

断層生成による応力場の変化

—特に端での応力増加に関連して—

地震研究所 小 高 俊 一

(昭和61年7月29日受理)

要 旨

断層の生成によって生じる断層末端部周辺での応力増加の緩和に関連して、二次元有限要素法による数値計算を行った。断層の生成による変形は、有限要素ネットの外側境界で与えた強制変位によって、断層を囲む細長い領域（震源域と呼ぶ）にずり変形（体積変化なし）を生じさせることによってシミュレートした。そのために震源域におけるP波、S波速度は周囲のそれより小さく、また特別の関係を満たすように与えた。

震源域端での大きな応力増加を緩和する変形として、震源域における変位分布の勾配が非常に滑らかになるような変形、主震源域の一端にそれに直交して副震源域が存在するような複合震源による変形、の2つを取り上げて応力分布を求めた。その結果、両変形とも端での応力増加を抑制するのに有効であり得ることがわかった。その他、種々の不均質媒質のもとでの数値実験の結果、応力分布の増減への媒質の不均質性の影響は一般的に小さく、とくに応力増加の緩和のためには、それは重要な要素ではなさそうであることがわかった。

1. はじめに

断層を剪断型くいちがいでモデル化し、それを初期応力下にある弾性媒質中で生じさせると、一般に断層面上とそれに隣接する領域で剪断応力は降下するが、断層の延長上では応力は増加し、通常のモデルでは末端近くで特に著しい上昇を示す。しかし丸山 (1983, 1985) が述べているように、余震が断層の末端に集中するとか、次の大きな地震が断層先端近くで起るといふことは必ずしも認められておらず、内陸で発生する地震について言えば、断層末端で応力が極度に増大すると考えるのは、事実には照らし不合理であると思われる。そこで丸山 (1983, 1985) は、断層生成以前に非一様な応力場が生じ、それが断層の生成による応力と打ち消しあうようなモデルを提唱している。これは大変興味をひかれるモデルであるが、その物理的機構は必ずしも明らかにされたとは言えないであろう。そこで、このようなモデルとは別に、従来の断層モデルの範囲で応力がどの程度に抑制され得るかを検討することも意義の有ることであろう。

断層先端の極く狭い範囲での極度の応力集中は、塑性変形によって大きく緩和されるであろう。しかしある程度の広さを単位としてその中の平均応力を議論の対象とすれば、媒質の変形は線型弾性論に従うと考えられ、この場合、震源域内での最大応力降下量に匹敵するほどの応力上昇が、その末端附近で生じるとればやはり不合理であり、一般的には何らかの機構でそれが緩和されると考える方が妥当であろう。例えば、断層末端や断層に沿って周辺で起る余震は、そこでの変位分布を平滑化し応力の降下に寄与することである

う。また時として見られる、主断層の端でそれに直交するように生じる副断層(余震)は、主断層の末端周辺での応力上昇を効果的に緩和しているかも知れない。また破碎帯など不均質な構造の存在が、応力上昇の緩衝帯として作用し得るかも知れない。

上記のような事柄を数量的に取扱うのに有限要素法は簡便で優れた方法であり、以下では上の事柄を二次元弾性体の静的変形問題として扱い、有限要素法による数値実験を行なう。

2. 応力場の変化

2.1. 計算方法

第1図に、使用する有限要素ネット(1800個の三角要素から成る)と座標軸 (x, y) , (X, Y) を示す。横軸を x , 縦軸を y , 両軸を時計回りに 45° 回転させて (X, Y) 軸とする。ネット外側境界では、全領域が圧縮応力場となるように強制変位を与える。断層の生成による媒質の変形は、断層を囲んだ細長い領域(以後、震源域と呼ぶ)の弾性波速度の値を周囲のそれより低く設定して、外側境界で与えた強制変位によってそこにずり変形(体積変化を伴わない)を生じさせることでシミュレートする。この震源域は、いわば、主震、余震によって全体として大きく変位し、応力降下の大きい領域に対応する。その幅を非常に狭くとれば、剪断型くいちがいによる応力場を、より正確にシミュレートすることになるが、ここではあまり小さくせず、それに応じて応力の値については、ある程度(ここでは震源域の幅の平方程度にとる)以上の広さの中での平均値を議論の対象とすることにする。

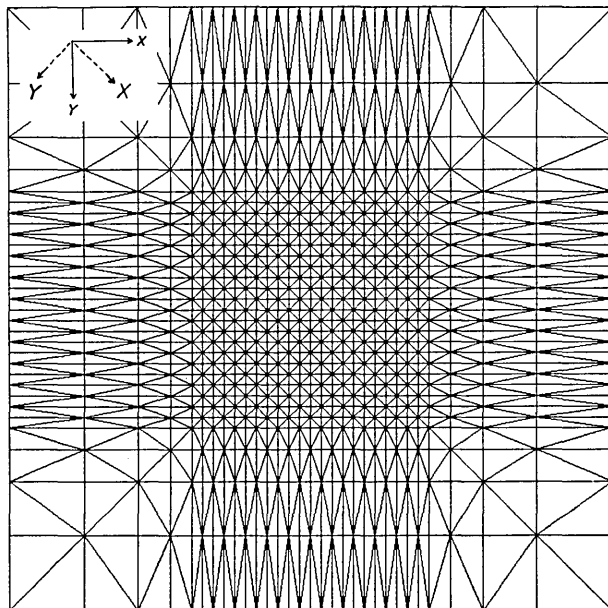


Fig. 1. Finite element net and the coordinate systems (x, y) and (X, Y) .

断層生成前の状態における媒質の P 波, S 波速度を, それぞれ $\alpha_0(x, y)$, $\beta_0(x, y)$ とする. 但し簡単のために $\alpha_0 = \sqrt{3}\beta_0$ の関係を仮定する. この速度分布のもとで計算された, 断層生成前の応力場を S_1 とする. 次に, 震源域となる領域での速度のみを, α_0, β_0 から $\alpha_1(x, y)$, $\beta_1(x, y)$ へと置き代える. この速度分布のもとで計算された, いわば断層生成後の応力場を S_2 とおく. 2つの応力場の計算において, ネット外側境界での強制変位の分布 (境界条件) は変わらない. 両者の差, $S_2 - S_1$, から断層生成による応力場の変化 (相対応力) が求められる. これとは別に, S_1 と S_2 のそれぞれの状態における変位分布の差 (相対変位) から応力分布を求めることも出来, その値は前の方法による相対応力の値と一致する (震源域を除いて). 震源域の変形の仕方は α_1, β_1 の値によって異なり, 一般的には膨脹・収縮を伴うが, ここでは体積変化を伴わない変形を考える. このために α_1 と β_1 の間に何らかの関係が必要であるが, 震源域の走向が主圧力軸と 45° を成す場合, $\alpha_1^2 = 2\beta_0^2 + \beta_1^2$ の関係式 (平面歪のもとで, 2つの媒質の非圧縮率が等しい) が非常に有効である (β_1 があまり小さくない時). 坂田 (1975) の試みた方法とは別に, より簡単な取り扱いで体積変化を伴わないずり変形が表現できる.

第2図は, 均質媒質 ($\beta_0 = 3.4 \text{ km/s}$) 中に, 最大圧力方向 (x 軸に平行) と 45° を成す走向の震源域 (斜線部) が生じた場合 (右ずれ断層に対応) の, 剪断応力 τ_{xy} の増減の分布図である. 境界条件は, 左右端で x 方向の変位, u , を固定 (左端で $u=c$, 右端

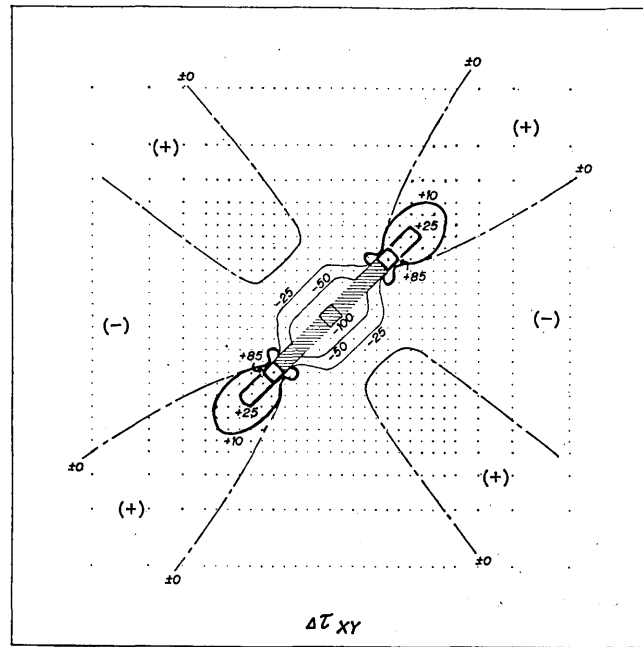


Fig. 2. Increase (+) and decrease (-) of the shear stress τ_{xy} caused by the shear deformation of a rectangular fault region (hatched area).

で $u = -c$, $c > 0$), 上下端で y 方向の変位, v , を固定 (両端で $v = 0$) と設定してある. この結果, 断層生成前 (震源域導入前) は全領域で σ_x, σ_y とともに一定 ($|\sigma_x| > |\sigma_y|$), $\tau_{xy} = 0$ である. 断層生成後 (震源域導入後) の応力場の計算では, 震源域 (斜線部) での S 波速度 $\beta_1(x, y)$ の値は, 中心部から両端の方向に対称に, 1.95~2.4 km/s の間で段階的に変化させて与えてある. それに伴い P 波速度 $\alpha_1(x, y)$ の値も, 先の関係式に従って変化する. この結果, 震源域での応力値は中央部で最も低く, 両端に向って徐々に高くなっている. 断層生成前後の 2 つの応力状態の差から応力の変化量が求められ, 増加 (+), 減少 (-), 変化なし (± 0) のコンターがそれぞれ太線, 細線, 鎖線で描かれている. 但し, 最大の応力降下部 (震源域中央) のコンターが -100 となるように規格化してある. 鎖線で区切られる (+), (-) の領域は, それぞれ応力増加, 減少の領域を意味する. この応力変化のパターンは, MARUYAMA (1969) による, 一様剪断応力下のクラックのまわりの応力場の一つとよい対応を示しており, 剪断型くいちがいによる変形の特徴をよく表わしていると云える. 第六図 (A) に, 震源域 (2 つの矢印間に位置する) に沿って両側に互いに向かい合う 2 つの格子点間の相対変位の分布を示す. $\Delta U, \Delta V$ はそれぞれ X, Y 方向の相対変位である. 上側の曲線, ΔV , が震源域の走向に平行な成分, 即ちずり変位を示し, 震源域の中央で最大, そして両端に向かって対称に減少しているのがわかる. 下の曲線, ΔU , は走向に垂直な成分, 即ち膨脹・収縮を示し, 上側の曲線に比べてオーダーが 2 桁ほど小さく, 実質上ゼロに等しい. この事から震源域が期待通りの変形をしていることがわかる. また, 図示しないが, 震源域の周囲の変位分布は, 剪断型くいちがいの周囲の変位分布の特徴をよく表わしたものとなる. これらの事は, ここでの有限要素法による計算方法の妥当性を示すものと云える.

第 2 図における震源域の末端での応力増加のパターンとその値は, 震源域の変形の特徴 (具体的には速度分布の与え方) によって大きく変化する. 以下では, その速度分布を非常に滑らかに変化するように与えることによって, また直交する副震源を導入することによって, 端での応力上昇をどの程度に抑制できるかを調べる. その際, これまでの剪断応力 τ_{xy} に代って, 周辺断層の活動の誘発に寄与する量として, 断層面に作用する剪断, 法線の両応力を考慮に入れた, 破壊応力 [RYBICKI *et al.* (1985), 加藤他 (1985)] を導入し, 議論する. ここで, x 軸に平行な向きの最大主圧力軸の応力場に対応して, x 軸と 45° を成す 2 つの破壊面を想定し, X 軸に垂直 (震源域の走向に平行) な面に対する破壊応力 S_T と, Y 軸に垂直 (震源域の走向に直交) な面に対する破壊応力 S_N の, 二つを考える. これらの応力は RYBICKI *et al.* (1985) に従って次のように定義する.

$$S_T = \tau_{xy} + 0.6 \sigma_x = 0.8 \sigma_y - 0.2 \sigma_x + 0.6 \tau_{xy},$$

$$S_N = \tau_{xy} + 0.6 \sigma_y = 0.8 \sigma_x - 0.2 \sigma_y - 0.6 \tau_{xy}.$$

2.2. ゆるやかな変位分布の震源

震源域で発生する大小さまざまな多数の余震は, そこでの応力分布の極端な凹凸をならし, 変位分布を平坦化し, ひいては応力の低下に寄与していることであろう. このような事を念頭におき, ここでは, 非常に滑らかに (空間的に緩やかに) 変化するような変位分布を有する震源域を考え, それの応力分布への効果を調べる. そのために, 第 2 図で用いた

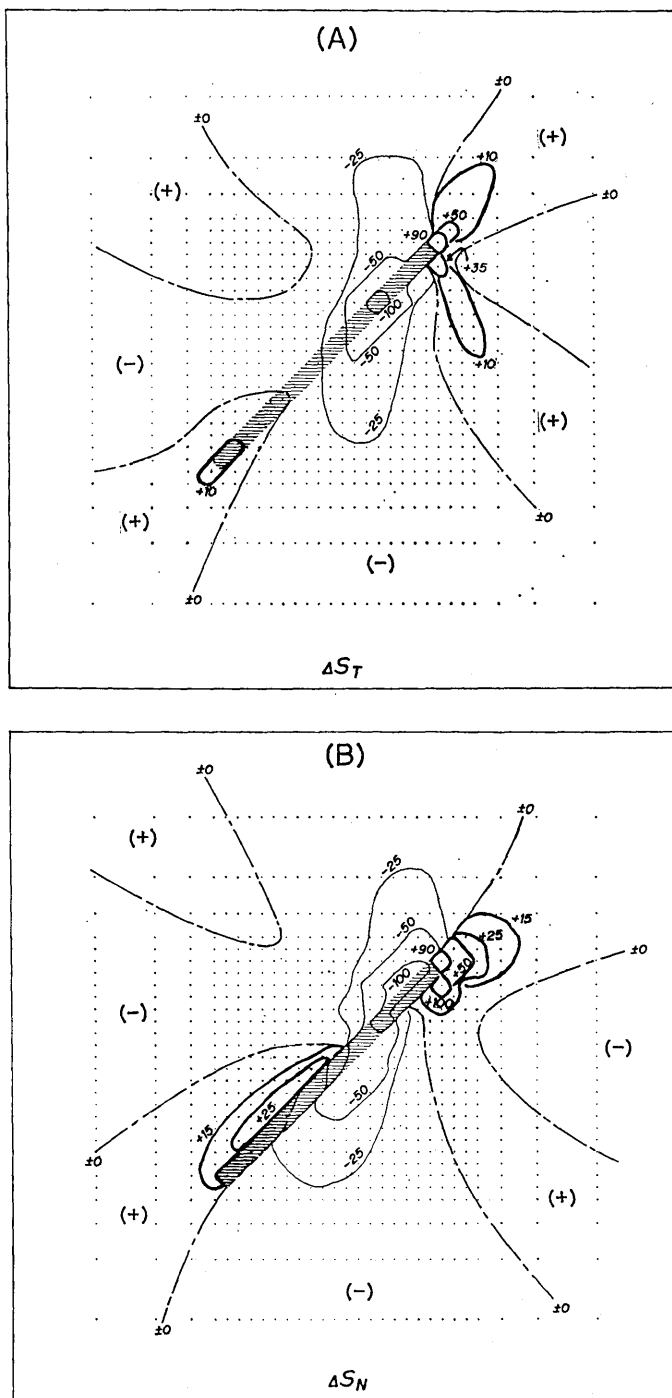


Fig. 3. Increase (+) and decrease (-) of the resultant stresses S_T (A) and S_N (B) caused by the smooth shear deformation of a fault region (hatched area).

震源域を左下方に延長し、そこでは変位分布の勾配が非常に滑らかなように変形の特性を与える。

第3図(A),(B)に、破壊応力 S_T と S_N の変化の一例を示す。斜線部が震源域を表わし、そこでの特性は S 波速度によって、 $3.35 \sim 2.4 \sim 1.95 \sim 2.4$ (km/s) のように与えられている。なお、 $2.4 \sim 1.95 \sim 2.4$ という延長部以外での特性は第2図の場合と同じである。また断層生成前の媒質は均質 ($\beta_0 = 3.4$) であり、境界条件も変っていない。応力の最大降下領域のコンターは -100 となるように規格化されており、応力の増加(+), 減少(-), 変化なし(± 0) がコンターで描かれている。

第3図(A)の S_T の変化において、震源域の右上端部周辺のパターンの特徴は、RYBI-CKI *et al.* (1985) によるパターンのそれ (Fig. 4) とよく似ており、ずれの延長方面と、それに直交する方面でなおかつ体積膨脹を伴う側の2つ方面で応力が増加している。しかし今の例では、端近傍での応力上昇値は、直交方面より延長方面で、より高くなっている。第3図(B)の S_N の変化における震源域右上端部周辺のパターンは、図(A)の S_T のそれに似ているが、数値的に増加量の高い範囲は S_N の方が広い (ΔS_T と ΔS_N に対する規格化のための係数の数値は殆んど等しく、2つの図の数値は直接比較できる)。その意味で、震源域の末端周辺において別の断層の活動が誘発される可能性は、震源域(主断層)の走向と直交する断層についての方が、平行する断層についてよりむしろ高いと言えるかも知れない。

第3図において、震源域の左下方面でのパターンや応力の数値は右上方面でのそれとかなり異なっており、それらが震源域の変形の特性に大きく依存することがわかる。また、震源域の滑らかな変形によって、特に S_T の増加は非常に低い値に抑えられ得ること、 S_N の増加もかなり低くなり得るが、 S_T に比べて比較的高い範囲が震源域に沿って広く出現し、その走向に直交する断層面での活動が誘発され易いこと等がわかる。なお、震源域の両袖ともに非常に滑らかな変形の特性を有する場合には、震源域から離れた所に現われる剪断応力増加領域の τ_{xy} の上昇値は、最大降下量の $2 \sim 3\%$ 以下というように非常に小さくなり、これに応じて、off-fault 型の誘発地震 [YAMASHINA (1978), DAS and SHOLZ (1981)] の発生の可能性も低下すると云える。第3図においてもう一つ注目すべきことは、震源域(斜線部)内に応力の増加する領域が現われることであるが、この応力分布の特徴は、MARUYAMA (1969) による端点で応力が無限大とならないクラックモデルの応力分布のそれに類似している。

第5図(A)に震源域(矩型領域)とその周辺における変位分布を示す。変位の向きは、一部矢印で示されているように、右横ずれの断層による変位の向きに一致している。左下方面震源域に沿っての滑らかな変形が読みとれるが、第6図(B)に、震源域に沿って両側に互いに向い合う2つの格子点間の相対変位を示す。 ΔV が横ずれ成分、 ΔU が膨脹・収縮成分を意味し、2つの矢印間が震源域に対応する。 ΔV の勾配が、右側に比べて左側で非常にゆるやかに変化しているのがわかる。また ΔU が無視し得るほどに小さく、震源域の変形が殆ど体積変化を伴わないものであることが読み取れる(実際、数値計算で求められた体積膨脹率の分布からこの事は確かめられる)。

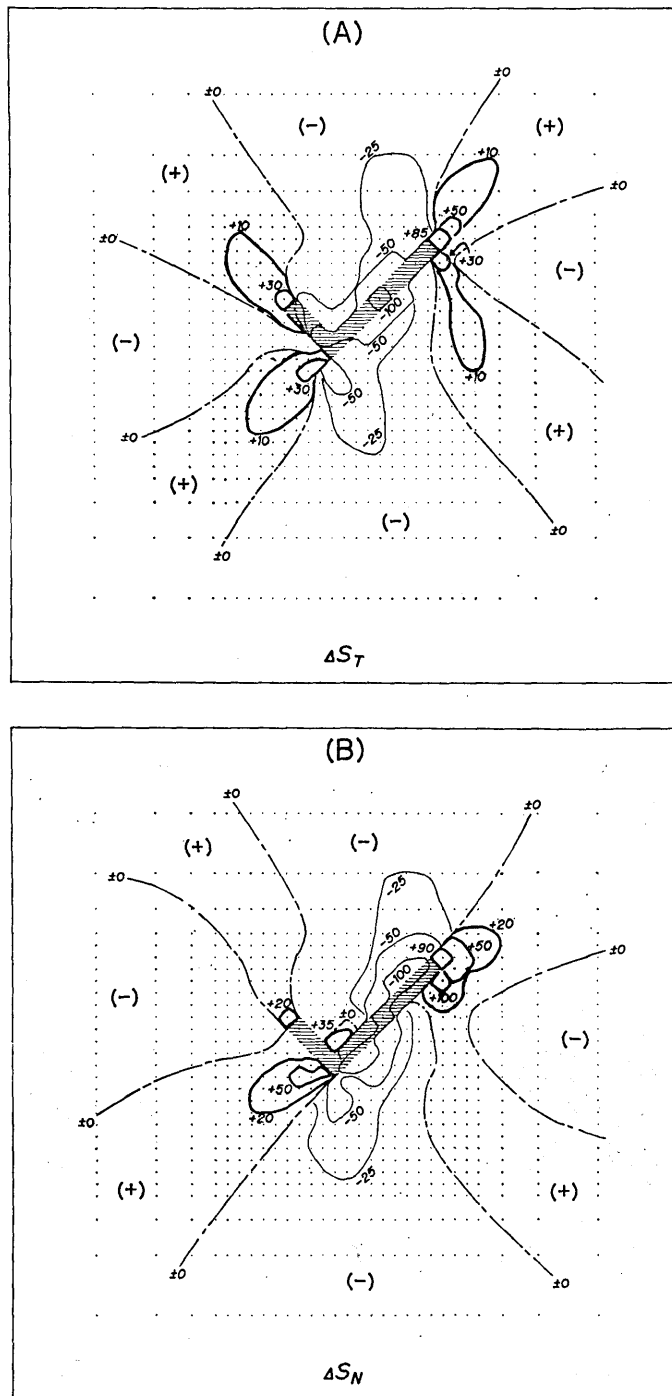


Fig. 4. Increase (+) and decrease (-) of the resultant stresses S_T (A) and S_N (B) caused by the shear deformation of a composite fault region (hatched area).

2.3. 直交する2つの震源

前節の計算結果に従えば、破壊応力の増加という面から判断して、ある走向の断層の生成後に、それに直交する走向の断層の活動が誘発される可能性は、平行する走向の断層活動の誘発の可能性と同等、あるいはそれ以上に高いと考えられる。殊に、ある走向の断層運動が停止した（何らかの理由で延長方向に進行できなくなった）後に、その端近辺からそれに直交する共役な断層運動が誘発されるというのは、内陸の横ずれ型地震の典型的パターンの1つとも思える。これに類すると思われる地震に、1927年丹後地震 [TSUBOI (1930)], 1930年北伊豆地震 [松田, 岡田 (1968)], 1984年長野県西部地震 [溝上他 (1985)] 等がある。共役な副断層は、いずれも主断層の片側、それも体積膨脹成分が正の側に発生しているとみられるのが興味深い。このように主断層の末端附近に生じる副断層は、端での応力増加の緩和に寄与していることが予想される。この事を調べるために、次に、第2図の震源域の一方の端に、それに直交する副震源を導入し、複合震源による応力の変化を計算する。

第4図 (A), (B) に破壊応力 S_T と S_N の変化の一例を示す。主震源域の特性は第2図の場合と同じにしてあり、直交する副震源域の特性は、周囲での応力増加をなるべく抑えるように S 波速度を滑らかに分布させ、3.1~2.4 (km/s) で与えてある。境界条件と均質媒質 (断層生成前) の仮定は前と同じである。また、増加 (+), 減少 (-), 変化なし (± 0) のコンターがそれぞれ太線, 細線, 鎖線で描かれている。震源域の右上端周辺の応力分布のパターンは、第3図のパターンと殆んど変わらず、 $\Delta S_T, \Delta S_N$ の最大値のコンターはそれぞれ +85, +100 を示している。一方左下方面では、 $\Delta S_T, \Delta S_N$ の最大値のコンターがそれぞれ +30, +50 という値であり、右上端周辺のそれに比べて増加量がかなり低下している。特に S_T では抑制の程度が大きく、主断層の先端附近の領域で、主断層と同じ走向の断層運動が誘発される程度がかなり低下したと言える。上の結果から、直交する副断

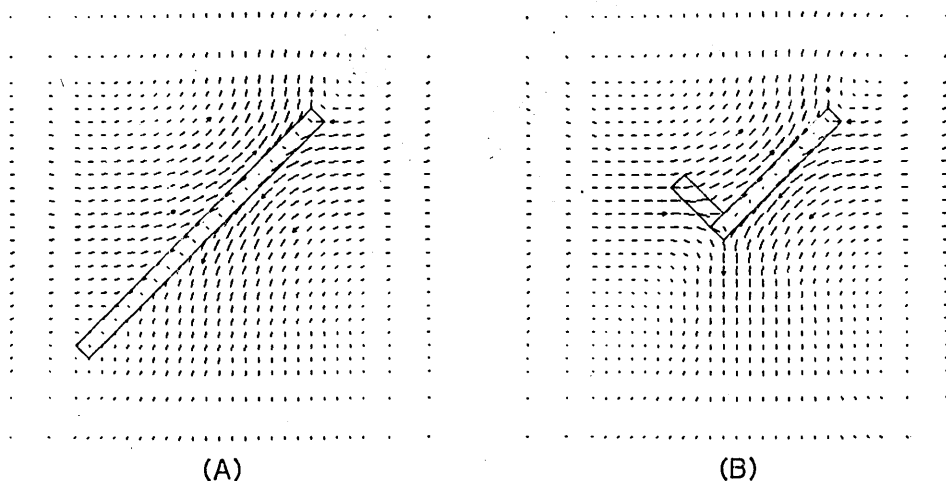


Fig. 5. Displacement distributions in and around a smooth fault region (A) and a composite fault region (B).

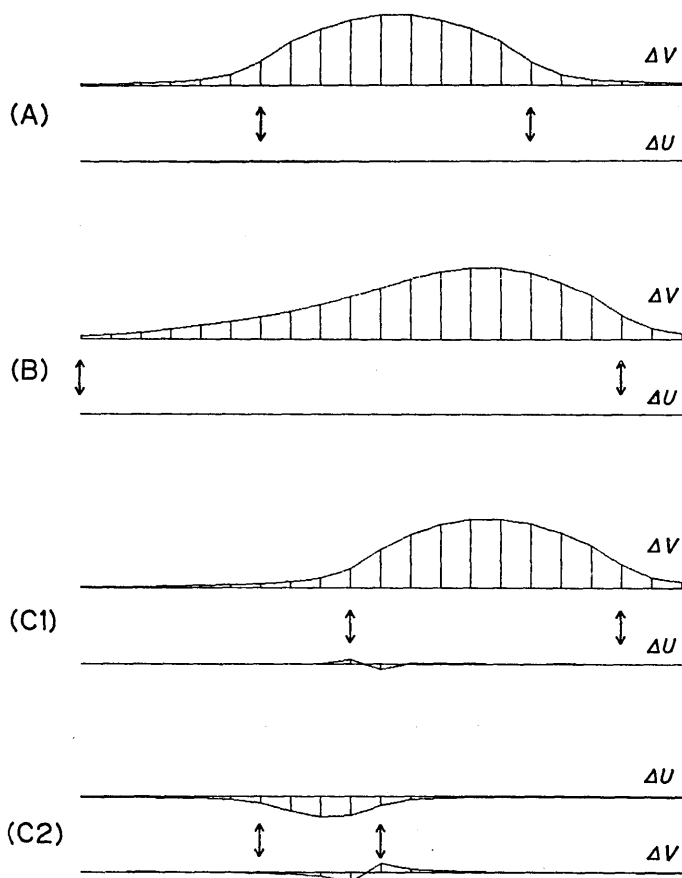


Fig. 6. Relative displacements between two sides of a focal region and its extension. The upper and lower curves show the components tangential to and normal to the strike of each focal region. (A) corresponds to the focal region of Fig. 2, (B) to that of Fig. 3, (C1) to the main focal region of Fig. 4 and (C2) to its sub-region, respectively.

層の生成が、主断層の末端周辺での応力増加の緩和に寄与し得ると言える。同様に、副断層のもう一方の端周辺での応力増加の緩和に、それに直交する更に小さい断層の発生が役立ち得ることが考えられる。

第5図(B)に、震源域(2つの矩形領域)とその周辺における変位分布を示す。矢印は変位の向きを示しており、主震源が右横ずれ、副震源が左横ずれとなっていることが読みとれる。右上の震源域端附近に比べ、左下端附近での滑らかな変位分布が見られる。第6図(C1)、(C2)にそれぞれ、主震源域とその延長領域、副震源域とその延長領域に沿っての両側の相対変位の分布を示す。2つの矢印間が震源域に対応する。それぞれ上が震源域に平行の成分、即ち、ずり成分、下が震源域に直交する成分、即ち、膨脹・収縮成分である。(A)、(B)の場合と異なり、互いに直交する2つの震源域が存在するため、そこを横

切る部分で膨脹・収縮成分が有意に存在している。

3. 議 論

破壊応力に関する前章の数値計算の主な結果をまとめると次のようになる。震源域が単純ずり変形することによってその末端附近で生ずる応力の増加は、変形の仕方が非常に滑らかなものであればかなり低い値に抑えられ得る。この場合震源域の中にも応力の増加する領域が現われる。主震源域の末端部にそれに直交して L 字形に生ずる副震源（副断層）は、その附近での高い応力増加を効果的に緩和するのに役立つ。

同様の計算を剪断応力、 τ_{xy} 、についても行った結果、上の結論はこの応力の変化についても等しく成立することが判った。但し L 字形の代りに、T 字形（副震源は主震源の端でそれに直交して両側に延びる）が好ましい。これらの結論は、震源域の幅を $1/2 \sim 1/3$ に狭めて、剪断型くいちがいによる変形により近づけたモデルによる計算でも変わらない。また、震源域の特性を、より変形し易いもの ($\beta_0 = 0.5 \sim 1 \text{ km/s}$ など) にしても、あるいは全体として膨脹・収縮するものとしても、本質的な違いは生じないようである。

以上は全て、均質媒質中に断層が生じた場合をシミュレートした結果であるが、現実の地下構造には種々の不均質が存在し、殊に断層が破碎帯のような不均質な構造と密接に関係していることを考えると、応力の変化への媒質の不均質性の影響を調べることは重要である。有限要素法による計算の手続きは均質媒質の場合と全く変わらず、速度分布 $\beta_0(x, y)$ を場所の関数として設定するだけである。実際には次のような、様々の種類の不均質構造に対する計算（剪断応力 τ_{xy} に関して）を試みた。S 波速度分布を一様乱数によって与える（数個の有限要素のブロック毎に、 $2.0 \sim 3.4 \text{ km/s}$ の範囲で）。破碎帯など構造的弱線を想定して、S 波速度の小さい領域 ($0.5 \sim 3 \text{ km/s}$) を色々の向きに帯状に配置する。震源域末端に隣接して（走向方向に）非常に変形し易い領域（マグマ溜りなど）あるいは逆に堅く変形しにくい領域 ($\beta_0 = 0.5 \sim 5 \text{ km/s}$) を想定する。これらの構造に対する計算の結果、大雑把に云って、剪断応力の変化に対する媒質の不均質性の影響は小さく、特に、不均質媒質の存在が震源域の末端周辺での応力上昇を効果的に抑制するようには作用しないと云える。しかし比較的顕著な事柄として、次のようなことが挙げられる。震源域末端に隣接して（走向方向に）極めて変形し易い領域 ($\beta_0 = 0.5 \sim 1.5 \text{ km/s}$) が存在する場合、大きな応力上昇はそこを飛び越えた対岸で生ずる、つまり震源のずり変形の影響がより遠方まで伝達される。そのような領域が帯状に長く存在する場合には影響が遠くまで及び、離れた場所での地震の誘発という現象に関連して興味深い。なお、このような軟弱領域での応力上昇の絶対値は低い（剛性率が小さいため）が、断層生成前の応力値に対する相対的上昇値は高い。震源域末端に隣接して堅い領域が存在する場合には、応力上昇がそこに集中する、即ち、その部分が震源域の変形を支えるという傾向が認められる。

以上のように、本稿で取上げたような要素を考える限り、断層の生成によってその周囲のあらゆる所で応力降下が生ずるということは有り得ないように思える。この事は、一部で塑性変形が生じるとしても、また自由表面の存在など三次元媒質中における変形問題として取扱っても、本質的には変わらないように思える。このように考えると、広域的な応力

が長期にわたって蓄積され続けるとすれば、その応力の解消のためには、領域を二分するような非常に長い断層（破碎帯）が存在するとか、大規模な非弾性的変形が生じるなどの必要があるように思える。あるいは丸山（1983, 1985）のモデルなど、全く別の機構を考える必要があるのかも知れない。

謝 辞

丸山卓男教授をはじめ、第一地震研究部のセミナーへ出席されている方々には、色々と御議論、御批判をいただいた。ここに深く感謝致します。

文 献

- DAS, S. and C. H. SCHOLZ, 1981, Off-fault aftershock clusters caused by shear-stress increase?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1669-1675.
- 加藤照之・笠原慶一・K. RYBICKI, 1985, 1984年長野県西部地震による阿寺断層の歪場変化, 地震研究所彙報, **60**, 231-237.
- MARUYAMA, T., 1969, Stress fields in the neighborhood of a crack, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **47**, 1-29.
- 丸山卓男, 1983, 断層に関する一仮説, 地震学会講演予稿集 No. 1, 149.
- 丸山卓男, 1985, 断層上の応力場の変化, 地震学会講演予稿集 No. 1, 70.
- 松田時彦・岡田篤正, 1968, 活断層, 第四紀研究, **7**, 188-199.
- 溝上 恵・中村正夫・瀬戸憲彦・酒井 要・小林 勝・羽田敏夫・橋本信一, 1985, 1984年長野県西部地震 (M=6.8) の余震活動から推定される潜在断層系について, 地震研究所彙報, **60**, 199-220.
- RYBICKI, K., T. KATO and K. KASAHARA, 1985, Mechanical interaction between neighboring active faults—Static and dynamic stress field induced by faulting, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **60**, 1-21.
- 坂田正治, 1975, 初期ひずみ場における2次元断層の有限要素法による取扱い, 地震学会講演予稿集 No. 2, 85.
- TSUBOI, C., 1930, Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango earthquake of 1927 (Part I), *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **8**, 153-221.
- YAMASHINA, K., 1978, Induced earthquakes in the Izu Peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1974, Japan, *Tectonophysics*, **51**, 139-154.

*Stress Field around a Fault Area—with Special Regard
to the Increase of Stress near Its Edge—*

Toshikazu ODAKA

Earthquake Research Institute

The change in the stress field in an elastic medium caused by the shear deformation of a rectangular fault region is investigated by use of the two-dimensional finite element method. The fault region is assumed to have a lower *S*-wave velocity distribution than that of the surrounding medium and thus the region is easily subject to shear deformation in response to the forced displacements at the boundary of the medium. A special interest is taken in the large increase of the stress in the vicinity of the fault edge and an attempt to reduce it is made by considering some characteristic deformations of a fault region and the surrounding medium.

It is found that the increase of the stress is well suppressed by a fault which is characterized by a very smooth deformation along its strike. It is also found that a subsidiary fault generated at an end of the main fault may be effective for that purpose. The heterogeneity of a medium seems to be not an important factor for this problem.
