

# 辉长岩的破裂研究\*

陈 颢 姚孝新

(国家地震局地球物理研究所)

谢洪森

(中国科学院贵阳地球化学所)

## 摘 要

在济南辉长岩的三轴压缩实验 ( $\sigma_3 = 1.3\text{kb}$ ) 中, 通过显微镜观测了岩石内部微裂纹的发展。实验结果说明, 在低应力状态下, 微裂纹主要出现在岩石矿物结晶颗粒内部, 其方向主要取决于矿物颗粒的结晶学形态。当应力达到岩石强度 80% 左右时, 在样品中部某一对角线附近, 微裂纹密度较高, 出现一些穿过几个矿物颗粒的微断层。微断层的取向与外力应力场有明显的关系, 一般与  $\sigma_1$  成  $40^\circ$  左右的夹角。本实验还同时测量了样品弹性波的速度 ( $V_P$ ,  $V_S$ ) 和体积变化。实验表明, 岩石内部微裂纹的发展以及微裂纹对岩石物理性质所产生的影响, 是与晶体颗粒的尺度有关。

## 一、引 言

大多数破坏性地震发生在地壳中, 破裂是那里岩石破坏的主要机制之一。70 年代以来, 对岩石的破裂过程进行了许多实验研究<sup>[1-9]</sup>, 主要观测岩石内部微裂纹的产生、发展、集中和主断层的形成, 同时还对各种破裂前兆进行了测量。研究的最终目的是使地震震源的模型不仅仅建立在观测资料的基础上, 而且也应遵循破裂过程的物理规律。

本文主要从实验角度研究在三轴压力之下辉长岩的破裂过程。利用复膜等光学方法观测岩石内部微裂纹的发展, 同时测量岩石的变形、体积膨胀和弹性波速度的变化。将微观观测与宏观观测相结合, 一方面了解岩石的破裂过程, 另一方面也了解破裂过程对岩石物理性质的影响。

## 二、实 验 方 法

### 1. 岩石样品

实验样品是直径 50 毫米, 长度 110 毫米的济南辉长岩圆柱形样品。样品是用金刚石钻头在同一块大岩块上沿相同的方向钻孔取得。样品两个端面不平行度小于 0.010 毫米。

\* 1979 年 10 月 26 日收到。

加工好的样品在 80℃ 烘箱中经过 24 小时烘干后,放入干燥器备用。  
辉长岩的平均矿物晶粒直径为 0.5 毫米,其矿物分析和化学成份见表 1。

表 1 济南辉长岩的矿物分析

样 品	矿 物 分 析
斜 长 石	长条形半自形晶体,粒度一般比辉石小,发育钠双晶及纳-卡双晶,占 37%。
单斜辉石	淡褐色半自形柱状晶体,解理发育,占 34%。
斜方辉石	淡玫瑰色—淡绿色,他形晶粒,成份相当于紫苏辉石,占 8%。
橄 榄 石	无色,多呈单圆柱状,少数自形较好,占 16%。

化 学 成 份 (%)

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
49.08	13.31	8.08	9.02	11.13	3.39

2. 实验设备和仪器

三轴压缩实验是利用长江-500 型岩石三轴应力试验机进行的。1.5 kb 的围压容器压力腔直径 150 毫米,高度 340 毫米。样品的侧面和端面分别装有二对波速测量探头,测量沿最大压应力 ( $\sigma_1$ ) 方向和垂直  $\sigma_1$  方向的波速。岩石侧面还对称地贴有两对电阻应变片,分别测量应变  $\varepsilon_1$  和  $\varepsilon_2$ ,并由  $\varepsilon_v = \varepsilon_1 + 2\varepsilon_2$  计算出岩石的体积应变。

3. 实验步骤

准备一系列岩石样品,首先施加围压  $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_c$ ,然后增加  $\sigma_1$ ,当差应力  $\sigma_1 - \sigma_c$  达到应力—应变曲线预先指定点时卸载时。将样品用环氧树脂进行浇注。再将样品沿轴线切为两半。其中一半制成岩石光片,另一半制成岩石薄片。这样我们就得到了在围压  $\sigma_c$  下岩石受力直至破坏整个过程中的一系列岩石剖面。与此同时,还测量了样品的波速及体积变化。共对 17 块样品进行了上述观察,情况列于表 2。

4. 微裂纹的观测方法

因为微裂纹发生在岩石内部,直接进行观测是很困难的。用声发射测量确定微裂纹位置的方法是一种常用的间接方法<sup>[1,12]</sup>,不仅技术要求高,而且必须考虑到破裂过程中产生的波速各向异性的变化。本文采取直接对岩石光片和薄片进行光学观测的方法。因为破裂过程在低温下是不可逆的,除了卸载后会合并的裂纹外,这种观测可以反映岩石内部破裂的情况。传统的光学方法有两种,一种是用反射显微镜观测岩石光片上的裂纹;另一种是用透射显微镜观测岩石薄片上的裂纹。前者分辨率低,对于微小裂纹(特别是矿物颗粒内部的裂纹),看不清楚。后者分辨率高,但加工麻烦,加工过程可能破坏原有裂纹并产生附加的裂纹,不易得到大面积薄片。本实验除用以上两种方法外,发展了复膜法(在制成的岩石光片上涂一层硝化纤维溶液,渗透性很强的硝化纤维渗透至光片上的微裂纹中去,干燥后,在光片上形成一层硝化纤维复膜,其机械强度很高,可以从光片上揭下来。)用透射显微镜观测复膜,微裂纹清晰可见。这种方法简单,分辨率却很高(照片 1)。

表 2

样 品 编 号	围压 $\sigma_c(\text{kb})$	$\sigma_1 - \sigma_c(\text{kb})$	$\sigma_1 - \sigma_c/\sigma_U(\%)$
0	0	0	0
10	0	1.5	61
11	0	2.0	82
09	0	2.4	98
08	0	2.3	破坏
07	0	2.4	破坏
28	0	2.5	破坏
26	0	2.5	破坏
14	1.3	0	0
19	1.3	2.7	36
18	1.3	3.7	54
12	1.3	4.7	63
15	1.3	6.7	91
51	1.3	7.3	破坏
44	1.3	7.5	破坏
13	1.3	7.6	破坏
57	1.0	7.0	破坏

注：1. 辉长岩单轴平均破坏强度  $\sigma_U = 2.45\text{kb}$ ，在  $\sigma_c = 1.3\text{kb}$  时， $\sigma_U = 7.40\text{kb}$ 。  
2. 围压增加速率为 3—4bar/秒，轴向应变增加的速率为  $1.5 \times 10^{-2}$ /秒。  
3. 单轴实验步骤与三轴相同。

三、实验结果

将在破裂过程各阶段取得的复膜，分成  $10 \times 20 = 200$  个相等的正方形小格，每格大小为  $5 \times 5$  毫米<sup>2</sup>，在每格内取  $2 \times 2$  毫米<sup>2</sup> 的面积进行观测，观测其上长度大于 0.1 毫米的裂纹数目、长度及每条裂纹与最大主应力  $\sigma_1$  方向的夹角(图 1)。

1. 微裂纹

微裂纹的统计结果列于表 3。其中 0 号和 14 号样品分别代表在单轴和三轴实验中没有受到差应力的样品。从表 3 可以看到如下特点：

- ① 随应力增加，裂纹的平均长度和密度也增加。
- ② 当应力超过  $0.6\sigma_{\max}$  后，裂纹密度开始较快地增加，当应力超过  $0.8\sigma_{\max}$  时，裂纹的平均长度也较快地增加。
- ③ 总的来看，裂纹的平均长度总是小于或接近晶粒的平均直径(对辉长岩，为 0.5 毫米)。即使对于岩石破坏后统计结果也是这样。这说明大多数裂纹是发生在晶粒内部的。从表 3 还可以看到，裂纹密度增长到一定程度后有变为稳定的趋势。

取复膜上  $\sigma_1$  的方向为  $0^\circ$  方向，则图 2 给出微裂纹的角度分布。从未受差应力的 14 号样品；至破坏后的 57 号样品，看不出微裂纹在取向上的优势分布(图 2)。

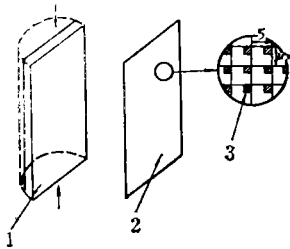


图 1 复膜上微裂纹的观测与统计

1——岩石光片 2——复膜  
3——测量的区域

表 3-1 单轴实验微裂纹的统计

样 品 编 号	0	10	11	9	26
$\sigma/\bar{\sigma}_{max}(\%)$	0	61	82	98	破坏
裂纹密度(条/毫米 <sup>2</sup> )	1.0	1.1	4.1	4.7	6.6
裂纹平均长度(毫米)	0.24	0.25	0.26	0.35	0.40
体积膨胀( $\times 10^{-4}$ )	0	0.7	3.2	10	—
岩石反射率(相对于未压样品)	1	1.4	1.9	2.2	7.0

表 3-2 三轴实验微裂纹的统计

样 品 编 号	14	19	12	15	57
$\sigma/\bar{\sigma}_{max}(\%)$	0	36	63	91	破坏
裂纹密度(条/毫米 <sup>2</sup> )	2.1	2.4	2.6	4.0	6.2
裂纹平均长度(毫米)	0.24	0.30	0.33	0.38	0.50
体积膨胀( $\times 10^{-4}$ )	0	0.1	2.4	10	—
岩石反射率(相对于未受应力样品)	1.6	2.2	2.7	3.7	14.2

图 3 表示了各种应力下微裂纹长度的频度分布。最初,裂纹数目少,多数裂纹长度约为 0.2 毫米。当应力增加时,裂纹长度、频度分布曲线的峰值向变长方向移动,裂纹数目增多。出现了一种长度比矿物晶粒平均直径(0.5 毫米)还要大的裂纹。应力越大,这种裂纹也越长,数目越多,这种裂纹称为微断层。微断层是一种较长的裂纹,其长度往往穿过几个矿物晶粒,但通常很少超过晶粒尺度的十倍,其纵横比较小( $10^{-2}$ — $10^{-3}$ )。与微断层形成的同时,还可以观测到的另一种现象就是微断层按照一定的排列形成了微断层组。一般呈雁行式排列或几个微断层平行,微断层组的长度可达数十个晶粒(图 3)。和微裂纹分布与方向无关不同,微断层及微断层组的方向性分布十分明显,多与  $\sigma_1$  轴成近  $40^\circ$  的角度(照片 2)。

2. 破裂过程中辉长岩颜色的变化

照片 3 给出了三轴实验中加载到应力—应变曲线不同点(从 A → E)时,岩石光片的颜色变化。没有受到差应力的辉长岩是黑色的(A),随差应力的增加,颜色由黑变白(B、

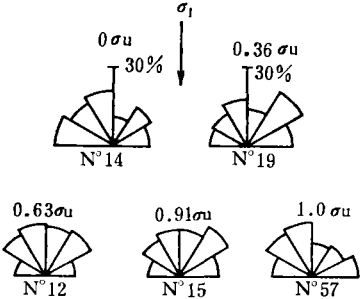


图 2 微裂纹取向的角度分布

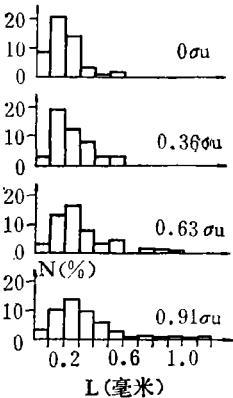


图 3 裂纹长度的频度分布

C、D), 破裂后在样品的中间部位颜色变的非常白 (E).

为了探讨辉长岩颜色变化和破裂程度的关系, 我们用图 4 所示的装置测定了岩石光片的白光漫反射率. 颜色越白, 反射率就高, 于是通过漫反射率的测量, 我们给岩石颜色变白程度以定量的描述. 在表 3 中给出了岩石受压后反射率与未受应力岩石反射率的比值, 同时, 表 3 还给出了岩样中的平均裂纹密度. 将反射率与裂纹密度的数值加以比较可以看出, 裂纹密度高, 反射率就高, 反之亦然. 这说明了辉长岩颜色变化是微裂纹发展的结果, 反过来, 也表明可以利用颜色变化来反映辉长岩微裂纹的发展情况和分布情况. 图 4 装置中的入射光是一束直径 5 毫米的平行白光, 如果移动岩石光片, 将这束白光在岩石光片上扫描, 从反射率的变化可以了解到裂纹密度的空间分布. 图 5 给出了用这种实验方法得到的一组结果. 从图 5 可以看出, 对于没受应力的样品, 裂纹密度不高, 随应力的增加, 裂纹密度增加, 裂纹密集在样品的中部和对角线附近的区域. 应力越大, 密度分布的差异性也越大.

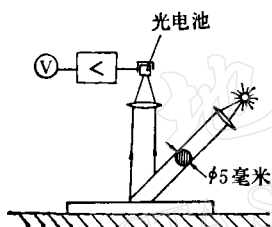


图 4 测量反射率的装置

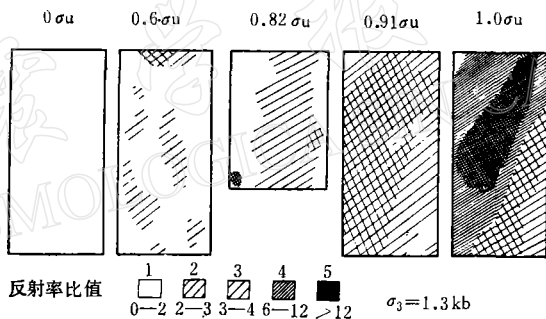


图 5 裂纹密度的空间分布

## 四、讨 论

1) 本实验用光学方法对 0.1 毫米以上的微裂纹进行了观测: 微裂纹都发生在矿物晶粒内部, 裂纹方向主要取决于矿物颗粒的结晶学方位, 与外力场  $\sigma_1$  方向的关系不明显. 当外加应力接近于岩石强度时, 微裂纹的平均长度趋近于晶粒的大小, 而其密度的增长表现出一种近于稳定的趋势. 从微裂纹密度的空间分布来看, 当应力达到破裂应力的 70%—80% 时, 在岩石样品中部及某一对角线附近较大区域内, 密度较高, 但我们没有发现微裂纹在某一平面上丛集的现象. 在此阶段, 出现了许多微断层. 微断层往往穿过几个矿物晶粒. 它是在微裂纹密度接近于临界密度时才出现的. 随应力的增加, 微断层的数目和尺度也增加, 但其数目比微裂纹要少得多, 其长度很少有超过晶粒尺度十倍以上的. 微断层往往按一定方式形成微断层组. 微断层与微断层组分布具有很强的方向性, 与  $\sigma_1$  的夹角多在  $40^\circ$  之内. 与 Coulomb-Navier 破裂理论所预言的剪切破裂的情况是一致的. 在与  $\sigma_1$  垂直方向上几乎没有微断层组.

岩石内部微裂纹如何发展成为宏观断层, 一直是岩石破裂研究的一个重要课题. 肖尔茨 (Scholz)<sup>[11]</sup> (1968) 由声发射定位资料提出临破裂前微破裂沿未来宏观断裂面丛集

的概念。1974年布雷迪 (Brady)<sup>[3]</sup> 观测变形花岗岩的微裂纹时发展,在岩石处于其强度百分之几内时,出现裂纹密集区——包体,在此区域内,张性的微裂隙临破裂时互相勾通,形成宏观剪切断层。我们在辉长岩的微裂纹观测中,也发现微裂纹密集产生的现象,但密集区是个较大的区域,出现的时间也较布雷迪指出的要早。远不是如肖尔茨指出的丛集在断层面这样一个狭窄的区域。很可能本文提到的微断层和微断层是由微裂纹发展成为宏观裂纹所经过的一种形式。

2) 微裂纹的发展与样品中弹性波速度的关系:图6表示在三轴压缩时辉长岩的  $V_P$ ,  $V_S$  随应力的变化。当应力从  $0.6\sigma_u$  增加到  $0.8\sigma_u$  时,尽管这时微裂纹增多,但对波速几乎没有什么影响。本实验测量  $P$  波的波长为 6 毫米(频率为 1 兆赫),  $S$  波为 15 毫米(频率为 250 千赫)。由此看来,长度比波长小很多的微裂纹对波速测量结果影响不大。但正是由于这种微裂纹的大量出现,为微断层和微断层组的出现创造了条件。当  $\sigma > 0.9\sigma_u$  时,出现了长度可以与波长相比的微断层和微断层组,波速才明显下降。由于  $S$  波的波长较  $P$  波为大,故  $S$  波下降的时间也较  $P$  波为晚。值得注意的是,高应力状态下出现的微断层有很强的方向性。所以这时波速亦表现出明显的各向异性。

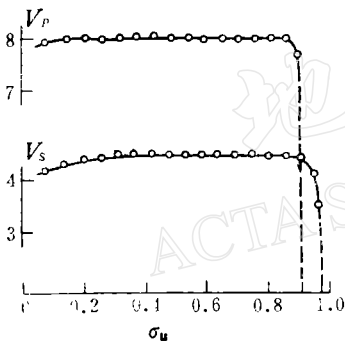


图6 辉长岩中  $V_P$  和  $V_S$  的变化

3) 裂纹长度的频度分布与“特征尺度”的概念:天然辉长岩中存在着许多原始的微裂纹,如果不考虑岩石的具体结构,则由断裂力学观点,受力后岩石中主要是原有裂纹的扩展,裂纹的数目不会有明显的增加。本实验统计结果表明,随应力的增加,微裂纹平均长度增长的同时,微裂纹的数目也不断地增加。另一方面,我们知道,在一定震级范围内,天然地震的频度和震级服从一定的指数分布。如果把这种大小事件按指数分布的概念用于岩石内部的微裂纹观测,就会得到结论,长度越短,裂纹数目越多。即使应力增加,使 0.1 毫米裂纹扩展,其数目减小,但有更多的原来不到 0.1 毫米的

裂纹增长为 0.1 毫米了。因此,不管应力水平,小裂纹多,大裂纹少,这种趋势应是不变的。本实验结果表明:随应力增加,长度小的裂纹在裂纹总数中所占比重反而下降(图3),大多数裂纹长度趋于晶粒的平均大小,即长度增长至一定程度后,反而趋于稳定。由此看来,岩石的具体结构影响是不容忽视的。辉长岩开始受外加应力作用时,微破裂主要发生在晶粒内部,受矿物晶粒结构控制,沿某些薄弱面裂开。应力增加时,裂纹发展受到晶体边界的阻挡,因此长度的进一步发展被这种边界效应所制约。只有当应力进一步增强,超过晶界结合强度才能克服边界的阻挡,产生穿过许多矿物晶粒的微断层。这种微断层显然和晶粒内部的微裂纹具有不同的性质,它的出现和发展构成了岩石破裂的不同阶段。由以上结果看来,岩石样品具体结构确定了这样一种尺度,该尺度之内的微裂纹和超过该尺度的微断层的产生和发展在性质上是不同的,我们把这种尺度叫做“特征尺度”。在辉长岩的压缩实验中,晶粒平均大小就是“特征尺度”。很可能,在天然地质材料中,这种“特征尺度”将不仅仅限于晶粒的平均大小,而且特征尺度可能也不仅仅只有一个。

超声波速度测量对于岩石内部一定长度的裂纹是很敏感的,只有当裂纹尺度发展到

一定长度时,才对速度有明显影响。对于晶粒尺寸达 5—7 毫米的伟晶岩,实验发现,当应力达到强度的 80% 时,波速即有明显下降,这是因为伟晶岩的特征尺度大。应力较低时,晶粒内部的微裂纹的发展已能对波速产生明显影响的缘故。还对另外一些存在着天然裂隙及缺陷的强变质岩进行了波速测量,在这些样品中,表征样品结构和不均匀范围尺度的,不仅仅是晶粒的大小,而且还有被裂隙所分割的岩块的大小。显然这种样品的特征尺度更大,波速下降发生的也更早了。由以上结果看来,岩石内部微裂纹的发展,以及这种发展对物理量的影响,是与尺度有关的。

4) 本文仅涉及到辉长岩破裂过程中观测到的一些现象。对其他岩石的研究以及对所观测到现象的解释,将是进一步工作的任务。尽管本文给出了一些观测结果,但对于微裂纹如何发展成宏观断层的细节,目前尚不清楚。显然,采用可控破裂技术及快速量测系统,弄清楚这个问题显然是很有意义的。

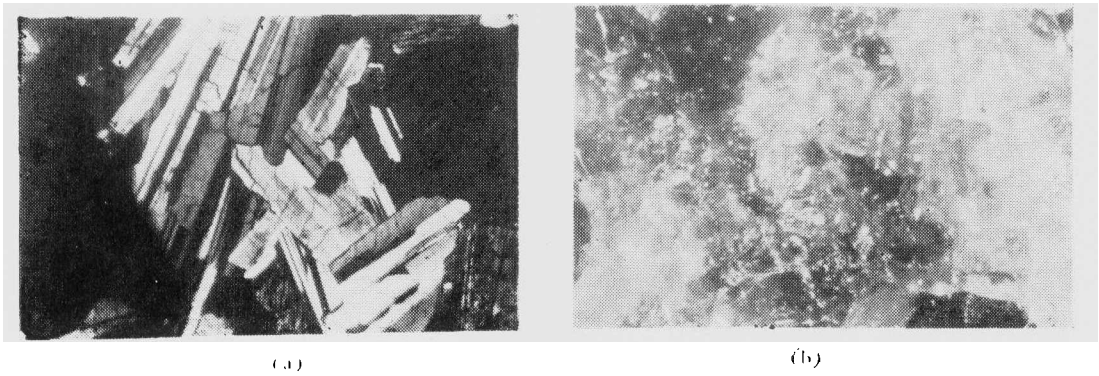
作者对于付承义教授的指导,对于耿健民、梅厚均、朱为庆等同志的帮助表示感谢。赖德伦、郝晋升、刘端法、刘晓红和张来风等同志参加了本实验部分工作。

### 参 考 文 献

- [1] J. D. Byerlee & D. Lockner, Acoustic emission during fluid injection in rock, Proc. 1st conf. On acoustic emission (microseismic activity in geological structure and material), 1977.
- [2] W. F. Brace, B. W. Jr Paulding & C. H. Scholz, Dilatancy in the fracture of crystalline rock, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3939—3953, 1966.
- [3] B. T. Brady, Theory of earthquakes, Part 1. A scale independent theory of rock failure, *PAGEOPH*, **112**, 699—725 1974.
- [4] M. Friedman Fracture in rocks, *Rev. Geophys. Space Physics.*, **13**, 352—358, 1975.
- [5] F. Rummel & C. Fairhurst, Determination of the post-failure behaviour of brittle rock using a servo-controlled testing machine, *Rock Mech.*, **2**, 189—204, 1970.
- [6] F. Rummel, H. J. Alheid, & C. Frohn, Dilatancy and fracture induced velocity changes in rock and their relation to friction sliding, *PAGEOPH*, **116**, 743—764, 1978.
- [7] D. K. Hallbauer, H. Wabner, & N. G. W., Cook, Microscopic and mechanical behaviour of quartzite specimen in stiff triaxial compression test, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **10**, 713—726, 1973.
- [8] H. Koide & K. Hoshino, Development of microfracture in experimentally deformed rocks, (preliminary report), *Earthquake*, **20**, 85—97, 1970.
- [9] V. I. Mjachkin, W. F. Brace, G. A. Sobolev, & J. H. Dieterich, Two models for earthquake forerunners, *PAGEOPH*, **113**, 169—181, 1975.
- [10] W. A. Olsson, Microfracturing and faulting in limestone, *Tectonophysics*, **24**, 277—285, 1974.
- [11] S. Peng & A. M. Johnson, Crack growth and faulting in cylindrical specimen of Chelmsford granite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **9**, 87—86, 1972.
- [12] C. H. Scholz, Experimental study of the fracturing process in brittle rock, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1447—1454, 1968.
- [13] E. S. Sprunt & W. F. Brace, Direct observation of microcavities in crystalline rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **11**, 139—150, 1974.

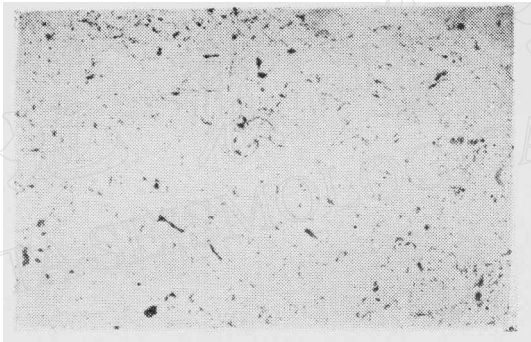






(a)

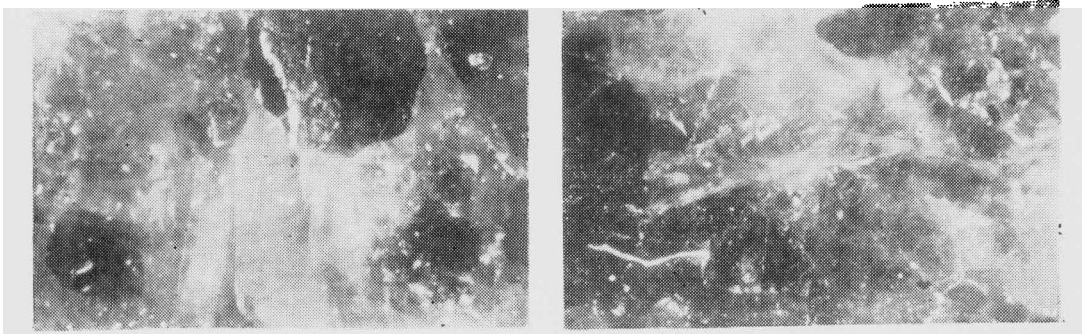
(b)



(c)

(a) 岩石薄片( $\times 44$ ) (b) 岩石光片( $\times 15$ ) (c) 复膜( $\times 15$ )

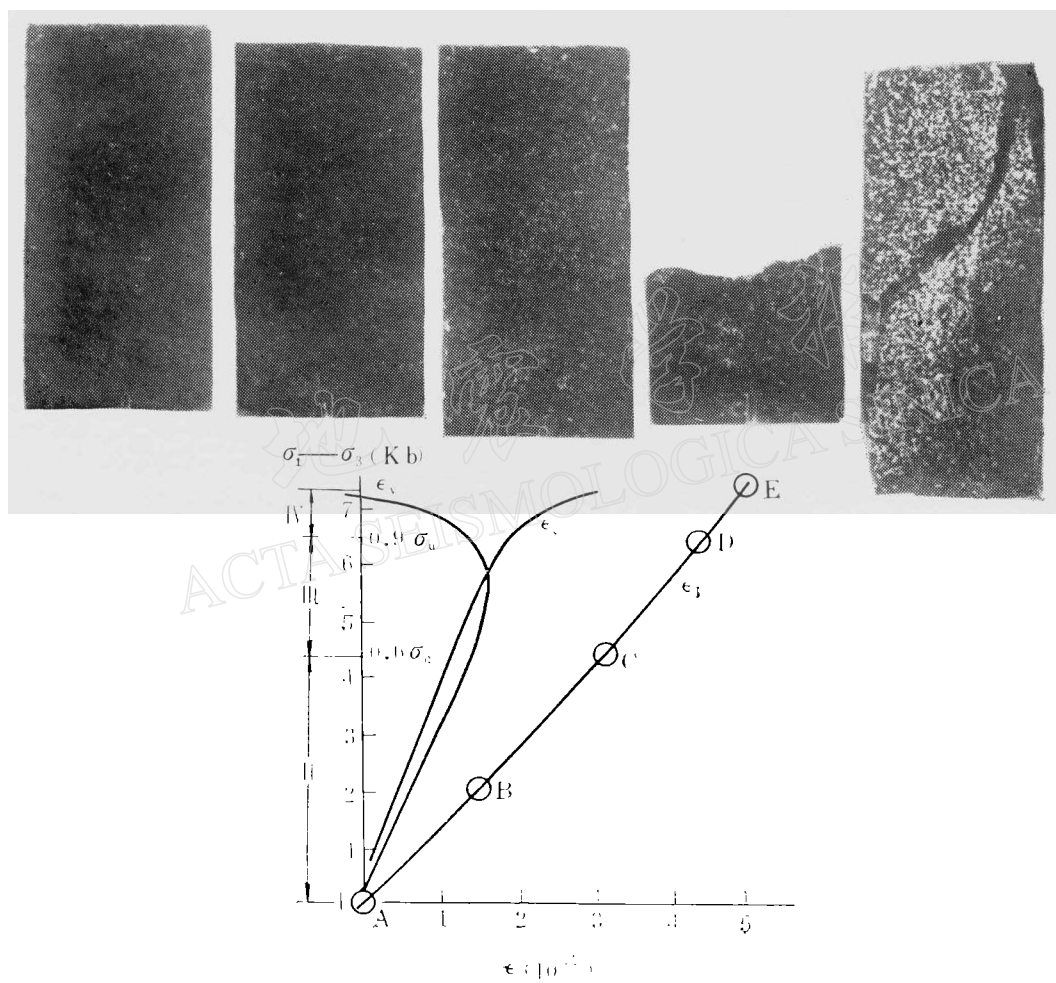
照片 1 微裂纹



(a)

(b)

照片 2 岩石内部的微断层



照片 3 随应力增加, 辉长岩颜色的变化