

岩石の変形・破壊過程における水の役割 —実験的研究—

増田幸治* 佐藤隆司* 西澤 修**

Koji MASUDA, Takashi SATOH and Osamu NISHIZAWA (1997) Effects of Water on Deformation and Fracture Process of Rocks: Experimental Study. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 48(8), p. 475-485, 12 figs.

Abstract: We review the experimental studies on the effects of water on deformation and fracture of rocks. Failure strength of granite and andesite has been measured under various conditions of strain-rate and confining pressure both in dry and wet states. The failure strength decreases linearly as the logarithm of the strain rate decreases. The strain-rate effect on the failure strength of wet samples is more apparent than on the failure strength of dry samples. The triggering of seismicity by fluid flow or water pressure change underground is controlled by the pre-existing *in situ* differential stress in the crust. During water infiltration into a dry granite in the dilatant state, in which a rock is subjected to differential stress near the failure strength, migration of a water front and a clear relationship between acoustic emission (AE) activity and water flow into microcracks were revealed by means of AE hypocenter location and P-wave velocity tomography. We will investigate the effects of the inhomogeneity of the rock structure on the induced seismicity by the infiltrated water. We need further study on the effects of fluids, such as chemical effects on rock physical properties at high temperature.

要 旨

地質調査所において行ってきた、地震発生過程における水の役割の本質的物理メカニズムを室内実験によって明らかにしようとする研究の現状と今後の課題についてまとめた。乾燥した (dry) 状態と水が存在する (wet) 状態で花崗岩と安山岩の破壊強度を種々の歪速度や封圧条件下で測定した。すべての場合で破壊強度は歪速度の対数に比例して小さくなることが分かった。水が存在する環境では、乾燥した状態の岩石に比べて岩石の強度が小さくなるほか、強度の歪速度依存性が強くなることが分かった。地下での流体の流れや水圧の変化によって微小破壊が誘発されるかどうかは地殻の応力状態と関係がある。破壊強度に近い値の差応力をうけた状態の岩石試料に水を注入する実験では、岩石内に微小破壊が多数誘発されるのを観測した。P波速度トモグラフィで浸透流をモニターし、微小破壊の震源分布と比較することによって、浸透流はクラックが多く分布している部分に選択的に浸透し、そこで破壊を引き起こしているのが分かった。今後は岩石の構造の不均質性が浸透流による誘発地震活動に与える効果を明らかにする。さらに、高温下で、水による物質移動や化学反応が変形・破壊過程に与える役割について調べることが必要である。

*地震地質部 (Earthquake Research Department, GSJ)

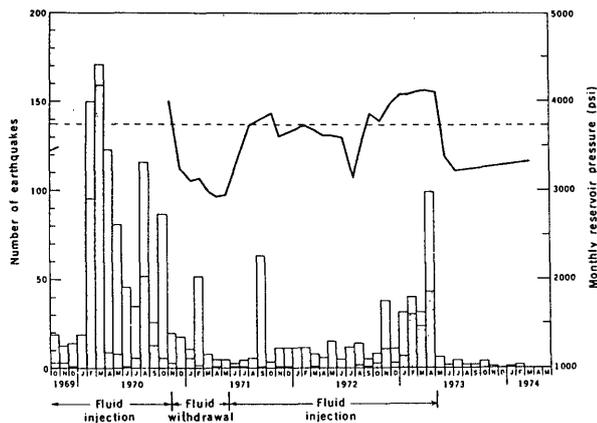
**地殻物理部 (Geophysics Department, GSJ)

1. はじめに

水などの地殻内流体の存在や流動は、地震発生過程のさまざまな段階に大きな影響を及ぼす。地殻中の流体(例えば水)が地殻の強度を急激に変化させ、それが地震の発生につながるということは十分考えられる(金森, 1996)。地下での水の流れや水圧の変化が、地震活動を誘発したり、大地震のトリガーになっていることなども観測から示唆されている(Ohtake, 1974; Healy, *et al.*, 1968; Raleigh *et al.*, 1976; Eberhart-Phillips and Michael, 1993; Johnson and McEvilly, 1995; Gupta *et al.*, 1996; Zhao *et al.*, 1996など)。

地震発生過程における流体の役割を調べるため、地質調査所では岩石変形や破壊過程における水の役割の本質的な物理メカニズムを、室内実験によって明らかにしようとする研究を行ってきた(Masuda *et al.*, 1990, 1993; 西澤・増田, 1991など)。断層運動に対する流体の関与についてはHickman *et al.* (1994, 1995) に詳しく述べられている。本総説では、地殻内流体と地震活動の関係を示す直接的証拠として観測から明らかにされている事実を簡単に紹介し、主に地質調査所において行った、岩石変形・破壊過程における水の役割に関する室内実験研究

Keywords: water effect, rock deformation, rock fracture, rock mechanics, earthquake, P-wave velocity, P-wave tomography, induced seismicity, acoustic emission, stress corrosion



第1図 Rangelyにおける注水圧と地震活動の記録。破線は応力状態と岩石の強度から推定した地震誘発のための水圧のしきい値。(Raleigh *et al.*, 1976. American Association for the Advancement of Scienceの許可を得て転載)

Fig. 1 Record of water pressure and seismicity during the experiment at Rangely. The dashed line indicates the critical water pressure for triggering seismicity, estimated from the state of stress and frictional strength. (Reprinted with permission from Raleigh, C. B., Healy, J. H., and Bredehoeft, J. D., An Experiment in Earthquake Control at Rangely, Colorado, *Science*, **191**, 1230-1237, 1976. Copyright 1976 American Association for the Advancement of Science.)

の成果と今後の課題について述べる。

2. 観測例

地震活動に対する流体圧の効果を示す直接的な証拠として、ボアホールに直接水を注入して誘発された地震活動があげられる。第1図はコロラド州レンジリィ (Rangely) で行われたボアホールへの注水実験の結果である。地震の数は、注入する水の圧力が第1図に点線で示された値(しきい値)をこえると増加する。注水圧がしきい値より小さくなると減少し、注水圧が再びしきい値を越えると増加する。同様の事実は日本でも認められている(Ohtake, 1974)。応力状態、流体圧、岩石の強度などのパラメータに関する情報が十分得られている例は非常に少ないが、観測で得られた地震発生と注水圧の関係は、クーロンの破壊条件と有効応力の法則が地殻上部で成り立っているとして説明できる(例えば嶋本, 1997)。

地球の内部や地殻の3次元構造を決める地震波速度トモグラフィからも、地殻内での水の存在と地震活動の関係が示唆されている(Eberhart-Phillips and Michael, 1993; Johnson and McEvilly, 1995; Gupta *et al.*, 1996など)。最近の観測例では、地震波速度トモグラフィの結果から、1995年兵庫県南部地震の本震破壊開始点の近傍である深さ18km付近では、地震波速度が遅

くポアソン比が大きいことが明らかとなった。圧力の高い水で満たされた破壊面を含む領域がこうした物性値を示す原因と考えられ、地震発生に関係するものと解釈されている(Zhao *et al.*, 1996)。

3. なぜ岩石変形・破壊実験か

地震発生につながる地殻内プロセスとしては、地殻内の歪の蓄積と地殻構成物質の物性、とくに強度の時間変化を考える必要がある(金森, 1996)。歪や強度の局所的变化は地震の発生に重要な影響をもつ。地殻の歪変化は観測できるが歪の絶対値は分からない。また、歪や強度の局所的变化や深部での変化を観測することも困難である。地殻の強度は、地殻内の流体によって大きく影響を受けるし、流体の移動や化学作用によって時間的な変化も起こりうる。地震発生につながるプロセスに重要な役割をなすすべてのパラメータを、観測によって正確に得ることは極めて困難である。

室内での岩石変形・破壊実験では、岩石内部のクラック分布等の不均質性、岩石の応力状態、流体の圧力・成分などといった諸条件を設定できる。また、岩石内部を移動する流体、発生する微小破壊の分布などの時間変化を精密にモニターできる。岩石の変形(歪)の絶対値と時間変化の精密測定も可能である。さらに実験後の試料を分析することにより、水と岩石の化学反応の結果を詳しく調べることができる。岩石の物性におよぼす流体の影響を系統的に調べることが可能である。このような利点があるので、室内実験は岩石の変形・破壊過程における流体の役割の本質的な物理的および化学的メカニズムを調べるのに適した研究方法である(増田, 1991)。

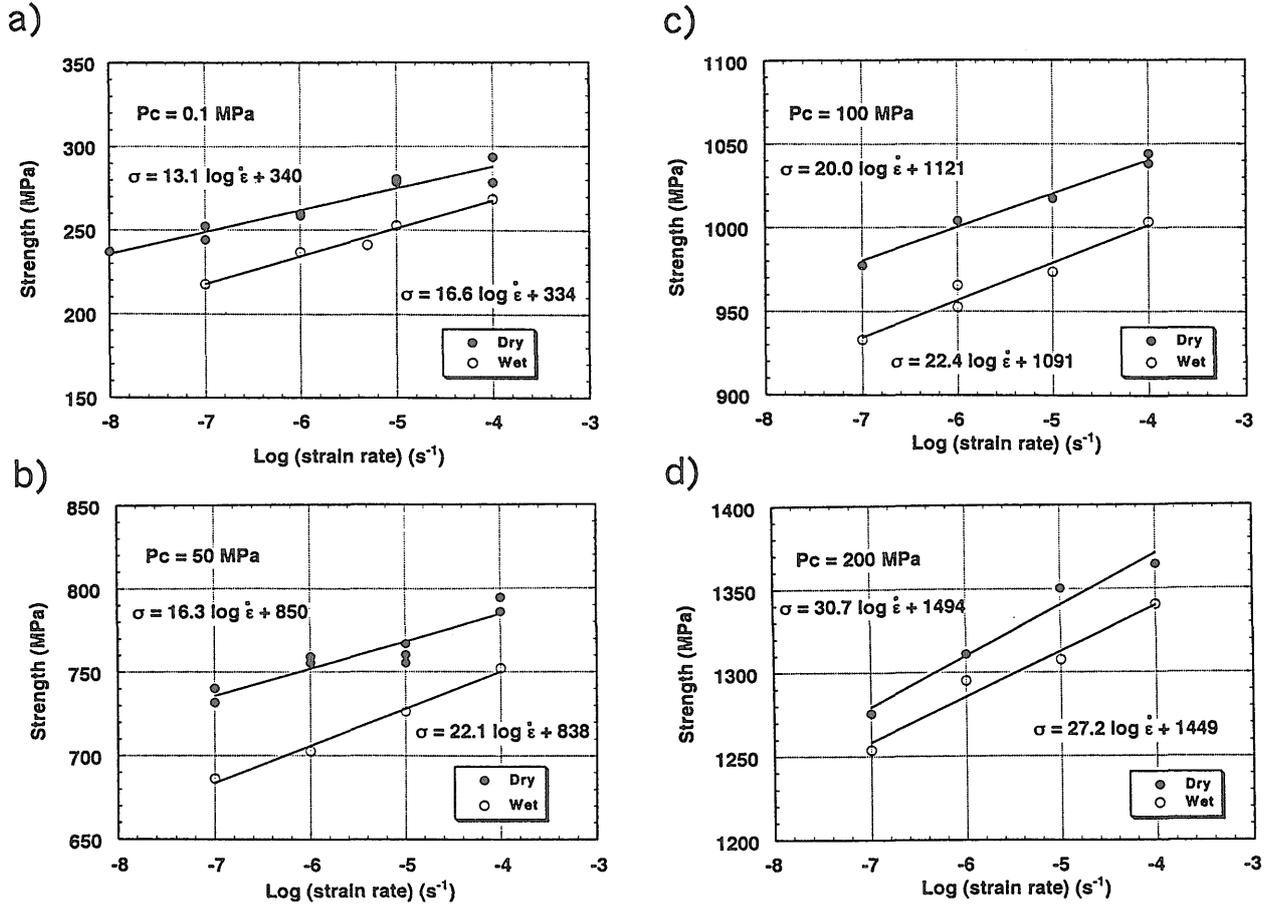
4. 実験研究結果

4.1 岩石の変形・破壊に対する水の影響

岩石の内部には多数のクラックや空隙が含まれていて、水をはじめとする流体が移動する通路であったり、流体が存在する空間となっている。岩石の変形や破壊強度に対する空隙中の水の影響には次の二つがある。物理的な効果と化学的な効果である。物理的な効果は、クラック内や空隙に存在する水により間隙水圧が上昇し、結果として岩石に加わっている封圧や応力を減少させたのと同じ効果をもたらすというものである(有効応力、有効圧の概念, Scholz, 1990; 嶋本, 1997など)。化学的な効果は、水が存在することによって応力腐食作用に代表される化学反応がおり、結果として岩石の強度が時間に依存するというものである(例えばScholz, 1990)。

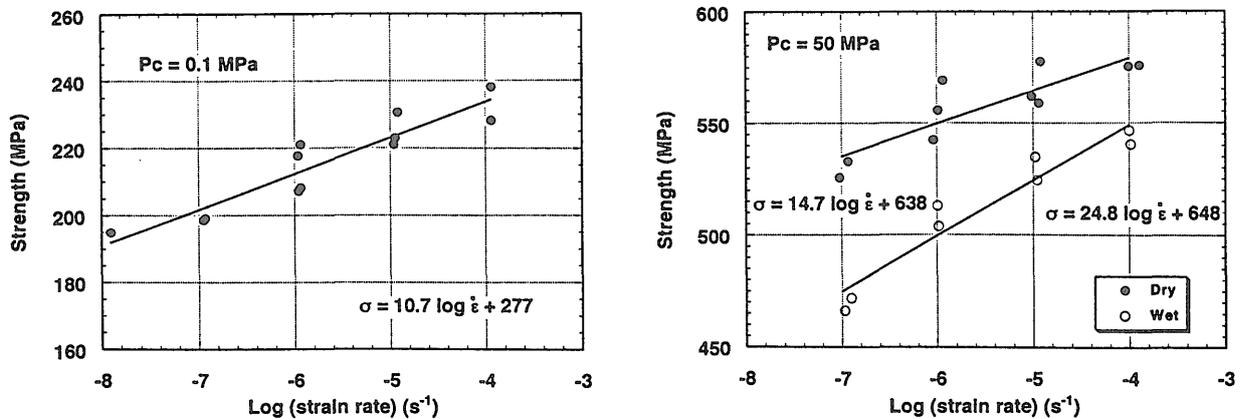
4.2 岩石内部の水と岩石の破壊強度

破壊強度をはじめとする岩石の物性値は岩石内部に存



第2図 花崗岩試料の破壊強度と歪速度の関係。黒印は乾燥した試料，白印は水で飽和した試料の結果。直線は最小自乗法で計算した。(a) 封圧0.1 MPa, (b) 50 MPa, (c) 100 MPa, (d) 200 MPa。

Fig. 2 Fracture strength of granite as a function of strain-rate. Closed symbols indicate data from dry samples. Open symbols indicate data from wet samples. The straight line is computed by the least squares method. (a) Confining pressure 0.1 MPa, (b) 50 MPa, (c) 100 MPa, and (d) 200 MPa.



第3図 安山岩試料の破壊強度と歪速度の関係。黒印は乾燥した試料，白印は水で飽和した試料の結果。直線は最小自乗法で計算した。(a) 封圧0.1 MPa, (b) 50 MPa。

Fig. 3 Fracture strength of andesite as a function of strain-rate. Closed symbols indicate data from dry samples. Open symbols indicate data from wet samples. The straight line is computed by the least squares method. (a) Confining pressure 0.1 MPa and (b) 50 MPa.

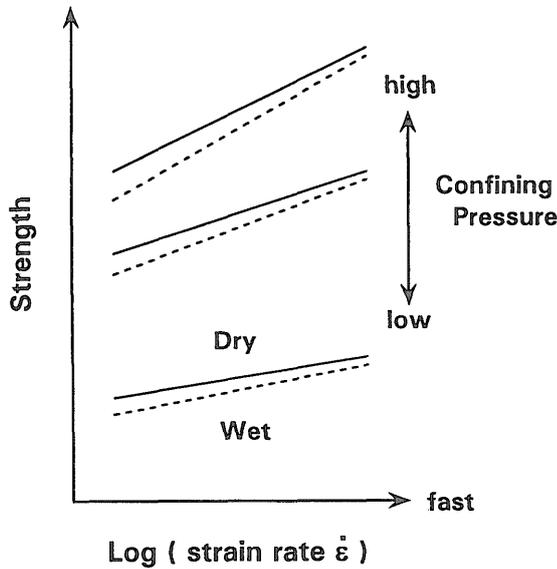
在する流体によって大きな影響をうける (Scholz, 1990; Guéguen and Palciauskas, 1994など). Masuda (1996) は花崗岩と安山岩の破壊強度に対する水, 歪速度, 封圧の効果を系統的に調べた.

用いたデータは歪速度一定の圧縮実験の結果である (Masuda *et al.*, 1987, 1988; 出原, 1989). 封圧0.1-200 MPa, 歪速度 10^{-4} - 10^{-8} s $^{-1}$ の範囲で, 乾燥した (dry) 試料と水で飽和した (wet) 試料を使って破壊強度をはじめとする岩石の変形や破壊に関する物性値を測定した. 本論文では破壊強度について紹介する.

第2図は花崗岩, 第3図は安山岩についての実験結果をまとめたものである. 岩石の破壊強度 (σ_F) は歪速度 ($\dot{\epsilon}$) と

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

という関係があることが分かった. a と C は水の存在, 封圧など歪速度以外の条件によって決まる定数である. 水が存在する環境では, 乾燥した状態の岩石に比べて岩石



第4図 岩石の強度に対する水, 歪速度, 封圧の影響. 強度は歪速度の対数に比例して小さくなる. 強度の歪速度依存性は封圧が高くなるほど大きい. Wet sampleの強度はDry sampleの強度より小さい. Wet sampleの方が強度の歪速度依存性が大きい. 花崗岩, 安山岩で同様の結果が得られている. Fig. 4 Effects of water, strain-rate, and confining pressure on rock strength. Failure strength decreases linearly as the logarithm of the strain-rate decreases. The strain-rate dependence of strength is enhanced at high confining pressures. The strengths of wet samples are smaller than those of dry samples. The strain-rate effect is more apparent on the strength of wet samples than on dry samples. We got similar results from experiments on granite and andesite.

の強度が小さくなるほか, 第1式の係数 a が大きくなる. つまり, 強度の歪速度依存性が強くなることが分かった. 強度の歪速度依存性が大きくなる傾向は封圧の増加によってもみられる. 第4図に破壊強度と水, 歪速度, 封圧の関係を模式的にまとめた図を示す.

岩石の破壊強度が時間に依存したり, 水の存在に依存する結果は, 応力腐食(stress corrosion) (Anderson and Grew, 1977; Freiman, 1984; Michalske and Freiman, 1982など) によるSubcriticalクラック (クラックが不安定的に進行し破壊にいたる前の状態) のゆっくりした成長の概念で説明できる (Masuda *et al.*, 1987, 1988など). 応力腐食によるゆっくりとしたクラック成長の結果, クラックの長さがある臨界値に達した時, となりあうクラック同士が次々につながってマクロな破壊面を形成すると考えられる. こうした力学的不安定によって岩石の破壊が引き起こされるという考えに基づいて, 時間や水の存在に依存する岩石の力学的振る舞い (破壊強度, 歪, 弾性波速度変化など) を定量的に説明する理論がいくつか提案されている (Mizutani *et al.*, 1977, 1982; Sano *et al.*, 1981など).

岩石が変形し破壊に至る過程では圧縮軸方向と平行なクラック面をもつ微小クラックが多数形成される. 水が存在する環境では, クラックは応力腐食の影響をうける. 巨視的に圧縮応力場であっても岩石内部のクラック先端域には局所的な伸張応力が作用する. クラック先端部に伸張応力が加わると原子間の結合が伸ばされるので, 原子間結合は不安定な活性化された状態になる. このような状態では岩石中のSi-O結合に水 (H₂O) が反応することにより, より結合力の弱いSi-OH結合に置き換わる (Freiman, 1984; Michalske and Freiman, 1982). このときクラック先端部分に加わっている伸張応力により, 原子間の結合が切断されクラックはさらに成長する. 水が存在する場合は, 応力腐食のような化学反応に要する時間が充分あれば, 乾燥した状態より低い応力レベルでもクラックは成長することができる. クラックの成長は力学的不安定を引き起こし, マクロな破壊に至る.

クラックの成長速度 V は, H₂Oの水蒸気圧が P_{H_2O} , 絶対温度が T の時, 試料全体に外部から加えた圧縮応力を σ とすると,

$$V = A P_{H_2O}^n \exp \{-(U-fV_1^* \sigma)/(RT)\} \quad (2)$$

で表される (Wiederhorn, 1974). ここで A と n は定数である. R はガス定数, U は応力腐食過程の活性化エネルギー, V_1^* は活性化体積, f はクラック先端部での応力値と試料全体に加えられた応力値の比である. 岩石の破壊強度は, クラックの長さがある臨界値に達し, 隣あうクラック同士が次々につながってマクロな破壊面を形成する時の応力値 σ (σ_F とする) であると考えれば, 第2式を時間で積分し破壊強度と歪速度 ($\dot{\epsilon}$) の関係として

$$\sigma_F = (2.30RT/fV_1^*) (\log(\dot{\epsilon}) + B_0) \quad (3)$$

(B_0 は定数) が得られ, 実験で得られた第1式を説明できる。

第2式によれば P_{H_2O} が大きいほどクラック成長速度が速くなる。その結果クラックの長さが臨界値に達する時間が短くなり, 水で飽和した (wet) 岩石の強度はそれより乾燥した (dry) 状態の岩石の強度より小さくなる。しかし, ここで示した実験では間隙水圧をコントロールしていないので, ダイラタンシーによるクラック体積の増加のため水の飽和度は変形が進むにつれて減少すると考えられる。したがって, 現段階では水の影響をこれ以上定量的に議論するのは困難である。

第2図と第3図は岩石の強度が歪速度の対数に比例することを示している。強度の歪速度依存性は封圧が増加すると大きくなっている。これは第3式の係数 $2.30RT/fV_1^*$ が封圧とともに大きくなっていることを意味する。ここで fV_1^* は pseudo-activation volume である。岩石中のクラックは封圧が高い状態では, 封圧の低い状態に比べて, そのアスペクト比が大きくなる。これは封圧の上昇にしたがいアスペクト比の小さいクラック (扁平なクラック) が先に閉じるからである (Walsh, 1965)。扁平なクラックほど f の値は大きくなるので, 封圧が高い状態では低い状態に比べて, クラック先端部での応力値と試料全体に加えられた応力値の比, f , は小さくなる。活性化体積 V_1^* は物質に固有の量と考えられるので, f に比べ封圧による変化は小さいと考えられる。したがって, 実験の結果得られた強度の歪速度依存性が封圧の増加によって大きくなることは, 係数 f が封圧の増加によって小さくなることで解釈できる。

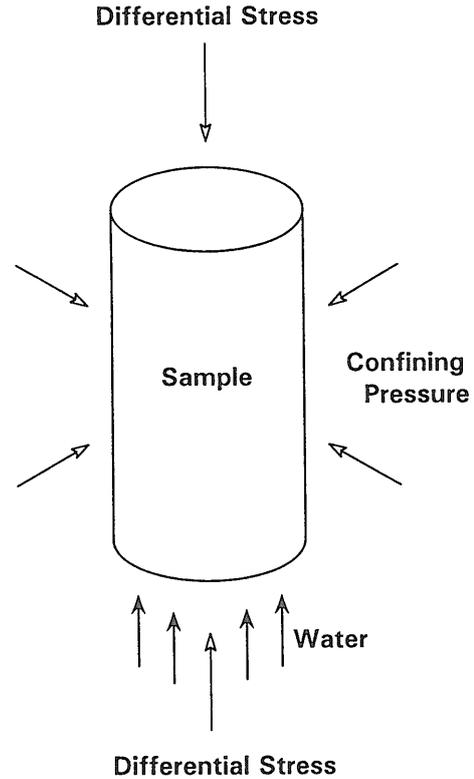
4.3 岩石内浸透流によって誘発される微小地震

室内変形実験において, 岩石試料に水を注入し多数の微小破壊を誘発させ, その発生条件や誘発微小破壊の性質を調べた (Masuda *et al.*, 1990, 1993; 西澤・増田, 1991)。

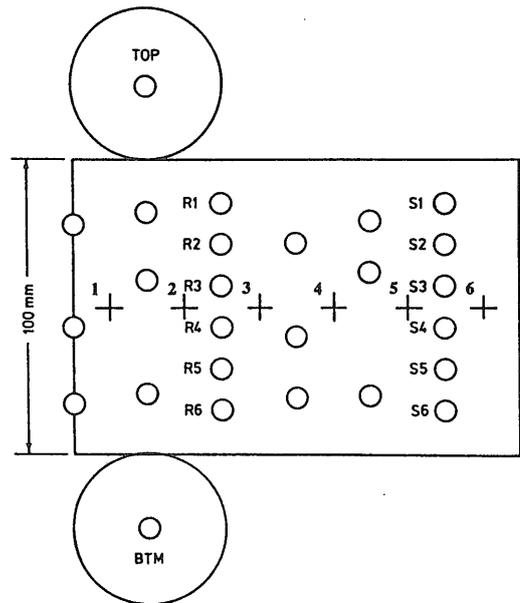
4.3.1 実験方法

第5図に実験の概略を示す。実験には直径50mm, 長さ100mmの円柱状に整形した稲田花崗岩を用いた。粒径は約3-10mmである。試料を10-40MPaの封圧下においた後, 試料の軸方向に差応力を加える。水を注入する実験中は最初に設定した応力状態を保ち, 試料の下端面全体から一様に水を注入した。実験終了後, 検出した微小破壊の震源分布を調べるとともに, P波速度トモグラフィの計算を行う。

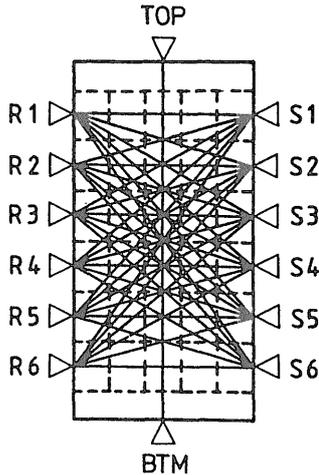
第6図に試料に貼ったセンサーの配置図を示す。丸印は, 試料内部で発生した微小破壊ともなつて励起される高周波弾性波 (アコースティック・エミッション, 以下AEと略す) を記録するAEセンサーである。プラス印



第5図 水注入実験の概略。
Fig. 5 Schematic diagram of the water injection experiments.



第6図 センサーの配置図。○はAEセンサーで震源決定, 波形解析, 弾性波速度測定に用いる。+は歪ゲージで試料の微小変形の測定に用いる。
Fig. 6 Locations of sensors. ○ indicates AE sensors for AE hypocenter locations, waveform analysis, and elastic wave velocity measurements. + indicates strain gages.



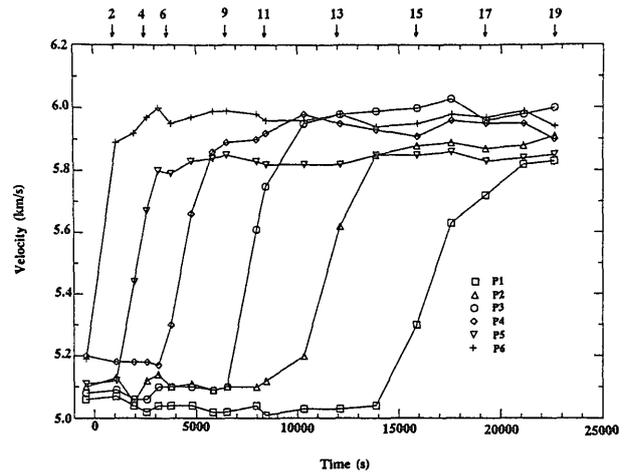
第7図 P波速度を測定した伝播経路。37の経路を伝播するP波速度を実験中適当な時間間隔で測定した。図は圧縮軸を含む断面。水は下端面から一様に注入した。P波速度分布は図に示す30のセル(14 x 10mm)について計算し、その後内挿法によってP波速度分布を図示した。

Fig. 7 37 paths for measuring P-wave velocities and 30 rectangular cells (14 x 10 mm) for reconstruction of P-wave velocity profiles. Water was injected uniformly through the bottom surface of the sample.

は歪ゲージで試料表面の微小変形を記録する。

岩石試料の表面にこれらのセンサーを直接貼り付けた後、シリコンラバーを使って試料全体をシールし、封圧用のオイルが試料内部に浸入するのを防ぐ。試料を油圧式压力容器の中に入れ、第6図に示されている多数のセンサーからの電気信号を外部へ取り出す。AEセンサーで記録される弾性波は数百kHzから2MHzの高周波である。地質調査所では西澤(1997)の開発した電気信号取り出し口を使用することにより、ノイズの低い高周波信号を含めた多数の電気信号を压力容器と絶縁した状態で取り出すシステムを構築した。これによって本節で紹介する複雑な実験が可能になった。データの収録や解析には、佐藤ほか(1987)の開発したシステムを使用した。

乾燥した(dry)クラックを含む岩石に比べて水で満たされた(wet)クラックを含む岩石の場合は、そこを伝播するP波速度が大きくなる(例えばO'Connell and Budiansky, 1974)。したがって岩石内部を伝播するP波速度を測定することによって岩石内部に水が浸透していく様子をモニターすることができる。第7図に示したのは試料の圧縮軸を含む断面図で、ここに示した37の経路を伝播するP波速度を実験中適当な時間間隔で測定した。実験後トモグラフィーの手法を使って第7図に破線で示した30の領域についてP波速度を再構成し、断面内でのP波速度変化の分布を計算した。



第8図 水の浸透に伴うP波速度変化。横軸の時間は水の注入を開始したときからの経過時間。P1, P2, P3, P4, P5, P6はそれぞれS1-R1, S2-R2, S3-R3, S4-R4, S5-R5, S6-R6を伝播するP波速度変化。図の上を示した数字は第9図で示すトモグラフィー計算結果の時間に対応する。

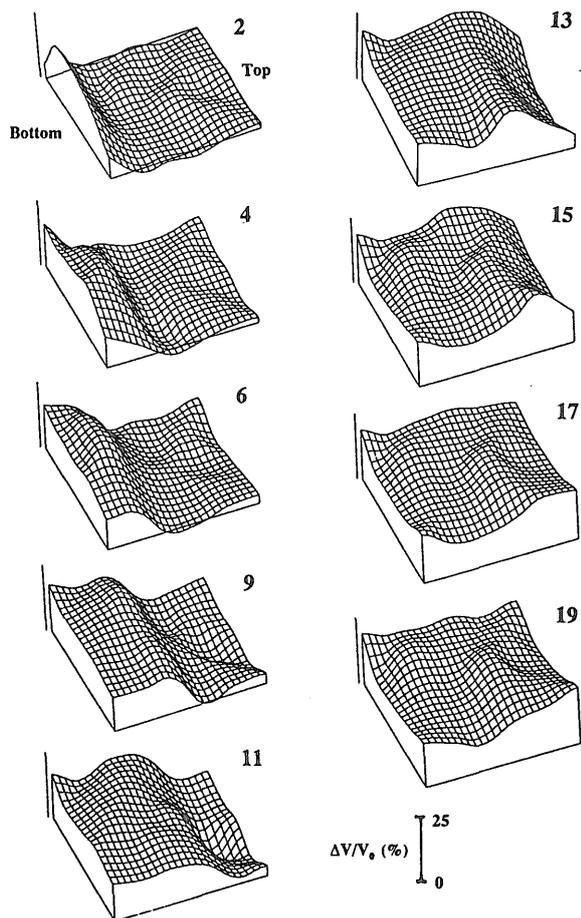
Fig. 8 Changes of P-wave velocities caused by water infiltration. P1, P2, P3, P4, P5, and P6 indicate P-wave velocity changes along paths S1-R1, S2-R2, S3-R3, S4-R4, S5-R5, and S6-R6, respectively. The numbers at the top indicate the sequence of velocity measurements for tomography, results of which are shown in Fig. 9.

4.3.2 静水圧下においた乾燥した岩石への水の浸透

乾燥した(dry)花崗岩試料に10MPaの封圧を加え、試料の下端面から一様に水を注入した。注入した水の圧力は4.5MPaで実験中は一定に保った。ここでは差応力は加えず岩石試料は封圧のみが加えられた静水圧応力状態にある。岩石全体が水で飽和するのに約6.5時間かかった。

第8図は第7図に示す経路、S1-R1, S2-R2, S3-R3, S4-R4, S5-R5, S6-R6を伝播するP波速度の時間変化である。水の注入を開始した後、まず最初に試料下端面に一番近い経路、S6-R6、を伝播するP波の速度が約5.2km/sから約6.0km/sまで増加しその後はほぼ一定となった。時間が経過するにつれて経路S5-R5, S4-R4, S3-R3, S2-R2, S1-R1の順にP波速度の増加が観測された。これは水が試料の下端から上の方に浸透していくことに対応している。

岩石内部を移動していく浸透流の先端面の形を推定するために、トモグラフィーの手法を用いて第7図に示す面内でのP波速度分布を計算した。第9図は水を注入する直前のP波速度に対するP波速度の増加を示す。第9図の番号2, 4, 6, 9, 11, 13, 15, 17, 19は第8図上に矢印で示した時間に対応する。試料下端面付近のP波速度は水の注入開始直後から増加し始めていることが分かる。また、P波速度が増加した領域の先端(上端)は試



第9図 水を注入する直前のP波速度に対するP波速度増加。番号は第8図で示した時間に相当する。スケールバーの長さは25%のP波速度増加を表す。

Fig. 9 Reconstructed P-wave velocity changes relative to the P-wave velocity profile before water injection. The number at the upper right corner of each figure denotes the time of velocity measurement as indicated in Figure 8. The scale bar represents a P-wave velocity increase from 0 to 25 %.

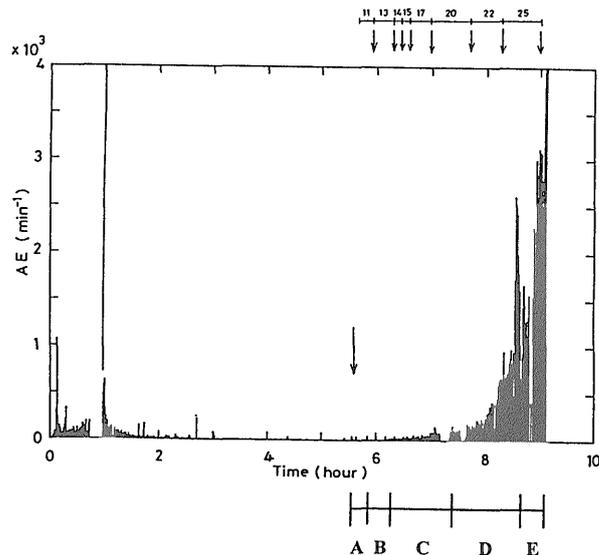
料の下端面に平行で、これは浸透流が岩石試料内を一様に上方へ移動していったことを示している。

次の4.3.3節で示す実験と同じ検出精度のシステムを使って岩石中に発生する微小破壊によって放出されるAEの検出を試みたが、浸透流が岩石中を移動する間に微小破壊活動は検出されなかった。

4.3.3 破壊強度に近い差応力下にある乾燥した岩石への水の浸透

乾燥した (dry) 花崗岩試料に封圧下で破壊強度に近い差応力を加えた後、水を注入した実験について示す。

第10図に微小破壊 (AE) 発生率の時間変化を示す。第10図横軸の時間は、岩石試料に40MPaの封圧を加えてからの経過時間である。封圧を加えた後、約6.8MPa/minの増加率で試料に差応力を加え、1時間後に410MPaとし

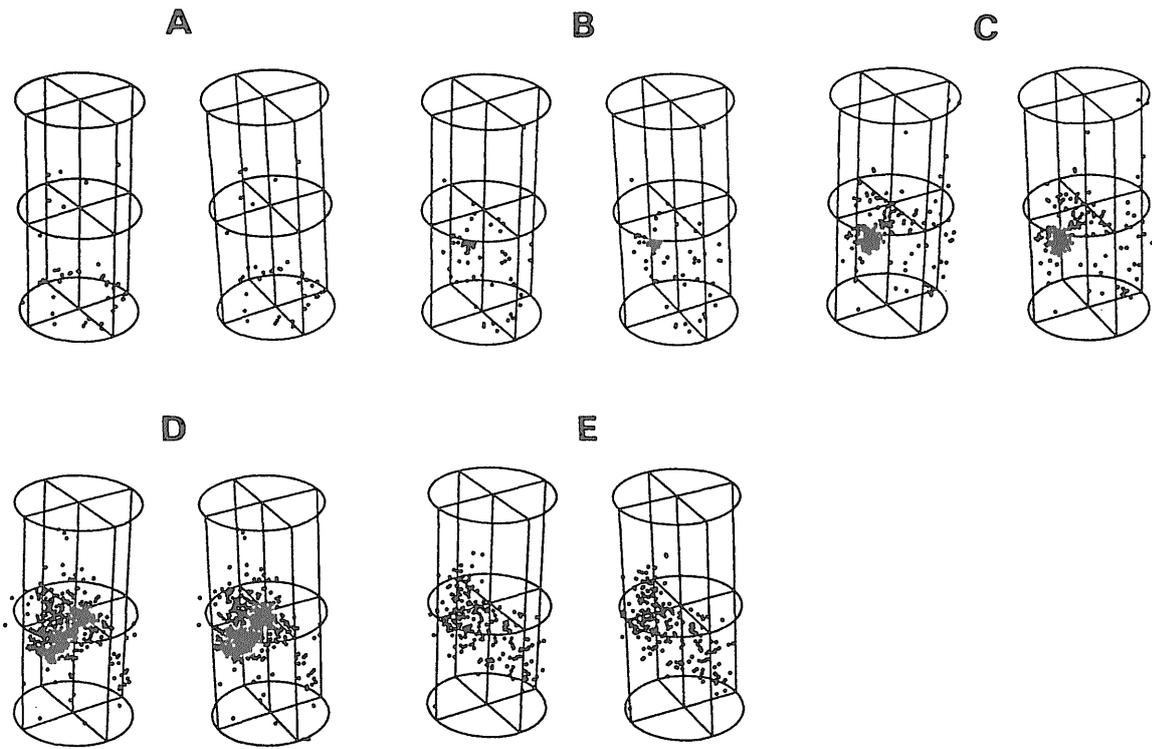


第10図 微小破壊の発生率の時間変化。図中の矢印は水の注入を開始した時間。図の下に示した区間A, B, C, D, Eは第11図で示す震源分布図に対応する時間区間。図の上に示した小さな矢印は第12図で示すP波速度変化のトモグラフィやAE震源分布に対応する。

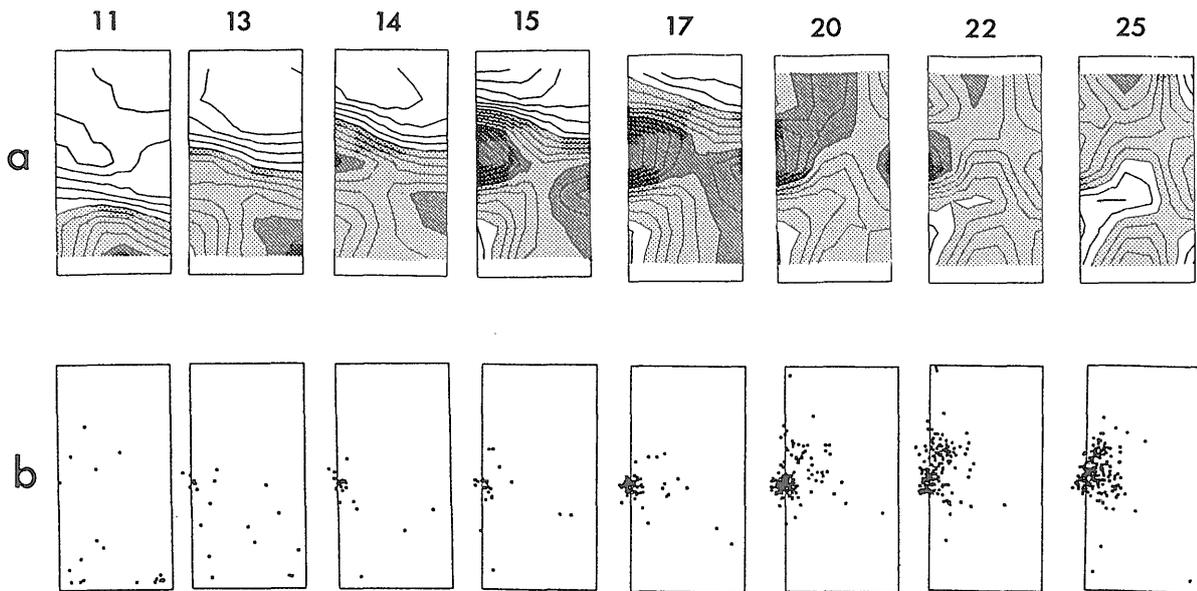
Fig. 10 Change of AE rate with respect to time. The arrow in the figure indicates the time when water was injected. Subperiods A, B, C, D, and E corresponding to AE hypocenter plots in Fig. 11, are shown at the bottom of the figure. The small arrows and numbers at the top of the figure show the sequence of velocity measurements for tomography and the time interval of AE distribution shown in Fig. 12.

た。その後は実験終了まで封圧と差応力を一定に保った。試料に加えた差応力410MPaは、乾燥した状態の試料の破壊強度の約70%に相当する。試料に差応力を加えると第10図の時間0から2時間の間に示すように微小破壊が発生する。応力を一定に保った後(横軸の1時間以降)は微小破壊活動はしだいにさまりほとんど微小破壊が観測されなくなる。差応力を加えることによって発生した微小破壊がおさまった後、第10図中に矢印で示した時間(5.5時間)に試料下端面からの水の注入を開始した。注入した水の圧力は17MPaで実験終了まで一定に保った。水の注入を開始して1時間後くらいから微小破壊が発生し始め、その後急速に増加した。水の注入を開始してから約4時間後に試料が破壊した。

第11図は試料に水を注入し始めてから発生した微小破壊の震源分布を第10図下に示した時間区間A, B, C, D, Eについてステレオ投影でプロットしたものである。水の注入開始直後の時間区間Aでは試料の下端面付近に微小破壊が起きている。時間が経過するにしたがってB, C, Dに示すように微小破壊が試料中央部に集中していく様子がわかる。試料の破壊直前のEでは震源の分布が面



第11図 微小破壊の震源分布図のステレオ投影. A, B, C, D, Eは第10図で示した各時間間隔.
 Fig. 11 Stereographic projections of AE hypocenter distribution for subperiods after the water injection. Subperiods indicated by the letters A, B, C, D, and E are shown in Fig. 10.



第12図 (a)水を注入する直前のP波速度に対するP波速度増加. 番号は第10図に示した時間に相当する. コンター線の間隔は1%の速度増加に対応する. 薄い色の部分はP波速度増加が+5%から+10%の領域, 濃い色は+10%以上の領域を表す.
 (b) トモグラフィーを計算した面から20mm以内で発生した微小破壊の震源分布.
 Fig. 12 (a) Reconstructed P-wave velocity changes relative to the P-wave velocity profile just before the water injection. The contour line represents a 1% change interval. Coarse-dotted and fine-dotted areas indicate regions where velocity changes are between +5% and +10%, and more than +10%. (b) Hypocenter distribution of AE events that occurred within 20 mm of the velocity profile plane.

的に広がっている。最終的な破壊面はEの震源分布図から推定される面に沿った位置に形成された。

岩石試料内部を移動する浸透流をモニターするため第7図で示した断面内のP波速度トモグラフィを行った。第12図(a)は水を注入する直前のP波速度分布に対するP波速度の増加を示す。番号は第10図上に示した各時間に対応する。各等高線は1%の速度増加を示し、色が濃い領域ほどP波速度の増加率が大きい。第12図(b)はP波速度分布プロファイルを計算した断面を中心とした厚さ20mm以内の面内で、第10図で示した時間間隔内に発生した微小破壊の震源分布である。第12図(a)のP波速度分布図の上端部分と下端部分については、P波速度測定に用いた波線が少ないのでトモグラフィの計算精度が低くここでは議論しない。

水注入開始直後の時間区間11では、試料下端付近でP波速度が増加し始め、微小破壊も下端付近で発生している。これは試料下部から水が浸入し始めたことを示している。

時間区間13でのP波速度分布をみるとP波速度の増加した部分が左右対称になっていない。試料の中央部分では左側の方が右側よりP波速度増加が大きくなっている。これは、水が右側より左側の方に早く浸透していった結果であると解釈できる。

時間区間14では、試料中央部左側にP波速度増加の大きい部分がみられ、同じところに微小破壊も発生している。時間区間15, 17ではさらにP波速度増加部分の領域が広がり微小破壊の発生も試料中央部左側に集中している。

時間区間20ではP波速度増加部分が試料上端部分まで達している。微小破壊の震源の分布は広がり始めている。

時間区間22では、P波速度が試料のすべての部分で、直前の時間区間20と比べると減少し始めている。微小破壊の震源分布はさらに広がっている。

時間区間25は、試料の破壊の約15分前である。P波速度分布は時間区間22とほとんど同じパターンを示しているが、試料中央部左側では時間区間22と比較して特にP波速度の大きな減少がみられる。この部分は微小破壊が集中して発生している部分である。微小破壊が急速に発生し、新たに乾燥した空隙の数が増加するため、浸透水が空隙を満たすことができず、飽和されないクラックが増加することによる現象であると解釈できる。

破壊強度に近い差応力をうけている岩石試料は第10図で示したように水を注入する時には既に試料内部に微小クラックが多数存在する。岩石内部に浸透していく水は第12図に示したように一様ではなく、選択的に、不均一に浸透していく。微小破壊の震源分布との対応から既に微小クラックが多く存在する領域に水が選択的に浸透するようである。そして、水が浸透すると、その部分の空隙圧が増加し、結果として部分的に有効封圧が低下する。

有効封圧が低下すれば岩石の強度が低下するので、水が浸透した部分は微小破壊がより進行する。

この実験結果は、水の移動や間隙水圧の変化が地震のトリガーになっているという観測からの推定を支持するものである。特に、岩石試料が破壊強度に近い差応力をうけた状態では誘発微小破壊が発生し、そうでない場合は誘発微小破壊が観測されなかったことから、水の浸透が地震発生トリガーになりうるかどうかは試料がうけている応力状態が非常に重要な要素であることが分かった。

5. 今後の課題

地質調査所では、佐藤・西澤(1997)や雷ほか(1997)によるAEデータ収録・解析システムが完成し、一度に大量のデータの収録や処理ができるようになることにより、本質的に今までとは違った新しい実験テーマに挑戦できる環境が整った。誘発微小破壊によって放出された弾性波の波形解析を地震学で用いられている手法を使うことによって、誘発地震の震源過程の推定を行う。また、マグマの上昇によって発生する火山性地震のメカニズム解明にもここで紹介した手法を応用できる。

地質調査所ではX線CT装置を導入し試料の三次元内部構造を非破壊で調べることができるようになった(増田ほか, 1997)。地殻内部には破碎帯の存在などによる浸透率の顕著な不均一があると考えられる。そこで、岩石の構造の不均質性が浸透流に及ぼす影響や誘発地震発生に対する効果を明らかにする研究に着手する予定である。

内陸で発生する大地震の核形成が行われると考えられる地殻下部での岩石の変形・破壊特性を明らかにするために、高温下において水による物質移動や化学反応が変形・破壊過程に与える役割やヒーリングについて調べることが必要である。

謝辞 地震地質部の加藤尚之氏には査読者として原稿に対する有益なコメントを頂いた。

文 献

- Anderson, O. L. and Grew, P. C. (1977) Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 77-104.
- Eberhart-Phillips, D. and Michael, A. J. (1993) Three-dimensional velocity structure, seismicity, and fault structure in the Parkfield region, central California. *J. Geophys. Res.*, **98**,

- 15737-15758.
- Freiman, S. W. (1984) Effects of chemical environments on slow crack growth in glass and ceramics, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4072-4076.
- Guéguen, Y., and Palciauskas, V. (1994) *Introduction to the physics of rocks*. Princeton University Press, Princeton, 294p.
- Gupta, H. K., Sarma, S. V. S., Harinarayana, T., and Virupakshi, G. (1996) Fluid below the hypocentral region of Latur earthquake, India: Geophysical indicators. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1569-1572.
- Hickman, S., Sibson, R., and Bruhn, R., ed. (1994) Proceedings USGS Red Book Conference on the Mechanical Involvement of Fluids in Faulting. *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.*, **94-228**, 615 pp.
- Hickman, S., Sibson, R., and Bruhn, R. (1995) Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12831-12840.
- Healy, J. H., Rubey, W. W., Griggs, D. T., and Raleigh, C. B. (1968) The Denver earthquakes, *Science*, **161**, 1301-1310.
- 出原 理(1989) 安山岩の破壊過程における歪速度依存性と空隙水圧の効果. 名古屋大学修士論文.
- Johnson, P. A. and McEvilly, T. V. (1995) Parkfield seismicity: Fluid-driven? *J. Geophys. Res.*, **100**, 12937-12950.
- 金森博雄(1996) 地震学の現状と防災への応用. 科学, **66**, 605-616.
- 雷 興林・西澤 修・佐藤隆司・楠瀬勤一郎 (1997) Windows版AEデータ収録処理ソフト(WinAE)とその応用. 地調月報, **48**, 447-457.
- 増田幸治 (1991) 岩石破壊と地震. 地震 第2輯, **44** (特集号), 289-299.
- Masuda, K. (1996) Effects of strain rate, water, and confining pressure on failure strengths of granite and andesite. *EOS Trans. AGU*, **77** (46), Fall Meet. Suppl., F744.
- 増田幸治・Jouniaux, L., 西澤 修・雷 興林・劉 力強・馬 文涛・佐藤隆司・楠瀬勤一郎 (1997) X線CTとAE震源分布による破壊面の観察. 地調月報, **48**, 469-473.
- Masuda, K., Mizutani, H., and Yamada, I. (1987) Experimental study of strain-rate dependence and pressure dependence of failure properties of granite. *J. Phys. Earth*, **35**, 37-66.
- Masuda, K., Mizutani, H., Yamada, I., and Imanishi, Y. (1988) Effects of water on time-dependent behavior of granite. *J. Phys. Earth*, **36**, 291-313.
- Masuda, K., Nishizawa, O., Kusunose, K., Satoh, T., Takahashi, M., and Kranz, R. L. (1990) Positive feedback fracture process induced by nonuniform high-pressure water flow in dilatant granite. *J. Geophys. Res.*, **95**, 21583-21592.
- Masuda, K., Nishizawa, O., Kusunose, K., and Satoh, T. (1993) Laboratory study of effects of in situ stress and strength on fluid-induced seismicity. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **30**, 1-10.
- Michalske, T. A. and Freiman, S. W. (1982) A molecular interpretation of stress corrosion in silica, *Nature*, **295**, 511-512.
- Mizutani, H., Spetzler, H., Getting, I., Martin, R. J. III, and Soga, N. (1977) The effect of outgassing upon the closure of cracks and the strength of lunar analogues. *Proc. Lunar Sci. Conf. 8th*, 1235-1248.
- Mizutani, H., Spetzler, H. and Murakami, H. (1982) Brittle behavior of rocks at high pressure. In Akimoto, S. and Manghnani, M. H. eds., *High-Pressure Research in Geophysics, Adv. In Earth and Planetary Sciences* 12. Center for Academic Publications, Japan, Tokyo, 207-215.
- 西澤 修(1997) 封圧下での岩石のひずみと弾性波の多点計測のための油圧容器用多線型および同軸型電気信号取り出し口. 地調月報, **48**, 431-438.
- 西澤 修・増田幸治 (1991) ダイラタンシー状態にある花崗岩への高圧水浸透に伴うP波速度変化から推定されるマイクロクラックの性状. 物理探査, **44**, 255-265.
- O'Connell, R. J. and Budiansky, B. (1974) Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, **79**, 5412-5426.
- Ohtake, M. (1974) Seismic activity induced by water injection at Matsushiro, Japan. *J. Phys. Earth*, **22**, 163-176.
- Raleigh, C. B., Healy, J. H., and Bredehoeft, J. D. (1976) An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. *Science*, **191**, 1230-1237.
- 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ー

- 高速デジタル記録と自動震源決定－。地調月報, **38**, 295-303.
- 佐藤隆司・西澤 修 (1997) AE計測のための高速・多チャンネル波形記録システム。地調月報, **48**, 439-446.
- Sano, O., Ito, I., and Terada, M. (1981) Influence of strain rate on dilatancy and strength of Oshima granite under uniaxial compression. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9299-9311.
- Scholz, C. H. (1990) *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, 439p.
- 嶋本利彦 (1997) 地殻の変形とテクトニクス。岩波講座地球惑星科学 8, 岩波書店, 183-255.
- Walsh, J. B. (1965) The effect of cracks on the compressibility of rock. *J. Geophys. Res.*, **70**, 381-389.
- Wiederhorn, S. M. (1974) Subcritical crack growth in ceramics. In Bradt, R. C., Hasselman, D. P. H., and Lange F. F., eds., *Fracture Mechanics of Ceramics, Vol.2, Microstructure, Materials, and Applications*, Plenum Press, New York, 613-646.
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H., and Wiens, D. (1996) Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluid at the hypocenter? *Science*, **274**, 1891-1894.

(受付：1997年6月19日；受理：1997年8月4日)