

概 報

大地震の震源核形成過程に関する実験的研究

佐藤隆司¹ 長 秋雄¹ 加藤尚之¹ 川方裕則¹ 雷 興林¹
増田幸治¹ 楠瀬勤一郎¹ 島田充彦²

Takashi SATOH, Akio CHO, Naoyuki KATO, Hironori KAWAKATA, Xinglin LEI, Koji MASUDA, Kinichiro KUSUNOSE and Mitsuhiko SIMADA (2000) Laboratory studies on nucleation process of large earthquakes. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 51 (9), p. 401-410, 11 figs.

Abstract: We report here the results of a 5-year research project on the nucleation process of large earthquakes, which had been conducted since FY 1994 to 1998. This project mainly consisted of two laboratory works on 1) the geometry effect on earthquake source process, and 2) the fault formation process under high confining pressures corresponding to hypocentral depth.

The geometry effect was investigated by bi-axially compressing granite samples with an artificial bent fault. Multiple unstable sliding was observed on the faults. The first sub-event stopped at the bend, while the following sub-events propagated over the entire fault plane. The time interval between the first and the second sub-events decreases with an increase in the relative displacement of the first sub-event. This can be successfully explained by a numerical simulation based on a rate- and state-dependent friction law. The relation between the local stress drop of unstable sliding and time from the preceding event indicates that the frictional strength begins to recover at 10^{-4} to 10^{-3} seconds after a slip had stopped, and then increases in proportion with the logarithm of the duration of stationary contact.

In order to investigate the fault formation process in detail, we conducted a series of triaxial compression experiments on Westerly granite under a confining pressure of 100 MPa. The fault formation process could be controlled quasi-statically by keeping the circumferential strain rate constant. After the peak stress, two stages of quasi-static stress drop with different rates were identified before dynamic failure. Based on the observation of fractures developed in the samples loaded up to various stages after the peak stress, the fault formation process can be summarized as follows. At first, a number of linear cracks occur on the sample surface, then a shear fracture nucleates locally near the mid-plane of the sample surface. The fracture plane grows toward the sample interior as well as along the sample surface. The critical size of the fracture plane just before the dynamic failure was 30 to 50 mm along the surface and 5 to 7 mm in depth. We could monitor the strain variation associated with the fault growth by reloading the sample after putting strain gauges around the fracture planes.

From the results of this project, it is suggested that we could detect the quasi-static nucleation process of large earthquakes. It is also suggested the predictability of occurrence time of larger aftershocks that sometimes occur adjoining the source area of large earthquakes. We could detect the recovery of frictional strength after very short stationary contact, which has an implication for earthquakes with complex source process and/or behavior of earthquake fault just after the rupture front has passed. In order to apply these results to natural earthquakes, it is necessary to clarify the rock fracture mechanism and establish the friction constitutive law under hypocentral conditions.

要 旨

平成10年度で終了した標題の工業技術院特別研究の主

¹ 地質調査所地震地質部 (Earthquake Research Department, GSJ)

² 京都大学防災研究所 (Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University: Uji, Kyoto, 611-0011 Japan)

Keywords: earthquake nucleation process, fault bend, multiple unstable sliding, post failure, triaxial test

な成果について報告した。本研究は、「地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究」および「震源核形成深度における温度圧力条件下での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究」のふたつのテーマからなる。

「地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究」では、中央に5.6°の折れ曲がりのある断層面を持つ花崗岩試料を直交する2方向から圧縮し、断層面に不安定すべりを発生させた。実験では、折れ曲がり部分で一旦停止した後、断層面全体にわたるすべりが発生する多重不安定すべりが観測された。ふたつのすべりの発生時間間隔は、第1イベントのすべり量と負の相関を、垂直応力と正の相関を示した。この関係は、すべり速度と状態に依存する摩擦構成則を考慮した簡単なモデルによって、定量的に説明できた。不安定すべりに伴う剪断応力降下量の解析から、摩擦強度は直前のすべりの停止後 10^{-4} ~ 10^{-3} 秒から回復し始め、停止時間の対数に比例して増加することがわかった。

「震源核形成深度における温度圧力条件下での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究」では、周変位速度一定で岩石の三軸圧縮試験を行うことにより、脆性破壊に伴う応力降下を準静的に発生させることに成功した。細粒花崗岩(直径50mm,長さ100mm)の破壊実験(常温,封圧100MPa)では、応力降下過程が、降下速度,降下量が非常に小さな第1段階,比較的大きな第2段階,急激な応力降下が起きる第3段階に分けられた。応力降下の種々の段階まで载荷して回収した試料に生じた割れ目の観察から、応力降下の上記3段階と破壊面形成が次のように関連づけられた。第1段階では試料側面中央部に微小クラックが連結した破壊核が出現する。第2段階では破壊核は長さは30~50mm,深さ5~7mmまで準静的に成長する。第3段階では破壊核は動的に成長し試料を破断する破壊面を形成する。回収試料の破壊核近傍に歪ゲージを取り付け再载荷した実験では、破壊核の成長に伴う歪の集中や緩和が検出された。封圧250MPa,温度150°Cで再载荷した場合には、既存の破壊核は成長せず、別の破壊核が出現した。

本研究により、大地震発生前の準静的な破壊面成長過程の検出や、大地震発生後に震源域の端で遅れて発生する比較的大きな余震の発生時期の予測の可能性が実験的に示された。また、複雑な震源過程を持つ地震や破壊フロント通過直後の断層面の挙動を考える上で重要な、すべり停止直後の摩擦強度回復現象が実験的にとらえられた。これらの結果を実際の地震現象に適用するためには、地震発生の場の条件における岩石の破壊メカニズムの解明や摩擦構成則の確立を行う必要がある。

1. はじめに

本稿は平成10年度に終了した表題の工業技術院特別研

究の研究成果の概要について報告する。本研究は「地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究」および「震源核形成深度における温度圧力条件下での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究」のふたつのテーマからなる。

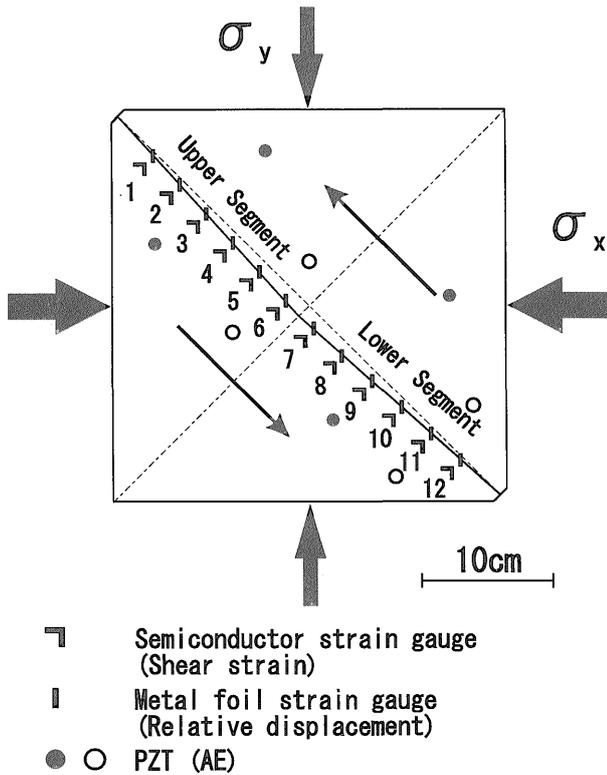
地震断層の形状が震源過程に大きな影響及ぼすことは多くの研究者によって指摘されている。例えば、Lindh and Boore (1981) は、1966年に発生した Parkfield 地震 ($M_s=6.5$) の断層運動の開始点,停止点がともに San Andreas 断層の形状の特異点に一致することを示した。King and Nábělek (1985) や Scholz (1990) には、断層運動の開始点や停止点がしばしば断層の折れ曲がりやステップによってコントロールされることが、Parkfield 地震を含む多くの事例をあげて示されている。「地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究」は、折れ曲がりのある断層面を持つ岩石試料を用いた模擬断層実験を行い、震源過程に及ぼす断層の折れ曲がりの影響を明らかにすることを目的とする。

大地震では地下15~20kmで破壊が始まり、浅部に向かって破壊面が拡大する。1995年1月17日の兵庫県南部地震では、破壊開始点である震源の深さは地下14kmであり、淡路島では断層が地表まで到達し、野島断層がおよそ2m変位した(栗田ほか,1996)。地下の温度,圧力は深くなるに従いそれぞれ1km当たり10~20°C,27MPa増加する。従って、大地震の破壊開始点である地下15~20kmでの温度・圧力環境は、およそ200~300°C,400~500MPaという高温高压状態になっている。地殻を構成する岩石の変形様式や破壊強度は温度や圧力によって変化する。一般に、低温低压条件下では岩石は脆性的に破壊するが、高温高压条件下では延性流動するようになる。また、空隙率1%未満の珪酸塩岩石の場合、高压下では低压下とは異なる脆性破壊様式を示す(Shimada and Cho, 1990)。高压型破壊では低压下での脆性破壊の前に見られるAEの増加が見られず、圧縮軸に45°で交差するシャープな破壊面が形成される。室内実験で求められた岩石の摩擦強度,破壊強度,クリープ強度をもとに地殻の強度の深度分布が求められている(例えばBrace and Kohlsted, 1980; 長, 1993)。その結果では、地殻の強度は深度15km付近で最大となる。「震源核形成深度における温度圧力条件下での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究」では、1994年に地質調査所に導入された高温高压岩石試験装置(長・川方, 1997)を用いて、高压高温条件下における岩石の破壊発生過程を詳細に解明することを目的とする。

2. 地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究

2.1 実験方法

第1図に典型的な実験の概要を模式的に示す。実験には、中央に5.6°の折れ曲がりのある断層面を持つ、30



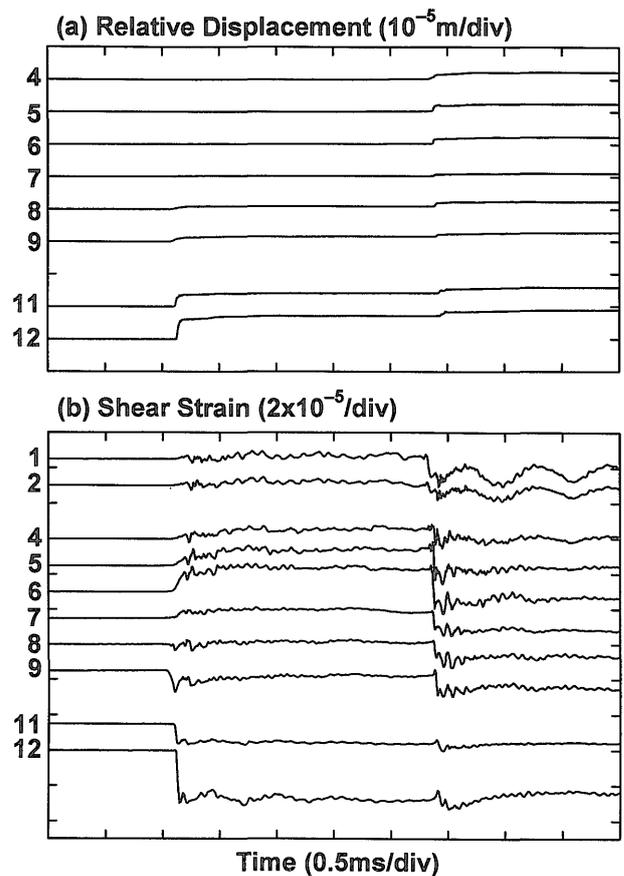
第1図 実験方法およびセンサの配置を示す模式図。
 Fig. 1 A schematic illustration showing the typical experimental arrangement. An Oshima granite sample of 30 cm × 30 cm × 5 cm with an artificial bent fault was compressed in the vertical and horizontal directions independently. Cross-type semiconductor strain gauges and linear-type metal foil strain gauges were put along the fault trace to monitor the shear strain and relative displacement of the fault, respectively.

cm×30cm×5 cmの花崗岩試料が用いられた。折れ曲がりによって断層面は上下ふたつのセグメントに分けられる。横方向の圧縮応力(σ_x)をピストン変位速度一定で増加させることにより、断層面に逆断層的なすべりを発生させた。この時、縦方向の圧縮応力(σ_y)は、断層面に加わる垂直応力が一定になるように減少させた。不安定すべりが発生すると、縦横のピストンを手動で停止させた。上記の手続きを繰り返すことにより、多くの不安定すべりの記録を得ることができた。

不安定すべりに伴う断層の相対変位は、断層をまたいで貼られた金属箔歪ゲージによって検出された。また、すべりに伴う剪断歪の変化が断層面に沿って取り付けられたクロス型の半導体歪ゲージによって計測された。

2.2 結果

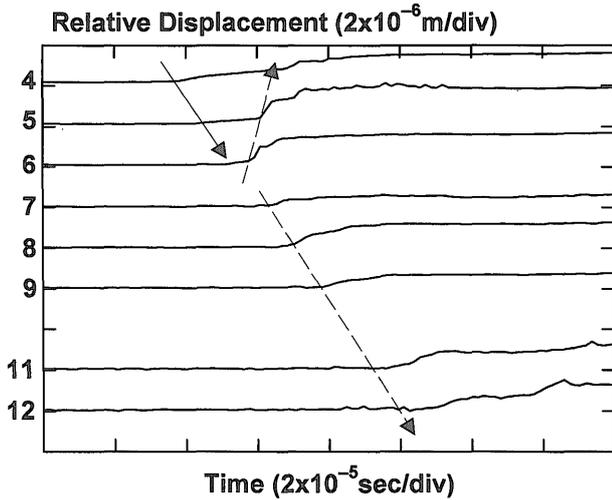
実験では不安定すべりが短い時間間隔で繰り返し発生する多重不安定すべりが観測された。第2図に典型的なイベントの相対変位と剪断歪の記録を示す。第2図には



第2図 典型的な不安定すべりの記録。(a)相対変位、(b)剪断歪。各トレースの左の数字は第1図に示されたセンサの番号。

Fig. 2 Records of (a) the relative displacement of the fault and (b) the shear strain for a typical stick-slip event. The numeral to the left of each trace indicates the sensor number shown in Fig. 1. The bend is located between CH. 6 and CH. 7.

2回の不安定すべりが認められる。これらを時間順に第1サブイベント、第2サブイベントとよぶ。第1サブイベントは断層の下側のセグメントで発生するが、折れ曲がり付近で停止し、上側のセグメントに伝播することはない。第1サブイベントの約2.5ms後に発生した第2サブイベントでは断層面全体にすべりが伝播する。第3図は第2図に示された不安定すべりの相対変位記録のうち、第2サブイベントの立ち上がり部分を拡大したものである。すべりは始め上側のセグメントを下方に伝播するが、立ち上がりはあまり明瞭ではない(第3図実線の矢印)。すべりが断層の折れ曲がり到達すると、そこから立ち上がりの鮮明なすべりが断層の上方および下方に伝播するようになる(第3図波線の矢印)。同様の事例はKato *et al.* (1999)でも報告されている。このように、断層の折れ曲がりやすべりの伝播方向により、伝播を停止させるバリアの役割をする場合もあるし、大振幅の地震波を励起させるアスペリティの役割をする場合もある。

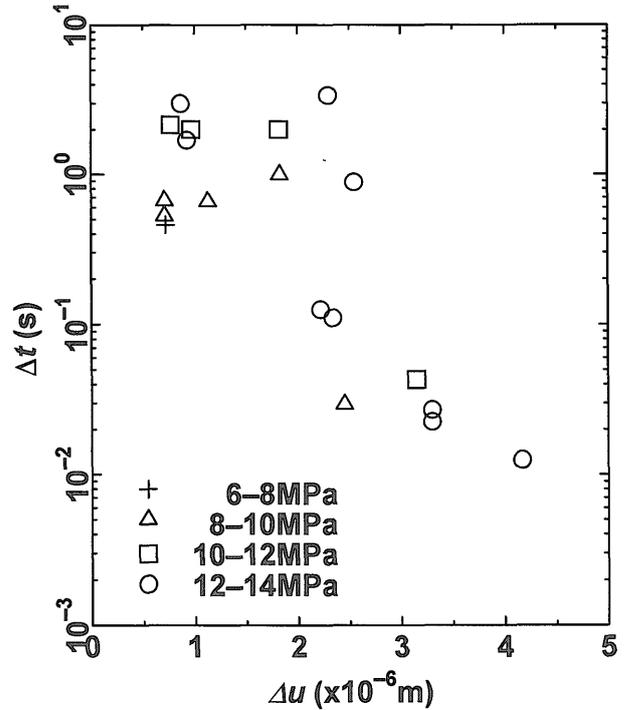


第3図 第2図に示された不安定すべりの第2サブイベントの相対変位の立ち上がり部分の拡大図。第2サブイベントははじめ上部セグメントを下方に伝播する(第3図実線の矢印)が立ち上がりはあまり鮮明ではない。すべりが断層の折れ曲がり(第3図波線の矢印)に到達すると、そこから立ち上がりの鮮明なすべりが断層の上方および下方に伝播する(第3図波線の矢印)。各トレースの左の数字は第1図に示されたセンサの番号。

Fig. 3 Records of relative displacement for the onset of the second sub-event shown in Fig. 2. First, a slip with indistinct onset propagated downward on the upper segment (arrow with solid line). When the slip reached to the bend, the slip with clear onset started propagating both in the upward and downward directions (arrows with dashed line). The numeral to the left of each trace indicates the sensor number shown in Fig. 1. The bend is located between CH. 6 and CH. 7.

Kato *et al.* (1999) の実験では、第2図に示されたような、性質の異なる2回の不安定すべりが発生した。一方、Sato *et al.* (1999) では、第2図に示された現象の後にも、数回の不安定すべりが繰り返された。ふたつの実験の実験条件はほぼ同じであり、発生した現象が異なることの原因は明らかではない。花崗岩を第1図のような形に精度よく整形するのはかなり難しく、折れ曲がり付近のわずかな形状の違いが実験結果に影響を及ぼしている可能性がある。

Kato *et al.* (1999) は第1サブイベントと第2サブイベントの時間差が何によって決定されるのかを調べた。第4図は、ふたつのサブイベントの発生時間間隔(Δt)を第1サブイベントの相対変位量(Δu)の関数としてプロットしたものである。 Δt と Δu の間に明瞭な負の相関が認められる。また、あまり明瞭ではないが垂直応力が大きい場合の方が Δt が長くなる傾向が認められる。第4図の関係を説明するため、床の上に置かれたブロックをバネを介して動かす簡単なモデル(バネ-ブロックモデ



第4図 第1サブイベントと第2サブイベントの発生時間差, Δt ,と第1サブイベントのすべり量, Δu ,の関係。記号は垂直応力の違いを表す(Kato *et al.*, 1999)。

Fig. 4 The time interval between the first and second sub-events, Δt , is plotted against amount of relative slip of the first sub-event, Δu . Different symbols denote different normal stresses on the fault plane (after Kato *et al.*, 1999).

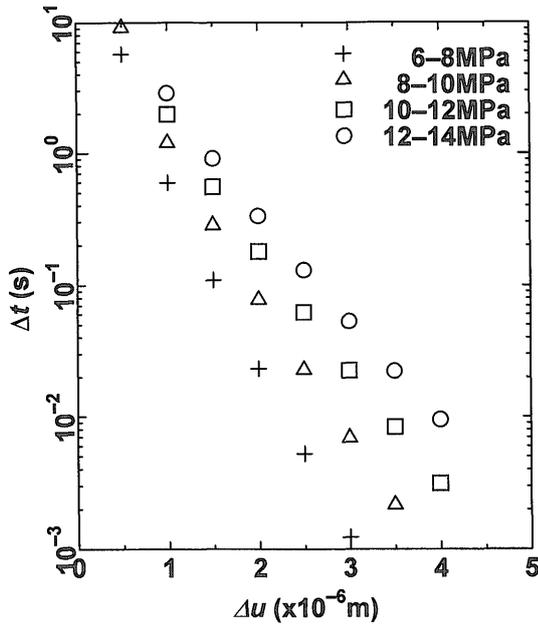
ル)を用いた数値シミュレーションを行った。ブロックと床の間には、下式のような、すべり速度と状態に依存する摩擦法則(Dieterich, 1979; Ruina, 1983)で表される摩擦力が働く。

$$\mu = \mu_* + a \log_e \left(\frac{V}{V_*} \right) + \theta, \quad (1)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{V}{L} \left\{ \theta + b \log_e \left(\frac{V}{V_*} \right) \right\} \quad (2)$$

ここで、 μ は摩擦係数、 V はすべり速度、 θ は状態変数、 V_* は基準となる任意のすべり速度、 μ_* は $V=V_*$ における定常状態($d\theta/dt=0$)での摩擦係数を表す。 a 、 b および L は実験的に決定される定数である。定常状態におかれたモデルのバネの作用点に急激に変位を与えてから、ブロックが不安定すべりを起こすまでの時間を数値シミュレーションによって調べた。計算結果を第5図に示す。 Δt と Δu の間に負の相関が、 Δt と垂直応力の間には正の相関が認められ、シミュレーション結果は実験結果(第4図)をよく説明できることが明らかになった。

Sato *et al.* (1999) は不安定すべりに伴う局所的な剪断応力降下量と直前の不安定すべりからの経過時間の関



第5図 バネ-ブロックモデルにおいて、外力の作用点に急激な変位を与えてからブロックに不安定すべりが発生するまでの時間、 Δt 、と作用点の変位量、 Δu 、の関係。記号は垂直応力の違いを表す (Kato *et al.*, 1999)。

Fig. 5 The delay time, Δt , of the onset of unstable sliding at the block versus amount of abrupt displacement, Δu , at the load point for the spring-block model. Symbols stand for the normal stresses acting on the base of the block (after Kato *et al.*, 1999).

係を調べた。結果を第6図に示す。応力降下量は $10^{-3} \sim 10^4$ 秒の範囲で経過時間の対数に比例して増加する。Dieterich (1972) は静摩擦係数 (μ_s) とすべり静止時間 (t_h) の間の下のような経験則を提唱した。

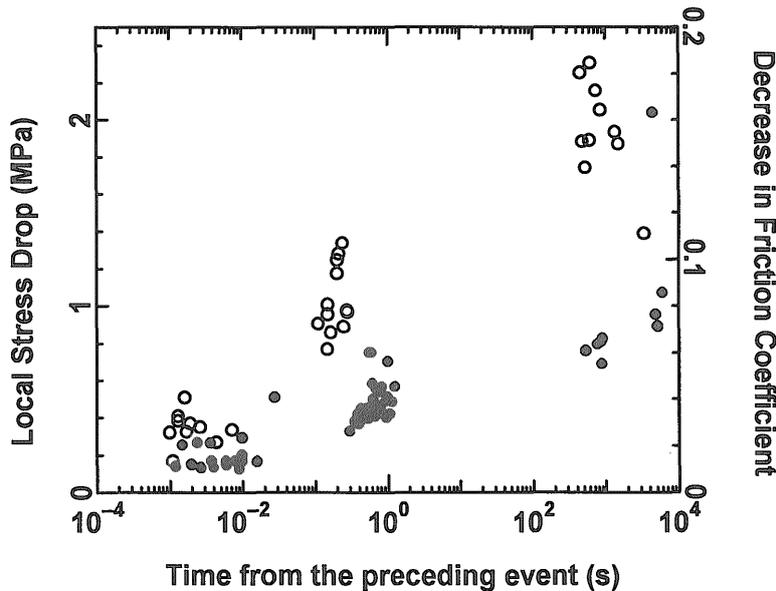
$$\mu_s = \mu_d + a \log_{10}(\beta t_h + 1). \quad (3)$$

ここで μ_d は動摩擦係数、 a と β は定数である。式(3)は、静摩擦強度が $t_h \ll \beta^{-1}$ では動摩擦係数に等しく、 $t_h \gg \beta^{-1}$ では静止時間の対数に比例して増加することを示す。すなわち β^{-1} は摩擦強度の回復が始まる静止時間に対応する。式(3)に第6図のデータを当てはめた結果、 $a = 0.01 \sim 0.02$ 、 $\beta = 10^3 \sim 10^4 / \text{s}$ を得た。本実験においては不安定すべり停止後 $10^{-4} \sim 10^{-3}$ 秒後には摩擦強度の回復が始まっていることがわかった。ただし、すべり速度がイベントによって異なるため、実験データのより詳しい解釈のためには、摩擦強度のすべり速度依存性 (Kato *et al.*, 1992; Marone, 1998) を考慮する必要がある。

3. 震源核形成深度における温度圧力条件での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究

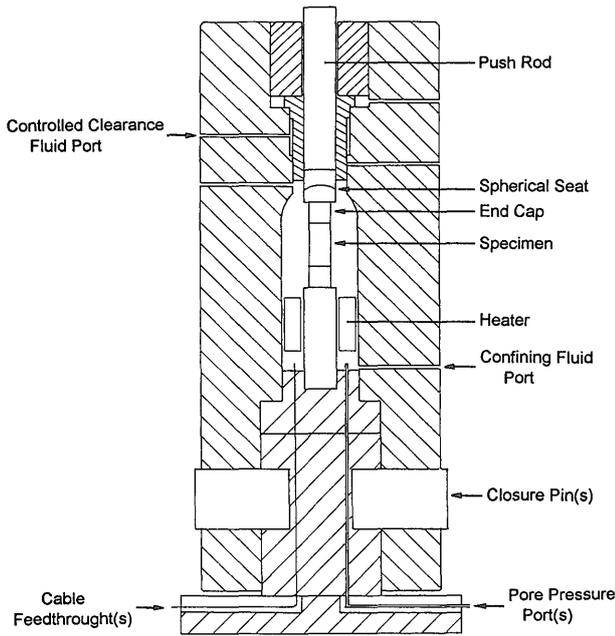
3.1 実験方法

試験には細粒のウェスラー花崗岩の円柱形供試体 (直径50mm, 高さ100mm) を用いた。供試体は、圧力媒体のオイルがその内部に浸入しないように熱収縮チューブを用いてジャケットした。ジャケットを施した



第6図 不安定すべりに伴う局所的応力降下量と直前の不安定すべりからの時間の関係。応力降下量は剪断歪降下量から剛性率27GPaを仮定して計算された。記号はほとんど同じ実験条件で行われた別の実験結果を表す (Sato *et al.*, 1999)。

Fig. 6 The local stress drop of unstable sliding events plotted against time from the preceding events. The stress drop is calculated from the observed shear strain drop by assuming the rigidity to be 27 GPa. Different symbols denote different experiments conducted under almost the same experimental conditions (after Sato *et al.*, 1999).



第7図 地質調査所の高圧高温岩石試験装置の圧力容器の概略図。圧力容器の内径は178mm, 供試体の大きさは直径50mm, 高さ100mm, 载荷軸の剛性は780kN/mmである。

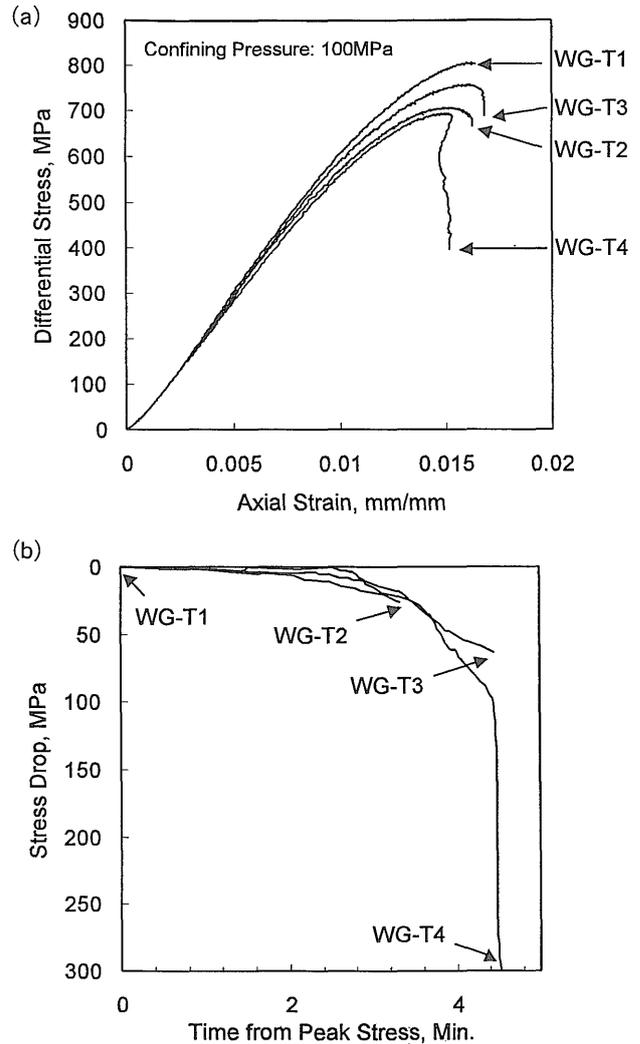
Fig. 7 Schematic view of the pressure vessel of the high-pressure, high-temperature rock testing apparatus. Inner diameter of the vessel is 178 mm. The specimen is 50 mm in diameter and 100 mm in length. The stiffness of the load train is 780 kN/mm.

供試体を第7図に示す圧力容器内に設置して所定の静水圧をかけた後、軸方向に差荷重を加えた。圧力容器内にある供試体に働く軸応力は、供試体の上下端面に取り付けたエンドキャップの側面に貼り付けた歪ゲージ出力から換算した(長・川方, 1997)。

岩石試料の脆性破壊に伴う破壊面形成過程は、通常の荷重制御方法では、動的に発生する。破壊面形成過程の詳細を調べるためには、荷重制御方法を工夫して、脆性破壊を静的もしくは準静的に発生させる必要がある。我々は供試体の周方向の変形量を測定し、これを制御信号として変形速度が一定になるように軸荷重をサーボ制御することで、破壊面の成長を準静的に発生させることに成功した。

3.2 結果

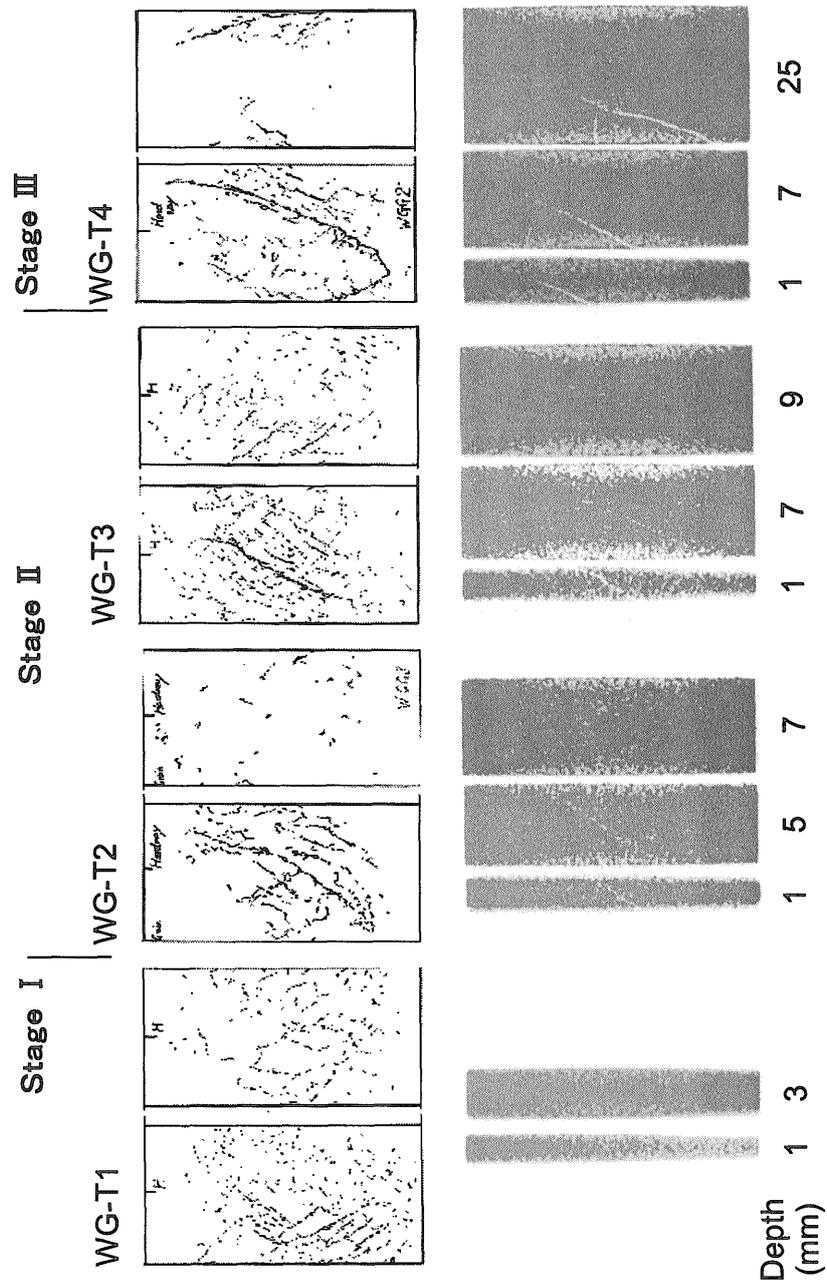
第8図(a)は、このようにして求めた封圧100MPa, 常温状態でのウェスタリー花崗岩の4供試体の完全応力-歪曲線である。周変形速度は毎分0.012mmであり、歪速度にすると毎秒 1.2×10^{-6} に相当する。第8図(b)には、強度破壊点以降での軸応力降下量の時間変化を示す。強度破壊点(最大差荷重点)以降の応力降下過程の途上で、試験を終了し供試体を回収した。



第8図 (a)ウェスタリー花崗岩の封圧100MPa, 常温状態での完全応力-歪曲線。矢印は4供試体の除荷ポイントを示す。(b)強度破壊点以降の軸応力降下量の時間変化。

Fig. 8 (a) Stress-strain diagrams of Westerly granite under a confining pressure of 100 MPa. (b) Relationships between the amount of stress drop and time from the peak stress. Arrows represent unloading points for WG-T1, WG-T2, WG-T3 and WG-T4.

回収した供試体に発生した破壊面とクラックの分布と大きさを、供試体表面は目視で、供試体内部はX線CT装置(池原, 1997)により観察した(Kawakata *et al.*, 1999)。第9図に、この4供試体に発生した破壊面の形状を示す。上段は目視による供試体表面のクラックと破壊面のスケッチであり、下段はX線CT装置による供試体内部の破壊面の形状を示している。X線CT断面像は破壊面に垂直になるように撮影した。像の下の数値は供試体側面からの深さを示している。第10図は、X線CT断面像を処理して求めた供試体WG-T4内部での破壊面の3次元画像である。この3次元画像は、供試体の上部から



第9図 強度破壊点以降で除荷，回収した供試体表面での破断面，クラックの観察結果 (上段) と X 線 CT 像 (下段)．X 線 CT 像に付した数値は供試体表面からの深さを示す。

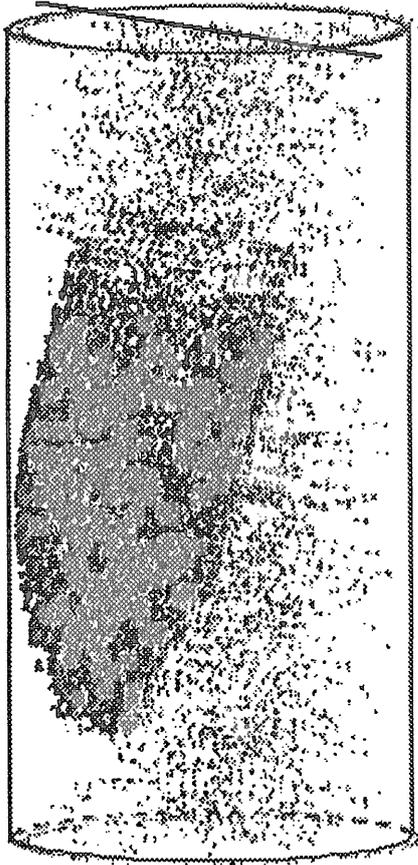
Fig. 9 Sketched images of surface cracks and fracture trace (top), and X-ray CT scanning images of a fracture plane inside each specimen (bottom). All images were scanned perpendicular to the fracture trace on the surface of the sample and are shown in order of increasing scanned depth from left to right. Scanned depth is shown under each image.

下部に0.5mm 間隔で撮影した199枚のCT断面より作成した。個々のCT断面からでは把握しにくい破壊面の3次元形状を読みとることができる。例えば，破壊面の先端(図の破壊面の上部)付近では画像の濃度が淡くなっており，破壊面先端では破壊面の幅が狭く破碎の度合いが小さいことが読みとれる (Kawakata *et al.*, 2000)。

第8図と第9図に示した結果より，ウェスタリー花崗岩での破壊面の発生・拡大過程は次のようにして起きて

いることがわかる。1) 試料表面に発生した多数の微小割れ目の中から，強度破壊点以降において，供試体側面中央部で破壊面の形成が始まる (WG-T1)。2) その後，破壊面は側面に沿って及び内部に向けて拡大する (WG-T2, WG-T3)。この間の応力降下速度は毎分10~40 MPaである。3) 破壊面は臨界の大きさ(表面での長さおよそ60mm, 深さおよそ7 mm)まで準静的に拡大し，その後は動的に拡大し供試体を破断する (WG-T4)。

4. 議 論



第10図 X線CT像から求めた破壊面の3次元表示。
Fig. 10 Three-dimensional image of fracture plane inside of WG-T4 constructed from X-ray CT images.

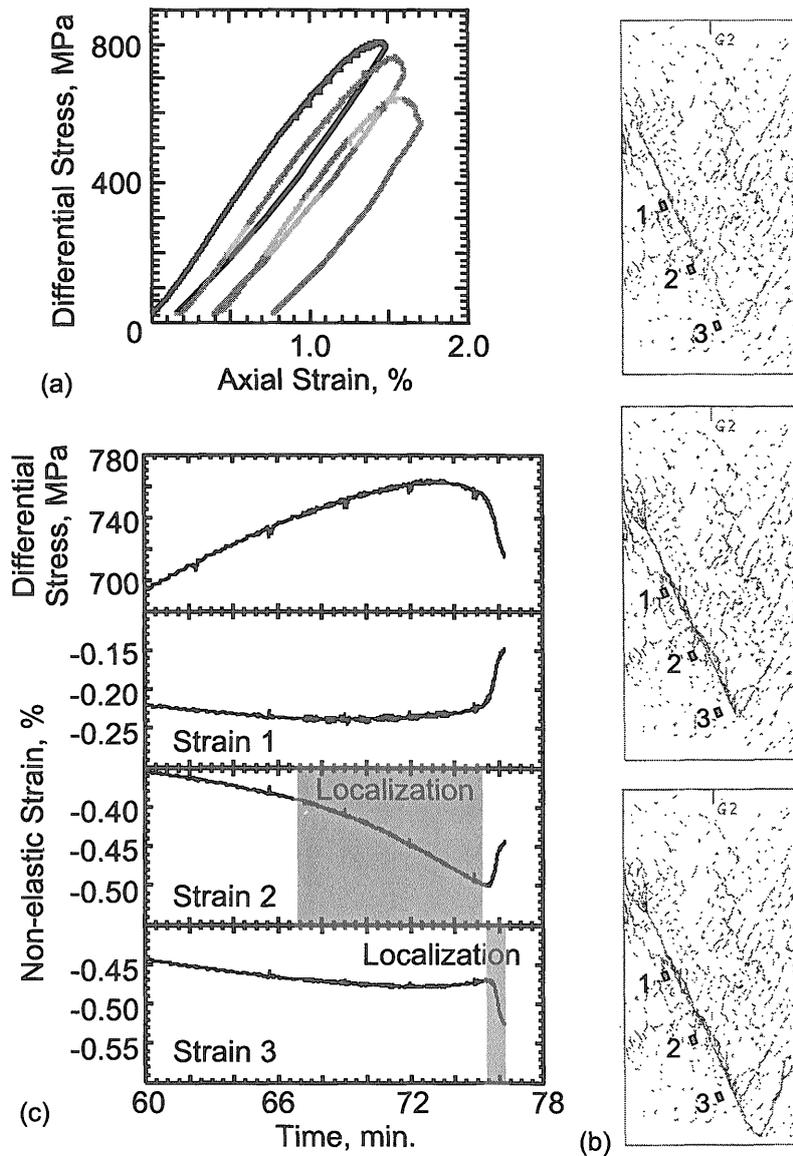
次に、我々は破壊面の成長に伴う破壊面周辺での歪変化の測定を行った。強度破壊点以降まで载荷して供試体を回収し、供試体表面に発生した破壊面およびその延長線に沿って歪ゲージを貼り、载荷試験を繰り返した。第11図に、繰り返し試験の結果を示す。(a)には、3回の繰り返し試験での応力-歪曲線を示す。(b)には、各試験後の破壊面の発生・拡大の様子と歪ゲージの貼り付け位置を示す。1回目の载荷試験で発生した破壊面の中央に沿って歪ゲージ1を、破壊面の延長上に歪みゲージ2, 3を貼り付けた。(c)には、2回目の载荷試験での軸応力と3ゲージでの歪の時間変化を示す。(c)での歪ゲージ2と3の時間変化に示されるように、破壊面が拡大し歪ゲージ貼り付け位置に破壊面の先端が接近、通過する過程で歪の大きな変化(歪集中・応力集中)が計測された。

我々は現在、温度150°C、圧力250MPaの条件で同様の実験を行っている。これまでの試験結果では圧力100MPa、常温状態で発生させた破壊面は、温度150°C、圧力250MPaでは拡大せず、新しい破壊面が形成された。このことは、破壊面の拡大が温度、圧力の影響を受けることを示唆している。

「地震断層の形状が震源過程に及ぼす影響の研究」では、折れ曲がりのある断層面を持つ岩石試料を用いたすべり実験を行い、多重不安定すべりが発生することを示した。多重すべりの最初のイベントは折れ曲がり付近で一旦停止した後、断層面全体に伝播するイベントが発生する。停止時間は最初のイベントのすべり量と負の相関があり、垂直応力と正の相関がある。この結果は、すべり速度と状態に依存する摩擦法則 (Dieterich, 1979; Ruina, 1983) でよく説明できることが分かった。大地震震源域の端で比較的大きな地震が遅れて発生することがある(例えば1978年伊豆大島近海地震, 1999年トルコ・イズミット(コジャエリ)地震)。上の結果はこのような地震の発生時期を推定できる可能性を示唆する。また、不安定すべりの応力降下量と前のすべりからの経過時間の関係を調べ、摩擦強度の回復がすべり停止後 10^{-4} ~ 10^{-3} 秒後には始まっていることを示した。すべり停止直後の摩擦強度の回復は複雑な震源過程を持つ地震や破壊フロントが通過した後の断層の挙動を考える上で非常に重要である(例えば Heaton, 1990)。

「震源核形成深度における温度圧力条件下での岩石の破壊・摩擦機構に関する研究」では、岩石供試体が動的に破壊する前に、破壊面が準静的に臨界の大きさ(震源核)まで拡大することが検証された。自然地震においても同様であるとすれば、準静的な破壊面の成長過程(震源核の形成)を観測により検出することで地震の直前予知は可能となる。また、破壊面の成長過程が歪計測によってとらえられることを示した。この結果は、地震発生想定域での地殻歪の計測が地震の直前予知に有効であることを示唆する。地質調査所では平成9年度に近畿地域およびその周辺に内陸活断層に地殻歪、地下水位を連続観測する観測井を設置し、現在テレメーターによる連続監視を行っている(佃, 1998; 小泉ほか, 1999b)。これらの観測井では、活断層で発生した小地震に先立って地殻歪・地下水位の変化が観測されている(長・小泉, 1999; 小泉ほか, 1999a)。

上記の結果を実際の地震現象に適応するためには、地震発生の際の条件における岩石の破壊メカニズムの解明や摩擦構成則の確立を行う必要がある。我々は、平成12年度より開始された工業技術院特別研究「地震発生域の物理・化学過程の研究」の一部として、内陸大地震の発生域である上部地殻の温度・圧力・間隙水圧条件における摩擦強度回復に関する研究を開始した。



第11図 (a)繰り返し荷重試験での応力-歪曲線。黒線は1回目の荷重時のもの、灰色の線は2回目、3回目の荷重時のもの。(b)供試体表面に発生した破壊面のスケッチ図。上段から1回目、2回目、3回目の荷重後に回収した供試体。歪ゲージ貼り付け位置も示されている。(c)2回目の荷重での軸荷重と歪の時間変化。

Fig. 11 (a) Complete stress-strain diagrams. The black line represents stress-strain diagram for the first run, and the gray lines for the second and third runs. (b) Sketched images of surface fractures. The gray rectangles represent the points that strain gauges were attached. The top, middle and bottom images were taken after the first, second and third runs, respectively. (c) Relationships between non-elastic tangential strain and time for the second run. The relationship between differential stress and time is shown on the top for reference.

文 献

粟田泰夫・水野清秀・杉山雄一・井村隆介・下川浩一・奥村晃史・佃 栄吉・木村克己 (1996) 兵庫県南部地震に伴って淡路島北 西岸に出現した地震断層, 地震, 第2輯, 49, 113-124.
 Brace, W. F., and Kohlsted, D. L. (1980) Limits on lithospheric stress by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85, 6248-6252.
 長 秋雄 (1993) 岩石の破壊強度から求められた地

殻強度と地殻での高圧型破壊の可能性, 地学雑誌, 102, 279-287.
 長 秋雄・川方裕則 (1997) 地質調査所の高圧高圧岩石試験装置—花崗岩での破壊面の形成と軸応力降下過程—, 地調月報, 48, 459-468.
 長 秋雄・小泉尚嗣 (1999) 1999年3月16日の滋賀県北部の地震 (M4.9) 前後における花折観測井と大原観測井での地殻歪と地下水位の変化, 地震予知連絡会会報, 62, 446-452.
 Dieterich, J. H. (1972) Time-dependent friction in

- rocks. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3690-3697.
- Dieterich, J. H. (1979) Modeling of rock friction, 1. experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2175.
- Heaton, T. H. (1990) Evidence for and implication of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **64**, 1-20.
- 池原 研 (1997) X線CT装置を用いた地質試料の比破壊観察と測定(1)—X線CT装置の原理・概要と断面観察—, 地質ニュース, no. 516, 50-61.
- Kato, N., Satoh, T., Lei, X., Yamamoto, K., and Hirasawa, T. (1999) Effect of fault bend on the rupture propagation process of stick-slip. *Tectonophys.*, **310**, 81-99.
- Kato, N., Yamamoto, K., Yamamoto, H., and Hirasawa, T. (1992) Strain-rate effect on frictional strength and the slip nucleation process, *Tectonophys.*, **211**, 269-282.
- Kawakata, H., Cho, A., Kiyama, T., Yanagidani, T., Kusunose, K., and Shimada, M. (1999) Three-dimensional observations of faulting process in Westerly granite under uniaxial and triaxial conditions by X-ray CT scan. *Tectonophys.*, **313**, 293-305.
- Kawakata, H., Cho, A., Yanagidani, T., and Shimada, M. (2000) Gross structure of a fault during its formation process in Westerly granites, *Tectonophys.*, in press.
- King, G., and Nábělek, J. (1985) Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, **228**, 984-987.
- 小泉尚嗣・高橋 誠・佃 栄吉 (1999a) 1999年4月17日の山崎断層の地震 (M3.9) 前後における地下水位・地殻歪の変化, 地震予知連絡会会報, **62**, 453-456.
- 小泉尚嗣・佃 栄吉・高橋 誠・佐藤 努・松本則夫・伊藤久男・栗原保人・長 秋雄・佐藤隆司 (1999b) 近畿およびその周辺地域における地震予知研究のための地質調査所による地下水位観測, 温泉科学, **49**, 18-33.
- Lindh, A. G., and Boore, D. M. (1981) Control of rupture by fault geometry during the 1966 Parkfield earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 95-116.
- Marone, C. (1998) The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle. *Nature*, **391**, 69-72.
- Ruina, A. L. (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Satoh, T., Yabe, Y., and Kato, N. (1999) Relation between time interval and local stress drop of multiple unstable sliding on an experimental fault with bend. *Geol. Surv. Japan Interim Rep.* no. EQ/99/1, 30-33.
- Scholz, C. H. (1990) The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge Univ. Press*, 125-133.
- Shimada, M., and Cho, A. (1990) Two types of brittle fracture of silicate rocks under confining pressure and their implications in the earth's crust. *Tectonophys.*, **175**, 221-235.
- 佃 栄吉 (1998) 変動解析研究室の現在の研究内容と今後の展望—東海地域の地震予知研究及び内陸活断層のモニタリング—, 地質ニュース, no. 523, 29-34.

(受付:2000年4月5日;受理:2000年7月26日)