

蒋海昆, 吴 琼, 董 祥等. 不同温压条件下声发射应变能释放特征——加速模型参数物理含义的初步讨论. 地球物理学报, 2009, **52**(8):2064~2073, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.08.015

Jiang H K, Wu Q, Dong X, et al. Behaviors of AE strain release under the different temperature and pressure condition: discussion on the physical meanings of ASR model parameter. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, **52**(8):2064~2073, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.08.015

不同温压条件下声发射应变能释放特征—— 加速模型参数物理含义的初步讨论

蒋海昆¹, 吴 琼¹, 董 祥², 苗青壮², 宋 金¹

1 中国地震台网中心, 北京 100045

2 山东省地震局, 济南 250014

摘 要 利用不同温、压条件下的花岗岩变形实验数据, 研究声发射(AE)事件应变释放特征, 探讨加速模型参数 m 值与温压环境的关系. 常温条件下, 声发射应变显示一定的加速释放特征, 但 m 值随围压增加未显示出趋势性的变化, 表明常温条件下 m 值与岩石强度关系不密切. 围压固定时, m 值随温度升高逐渐变大, 声发射应变从加速释放逐渐过渡到匀速释放, 这意味着不同温度条件下岩石变形过程中内部微破裂形式的差异, 可能导致应变释放类型的较大差异(即 m 值的较大差异). 在浅表地层的温压条件下, 岩石破坏前显示一定的加速释放特征, m 小于 1; 在渐进式破坏区段, 应变释放呈逐渐减弱的减速释放态势, m 明显大于 1; 在深部温压条件下, 应变释放加速特征明显, m 值明显较低. 此外, 完整岩样破裂前声发射应变加速释放特征显著, 而宏观剪裂面的黏滑之前, 声发射应变基本上匀速释放.

关键词 应变加速释放模型, m 值, 岩石变形实验, 声发射, 温度, 围压

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.08.015

中图分类号 P315

收稿日期 2008-11-26, 2009-01-04 收修定稿

Behaviors of AE strain release under the different temperature and pressure condition: discussion on the physical meanings of ASR model parameter

JIANG Hai-Kun¹, WU Qiong¹, DONG Xiang², MIAO Qing-Zhuang², SONG Jin¹

1 China Earthquake Networks Center, Beijing 100045, China

2 Earthquake Administration of Shandong Province, Jinan 250014, China

Abstract Using the data of granite deformation experiments under different temperature and confining pressure, the strain release features of AE events have been studied, and the relationship between m -value, the parameter of the accelerating strain release (ASR) model, with the temperature and pressure environmental condition have been discussed. In room temperature, the AE strain shows a certain ASR, but the m -value does not show the tendential variety, this expresses that the m -value does not interrelate to the rock strength tightly. When confining pressure be fixed, m -value increases with the temperature, and the AE strain release changes gradually from accelerating pattern to the linear pattern. This means that the different microfracture modes inside the rock sample during the process of the rock deformation under the

different temperature condition probably leads to the different strain release pattern (i. e. different m -values). To simulate the temperature and confining pressure condition in different depths of the crust, a certain accelerating feature had been checked before the rock failure for shallow crust and m -value is smaller than 1. In progressive failure range of the crust, the strain shows a gradual decelerating release and m -value is greater than 1 obviously. For the HT-HP condition in deep crust, the accelerating feature is remarkable and m -value is very small. Besides, the rock status has a big influence on the m -value, the accelerating feature is obvious before the fracture of the symmetrical and integrated rock sample, but it is linear before the stick-slip of the rock sample with macro-cracks.

Keywords Accelerating Strain Release model (ASR model), m -value, Rock deformation experiment, Acoustic emission, Temperature, Confining pressure

1 引言

大地震前的矩释放加速现象 (AMR) 被越来越多的研究者所关注^[1~4], 矩释放加速现象可以通过幂指数关系进行定量描述^[3,5]. 进一步的研究表明, 用 Benioff 应变对加速模型进行拟合, 以构造 Benioff 应变的加速释放模型 (Accelerating Strain Release, ASR), 比用地震矩释放能更准确地对目标地震发生时间及震级进行预测^[3]. AMR 或 ASR 之所以引起广泛关注, 一个重要的原因是, 正如各种介质中的破裂过程那样, 地震被看作是一种典型的临界现象^[6,7], 而强震前的 AMR 或 ASR 则是地震临界点模型的一个有力的观测证据. 近期的研究表明^[8~10], 较大临界区范围内地震应变加速释放的同时, 在较小的孕震区范围内还存在地震应变释放减弱的现象 (Decelerating Strain Release, DSR), 据此提出了作为地震前兆的 DA 模式 (Patterns of “Decelerating In-Accelerating Out Seismic Strain”). 其含义是, 大震前临界区范围内地震活动呈加速释放态势, 同一时期, 在较小的孕震区范围内则出现地震活动的减弱. 蒋长胜等^[11] 利用中国大陆 1978 年以来 109 例 $M_s 5.7$ 以上地震对 ASR 的普遍性进行检验, 发现具有加速和减速特征的震例分别是 55 例和 23 例. 震前孕震区范围内地震活动的减弱, 被归因于由于震前滑移所导致的应力松弛过程^[12,13].

ASR 模型参数 m 值表征 Benioff 应变释放状态、以及释放速率的大小, 通常取 $m=0.3$ 及 $m=3.0$ 以分别拟合中小地震累积应变释放的加速及减速特征^[8,9]. 对应变释放加速, $m=0.3$ 有较多的统计证据支持^[14], 同时也开展了一些理论探讨^[6,15]. 但总的来说, 上述现象学层面上的统计模型研究, 并未涉

及 m 值究竟与什么物理因素有关这一基本问题.

加速模型着重研究大震前中小地震的应变释放状态, 而地震是地下岩体的破裂或黏滑失稳. 已有研究表明, 在温压环境、加载速率、环境刚度等诸多影响地下岩体破坏与失稳的因素中, 温压环境对岩体变形破坏具有十分重要的影响^[16]. 已有作者在实验室条件下模拟地壳深部温压环境, 分析花岗岩在不同温压条件下的变形及破坏^[17], 讨论微破裂声发射时序特征^[18~20], 并对地震活动的增强-平静、 b 值变化、空区图像等地震学现象的可能机理进行了初步讨论^[21].

在此基础上, 本文将利用不同温、压条件下岩石变形过程中的声发射数据^[17~20], 研究不同温、压条件下声发射应变释放特征, 着重讨论模型参数 m 值与微破裂发生环境温、压条件的关系, 探讨 m 值物理含义. 由于岩石破裂过程的尺度无关性质^[22,23], 这一工作有助于地震应变加、减速释放过程物理含义的深入认识.

2 实验条件及模型参数计算

2.1 实验条件

实验用样品为北京居庸关花岗岩, 矿物组分: 钾长石 10%~15%、斜长石 45%~50%、石英 30%~35%、黑云母 5%, 平均粒度 0.8 mm. 样品形状为高 20 ± 0.2 mm、直径 10 ± 0.2 mm 的圆柱体. 围压介质为绿化钠. 在三种条件进行高温高压岩石破裂实验: (1) 室温下围压从 50~900 MPa 改变; (2) 400 MPa 围压下温度从 20~900 °C 改变; (3) 温度和围压同时改变以模拟典型地温、地压关系直至 35 km 左右深度. 实验温、压条件列于表 1, 其中常温下单独改变围压或 400 MPa 下单独改变温度的实验, 目的在于

简化条件,着重研究围压或温度单因素的影响,实际地壳中并不存在类似的温压环境.第三部分围压与温度的组合及与该温压环境大体对应的地壳深度主要由 Neville 等^[24]的结果汇总而成,不宜完全等同于特定地区的地壳深度温压条件.同时,文中所述各项特征,均指花岗岩在相应温、压条件下所表现出的性质,与特定地区实际地壳相同深度的介质状况不一定完全吻合.

详细的实验方法及实验条件参见相关文献^[18~20].

2.2 “加速”模型参数求解

ASR 模型表达为^[3]

$$S(t) = A + B(t_f - t)^m. \quad (1)$$

如图 1 所示,式(1)中 $S(t)$ 是 $[0, t]$ 时段内离散形式的累计 Benioff 应变, t_f 为预期目标地震的发生时间, A, B, m 为模型参数. m 值表征 Benioff 应变释放状态、以及释放速率的大小, $m < 1$ 为 Benioff 应变加速释放, m 越小、加速特征越明显,当 $t \rightarrow t_f$ 时, $S(t) \rightarrow \infty$, 即累积应变释放达到最大(主震释放), 此即最初“加速”释放模型的由来,此时 A 即为 $[0, t_f]$ 时段内预期释放的累积 Benioff 应变, A 减去实际已释放的 Benioff 应变, 所余即是预期将于 t_f 时刻发生的目标地震的 Benioff 应变, 据此可粗略估计目标地震的强度. $m = 1$ 表征 Benioff 应变均匀释放; $m > 1$ 与 Benioff 应变减速释放相对应, m 越大、减速释放特征越突出.

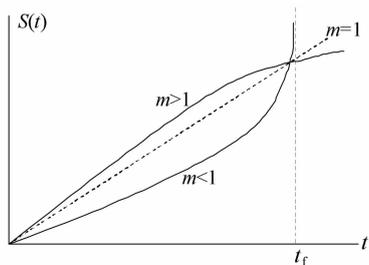


图 1 Benioff 应变释放模型示意图

Fig. 1 Sketch map for Benioff strain release

参考地震学中的做法,令声发射应变 $e_i = k_0 \sqrt{10^{M_i}}$, 其中 M_i 为第 i 次声发射的强度^[18], k_0 为常数, 由于仅考虑累积应变的变化趋势而不关注其绝对值的大小, 因而令 $k_0 = 1$. 以 20 s 为时间单位, 计算加载开始至第 j 个时间单位内所有声发射事件的应变之和 S_j ($j = 1, 2, \dots, n$), n 为单位时间个数, 自实验加载开始至样本破裂失稳之间的时间为总的统计时间.

为方便比较,对时间及累积应变进行归一化处

理, 即令 $t = t/T_0$ 、 $S = S/S_0$, 其中 T_0 、 S_0 分别为各次实验总的统计时间及总的累积应变. 如此处理的结果是, 式(1)中 A, B 的具体数值将发生改变, 但对表征应变释放状态的 m 值没有影响. 由于等应变速率加载, 因而归一化时间亦可理解为归一化差应力(差应力/破裂强度).

利用声发射应变数据 (S_j, t_j) ($j = 0, 1, \dots, n$), 采用穷举非线性最小二乘法求解式(1)的最优解. 在 $[m_{\min}, m_{\max}]$ 内以步距 Δm 穷举 m , 对任一 m_i ($i = 1, 2, 3, \dots, k$; $k = (m_{\max} - m_{\min})/\Delta m$), 令 $A_i = A, B_i = B, x_j = (t_f - t_j)^{m_i}$, 则式(1)改写为

$$S_j = A_i + B_i x_j \quad (j = 0, 1, \dots, n) \quad (2)$$

式(2)是常见的线性方程, 利用数据 (S_j, x_j) , 经由线性最小二乘法可得

$$\left\{ \begin{aligned} B_i &= \frac{n \sum_j S_j x_j - \left(\sum_j S_j \right) \left(\sum_j x_j \right)}{n \sum_j x_j^2 - \left(\sum_j x_j \right)^2}, \\ A_i &= \frac{\left(\sum_j x_j^2 \right) \left(\sum_j S_j \right) - \left(\sum_j x_j \right) \left(\sum_j S_j x_j \right)}{n \sum_j x_j^2 - \left(\sum_j x_j \right)^2}. \end{aligned} \right. \quad (3)$$

对每一个 m_i , 均由式(3)计算得到相应的 A_i 和 B_i . 对第 i 组参数 (m_i, A_i, B_i) ($i = 1, 2, 3, \dots, k$), 计算式(1)与实际观测数据之间拟合残差的平方和

$$\delta_i = \sum_{j=1}^n [A_i + B_i (t_f - t_j)^{m_i} - S_j]^2, \quad (4)$$

取 $\min[\delta_i]$ ($i = 1, 2, 3, \dots, k$) 对应的参数 (m_i, A_i, B_i) 为式(1)的最优解 (m, A, B) .

3 不同温、压条件下微破裂加速模型参数 m 值的变化

利用各次实验得到的、岩样破坏前的声发射数据, 进行式(1)的拟合. 不同温、压条件下最优模型参数结果列于表 1, 实际应变随时间的变化及模型拟合结果如图 2、3、4 所示.

(1) 常温、不同围压条件下, 着重考察围压单因素对声发射应变释放的影响. 随变形过程的发展, 声发射活动均显示应变加速释放特征, ASR 模型能够对其进行较好的拟合. m 值大多介于 0.45~0.60 之间, 随围压的增加并未显示出趋势性的变化特征(图 2, 表 1). 由于常温及一定围压范围内, 围压主要影响岩石强度, 并且岩石破坏均属脆性剪切破裂或黏滑^[17], 因而上述现象可能意味着, 在常温条件下,

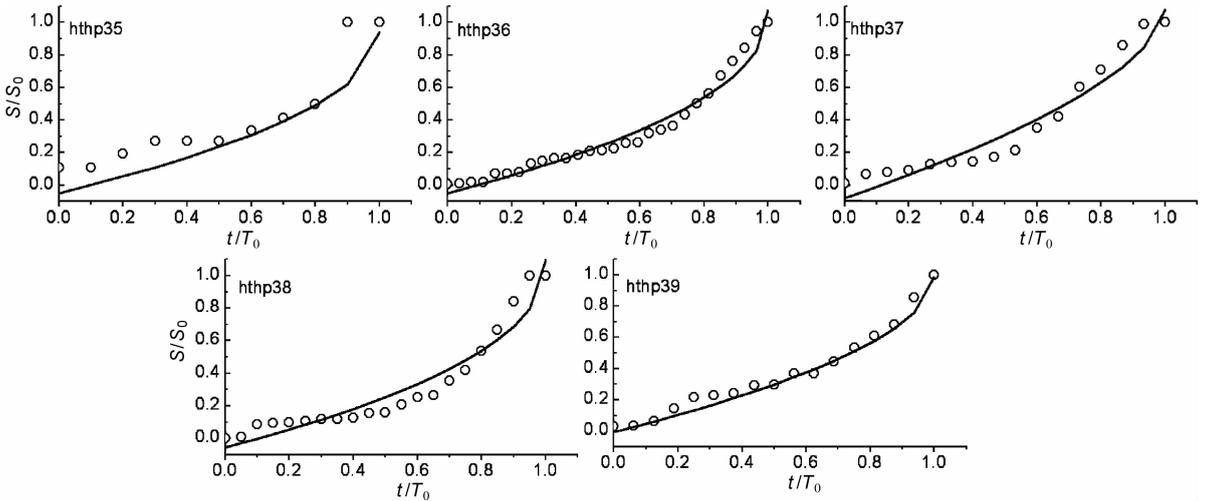


图 2 室温、不同围压条件下声发射应变释放与 ASR 模型拟合
 t/T_0 、 S/S_0 分别为归一化时间及归一化累积应变释放, 空心圆为实际声发射应变释放;
 曲线为 ASR 模型拟合结果, 模型参数及围压见表 1.

Fig. 2 Fitting of ASR model for AE events under room temperature and different confining pressure condition
 t/T_0 and S/S_0 are normalized time and normalized cumulate strain energy release respectively. Empty circle expresses the actual data of cumulate AE strain release. Curve is the best fitting of the ASR model, parameters of the model and confining pressures are listed in Table 1.

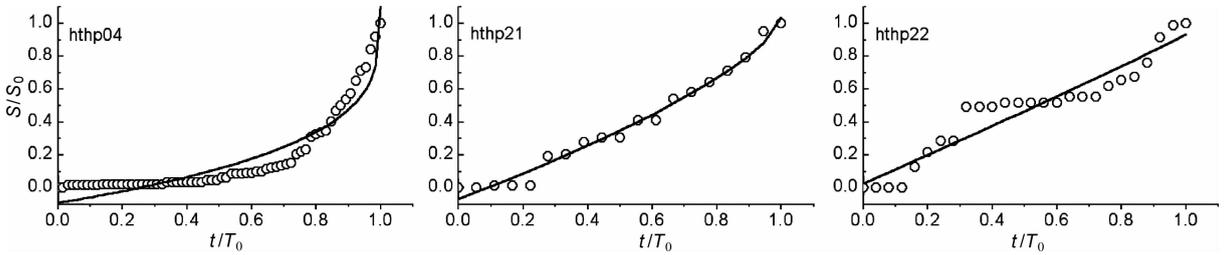


图 3 400 MPa 围压、不同温度条件下声发射应变释放与 ASR 模型拟合
 图注与图 2 相同.

Fig. 3 Fitting of ASR model for AE events under different temperature and 400 MPa confining pressure condition
 Note on sketch is same as in Fig. 2.

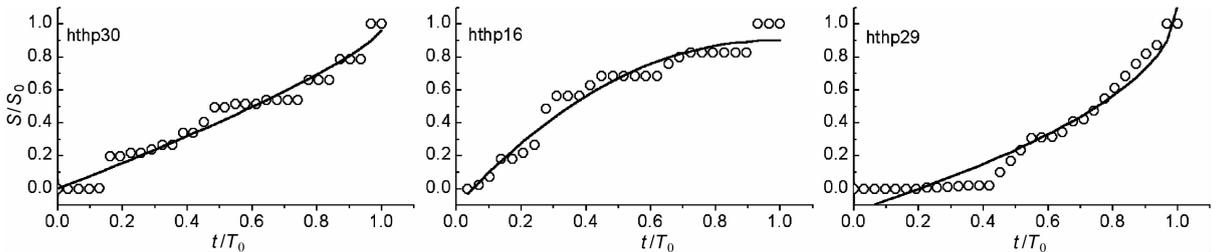


图 4 不同深度温、压条件下声发射应变释放与 ASR 模型拟合
 图注与图 2 相同.

Fig. 4 Fitting of ASR model for AE events under temperature confining pressure condition simulating different depths of crust
 Note on sketch is same as in Fig. 2.

ASR 模型 m 值与岩石强度关系不明显, 可能主要反映微裂隙的脆性破裂这一共性特征. 需注意的是, 类似的常温实验条件与实际地震震源环境有显著的差异.

重考察环境温度单因素对声发射应变释放的影响. 当温度较低时 (20 °C), 为纯粹的脆性破裂, 声发射活动显示典型的应变加速释放特征, m 等于 0.27 (表 1, 图 3 中 hthp04). 提高温度至 150 °C, 声发射

(2) 400 MPa 围压、不同的环境温度条件下, 着

表 1 不同温、压条件下声发射 ASR 模型拟合结果

Table 1 Fitting results of ASR model for AE events under different temperature and pressure condition

实验方式	实验编号	实验条件		深度/km	ASR 或 DSR 模型参数				
		T/(°C)	P/MPa		<i>m</i>	A	δA	B	δB
常温 围压改变	hthp35	室温	200		0.49	0.939	0.111	-0.988	0.083
	hthp36	室温	300		0.46	1.075	0.053	-1.125	0.029
	hthp37	室温	400		0.59	1.080	0.090	-1.160	0.055
	hthp38	室温	500		0.45	1.095	0.088	-1.151	0.054
	hthp39	室温	600		0.53	0.988	0.032	-0.996	0.020
400 MPa 围压 温度改变	hthp04	20	400		0.27	1.135	0.078	-1.228	0.041
	hthp21	150	400		0.68	1.037	0.041	-1.105	0.022
	hthp22	250	400		0.96	0.933	0.088	-0.909	0.034
温、压同时改变	hthp30	20	100	~3	0.79	0.964	0.054	-0.963	0.021
	hthp16	150	200	~6	2.13	0.901	0.063	-1.003	0.017
	hthp29	650	700	~26	0.51	1.117	0.075	-1.253	0.036

应变释放速率降低、加速释放特征减弱, m 提高到 0.68(表 1, 图 3 中 hthp21). 进一步提高温度至 250 °C, m 值接近于 1, 声发射活动显示大体均匀的应变释放属性(表 1, 图 3 中 hthp22).

从这一组实验结果对比来看, 当围压固定时, m 值随温度升高而逐渐变大, 声发射应变从加速释放 ($m \ll 1$) 逐渐趋于均匀释放 ($m \rightarrow 1$). 三组实验的温度彼此相差大约 100 °C, m 值的变化却非常明显, 从 0.27 增加到 0.96. 卸样后观察结果显示^[17], 尽管 400 MPa 围压及 250 °C 温度以下样品均为脆性破裂, 但破裂细节仍存在较大差异: 20 °C 时变形破坏为贯通的主剪切破裂. 在 150~250 °C 时, 出现与 σ 方向约成 30° 夹角的单斜剪切破裂面, 显微镜下观察, 除剪切破裂面外, 普遍发育粒间和粒内微破裂. 其中温度为 150 °C 时没有贯通的主剪切破裂面, 表现为多条斜列破裂面把石英和长石等矿物切穿, 250 °C 时则形成一条贯通的破裂带, 破裂带内矿物细粒化, 中间夹有定向的石英和长石残斑, 残斑长轴与主破裂面平行或夹角小于 10°, 部分石英残斑出现波状消光. 这表明, 当围压固定时, 不同温度条件下岩石变形过程中由于内部微破裂形式的差异, 可能导致 m 值的较大差异.

这一现象也意味着, 大震前中小地震应变释放模式(加速、减弱、均匀)可能与区域范围内的介质及温、压状况有关. 由于固定区域介质及温、压状况的相对稳定性, 理想条件下某些区域大震前的应变加速释放特征可能具有某种“重复性”, 即依赖于地震活动的加速特征, 某些区域大震的发生时间“经常”

可以被预测; 而某些区域则由于应变释放始终呈现均匀状态, 因而大地震发生时间将始终无法预测. 需要指出的是, 这一推定是在研究区介质状况及温、压环境不变的“理想”状况下得到的, 但事实上, 巨大地震的发生以及区域应力场的改变, 都会导致震源及附近区域构造及介质状况的改变.

(3) 在模拟深度变化的温、压条件下, 声发射应变释放特征较前述单纯改变围压或温度的实验结果更为复杂. 一个基本的事实是, 以低压准突发失稳为特征的温压条件下(图 4 中 hthp30), 样品破坏前显示一定程度的加速释放特征, m 值小于 1, 但相对较高, 等于 0.79; 以渐进式破坏(无突发失稳)为特征的温压条件下(图 4 中 hthp16), 声发射应变释放呈逐渐减弱的减速释放特征, m 值大于 1, 为 2.13; 在更深部位的温压条件下(图 4 中 hthp29), 岩样破坏以系统高压突发失稳为特征, 与其上部的明显差异是, 破前即有逐渐密集的声发射活动^[19], 声发射应变呈明显的加速释放特征, m 值较小, 约为 0.51.

这一现象可能意味着, 作为大地震“前兆”的中小地震应变加速释放, 其中、小地震可能主要分布在易于发生高压突发失稳的地壳区段, 这一深度范围大体上与大陆板内地震的主要分布深度相吻合^[17-25], 并且随主震的临近(进入临界状态之后的不可逆过程), 中、小地震分布深度下迁、应变加速释放特征日趋明显, m 值逐渐变小. 这一认识与文献[22]提出的地震活动模式的预期相一致: 某区域若有大地震孕育, 则随大震的临近, 震中附近中小地震震源深度有逐渐下迁的趋势, 同时 b 值逐渐降低. 朱

艾澜等^[26]的实际观测与计算结果支持这一预期。

对照表 1 中 hthp21 与 hthp16 结果,加温实验条件下,当温度相同时(150 ℃),较高的围压对应较低的 m 值。值得关注的是,在 hthp16 实验中,声发射应变呈典型的减速释放特征(DSR, $m \gg 1$),这可能主要受控于该温压条件下花岗岩的渐进式破坏行为^[17,19,20],发生渐进式破坏的原因可能源于中等强度围压条件下固体围压介质的强约束作用^[27]。

4 破裂及黏滑失稳前中小地震 ASR 模型参数 m 值的差异

岩石破裂和摩擦滑动实验中的“应力降”,在物理上对应于岩样失稳所导致的、突然的应力释放,在形式上表现为差应力曲线瞬间的降落,在数值上等于应力突然降落过程终止差应力与初始差应力之差。在前述室温条件下的岩石变形实验中,当围压增高到 300 MPa 时出现明显的应力降,400 MPa 之后应力降更大且呈准周期释放态势,围压越高、黏滑规则性越好^[18]。对各次实验以大应力降发生时间为界划分各阶段(参见文献^[18]图 2d、2e、2f、2g),各次实验第 1 次大应力降均是由于完整岩样的宏观破裂产生,由此导致岩样内部宏观剪裂面的形成^[17],其后几次大应力降则是由宏观剪裂面具有失稳特征的、大的黏滑过程产生。因而,在标本破坏前(阶段 1),声发射主要由完整岩样内部的脆性微破裂产生,

而标本破坏后阶段,声发射主要由已破坏岩样的剪裂面在高围压条件下的摩擦滑动过程产生(参见图 5~7 及表 2)。着重于破裂及黏滑这两类不同的失稳方式前声发射应变释放特征的对比,选择围压分别为 400、500 MPa 及 600 MPa 时的 hthp37、hthp38 及 hthp39 号实验结果进行分析。各次实验、各阶段声发射应变释放及模型拟合结果如图 5~7 所示,最佳模型参数如表 2 所列。

由图 5~7 可见,每次实验过程中,完整岩样宏观破裂前阶段(阶段 1),应变释放加速特征均较明显,第 1 次大应力降(与完整岩样的宏观破裂相对应)之后,岩样破坏并形成宏观剪裂面^[17],样品强度降低,各阶段声发射应变释放加速特征逐渐减弱,大体上逐渐趋于线性的均匀释放。由表 2 对照来看,一个显著的特征是,岩石标本宏观破裂之前(阶段 1)声发射的 m 值,系统地小于岩石标本破裂后准周期黏滑过程各阶段的 m 值;并且就后者而言, m 值随时间的推移而逐渐增大。

这一结果表明,岩石状况对 ASR 模型 m 值具有较明显的影响:岩样完整性好、强度高,则岩石受力变形过程中随宏观破裂的临近,声发射应变呈明显的加速释放特征;而当岩样宏观破裂后,岩石标本强度降低,在进一步的受力变形过程中,随宏观剪裂面黏滑失稳的临近,声发射应变释放加速特征逐渐变得不明显,趋向于均匀的线性释放特征。事实上,首次突发失稳之后,岩样宏观剪裂面已经形成,其后

表 2 室温条件下花岗岩变形破坏不同阶段声发射 ASR 模型拟合结果
Table 2 Fitting results of ASR model for AE events in different phases under the room temperature and different confining pressure conditions

实验条件	实验编号	ASR 模型参数					阶段划分	失稳方式
		m	A	δA	B	δB		
室温 400 MPa 围压	hthp37-01	0.59	1.080	0.090	-1.160	0.055	1	F
	hthp37-02	0.72	1.013	0.058	-1.127	0.042	2	S
	hthp37-03	0.75	1.017	0.051	-1.113	0.038	3	S
	hthp37-04	0.89	1.048	0.066	-1.205	0.045	4	S
	hthp37-05	0.87	0.966	0.054	-1.110	0.041	5	S
室温 500 MPa 围压	hthp38-01	0.45	1.095	0.088	-1.151	0.054	1	F
	hthp38-02	0.64	1.027	0.082	-1.177	0.058	2	S
	hthp38-03	0.87	1.009	0.030	-1.107	0.017	3	S
	hthp38-04	0.89	1.015	0.040	-1.122	0.023	4	S
室温 600 MPa 围压	hthp39-01	0.53	0.988	0.032	-0.996	0.020	1	F
	hthp39-02	0.74	1.034	0.048	-1.107	0.027	2	S
	hthp39-03	0.95	1.092	0.086	-1.286	0.044	3	S

注:失稳方式中 F 代表破裂(fracture),S 代表黏滑(stick slip);hthp37-01、hthp38-01、hthp39-01 所用资料与表 1 中 hthp37、hthp38、hthp39 相同。

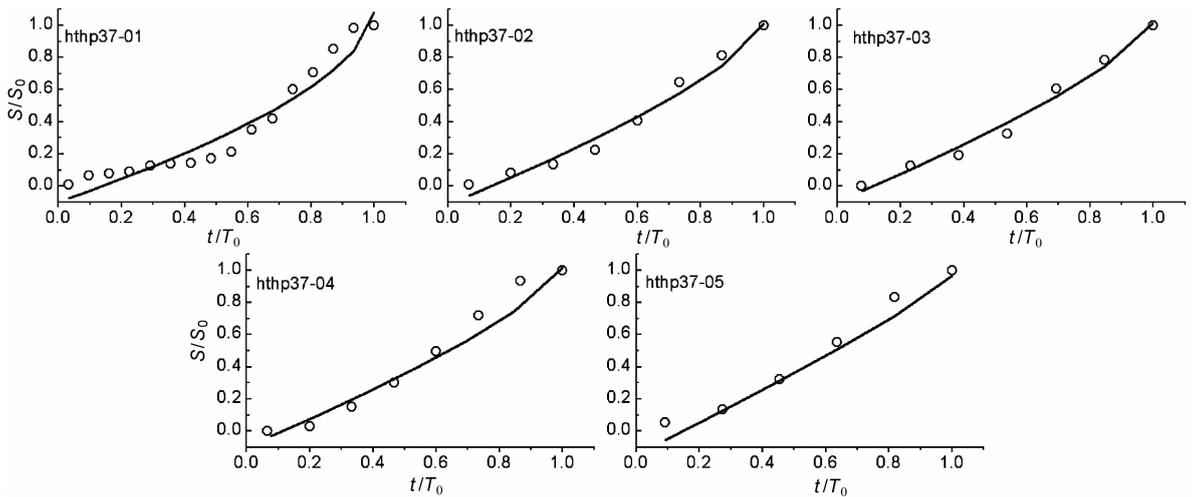


图5 常温、400 MPa 围压条件下不同阶段声发射应变释放与 ASR 模型拟合

图注与图 2 相同,模型参数见表 2;图中实验编号之后的-01,-02 等与表 2 中阶段 1、阶段 2 等相对应。

Fig. 5 Fitting of ASR model for AE events under room temperature and 400 MPa confining pressure condition

Note on sketch is same as in Fig. 2, parameters of the model are listed in Table 2. The serial number -01, -02, et al.

followed the experiment index hthp37 corresponds to the phase 1, phase 2, et al. in Table 2.

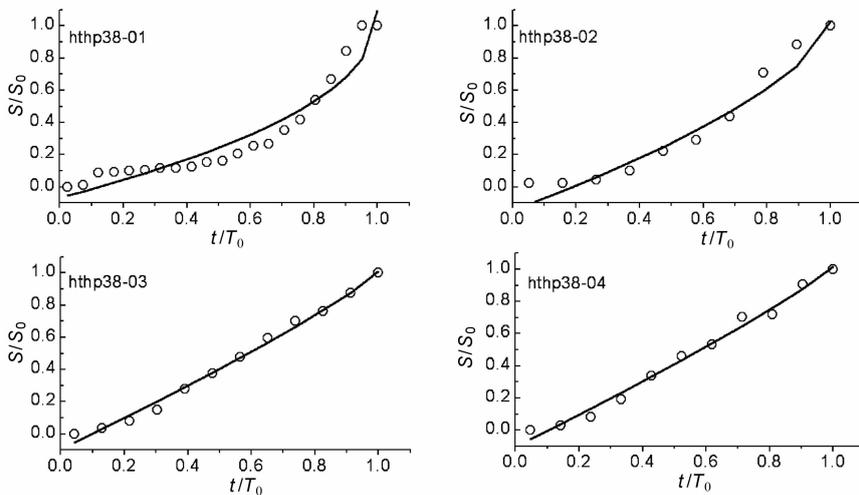


图6 常温、500 MPa 围压条件下不同阶段声发射应变释放与 ASR 模型拟合

图注与图 2 相同,模型参数见表 2;图中实验编号 hthp38 之后的-01,-02,-03,-04 与表 2 中阶段 1、阶段 2、阶段 3、阶段 4 相对应。

Fig. 6 Fitting of ASR model for AE events under room temperature and 500 MPa confining pressure condition

Note on sketch is same as in Fig. 2, parameters of the model are listed in Table 2. The serial number -01, -02, -03 and -04

followed the experiment index hthp38 corresponds to the phase 1, phase 2, phase 3 and phase 4 in Table 2.

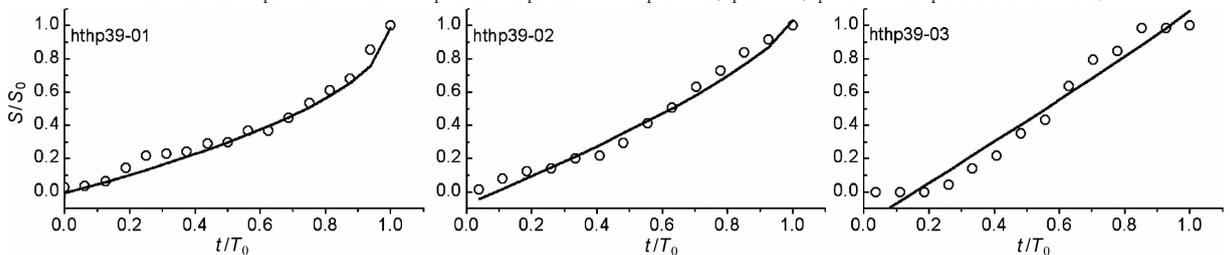


图7 常温、600 MPa 围压条件下不同阶段声发射应变释放与 ASR 模型拟合

图注与图 2 相同,模型参数见表 2;图中实验编号 hthp39 之后的-01,-02,-03 与表 2 中阶段 1、阶段 2、阶段 3 相对应。

Fig. 7 Fitting of ASR model for AE events under room temperature and 600 MPa confining pressure condition

Note on sketch is same as in Fig. 2, parameters of the model are listed in Table 2. The serial number -01, -02 and -03

followed the experiment index hthp39 corresponds to the phase 1, phase 2 and phase 3 in Table 2.

的声发射主要是由高围压条件下剪裂面两盘的摩擦滑动过程所产生. 不光滑剪裂面两侧的“微凸体”将阻挡宏观剪裂面的相对运动, 但由于等应变速率加载, 宏观断裂面两侧的相对运动必须发生, 大小、强度不等的不均匀介质颗粒(“微凸体”)将被逐渐“铲平”, 剪裂面两侧变得越来越“光滑”, 导致应变释放越来越“均匀”, 从而 m 值逐渐趋近于 1.

类比地震问题, 较小 m 值的应变加速释放, 可能与地下较完整地体环境或黏结度较高的断层结构相关联, 这种条件下介质强度相对较高, 随外加载荷的逐渐增强, 中小地震(微破裂)应变呈加速释放态势, 当外加载荷超过高围压条件下的介质强度时, 将发生不可逆转的破裂失稳. 类似的现象在地震活动新区尤其值得关注, 亦可依据中小地震应变释放的加速趋势, 粗略估计大震的可能发生时间. 相反的结论并不一定成立, 即与较大 m 值相对应的应变释放状态, 并不表明该区域一定不会有大的地震发生, 因为较大的 m 值($m \rightarrow 1$), 仅仅表明中小地震活动主要受破裂后剪裂面(断层)的黏滑过程所控制, 断层黏滑能够导致大的地震, 但其前兆性地震活动的加速特征并不明显.

5 结 论

(1) 常温条件下随围压的增加, 声发射应变显示出一定程度的加速释放特征, 加速模型参数 m 值介于 0.45~0.60 之间, 随围压的增加未显示出趋势性的变化特征. 由于常温条件下围压主要影响岩石强度, 因而常温实验条件下 ASR 模型 m 值与岩石强度关系不明显.

常温下岩石变形过程中声发射应变释放加速增长可能与高应力条件下微裂纹之间的合并、连接等相互作用过程有关. 几乎不含微裂纹的花岗斑岩及含大量微裂纹的花岗岩破裂实验的对比研究结果表明^[28,29], 前者由于内部应力分布较为均匀, 声发射主要受分布于不同矿物之间的点缺陷控制, 声发射发生率低、活动弱. 后者由于不同尺度微裂隙引起的应力集中, 应力分布不均匀, 且这种不均匀会随着外加应力的提高而增加, 导致破裂前大量声发射的产生及声发射率的不断增加; 同时, 较高应力水平下, 声发射数量大量增加的同时, 由微裂纹相互作用引起的微裂纹之间的合并、连接等作用, 使得较大的声发射事件增多, 从而导致应变释放的加速增长.

(2) 固定围压的条件下, m 值随温度升高而逐渐

增大, 声发射应变从加速释放逐渐过渡到均匀释放. 进一步的分析表明, 不同温度条件下岩石内部微破裂形式的差异, 是岩样变形破坏过程中 m 值差异较大的可能原因. 在研究序列衰减时已经发现, 热流值高的地区序列衰减快、热流值低的地区序列衰减慢^[30,31], 对此现象的物理解释是, 地壳温度高的地区应力松弛快, 序列活动衰减相对较快. 由于序列衰减与序列应变释放加速是相反的过程, 因而相同围压条件下, 随温度的升高, 应力松弛加快, 序列应变释放加速现象自然会逐渐减弱, 趋于均匀释放状态.

(3) 模拟地壳深部温、压环境, 以低压突突破坏为特征的浅表地层, 岩石破坏前有一定的应变加速释放特征, m 小于 1. 在渐进式破坏区段, 应变释放呈逐渐减弱的减速释放特征, m 值明显大于 1. 在高压突发失稳区段的温压条件下, 岩石破坏以突发失稳为特征, 破前即有逐渐密集的声发射活动, 显示明显的应变加速释放过程, m 值明显较低. 这意味着, 具有典型加速释放特征的中小地震活动, 可能主要分布在易于发生高压突发失稳的地壳层位, 并且随主震的临近, 应变加速释放特征日趋显著.

(4) 岩石状况对模型参数 m 值影响明显, 岩样完整性好、强度高, 则受力变形过程中随宏观破裂的临近, 声发射应变呈明显的加速释放态势; 而当岩样宏观剪裂之后, 岩样强度降低, 在进一步的受力变形过程中, 随宏观剪裂面黏滑失稳的临近, 声发射应变的加速释放特征逐渐变得不明显, 而是趋于均匀的线性释放. 随着时间的推移, 黏滑各阶段 m 值亦逐渐增大. 因而, 与较小 m 值相对应的应变释放加速, 与地下较完整的地体环境或黏结度较高的断层系统相关联, 介质强度相对较高; 反之, 接近于 1 的、较大的 m 值, 意味着应变的均匀释放状态, 主要受已有断层的黏滑活动过程所控制.

致 谢 感谢审稿人的评述及建设性的修改建议.

参考文献(References)

- [1] Ellsworth W L, Lindh A G, Prescott W H, et al. The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle. In: Earthquake Prediction: An International Review. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Monogr. 4 (1981) 126. 21~27
- [2] Sykes L R, Jaumè S. Seismic activity on neighboring faults as a long term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area. *Nature*, 1990, **348**:595~599
- [3] Bufe Varnes. Predictive modeling of seismic cycling of the greater San Francisco Bay region. *J. Geophys. Res.*, 1993, **28**:9871~9883

- [4] Knopoff, Levshina, Keilis-Borok, et al. Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(B3): 5779~5796
- [5] Brehm, Braile. Intermediate-term earthquake prediction using the modified time-to-failure method in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1999, **89**(1):275~293
- [6] Sornette D, Sammis C G. Complex critical exponent from renormalization group theory of earthquakes; implications for earthquake predictions. *J. Phys. I France*, 1995:607~619
- [7] Jaumè, Sykes R. Evolving towards a critical point: a review of accelerating seismic moment/energy release prior to large and great earthquake. *Pure Appl. Geophys.*, 1999, **155**:279~306
- [8] Papazachos C B, Karakaisis G A E, Savvaidis A S. Probabilities of activation of seismic faults in critical regions of the Aegean area. *Geophys. J. Int.*, 2004, **159**:679~687
- [9] Papazachos C B, Scordilis E M, Karakaisis G F, et al. Decelerating preshock seismic deformation in fault regions during critical periods. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 2004, **36**:1~9
- [10] Papazachos C B, Karakaisis G F, Scordilis E M, et al. New observational information on the precursory accelerating and decelerating strain energy release. *Tectonophysics*, 2006, **243**:83~96
- [11] 蒋长胜, 吴忠良, 史勇军. 中强震前地震活动矩释放加速现象 (AMR) 的普遍性问题. *中国地震*, 2004, **20**(2):119~125
Jiang C S, Wu Z L, Shi Y J. Generality of Accelerating Moment Release (AMR) before moderately strong earthquakes. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2004, **20**(2):119~125
- [12] Wyss M, Klein F, Johnston A C. Precursors of the Kalapana $M=7.2$ earthquake. *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**:3881~3900
- [13] Kato N, Ohtake M, Hirasawa T. Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding. *Pure Appl. Geophys.*, 1997, **150**:249~267
- [14] Ben-Zion, Lyakhovsky. Accelerated seismic release and related aspects of seismicity patterns on earthquake faults. *Pure Appl. Geophys.*, 2002, **159**:2385~2412
- [15] Lyakhovsky V, Ben-Zion Y, Agnon A. Earthquake cycle, fault zones, and seismicity patterns in a rheologically layered lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**:4103~4120
- [16] 王绳祖, 施良骐, 张流. 岩石塑性成分对失稳型式的影响. *地震地质*, 1986, **8**(4):77~84
Wang S Z, Shi L Q, Zhang L. Effect of plastic components in rocks on the modes of instability. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1986, **8**(4):77~84
- [17] 周永胜, 蒋海昆, 何昌荣. 不同温压条件下居庸关花岗岩变形破坏与失稳形式的实验研究. *中国地震*, 2002, **18**(4):389~400
Zhou Y S, Jiang H K, He C R. Experiments of brittle-plastic transition, modes of instability of Juyongguan granite at different T-P condition. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 2002, **18**(4):389~400
- [18] 蒋海昆, 张流, 周永胜. 不同围压条件下花岗岩的声发射序列特征及其地震学意义. *地球物理学报*, 2000, **43**(6):812~826
Jiang H K, Zhang L, Zhou Y S. Temporal behavior of AE sequence in deformation and failure process of granite under the condition of different confining pressure. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, **43**(6):812~826
- [19] 蒋海昆, 张流, 周永胜. 地壳不同深度温压条件下花岗岩变形破坏及声发射时序特征. *地震学报*, 2000, **22**(4):395~401
Jiang H K, Zhang L, Zhou Y S. Granite deformation and behavior of AE sequence under the temperature and pressure condition in different crust depths. *Acta Seismologica Sinica* (in Chinese), 2000, **22**(4):395~401
- [20] 蒋海昆, 张流, 周永胜. 不同温度条件下花岗岩变形破坏及声发射时序特征. *地震*, 2000, **20**(3):87~94
Jiang H K, Zhang L, Zhou Y S. Characteristics of AE temporal sequences in the process of deformation and failure of granite at high pressure and different temperature. *Earthquake* (in Chinese), 2000, **20**(3):87~94
- [21] 蒋海昆, 张流, 周永胜等. 基于高温高压岩石破裂实验结果对部分地震学现象的解释. *西北地震学报*, 2002, **24**(2):113~122
Jiang H K, Zhang L, Zhou Y S, et al. Primary explanation on some seismic phenomena around the epicenter area before strong and moderate earthquake based on the ht-hp rock failure experimental results. *Northwestern Seismological Journal* (in Chinese), 2002, **24**(2):113~122
- [22] Brady B T. Theory of earthquakes. I. A scale independent theory of rock failure. *Pure Appl. Geophys.*, 1974, **112**(4):701~725
- [23] Allegre C J, Mouel J Le, Provost A. Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, 1982, **297**:47~49
- [24] Neville Carter, Michael C Tsenn. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 1987, **136**:27~63
- [25] 傅征祥. 中国大陆余震活动深度分布及其流变学机制. *中国地震*, 1996, **12**(2):147~154
Fu Z X. Distribution of aftershock depths in China mainland and its rheological mechanism. *Earthquake Research in China* (in Chinese), 1996, **12**(2):147~154
- [26] 朱艾斓, 徐锡伟, 胡平等. 首都圈地区 b 值随震源深度的变化: 对地震成核的意义. *科学通报*, 2005, **50**(8):788~792
Zhu A L, Xu X W, Hu P, et al. Variation of b -value with the focus depths in capital region: significance for earthquake nucleation. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2005, **50**(8):788~792
- [27] 张流. 高温高压条件下周口店花岗岩闪长岩岩石力学性质的实验研究. *地震地质论文集*. 天津: 天津科学技术出版社, 1986. 159~174
Zhang L. Experimental study on rock mechanics of Zhoukoudian granodiorite under the HT-HP condition. *Corpus of Seismology and Geology* (in Chinese). Tianjin:

- Tianjin Science and Technology Press, 1986. 159~174
- [28] 马胜利,雷兴林,刘力强. 标本非均匀性对岩石变形声发射时空分布的影响及其地震学意义. *地球物理学报*, 2004, **47**(1):127~131
- Ma S L, Lei X L, Liu L Q. Effects of heterogeneity in rock samples on spatial and temporal distribution of acoustic emission and their significance in seismology. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2004, **47**(1):127~131
- [29] Wang Lifeng, Ma Shengli, Ma Li. Accelerating moment release of acoustic emission during rock deformation in the laboratory. *Pure Appl. Geophys.*, 2008, **165**:181~199
- [30] Kisslinger C, Jones L M. Properties of aftershocks in Southern California. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**:11947~11958
- [31] Creamer F H, Kisslinger C. The relation between temperature and the Omori decay parameter for aftershock sequences near Japan. *EOS Trans. AGU*, 1993, **74**(43)(Suppl.): 417

(本文编辑 何 燕)