

造構応力と起震力—造構節理と微小地震—

Tectonic stress orientation and seismological compression with reference to tectonic joints and micro-earthquakes

平野昌繁*

Masashige Hirano

Abstract: Shear joints in plutonic rocks form a conjugate set and supply important information on the stress field in subsurface area when the rock body got solidified. For instance, the tectonic joints developed in the granitic rock of the Rokko show that the regional stress is EW-compression and that the angle of internal friction is to be 20 degrees approximately. On the other hand, a systematic fluctuation of P-axes is detected from analysis of push-pull distribution of earthquakes. The fluctuation is in harmony with the data from the rock fractures and suggests that in situ value of internal friction angle is the same 20 degrees and the tectonic stress orientation is in the same EW as both deduced from joint analysis. Developmental process of conjugate faults starting from earthquake swarm forming rhombic framework of active faults associated with the later uplift and tilting of fault blocks can be explained in connection with the initiation of shear fractures and the selective growth of them into the faults under the maintained tectonic stress field. Complementarily to say, the stress field evoked within the crust of rotating earth is stably EW or NS compression in mid-latitude, and the alternation of the EW and NS compressions is expected over geologic time, suggesting that the possibility of the dating of stress field based on the polarity of the compression axes among the extremes of EW and NS.

はじめに

岩石の変形・破壊実験によって、主応力軸とわれ目の方位関係あるいは生成するわれ目の性質はよく知られていて、これについては Griggs & Handin (1960) の古典的なまとめがある。とくに剪断破壊面の形成は、簡便にはクー

ロンモールの破壊条件、

$$\tau \geq C + \sigma_n \tan \phi$$

によって評価される。すなわち、面上における剪断応力 τ が、粘着力 C プラス法線応力 σ_n と摩擦係数 $\mu (= \tan \phi)$ の積で与えられる摩擦力以上になるという条件をみたす場合に、剪断破壊(断層)が発生すると考えることができる。こ

*大阪市立大学文学部(地理学教室)

のとき、共役剪断面の鋭角 2θ の 2 等分線が主圧力の方向を与える。また、内部摩擦角 ϕ と θ の間には $\theta = 90^\circ - 2\theta$ の関係があり、地下深部にある岩石ではこの大きさが温度・封圧・歪速度に依存すること (Handin, 1966) もまた常識となった。

さらに、地下の応力状態の解析に弾性体の無限小理論を用いることができる (Hubbert, 1951; Hafner, 1951; Sanford, 1959) こともまた自明で、さらに破壊時の岩石の強度とエネルギーの評価に関するそのひとつの発展が、ディスロケーション理論であるともいえる。ただし、地殻中の標準的な応力状態について Anderson (1951) の静水圧的状态を考えるか、Price (1959) のいう弾性体中の側方拘束状態を考えるかは、岩石の強度あるいは地震時のストレスドロップにも関連して重要なポイントであるが、地震学者と地質学者のあいだで必ずしも十分議論がつけられたとはいえないように筆者は理解している。しかしながら、破壊現象としての地震に対応するわれ目の生成という意味で、地震と断層の関係はいまや大前提となっている。

共役断層から主応力軸の方向を求めて地殻中における広域的応力場の特性を知り、それを地震の起震力と比較することは、松田 (1967) が横ずれ活断層を用いてそれを試みて以来、横ずれ活断層の検出における空中写真の利用とあいまって、ネオテクトニクス研究のひとつの重要な方法論となった (松田・岡田, 1968)。そして、それを発展させて時間的にも空間的にも高い精度で行うことが、その次の段階における重要な問題意識のひとつになったと判断される。

そのために、地震学の分野では地震計の感度と分布密度を上げて観測精度を高め、微小地震が観測対象となって成果を上げてきた。地質学において、これと同じような精度向上をはかるために、現在は断層運動に関する精度 (すなわち時間的精度) を上げるという方向で、とくにトレンチ調査による活断層問題が議論されているように筆者には思われる。

しかしもう一方では、微小地震の震央分布に対応するような空間的な精度をあげることもま

た重要ではないかと考えられる。それを行うためには、小断層あるいは造構節理 (tectonic joint) を取り上げる必要がある。しかもそうすることによって、主応力軸の方位のみならず、地殻内における内部摩擦角、断層ブロックのその後の変位様式、など多くの情報が得られる。さらに、われわれが地表でみる断層というものは、初生的な剪断われ目のその後の選択的な成長とそれに関連した応力集中という、複雑かつ局所的な条件を反映するのに較べて、造構節理に代表される初生的なものこそがむしろ広い空間にわたって普遍的に存在して、広域的な情報を与えてくれるという大きなメリットをもつ。しかも花崗岩体は地殻内で直下型地震がおこる地下 5 ~ 15 km において普遍的に存在するものであり、その意味でもその内部に見られる剪断性節理は重要である。

以下に紹介するのは、上に述べたような問題意識のもとに筆者が随分以前にかかわっていた問題であり、ここで取り上げるデータも現在ではかなり古くなったと思われるものもあるが、その内容ないし基本思想は現在においても必ずしも無価値ではないと思う。そのようなわけで、奈良市で開催された 1990 年春の構造地質研究会におけるシンポジウム「応用地質学的にみた小断層・節理系」との関連において、岩盤の風化にも関連する初生的なわれ目の生成という意味で、筆者が Nishida et al. (1974) に関連づけて話題提供した内容を中心としている。

花崗岩中の造構節理

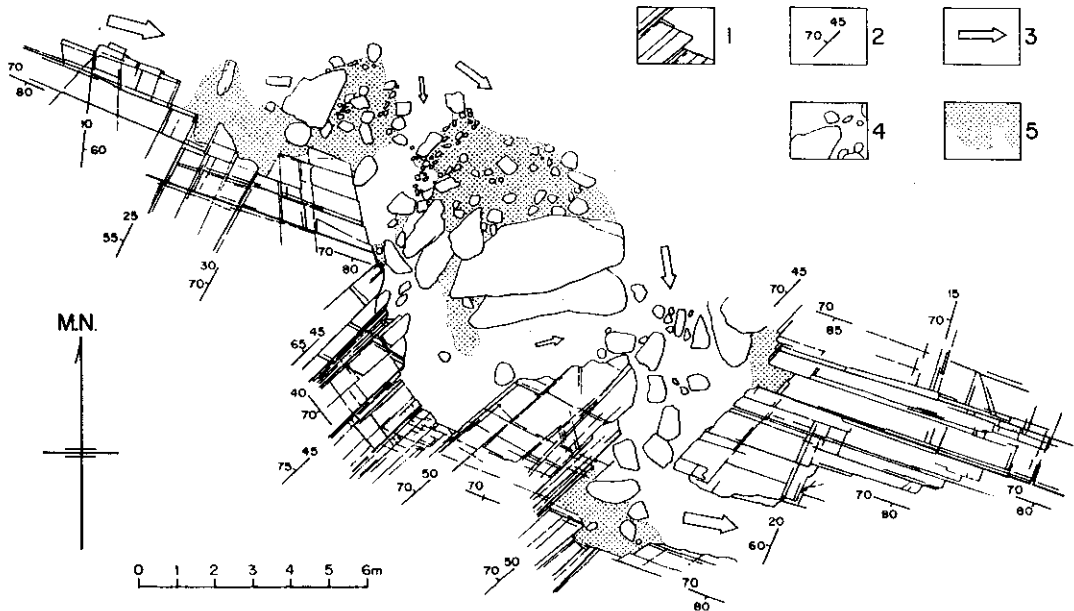
断層はそれに沿う明瞭な変位が認められるものであり、節理はそれが無いかあってもごくわずかのもので定義されている。そして、花崗岩体に代表される深成岩の節理は、一般には冷却節理やシーティングと呼ばれる非造構性的のものだと考えられている。しかし筆者の六甲山地における経験に基づけば、その多くは造構性的のもので、成因的には主応力に斜交する共役セットをつくる剪断面であり、それに基づいてそれを生み出した応力場の特性を議論できる。

例えば第1図に示したのは、六甲山地の芦屋川中流部における河床の岩盤の節理系の平面スケッチ(平野, 1984)である。ここに見られるように明瞭な2方向の節理系が認められ、それは約70度で交わる横ずれ型の共役セットを作っている。ただし、それらにそれぞれ直交するものがあり、また平面図なので記入されていないが、これにさらに水平に近いシーティングが加わって、全体はいわゆる方状節理とよばれる形態と特徴を示す。熟練すれば、卓越性・平行性・明確な平面性・明瞭度の異なるものの共存性・いわゆるクリベージとの平行性などから、共役剪断節理を野外で認定することができる。そしてそれに基づいて主応力軸の方向と剪断面の交角を求めることが可能である。その結果を第2図と第3図に示す。

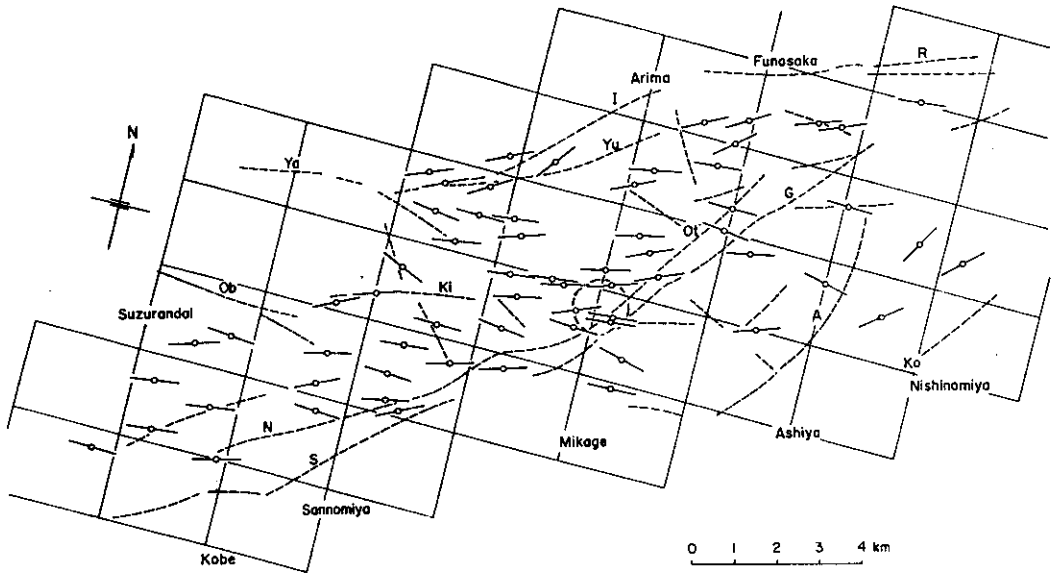
とくに第2図に示す六甲山地の中央下部の、破線丸印で包んだ箇所に当たる大月断層を扶む鶴甲の斜抗においては地殻歪の測定が行なわ

れ、測地学的手法により主応力軸(厳密には主歪軸)が求められている。(田中ほか, 1972)。それによる圧縮方向は東西から少し反時計回りであり、かつその傾向は大月断層の北西側で南東側より若干著しく、節理から求めたものと驚く程一致している。

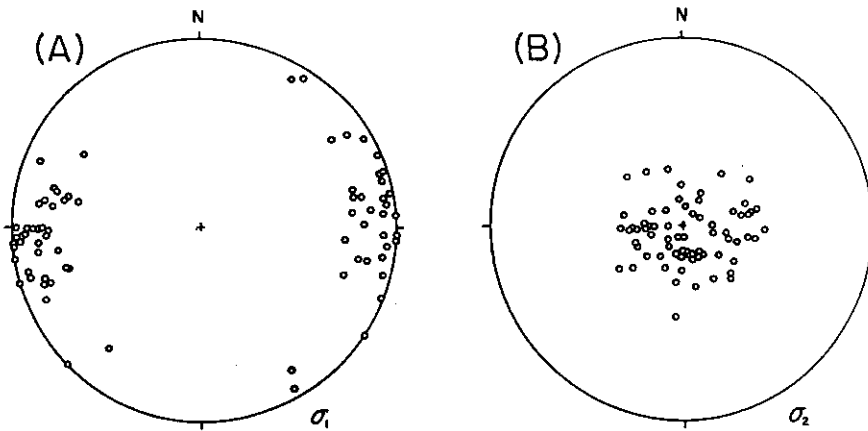
このように岩体中に普遍的に見られる造構節理の産状と特性は、数の限られる断層に較べて格段に多くの情報をわれわれに与えてくれるのであって、いわば大地震に対する微小地震に相当する意味を持ち、とくに応力場に関する空間的分解能において格段にすぐれている。そしてわが国のような subduction zone においては、深成岩体といえども造構応力場(一般には圧縮応力場)の中で冷却しているの、深成岩体の中の造構節理は、その岩体の一定の冷却段階(液相部分が岩脈あるいは細脈として逸出し、それ以後は封圧下における剪断破壊によってのみ応力の開放が可能となった段階)における「応力



第1図 六甲山地の芦屋川中流部における節理系の平面スケッチ。ただし、1は系統的な節理(特に太線で示したのは明瞭な変位を伴うもの)、2はそれの走向傾斜、3は水流の方向、4は河床礫、5は砂の堆積部分。横ずれ型の共役剪断性節理が示されている(平野, 1984より)。



第2図 六甲山地における剪断性節理から求めた主圧縮力(σ_1)の方位. 特に中央下部の点線丸印部分は鶴甲斜坑に相当. 主要断層は破線で記入.



第3図 六甲山地における剪断性節理から求めた主応力軸の方位. シュミットネット下半球投影により π ポールを示す. Aは σ_1 の, Bは σ_2 の, 方位をそれぞれ示す.

化石」であると考えることができる。

この場合に系統的に発達する剪断面がなぜ横ずれ型になるかという問題については、Price (1959)による弾性体中の標準状態に側方から造構応力が加わった場合には、岩石物性の評価にもかかわるが、地下の比較的広い深度域(5～

15km)において横ずれ型の破壊が可能となる応力配置が生じると考えられる(平野, 1971a)。また、冷却段階のある時点において岩体中に普遍的に節理が発達することに対応する破壊現象は、のちにふれるようにいわゆる「群発地震」であると筆者は考えている。

主応力軸と起震力

以上において横ずれ型剪断節理について述べたことは、Nishida et al. (1974)が述べている地震の起震力と主応力軸の方位関係とも密接な関連性を示す。すなわち、地震の起震力はひとつの滑り面(断層面)にそう運動を前提としたとき、その面とそれに直交する方位線(nodal line)で分けられた押し領域の2等分線として求められる。とくに横ずれ断層に対応する場合には押し引き分布は4象限型となって、起震力(P軸)の方向は水平面内で直交する2本の nodal line の2等分線に一致する。

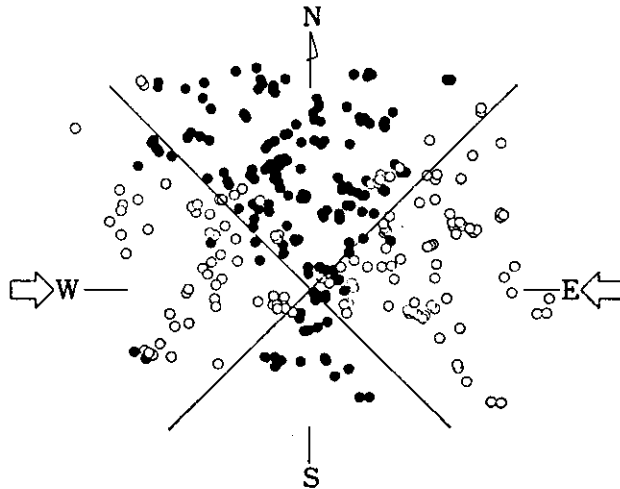
一方、実験で求められた岩石中の剪断面と主圧縮軸のなす角度は45度より小さい、すなわち、共役剪断面の交角が90度より小さいことが知られている。さらに、剪断性の造構節理は深成岩体中に普遍的に存在するので、共役セットの交角を精度よく求めることが可能である。六甲山地の花崗岩の横ずれ造構節理について求めた交角の値は、既に述べたように70度前後である。

このように交角が90度より小さい共役面の双方にそって変位運動(地震)が発生すると、2本の nodal line の近くに押しと引きの混在するい

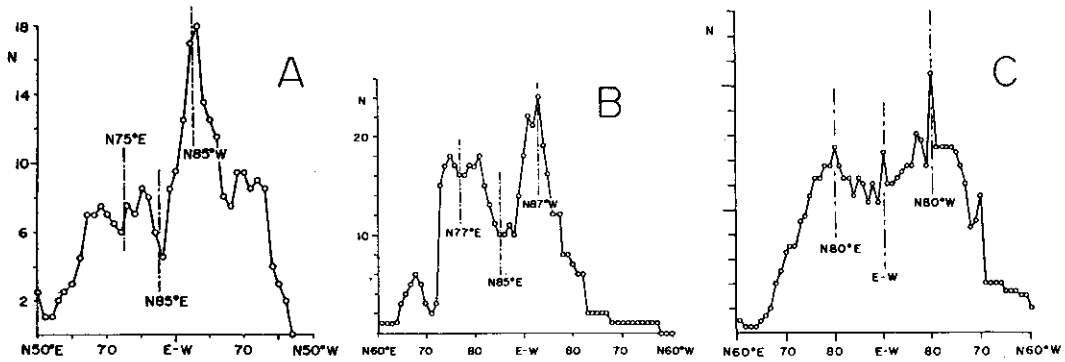
わばにじみ領域が生じるはずで、第4図に示す Huzita et al. (1973)による近畿地方北部の例はそのことを強く示唆している。この場合には起震力の方位は見掛け上2つのピークを作り、2つのピークの間方位が真の主圧力の方位であり、かつ、2つのピークの間角度が内部摩擦角を与える。

ここで考えたような起震力の方位の分布特性は、Ichikawa (1965)あるいは市川(1966)によるデータのうちの西南日本内帯におけるヌルベクトル(中間主応力軸)が垂直に近い地震について明確に認められ(第5図A)、近畿北西部の微小地震についても同様に明確に認められる(第5図B)。さらに、松代群発地震の場合についても、それはやはり認められる。(第5図C)。以上の例はいずれも地殻内でおこっている4象限型の地震であるが、そのいずれにおいても起震力の方位は東西もしくはそれから反時計まわりに若干回転している。また、2つのピークの隔たりから求められる内部摩擦角の大きさは20度前後で、剪断性節理から求められたものとよく対応している。

とくに、近畿北西部の微小地震については観測データ数が多く、震源決定精度も高いので、



第4図 近畿地方北西部で発生した地震におけるP波の初動の押し引き分布(Huzita et al., 1973). 押し(黒丸)と引き(白丸)は明瞭な4象限型の分布を示し、更に各象限の境界部ににじみ部分(押しと引きの混合したゾーン)が見られる。



第5図 初動分布から求めた地震のP軸の方位の分布. いずれにおいても2つのピークが認められ, その中間方位が真の圧縮力の方位を与え, 2つのピーク間の角度が内部摩擦角を与える. ただし, Aは西南日本内帯の極浅発地震, Bは近畿北西部の微小地震のP軸の平均方位, Cは松代群発地震の場合. いずれもNishida et al. (1974)によってまとめられたもの.

それを一定面積内の平均的起震力の方位という形で求めることができる(Nishida et al., 1974). したがってそれはすぐれた空間的分解能を持つので, 震央分布のみならず起震力の方位についても断層との空間的相互関係を議論することができる. その結果を第6図に示すが, ここに見られるように, とくに山崎断層(Y)や三峠断層(M)に沿う部分では, 断層との交角を大きくする方向にシステマティックに起震力の方向が回転しており, これは, その部分で断層に平行した方向の剪断破壊がとくに頻繁に発生しているとして, 理解することができる.

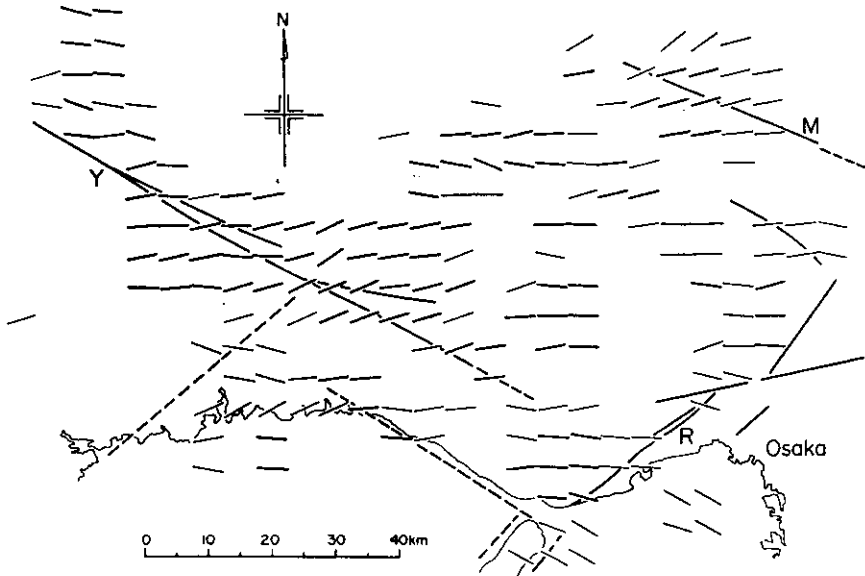
大地震と同じで大規模な断層は数少ないし, かつその成長過程において種々の不均質性を含む広い空間および長い時間内の応力状態を反映する. したがって, 一般には離れて存在する大規模な断層2本から交角(剪断面角)を正確に求めることは難しいし, 一度生じた大きなわれ目の先端には応力集中がおこって, さらに継続的に変位が進みつつ局所的応力場を作ったり, 既存われ目は主応力軸に対して0度から60度程度にわたる広い幅をもって運動しうるので(例えば, Donath, 1961), 種々の問題が生じることになる. それに加えて垂直方向の地殻構成物質の性質の変化が, それゆえに時間に関す

るすぐれた分解能を持ちうる反面, 断層の地表での表現形式に強く関与してしまう. その意味では, のちに補足するように剪断性節理こそが, 微小地震と対応づけて造構応力場の特性を空間的に詳しく議論するうえで, よりすぐれた情報を豊かに提供するといえる.

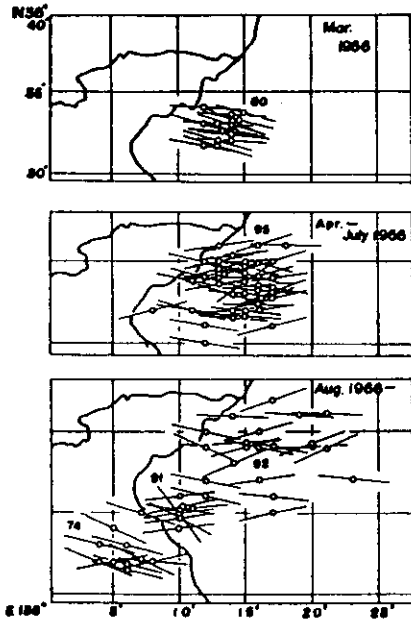
群発地震と断裂系の発達

ここでのべたようなシステマティックな剪断性節理が, 深成岩体(とくに花崗岩体)の冷却過程におけるある一定のステージにおいて, 地下に存在する比較的一様な応力状態を反映しつつ形成されるものとすれば, それに対応する破壊現象としての地震はどのような様相をとるのであろうか. それに対するひとつの可能な答えが, 古い火山体の地下で発生する群発地震であると筆者は考えている.

たとえば松代群発地震においては, そのいくつかの活動段階ごとに押し引き分布から求められた起震力(P軸)の方向が, 第7図に示すようにシステマティックに変化した(Ichikawa, 1969). すなわち, 1966年3月の段階においては, それは東西から時計まわりに約10度回転しており, 4月から7月にかけては, P軸としてはそ



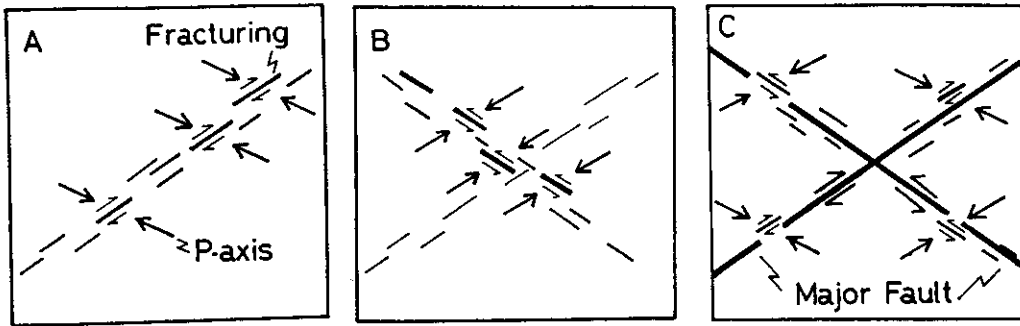
第6図 近畿地方北西部における微小地震から求めたP軸の平均方位の空間的な分布。それぞれが5 km×5 kmの方眼内で発生した微小地震について求めたP軸の平均方位を与える。顕著な断層(Y;山崎断層, M;三峠断層など)に沿い, P軸が断層との交角が大きくなるように系統的に回転していて, その部分で断層方向の剪断破壊が卓越することを示す。Nishida et al. (1974)による。



第7図 松代群発地震におけるP軸(起震力)の方位の経時的変化。Ichikawa (1969)による。

れに反対方向にやはり10度前後回転したものが加わった。そして8月以降は、両方の方向を持つものがさらに広範囲に広がった。しかも、この間の起震力の平均方位は、すでに第5図Cに示したように2つのピークを作り、その2等分方向は東西、2つのピークの隔たりから求められる内部摩擦角は約20度であった。

このような起震力の方位のシステムティックな変化と地震発生域の拡大は、これまでに述べてきたような岩体中における造構節理もしくは小断層の発生と、それらのその後におけるやや大きい断層への成長過程として理解することができる(Nishida et al., 1974)。すなわち、第8図Aに示すように、まずN55E方向のわれ目を中心として無数の剪断破壊(群発地震)がおり、そのためにみかけ上東西から時計まわりに約10度回転したP軸が観測される。その次の段階ではBに示すように、側方拘束されている地殻内における変位の等方性ということも恐ら



第8図 松代群発地震におけるP軸(起震力)の方位の系統的变化と地震発生域の変化から求めた断層系の発達過程を示す模式図(Nishida et al., 1974).

く要請されて、共役方向のN55W方向のものが多数追加されることになる。このようにして皆神山の地下にある深成岩体中に造構節理が完成し、それがさらにやや大きい断層に成長することにより、図のCに示すように共役横ずれ断層としての骨組みが完成したと判断される。ただしこの場合に、地震の発生域はどちらかといえばN55E方向に配列する傾向があるので、火成岩体形成以前からこの方向に断層が存在したかもしれない。なお、群発地震に対応した剪断われ目の形成により地下の処女水の通路も形成されたと考えるならば、水噴火とも記述される松代群発地震の特質を理解することができる。

節理系と断層ブロックの運動

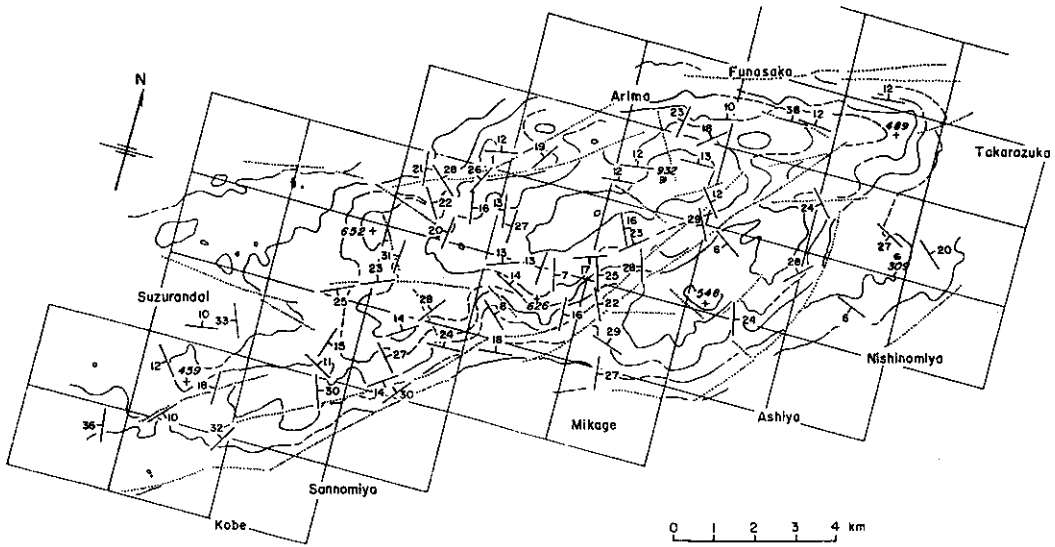
さらに、深成岩体中に発達する造構節理の特徴を詳しくみると、横ずれ型のものが発達するだけではなく、それ以外に縦ずれ型の発達する領域が区別できる。この点については、六甲山地において50メートルメッシュをかけてその交点で計測した節理系の統計処理に基づく特徴に基づいて議論した(Hirano, 1966; Hirano, 1972)通りである。空間的には縦ずれ型は断層を包むように細長く分布しており、断層に対する位置関係並びにその発達する領域の平面形と内部のわれ目の方位関係からは、これを平行型ないし短冊型と呼ぶこともできる。横ずれ型

の卓越する領域は必ずしもこのような傾向を持たない。

さらに、 π ポールの分布の特徴からみると、平行型には横ずれ型共役セットが不明瞭ながら常に認められ、縦ずれ型が横ずれ型を原形として生じたことを示唆する。そしてかつ、横ずれ型における共役セットのそれぞれについて、その発展形としての2方位の縦ずれ型(平行型)が見られる。剪断面の交角にしても、横ずれ型ではほぼ一定している(70度前後)のに対して縦ずれ型ではばらつきが大きいということで、既存われ目が存在する状態に対して新たにわれ目が追加された結果、縦ずれ型が生じたためであると解釈できる。また、交角の平均値は縦ずれ型において小さいが、それも封圧の小さい状態(一般にはより浅所)で局部的に追加されたわれ目の特徴であり、地下深部における剪断破壊が断層系形成の出発点となる限りにおいて、この点もここで述べた両者の前後関係を妥当とする。

このようにして、地下深部で広域的に横ずれ型剪断面群が形成されてのち、そのうちの一部は成長して断層となる。そしてそれに沿って縦ずれ型(平行型)が浅所で形成され、それは地表に断層崖を作るような垂直変位の行われた部分に対応していることになる。以上の点については平野(1971b)において議論した通りである。

このような観点からみれば、地下深部で形成された広域的と考えられる横ずれ型においては本来は、中間主応力軸の傾きは垂直に近かった



第9図 六甲山地における σ_2 の傾きから推定した断層ブロックの傾動方向. 傾斜を数字(度)で示す. 地形の大勢は接峰面で示し(等高線間隔は100m, 主要な山頂高度の標高を数値で与える), 主要断層を点線で記入.

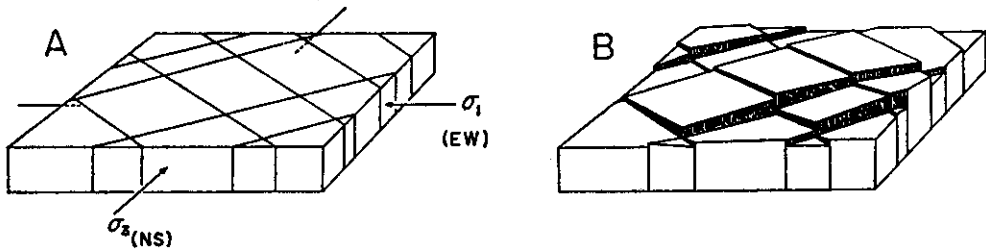
と考えられる. もちろん, 横田(1974)がかつて議論したように冷却にともなう熱応力を考えると, 温度勾配の大きい岩体周辺部ではそれは必ずしも成り立たない点に注意する必要があるが, 原理的には中間主応力軸の傾きから, 断層ブロックの傾動の方向を議論することができる. 六甲山地についてそれを行なうと, 前出第3図Bあるいは第9図に示すように σ_2 はかなりまちまちな方向をとるが, 全般傾向として周辺部に対する中央部の隆起と, 山地の背面を北西に向けた傾向を示すという意味で, ある程度妥当であると考えられる. ただし, 第9図北東部の六甲断層に近い部分では, 岩体の貫入形状に関連する熱応力依存部分と中央部の隆起傾向が必ずしも十分に分離できているとはいえないから, この点については今後の課題を残している.

以上の考えを前提とし, かつ松代群発地震における断裂系の発達過程を考慮に入れると, 節理と断層の関係について, 造構節理がその後も継続的に存在した応力場の中で選択的に成長したのが断層である, という解釈ができる. した

がって, 特に大規模な断層についてはその成長過程における種々の不均質性もしくは局所的条件が関与するので, むしろ造構節理(もしくは小断層; ただし花崗岩中の剪断面についてこの両者の厳密な区別は現実には不可能)のほうが, それが形成された時の本来の応力場の議論には有効であるとさえいえるのである.

なお, こうしてできた剪断性節理の一部が3次元的に成長して断層となり, やがて地表に共役横ずれ断層系を作ることによって, 菱形の断層ブロックが形成される. こうなると, さらに横ずれ変形を続ける過程において, 弾性的バックリングを行っていた一連の地殻部分は恐らく垂直方向の差応力に耐えることができずに, ブロックごとに個々の昇降運動を行い, 傾動しつつ縦ずれ型剪断面をその周辺部に作る(第10図). この傾動方向と新たに追加された縦ずれ変形についても, 地表付近における主応力軸の回転現象を含めて, ここに述べたように深成岩体の剪断性節理は情報を与えてくれることになる.

このような断層ブロックのその後の隆起と山



第10図 六甲山地における断層ブロックの発達過程を示す模式図(平野, 1971b). 東西の圧縮力のもとでの横ずれ型われ目の生成とその一部の断層への発達(A)と, その後の垂直変位による断層崖と縦ずれ型われ目の形成(B).

地地形の形成については, ここで述べた垂直方向の差応力の開放という初期位相ののち, 断層ブロックがその後に侵食作用を受けることによるアイススタシー隆起の可能性をも考慮に入れねばならない. この点については, 例えば平野(1990)が拡散モデルを用いて総括的に議論しているような侵食速度の定量的評価に加えて, さらに深部までの地殻構造とそれに固有の波状変形を含めた考察が必要となるが, 侵食によるアイススタシー隆起の段階では必ずしも地震とは関係なくクリープ性の垂直変位として断層の活動性が維持されるであろう. 活断層地形と地震の関係をより明確に解く鍵は案外この辺にあるかも知れない.

蛇足

筆者は発表内容の投稿を特別発表者に対する義務と理解していたので, 今回の一般投稿扱いということに多少の行き違いを感じた. その意味で, 本稿のスタイルなど若干問題があると反省しているが, そのことを別としても査読者の見解にここで答えることは極めて有意義だと思うので, いわば討論という感覚で筆者の考えを補いたい.

本稿に対する査読者からの指摘の最たるものは, われ目とそれを作った応力場の時代論で, 一言で要約すれば「今から約3 Ma ぐらい前は南北主応力軸だったという研究があるから, そうだとすると東西圧縮はそれ以後の形成になる

極めて新しい構造だということになる」, というものである. しかしこの考えには, 「3 Ma 以前はずっと南北圧縮で, 東西圧縮であることはなかった」ことを前提にするという, 大きな落とし穴がある.

全地球規模でみた場合, 内部の粘性流体の外側に地殻という弾性体を持つ地球が高速で回転しているのであるから, 中緯度地方においてそのような球殻に働く主要な応力は, 南北圧縮または東西圧縮のいずれかである. 大陸移動によって生じる局所的な応力場も, 地球は全体として回転に伴う粘性流体(マントルおよび海水など)による摩擦抵抗に伴うエネルギーロスに対して, 角運動量を保存するために慣性モーメントを小さくするべく大陸移動(海洋底拡大)による赤道上的における大陸地殻のより均等な分布を第1次近似として目指すので, それに伴う主要な応力場はやはり東西移動をもたらす東西圧縮と, その相補的な局所的南北圧縮もしくは極方向への移動に対応する南北圧縮となるであろう. したがって, 3 Ma 以前において東西圧縮の時代が存在しなかったとは言えない.

このような高速で回転する地殻内の応力場の持つ特性は, 地磁気の縞模様年代などで判断する限り約100Ma 以前から持続的に存在したと判断される. その意味では, 東西圧縮と南北圧縮が地磁気の磁極と同様に時代とともに反転してきたはずである. したがって, 東西圧縮イコール3 Ma 以後のみという論理は成り立たないし, 3 Ma 以前においては南北圧縮だけだと

主張する根拠もまた全くない。

このような観点からは、少なくとも領家帯の花崗岩類を見る限り、六甲とは違ってそれは明確に南北圧縮で作られたと考えられるわれ目系を持っている。したがって、このようなタイムスケールでの時代的変遷を伴う応力場の化石として深成岩体のわれ目系を位置づけることができるのであるが、ここでとりあげた六甲花崗岩の共役剪断節理の形成年代については、筆者は3 Ma以降だとは言いつれないと考えているものの、以上のような状況からそれを明確に議論するのはまだ困難であると判断している。

すなわちこの点についてももう少し補うと、回転する球殻中の東西または南北圧縮という応力場は地球が回転する限り方位そのものは時代毎に安定していると考えられるので、あるわれ目系が作られた過去における応力場と現在の東西圧縮とがよく一致するということが当然生じうる。この場合に、方位的には一致する新しい応力場での新たなわれ目の生成あるいは既存われ目の小規模かつ頻繁な成長による微小地震の発生は、時代的な隔りがあるにも拘らず同一の応力場で調和的に進行することになる。したがって、このような複合的な経過を考慮しない限り応力場の変遷について確定的なことが言えない一方で、その方位については高い精度で議論できることになる。その意味では地磁気の編年と同様、安定した方位を持つ深成岩体の剪断節理を用いた古応力場の復元と編年は、中緯度のみならず極あるいは赤道地方における深成岩体中の剪断性節理の特性をあわせ検討することにより、今後の大きな発展の可能性を秘めたグローバルな重要課題のひとつとして評価することができる、筆者は判断している。

それを行う場合に更にひとつ、例えば東西圧縮下で地殻が強く弾性的バックリングを行うとき、中立面より上ではみかけ上は南北圧縮になるという、応力場の空間的(垂直的もしくは層準的)逆転現象が起こる。筆者は、現在の日本列島における伊豆半島近傍の局所的な南北圧縮については、この点を再検討する価値があるのではないかと秘かに考えている。そのようなわ

けで筆者は、時代論もさることながら同時に空間特性をまず詳しくみる必要があることを本論で指摘したいと考え、特に深成岩体中の断裂系と地震の発震機構を関連づけてそれを行った例を示して問題提起としたかったわけである。

言い古された結論ではあるが構造地質学は、時代論を展開すると同時に、われ目系もそのひとつである構造のもつ空間特性を、より明確なる物理的基盤に基づいて議論すべきではないだろうか。すなわち、現在を真に「過去の鍵」たらしめるためにも、空間的情報を高度に利用・分析してメカニクスをより深く理解する方向が必要だと考える。そのために本来の原稿に蛇足をつけ加え、ここにあって一石として投ずる次第である。

文 献

- Anderson, E. M., 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain (2nd revised ed.). Oliver and Boyd, 206pp.
- Donath, F.A., 1961: Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, 985-990.
- Griggs, D. and Handin, J., 1960: Observation on fracture and a hypothesis of earthquake. Geol. Soc. Amer., Memoir 79 (Rock deformation), 347-364.
- Hafner, W., 1951: Stress distributions and faulting. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, 373-398.
- Handin, J., 1966: Strength and ductility. Geol. Soc. Amer., Memoir 97 (Handbook of physical constants, Rev., ed.), 223-289.
- Hirano, M., 1969: Joint system of the Rokko Mountain Range—Tectonics of uplifted massif in the Kinki district, Japan (1). Jour. Geosci. Osaka City Univ., v. 12, 25-44.
- 平野昌繁, 1971a: 側圧をうけた花崗岩層中に期待される断裂系. 地質雑, v. 77,

- 171-182.
- 平野昌繁, 1971b: 花崗岩の節理を中心とした深成岩体の brittle な変形破壊を考えるうえでの問題点. 地質雑, v. 77, 257-263.
- Hirano, M., 1972: Statistical basis of localized strike-frequency analysis on rock fractures. Jour.Geosci., Osaka City Univ., v. 15, 1-19.
- 平野昌繁, 1984: 古応力場Ⅱ—主として断裂系解析について—。アジアの変動帯(藤田和夫編著), 海文堂, 313-325.
- 平野昌繁, 1990: 地形学における質量拡散モデルとそれに関連した問題点. 地形, v. 11, 191-215.
- Hubbert, M. K., 1951: Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 62, 355-372.
- Huzita, K., Kishimoto, Y. and Shiono, K., 1973: Neotectonics and seismicity in the Kinki area, Southwest Japan. Jour. Geosci., Osaka City Univ., v. 16, 93-125 (with 2 plates).
- Ichikawa, M., 1965: The mechanism of earthquakes occurring in the Central and Southwest Japan, and some problems. Papers Meteor. Geophys., v. 16, 104-156.
- 市川政治, 1966: 日本付近の地震のメカニズムに関する統計的研究と二・三の問題. 気象庁研究時報, v. 18, 83-154.
- Ichikawa, M., 1969: Matsushiro earthquake swarm. Geophys.Mag., v. 34, 307-331.
- 松田時彦, 1967: 地震の地質学. 地震 2, v. 20, 230-235.
- 松田時彦・岡田篤正, 1968: 活断層. 第四紀研究, v. 7, 188-199.
- Nishida, R., Hirano, M. and Shiono, K., 1974: Seismological re-evaluation of regional stress orientation and fracture angle in the Kinki District, Southwest Japan with reference to developmental process of conjugate faults. Bull. Disas. Prev. Inst., Univ. Kyoto, v. 24, 25-47.
- Price, N. J., 1959: Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., v. 96, 149-167.
- Sanford, A. R., 1959: Analytical and experimental study of simple geologic structure. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 70, 19-52.
- 田中 豊・林 守孝・加藤正明・藤田和夫, 1972: 六甲断層破碎帯における地殻変動の連続観測(第一報), 京大防災研年報, B-15, 29-41.
- 横田修一郎, 1974: 滋賀県“湖南アルプス”における花崗岩中の節理系. 地質雑, v. 80, 205-214.