岩石破壊と地震

名古屋大学理学部地球科学教室* 増田幸治**

A Review of the Study of Rock Mechanics

Koji MASUDA

Department of Earth Sciences, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, Aichi, 464-01 Japan

(Received November 3, 1989; Accepted November 16, 1990)

Rock mechanics experiments in a laboratory have provided useful information on the physical process of earthquakes. Our knowledge of rock fracture has increased rapidly because of recent developments in experimental equipment and techniques. Acoustic emission activity, spatial variation of AE hypocenter distribution, and focal mechanism solution of AE have the same properties as natural earthquakes. These suggest the processes earthquakes and microfracturing are related. However, the large time-scale and space gaps between laboratory experiments and real earth phenomena must be bridged in order to apply the results of laboratory experiments to natural earthquakes. Time-dependent fracture properties of rocks and frictional behavior have been described by a strain-rate or slip-rate dependent law. Size-scale dependence of physical parameters is controlled by the inhomogeneous structure of rocks and/or surface roughness of fault.

Key words: Rock mechanics, Acoustic emission, Fracture, Earthquakes.

§ 1. はじめに

地震は地殻やマントル上部でおこる岩石の急激な破壊あるいはすべり現象である。岩石破壊実験は実験室内で地震現象を再現する地震シミュレーションといえる。とくに自然地震では正確な測定が困難と思われる震源域の応力や変形の精密な測定などが実験室内では可能である。しかもコントロールされた環境や条件のもとで破壊現象やすべり現象をくりかえし連続的に観測できるので、地震発生メカニズムや地震の前兆現象解明の有力な手段といえる。1960 年ごろからこのような立場にたった岩石破壊実験の研究が日本、アメリカ、ソ連などで開始され、今日では各国で活発な研究が進められている [例えば MOGI (1962a, 1967), BRACE and BYERLEE (1966)]。

しかしながら、実験室内における微小破壊やすべりと地震のような自然現象とは、時間的・空間的スケールに大きな差がある。室内実験の結果を自然地震に適用するまえに、これらの違いが破壊現象に与える影響を明らかに

にするスケーリング則を確立しなければならない。

1980 年代の岩石破壊実験は、このようなスケーリング則や破壊の素過程の物理法則を得ようとする方向にある。これは岩石破壊実験の結果を単純に地震現象と比較するという従前の傾向と比べると大きな質的变化といえることができる。その意味で実験室スケールの岩石破壊研究は地震現象の物理的本質に迫ってきたといえる。

岩石破壊研究の総合解説には今まで数多くのものがある。たとえば 1970 年代前半までのものについては MOGI (1973)、1970 年代後半までのものについては PATERSON (1978) がある。地震との関連でまとめたものとしては茂木 (1978)、大中 (1987) があり文献などに詳しい。岩石の脆性破壊や摩擦の基本的概念と、地震・断層運動のメカニズムについて、最近 SCHOLZ (1990) の text がでた。本論では岩石破壊現象と地震との関連に焦点をあて、それらの類似性をのべ、モデル実験と自然現象の間のスケーリングについてまとめる。

§ 2. 地震と岩石破壊現象の類似性

岩石破壊実験における最近の計測手法の進歩には目を見張るものがある。現在岩石実験では、応力、歪、アコー

* 〒464-01 名古屋市千種区不老町

** 現所属 地質調査所 〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

Fig. 1. Spatial variation of AE hypocenter distribution [NISHIZAWA *et al.* (1985)]. All events located throughout the experiment are plotted (left). The experiment was divided into 5 periods: A, primary-creep, B, steady-creep, C, acceleration-creep of phase I, D, phase II, E, phase III. AE hypocenters tended to form clusters during steady-creep. During acceleration-creep, the preceding clusters disappeared while a new cluster appeared in an incipient fault. Hypocenters near both ends are omitted.

スティック・エミッション（微小破壊音，AE），弾性波速度，電磁波，光などの項目が測定されている。歪の測定については，DIETRICH (1981) の半導体歪ゲージを使って高速の歪変化をとらえる方法や，SPETZLER *et al.* (1977) のホログラフィー干渉法による測定法が開発された。AE の測定については，単に発生数を数えるのみでなく，多数のセンサーを使うことにより震源位置やメカニズムの決定が可能になった [たとえば楠瀬・他 (1981)，佐藤・他 (1987)]。これら計測技術やプレス装置の精密制御法などの進歩により，破壊現象やすべり現象を精密に測定できるようになり，物理的な議論が可能になった。この節では，岩石試料内の微小破壊である AE と地震活動の類似性についてまとめる。

岩石試料中で発生する AE の振幅別発生頻度分布について，Mogi (1962a) は地震と同じような Gutenberg-Richter の式で表される関係が成り立つことを示した。b 値は構造的不均一と共に増大し [Mogi (1962b)]，応力レベルの上昇と共に減少すること [SCHOLZ (1968a)] が観測された。平田・他 (1985) は定荷重クリープ破壊実験をおこない，b 値が 2 次クリープから 3 次クリープの期間にかけて徐々に小さくなり，主破壊直前では急激な

低下がみられることを明らかにした。また，最近 MAIN *et al.* (1989) は地震の前に b 値が時間的に変化を示すことを破壊力学的考察から説明している。AE の最大振幅の頻度分布は地震の最大振幅の頻度分布と同じ法則に従っている。

AE 発生の時系列について，HIRATA (1987) はクリープ実験中に観測した AE のバーストを主震とそれに続く余震群とみなし，余震 AE の時系列について調べた。余震 AE の発生率は時間の経過とともに指数関数的減衰から，自然地震の余震系列を表す式として使われている大森公式に従った減衰のしかたに変わっていく。

AE 震源分布の研究は SCHOLZ (1968b) がはじめて一軸圧縮下で 22 個の震源を決定したが，決定数が少ないことと精度に問題があることから何らかの結論を導くことができなかった。Mogi (1968) は角形試料の 4 点曲げによる際に発生する AE 震源の 2 次元分布を求めて，主破壊が近づくにつれて AE 震源が主破壊の起こる領域に集中することを見いだした。しかし曲げ応力は地殻内に働く応力としては考えにくく，圧縮応力下での 3 次元震源分布の研究が必要であると考えられた。その後 LOCKNER and BYRELEE (1977) は複数のセンサーで受信され

Fig. 2. Two types of focal mechanism solutions of AE [SATO *et al.* (1986)]. Quadrantal distribution of P-wave first motion polarities (left), and the distribution in which almost all P-wave first motion polarities are dilatational (right). First motions are projected on a lower hemisphere equal-area projections. Open and solid circles denote dilatational and compressional, respectively.

た AE の振幅がしきい値をこえた時刻を自動的に測ることによって震源決定をおこなった。この方法では振幅の小さな AE の震源を精度よく決めることができない。初動到達時刻を正しく読み取るためには初動部分の波形を完全に記録して読み取る必要がある。1980 年代に入って高速の波形記憶装置が普及し AE 波形を大量に記録できるようになった。これを用いて最近では 20 個ほどのセンサーを用いて数百個から数千個の AE 震源を精度よく決め、その時空分布や主破壊面との関係、さらには初動の押し引き分布から AE 発生メカニズムを決める研究がおこなわれている。

AE の時間空間分布を知ることにより、AE の震源分布と岩石試料内の破断面との関係を調べることができる。西澤・他 (1981) は加圧率一定の一軸圧縮下で、NISHIZAWA *et al.* (1985) は定荷重応力状態であるクリープ下で、岩石試料内に発生する AE がクラスターを作り破壊が近づくにつれて破断面近くに移動することを観測した (Fig. 1)。YANAGIDANI *et al.* (1985) はクリープ下の花こう岩中に発生する AE の震源を 3933 個決定し、破壊が近づくにつれて AE 震源分布がランダムな分布からクラスターを作りしだいに集中していくようすを観測した。また、大きい地震前にその震源付近で小さい地震の活動が低下する第 2 種地震空白域 [MOGI (1979)] のように、大きな AE の発生前にその周辺の AE が極端に減少する AE 空白域が観測されている [KUSUNOSE and NISHIZAWA (1986), 楠瀬・他 (1982)]。

KAGAN and KNOPOFF (1980) によれば、自然地震の震源分布はフラクタル構造をしている。HIRATA *et al.* (1987) は岩石試料内に発生する AE の震源の空間分布をフラクタルの概念を使って定量的に評価し、AE 震源分布もフラクタル構造をもつことを示した。彼らはク

Fig. 3. (a) AE hypocenter for stress axis direction with differential stress. The events were divided into two groups, Group I: the events distributed randomly in the sample and Group II: the events belonging to the cluster enclosed by dashed square [SATO *et al.* (1986)]. (b) Numbers of the events classified into the type-Q and -D in the group I and II. The data are from SATO *et al.* (1986).

リーブ下で発生する AE 震源の空間分布が時間とともにどう変わるかをフラクタル次元を使って調べ、1 次クリープ、2 次クリープ、3 次クリープとすすむにつれてフラクタル次元が 2.75, 2.66, 2.55 と小さくなっていくことを示した。これは AE の震源が空間的に自己相似構造を保ちながら集中していくことを意味している。彼らの結果は、岩石の破壊現象は岩石試料中の微小破壊のような微視的レベルから自然地震のような大規模なものでスケールに依存しない自己相似過程であることを示している。

AE 発震機構の研究は、楠瀬・他 (1981), SONDERGELD and ESTEY (1982), NISHIZAWA *et al.* (1985) などによって始められた。これら初期のものはセンサーの数が少ないことから定性的な考察にとどまらざるをえない面がある。彼らの結果によると AE のうち多くのものは自然地震と同じぐせん断破壊から期待される 4 象限型の初動

押し引き分布を示す。KUSUNOSE and NISHIZAWA (1986) は AE の発震機構解から部分的な応力場が主震の前後で変化することを見いだしている。AE の発震機構は最近 20 個程度のセンサーを用いてより詳しく研究されるようになった。佐藤・他 (1986) は AE を発生する微小破壊は、せん断型の破壊から期待される 4 象限型の分布を示すもの (type Q) だけでなく、ほとんど全点で引きが観測されるもの (type D) があることを見いだしている (Fig. 2)。彼らは Fig. 3. に示すように一軸圧縮実験中に発生した AE を比較的ランダムに分布している時期のもの (グループ I) と最終破壊直前の群発活動に属するもの (グループ II) にわけてその発震機構を議論した。震源がランダムに分布する時期はほとんど全点で引きになる解が約 2/3 ある。これらは圧密による孔隙の急激な閉鎖によって AE が励起されたものと解釈される。また群発活動に属する AE は約 90% が 4 象限型を示し、発震機構解には正断層型のものが多く、P 軸はサンプルの最大圧縮軸方向に多く分布する。発震機構解の研究についてはまだデータが少なく、今後の研究課題の一つである。

AE の波形には地震の場合と同様に破壊過程に関する情報が多く含まれているはずである。しかし、AE の周波数が数百 kHz から数 MHz 程度と非常に高く、現在 AE のピックアップとして広く使われている圧電素子をセンサーに用いる測定系ではセンサーの周波数特性が正確に決められないということもあって、AE の波形解析は現在のところあまりおこなわれていない。BOLER *et al.* (1984) は試料表面の変位振幅の絶対値を広い周波数帯で正確に記録できる非接触型容量センサーを開発した。彼女らは微小破壊に伴って弾性波の形で放射されるエネルギーを見積っている [BOLER and SPETZLER (1986), BOLER (1990)]. Boler らのセンサーは形も大きく据置型なので測定に際しては種々の制約もあるが、自然地震の解析に用いられている多くの手法を応用して AE 波形解析を行うことができれば微小破壊の物理的本質をもっと詳しく明らかにできるはずである。AE 信号の周波数成分に関しては、OHNAKA and MOGI (1982) がバンドパスフィルターを使ってそれぞれの周波数帯で AE 発生数をカウントし、破壊が近づくにつれて低周波成分が卓越してくることを報告している例がある。

§ 3. 破壊のスケールリング則 (その 1) 時間に関するスケールリング

先に述べたように、実験室内の岩石実験を通して自然地震の発生過程を理解するためには、破壊過程の時間・空間に関するスケールリング則をあきらかにしなければ

Fig. 4. Strain-rate dependence of fracture strength of dry and wet granites [MASUDA *et al.* (1988)]. The straight lines are computed by the least square method. Confining pressure is (a) 0.1 MPa and (b) 50 MPa.

Fig. 5. Schematic diagram showing the relation between strength and strain rate at various confining pressure [MASUDA *et al.* (1987)].

らない。岩石破壊過程の時間 (歪速度) に関するスケールリング則については、SANO *et al.* (1981) が大気圧下で、MASUDA *et al.* (1987, 1988) が封圧や水の効果も含めて

組織的研究を行った。岩石破壊にともなう強度、ダイラタンシー、地震波速度変化、AE 発生率などは岩石変形の歪速度をかえると系統的に変化する。たとえば岩石の破壊強度、 σ_F は Fig. 4 に示すように歪速度、 $\dot{\epsilon}$ と

$$\sigma_F = C \log \dot{\epsilon} + \sigma_0 \quad (1)$$

という関係がある。ここで C 、 σ_0 は定数である。係数 C は破壊強度の歪速度依存性を表わす。MASUDA *et al.* (1987, 1988) は Fig. 5 に模式的に示すように破壊強度の歪速度依存性は封圧の増加とともに大きくなることを示した。彼らが花こう岩を使って実験的に求めた (1) 式の定数 C と σ_0 を、乾燥した試料の場合 (C_D , σ_{0D}), 水を含んだ試料の場合 (C_W , σ_{0W}) について Table 1 に示す。水を含んだ岩石試料の破壊強度は乾燥した岩石試料の強度

より小さくなるが、乾燥した岩石の場合と同じような式 (1) で表わされる歪速度依存性と歪速度依存性の封圧による増加傾向がある。

圧縮応力下で発生するダイラタンシーは、Fig. 6(a) に

Table 1. Pressure effect on the strain-rate dependence of strength [MASUDA *et al.* (1988)].

P_c (MPa)	Wet		Dry	
	C_W	σ_{0W}	C_D	σ_{0D}
0.1	16.6	334	13.0	340
50	22.1	838	16.3	850
100	22.4	1,091	20.0	1,121
200	27.2	1,449	30.7	1,494

Fig. 6. Variation of dilatant strain (a) with stress and (b) with stress normalized by strength at various strain rate at a constant confining pressure of 0.1 MPa [MASUDA *et al.* (1987)].

Fig. 7. Variation of P-wave velocities with applied stress normalized by strength at confining pressure of 0.1 MPa [MASUDA *et al.* (1987)].

示すように歪速度によってその変化曲線が変わってくるが、Fig. 6(a)の横軸を破壊強度で規格化した応力としてプロットしなおすと、その変化曲線の形は一致する (Fig. 6(b)). P波速度変化についても同様に破壊強度で規格化した応力に対する変化曲線は一致する (Fig. 7). ダイラタンシーとP波速度変化に関しては歪速度依存性が破壊強度の歪速度依存性にくみこまれている。これらのことは岩石の変形・破壊の際にみられる種類の性質の歪速度依存性が、共通した概念で説明できることを示唆している。

これら時間に関するスケージング則は、クラック先端部での応力腐食過程 [MICHALSKE and FREIMAN (1982)] による Subcritical クラックのゆっくりした成長の概念で説明されている [MIZUTANI *et al.* (1982)]. Subcritical クラックの成長率 V は

$$V = AP_{H_2O}^n \exp\left(-\frac{U - fV_I^* \sigma}{RT}\right) \quad (2)$$

で表される [WIEDERHORN (1974)]. ここで A と n は定数、 P_{H_2O} は H_2O の水蒸気圧、 R はガス定数、 T は絶対温度、 U は応力腐食過程の活性化エネルギー、 V_I^* は活性化体積、 σ は加えられた応力、そして f はクラック先端部での応力値の σ に対する比である。たとえば、岩石の破壊強度は、クラックの長さがある臨界値に達したとき、となりあうクラック同士が次々につながってマクロ

Fig. 8. Variation of times to failure, t_f , and time intervals of AE active phase, Δt , with strain-rate [MIZUTANI *et al.* (1985)].

な破壊面を形成するときの応力値 σ (σ_F とする) であると考え、(2) 式を時間で積分し

$$\sigma_F = \frac{2.30 RT}{fV_I^*} (\log \dot{\epsilon} + B_0) \quad (3)$$

(B_0 は定数、 $\dot{\epsilon}$ 歪速度) がえられ、実験的に得られた式 (1) を説明できる。

岩石に一定歪速度で応力を加えていくと、ある時期から発生する AE が急増した後、破壊にいたる。この AE

Fig. 9. Microscopic view of fracture process and slip process, showing the interrelationship between the fracture experiment and friction experiment [MIZUTANI (1987)].

が急増し始める時期は歪速度が小さくなるほど最終破壊直前に近くなる [SANO *et al.* (1981), MASUDA *et al.* (1987)]. 地震サイクルにおける地殻応力変化を非常に単純化して考え MIZUTANI *et al.* (1985) は自然界の時間スケールまでこの結果を外挿して, Fig. 8 に示すように, 破壊までの時間間隔が約 100 年のとき AE が活発になる時間は約 20 日間という結果をえた. 主破壊より約 20 日前から前震活動がみられるということである. これは主破壊の間隔約 100 年と比べると非常に短い. すなわち前震として観測される前兆現象の期間は非常に短いということになる.

地震をシミュレートする方法として岩石の破壊実験のほかに, 既存の断層面にズリ応力をあたえてすべりをおこさせるすべり実験がおこなわれている. 自然地震の多くが既存の断層にそってのすべりであることから, 地震断層運動理解のためにすべり実験は有効な手段である. 岩石の摩擦力はすべり面の凹凸部の脆性破壊による抵抗力によるものと考えられる. すべり面を微視的にみれば Fig. 9(a) 右端のようになっているであろう. これは 2 つの面の凹凸部の破壊実験を行っているのに等しい. 従って, すべり実験は微視的にみた凹凸部の 3 軸圧縮実験と同等である. また, 3 軸圧縮実験においても最終破壊直前では伸張クラック同士をつなぐようなせん断破壊が生じており, 微視的にみれば Fig. 9(b) 右端に細い線で示

すようにクラック先端部をつなぐ部分にすべり実験を小さくしたようなすべりが生じている. 従って, 岩石破壊実験とすべり実験はミクロな物理過程をみると互いに相補的な役割をもっていて, 2 種類の実験の総合的理解が必要である [水谷 (1987)]. 岩石の摩擦特性やすべり実験に関しては最近の栗原 (1989) のすぐれた総合報告があり参考文献も最新のものが集められているので, 本論ではすべり過程のスケージングに関するもののみを取りあげる.

すべり過程の時間に関するスケージング則として, DIETERICH (1978) は実験結果に基づき, 静摩擦力は固着時間の対数に比例して増大し, 動摩擦力はすべり速度の増加とともに減少するという次の式をえた.

$$\mu_s = \mu_0 + A \log(Bt + 1) \quad (4)$$

$$\mu_d = \mu_0 + A \log(Bd_c/V + 1) \quad (5)$$

ここで μ_s, μ_d はそれぞれ静摩擦係数と動摩擦係数, V はすべり速度, d_c は臨界変位量, μ_0, A, B は定数である. RUINA (1983) はすべり面の状態も変数, θ , として導入した次の式をあたえた.

$$\mu = \mu_0 + \theta + A \ln(V/V_c) \quad (6)$$

$$\dot{\theta} = (-V/d_c)[\theta + B \ln(V/V_c)] \quad (7)$$

V はすべり速度, μ_0, A, B, V_c は定数である. 花こう岩においては $A < B$ となる. 定常状態 ($\dot{\theta} = 0$) ではすべり速度が大きいほど摩擦力は小さくなる. このようにすべり過

Fig. 10. Real contact area versus loading time for quartz and olivine measured in micro-indentation experiments. Each data point is an average for about 25 individual measurements [SCHOLZ and ENGELDER (1976)].

程にも時間的変化に依存する性質がある。これらすべり過程の時間スケーリングもすべり面の凹凸部の破壊を考慮して解釈することができる。すなわち接触面のそれぞれが凹凸をもち、それらが真に接触している部分、アスペリティー、の面積を Ar とする。これらの面積で面にかかっている垂直荷重 N をちょうど支えている、すなわち垂直荷重を支えるため接触点がつぶれて最終的に面積 Ar でつりあっている、とすると

$$N = pAr \quad (8)$$

という関係で表わされる。ここで p は面を作る物質の強度の尺度である penetration hardness である。接触部分には非常に大きな圧縮応力がかかり固着がおこる。すべりをおこすためにはつながった部分にずり破壊をおこさなければならないので、摩擦力 F は接触点のずり強度 s の和となる。すなわち

$$F = sAr \quad (9)$$

摩擦係数は F と N の比で

$$\mu \equiv F/N = s/p \quad (10)$$

で表わされる。SCHOLZ and ENGELDER (1976) の実験データによれば、Fig. 10 に示すように

$$Ar = Ar_0 + B \log(t) \quad (11)$$

という関係がある。ここで、 t は接触時間、 Ar_0 と B は定数である。(11) 式を (8) 式に代入し、 N を定数と考え p を消去すれば (10) 式より

$$\mu = \frac{sAr_0}{N} + \frac{sB}{N} \log t \quad (12)$$

がえられ、摩擦係数の時間依存性の経験式を説明するこ

Fig. 11. The relationship between specimen size and strength [SCHOLZ (1990)]. The data are for quartz diolite from PRATT *et al.* (1972).

とができる [SCHOLZ (1990)]. このようにすべり過程の時間スケーリングは破壊の時間スケーリングと密接に関係している。

岩石の摩擦現象には、急激なすべりが不連続におこる固着-すべり (スティック・スリップ) という現象がある。浅発地震は断層面での固着-すべり現象であると考えることもできる。この固着-すべりにおける急激なすべりという不安定性は、摩擦力がすべり速度の増加にともなって減少するということによって生じているものと考えられる。実際、SHIMAMOTO (1986) はハライト (halite) を使ったすべり実験で、固着-すべりは摩擦係数がすべり速度の増加に対して減少する条件でのみおきていることを示している。

§ 4. 破壊のスケーリング則 (その 2) 空間に関するスケーリング

空間 (サイズ) に関するスケーリング則については、まだよく知られているとはいえない。実験的な面からいえば、時間に関するスケーリングを調べるために歪速度については 4 ケタ程度の範囲で実験できるのに対して、サイズについては、せいぜい 2 ケタ程度の範囲でしか実験できない。従って、破壊過程の空間 (サイズ) 依存性に関するデータを得にくいという事情がある。

破壊強度のサイズ依存性に関しては、大きな寸法の岩石の破壊強度は小さな寸法の岩石の破壊強度より小さくなる [BRACE (1981), PRATT *et al.* (1972)]. 経験的には圧縮強度 σ_c は特長的なサイズ d に伴って

$$\sigma_c = md^{-\epsilon} \quad (13)$$

で表わされる式で減少することが知られている。ここで

ζ は 1 より小さい定数, m は規格化ファクターである. Fig. 11 は $0.05 \text{ m} < d < 1.0 \text{ m}$ の範囲で $\zeta = 1/2$ として (13) 式をフィットさせた例である [SCHOLZ (1990) より]. この関係はクラックなどの試料内欠陥サイズのサンプルサイズ依存性によるものと解釈される. クラックの発生成長や岩石の強度は最も大きな先在クラックによってコントロールされていて, クラック先端近傍の応力と変位を表わす係数である応力拡大係数, K , を使って脆性破壊発生の条件が $K \geq K_c$ で与えられると考える. もし岩石の強度が破壊靱性 K_c で与えられ, 最長クラックの平均の長さが d に比例して長くなるとすると, 一般的に応力拡大係数, K , が

$$K = \sigma(\pi C)^{1/2} \quad (14)$$

(σ : 応力, C クラックを代表する寸法)

という形で表わされることを考えれば, 強度のサイズ依存性を表わす経験式 (13) が説明できる [SCHOLZ (1990)].

すべり現象の寸法効果を解明するため DIETERICH (1981) は長さ 2 m の断層面をもった大型試料を用いて摩擦実験をおこなった. 彼は, 断層全体がすべらない場合でも不安定すべりが発生することを示した.

栗原・他 (1987) らのグループは長さ 40 cm の既存断層をもつ岩石を用いてすべり実験をおこない, その結果は彼らの一連の論文に詳しくまとめられている [栗原 (1989), OHNAKA *et al.* (1987) など]. 彼らは, 異なる粗さの人工断層面形状のパワースペクトルには異なるコーナー波長 λ_c が存在し, コーナー波長よりも短波長域ではパワースペクトルは波長のべき乗に比例することを示した. 不安定すべりの伝播過程を記述するのに用いられる slip-weakening モデルによると, 破壊先端域での応力がある値に達すると破壊が始まりすべり量の増加とともに断層面上の応力が解放される. このときすべり量が臨界値 d_c をこえて以後応力は一定となる. 固着-すべりの際に, この臨界変位量 d_c は λ_c と比例関係にある. さらに不安定すべりは断層のすべり量 $2D$ が λ_c よりも大きくなる条件で発生する (Fig. 12). 室内実験の結果を外挿するとマグニチュード 6 程度の地震をひきおこす断層の場合, コーナー波長 λ_c は約 1 m となる.

OHNAKA *et al.* (1987) は破壊域先端でのいくつかの破壊力学パラメータのあいだの関係を調べた. 彼らは, 破壊の物理量で, 寸法に依存する量と依存しない量をみきわめた. 彼らによると破損領域の大きさ, 臨界変位量, 最大すべり加速度は寸法に依存する量であり, 応力降下量, 破壊伝播速度, すべり速度は寸法に依存しない量である. このように破壊やすべり現象において寸法に依存する物理量と依存しない物理量を確かめ, 寸法に依存す

Fig. 12. Idealized spectral curves of the surface profile. Each curve has spectral corner λ_c . Stick-slip instability occurs when $2D$ (twice the relative displacement) $> \lambda_c$ [KUWAHARA *et al.* (1987)].

るものはそのスケーリング法則を明らかにしていくという方法が, 今後破壊の空間スケーリングを明らかにしていくうえで有効であろう.

破壊に関するサイズ効果に関しては, 岩石の構造の不均質性やその波長の違いを, すべりに関しては現象論ではなく摩擦の微視的なプロセスに迫った法則性を明らかにしていく必要がある.

§ 5. 今後の課題

室内実験における破壊やすべり現象を地震に対応させて考えるためには, 時間的・空間的スケールに関するスケーリング則を確立することが一番重要である. また, 実際に地震がおこる自然界の状態での, 温度の効果, 水の存在などの環境の効果についてはほとんどわかっていない. たとえば摩擦の速度依存性に関する温度の影響のように相矛盾するような実験結果が得られている場合もある [栗原 (1989)]. 実際に地震のおこる地殻内部あるいは上部マントル部では, 地下深くにいくに従って大きな圧力, 封圧がかかっている. 岩石は高封圧下では低封圧下とは異なった破壊様式を示すことも報告されている [例えば SHIMADA and CHO (1990)]. 今後, 地震の場での環境がスケーリング則に与える影響も明らかにしていかなければならない重要課題である.

謝 辞

本論文をまとめるにあたり, 深尾良夫氏, 佐野 修氏, 飯尾能久氏, 西澤 修氏, 楠瀬勤一郎氏, 栗原保人氏, 長秋雄氏には貴重なコメントをいただいた. 記して感謝の意を表します.

文 献

- BRACE, W. F., 1981, The effect of size on mechanical properties of rock, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 651-652.
- BRACE, W. F. and J. D. BYERLEE, 1966, Stick-slip as a mechanism for earthquakes, *Science*, **153**, 990-992.
- BOLER, F. M., 1990, Measurements of radiated elastic wave energy from dynamic tensile cracks, *J. Geophys. Res.*, **95**, 2593-2607.
- BOLER, F. M. and H. SPETZLER, 1986, Radiated seismic energy and strain energy release in laboratory dynamic tensile fracture, *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 759-772.
- BOLER, F. M., H. A. SPETZLER and I. C. GETTING, 1984, Capacitance transducer with a point-like probe for receiving acoustic emissions, *Rev. Sci. Instrum.*, **55**, 1293-1297.
- DIETERICH, J. H., 1978, Time-dependent friction and the mechanics of stick slip, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 790-806.
- DIETERICH, J. H., 1981, Potential for geophysical experiments in large scale tests, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 653-656.
- 平田隆幸・柳谷 俊・寺田 孚, 1985, 大島花こう岩におけるクリープ時の AE 発生時系列について, *地震 2*, **38**, 159-172.
- HIRATA, T., 1987, Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment, *J. Geophys. Res.*, **92**, 6215-622.
- HIRATA, T., T. SATOH and K. ITO, 1987, Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **90**, 369-374.
- KAGAN, Y. Y. and L. KNOPOFF, 1980, Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **62**, 303-320.
- KUSUNOSE, K. and O. NISHIZAWA, 1986, AE gap prior to local fracture of rock under uniaxial compression, *J. Phys. Earth*, **34**, S45-S56.
- 楠瀬勤一郎・西澤 修・伊藤久男・石戸経士・長谷川 功, 1981, 岩石の一軸圧縮試験における AE 発震機構, *地震 2*, **34**, 241-250.
- 楠瀬勤一郎・西澤 修・小内 薫, 1982, 一軸圧縮下の岩石中に観測された AE 空白域, *地震 2*, **39**, 289-300.
- 栗原保人, 1989, 岩石の摩擦特性と地震断層運動論, *地震 2*, **42**, 105-116.
- 栗原保人, 大中康馨, 山本清彦, 平沢明朗, 1987, 断層面の形状と断層運動, *数理地震学 (II)*, 斉藤正徳編, 36-48.
- LOCKNER, D. and J. D. BYERLEE, 1977, Hydrofracture in Weber sandstone at high confining pressure and differential stress, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2018-2026.
- MAIN, I. G., P. G. MEREDITH and C. JONES, 1989, A reinterpretation of the precursory seismic *b*-value anomaly from fracture mechanics, *Geophys. J.*, **96**, 131-138.
- MASUDA, K., H. MIZUTANI and I. YAMADA, 1987, Experimental study of strain-rate dependence and pressure dependence of failure properties of granite, *J. Phys. Earth*, **35**, 37-66.
- MASUDA, K., H. MIZUTANI, I. YAMADA and Y. IMANISHI, 1988, Effects of water on time-dependent behavior of granite, *J. Phys. Earth*, **36**, 291-313.
- MICHALSKE, T. A. and S. W. FREIMAN, 1982, A molecular interpretation of stress corrosion in silica, *Nature*, **295**, 511-512.
- 水谷 仁, 1987, 岩石破壊実験の基本問題, *地震予知研究シンポジウム*, 229-236.
- MIZUTANI, H., I. YAMADA and K. MASUDA, 1985, Time-dependent properties of rocks and its implications on earthquake prediction, *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 595-605.
- MIZUTANI, H., H. SPETZLER and H. MURAKAMI, 1982, Brittle behavior of rocks at high pressure, in *High-Pressure Research in Geophysics*, ed. Akimoto and Manghnani, 207-215, Center for Academic Publications Japan, Tokyo.
- Mogi, K., 1962a, Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 125-173.
- Mogi, K., 1962b, Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **40**, 831-853.
- Mogi, K., 1967, Earthquakes and fractures, *Tectonophysics*, **5**, 35-55.
- Mogi, K., 1968, Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 615-658.
- Mogi, K., 1973, Rock fracture, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 63-84.
- 茂木清夫, 1978, 岩石力学と地震, *岩波講座 地球科学 8*, (金森博雄編), 211-262.
- Mogi, K., 1979, Two kinds of seismic gaps, *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1172-1186.
- 西澤 修・楠瀬勤一郎・小内 薫, 1981, 一軸圧縮応力下で発生するアコースティック・エミッション震源の時間-空間分布, *地質調査所月報*, **32**, 473-486.
- NISHIZAWA, O., K. ONAI and K. KUSUNOSE, 1985, Hypocenter distribution and focal mechanism of AE events during two stage creep in Yugawara andesite, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 36-52.
- 大中康馨, 1987, 地震の発生機構, *地震の事典 (宇津徳治総編集)*, 朝倉書店, 194-216.
- OHNAKA, M. and K. MOGI, 1982, Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure, *J. Geophys. Res.*, **87**, 3873-3884.
- OHNAKA, M., Y. KUWAHARA and K. YAMAMOTO, 1987, Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, **144**, 109-125.

- PATERSON, M. S., 1978, Experimental rock deformation—The brittle field, Springer-Verlag, Berlin, 254 pp.
- PRATT, H. R., A. D. BLACK, W. S. BROWN and W. F. BRACE, 1972, The effect of specimen size on the mechanical properties of unjointed diorite, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, **9**, 513–529.
- RUINA, A., 1983, Slip instability and state variable friction law, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359–10370.
- SANO, O., I. ITO and M. TERADA, 1981, Influence of strain rate on dilatancy and strength of Ohshima granite under uniaxial compression, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9299–9311.
- 佐藤隆司・出原 理・西澤 修・楠瀬勤一郎, 1986, 三軸応力下で発生する AE の震源分布と発震機構—安山岩中で発生する AE の発震機構—, *地震*, **39**, 351–360.
- 佐藤隆司・楠瀬勤一郎・西澤 修, 1987, ミニコンピュータを用いた AE 波形計測処理システム—高速デジタル記録と自動震源決定—, *地質調査所月報*, **38**, 295–303.
- SCHOLZ, C. H., 1968a, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399–415.
- SCHOLZ, C. H., 1968b, Experimental study of the fracturing process in brittle rock, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1447–1454.
- SCHOLZ, C. H., 1990, The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge Univ. Press., 439 pp.
- SCHOLZ, C. H. and J. T. ENGELDER, 1976, The role of asperity indentation and ploughing in rock friction I. Asperity creep and stick-slip, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **13**, 149–154.
- SHIMADA, M. and A. CHO, 1990, Two type of brittle fracture of silicate rocks under confining pressure and their implications in the earth's crust, *Tectonophysics*, **175**, 221–235.
- SHIMAMOTO, T., 1986, Transition between frictional slip and ductile flow for halite shear zones at room temperature, *Science*, **231**, 711–714.
- SONDERGELD, C. H. and L. H. ESTEY, 1982, Source mechanisms and microfracturing during uniaxial cycling of rock, *Pure Appl. Geophys.*, **120**, 151–166.
- SPETZLER, H., N. SOGA, H. MIZUTANI and R. J. MARTIN, III, 1977, Strain fields associated with fracture under high pressure, viewed with holographic interferometry, in *High Pressure Research: Applications in Geophysics*, ed. Manghnani and Akimoto, 625–635, Academic Press, New York.
- WIEDERHORN, S. M., 1974, Subcritical crack growth in ceramics, in *Fracture Mechanics of Ceramics*, Vol. 2, Microstructure, Materials, and Applications, ed. R. C. Bradt, D. P. H. Hasselman, and F. F. Lange, pp. 613–646, Plenum Press, New York.
- YANAGIDANI, T., S. EHARA, O. NISHIZAWA, K. KUSUNOSE and M. TERADA, 1985, Localization of dilatancy in Ohshima granite under constant uniaxial stress, *J. Geophys. Res.*, **90**, 6840–6858.