

# 单轴应力作用下两种不同方法研究 岩石磁化率变化的结果

高 龙 生

(国家地震局地球物理研究所)

李 松 林

(国家地震局地球物理勘探大队)

## 摘要

本文介绍了对北京—唐山地区八种强磁性岩石标本的压磁实验结果, 观察了它们在高压应力下, 直至破坏前后的磁化率变化特征。发现磁化率的变化只是其应力值的函数, 与体积变化过程、微裂膨胀过程关系甚微。磁化率的压力系数取值范围为  $-(0.4-3.0) \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$ 。同时, 本文还得到了标本中出现破裂后岩石的压磁曲线。

运用铁磁学理论, 对上述压磁实验结果作了初步的分析解释。

## 一、引言

地壳中的构造运动, 如地震、断层蠕动、火山喷发等都与一定的应力变动(包括事前或事后)相关联。与此同时, 还观察到了与这些构造运动相伴生的磁电现象。这些磁电现象在多大程度上与应力活动有关, 又在多大程度上与其它物理、化学过程有关, 是一项值得细致研究的问题。

在地震研究的初期阶段, 十九世纪九十年代, 地震活动与地磁变化的关系就已经受到地震学家们的注意。当时在日本, V. Milne 和 A. Tanakdate 等人从现象和理论上着手讨论了这一问题<sup>[1]</sup>。

较大规模震磁关系的研究是由苏联人开始进行的。自 1951 年开始在 A. Kalashnikov 的领导下, 既作了野外震磁观测, 也进行了实验室工作, 系统地研究了岩石受到应力后可能产生的磁变化<sup>[2]</sup>。

美国在六十年代开始研究地震磁效应。N. Kean 等人研究了单轴压力对于岩石磁化率的影响后指出, 应力对岩石磁化率的影响大于其对剩磁的影响<sup>[3]</sup>。R. Martin 等人则特别强调破裂前的膨胀过程对剩磁所产生的影响<sup>[4]</sup>。同时, 他们还注意到岩石磁化率与其孔隙度关系不大。

本文 1984 年 7 月 5 日收到。

在我国,从 1958 年开始提出研究岩石磁学和震磁效应的设想,但较有计划的研究工作则始于 1966 年邢台地震以后<sup>[5,6]</sup>。实验室工作则在近几年才开始。

震磁效应显然很复杂,不同作者报告的结果差距很大。Rikitake<sup>[7]</sup>指出,从 1890 年以来,关于地震的磁效应已经从 902nT<sup>[8]</sup>(水平分量)降到 5nT—7nT 的水平。这种剧烈下降与六十年代质子旋进磁力仪的普遍使用,从而排除了可能的谬误有关。

Smith<sup>[8]</sup>等报道过 1975 年霍利斯特 5.2 级地震前 7 周观察到 1.5nT 的异常。中国唐山地震期间实测的地磁资料说明,在距震中有百余公里的北京地区,只能得到大体上与仪器分辨率相当的地磁信息: 1nT—2nT<sup>[9]</sup>。

为了认识震磁现象,国外已作过许多实验来研究岩石磁化率随应力的变化规律<sup>[3,10—13]</sup>。但是,以前的实验工作,大都局限于岩石的弹性限度内。当应力超出弹性限度之后,尤其在岩石破裂前后,磁化率随应力如何变化还研究得很少。然而,这恰恰是震磁关系研究中大家所非常关心的问题。为此,特意作了岩石在单轴压力下直至破裂前后磁化率变化的实验。

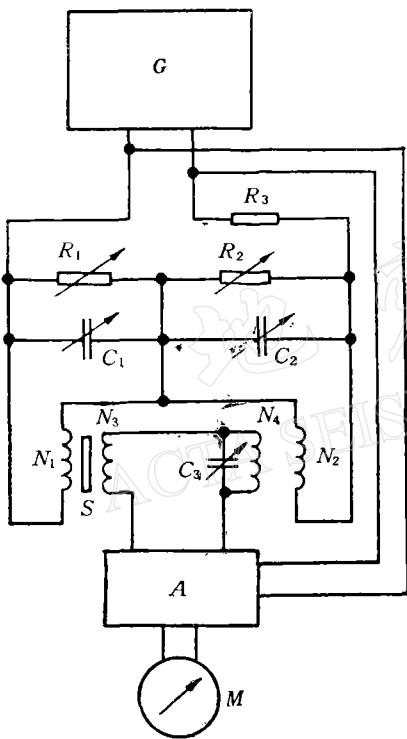


图 1 测量绝对磁化率的电路原理

Fig.1 Schematic for measuring magnetic susceptibility  
 $N_1, N_2$ : 初级线圈, 线径  $\phi 0.41\text{mm}$ , 620 圈 (Turns, primary coil);  $N_3, N_4$ : 次级线圈, 线径  $\phi 0.17\text{mm}$ , 240 圈 (Turns, secondary);  $R_1, R_2, R_3$ : 调节电阻 (Variable resistors);  $C_1, C_2, C_3$ : 调节电容 (Adjustable capacitors);  $G$ : 信号发生器 (Signal generator);  $A$ : 放大器 (Amplifier);  $M$ : 读出装置 (Read out);  $S$ : 岩石标本 (Sample)

原理图。岩石的磁化率  $\chi$  可由如下关系式得到:

1)  $1\nu = \ln T = 10^{-9}T$ .

## 二、实验方法

不同的岩石,磁化率可相差几个数量级。在地震过程中观测到的磁效应显然受强磁性岩石的支配,因此,我们尽量选择磁性较强的岩样,包括唐山地震震中区的片麻岩和北京地区的火成岩和变质岩。被测标本加工成直径 30 毫米高 100 毫米的圆柱体。

对岩样作了切片化验,观测其磁性颗粒的情况和含量,鉴定结果见表 1。

实验分为两个方面。一是测量无应力时岩样的绝对磁化率,一是测量单轴压力下磁化率的相对变化。实验的重点显然是后者,为此,采用了两种不同的测量方法——探头法和感应法,以便互相对比、互相验证,确保测量结果的可靠性。

绝对磁化率的测量是通过观测平衡线圈的失衡来实现。图 1 为此种方法的电

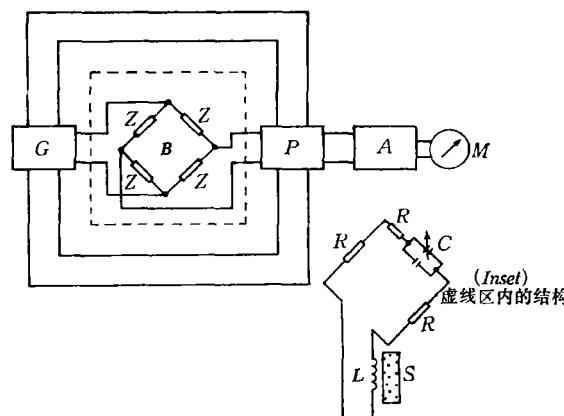


图 2 探头法测定磁化率相对变化的电路原理

Fig. 2 Schematic diagram of circuit with detector for measuring relative change in susceptibility

G: 信号发生器 (Signal generator); B: 交流电桥 (A. C. Bridge); Z: 阻抗 (Impedances); P: 相敏检波器 (Phase sensitive detector); R: 电阻 (Resistors); C: 电容 (Capacitors); L: 电感 (Inductor); S: 岩石标本 (Rock sample); M: 读出装置 (Read out device); A: 直流放大器 (D. C. Amplifier)

$$\chi = \frac{e_1 - e_0}{4\pi e_0}$$

其中  $e_0$  为线圈中没有岩石标本时, 次级线圈上的感应电压,  $e_1$  为岩石标本放入后, 次级线圈  $N_2$  中的感应电压。

当岩石标本完全充满线圈中的空间时, 此法可获得很可靠的测量结果, 但由于这一条件很难做到, 就难免带来误差。

图 2 为探头法测定磁化率相对变化的电原理图。探头为一线性电感元件, 用交流电桥测量它的电感值, 并使用相敏检波器来检测信号。

图 3 为探头结构的示意图, 其中虚线代表磁回路。由于探头只能与标本的某一固定部分接触, 故它记录了该固定部分的变化情况。只要在加压过程中接触情况不变, 它就反映了该部分磁性质随压力变化的情况。

应用克希霍夫定律来分析探头和岩石组成的磁路。假定探头本身没有变化, 当它与岩样接触时将引起电感变化量  $\Delta L$ , 则

$$\Delta L = \frac{4\pi n^2 S_r}{L_r} \chi_r$$

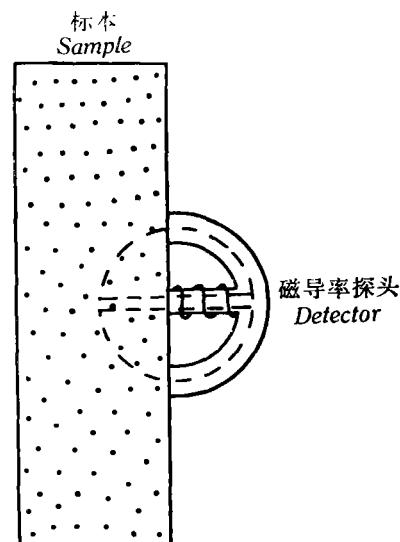


图 3 岩石标本与探头组成的磁回路

Fig. 3 Schematic diagram of magnetic flux circuit with sample and detector

其中  $n$  为电感的匝数,  $S$ , 和  $L$ , 分别为岩石在磁路中的截面面积和长度,  $\chi$ , 为岩石的磁导率.

很明显

$$d\chi/\chi = dL/L$$

这样, 通过测量电感值的相对变化量, 就可知道岩石磁化率的相对变化量. 精确测量电感量不太容易; 但是, 测量其相对变化量则可达到相当高的分辨率.

图 4 和图 5 分别为感应法的电原理图和实验装置图. 初级线圈  $L_0$  为赫姆霍兹线圈.

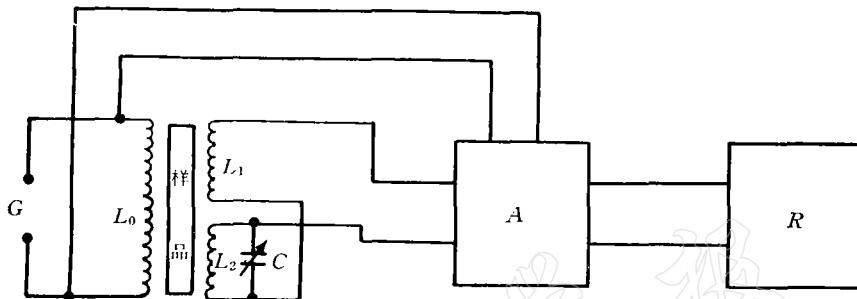


图 4 感应法电路原理

Fig. 4 Schematic diagram of inductance method

G: 信号源 (Signal generator);  $L_1, L_2$ : 测量线圈 (Measuring coils); A: 锁向放大器 (Phase-Lock amplifier);  $L_0$ : 赫姆霍兹线圈 (Helmholtz coils); C: 调平衡电容 (Adjustment capacitors); R: 记录器 (Recorder)

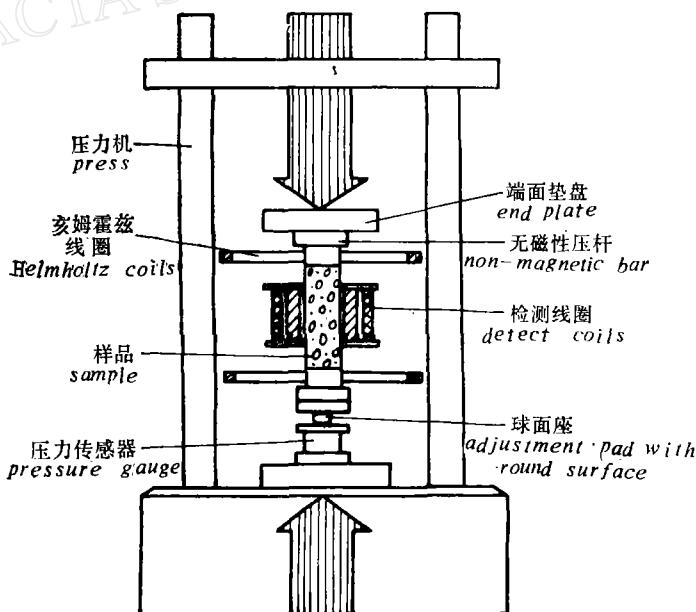


图 5 感应法实验装置图

Fig. 5 Schematic of measurement installation of susceptibility of rock samples with inductance coils under uniaxial stress

其中心部位产生的磁场可看作是均匀的。次级线圈包括  $L_1$  和  $L_2$  这两个反向串接的线圈。当岩样放入后, 由于它在磁场中被磁化, 故原已平衡的线圈  $L_1$  和  $L_2$  失衡, 所产生信号经锁向放大器放大后被记录下来。

考虑到样品没有充满线圈包围的空间, 故其有效磁导率为

$$\mu_{eff} = 1 + C 4\pi \chi S / A$$

其中  $S$  为岩样的截面积,  $A$  为线圈的面积,  $C$  为固定的比例常数。

对于  $L_1$ :  $\mu_{eff,1} = 1 + C_1 4\pi \chi S / A_1$ ;

对于  $L_2$ :  $\mu_{eff,2} = 1 + C_2 4\pi \chi S / A_2$ 。

考虑放入岩样前, 线圈  $L_1$  和  $L_2$  处于平衡状态, 故放入岩样后, 磁通量

$$\Phi = \Phi_1 - \Phi_2 = 4\pi \chi S H (N_1 C_1 - N_2 C_2),$$

其中  $H$  为线圈中磁场,  $N_1, N_2$  分别为  $L_1$  和  $L_2$  的匝数。考虑到  $S, N, C$  各量在加压过程中保持为常量, 且感应电动势  $E$  正比于磁通量  $\Phi$  随时间的变化率, 故可推出

$$d\chi / \chi = dE / E$$

即感应电动势  $E$  的相对变化量等于岩石磁化率的相对变化量。

实验的总体布置如图 6 所示, 这里给出的是探头法的示意图。压机为 150 吨压力材料实验机。油泵压力通过活塞将作用力经过测力环、无磁性垫块传递给岩石试件。测力环和无磁性垫块都用钛合金制作, 其  $\chi$  值小于  $3 \times 10^{-6}$  (CGSM)

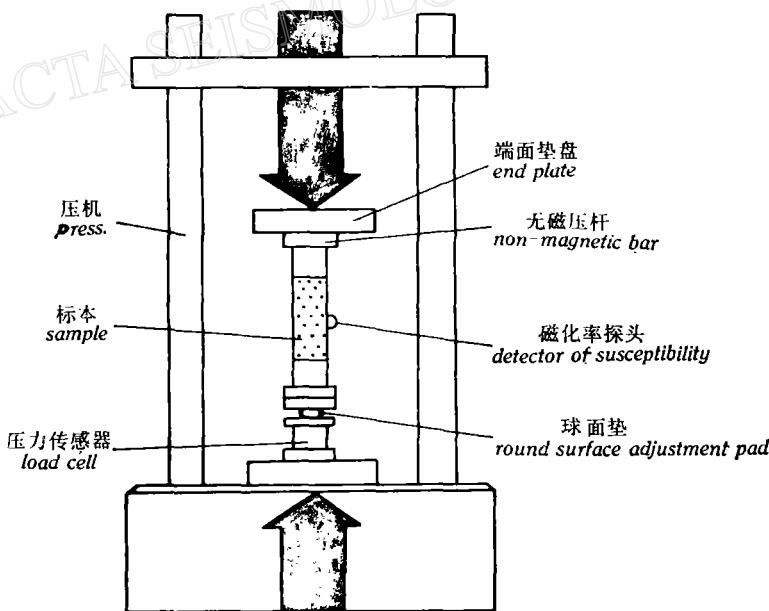


图 6 单轴压缩下探头法测量岩石磁化率装置

Fig. 6 Schematic of uniaxial comp ression experiment with magnetic Susceptibility change detector

测力环为自制的, 是一个钛合金的空心圆柱体, 其外侧贴有应变片。应变片接入应变仪。实验前后, 用标准的机械测力仪对测力环进行校准, 从而由测力环上的应变读数即可

得到作用力的数值。该测力环线性和归零都很好,可达到 100 公斤力的测力精度。

为了直接测量体应变,将应变片贴在圆柱体岩石标本的轴向和周向,并将一个轴向应变片和两个周向应变片串联后直接接入应变仪中。由弹性力学理论,体应变

$$\Delta V/V = \epsilon_1 + \epsilon_2 + \epsilon_3$$

其中  $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$  为三个主应变方向的应变值,它们和应变片电阻相对变化  $\Delta R/R$  的关系可以表示为

$$\epsilon_1 = K \Delta R_1 / R_1 \quad \epsilon_2 = K \Delta R_2 / R_2 \quad \epsilon_3 = K \Delta R_3 / R_3$$

$K$  为应变片的电阻-应变转换常数。一般情况下每个应变片的电阻值相近

$$R_1 = R_2 = R_3$$

故上式可改写为

$$\frac{\Delta V}{V} = K \frac{\Delta R_1 + \Delta R_2 + \Delta R_3}{R}$$

但是,当三个应变片串在一起接入应变仪时,应变仪的实际读数  $N$  将为

$$N = K \frac{\Delta(R_1 + R_2 + R_3)}{R_1 + R_2 + R_3} = \frac{1}{3} K \frac{\Delta R_1 + \Delta R_2 + \Delta R_3}{R} = \frac{1}{3} \frac{\Delta V}{V}$$

由此可见,此时真正的体应变将为应变仪实际读数的三倍。将应变仪的输出信号输入 X-Y 自动记录器,即可直接显示岩石标本受压时的体积变化过程。

为了更好地认识岩石磁性变化与岩石中微破裂过程的关系,实验中还做了岩石声发射的观测。记录声发射使用沈阳电子研究所的 S3207 单通道声发射记录仪。该超声探测器的中心频率为 610 千周。除了声发射次数的数码显示外,它还可输出模拟量,将与声发射事件数目成一定比例关系的电压值送入 X-Y 记录仪。

### 三、实验结果

此项工作共测定了四十余块标本的压磁系数。其中用探头法作了二十余块,用感应法作了二十块。实验结果见表 1-1 和表 1-2。

实验采用了循环加压法,逐次增加压力,直至岩样破坏。以自动记录的方式同时记录了岩石样品磁化率、体应变和声发射随应力的变化。从体应变曲线可以看到,迴线效应和岩石破裂前的扩容现象十分明显。

无论从压磁曲线的形态上看,还是从实验的定量结果来看,用探头法和感应法两种不同的方法所作的结果很相近,说明了实验方法本身和实验结果的可靠性。

总的的趋势是,岩石磁化率随压力的增加而逐渐减小,即压磁系数  $\frac{1}{\chi} \frac{\partial \chi}{\partial \sigma}$  为负值,其中  $\sigma$  为轴向应力。

在数值上几类岩石压磁系数的取值范围为  $-(0.4-3.0) \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$ 。从加压开始到岩石破坏,磁化率一般下降 20—30%。

从形态上看,压磁曲线可分为两类。一类是从加压开始,磁化率就随压力增加一直下降,同时曲线斜度亦逐渐变小,使压磁效应有趋向“饱和”的趋势。迁安片麻岩和京郊的混

表 1-1 探头法结果  
Results with detector method

岩石名称 Name of rock	产地 Locality	成份 Minerals	磁铁矿含量 magnetite	颗粒 Grain size	磁化率 $\chi$ Susceptibility (emu/cm <sup>3</sup> )	压磁系数 Piezomagnetic coefficient $-1/\chi d\chi/d\sigma$ (MPa <sup>-1</sup> )
黑云母片麻岩 Biotite amphibole	唐山迁安	斜长石 45% 石英 15% 黑云母 30% 绿泥石 5% 磷灰石	3—5%	中细	(1.39—11.9) $\times 10^{-3}$	(1.3—2.75) $\times 10^{-3}$
混合岩化黑云角闪岩 migmatite staurolite	北京密云	角闪石 30% 黑云母 20% 斜长石 35% 石英 磷灰石 绿泥石 10% 绢云母	3—5%	中细	(1.56—1.75) $\times 10^{-3}$	(1.17—1.29) $\times 10^{-3}$
碳酸盐化辉绿岩 (玄武岩) Carbonate diabase	北京平谷	斜长石 50% 绿泥石 15% 黑云母 15% 透辉石	~20%	细	(5.24—5.45) $\times 10^{-3}$	(1.11—1.65) $\times 10^{-3}$
磁铁矿石英岩 Magnetite-quartzite	北京密云	石英 60% 斜长石 绿泥石 10% 绢云母	~30%	中细	(1.03—1.05) $\times 10^{-3}$	(0.79—1.35) $\times 10^{-3}$
煌斑岩 Lamprophyre	北京延庆	斜长石 50% 黑云母 20% 透辉石 20% 角闪石 磷酸盐 20%	5—10%	中细	(4.25—4.35) $\times 10^{-3}$	(0.90—1.03) $\times 10^{-3}$
花岗岩 Granite	北京昌平	长石 75% 石英 15% 黑云母 6% 榍石 1% 锆石	~3%	中细	(1.1—1.4) $\times 10^{-3}$	(1.36—1.67) $\times 10^{-3}$
辉长辉绿岩 Gabbro-diabase	北京密云	斜长石 55% 单斜辉石 35% 碳酸盐 2%	~8%	细	$3.8 \times 10^{-3}$	(0.40—0.47) $\times 10^{-3}$

合岩化黑云角闪岩属于这种类型, 暂称之为A类。另一类是曲线在加压的初始阶段稍向上拱起, 尔后变化形态与A类相似。京郊的磁铁石英岩、碳酸盐化辉绿岩、辉长辉绿岩、玄武岩、煌斑岩等均属此类型, 暂称为B类。

图7显示了一个典型的A类曲线, 是片麻岩35号标本的实验结果。图中横坐标为压

表 1-2 感应法结果  
With inductance method

岩石种类 Name of rock	产地 Locality	磁铁矿含量 Magnetite	磁铁矿颗粒平均直径 ( $\mu\text{m}$ ) Grainsize	破坏时 $\Delta\chi/\chi$ 总变化量 General change before rupture	压磁系数 $-\frac{1}{\chi} \frac{d\chi}{d\sigma}$ (MPa $^{-1}$ ) Piezomagnetic coefficient
玄武岩 Basalt	北京平谷	~15%	~50	-28.2%	$-1.1 \times 10^{-3}$
煌斑岩 Lamprophyre	北京延庆	5—10%	~50	-17.0%	$-0.9 \times 10^{-3}$
花岗片麻岩 Biotite-amphogneiss	唐山迁安	3—5%	~70	-16.9%	$-2.1 \times 10^{-3}$
角闪岩 Migmatite-stavrite	北京密云	3—5%	~80	-32.3%	$-3.0 \times 10^{-3}$
磁铁石英岩 magnetite-quartzite	北京密云	~30%	~2000	-27.0%	$-2.3 \times 10^{-3}$

应力,单位为  $10^2\text{MPa}^*$ ,纵坐标为磁化率的相对变化量和体应变。对比磁化率曲线和体应变曲线,可清楚地看到,压磁曲线的形态与循环次数间无明显关系,但是,体应变曲线形态则因不同循环应力峰值的不同而改变。第八次循环中,当应力达到  $79\text{MPa}$ ,稳定此应力值,结果出现了  $1.2 \times 10^{-4}$  应变的弛豫现象。卸载过程中,体应变沿另一条与加载曲线平行的曲线变化,于是就出现了较明显的迴线效应。但是,与此同时记录的磁化率曲线对这种迴线效应则毫无反映。第九次循环中,当应力达到破裂点前夕,体膨胀已超过数千个微应

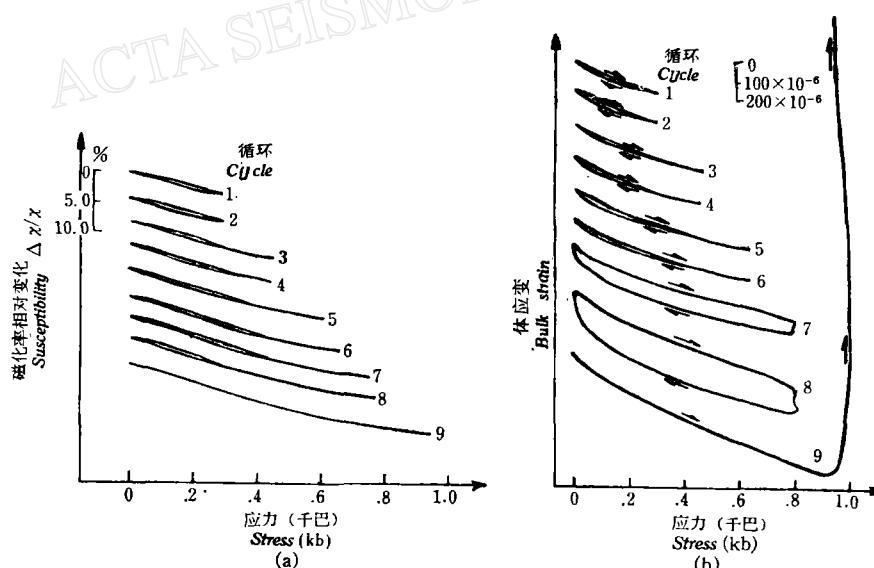


图 7(a) 典型 A 类压磁曲线(片麻岩标本 35 号)

Fig. 7(a) A typical record of A-Type piezomagnetic curves: biotite amphibogneiss sample No. 35.

图 7(b) 片麻岩 35 号标本体应变曲线

Fig. 7(b) Curves of bulk strain versus compression stress for biotite amphibogneiss sample No. 35

\*  $1\text{Pa} = 1\text{N/m}^2 = 10^{-5}\text{bar}$ ,  $1\text{MPa} = 10\text{bar}$

变, 而磁化率记录稳定在该应力所相应的点上不出现可见变化。这说明磁化率与体膨胀过程也无关。上述现象至少表明, 在本实验的灵敏度范围内 (0.4% 的分辨率), 感觉不到体积变化过程对磁化率变化的影响, 即岩石磁化率仅与其应力状态有关。

对 A 类曲线进行数值拟合可得到一个二次多项式,

$$\chi = \chi_0(A + B\sigma + C\sigma^2)$$

其中  $\sigma$  表示施加的应力,  $A, B, C$  为岩石压磁曲线的三个常数。拟合结果列于表 2 中, 此结果在一定程度上与理论结果相符合。

仅考虑转动磁化作用, 从最小自由能理论出发, Stacey 曾导出<sup>[14]</sup>, 在低应力状态下:

$$\chi = \chi_0 \frac{1}{1 + S\sigma}$$

其中  $\chi_0$  为  $\sigma = 0$  时岩石的磁化率值,  $S$  为常数, 对此式进行泰勒展开可得:

$$\chi = \chi_0 \left(1 - S\sigma + \frac{1}{2} S^2\sigma^2\right)$$

相当于拟合式中  $A \doteq 1$ ,  $B \doteq -S$ ,  $C \doteq \frac{1}{2} S^2$ 。

表 2 片麻岩压磁曲线拟合结果

Table 2 Fitting the experimental data with the polynomial  
 $\chi/\chi_0 = A + B\sigma + C\sigma^2$

片麻岩标本编号 Number of samples	$A$	$B$	$C$	拟合标准差 Fitting error
No. 8	1.011	$-2.43 \times 10^{-4}$	$4.05 \times 10^{-8}$	0.004
No. 13	1.001	$-2.75 \times 10^{-4}$	$5.76 \times 10^{-8}$	0.001
No. 35	0.996	$-1.48 \times 10^{-4}$	$1.88 \times 10^{-8}$	0.006
No. 36	1.002	$-2.48 \times 10^{-4}$	$8.14 \times 10^{-8}$	0.002
No. 42	1.002	$-1.97 \times 10^{-4}$	$3.14 \times 10^{-8}$	0.002

由表 2 可以看出, 实验结果与理论结果很接近。在二阶小量  $C$  上表现出量级上的一致性。

从理论上讲, Stacey 公式仅适合于低应力状态, 实验结果却表明, 对于高应力状态直至岩石破裂前, 上式仍有较好的近似性。

图 8 是另一片麻岩的实验曲线。这里同时给出了磁化率、体应变及声发射与应力的关系。

此标本扩容现象出现得较早。声发射记录直接给出了微破裂过程。由此, 我们可看出凯塞效应, 即当应力值低于前一个循环中的应力峰值时, 无声发射现象。只有当加载应力高于前一次的峰值时, 才能出现新的微破裂, 从而观察到声发射。

从图 8 可清楚地看到岩石磁化率既不受弹性体应变(可逆)的影响, 也不受非弹性体应变(不可逆)的影响, 即使不可逆的微破裂严重地改变了岩石的结构, 也是如此。第六次循环中, 因体膨胀而引起的不可逆体应变达  $1.5 \times 10^{-4}$ , 相当于弹性情况下 19 MPa 的应力所产生的体积变化。但是, 从磁化率曲线上丝毫看不到有所反应。

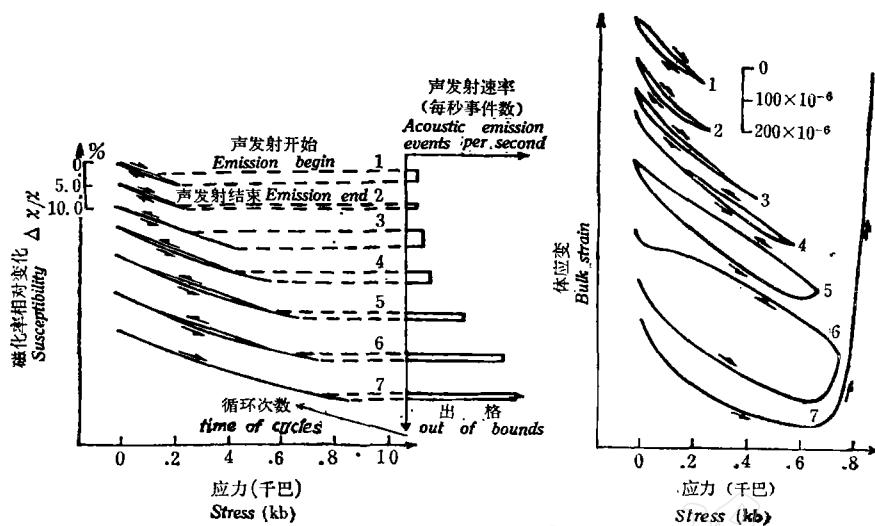


图 8(a) 片麻岩 36 号标本磁化率与压应力、声发射的关系

图 8(b) 与上述记录相应的加压过程体应变记录

Fig. 8(a) Magnetic susceptibility versus acoustic emission and compression stress for biotite amphibole gneiss Sample No. 36.

Fig. 8(b) Corresponding bulk strain versus compression stress

下面看一下 B 类压磁曲线的记录。

B 类曲线不像 A 类曲线那样具有较好的重复性。随着循环次数的增加，磁化率加载曲线向上拱起的幅度逐渐减小。图 9 显示了 B 类曲线的典型记录，为玄武岩样品的试验结果。

从图中可以看到，第一次加载时，压磁曲线向上拱起很明显，但随着加载次数的增加，曲线在初始阶段的上拱越来越不明显。从第五次循环开始，压磁曲线已十分接近 A 类曲线。

压磁曲线的上拱表明，尽管压应力应该使得岩石磁化率减小，但在加压的初始阶段磁化率却仍略有增加。这种现象可能与岩样中内应力的存在有关。Kapitsa 等人亦曾作过这样的推测<sup>[10]</sup>。目前还不能通过实验直接验证上述理论，这是因为要鉴定内应力的存在实在很困难。我们曾企图作过 X 射线探测试验，但因岩石内部的非均匀性而未能成功。然而，B 类曲线的形态为内应力的存在提供了侧面证据。

图 10 是一块煌斑岩标本的实验结果，我们不仅可以看到随着加载循环次数的增加，曲线的上拱逐渐消失；而且还意外地看到了在贯穿性裂纹发生以后的卸载和其后的加载过程均给出形状简单的直线。这种现象亦可用内应力的存在及压裂而导至其消失来解释。

残余应力具有时间弛豫特性如图 11 和图 12 所示。这是磁铁石英岩的实验结果，从中发现了一个很有趣的现象。在加压过程中，因残余应力存在，压磁曲线先上升尔后几乎呈直线下降。卸载过程中磁化率呈直线变化，表明这时内应力已不再起作用了。卸载时，磁化率完全按线性规律变化，并在卸载结束时达到一个与加载前不同的数值。但是，卸载结束后，磁化率的变化并未停止，而是有自动恢复至未加载前时值的趋势。Kapitsa 亦观察到了类似的现象<sup>[11]</sup>。图 12 即显示了这样一个内应力逐渐恢复的过程。这张记录与其它

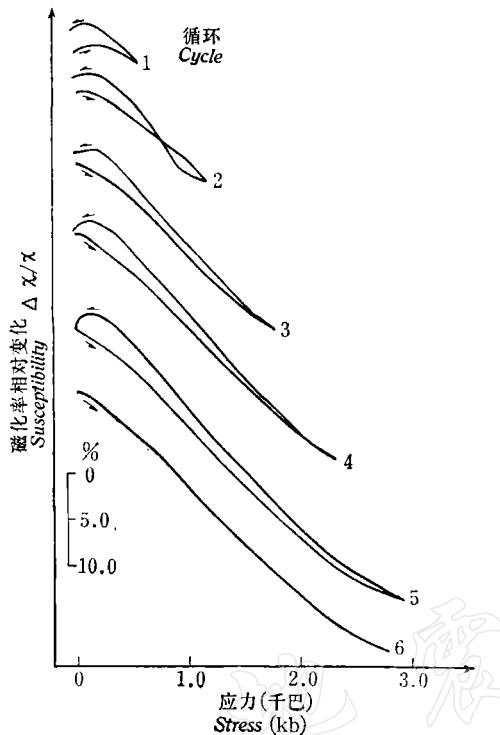


图9 玄武岩5号标本压磁曲线

Fig. 9 Piezomagnetic curve of basalt No. 5

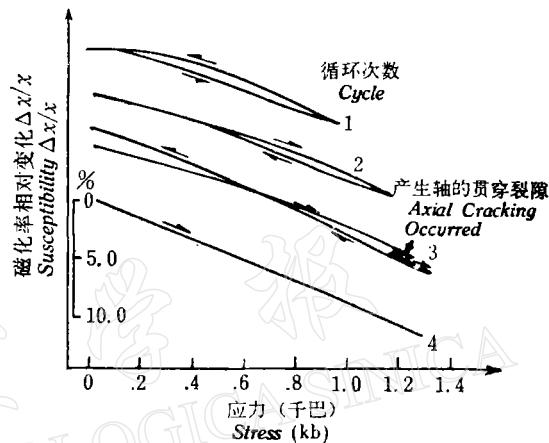


图10 烩斑岩标本的实验结果

Fig. 10 A typical record of B-Type piezomagnetic curves: piezomagnetic curve of lamprophyre sample No. 2

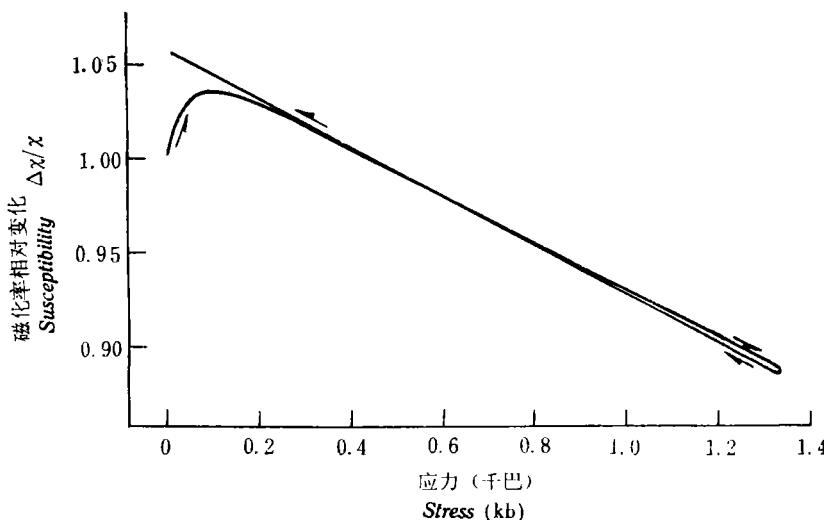


图11 磁铁石英岩1号样品压磁曲线

Fig. 11 Piezomagnetic curve of magnetite-quartzite sample No. 1.

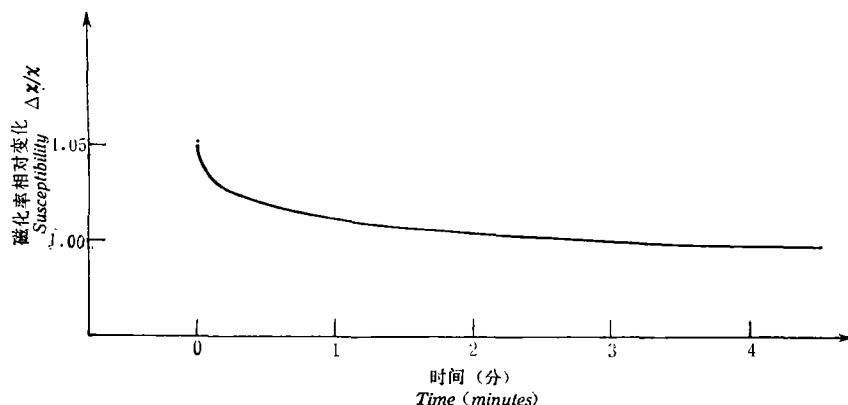


图 12 磁铁石英岩 1 号样品磁化率弛豫曲线

Fig. 12 Relaxation of susceptibility of magnetite-quartzite sample No.1 after loading and unloading.

曲线的不同点是,代替  $x-y$  记录仪,它使用  $y-t$  记录仪( $t$  表时间),从而记录到卸载后的瞬间开始的磁化率随时间而变化的特征. 曲线表明,经过十分钟左右,加压过程造成的磁化率变化可完全恢复到加压前的状况. 此现象提示我们: 内应力是一种比较稳定的应力, 使用磁学方法对它进行的研究将有助于对岩石中力学过程里的弛豫现象的理解.

#### 四、讨 论

从切片化验结果发现,本实验中岩样包含的铁磁性颗粒的直径一般在几十个微米以上,远远大于磁铁矿为单磁畴状态时的临界值(直径为一微米左右). 因此,除考虑转动磁化外,必须考虑壁移磁化的作用.

据铁磁学中磁化的内应力理论,壁移磁化与物体内部应力的起伏性有关,起伏性越大,壁移磁化越困难<sup>[15]</sup>.

岩石中的内应力则是岩石在结晶过程中及长期地质作用中形成的残余应力. 其中一部分残余应力的保持与干摩擦力的存在相联系. 物体被压时,内部应力场进行再分布,内应力的起伏性逐渐减小. 这种减小使壁移磁化得以随外加机械压力的增强而增加. 当压力达到一定程度后,试样内逐渐趋于均匀应力场. 根据 Nagata 的理论<sup>[16]</sup>,这时壁移磁化也就不再随压力增大而增大. 此后,物体内部的非均匀应力场的变化不再起作用,而只是转动磁化和壁移磁化随机械压力自身的变化所产生的效应在起作用. 这就是 B 类压磁曲线出现先上升后下降的原因. 如岩样中内应力的效应很小,则是 A 类曲线形态.

早在 1842 年焦耳已发现磁致伸缩现象,压磁现象本质上是磁致伸缩的逆过程. 磁致伸缩现象可以用下述三种机制描述: 一是由于磁畴在外磁场作用下转动造成形变; 一是由于磁壁移动而引起形变; 一是自发磁化强度有所变化,这种变化伴随着晶格常数的变化,从而引起外部形变. 磁学理论研究表明由这些机制引起的磁致伸缩主要是纵向磁致伸缩,而体积磁致伸缩效应比起纵向效应要小得多.

关于压磁变化与体应变的关系,至今尚未形成系统的理论. 但正如这次实验所揭示

的,一个倾向性的看法是,体积变化将不会对岩石磁性有很大的影响。

许多地震学家<sup>[17,18]</sup>注意到了地震前波速的异常变化。这一现象可用扩容模式加以解释。按照该模式,岩石破裂前将会出现微破裂<sup>[19]</sup>。

其它一些前兆变化,如电阻率、大地电位、氡含量及地下水等,也可从同样角度找到解释。事实上,几乎所有电性变化都与岩石孔隙度变化有关;氡含量依赖于地下水的流动;地下水的活动则与岩石中裂隙密切相关。

应力既然对岩石的孔隙有影响,因而就间接地影响了岩石的其它物理性质。然而,岩石磁化率却不同。它与体积变化乃至破裂出现无明显关系,仅与应力自身直接相关。

由压磁引起的磁变化是一种可能的前兆变化。这种变化应该不同于地震波波速随时间变化的那种弯形前兆;而应该是随应力积累而逐渐增加的,而且应该在地震时刻,尤其对于强震,伴随震源地区的应力降,也应有一个地磁的突变。不幸的是,到目前为止,尚未观测到这种变化。也许,应该从其它角度来理解地磁前兆现象<sup>[5,6,20]</sup>。

显然要想在地震前获得压磁前兆,应该把测点布置在磁化率高的强烈磁异常地区,而且应该在正异常区。

## 五、小结

1. 对比磁化率及体应变随应力的变化,发现磁化率仅直接与应力参数自身有关,而与体应变中弹性后效引起的迴线效应及岩石的体膨胀无明显关系。

2. 设计并使用了探头法、感应法两种不同的方法直接测定岩石的磁化率的相对变化,其中探头法可同时测量岩石磁化率、体应变、声发射等随压力的变化。

对比两种方法的实验结果,发现所得压磁曲线无论从形态上或是定量结果来看都很相似,证明了所采用方法的可靠性。

3. 对北京、唐山地区多种强磁性火成岩的压磁实验结果表明,压磁曲线可归结为A、B两类。A类曲线重复性较好,无明显的残余应力影响。磁化率随压力增加而下降。B类曲线表现为在加压的初始阶段,压磁曲线有一小的上升,尔后下降,显示了残余应力的作用。

4. 在数值上,几类岩石压磁系数的取值范围为 $-(0.4-3.0) \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$ 。从加压开始到岩石破坏,磁化率一般下降20—30%。

5. 实验还表明,磁化率的测定可能为材料中残余内应力的研究提供了一个有用的工具,在研究岩石时它优于X射线法。

本项工作系在国家地震局地球物理所五室压磁实验室中完成。徐明发、黄平章、金跃、李瑞瑄、华正兴、刘秀兰、高世玉、韩竹繁、郝锦绮、张天中等先后对此项工作给予帮助;高玉芬在计算机工作上给予协助,在此一并致谢。

野外搜集标本过程中,北京地质局101地质队给予了热心的帮助,深表谢意。

## 参 考 文 献

- [1] Nagata, T. *Tectonomagnetism*, IAGA Bulletin, No. 27, 12—42, Madrid, Spain, 1969.
- [2] Lapina, M. Yi, Geomagnetism and seismological phenomena, *Izv. Akad. Nauk. USSR Fiz. Zemli*, No. 5, 1, 1953.
- [3] Kean, W. F., R. Day, M. Fuller, and V. A. Schmidt, The effect of uniaxial compression on the initial Susceptibility of rocks as a function of grain size and composition of their constituent titanomagnetites, *J. Geophys. Res.*, **81**, 861—872, 1976.
- [4] Martin III, R. J., R. E. Habermann, and M. Wyss, The effect of stresses cycling and inelastic volumetric strain on remanent magnetization, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3485—3496, 1978.
- [5] 祁贵仲,“膨胀”磁效应,地球物理学报, **21**, 18—33, 1978.
- [6] 徐世浙、关于压磁效应和膨胀磁效应,地震学报, **1**, 81—89, 1979.
- [7] Rikitake, T., Geomagnetism and earthquake prediction, *Tectonophysics*, **6**, 59—68, 1968.
- [8] Smith, B. E. and M. J. S. Johnston, A tectonomagnetic effect observed before a magnitude 5.2 earthquake near Hollister, California, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3556—3560, 1976.
- [9] 范国华、侯作中、詹志佳、黄平章,唐山地震对北京地区地磁场总强度的影响,地震学报, **1**, 1, 39—49, 1979.
- [10] Kalashnikov, A. G. and S. P. Kapitsa, Magnetic susceptibility of volcanic rocks under elastic stresses, *Dokl. Akad. Nauk USSR*, **86**, 521, 1952.
- [11] Kapitsa, S. P., Magnetic properties of eruptive rocks exposed to mechanical stresses, *Izv. Akad. Nauk USSR Fiz. Zemli*, No. 6, 489, 1955.
- [12] Nagata, T., Magnetic susceptibility of compressed rocks, *J. Geomag. Geoelectr.*, **18**, 73—80, 1966.
- [13] Ohnaka, M. and H. Kinoshita, Effect of axial stress upon initial susceptibility, *J. Geomag. Geoelectr.*, **20**, 107—109, 1968.
- [14] Stacey, F. D., Theory of magnetic susceptibility of stressed rocks *Phil. Mag.*, **7**, 551—556, 1962.
- [15] 北京大学物理系《铁磁学》编写组编,铁磁学 131—133,科学出版社, 1976.
- [16] Nagata, T., Basic magnetic properties of rocks under the effects of mechanical stresses, *Tectonophysics*, **9**, 167—195, 1970.
- [17] Nersesov, I. L., A. N. Semionov, and I. G. Simbireva, Space time distribution of ratios of travel times of transverse and Longitudinal waves in Garm region, *Exp. Seismology, Sbornik*, **334**, 1971.
- [18] Johnston, A. C., Max Wyss and R. E. Habermann, Robert koyanagi, Stability and change of p-wave travel times in the crust (abstract), *EOS*, **62**, 964, 1981.
- [19] Mjachkin, V. I., W. F. Brace, G. A. Sobolev, and J. H. Dieterich, Two models for earthquake fo- rerunners, *Pageoph*, **113**, 169—181, 1975.
- [20] Mizutani, H. and T. Ishido, A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro earthquakes, *J. Geomag. Geoelectr.*, **28**, 179—188, 1976.

# THE EXPERIMENTAL RESULTS OF VARIATIONS IN THE SUSCEPTIBILITY OF ROCK SAMPLES UNDER UNIAXIAL STRESS BY TWO DIFFERENT APPROACHES

GAO LONGSHENG

(*Institute of Geophysics, State Seismological Bureau*)

LI SONGLIN

(*Geophysical Prospecting Brigade, State Seismological Bureau*)

## Abstract

This paper shows the results of piezomagnetic experiments on eight kinds of strong magnetic rocks collected in the Beijing-Tangshan area of China under uniaxial pressure. The features of variation in magnetic susceptibility with increasing stress until fracture and even after fracture have been observed. It is shown that the variation in magnetic susceptibility is mainly a function of stress but not of strain, volume change, or relaxation. The large volume change marked by strong acoustic emission under a stable stress didn't cause any obvious, excessive change in susceptibility. Thus, this puts a negative factor on the possible dilatancy-magnetic precursor of earthquakes.

Comparing the experimental results from two different approaches, this paper shows that the results are quite consistent. Thus it is shown that a simple detector attached to the surface of the sample will provide a powerful tool in studying the variation in susceptibility. This makes the synchronous measurements of susceptibility, bulk strain, acoustic emission etc. easier.

This paper also discusses the two types of piezomagnetic curves and their possible physical meaning.

The measured coefficients of piezomagnetic variation versus stress range around  $-(0.4-3.0) \times 10^{-3} \text{ MPa}^{-1}$  for the rocks tested.