不同应力状态下岩石激发极化

效应的实验研究[®]

陆阳泉 钱家栋 王玉祥 赵家骝 刘建毅

(国家地震局兰州地震研究所)

王思平 刘允秀

(天津市地震局)

摘 要

本文研究了不同应力状态下岩(矿)石极化率与应力类型、孔隙度、渗透率、含水量、密度、 矿物成分、岩石结构等各种因素的关系及其变化规律。在 $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0$, $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$, $\sigma_1 \sigma_2 > \sigma_3$ 三种组合应力下进行实验,结果表明:(1)在压应力($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$)作用下极化率以下降为主;在 拉应力($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$)作用下极化率以上升为主;在剪应力($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)作用下极化率既有下降, 也有上升。(2)在不同应力状态下岩石极化率随应力变化的幅度不等,一般为几~几十%,其大 小与岩石本身的孔隙度、渗透率、矿物成分及含量等因素有关。(3)岩石大破裂前一般都记录到 了极化率前兆显示—突跳、波动、加速下降或急剧上升等现象。(4)岩石极化率相对于最大主应 力具有方向性特征。

最后,运用两种电学模型讨论了不同应力状态下岩(矿)石激发极化的物理实质和机制。

前

言

1986 年至 1987 年在地震科学联合基金会的资助下,完成了《岩石激发极化压应力效应的 实验研究》的仪器研制、方法试验和部分岩样的实测工作,取得了预期成果⁽¹⁾。在此基础上,又 得到了基金会的继续支持,并着重研究在不同围压条件下岩石激发极化的物理实质与机制。为 此,我们采集了自然界三大类岩石标本共 10 个品种进行了各种物性测定,如孔隙度、渗透率、 含水量、密度、容重、化学组分、显微结构、矿物成分等。首先研究了常压下岩石极化率与这些因 素的关系,然后在不同组合应力条件下($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0$, $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$, $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$)进行实验,取得 了新的结果和进展。

二、实验方法

1. 试件的选择

为了使实验具有代表性和广泛性,我们在唐山、沙城、白银、金川、兰州等地采集了自然界 三大岩类标本,加工成标准试件共64块,再经过禄测和筛选,最后对34块进行了实验。这些试

— 134 —

① 地震科学联合基金资助课题

件的化学组分、	矿物成分及其	、他物性参数	虹表 1-3。

表1

ŧ

è

.

试件化学组份分析结果

编号	名称	块数	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	烧失量
P1	片麻岩	4	40.74	9.64	19. 28	6.26	8. 29	0.10	1.24
Q2	钙质千枚岩	3	11.14	73. 26	2.95	7.95	0. 62	0.07	0.00
J4	角斑岩	2	57.98	8.17	13.36	4. 30	6.14	0.01	1. 72
B5	细碧玢岩	3	72.61	2.95	13.36	1.05	0.14	0.002	0. 80
H6	辉绿岩	1	65. 94	4.69	15.05	2. 50	2.05	0. 033	1.96
L8	石英拉长斑岩	<u>4</u> 3	68.77 ·	3.08	19.28	0.19	0. 43	0.00	1.72
H9	花岗岩	3	77.83	2.06	14. 21	0. 97	0. 03	0. 033	0. 30
H1	花岗岩	3	78.91	2. 01	11.51	0.86	0. 42	0. 027	0.56
S2	石英砂岩	4	82.09	3. 88	8.79	1. 22	0. 17	0. 033	0.88
H—1	变质灰岩	4	0. 54	1.74	1.01	34. 49	16.50	0.00	45.65

表 2

矿物成分鉴定表

编号	室内定名	砂 物成份	颗粒平均直径 (mm)
P1	片麻岩	石英、黑云母、角闪石、正长石、磁铁矿、磷灰石	0. 24
Q2	钙质千枚岩	石英、磁铁矿、褐铁矿、方解石、绿泥石、蛇纹石	0.4
J4	角斑岩	正长石、斜长石、石英、白云母、磁铁矿、高岭石	0.1
B5	细碧玢岩	绿泥石、蛇纹石、正长石、斜长石、石英、高岭石	0. 2
H6	辉绿岩	角闪石、辉石、阳起石、绿泥石、石英、高岭石、磷灰石	
L8	石英拉 长斑岩	石英、拉长石、正长石、绿泥石、蛇纹石、绢云母、磁铁 矿、褐铁矿、高岭石	0.8 💡
Н9	花岗岩	正长石、微斜长石、石英、黑云母、磁铁矿、绿帘石、高岭 石	0.4
H1	花岗岩	正长石、石英、黑云母、磁铁矿	0.6
S2	石英砂岩	石英、褐铁矿、磁铁矿、绢云母	0. 8
H—1	变质灰岩	方解石、蛇纹石、磁铁矿	0. 3

— 135 —

衣る

物性参数测定结果

						ب
参	孔隙度	渗透率	饱和吸水率	密度	容重	友 计
编号数	n(%)	K(µm²)	W(%)	Q.	Ŷ	1年11月11日
P1	0.65	1.13×10-8	0.192	2.87	28.13	
Q2	9.32	9.2×10 ⁻⁸	3.84	2.52	24.73	
J4	0.62	8.8×10 ⁻⁸	0.234	2.66	26.07	
B5	0.64	1.2×10-8	0. 233	2.73	26.79	
H6	0.00	3. 4×10 ⁻⁸	0. 273	2.94	28.81	<i>.</i>
L8	4.93	5. 4×10-7	1.93	2.61	25.55	· .
H9	0.87	5. 4×10 ⁻⁸	0. 291	2.61	25.60	
H1	1.64	3. 2×10 ⁻⁷	0.634	2.60	25.48	
S2	5.10	6. 0×10^{-7}	2.01	2.59	25.41	
S3	1.73	4. 0×10 ⁻⁸	0.616	2.69	26.36	
H1	0.69	4.6×10 ⁻⁸	0. 272	2.65	25.97	

2. 应力组合

为了模拟不同应力状态,我们选择了三三0型真三轴岩石试验机,以便进行多种围压组 合。众所周知,岩石中任意一点复杂的应力状态都可以完全用6个应力分量(3个正应力及3 个剪应力)来表征,在经过座标转换以后可以获得相互垂直的三个主应力 σ₁、σ₂、σ₈。因此,只要 进行三个主应力的不同组合,就可以得到不同的三轴应力条件。所以,在我们的实验中主要模 拟以下三种应力状态:

 $1)\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0$

 $2)\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$

$$3)\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

根据 W. Lode 提出的应力状态类型参数 d⁽²⁾:

$$\alpha = \frac{2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

(1)

分析,按照岩石力学习惯采用的以压应力为正的坐标系,当 α=-1 时为压缩应力状态类型;α= +1 时为拉应力状态类型;α=0 时为剪应力状态类型。这是三种极端情况,在自然界一般不多 见。实际上,地壳中的岩石大多处于这几种应力状态相互转化的复杂应力条件下,即-1≪α≪+ 1,在实验时应给以充分考虑。

3. 测量方法

将岩石加工成 7.0×7.0×7.0立方厘米的标准试件,两相对面不平行度小于 0.03mm,在 σ₂ 面打好电极孔,孔径 2.0mm,孔深 5.0mm。供电极孔中充填银胶铆进银电极,焊好连接后用 环氧树脂封孔。按四极对称布设相互垂直的两个测量²,AB=45mm,MN=15mm(图 1)



图 1. 三轴应力方向和电极布设示意图

图 2. 极化率与孔隙度关系的实验结果

实验前将试件在-750mmHg 真空条件下抽气四小时,然后用自来水饱和 5 天以上。实验时提前数小时从水中取出试件将表面擦净晾干置于压机上,压机端面和标本之间用两层聚四氟乙烯膜片隔开,两膜之间涂有黄油,这样可以减小端面效应和防止漏电。

用 ZD--8 地电仪测量电场值,极化率和电阻率,甲电池组供电。用千分表读取三个三个方向的变形值,三个主应力 σ1、σ2 和 σ3 由压机表头读数换算得出。

4. 测量数据的可信度分析

测量数据的精度,主要取决于测量仪器的精度和测量电极的稳定性,在文献⁽³⁾中都作了详 细分析,在此不再赘述。这里只给出常下(末加压时)每个试件三次重复测量结果,其 0.01 秒和 0.11 秒的极化率均方误差见表 4。

从表中可见,均方误差一般小于 0.50,最大也不超过 1.0。以三倍均方差为误差极限,则极 化率变化大于 3.0 以上的量都是可靠的。实际上,我们在分析极化率变化与应力关系时全部取 极化率大于 5.0 以上的值作为依据,所以资料是可靠的。

三、主要结果

常压时测量岩(矿)石极化率的一般表示方法是:

 $\eta(T,t_0) = \frac{\triangle V2(t_0)}{\triangle V1(T)} \times 100\%$ (2)

式中△V1(T)—用稳压电流向标本供电一段时间 T,断电前测得的一次场电位差,T=120 秒。 △V2(t₀)—断电后 t₀ 时刻测得的二次场电位差,t₀=0.01,0.11,0.21,……(秒)。

在压力作用下,极化率与应力的关系可用下式表示:

$$\xi(\sigma i) = \frac{\eta(\sigma i) - \eta(\sigma_0)}{\eta(\sigma_0)} \times 100\%$$
(3)

式中 ξ(σi)一在应力 σi 的作用下岩石极化率相对于 σ₀ 时的变化量, η(σi)一第 i 次加压时岩石 极化率, η(σ₀)--(σ₁-σ₃)关系曲线来表示,其中(σ₁-σ₃)为差应力值。

表 4

三次重复测量均方误差表

- 137 -

不同应力状态下岩石激发极化效应的实验研究

(内) 日	第一派		第二派	N量道
狮劳	0.01秒	0.11 秒	0.01秒	0.11 秒
P1-1	0. 25	0.12	0.15	0. 43
P1-2	0. 23	0.21	0.65	0.38
P13	0. 20	0.34		
P14	0.06	0.15	0. 05	0.02
Q2-1	0. 05	0.07		. 0.13
Q2-2	0. 54	0.17		
Q2—3	0. 24	0.12	0.35	0. 22
J4—1	0.16	0.21	0. 28	
J4—2	0. 08	0.13	0.11	0.32
B5—1	0.50	0.20	0.05	0.10
B52	0. 08	0.67	0.80	0.85
B5—3	0. 17	0. 23	0.22	0.18
H6	0. 02	0. 42		· · · · · ·
L8—1	0. 07	0.12	0. 52	0.04
L8-2	0. 29	0.13	0. 42	0.32
Н8—3	0. 88	0.12	0.69	0.00
Н9—2	0. 02	0.18	. 0. 05	0.10
H93	0. 59	0.44	0.50	0, 20
H1-1	0.13	0.15	0. 53	0.21
H1-2	0.41	0.03	0.06	0.14
H1-3	0. 19	0.07	0.12	
S2—1	0.13		0. 21	0.19
S2—2	0. 53	0.07	0.30	0.13
S2—3	0. 27	0.11	0. 08	0.09
S2—4	0. 22	0.20	0. 57	0.61
S 3—1	0.34	0.05	0. 08	0.65
S3—2	0. 31	0.64	0. 49	0.01
S3—3	0.10	0.01	0.60	0.15
S3—4	0. 37		0. 40	0.14
H-1	0. 03	0. 05	0. 09	0.03
H2	0.16	0.04	0. 40	0. 29
Н—3	0. 20	0.07		
H-4	0.11	0. 28	0. 23	0.13
平均	0. 22	0.19	0. 31	0.22

(一)常压下岩石激发极化的一般特性

- 138 -

无压力作用时岩(矿)石的极化率与各种因素的关系有人作过详细讨论^(4,5),在此不再重述。下面只给出在我们的实验中所观测到的某些现象。

1. 极化率与孔隙度的关系

从表 3 可见,我们实验的这批试件孔隙茺大多在 2%以内,属低孔隙度岩石,只有少数几 个样品孔隙度稍大,但都不到 10%。从图 2 可以看到,小孔隙度岩石的极化率大于大孔隙度岩 石的极化率,随孔隙度的增大极化率几乎呈指衰减。

2. 极化率与渗透率的关系

预先测定了岩石标本的空气渗透率,由表3可见,这批试件的渗透率很小。从图3上明显 看到,随着岩石渗透率的增加,极化率有规律地减少。但应注意,当渗透率很小时,极化率也减 小。渗透率为2×10⁻⁷~4×10⁻⁸微米²米时,极化率出现极值。

3. 极化率与矿物颗粒平均直径的关系

所有标本颗粒平均直径为 0.1~0.8mm。从图 4 看,颗粒度较小的标本有较大的极化率, 颗粒度越大极化率越低,但是颗粒度太小极化率也不高。所以,从整体来看,只有颗粒度适中才 有可能测得极化率的较大值。



图 3. 极化率与渗透率关系的实验结果









图 5. 极化率与含水量关系的实验结果 4. 极化率与岩石吸水率的关系

图 6. 极化率与密度关系的实验结果

实验前测定了每种标本的饱和吸水率,结果发现,含水量大的岩石极化率都不大,随着温度的减小,极化率有所增加。当湿度在1%以内时观测到了极化率的较大值(图 5)。必须指出,从理论上讲,当 W=0时,岩石是干燥的,激发极化无法产生,极化率应该不存在(至少用现有

- 139 ---

仪器测量是困难的)。所以,吸水率较大或太小都不利于极化率测量,只有当湿度适中时才是观 测极化率的最理想条件。

5. 极化率与密度的关系

本次实验样品的密度在 2.5~3.0克/立方厘米之间。从整个来看,密度较小的岩石极化率 不大,但密度太大也不利于激发极化的产生,所以极化率也很低。只有当密度在 2.6~2.7克/ 立方厘米时,测到了较强的极化率值(图 6)。

6. 激发极化的非各向同性现象

在同一个试件上布置了相互垂直的两个测量道,第 I 道与层理面或矿脉走向垂直,第 I 道 与层理面或矿脉走向平行。对某些层理或矿脉排列方向特别清楚的标本进行了比较,结果表 明,垂直方向上的极化率 n 小,平行方向上的极化率 nu大,其比值 nu/n 可达 2~4,最大者达 20(表 5)。

表 5.

在同一样品两个不同方向上测得的极化率值

编号	第1道(n//)	第Ⅰ道(η//)	η <u>///η⊥</u>
Q2—3	3. 15	14. 23	4. 5
B5—2	15.9	39.90	2. 5
H6	4. 31	67. 21	15.6
H11	17.09	50. 31	2. 9
H1-3	17.53	38.98	2. 2
S2—1	4. 59	11. 39	2.5
S3—1	` 3.36	69. 58	20. 7

(二)不同应力状态下岩(矿)石激发极化的主要结果

前已述及,本次实验主要考察了三种应力状态,下面讨论在这三组不同应力条件下激发极 化效应的实验结果:

1. 在压力作用下极化率以下降为主

这组应力条件为 $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_s$,在一般情况下按 $\sigma_1/\sigma_2 = 10$ 的比例逐级加压直至破坏,应力 类型参数 $\sigma = -1$,为压应力状态。本组的共同特点是:在初始应力作用下极化率略有增大,随应 力的增加极化率开始下降,一般在破坏应力的 40%后下降速度减慢,曲线转平。监破裂前极化 率表现为加速下降(图 7a H₁,S₃₋₁)或上升(图 7b J₄₋₁,H₃₋₁),但也有少数标本破裂前不明显 (图 7 H₋₁,Q₂₋₁)。





- 140 -

2. 在拉应力作用下极化率以上升为主

该组应力组合为 $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$,应力类型参数应为 $\alpha = +1$,但由于受到 σ_2 方向加载设备的限制,一般不能按设计组合应力加到破坏。所以,样品破裂时为非标准的拉应力条件。本组的共同特点是;随应力的增大极化率以上升为主,破裂前曲线发生转折或突跳(图 8)。



图 8 在 σ₁=σ₂>σ₈ 作用下砂岩、 灰岩、千枚岩、细碧玢岩的ξ (σ₁)~(σ₁-σ₈)关系曲线



图 9 在 v1>o2>o3 作用下砂岩、灰岩、千 枚岩、角斑岩拉长斑岩、花岗岩的 5 (01)~(01-03)关系曲线



图 10 同一类试件在三种不同应力状态下的 ξ(σi)~(σ₁-σ₈)关系曲线 3. 在剪应力作用下极化率既有下降,也有上升

应力组合为 σ₁>σ₂>σ₃,根据应力类型状态参数 α=0。同样受到 σ₂ 方向加载能力的限制, α 实际上在 0~-0.8 之间。所以有的可能受到压缩,有的则为剪切。曲线特征可以分为三类: ①随应力的增大极化率下降直破坏(图 9a);②在初始阶段随应力增大极化率下降,达到破坏 应力的 40~50%时曲线开始转折,然后随应力增大而上升,破坏前转平(图 9b);③随应力增加 极化率上升,破坏前转为下降(图 9c)。

4. 同一类试件在三种应力状态下实验结果的比较

为了比较不同应力状态下的实验结果,我们取得同一种岩石的三块试件,每一块试件按不

— 141 —

同的应力条件加载,其结果见图 10。图 10a 是钙质千枚岩,图 10b 是变质灰岩,极化率随应力变 化的形态特征符合上述分析。

 5. 常压与不同应力状态下极化率的 各向异性现象

前面列举了在常压下激发极化效应 的几个例子,那么在应力作用下情况又 如何呢?实验表明:不论在哪种应力状态 下,也不论常压极化值是否相同,随着应 力的增大极化的各向异性现象更明显。 图 11 是在三种不同应力作用下第 I 道 (垂直于层理或矿脉走向)和第 I 道(平 行于层理或矿脉走向)所测得的极化率 值随应力的变化。从图中可见,这两个测 道在末加压时极化值的大小都很接近或 几乎相同,但随着应力的增大两个方向 的变化量相差很大。我们统计了实验的 所有样品,这种现象几乎普遍存在,但其 变化量的大小与最大应力方向间关系还 有待进一步研究。

四、不同应力状态下岩 (矿)石激发极化机理的初步 分析

(一)常压下岩(矿)石激发极化成因
的简要回顾
常压下岩(矿)石激发极化成因已有许多
专著论述,这些讨论都是在不同类型
之间研究影响极化率的因素及其作用
规律,而末涉及应力、应变条件。归纳
起来目前比较流行的假说有以下几种观点:

岩(矿)石的激

	放电超电压
电子导体→超电压理论	: 吸附超电压
发极化机理	扩散超电压

一 薄膜极化

上述各种理论已有详细讨论,在此不再重述。

(二)激发极化的电学模型

激发极化现象的本质虽然是由于岩石通电流时发生的物理一电化学过程,但用任何一套



 图 11. 不同应力状态下加压前后不同 方向上极化率值的比较
 (a:千枚岩 σ₁>σ₂=σ₃ b:灰岩 σ₁
 =σ₂>σ₃ c:角斑岩 σ₁>σ₂>σ₃ 简单的物理或化学模型来弄清激发极化现象的所有因素都是困难的。尽管研究者们设计出了 各种各样的等效电路,但都不能完全表示激发极化效应的相同响应。下面介绍具有代表性的两 种模型对于研究不同应力状态下的激发极化机制也许是有用的。

1.RC 模型

在通常情况下,对于含有电子导体的矿化岩石来说,其导电性也并不是"纯"电子导体,同时还有离子导电。所以,常常是局部离子导电和电子导电的混合。实验证明,这种含有电子导体岩石的激发极化效应具有 RC 的特征。在这种情况下,用电阻 R 和电容 C 构成的简单电路来表示复杂的激发极化特性是很有用的。虽然表示这种特性的模型和特性的模型和电路会有多种多样,但习惯上人们常用下述模型和等效电路来表示(图 12)。



图 12. 极化单元模型(a)及其等效电路(b)

图中:

R₁—离子电阻

R。—孔隙水溶液电阻

R₆--极化电阻(包括导电金属电阻和金属--溶液界面电阻)

V。---电极电容

当各 AB 两端供电至饱和时则有:

$$\triangle Vmn = \triangle V1$$

$$\triangle Vc = \triangle V1 \cdot \frac{Rg}{Re + Rg}$$

刚断电时(延时→0), Ve 还没有放电,这时 MN 两端的电压△V2 也看着是按电阻来分配的: 所以

$$\eta = \frac{\triangle V2}{\triangle V1} = \frac{1}{\frac{Re}{Rq} + 1} \cdot \frac{1}{\frac{Re}{Rl} + 1}$$
(4)

2. 电扩散模型

对于不含电子导体的非矿化岩石来说,电流是由裂隙和孔隙中的溶液传输的,只要岩石有 微破裂和孔隙并有电解液,就会有明显的激发极化效应。另一方面,任何地方,只要离子迁移数

- 143 -

有变化,就会产生溶液浓度的局部变化和伴随着它的扩散电位。当岩石颗粒之间的孔隙度很小 或有微裂隙存在时,在电学中通常把它理想化为一段"毛细管"。在宽度和双电层厚度相当(约 为 0.1 微米),并且由于双电层外圈有剩余离子的细毛细管内离子迁移数与双电层作用较小的 粗毛细管中的不同,这时在毛细管中离子迁移数就会有变化而引起溶液浓度的局部变化并伴 生扩散电位⁽⁶⁾。

长时间通电后,在由粗细不同的毛细管组成的每个小段上便会产生电压降。断电后,在窄 小的边缘上由于浓度变化,在所研究的微小段上又会产生扩散电位差。所以极化率为:

$$\eta = \frac{2 \triangle nRT(C_1 - C_2)}{F(A_1 L_1 + A_2 L_2)}$$
(5)

其中,

$$A_1 = \frac{I}{a_1 \lambda S_1}, \qquad A_2 = \frac{I}{a_2 \lambda S_2}$$

式中△n----粗毛细管和细毛细管中离子迁移数之差

R——气体常数

C1——细毛细管端点的溶液浓度

T----绝对温度

C₂----粗毛细管端点的溶液浓度

F----法拉第常数

I----电流强度

λ---溶液等效电导率

α1——细毛细管双电层导电性的活动系数

α2——粗毛细管双电层导电性的活动系数

S1——细毛细管的横截面

S₂----粗毛细管的横截面

L₁——细毛细管的长度

L₂——粗毛细管的长度

(三)不同应力状态下岩石激发极化的机理分析

从以上给出的两种模型可以看到,在第一种情况下,只要(4)式中的 R₁、R₂ 和 R₂ 中任何一 项发生变化,极化率就会随之改变;在第二种情况下,只要毛细管的横截面积 S₁ 或 S₂ 以及长 度 L₁ 和 L₂ 改变,就会引起离子迁移数的变化,从而导致极化率的变化。利用这些观点有助于 理解不同应力条件下岩(矿)石激发极化的物理实质。

无论是电子导体或是离子导体,产生激发极化的基本条件必须是有可被极化的单元和有 激发的条件。岩(矿)石中的微裂隙(构造裂隙或结构裂隙)和孔隙的存在以及电解液在孔隙或 裂隙中的分布是产生激发极化的基础。在应力作用下,首先会改变岩石的内部结构,如原生裂 隙被压密以及新裂纹的产生、传播和贯通,孔隙的形成和大小也会改变甚至被压破;其次会改 变电流通道和溶液的重新分布。这些都会引起极化率的变化。

1. 在 g₁>g₂=g₃ 的应力状态下激发极化的机理

- 111 ---

这是一组三轴压缩应力,其应力~应变曲线见图 13a。在加压初始阶段;原生裂隙被压密, 离子通道闭合,R₁ 增大并趋于无穷大;混合通道虽然也被压紧,但有若干导电颗粒存在而不会 完全合拢,即 R_L≫R_e,R_e 变化很小。由(4)式可知,极化率会增大,所以曲线略有上升,但幅度一 般不大。对于非电子导体来说,在压密过程中,岩石颗粒之间接触更加良好,形成更多的新毛细 管,增加了薄膜极化单元,使极化增强,所以极化率也可能上升。随着应力的不断增大,在岩石 内部结构不太均匀或应力容易集中的地方首先出现微破裂,形成许多微裂隙,这些微裂隙随应 力增强而向四周传播和扩展,以致最后贯通发生大破裂,在这一应力过程中,微通道会增多,孔 隙会变形或被压破,溶液也会重新分布,使 R_L 大大减小,R_e 也减小,而 R_e 变化不大,由(4)式可 见极化率将大幅下降。另一方面,这一过程也可以使非矿化岩石中毛细管的横截面遭受破坏或 减小,而毛细管的长度又有可能变化,同样会使极化率下降。所以,无论在哪种情况下,随着应 力的增加极化率都将呈现下降趋势。



图 13a. 在 σ₁>σ₂=σ₃ 作用下细 碧玢岩的应力~应变关系曲线



图 13c. 在 o1>o2>o3 作用力 下细碧玢岩的应力~应变关系曲线



图 13b. 在 σ₁=σ₂>σ₃ 作用下细岩 玢岩的应力~应变关系曲线

2. 在 σ₁ = σ₂ > σ₃ 的应力状态下激发极化
 的机理

按设计要求这是一组拉应力条件,但由于 受 σ_2 方向加载能力的限制,在 $\sigma_1 = \sigma_2 \sigma = 40$ Mp. 以前时,应力类型参数 $\alpha = +1$,为标准的三轴 拉伸。在此之后随着应力的增大 α 减小,由于 σ_2 》 σ_3 ,所以在 σ_1 和 σ_2 方向处于压缩状态,而 σ_3 方向为膨胀面,应力~应变曲线如图 13b 所示。 在这一组应条件下,极化率以上升为主。这是因 为在应力作用的整个过程中 σ_3 方向不断膨胀, 使 σ_2 方向(布极面)会不断出现许多微裂隙,这 些微型通道的传播和延伸以致互相串通,使通 道半径不断扩大而形成空腔,腔内并无饱和溶 液充填,所以 R_L 会越来越大, R_s 也增大, 而 R。 变化不大,所以 n 值必然会越来越大。另一方

- 115 -

面,在 σ₂ 面出现张裂隙,使毛细管的横截面不断增大,n值也会随之增大。总之,在拉应力作用 下,随着应力的不断增大极化率出现上升趋势是必然的。

3. 在 σ₁>σ₂>σ₃ 的应力状态下激发极化的机理

这虽然是一组剪应力组合形式,但正如前面所述,由于受到 σ₂ 方向加载设备的限制而并 非纯剪,其应力类型参数为 0~-0.8 之间,而大多数为-0.5~-0.8。所以有的样品可能以压 缩为主,有的可能被剪切。其应力~应变曲线如图 13c 所示。在这种应力状态下极化率呈下降 趋势是主要的,这与压缩应力状态为主是一致的,其机理与 σ₁>σ₂=σ₃ 的情形相类似。有少数 曲线上升,其机理可能与 σ₁=σ₂>σ₃ 的情形相同,在此不再详细讨论。

4. 从以上分析不难理解极化率的各向异性现象。在应力作用下,岩石内部某一极化单元 在两个相互垂直的方向上无论是离子通道或混合通道,,它们的变化过程,电阻的大小,溶液的 分布,毛细管的截面和长度的变化等等都不可能相同。因此,两个方向上的n值也不会完全相 同,这是在应力条件下产生各向异性现象的主要原因。

5. 为了进一步说明极化率变化与岩石的内阻变化有关,我们计算了加压过程中整个岩石 电阻值 R 的变化,并给出了 n 和 R 值随应力变化的对比图(图 14)。不难看出,n 和 R 在曲线形 态上有较好的相关性。



图 14. n和 R 随应力的变化曲线

五、初步结论

从以上分析可以看出:

1. 常压下岩石极化率的大小取决于岩石本身的孔隙度、渗透率、含水量、密度、颗粒大小、 岩石结构、矿物含量等各因素。

2. 在不同应力状态下,岩石显现出不同的激发极化特性和变化规律,其形态与应力类型 密切相关。

3 在应力作用下,岩石极化率变化的物理实质是岩石内部结构微观改变的宏观效应,其大 小和变化规律由岩石本身的性质和状态共同决定的。

4. 岩石无论是处于常压,还是在不同应力状态下,极化率都表现出明显的各向异性现象。 但二者的衩质不尽相同,常压时这种现象主要是由岩石本身的各向异性结构(如层理、矿脉走 向……等)所引起,而在应力作用下,极化率各向异性现象则是由不同方向上岩石内部结构微

-- 146 ---

第14卷 增刊

观变化的差异所引起。

参考文献

(1)Lu Yangquan, Qian Jiadong, Wang Enping, Zhao Jialiu, Liu Jianyi, Preliminary Research on the Induced Polarization Effect before the Rupture of Instable Rock, phys Chem. earth, Vol. 17, pp • 77-84, 1989.

〔2〕费洛宁柯一鲍罗第契, M. N. 奚绍中译, 力学强度理论, 人民出版社, 1963。

〔3〕陆阳泉等,1991,岩石失稳破裂前激发极化效应的初步研究,地震(待发表)

〔4〕付良魁,激发极化法,地质出版社,1982。

〔5〕物探所激发极化组,影响矿化岩矿极化率(n)值的因素及其作用规律,《物探与化探》, 第一期,1972。

- 147 ---

〔6〕B.A. 柯马罗夫著,阎立光等译,激发极化法电法勘探,地质出版社,1983。