

## 地震断層の形態と断層破壊過程

### Geometry of surface faults and their rupturing processes

佃 栄吉\*

Eikichi Tsukuda

#### はじめに

断層の地表での幾何学的分布パターンと断層破壊過程の関係を明らかにすることは、内陸部のいわゆる「直下型地震」の予知を目指すために重要な課題である。それは、地殻表層部で観察される活断層の形態という幾何学的情報から、地下深部の想定される震源断層の運動様式をかなり直接的に推定できるのではないかと考えるからである。かつて、佃 (1985a) で活断層の形態的特徴の研究の重要性を議論したが、本小論でも改めてその重要性を指摘したい。

ここではまず地震断層幾何学的形態とその破壊過程の関係について述べ、さらに、活断層のセグメンテーションについての事例研究を紹介したい。

#### 地震断層と活断層

地震断層とは地震にともなって地表に現われた断層、すなわち、震源断層と地表面との交線である。英語ではsurface faultと呼ばれ、震源断層との混同を避けるため、地表地震断層のように使われる場合もある。日本の内陸部の地震の場合、マグニチュード7.0以上の場合はほぼ確実に地震断層が現われている。

活断層は言うまでもなく、地震断層のインクリメンタルな歪み(変位)の累積したものとし

て認識される。言い換えると、活断層は構造地質学でいう有限歪みを表し、地震断層はそれを形成させた造構運動の、インクリメンタルな変位を直接的に表現するもので、構造地質学的にはきわめてまれで興味深い研究対象である。地震断層の解析から、断層破壊プロセスについての一般的な経験則を得て、それを活断層の新しい評価に役立てようというのが本小論の主旨である。

地表での活断層の幾何学的特徴の解析は、断層の破壊過程の研究のための基礎的資料としてきわめて重要と考える。今後の活断層研究の一つの方向として、地下深部の震源過程を念頭にしながら、地表での活断層の形態をより精度よく記載していく作業を進めることが必要であろう。その上で断層の幾何学的特徴から予想される力学的特性についてのより現実的な推論を可能にしなければならない。一見複雑に見える断層の発達形態も力学的にはそのようになる必然的な理由があるはずである。

#### 地震断層と断層破壊過程

地震断層の幾何学的配列と地震活動との関係を最初に考察したのは、イランのZagros山脈に沿って発達するの大規模な右ずれ断層と歴史地震との関係を解析したTchalenko and Braud (1974)であろう。Koide and Bhattachari (1977)は、更に発展させて、断層の屈曲部と震源の位置に密接

\* 地質調査所環境地質部

Geological Survey of Japan

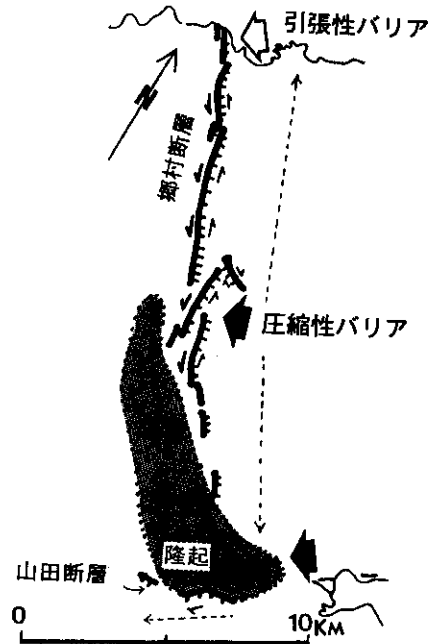
な関係があることを指摘した。1980年のエルアスナム地震は地表において地形・地質学的に認識できる断層の幾何学的構造が、破壊過程—マルチプルショック—ときわめて関係が深いことを示した重要な地震であった(佃, 1985b)。

従来、地震学では断層面を長方形や円形とし、ずれの量も面上で一定、応力降下も一定という、平均化した単純な断層モデルから議論されてきた。しかし、近年になり、長周期地震波に重なって観測される短周期地震波の解析から、断層面の形状がまっすぐではなく、面上での強度や摩擦強度の分布が不均質とする方が現実に近いとして、多重震源解析が急速に発展してきた。その中で断層面上の障害物の分布に関する理論的解析も進められ、Das and Aki (1977) やAki(1979)のバリアモデル、金森(1980)のアスペリティモデルなどの不均質断層モデルが提唱され、断層破壊プロセスに関して、より現実的な議論がなされるようになってきた。

このような近年の地震断層の観察と震源過程に関する理論の進歩および精度のよい地殻変動や微小地震の観測結果から、King (1986) やSibson (1986) は断層の幾何学的構造が直接的に、断層の破壊過程に反映されるとして、断層の屈曲部の構造のより詳細な解析を進めている。以上のような観点にたつて、次節では日本の地震断層のうち、断層面が鉛直に近いために断層の形態と断層破壊過程を比較的議論しやすい、横ずれ断層を例として考察してみよう。

### 1927年北丹後地震 M=7.3

この地震では、左ずれの郷村断層と右ずれの山田断層の大きく2つの地震断層が共役的な関係で現われたのが特徴的で、地震学的には少なくとも2枚の断層面が想定されねばならないことを示している。地震断層の分布やその変位量については、当時多くの機関・大学の調査が実施され、比較的詳しく記載されている。それらによると、地震断層は雁行しながら、実に複雑な分布形態を呈しているのがわかる。例えば、渡辺・佐藤(1928)によると、広義の郷村断層



第1図 1927年北丹後地震の地震断層と断層破壊過程。破線矢印が断層破壊野進行方向を示す。アミの部分は地震による隆起部(Tsuboi;1930より)。

(郷村断層系)は北から、浅茂川断層、下岡断層、郷村断層、生野内断層、安断層、杉谷断層、新治断層、上菅断層、長岡断層、善王寺断層、口大野断層、三重断層の12の小セグメントから構成されている(第1図)。地震断層に沿う変位量分布は雁行する断層のパターンをそのまま反映している(松田, 1976)。これらの地表地震断層の小セグメント分布がそのまま深さ10kmまでの震源断層の複雑さを示しているのかどうかは議論のあるところであるが、断層の発達するところは基盤岩地域であるので、ここでは地表地震断層の発達形態を基本にしてその破壊過程を考察してみよう。

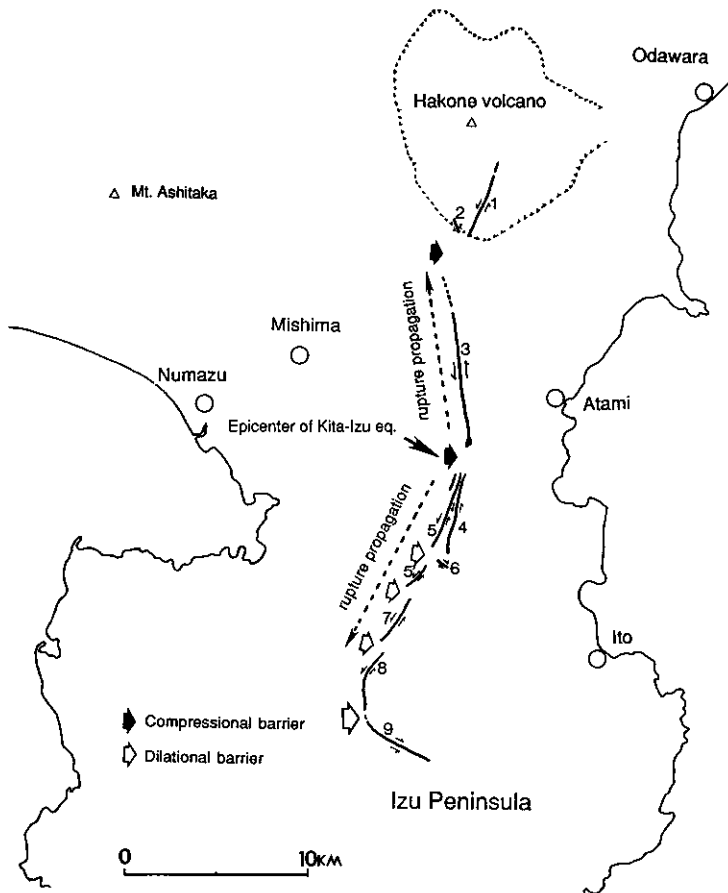
この地震の震央は“郷村断層系”の中央部に近いところに置かれている(Kanamori, 1973)。そこは比較的長さの短い断層が複雑に雁行して現われたところである。この震央の位置が正しいとすると、破壊はそこから南方と北方にbilateral

地震断層の形態と断層破壊過程

に進み、南側では山田断層との交差部（強い圧縮性のバリア）を越えて山田断層に沿って西へ破壊が進行したものと考えられる。Tsuboi (1930) によると、この交差部で地震後の隆起量が最大となっている。また、その領域は地形的にも網野一峰山低地帯と野田川低地帯の間のローカルな隆起部でもある。一方、北に進んだ破壊は日本海海域まで及んで終息したと推定され、そこがこの地震の主要な余震域となっている。陸域の北端付近の断層は郷村断層系の主要

部分の走向より約10度ほど西に振っており、それとともに垂直変位量が卓越してくる。すなわち、これは左横ずれ断層でのdilatational jogの形態的特徴を持ち、引張性のバリアの役割を果たしているともみことができよう。

以上をまとめると、北丹後地震で出現した地震断層群には、2つの大きな圧縮性のバリアと1つの引張性のバリアが存在し、そのうち一つの圧縮性バリアから破壊が始まり、もう一つの圧縮性バリアが次の破壊の始まる場所となった



第2図 1930年北伊豆地震断層系とセグメント構造。1.箱根町断層, 2.茨ヶ平断層, 3.丹那断層, 4.浮橋中央断層, 5.浮橋西方断層, 6.田原野断層, 7.大野断層, 8.加殿断層, 9.姫ノ湯断層。

こと、一つの引張性バリアで破壊が終息したと推論される。郷村断層系の活動周期については、約6000年以上と見積られているが(佃・杉山, 1989; 佃ほか, 1989), 山田断層についてもトレンチ調査から、ほぼ同等の活動周期が推定されているので(佃, 杉山; 1986), 郷村断層と山田断層は一連の破壊過程で活動する性質がある可能性が高い。

長谷川(1986)は地震断層の分布をもとにして、郷村断層と山田断層を海域の余震域を含めた、それぞれ8枚と4枚の断層面に分け、Tsuboi(1930)の測地学的データを入力として、非線形インバージョン解析を行い、断層パラメータに関する最適解を得ている。このように、この地震に関しては地震学的にも多震源モデルを適用した方が実際の地学現象をよりよく説明することができ、地表の地震断層の分布発達様式が震源過程を忠実に反映していると考えて差しつかえないようである。

#### 1930年北伊豆地震 M=7.0

この地震では伊豆半島を南北に走る、北伊豆断層系が活動した(松田, 1972)。北伊豆地震断層系は第2図に示すように、雁行する多くの断層セグメントから構成されている。この地震断層の発達形態の特徴は、芦ノ湖南方、葦山峠付近、修善寺南方の3ヶ所に大きな走向の変換点があることである。このうち葦山峠の屈曲(丹那断層とその南の浮橋中央断層との間のギャップ)付近には小規模な共役の右ずれ活断層が断層が多く発達しており、King(1986)のfragmentation barrierあるいは圧縮性のバリアの特徴を持つ。このあたりに北伊豆地震の震央が置かれており、また前震が認められた場所でもある。地表での断層変位はこのギャップの北側と南側でもっとも大きく、4m近くまで達している(松田, 1972)。芦ノ湖南方の屈曲部付近にも小規模な共役の断層が多く発達している。ここも圧縮性のバリアの特徴を持つ。修善寺南方の屈曲は主断層系とは共役の姫ノ湯断層の発達によるもので、引張性の屈曲を形成している。余震活

動は断層系の主要部でほとんどなく、北縁部と南縁部で活発であったようである(宇佐美, 1987)。

この地震では次のような破壊過程が推定される。まず第1の破壊は震央の置かれている葦山峠の近傍の圧縮性バリアから始まり、南北に分かれてbilateralに進行した。南方では、右ずれの姫ノ湯断層まで達し、この引張性の曲り(dilatational jog)で破壊を終了している。結果として、姫ノ湯断層の北側の地塊は断層運動により北東方向に移動したことになる。伊東付近の地震直後の隆起と余震活動はこのことと調和的である。一方、北に進んだ破壊は芦ノ湖南方の圧縮性バリアを越え、箱根町断層の破壊へと続いた。箱根カルデラの領域がrelaxation barrierとして働き、破壊が終息した。このことは北部の余震地域が箱根カルデラ域とよく一致してことと調和的である。

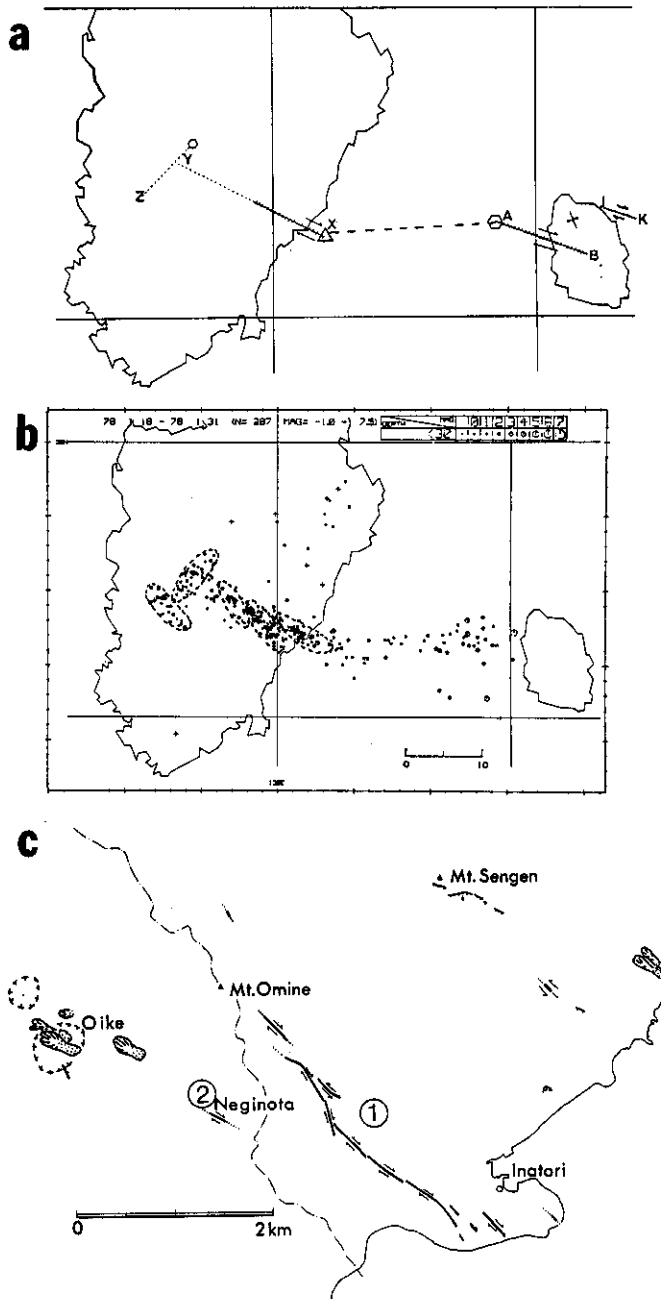
#### 1978年伊豆大島近海地震 M=7.0

1978年1月14日12時24分に発生した伊豆大島近海地震は陸上に地震断層(稲取・大峰山断層)が現われた最も近年のもので、筆者も地震直後に現地へ赴き、地震断層の記載をすることができた(第3図c; 山崎ほか, 1979)。しかし、残念なことに主要な断層は海域にあったので断層構造の詳細な全体像は不明である。この地震に関しては地震学的資料は豊富で、精度の良い研究がなされている。それらはこの地震がマルチプルショックであったとしている。

第3図aは笠原他(1978)が求めた断層破壊過程である。それによると、まず、図のAB部分で右ずれの前震活動が前日の1月13日にあった後、1月14日になって、Aで第一震が発生、その6秒後に主破壊である第2震が起こり、ほぼ東西の主断層に沿って、破壊が西へ進んだ。第3の破壊は稲取の東方(X)で起こり、稲取・大峰山断層が出現した。さらに、1月15日になってY地点で最大余震が発生し、Y-Z方向の共役の断層が活動した。

以上の断層破壊過程にともなう断層系の幾何

地震断層の形態と断層破壊過程



第3図 a : 1978年伊豆大島近海地震の断層破壊過程（笠原ほか，1978より）説明は本文参照。 b : 1978年1月18日から1月31日までの余震活動（津村ほか，1978）。 c : 1978年伊豆大島近海地震の際に現われた地震断層（1. 稲取・大峰山断層，2. 根木の田断層）。

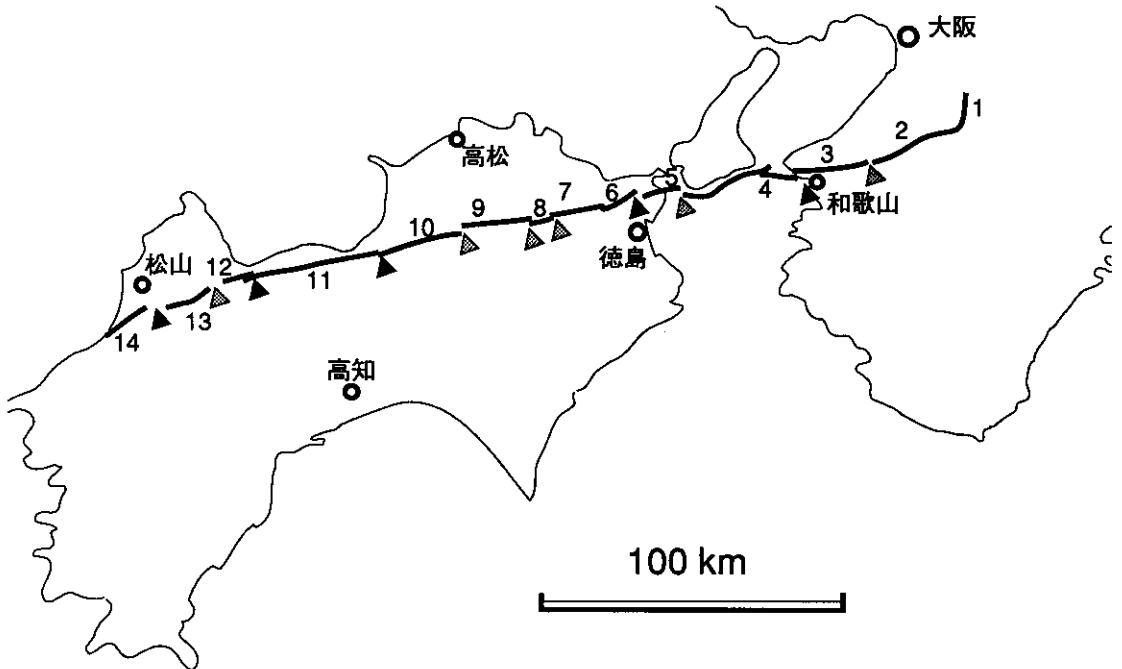
学的特徴を見てみると、Aの屈曲点はA-Bの前震活動による右ずれ運動に対して圧縮性のバリアの特徴を持ち、そこが破壊の始まりとなっている。Xの第三の破壊により活動した稲取・大峰山断層は主断層に対して時計廻りに約30度回転した方向に発達している。この方向は主断層の右ずれ運動に対して、引張性の屈曲の方向である。これより西方において活発な余震活動が続いたが（第3図b）、それはこの断層の引張性屈曲と関係が深いと思われる。最大余震のおこったY地点の屈曲はXからYの全体としての右ずれ運動の結果、圧縮性のバリアとしての役割を果たし、そこから新たな破壊が起こったと解釈される。なお、Kikuchi & Sudo(1984)は実体波の逐次分解による震源課程のインバージョン解析法を用いて、余震分布から海底部に7点、陸上部に3点の点震源を設定して解析し、観測波形に近い、多震源断層モデルを得ているが、この地震に関しては限られた地震断層の出現のた

め、それを検証できる材料はない。

### バリアの評価と断層のセグメンテーション

上記の例などが示すように、地震断層の形態と断層破壊過程にはきわめて密接な関係があるようである。また、断層の破壊が始まる場所は、一般に圧縮性のバリアであり、破壊の終息するところは引張性のバリアである場合が多いようである。

一般にどの断層（系）も直線的に連続するのは稀で、いくらかの凸凹があり、あるいは雁行しているの普通で、断層が屈曲現象やギャップ（ステップ）が存在する。それらが断層のずれに対してどういう性質を持つものであるのか、例えば、引張性なのか、圧縮性なのかを見極めておくことは、将来の活断層の破壊過程を考えるうえで重要なことであろう。すなわち、断層の破壊がどの部分から始まるのか、どの位置で



第4図 中央構造線活断層系のセグメント構造。数字及び実線は各断層セグメント、三角形はセグメント境界を示す。そのうち黒三角は浅発の地震活動が認められるところ。1.金剛断層、2.五条谷断層、3.根来断層、4.友ヶ島水道断層、5.鳴門断層、6.神田断層、7.父尾断層、8.井口断層、9.三野断層、10.池田断層、11.石鎚断層、12.岡村断層、13.川上断層、14.伊予断層。

破壊が終息するか、といった地震学的課題に直接的に答えることができるかも知れないからである。断層のある部分で地震活動が始まったときそれが次の大きな破壊に発展する可能性があるのかないのか（前震なのかどうか）という問に対して、なにか答える材料を提供してくれるかも知れない。次の節では、中央構造線活断層系や糸魚川-静岡構造線活断層系などの長大な活断層系がについて、断層のステップ、オフセット（幾何学的バリア）でどのように分割（セグメント化）されるか検討してみたい。断層のセグメンテーションの問題については、すでに米国ではWasatch 断層系やサンアンドレアス断層系で総合的に議論されている。日本においてもこれから積極的に進められるべき課題であろう。

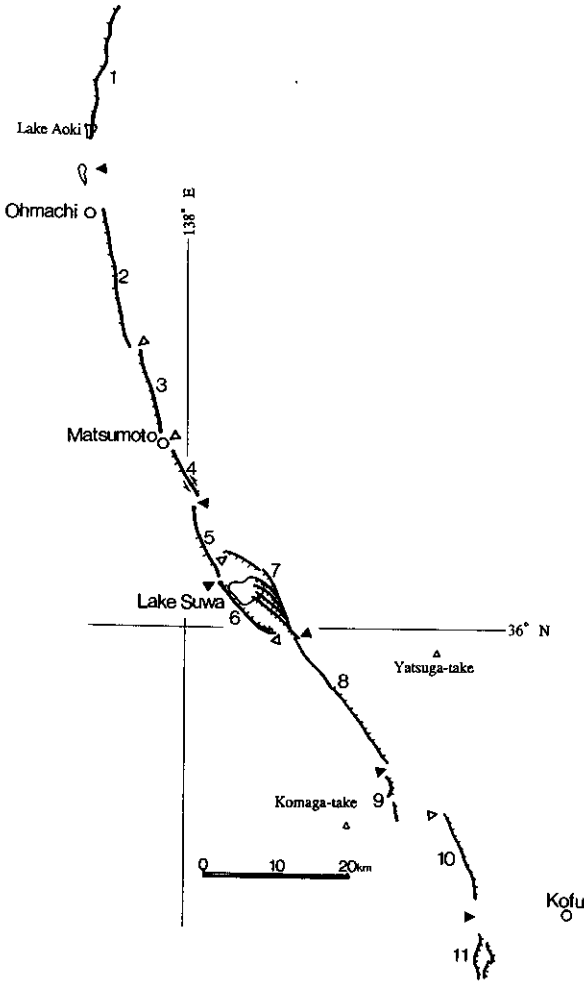
#### 中央構造線活断層系のセグメンテーション

中央構造線にそう活断層群について、どのようにセグメントを分けて考えるかについては従来あまり議論されていない。第4図では活断層研究会（1980）、佃ほか（1982）および寒川ほか（1983）をもとに、試みに大きく9つのセグメントに分割して表現してみた。中央構造線近傍の地震活動については、一般にあまり活発ではないと考えられてきた。しかし、岡野・木村（1988）の地殻内地震の震源分布図を見ると、伊予三島市付近や徳島市西方に地震の顕著な集中域が認められ、それらはセグメント境界に位置している（佃，1989）。三浦ほか（1990）は松山市付近や西条市付近にもセグメント境界に対応する地震集中域を観測している。和歌山市の群発地震は直接的には中央構造線の直下で起こっているわけではないが、これもセグメント境界の近傍であるので、中央構造線の右ずれテクトニクスに関係が深いものだとすると、中央構造線の将来の断層運動に無関係であるとは言えないだろう。中央構造線活断層系の上で何かが起こっている、あるいは起ころうとしているのは確からしいので、そのセグメント境界と地震活動との関係を地震テクトニクスの見地から解明する作業を進めていきたい。

#### 糸魚川-静岡構造線活断層系のセグメンテーション

第5図に糸魚川-静岡活断層系の簡略化した断層セグメント分布を示す。その総延長は約150kmに達する。この断層系は大きく11のセグメントから構成されている。北から、1.神城断層、2.北部松本盆地東縁断層、3.南部松本盆地東縁断層、4.牛伏寺断層、5.岡谷西方断層、6.諏訪湖南岸断層、7.上諏訪断層、8.釜無山断層、9.竹宇-大坊断層、10.下円井断層、11.市野瀬断層である。活断層系は既存の構造線を利用し、全体として細長いS字状を呈している。この活断層系の主要な部分は左横ずれの断層であるが、断層の北部と南部の神城断層および竹宇-大坊断層はやや走向を変え、逆断層となっている。現在の応力場と断層の走向の関係から断層のタイプが決定されていると考えられる。神城断層の北方、姫川下流域の糸静線は活断層ではなく（活断層研究会,1980; 岡田,1986; 衣笠,1990）、また、糸魚川の沖に富山深海底谷につながる活断層は認められない（加藤ほか,1990）ので、糸静線を日本海東縁に繋がるプレート境界とするには問題が多い。一方、竹宇-大坊断層の南方の糸静線の活動性もほとんどないと考えていだろう。下円井断層、市野瀬断層については糸静線に沿う断層ではないが、重要な地質境界として糸静線の役割を担っていると仮定して、この活断層系に含めた。

第5図では各セグメント間の幾何学的は位置から、現段階で考えられる圧縮性バリアと引張性バリアを試みに表現してみた。セグメント2と3の境界およびセグメント3と4の境界は明瞭な引張性のオフセットをしており、それぞれ、犀川流域、松本市街の低地を形成している。諏訪湖はその両縁の左ずれ断層の末端部分が重なりあうことによって一種のpull-apart basin-低地を形成している。塩尻峠付近は糸静線では特異な地形的高まりとなっているところで、圧縮性のバリアが集中している。第5図では簡略化して表現しているが、塩尻峠付近の断層は総じて短く、共役的な北東-南西方向の右ずれ



第5図 糸魚川-静岡構造線活断層系のセグメント構造。数字及び実線は各断層セグメント，三角形はセグメント境界を示す。白三角，黒三角はそれぞれ引張性境界，圧縮性境界を示す。1.神城断層，2北部松本盆地東縁断層，3南部松本盆地東縁断層，4.牛伏寺断層，5.岡谷西方断層，6.諏訪湖南岸断層，7.上諏訪断層，8.釜無山断層，9.竹宇一大坊断層，10.下門井断層，11.市野瀬断層。

断層も多く発達するところである。前述の北丹後地震や北伊豆地震の地震断層の例から推論すると，このような場所 (fragmentation barrier) で破壊が始まり，その南北に破壊が進行して，両端の引張性バリアで破壊が終息するという仮説も考えられる。奥村ほか (1987) は長さ6kmの牛伏寺断層の変位速度として，千年あたり9.6mと言う値を得ているが，上記の仮説にたつて，長さ35kmのディメンジョンを持つ断層系の活動性と考えれば理解しやすい。

おわりに

地震断層を詳しく記載・解析することは実物大の岩石破壊実験と同じ意味がある。幸か不幸か，過去十年以上も日本の内陸部ではM=7.0以上の地震はなく，地震断層も出現していないが，今後，地震断層が現われるような地震があった場合，その詳細な記載は改めて言うまでもなく，重要な作業となる。

従来，活断層に関する研究は，変動地形の明瞭な部分を記載し，断層の長さや変位速度，活動周期から，その評価が主になされてきた。しかし，今後その破壊プロセスを念頭にして，バリアの認識，評価 (場所，大きさ，規模など) を行なうためには，活断層の発達が不明瞭な部分を評価するということになり，今までとは違った観点が要求される。北丹後地震や北伊豆地震の例が示すように，破壊が始まる場所としてのバリアは，地形・地質学的には隆起の場所として認定できそうである。そのような場所は個々の断層変位量が少ないため，あるいは微小な断層のネットワークとして存在するため，活断層としては認め得ないことも考えられる。これからの活断層の研究では，地震学的，断層破壊学的研究の発展を踏まえて，断層の幾何学的形態の意味を追及していくことが重要な課題の一つであろう。

本論文は構造地質研究会1988年冬の例会の際に催された，シンポジウム「地震断層と断層破壊過程」の講演内容に加筆したものである。

## 文 献

- Aki, K., 1978: Characterization of barriers on an earthquake fault. *Jour. Geophys. Res.*, v. 84, B11,6130-6147.
- Das, S. and Aki, K., 1977: Fault planes with barriers: A versatile earthquake model. *Jour. Geophys. Res.* v. 82, 5658-5669.
- 長谷川洋平, 1986: 非線形インヴァース法を用いた測地データの解析: 内陸型地震の断層モデル. 東京大学大学院理学研究科地球物理学専門課程修士論文.
- Kanamori, H. 1973: Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, v. 1, 213-239.
- 金森博雄, 1980: 地震活動と地震予知—南カルフォルニアの例—. 地震予知シンポジウム (1980), 163—174.
- 加藤 茂・浅田 昭・春日 茂, 1988: 富山トラフの変動地形と地質構造. *地学雑誌*, v.99, 3-12.
- Kikuchi, M. and Sudo, K., 1984: Inversion of teleseismic P waves of Izu-Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978. *J. Phys., Earth*, v.32, 161-171.
- King, G.C.P., 1987: Speculations on the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology a geological structure. *Pure and Applied Geophysics*, v. 124, 567-586.
- 衣笠善博, 1990: 東北日本北米プレート説再考—地形・地質から—. *地学雑誌*, v.99, 13-17.
- 小出 仁, 1983: エシユロン断層系の地震地質学的意義と地震発生機構について. 92, 33-52.
- 松田時彦, 1972: 1930北伊豆地震の地震断層. 「伊豆半島」東海大学出版会,  
-----, 1976: 活断層と地震—その地質学的研究. *地質学論集*, no.12, 15-32.
- 三浦勝美・佃 為成・三浦礼子・井上義弘, 1990: 四国西部の中央構造線付近の微小地震活動. 地震学会1990年度春季大会予稿集, 97.
- 中村新太郎, 1927: 丹後峰山地震に顕われたる起震線と地弱線. *地球*, v. 7, 260-272, 431-440.
- 岡田篤正, 1986: 中部日本の活断層とプレート境界問題. *月刊地球*, 8, 756-762.
- 岡野健之助・木村昌三, 1988: 震源分布から見た四国における中央構造線. *地震 II*, v.41, 603-607.
- 奥村晃史・寒川 旭・安田 聡・斉藤英二・渡辺和明, 1987: 松本盆地東南部における第四紀後期断層運動. *日本地理学会予稿集*, no.31, 60-61.
- Sato, H. 1973: A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. *Bull. Geogra. Surv. Inst.*, 19, 89-130.
- 寒川 旭・杉山雄一・衣笠善博, 1983: 50万分の1活構造図「京都」. 地質調査所.
- Sibson, R.H. 1986: Rupture interaction with fault jogs. *A.G.U. Monograph 37*, (Maurice Ewing 6), 157-167.
- 多田文男, 1970: 丹後震災地郷村断層図. *地図の友*, no.123, 4-5.
- Tsuboi, 1930: Investigation on the deformation of the earth's crust in the Tango district connected with the Tango Earthquake of 1927 (Part 1). *Bull. Earth. Res. Inst.*, v.8, 153-221.
- 佃 栄吉, 1985a: 断層形態学のすすめ. 伝導度異常 (CA) の研究, *地質調査所*, 14, 159.
- , 1985b: 1980年エルアスナム地震の地震断層. *構造地質*, v.31, 45-52.
- , 1989: 中央構造線の地震テクトニクス. 地震学会1989年秋季大会予稿集, 45.
- ・寒川 旭・衣笠善博, 1982: 50万分の1活構造図「高知」. 地質調査所.
- ・杉山雄一, 1986: 丹後半島・郷村・山田断層系の発掘調査. *地震予知連絡学会会報*, v.37, 370-381.

----- · -----, 1989: 1985年郷村断層 (網野町下岡地区) トレンチ調査. 活断層研究, no.6, 72-75.

----- · ----- · 下川浩一, 1989: 1985年郷村断層 (網野町郷地区) トレンチ調査. 活断層研究, no.6, 76-80.

宇佐美龍夫, 1987: 新編日本被害地震総覧. 東

京大学出版会, 434P.

渡辺久吉・佐藤戈止, 1928: 丹後震災地調査報  
文. 地調報告, no.100, 102p.

山崎晴雄・小出 仁・佃 栄吉, 1979: 「1978  
年伊豆大島近海地震」の際現われた地  
震断層. 地調特別報告, no.7, 7-36.

(受理: 1990年3月30日)