

岩石破裂孕育过程中的几种 Q 值变化^{*}

王 樊¹⁾ 许昭永¹⁾ 赵晋明¹⁾ 胡毅力²⁾

1) 中国昆明 650041 云南省地震局

2) 中国昆明 650091 云南大学地球科学系

摘要 采用脉冲传播谱振幅比法、能量法和尾波法分别测定片麻岩破裂孕育过程中的 Q 值变化。结果表明:谱振幅比法所得 Q 值呈现相对平稳值—升高至甚高值(极大值)—回降—破裂的变化形式;能量法所得 Q 值变化形态与上述相反,即平稳值—低值—回升—破裂;而尾波法所得 Q 值,主频 Q 值呈现相对高值—下降至低值(极小)—回升—破裂,与能量法 Q 值变化大体一致。而对于高频(大于主频) Q 值则呈现平稳值—升高至极大值—回降—破裂。同时尾波振幅谱还表明:应力达 70% 破裂应力后,首先是高频 S 波迅速减少(Q_c 变大),临近主破裂时主频 S 波则大幅度减少(Q_c 回升),这可能是两种尾波 Q_c 变化形态不同的原因所致。而 P, S 波(初至波)振幅谱也表明,随着裂隙出现, S 波频带变窄,高频成分迅速减少。即 S 波谱变化不同。这使采用不同方法所得的 Q_s 的变化特征不同。

主题词 破裂过程 谱振幅比法 能量法 尾波法 Q 值

引言

Q 值测定尽管偏差很大,但仍有不少地震学家在从事地震前后孕震区及其附近的 Q 值变化特征的研究。得到比较多的是尾波 Q 值结果, P 波、 S 波 Q 值结果较少。 Q 值实际上代表了波传播过程中由于各种因素引起的波的衰减(能量损耗),不同的测量方法,主要突出了某一种或几种因素。由于这些因素在孕震过程中的变化特征不同,所以所得 Q 值在孕震过程中的变化特征也截然不同。以尾波 Q 值为例,一种结果为平稳值—升至极大值—回降—发震,另一种则为平稳值—降至极小值—回升—发震。为对不同方法所得 Q 值进行比较,我们对多种岩石采用多种方法测定 Q 值(许昭永等,1996)。而为寻求孕震过程中多种 Q 值不同变化形态的原因,我们对片麻岩受真三轴压缩至主破裂前的几种 Q 值特征变化进行研究。本文即叙述这方面的初步结果。

* 本课题为“八五”攻关项目。

1995-02-06 收到初稿, 1995-05-29 收到修改稿, 1995-06-01 决定采用。

1 试验方法

岩石试样用 $70 \text{ mm} \times 70 \text{ mm} \times 140 \text{ mm}$ 片麻岩, 其端面不平行度小于 0.02 mm , 侧面不垂直度小于 0.1 mm , 置于真三轴压力室内. 试件与压块间垫厚 3 mm 塑胶板, 先同步加压

至 $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 10 \text{ MPa}$. 保持 σ_3 不变, 再增加 $\sigma_2 = \sigma_1 = 30 \text{ MPa}$, 保持 σ_2 不变, 再增加 σ_1 直至岩样最后破裂.

检波器采用 PS 波混合检波器, 谐振频率 500 kHz , 置于压块内侧试件表面. 放大器带宽 $1 \text{ kHz} \sim 1 \text{ MHz}$, 增益 $32 \sim 80 \text{ dB}$, 步进 6 dB , 波存仪采样率从 20 MHz 到 50 Hz 分档可调. 本实验用 10 MHz 采样率, 分辨率 $V_{\text{PP}}/256$ (V_{PP} 为峰值电压), 每道内存 16 kbyte . 记录波列包括 P 波、S 波及足够长的尾波波列.

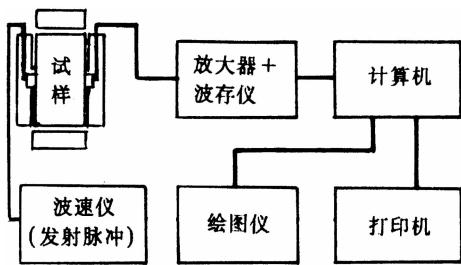


图 1 实验仪器系统方框图

2 Q 值估算方法

与文献(许昭永, 1996)一样, 本实验依然用“谐振幅比法”、“能量法”和“尾波法”估算 Q 值. 简述如下:

2.1 谐振幅比法 (Toksoz *et al.*, 1979)

对大小形状精确相同的两试样, 设其平面波为 $G(x)e^{-2\pi f rx}$, 富立叶谐振幅比为

$$\ln \frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \ln \frac{G_1(x)}{G_2(x)} + 2\pi f(r_2 - r_1) \cdot x \quad (1)$$

式中, $G(x)$ 为几何衰减因子, f 为频率, r 为衰减系数, 当 $r_1 \ll r_2$ 时, $r = r_2 - r_1 \approx r_2$

$$\frac{1}{Q} = \frac{rc}{\pi} = \frac{r \cdot x}{\pi \cdot t} \quad (2)$$

式中, c 为波速, x 为波穿过试件路径的长度, t 为波穿过这段路径的走时.

2.2 能量法 (许昭永等, 1992)

能量法计算 Q 值的表达式为

$$\frac{1}{Q_E} = \frac{1}{2\pi} \cdot \left[1 - \left(\frac{W_n}{W_0} \right)^{1/n} \right] \quad (3)$$

式中, W_0 , W_n 分别为原能量和经过第 n 个波长后的能量.

对于接收发射条件相同, 但材料不同的两种试件

$$\frac{1}{Q_2} = \frac{n_1}{n_2} \left(\frac{W_{n_2}}{W_{n_1}} \right)^{1/n_1 n_2} \cdot \frac{1}{Q_1} + \frac{n_1}{2\pi} \left[1 - \left(\frac{W_{n_2}}{W_{n_1}} \right)^{1/n_2 n_1} \right] \quad (4)$$

这里, W_{n_1} , W_{n_2} 分别为材料 1, 2 经过第 n_1 和 n_2 波长后的能量. 由于

$$\frac{n_1}{n_2} \left(\frac{W_{n_2}}{W_{n_1}} \right)^{1/n_1 n_2} \approx 1$$

若

$$Q_1 \gg Q_2$$

则

$$\frac{1}{Q_{E_2}} = \frac{n_1}{2\pi} \left[1 - \left(\frac{W_{n_2}}{W_{n_1}} \right)^{1/n_2 n_1} \right] \quad (5)$$

2.3 尾波法 (Aki, 1975, 1980)

对信号进行滤波, 对不同的尾波用最小二乘法拟合求取 Q_c .

$$\ln [A(f, t) \cdot t] = \ln [A_0(f)] - \pi ft/Q_c \quad (6)$$

式中, f 为频率, t 为从发震时刻起算的尾波掠过时间, A 为振幅.

3 试验结果

3.1 谱振幅比法所得 Q_s 的变化特征

图 2c 表明了 Q_s 在岩石破裂孕育过程中的变化. 在加压初期, Q_s 较高, 以后下降. 在破裂应力的 80% 以前, Q_s 大体稳定, 平均为 182. 在此应力之后, Q_s 逐步升高, 最大达 351, 临近主破裂时回降(293). 图 3 表示 S 波在不同压力段时的振幅谱. 由图看出, 随压力增加, 振幅谱改变. 主频谱振幅显著降低, 频带变窄.

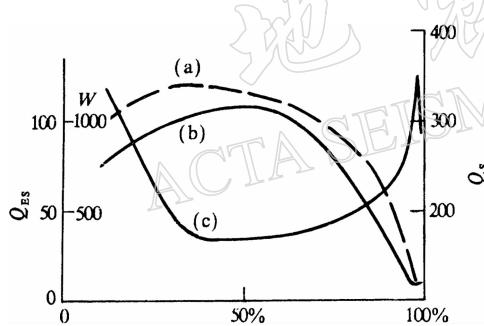


图 2 初至波能量(W), Q_{ES} 值和 Q_s 在破裂孕育过程中的变化

(a) 能量; (b) Q_{ES} ; (c) Q_s

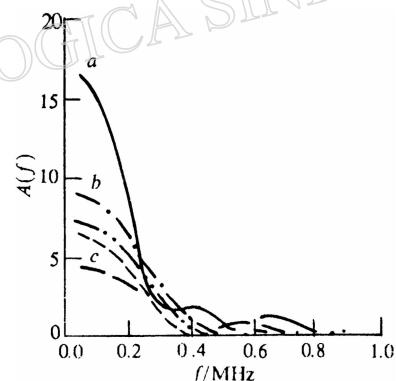


图 3 不同压力段的 S 波初至波振幅谱

3.2 能量法所得 Q_{ES} 的变化特征

图 2a, b 表明了初至 S 波半周期能量和 S 波 Q_{ES} 值随压力增加的变化. 刚加压时, 能量随压力增加而增加, 随后能量大致稳定. 从破裂应力的 80% 以后, 能量迅速减小, 在主破裂前略有回升(见图 2a). Q_{ES} 变化形态类似. 高的平稳值平均约为 112, 最低达 9.6(见图 2b).

3.3 尾波所得 Q_c 的变化特征

对不同压力段所记的尾波做振幅谱分析, 所得各段频谱表明, 主要频率成分为 41.5 kHz, 68.8~78.5 kHz 及 (107 ± 10) kHz. 而第三频率段随压力增加至(主)破裂应力, 衰减太快, 故仅对前两频段尾波进行分析.

3.3.1 对于 (41.5 ± 10) kHz 频段尾波

在破裂应力的 80% 以前, Q_c 的平均值为 172 ± 41 , 均方差为 41. 而后随压力增加 Q_c 减小, 最低达 39; 逼近主破裂时, Q_c 值有回升(图 4a). 图 5a, b, c 分别表示在低应力、高应力

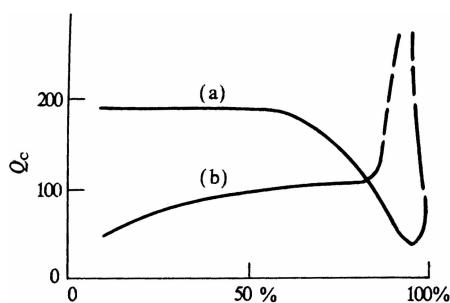


图 4 41.5 kHz(a)和78.12 kHz(b)频率分量的 Q_c 在破裂孕育过程中的变化特征

与前述结果相反,在80%破裂应力之前, Q_c 相对较低,以后随压力增加, Q_c 升高,且高得惊人,临近主破裂回降(图4b).图6a,b,c为相应于低高应力及临近主破裂时的尾波图.由图看出,在低应力时,最大振幅较大,衰减较快, Q_c 较小;而到高应力时,最大振幅减小,衰减变慢, Q_c 升高,甚至非常大;临近主破裂,不仅最大振幅减小,而且尾波振幅也减小,衰减系数又变大, Q_c 变小.显然,这种频段的 Q_c 变化机制与41.5 kHz频段 Q_c 变化机制不同.

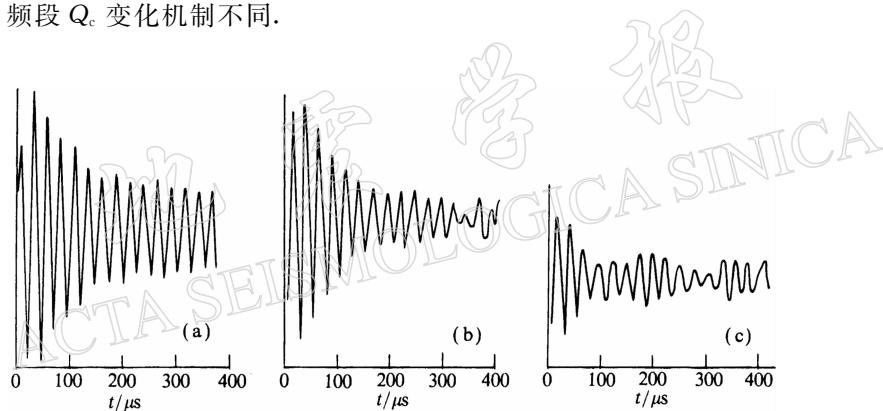


图 5 破裂孕育过程中的典型波形图

(a) 低应力; (b) 高应力; (c) 临近主破裂

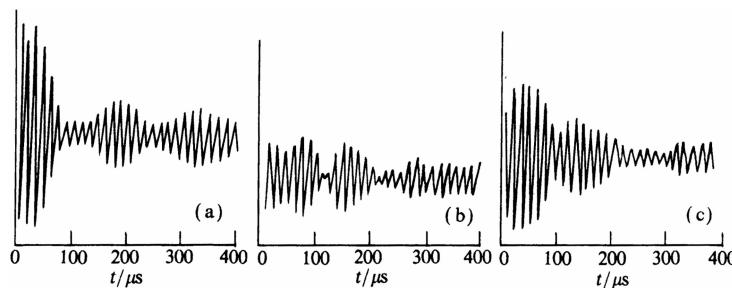


图 6 78.12 kHz尾波不同应力时的典型图

(a) 低应力; (b) 高应力; (c) 临近主破裂

4 结论和讨论

(1) 初至S波能量与Q值, 在主破裂孕育过程中的变化与初至P波能量和Q值的变化形态相同(许昭永等, 1992). 谱振幅比法Q值与能量法Q值变化形态相反, 从图3看出, 随着应力逼近破裂应力, (初至)S波主频(谱)振幅迅速减少, 而高频部分变化并不突出. 于是由式(1)求取的衰减系数r将变小, 甚至出现负值, 而Q值也就变大或成负值. 这就是谱振幅比法Q值变化形态不合理的原因. 而用能量法计算Q值, 主频振幅减小, 能量自然减小, 故而 Q_E 与能量变化形态一致.

(2) 不同频段尾波 Q_c 在破裂孕育过程中变化形态不同的原因. 随着压力升高, 微裂隙出现, 直达S波能量减少, 首先是高频成分减少, 继而是低频成分. 这表明, 由于微破裂的出现, 散射体密度增加. 此时由于微破裂尺度尚小, 使得高频段地震波散射增强, 随着微破裂的扩张, 散射体尺度加大, 散射向低频段迁移. 在直达波能量减少的同时, 尾波能量增加. 由于尾波衰减系数变小, 表明了尾波持续时间延长(赵晋明等, 1996). 另一方面, 品质因子 Q_c 代表由散射(Q_1)和吸收(Q_2)的联合损耗, 有关系式

$$Q_c^{-1} = Q_1^{-1} + Q_2^{-1}$$

由于微破裂的出现, 内耗增加, 使得 Q_2 变小. 在这些因素的共同作用下, 在破裂孕育过程中, 主频41.5 kHz尾波(衰减) Q_c 呈现平稳降低—回升—形态变化. 这种下降是由于直达S波振幅变化不大, 尾波衰减快所致; 回升是由于S波振幅减小, 波列振幅衰减变慢所致. 78.12 kHz尾波 Q_c 呈现平稳—升高—回降的变化形态, Q_c 升高是由于S波振幅减小、波列衰减变慢所致; Q_c 降低是尾波衰减变快所致. 由此推测, 震例总结中尾波 Q_c 在孕震过程中的不同变化形态是由于所取频段和带宽不同所致.

参加本项目工作的还有华培忠、李佩林等, 在此一并表示感谢.

参 考 文 献

- 许昭永, 段永康, 王彬, 等, 1996. 多种岩石的 Q_P , Q_S , Q_c . 地震研究, **19**(2): 192~198
- 许昭永, 徐东强, 包一峰, 等, 1992. 差应力条件下岩石Q值测定方法的改进. 地震研究, **15**(4): 418~425
- 赵晋明, 胡毅力, 王彬, 等, 1996. 在真三轴压缩时片麻岩破裂孕育过程中弹性波的特征变化. 地震地质, **18**(3): 277~281
- Aki K, 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J Geophys Res*, **85**: 6 496~6 504
- Aki K, Chouet B A, 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects. *J Geophys Res*, **80**: 3 322~3 342
- Toksoz M N, Johnston D H, Timeur A, 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks, 1. Laboratory measurements. *Geophysics*, **44**: 681~690