

論文

岩石の破壊過程における
AE 振幅頻度分布とき裂のフラクタル性について

今井忠男*・杉本文男*・鴨志田直人**・山下 秀*

Study on the Frequency Distribution of AE Amplitude
and the Fractal of the Crack in the Fracture Process of the Rock.

Tadao IMAI*, Fumio SUGIMOTO*, Naoto KAMOSHIDA**, Shigeru YAMASHITA*

Abstract

It is well known that the frequency distribution of the earthquake scale shows straight relation on the log-log graph. This relation is considered as the Fractal of the earthquake scale at present. The Fractal is seen in the general fracture phenomenon including an earthquake. But, the relation between the Fractal and the mechanism of the fracture is not made clear.

In this study, the AE in the fracture process of the various rocks was measured and the frequency distribution of AE amplitude was examined about the Fractal. As the result, the characteristics of the AE amplitude distribution changed by the scale, but the Fractal dimension of the crack distribution proved that it didn't change by the scale.

1. 緒 言

物質が脆性的に破壊する場合, マクロ的に観察すると, せん断力あるいは引張力によって破断面が形成され, 物質は瞬時に破断に到るように見える. このような, 脆性破壊のマクロのプロセスでは, 破壊の条件は, 簡単には物質の強度(抗力)と応力との釣合によって定義されると考えられる. すなわち, 力の釣合を破壊条件とすれば, 破壊条件が満たされれば物質は瞬時に破断し, 満たされなければ破壊は全く起こらないと考えられる.

しかし, マクロ的には, 脆性的な破壊現象であっても, 岩石のように複雑な組織・構造をもつ物質では, 実際には破断面の形成に先立って, き裂が発生しない破壊プロセスは少なく, 破断に到るまでに大

小さまざまなき裂が発達することが知られている¹⁾. 具体的には, 岩石の破壊プロセスでは, マクロ的な脆性破壊が起こる以前, つまり物質内部では力が釣合っていると考えられる条件下で, 破断面とは無関係に破壊が生じ, ミクロなき裂がランダムに発達することがわかってきた²⁾. また, このような観点から, 岩石破壊に伴う破壊音(AE)を測定することで, 破壊レベルを予測し, 岩石の破断・崩壊の予知に役立つ試みが従来より多く行われてきたが, 精度良く予知・予測されるまでには到っていない.

現在, 破壊科学の研究分野においては, 破壊における物質内の大小のき裂の発達には, ある相似則(フラクタル)が成立することが指摘されている³⁾. 古くは, 地震学の分野で, 地震の規模別頻度分布が対数グラフ上で直線の関係になることが知られており, 現在では, これらの関係から地震現象にはフラクタル性があるといわれている. 本来, フラクタルとは, 自己相似的な幾何学図形を表現する幾何学の用語であるが, 今日では多くの分野で自己相似がみられる図形をフラクタルと表現している. フラクタ

1998年7月29日受理

*秋田大学工学資源学部地球資源学科, Department of Earth Science and Technology, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University.

**秋田大学大学院鉱山学研究科地球工学専攻, Department of Geotechnology, Graduate School of Mining and Engineering, Akita University.

ルは、地震をはじめ破壊現象に伴うき裂パターン一般にも見られ、破壊のメカニズムとき裂パターンのフラクタル性について、数多くの研究がおこなわれている⁴⁾。

とくに、近年では、地震を含む破壊現象にともなう振動エネルギー分布は、小規模破壊や大規模破壊など破壊スケールごとに変化することがわかってきている⁵⁾⁶⁾。一方、き裂分布のフラクタル次元は、岩石片から活断層までほぼ一定の値を示すとの報告もある³⁾。著者らはこの点に注目して、岩石の破壊音(AE)と破壊スケールおよびき裂分布のフラクタル次元について研究をおこなった。具体的には、各種岩石の破壊プロセスにおけるAEを測定し、AEの振幅頻度分布から、破壊のフラクタル性およびスケール別の変化について検討した。この結果、AE振幅頻度分布には破壊スケール別の変化が認められたが、き裂のフラクタル性にはあまり変化はなく、ほぼ一定であることを推論した。以下にそれらの詳細を報告する。

2. 破壊のフラクタル性

2.1 フラクタルの定義

幾何学では、ある図形の一部と全体が同様な形をなしているとき、この図形を自己相似図形と定義し、フラクタル図形と呼んでいる。一般的には、ある図形が、全体を $1/a$ に縮小した相似図形によって、 a^D 個で構成されているような場合、この図形を相似(フラクタル)次元 D の自己相似図形という。しかし、このままの定義では、幾何学的に厳密な自己相似性を有する図形(例えばコッホ曲線など)にしかフラクタル次元を求めることができない。

そこで、ハウスドルフおよびコルモゴロフは任意の図形に対する相似次元をそれぞれ定義した⁷⁾。両者の概念はほぼ等しいため、ここでは、コルモゴロフが定義した相似(容量)次元 D_c について説明する。いま、半径 r の球によって図形を被覆するとき、球の個数を $N(r)$ とすると、容量次元は次式で表される。

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log N(r)}{\log(1/r)} \quad (2.1)$$

上式の D_c は、任意図形に対する数学的に厳密な相似次元の定義である。また、式(2.1)の関係から、実用的に図形のフラクタル次元を求めるには、図形に対し十分小さい半径 r の球を用いて $N(r)$ を測定し、次式の間係を調べればよい。

$$N(r) \propto r^{-D} \quad (2.2)$$

ここで、 D はフラクタル次元であり、上式の間係から D_c とほぼ等しい次元を得ることができる。上述の測定によって、平面図形のフラクタル次元を求めると、散在する点のフラクタル次元はほぼ $D=0$ 、なめらかな曲線は $D=1$ 、平面を覆い尽くす複雑な点および線による図形は $D=2$ に近づくことが知られている。

また、地震など破壊現象のフラクタル次元を求める場合は、図形のフラクタル次元の定義とは別に、分布関数から求めることができる。具体的には、以下のようなになる。破壊によって生じるき裂の長さを L とし、 L よりも大きいすべてのき裂の発生確率を $P(L)$ とする。いま、き裂の長さ分布が自己相似的であると仮定すると、 L の λ 倍より大きいき裂の発生確率 $P(\lambda L)$ と $P(L)$ とは次式の間係が成立しなければならない。

$$P(L) \propto P(\lambda L) \quad (2.3)$$

このような間係を満たす分布関数は、次式に示すべき関数に限られることが知られている。

$$P(L) \propto L^{-D} \quad (2.4)$$

とくに、上式の間係をパワー則といい、フラクタル図形を含む多くの自己相似的な自然および社会現象にみられる。

また、ある長さ L 以上のき裂の数 $N(L)$ と発生確率 $P(L)$ は比例することから、式(2.4)は、 $N(L)$ と L との間係と同様で、次式が成立する。

$$N(L) \propto L^{-D} \quad (2.5)$$

ちょうどこの間係は、半径 L の球で図形を被覆した場合の球の個数 $N(L)$ と球の半径 L との間係と同様であることから、式(2.4)および(2.5)の指数 D はフラクタル次元と同値であるといえる⁷⁾。

一般には、破壊のフラクタルは、式(2.5)および式(2.2)によって測定することができる。

2.2 岩石破壊および地震のフラクタル性

地震の規模と頻度の間係は、次に示すグーテンベルグ・リヒターの式として以前より知られている。

$$\log N(M) \propto -bM \quad (2.6)$$

ここで、 $N(M)$ は、マグニチュードが M 以上の地震の数、 b は係数である。また、マグニチュードはモーメント M_0 の対数値に比例することから、式(2.6)は

M_0 に関するパワー則で示すことができる。

$$N(M_0) \propto M_0^{-b} \quad (2.7)$$

M_0 は長さの単位ではないので、 b はフラクタル次元と一致しないが、上式より地震現象には自己相似性が成り立っていると考えられる。なお、これまで全世界で発生した地震では、 $b = 2/3$ 程度と算定されている⁹⁾。

石本・飯田ら⁸⁾は、同様な現象についてグーテンベルグ・リヒターの研究よりも先に、次の関係が成り立つことを発表している。

$$n(a)da \propto a^{-m} da \quad (2.8)$$

ただし、 a は地震の最大振幅値、 $n(a)da$ は a と $a + da$ の間にある地震の数である。

ここで、式(2.6)と式(2.8)との関係を述べる。マグニチュード M と地震振幅 a は次式で定義される。

$$M = \log(a/T) + q(\Delta, h) \quad (2.9)$$

ただし、 T は波の周期、 $q(\Delta, h)$ は観測地点の震央距離 Δ と震源の深さ h に対する補正係数である。上式において、地震波形の周期がほぼ一定で、かつ $q(\Delta, h)$ もほぼ一定値の場合を仮定すると、次式の関係が得られる。

$$M \propto \log(a) \quad (2.10)$$

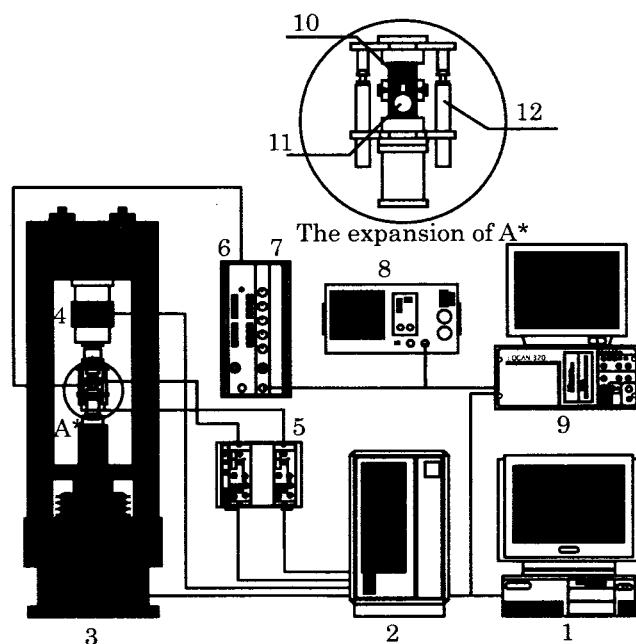
上式の関係から、式(2.8)は $m > 1$ の条件で a から ∞ まで積分すると、式(2.6)と同様となり、次の関係を得る⁹⁾。

$$m = b + 1 \quad (2.11)$$

また、Mogi²⁾は、式(2.8)の関係を用いて、岩石破壊における AE の振幅分布を地震の分布に見立てて研究した。その結果、式(2.8)の関係は、すべての破壊スケールにおける AE 振幅分布にはあてはまらず、あるスケールごとに不連続に指数 m が変化することを明らかにした。同様の現象は地震の分野でも知られており、余震と本震のモーメント分布は不連続な関係にあることが明らかになっている⁹⁾。

次に、係数 b とフラクタル次元 D との関係について検討する。Simazaki¹⁰⁾は地震によって生じる断層の長さ L とそのモーメント M_0 について以下のような関係を得た。

$$\begin{cases} M_0 \propto L^2 & (M_0 \leq 7.5 \times 10^{18} \text{ Nm}) \\ M_0 \propto L^3 & (M_0 > 7.5 \times 10^{18} \text{ Nm}) \end{cases} \quad (2.12)$$



1. Personal computer. 2. Digital controller. 3. Loading system. 4. Load cell. 5. Strain amplifier. 6. Amplifier. 7. High pass filter. 8. AE wave monitor. 9. AE measuring system. 10. Rock specimen. 11. AE sensor. 12. Displacement transducer

Fig. 1 Schematic diagram of uniaxial compression test system and AE measuring system.

式(2.12)の関係は、大規模地震と小規模地震では断層の発達のメカニズムが異なり、 M_0 と L の関係における指数が整数倍に変化することを示している。この現象もまた、前述の指数 m や b の値がスケールによって変化する現象と関連があると予想される。

ここで、式(2.12)と式(2.7)の関係から次式を得る。

$$N(L) \propto L^{-nb} \quad (2.13)$$

ただし、 n は式(2.12)を拡張し、地震規模によって1, 2, 3, ... と変化する係数である。とくに、上式は $nb = 2$ とすると、次のロジン・ラムラーの関係として、以前より粉体工学の分野で知られている。

$$N(L) \propto L^{-2} \quad (2.14)$$

ここで、 L は固体物質を粉砕したときの破砕片の代表長さ、 $N(L)$ は L 以上の破砕片の累積個数である。ただし、破砕の条件によっては、 $nb > 2$ となることも知られている¹¹⁾。ロジン・ラムラーの関係より、破砕片の長さを破壊における空間のき裂長さと仮定するならば、き裂分布にもロジン・ラムラーの関係 ($nb = 2$) が成り立つと考えられる。また、式(2.13)

Table1 Mechanical and physical properties of rocks.

Items	Unit	Kurihashi granite	Kimachi sandstone	Ogino tuff
Compressive strength	(MPa)	132.2	38.3	54.5
Young's modulus	(GPa)	51.6	13.3	11.4
Poisson's ratio		0.21	0.29	0.27
Porosity	(%)	1.36	20.28	26.07
P wave velocity	(km/s)	4.41	2.91	2.90
S wave velocity	(km/s)	2.67	1.60	1.61

は式(2.5)と一致することから、フラクタル次元 D と nb は等しい。

$$D = nb \quad (2.15)$$

したがって、地震規模に対し適当な n を選択することにより、地震の規模別分布からフラクタル次元を求めることができる。ただし、これまでの研究では、 $b \approx 1$ 程度の現象しか報告されていないため、 $n = 2$ としている場合が多い。同様に、AE 振幅 a と M_0 は比例の関係があるから、式(2.13)を用いることによって AE の振幅分布からフラクタル次元を求めることができる。

本研究では、上述の議論から、岩石破壊における AE の振幅分布を測定し b 値を求め、破壊規模とフラクタル性の関係について考察した。

3. 岩石の一軸圧縮試験における AE 計測

3.1 実験装置および方法

本実験では、3種類の岩石を試料として一軸圧縮により破壊させ、破壊過程におけるすべての AE を測定した。Fig.1 に実験装置の概略図を示す。岩石試験片は、載荷試験機 (MTS, 315) により、一定のひずみ速度 ($10^{-4}/s$) でコントロールし、載荷・除荷を繰返して破壊させた。具体的には、対象とする岩石試験片の平均強度に対し、はじめ約 50% の荷重を載荷・除荷し、次回から 60%、70% と 10% ずつ載荷荷重を増加させながら、繰返し載荷・除荷し、この過程を強度点に到るまで繰返した。ただし、除荷過程では、ほぼ荷重 0 まで除荷した。

試験片には共振形 AE センサ (DUNEGAN, S140B, 120kHz) を直接取付け、繰返し載荷・除荷過程すべての AE 振動を測定した。センサが取得した AE 信号はアンプ (NF, P-62A) で 200 ~ 500 倍に増幅し、100kHz のハイパスフィルタ (NF, P-85) でノイズを除去したのち、AE 計測装置 (PHYSICAL ACOUSTICS, Locan320) に入力した。AE 計測装置

では、AE 波形をリアルタイムで解析し AE 振幅等のデータを保存した。AE の測定にあたっては、ノイズと AE を分別するため、最大のノイズレベルより少し高いしきい値を設定し、しきい値以上のレベルの信号を AE として計測した。また、AE 振幅値の解析にあたっては、しきい値を超えた AE 波形が検知されたとき、検知からある時間内にしきい値以下に減衰した波形を 1 つの AE 波形とみなし、この波形における最大値の振幅を AE 振幅値とした。

3.2 実験試料

今回の実験では、実験試料として、栗橋花崗岩 (岩手県釜石市産)、来待砂岩 (島根県宍道町産)、荻野凝灰岩 (福島県高郷村産) の 3 岩種を用いた。Table1 にそれぞれの試料岩石の基礎物性値を示す。栗橋花崗岩は、鉱物の平均粒径が 1mm 程度で、厳密には斜長石に富んだ花崗閃緑岩に分類される。来待砂岩は、火山岩片から変質した凝灰岩質の粒子を主とし、平均粒子径が 0.76mm で比較的粗粒の砂岩である。荻野凝灰岩は、主として、長さ 0.1 ~ 0.5mm 程度の細粒火山ガラス片からなり、その大部分は沸石化および粘土鉱物化している。

また、一軸圧縮試験では、それぞれの岩石を円柱状 (直径 35mm, 長さ 70mm) の試験片に整形し、試験に用いた。

3.3 実験結果

Fig.2(a), (b), (c) は、それぞれ栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩についての、繰返し載荷・除荷試験における応力と AE の時間変化の例を示している。グラフは、横軸に試験時間、縦軸に応力および AE 振幅をとり、繰返し載荷・除荷試験の応力変化と試験中に発生した AE 振幅値をプロットした。ここで、AE 振幅は、最大振幅値 a としきい値 a_{th} との比 a/a_{th} で表し対数軸に示した。なお、グラフ中のドット 1 つが 1 つの AE 振幅比を示し、三角波形が応力変

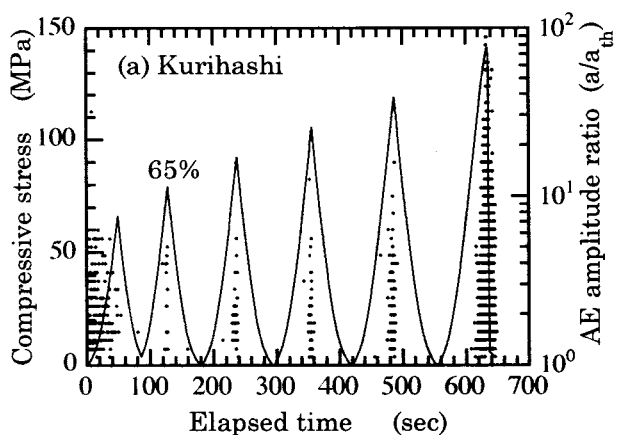


Fig. 2(a) Fluctuation of AE amplitude ratio for Kurihashi granite in cyclic compression test.

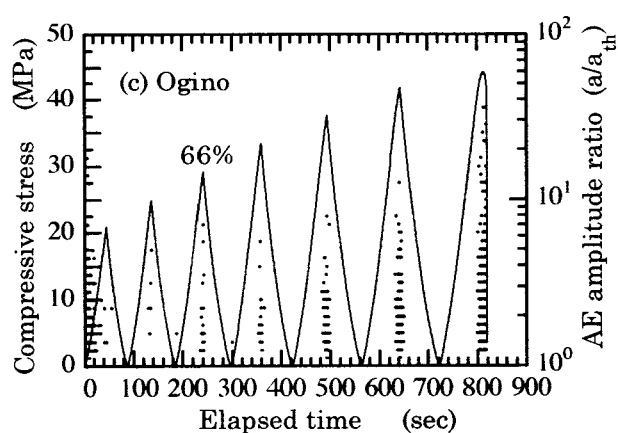


Fig. 2(c) Fluctuation of AE amplitude ratio for Ogino tuff in cyclic compression test.

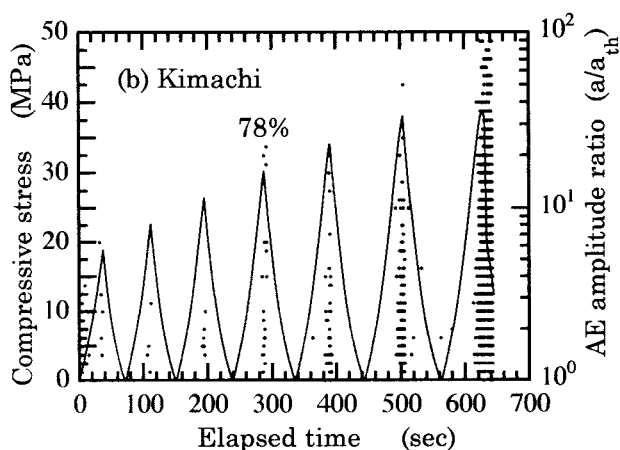


Fig. 2(b) Fluctuation of AE amplitude ratio for Kimachi sandstone in cyclic compression test.



(a) Kurihashi granite (b) Kimachi sandstone (c) Ogino tuff

Fig. 3 Photograph of rock specimens after uniaxial compression tests.

化を示している。また、繰返し載荷過程におけるピーク応力値は、試験片の強度に対する割合に換算し図中に示した。

図より、3岩種とも繰返し載荷過程におけるピーク応力値付近に対応する時間帯でAEが多く発生し、ピーク応力値が大きくなるにしたがい、大きな振幅のAEが増加していることがわかる。注目すべき点は、ある応力値以上になると大きな振幅のAEが、急激に増加することである。具体的には、栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩では、それぞれピーク応力比が65%、78%、66%以上で大きな振幅のAEが増加しはじめ、100%で急増している。ただし、他の2岩種に比較し、荻野凝灰岩のAE振幅の変化点は、本図からはあまり明確とはいえない。このように、振幅の大きいAEが載荷応力に対し不連続に増加する現象から、岩石破壊は連続的に進行し破断に到るのでなく、初期の破壊メカニズムがある載荷応力レベル

から別のメカニズムに移行するというを示唆していると予想される。以下では、この点について詳しく考察する。

4. 岩石の構造とAE振幅頻度分布の特徴

4.1 岩石の構造と破壊の特徴

Fig.3(a), (b), (c)は、それぞれ栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩の試験片を繰返し載荷・除荷試験によって破断させたのちの写真である。ただし、試験片の長さ方向が載荷軸である。

図より、栗橋花崗岩は樽状に膨らみ、載荷軸方向に引張力によるき裂を発達させ、明確なせん断面が認められない。これに対し、来待砂岩と荻野凝灰岩は明確なせん断面を形成し、その他のき裂はほとんど目視できない。また、来待砂岩と荻野凝灰岩の載荷軸に対するせん断面の角度を比較すると、荻野凝灰岩の方が小さいことがわかる。クーロンの理論に

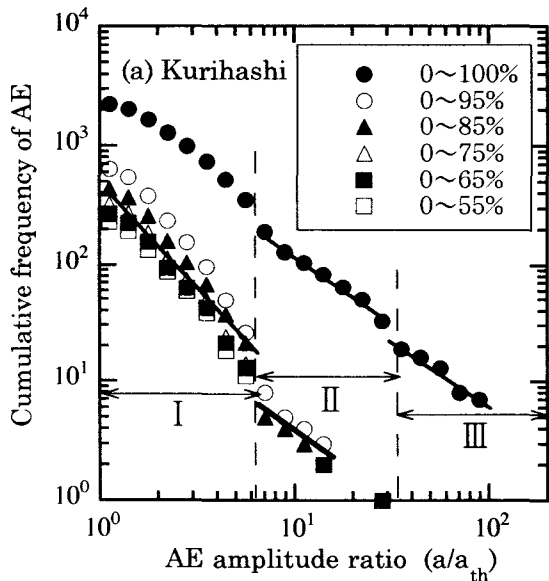


Fig. 4 (a) Amplitude-frequency distribution of AE for Kurihashi granite in cyclic compression test.

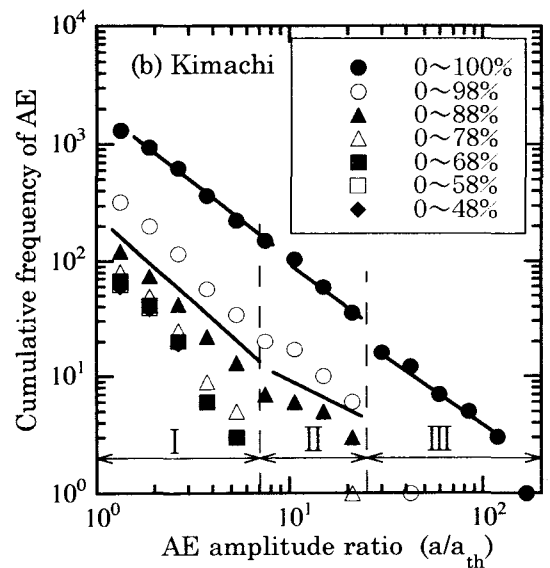


Fig. 4 (b) Amplitude-frequency distribution of AE for Kimachi sandstone in cyclic compression test.

よれば、せん断面の角度が小さいほど内部摩擦係数が大きいと考えられている。堆積岩では、内部摩擦係数とは、岩石の粒子間結合力といえる。したがって、来待砂岩より荻野凝灰岩の方が粒子間結合力は大きいと考えられる。なお、砂岩や凝灰岩など堆積岩より、花崗岩の鉱物結合力ははるかに大きいため、栗橋花崗岩については同様には議論できない。

4.2 AE 振幅頻度分布のフラクタル的特徴

Fig.4(a), (b), (c) は、それぞれ栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩について、繰返し載荷・除荷試験におけるAEの振幅分布を示している。なお、これらの図では、両対数グラフの横軸にAE振幅比 a/a_{th} 、縦軸にAEの累積数を表し、応力比0から各繰返し載荷点までの各AE振幅分布をそれぞれ示した。

図のように、岩石破壊におけるAE振幅分布は、ある振幅以上のAEの発生によってI, II, IIIの3つの段階に区分することができる。具体的には、栗橋花崗岩では、次のように区分した。区分I：応力比55%以下(振幅比6以上のAEは発生せず)、区分II：応力比65～95%(振幅比7～30のAEが発生)、区分III：応力比100%(振幅比35以上のAEが発生)。同様に破壊の段階を区分すると、来待砂岩では、区分I：応力比68%以下、区分II：応力比78～98%、区分III：応力比100%、荻野凝灰岩では、区分I：応力比56%以下、区分II：応力比66～96%、区分III：応力比100%である。以上の区分から、破壊の規模によって、AE振幅が不連続に変化することがわかる。この現象は

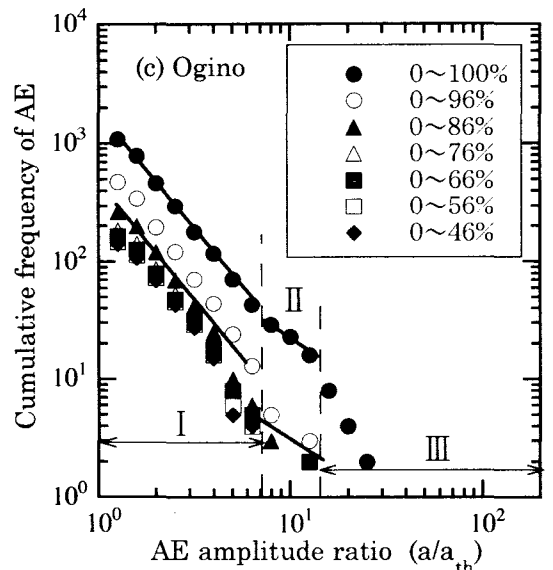


Fig. 4 (c) Amplitude-frequency distribution of AE for Ogino tuff in cyclic compression test.

これまで報告されてきた事実と一致する⁶⁾。

また、破壊の段階区分図から、各岩石におけるプロット点は、区分ごとにほぼ一定の傾きをもっていることがわかる。この傾きから、フラクタル次元を求めることができる。ただし、花崗岩と砂岩では、応力比100%の载荷の場合、区分Iの傾きが他の場合に比較し、小さくなっている。この理由は、区分IIIに対応する大きなAEが発生した場合、区分Iの小さなAEは、大きなAEに重ね合わされ判別できず、精確に測定できないためと考えられる。よって、前述

のデータを除く区分Ⅰにおける係数の平均値 b_1 を各岩石のデータに対して求めた。その結果、栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩の b_1 は、それぞれ1.9, 1.7, 2.1となった。この値は、地震の規模別分布の係数 $b = 2/3$ (≈ 0.67)に比較し、数倍大きい。これら岩石破壊の b_1 値から、式(2.14)によってき裂のフラクタル次元を求める場合、小規模地震に対応させて $n = 2$ とすると、フラクタル次元は空間次元の3を超える矛盾が生じる。したがって、岩石試験片の破壊は、小規模地震よりも十分小さい破壊であることから、 $n = 1$ の関係が成り立つ領域であると推測される。 $n = 1$ ならば、フラクタル次元 D_1 は b_1 に一致し、栗橋花崗岩、来待砂岩、荻野凝灰岩の D_1 は、それぞれ1.9, 1.7, 2.1となる。Hirataら¹²⁾は、岩石試験片を用い、岩石破壊におけるAEの震源分布の測定から、震源位置の2点間相関を求めることによって、フラクタル次元 D を測定した。その結果、 D は2.2~2.8の値をとると報告している。したがって、 $n = 1$ とした場合、本研究のフラクタル次元と前者の値はある程度対応することから、岩石試験片での破壊現象では、 $n = 1$ になると考えられる。

破壊によって発生するき裂は、試験片内に3次元的に分布することから、フラクタル次元が2を超える場合も可能である。この場合、 D 値が2を超えると、試験片を透過してき裂を見ることができれば、試験片はき裂で埋め尽くされているように見え、 D 値が3に近づくと、試験片内の空間はき裂で埋め尽くされるものと考えられる。本研究結果では、荻野凝灰岩が最もフラクタル次元が高いことから、破断面付近で大小のマイクロなき裂が比較的発達していると考えられ、最もフラクタル次元が低い来待砂岩は、破断面付近でのマイクロなき裂の発達が比較的少ないと考えられる。この原因は、次のように考えられる。堆積岩は構成粒子の結合間における強度が最も低いと考えられるから、主な破壊は粒子間で生じると考えられる。したがって、来待砂岩より荻野凝灰岩の構成粒子は十分小さいため、来待砂岩のき裂発達に比較し、荻野凝灰岩では、より小さいき裂が発達することによって、 D 値が大きくなると考えられる。両者に対し、構成鉱物粒子が最も大きい栗橋花崗岩は、フラクタル次元が荻野凝灰岩と来待砂岩の中間値をとる。しかしながら、2種の堆積岩と花崗岩は岩石の組織・構造および破壊の形態等が全く違うため、同様に比較することはできない。なお、 D 値の比較から、花崗岩は鉱物粒子径に対し、粒子径より小さいき裂が発達すると考えられる。よって、鉱物粒子径の大きい火成岩の破壊においては、鉱物粒

子の粒内で多く破壊が生じると考えられる。

次に、大規模地震では、係数 $b = 0.67$ であることから、破壊規模が大きくなるにしたがい b 値は小さくなると予想される。本研究では、区分Ⅰの係数は $b_1 = 1.7 \sim 2.1$ 、区分Ⅱは $b_2 = 1.2 \sim 1.3$ 、区分Ⅲは $b_3 = 1.2 \sim 1.3$ である。ここでは、区分Ⅱと区分Ⅲとの b 値の違いは見られなかったが、区分Ⅰと区分Ⅱでは b 値はほぼ1/2に減少した。これは、破壊規模が大きくなるにしたがい b 値は小さくなるという予想と一致する。また、区分Ⅱからは $n = 2$ となり、大規模地震では $n = 3$ であるならば、き裂のフラクタル次元はどの破壊規模でも一定となると考えられる。これは、岩石のき裂図と地層内の断層図のフラクタル次元が一致するという報告⁹⁾を裏付けることになる。また、ロジン・ラムラーの関係($D \approx 2$)とも一致する。本研究では、 n 値の変化を調べることはできなかったが、上述の考察から、 b 値と n 値が同時に変化し、き裂分布のフラクタル次元はほぼ一定であると推論できる。

以上の議論から、き裂分布のフラクタル次元を破壊規模によらず一定と仮定すると、 b 値と n 値は同時に、整数倍に、不連続変化することになる。この関係から、破壊のメカニズムの一端が解明できる可能性が示唆される。

5. 結 言

本研究では、岩石試験片の圧縮破壊試験においてAEを測定し、AEの振幅分布を解析することで、AE振幅のパワー則およびき裂分布のフラクタル次元について考察した。

この結果、AE振幅のパワー則は、AEの振幅別に3段階に区分できることがわかった。とくに、パワー則の係数 b は、振幅規模の段階が上がると不連続的に小さくなる傾向がある。また、発生するき裂長とAE振幅との関係における係数 n は、振幅スケールの段階が上がると不連続的に大きくなる傾向がある。したがって、 $D = nb$ の関係から、き裂分布のフラクタル次元 D は、破壊のスケールに関わらずほぼ $D \approx 2$ で一定であり、ロジン・ラムラーの関係を満たすと結論した。

参 考 文 献

- (1) Yamashita, S., Sugimoto, F., et. al. (1994): Proc. of MMIJ/AusIMM J. Symp., Ube, pp.341-350

- (2) Hasida., T., Yuda, et. al. (1982) : *Progress in Acoustic Emission, NDI Japan*, pp.78-89.
- (3) 島崎邦彦, 長浜弘幸 (1995): 科学, Vol.65, No.4, pp.241-256.
- (4) Takayasu, H. (1985) : *Physical Review Letters*, Vol.54, No.11, pp.1099-1101.
- (5) ショルツ, C. H. (1993):地震と断層の力学, 古今書院.
- (6) Mogi, K., (1962) : *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, Vol.40 pp.125-137.
- (7) 高安秀樹 (1986) : フラクタル, 朝倉書店.
- (8) 石本巳四雄, 飯田汲事 (1939):地震研究所彙報, Vol.17, pp.531-544.
- (9) 浅田敏, 鈴木次郎, 友田好文 (1950):地震, Vol.2, No.3, pp.11-15.
- (10) Shimazaki, K.(1986) : *Earthquake Source Mechanics, AGU Geophys. Mono.*, Vol.37, pp.209-216.
- (11) 伊藤敬祐 (1987) : フラクタル科学, 高安秀樹編, 朝倉書店.
- (12) Hirata, T., Sato, T., Ito, K. (1987) : *Geophys. J.*, Vol.90, pp.369-374.