

不同应力途径下岩石的体积变化

耿乃光

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

本文介绍了对岩石在不同应力途径下的体积变化进行的实验研究。主要的应力途径有三种,并且都是首先把岩石加载到破裂前一定的应力状态,再分别三种类型加载。实验用电阻应变片测量纵向和横向应变以计算体应变。实验表明:同一种岩石在不同应力途径下膨胀效应有显著的不同。文中用辉长岩的实验数据对过密量和超膨胀量进行了估算。研究表明,过密与膨胀是应力途径变化时岩石体积变化的滞后效应。研究了B型实验过密状态出现的条件。从强度80%左右开始减小最小主应力的B型实验明显表现经历过密状态。从低应力状态(强度50%左右)和高应力状态(强度92%以上)开始减小最小主应力的B型实验,岩石均未经历过密状态。最后联系地震预报问题进行了简单的讨论

引 言

岩石破裂前非弹性的体积膨胀现象很早就有人报告过[1、2]。自从Brace等[8]深入进行了各种岩石破裂前的体积膨胀实验研究之后,膨胀概念开始被用来研究地震的成因与某种前兆的解释。随着野外的一些被认为与膨胀有关的前兆现象的发现[4、5],出现了许多以膨胀为基础的地震模式[6、7]。究竟能否以膨胀为基础解释地震目前尚无定论,但膨胀效应确实是高压下岩石破裂前的一个重要现象,并与声发射、波速、电阻率等一系列破裂前兆相联系。如果认为地震是地壳中高压下岩石的破裂,研究地震就不能不在一定程度上考虑膨胀的影响。因此,在实验室中更广泛深入地研究各种岩石的膨胀效应仍然具有重要的意义。过去各国的许多研究者相继用性质不同的岩石,在不同的温度、压力和其它条件下进行了大量的实验工作[8-10],从不同方面丰富了人们对膨胀的认识。Brace最近的论文[11]回顾了十多年来体积膨胀研究的进展情况。但是,这些研究工作的加载方式有一个共同点就是以增加最大主应力使岩石破坏来研究体积膨胀。

本文的目的在于研究不同应力途径下岩石的体积变化。既研究最大主应力增加时的情况,又研究最小主应力变化(包括增加和减小)时的情况。

实验中采用的基本加载方式有三种。A型实验和通常的三轴实验一样，先对岩石样品加一定的围压，再保持围压不变，增加轴压使岩石破裂。B型实验从强度的80%左右的某一状态开始，保持轴压不变，减小围压使岩石破裂。C型实验从强度的90%以上的某一状态开始，保持轴压不变，增加围压，不使岩石破坏。除此三种基本加载方式外，还进行了一些较为复杂的应力途径实验，它们是这三种基本加载方式组合的结果。

实验使用长江——500型岩石三轴试验机。压机允许最大轴压为500吨，围压为1500巴，应变测量使用Y5D-2型晶体管动态应变仪，配以LZ3型函数记录仪记录。仪器相对误差为3%。在实验的连续测量记录中可以分辨 1×10^{-5} 的变化。实验时同时测量岩石样品的纵向和横向应变以计算体应变。

岩石样品为圆柱形，直径50毫米，长110毫米。两端不平度小于0.1毫米。实验前样品用乳胶套将样品套住再刷一层防油胶膜。增加轴压时的应变率为 10^{-5} /秒，改变围压时的应变率为 10^{-6} /秒，岩石品种为济南辉长岩和昌平花岗岩。岩石的扬氏模量分别为 1.10×10^6 和 0.87×10^6 ，泊松比均为0.3（见文献[12]）。

一、过密和超膨胀现象

济南辉长岩和昌平花岗岩等静压实验的体应变曲线反应。随着静压力的增加，两种岩石的体积逐渐减小，密度逐渐增加。对于辉长岩压力在300巴以下，曲线呈弯曲。

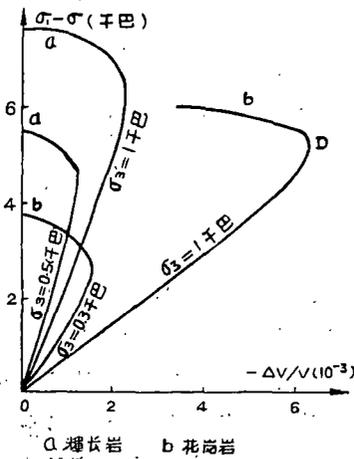


图1 A型试验的体应变曲线

在确定的围压下A型实验辉长岩和花岗岩的体应变曲线如图1所示。纵座标表示最大主应力 σ_1 与最小主应力 σ_3 ($\sigma_2 = \sigma_3$)的差应力。横座标表示体应变。由图可见，随着差应力的增长，样品的体积起初近似线性地减小，样品逐渐压密。但随着差应力的增大体应变曲线渐渐偏离直线，这是由于岩石内部产生了微破裂膨胀效应的结果。当差应力增大到某一值时，膨胀效应超过弹性压缩效应，随着应力的增大样品体积反而增大，体应变曲线折回体积增大的方向。我们把这一点叫做膨胀优势点用D表示。由图可见。围压越大，膨胀优势点出现的差应力越大，它所代表的密度也越大。当差应力超过膨胀优势点之后，岩石的体积随着差应力的增长而较为迅速地膨胀，直到岩石发生破裂。

图2给出了B型实验的体应变曲线。在 P_B 点以下保持着不变的围压，体应变曲线与上述A型实验的体应变曲线相同。 P_B 点以上轴压保持不变而以围压的减小使压差继续增长。由图可以看出，在开始减围压后直到破裂发生前岩石的体应变没有发生多大的变化，仅在破裂前很小的围压变化范围内（20巴左右）岩石的体积才突然急剧膨胀。这是B型实验的体应变曲线与A型实验体应变曲线的显著不同的地方。

图3所示的C型实验体应变曲线，显示了与B型实验一种相反的效应。在 P_C 点以上保持围压不变，体应变应与A型相同， P_C 点以上轴压保持不变而增加围压使差压减小，结果体应变

曲线出现了与上述过密状态的B型曲线相反的状态，在文献[12]中称之为超膨胀状态，关于B型和C型曲线的理论解释，文献[12]中已有详细说明，这里不再重复。

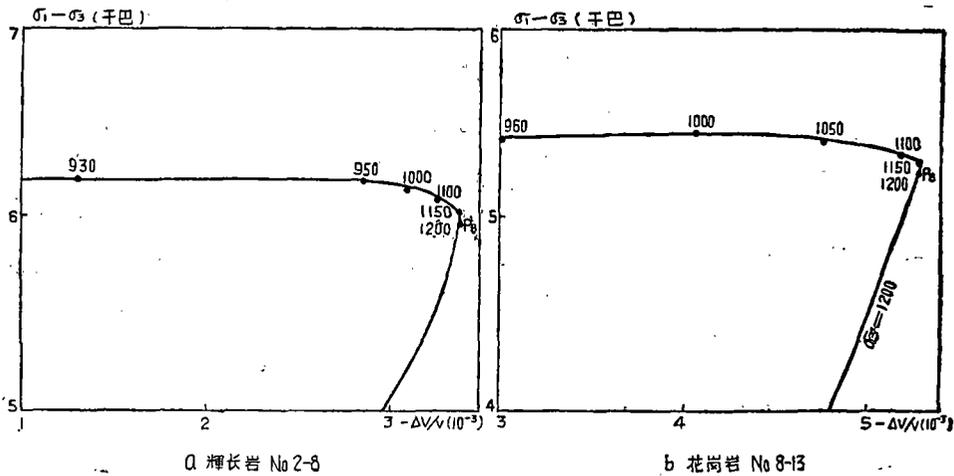


图 2 B型实验的体应变曲线

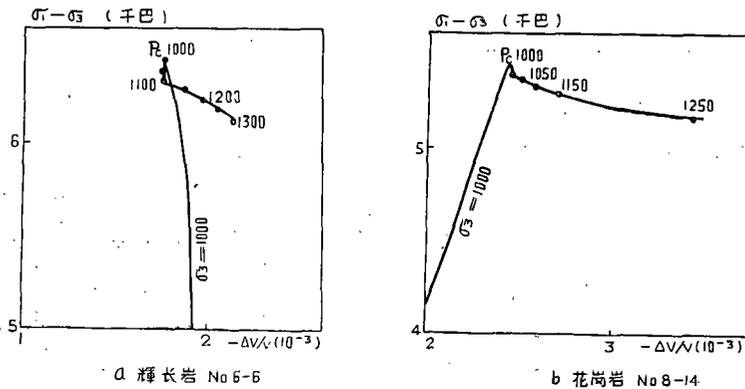


图 3 C型实验的体应变曲线

还有一种超膨胀状态发生在B型实验的过密状态之后。B型实验中减围压的开始阶段，岩石膨胀极慢，从而使岩石处于过密状态。然而当膨胀滞后达到极端后，岩石突然急速膨胀并立即达到破裂。而在破裂前某一点之后岩石的体积反而大于同一围压——轴压确定的应力状态下A型实验的体积。我们把这种现象叫做B型实验的临断超膨胀，以区别于C型实验中的超膨胀。

图 4 给出了B型和C型实验的纵向和横向应变测量记录图形。记录图以围压为自变量， ϵ_z 表示岩石样品的纵向（轴压方向）的应变， ϵ_θ 表示横向应变。 P_B 和 P_C 点以前因围压不变所以记录图为竖直的直线线段。体应变值由公式 $\Delta V/v = \epsilon_z + 2\epsilon_\theta$ 计算。由图(a)可见， P_B 点后当围压减小时，开始应变值（特别是 ϵ_θ ）变化很小。而到临破裂前 ϵ_θ 突然急剧

增大。显示出过密状态的存在和由过密向临断超膨胀的转化。由图(b)可以看出,在 P_c 点之后,当围压增加时开始应变量很小,过一段时间岩石才渐渐被压缩,显示了超膨胀状态的存在。

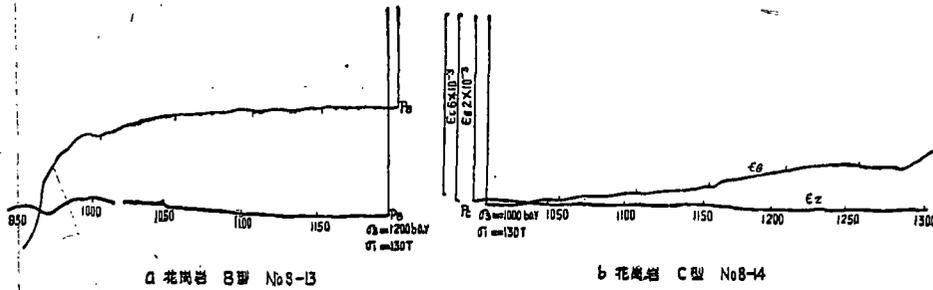


图4 B型、C型实验纵向和横向应变记录图

二、过密量和超膨胀量的估算与引入过密和超膨胀概念的意义

过密与超膨胀是围压变化时岩石体积变化的滞后效应。我们利用济南辉长岩的应变测量数据作出辉长岩A型实验的体应变曲线簇(图5)*。图中500巴、1000巴和1300巴三条曲线是实验得到的,其余曲线通过内插得出。图中 P_B 和 P_C 分别表示B型和C型实验中,停止加轴

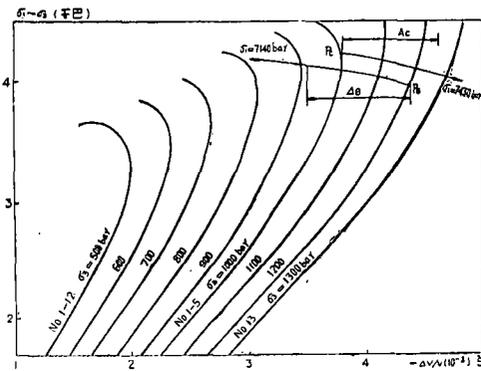


图5 辉长岩A型实验体应变曲线簇

压开始改变围压时相应的应力状态。两条有箭头的曲线表示B型和C型实验的应力途径。Brace曾用体应变曲线上一点与体应变曲线低压部分的切线间的距离D表示膨胀量^[11],但由于切点的位置不好确定,不易得到准确的D值。我们关心的是应力途径变化时D值的差别,因而可以不考虑D值的准确起点。我们引入一个P点后的膨胀量 Δ 。用 ΔB 和 ΔC 分别表示 P_B 和 P_C 点后的膨胀量。取 $\Delta B > 0$ 而 $\Delta C < 0$ 。 ΔB 和 ΔC 是B型和C型实验中, P_B 和 P_C 点后各应力状态下按A型实验的相应的应力状态的体应变推算出来的膨胀量。我们根据实验得到的2—8号样品B型体应变曲线和6—6号样品C型体应变曲线算出它们在 P_B 点和 P_C 点后的实际膨胀量 $\Delta B'$ 和 $\Delta C'$,并算出实际膨胀量与上述根据A型体应变曲线簇推算的膨胀

量。我们根据实验得到的2—8号样品B型体应变曲线和6—6号样品C型体应变曲线算出它们在 P_B 点和 P_C 点后的实际膨胀量 $\Delta B'$ 和 $\Delta C'$,并算出实际膨胀量与上述根据A型体应变曲线簇推算的膨胀

图5与文献[12]中图2相同,但本文用此图进行过密量与超膨胀量的计算,因此与之又有不同。

量的差值 $\Delta B' - \Delta B$, $\Delta C' - \Delta C$ (见图 6)。

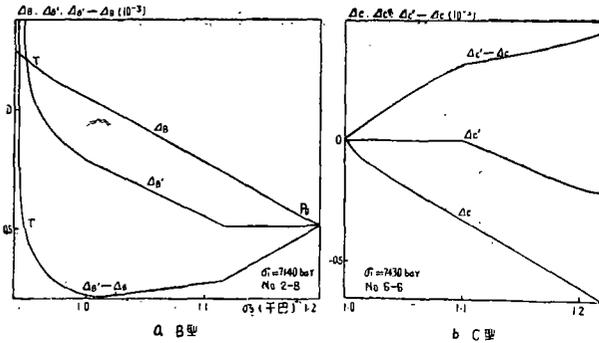


图 6 B型实验的过密量和C型实验的超膨胀量

由图 6 可以看出, 在 P_B 点后开始减围压时, $\Delta B' - \Delta B < 0$, 也就是实际膨胀量小于同样应力状态下按 A 型实验推算的膨胀量。此时岩石处于过密状态, 我们把 $\Delta B - \Delta B'$ 叫做过密量。在 2—8 号样品的实验中, 当围压减到 1000 巴时过密量有最大值。此值为 3×10^{-4} 。当围压减到 950 巴时 (T 点), $\Delta B' - \Delta B = 0$, 过密效应不复存在。T 点以后 $\Delta B' - \Delta B > 0$, 岩石处于超

膨胀状态, 即前述 B 型实验的临断超膨胀。我们称 T 点为过密——临断超膨胀转换点。同时又可看出 C 型实验自 P_C 点后始终有 $\Delta C' - \Delta C > 0$ 。岩石处于超膨胀状态。我们称 $\Delta C' - \Delta C$ 为超膨胀量。本实验得到的超膨胀量亦为 10^{-4} 的量级。图 7 给出了 4—3 号样品三轴等压加载和卸载时的体应变曲线。压力是由零加到 1300 巴再卸载到零的。由图可推算出, 如果当围压由 1200 巴减到 1000 巴, 体膨胀的滞后量为 3×10^{-6} 。比 B 型实验同样围压变化范围的过密量小一个数量级。

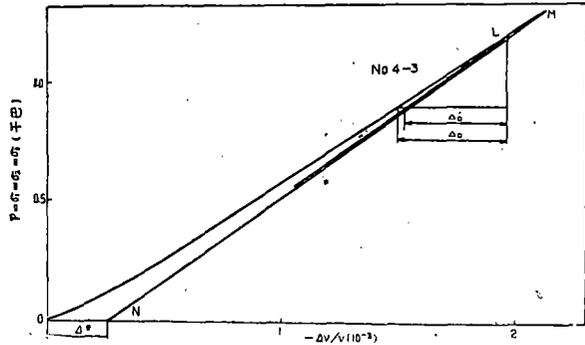


图 7 辉长岩三轴等静压压缩曲线和卸载曲线

图 8 给出了 A 型、B 型和 C 型实验体应变曲线的比较。根据前面的讨论可知, 在差应力很小的情况下, 围压变化引起的体积变化的滞

后效应是微不足道的。当差应力达到膨胀优势点附近时, 围压变化引起的体积变化的滞后效应就非常可观了。并极大地影响了岩石的物理性质。图 9 给出了辉长岩的体膨胀量 D 与破裂前兆活动限的对比。对于济南辉长岩, 在实验给定的压力范围内, 相应于膨胀量约 1×10^{-3} 时可看作由膨胀引起的前兆活动的活跃限。而当膨胀量超过 4×10^{-3} 时辉长岩势必破坏。由图可见对 A 型应力途径, 当差应力达到强度 90% 时膨胀引起的前兆表现活跃; 对 B 型应力途径, 当差应力达到强度的 99% 时膨胀引起的前兆才表现活跃; 对于 C 型应力途径, 当差应力下降到强度 80% 左右时膨胀引起的前兆表现仍活跃。过密和超膨胀概念, 有助于对这些现象的理解。

归纳起来, 引入过密和超膨胀有三个理由: 1、过密量和超膨胀量比单纯围压变化引起膨胀的滞后效应大一个数量级。2、过密效应和超膨胀效应引起了岩石性质的显著变化。

3、过密作为体积变化的滞后效应当其发展到一定程度则突然向超膨胀转化，这是通常的滞后效应所没有的。过密状态是岩石破裂前的一种亚稳状态。

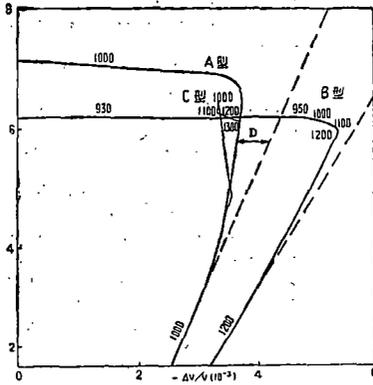


图8 辉长岩A型、B型、C型实验体应变曲线的比较

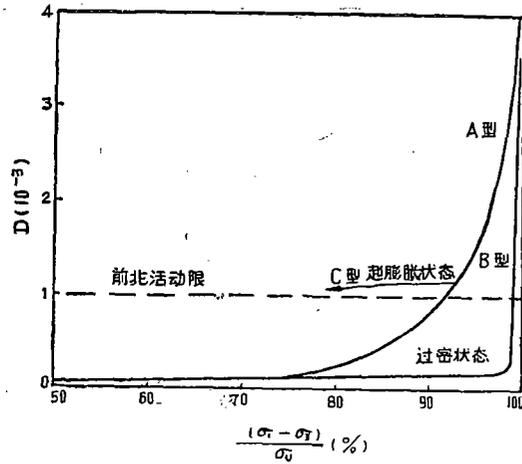


图9 辉长岩的体膨胀量与破裂前兆活动限

三、过密与超膨胀出现的条件

实验表明并非从任何应力状态开始减围压的B型实验均表现出过密效应。图10是由低应力状态（强度50%，图a）和高应力状态（强度92%以上，图b）开始减围压的体应变曲线。由图可见从减围压开始岩石体积就比较均匀地膨胀，直到岩石破裂，其形态类似A型实验的体应变曲线，没有表现岩石处于过密状态。从低应力状态和高应力状态开始的B型实验的应变测量记录图也表现出这一特征。从减围压开始，横向应变就比较均匀地增加。由此可见，过密现象只出现在由膨胀优势点以下不太远的范围开始的B型实验中。

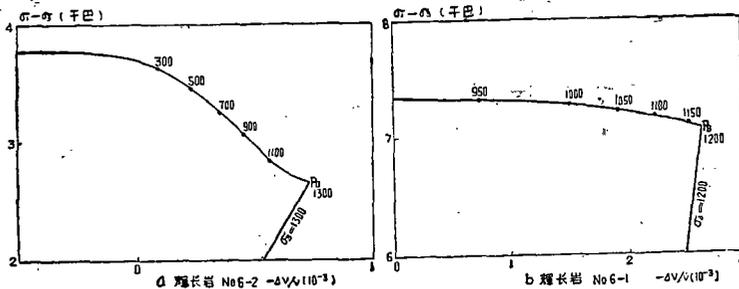


图10 从低应力状态和高应力状态开始的B型实验体应变曲线

比较图3(a)和图3(b)，可以看出在C型实验中在Pc点以前膨胀程度越高，Pc点以后超膨胀效应就越显著。6—6号样品与8—14号样品相比，Pc前膨胀量大，Pc后的压缩

量就更小些。图14是个C—B复合型实验的体应变曲线，其中 P_{B3} 点前完全和C型实验一样。由于 P_{C3} 点前膨胀量很大，以致围压由1000巴增加到1200巴，岩石体积几乎未被压缩。

四、复合应力途径下岩石的体积变化

图11给出了实验的应力途径及岩石的强度。为便于比较给出了A型实验的强度曲线。

B—A型实验先从某一应力状态 P_B 点开始减围压并保持轴压不变，当围压减到另一应力状态 P_A 点时保持围压不变增加轴压直到岩石破坏。图12给出了B—A型实验的体应变曲线， P_B 点之后岩石处于过密状态。 P_A 点之后出现了两种情况：5—8号样品因 P_{A1} 点已接近过密——临断超膨胀转换点，所以 P_{A1} 点之后与B型实验一样，出现向临断超膨胀的转换，岩石体积急速膨胀，结果使强度比A型实验有所降低。3—2号样品因 P_{A2} 点离过密——临断超膨胀转换点较远， P_{A2} 点后体积膨胀和A型实验一样，膨胀加速远不如B型实验那样急剧。其强度也与A型实验强度相一致。

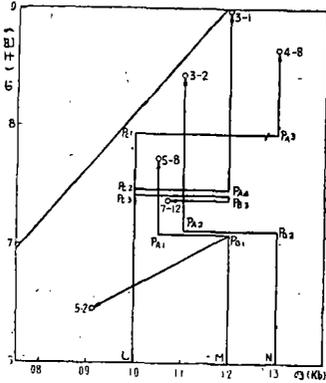


图11 复合应力途径及其实验岩石强度

C—A型实验先从某一应力状态 P_C 点开始加围压并保持轴压不变，当围压加到另一应力状态 P_A 点时保持围压不变增加轴压直到岩石破坏。图13给出了C—A型实验的体应变曲线。由图可见 P_C 点之后岩石处于超膨胀状态。 P_A 点之后出现两种情形：4—8号样品因 P_{C1} 前膨胀量大，因而 P_{A3} 点前超膨胀量也大，结果使岩石强度比A型低；3—1号样品因 P_{C2} 前膨胀量较小，因而 P_{A4} 点前超膨胀量也小，结果岩石强度与A型实验一致。

图13给出了C—A型实验的体应变曲线。由图可见 P_C 点之后岩石处于超膨胀状态。 P_A 点之后出现两种情形：4—8号样品因 P_{C1} 前膨胀量大，因而 P_{A3} 点前超膨胀量也大，结果使岩石强度比A型低；3—1号样品因 P_{C2} 前膨胀量较小，因而 P_{A4} 点前超膨胀量也小，结果岩石强度与A型实验一致。

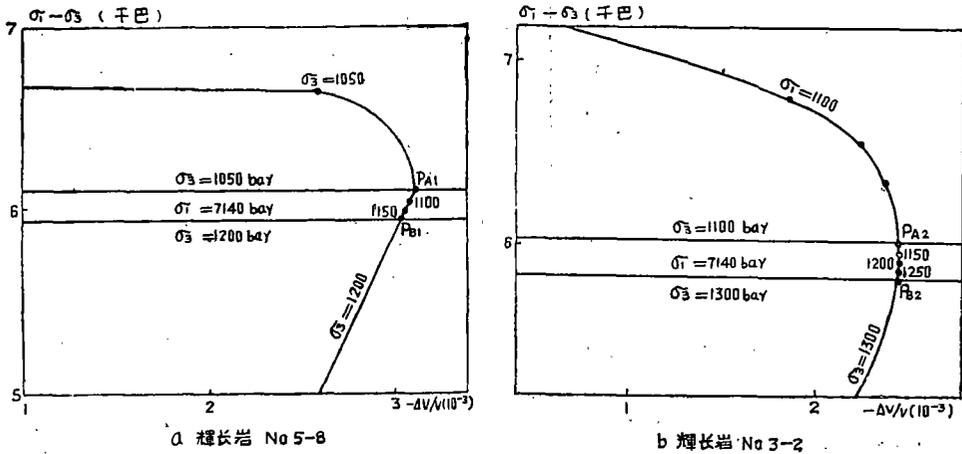


图12 B—A型实验体应变曲线

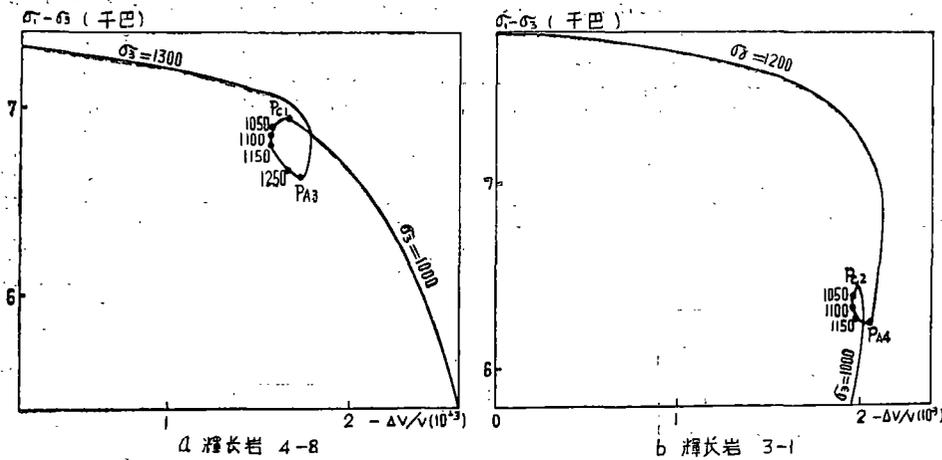


图13 C-A型实验体应变曲线

C-B型实验先从某一应力状态 P_{c3} 点开始加围压并保持轴压不变，当围压加到另一应力状态 P_{B3} 点时仍保持轴压不变减围压直到岩石破坏。图14是C-B型和 B_1 型实验体应变曲线，由于 P_{c3} 点前膨胀量很大， P_{B3} 点前超膨胀量也很大，所以 P_{B3} 点后岩石急速膨胀并很快破坏，甚至没有能回到原已安全经过的应力状态 P_{c3} 点。 B_1 型应力途径与B型类似，只是 P_{B3} 点后减围压时不保持轴压，轴压也有所降低。其体应变曲线形态与B型实验不大一样，但是显示出岩石处于过密状态的特点（图15）

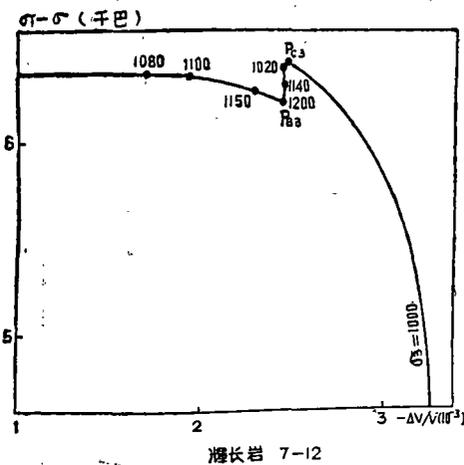


图14 C-B型实验体应变曲线

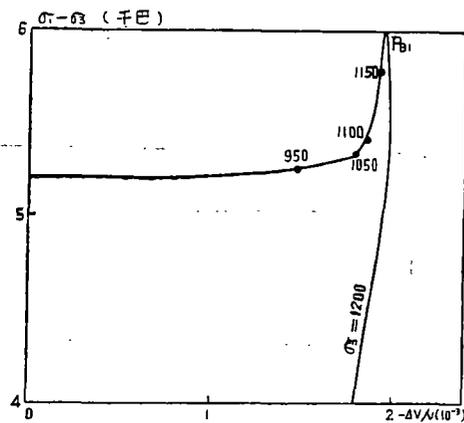


图15 B_1 型实验体应变曲线

图16给出了一个循环应力途径图，图中左上角斜线是A型强度曲线。应力途径沿HISK四个应力状态顺时针循环 $3/4$ 周。图17是其实验体应变曲线。由图可见每经过一个循环，体应变曲线向体积增加的方向移动一段，也就是说体积有一残余的增加量。

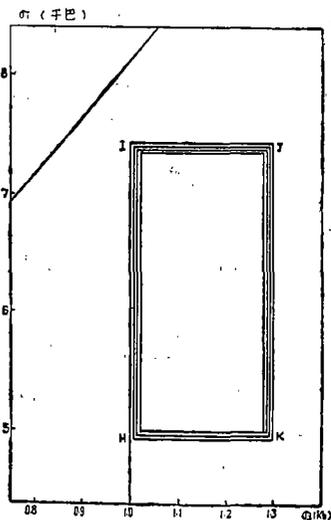


图16 循环应力途径

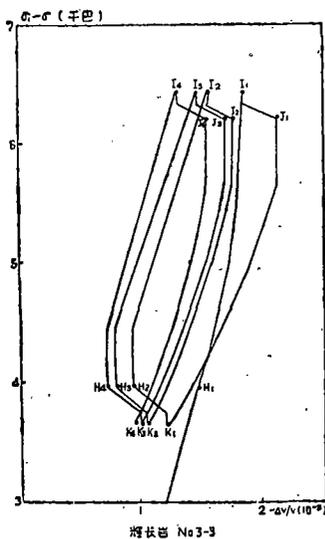


图17 循环应力途径体应变曲线

五、讨 论

岩石体积膨胀关系到岩石的破裂和多种破裂前兆，不同应力途径下表现的过密和超膨胀对于研究岩石的破裂和前兆类型有一定的意义。在地壳中岩石性质相同的条件下几次地震的前兆表现常常很不相同。人们经常遇到所谓“有兆有震”“无兆有震”和“有兆无震”等复杂情况。在用膨胀概念解释前兆的过程中，过密与超膨胀概念可能有助于解释前兆表现的多样性。

B型应力途径下岩石处在过密状态，如果这种现象发生在地壳的岩石中是一种危险的情况，因为这时岩石一方面可以非常接近破坏，另一方面与膨胀联系的破裂前兆并不显著；特别是当临近过密——临断超膨胀转换点时，任何轴压或围压的微小扰动（构造应力、液体流动以及天体都可能造成微小的扰动）都可能导致岩石破坏的发生。故此，如何确定地壳中岩石处于过密状态是十分重要的。

在超膨胀状态下，应力变化的不同趋势导致不同的后果，单纯的C型应力途径下即使观测到丰富的“破裂前兆”但实际上是安全的。如果应力变化途径转变为C—A型和C—B型，就会导致破裂的发生。超膨胀状态下，发现“异常”已不是问题的关键，重要的是面对大量出现的“异常”，如何正确地判断出这些“异常”会导致什么样的结果。

(本文1980年9月收到)

参 考 文 献

[1] Hand, n. J., Hager, Jr. R. V., Friedman, M., Featler, J. N., Test. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 47, 717, 1963.

- [2] Matsushima, S., Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. Bull. 36. 2, 1960.
 [3] Brace, W. F., Paulding, B. W. & Scholz, C., J. G. R. 71 (16), 3939, 1966.
 [4] Aggarwal, Y. P. et al., Nature 241, No 5385, 101—104, 1973.
 [5] Ohtake, M. J., Phys. Earth, 21, No 2, 173—184, 1973.
 [6] Miachkin, V. I., Pure and Applied Geophysics, 113 1/2, 169—181, 1975.
 [7] Scholz, C. et al., Science, 181, No 4102, 803—810, 1973.
 [8] Mogi, K., J. Phys. Earth, 25, Suppl 203—217, 1977.
 [9] Scholz, C., J. G. R., 73, 4, 1417—1432, 1968.
 [10] Rummel, F., Alheid, H. J. & Frohn, C., Pageoph, 116, 143—164, 1978.
 [11] Brace, W. F., Pageoph, 116, 603—614, 1978.
 [12] 陈颀等, 应力途径、岩石的强度和体积膨胀, 中国科学, No. 11, 1979.

VOLUME CHANGES OF ROCKS IN VARIOUS STRESS PATHS

Geng Nai-guang

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

(Laboratory experiments of volume changes of Jinan gabbro and Changping granite in various stress paths were performed.) Firstly, we loaded the rock sample to a given stress state, and the further loadings were applied according to the following three modes: Case A, the maximum principal stress was increased until the rock sample failed; Case B, the minimum principal stress was decreased until the sample failed; Case C, the minimum principal stress was increased, but no rupture occurred. In experiments we measured axial and lateral strains by means of strain gages so that the volumetric strains could be calculated. (It has been found that the dilatancy effects of the same rock are quite different in various stress paths.) The experimental results suggest that there exist the super-dense state in case B, and the ultra-dilatant state in case C. In case B, just before rupture the state of rocks changes from the super-dense to the ultra-dilatant. The studies of other authors on acoustic emission, wave velocity and microcracks have confirmed the existence of the super-dense state and the ultra-dilatant state. (The magnitude of the super-dense and ultra-dilatant effects of gabbro was calculated.) As we have known, the rock under cyclic hydrostatic pressure has hysteresis effects, and in fact, (both the super-dense state and the ultra-dilatant state are also hysteresis effects.) Because the microfracturing occurred in these states, these hysteresis in magnitude are about one order greater than that in hydrostatic pressure experiments and influence greatly on the properties of rocks.

(下转125页)

短 文

固镇地震前波速比异常特征

戴维乐 王 炜

(安徽省地震局)

1979年3月2日15点20分,在固镇($\varphi_N: 33^\circ 11'$ $\lambda_Z: 117^\circ 25'$)发生 $M_s = 5.0$ 级地震,震源深度11公里,震源机制解为:

节面 I			节面 II			P 轴		T 轴		B 轴		X _A		Y _B	
走 向	倾 向	倾 角	走 向	倾 向	倾 角	方 位 角	仰 角	方 位 角	仰 角	方 位 角	仰 角	方 位 角	仰 角	方 位 角	仰 角
43.8°	Nw	55°	114°	SSw	65°	255°	45°	351°	8°	865°	44°	204°	25.5°	313.5°	35°

通过对资料处理,发现固镇地震前,在震中南部区域(图1)的小震波速比有一个明显的异常变化过程。异常范围为一个北北西走向的椭圆形,长半轴 $a = 75$ 公里,短半轴 $b = 40$ 公里,异常面积10000公里²。

由于这组区域台网是1976年建立的,而在1976年8月就出现了固镇地震震前波速比异常。所以我们将震后20个月(固镇余震除外)发生在异常区范围内的每一次小地震的($\overline{S-P}$)_i和($t_{\overline{P}} - t_i$)_i点在一张和达图上(图2),我们称此和达图为正常期的平均和达图。用最小二乘法计算求得正常期的平均波速比值 1.7 ± 0.07 。这一结果与1974年到1980年阜风断裂带附近($\varphi_N: 32^\circ - 33^\circ 40'$ $\lambda_Z: 115^\circ - 118^\circ$)计算的波速比值1.71相一致。

由图3可见,在1976年8月~1977年11月发生在异常区内15次小地震连续出现了负异常。同样可以作出异常期平均和达图(图4a)。用最小二乘法求得异常期平均波速比值 1.66 ± 0.01 ,异常幅度为 -0.05 ,异常时间15个月。在这个期间里,波速比最低值是1977年5月10日18点04分、18点24分和22点21分连续三次恰好在未来固镇五级地震震中附近

The conditions of the super-dense appeared in case B has been studied. The super-dense state exists only in those experiments of case B, in which the minimum stress is decreased from the stress state about 80% of rock strength. The results of more complex stress paths are reported. Finally, (the possible application of the experimental results to earthquake prediction has been discussed.)