

# 裂隙对岩石力学性质的影响\*

中国科学院力学研究所 寇绍全

**提 要** 在应力作用下,裂隙由张开到关闭形成了应力-应变关系的非线性,裂隙间的摩擦引起了加卸载间的滞回和应力波的衰减,而剪胀开始则是新裂隙形成的标志。由于裂隙的影响,岩石的“塑性屈服”与金属有着本质的不同,前者是裂隙间的相对滑移,后者则为位错的运动。正因为裂隙对岩石性质影响很大,所以人们致力于改进对裂隙的观察技术,近年来发展的 $x$ 光无损检测和离子减薄后用扫描电镜观察两项技术将成为进一步研究裂隙及其对材料性质影响的有力手段。本文评述了裂隙对岩石性质的影响,指出了岩石性质的许多个别方面所具有的共同本质。文内综述的裂隙对岩石性质的影响实质上对其它脆性材料也是适用的。

## 一、引 言

岩体是一种天然材料,它有天然构造,如节理、断层、层理、溶洞等。从岩体中取出一块岩石,它也有许多大自然赋予它的特点。岩块的母体材料是由晶体或不定型体通过粘结物连接起来,其中通常包含有裂隙和孔隙。裂隙孔隙很多,与节理、断层等互相沟通,遍及岩体,天然水则由这些渠道渗透到岩石的每一部分。所以现场岩石总是不同程度地含有水分。水会降低摩擦,影响岩石的可压缩性和粘性,影响裂纹的成长,结果影响变形的可逆性。

大地运动,气候变化会形成裂隙,由于岩石母体材料很脆,在取样、运输过程中都会生成裂隙。所以岩石与裂隙有着不可分割的关系。有无可能由构成岩石的每一种矿物的性质来预报岩石的性质而不计及裂隙的影响呢?让我们看看最简单的性质——可压缩性。

关于均匀混合物的可压缩性预报可以采用两种方法。其一是 Reuss 平均法得出的 $\beta_R$ :

$$\beta_R = V_1\beta_1 + V_2\beta_2 + \dots + V_n\beta_n$$

其中 $V_1, V_2, \dots$ 是矿物成分的体积百分比; $\beta_1, \beta_2, \dots$ 是矿物体积的可压缩性。这种方法常常给出可压缩性的上限;另一种是 Voigt 平均 $\beta_V$ :

$$1/\beta_V = V_1/\beta_1 + V_2/\beta_2 + \dots + V_n/\beta_n$$

它给出可压缩性的下限。由此计算出的两种花岗岩和一种石英岩的 $\beta_V, \beta_R$ 与实测的 $\beta$ 值的对比见表 1 [1]。由表可见,当压力较高时(表中岩石在 2—3 kb 以上)三者符合得较好,低压时偏差较大,多数岩石都有类似现象。我们可以假定低压区由于裂隙张开,很容易压缩,则压力升高,裂隙逐渐闭合,使不考虑裂隙影响的计算结果接近母体材料的性质。由此可见,裂隙是研究岩石性质过程必须考虑的一个问题。裂隙对岩石性质究竟有些什么影响?这些影响可不可以定量地描述?有无办法直接观察裂隙的分布?国内外围绕着这些问题进行了广泛的研究。本文只谈到裂隙对岩样性质的影响。

\*1980年3月26日收到。

## 二、裂隙对岩石“弹性”性质的影响

金属材料 and 相当多的非金属材料，在低压段都表现为弹性，即在应力 - 应变关系图上加卸载重合，当载荷完全卸去后，材料的变形也就完全恢复。其中相当多的材料低压应力 - 应变关系为直线。岩石则不是这样。图 1 是典型岩样的压力体应变关系。由表 1 及图 1 可见，可压缩性  $\beta = -\frac{1}{V_0} \frac{dV}{dp}$  随压力增加而减小，到某个压力后，压力再增加，可压缩性基本上不变化。

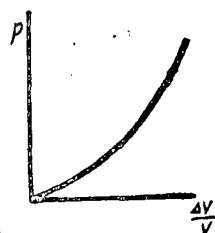


图 1

为了解释上述现象，Walsh[2] 假定岩石母体是各向同性弹性材料，其中包括了随机分布的张开裂隙。在裂隙、孔隙所占体积与整个体积比很小的情况下，他得出了

$$\beta_* = \beta - (d\eta/dp) \quad (1)$$

其中  $\beta_*$  和  $\beta$  分别为包括裂隙的材料和相应的母体材料的可压缩性， $\eta$  为孔隙率，为空隙体积与实体之比，求  $d\eta/dp$  考虑了两种不同的情况。

孔隙为球形。他把物体分成各种不同形状的小块，使每一块只有一个孔，认为每一块都有相同的孔隙率。在孔隙率较小时，假定孔间距很大，以致每一小块边界上的压力等于整个物体边界上的压力，并用球来近似每一小块，命两者体积相等，直接利用厚壁球的拉梅解，经过运算得

$$d\eta/dp = -\frac{9}{2E} \frac{(1-\nu)}{(1-\eta)} \eta \quad (2)$$

其中  $\nu$  为泊桑比。因  $\beta = 3(1-2\nu)/E$ ，从式(2)，(1)得

$$\beta_* = \beta \left[ 1 + \frac{3(1-\nu)}{2(1-2\nu)} \frac{\eta}{1-\eta} \right] \quad (3)$$

由于  $d\eta/dp < 0$ ，说明压力增加，孔隙率减小；由于  $\beta_* > \beta$ ，说明有裂隙和孔隙的材料较“实体”材料的可压缩性大，且因  $d^2\eta/dp^2 < 0$ ，有裂隙和孔隙的材料的可压缩性是随压力增加而减小的。这就说明图 1 的曲线对有张开裂隙或孔隙的材料有代表性。Walsh 指出用球孔隙的假设来预报象玻璃、陶瓷、铝矾土等的弹性模量与实验结果是吻合得比较好的。

裂隙比较窄长的情况。这时他定义了一个裂隙长度一半的平均值  $\bar{c}$ ， $N\bar{c}^3 = \sum c^3$  其中  $N$  是裂纹数。平均在  $\bar{V}$  的体积范围内就有一条裂纹，因此  $N\bar{V} = V_0$ ， $V_0$  是整块材料的体积。类似推导球孔隙的可压缩性的情况，假定每条裂隙所占有的材料块边界压力等于物体边界上的压力，得到

$$\left. \begin{aligned} \beta_* &= \beta \left( 1 + \frac{16}{9} \frac{(1-\nu^2)}{(1-2\nu)} \frac{\bar{c}^3}{\bar{V}} \right) && \text{(钱形裂隙)} \\ \beta_* &= \beta \left( 1 + \frac{4\pi}{3} \frac{(1-\nu^2)}{(1-2\nu)} \frac{\bar{c}^3}{\bar{V}} \right) && \text{(平面应变)} \\ \beta_* &= \beta \left( 1 + \frac{4\pi}{3(1-2\nu)} \frac{\bar{c}^3}{\bar{V}} \right) && \text{(平面应力)} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

表1 可压缩性随压力的变化 (单位1/Mb)

试件		压 力 (kb)											
		0	0.1	0.2	0.5	1	2	3	5	7	9		
加州石头山花岗岩	实测结果	1	5.3	2.2	1.5	0.98	0.78	0.68	0.66	0.64	0.60	0.58	
		2	6.4	3.4	2.5	1.35	0.87	0.73	0.68	0.64	0.61	0.59	
		3	3.9	2.2	1.7	1.16	0.83	0.71	0.66	0.63	0.61	0.59	
		$\beta$	13.6	7.8	5.7	3.49	2.48	2.12	2.00	1.91	1.82	1.76	
	计算结果	$\beta_V$	2.10				2.03			1.92		1.75	
		$\beta_R$	2.15				2.09			1.97		1.79	
石英岩	实测结果	1	2.7	1.9	1.4	1.03	0.91	0.87	0.85	0.83			
		2	2.7	2.1	1.5	1.08	0.92	0.86	0.84	0.83	0.783	0.753	
		3	2.2	1.6	1.2	0.93	0.91	0.85	0.84	0.82			
		$\beta$	7.6	5.6	4.1	3.04	2.74	2.58	2.53	2.48	2.35	2.26	
	计算结果	$\beta_V$	2.62				2.52			2.41		2.22	
		$\beta_R$	2.64				2.54			2.42		2.23	
西部花岗岩	实测结果	1	2.8	1.7	1.2	0.92	0.79	0.70	0.67	0.65			
		2	1.9	1.5	1.1	0.84	0.76	0.71	0.69	0.67	0.643	0.623	
		3	3.7	2.4	1.5	1.15	0.91	0.75	0.69	0.67			
		$\beta$	8.3	5.4	3.8	2.89	2.46	2.16	2.06	1.99	1.93	1.87	
	计算结果	$\beta_V$	2.05				1.99			1.96	1.90	1.84	1.78
		$\beta_R$	2.11				2.05			2.02	1.95	1.87	1.82
片麻岩	实测结果	I	4.0	2.36	1.47	0.95	0.76	0.67	0.65	0.63	0.61	0.59	
		II	3.5	2.26	1.64	1.05	0.80	0.65	0.61	0.56	0.54	0.53	

说明: 1. 石头山花岗岩成分: 石英 30%, 含有钙长石成分的斜长石 42%, 云母 4%, 微斜长石 24%

石英岩成分: 石英 91%, 微斜长石 2%, 正长石 7%

西部花岗岩成分: 石英 27.5%, 云母 4.9%, 含有钙长石成分的斜长石 31.4%, 微斜长石 35.4%

2. 表中 1, 2, 3 表示三个不同方向的可压缩性  $-\frac{1}{L_0} \frac{dL}{dp}$ ,  $\beta = -\frac{1}{V_0} \frac{dV}{dp}$

由式(4)可见, 裂隙对岩石可压缩性的影响取决于裂纹的长度, 而不取决于裂纹张开的体积。裂纹越长, 可压缩性越大。

式(4)中三种不同情况的差在 15% 以内。所以在分析杨氏模量时可只考虑一种最省事的情况——裂隙处于平面应力状态[3]。与前类似, 假定小块边界应力等于总应力, 利用弹性力学中的互换定理, 假定裂隙是张开的:

$$1/E_s = \frac{1}{E} \left( 1 + \frac{4\pi c^3}{3\bar{V}} \right) \quad (5)$$

如果裂隙关闭了:

$$1/E_s = \frac{1}{E} \left[ 1 + \frac{4\pi c^3}{15\bar{V}} \left\{ \frac{2 + 3\mu^2 + 2\mu^4}{(1 + \mu^2)^{3/2}} - 2\mu \right\} \right] \quad (6)$$

其中  $E$  为杨氏模量, 而

$$\bar{c}^3 = \frac{3}{N} \sum c^3 \sin^2 \gamma \quad (7)$$

$\gamma$  为裂隙面与所求杨氏模量方向的夹角,  $N$  为裂隙总数, 且  $N\bar{V} = V_0$ 。如果所有裂隙都有同样长度  $c$ , 但方向不同, 则式 (7) 变成  $\bar{c}^3 = \frac{1}{N} \sum c^3$ , 式 (6) 中  $\mu$  为裂隙面间的摩擦系数。

从上述分析可以看到:

1. 假定一个椭球裂隙, 长轴为  $2c$ , 短轴与长轴之比(以下称为尺寸比)为  $\alpha$ , 则椭球体积为  $\frac{4}{3} \pi \bar{c}^3 \alpha$ 。于是孔隙随压力的变化率为

$$\frac{d\eta}{dp} = \frac{4\pi\bar{c}^3}{3\bar{V}} \frac{d\alpha}{d\alpha} \quad (8)$$

比较式 (1) 和 (4) 得

$$\frac{d\eta}{dp} = -\frac{16}{9} \frac{\beta(1-\nu^2)}{(1-2\nu)} \frac{\bar{c}^3}{\bar{V}} \quad (9)$$

由式 (8) 和 (9) 可得到关闭一个初状态尺寸比为  $\alpha$  的钱形裂纹所需的压力

$$p_c = \frac{\pi}{4(1-\nu^2)} E \alpha \quad (10)$$

其中  $E = 3(1-2\nu)/\beta$ 。由式 (10) 可见, 作为近似估计, 可以认为关闭一个裂隙的压力

$$p_c = E \alpha \quad (11)$$

可见关闭一个长裂隙所需的压力比关闭短裂隙所需的压力要小。如果  $\alpha = 1$ , 则  $p_c = E$ , 这说明孔隙压实的压力是与杨氏模量同量级; 若  $\alpha = 10^{-2}$ , 则  $p_c = 10^{-2} E$ 。若取  $E = 3 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$ , 则在 3000b 左右就可以关闭尺寸比为  $10^{-2}$  的裂隙。裂隙关闭后, 岩石的可压缩性就取决于母体材料, 这当然指球形孔隙率小到可以忽略的情况, 这样看来岩石在 10km 或更深处, 比较接近均匀各向同性弹性材料。

2. 由式 (4), (5), (6) 可以看到, 裂隙的长度对杨氏模量和可压缩性的影响, 是以长度的三次方出现的。虽然我们可以认为多数岩石的晶粒排列是无规的, 裂隙的分布也是无规的, 但由于构造和历史原因, 在某个方向有些更长的裂隙是完全可能的, 这就导致了岩石在低压时的各向异性。

利用上述结果还可以解释 Brace[1] 的实验观察中发现的片麻岩可压缩性的奇特变化(见表 1 及图 2)。片麻岩含 10% 的云母, 其方向性明显, 其余是石英、长石, 晶轴是无规分布的。假定裂隙多位于颗粒边界, 大量无规裂隙分布中有几根长裂隙, 则低压段因水平方向的裂隙更长, 所以垂直

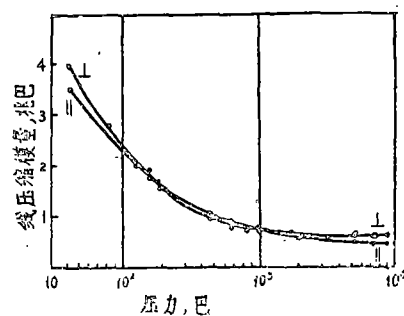


图 2

方向的可压缩性  $\beta_{\perp}$  (垂直方向的线性可压缩性, 定义为  $-\frac{1}{L} \frac{dL}{dp}$ ) 变大; 在高压段, 所有裂隙都几乎关闭了, 而云母在垂直方向比平行方向更可压缩, 所以仍是  $\beta_{\perp}$  更大; 而在中等压力段 ( $10^2-10^3$  b), 因长裂隙比短裂隙更容易关闭, 所以  $\beta_{\perp}$  降到它的固有可压缩比  $\beta_{\parallel}$  所需的压力要低, 成了图 2 中所示的情况。

3. 由式 (5) 和 (6) 可见, 有张开裂隙的物体的杨氏模量, 比“实体”材料的杨氏模量低, 压应力使裂隙关闭, 模量增加。裂隙关闭后, 应力-应变曲线进入线性部分, 但由于加载时裂隙面间还可以滑动, 所以还是比无裂隙的实体材料的杨氏模量低。

卸载时, 裂隙面间的摩擦阻止裂隙面的反向滑移, 只有当作用应力减小到克服了反向摩擦阻力时, 才会反向滑移。这就是  $\sigma-\epsilon$  曲线的卸载部分有滞回的原因, 因为滞回与剪应力是联系在一起的, 所以裂隙引起的滞回在  $p-\Delta V/V$  曲线上应该很小, 甚至不出现, 这与实验结果是一致的。

由于关闭裂隙卸载时不可能立即反向滑移, 所以从  $\sigma-\epsilon$  曲线线性部分开始卸载时, 其杨氏模量是不包含任何裂隙影响的, 应为包含球形孔隙在内的材料特性。对于孔隙率小到趋近于零的岩石, 利用这点, 可以测量材料的固有模量 [4]

4. 从 3 可见卸载时的杨氏模量大于加载时的杨氏模量, 于是在某一应力水平从应力-应变曲线的加载路径来确定的杨氏模量比声波法测出的要低。因为声波法相应于在现有应力上叠加一个小交变应力, 得到的是一个滞回循环中模量的平均值 (见图 4)。

由于裂隙随应力增加而逐渐关闭, 声速也就随应力增加而增加。在应力增加到某个值后, 裂隙几乎全部关闭, 声速趋于稳定, 然而应力再增加, 新裂纹出现了, 声速再度下降, [10]

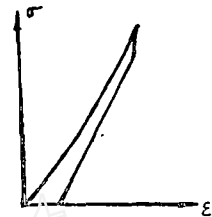


图 3

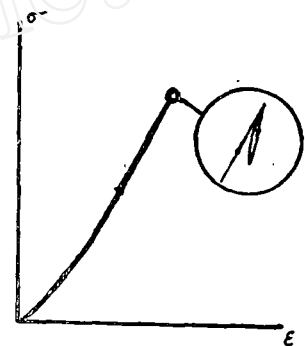


图 4

### 三、裂隙对应力波衰减的影响

Goldsmith [5-7] 用钢球冲击岩石杆, 观察在应变幅值不是很高的情况下 ( $1000-4000\mu\epsilon$ ) 应力波的传播和衰减。他们发现某些岩石, 如锰铝榴矿和石灰岩对波不产生色散和衰减, 表现出完全弹性; 闪绿岩、淡色花岗岩和砂岩则表现了很大的衰减, 但无色散; 玄武岩和水泥没有色散, 但有衰减; 对于多孔岩石如烧石和浮石, 应力脉冲的衰减则非常惊人, 接近指数衰减。实验中发现大约 20 倍脉冲作用时间后, 与初始振幅相比, 多孔岩石应变幅值的递减量级达 20:1。

坚硬的细颗粒岩石在低压区往往表现为弹性, 如石灰岩等, 而颗粒较粗的岩石, 裂隙较丰富的岩石, 晶粒边界的塑性变形、微破裂及其裂隙面间的摩擦等在应力波的传播中会起作用。脉冲振幅衰减时, 一般都没有相应的色散, 且在对击波加载后的样品进行岩相考察后说明, 脉冲衰减与颗粒的可见破坏、颗粒连接的扰动关系非常密切。另外, 地质材料与构成这种地质材料的单晶, 对应力波的衰减可以差到一个量级 [8], 这说明微破裂及裂纹表面间的

互相摩擦可能是衰减过程中最大的能量吸收源，是宏观上均匀各向同性介质中最重要的耗散机制。

除前节的假定外，为分析裂隙对衰减的影响，这里还假定波长比裂隙特征尺寸大很多，且不失一般性认为裂隙的长度为  $2c$ ，处于关闭状态。垂直于裂隙面的作用力为  $\sigma_x$ ，平行于裂隙面的作用力为  $\tau$ 。处于关闭状态的裂隙面上的法向应力为  $\sigma_n$ ，摩擦剪应力为  $\tau_f$ 。若  $\tau \geq \tau_f$ ，作用力稍有变化就会使裂隙两面间相对运动，因而裂隙间的摩擦引起能量耗散。根据 Walsh[9] 的推导，对于一个裂隙这个耗散为

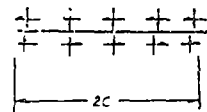


图 5

$$dW = \frac{2\pi c^3}{E} \mu (\sigma_x - \sigma_c) d[\tau - \mu (\sigma_x - \sigma_c)] \quad (12)$$

条件是

$$|\tau| > \mu (\sigma_x - \sigma_c) \quad (13)$$

$$\sigma_x > \sigma_c \quad (14)$$

其中式 (13) 为裂隙面间滑移的条件，式 (14) 为裂隙关闭的条件， $\sigma_c$  是关闭裂隙所需的  $\sigma_x$  的最小值， $\mu$  为摩擦系数。如果式 (13)，(14) 不满足，耗散为零，这是显然的。若波幅很小，耗散只依赖于初始关闭裂隙的数目，这时可令  $\sigma_c$  为 0。在一维杆中，若设波传播方向为“1”，其应力幅值为  $\sigma$ ，裂隙面的法线与“1”的夹角为  $\phi$ 。将式 (12) 积分，可得这个裂隙的耗散能

$$W = \left( \frac{\pi \sigma^2 c^3}{E} \right) \mu \cos^3 \phi (\sin \phi - \mu \cos \phi) \quad (15)$$

式 (13)，(14) 相应于

$$\tan \phi > \mu \quad (16)$$

$$\cos \phi > 0 \quad (17)$$

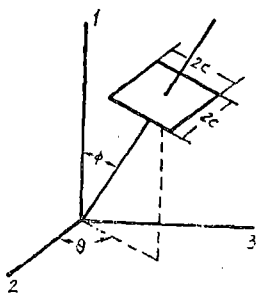


图 6

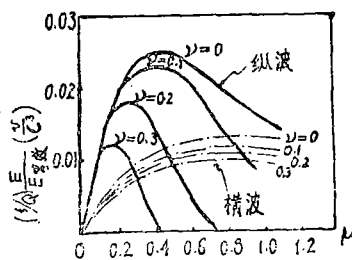


图 7

为了考虑所有裂隙造成的总耗散，进一步假定裂隙具有同样长度，其法线从一共同原点发出，把所有这些裂隙造成的耗散加起来，有

$$W = \left( \frac{\pi \sigma^2 N c^3}{15 E} \right) \left[ 2\mu - \mu^2 \frac{3 + 2\mu^2}{(1 + \mu^2)^{3/2}} \right] \quad (18)$$

体积  $V$  中最大变形能为

$$W' = \frac{\sigma^2 V}{2E}$$

于是衰减因子 $Q$  (定义为 $2\pi/Q = W/W'$ ) 为

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{15} \frac{E_s}{E} \frac{c^3}{V} \left[ 2\mu - \mu^2 \frac{3 + 2\mu^2}{(1 + \mu^2)^{3/2}} \right] \quad (19)$$

Walsh 还分析了裂隙对无限介质中纵波的衰减以及裂隙对横波的衰减, 其结果如图 7。

由上述分析可见:

1. 裂隙对岩石中应力波的衰减与 $E_s/E$ 有关, 等效模量比不包括裂隙的同种岩石的模量小得越多, 衰减越大, 这从 $\sigma-\epsilon$ 曲线可以一目了然。摩擦系数对衰减的影响, 先是摩擦系数增加, 衰减增加, 摩擦系数增加到一定值后给运动造成很大困难, 因此衰减又下降。

2. 当有限振幅的波通过时, 初始稍稍张开的裂隙将会关闭, 能引起耗散的裂隙数会增加。当然, 当裂隙全部关闭后, 振幅再增加, 使应力波衰减的裂隙数也就不再增加了。

在有围压的情况下, 当张裂隙关闭后, 围压增加会造成裂隙面相对滑移的困难, 因而衰减降低。

当应力波的幅值超过材料的剪胀开始点后, 重复冲击将会增加衰减, 其原因是, 重复加载后裂隙增多。

3. 由式(16)和(17)可见, 与应力波传播方向平行, 以及裂隙面的法线与波传播方向的夹角小于摩擦角的裂隙(这些裂隙面间无相对运动), 对衰减没有贡献。

此外, 由式(18)和(19)可见, 无量纲衰减因子与频率无关, 由裂隙间摩擦引起的衰减就不会有色散。

#### 四、新裂隙生成及岩石的塑性

由于裂隙的存在以及在应力作用下新裂隙的生成使岩石的破坏具有鲜明的特征。

1. **剪胀** 裂隙是材料的分离, 其间总有一小间隙, 每个间隙虽小, 累计就可占据空间一定的体积。因此, 在单向压缩时, 应力-体应变图上就发生了这样的现象: 开始裂隙随应力增加而关闭, 因而模量增加, 待裂隙全部关闭后,  $\sigma-\Delta V/V$  图上的曲线变成直线。应力再增加到一定程度就产生新裂隙。新裂隙的产生使岩石的体积有膨胀的趋势。人们把相对于静水压的变形(可恢复)产生的体积膨胀称为剪胀, 它是由于裂隙生成而引起孔隙增加的结果。低孔隙率的岩石破坏之前总有剪胀, 破坏时膨胀与弹性体应变同量级, 可达变形的百分之几。剪胀开始点是新裂隙出现的标志, 因而与地震前兆有极密切的关系。

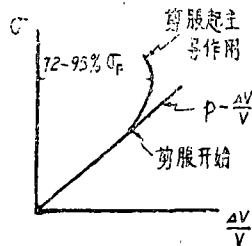


图 8 ( $\sigma_F$  为破坏应力)

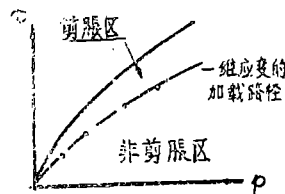


图 9

许多研究表明[11, 7, 4], 单轴压缩时, 剪胀开始在应力等于极限强度的 $1/3-2/3$ 处, 而 Constantino[12]等的实验说明在  $p-\tau$  平面上, 剪胀与非剪胀的分界线与一维应变的加载路径相合(图 9),

剪胀开始, 虽在 $\sigma-\Delta V/V$ 图上曲线呈明显的非线性, 但在 $\sigma_1-\varepsilon_1$ 图上却仍保持线性。其原因在于这时的裂隙主要是平行于最大压应力方向。因此表现为侧向膨胀, 而轴向 $\sigma_1-\varepsilon_1$ 的线性度却无大变化。

应该指出, 微裂隙的增加和孔隙坍塌常常相伴而生, 前者使体积增加, 后者使体积减小。体应变是这两种对体积变形互相矛盾的贡献的一个总效果。有些岩石甚至在出现可恢复的体积变形之前就开始了孔隙坍塌, 结果 $\sigma-\Delta V/V$ 图上就没有线性段, 也就难于判断它的剪胀开始点。

2. 岩石的“塑性”屈服 普通所谓岩石的塑性与金属的塑性并不是同一概念。金属的塑性是位错的迁移。有人认为, 普通温度下工程上遇到的岩石的塑性变形则是脆性微断裂面的相对滑移, 岩石要发生象金属那种塑性只在高压和高温下才可能。由于普通所谓岩石的塑性变形实质是克服断面间的摩擦力, 摩擦力是与正压力成正变的, 正压力越大, 摩擦力也越大。用上述观点可以解释岩石的强度在一定范围内是随静水压(或更确切地说随裂隙面上的正应力)的增加而增加, 然而究竟怎样从离散的微裂纹变成滑动面, 至今并不清楚。

## 五、对裂隙的观察

裂隙不仅对岩石的力学性质有很大的影响, 对岩石的电学及热力学性质也有明显的影响, 既然它对岩石性质起着如此关键的作用, 对裂隙的分布和裂隙发展的观察的要求也就十分迫切了。然而, 70年代前, 这种观察却很少成功, 其原因在于它们的尺寸小, 又在样品内部。为了观察裂隙, 人们必须准备一个截面。这个过程中新裂隙和其它表面破坏就不可避免。近年来出现一些观察裂隙和孔隙的新方法, 实验观察提高到了一个新水平。

1.  $x$ 光对裂隙进行无损检测 美国加州大学地质和地球物理系, 1977年利用医用 $x$ 光机(峰值管电压140kV)观察岩石内部的裂隙取得了成功[13]。

这种办法的关键是利用静电成象的原理将裂隙的分布显示在成象板上。成象板是铝板, 其表面涂 $30\mu$ 厚的一层硒。硒是很好的光敏材料。先充电使硒表面电压达 $+1600V$ (相对于铝板)。将成象板装入暗盒中,  $x$ 射线管的焦点距岩样80cm, 岩样距底板2cm, 如图10。 $x$ 射线照在岩样上, 高能光子穿过样品打在硒上, 产生局部卸荷, 卸荷程度正比于 $x$ 射线的局部强度。而透射的 $x$ 射线的强度模拟了矿物的物理性质和内部裂隙情况, 因此, 硒表面有很陡的电压梯度, 其模型代表了岩石内部情况。

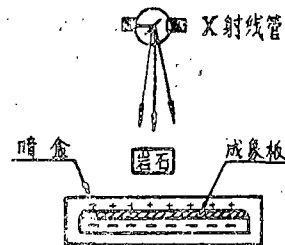


图 10

印象是把小颗粒的涂料粉末粒子通过小孔吹入暗盒中, 加压注射的结果, 粒子因摩擦而产生正负电荷, 负粒子吸在硒表面, 因为它带正电。再加 $+2000V$ 电压到铝板上加速这一吸附过程, 最终粉末粒子形成了高低不同的堆砌, 把它转到纸上即可进行分析。

他们用峰值电压为140kV的医用 $x$ 光机穿透过6.5cm厚的花岗岩, 拍摄出内部裂纹, 其裂纹宽度最大分辨率可达 $10\mu$ 。

这个办法可以监视加载岩石的内部裂纹成长, 得到破坏过程的几张运动图片, 而又不破



坏岩样及加载过程。缺点是颗粒边缘有放大，大颗粒岩石附近的小裂纹被掩盖了。此外，成像系统对裂纹方向很敏感，与 $x$ 射线垂直的裂隙面记录不了，因此，他们准备发展三维照相。

2. 用扫描电镜观察离子减薄后的样品 以前人们用岩相技术对裂隙和孔隙进行过很多观察，然而那时报道的许多性质实际上是在岩相片子加工时带来的破坏，而且多数裂隙、孔隙尺寸非常小，以致光学设备根本无法分辨。

70年代初Brace[14,11]等人提出了一种新技术，他们把大约直径为1cm，长为1—1.3cm的直圆柱岩样端部磨平并使之垂直于轴线，用碳化硅磨料（先后用240，400和600目）先在金属盘抛光机上粗磨，后用氧化铝磨料（先后用5，1和0.3 $\mu$ ）在布面抛光机上细抛，共去掉300—400 $\mu$ 的一层岩石。之后用大约6kV的氩离子束以17°的角轰击样品，对多数岩石减薄过程约持续6小时，减去30—40 $\mu$ 厚。由于减薄的速率依赖于矿物的性质，所以减薄后的表面并不光滑平坦，而是有振幅为5—50 $\mu$ 的波纹，然而波纹与颗粒边界或颗粒缺陷无关。为了要在扫描电镜下观察，将准备好的表面在真空中镀一层导电材料（如金，钨合金），约400 $\text{\AA}$ 厚。要得到三维照片可沿轴做一系列截面。岩石加热和冷却的速度大约为50°/小时，热应力不会引起新裂纹，他们用的放大倍数是100—30,000倍，能分辨0.02 $\mu$ （200 $\text{\AA}$ ）的孔隙和裂隙宽度，沿轴线的取样间隔大约为30 $\mu$ 。Brace等通过观察证明离子轰击引起的裂隙、缺陷等可以忽略，他们所看到的基本上是未扰动的截面。

新技术对裂隙提供了新的认识。在扫描电镜下看到的裂隙的长度和尺寸比，有很大的变化，在颗粒边界下常常跟着一连串的微孔隙，宽度达1 $\mu$ ；未受应力的岩石内裂隙端头是钝的，圆乎乎的，裂隙有桥隔成一个个小段，而应力或温度引起的新裂纹端头是尖的，常常是连在一起的，穿过颗粒。Brace在单向压缩时还发现[11]裂纹的平均密度（单位长度内的裂纹数）在剪胀开始后，随应力增加而增加（某种花岗岩从剪胀开始到破坏强度，裂纹密度约增加1倍）；裂纹长随应力增加而增加，裂纹的尺寸比随应力增加而减小，即有张开的趋势。此外，新生裂纹常常从原生裂纹尖头开始，大致在平行于压应力的方向发生（一般偏离在 $\pm 10^\circ$ 以内，由于原生裂隙的联合生成的新裂隙最大可达 $\pm 30^\circ$ ）。正是因为这个原因，在轴向压载荷下常常产生劈裂，在一维应力波情况下尤为明显[15]。由于岩石大多为晶体，且岩石中原生裂纹很多，所以，静载荷作用下，裂纹的扩展常常是稳态的，其长度为颗粒尺寸的量级。单轴压缩时，超过单轴抗压强度后，裂纹就将岩石分割成块了，但为什么裂纹从这个压力开始连接，尚不清楚。

总之，张开的裂隙对岩石的可压缩性、杨氏模量有着明显的影响，关闭裂隙使杨氏模量要比无裂隙的同类岩石杨氏模量低。裂隙间的摩擦对岩石力学性质的影响是很大的，在应力-应变关系图上引起了卸载滞回，在应力波传播过程中，造成能量损耗，引起了应力波的衰减；在屈服应力附近，裂隙则使岩石与金属有着不同的表现。可见，考虑裂隙对岩石性质的影响，可以解释大量的实验事实，它是研究岩石性质中一个很重要的问题。尽管如此，目前这方面的工作还有不少问题，对有些问题的解释仍不能自圆其说，目前已有一些成果也有待进一步反映到岩石的本构关系中，给出与实验吻合的可计算的形式。也许在裂隙对岩石性质的影响及地质构造对岩体性质的影响上有着某些类似，因而研究这个问题将对岩体性质的研究给予某些启示。

## 参 考 文 献

- [1] Brace, W.F. (1965), Some new measurements of linear compressibility of rocks, *J.Geophys.Res.*, 70, 2: 391—398.
- [2] Walsh, J.B. (1965), The effect of cracks on the compressibility of rock, *J.Geophys. Res.*, 70, 2: 381—389.
- [3] Walsh, J.B. (1965), The effect of cracks on the uniaxial elastic compression of rocks, *J.Geophys.Res.*, 70, 2: 399—411.
- [4] Walsh, J.B. and Brace, W.F. (1973), Mechanics of rock deformation, Rock Mechanics Symposium, AMD, Vol.3, pp.1—24.
- [5] Goldsmith, W. (1966), Pulse propagation in rocks, Failure and Breakage of Rock (Proceedings of the Eighth Symposium on Rock Mechanics), ed. by Fairhurst, C.: 528—537.
- [6] Goldsmith, W., Austin, C.F., Wang, C.-C. and Finnegan, S. (1966), Stress waves in igneous rocks, *J.Geophys.Res.*, 71, 3: 2055—2078.
- [7] Goldsmith, W. (1973), Wave transmission in rocks, Rock Mechanics Symposium, AMD, vol.3, pp.73—123.
- [8] Peselmick, L. and Zietz, I. (1959), Internal friction of fine-grained limestones at ultrasonic frequencies, *Geophysics*, 24, 2: 285—295.
- [9] Walsh, J.B. (1966), Seismic wave attenuation in rock due to friction, *Geophysics*, 71, 10: 2591—2599.
- [10] Lockner, D.A., Walsh, J.B., Dyerlee, J.D., (1977) Changes in seismic velocity and attenuation, *J.Geophys.Res.*, 82, 33: 5374.
- [11] Brace, W.F. (1976), Direct observation of dilatant voids in rock, The Effects of Voids on Material Deformation, AMD, Vol.16, pp.1—12.
- [12] Constantino, M.S., Shock, R.N. (1976), A constitutive relation for compression loading in nugget sandstone, *UCRL-52036*.
- [13] Nelson, A.C. and Wang, C.Y. (1977), Non-destructive observation of cracks in stressed rocks, *Int. J. Rock Mech. Sci. & Geomech. Abstr.*, 14: 103—107.
- [14] Sprunt, Eve.S., Brace, W.F. (1974), Direct observation of microcavities in crystalline rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 11: 139—150.
- [15] 陆岳屏、杨业敏、寇绍全、杨根宏、章根德、褚瑶 (1977), 霍布金生杆法测定砂岩、石灰岩动态破碎应力和杨氏模量的试验研究, 第一届全国爆炸力学会议 (1977年12月安徽黄山)。