

地震はなぜ停るのか

楠 瀬 勤 一 郎 (環境地質部)
Kinichiro KUSUNOSE

はじめに

地震波の記録(地震記録)や地震にもなった地殻変動などを調べることによって 断層がすべっている間のことについては 破壊がどこから始まり それがどの程度ぎくしゃくと伝播していったか まるで手にとるよういろいろな分かってきている。しかし 地震がなぜ停止するのかについて 不思議に余り分かっていない。地震の原因は破壊が断層面上を伝播することであり 破壊が進行している間はその先端に大きな応力が集中している。地震記録を詳しくみると 地震の停止にもなったピーク いわゆるストップング フェイズがみられる。破壊の伝播する速度が急激に変化することで こういうピークが現われるのだから 地震の停止は割合突然おこるらしい。そうすると 停止した破壊の先端には大きな応力が集中したままになっているわけで 次の地震はここから始まるだろうと考えられる。また どこまで断層がすべるかで 地震の大きさが決まるのだから なぜ停るのかをちゃんと知らないと どうしてこの地震は小地震だったのに次に同じところにおこった地震が大地震になってしまったか などということが分からない。だから 実は地震がなぜ停るのかが分からないと次の大地震がいつくるのかも分からない。そこで 今まで野外観察から破壊の停止についてどの程度まで分かっているのかを少しまとめてみた。

バリアの種類

質の高い地震の記録が使えるようになり 地震の最中の断層の破壊は 決してなめらかに進むのではなく 思った以上にぎくしゃくとしながら進むことが分かって来ると その原因を表わすための概念が欲しくなってくる。そのようにして バリアやアスペリティの概念が地震学に導入され ここ十年間程の間に地震の破壊過程についての理解が大変進んだ。これらの概念は 実は多くの地震屋が昔からなんとなく持っていたもので 偉大な先生が一英語で一使うとこうまで真実味をおびてくるものなのか という気もしないでもない。しかし 最近では地震のすべりの開始やすべりの停止を このバ

リアとアスペリティという概念によって説明することが多くなっている。アスペリティとバリアの概念の違いについては King and Nabelek (1985) に簡潔な しかしベダンチックな説明がある。アスペリティという言葉には 断層面間の接触の強弱にもついたすべり強度の高い領域という意味合いが強いようだが 私には両者に本質的な違いがあるように思えない。

Das and Aki (1977) によれば バリアには破壊面の凸凹のような実際に目に見える幾何学的バリアと クリップなどによって断層面周辺のテクトニックな応力が緩和され低くなることによって生じる応力緩和型バリアの二種類がある。水平方向への破壊の伝播に対するバ

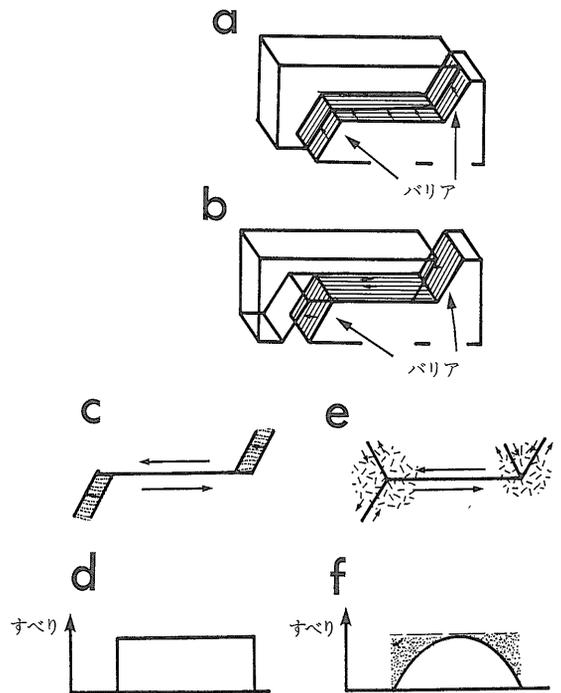


図1 幾何学的バリア (a) 新しい地質構造を作らないバリア (b) 新しい地質構造を作るバリア (c) 体積膨張型バリア (d) 体積膨張型バリアを両端にもつ断層上でのすべりの分布 (e) 体積収縮型バリア (f) 体積収縮型バリアを両端にもつ断層上でのすべりの分布 (King, 1986 より)

アとしては この二種類を考えればよいように思われる。 King and Yielding (1984) は幾何学的なバリアをバリアが破壊の進行方向に平行な方向にあり破壊の伝播にともなった新しい地質構造を作らないもの (図1-a) と 破壊の伝播の方向にあって 破壊が停止する際に新しい断層や体積増加域をつくるもの (図1-b) の二種類に分けている。

新しい構造を作らないバリアは 破壊の横方向の広がりを規制するような働きはしても 地震の破壊開始にも停止にも大きな役割は担わない。 新しい地質構造をつくるバリアは 地震の終端部が体積膨張域となるもの (図1-c) と収縮域になるもの (図1-e) とにわかれる。 岩石の引っ張り強度は 圧縮強度に比べるとはるかに小さいということを考えると 体積膨張域となるようなバリアの障害としての強さは さほど大きくないと予想されるので この形のバリアをもった断層では その断層面上でのすべり量の分布は図1-dに示されたように両端まで一定な箱型をすると とりあえず考えよう。 たとえば この体積膨張域が海嶺で この断層がトランスフォーム断層である場合を考えれば 断層面上での歪量の分布は明らかに図1-eのようになる。 収縮域になるものは 地震が停止したときの破壊の伝播のエネルギーのうちの一部は周囲の岩盤によって弾性的に蓄積されるが残りのエネルギーは断層終端部付近に発生する破壊によって消費される。 このようなバリアを持つ断層の場合のすべり量は図1-fで示されるように終端部近くで緩やかに零になっていく。 もしクリープ運動を考えないならば 図1-f中で影で示した弾性的に蓄えられたエネルギーは 余震・平常時の地震活動・次の地震の前震活動などによって解放される。 また このような断層終端部では応力が周囲より集中しているので 次の地震がこの領域から始まるのが期待される (アスペリティの形成 King (1986))。

応力緩和型のバリアをもつ断層では バリア領域の断層面上の剪断応力がクリープなどによって緩和されてしまっているため 伝播していった破壊が応力緩和領域に入ってから破壊を続けていくエネルギーが断層の周囲から供給されないの で ガス欠の車が停まるように徐々に停止する。 図2は 地震が停止したときの断層面上でのすべりの分布で 脆性破壊領域に蓄えられた歪エネルギーは余震などによってやがて解放されるが 応力緩和域の影で示された残留歪はクリープなどによって地震活動をともなわずにすべっていく。

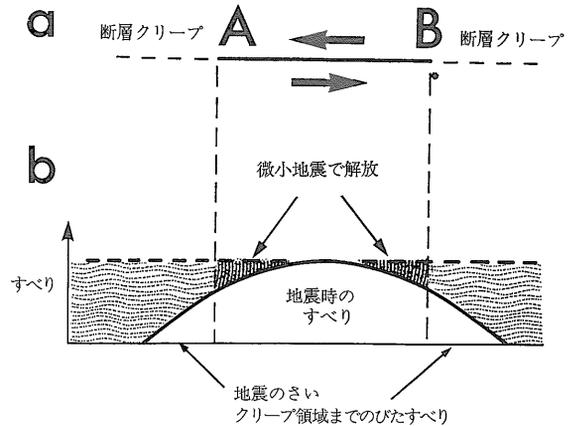


図2 応力緩和型バリア 断層A-Bの両端が応力緩和型バリアを持ち その先がクリープ領域となっている場合 (a) 地震の際に断層面上でのすべりは脆性破壊域内では停らずクリープ領域までのびる。断層A-B間でのすべり残しは余震など微小地震によって後ですべる。応力緩和型バリア内でのすべり残しはクリープによって地震をともなわずにすべる (b) (King, 1986より)

数理モデルはバリアの働きをどこまで明かすか

King and Nabelek (1985) は 断層の形と震源過程のよく分かっている地震について地震の開始と停止の位置を調べ 断層の走向が変化している場所 (bend) で地震が発生したり停止したりすることを見いだした。 このように地震が bend で発生・停止するならば 同一断層系に何度も地震が生じる間に 繰り返し高い応力が bend 近傍に集中し bend 周囲には破壊域が発達すると考えられる。 このような bend は幾何学的バリアの一種である。

彼らは 破壊の開始と停止とに対してこのような幾何学的バリアがどう働くかを示すために二次元モデル実験を行った。 その結果が図3である。 まず なんらかの偶然によって主断層 a 上に発生した破壊が断層の分岐点に向かって伝播する。 この運動によって 断層 b, c がすべり始める (図3-a)。 これらの運動は同時に断層の分岐点のまわりの副断層を動かし変形が広い範囲 (プロセス ゾーン) に広がる。 このため 主断層 a の先端の応力の大部分が プロセス ゾーンでの変形に消費され b, c への破壊の伝播が小さくなる。 一方 この過程で断層に異なる方向からすべり運動が伝播することにより 結果的に断層面上の動きがロックされて断層 a, b, c の動きが停止する (図3-b)。 つまり 自

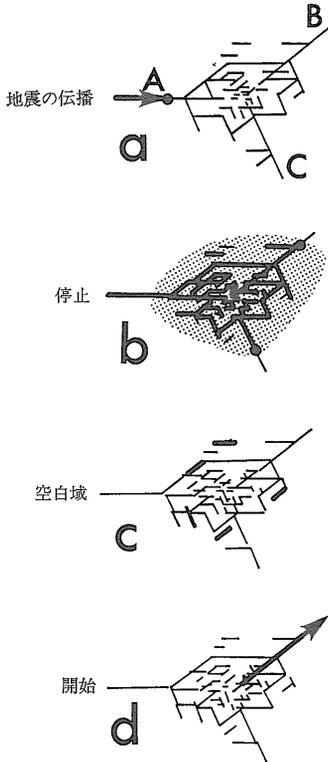


図 3 断層の bend での地震サイクルの数値モデル実験結果 (a) 本震の破壊が断層の交点に向かって伝播する (b) 本震の停止 (c) 地震空白域の形成 (d) 新しい地震の発生 (King and Nabelk, 1985を一部改)

縄自縛の世界である。

主断層停止までの間に生じた断層面上での食い違いがアスペリティとなって次の地震の際に破壊の開始点となる。副断層の密度つまり主断層の破壊伝播の停止によって生じたアスペリティの密度は分岐点の近くが一番高い。このため地殻応力が増加すると断層bが再び動く前にまずプロセスゾーンの境界付近で地震が生じやすくなり震源分布は茂木の第二種地震空白域として有名なドーナツパターンをつくる(図3-c)。プロセスゾーンの境界付近での地震活動がある程度すすむと主断層にかかっていたロックがゆるんできてなんらかの拍子でたとえば断層bのロックがはずれ新しい大地震が始まる(図3-d)。破壊の進行についてのゲームのルールがKing and Nabelk (1985)の論文では余り詳しくはないので数値実験の内容がもう一つ

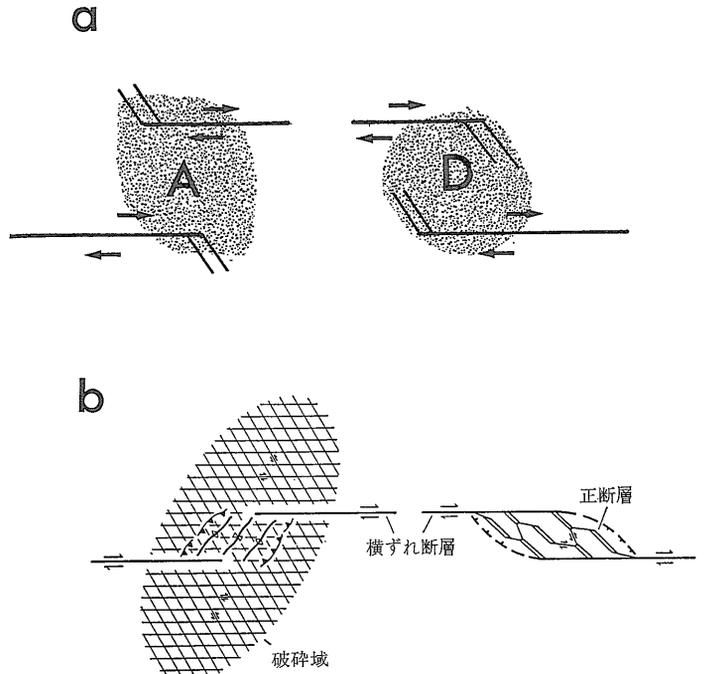


図 4 Rock bridge の構造 (a) Rock bridge の種類 A; 体積収縮型 rock bridge B; 体積膨張型 Rock bridge (b) Rock bridge の内部構造 (Sibson, 1986を一部改)

よく理解できない点もあるのだが彼らの結果は地震の停止・空白域の形成・次の大地震の発生というプロセスをもっともらしく再現している。

Deng et al. (1966) は雁行配列している断層系の野外観察の結果から横ずれ断層の破壊の停止を考えるうえで雁行した二つの断層の間の領域 (rock bridge) の性質が重要であることを指摘している(図4-a)。rock bridge も一種の幾何学的バリアで二つの断層のずれの方向によって張力場になる体積膨張型 rock bridge と圧縮場になる体積収縮型 rock bridge の二種類の rock bridge ができる。Segall and Pollard (1980) は雁行した二つの断層の間の弾性的な相互干渉を二次元準静的な問題として調べた。膨張型 rock bridge の場合は二つの断層間の相互作用のために断層端での摩擦抵抗が減少してすべり易くなり rock bridge では平均応力が減少する。断層端は張力型破壊として進行して破碎の網目構造が発達すると同時に断層が互にくっついてのびていったり副断層が発達する。一方収縮型 rock bridge では断層端部での摩擦抵抗も rock bridge での平均応力も増加するために断層端部は互いから離れるようにのび広い範囲に破碎域や副次的な断層を発達させる(図4-a)。明らかなバリアをつくる

収縮型 rock bridge に対して膨張型 rock bridge は相対的に断層のすべりの進行に対する抵抗が小さく断層が互いにつながりやすい。

破壊の伝播に対する rock bridge の挙動を動的に解析した結果では (たとえば Sibson, 1985) 静的な解析結果とは相反して 膨張型 rock bridge は破壊の伝播に関して収縮型 rock bridge と同程度あるいはそれ以上のバリアとなる。静的な考察では断層の周囲の岩盤の粘性的な性質が無視されていたのに対し 動的な解析では粘弾性体として扱われているので rock bridge が急激な体積膨張に対して大きな抵抗を示すためである。地殻の浅所は流体に満たされているので 岩盤中の割れ目がすべりの伝播にともなった張力の増加に呼応して数秒というような急激な速さで開口しようとする。割れ目にある流体の表面張力が大きな抵抗となるためであろう。膨張型 rock bridge が粘弾性的な振る舞いしている証拠として Sibson (1986b) は膨張型 rock bridge の領域ではしばしば地震後にゆっくりしたすべりが生じることを指摘している。一方 収縮型 rock bridge は急激なすべりの伝播に対しても長時間のゆっくりしたすべりの伝播と同様に大きなバリアとして働く。

Toki and Miura (1985) は断層面上での破壊にともなった応力降下量と断層面の降伏応力をあて 断層面上に働く剪断応力がそこでの降伏応力の値をこえたら破壊するという仮定のもとで 逆断層地震の震源過程を調べた。彼らの手法は断層面上の降伏応力の大きさを局所的に大きくすることでバリアを表現するため断層面上のバリアを任意にあたえることが可能である。したがって 破壊の伝播にバリアがどのような影響をあたえるのかを考える時にモデルをつくるさいの自由度が大きいので便利である。しかし今のところ応力降下量や降伏応力の分布について我々があまりにも知らなさすぎるので もっともらしい深さの範囲で地震を発生・停止するためにバリアがどのような分布をしていなくてはならないかを一意に決めることができない。彼らの手法を用いて地震の発生過程を考察するためには深さによって降伏応力の値がどのように変化するかを別の研究から明かにしていく必要がある。

横ずれ断層で観察される幾何学的バリアの構造

幾何学的バリアは野外ではどのような形で観察されているのであろうか。はじめに地表観察に適した横ずれ断層についてその構造をみてみよう。

大きな地震では地震による地中の破壊が地表でも
1988年2月号

られる個々の断層をこえて伝播していく。たとえば今から約100年前におきた濃尾地震では 温見・根尾谷・黒津・梅原の各断層を動かしながら破壊が伝播していった。したがって幾何学的なバリアを考える時には個々の断層の形ではなくいくつかの断層を一組とみなした断層系の形を考える必要がある。このようなスケールで問題にしなくてはならないのは断層系の走向の変化する場所 (bend) と断層系が雁行した幾つかの断層でできているときの断層と断層との間の「とび」の領域 (rock bridge) である。

雁行したいくつかの断層によってできている断層系の場合には 個々の断層の主要な破壊面は通常直線あるいはゆるいカーブを描きつつ100km程度続き100-1,000m位離れて隣の断層に続いていく。高精度の微小地震の震源分布から地表に表われている bend や rock bridge がしばしば地震活動がみられる上部地殻の下限まで (深さ10-15km程度まで) 及んでいることが明らかとなっている (たとえば Reasenber and Ellsworth, 1980)。また 個々の地震の断層面上でのすべり量の急激な変化がこのような構造に対応するという報告も多い (たとえば Kikuchi and Sudo, 1984)。地形学的な証拠をもとに Sibson (1986a) はこのような大規模な下部構造が10,000年以上も変わらなかったことが明らかなる例を報告している。

先に指摘したように rock bridge には体積膨張型 rock bridge と収縮型 rock bridge の二種類がある。体積膨張型 rock bridge では正断層やグラーベンのような張力場を示唆する構造が発達する。図5は1920年に死者10-20万人をだしたハイユアン地震 (マグニチュード8.6) をおこしたハイユアン断層 (中国寧夏区) である。図中の太線は1920年の地震の際に動いた部分 また影はこの断層系の rock bridge にみられる6つの盆地を示している。これらでは盆地の境界を形作っている正断層 (図中の NF) が横ずれ断層 (図中の SF) と高角に交わっている。Deng et al., (1986) は1920年ハイユアン地震のさいのハイユアン断層帯にそっての水平変位量の分布を調べ 盆地では剪断成分が断層部分に比べ減少しているが張力成分は増加していることを示し これらの盆地が膨張型の幾何学的バリアであることを明かにしている。Rodger (1980) はこのような体積膨張域の形成が雁行した二つの断層の間の距離と重なる長さによってコントロールされていることを指摘した。野外観察の結果をもとに Deng et al., (1986) は断層の長さも深さもその形成に影響することを報告し これら4つのパラメーターの大きさによる体積膨張域での盆地の形の違いとその発達過程を議論してい

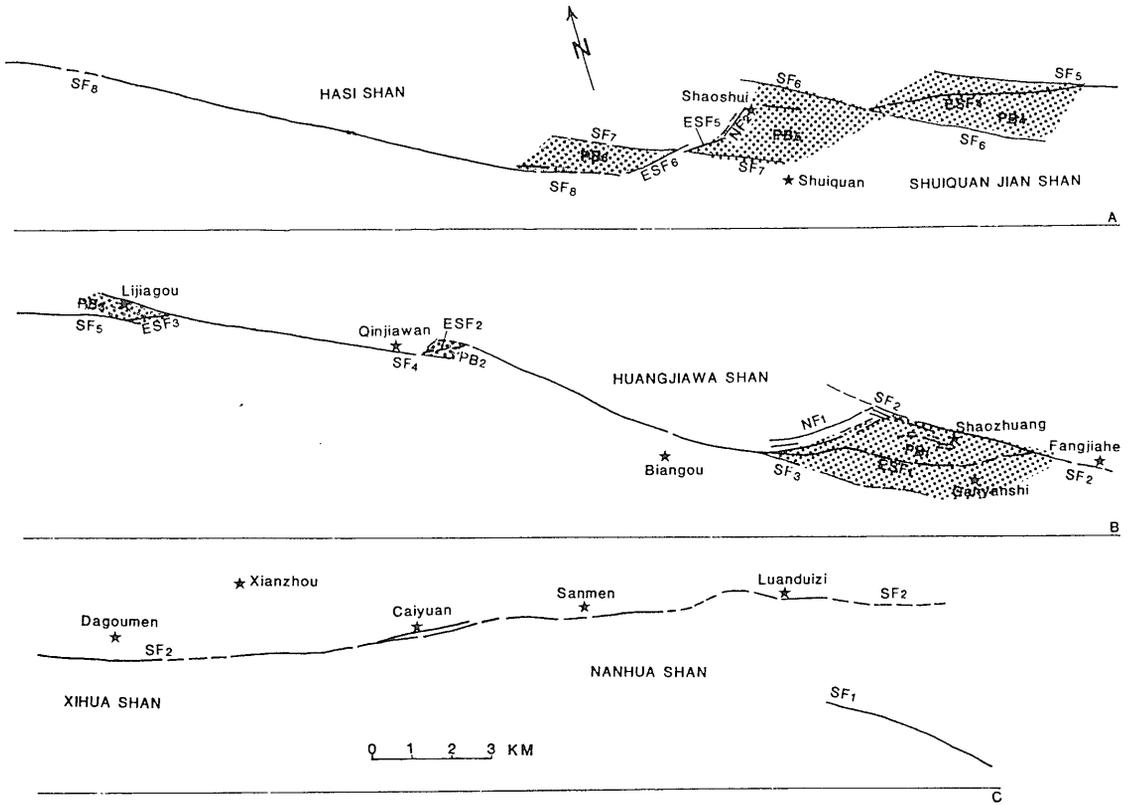


図 5 ハイユアン断層系と1920年ハイユアン地震の際に観察された地割れ。 図の上よりハイユアン断層系の西部 中部 東部。 図中の影；構造性盆地 SF；横ずれ断層 NF；正断層 (Deng et al, 1986より)

る。一方 収縮型 rock bridge 領域では 逆断層 隆起などの圧縮場を特徴付ける構造が種々見られる。例えば Xianshui He 断層に1973年発生したルーフオ地震 (中国四川省 マグニチュード7.9) では rock bridge にモール トラックがみられた。

中一大規模の横ずれ地震に伴う余震の発震機構の研究から 膨張型 rock bridge や収縮型 rock bridge にそれぞれ対応して rock bridge 内部には正断層 逆断層成分をもつ余震が生じるが 各 rock bridge の直前までの断層部分には 本震と同じ横ずれ成分の余震がおきることがわかった (たとえば Reasenber and Ellsworth, 1982)。余震の発震機構は rock bridge で局所的な応力の方向が急変しており その方向が雁行した二つの断層の相互作用を弾性論的に解析した結果と良く一致している。収縮型 rock bridge のまわりでのすべりは King and Nabelk (1985) のモデルが示すように rock bridge の周りの広い範囲にわたって分布している横ずれ (および いくらかの逆断層成分をもった) 微小断層によって伝播し バリアの周りの広い範囲に破壊変形を生じ

る。それにひきかえ 膨張型 rock bridge では 変形は rock bridge 内部に限られる。この変形域の広さの違いは余震分布域の広がりとしても観察される。余震や変形の一部が地震後のゆっくりした破壊に対応しているので 膨張型 rock bridge 周囲の変形域や余震域の広さが収縮型 rock bridge に比べて狭いということが バリアとして弱いということにはつながらない。Hill (1977) は 膨張型 rock bridge での地殻の変形について 雁行した二つの断層が小さな垂直張力破壊と剪断破壊によってハニカム構造をつくってつながりあうというモデルを提唱している。彼のモデルでは 膨張型 rock bridge では すべりが断層運動の方向へのある程度の張力開口を伴って伝播するという点が面白い (図 4-b)。

幾何学的バリアが地震をどうかえるのか

1979年カラペラス断層におこったコヨテレーク地震 (マグニチュード 5.9; 図6 a) San Jacinto 断層帯に
地質ニュース 402号

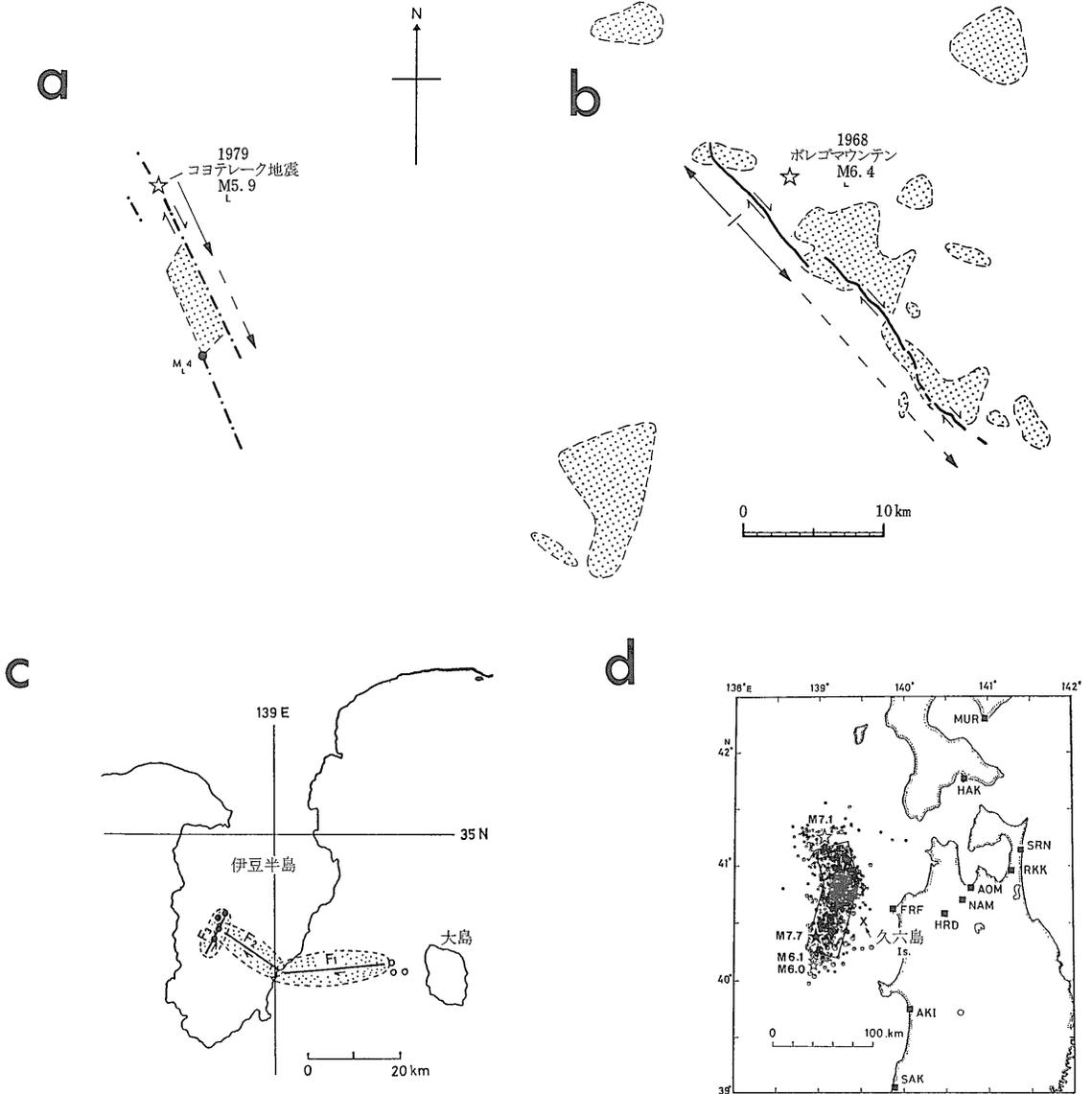


図 6 余震分布と断層の形状 a; コヨテレーク地震 b; ポレゴマウンテン地震 c; 伊豆大島近海地震 d; 日本海中部地震

1968年におこったボレゴマウンテン地震（マグニチュード 6.4; 図6b） 1978年伊豆大島近海地震（マグニチュード 7.0; 図6c） 1983年日本海中部地震（マグニチュード 7.7; 図6d）を例にとって 地震の際 各種のバリアが断層面の破壊の伝播にどのような影響を与えるのか考察してみる。これらの地震は 地震波の解析 地表の割れ目分布の観察 余震の震源分布など広い範囲のデータが使えるため バリアの働きについて信頼性の高い議論ができる。コヨテレーク地震は 本震の断層の幅が深さ 3 km から10km までの約 7 km 本震による断層面上で

の平均すべり量は約 0.2m で 破壊は本震の震源から南東へ方向に6-14kmの距離伝播し 膨張性 rock bridge で停止した。余震は膨張性 rock bridge に長斜方形に分布している。本震から約 5 時間おけて マグニチュード 4.0 の余震が rock bridge の南端に生じ(図中黒丸) それにともなって 本震の余効的な遅れすべりが南西に約 2 km 離れた断層に伝播した。その後 この断層に沿ってすべりは徐々に南東へ約 8 km 伝播していった。余震の発震機構は 膨張性 rock bridge 中の余震の主応力軸の向きが本震に比べてやや時計方向にふっ

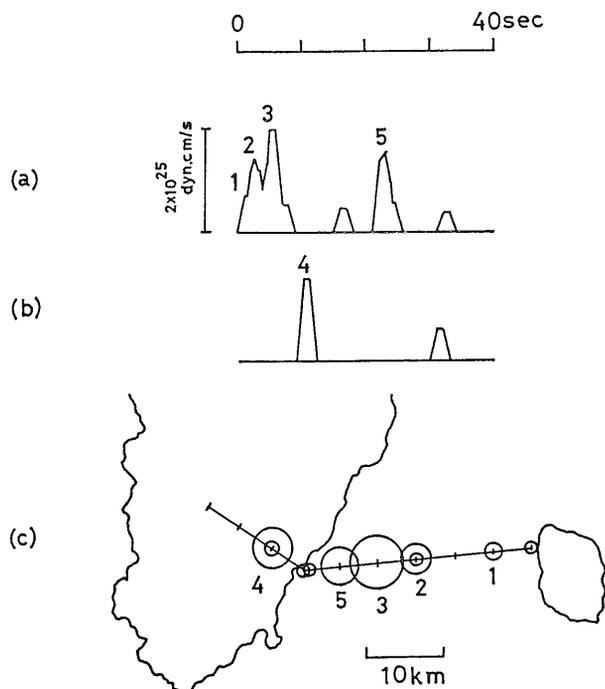


図 7
長周期P波のインバージョンで求めた伊豆大島近海地震の震源過程. (a) 東部 および (b) 中央部の断層から放出された地震モーメントの時間変化 (c) 上図の地震モーメント放出の各ピークの位置 番号は図 a, b に対応 (Kikuchi and Sudo, 1984より)

ているのを除けば 本震と一致している (Sibson, 1985). コヨテレーク地震は 岩盤の粘性を考慮した Sibson (1985) の解析が示したように rock bridge がちゃんとバリアとして破壊の伝播を止められることを証明した. 本震発生後 5 時間おくらせて破壊がとなりの断層に伝わっていったのも 岩盤が変形に対してダッシュ ボットのような粘性的な応答をする影響と考えられる.

ボレゴマウンテン地震の震源過程は コヨテレーク地震に比べやや複雑である. 地表に現われた割れ目によって ボレゴマウンテン地震の際の破壊域は三つの断層にわたる 約 31km に及ぶことが分かった. 北の断層と中央部の断層との間は収縮型 rock bridge で また中央部の断層と南の断層の間は膨張型 rock bridge でそれぞれ約 1.5km 離れている (図 6-b). 観察された本震の地表すべりの量は北の断層部分で約 0.4m 中央部で約 0.3m 南部で約 0.1m であるが 最後の二つのすべりの観測値には地震の余効によるすべりが含まれていることが分かっている. 本震の波形解析から 地震波エネルギーの大部分は余震活動が一番低かった北の断層から放出されていることが分かった. 本震による破壊は 収縮型 rock bridge で一時的にとどまりながらごくしゃくと進んだ. 余震活動が最も活発なところは中央断層北東部の収縮型 rock bridge に接している部分であり 一方 南西の膨張型 rock bridge に生じた余震は rock bridge 内部に限られる. この余震分布の違

いは 図 4-c に示されたように 収縮型 rock bridge では膨張型に比べ破壊域がずっと広いことに対応している. 主断層のくいちがいによって 断層から離れたところに剪断応力の増加域が生じることが知られており 主断層面からはほぼ同じ距離離れて対称的に分布している余震群はこれに対応している. このような断層面から離れた場所での余震活動については 山科 (1980) も報告している.

図 6 c は 1978 年伊豆大島近海地震の震源分布図で 図中の白丸と黒丸は石橋・他 (1978) によって再決定された典型的な前震と余震の震源の位置である. 山川・他 (1979) によれば この地震では三つの断層が動いた. そのうち 図中 F3 の断層は F1, F2 によって副次的に動いたものであり 本震を考える際には F1, F2 の二つの断層だけを考えればよい. 前震は余震域の東端に位置しており 一方 余震活動は余震域の西端で特に活発であることから 本震の破壊は断層系の東端で始まり 西に向って伝播したと考えられる. この結果は 震源過程の研究とも一致している. Kikuchi and Sudo (1984) は本震で動いた二つの断層をそれぞれ 6 個と 3 個の部分に分け インバージョンを用いて 遠方での P 波の長周期記録から各部分が放出した地震波モーメントの大きさと放出時刻を調べた (図 7). 図中 上図の山の高さと同図の半径が地震モーメントを表わし 番号はその発生順に主だったピークにつけている. 二つの断

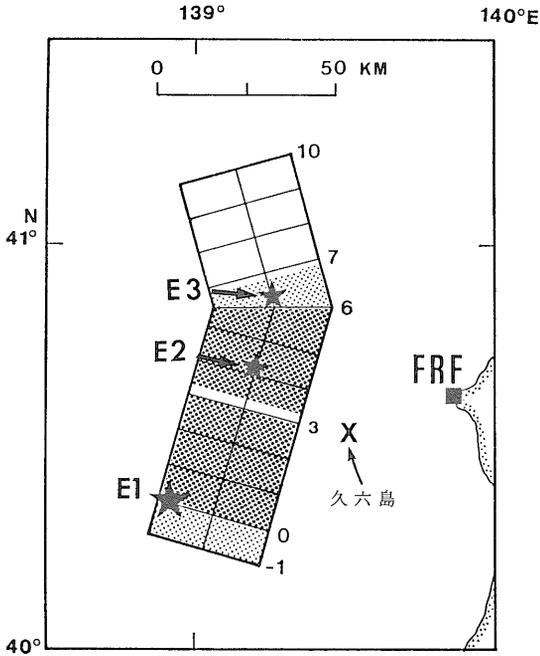


図8 Sato(1985)による日本海中部地震の震源過程 E1~3は各破壊の開始点(Sato, 1985に加筆)

層のうち 東の断層で放出されたエネルギーが大きいこと また 中央の断層と交わる寸前に大きなエネルギーが放射されており 破壊の伝播速度がここで急に変化したと考えられることから 二つの断層の交点 (bend) 付近は破壊の伝播に対して大きなバリアとなっていることが分かる。

Sato (1985) は 1983年日本海中部地震の強震計の記録から この地震が一回の破壊によって生じたのではなく つづげざまに生じた三回の破壊によって構成されていたことを明らかにしている。第一の破壊は震源域の南端近くで始まり 図8の中で3と示されている所で一度停止した。約10秒後 第二の破壊が第一の破壊の終端よりやや北の部分から始まった。この第一の破壊の終端と第二の破壊の開始点の間は余震活動も低い場所で熱水活動に伴ってできたと思われる黄色の物質が漂っていたのが報告されており さらに 海底温泉や硫黄様鉱物のみつまっている久六島西方のほぼ真西にあたる。これらの観察結果から この部分は周囲に比べ地温が高いと想像され Sato (1986) はここが応力緩和型のバリアであったと考えた。第一の破壊終了から第二の破壊開始までの10秒間は バリア中を応力がゆっくりと伝播するのに要した時間であろう。第二の破壊は断層の走向がN15EからN15Wに変化する地点で停止しておりここから第三の破壊が始まっている。第三の破壊によって放出されたエネルギーは第二の破壊によるものに比べ明かに大きく 第三の破壊開始点にあったバリアは第二の破壊開始点のバリアよりも強く 大きなエネルギーが蓄えられていたと考えられる。第二の破壊の終点に発生した余震は局所的に高い応力を反映して他の場所に発生した余震に比べて高周波成分が卓越しており (黒磯・他 1986) 1978年伊豆大島近海地震と同様 1983年日本海中部地震においても断層の走向が変わるところが破壊の伝播に対して大きなバリアとなった。

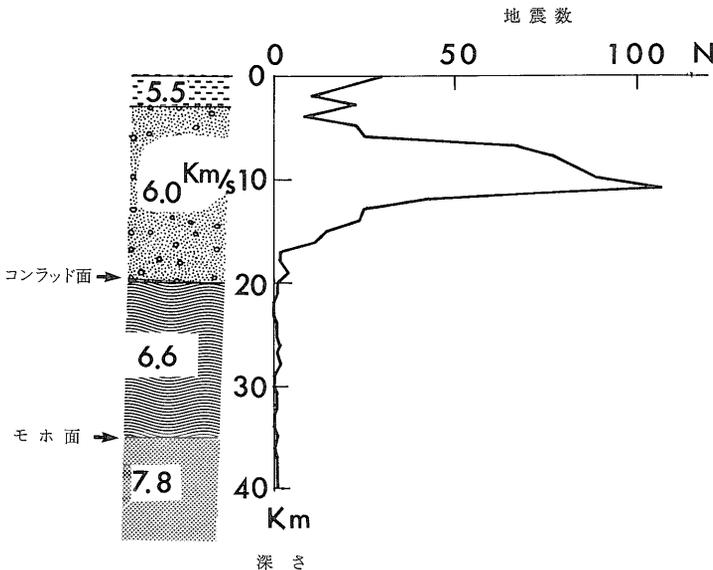


図9 微小地震の深さ分布と地殻構造 北陸地域での微小地震観測から求められた震源の深さ分布 コンラッド面以深では地震が発生していない(渡辺 1980を一部改)

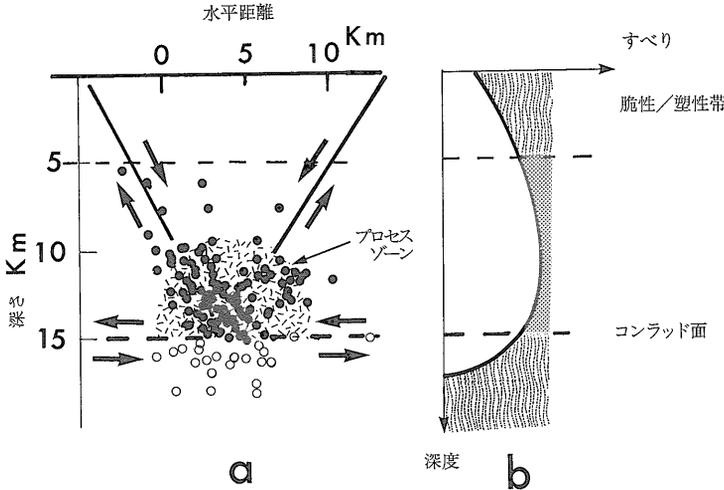


図10 逆断層の構造と断層面上でのすべりの分布 King (1986) による逆断層の概念図に 楠瀬・平澤 (1977) による秋田県南東部地震の余震分布を重ねた。下部地殻は塑性流動するため脆性破壊をする上部地殻との境界に大きな歪が蓄えられ 上部地殻底部に破壊域 (プロセス ゾーン) が発達する。この境界より破壊が始まり 上方へ伝播していく。図中の黒丸は楠瀬・平澤 (1977) により求められた発震機構が本震と同一のもの 白丸は低角の逆断層で脆性領域と塑性領域の境でのすべりを示唆するもの

地震の深さを決める原因

ところで COCORP などの弾性波反射法による探査の結果などから 大規模な断層はモホ面まで突き抜けているようである。既存断層のすべりについてのいくつかのモデルでは 地震時の断層面上のすべりが地殻下部の脆性域からマントルにまで及ぶことが示されている。

しかし 実際の観測事実からは 内陸性の地震 (プレートの沈み込みに伴わない地震) は 上部地殻に限られて発生することがよく知られている (図9)。したがってなぜ地震のような脆性的な破壊がコンラッド面以下の下部地殻に生じないのかは 地殻の性質を考える上でも大きな問題となる。これまで地震の停止をバリアに関連づけて考えてきたので ついでにこのような ある深さ以下に脆性破壊が生じるのを阻止している原因を一種のバリアと考えて このバリアの原因についていままでにどんな考え方が出ているかをまとめてみる。

地震発生領域の下限は地殻を構成する岩石が脆性的に変形する領域と塑性流動する領域の境界に対応するという考え方がある。これには 深度とともに温度・圧力が上昇するので ある深さ (たとえば 15km) より深いところでは岩石が塑性流動するようになるという考え方とコンラッド面を境にして上部地殻と下部地殻を構成する物質が違い 下部地殻を構成する岩石がこの深度では流動しやすいという性質を持っているのだという考え方がある。たとえば小林 (1977) は 関東以西の地殻内部に発生する微小地震が 地表熱流量から推定された地下温度 300 度よりも浅いところにしか発生しないことを見だし この温度が岩石の変形様式が脆性破壊から塑性流動に変わる境界であることから 温度上昇によって地

殻下部は塑性流動で変形するようになるため 地震のような脆性破壊が生じなくなると結論した。後者の考え方は現在あまりはやっていない。しかし コンラッド面が内陸の地殻内部における地震活動の深さの下限とよく一致するように見え また この面を境にして上部地殻と下部地殻の間には明らかな地震波速度の違いがあることから 私にはこの考え方も捨てがたい。

図10は King (1986) のなかで逆断層の破壊モードと歪分布の概念を図示したものに 楠瀬・平澤 (1977) が求めた秋田県南東部地震 (1970年; マグニチュード 6.2) の余震分布を重たものである。この地震の余震も発生する深さの下限はコンラッド面に一致する。地殻全体に圧縮応力がかかっている場では その原因がなににあるにせよ 下部地殻は流動変形によって縮んでいくため 上部地殻と下部地殻の境界では大きな歪がたまることになり 周囲に破壊域 (プロセス ゾーン) を発達させる。上部地殻がもたなくなると応力が集中している境界付近から破壊が始まり上に伝播していく。これは おもちのみにせんでいをのせて横から押したようなものを想像すれば分かりやすいかもしれない。余震はプロセスゾーンと本震の断層面に沿って生じる。図10中の黒丸は楠瀬・平澤 (1977) によって求められた発震機構が本震の断層面と一致するもの 白丸は低角の逆断層を示すものである。低角逆断層タイプの余震は、余震域の下部に水平に分布して 上部地殻と下部地殻の境界でのすべりを示唆している。

一方 地震が発生するのは地殻物質が塑性変形する温度圧力条件下であるからではなく 断層面上に一度すべりが発生するとそのすべりが加速するような摩擦法則が成り立つ領域だからである という考え方がある。つま

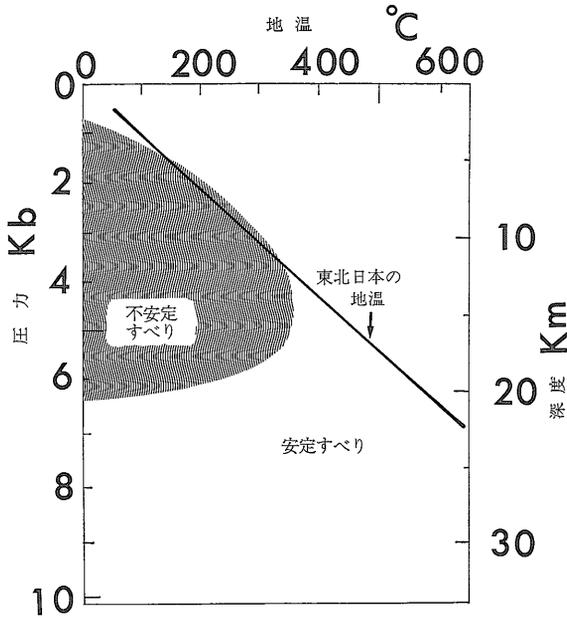


図11 断層面上のすべり様式と温度・圧力の関係 図中影の部分
は Stesky et al., (1974) による 地震を発生する可能性
がある 不安定すべりをする領域。実線は東北日本での地
温の分布 (Fujii and Kurita, 1978より)

り 地震が発生しなくなるのは、岩盤それ自体ではなくて断層のせいなのだという考えである。岩石の摩擦実験から、断層面上での摩擦はすべり速度に依存することが分かった(たとえば Dieterich, 1981; Ruina, 1983; Tullis and Weeks, 1985)。これにもとづくと、すべり速度の増加にもなると摩擦強度が低下する場合、系の剛性がある数値より小さいかすべりの速度のゆらぎが十分大きい場合には(系は不安定になって)すべりだすとどんどん加速して行って停止しなくなる(地震の発生)。一方すべりの速度が増加するにしたがって摩擦が大きくなるような場合には(系は安定となって)すべりは加速しない(たとえば Rice and Gu, 1983)。したがって地震発生域の下限は、すべり速度の増加にもなると摩擦強度が弱くなる領域から強くなる領域への境界であるということになる。このような考え方では、断層周囲の岩石が流動変形をしても断層面上では地震が発生するという状況があり得ることになる。

Shimamoto and Logan (1986) は封圧を変えて岩塩の摩擦の圧力依存性を調べ、封圧が高くなるとすべりが加速する不安定な状態から加速しない安定な状態に変化することを実験的に確かめ、地殻内で発生する地震の震源の深さの下限は岩盤周囲の圧力、従って深さによると

いう考え方を提唱した。しかし、実際の震源分布を見ると地震発生域の下限の深さには地域性がありそうなので、圧力の効果は地震の発生する深さを決める決定的な要因とは考え難い。Stesky et al., (1974) は人工断層の摩擦すべり実験の結果をまとめて、断層が一度すべりだすとどんどん加速されるという現象は、図11の影で示された温度・圧力領域内で生じることを示した。この図を用いて Brace (1977) など、いろいろな研究者が地震の発生する深さについて議論している。たとえば図中の実線は東日本での深さにもなった地温変化で、深さ5-15kmの範囲が地震が発生するような摩擦法則の成り立つ領域となり、観測結果とよくあうようにみえる (Fujii and Kurita, 1978)。

Hobbs et al., (1986) は、温度・歪量・歪速度・水の分圧の各要素が断層面上でゆっくりしたすべりが発生した時にすべり速度を加速させるように働くのか減速させるように働くのかを検討し、地殻の温度・圧力条件下では、温度の影響が最も大きくある臨界温度以下では歪量の増加とともにすべり速度が加速されることを明らかにした。室内実験で得られた定常クリープでの活性化エネルギーのデータを Hobbs et al. (1986) のモデルにあてはめてこの臨界温度を見積ると、石英岩で200度ぐらいいなり、この臨界温度が地震の発生域の下限をあたえたと考えた。この場合でも Shimamoto and Logan (1986) の時と同じように、地震が塑性破壊の領域でおこってもよいことになる。おもしろいことに Hobbs et al., (1986) の臨界温度は岩種によるため、臨界温度が400度以上になるダナイトなどの岩石がたまたま地殻深部に存在するところがあれば、途中の深さに地震が全くおきないゾーンをはさんで下部地殻に地震が起こってもよいことになる。彼が臨界温度を求めるために使用した定常クリープのデータは水があるなしで大きく変わるものであるし、彼の議論には水の分圧が断層面のすべり強度におよぼす影響など、信頼できるデータがないために大胆な仮定をせざるを得なかった部分が多いので、水が地殻下部にどの程度存在するのかという情報とともに、他の研究によるデータの集積を待つてより精密な議論を行う必要がある。

おしまいに

東北大学の二軸試験機をもちいて、大寸法の試料による人工断層のすべり実験を行う機会を得たので、室内実験から破壊の伝播がなぜ停止するのかについて少し調べてみたいと考えている。そこで、破壊の停止についてどのようなモデルを頭に描いて室内実験に取り組むべき

なのかを考えるためにまとめたのがこれである。 栗原さん・大中さんや Dieterich, P. Ohkubo さん達による断層面上のすべりのメカニズムについての大変精力的な室内実験によって 一度破壊が始まった後にその破壊の伝播速度が定常になるまでの物理的なプロセスはかなりよく分かってきた。 それに対して破壊が停止するプロセスについてはまださっぱり分かっていないように感じる。

Reference

Brace, W. F., 1977, Recent Laboratory Studies of Earthquake Mechanics and Prediction, *J. Phys. Earth*, *25*, S 185-S 202.

Das, S., and K. Aki, 1977, Fault Plane with Barriers: A Versatile Earthquake Model. *J. Geophys. Res.*, *82*, 5658-5669.

Deng, Q., J. Zhong, Z. Ma, 1966, Characteristics of the Shearing Fracture Zone and Conditions of its Formation (in Chinese) *Sci. Geol. Sin.*, *3*, 227-237.

Deng, Q., D. Wu, P. Zhang, and S. Chen, 1986, Structure and Deformation Character of Strike-Slip Fault Zone, *Pure Apply Geophys.*, *124*, 203-223.

Dieterich, J. H., 1981, Constitutive Properties of Faults with Simulated Gouge, in *Mechanical Behavior of Crystal Rocks*, Handin Volume, N. L. Carter, M. Friedman, J. M. Logan, and D. W. Stearns(eds), *Geophys. Monograph Ser. No. 24*, AGU, 103-120.

Fujii, N., and K. Kurita, 1978, Seismic Activity and Pore Pressure Across Island Arcs of Japan, *J. phys. Earth*, *26*, S437-S446.

Hill, D. P., 1977, A Model for Earthquake Swarms, *J. Geophys. Res.*, *82*, 1347-1352.

Hobbs, B. E., A. Ord, and C. Teyssier, 1986, Earthquakes in the Ductile Regime?, *Pure Apply Geophys.*, *124*, 309-336.

石橋克彦・平田 直・須藤 研 1978 1978年伊豆大島近海地震と主な前震・余震の震源位置とメカニズム 1978年地震学会講演予稿集 *1*, 59.

Kikuchi, M., and K. Sudo, 1984, Inversion of Teleseismic P waves of Izu-Oshima, Japan Earthquake of January 14, 1978, *J. Phys. Earth*, *32*, 161-171.

King, G. C. P., 1986, Speculations on the Geometry of the Initiation and Termination Processes of Earthquake Rupture and its Relation to Morphology and Geological Structure, *Pure Apply Geophys.*, *124*, 567-585.

King, G. C. P., and J. Nabelek, 1985, The Role of Bends in Faults in the Initiation and Termination of Earthquake Rupture. *Science* *228*, 984-987.

小林洋二 1977 西南日本および中央日本における微小地震の震源分布と地表熱流量との関係 地震予知研究シンポジウム

(1976), 184-193.

黒磯章夫・伊藤 潔・梅田康弘・飯尾能久・村上寛史 1986 1983年日本海中部地震の高周波余震と震源特性 地震第2輯 *39*, 419-430.

楠瀬勤一郎・平澤明郎 1977 1970年秋田県南東部地震の余震の発生様式について 地震第2輯 *30*, 295-306.

Reasenber, P., and W. L. Ellsworth, 1982, Aftershocks of the Coyote Lake, California, Earthquake of Aug. 6, 1979: A Detailed Study, *J. Geophys. Res.*, *87*, 10, 637-10,665.

Rice, J. R., and J. C. Gu, 1983, Earthquake Aftereffects and Triggered Seismic Phenomena, *Pure Apply. Geophys.*, *121*, 187-219.

Rodgers, D. A., 1980, Analysis of Pull-Apart Basin Development Produced by an Echelon Strike-Slip Faults, in P. E. Ballance and H. G. Reading (eds.), "Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones", *Assoc. Sed. Publ.* 27-41.

Ruina, A. L., 1983, Slip Instability and State Variable Friction Laws, *J. Geophys. Res.*, *88*, 10, 359-10,370.

Sato, T., 1985, Rupture Characteristics of the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan Sea) Earthquake as Inferred from Strong Motion Accelerograms, *J. Phys. Earth*, *33*, 525-557.

Segall, P., and D. D. Pollard, 1980, Mechanics of Discontinuous Faulting, *J. Geophys. Res.*, *85*, 4337-4350.

Shimamoto, T., and J. M. Logan, 1986, Velocity-Dependent Behavior of Simulated Halite Shear Zones: An Analog for Silicates, *Earthquake Source Mechanics*, *Geophys. Monograph*, *37*, Maurice Ewing Vol., 6, (ed. by Das, S., J. Boatwright, and C. H. Scholz), AGU Washington D. C., 49-63.

Sibson, R. H., 1985, Stopping of Earthquake Ruptures at Dilational Fault Jogs, *Nature* *316*, 248-251.

Sibson, R. H., 1986, Brecciation Processes in Fault Zones: Inferences from Earthquake Rupturing, *Pure Apply. Geophys.*, *124*, 159-175.

Stesky, R. M., W. F. Brace, D. K. Riley, and R. Y. F. Robin, 1974, Friction in Faulted Rock at High Temperature and Pressure, *Tectonophysics*, *23*, 177-203.

Toki, K., and F. Miura, 1985, Simulation of a Fault Rupture Mechanism by a Two-Dimensional Finite Element Method, *J. Phys. Earth*, *33*, 485-511.

Tullis, T., and J. Weeks, 1985, Frictional Sliding of Dolomite: A Variation in Constitutive Behavior, *J. Geophys. Res.*, *90*, 7821-7826.

山川宜男・山田明夫・岸尾政弘 1979 「1978年伊豆大島近海の地震」の前震・余震の時空分布—伊豆半島周辺のテクトニクスに関連させて— 地震第2輯 *32*, 89-101.

山科健一郎 1980 地震を起こす応力 月刊地球 *2*, 656-662.