エシュ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

小 出 仁*

Seismotectonic Problem of an Echelon Fault System and Earthquake Source Mechanism

Hitoshi KOIDE

Abstract

The large earthquake occurs due to the emission of elastic waves during fracture propagation and abrupt displacement along a large fault system, which process is triggered by fracturing of a block of rock in the fault system or at fault edge. Earthquake source process is too much complicated for the precise modeling due to the complexity and variety of fault systems. However, the precise observation of fault development during fracture experiments suggests that a large fault is formed by connection of a set of smaller fractures or faults aligned en echelon. Many fault systems show multiple en echelon arrangement of smaller component fractures. Two mechanically different types of steps or bends are distinguished in the en echelon fault system or zigzag fault which is derived from en echelon fractures. One type is the step-up gap or bend which is compressed by the sliding of the fault. The other type is the step-down gap or bend which is extended by the slip of the fault.

The rough estimation of resistive strength of en echelon fault gaps against fault sliding shows that the step-up gap is much more resistant to fault displacement than the step-down fault gap is. The strength of gap can be roughly estimated from stepping ratio of en echelon steps. The energy of earthquake is proportional to the product of square of offset of en echelon step and length of fault.

The doughnut pattern of foreshock activity and migration of earthquake fracturing can be adequately described by the model that the earthquakes are generated by a process of fracturing of gaps or bends in a multiple en echelon fault system. This "multiple en echelon fault model of earthquake source mechanism" has been proposed in this paper in an attempt to make the "asperity model" more concrete with respect to fault geometry and fault development mechanism.

The gaps or bends of en echelon fault system make loci of stress concentration and are expected to be very sensitive to premonitory stress disturbance before earthquake. The gaps and bends of fault system make promising monitoring sites for earthquake prediction.

---

* 工業技術院地質調査所 Geological Survey of Japan

I. 地震モデルと断層

「地震は岩石の破壊によって発生する」ということは、現在ではほとんどの人が認めている。また、「地震は断層から発生する」ということも、ほとんどの場合に事実として認められている。しかし、上記の二つの命題を共に説明することは意外に難しい。例えば、ダイラタンシー・ディフュージョン・モデル (dilatancy diffusion model) は、大きな破壊に先だって、微細な開口性の割れ目 (伸張割れ目) が多数発生するという、岩石破壊実験の観察事実から、地震の前兆現象を説明したものであるが、断層との関係は明らかではない。弾性くいちがい (dislocation) モデルは、断層のずれによる地震波の発生や地殻変動を、よく説明できるが、仮想断層面に沿う変位のきっかけになるべき、岩石の破壊は考慮されていない。

岩石の破壊実験の際、大きな破壊が起きる前から、岩石試料の内部で、ごく微小な破壊が多数発生し、それに伴って弾性波が放出される。この微小破壊音—すなわち AE (Acoustic Emission の略) はごく小さいものであるが、現象的には自然の地震にきわめてよく似ていることが明らかになっている (茂木 1978, 1981, 1982, 楠瀬ら 1982)。AE は実験室地震と呼んでも差し支えないくらいである。しかし、なお実験と天然は同じではないことに注意するべきである。実験に使われる岩石試料は、通常、断層等を含まない、巨視的に均質な試料が使われている。また、水の影響を考慮した実験も行なわれるようになってきているが、通常の実験は、地下には普遍的に存在する水の影響のほとんどない状態で行なわれている。それでも、実験による AE と自然地震が、少なくとも、現象的に似ているのはなぜであろうか。

地震モデルは、大きな地震は必ず既存断層の活動によって発生することと、地震と破壊実験中に発生する AE が、サイズを別にすれば、きわめてよく似ていることを同時に説明できる必要がある。それには、実際の断層をもっとよく理解すると共に、断層と地震の関係を詳しく研究する必要がある。断層から地震が発生するメカニズムを理解することができれば、現在、やや停滞中の地震予知の研究にも大きな進歩が期待できる。

この小論では、断層と地震の関係について、若干の考察を試みる。

II. 断層アスペリティと震源

活断層系の中で、1回の地震の発生に関わった範囲は、地表地震断層の形成や余震域から知ることができる。M7級の地震発生に関わる断層の延長は数10kmであり、巨大地震であれば100km以上に達する。巨視的に見れば、震害は断層活動域を中心とした同心長円状の分布をすることが多く、断層が変位した延長すべてを震源域と考えて差し支えないように思われる。しかし、より細かく見ると、この震源域がすべて地震発生に同等に寄与しているのではないと考えられる。地表地震断層のごく近くでも、地震動そのものは必ずしも大きくない所があり、断層の末端部では地震動到達の後に断層がずれたと考えられる例も知られている (大塚 1936, 小出ら 1979)。

ALLEN (1968) は、米国西海岸のサンアンドレアス (San Andreas) 断層沿いの地震の発生様式が場所により異なることを指摘した。サンアンドレアス断層が大きく屈曲したロサンゼルス市北東方で1857年フォートテホン (Fort Tejon) 地震、また同じく屈曲部に近いサンフランシスコ市付近で1906年サンフランシスコ地震の両巨大地震が発生している (第1図)。模式図をみるとわかるように、両屈曲はサンアンドレアス断層の右ずれを妨げている。これらの屈曲部は、通常時は地震活動が低い、時に大地震を発生する性質がある。これに対して、サンアンドレアス断層の延長上にあるハッチで示した地域は、小地震が多発する代りに、大地震はない。ハッチの地域では、断層が分岐したり、屈曲もあるが、サンアンドレアス断層の右ずれを妨げる方向には屈曲していない。

SCHOLZ (1977) は、ニュージーランドのアルパイン (Alpine) 断層にも、サンアンドレアス断層と似た屈曲があり、断層のずれに調和的な分岐部では小地震が多発することを指摘した。断層のずれを妨げるような方向の屈曲部では、地震が少ない。アルパイン断層では巨大地震の記録がないが、ニュージーランド

第1図 サンアンドレアス断層とカリフォルニア湾リフト北部（北アメリカ大陸太平洋岸）。C.C.A.A. および S.C.A.A. は、小地震の多発地域 大きな地震の震源には、各地震の年号を付してある B図はA図を判りやすいように模式化してある サンアンドレアス断層の主部は、昇エシュロン状の屈曲、カリフォルニア湾リフトは降エシュロン状の屈曲が見られる (KOIDE and BHATTACHARJI, 1977) S.A.F.: サンアンドレアス断層, G.F.: ガーロック断層等

Fig. 1 Seismic activity and geometry of the San Andreas fault and Gulf of California rift system (KOIDE and BHATTACHARJI, 1977). A simplified pattern of the fault system is illustrated in the figure B.

の歴史時代は短いので、稀に発生する巨大地震の記録がなくても不思議ではない。

TCHALENKO ら (1974) は、イランのザクロス (Zagros) 山脈沿いの右横ずれの大活断層 “Main Recent Fault” 沿いに発生した地震を調べ、断層系の屈曲部で、1957年 M 7.0や1958年 M 6.6等の一連の地震が発生したことを見出した。TCHALENKO らは、エシュロン (echelon) 状断層の横ずれにより、断層のギャップの部分が圧縮されて、逆断層性のずれを生じたため、これらの地震が発生したと考えた。

KOIDE and BHATTACHARJI (1977) は、活断層の屈曲部から発生したと考えられる地震の例がかなりあり、断層屈曲部と地震源とが密接な関係にあることを指摘した。また、断層の発達のプロセスから、断層の屈曲や不連続が必然的に形成されることを指摘した。

地下では、巨視的には全方向から圧縮されている状態にあるため、割れ目が連続的かつ直線的に伸びることができない。その代り、割れ目の数が増加し、割れ目の密集帯を形成した後に、それらの割れ目密集帯中の小割れ目を結んで大きな割れ目 (断層) が形成される (小出 1969)。割れ目帯の延長方向と、割れ

目帯を形成する個々の小割れ目の方向とは通常一致しないので、エシュロン (echelon) 状の小割れ目の配列が現われる (KOIDE 1971)。

断層の形成のプロセスを簡略化して、まとめると次のようになる (小出 1969, KOIDE ら 1970)。

- 1) 小割れ目 (引張りまたは剪断割れ目) の形成
- 2) 小割れ目の数の増加と共に、相互干渉によりエシュロン状の割れ目の集中帯が形成される。
- 3) 割れ目集中帯内のエシュロン状割れ目の間が連結され、より大きな割れ目 (断層) が形成される。

もちろん、実際に地下に形成される割れ目は複雑であって、必ずしも典型的なエシュロン割れ目になるとは限らないが、多くの場合、エシュロン状に配列した小割れ目の群が断層形成の中間過程で重要な役割を果たしている。上記の 1)~3) のプロセスが、何回もくり返されて、しだいに大きな断層を形成し、多

重のエシュロン割れ目になる (第2図)。

エシュロン割れ目群を構成する個々の小割れ目の方向と割れ目帯全体の延長方向とが約 45° をなす高角エシュロン割れ目 (第3図の Aa) と、構成小割れ目と割れ目帯延長方向とのなす角が約 15° 以内の低角エシュロン割れ目 (第3図の Ab) を区別することができる。高角エ

第2図 多重エシュロン断層 (割れ目)

Fig. 2 An example of multiple echelon fractures.

シュロン割れ目を構成する小割れ目は、引張り割れ目であり、低角エシュロン割れ目は構成小割れ目も通常は剪断割れ目 (小断層) である。両タイプのエシュロン割れ目が発達し、割れ目相互が連結されて、第3図Bのようなジグザグ状の剪断割れ目 (断層) が形成される。Ba と Bb は対称形であり、等価のように見える。しかし、断層のずれに対しては、両者はまったく異なる性質を持っている。断層のずれ変位に対するステップの向きから、「降 (または正) 階段状断層」および「昇 (または逆) 階段状断層」と呼ぶ (第3図)。高角エシュロン割れ目 Aa に由来する降階段状断層 Ba は、断層のずれに対し屈曲部は開口する。低角エシュロン割れ目 Ab に由来する昇階段状断層 Bb は、屈曲部は圧縮され、断層のずれに抵抗することになる。その結果、昇階段状断層は降階段状断層に比較して、はるかに動き難い。また、元の形を比較しても、低角エシュロン割れ目の方が高角エシュロン割れ目より、ずれ変形に対する剛性が大きい場合が多い。

引張り (伸張) 割れ目が大きく成長できるのは、有効圧が低い場合である (小出ら 1974)。有効圧とは、封圧から間隙圧を引いた残差である。間隙圧が異常に高くなりうる火山・地熱地帯を除いては、引張り割れ目はごく短小なものに限られる。実際に、火成岩脈や鉱脈では、かなり長大な引張り割れ目が観察されることがあるが (KOIDE 1978)、通常の断層や割れ目に、大きな引張り割れ目の痕跡はほとんど見出せない。節理では、延長の相当長い伸長割れ目が存在するが、これは除荷の過程で除々に形成されたもので、一気に長い割れ目が形成されたものではない。地表付近は封圧が低いので、引張り割れ目は生じやすいが、地表地震断層でも引張り割れ目の長さは数 m 以内である。地震断層は、通常、多重のエシュロン構造を示す (小出ら 1979)。多重エシュロン構造の最小構成要素は引張り割れ目で、それらの引張り割れ目が高角のエシュロン配列をして、やや大きな剪断帯を成す。それらの剪断帯がさらにエシュロン配列をして、より大きな剪断帯を形成するので、高次のエシュロン構造は低角のエシュロンになる (第2図)。

多重エシュロン割れ目は、モデル実験や岩石破壊実験でも観察され、また鉱山でも鉱脈等でも観察されるので、地下の断層も多重エシュロン構造をなしていると考えられる (KOIDE 1971)。実際には、地下には

様々な不均質要素があり、割れ目の分布パターンはきわめて複雑になる。広域的には、岩質や応力状態も一様ではない。特に、間隙圧の高い部分や岩質がぜい性的な部分は、高角エシユロンの生じやすい部分となろう。このような部分は、剪断帯や断層の方向も他の部分より最大前断方向に対して高角になるので、伸張場となり、スケールの大きな降階段状構造断層が形成される。これは鉱床形成に有利な場となる。

以上のように、断層のギャップや屈曲は、決して気まぐれに生じたものではなく、断層発達過程で必然的に形成されるものである。しかし、実際には地下の状態の不均質性のために複雑になる。このような断層の凹凸は、一般に、断層アスペリティ (Asperity) と呼ばれる。断層の力学挙動には、断層グーヂ (gouge) の性質も大きな影響を与える。しかし、アスペリティの大きな断層では、グーヂの性質より、断層の幾何学的形状の効果が大きいであろう。

III. エシユロン断層の破壊機構

前節で概観したように、断層の幾何学的形状は、断層の力学的挙動に大きな影響を与え、断層アスペリティの破壊が地震発生の原因になっていると考えられる。したがって、断層アスペリティでの応力分布や破壊のプロセスを知ることが地震予知のカギになるであろう。しかし、断層アスペリティでの応力分布を厳密に予測することはまだ困難である。光弾性実験や数値計算によるシミュレーションも試みられているが、断層アスペリティの複雑さのために、十分な解析はまだ難しい。最近、弾性くいちがい理論の応用 (丸山 1982) も試みられ、またコンピューターの急速な高性能化により、近い将来に、かなり厳密な議論が可能になるだろう。しかし、ここでは、おおよその傾向を知るために、ごく単純化して考えてみよう。

前節に述べたように、引張り割れ目は高角エシユロン配列をなし、剪断割れ目は低角エシユロン配列をなして、より大きな剪断帯ないし断層帯へと成長する。どちらの場合も、右ずれ剪断帯の場合は左エシユロン配列 (杉型エシユロンともいう)、左ずれ剪断帯の場合は右エシユロン (ミ型エシユロンとも呼ばれる) 配列をなす (第3図)。

階段状断層の屈曲部は、実際にはかなり複雑になっている。例えば、ロサンゼルス市付近のサンアンドレアス断層を見ると、大きくゆるやかに屈曲した主断層の周囲に、二次的に派生した逆断層があり、また、主断層と同じ右横ず

第3図 高角エシユロン割れ目(Aa), 低角エシユロン割れ目(Ab), 降階段状断層 (Ba), 昇階段状断層 (Bb) BaはAaの割れ目間の連結によって形成され, BbはAbの割れ目の間が結ばれて形成される

Fig. 3 High angled echelon fractures (Aa), low angled echelon fractures (Ab), "step-down" fault (Ba) and "step-up" fault (Bb). A step-down fault is formed by the secondary connection of a set of high angled echelon fractures, while step-up fault is derived from a set of low angled echelon fractures.

第4図 サンアンドレアス断層のロサンゼルス市付近の屈曲部 鎖線は、地盤隆起量を示す隆起部の端付近に逆断層があることに注意

Fig. 4 A big bend of the San Andreas fault near Los Angeles. Secondary thrust faults are formed around the area of uplift (KOIDE and BHATTACHARJI 1977).

れの断層や共役な左横ずれの断層も派生する。また、ドーム (dome) 状の隆起も見られる。これらの派生した断層や隆起は、昇階段状屈曲への応力集中のため、形成されたと考えられる。

降階段状の大規模な深部横ずれ断層の場合、屈曲部は伸張場になるので、堆積盆 (pull-apart basin) やグラーベンが形成される。サンアンドレアス断層の南東延長部 (第1図のハッチの部分) は、カリフォルニア湾リフト (rift) に続くが、カリフォルニア湾リフトは第1図に示されているように、右横ずれの降階段状断層系をなしていて、屈曲部は堆積盆をなしている (ELDERS ら 1972)。この堆積盆には、火成岩の貫入や地熱活動が見られ、伸張性の屈曲の深部では、マグマの貫入があることを示唆する。このように地表部では堆積盆になっていると、深部では連続した階段状の断層であっても、地表部の二次的剪断断層だけが見えるので、エシュロン状断層に見えよう。右横ずれのカリフォルニア湾リフトでは、そのため見かけ上右エシュロンであり、通常の剪断割れ目のエシュロン配列と逆向きになる。

右ずれ剪断帯中の右エシュロン構造を降エシュロン構造 (第6図)、左エシュロンを昇エシュロン構造 (第5図) と呼ぶことにする。これは、それぞれ降階段状断層および昇階段状断層と同じような力学的性質を持っていると考えられる。同様に、左ずれ剪断帯中の配列の場合は、左エシュロンが降エシュロン構造であり、右エシュロンが昇エシュロン構造である。左エシュロン・右エシュロン (または杉型・ミ型とも呼ばれる) という名は、純幾何学的名称であって、力学的な経歴や性質を表わしてはいない。力学的性質を表わすためには、降エシュロン・昇エシュロンという名称を用いることを提案する。

前節で述べたように、通常の割れ目のエシュロン配列は、左ずれ剪断帯中で右エシュロン、右ずれ剪断帯中で左エシュロンであるから、昇エシュロン型になる。それに対して、しゅう曲は左ずれ剪断帯中で左エシュロン、右ずれ剪断帯中で右エシュロンであるから (TOKUDA 1926, 藤原 1932)、降エシュロンになる。逆断層も見かけ上降エシュロン型になっているものが多い。また、降階段状断層から二次的に発達した剪断割れ目も、前述のカリフォルニア湾リフトのように、見かけは降エシュロン断層になる。

降エシュロン断層と昇エシュロン断層は、力学的な挙動がかなり異なると思われる。しかし、エシュロ

第5図 昇エシユロン状断層と応力関係

Fig. 5 Mechanism of stress concentration along a step-up echelon fault system.

ン状断層が存在する場合の応力分布は完全には解かれていない。数値計算によっても、断層端の応力集中や断層相互の干渉を解明するという難しい問題があるので、完全な見通しを得るまでには至っていない。

この論文では、大ざっぱな見通しを得るために、簡単な場合を仮定して、概算してみよう。昇エシユロン配列をした断層（第5図）に、広域的な地殻応力 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ が加わっているとする。 σ_1 は最大圧縮応力、 σ_2 は中間主応力、 σ_3 は最小圧縮応力であって、 σ_2 は紙面に垂直な方向であったとする。

エシユロン配列を構成する個々の断層の方向を x 方向、紙面に平行で断層に垂直な方向を y 方向とし、最大圧縮応力 σ_1 方向と x 方向のなす角を θ とすると、弾性論から断層面方向に対する巨視的応力の成分 $\sigma_x, \sigma_y, \tau_{xy}$ は、

$$\left. \begin{aligned} \sigma_x &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta = \sigma_m + \tau_m \cos 2\theta \\ \sigma_y &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta = \sigma_m - \tau_m \cos 2\theta \\ \tau_{xy} &= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta = \tau_m \sin 2\theta \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

ただし、 $\sigma_m \equiv \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$, $\tau_m \equiv \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ とする。

地殻を構成する岩石の破壊条件もまた、各種の説が提出されているが、比較的ぜい性的な場合の第1近似としては、簡単なクーロン (Coulomb) 条件式がよく合うことが知られている(茂木 1978等)。クーロンの破壊条件式は、

$$\tau = Co + \mu (\sigma - p) \dots\dots\dots (2)$$

と表わされる。ここで、 σ は垂直応力、 τ は剪断応力、 p は間隙圧、 Co は粘着力、 μ は摩擦係数である。岩石の破壊が進むと、粘着力 Co は非常に小さくなり、ほとんど0に近くなる。圧縮応力下では、破壊が進んでも、摩擦によって、ある程度の強度が残っているのを、これを残留強度と呼ぶ。残留強度は、

$$\tau = \mu (\sigma - p) \dots\dots\dots (3)$$

と書くことができる。

断層面に沿う摩擦係数を μ_f 、断層が連続して地殻を完全に分断しているとすれば、断層破碎帯の流体圧を p_f として、

$$\tau_f = \mu_f (\sigma_y - p_f) = \mu_f (\sigma_m - p_f - \tau_m \cos 2\theta) \dots\dots\dots (4)$$

の程度の剪断応力しか伝えることができない。しかし、エシュロン断層では、断層の不連続があるために、

$$\tau_g = \tau_{xy} - \tau_f = \tau_m (\sin 2\theta + \mu_f \cos 2\theta) - \mu_f (\sigma_m - p_f) \dots\dots\dots (5)$$

の剪断応力を余分に伝達することができる。この剪断力 τ_g は、エシュロン断層のギャップに加わっている。

断層端では、応力集中のために、応力の勾配が急になる（小出ら 1974）が、第5図のようにエシュロン断層の隣接するセグメントがオーバーラップしている部分では、応力分布が一様に近くなる。特に、塑性状態に近づいた場合は、応力勾配はきわめて緩やかになる。したがって、既にかなり破壊が進んでいる状態を考えれば、ギャップの中心部付近では、応力が一様と仮定しても、ごくおおまかな見積りとしては許されるであろう。

第5図のようなエシュロン配列では、断層セグメントの摩擦抵抗を越える剪断力は、ギャップの部分の x 方向の垂直応力 $\hat{\sigma}_x$ に加算されると考えてよいので、

$$(\hat{\sigma}_x - \sigma_x) \times d \times h = \tau_g \times l \times h \dots\dots\dots (6)$$

となる。d はギャップの幅、l は断層セグメントの有効長、h は断層の深さである。これから、

$$\begin{aligned} \hat{\sigma}_x = \frac{1}{d} \tau_g + \sigma_x = \frac{1}{d} (\tau_{xy} - \tau_f) + \sigma_x = \tau_m \left(\frac{1}{d} \sin 2\theta + \frac{1}{d} \mu_f \cos 2\theta + \cos 2\theta \right) \\ + \left(1 - \mu_f \cdot \frac{1}{d} \right) (\sigma_m - p_f) + p_f \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

他方、

$$\left. \begin{aligned} \hat{\sigma}_y &= \sigma_y = \sigma_m - \tau_m \cos 2\theta \\ \hat{\tau}_{xy} &= \tau_f = \mu_f (\sigma_m - p_f - \tau_m \cos 2\theta) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (8)$$

d に比べ l がずっと長くて、 μ_f がきわめて小さい（すなわち、断層粘土等が介在して、断層の摩擦がほとんどない）とすれば、断層の昇エシュロン状ギャップの応力は次式のように簡単に表わせる。

$$\left. \begin{aligned} \hat{\sigma}_x &= \sigma_m + \frac{1}{d} \{ \tau_m \sin 2\theta - \mu_f (\sigma_m - p_f - \tau_m \cos 2\theta) \} \\ \hat{\sigma}_y &= \sigma_m - \tau_m \cos 2\theta \\ \hat{\tau}_{xy} &\doteq 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

また、紙面に垂直な z 方向の応力は、仮定から、

$$\hat{\sigma}_z = \sigma_2 \dots\dots\dots (10)$$

したがって、昇エシュロン状ギャップの内部では、断層セグメントに平行で、かつずれの方向の応力が最大圧縮応力になる。

降エシュロン状断層（第6図）の場合には、昇エシュロン状断層とはずれの向きが逆になるので、

$$\left. \begin{aligned} \hat{\sigma}_x &= \sigma_m - \frac{1}{d} \{ \tau_m \sin 2\theta - \mu_f (\sigma_m - p_f - \tau_m \cos 2\theta) \} \\ \hat{\sigma}_y &= \sigma_m - \tau_m \cos 2\theta \\ \hat{\tau}_{xy} &\doteq 0 \\ \hat{\sigma}_z &= \sigma_2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

となり、断層セグメントに平行で、かつ、ずれの方向に平行な応力が最小応力となる。

ギャップの岩石の破壊もクーロン説で表わせるとすれば、

$$\tau = C_g + \mu_g (\sigma - p_g) \dots\dots\dots (12)$$

ここで C_g はギャップ部の粘着力、 μ_g はギャップ部の摩擦係数、 p_g はギャップ部の間隙流体圧である。

昇エシュロン状ギャップの応力状態（9式）と降エシュロン状ギャップの応力状態（11式）とを比較すると、降エシュロン状ギャップの方が破壊しやすいことがわかる（第7図）。すなわち、昇エシュロン状ギ

第6図 降エシュロン状断層と応力関係

Fig. 6 Mechanism of stress concentration along a step-down echelon fault system.

ギャップは破壊され難く、断層のずれを妨げる効果がある。

エシュロンのくい違いの幅 d が、断層セグメントの有効長 l に比べて小さく、剪断応力の最大値 τ_m も地下では σ_m に比べて小さいことから、昇エシュロン状ギャップが、断層に加わる広域的な垂直応力 σ_n と剪断応力 τ_n に対し ($\sigma_n \equiv \sigma_y, \tau_n \equiv \tau_{xy}$)、次のような条件で破壊する。

$$\tau_n \equiv \frac{2d}{l} (\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g) \{C_g + \mu_g(\sigma_n - p_g)\} + C_f + \mu_f(\sigma_n - p_f) \dots (13)$$

同様に降エシュロン状ギャップが破壊する条件は、剪断破壊または伸張破壊による場合、それぞれ、

$$\tau_n \equiv \frac{2d}{l (\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g)} \{C_g + \mu_g(\sigma_n - p_g)\} + C_f + \mu_f(\sigma_n - p_f)$$

または

$$\sigma_n \equiv \frac{d}{l} (\sigma_x - p_g) + C_f + \mu_f(\sigma_n - p_f) \dots (14)$$

もし、 $p_g = p_f$ として差し支えなければ、昇エシュロン状断層の見かけ粘着力 C'_f と見かけ摩擦係数 μ'_f は、

第7図 エシュロン断層付近の応力(モーア図) 説明は本文参照
一点鎖線は残留強度を示す

Fig. 7 Stress conditions along and around an echelon fault system and residual strength on the Mohr's diagram.

$$\left. \begin{aligned} C'_f &\doteq C_f + \frac{2d}{1} (\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g) C_g \\ \mu'_f &\doteq \mu_f + \frac{2d}{1} (\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g) \mu_g \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (15)$$

降エシュロン状断層については、

$$\left. \begin{aligned} C''_f &\doteq C_f + \frac{2d}{1(\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g)} C_g \\ \mu''_f &\doteq \mu_f + \frac{2d}{1(\sqrt{1 + \mu_g^2} + \mu_g)} \mu_g \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (16)$$

以上の見積りは、ごく大ざっぱな概値を示すにすぎない。しかし、これによって、おおよその傾向を知ることはいずれも可能である。まず、昇エシュロン構造の方が、降エシュロン構造に比べて、強度が大きい。エシュロン断層の破壊を発生させる要因としては、①広域的剪断応力 τ_n の増大、②広域的圧縮応力 σ_n の低下、③断層内流体圧 p_f の増加、④エシュロン状ギャップの間隙流体圧 p_g の増加、⑤断層セグメントの粘着力 C_f または摩擦係数 μ_f の低下、⑥ギャップの粘着力 C_g または摩擦係数 μ_g の低下である。

多重エシュロン断層の場合、低次（より小さいスケール）のエシュロン状ギャップの破壊は、高次（より大きいスケール）のエシュロン構造の断層セグメントの粘着力 C_f と摩擦係数 μ_f の見かけ上の低下をもたらす。一般に、高次のエシュロンはギャップの幅 d が大きく、また低次のエシュロンが降エシュロン状になっている傾向があるので、低次のエシュロン状ギャップの一部が先に破壊し、それに後れて高次のエシュロン状ギャップの破壊が発生する。高次のエシュロン状ギャップが破壊すると、広範に応力場の変動が起きて、残存していた低次のエシュロン状ギャップが破壊し、余震になる。

第7図で理解されるように、降エシュロン状ギャップの破壊と昇エシュロン状ギャップの破壊には、かなりの見かけ強度差がある。また、昇エシュロン状ギャップでは、圧縮応力が平均より大きいので、それだけ透水性が小さいと考えられる。圧縮されると、割れ目等の開口部が閉じて、透水性を妨げるためである。このため、昇エシュロン状ギャップでは、いわゆるダイラタンシー (dilatancy) 硬化が起こりやすく、間隙流体圧 p_g は小さくなる。また、圧縮力が周囲より大きいと、絞り出し効果によって、水分や断層粘土等の流動しやすい物質が押し出され、それらの物質による潤滑効果がないため、ギャップの見かけ粘着力 C_g および摩擦係数 μ_g の低下が起こり難い。このため、降エシュロン状ギャップと昇エシュロン状ギャップの強度差は見かけ以上に大きい。

個々の断層セグメントの粘着力 C_f が失なわれても、(15式) から理解されるように、ギャップが完全に破壊されて平滑化されるまで、見かけ粘着力 C'_f はエシュロン断層系全体としてはゼロにならない。また、ギャップが完全に平滑化されるまでは、昇エシュロン状ギャップないしアスペリティへの応力の再蓄積は可能であり、地震が同一断層系から繰り返し発生することも理解される。断層系の幾何学形態が地震発生の仕方を支配していると考えられる。

IV. ドーナツ・パターンと連鎖地震

地震発生機構の研究上、また実際の地震予知の実現のためにも、最近明らかになった最重要な知見は、ドーナツ・パターン (doughnut pattern) と連鎖地震であろう (茂木 1977a, 1982)。ドーナツ・パターンは、前震活動の特徴を模式化するとドーナツ状に見えることから名付けられたものである (茂木 1977a)。将来の大きな地震の震源域に、早い時期に群発地震活動が発生するが、この群発地震が直ちに大きな地震の発生には結びつかず、将来の震源域における地震活動は一時低下して空白域となり、小地震の活動は周辺域に拡散する。その後、震源域の一部で狭義の前震活動が発生した後に、大きな地震となる。

多重エシュロン断層による地震発生の過程を考えると、ドーナツ・パターンは容易に説明できる。くい違い幅 (d) の大きなエシュロン状ギャップは強度が大きく、幅の小さなギャップや降エシュロン状ギャ

第8図 多重エシュロン断層による地震発生の模式図 Mは大きな昇エシュロン状ギャップで、本震および直前前震域 Aは小ギャップの分布域で、前震および空白域 Fは断層端の伸張域で群発地震発生域

Fig. 8 Earthquake loci along a multiple echelon fault system. Main shocks and foreshocks occur at the gaps (M) between major fault segments. Early precursory clustering and quiescent area of small earthquakes appear along the fault segments (A). Swarms occur in extensional areas (F).

ップは強度が小さい。地殻の広域的な差応力の増大によって、まず強度の小さな小エシュロン状ギャップの破壊が発生する(第8図)。断層系中の小エシュロン状ギャップが破壊しつくと、その後応力が多少増加しても大エシュロン状ギャップの強度には達しないために地震は発生しなくなる。この際、大きな昇エシュロン状ギャップでは、ダイラタンシー硬化も起きるため、断層系全体としても動き難くなり、周辺部で応力が増加して、周辺部に地震活動が波及し、中心部は空白域になる(第8図のA)。しかし、大きな昇エシュロン状ギャップでも降伏強度に近づくとも微小割れ目が発生し始め、狭義の前震活動が始まる(第8図のM1)。降伏強度を越えて、微小割れ目が増加し、大きな昇エシュロン状ギャップの割れ目透水性が増加すると、周囲特に断層セグメントから水が流入して、昇エシュロン状ギャップの間隙流体圧が増大し、急激な破壊が発生する(第8図のM1)。この大きな破壊は、隣接する他の未破壊のエシュロン状ギャップに伝播し(第8図のM2, M3)、全体として大きな地震が発生する。地震時の変位により、断層帯内の応力が増大するので、内部のギャップの破壊が再び活発になり、余震が続く、断層系内の応力分布が再調整されて、ほぼ平滑化されるまで活動する。また、大きな昇エシュロン状ギャップで強度の特に大きいものがあれば、そこで破壊伝播が停止するが、その後さらにギャップに応力が蓄積されて、破壊すると、連鎖地震となる。

地震波の解析が進歩するにつれて、従来は単一の地震と考えられていたものが、いくつかの連鎖的な破壊によって発生した地震波の重なったものと考えた方がよいことがわかってきた(安芸 1978)。1978年伊豆大島近海地震はマルチプル・ショックであって、伊豆大島付近で最初の比較的大きな破壊が発生した直後に、伊豆半島稲取海岸付近でさらに大きな破壊が発生したものと考えられている(安藤ら 1978, SHIMAZAKI & SOMERVILLE 1978, 長宗 1978)。さらに、伊豆大島近海地震の破壊は西方に伝播し、伊豆半島中部で最大余震が発生した後、余震活動は伊豆半島西岸近くに達した。特に、これらの一連の地震活動のうち、大きな破壊は地震域の屈曲部で発生し、大きな破壊の後に次の区域に余震活動が伝播していることが注目される。1974年伊豆半島沖地震でも連鎖的な余震活動が知られている(南雲ら 1974)。

連鎖的な地震発生は、トルコの北アナトリア断層に沿うもの(ALLEN 1969)等、多数の例が指摘されている(笠原 1978)。

ドーナツ・パタンや連鎖地震は、地殻や断層の不均質性による現象と考えられる(茂木 1982)。断層の不均質性を仮定した、アスペリティ(Asperity)・モデルやバリア(barrier)・モデル等の地震モデルが最近提唱されている(茂木 1977a, 金森 1980, 安芸 1978, DAS and AKI 1977, MIKUMO and MIYATAKE 1978)。これらのモデルでは、“アスペリティ”や“バリアー”が何か、あるいはどういう成因で生じたものかは論じられていない。本研究の結果からは、それらのアスペリティやバリアは、本質的には多重エシュロン断層系のギャップや屈曲であり、断層発達過程において、必然的に発生するもので、偶然の稀な現象ではないことが強く示唆される。多重エシュロン構造が大きな断層系の基本形態であり、

地震はその一部の破壊あるいは再破壊によって発生すると考えられる。断層の不均質性による地震発生モデルを広義のアスペリティ・モデルと呼ぶなら、このモデルもアスペリティ・モデルの一種であるが、他と区別するため、ここでは、多重エシュロン断層モデルと呼ぶことにする。

V. ギャップの強度と地震の大きさ

1930年北伊豆地震で活動した丹那断層系では、池の山峠の南の富士見ランド付近（第10図のa）と浮橋盆地の南の下畑部落付近等に、地震断層の不連続部があり（松田 1972）、丹那断層の左横ずれに対して、昇エシュロン状のギャップとなっている。富士見ランド付近のエシュロンのくいちがい（d）は、約400m程度であり、その北から田代盆地北端に達する丹那地震断層は7～8kmの長さがある。これから、 d/l を計算すると、1/20程度になる。

第9図 濃尾地震断層（稲妻型の部分）と周辺の活断層（実線） 活断層のみを見るとエシュロン状であり、それらを連ねて地震断層が生じている。Mは水鳥の屈曲部（松田 1974）

Fig. 9 Surface break of the Mino-Owari earthquake (1891, central Japan) appeared to connect active faults which are arranged en echelon. The most damaged section was Midori (M) just on a bend of the fault (MATSUDA 1974).

1891年濃尾地震を発生した根尾谷断層にも、水鳥付近に屈曲があり、隆起部になっている（松田 1974）。水鳥の屈曲部も、昇エシュロン状のギャップに逆断層が生じたものと考えられる。水鳥のギャップの幅は350m程度である。地震断層の全長は80km程度に達するが、水鳥以外にも多くの不連続や屈曲がある（松田 1974）ので、この全長にかかっていた剪断力がすべて水鳥に加わっていたわけではない。水鳥に対する有効長 l はせいぜい10km程度であるから、 d/l は約1/30程度である。濃尾地震の地震断層をもっと大きいスケールで見ると、エシュロン状の活断層群を連ねるように地震断層が生じている（第9図）。このエシュロンのくいちがいは2km程度で、断層セグメントは20～30kmの長さがあるので、 d/l はおよそ1/10～1/15程度となる。

以上の例から見ると、エシュロンくいちがい比 $s' (\equiv d/l)$ は、1/10～1/30程度である、ギャップの摩擦係数を0.5程度とすれば、昇エシュロン断層の見かけ強度は、ギャップの岩石強度の1/3～1/10程度である（13式より）。他方降エシュロン構造の場合も同じ程度の比とすれば、強度は1/10～1/30程度となる（14式より）。

岩石の強度は、一般に、地表付近で数10メガパスカル (MPa)、深部では数100メガパスカル (MPa) に達する。ただし、1メガパスカル (MPa) = 10バール (bar) である。しかし、これは小さな岩石試験片の強度であって、スケールの大きな岩盤の現位置強度はかなり小さくなる。そうすると、昇エシュロン配列をした断層でも、見かけ強度は浅所では数メガパスカルのオーダーになるであろう。この値は、地震モーメントから求められる地震時の応力降下量（阿部 1978）とほぼ一致する。

強度と応力降下量は必ずしも同じではないが、封圧の低い場合はほぼ一致すると見てよい。封圧が高くなると強度も高くなるが、応力降下量は強度程は大きくならないと考えられる。ギャップの摩擦係数を

$\mu_g \approx 0.5$ とし、断層セグメントの摩擦係数 $\mu_f \approx 0$ の場合、エシユロンくい違い比 $s' = d/l \approx 1/20$ であれば、(15式) より、昇エシユロン断層の見かけ摩擦係数 $\mu'_f \approx 0.08$ になる。したがって、10km 深くなれば、強度は約20メガパスカル程増加することになるが、応力降下量はもっと増加が小さいであろう。また、高圧下では、岩石が延性的になり、強度・応力降下量共に、クーロン破壊条件から見積られるよりも、小さくなる。ギャップの動摩擦係数を μ'_g とすれば、剪断応力降下量 $\Delta\tau$ は、昇エシユロン状断層で、

$$\Delta\tau \approx \frac{2d}{1} (\sqrt{1+\mu_g^2} + \mu_g) \{C_g + (\mu_g - \mu'_g)(\sigma_n - p_g)\} \dots\dots\dots (17)$$

地震モーメント M_0 は、応力降下量と断層の活動した面積 S とから求まるので (阿部 1978)、

$$M_0 = \frac{\Delta\tau}{c} S^{\frac{3}{2}} = \frac{2d}{cl} (\sqrt{1+\mu_g^2} + \mu_g) \{C_g + (\mu_g - \mu'_g)(\sigma_n - p_g)\} S^{\frac{3}{2}} \dots\dots\dots (18)$$

この式で、断層面積 S は、必ずしも個々の断層セグメントの面積ではなく、通常は数個以上のセグメントの面積の和であることに注意する必要がある。係数 c は、地表に達している横ずれ断層の場合、深さが長さの半分程度の場合 $c \approx 1$ になる (阿部 1978)。

断層系の見かけ剛性率を G_f とすると、断層のずれによる弾性エネルギーは、

$$E = \frac{2d^2}{c} \frac{S^{\frac{3}{2}}}{G_f l^2} (\sqrt{1+\mu_g^2} + \mu_g)^2 \{C_g^2 + 2C_g \mu_g (\sigma_n - p_g) + (\mu_g^2 - \mu'^2_g)(\sigma_n - p_g)^2\} \dots\dots\dots (19)$$

この弾性エネルギーのうち、どのくらいの割合が地震波エネルギーとして放出されるか判らない。もし、地震波エネルギーが断層の破壊によって解放されるエネルギーのうちの一定の割合か、あるいはそれに近い場合、エシユロンくい違い比 $s' = d/l$ が地震の大きさに大きな影響を持ち、断層系の成熟度 (KA-KIMI & KINUGASA 1976, TSUNEISHI et al. 1975, 小出ら 1979) が地震に大きな影響を持つ。特に老年期にある断層 (小出ら 1979) は、エシユロンくい違い比 s' が低下しているので、同一面積の断層から発生する地震のエネルギーは小さくなる。

断層セグメントが1個だけ破壊する場合、断層セグメントの深さが長さ l の半分とすれば、面積 $S = l^2/2$ であり、 $c \approx 1$ とし、ギャップの部分の平均応力を $\bar{\sigma}_g$ 、応力降下量を $\Delta\sigma_g$ とすれば、式 (19) は次のように書ける。

$$E = -\frac{1.4d^3 l}{G_f} \Delta\sigma_g \cdot \bar{\sigma}_g \dots\dots\dots (20)$$

ただし、 $\Delta\sigma_g \approx (\sqrt{1+\mu_g^2} + \mu_g) \{C_g + (\mu_g - \mu'_g)(\sigma_n - p_g)\}$

また、 $\bar{\sigma}_g \approx \frac{1}{2} (\sqrt{1+\mu_g^2} + \mu_g) \{C_g + (\mu_g + \mu'_g)(\sigma_n - p_g)\}$

となる (クーロン式が当てはまる場合)。見かけ剛性率を50ギガパスカル (1 GPa=10,000bar) 程度とした場合、地下10km くらいでの岩石剪断強度から、(19式) または (20式) により

$$E \text{ (ジュール)} \approx 2.5 \times 10^{15} s'^2 S^{\frac{3}{2}} \\ \text{または} \approx 10^{15} d^3 l \text{ (長さの単位は km)} \dots\dots\dots (21)$$

地震エネルギーとマグニチュードの間の経験式 $\log E = 1.5M + 4.8$ (エネルギーの単位はジュール) から、 $s' = 1/20$ として、断層長さ l とマグニチュードの間の関係は、

$$\log l \text{ (km)} = 0.5M - 2.5 \dots\dots\dots (22)$$

松田 (1975) による経験式、

$$\log l \text{ (km)} = 0.6M - 2.9 \dots\dots\dots (23)$$

と比較して、理論式 (22) は、マグニチュード6程度以上の地震に対して、断層長さが短くなる。逆にいえば、同じ長さの断層から、理論式は計算上やや大きな地震を発生させることになる。しかし、理論式は解放された全部の歪エネルギーを示しているの、実際に放出される地震波エネルギーが理論式より小さくなるのは当然である。

老年期の断層では、ギャップやアスペリティが、しだいに平滑化されるので、(21式)における d はやや小さくなり、長さ l はアスペリティが消えるものがあるために見かけ上長くなる。カリフォルニア等の地震は、日本の地震に比べ、同じマグニチュードでも、出現する地震断層がかなり長い(松田 1975)が、サンアンドレアス断層等は老年期の断層であるためと考えられる。老年期の断層では、ギャップやアスペリティのくい違い幅 d がある程度以上大きくならないとすれば、式(21)から地震エネルギーは断層の有効長にほぼ比例することになるだろう。

以上に行なった計算は、きわめて大ざっぱな見積りにすぎない。しかし、経験式とあまりかけはなれてはいない。定性的あるいは半定量的には、諸現象をよく説明できる。エシュロン断層のギャップやアスペリティの破壊が地震の原因になるケースは、かなり多いと考えてよいであろう。断層の端部も応力集中場になるので、地震を発生する破壊開始点になりうる。一般的には、断層系の中の様々な応力集中区の破壊によって、断層系沿いに連鎖的なすべりや破壊を誘起した結果、大きな地震を発生すると考えられる。

VI. 地震の「ツボ」

地震の前兆現象が敏感に現われる地域—いわゆる地震の「ツボ」—が存在することが注目されている(測地学審議会地震火山部会 1982)。地震の「ツボ」は、地質構造区の境—すなわち構造線沿いに多いと一般に考えられているが、そのメカニズム等はまったく判っていない。

エシュロン状断層のギャップやアスペリティや断層端部は、①地震破壊の開始点なので直前現象が現われやすいことと、②応力集中域なので、地殻の応力状態のわずかな変化が拡大され、それによる変化が現われる。すなわち、断層系中の応力集中域が、地震の「ツボ」の第一候補であろう。

昇エシュロン状のギャップは、圧縮されているので、透水性が悪いため、ダイラタンシー硬化が起こりやすい。そのため、地震波速度の変化等の現象も観測しやすいであろう。昇エシュロン状ギャップは不透水性バリアーとして、隣接する断層セグメント間の水の流通を防げるが、地震直前の微小破壊によって透水性が急によくなると、断層系中の水の流動が急に起こる。そのため、水圧の急変や、分離されていた水の混合による水質の急変があるだろう。地震前兆の観測をエシュロン状断層のギャップや断層端で行うのは、きわめて効果的であろう。

地震の「ツボ」を探すには、多数の地域で観測を行い、前兆の出やすい場所を選び出す方法があるが、これには費用と人手と時間がかかる上に、「次の地震」には間にあわない。応力集中域を見出すには、地殻の応力を実測するのが、もっとも直接的な方法である。実際に、丹沢山地では非常に高い応力が加わっていることが観測されており、また地震活動と関連した応力変化も見出されている(小出ら 1982)。丹沢山地は、地震の「ツボ」の有力候補の一つと考えてよいであろう。しかし、地殻応力測定も、現状では、多数かつどこでも実施するわけにはゆかない。ここまで述べてきたように、応力集中には断層の幾何学形態が重要である。したがって、活断層の精査によって断層形態を明らかにし、その不連続部・屈曲部・端部を見出し、そこで応力測定等の観測を行えば、効率的に地震の「ツボ」を見出すことができよう。

市川(1980)によれば、中央構造線はいくつかの地域区に分けられ、地域区によって異なる活動をするところがある。各域ないし亜域の境界部付近では、顕著な分岐断層が発達し、主断層線がしばしばSW方向に屈曲していることが指摘されている。ほぼ東西に近い走向を持つ中央構造線に対し、昇階段状の屈曲になる。中央構造線の屈曲部のうち、もっとも顕著なものは、大野川屈曲・桜樹屈曲・五条屈曲であるが、中央構造線の主断層は桜樹屈曲と五条屈曲の間だけで現在でも活動的である(市川 1980, ICHIKAWA 1980)。また、市川(1980)によって亜域の境界とされている阿波池田付近や鳴門付近も昇階段状の屈曲であるか、あるいは、屈曲であった可能性が高い。

地震のツボである可能性の高い地域の地質・地形学的特徴を考えると、まず、①活断層系の昇エシュロン状ギャップないし昇階段状屈曲である地域、②地質・地形学的に隆起している地域、特に地震時に

地震断層に関連した隆起のあった地域、③活断層の分岐・派生個所、④逆断層が発達するか、あるいは他の断層部分に比べ逆断層センスの変位成分が大きい地域、⑤岩脈・小断層・構造岩石学的解析・現場応力測定等から圧縮応力が高いあるいは高かった地域、⑥沈降域であっても、逆断層と関連していたり、著しい隆起部と近接する地域等が挙げられる。

藤田 (1980) によって指摘された、近畿トライアングルや北部フォッサマグナは、構造系の接合部にあつて逆断層の発達と隆起で示される圧縮応力の集中地域である (藤田・尾池 1981)。近畿トライアングルや北部フォッサマグナは、非常に大規模な地震の「ツボ」である可能性がある。

中村・島崎 (1981) は、プレート境界を物質境界と力学境界に分け、両者は必ずしも一致しないことを指摘した。地震の原因になるのは力学境界の方であり、力学境界をなす断層にもエシユロン状の不連続や屈曲が観察される。相模トラフと駿河トラフは、沈み込みと横ずれの性質を併せ持ったプレート境界である。駿河湾・相模湾の精密調査や、マルチチャンネル音波探査等により、力学境界をなす断層の性質が明らかになってきている (茂木ら 1981)。これらの海底や陸上の活断層分布から、いくつかの昇エシユロン状のギャップや屈曲の存在が推定できる (第10図)。

相模トラフとその延長部では、山北町付近・相模湾中部・房総沖に大きな屈曲が見られる。大正関東地震 (1923年) では、おそらく、相模湾中部のギャップが重要な役割を果たしたが、元禄関東地震 (1703) は活動の中心が房総沖にあった (MATSUDA ら 1978) ので、房総沖の屈曲の活動による地震と考えられる。

駿河トラフとその延長部にも、富士川河口付近・駿河湾中部等いくつかの昇エシユロン状の屈曲が観察できる (第10図)。東海地震の震源断層になると予測されている駿河湾断層系は、ほぼ駿河トラフ沿いに北へ延び、富士川河口付近で上陸し、入山瀬断層・入山断層・大宮断層・芝川断層・安居山断層などに分岐・屈曲する断層系につながる (山崎 1979, 杉山・下川 1982)。そのうち、走向が南・北から北東―南西方向の入山瀬・安居山・芝川の3断層は逆断層であり、蒲原丘陵や星山丘陵は圧縮リッジとして隆起している。すなわち、富士川河口付近は、駿河湾断層の左横ずれによる昇階段状の屈曲部である (第10図のb)。安政東海地震の際に、富士川河口付近が隆起したこと (羽田野・一色 1977) から見て、富士川河口付近における断層屈曲部は、いわゆる「地震のツボ」である可能性が高い。

茂木 (1977b) は、伊豆半島沖地震を発生した石廊崎断層の北西延長と交わる付近で (第10図のc)、駿河トラフが屈曲していることを指摘した。茂木 (1977b) はさらに、石廊崎断層の延長は、駿河トラフを横切って、ユーラシアプレート側にまで延び、駿河トラフを右ずれに変位させているのではないかと考えた。恒石・杉山 (1978) も、この駿河トラフを横切る断層を認め、「駿河断層」と呼んだ。しかし、その後の詳しい調査では、いわゆる「駿河断層」のユーラシアプレート側の陸上部には地表断層は確認されなかった (杉山 1981)。しかし、杉山 (1981) は、地震の分布と地表部での褶曲から、深部 (地下9 km~22 km) では断層になっていると推定している。

茂木 (1977b) が指摘しているように、石廊崎断層のずれの量はたかだか0.2~0.3 km であつて、海溝軸の大きなくちがいの説明できない。駿河側の断層も大きなずれはしていないと思われる。したがって、プレート境界を横切る大断層によってトラフが大きく屈曲したと考えるより、トラフの屈曲部が先に存在し、屈曲部から両側に断層が派生したと考える方が合理的である。

マルチチャンネル反射音波探査によれば、相模トラフ北部では沈み込みが明瞭ではないが、南部では沈み込み構造が明らかに認められた (茂木ら 1981, 加藤ら 1981)。茂木 (1977b) は、石廊崎断層の延長にあたるトラフ屈曲部の北と南で、駿河トラフの性質がやや異なっていることを指摘した。プレートの沈み込みに伴って形成される境界断層上盤側 (陸側) 海底のリッジやトラフから見て、南側の方が沈み込みの速度が大きいと思われる。また、茂木 (1977b) は、1974年伊豆半島沖地震後石廊崎断層の余効変位が続いている (衣笠 1976) ことと、御前崎の沈下が加速されたこと、および地震活動の伝播を指摘し

第10図 東海・南関東の活断層略図(垣見ら 1982, 活断層研究会 1980, 海上保安庁 1979)。Su は駿河トラフ, Sa は相模トラフ, T は丹那断層, N は西相模湾断層, Ir は石廊崎断層(「駿豆断層」), It は稲取-土肥構造線 Ph はフィリピン海プレート, Eu はユーラシアプレート 矢印は圧縮力の方向, 黒丸は中村・島崎1982による伊豆バーの圧縮中心。三角印の間が主な衝突地点(昇階段状の屈曲またはギャップ)

Fig. 10 Simplified map of active faults in the Tokai and southern Kanto districts, Japan (compiled after KAKIMI et al. 1982, The Research group for Active Faults 1980, Maritime Safety Agency 1979). The stress concentration is probable in collision cites (between arrows) of bends or gaps of faults. Ph: Philippine Sea plate, Eu: Eurasian plate, Sa: Sagami trough, Su: Suruga trough. The solid circle indicates the "compression center" of the Izu "bar" after NAKAMURA and SHIMAZAKI 1982.

た。このような点から考えて、いわゆる「駿豆断層」の駿河側と伊豆側は、元来別の断層として駿河トラフから派生したが、同一の駿河トラフ屈曲部から派生したため、現在では屈曲部を介して連動した活動をするかもしれない。

駿河トラフの左横ずれに対し、同屈曲部は圧縮される方向にあり、両側プレートが小衝突をしていると見ることできる。この駿河トラフ中央部の松崎沖屈曲部では、トラフの幅が狭くなっており、海底地形の精査でもトラフ斜面に衝上断層的に下位の地層が海底に現われていることが注目される(堀田ら 1982)。

1978年伊豆大島近海地震の余震域は特に長く、伊豆半島東岸の稲取付近から半島中央部に達したが(津

村ら 1978), この方向をさらに延長すると, 伊豆半島西岸の土肥と達摩山の間あたりを通して, 富士川河口付近の駿河湾断層曲部に達するようになる。この線に沿うような大きな活断層はないが, 小活断層が密集し, 第四紀の火山活動も活発であった(星野ら 1978)。また, 重力異常域の境の1つをなしているように見える(駒沢ら 1982)。潮位記録から御前崎の沈下が加速されていることが指摘されている(津村・加藤 1983)が, 清水港も1978年頃から沈下傾向がやや加速されているように見える。それに反して, 達摩山と駿河側の村松村との間の距離が1978年以後は短縮されていない(国土地理院 1982)。達摩山と村松村との間には, 上記構造線(稲取—土肥)と駿河トラフがあり, 両方のずれが打消しあっていると思われる。また, 石廊崎断層の余効運動が1978年伊豆大島近海地震後停止したことが注目される(衣笠 1980)。これは変形の中心が石廊崎断層から北へ移動したためと考えられる。駿河トラフのもぐり込みも松崎沖の屈曲部より北へ伝播した可能性がある。

伊豆バー・モデルによれば(貝塚 1972, 安藤ら 1973, MATSUDA 1978), 伊豆半島を含むフィリピン海プレート東端の細長い地域は全体として北進し, その先端すなわち伊豆半島周辺部で, ユーラシアプレートにくさび状に貫入している。伊豆の進行方向については北北西ないし北西という範囲でほぼ意見が一致しているが, 細部では多くの議論があり, 一致していない(松田 1980, 中村・島崎 1982)。伊豆バーを剛体として, 一進行方向だけを考えるのは無理であり, 中村(1980)はプレートの曲りの効果で伊豆バー内部の応力場が説明されることを指摘した。

茂木・桜井(1980)は, 大陸棚外縁の深さから, 伊豆半島の駿河トラフ側は, 半島北部ではあまり沈み込んでいないのに対し, 南部はかなり沈み込んでいることを示した。これは, 伊豆半島の隆起のため伊豆半島はもぐり込む資格を失なったという杉村の考え(1972)と調和的である。伊豆バーの先端すなわち杉村(1972)の田子ノ浦・酒匂川線は衝突境界であり, 通常のもぐり込みの境界にくらべて, 抵抗が大きいと考えられる。実際に, 丹沢山地は, この衝突域の端に位置するが, 南北方向の高い圧縮力が実測されている(小出ら 1982)。丹沢での圧縮力の方向が北西ないし北北西でなく, ほぼ南北方向であるのは, 伊豆バー先端部の曲率の効果であろう。

伊豆半島を含む伊豆バー北端部は, 南側から押され, 他方, 田子ノ浦・酒匂川線でユーラシアプレートに衝突するので, 北北西—南南東方向に全体として圧縮されている。これは, ちょうど岩石の圧縮変形試験を行った時と類似しているので, 伊豆半島は北北西—南南東方向に圧縮されると共に, 西南西—東北東方向に伸びようとするであろう。横さみの大きさは, 見かけのポアソン比によるので, 伊豆半島がほぼ弾性的であれば, 効果は小さいが, 実際は, 伊豆半島には多数の活断層が実在するので, 塑性的な挙動やダイラタンシーの効果が大きくなる。伊豆半島では, 石廊崎断層のような右ずれ断層と丹那断層・西相模湾断層のような左ずれ断層が共役セットをなしており, これらの断層のずれの効果が加わって, 相模トラフでは, 北北西ないし北西への伊豆バーの進行と東北東へのダイラタンシーの合成, 駿河トラフ側では西南西へのダイラタンシーとの合成方向に伊豆バーがもぐり込むことになる。

丹那断層や西相模湾断層のような伊豆半島地域の大きなずれ断層は相模トラフ側の屈曲に対応しているように見える(第10図)。石橋(1980)は, このような伊豆半島地域の断層によるずれを重視して, 伊豆トランスフォームベルトを提案している。プレート境界屈曲部での衝突による応力場の乱れによって, 伊豆半島地域の諸断層が生じたとすれば, プレート相互作用との関連は無視できないが, 伊豆半島内の個々の断層の変位はあまり大きくない。伊豆バー北端部は, 大小の断層のずれによる永久変形を伴ないながら, 全体としては中村(1980)の指摘するように曲りながら, 相模・駿河両トラフへもぐり込んでいると考えられる。

VII. ま と め

大きな地震は, 断層系内部あるいは端部での岩石破壊を引金とした断層系のずれと破壊の伝播の過程で

の弾性波の放出によって発生する。実際の断層系はきわめて複雑であるので、厳密な地震発生モデルを作るのは困難であり、又、断層の個性も無視できない。しかし、断層の発達過程を観察すると、小さな断層ないし割れ目がエシュロン状に集まって配列し、それらの割れ目が連結して、より大きな断層に生長することがわかる。このため、断層系は、理想的には、多重エシュロン配列ないしそれらの割れ目が連結された階段状の断層をなすことが多い。エシュロン状や階段状の断層は、ずれの方向に対するステップや屈曲の向きにより、断層の両盤が衝突して圧縮される昇エシュロンまたは昇階段状構造や、断層の両盤が引き離される降エシュロンまたは降階段状構造に分けることができる。降エシュロン（階段）構造は、昇エシュロン（階段）構造よりずっとギャップ（屈曲部）が破壊しやすい。ギャップや屈曲（アスペリティ）の向きが同じであれば、破壊のしやすさはエシュロンくい違い比によって決まり、横ずれ断層から発生する地震のエネルギーは、くい違い幅の自乗と断層の長さの積に比例する。

ここで議論した多重エシュロン断層系のギャップや屈曲（アスペリティ）の破壊により地震が発生するモデル（“多重エシュロン断層モデル”）によれば、前震活動のドーナツ・パターンや連鎖地震がよく説明できる。多重エシュロン断層モデルはいわゆる、アスペリティモデルの一種と考えられる。

断層系の昇エシュロン状ギャップや屈曲（アスペリティ）には応力集中が生じ、地震の前兆現象を観測しやすい「地震のツボ」になる。中央構造線や駿河・相模トラフ等の屈曲部では、分岐断層が派生し、屈曲を境として断層の挙動が変化することがある。

断層の幾何学的形態は従来あまり注目されていないが、地震発生メカニズムを研究するためには、重要なファクターである。小論では、ごく基本的な形態について単純化した推論を行なった。今後さらに厳密な地震発生モデルを確立する必要がある。また、断層の幾何学形態の詳細な研究が重要である。

参考文献

- 阿部勝征 (1978) : 近代的地震学. 金森博雄編, 岩波講座地球科学 8 地震の物理, 岩波書店, 88-167.
 安芸敬一 (1978) : 地震学序説. 金森博雄編 : 岩波講座地球科学 8 地震の物理, 岩波書店, 1-18.
 ALLEN, C. R. (1968) : The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas Fault System. In: Dickinson, W. R., Grantz, A., (eds.) *Proc. Conf. Geol. Prob. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, **11**, 70-82.
 — (1969) : Active faulting in northern Turkey. *California Inst. Tech. Contr.* no. 1577, 32p.
 安藤雅孝・松田時彦・阿部勝征 (1973) : 日本列島上部地殻の応力場. 地震学会予稿集, 66.
 —・三雲 健・石川有三 (1978) : 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構. 地震学会予稿集, 63.
 DAS, S. and AKI, K. (1977) : Fault Planes with barriers: A versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5648-5670.
 ELDERS, W. A., REX, R. W., MEIDAV, T., ROBINSON, R. T., BIEHLER, S. (1972) : Crustal spreading in Southern California. *Science* **178**, 15-24.
 藤田和夫 (1980) : 中央構造線と第四紀地殻変動. 月刊地球, **19**, 525-532.
 —・尾池和夫 (1981) : 本州弧の活構造と地震活動. 科学, **51**, 704-711.
 藤原咲平 (1932) : 地渦・地裂及地震. 古今書院, 161p.
 羽田野誠一・一色 朗 (1977) : 東海地方の変動地形調査 (1). 地震予知連絡会会報, **17**, 116-125.
 星野一男・橋本知昌・松田時彦 (1978) : 伊豆半島活断層図, 地質調査所.
 堀田 宏・中西俊之・門馬大和・大塚 清・土屋利雄・橋本 惇・服部陸男・名執 熏 (1982) : 海底変動地形の精査・目視調査. フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書. 科学技術庁, 108-116.
 ICHIKAWA, K. (1980) : Geohistory of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. In Ichikawa, K. (ed.) : *Geol. Soc. Japan Mem.* **18**, 187-212.
 市川浩一郎 (1980) : 概論 : 中央構造線. 月刊地球, **19**, 487-494.
 石橋克彦 (1980) : 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス, 月刊地球, **14**, 110-119.
 海上保安庁水路部 (1979) : Bathymetric chart of the area adjacent to Sagami and Nankai Trough,

1 : 500,000.

- 貝塚爽平 (1972) : 島弧系の大地形とプレートテクトニクス. 科学, **42**, 573-581.
- KAKIMI, T. and KINUGASA, Y. (1976) : A geologic significance of the Irozaki earthquake fault, viewed from "maturity" of faulting. 測地学会誌, **22**, 278-279.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・岡 重文・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一 (1982) : 50万分の1活構造図「東京」, 地質調査所.
- 金森博雄 (1980) : 地震活動と地震予知—南カリフォルニアの例—. 地震予知研究シンポジウム (1980), 163-174.
- 笠原慶一 (1978) : 地震とテクトニクス—地殻歪の進行—. 笠原慶一・杉村 新編; 岩波講座地球科学, **10**, 33-88.
- 加藤 茂・茂木昭夫・桜井 操・中条純輔・村上文敏 (1981) : 相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査 (1). 地震予知連絡会会報, **26**, 212-215.
- 活断層研究会 (1980) : 日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 363p.
- 衣笠善博 (1976) : 1974年伊豆半島沖地震と石廊崎地震断層, 地質学論集, **12**, 139-149.
- (1980) : 石廊崎地震断層の余効的運動. 地震予知連絡会会報, **24**, 128-131.
- 小出 仁 (1969) : 岩石中の割れ目の発生と発達について—圧縮応力下における割れ目発生源—. 岩石物性研究会会報, **7**, 1-16.
- KOIDE, H. (1971) : Fractures aligned en echelon and fracture patterns. *Soc. Mining Geol. Japan Sp. Issue*, **3**, 107-114.
- (1978) : Tectonophysics as related to the structural features of ore deposits: The role of the fluid intrusion in the formation of vein fractures. Imai, H. (ed) : Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia. Univ. of Tokyo Press., 302-312.
- and BHATTACHARJI, S. (1977) : Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. Saxena, S. K., and Bhattacharji, S. (eds.) : Energetics of Geological Processes. Springer-Verlag, 46-66.
- 小出 仁・星野一男 (1967) : 三軸変形下の岩石中の微小割れ目の発達について (序報). 地震 **2**, **20**, 85-97.
- KOIDE, H., HOSHINO, K. and NAGUMO, S. (1970) : Microscopic mechanism of the development of rock failure. *Rock Mechanics in Japan*, **1**, 62-64.
- 小出 仁・星野一男・井波和夫 (1974) : 拡張したグリフィス理論による断層モデルについて. 地質調査所月報, **25**, 89-103.
- ・——・西松裕一・小泉昇三 (1982) : 現場応力測定とその地震予知への応用. 日本応用地質学会予稿集, 94-97.
- ・山崎晴雄・加藤碩一 (1979) : 地震と活断層の本. 国際地学協会, 124p.
- 国土地理院 (1982) : 東海地方の水平歪. 地震予知連絡会会報, **28**, 205-210.
- 駒沢正夫・須田芳朗・中井順二・広島俊男 (1982) : 精密重力調査. フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書, 科学技術庁, 89-101.
- 楠瀬勤一郎・西沢 修・小内 薫 (1982) : 一軸圧縮下の岩石中に観測された AE 空白域. 地震 **2**, **35**, 91-102.
- 丸山卓男 (1982) : 雁行断層付近の応力場 (その1)—割れ目先端における非線型弾性—. 地震学会講演予稿集, 173.
- 松田時彦 (1972) : 1930年北伊豆地震の地震断層. 星野通平・青木斌編; 伊豆半島, 東海大学出版会, 73-93.
- (1974) : 1891年濃尾地震の地震断層. 地震研究速報, **13**, 85-126.
- (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震 **2**, **28**, 269-283.
- MATSUDA, T. (1978) : Collision of the Izu-Bonin Arc with central Honshu: Cenozoic Tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, Suppl., S409-S421.
- 松田時彦 (1980) : 伊豆の行方—最近数百万年の移動方向—. 月刊地球, **2**, 164-168.
- MATSUDA, S., Ota, Y., ANDO, M. and YONEKURA, N. (1978) : Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto district, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 1610-1618.
- MIKUMO, T. and MYATAKE, T. (1978) : Dynamical rupture process on a three-dimensional

- fault with non-uniform frictions, and near-field seismic waves. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **54**, 417-438.
- 茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 (1981): 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報. 月刊地球, **3**, 443-451.
- ・桜井 操 (1980): 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について—駿河トラフでのサブダクションを示唆する—. 地震予知研究シンポジウム (1980), 117-121.
- 茂木清夫 (1977a): 地震活動と地震予知. 地震予知研究シンポジウム (1976), 203-214.
- (1977b): 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の一解釈. 地震研彙報, **52**, 315-331.
- (1978): 岩石力学と地震. 金森博雄編: 岩波講座地球科学 8 地震の物理, 211-262.
- (1981): 地震—その本性をさぐる. 東京大学出版会, 164p.
- (1982): 日本の地震予知. サイエンス社, 352p.
- 長宗留男 (1978): 地体構造と多重震源. 地震2, **31**, 457-467.
- 南雲昭三郎・大内 徹・笠原順三・是澤定之 (1974): 1974年伊豆半島沖地震, 本震直後の余震活動. 地震研研究速報, **14**, 45-53.
- 中村一明 (1980): 伊豆のテクトニクスとプレートの曲り. 月刊地球, **2**, 94-102.
- ・島崎邦彦 (1981): 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- 大塚彌之助 (1936): 昭和10年4月21日臺灣中部地方に起った地震に伴へる地震断層, 附地震断層の諸特徴. 地震研彙報別冊3号, 22-69.
- SCHOLZ, C. H. (1977): Transform fault systems of California and New Zealand: similarities in their tectonic and seismic styles. *J. geol. Soc. London*, **133**, 215-229.
- 測地学審議会地震火山部会 (1982): 地震予知の推進に関する第4次計画の進捗状況について (報告).
- SHIMAZAKI, K. and SOMERVILLE, P. (1978): Static and dynamic parameters of the Izu-Oshima-Kinkai earthquake of Jan. 14, 1978. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **69**, 1343-1378.
- 杉村 新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 杉山雄一 (1981): 静岡地域の地質構造発達史—特に, 多重褶曲構造と最近の地殻変動について—. 構造地質研究会誌, **26**, 71-87.
- ・下川浩一 (1982): 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系, 地調月報, **33**, 293-320.
- TCHALENKO, J. S. and BRAUD, J. (1974): Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33 and 35°N. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **277**, 1-25.
- TOKUDA, S. (1926): On the echelon structure of the Japanese archipelagoes, *Jap. J. Geol. Geogr.*, **5**, 41-76.
- 津村建四郎・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功 (1978): 1978年伊豆大島近海地震の前震・余震活動, 地震学会予稿集, 50.
- ・加藤照之 (1983): 潮位記録による地殻変動推定の精度と地震予知の可能性. 月刊海洋科学, **15**, 37-42.
- 恒石幸正・杉山雄一 (1978): 駿河トラフを横断する駿豆断層. 地震予知連絡会会報, **20**, 138-141.
- TSUNEISHI, Y., YOSHIDA, S. and KIMURA, T. (1975): Fault-forming process of the Komyo Fault in central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **50**, 415-442.
- 山崎晴雄 (1979): プレート境界部の活断層—駿河湾北岸内陸部地域を例にして—. 月刊地球, **1**, 570-576.

(1983年1月14日受理)