総 合 報 告

岩石の摩擦特性と地震断層運動論

地質調査所* 栗 原 保 人

Rock Friction and Its Implication to Earthquake Faulting

Yasuto KUWAHARA

Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken, 305

(Received September 21, 1988; Accepted February 22, 1989)

This paper reviews rock friction studies and its applications to earthquake source studies. Current researches on rock friction have revealed that a rate of decrease in frictional resistance from a static frictional stress to a dynamic one is finite. The frictional behavior of many rocks has been described by a slip distance and/or slip rate-dependent constitutive law. Many researches have shown that surface roughness plays an important role in the friction law and have suggested that the fault roughness can be a source for size-scale dependence of physical parameters such as the critical slip-weakening displacement and the apparent fracture energy of shear fracture. Numerical models of earthquake faulting are presented using a constitutive friction law. Those can simulate not only a strong motion of an earthquake but also a premonitory slip of one. These results give a better understanding of the slip instability, leading to a deep understanding of an earthquake generation process.

§1. はじめに

地殻内で発生する地震のほとんどは断層面上での急激なすべり現象である。地震断層のすべり過程を明らかにするという観点から、実験室において岩石の急激なすべり過程を観測し、すべりの発生機構を解明するための摩擦実験が行われてきた。自然の地震ではまだ、観測器のダイナミックレンジや観測できる場所に制限があることなどにより、断層運動の発生から終了までの全過程を明らかにするのは不可能である。室内実験で摩擦の基本法則である構成則を明らかにすることや、それに基づく断層運動の数値シミュレーションは、地震断層運動の理解を助けることになるであろう。

本報告ではまず、地震断層運動との関連で岩石の摩擦現象をとらえた研究が始まってから、摩擦現象がすべり量やすべり速度に依存した現象であることが確認される以前の、1970年代後半までの研究を中心に岩石の摩擦現象の研究の流れを概観する。次に最近約10年間の研究で明らかになった、摩擦現象におけるすべり量、すべ

り速度依存性に関連した成果を紹介する。また実験室で得られた結果を応用して断層運動を数値シミュレーションした研究も取り上げる。さらに地震断層運動についての、岩石の摩擦現象を考慮した破壊力学的解析例を紹介し、岩石の摩擦現象の研究と、その地震断層運動への適用に関する研究の現状と今後の課題を明らかにする。

§2. 摩擦現象の研究の概観

岩石の摩擦現象には、急激なすべりが不連続的に起こる固着-すべり (stick-slip) と安定すべり (stable sliding) がある。固着-すべりのすべり過程は、すべりが外部応力の増加なしに加速する不安定すべりである。BRACE and BYERLEE (1966) は、浅発地震を断層面での固着-すべり現象であると考えれば、断層上での急激なすべりの発生や応力降下量が岩石の破壊強度に比べて小さいことを説明できることを指摘した。彼らの指摘以来、岩石の摩擦現象を地震発生機構の問題と関連させた研究が始まった。

実験では主に、断層面のガウジ (断層粘土)、鉱物組成、法線応力、粗さ、温度、試料を含む圧縮機の系全体

* 〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

Fig. 1. The slip-weakening model proposed by Andrews (1976). τ_p is the breakdown shear stress at the tip of the propagating crack, τ_d the residual sliding frictional stress, τ_i the background stress before the rupture initiation. The stress decreases from the breakdown stress τ_p to τ_d with ongoing slip D . The critical displacement d_c is the slip for stress to drop. The shaded area G represents the shear fracture energy.

の剛性（スティッフネス）等と不安定すべりの発生条件との関係が調べられた。これらの結果については、BYERLEE (1970)、BRACE (1972) や OHNAKA (1973) などに詳しく解説されている。また、DIETERICH (1972) や SCHOLZ and ENGELDER (1976) は摩擦特性の時間依存性の重要性を指摘した。不安定すべりの発生に影響を与える要因とその効果をまとめると、(1) 法線応力が大きいほど、(2) すべり面の粗さが小さいほど、(3) 圧縮機の剛性が小さいほど、(4) ひずみ速度が小さいほど、また固着時間が長いほど、(5) ガウジの厚さが少ないほど、(6) 柔らかい鉱物の含有量が少ないほど、(7) 温度が低いほど、不安定すべりが発生しやすい。

また、固着-すべり実験において、地震で通常用いられる震源パラメータ（応力降下量、すべり速度、破壊伝播速度など）を決める試みも行われた。WU *et al.* (1972)、BRUNE (1973) や JOHNSON and SCHOLZ (1976) は、既存断層に沿って発生する固着-すべりの際の破壊伝播速度やすべり速度が実際の地震で求められているものとはほぼ等しい値であることを示した。

BYERLEE (1967)、DIETERICH (1978a)、LOGAN *et al.* (1972) や SCHOLZ *et al.* (1972) は、不安定すべりに先行して準静的すべりが存在することを見いだした。地震が既存断層沿いの急激なすべりであるならば、室内実験で観察される準静的すべりは地震の前兆現象の発生に対応するものとして注目された。しかし、室内における前兆的すべりを支配する物理機構が明らかでなく、地震との単なるアナロジーとしての議論にとどまらざるを得な

かった。

地震と関連した岩石の摩擦現象の研究が始まってから最初の約 10 年間の研究では、室内実験の結果を実際の地震断層に適用する際に、破壊現象の持つ寸法効果の問題が未解決であることや地震の場での温度、水などの環境、断層面の形状などがほとんどわかっていないことが問題点として残されていた。また摩擦の構成法則に関しては、静摩擦から動摩擦への遷移は無限小の変位（すべり量）で起こるとされ、不安定すべり発生の力学的解析で重要な摩擦のすべり量依存性やすべり速度依存性は明確な形で示されていなかった。

地震断層運動の数値モデルの研究分野では、せん断型亀裂先端における応力無限大の不合理を解消するため、亀裂面上の応力がすべり量の関数になるモデルを IDA (1972) が提唱した。IDA のモデルは、線形破壊力学の立場から BARENBLATT (1959) が張力型亀裂先端の応力無限大の不合理を解消するために導入した仮説を、せん断型亀裂の場合に拡張したものであった。その後、ANDREWS (1976) は Fig. 1 に示すようなすべり量と摩擦応力の関係を与え、せん断破壊の破壊伝播速度を差分法によって求めた。図中のピーク応力値 τ_p は亀裂先端の破損応力 (breakdown stress)、 d_c は破壊に際して応力が動摩擦力 τ_d まで低下するのに要する変位量（臨界変位量）である。ANDREWS (1976) や RICE (1980) は、このように摩擦応力がすべり量だけの関数ですべり量の増加とともに低下するモデルを、スリップウィークニングモデルと呼んだ。Fig. 1 で影の部分の面積は破壊エネルギー G を与える [IDA (1972)、PALMER and RICE (1973)]。先にも述べたように、このスリップウィークニングの関係は実験的に確立された事実として認められておらず、仮説の段階にとどまっていた。

その後、摩擦実験においては、温度や鉱物組成の効果に関する研究よりも、断層上におけるすべり量、すべり速度、系の剛性の効果の研究によって不安定すべりの発生条件を力学的に解明し定式化する方向に研究は進んだ。最近の岩石の不安定すべりに関する研究は、方法論的に見て大きく 2 つに分けられるであろう。1 つはこれまでと同じように小型の試料を用いて、すべり速度が非常に小さい領域 ($10^{-9} \sim 10^{-3}$ m/s) で摩擦のすべり速度、すべり量依存性を調べるもので、すべり速度を段階的に変化させたときの摩擦のステップ応答を得て、摩擦のすべり速度、すべり量依存性を見るものが多い（後述）。この依存性を何らかの方程式で表現したものを構成方程式と呼んでいる。もう一方は、大型試料を使い、破壊伝播の様子を計測し、不安定すべりを破壊伝播の結果としてとらえ、その中で岩石の摩擦特性の解明を試みるもの

Fig. 2. A model to explain stick-slip instability [DIETERICH (1978b)]. The upper figure shows a spring-block model. m and k are a mass of the block and a stiffness of the spring, respectively. In the lower figure, the solid line gives the variation of friction f with displacement D . The dashed line gives the force (F)-displacement (D) path of the spring. Unstable slip occurs because the energy released by the slip displacement exceeds the frictional energy dissipated, as indicated by the shaded area.

で、大型試料を用いることにより破壊の寸法効果の解明を計ることも可能になる。OHNAKA *et al.* (1987b) によれば、亀裂内側先端近傍において、亀裂先端から凝着応力が動摩擦係数レベルまで遷移的に低下する領域（破損領域または凝着領域）の大きさに比べすべり面の大きさが十分大きな試料を大型試料と呼び、小さい試料を小型試料と呼ぶ。次にこの2つの流れを紹介する。

8.3. 摩擦の構成方程式

ANDREWS (1976) が仮定したような単純なスリップウィークニングモデル (Fig. 1) では、すべり速度、あるいは時間に関する項が含まれていないため、急激なすべりが停止した後の強度回復を記述できない。そのため1回の地震断層運動を再現することはできても、地震の繰り返しを説明することができない。DIETERICH (1978b) は、すべり面での強度回復をも統一的に記述できるように、固着継続時間とすべり速度の関数としての構成方程式を提唱した。DIETERICH (1978b) は彼の実験結果に基づき、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ような、次式を与えた。

Fig. 3. The response of frictional resistance to an abrupt increase in sliding velocity V . The frictional coefficient μ increases immediately after the sliding velocity increases. The coefficient subsequently decreases exponentially over a characteristic slip displacement. [DIETERICH (1979) and RUINA (1983)]

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

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

ここで、 μ_s, μ_d はそれぞれ静摩擦係数と動摩擦係数、 A, B は定数、 t, V, d_c は固着時間、すべり速度、臨界変位量である。ここで DIETERICH は、 d_c はすべり面の粗さに依存する量であるとした。彼は不安定すべりの発生メカニズムとして Fig. 2 に示すようなものを考えた。ここでは摩擦係数 μ のすべり速度に対する減少率とバネ定数 k （バネがブロックを引く力 F のすべり速度に対する減少率）との大小関係で、ブロックの運動が決まっている。いったんブロックが動き始めると、摩擦の速度依存性により摩擦係数がある値まで減少する (Fig. 2 の実線)。Fig. 2 では、摩擦係数がすべり速度に依存することにより、見かけ上、変位の関数として表されている。バネ定数 k が摩擦係数の減少率よりも小さい場合には、すべりに伴って開放されるひずみエネルギーが摩擦により消費されるエネルギーよりも大きいため、すべりは加速され、不安定すべりとなる。このモデルにより、(1) 法線応力が大きいほど、(2) すべり面の粗さが小さいほど、(3) 圧縮機の剛性が小さいほど、不安定すべりが発生しやすいことが説明できる。

DIETERICH (1979) は、(1) 式では実験でしばしば観察される前兆的すべりを説明できないとして、さらに精密な実験を行い、摩擦係数のすべり速度に対するステップ応答を求めた。結果の模式図 (Fig. 3) に示されるように、すべり速度の増加に対する摩擦応答は2つの効果に分離できる。1つは速度を増加させた後、直ちに摩擦係数が増加する効果であり、もう1つは、その後徐々に摩擦係数が減少していく効果である。DIETERICH はこの実験デー

Fig. 4. Spring-block model. A block of mass m slides a distance D with frictional stress τ . A load point moves a distance D_0 , stressing the block through the spring with stiffness k .

タを記述するために次式を与えた.

$$\mu = CF \quad (2a)$$

$$C = C_1 + C_2 \log(C_3 t + 1) \quad (2b)$$

$$F = F_1 + 1/[F_2 \log\{(F_3/V) + 10\}] \quad (2c)$$

$$t = \frac{d_c}{V} \left(\frac{V}{d_c} t_0 \right)^{\exp[(D_0 - D)/d_c]} \quad (2d)$$

ここに、 $\mu = \tau/\sigma$ (τ , 摩擦応力; σ , 法線応力), $C_1, C_2, C_3, F_1, F_2, F_3, t_0, D_0$ は定数, V, D, d_c はそれぞれすべり速度, すべり量, 臨界変位量である. (2b) は, すべり面上の真の接触面積がすべり面の接触時間とともに増加する効果を表し, すべり速度が大きいほど, この項の値は小さくなる. (2c) は真の接触面での強度が, すべり速度の増加とともに大きくなる効果を表している. また (2d) は摩擦力がすべり量の増加とともに徐々に減少するように与えたものである.

RUINA (1983) は, 摩擦を支配する因子の中に, すべり面の状態という物理的には意味が必ずしも明確ではない変数を導入し, 摩擦の構成則は一般に次のように表されると仮定した.

$$\mu = F(V, \theta_1, \theta_2, \dots)$$

$$\dot{\theta}_i = G(V, \theta_1, \theta_2, \dots) \quad i = 1, 2, \dots$$

ここに, V はすべり速度, $\theta_1, \theta_2, \dots$ は状態変数である. このうち, 状態変数が 1 変数の最も簡単な場合で, しかも DIETERICH らの実験データを説明しうる構成式として, RUINA が具体的に与えたのが次式である.

$$\mu = \mu_0 + \theta + A \ln(V/V_c) \quad (3a)$$

$$\dot{\theta} = (-V/d_c)(\theta + B \ln(V/V_c)) \quad (3b)$$

ここで, θ は状態変数, A, B, V_c は定数である. 花崗岩を用いた実験では $A < B$ となり, 定常状態 ($\dot{\theta} = 0$) においては, すべり速度が大きいほど摩擦力が小さくなる. このようにすべり速度が大きいほど摩擦力が小さくなることをベロシティウィークニングと呼ぶ. また (3b) 式によって, 摩擦力が徐々に変化する効果を与えている. TULLIS and WEEKS (1986) は, DIETERICH や RUINA の実験よりもすべり量の大きい領域でのデータを得るため

回転型のせん断試験を行い, 花崗岩試料の実験データが (3) 式によって説明されうことを示した.

GU *et al.* (1984), RICE (1983), RICE and GU (1983), RUINA (1983) は, 状態変数が 1 つである (3) 式の場合と 2 状態変数の場合の摩擦構成方程式を, Fig. 4 に示す 0 次元の 1 自由度系バネ-剛体モデルで, 慣性項を無視した形の準静的な運動方程式として解析し, 不安定すべりの発生条件としてベロシティウィークニングが必要条件であることを示した. ベロシティウィークニングの場合, バネ定数 k の値によって不安定すべり発生条件は変化し, 1 状態変数のときには, Fig. 5 のように不安定すべりの発生条件が記述でき, (1) $k < k_c$ (k_c は摩擦法則から決まるある定数) の場合, 必ず不安定すべりが発生する. (3) 式では, $k_c = \sigma(b-a)/d_c$, (σ , 法線応力) である. (2) $k > k_c$ のときには, Fig. 4 のブロックに与えるすべり速度のゆらぎがある値よりも大きい場合にのみ不安定すべりとなる. 2 状態変数の場合には Fig. 5(b) のようになり, 図の影の領域では, 不安定すべりとはならず, Fig. 4 のブロックは振動現象を示す. RICE and TSE (1986) は, 同じバネ-剛体モデルで慣性項も含めた動的な解析を行うことにより, 不安定すべりの発生から停止, 摩擦強度の回復までの固着-すべりの一連の過程をシミュレートした.

WEEKS and TULLIS (1985) は大理石を用いて回転型のせん断試験を行い, 岩石の種類の違いによって, 構成方程式に現れるパラメーターがどのように変化するか調べた. 彼らは, 花崗岩ではベロシティウィークニングを持つすべり速度の領域において, 大理石ではベロシティハードニングの性質を持つこと, さらにこれらのデータを説明するためには構成方程式の状態変数を 2 つ用いる必要があることを指摘した. BLANPIED *et al.* (1987) は, すべり速度 $10^{-9} \sim 10^{-3}$ m/s の広範囲な領域で花崗岩試料を用いた実験を行い, 10^{-4} m/s よりもすべり速度が大きくなるとベロシティウィークニングからハードニングの性質を持つにいたると報告している. BLANPIED *et al.* の結果は, (3) 式の定数 A, B がすべり速度の関数になることを示すものである. これは構成方程式がさらに複雑な形になることを意味し, もっと多くのデータを集めて確認する必要があるだろう. 一方 SHIMAMOTO (1986) はガウジ物質として岩塩を用いた実験で, すべり速度が 10^{-7} m/s 以下でベロシティウィークニングからベロシティハードニングの領域に移ると報告している. この領域は岩塩の延性流動が支配的な領域であると解釈されている. 通常の岩石では延性流動が支配的になるのはさらに遅いすべり速度領域である. したがって SHIMAMOTO は, 通常の岩石ではベロシティウィークニング

Fig. 5. Schematic diagram showing stability boundary for load point velocity jump from V to $V + \Delta V$, based on quasistatic analysis of spring-block model in Fig. 4. (a) For the case of one-state-variable constitutive law. Velocity perturbations of any size when k is below k_c cause unstable slip. (b) For the case of two-state-variable constitutive law. Note that permanently sustained oscillations occur in the shaded region. [Gu *et al.* (1984), RICE (1983), RICE and GU (1983)]

Fig. 6. Rock sample used in the experiments by DIETERICH (1981) and OKUBO and DIETERICH (1981, 1984). σ_x and σ_y are the applied stresses. Sensors D1-D3 give fault displacement and S1-S5 give the component of shear stress parallel to the fault.

の性質が広い範囲で成り立っていると予測している。

ここで得られた構成方程式は不安定すべりの発生条件の力学的解析には適しているが、得られた結果が非常に限られた条件の中で成立することしか確かめられておらず、より広い範囲で適用できるものが望まれる。また、同じようなすべり速度や温度の条件下の実験でも、相互に矛盾するような結果が得られる場合もある。例えば、STESKY (1978) は摩擦の速度依存性に関して温度の影響が顕著であると報告しているのに対して、LOCKNER *et*

al. (1986) は温度の影響はあまり見られないとしている。LOCKNER *et al.* (1986) や TULLIS (1988) は、この原因として、実験に用いる試料の形状や試料へのせん断応力の加え方の違いにより、まだ認識されていない効果が存在する可能性を指摘している。これは将来ぜひ解決しなければならない問題であろう。

§ 4. 大型試料を用いた摩擦実験

破壊に関する寸法効果は、物質構造の様々な波長の不均質性に依存していると考えられる [例えば、DIETERICH (1981)]。DIETERICH (1981) は破壊の寸法効果解明のためには大型試料を用いた実験が必要であることを強調し、Fig. 6 に示す長さ 2 m の模擬断層を用いた摩擦実験を行った。彼は、局所的なせん断応力とすべり量の時間関数を測定し、これを 200 kHz のサンプリング速度で A/D 変換することによりすべり伝播過程を高分解能で得て、2 m の模擬断層で実際に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。DIETERICH は、理論的考察から、既存断層の一部だけで不安定すべりが発生する場合の断層の平均的すべり量に対するせん断応力の減少率（スティッフネス）の近似値を求め、小型の試料に対する不安定すべり発生条件 (Fig. 2) を大型試料の場合に拡張した。

OKUBO and DIETERICH (1981) は、DIETERICH (1981) と同一の試料を用いて不安定すべりにおける局所的なすべり量と摩擦力の関係を調べ、IDA (1972) や ANDREWS (1976) が仮定したスリップウィークニングの関係を初めて実験的に確認した。また、OKUBO and DIETERICH

Fig. 7. Necessary condition for occurrence of stick-slip instability in the form of the relation between the power spectrum of the surface profile and $2D$ (twice the relative displacement) [KUWAHARA *et al.* (1987)]. The three thick curves are the idealized spectral curves for three different surface roughnesses. The curves have their spectral corner λ_c , respectively. When $2D > \lambda_c$, the sliding mode should be unstable. When $2D < \lambda_c$, the mode should be stable.

(1981) はスリップウィークニングの関係から見かけの破壊エネルギー G (Fig. 1) を求め、 G は物質固有のものではなく断層面の法線応力に依存する量であることを示した。

小型試料のスリップウィークニングの関係については、RICE (1980) や WONG (1982) が、既存断層を持たない岩石の脆性せん断破壊において、試料全体の巨視的なすべり量と応力の関係から確認している。WONG (1982) は、巨視的にみた破壊エネルギー G が温度、封圧、岩石の種類の変数になることを示し、室内実験で得られる G は地震で推定されている G よりも 3 桁ほど小さいことを見出した。

OKUBO and DIETERICH (1984) は DIETERICH (1981) と同様の実験装置で、破壊伝播速度、すべり速度、破損応力降下量 ($\tau_p - \tau_d$, Fig. 1) 等を測定した。彼らは、スリップウィークニングにおける臨界変位量 d_c は断層面の粗さが粗いほど大きくなり、 d_c に対する法線応力の効果は小さいことを示した。また、実験の地震との比較から、地震の断層面の臨界変位量は室内実験のそれよりも 2~3 桁大きいことを示唆した。

栗原・他 (1985, 1986, 1987), OHNAKA *et al.* (1986, 1987a, b) は、長さ 40 cm の模擬断層を有する花崗岩および安山岩試料で局所的なスリップウィークニングの関係を調べた。栗原・他 (1985) は、断層面形状のポワースペクトルにコーナー波長 λ_c が存在することを見出し

た。(Fig. 7 の実線参照)。断層面形状のポワースペクトルが波長のべき上に比例するなら、その形状はフラクタルである [例えば、高安 (1986)]。したがって、人工断層面の形状は、 λ_c よりも短波長側でフラクタル的な性質をもち、それよりも長波長側ではフラクタル的性質を失っているといえる。BROWN and SCHOLZ (1985) は、人工断層面の粗さに関して栗原・他と同様の報告をしている。栗原・他 (1987) は、 $5 \mu\text{m} < \lambda_c < 60 \mu\text{m}$ の範囲で固着-すべり実験を行い、臨界変位量 d_c が λ_c と比例関係にあることを示した。さらに彼らは、不安定すべり発生の条件として、断層面形状のポワースペクトルにコーナー波長 λ_c が存在し、かつ断層のすべり量が λ_c よりも大きい必要があるとし (Fig. 7)、室内実験の結果を外挿して、マグニチュード 6 程度の地震断層の λ_c は、約 1 m であると予測している。

OHNAKA *et al.* (1987a) は破壊域先端の破損領域における摩擦応力、すべり量、すべり速度、すべり加速度の関係を実験的に求めている。OHNAKA *et al.* は、実際の地震との比較から、応力降下量、破壊伝播速度、すべり速度は破壊の寸法に依存しない量であり、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ると指摘し、最大のすべり加速度が破壊域先端の破損領域の大きさ、または、臨界変位量でスケール可能であることを示した。

大型試料の実験結果を利用して、摩擦の構成方程式を導く研究も行われている。OHNAKA and YAMASHITA (1989) は、OHNAKA *et al.* (1987a) の実験結果に基づき、破壊域先端ですべり加速度が有限になるような摩擦の構成方程式を与えている。彼らの構成方程式は変位だけの関数であり、次のように与えられている。

$$\tau = (\tau_i - \tau_d)[1 + \alpha \log(1 + \beta D)] \exp(-\eta D) + \tau_d \quad (4)$$

ここで、 α, β, η は定数、 τ_i はすべりが開始する直前のせん断応力、 τ_d は動摩擦応力、 D はすべり量である。彼らは、 τ_i に時間依存性を含めることによって、すべり速度に依存する構成方程式と同様に、強度の回復過程が説明できるとしている。(4) 式では、すべり量と摩擦応力の関係は、Fig. 8 に示すようにすべり量の増加とともに強度の増加する領域があり、その後減少するようなモデルになっている。このようにすべり量の増加に伴い強度の増加する領域が存在するモデルでも、スリップウィークニングモデルと一般に呼ばれている。このモデルでは、破壊が準静的に始まってから動的に伝播していく過程は再現できるが、DIETERICH らが低すべり速度での安定すべりで実験的に見いだした摩擦の速度依存性を説明できない。

大型試料の実験では、脆性体と見なし得る花崗岩のよ

Fig. 8. Schematic illustration of the constitutive relation between the frictional stress τ and the slip displacement D [OHNAKA and YAMASHINA (1989)]. τ has its peak value at $D = D_0$.

うな物質のすべり破壊の場合でも、局所的な準静的破壊が先行して成長した後、不安定すべりが始まることが確認された点が注目される。この準静的過程は、破壊核生成過程と呼ばれる。OKUBO and DIETERICH (1984) は、2 m 長の模擬断層実験において、破壊の成長にともなう破壊伝播速度が数 100 m/s から数 km/s に加速されると報告している。OHNAKA *et al.* (1986, 1987b) は、40 cm 長の模擬断層で破壊核生成過程を追跡し、核生成領域における破壊エネルギー G が、動的伝播域での G に比較して小さいこと、核生成域では、破損領域の大きさは破壊域の大きさに等しいが、動的伝播領域では一定になり破壊域の大きさに比較して著しく小さいことなどを示した。また最近、OHNAKA and KUWAHARA (1989) は、核生成域においては、破壊エネルギーや応力降下量などが破壊域の大きさとともに増大すると報告している。破壊核生成過程を解明することは、破壊の研究にとって基本的に重要な問題であり、摩擦の構成則を導く際には、その構成則が核生成過程を説明できることが重要であろう。

§ 5. 摩擦の構成方程式を利用した断層運動のモデル化

地震の表面波や長周期の実体波を対象にした解析から、さらに短周期の加速度波や長周期の地殻変動の解析がなされるようになると、単純なくい違いの弾性論のモデルやクラックモデルよりも精密な断層モデルが要求されるようになった。こうした中で、摩擦の構成法則を考慮した断層運動のモデル化が必要となってきた。ここでは、摩擦の構成則によって短周期加速度波や長周期変動をモデル化した例や、その他の地震諸現象をシミュレートした例を紹介する。

IDA (1973) は、様々なスリップウィークニング曲線の形を仮定してすべり加速度の計算を行っている。また先に述べたように、OHNAKA and YAMASHITA (1989) は (4) 式に基づいてすべり速度、すべり加速度を計算し、それが OHNAKA *et al.* (1987a) の摩擦応力、すべり量、すべり速度、すべり加速度間の関係を示す実験データを良く説明することを示している。短周期加速度波を説明するためには、摩擦の構成則において、Fig. 8 に示すようにスリップウィークニングの領域に移る前にスリップハードニングの領域が存在することが重要である。

長周期変動を説明するモデルとして、STUART (1979), STUART and MAVKO (1979) は次式のような摩擦の構成方程式を仮定した。

$$\tau = \tau_p \exp \{ -(D - D_0)^2 / a^2 \} \quad (5)$$

(5) 式は、 $D = D_0$ を境に強度のすべり量依存性が変化することを仮定しており、Fig. 8 と同様、スリップウィークニングに先行してハードニングの領域が存在する。彼らは、断層での境界条件に (5) 式を用い、2 次元有限要素法で計算を行い、地殻の弾性定数と断層のスリップウィークニングレイトの関係によって、不安定すべりが発生する場合と安定すべりになる場合があるとし、不安定すべりの場合には前兆の変動を伴うことを示した。MIKUMO (1981) は、SCHOLZ and ENGELDER (1976) の摩擦実験の結果を参考にして、すべり速度とすべり量に依存する摩擦方程式を仮定し slow earthquake (低周波地震) をシミュレートした。最近では、LI and RICE (1983) や STUART *et al.* (1985) などがアセノスフェアや断層上の不均質を考慮するなど、より現実的な地殻構造モデルを用いて断層運動のシミュレーションを行っている。これらについては RUDNICKI (1988) に詳しく解説されているので、これを参照されたい。

すべり速度に依存する摩擦の構成方程式の応用としては、(3) 式による表現が (2) 式に比べて数値的に扱いやすく [RICE and Tse, (1986)], (3) 式に基づいて様々な地震現象をシミュレートした報告が出ている。GU (1984) は等すべり加速度運動を仮定して、(3) 式からすべり量-摩擦応力の関係を求め、OKUBO and DIETERICH (1984) が実験で求めたすべり-摩擦応力の関係を説明できることを示した。OKUBO and DIETERICH (1986) は、(2) 式と (3) 式が低すべり速度領域においては等価であることを示し、両式に基づいて OKUBO and Dieterich (1984) の実験の数値シミュレーションを行い、高すべり速度領域での両式の適用性を比較した。彼らは、高すべり速度領域において、摩擦係数のすべり速度依存性が小さくなるように (3) の構成方程式を修正する必要があることを示した。Tse and RICE (1986) は、サンアンドレアス断層にお

ける地震発生頻度の深さ依存性や地震再来周期を、摩擦の構成方程式で使われるパラメータの深さ依存性によって説明した。また Tse and Rice は断層でのすべり量の深さ依存性を時間を追って求め、地震の前兆すべりや余効的すべりをシミュレートした。DIETERICH (1986) は、(2), (3) 式を修正した形の構成則に基づき、破壊核生成から不安定すべり発生までの時間間隔を求め、実際の地震の前兆現象の可能性や余震の大森公式を説明している。CAO and AKI (1986) は剛体とバネの連なった 1 次元のモデルを考えて、地震活動度のシミュレーションを行い、地震の Gutenberg-Richter の関係式が再現できることを示した。

このように、摩擦の構成方程式を利用することによって、種々の地震現象を説明することができる。しかし得られた構成方程式は、非常に限られた条件下でのものであり、したがって、実際にこれを利用してシミュレーションをおこなう際には、モデルでシミュレートするすべり速度範囲、温度条件等への適用可能性を検討する必要がある。またモデルのパラメータの値は、実験データが存在しないために便宜的に仮定されたものが多く、この点も問題である。

§ 6. 破壊力学的観点からの実際の地震断層運動の解析

実際の地震断層に対して、破壊力学的パラメータを推定した例は少ない。最初に地震断層のスリップウィークニングの臨界変位量 d_c を推定したのは IDA (1973) であろう。IDA は、スリップウィークニングモデルに基づく断層モデルによりすべりの最大加速度を与える理論式を求め、実際の地震の最大加速度が $1g$ であると仮定すると、地震断層の d_c は 10 cm 程度になるとした。

TAKEUCHI and KIKUCHI (1973) は、せん断亀裂の動的伝播を扱った KOSTOV (1966) の理論を拡張し、亀裂が動的に伝播するための最小の長さを求めた。ここで得られた結果から、チリ地震 (1960) の見かけの破壊エネルギー G を 10^7 J/m^2 と見積った。HUSSEINI *et al.* (1975) は、同様に KOSTOV (1966) の理論を使い破壊が停止するための条件を導いた。HUSSEINI *et al.* によると G は断層の半径と応力降下量から求めることができ、地震断層の G を $10^0 \sim 10^7\text{ J/m}^2$ とした。

AKI (1979) は、地震の余震域を除いた部分が本震で破壊されたとするモデル (バリアーモデル) に基づいて、Parkfield 地震 (1966) などの余震震源分布から本震での破壊域の大きさを推定した。AKI は破壊域の大きさから G を求める式を導き、地震の G を $10^5 \sim 10^8\text{ J/m}^2$ と見積った。PAPAGEORGIOU and AKI (1983ab) は、彼らの

バリアーモデルに基づき、断層運動から放射される波動エネルギーを計算し、実際に観測される地震波動のエネルギーから破壊域の大きさや局所的応力降下量を導く方法を示した。その方法をマグニチュード 6 程度の地震に適用し、さらに地震の加速度波形に見られるカットオフ周波数 ($f_{\max}$) が破壊域先端の破損領域の大きさに関係した量であると仮定し、見かけの破壊エネルギー G 、臨界変位量 d_c 、破損域の大きさ ω を求めた。その結果、 $G \sim 10^7\text{ J/m}^2$ 、 $d_c \sim 1\text{ m}$ 、 $\omega \sim 500\text{ m}$ を得ている。

ZHIEREN (1984) は、単純化したスリップウィークニングモデルを解析し、応力降下量、断層の大きさ、平均的なすべり速度から G 、 d_c 、 ω を求めるための計算式を導いた。ZHIEREN は PURCARU and BERCKHEMER (1982) の地震カタログにこの方法を適用し、 $10^5 < G < 10^8\text{ J/m}^2$ 、 $0.1 < d_c < 3\text{ m}$ 、 $0.1 < \omega < 20\text{ km}$ という結果を得た。

以上の結果によると、WONG (1982)、OKUBO and DIETERICH (1984) や栗原・他 (1986) が指摘しているように、地震と室内実験の結果を比較したとき、両者の法線応力の違いを考慮しても、見かけの破壊エネルギーや臨界変位量等の破壊力学的パラメータは地震の方が 2～3 桁以上大きい。この違いは、地震断層面の粗さが模擬断層面の粗さに比べて非常に粗いか、地震の主破壊面近傍に副次的破壊面が発達しているなど、地震断層の不均質性が模擬断層に比較して非常に強いことに起因しているとする考え方がある [栗原・他 (1986)、OKUBO and AKI (1987)、OKUBO and DIETERICH (1984)]。

§ 7. まとめと今後の課題

1) 摩擦現象の記述

現在提案されている摩擦の構成方程式は、摩擦の微視的機構に基づいたものではなく、巨視的、現象論的記述に基づいたものであり、摩擦力のすべり量やすべり速度への依存性がどのような機構によるものかはまだ明らかではない。この機構を考えるうえで、すべり面のアスペリティの破壊やクリープ現象が重要であろう [例えば、SCHOLZ and ENGELDR (1976)]。最近、BROWN and SCHOLZ (1985) や WANG *et al.* (1988) はすべり面の微視的接触状態に関する研究を行っているが、このように微視的観点からより本質に迫った構成方程式を与えることが必要であろう。

これまでに提出されている摩擦の構成方程式について考えてみると、安定、不安定すべりの発生に関して力学的解析を行える形の方程式が提出されてからまだ日が浅い。(2), (3), (4) 式に示された構成方程式はその適用範囲にかなり厳しい制限があり、これらを用いて数値モデルを作るときには十分な注意が必要となる。例えば、(2),

(3) 式は $10^{-8} \sim 10^{-3}$ m/s の範囲で得られた方程式であり、より高速側あるいは低速側での適用性は保証されていない。さらに (3) 式では、すべり速度 0 が許されていないため、運動が停止しているような場合にはそのままの形で適用できない。(4) 式では、低すべり速度領域で確認されている摩擦の速度依存性は説明できていない。また、(4) 式は破壊域先端での摩擦応力を記述した式であるから、断層面上の既にすべった場所で、断層面の不均質性によるすべり速度の揺らぎがあるような場合に、その効果を評価できないであろう。さらに注意しなければならないのは、BLANPIED *et al.* (1987) が指摘しているように、構成方程式の中で定数として扱われているものが実は、すべり量、あるいはすべり速度の関数になっている可能性が大きいということである。ここで述べた問題点を解消するためにはより広範囲のすべり速度での実験が必要であろう。

また実際の地震に適用するためには温度、水、ガウジなどの環境の違いも考慮しなければならないであろう。例えば、LOCKNER *et al.* (1986) は温度の影響を調べ、摩擦のすべり速度依存性に関しては温度の影響は顕著ではないと報告している。しかし、STESKY (1978) は逆に温度の影響が大きいと報告しており、今後さらに精密な追実験を行う必要がある。その際、摩擦現象は断層面上の不均質性に強く依存する現象であるから、常に同じ状態で実験することが重要であろう。

2) 摩擦における断層面の不均質性の影響と寸法効果

摩擦現象は断層面上の不均質性に強く影響を受けるため、その不均質性を制御できる大型試料の利点は大きい。これまでは断層面の粗さのような短波長の影響が主に調べられているが、OHNAKA *et al.* (1986) が行ったように、断層面のうねりの長波長の影響も調べる必要がある。いずれにしても不均質性と破壊様式の関係は破壊のスケールングの際に必要な情報になるであろう。

また大型試料を使うことにより破壊の伝播の様子を高分解能で測定することが可能になる。これを利用して、例えば、破壊伝播速度の効果によって摩擦の構成則に変化があるかどうかなども調べる必要がある。

3) 破壊核の生成発達過程

摩擦の構成則に基づいた断層運動のシミュレーションでは、RUDNICKI (1988) が解説しているように、一般的に、不安定すべりに先行した準静的すべりの存在が予想されている。実験的には、破壊核生成域における摩擦特性と動的伝播域でのそれを比べると、破壊エネルギーなどのパラメータが異なっていることが示されている [OHNAKA and KUWAHARA (1989)]。これらは、地震予知の観点から大変重要な問題である。実験事実を考慮する

なら、シミュレーションにおいて、核生成域での摩擦構成則のパラメータの値を変える必要があり、これにより先行すべりの現れ方は変化すると考えられる。実験データも、まだ十分であるとはいえず、破壊核生成に関する実験も行う必要がある。

4) 地震断層運動の破壊力学的パラメータ

断層運動における破壊力学的パラメータは断層面の粗さ等の媒質の不均質性の影響を強く受ける。したがって地震断層の破壊力学的解析により破壊力学的パラメータを明らかにすることで、地震発生の際の不均質性に関する理解が飛躍的に進歩すると期待できる。例えば、破壊核生成の問題と関連して、破壊エネルギーは断層上の場所によりどのような分布をするのか、プレート境界と内陸との比較のように、地域的にどのように分布しているのか、また破壊エネルギーの寸法効果の問題など今後明らかにしなければならない課題は多い。

5) 岩石の摩擦と地震断層と地殻の不均質性

乗原・他 (1986) は、不安定すべりの発生に、断層面の形状のフラクタル的性質が失われる波長 (フラクタルリミット) が重要な役割を果たすことを示し、地震の発生する場にもフラクタルリミットが存在する可能性を指摘した。実際に地殻の不均質性にフラクタルリミットの存在を示唆するデータがいくつか報告されているので、最後にこれらを紹介する。

地震断層面の形状に関しては平田 (1987) に解説があり、露頭に見える断層の形状がフラクタルであることを述べている。一方で AVILES *et al.* (1987) や OKUBO and AKI (1987) は、約 1 km の波長でフラクタル次元が急激に変化することも報告している。乗原・他によるとフラクタルリミットの波長は約 1 m であるので、実際の断層面の形状については数 cm 程度の波長まで調べることが望まれる。さらに、露頭に見える断層の形状が、どの程度断層面全体の形状を代表しているのか疑問が残るため、地下深部での断層面の形状を調べるための工夫が必要であろう。

地震のモーメント-コーナー周波数 ($M_0 \cdot f_c$) の関係は、地殻の不均質性にフラクタルリミットに相当するような特徴的な波長が存在することを示唆する。例えば IIO (1986) は、 M_0 が 10^{25} dyn·cm 程度から $M_0 \cdot f_c$ 関係が変化していると報告している。このことは、断層の破壊過程が大きい地震と小さい地震では異なっていることを示すものである。小さい地震の破壊力学的解析を行うことによってこの原因が明らかになるかもしれない。また AKI (1987) は、マグニチュード 3 よりも小さい地震の数が Gutenberg-Richter の関係式から期待されるよりも明らかに少ないとして、地殻の不均質性に特徴的な波長が

存在することを示唆している。

広い波長帯域にわたって、地殻の不均質性を統計的に扱うことは難しい問題であるが、Wu and Aki (1985) のように、地震のコーダ波の解析から地殻の不均質性のフラクタル次元を求めることを試みた例もある。彼らは地殻のフラクタル次元と断層面の形状のフラクタル次元との比較も行っている。こういった方法で、広い周波数帯域のコーダ波等を使えば、地殻の不均質性の統計的な取り扱いが可能になるかもしれない。そして、岩石の摩擦現象と地震の断層運動と地殻の不均質性との関係がより深く理解されるであろう。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、東京大学地震研究所、大中康馨博士と地質調査所、楠瀬勤一郎博士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

- AKI, K., 1979, Characterization of barriers on an earthquake fault, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6140-6148.
- AKI, K., 1987, Magnitude-Frequency relation for small earthquakes: A clue to the origin of $f_{\max}$ of large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1349-1355.
- ANDREWS, D. J., 1976, Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, **81**, 5679-5687.
- AVILES, C. A., C. H. SCHOLZ and J. BOATWRITE, 1987, Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, **92**, 331-344.
- BARENBLATT, G. I., 1959, The formation of equilibrium cracks during brittle fracture. General idea and hypothesis. Axially-symmetric cracks, *P. M. M. J. Appl. Math. Mech.*, **23**, 622-636.
- BLANPIED, M. L., T. E. TULLIS and J. D. WEEKS, 1987, Frictional behavior of granite at low and high sliding velocities, *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 554-557.
- BRACE, W. F., 1972, Laboratory studies of stick slip and their application to earthquake, *Tectonophysics*, **14**, 189-200.
- BRACE, W. F. and J. D. BYERLEE, 1966, Stick-slip as a mechanism for earthquakes, *Science*, **153**, 990-992.
- BROWN, S. R. and C. H. SCHOLZ, 1985, Closure of random elastic surfaces in contact, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5531-5545.
- BRUNE, J. N., 1973, Earthquake modeling by stick-slip along precut surface in stressed foam rubber, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 2105-2119.
- BYERLEE, J. D., 1967, Frictional characteristics of granite under high confining pressure, *J. Geophys. Res.*, **72**, 341-371.
- BYERLEE, J. D., 1970, The mechanics of stick slip, *Tectonophysics*, **9**, 475-486.
- CAO, T. and K. AKI, 1986, Seismicity simulation with a rate-and state-dependent friction law, *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 487-513.
- DIETERICH, J. H., 1972, Time-dependent friction in rocks, *J. Geophys. Res.*, **77**, 369-3697.
- DIETERICH, J. H., 1978a, Preseismic fault slip and earthquake prediction, *J. Geophys. Res.*, **83**, 3940-3948.
- DIETERICH, J. H., 1978b, Time-dependent friction and the mechanics of stick slip, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 790-806, 1978.
- DIETERICH, J. H., 1979, Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2161-2175.
- DIETERICH, J. H., 1981, Potential for geophysical experiments in large scale tests, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 653-656, 1981.
- DIETERICH, J. H., 1986, A model for the nucleation of earthquake slip, In *Earthquake Source Mechanics* (Am. Geophys. Union Monogr. 37), pp. 37-47.
- GU, J., 1984, Frictional resistance to accelerating slip, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 662-679.
- GU, J., J. R. RICE, A. L. RUINA and S. T. TSE, 1984, Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction, *J. Mech. Phys. Solids*, **32**, 167-196.
- 平田隆幸, 1988, 新しい地震観とフラクタル, *地震*, **2**, 40, 459-467.
- HUSSEINI, M., D. B. JOVANOVIĆ, M. J. RANDOLL and L. B. FREUND, 1975, The fracture energy of earthquake, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**, 363-385.
- IDA, Y., 1972, Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, **77**, 3796-3805.
- IDA, Y., 1973, The maximum acceleration of seismic ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 959-968.
- IIO, Y., 1986, Scaling relation between earthquakes size and duration of fracturing for shallow earthquakes in seismic moment between 10^{10} and 10^{25} dyn·cm, *J. Phys. Earth*, **34**, 127-169.
- JOHNSON, T. L. and C. H. SCHOLZ, 1976, Dynamic properties of stick-slip friction of rock, *J. Geophys. Res.*, **81**, 881-888.
- KOSTROV, B. V., 1966, Unsteady propagation of longitudinal shear cracks, *PMM*, **30**, 1241-1248.
- 栗原保人・大中康馨・山本清彦・平澤明郎, 1985, 不安定すべり発生に関する断層面の粗さとすべり量のスケリング則, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 110.
- 栗原保人・大中康馨・山本清彦・平澤明郎, 1986, 不安定すべり発生に関する断層面の粗さとすべり量のスケリング則(2), *地震学会講演予稿集*, No. 1, 233.
- 栗原保人・大中康馨・山本清彦・平澤明郎, 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.
- LI, V. C. and J. R. RICE, 1983, Preseismic rupture progression and great earthquake instabilities at plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4231-4246.

- LOCKNER, D. A., R. SUMMERS and J. B. BYERLEE, 1986, Effects of temperature and sliding rate on frictional strength of granite, *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 445-469.
- LOGAN, J. M., T. IWASAKI, M. FRIEDMAN and S. KLING, 1972, Experimental investigation of sliding friction in multilithologic specimen, *Eng. Geol. Case Hist.*, **9**, 55-67.
- MIKUMO, T., 1981, A possible rupture process of slow earthquakes on a frictional fault, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **65**, 129-153.
- OHNAKA, M., 1973, Experimental studies of stick slip and their application to earthquake source mechanism, *J. Phys. Earth*, **21**, 285-303.
- OHNAKA, M. and Y. KUWAHARA, 1989, Characteristic features of local breakdown near a crack-tip in the transition zone from nucleation to dynamic rupture during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, in press.
- OHNAKA, M., Y. KUWAHARA and K. YAMAMOTO, 1987a, Constitutive relations between dynamic physical parameters near a tip of the propagating slip zone during stick-slip shear failure, *Tectonophysics*, **144**, 109-125.
- OHNAKA, M., Y. KUWAHARA and K. YAMAMOTO, 1987b, Nucleation and propagation processes of stick-slip failure and normal stress dependence of the physical parameters of dynamic slip failure, *Natural Disaster Science*, **9**, 1-21.
- OHNAKA, M., Y. KUWAHARA, K. YAMAMOTO and T. HIRASAWA, 1986, Dynamic breakdown process and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, In *Earthquake Source Mechanics* (Am. Geophys. Union Monogr. 37), pp. 13-24.
- OHNAKA, M. and T. YAMASHITA, 1989, A cohesive zone model for dynamic shear faulting based on experimentally inferred constitutive relation and strong motion source parameters, *J. Geophys. Res.*, in press.
- OKUBO, P. G. and K. AKI, 1987, Fractal geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, **92**, 345-355.
- OKUBO, P. G. and J. H. DIETERICH, 1981, Fracture energy of stick-slip events in a large scale biaxial experiments, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 887-890.
- OKUBO, P. G. and J. H. DIETERICH, 1984, Effects of physical fault properties on frictional instabilities produced on simulated faults, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5817-5827.
- OKUBO, P. G. and J. H. DIETERICH, 1986, State variable fault constitutive relations for dynamic slip, In *Earthquake Source Mechanics* (Am. Geophys. Union Monogr. 37), pp. 25-35.
- PALMER, A. C. and J. R. RICE, 1973, The growth of slip surfaces in the progressive failure of over-consolidated clay, *Proc. R. Soc. London Ser. A*, **332**, 527-548.
- PAPAGEORGIOU, A. S. and K. AKI, 1983a, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, I, Description of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 693-722.
- PAPAGEORGIOU, A. S. and K. AKI, 1983b, A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion, II, Applications of the model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 953-978.
- PURCARU, A. C. and H. BERCKHERMER, 1982, Quantitative relations of seismic source parameters and a classification of earthquakes, *Tectonophysics*, **84**, 57-128.
- RICE, J. R., 1980, The mechanics of earthquake rupture, In *Physics of the Earth's Interior*, Italian Physical Soc., Bologna, Italy, pp. 555-649.
- RICE, J. R., 1983, Constitutive relations for fault slip and earthquake instabilities, *Pure Appl. Geophys.*, **121**, 443-475.
- RICE, J. R. and J. GU, 1983, Earthquake aftereffects and triggered seismic phenomena, *Pure Appl. Geophys.*, **121**, 187-219.
- RICE, J. R. and A. L. RUINA, 1983, Stability of steady frictional slipping, *J. Appl. Mech.*, **50**, 343-349.
- RICE, J. R. and S. T. TSE, 1986, Dynamic motion of a single degree of freedom system following a rate and state dependent friction law, *J. Geophys. Res.*, **91**, 521-530.
- RUDNICKI, J. W., 1988, Physical model of earthquake instability and precursory process, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 531-554.
- RUINA, A., 1983, Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- 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. and Geomech. Abstr.*, **13**, 149-154.
- SCHOLZ, C. H., P. MOLNAR and T. JOHNSON, 1972, Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for the earthquake mechanism, *J. Geophys. Res.*, **77**, 6392-6406.
- SHIMAMOTO, T., 1986, Transition between frictional slip and ductile flow for halite shear zones at room temperature, *Science*, **231**, 711-714.
- STESKY, R. M., 1978, Mechanisms of high-temperature frictional sliding in Westerly granite, *Can. J. Earth Sci.*, **15**, 361-375.
- STUART, W. D., 1979, Strain softening prior to two-dimensional strike slip earthquake, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1063-1070.
- STUART, W. D., R. J. ARCHULETA and A. G. LINDH, 1985, Forecast model for moderate earthquake near Parkfield, California, *J. Geophys. Res.*, **90**, 592-604.
- STUART, W. D. and G. M. MAVKO, 1979, Earthquake instability on a strike-slip fault, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1063-1070.

- 84, 2153-2160.
- 高安秀樹, 1986, フラクタル, 朝倉書店, 東京, 186 pp.
- TAKEUCHI, K. and M. KIKUCHI, 1973, A dynamic model of crack propagation, *J. Phys. Earth*, **21**, 27-37.
- TSE, S. T. and J. R. RICE, 1986, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties, *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452-9472.
- TULLIS, T. E., 1988, Rock friction constitutive behavior from laboratory experiments and its implication for an earthquake prediction field monitoring, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 555-588.
- TULLIS, T. E. and J. D. WEEKS, 1986, Constitutive behavior and stability of frictional sliding of granite, *Pure Appl. Geophys.*, **124**, 383-414.
- WANG, J. S. Y., T. N. NARASIMHAN and C. H. SCHOLZ, 1988, Aperture correlation of a fractal fracture, *J. Geophys. Res.*, **93**, 2216-2224.
- WEEKS, J. D. and T. E. TULLIS, 1985, Frictional sliding of Dolomite: A variation in constitutive behavior, *J. Geophys. Res.*, **90**, 7821-7826.
- WONG, T., 1982, Shear fracture energy of Westerly granite from post-failure behavior, *J. Geophys. Res.*, **87**, 990-1000.
- WU, R. and K. AKI, 1985, The fractal nature of the inhomogeneities in the lithosphere evidence from seismic wave scattering, *Pure Appl. Geophys.*, **123**, 805-818.
- WU, F. T., K. C. THOMSON and H. KUENZLER, 1972, Stick-slip propagation velocity and seismic source mechanism, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1621-1628.
- ZHIEREN, N., 1984, Estimates of fracture parameters of earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 645-661.