

# 岩石破裂孕育过程中的几种 $Q$ 值变化<sup>\*</sup>

王 彬<sup>1)</sup> 许昭永<sup>1)</sup> 赵晋明<sup>1)</sup> 胡毅力<sup>2)</sup>

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 mm×70 mm×140 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  $\sigma_3$  不变,再增加  $\sigma_2=\sigma_1=30\text{ MPa}$ ,保持  $\sigma_2$  不变,再增加  $\sigma_1$  直至岩样最后破裂.

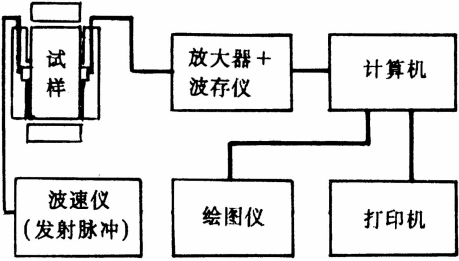


图 1 实验仪器系统方框图

波、S 波及足够长的尾波波列.

2 Q 值估算方法

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

2.1 谱振幅比法(Toksoz et al., 1979)

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

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

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, $r=r_2-r_1 \approx r_2$

$$\frac{1}{Q} = \frac{rc}{\pi} = \frac{r \cdot x}{\pi \cdot t} \tag{2}$$

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

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

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

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

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

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

(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  $Q_c$ .

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

(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.

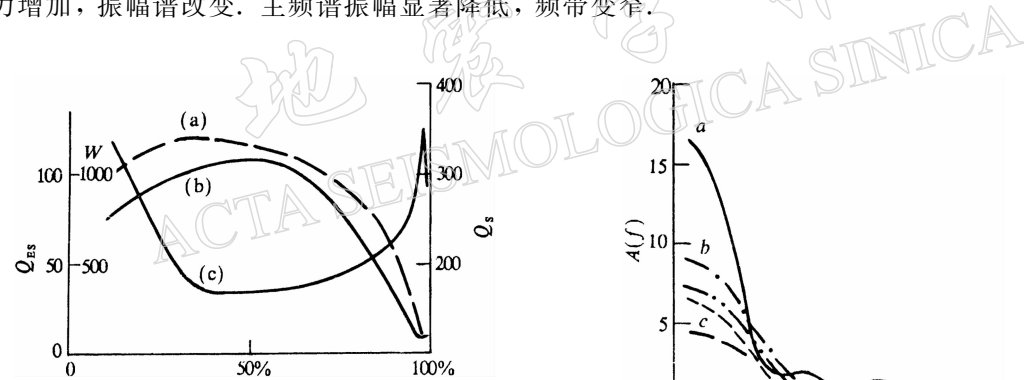


图 2 初至波能量(W),  $Q_{ES}$ 值和  $Q_s$  在破裂孕育过程中的变化  
(a) 能量; (b)  $Q_{ES}$ ; (c)  $Q_s$

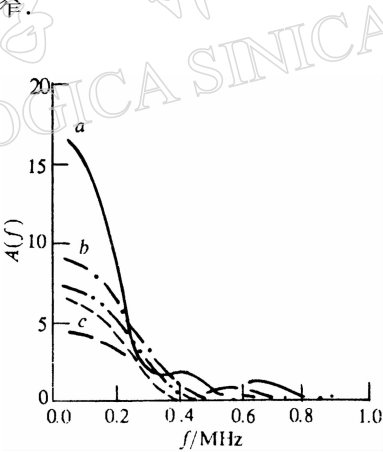


图 3 不同压力段的 S 波初至波振幅谱

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  $(107 \pm 10)$  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  $(41.5 \pm 10)$  kHz 频段尾波

在破裂应力的 80% 以前,  $Q_c$  的平均值为  $172 \pm 41$ , 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

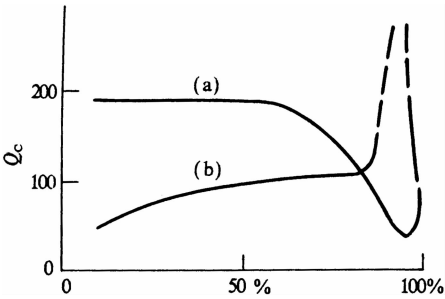


图 4 41.5 kHz(a)和 78.12 kHz(b)频率分量的  $Q_c$  在破裂孕育过程中的变化特征

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.

及临近主破裂时的波形图.图 5a 比图 5b, c 的衰减快得多,图 5c 衰减变慢然而波振幅比图 5a, b 都小,即图 5a 与图 5c 所示机制是不相同的.

3.3.2 对于  $(78.12 \pm 10)$  kHz 频段的尾波

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.

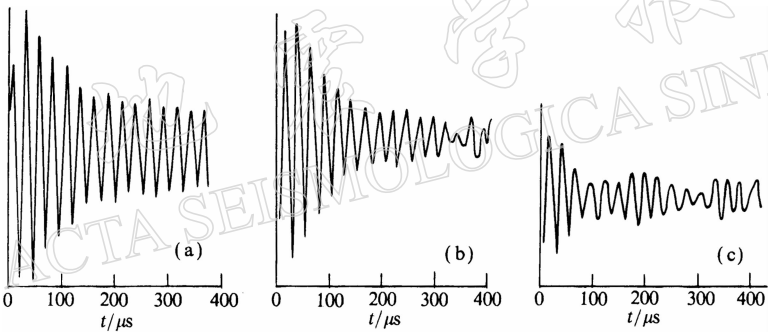


图 5 破裂孕育过程中的典型波形图  
(a) 低应力; (b) 高应力; (c) 临近主破裂

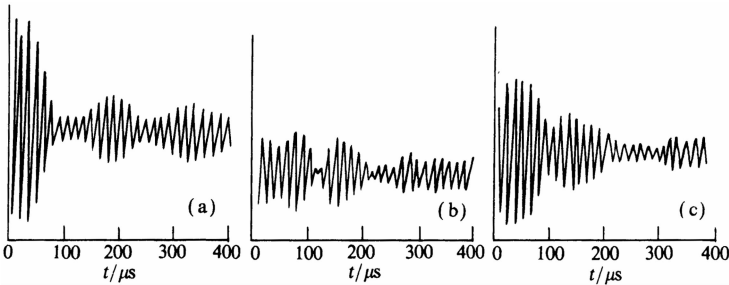


图 6 78.12 kHz 尾波不同应力时的典型图  
(a) 低应力; (b) 高应力; (c) 临近主破裂

## 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