

文章编号: 0253-3782(2000)04-0395-09

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^{*}

蒋海昆 张 流 周永胜

(中国北京 100029 中国地震局地质研究所, 中国地震局构造物理开放实验室)

摘要 不同深度温压条件下的三轴压缩实验结果表明, 花岗岩强度随深度持续增加直至 30 km 左右. 在地壳浅表部位, 岩石破坏表现为低压突发或准突发失稳, 破坏前后有分布大体均匀的声发射(acoustic emission, 以下简称 AE)事件发生; 向下进入以渐进式破坏为特征的深度范围时, 破坏前基本没有或仅有很少的、随时间逐渐稀疏的 AE 分布, 破坏后也仅有极少的 AE 被记录到; 在更深的以高压准突发失稳为特征的深度范围, 破坏前依然 AE 极少, 但破坏后伴随不等周期粘滑应力降的产生而有较多的 AE 被记录到; 在更高的温压条件下(约 26 km), 破坏形式为高压突发失稳, 破坏前即有逐渐密集、累积频次呈指数增加的 AE 活动; 在 35 km 深度附近, 岩石强度急剧降低, 样品表现为半延性、延性渐进式破坏, 无 AE 记录. 声发射 b 值随深度增加似有减小的趋势, 并且 b 值在岩石破坏前略小于破坏后. 声发射时间序列奇异性强度因子 α 的数值分布范围在 18 km 左右深度的温压条件下最宽, 表明其标度类型最多, 结构最为复杂、无序; 在浅部及更深部位的温压条件下均变窄. 因而, 当温压条件模拟真实的地壳深度向下改变时, 微破裂时间序列奇异性强度因子 α 的分布范围可能会经历“由窄变宽、再由宽变窄”的变化过程.

关键词 高温高压 花岗岩 变形破坏 声发射 标度指数谱

中图分类号: P315.3 **文献标识码:** A

引言

板内浅源强震震源深度主要分布于由花岗岩、闪长岩等的流变曲线所控制的岩石高强度区域内 (Brace, Kohlstedt, 1980; Sibson, 1982; Meissner, Strehlau, 1982; Chen, Molnar, 1983), 这显然与岩石变形性质随深度的变化有关, 因而在研究地震问题时同时考虑该深度范围内岩石的破坏方式(破裂或流动)及其力学失稳形式(突发失稳或渐进式破坏)是有益的. 在实验室模拟地下深部温压环境, 通过监测岩石受力变形过程中内部群体微破裂 AE 事件的时空演化, 是研究深部岩石性状及其在构造应力作用下失稳、破坏过程的重要方法. 由于岩石破裂过程的尺度无关性质 (Brady, 1974), 这对类比认识地震震源过程、特别是地震序列的时间演化具有启迪意义.

^{*} 中国地震局“九五”重点攻关项目 95-04-02-01 和山东省自然科学基金项目 Y97E02079 的部分成果以及中国地震局构造物理开放实验室共同资助. 中国地震局地质研究所论著 2000B0012.
1999-09-09 收到初稿, 2000-02-28 收到修改稿并决定采用.

已有的关于 AE 时序特征的研究,大多是在常温、单轴条件下着重研究介质、结构、加力方式等对 AE 序列特征的影响(蒋海昆,张流,1998;刘力强等,1999).少数涉及加温的实验,也基本是在单轴条件下,研究温度或升温速率对岩样波速场和岩石热开裂 AE 的影响(马瑞等,1996;李纪汉等,1986;刘祝萍等,1994;安镇文等,1987).系统地模拟地壳深度温压环境条件下的工作,未见有系统报道.

在前期对围压及温度单因素影响进行初步研究的基础上(蒋海昆等,2000a, b),本研究通过温度和围压的不同组合形式,模拟地壳不同深度的温压环境,着重研究了花岗岩在不同深度温压条件下的变形破坏和微破裂时序特征.

1 实验条件和方法

实验在中国地震局构造物理开放实验室高温高压三轴实验系统^①上进行.以 NaCl 作传压介质,对围压介质的摩擦影响作了修正(王威等,1988).实验中实际温度与设定温度的最大偏差约为 10°C . 对应力-应变曲线统一进行了高温高压下的岩样半延性-延性变形改正(蒋海昆等,2000c),实验的升温、升压方式为:前期以 $5^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 匀速升温,最后 30°C 以 $2^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 匀速升温.同时,轴、围压以静水压的比例缓慢地增加,基本同时达到预定的温度和围压.稳定 30 min,使样品温度分布均匀之后,恒定温度和围压,轴压以 $2 \times 10^{-4}/\text{s}$ 的等变速率继续加载.实验样品为北京居庸关花岗岩,矿物组分为:钾长石 $10\% \sim 15\%$,斜长石 $45\% \sim 50\%$,石英 $30\% \sim 35\%$,黑云母 5% ,平均粒度 0.8 mm ,样品为高 $(20 \pm 0.2) \text{ mm}$ 、直径 $(10 \pm 0.2) \text{ mm}$ 的圆柱体.装样方式如图 1 所示,装样前样品在 60°C 的烘箱内长时间干燥.

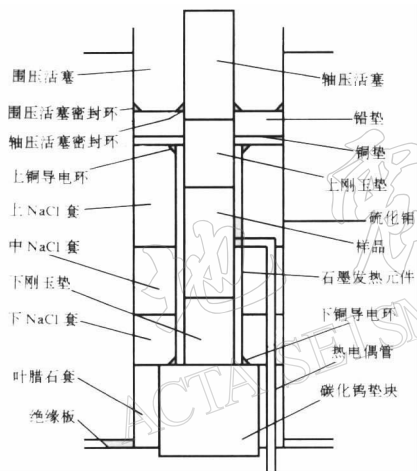


图 1 固体围压加温实验装样示意图

AE 探头的频率响应为 5 MHz , 采样间隔 $0.2 \mu\text{s}$, 采样长度 2 048 点, 8 位采样精度. 为避免加温系统电压变化的误触发, 用 502 胶在容器下底座的固定位置粘贴一片载玻片, 探头用硅油耦合于其上, 对 AE 信号进行间接记录. AE 强度的计算方法如蒋海昆等(2000a)所述.

围压与温度的组合方式及与该温压环境大体对应的地壳深度列于表 1, 由 Neville 等(1987)的结果以及高平等(1994)以冀中—渤海中坳陷为代表的地壳温压曲线、并参考汪集旻和黄少鹏(1990)在华北地区的热流及温度梯度数据汇总而成. 需要指出的是: ① 实验温压条件换算出的仅是粗略的平均深度, 不能完全等同于特定地区的深度条件; ② 由于实验是用花岗岩样品进行的, 因而文中所述各项特征, 均指花岗岩在某深度温压条件下的性质, 与实际地壳相同深度的岩性不一定吻合, 因为实际地壳中介质的垂向不均匀性是明显的. 因而, 本文着重讨论的是岩石变形破坏和 AE 特性随深度变化的趋势.

① 何昌荣, 刘树山. 1997. 高温高压岩石三轴固体介质实验装置改造. 国家地震局“八五”重点项目报告.

2 实验结果分析

2.1 不同深度温压条件下花岗岩的变形破坏特征和系统稳定性

在 30 km 以上, 岩石强度随深度增加而增大(表 1)。在更深的温压条件下, 强度明显下降。依据差应力曲线(图 2)及破坏后样品的显微分析结果(周永胜等, 2000), 从介质微观破裂机制、宏观破坏形式及其力学行为来看, 花岗岩在 3 km 深度的温压条件下, 表现为张剪性破裂和低压准突发失稳破坏, 破坏时有较小幅度的应力降; 在大约 6~10 km 深度范围内, 为渐进式破坏, 样品宏观上形成贯通的主剪切破裂面。其中, 在约 10 km 深度的温压条件下, 样品破坏后在显微镜下显示两条共轭的剪切破裂带。较宽主破裂带的主体方向与 σ_1 方向夹角约 30° , 另一条细小破裂带终止于主破裂带上。主破裂带内的石英和长石碎裂细粒化, 在带外两侧出现石英和长石的粒内和粒间脆性破裂; 14~22 km 深度范围, 具有准突发失稳破坏的某些特征, 为半脆性破裂。显微观察可见两条与 σ_1 夹角约 40° 的共轭剪切主破裂, 每条主破裂由几段斜列的分支裂纹组成。除破碎带外, 样品整体存在石英和长石的粒内和粒间脆性破裂, 大量石英出现波状消光, 长石破裂部位出现绢云母化或高岭石化; 在约 26 km 深度时, 岩石强度明显增加, 破坏表现为突发失稳。显微观察表明, 破坏后样品主体以石英和长石的脆性破裂与石英波状消光、亚颗粒和长石机械双晶等塑性变形共存为特征; 在 35 km 深度附近, 尽管由于极高的温压条件导致压机振荡, 使差应力曲线出现密集的高频抖动, 但其总的变化趋势是峰后平缓、降低, 显示“松弛”特征, 破坏强度低, 为典型的渐进式破坏。显微观察表明, 此时以晶体塑性变形为主, 局部含脆性微破裂。

表 1 不同深度温压条件下花岗岩变形破坏特征及系统稳定性

实验编号	温度/℃	围压/MPa	相当深度/km	岩石强度/MPa	变形破坏特征	系统稳定性
Htp30	室温	100	3	375.2	脆性张剪破裂	准突发失稳
Htp15	150	200	6	796.7	脆性剪切破裂	渐进式破坏
Htp16	150	200	6	444.9	脆性剪切破裂	渐进式破坏
Htp07	250	300	10	1 025.2	脆性剪切破裂	渐进式破坏
Htp12	250	300	10	1 030.9	脆性剪切破裂	渐进式破坏
Htp09	350	400	14	1 202.4	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp17	350	400	14	1 165.2	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp13	450	500	18	1 471.9	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp14	450	500	18	1 550.4	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp18	550	600	22	1 507.3	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp19	550	600	22	1 522.5	脆性剪切破裂	准突发失稳
Htp29	650	700	26	1 824.0	脆性剪切破裂	突发失稳
Htp32	850	900	35	434.9	塑性变形、半延性破坏、局部脆性破裂	渐进式破坏

2.2 不同深度温压条件下花岗岩变形破坏过程中的 AE 时序特征

借助 AE 实验对地震问题进行类比研究, 主要缘于 AE 时间序列与地震活动的某些可类比特性。图 2 为典型实验的 AE 时间序列及差应力曲线。为方便比较, 差应力曲线均按破坏强度进行归一化。破坏前 AE 累计频次随时间的变化如图 3 所示。图中横轴为按破坏强度归一化的差应力, 左轴为 AE 强度, 右轴为 AE 累积频次, 并给出了拟合函数及相应

的相关系数. 在 AE 强度的计算中虽然考虑了振幅及持续时间的影响, 但由于观测系统 8 位测量精度的限制, 使得波形的振幅分布最大只能跨越两个数量级, 因而部分大事件限幅严重; 同时, 由于 2 048 点采样长度的限制, 对大事件而言, 当采样结束时波形尚未衰减到背景噪声水平, 无法得到完整的持续时间. 因而对大事件而言, 计算强度可能较实际强度偏低, 而这也可能是图 2, 3 中 AE 强度大体分布在 3~6 之间、而无特别突出者的主要原因.

从 AE 序列来看, 其变化较单纯改变围压或温度的实验结果(蒋海昆等, 2000a, b)更为多样、复杂. 一个基本的特征是: 以低压准突发失稳为特征的深度范围内(约 3 km 附近), 样品破坏前后有时间分布大体均匀的 AE 发生(图 2a), 破坏前 AE 累计频次随归一化差应力基本上线性增长(图 3a); 以渐进式破坏为特征的深度范围内(约 6~10 km), 破坏前没有或仅有少数随时间逐渐稀疏的 AE 活动(图 2b, c), 随破坏的临近, AE 累计频次呈增速趋缓的对数函数分布(图 3b); 随温度和围压的进一步提高, 在以准突发失稳为特征的深度范围内(约 14~22 km 附近), 破坏前依然没有或仅有个别的 AE 活动, 但破坏后 AE 活动较其上部有明显的增加, 伴随有不等周期粘滑应力降的释放而有较多的 AE 被记录到(图 2d); 在更深部位(约 26 km)的温压条件下, 样品破坏以半脆性破裂的突发失稳为特征, 与其上部的明显差异是, 破坏前即有逐渐密集、累计频次随归一化差应力指数增长的 AE 活动(图 2e, 3c); 在 35 km 深度附近, 样品半延性一延性渐进式破坏, 破坏前后基本上

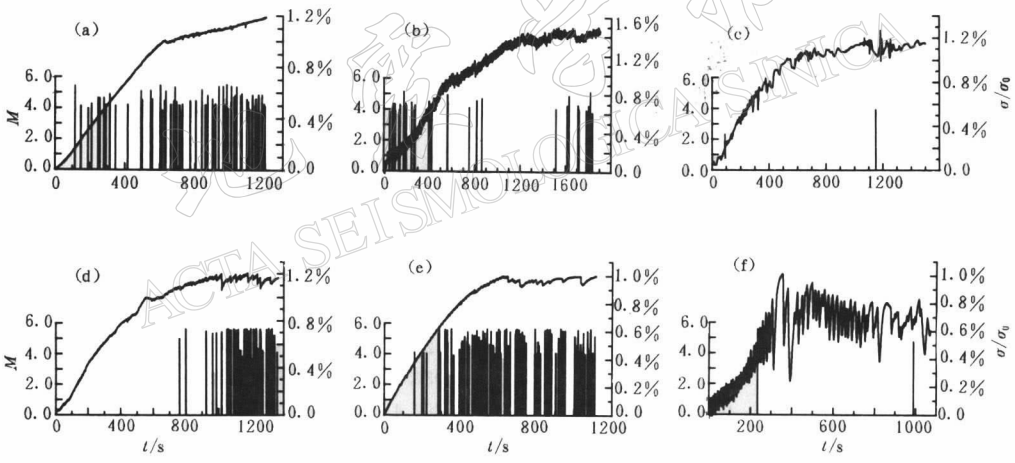


图 2 不同深度温压条件下花岗岩变形破坏过程中差应力曲线及 AE 时间序列
(a) Htp30; (b) Htp16; (c) Htp07; (d) Htp14; (e) Htp29; (f) Htp32

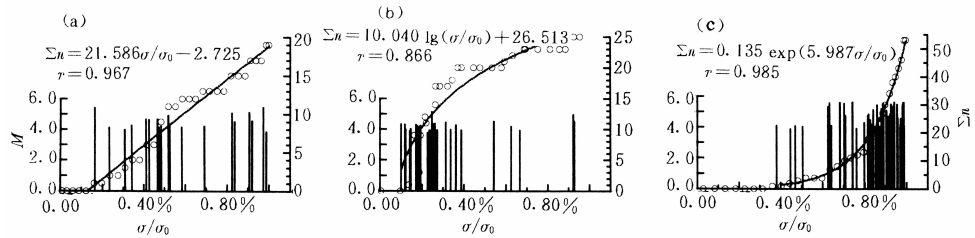


图 3 不同深度温压条件下花岗岩变形过程中破前 AE 时间分布及其累积频次曲线
(a) Htp30; (b) Htp16; (c) Htp29

无 AE 记录(图 2f).

2.3 不同深度温压条件下 AE 序列的 *b* 值特征

地震研究中, *b* 值表征大小地震的比例关系, 由于 *b* 值在中强地震前表现出一定的规律性变化, 因而关于 *b* 值物理本质和变化规律的研究, 始终在天然地震、理论及实验 3 个方面积极进行着. 由于条件的限制, 以往大多数声发射 *b* 值的实验研究基本上是在常温及单轴条件下着重研究介质或应力状态对 *b* 值的影响. 早期的研究可追溯到 Mogi(1962)的结果, 认为 AE 频度-幅值关系的 *m* 值($b = m - 1$)决定于材料的不均匀性; 而后 Scholz(1968)通过系统研究, 认为 *b* 值由岩体所处的应力状态所决定. 20 世纪 80 年代, 中国科学家所开展的一系列 *b* 值模拟实验表明, 虽然 *b* 值主要决定于应力状况和介质性质, 但还受构造条件、温度、流体、加力方式等诸多因素的影响(耿乃光, 1986), 其中涉及加温的实验并不多见(安镇文等, 1987), 而系统地模拟地壳深度温压条件下的工作, 未见有报道.

本研究结果表明, 不同深度温压条件下, 无论破坏前、破坏后或是全时段, 只要有足够的 AE 数目, 则其频次-强度分布符合幂律的 G-R 标度关系. 尺度无关的标度范围一般仅跨越两个数量级, 少数甚至仅跨越一个数量级. 如前所述, 这主要由于记录系统测量精度的限制. 由于 AE 能量正比于微破裂扩展尺度(曾正文, 1993), 因而 *b* 值实际上表征了微破裂数目随微破裂尺度的分布特征.

以岩样破坏强度为界划分破坏前和破坏后两个阶段, 不同深度温压条件下的 *b* 值结果列于表 2. 由表可见, 破前 *b* 值略小于破后, 二者平均值分别为 1.561 和 1.747. 只有在这种与实际较为一致的、模拟随深度改变的温压条件下, 破坏前后的 *b* 值变化才与天然地震序列中主震前 *b* 值较低、主震后 *b* 值相对较高这一较为普遍的观测事实相吻合, 而与固定温度(室温)单纯改变围压或固定围压(400 MPa)单纯改变温度的结果(蒋海昆等, 2000a, b)不同, 后面两种条件下的结果均显示破前 *b* 值大于破后 *b* 值. 由于破前 AE 主要为脆性微破裂事件产生、而破后 AE 主要由宏观破裂面摩擦滑动过程中的微小粘滑事件产生(蔡戴恩等, 1987), 因而随深度改变的温压条件下, 脆性破裂的 *b* 值小于粘滑 *b* 值, 这也与焦文捷等(1991)在室温下的结果有异.

表 2 不同深度温压环境条件下 AE 序列的 *b* 值

实验编号	围压 /MPa	温度 /℃	相当深度 /km	破前 <i>b</i> 值	破后 <i>b</i> 值	全部 <i>b</i> 值
Htp30	100	20	3	1.707	1.769	1.665
Htp16	200	150	6	2.273	2.748	2.527
Htp07	300	250	10			
Htp09	400	350	14		0.504	0.504
Htp14	500	450	18		0.369	0.369
Htp19	600	550	22		1.420	1.420
Htp29	700	650	26	0.704	0.724	0.718
Htp32	900	850	35			

从表 2 来看, 不论破前还是破后, 声发射 *b* 值随深度增加都有减小的趋势, 从破后的结果来看, 又以约 14~18 km(围压 400~500 MPa, 温度 350℃~450℃)条件下的 *b* 值为最低. 其变化趋势与固定围压(400 MPa)、单纯改变温度的结果(蒋海昆等, 2000b)类似, 表明温度和围压两个因素中, 温度对 *b* 值的控制影响作用相对较强, 而温度的影响又主要是通过改变岩石性状来实现的. 因而, 本项实验的结果似乎表明, 在影响地震 *b* 值的诸多因

素中,介质性质起更为重要的作用.

2.4 不同深度温压条件下 AE 时间序列的局域标度谱特征

多标度分形理论,对描述和理解诸如地震或破裂这样的非线性动力学过程所产生的复杂时空结构,具有重要意义(黄立基,丁菊仁,1991).地震领域的工作显示,群体地震事件的时、空分布在一定的标度范围内显示自相似分形特征.这种特征已被尝试运用多标度分形理论予以描述(Hirabayashi *et al.*, 1992; 朱令人,周仕勇,1992).实验方面,平田隆幸(1990)的工作表明,AE 在时、空、强方面都具有分形结构;Lei 等(1992)曾针对两种不同粒度花岗岩在常温、三轴条件下的 AE 定位结果,探讨了 AE 空间分布的容量维与岩石粒度之间的关系.

AE 时间序列多标度分形奇异性指数 $\alpha(q)$ 和局域标度指数谱 $f(\alpha)$ 的计算方法如蒋海昆等(1999a)所述.若 AE 序列时间结构具有尺度无关的标度特性,则 $f(\alpha)$ - α 谱一定表现出一些普适的几何特征: $f(\alpha)$ 对 α 轴上凸,在 $q=0$ 处取得极大值,在 $q=\pm\infty$ 处具有无穷大的斜率.定性地,这些普适特征可以作为判断时间序列是否具有多标度分形特性的依据.

本研究着重考察不同深度温压条件下 AE 时间序列 $f(\alpha)$ - α 谱形态的差异,因而不区分破前或破后阶段.几个不同深度温压条件下 AE 序列的标度指数谱 $f(\alpha)$ - α 曲线($-4\leq q\leq 4$)示于图 4,图中横轴为标度指数 α ,纵轴为 $f(\alpha)$ 谱.其它条件下由于 AE 数目太少而不能得到统计可信的结果.物理学中对分维计算的样本量要求十分巨大,地震、岩石破裂等观测学科的数据量基本上无法满足.但对一维序列而言,当样本数达 60~80 时,一般可达到 1%~5%量级的精度(朱令人,1997).

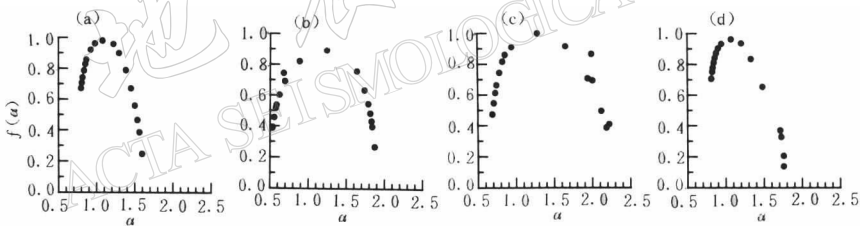


图 4 不同深度温压条件下花岗岩破坏失稳过程中 AE 时间序列的局域标度谱

(a) Htp30; (b) Htp16; (c) Htp14; (d) Htp29

由图 4 可见, $f(\alpha)$ - α 谱对 α 轴上凸,在统计误差范围内 $f(\alpha)$ 在 $\alpha(0)$ 处取极大值,表现前述的普适特征,因而不同深度温压条件下的 AE 时间序列具有指数型的多标度分形特征.

较浅及较深部位(3 km 左右及 26 km 左右)的温压条件下, $f(\alpha)$ - α 谱两端不对称, $f(\alpha_{\min})$ 一端相对较高(图 4a, d).由于 $f(\alpha)$ 表征 α 在某个子集上的取值概率,因而这表明,AE 时间结构诸多标度类型中,靠近 α_{\min} 一端所占比例较大;由于 $\alpha(q)$ 随 q 增大而单减, α_{\min} 相应于 $q_{\max}>1$,主要反映分布概率 P_i 较大(密集)子集的性质(黄立基,丁菊仁,1991),因而较浅及较深部位的温压条件下,AE 时间序列的多标度分形性质主要决定于其时间密集特征.6~18 km 左右深度的温压条件下, $f(\alpha)$ - α 谱两端大体对称(图 4b, c),意味着该深度温压条件下,AE 时间序列的时间密集及相对平静特性共同决定其标度性质.

奇异性强度因子 α 的数值分布范围($\alpha_{\max}-\alpha_{\min}$)在 18 km 左右深度的温压条件下最宽,在浅部及更深部位的温压条件下均变窄(图 4,表 3).这表明在 18 km 左右深度的温压条件

下, AE 时间序列的标度类型最多, 结构最为复杂、无序; 而在较浅及较深部位的温压条件下, 其标度类型相对减少, 结构趋于简单、有序. ($\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$) 随深度温压条件的变化是由于 α_{\min} , α_{\max} 分别向左、右两端扩展或收缩所致, 表明 AE 时间序列的密集或平静特性与不同深度的温压环境有关. 但总的来看, α_{\max} 随深度的变化相对显著.

表 3 不同深度温压条件下
AE 序列 $f(\alpha)$ - α 谱特征

实验编号	深度/km	α_{\min}	α_{\max}	$\alpha_{\max} - \alpha_{\min}$
Htp30	3	0.798	1.598	0.800
Htp16	6	0.530	1.870	1.340
Htp14	18	0.690	2.222	1.532
Htp29	26	0.815	1.757	0.942

安镇文等(1999)曾指出, 在大震前两年左右, 震中附近地区标度指数谱有变窄且谱的右端(即 α_{\max} 一端)左移的现象, 认为这反映了密集区内地震活动明显的涨落. 他们还进一步指出, 根据固体力学的研究, 谱的这种变化揭示出介质密度由低向高的过渡, 因而表征了应力的集中增强程度. 他们的震例研究及理论解释与室温下单纯改变围压的实验结果(蒋海昆等, 2000a)相符. 事实上, 围压的增加定性表征了地壳内部向下的迁移, 更高围压条件下的 AE 定性等同于更深部位的微破裂事件, AE 序列的标度指数谱随围压的变化在一定深度范围内可粗略地类比于其随深度的变化. 另一方面, 朱令人和周仕勇(1992)曾指出, 中强地震前 α 的分布范围有变宽的趋势. 结合前面实验结果的讨论, 我们认为, 安镇文等以及朱令人和周仕勇的结果可能分别描述了完整孕震过程的两个不同阶段. 但更为重要的原因却可能是, 震前标度指数谱究竟是“变宽”还是“变窄”, 与震前中小地震群体活动的分布深度有关.

3 讨论与结论

模拟地壳不同深度的温压环境, 对花岗岩的变形破坏特征、AE 时序特征、频次-强度特征以及时间结构等进行了研究, 结果表明:

- (1) 从强度随深度的变化来看, 30 km 以上花岗岩强度持续增加, 在更深部位的温压条件下(35 km 左右), 强度急剧降低.
- (2) 从样品破坏性质、力学特征和 AE 时间分布看, 在 3 km 附近的地壳浅部, 岩体为脆性、准(低压)突发式失稳破坏, 破裂为张剪性, 破坏前后有时间分布大体均匀的 AE 事件发生; 在约 6~10 km 的深度范围内, 岩体为脆性、渐进式破坏, 以剪切破裂为主, 破前没有或仅有少量、且时间分布逐渐稀疏的 AE 活动, 破后也仅有个别或数量不多的 AE 被记录到; 在约 14~22 km 深度范围内, 介质变形主要为脆性破裂并伴有粘滑, 样品破坏以准(高压)突发失稳为特征, 破前依然很少有 AE 活动, 但破后 AE 活动较其上部明显增加, 伴随着粘滑的发生而有较多的 AE 被记录到; 在以(高压)突发失稳为破坏特征的深度范围内(26 km 附近), 样品破坏前即有逐渐密集的 AE 活动; 在更深部位(35 km 左右)的温压条件下, 样品转向半延性或延性渐进式破坏, 无 AE 发生.
- (3) 样品变形过程中, 声发射 b 值破前略小于破后, 与天然地震序列中主震前 b 值较低、主震后 b 值相对较高这一较为普遍的观测事实具有可比性. 结果还表明, 微粘滑事件 b 值一般略大于脆性微破裂 b 值; 随深度的增加, b 值似有减小的趋势, 从破后的结果来看, 又以大约 14~18 km 附近温压条件下的声发射 b 值为最低.

(4) AE 序列时间结构具有指数型的多标度分形特征, 奇异性强度因子 α 的分布范围在 18 km 左右深度的温压条件下最宽, α 的分布范围在浅部及更深部位的温压条件下均变窄, 因此当温压条件模拟真实的地壳深度向下改变时, 微破裂事件时间序列奇异性强度因子 α 的分布范围可能会经历“由窄变宽、再由宽变窄”这样一个演化过程。

实验工作得到何昌荣研究员和刘树山高级工程师的精心指导和大力帮助, 谨致谢意!

参 考 文 献

- 安镇文, 朱传镇, 李纪汉. 1987. 单轴压缩下岩石热破裂声发射 M 值及其破裂扩展特征[J]. 地震学报, 9(增刊): 407~412
- 蔡戴恩, 方亚茹, 隋旺华, 等. 1987. 岩石破裂全过程的声发射 b 值[J]. 地震学报, 9(增刊): 401~406
- 高平, 刘若新, 马宝林, 等. 1994. 绿泥片岩和斜长角闪岩在高温高压下的物理力学性质及其应用[J]. 地震地质, 16(1): 83~88
- 耿乃光. 1986. b 值模拟实验的进展和我国 b 值模拟实验的开端[J]. 地震学报, 8(3): 330~333
- 黄立基, 丁菊仁. 1991. 多标度分形理论及进展[J]. 物理学进展, 11(3): 269~329
- 焦文捷, 马瑾, 吴秀泉, 等. 1991. 围压下岩石破坏声发射测试系统及震级频度关系的实验研究[J]. 地震地质, 13(1): 54~59
- 蒋海昆, 张流. 1998. 岩石微破裂时空分布特征及其动态演化过程的声发射研究进展[J]. 世界地震译丛, (5): 1~10
- 蒋海昆, 张流, 周永胜. 2000a. 室温及不同围压条件下的声发射序列特征及其地震学意义[J]. 地球物理学报, 待刊
- 蒋海昆, 张流, 周永胜. 2000b. 温度环境对花岗岩变形破坏过程中声发射序列特征的影响[J]. 地震, 待刊
- 蒋海昆, 张流, 周永胜. 2000c. 三轴实验中样品出现半延性-延性变形时应力应变关系修正[J]. 岩石力学与工程学报, 待刊
- 李纪汉, 刘晓红, 郝晋升. 1986. 温度对岩石弹性波和声发射的影响[J]. 地震学报, 8(3): 293~300
- 刘力强, 马胜利, 马瑾, 等. 1999. 岩石构造对声发射统计特征的影响[J]. 地震地质, 21(4): 377~386
- 刘祝萍, 吴小燕, 楚泽涵. 1994. 岩石声学参数测量及研究[J]. 地球物理学报, 37(5): 659~666
- 马瑞, 卢民杰, 杨晓东. 1996. 不同温压条件下弹性波在岩石中传播速度的实验研究[J]. 地震地质, 18(3): 259~268
- 平田隆幸著. 1985; 许晏平译. 1990. 通过破裂实验观察地震现象[A]. 数理地震学[M]. 北京: 地震出版社, 57~65
- 汪集扬, 黄少鹏. 1990. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版)[J]. 地震地质, 12(4): 351~366
- 王威, 崔效峰, 王绳祖. 1988. 固体围压介质岩石三轴实验装置的压力标定: 一种自检标定方法[A]. 见: 中国岩石力学与工程学会高温高压岩石力学专业委员会编. 第一届高温高压岩石力学学术讨论会文集[C]. 北京: 学术期刊出版社, 179~185
- 曾正文. 1993. 典型不连续岩体变形与滑动过程的声发射实验研究[D]: [学位论文]. 国家地震局地质研究所. 17, 38~39
- 周永胜, 张流, 蒋海昆, 等. 2000. 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[J]. 中国地震, 待刊
- 朱令人, 周仕勇. 1992. 地震多重分形标度指数谱 $f(\alpha)$ 的研究[J]. 西北地震学报, 14(2): 30~35
- 朱令人. 1997. “八五”期间非线性科学应用于地震科学基础研究的进展[J]. 国际地震动态, (10): 1~10
- Hirubayushi T, Ito K, Yoshii T 著. 1990; 洪时中译. 1992. 数理地震学[J]. 世界地震译丛, (5): 60~70, 80
- Brace W T, Kohlstedt D L. 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments[J]. *J Geophys Res*, 85: 6 248~6 252
- Brady B T. 1974. Theory of earthquakes. I. A scale independent theory of rock failure[J]. *Pure Appl Geophys*, 112: 149~168
- Chen W P, Molnar P. 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquake and their relation for thermal and mechanical properties of the lithosphere[J]. *J Geophys Res*, 88: 4 183~4 214
- Lei X L, Nishizawa O, Kusunose K, et al. 1992. Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes[J]. *J Phys Earth*, 40: 617~634

- Meissner R, Strehlau J. 1982. Limits of stresses in continental crust and their relationship to the depth frequency distribution of shallow earthquake[J]. *Tectonics*, **1**: 73~79
- Mogi K. 1962. Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes[J]. *Bull Earthq Res Inst*, **40**: 831~853
- Nevillel C, Michael C T. 1987. Flow properties of continental lithosphere[J]. *Tectonophysics*, **136**: 27~63
- Sibson R H. 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **72**: 151~163
- Scholz C H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **58**: 399~415

GRANITE DEFORMATION AND BEHAVIOR OF ACOUSTIC EMISSION SEQUENCE UNDER THE TEMPERATURE AND PRESSURE CONDITION IN DIFFERENT CRUST DEPTHS

Jiang Haikun Zhang Liu Zhou Yongsheng

1) Institute of Geology, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China

2) Opening Laboratory of Tectonophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100029, China

Abstract: Results of triaxial compression experiment results show that granite rock strength increases with the depth until 30 km. In shallow crust, rock failure exhibits abrupt or quasi-abrupt instability under lower pressure. Acoustic Emission (AE for short) distributed almost uniformly before and after failure. Go through downwards into the depth range with progressive failure feature, there are no or only a few number of AE before and after failure. In deeper range, rock failure shows some feature of quasi-abrupt instability under high pressure. There are still few AE before failure, but with the stick-slip, much more AE events were detected after failure. Under the temperature and pressure condition of more deep crust (about 26 km), rock failure takes abrupt instability under high pressure as main feature, there are dense AE activities before failure and cumulated frequency of AE increases exponentially before the failure. In about 35 km depth range, rock strength decreases quickly with the depth and sample exhibits semi-ductile or ductile progressive fails, there are no AE being detected before and after failure. The b value of AE sequence before failure seems a little smaller than that after failure, and b value roughly decreased with depth. The numerical range of index a is the widest in about 18 km depth and becomes narrow in the condition of more shallow or more deep crust. So, when the temperature and pressure condition simulating the real environment of focal depth changes from shallow to deep in the crust, the range of a of microfracture sequence would undergo such an evolution process that a changes from narrow to wide and then to narrow again.

Key words: high temperature and high pressure; granite; deformation and failure; acoustic emission; local scale index spectra