 和 t_2 之间插值, 成为不等时间间隔采样。将数字化后的记录用折线相连, 重新进行等时间间隔采样。然后配汉宁窗进行快速傅氏变换, 进行仪器和介质校正, 进而得到记录地震波谱。汉宁窗为:

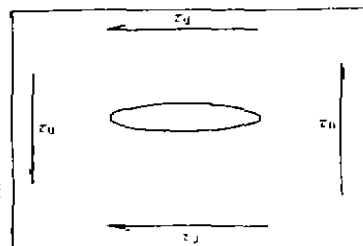


图3 二维平面应变 II 型裂纹示意图

Fig. 3 A sketch of fracture pattern of model II for two dimension plane strain.

$$W(t) = \begin{cases} \frac{1}{2T}(1 + \cos \pi(t/T)); & 0 \leq t \leq T \\ 0 & 0 > T \end{cases} \quad (10)$$

仪器校正采用理论频率特性曲线, 介质频率特性

$$B(\omega) = 2 \exp \left\{ -\frac{|\omega| r}{2V_p Q} + i \frac{\omega r}{2\pi V_p Q} \ln \left| \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right)^2 - 1 \right| \right\} \quad (11)$$

其中: 低频截止频率 ω 取 0.25, 介质品质因子 Q 取 400.

3 误差分析

3.1 测定破裂方向的误差讨论

3.1.1 数字化引起的误差

数字化就是用沿时间轴等距离的离散点来代替原记录曲线. 如果用 $f(t)$ 表示原记录曲线, 则离散化引起的最大误差 Δf 可记为^[4]:

$$\Delta f = \frac{(\Delta t)^2}{8} \left| f''(t) \right|_{\max} + \frac{A}{2} \quad (12)$$

式中: A 为数字化仪的读数精度.

立体坐标仪读数精度为 0.005 mm, 与记录曲线的粗细相比已是影响读数精度的次要因素. 设曲线粗细为 0.2 mm, 取 A 为其一半, 即 0.1 mm. 3 级 (M_s) 左右的地震在 200 km 左右处引起的加速度不会超过 10 mm/s². 取 $|f''(t)|_{\max}$ 为 2.5, 采样率为 20 点/s, $\Delta t = 0.1$ mm, 于是 $\Delta f \approx 0.054$ mm. 一般情况单振幅为 5 mm, 相对误差量级为 1.1%. 振幅大处相对误差小, 反之相对误差大. 在数字化时不可能保持时间轴为水平(倾斜)和处于 0(含一常量), 以及振幅较大时为弧形, 这些方面引起的误差已如前述用数学方法校正了.

3.1.2 震源与介质模型的简化引起的理论谱曲线与记录曲线的误差

不对称双侧破裂模型假定了震源深度为 0, 从而简化了辐射因子 R_a , $R_a = \sin 2\theta$. 如果震源深度为 15 km, 当震中距为 200 km 时, $R_a = \sin 2\theta \cos \left[\arctan \frac{15}{200} \right] = 0.9972 \sin 2\theta$, 二者相对误差 $\Delta R_a / R_a = 0.28\%$. 此外, 忽略了介质 Q 值的不均匀分布, 将地表反射系数都简化为 2 以及仪器改正得不彻底等, 都可造成误差. 由于(广义)方向性函数是波谱之比, 因此上述这些引起误差的因素可在相当程度上被消除.

3.1.3 在制作(广义)方向性函数理论量板时形成的误差

对于 θ 角每隔 15° 给一条理论曲线, 这可引起误差最大达 15°. 从以上讨论可知, 这是形成破裂方向测定结果误差的主要因素.

以 1977 年 6 月 10 日唐山 $M_L 5.4$ 地震为例. 该次地震的震中位置为 39°20' N, 118°01'E, 震源深度 15 km. 由震源机制解得到断面走向为 N37°E^[5], 完县、上房山、徐庄子和青光 4 个地震台的记录没有出格, 用(广义)方向性函数方法测定的地震破裂特征为不对称双侧破裂 ($L_0/L = 0.77$), 破裂方向为 N50°E^[1]. 一般来说台站越多, 将震中包围越均匀, 结果应越好. 上述 4 个台分布在震中西南约 60° 的扇形区域内, 所得结果与震源机制解结果相差 13°, 表明用方向性函数方法确定地震破裂特征是可行的.

3.2 测定环境应力值 τ_0 的相对误差讨论

测定 τ_0 的方法应用了断裂力学的某些研究成果, 并作了一些假设. 假设地震后大范围内

的平均应力场降为0,即断层面之间的摩擦力可以忽略不计,并取实验室得到的屈服强度 $\tau_s = 2 \times 10^8$ Pa 作为野外岩石的屈服强度. 由于对地震时断层失稳破裂的停止机理还不清楚,震后断层面之间摩擦力是否降到0?此外震源深度一般在10 km以上,在高温有围压的条件下岩石的屈服强度是否能取实验室条件下的结果?这些都需要研究. 迄今为止尚缺乏用其他方法得到的可靠的 τ_0 来检验这种方法,因此很难讨论其绝对精度. 本文研究的目的是在不同地震之间进行比较,因此只需讨论其相对精度,便可判断它们之间的差别是否有意义.

由式(4)并取常数 $\nu = 0.252$, $\eta = 0.05$, $\mu = 3.3 \times 10^{10}$ Pa, 可得到^[3]:

$$\tau_0 = 10^{0.75M_s - 1.5 \lg(2a) - 1.77} \quad (13)$$

3.2.1 震级 (M_s) 对误差的影响

按规定,震级误差允许达到0.3,则 τ_0 误差为:

$$(\tau_0 + \Delta\tau_0) = 10^{0.75(M_s+0.3) - 1.5 \lg(2a) - 1.77} = 10^{0.75 \times 0.3} \tau_0 = 1.7 \tau_0, \text{ 相对误差 } \Delta\tau_0/\tau_0 = 70 \%. \quad (13)$$

3.2.2 震源半径 a 对误差的影响

若震源半径 a 的误差为 k 倍,由式(13)可知,将引起 τ_0 的误差为 $k^{1.5}$ 倍. a 的误差由2部分构成. 一是在测定 a 时辐射图型因子通常取震源球上的平均值,这将对 $2a$ 的确定造成误差.

$$t_{2a} = a \left(\frac{1}{V_f} + \frac{\sin\theta}{V_p} \right) \quad (14)$$

当取震源球上平均值时,式(14)成为式(9). 将 $V_f = 0.775 V_s$, $V_s = 3.38$ km/s, $V_p = 5.7$ km/s 代入,来估计其极端值的误差. 以 $\bar{a}$ 表示 $\sin\theta$ 取震源球上平均值时的结果, $a_{\max}$ 表示 $\sin\theta$ 取极大值1时的结果.

$$\frac{|\bar{a} - a_{\max}|}{a_{\max}} = \frac{\left| t_{2a} \left/ \left(\frac{1}{V_f} + \frac{\pi}{4V_p} \right) - t_{2a} \left/ \left(\frac{1}{V_f} + \frac{1}{V_p} \right) \right| \right|}{t_{2a} \left/ \left(\frac{1}{V_f} + \frac{1}{V_p} \right) \right|} \approx 0.073$$

当 $\sin\theta$ 为极大值1时, τ_0 误差为 $0.073^{1.5} = 2.0 \%$.

$$\frac{|\bar{a} - a_{\min}|}{a_{\min}} = \frac{\left| t_{2a} \left/ \left(\frac{1}{V_f} + \frac{\pi}{4V_p} \right) - t_{2a} \left/ \frac{1}{V_f} \right| \right|}{t_{2a} \left/ \frac{1}{V_f} \right|} \approx 0.265$$

以 $a_{\min}$ 表示 $\sin\theta$ 取极小值0时的结果,当 $\sin\theta$ 为极小值0时, τ_0 误差为 $0.265^{1.5} = 13.7 \%$. 即忽略 θ 造成 τ_0 的相对误差约为 $2 \sim 14 \%$. 二是 a 的测定误差. 若通过 f_{ca} 来测定 a , 采样步长 $\Delta t = 0.05$ s, 因此折叠频率(10 Hz)已足够大于 f_{ca} , 可不考虑高频混淆带来的影响. 窗长为4 s, 分辨率为 $1/4$ Hz, 对于震中距为200 km的 $M_s 3$ 左右地震, f_{ca} 通常在2.5 Hz左右, 则 f_{ca} 的相对误差为0.1, 由式(8)和(9)可知, 将引起 a 的相对误差约为 9.1% , τ_0 相对误差为 $0.091^{1.5} = 2.7 \%$. 由上述讨论可知, 引起 τ_0 误差的主要因素是震级误差, 其相对误差最大可达 70% .

4 结论

(1) 引起破裂方向测定误差的主要因素是台站包围震中的张角和制作广义方向性函数理论量板的精细程度. 若对于 θ 角每隔 15° 给一条理论曲线, 当台站包围震中张角大于 60° 时, 其误差可小于 15° .

(2) 引起环境应力值 τ_0 相对误差的主要因素是震级误差. 若震级误差为0.3, 可引起 τ_0 相

对误差为 70 %。

(3) 若忽略 θ 角的影响, 将辐射图型因子取为震源球上平均值时, 可引起震源半径 a 的相对误差为 7.3 % ~ 26.5 %, 从而引起 τ_0 相对误差约为 2 % ~ 14 %。

(4) 数字化的相对误差约在 1 % 左右, 由谱曲线测定震源半径 a 的相对误差约在 9 % 左右, 都是可以接受的。

[参考文献]

- [1] 刘文龙、吴培祺、陈宇卫 利用方向性函数确定地震破裂特征[J]. 中国地震, 1996, 12(1): 93—98
- [2] 陈培善、谷继成、李文香 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报[J]. 地球物理学报, 1977, 20(3): 187—201.
- [3] 陈培善、卓钰如、金严, 等. 唐山地震前后京津唐张地区的应力场[J]. 地球物理学报, 1978, 21(1): 35—57
- [4] M 巴特 地球物理学中的谱分析[M]. 郑治真, 等译 北京: 地震出版社, 1978 86
- [5] 国家地震局《一九七六年唐山地震》编辑组. 一九七六年唐山地震[M] 北京: 地震出版社, 1982 46.

ANALYSIS ON ERRORS IN STUDY ON THE FRACTURE FEATURE OF MODERATE AND SMALL EARTHQUAKES OCCURRED NEAR SEISMIC BELTS AND GAPS

LIU Wen-long¹, WANG Jin-zhou², CHEN Yu-wei³, LING Xue-shu³,
HE Xiao-wei³, LIU Dong-wang³

(1. *Seismological Bureau of Shanghai, Shanghai 200062, China;*

2. *University for Science and Technology of China, Hefei 230026, China;*

3. *Seismological Bureau of Anhui Province, Hefei 230031, China*)

Abstract: The errors of determining direction of fracture plane and environment stress of moderate and small earthquakes are analyzed in detail. The result shows that the main factors causing the error of determining direction of fracture plane are the field angle in which the stations are distributed and the precision of making the theoretical master for the generalized directional function. If the theoretical curve is given for every 15° of θ , then the error can be less than 15° when the field angle is more than 60° . The main factor creating the relative error of the environment stress τ_0 is the magnitude error. If the magnitude error is 0.3, it may cause the relative error of the τ_0 to reach 70 %.

Key words: Earthquake fracture; Direction of fracture plane; Environment stress; Error