

構造地質研究会誌

(第16号)

<構造研・TP 研合同例会>

- 微小地震とテクトニクスのかかわりについて……………岸本 兆方・1
三波川帯の構造からみたフォッサ・マグナの問題……………
……………原 郁夫・秀 敬・佃 栄吉・大塚 杉夫・横山 俊治・5

<冬の学校特集>

- 地震と断層……………安藤 雅孝・10
断層発達と地かくの変形……………小玉喜三郎・垣見 俊弘・16
傾向面分析法による九十九里の地盤沈下解析……………
……………本多 進・大内 重通・鈴木 尉元・小玉喜三郎・17
四国中央部における緑色岩の化学的特性からみた古生代の
プレートテクトニクスの有無について……………沢田 賢治・18
新潟県北部櫛形山脈およびその周辺の構造地質学的研究……………
……………高橋 明・20
ひずみ解折とその構造地質学的意義……………池田 幸夫・22
側圧下において期待される異質岩体のShortening……………
……………横田修一郎・24

<研究室めぐり>

- ⑤ 名古屋大学構造地質学研究室……………26

1974. 8

構造地質研究会

微小地震とテクトニクスのかかわりについて

京都大学 岸本 兆方

1. はじめに

微小地震とは、マグニチュード1～3の極めて小さい地震のことである。ここ10年の間に、微小地震の研究は、地震予知計画の一環として大変活発になってきた。全国各地で微小地震観測が行なわれ、日本のサイスマシティは細かい点まで格段に明らかになりつゝある。このこと自体大きな業績であり、またそれから、いろいろの重要な発展が十分期待できるのであるが、そのためにも、微小地震研究者は微小地震研究をいかに進めるべきかについて、絶えず考える必要があるだろう。

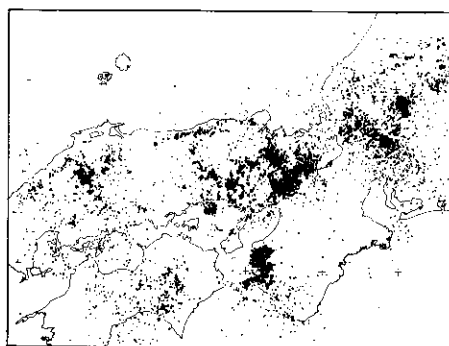
いうまでもなく、微小地震は極めて小さい地震であるから、その震源域も極めて小さい。反対に、Gutenberg-Richter の関係に示されるように発生数は極めて多い。倍率20万倍位の短周期地震計によれば、1日で数個の微小地震を観測しうる場所はむしろ普通である。これら2つの性質—震源域の小さいこと、発生数の多いこと—は、微小地震が諸種の問題に有効な手段となることを示している。先ず地震活動の空間的・時間的微細構造を研究することは微小地震特有の分野であるが、これは地震という現象の一般的性質解明のためにも、また他の現象とのつながりという面でも重要な意義を持つ。例えば、後に述べる活断層に沿う微小地震の線状配列という現象は、断層運動を考える上で重要な事実である。一方上記の2つの性質から、微小地震は均質な統計資料を提供するもので、統計地震学には好個の材料である。

さてここで問題とするテクトニクスの観点に立てば、微小地震の役割は造構運動に対する微細なレスポンスを与えるという点であろう。それも結局は上記2つの性質からもたらされるものである。小論では、特に微小地震活動がテクトニクス研究にどのように役立つ

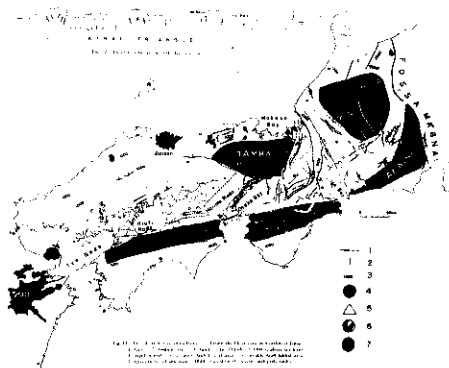
ものであるか、および今後どのように進むべきかについて、主として近畿地方北部を1つのモデル地域として述べてみたいと思う。

2 微小地震の震源分布と地質・地殻構造

第1図(a)は松村・尾池(1973)によってまとめられた西南日本のマイクロサイスマシティ・マップである。この図の震央の疎密は、一部は観測網の配置や観測期間の長短などによるものであるが、第1近似的にはサイスマシティ・レベルを表わしていると見てよい。例えば琵琶湖をはさんで両側に地震活動の特



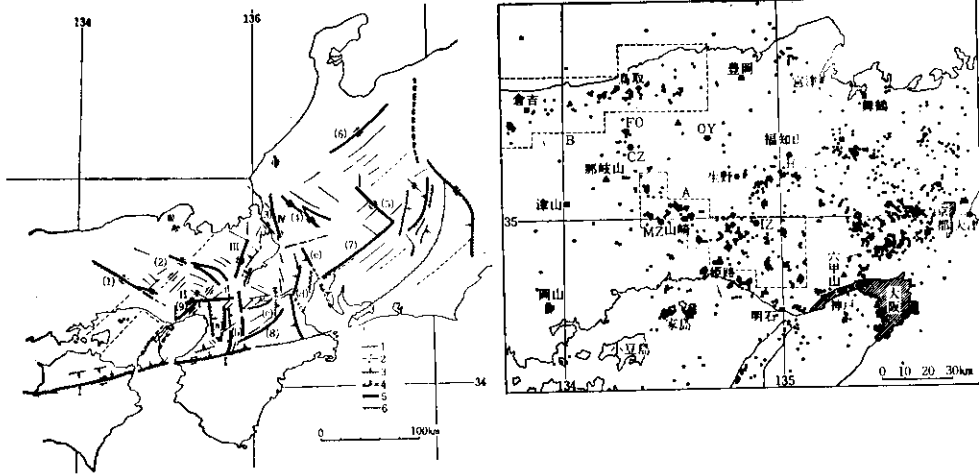
第1図 (a)



第1図 (b)

第1図 (a) 西南日本の微小地震分布(松村・尾池による)

(b) 西南日本の地質構造(HUZITAによる)

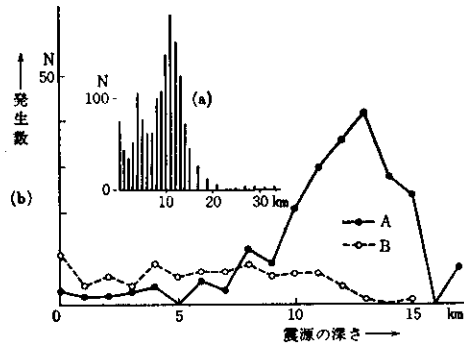


第2図 近畿北部の微小地震分布(右)と活断層の分布(左) (藤田・岸本による)

に高い地域がある。反対に琵琶湖を頂点とする“近畿三角帯”(HUZITA, 1962)では、サイスミシティは極めて低い。これらのサイスミシティの地域性を第1図(b)の地質構造図と対照して見れば、両図間の見事な相関に気がつく。つまり、微小地震活動は(後に述べるように数Km~10数Kmの深所で起っているにも拘らず)、地表面で見られる地質構造と密接にかかわっているのである。このことは、地質構造が10数Kmの深部までその根を下しているということに他ならない。

もう少し小さいスケールで、例えば丹波古生層地域を見よう。この地域は、微小地震活動が特に詳しく調べられている所である。第2図は、この地域のマイクロサイスミシティと活断層の分布を示す。ほぼ北西-南東および北東-南西の方向の微小地震の線状分布が特徴的であるが、それらは恐らく横ずれ活断層と関係するもので、特に山崎断層や三峠断層に沿う線状配列が顕著である。同じことは中部地方の跡津川断層に沿っても見られる。更にもっと微細に見れば、微小地震の分布は地形とも密接に関係しており、地形の勾配の大きい所に微小地震の発生する傾向が強い(見野、1974)。

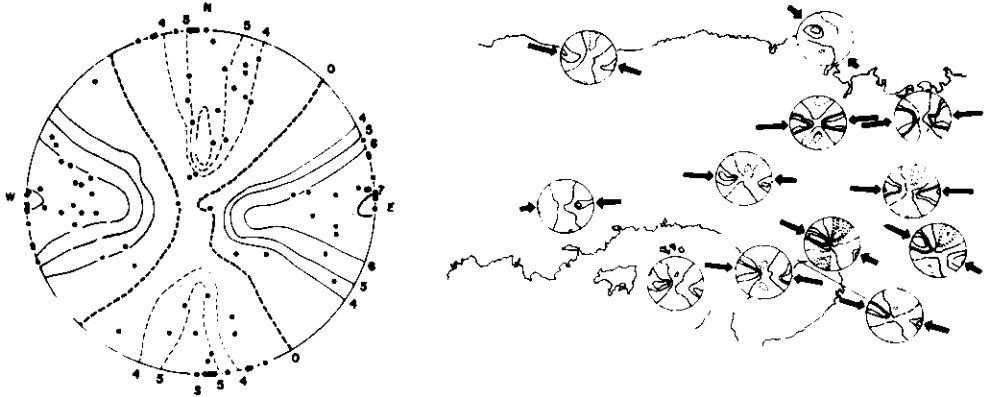
このように、微小地震は種々の“構造”と何らかの仕組で結びついている。しかも100 Km



第3図 近畿北部の微小地震の深さ分布 (藤田・岸本による)

オーダーの大構造から、小はkm単位の地形にまで対応していることは、地震が細かい点まで造構運動と関連していることを示しているのであって、それがどのようなメカニズムを持つものであるかは、テクトニクスの今後の最大の問題の1つであろう。

この節の最後に、微小地震の深さについて触れたい。第3図は、近畿地方北部の微小地震の深さ分布である。左上の小図は全域、Aは山崎断層近辺、Bはほぼ鳥取地震余震域の分布である。AとBのように地域の特徴があるが、全般的に深さ15km程度で地震発生が急激に少なくなる。この深さは、upper crust と lower crust との境目に当たると思われる。すなわち、upper crust と lower crust と



第4図 近畿北部の小地震の発震機構(NISHIDAによる)

は、地震発生の上で極めて異なった性質を持つと考えられる。このように、地殻構造・造構運動および地震発生は、切り難すことのできない関係を持つものであるが、この問題についても微小地震は有力な手段を提供している。

3. 微小地震の発震機構とテクトニクス

地震の発生機構は、その場に働いている tectonic stress と震源域での構造を教えてくれるものであり、テクトニクス研究に有用である。前節に述べたように、例えば近畿北部の微小地震の震央分布は横ずれ断層に沿う線状配列をしており、そのこと自体が、微小地震もまた断層のすべりと直接にかかわっていることを示しているが、発震機構の面からもそのことが確かめられる。

日本全域の大きい地震の発震機構については、ICHIKAWA (1971) のすぐれた研究がある。それによると、特に西南日本の地殻内地震は、垂直断層の横ずれと考えられるものが圧倒的に多く、起震応力はほぼ東西(当然水平)方向の圧縮となる。このことを小さい微小地震について調べて見ると全く同様な結果が得られる。第4図に、その代表例として NISHIDA (1973) の結果を示す。この図では近畿北部をいくつかの特徴的な小区域に分け、押し引き分布の smoothed radia-

tion pattern を示す。左図は全域についてのものである。明らかに、殆ど純粋な横ずれ断層型を示しており、主圧力軸はほぼ東西且水平である。この結果は、微小地震もまた断層のすべりによって発生すると考えれば、この地域に横ずれ断層が卓越することと符合する。しかも、これらの横ずれ断層がほぼ北西-南東および北東-南西の共役の走向を持ち、東西圧縮による破壊と考えられることから、そのような地質学的タイム・スケールにわたる tectonic stress が、現在も起震応力として作用していると考えねばならない。

このような断層の型と発震機構の一致は偶然ではない。例えば、琵琶湖東縁に沿う柳ヶ瀬断層に沿う地震は全く異なった発震機構を持ち、主圧力軸は東西・水平であるがほぼ純粋な逆断層型を示し、東西両側の古生層地域と異なる(渡辺ら、1974)。この性質は南方の養老断層まで続くように思われるが、地質学的には、柳ヶ瀬断層-養老断層に沿う地帯は南北の褶曲軸を持つ大規模な褶曲地帯であると考えられているので、活断層だけでなく活褶曲運動もまた、現在の地震活動と対応していると考えて矛盾はない。

西南日本外帯には、やや深いマントル最上層部(100 Km程度まで)の地震が起ることが内帯との大きな違いである。塩野(1970)は紀伊半島西部と紀伊水道の、種々の深さの地

震の発震機構を調べ、大勢的に、地殻内地震は東西方向の、マントル最上層の地震は南北方向の圧縮によって発生することを示し、その説明として2つの tectonic force の存在を提案した。また、これらのやや深い地震は、深さはあまり深くは達していないが、太平洋プレートに見られるような、いわゆる深発地震面を構成している。

以上述べてきた諸事実から考えて、次のようにいうことができよう。西南日本は、主として太平洋プレートによる強力な東西圧縮の場におかれ、種々の造構運動が進行するとともに、それに対応する形(発震機構)で地震が発生する。しかし、外帯においては、upper crust は内帯と同じような応力状態にあるが、マントル最上層ではフィリピン海プレートの押込みを受けて、南北圧縮による地震が発生していると考えられる。

4. おわりに

以上テクトニクスにおける微小地震の役割について述べてきたが、最後に今後の問題点をいくつか挙げておきたい。

微小地震を用いることによって地震活動の微細構造を知り、それによって造構運動を推定することは、既に述べたように多くの成果を挙げた。この方向の研究は今後ももっと進める必要がある。例えば、微小地震の線状配列は巨視的には線といえるが、微細に見れば特異な一例えば échelon 状の一並びをしていたり、また断層に沿う地震の発震機構については、断層面と推定される節面の走向が地質断層とある規則的な関係にある場合もある。これらは、震源決定をより精確にすることと相まって、断層のすべり方あるいは破壊現象に多くの知見を加えることと思われる。また外帯においては、上と同様な研究によって、

海洋プレートと大陸プレートの相互作用がより明らかにされよう。

地殻物性の研究はテクトニクスに対して根本的なものであるが、微小地震がそのための有効な手段になりうることも既に述べた。

upper crust と lower crust の物性の解明は、テクトニクスにより高次の精度を与えるであろう。

現在、テクトニクスは地質、地形、地殻変動、地震、重力、Heat Flow その他の分野にわたる境界科学として大きな成果を挙げていることは間違いない。しかしながら、特に本稿で取上げてきた造構運動と地震活動の関連についていえば、現段階は両者の間に静力学的な一致を見出したところであるといつてよかろう。既に述べたように、地質年代にわたって積分された結果である現在の地質・地形現象が、それに比べれば極めて短期間の現象である地震や現在の地殻変動とよく符合するということは、両者の関係について、

“時間”を加えた動力学的解明が必要であることを示している。それによって、テクトニクスと地震の関係も、現象論の域を脱することができるであろう。

〔参考文献〕

- 松村一男・尾池和夫(1978) : 京大防災研年報、第16号B
Huzita, Kazuo (1962) : J. Geoscience, Osaka City Univ. Vol. 6, Art 4
見野和夫(1974) : 昭和49年春季地震学会発表
Ichikawa, Masaji (1971) : Geophys., Mag., Vol. 35, No. 3
Nishida, Ryohei (1973) : Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol 22
渡辺邦彦他(1974) : 昭和49年春季地震学会発表
塩野清治(1970) : 地震、第28巻、第4号

三波川帯の構造からみたフォッサ・マグナの問題

広島大学 原郁夫・秀敬・佃栄吉・大塚杉夫・横山俊治

I 緒言

フォッサ・マグナには、地質構造論上著しく重要な2つの特徴が認められる。第1の特徴は、領家帯・三波川帯・秩父帯等の帯状構造が、フォッサ・マグナを中心として八の字形に分布し対曲を思わせる配列様式を示すことである。関東地方における領家帯・三波川帯の露出範囲はごくかぎられたものであるが、近年、試錐の資料(石井、1962)にもとづいて帯状構造のひろがりが見明らかとなり(磯見ら、1968)、これによって、フォッサ・マグナを中心とする基盤構造の対曲的配列関係はよりはっきりした形で示された。第2の特徴は、フォッサ・マグナにおいて、このような基盤構造を横断して、グリンタフ変動が起っていることである。ここでは、フォッサ・マグナのもつ第一の特徴が問題とされよう。

原田・Naumann の論争以来、フォッサ・マグナにおける基盤構造の対曲的配列の起源について、多くの研究がなされてきたが、領家帯、三波川帯の地質構造、岩石構造の解析を基礎にして、両帯の造構史、造構特性からこの問題を論じた例はない。フォッサ・マグ

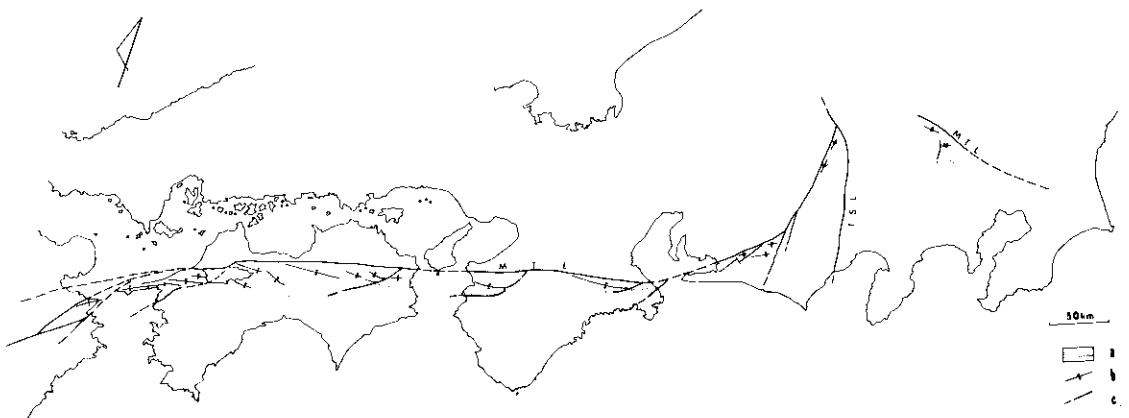
ナにおける対曲的構造が、本州地向斜時代後の造構運動の所産であるとすれば、三波川帯の地質構造、岩石構造の中にこの運動は何らかの形でプリントされているはずである。したがって、三波川帯の造構史、応力場の変遷史の中に、フォッサ・マグナにおける対曲的構造の起源を位置づけることができるであろう。ここでは、このような観点からの研究が展開される。

II 三波川帯の造構特性

A 糸魚川—静岡線以西の三波川帯

これまでの、我々による、三波川帯の造構特性の研究は、糸魚川—静岡線以西において行われてきた。その結果の一部はすでに報告してある(たとえば、秀1972;原ら、1973)ので、ここでは簡単にその概観をのべよう。

三波川帯の褶曲運動は、早期長浜—大洲横臥褶曲運動と、後期の肱川褶曲運動に分けられる。長浜—大洲褶曲運動は、三波川帯の延長方向に平行に褶曲軸をもち、北から南へ向っておしかぶせるようなものであった。最大圧縮応力の主軸は、三波川帯の延長方向に垂



第1図 三波川帯の大構造図 a: みかぶ緑色岩類, b: 肱川時相の褶曲(背斜軸), c: 赤石時相の断層
MTL: 中央構造線, ISL: 糸魚川—静岡線

直であったと推定される。これに対して、肱川時相の褶曲群は雁行状配列を示し(第1図)その形成は、単に南北方向の圧縮だけによるのではなく、三波川帯の延長方向にそって作用する左横ずれの剪断応力も関与したと考えられる(原ら 1973)。長浜一大洲褶曲時相と肱川褶曲時相の間で応力場の変化が起ったことは明らかである。

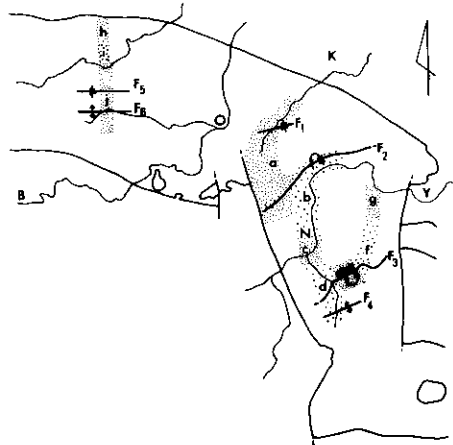
肱川時相の褶曲群を発生せしめた応力場は、次に、大断層群の発生をもたらした。それは、第1図に示されたような、三波川帯一秩父帯を斜断する Riedel shear としての断層群である(原ら、1973)。赤石裂線(松島 1973)、下吉田断層(磯貝、1973)、長谷毛原断層—有田川構造線(岩橋 1957, 1970; 市川ら、1966; Hada, 1967)、鮎喰川断層(徳島県、1972)等々の巨大断層の名があげられよう。中央構造線はこの応力場で Principal displacement shear として活動した(原ら、1973)。Riedel shear としての赤石裂線等々の発生とともに起っているこの時相の中央構造線の活動を、ここでは、赤石相の中央構造線と呼ぶことにしよう。

B 関東山地三波川帯の肱川時相の構造

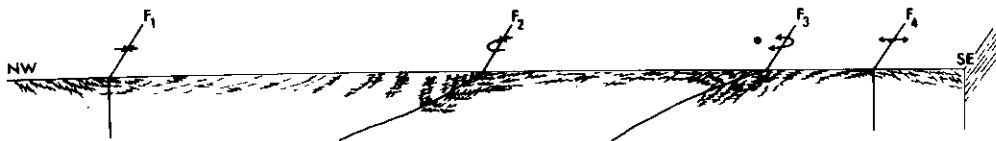
糸魚川—静岡線以西の三波川帯の肱川時相の褶曲群の示した応力場特性は、関東山地三波川帯の肱川時相の褶曲群の示すそれとどのような関係があるのだろうか。左横ずれの剪断応力は、糸魚川—静岡線以西だけでなく関東山地においても同様に作用したのであるだろうか、それとも、全く別の応力場状態にあったのだろうか。そこで、次に、関東山地三波川帯の肱川時相の褶曲群を検討してみよう。

関東山地三波川帯の肱川時相の褶曲運動は、2つの時期に分けられる。前期の褶曲運動ははげしいものであるが、後期のそれはごく弱いものである。

前期の褶曲運動は南へ向っておしかぶせるようなかたちで起った横臥褶曲運動である。褶曲軸は、第2図において、 F_2 、 F_3 として示してある。横臥褶曲の軸面は 30° 程度の低角度をもって北へ傾斜しているようにみえる。この横臥褶曲は顕著な微褶曲によって伴なわれる。この微褶曲の軸面は、横臥褶曲の軸面のまわりに扇状配列を示す(第3図)。すなわち、微褶曲は横臥褶曲に対して Parasitic fold としての関係にあるとみられる。微褶曲軸の方位は、後生的な断層による転位



第2図 関東山地三波川帯の肱川時相の褶曲群と微構造解析を行なった領域(点々の部分)を示す図。
 $F_1 \sim F_6$: 肱川時相の褶曲
 $a \sim j$: 微構造解析が行なわれた領域の名称。
 B: 万場, O: 鬼石, K: 児玉, Y: 寄居,
 N: 長瀬。

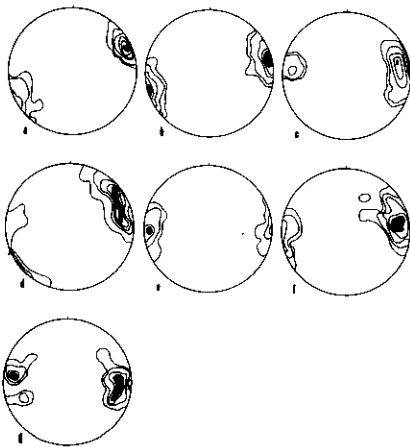


第3図 関東山地三波川帯の肱川時相の大褶曲構造と微褶曲構造の関係を示す模式ブロック図
 $F_1 \sim F_4$: 第2図に示されている肱川時相の褶曲に相当する。

をうけ、せまい範囲で多少のゆらぎを示すが、地域を通してのその全体的な配列方位を知ることが充分可能である(第4図)。すなわち、第4図から微褶曲軸は、NE-SW~EWの方位をもつということができよう。この方位は、F₂、F₃ 横臥褶曲(第2図)の褶曲軸のそれに相当する。

後期の褶曲運動は、ごくゆるやかな背斜と向斜(第2図のF₄、F₆とF₁、F₅)の形成に関係したものである。これらの褶曲構造にともなっていく微弱的なCrenulation cleavageが形成されている。F₁、F₄、F₅、F₆ 褶曲の軸面及びcrenulation cleavageは全体としてほぼ鉛直である。このcrenulation cleavageは褶曲に対してparasitic foldとしての関係にあるとみられる。褶曲軸の方位は全体としてNE-SW~EWである(第5図)。前期の褶曲の軸方向よりもややNE-SWよりであるように見える(第4図と第5図の比較)。

関東地方における三波川帯、秩父帯のひろがり、試錐の資料(石井、1962)にもとづいて磯見ら(1968)によって明らかにされた。それによれば、三波川帯はWNW-ESEにのびた一つの帯であり、その延長方向は北にひろがる領家帯との境界線に平行である。肱川

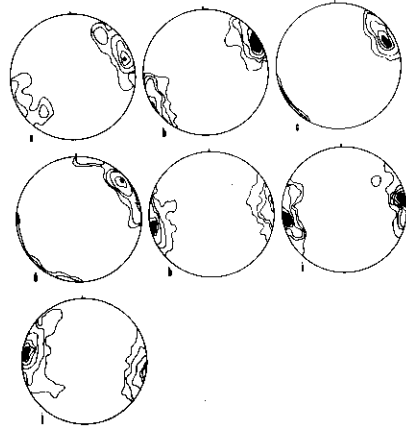


第4図 関東山地三波川帯の肱川時相(前期)の微褶曲の軸の配列を示す図。
a~g: 第2図のa~gの領域に相当。

時相の褶曲群は、三波川帯の延長方向に対して中~低角度をなして雁行配列し、その配列様式は、糸魚川-静岡線以西の三波川帯の場合と全く逆向きであるということが出来る(第1図)。かくして、関東山地の三波川帯の構造解析からみたフォッサ・マグナ以東の三波川帯の肱川時相の応力場での剪断応力の作用センスは右横ずれであり、糸魚川-静岡線以西の場合(左横ずれ)と全く逆センスであったと推定される。関東山地では、赤石時相の構造についての資料は充分でなく、この問題には言及できない。

■ フォッサ・マグナにおける対曲的構造の起源

三波川帯の肱川時相の雁行褶曲群は、三波川帯の延長方向に垂直に作用する圧縮応力だけでなく、それにそって水平に剪断応力が作用したことによって形成されたものと推定された。剪断応力の作用センスは、フォッサ・マグナの両側で逆向きであった。肱川時相の三波川帯におけるこのような応力場の出現は、Tokuda(1926)の実験との対応において、第6図に模式的に示されたような、南方からの不均質おしによって説明されるであろう。剪

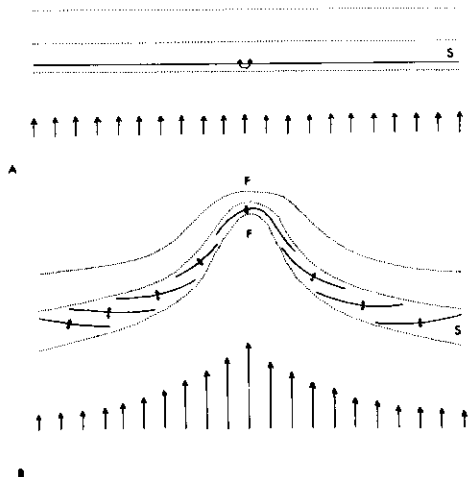


第5図 関東山地三波川帯の肱川時相(後期)の微褶曲の軸の配列を示す図。
a~j: 第2図のa~jの領域に相当。
[h~jの領域の資料は鈴木(1966)による]

断応力の強さは、おしが最大の位置から両側へ対称的に増大するであろう。鹿塩以北のフォッサ・マグナに近い三波川帯では、肱川時相の褶曲の軸方位は、三波川帯の延長方向にほぼ平行である(第1図)(渡辺、1970)。関東山地の三波川帯では、西部よりは東部において、褶曲軸の三波川帯の延長方向に対する斜交角は大きくなっている。これらの事実は剪断応力の強さの変化を反映したものとみることができる。

長浜一大洲時相の褶曲運動が三波川帯の延長方向に平行な褶曲軸をもって起っていることは、この時相が、三波川帯の延長方向に垂直に最大圧縮応力が作用する均質おしの応力場にあったことを指示する(第6図)。これは明らかに肱川時相の応力場とは異なっている。かくして、長浜一大洲時相から肱川時相への応力場の転換とそれにもなう造構運動の性格の変化は、第6図のようなものとして模式化されるであろう。フォッサ・マグナにおける三波川帯の対曲的配列関係は肱川時相に発生したということができよう。

三波川帯の北にひろがる領家帯の変成岩類、古期花崗岩類の構造及び領家帯の南縁にそって発達する剪断帯の構造は、三波川帯の肱川



第6図 模式的に示された三波川帯の造構史と応力場の変遷史。

A) 長浜 大洲時相, B) 肱川時相
S: 三波川帯, F: フォッサ・マグナ
矢印: 圧縮応力の作用方向と強さ。

時相の構造に完全に調和的であり、その形成に関与した応力場は、肱川褶曲運動のそれであったことが、原・横山(1974)、原・山田ら(1974)、原・秀(1974b)によって明らかにされた。中央構造線はこの応力場で発成した(原・秀、1974b)。かくして、フォッサ・マグナにおける基盤構造の対曲的配列の発生は、三波川帯における肱川褶曲運動の時期、すなわち、領家帯における深成変成作用の時期にあたるということができる。それはジュラ紀前記のことと推定される(原・秀、1974a参照)。基盤構造の対曲的配列は、発生後赤石時相の造構運動によって更に強調されたであろう。

フォッサ・マグナにおける基盤構造の対曲的配列の起源が、ジュラ紀における特異な応力場(第6図)の出現によってもたらされた2次的な構造であるとするれば、日本列島の基盤構造をフォッサ・マグナを境として、東北日本と西南日本に分けるという立場には、それほど確からしい根拠があるとは考えにくい。事実、儀見ら(1968)はフォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比を行ない、東北日本と西南日本の境界は、フォッサ・マグナではなく、棚倉破砕帯に求めるべきだとした。たしかに阿武隈帯をさかいにして、その両側でいろいろな点で相違が認められるように思う。中部シルル系以降の古生層は、阿武隈帯より西の地帯では、広域にわたる藍閃石変成帯を形成する。再結晶作用の進んだ結晶片岩が発達する。これに対して、阿武隈帯より東の地帯では、中部シルル系以降の古生層を源岩とする、顕著な藍閃石変成帯は認められない。阿武隈帯の東側に発達する松ヶ平・母体帯は藍閃石変成帯ではあるが、その起源は先中部シルル紀である(原ら、1972)。岩石の変形構造からみても、阿武隈帯の西と東では大きな相違がある。それは、原ら(1972)がすでに指摘してきたところであるが、堆積過程からの応力場特性が両地帯の間で本質的に異なっていることを示すものであった。すなわち、阿武隈帯より西の地帯では、中部シルル紀以降の古生

層は、堆積過程から藍閃石変成作用の主要時相までの期間——層面片理の発生までの期間——非圧縮状態あるいは引張応力場におかれていた。これに対して、阿武隈帯より東の地帯では堆積過程から後——層理に斜交するスレートへき開の形成される期間——非引張状態から圧縮応力場にあったと推定されるのである(原ら、1972)。地質構造論上の東北日本と西南日本の境界は、フォッサ・マグナではなく、棚倉破砕帯にあるという磯見ら(1968)の見解は、新ためて注目されるべきであることを指摘して本稿をおえたい。

〔参考文献〕

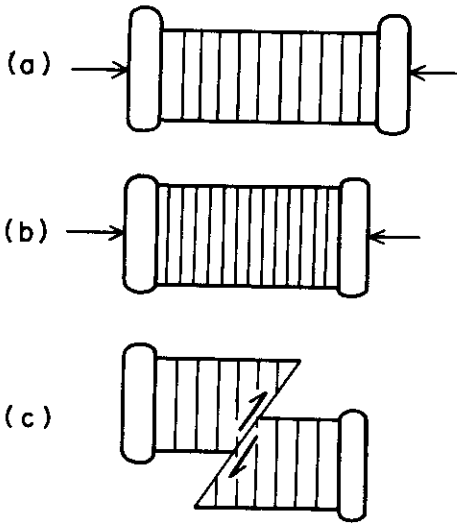
- Hada, S. (1967), *Geology of the middle Aritagawa district, Wakayama Prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and Sambagawa belt*. Bull. Osaka Museum Natural History, 20, 39~60.
- 原郁夫・池田幸夫・梅村隼夫(1972)、阿武隈東縁変成岩類の研究——松ヶ平変成岩類の時代論。基盤岩類, 3, 5-14。
- 原郁夫・秀敬・池田幸夫・横田勇治(1973)、三波川帯の造構造作用と中央構造線の起源。GDP:構造地質, 1, 29-38。
- 原郁夫・秀敬(1974a)、中央構造線の時代論。基盤岩類, 5, 11-16。
- (1974b)、中央構造線の起源。海洋科学, 印刷中。
- 原郁夫・横山俊治(1974)、中央構造線の発生活ともなう領家花崗岩類の変形、島弧基盤1, 9-14。
- 原郁夫・山田哲雄・横山俊治(1974)、中央構造線の発生活ともなう領家花崗岩類の変形——高遠—鹿塩間の研究。(準備中)。
- 秀敬(1972)、四国西部長浜大洲地方三波川帯における二つの横臥褶曲構造の発見と意義——別子横臥褶曲構造の再検討(1)。
- 広島大学教養部紀要Ⅱ、自然科学, 5, 35-51。
- 市川浩一郎・石井健一・波田重熙・寛克夫(1966)、紀伊半島西部の秩父累帯。UMP C-Zone 連絡紙, 5, 28-31。
- 石井基裕(1962)、関東平野の基盤。石油技術協会, 27, 615-640。
- 磯貝勝則(1973)、メディアンライン東部の横ずれ断層。中央構造線、東海大学出版会, 29-47。
- 磯見博・河田清雄(1968)、フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比。フォッサ・マグナ, 4-12。
- 岩橋勉編(1957)、20万分の1和歌山県地質図。和歌山県。
- 岩橋勉(1970)、三波川帯及び御荷鉾線(有田川構造線)。和歌山県の地質、和歌山県, 4-9。
- 松島信幸(1973)、赤石山地の中央構造線。中央構造線、東海大学出版会, 9-27。
- 鈴木盛久(1966)、群馬県多野郡地方三波川結晶片岩の研究。広島大学卒論(手記)。
- Tokuda, S. (1926), *On the échelon structure of the Japanese Archipelagoes*. Jap. J. Geol. Geogr. 5, 41-76。
- 徳島県(1972)、15万分の1徳島県地質図並びに同説明書(徳島県の地質)。徳島県。
- 渡辺暉夫(1970)、長野県下伊那郡大鹿地方の三波川帯・秩父帯の地質及び構造。地質雑, 76, 373-388。

地震と断層

京都大学防災研究所 安藤雅孝

1. 地震とは

「地震とは断層運動そのものである」、これが現代の地震学が到達した地震観である。「ある面を境に『ずれ』(くい違い)が生じ、それに伴って弾性波が放出される地学現象」……これが地震である。第1図(a)のように岩



第1図 岩石破壊の様式図。

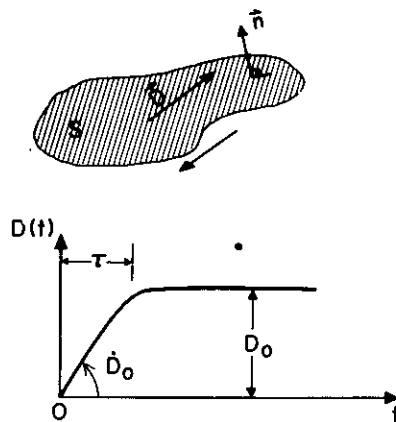
石を万力で締め上げ、(b)のように締め、破壊強度を越えて圧力を上げると岩石は破断する。万力が元の位置に戻らなければ、(c)のように『ずれ』を生じて歪を解放せざるを得ない。この現象を地震と考えれば良い。地震において、『ずれ』は歪解放の条件である。

地震が断層であることは、地質学者には理解され易いかも知れない。野外で実際に観察しているからであろう。南伊豆地震(May 9, 1974)の断層を目のあたりに見た人は、ますますその確信を深めたに違いない。しかし、地震の際断層が地表に現われることは、数少ない珍しい現象であって、大部分の地震は我々の目に触れられない所で起っている。それでも我々は地震が起れば必ず断層が見え

ない地下に出現したと確信している。断層モデル以外に、地震に伴う種々の現象を定量的に説明できるものが無いからである。すべての地震が断層で説明されるとなると、変り種を探したくなるのは人間の常であろうが、科学的批判に耐えうる非断層性地震は、残念ながら今のところ知られていない。

2. 地震の断層モデル

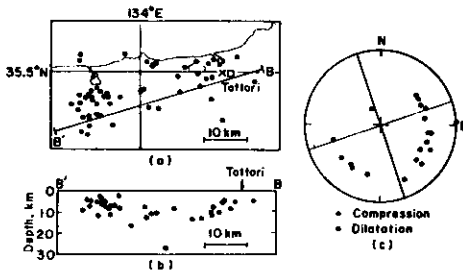
断層及びその運動を量的に表わすパラメータは、第2図に示すように断層面の面積 S 、その向き \vec{n} 、及び断層面をはさんでのくい違い \vec{D} である。 \vec{D} は断層面上では必ずしも一様ではない。 \vec{D} の時間変化は第2図の下に示すように0から始まって、 τ 程度の時間の後に最終値 D_0 になる。 D_0 は地殻変動として観測される量である。ずれの起る平均的な速さ \dot{D}_0 (ずれ速度)は、この図から明らかなように D_0/τ 程度である。その他、破壊が起る最初の点 E 、及び破壊が広がって行く速さ V を加える必要がある。以上のように規定すると地震の断層運動は S 、 \vec{n} 、 \vec{D} (D_0 、 \dot{D}_0 、向き) E 、 V を決めることによって表わされることになる。



第2図 断層パラメータ。

3. 1943年鳥取地震の例*

この節では、どのようにして地震計の記録から断層運動を知るかを鳥取地震を例にとって述べる。この地震の最初の破壊は第3図(a)の×印のところから起った。ここから放出されるP波は各地の地震計に明瞭に記録された。静止している地面を急に動かす波であるから、記録の上で判読しやすい。このP波到達時間を多くの観測点で求め、それに基き推定した波源が×印の位置である。この点は普通、震央と呼ばれている。地震の位置を震央で代表させることがあるが、最初に破壊が起った点という以上の意味はない。一般に震央の破壊は直ちに周囲に伝播し、断層面を形成していく。ガラスの割れ目が伸びていくようなものと思えば良い。

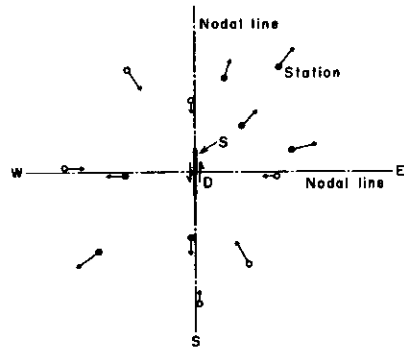


第3図 (a)鳥取地震(1943)の余震分布。×印 本震。
(b)余震の垂直分布。(c)P波初動の押し引き分布をEqual area(下半球)に投影したもの。すべて(1)による。

断層面の大きさ S と向き \vec{n} を知るには、断層面のそれぞれの部分から放出する波を、地震計の記録から読み取れば一義的に決まる。震央を決めたと同様な直接的な手法である。もっとも、実際には波が次から次へと重なって押し寄せて来るため、どこから来た波か分離することは大変困難である**。そこで、一般的に使われるのが、P波初動の向きと余震分布である。

P波初動は、断層面の向き \vec{n} を教えてくれる。例えば、断層面が鉛直で、くい違いが水

平に起った場合は、P波初動の向き(観測点における“押し”・“引き”)は簡単な象元型になる。即ち、断層の走向が南北で、くい違いが左ずれであれば、第4図のように震央から見て北東及び南西の象元にあるP波初動は“押し”であり、北東及び南東では“引き”になる。もっとも、図の断層に直交する東西の走向を持つ右ずれ断層の場合も、同じ初動分布を示す。従って、P波初動分布からだけでは、断層の取る方向は二つの可能性を持つ



第4図 平面上で見たP波初動の向き。

ことになる。第3図(c)は、初動分布が $N 80^\circ E$ 方向の右ずれ断層か或は $N 10^\circ W$ 方向の左ずれ断層かを示しているが、いずれとは区別はつかない。どちらを断層面と決めるかは、いろいろ方法があるが、余震分布を使うことが多い。

余震とは、主断層の割れ残し部分が時間的に遅れて破壊する現象、又は主断層の生成による応力場の乱れを再調整するところの破壊現象であると考えれば、余震は断層付近に集中するはずである。第3図(a)を見ると余震は東西の方向に並んでいる。このことから $N 80^\circ E$ の走向の方が断層として適切といえる。これは同時に鳥取地震の断層は右横ずれ断層であることを意味する。ただちょっと問題なのはこの地震の断層面の傾斜は 90° であるから、余震は線状に並ぶはずであるが、図ではそうはなっていない。これは、余震に関する前述

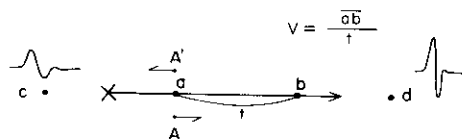
* 詳しくはKanamori (1)参照。

** まれに破壊の様子を追跡できることもある。深い地震に多い、例えば(2)。又、かなり詳しく追跡できたところもある(3)が、疑問である。

のモデルがまちがっているためではなく、当時の観測精度が、今日程よくなかったため本当の位置から多少ずれたためである。実際、余震が断層面付近に集中することは、最近のすぐれた観測により立派に証明されている。(e. g. (4))。

断層面の面積 S も余震の空間的広がりから決められることが多い。鳥取地震の場合、第3図(a)、(b)から長さ33km、幅(深さ方向の)18kmと求められている。つまり破壊は第3図(a)の x 印から B 、 B' まで進んで止ったことになる。ここで S 、 n_0 、及び D_0 の向きが求まった。

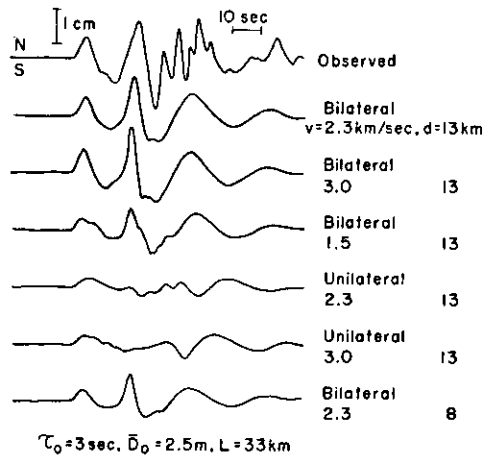
残ったパラメータは、 V (破壊速度)、 \dot{D}_0 (ずれ速度)、 D_0 (ずれの量) である。破壊速度とずれ速度の意味を第5図に模式的に示してある。破壊が図のように左から右へ進み、点 a に到着すると、断層の両側の点 A 、 A' は相対的に変位しはじめる。この変位速度をずれ速度という(普通はこの値の $\frac{1}{2}$)。一方、破壊速度とは、説明する迄もなく、破壊の先端が進む速度である。一般に後者は前者の 10^4 倍程度である。鳥取地震の場合、ず



第5図 破壊伝播の模式図。

れ速度は 42 cm/sec 、破壊速度は 2.3 km/sec と求められた。勿論、これらは直接割れ目のずれの様子を観測して得た結果ではない。地震計が描いた記録に基き推定したものである。簡単な推定方法の例を示してみる。例えば、第5図の c と d に地震計を置いて地震の記録を取ったとする。この場合、 c と d では明らかに波形に違いが生ずる。 d の方が c よりも振幅が大きくなり、かつ周期が全体的に短くなる。Kanamori (1) は断層から 147 km 離れた京大阿武山地震観測所の長周期地震計の記録に合うように、理論的に上述のパラメータを決めた。いくつかのモデルについて計算した

が、ピッタリ合うものはこのパラメータを与えた場合だけであった(第6図参照)。ここで

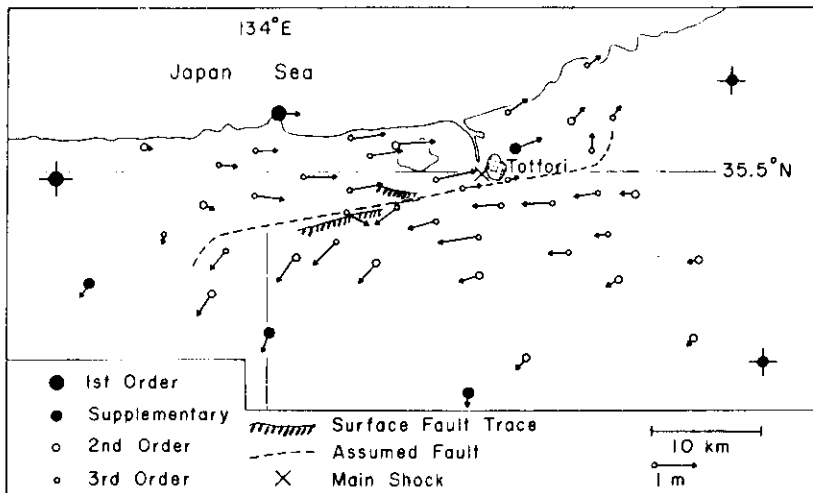


第6図 鳥取地震(1943)の阿武山地震観測所の地震記象(最上段)と理論記象(1)。

Bi lateral……破壊が両側に広がるもの。
Uni lateral……破壊が一方向に進むもの。

D_0 も同時に 2 m と求められている。ずれは 3 sec 程度の際に 2 m 動き止ったことになる。こうしてみると、ずれ速度はそれ程大きいものでなく、地震の際相手側のブロックを見ていればかなりゆっくり動くように見えるはずである。

地震が起った後に残る顕著なものは地殻変動である。鳥取地震の際には、第7図のような地殻変動(水平変動)が生じた。これは、測量によって求められた。先に得たパラメータ(この場合、動的パラメータ \dot{D}_0 、 V は無関係)から理論的地殻変動を求めると、第7図とピッタリ一致することがわかる。つまり、独立なデータから S 、 \vec{n} 、 D_0 の値の妥当性が裏付けられたといえる。この地震の際、地表で断層が発見されている(第7図参照)(6)。踏査結果によると、断層は東西方向の走向を持つ右横ずれ断層であることが示された。すべて見事に一致している。同じ断層運動を見ているのだから、合うのは当然といえはいるが、ここまで到達するには多くの人の努力があったのである。



第7図 鳥取地震に伴う水平変動(国土地理院による)。地表の断層は(6)による。

4. いろいろな地震

前節では極めて“正常”な地震について話したが、ここでは地震には様々な種類があることを示す。勿論、地震が断層であることには変りない。

第2図のように表わされる地球内部の現象を、我々は“地震”と定義した。それでは、もしちが5分とか10分とかいう地震があれば、それも地震と呼ぶのだろうか。こんな地震が起きて、人間には震動はほとんど感じられない。しかし、特殊な地震ではあるが、先の定義から外れている訳ではないので、地震と呼べぬ理由はなさそうである。こんな地震でも、超長周期の波は出しているはずで、人間の周期特性に合わせて勝手に、地震と非地震とを区別はできない。可視光線以外でも光は光であるのと同じであろう。

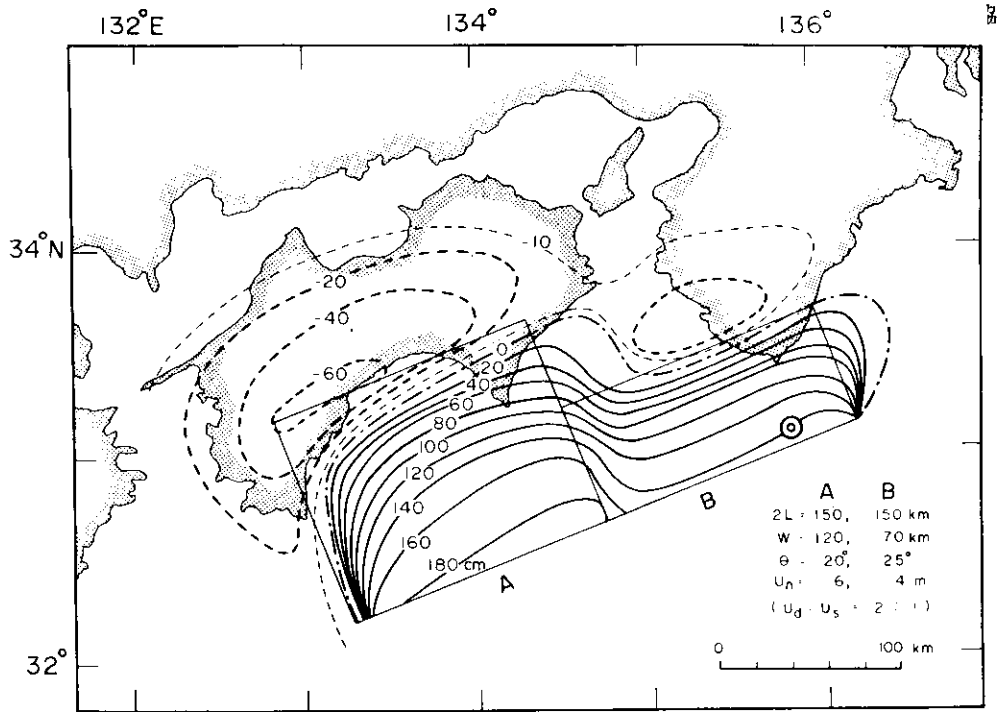
それでは、そんな奇妙な地震が存在するのかという疑問が起るが、答は「存在する」である。ここで τ_0 が大きくなる場合(Ⅰ)が小さくなる場合)の地震現象への影響について述べておく。簡単に云えば、周期の短いもの程、 τ_0 の変化を受け易い。そして、 τ_0 が大

きくなるにつれ、地震動→津波→地殻変動の順で励起されにくくなる。もっとも、地殻変動は断層運動が、前後の測定間隔内に完了していれば、どう動こうと影響を受けない値である。

D. の小さな典型的な地震として、1896年三陸地震(昭和の三陸地震ではない)について紹介する*。この地震は、三陸海岸より100 Km程の海で起ったものであった。三陸海岸での震度(短周期地震動を表わす)はⅠかⅡで、電灯がかすかにゆれる程度であった。住民は、震動が小さくすぐ止んでしまったので、じきに寝てしまったらしい。ところが、地動が終って20分位して黒い壁のような津波が三陸海岸一帯を襲い、3万人近い人を溺死させた。最大波高は30mにも達したらしい。この津波のうち太平洋に向かったものは、速くハワイの海岸迄打ち寄せ、波高は2~9mにまで達したとの報告がある。

津波は、海底の垂直地殻変動によって引き起される。断層面がゆっくりずれれば、それに伴う地殻変動もゆっくり起こり、津波もゆっくり励起される。しかし、100~200 Kmに

* 詳しくはKanamori (6) を参照



第8図 南海道地震(1946)の断層モデル。長方形は地表へ投影した断層面。コンターは理論的に得られた垂直変動量を示す。

も及ぶ海底変動によって起る津波にとって、 τ_0 が3秒であろうと800秒であろうと励起の程度に差はない。しかし、地震度にとって、この違いは波が出るか出ないかの大きな違いである。Kanamori (6)は種々データを使って三陸地震(1896)の変動継続時間は100秒台のものであろうと推定している。地震動が小さかったのがうなずける。地震当時でも三陸沿岸の住民は「地震→津波」のいい伝えは知っていただろうに、この警戒心を失くさせた \hat{D} 。も罪なものである。現在この種の地震には、津波地震と名前が付けられている。

津波地震と思われる地震が、今迄にいくつか見つかっている*。1946年南海道地震もその一種である(7)。この地震は断層面全体にわたって「ゆっくり」ずれたものではなく、部分的には普通の地震と同じような挙動を示した。津波、地震動、地殻変動のデータを解析

した結果、断層は、北西へ20°傾いた逆断層で、そのずれの性質から二つの異なった性質を持つ断層面を持つことが分かった。第8図の四角形が断層面の大略の位置である。東側が普通の地震、西側が「ゆっくり」した地震が起った位置と考えられる。破壊は第7図の◎印(震源)から始まり西方に向かって進んだ。B面からは、地震動も津波も十分に放出した。しかし破壊がAの面に入ると、断層運動はかなり「ゆっくり」したずれになり、地震動も津波も十分に放出しなくなった。このB面のずれ速度がもう少し大きければ、四国地方の津波被害はもっと大きくなっただろう。更に速度が増せば、津波と地震動による被害は甚大なものになっていたかもしれない。

以上のように、地震の様子が \hat{D} 。の大きさで変わることが分かった。ただ、何が \hat{D} 。をこのように異常に変化させるのか、我々は明

* e. g. 1946 Aleutian (6), 1940 Shakoton (8)

確には答えられない。ただ今その解答を得ようと奮闘中である。いつか断層生成のメカニズムをより統括的に説明するモデルが提出されることを信じている。それには以上のような一つ一つの地震の解明も重要であろう。

この原稿のかなりの部分が金森博雄教授の紹介であった。これは内容が偏っているのでなく、金森教授が一人で断層運動の秀れた研究をし過ぎたためと筆者は思っている。地震研究所は大変惜しい人をアメリカへ追い出してしまった。

〔参考文献〕

- (1) Kanamori, H., 1972. Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. The Tottori earthquake of 1943. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5 : 426 - 434.
- (2) Fukao, Y., 1972. Source process of a large deep-focus earthquakes and its tectonic implications - The Western Brazil earthquake of 1963. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5 : 61 - 76.
- (3) Wyss, M. and J. Brune, 1967. The Alaskan earthquake of 28 March 1964: A complex multiple rupture. *Bull. Sei. Soc. Am.*, 57 : 1017 - 1024.
- (4) 渡辺晃、黒磯章夫、1970. 岐阜県中部地震—1969年9月9日—の余震について。震研彙報、48 : 1195 - 1208。
- (5) 津屋弘達、1944. 鹿野・吉岡断層とその付近の地質—昭和18年9月10日鳥取地震に関する地質学的観察。震研彙報、22 : 1 - 32.
- (6) Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 6 : 346 - 359.
- (7) Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. to be submitted to *Tectonophysics*.
- (8) Fukao, Y. and M. Furumoto, Mechanism of large earthquakes along the eastern margin of the Japan Sea. to be submitted to *Tectonophysics*.

断層発達と地かくの変形

地質調査所 小玉喜三郎・垣見 俊弘

I はじめに

断層は地かくの変形に伴って地層中に生じる造構応力場に規制され発達する。したがって、一群の断層系が示す転位の規則性は、このような地かく変形と何らかの対応関係をもっていると考えられる。先にのべた「断層転位の規模別分布式」に含まれる性質も、この地かく変形との関連性に本質があるのではあるまいか。この式は「石木・飯田公式」と類似の関係にあるが、小論では石木・飯田式の物理的意味について考察した南雲（1969）の理論を紹介し、これを断層と変形の関係にも適用してみた。

II 「変形～破壊の関係式」

南雲は、地震現象が地かく変動を伴う長い年月にわたる動力学的現象であり、したがって力学現象である変形と破壊現象としての地震の発生を結びつける関係として「変形～破壊の関係式」が成り立つことを提唱した。すなわち、微小地震の数と大きさと、地かくの塑性変形との関係を、次の3つの仮定を前提にして求めた。

第1は、地震を生ずる破壊の数は地かくの塑性変形の曲率に比例するというもので、曲率の大きい鋭い変形部では微小な破壊が多数発生するが、曲率の小さいゆるやかな変形部ではその数が少ないと考える。第2の仮定は地震の大きさに関するもので、長い波長成分の変形に対する地震の数と、大きな振幅（ a ）のもつ地震の数は対応するというものである。そして、変形は各波長の変形成分の重畳であるから、それぞれの変形成分の強さ、すなわち変形スペクトルに応じて破壊の規模別スペクトルが決まる。すなわちどのような大きさの破壊が含まれるかが決まる。これが第3の仮定で、破壊の規模別頻度は、第1の仮定で

求めた x の関数としての地震数のフーリエスペクトルと、測定域の面積に比例するというものである。

以上の3つの前提から、地震の規模別度数は、塑性変形の曲率のスペクトル成分と震源域の面積に比例することが示される。そして振幅が（ $a, a + da$ ）の地震の数 $n(a) da$ の関数形式は変形のフーリエ積分で示される関数形式に支配される。

上の関係は $n(a) da$ と波長との関数関係であるので、さらに波長と a との関係をきめることにより、上式を $n(a) da$ と a との関数形式に導くことができる。たとえば、振幅 a が変形波長の2乗に比例するとすれば、この関係を上式に代入することによって、結局、地震の規模別頻度分布 $n(a) da$ が変形の波数スペクトルと a のべき関数であらわされることが示される。

III 断層の問題への適用

以上は、南雲が地震について求めたものだが、この地震を地かくの破壊、すなわち断層とし、地震の規模を断層の規模（たとえば落差 T ）で置きかえても、上記の地かくの塑性変形と破壊の関係はそのままなり立つと考えられる。この場合、断層の規模別度数 $n(T) dT$ は上と同様に、地かくの変形の波数スペクトルと T のべき関数で示されると予想される。このように $n(T) dT$ の T_n についての関数形式は、変形の波数スペクトルの関数形式に規制されている。

ところで先に筆者ら（垣見・小玉、1974）は、断層の規模別頻度分布が第1次近似として T のべき関数で表現されることを示したが、そうなるためには、上述の変形の波数スペクトルが落差 T のつまり波数 k の関数であることが必要である。結局、 $n(T) dT$ が T のべき

関数で示されるということは、断層をもたらした地かく変形の変形スペクトルが波長のべき関数で表現されていることに由来し、前者と後者の指数とは一定の対応関係があること

が見出される。小玉（1974）は、このような関係に注目し、南関東において、断層の規模別頻度分布を示す指数の地域差を地かく変形の鋭さの地域差と関連させて検討した。

傾向面分析法による九十九里の地盤沈下解析

芝浦工業大学 本多 進・大内 重通
地質調査所 鈴木 尉元・小玉喜三郎

I はじめに

九十九里浜はガス井戸による地下水くみ上げから、毎年地盤沈下がはげしくなっている。この地盤沈下の実体を把握するための努力がなされており、毎年この地域一帯の水準測量がなされている。そこでこの水準測量のデータをもとに、最小自乗法による近似曲面を導き出す傾向面法を利用して、客観的に地盤沈下の動向を描き出した。

この傾向面法の長所は解析地域の全体的な傾向と任意の測点付近の局所的な特長を知ることができることにある。

II 解析方法

- ① 多項式は $Z_N = \sum_{j,k=0}^N C_j X^j Y^k$ $i=0, 1, 2, \dots, N$ で示される。たとえば
1次式； $Z_1 = C_0 + C_1 X + C_2 Y$
2次式； $Z_2 = C_0 + C_1 X + C_2 Y + C_3 X^2 + C_4 XY + C_5 Y^2$ となる。高次になるほど曲面は実面と近似する。今回は6次多項式まで求めた。
- ② 最小自乗法により測定データと方程式値の差が最小になるように係数 (C_i) を算定する。
- ③ 測定データ Z_i と多項式値 Z'_i との残差を算出する。
- ④ 多項式による曲面をコンタ表示する。

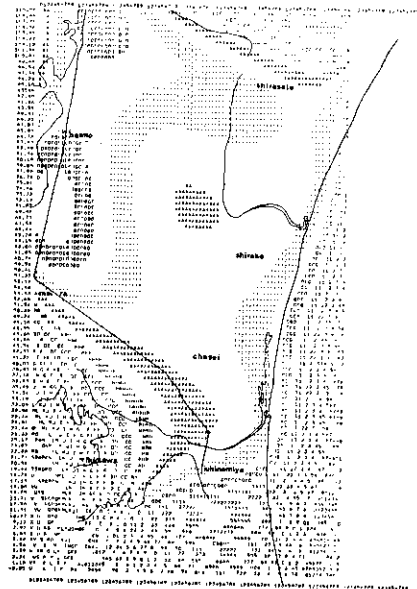
III データ

地域は九十九里浜の南北19km、東西11kmを

とった。年によって水準点数の多少の変化はあるが約120点における①42~43年、②43~44年、③44~45年、および④42~45年の水準変動値（千葉県公害研究所による）を用いた。

IV 結果及び検討

九十九里地域は深層地盤沈下のため表面に複雑な凹凸が少なく5次・6次の近似曲面が実面にかなり適合したように思われる（図）。図から全体的な傾向として白里・長生町に2



46~47年の沈下の第6次近似面コンター

つの沈下盆が形成されている。累計の図をみると沈下盆が徐々に北東方向に拡大していくことがわかった。

残差から長成村付近2カ所で局部的な沈下が生じ、それを中心に大きな沈下盆が形成さ

れていることがわかった。

傾向面法は多項式で表わされているため沈下体積を求めることが容易で、その変遷を比較することもできた。

四国中央部における緑色岩の化学的特性からみた古生代のプレートテクトニクスの有無について

金属鉱業事業団 沢田賢治

日本列島のネオテクトニクスには海溝—島弧—深発地震帯の帯状配列とマグマの系統的なソレライト—高アルミナ玄武岩—アルカリ玄武岩の空間分布が確認されておりプレートテクトニクスと結びつけることによりうまく説明している。それでは3~2億年前における古生代地向斜における海底火成活動時においてプレートテクトニクスは存在しえたであろうか? 言いかえれば規則的な岩石区が存在しえたのであろうか? 地向斜時における火成活動による産物は後からの変成作用を受け多かれ少なかれ再結晶をし緑色を呈する。そのため原岩の性状および化学的性質の解明が著しく遅れていた。最近海洋性玄武岩の地球化学的研究がなされ海洋性と大陸性玄武岩の差異が明確になった(A. E. J. Engel et al., 1965; Chayes, 1965)。従ってもし変成作用における物質移動がほとんど無視できうる程度ならば化学的性質から上述の問題にメスを入れることができるはずである。

筆者はそのため四国中央部の三波川帯・秩父帯の分布する地域を選び緑色岩の層序・構造・変成岩的位置づけを基礎として緑色岩を原火成岩的立場から研究するため変成度を異にし、かつ、母集団を代表しえるような変はんれい質岩体を秩父帯北帯の白木谷層・三波川帯の三繩層主部および上部から選びおのおの約20個づつ分析し統計的処理を行ない組成

の差異について検討した。

カイ2乗検定・F検定・t検定によると三岩体においてMgO, Na₂O等に有意の差が認められた。秩父帯北帯の大渡岩体、三波川帯

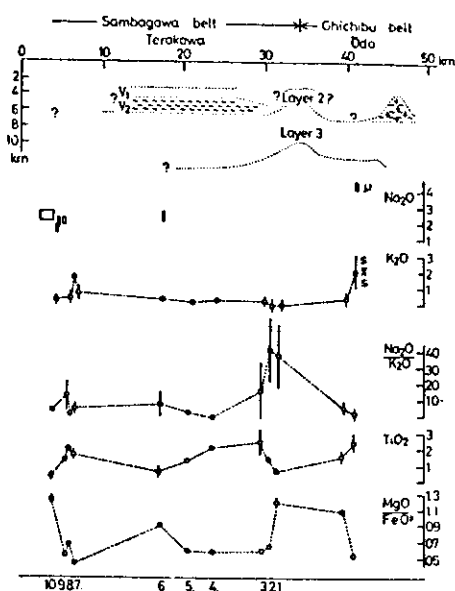


Fig. Geochemical variation in space and assumed crustal conditions of central Shikoku in Permian ages.

V₁ layer: Sambagawa metamorphic rocks (older than upper Carboniferous), V₂ layer: Continental basement(?), Layers 2 and 3: Standard structure of the oceanic crust deduced from seismic refraction measurement.

の東平岩体中には顕著な分化がみられMgO-FeO-(Na₂O+K₂O)図、S. I.値に対する酸化物の変化図およびPearce(1968, 1970)による変化図には規則性がみられる。また統計的にもアルカリ角閃石が出現する変成度においてソーダがとくに多いという結果は得られなかった。この事実は変成作用の過程で顕著な物質移動がなかったことを示す。

秩父帯北帯における層序・時代はフズリナ化石により確立し、三波川帯は秩父帯北帯との岩相対比により推定した。層序に伴う各化学成分・各Index等の変化をプロットしてみたが秩父帯北帯において規則正しい変化をするがアルカリ岩系の領域を出るものではない。一方三波川帯には時間に伴う規則的な変化は見出されずソレライト～高アルミナ岩系に属する。従って四国中央部において認められた化学組成の差は空間的な差異に起因しているとみなされる。この結論は二疊紀中期における火成活動の産物である三波川・秩父帯の緑色岩の間におけるマグマの分化および岩系の違い、緑色岩の産状の違い(三波川帯には塩基性凝灰岩が秩父帯には塩基性溶岩が多い)、残留鉱物組み合わせの差異(三波川帯では普

通角閃石・輝石が存在するが秩父帯では普通角閃石は見出されない)からも支持される。

四国中央部における緑色岩の化学分析の結果によるとみかぶ緑色岩類のみは特異であり海洋性玄武岩にきわめて類似する。一方三波川帯および秩父帯の緑色岩にはそれほど海洋性玄武岩の化学的特性を示さないし、みかぶ緑色岩を境にして産状・化学的特性において非対称を示す。みかぶ緑色岩を除くと三波川帯から秩父帯にむかってソレライト質岩からアルカリ岩への空間的な変化が認められる。これをプレートテクトニクスで考慮すれば現在の大陸から太平洋へのプレートが想定出来る。しかし広く日本列島の基盤問題を考慮すると古生代地向斜時における火成活動の場はネオテクトニクスにみられるような大陸性地殻と海洋性地殻との境界における現象ではなく薄い大陸性基盤の存在する縁海におけるものだと考えた方が合理的である。また化学的特性からして大陸性基盤の厚さもかなり不均一であったと思われる。従って三波川・秩父帯の非対称性の要因は本源マグマの規則的な空間的表現ではなく地殻の不均質性を物語っていると思われる。

投 稿 要 領

- (1) 指定された行数を守ってください。1行でも多いと困りますし、あまり少なくて余白ができて困ります。刷り上がり1ページは、標題・氏名を除いて図なしで本文20字詰74行2ページで156行(以下1ページ増すごとに82行増)です。図が入る場合は、その分だけ本文を減らしてください。縦5cmの図で11~12行つぶれます。縮尺を考慮して、ご自分で計算してください。
- (2) 原稿は楷書で(英語は活字体で)きれいに書いてください。欄外追加や削除は割りつけが大変ですので、なるべくご遠慮ください。
- (3) 当用漢字・新かなづかいをお願いします。もちろん、誤字脱字は困ります。脱字はタイプの場合、活版のように順送りできず、打ち直さなければならないので特にご注意ください。
- (4) 数字は1マス1字、英語は3マス4字の見当です。ただし、mm cm Km °C %などは1字分です。
- (5) 図表は製図用黒インクできれいに書いてください。ゼロックスはなるべくさけてください。写真はコントラストの強いものが良く出ます。
- (6) 図表類は、縮尺を○○cm×○○cmと指定し、原稿に入れる場所を明示してください。キャプションは、写植で入れますので、別紙か、欄外の図から離れたところに書いてください。

新潟県北部橿形山脈およびその周辺の構造地質学的研究

新潟大学 高橋 明

新潟油田地域には、互いに並走する数本の背斜群が発達しており、現在、これらのしゅう曲の形成機構については、いくつかの考えが出されている。一つは水平方向からの圧縮による縦曲げしゅう曲、他は垂直方向の圧縮による横曲げしゅう曲、塑性しゅう曲によるものの3つの説がある。

一般に、新潟油田地域には背斜が向斜に比べて卓越的に発達しており、岩相が主に泥質なものが多いことから、軸長30kmを有する、いわゆる第1級の背斜(鈴木・他, 1971)は横曲げしゅう曲によって形成されたと考えられている。このような考えから、横曲げしゅう曲の直接の原因と思われる基盤岩の露出している地域を調査することは、しゅう曲の形成機構を論ずるには不可欠である。

これより、筆者は新潟県北部橿形山脈および周辺の地域を選び、研究を行った。

橿形山脈の中軸には、花崗閃緑岩が露出しており、これを不整合、あるいは断層で礫岩砂岩を主とする釜杭層(中新世中部)が覆い、さらに硬質頁岩を主とする下関層、黒色泥岩からなる内須川層が整合に重なり、その上を不整合に砂質泥岩の畝江層、砂岩、礫岩、シルト岩から構成されている若山層(第四紀)が覆っている。これらの新第三系は、北北東—南南西方向にのびる橿形山脈をさかいとして、西側では西傾斜、東側では東傾斜を示しており、岩相も類似していることから、かつてここに軸長20数kmにも及ぶ背斜が存在していたことは事実である。

花崗岩体ならびに新第三系には、多くの断裂系が発達しているが、これらは造構応力により形成されたと考えられるものが多いことから、本地域の構造発達史を描くうえで、重要な手がかりとなった。

花崗岩体中に発達する断裂系より、花崗岩

体の運動像を描くと、古第三紀に進入した後、釜杭層堆積以前に一旦露出し、釜杭層の堆積とともに沈降し、その後ふたたび上昇して現在に至ったことは明らかである。さらに花崗岩体が発達する断裂系についてみると、均質な岩体形成される節理系の形成機構に関するPRICE(1959)の理論を適用すると、互いに直交する垂直な節理が形成されるはずであるが、本地域ではある傾向を持って発達しており、さらに一様に傾いている(第1図)ことから、花崗岩体は2度目の上昇の際に、回転を伴う、傾動運動を起したと考えられる。

新第三系中に発達する断裂系からは次の事が考察される。すなわち、橿形山脈を軸にその東西で異なる断裂系が発達しており、西側では、主に引張性の断裂系で、橿形山脈に平行なものが多い。東側では、逆断層系と正断層系が発達しており、逆断層系の中の共役な



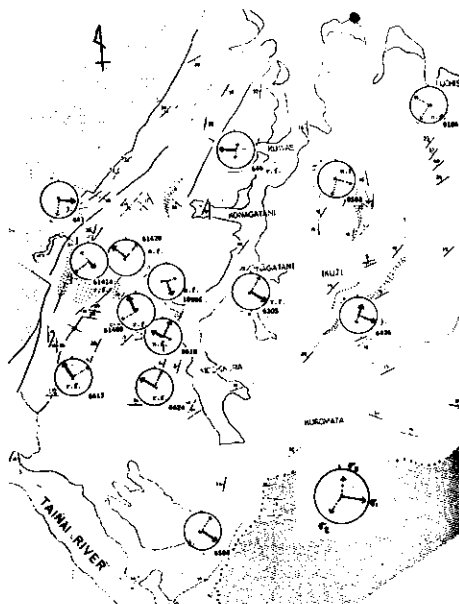
第1図 断裂系統図

断層から求められた主応力軸の方位は各地域で一致しており、最大圧縮性主応力軸の方位は、楕形山脈に直交する方向、中間主応力軸の方位は、楕形山脈に平行な方向を向いており、最大圧縮性主応力軸は層理面に対して平行なものが多い(第2図)。これらの逆断層系は面の性質が一致して、ゆ着あるいは粘土を伴っていることから、同一の応力場で形成されたと考えることができる。すなわち、逆断層系形成時には、楕形山脈に直交する方向に圧縮されていたことが考えられる。さらに、正断層系は逆断層系形成後の応力の開放により形成されたと考えられる。このようにして楕形山脈を境にして、その両側で異なる応力場にあったことを説明するには、花崗岩体のただ単なる垂直方向の差別的な昇降運動だけでは説明されない。すなわち、西側が東側に比較して隆起量の大きい、回転を伴った花崗岩体の傾動運動を考えるのが妥当である。さらに本地域の主要な構造を見ると、楕形山脈東側の花崗岩体の前面にある短軸、小波長の小しゅう曲、西側の急斜帯や異常走向帯など(第3図)は、花崗岩体の挙動によるものと解釈される。

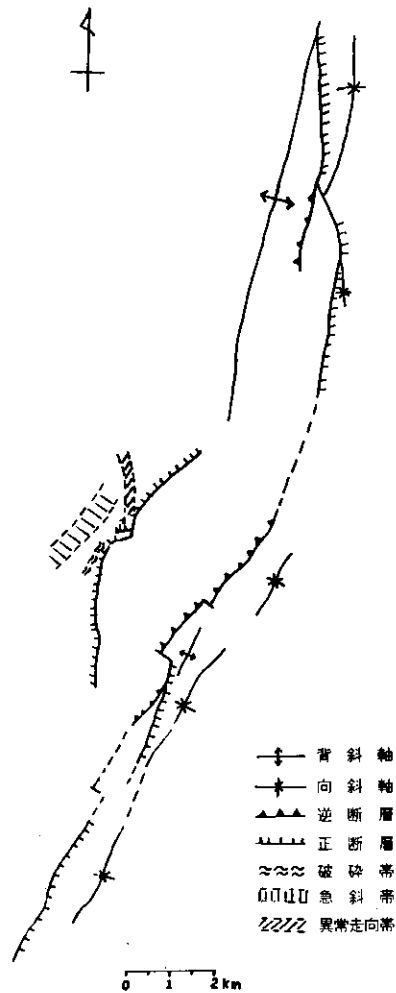
のと解釈される。

以上のことから野外での観察より帰納されるしゅう曲の形成機構がもとめられた。

又、本地域を荒川以北、荒川～胎内川間の地域、胎内川以南の3つの地域に構造区分でき、3地域での花崗岩体の動きをよみとることができる。荒川以北では、新第三系のしゅう曲があまり発達しておらず、両翼ともゆるい形態を示すことから、花崗岩体の隆起量は少なく、荒川～胎内川間の地域では、傾動量をもっとも大きく、胎内川以南では、傾動量はわずかであるが、隆起量は、もっとも大きい運動をしたと考えられる。



第2図 応力分布図



第3図 構造図

ひずみ解析とその構造地質学的意義

広島大学附属福山高校 池田幸夫

1. 岩石のひずみ解析法

筆者は楕円状粒子集合体の変形数値実験を行い、楕円状粒子を用いた岩石のひずみ解析法を確立した。本稿では、この実験によって確立したいくつかの解析法のうち、特に Vector method について述べることにする。

この実験で用いたモデルは次の重要な四つの仮定のもとに組み立てられている。

- ①系は有限個の楕円状粒子と基質から構成されている。
- ②粒子と基質の間には硬さの差がない。
- ③粒子の配列は初期にランダムである。
- ④粒子の軸比分布は unimodal である。

このうち、③と④の条件は乱数発生法を用いて指定したパラメータに従って計算機内で、自動的に決定した。この方法をとると、多様な初期条件を、パラメータを変えるだけで処理することが可能である。粒子の変形は、Ramsay (1967) や Dunnet (1969) の理論を用いて計算した。

系を構成している個々の粒子の長軸の方位や形態は変形の進行とともに刻々変化してゆく。このような系の状態変化と、系の受けた変形の程度の間には一定の関係があって、もし、私達がこの関係を解明できるならば、系の状態を知ることによって、逆に系の受けた変形の程度を決定することができるであろう (Ikeda (準備中)、池田 (準備中))。

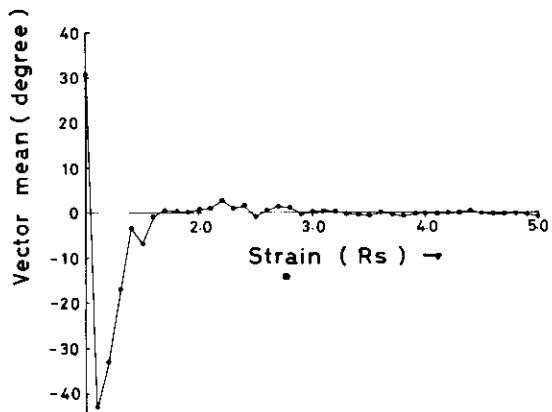
粒子の長軸の配列状態は、Curry (1956) の方法 (Vector method) を用いて数量的に表現できる。Vector method では、系の状態は粒子の長軸の平均的な方位 (Vector mean, $\bar{\phi}$) とその方向への集中の度合 (Vector magnitude, L) という二つのパラメータで規定される。 $\bar{\phi}$ 及び L は次式により与えられる。ここに、 ϕ は粒子の長軸の方位、 n はその方位に属する粒子の数である。

$$\bar{\phi} = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\sum n \sin 2\phi}{\sum n \cos 2\phi}$$

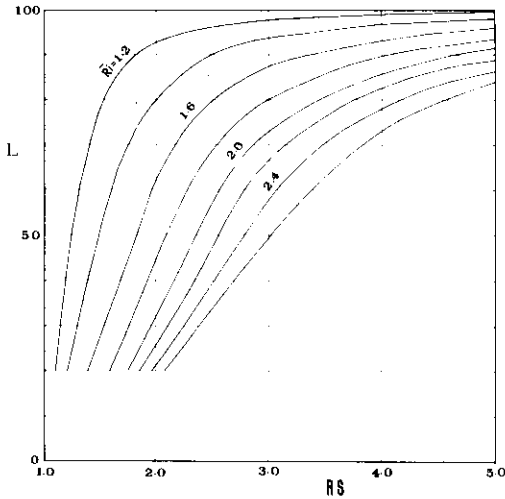
$$L = \frac{100}{\sum n} \times \sqrt{(\sum n \sin 2\phi)^2 + (\sum n \cos 2\phi)^2}$$

第1図は、変形にともなう Vector mean の変化を示したものである。 $\bar{\phi}$ の値は、系がある程度以上のひずみを受けると、急速に0に収束してゆく。この実験では、ひずみの主軸 X を座標軸にとっているので、 $\phi = 0$ は粒子の平均的な方位が、系の受けたひずみの主軸 X に完全に一致することを意味している。従って、私達はある岩石についてその Vector mean を計算することによって、その岩石の受けたひずみの主軸の方向を決定できる。

第2図は、平均初期軸比の異なるいくつかの系の Vector magnitude 増大曲線である。図から明らかなように、 L は系の変形の進行とともに増大し、限りなく 100% に接近してゆくが、その傾向は初期に円に近い粒子の集合した系ほど大きい。従って、私達はある粒子についてその平均初期軸比 \bar{R}_i が推定できるならば、 L の値からその岩石の受けたひずみ



第1図 変形の進行にともなう vector mean の変化。ひずみ量はひずみ楕円の軸比 R_s で示す。



第2図 vector magnitude増大曲線。L, R_s , \bar{R}_i はそれぞれvector magnitude, ひずみ量, 系の平均初期軸比である。

量を決定できる。

2 大歩危礫岩片岩のひずみ解析

一般に礫岩の変形は、粒子と基質の間に硬さの差を示す変数が関与するためにやや複雑になる。礫岩の変形に関するGay (1968)の理論を詳しく検討してみると、礫の長軸の変化について次のような性質が明らかになる。まず、粒子と基質の間の粘性比が1の場合は、粒子自体が基質とともにひずむことによって長軸はひずみの主軸Xの方向に変化してゆく。粘性比が無限に大きい場合には、粒子の回転だけによって、長軸はやはりひずみの主軸Xの方向に変化してゆく。また、粘性比がその中間の場合には二つのメカニズムの和として変化してゆくが、一般に粘性比 > 3 の場合には粘性比が大きくなるほど長軸のひずみの主軸Xへの収束は起りにくくなる。粘性比 ≤ 3 の場合には近似的に粘性比=1の場合に等しいとみなすことができる。礫岩の変形につい

ては現在研究中であるので、別途報告の予定であるが、一般的に粒子の平均初期軸比が等しいならば、粘性比が大きい程Vector magnitudeは増大しにくくなるようである。

原他(1973)は三波川帯大歩危に発達している礫岩について、片理面に垂直な面における平均Vector magnitudeを91%と計算している。同時に、この礫岩の変形がflattening typeであることから、その平均初期軸比を $\bar{R}_i = 1.5$ と計算している。この二つの値を用いると第2図から $R_s = 3.2$ というひずみ値が得られる。礫岩については、その粘性比が確立しないかぎり正確なひずみ量を決定することはできないけれども、一般に粘性比が大きくなる程Vector magnitudeは増大しにくいことからすれば、 $R_s = 3.2$ という値は大歩危礫岩の受けた真のひずみ量よりもやや小さめの値であろう。この礫岩の粒子配列に関する

Vector meanの方向は、ほぼ層面片理面に一致している事実から、結論として、大歩危礫岩片岩は層面片理に垂直な方向に $R_s \geq 3.2$ の圧縮ひずみを受けたと言える。言葉を換えて言えば、層面片理形成前(つまり変成作用の最盛期以前)の原岩の層厚は、現在の層厚の $\sqrt{3.2}$ 倍以上あったはずである。三波川結晶片岩類が全体としてどれくらいのひずみを受けているのかは、今後の研究に待たねばならないが、おそらく相当の地層薄化を受けているのは明らかである。この事実は、三波川変成作用の場を考察するとき、すなわちその低温高圧の原因を考察するとき、重要な意味を持つてくるであろう。

〔文献省略〕

側圧下において期待される異質岩体の Shortening

大阪市立大学 横田 修一郎

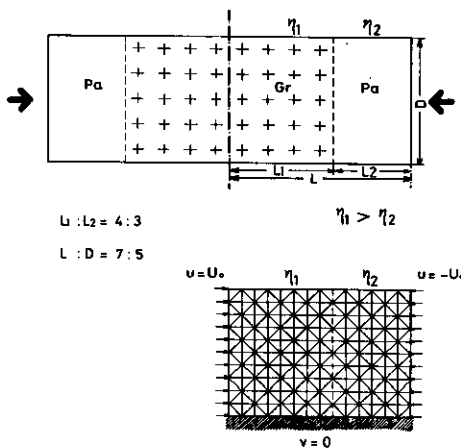
西南日本内帯における第四紀造構運動は主に東西方向の側方圧縮のもとに進行してきたと考えられており、その構造はほぼ南北に軸をもった大規模な波状変形と顕著な横ずれ断層系によって特徴づけられている。(HUZITA et al., 1973)。前者は波長数10km~100kmをもつもので基盤褶曲 (foundation folding) として提唱されたものである (MAKIYAMA, 1956)

座屈褶曲の力学理論では、層状構造のモデルを採用するかぎりこのオーダーの変形としては buckling (buckle shortening) よりむしろ一様な shortening (layer shortening) によるものが支配的であるという結論が出されている (RAMBERG & STEPHANSSON, 1964)。すなわち、このオーダーでは側方圧縮によって波状変形よりも一様な隆起の方が生じやすいということである。

しかし、この結論をただちに本地域の造構運動に適用することはできない。なぜなら岩体の物性 (この場合は粘性) は単に垂直方向

に変化するだけでなく水平方向へも大きく変化すると思われるからである。したがって岩体の粘性が水平方向へ変化する場合、極端な場合として粘性の異なる異質岩体が隣接している場合において、側方圧縮によりどのような表面変形が期待されるか計算してみよう。

モデルの設定は第1図に示されるように2次元 (plane strain) 問題として取り扱い、まわりと粘性の異なる岩体が中央にはさまれているようなものを想定する。境界条件として側方圧縮のみを考え、また底面における垂直速度は0に固定する。さらに初期条件は図のように完全に平坦なものとする。垂直方向へは粘性は不変であるため buckling はおこりえず、したがってその変形過程は layer shortening のみによるものである。もちろん、モデルのオーダーとしては数10kmの広がりをもつ岩体を念頭においている。粘性係数比は1:10とし、また重力は考慮しない。モデルは左右対称であるため計算は右半分のみを対象とし、粘性体に対する有限要素法 (DIE-



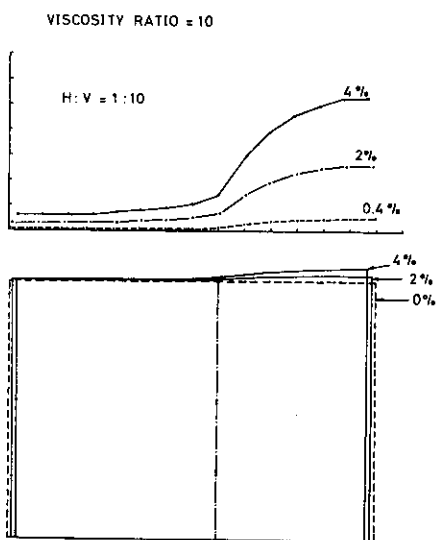
第1図
モデルの設定。 η_1 , η_2 は粘性係数。但し $\eta_1 > \eta_2$ とする。

TERICH & ONAT, 1969) を用いて行なった

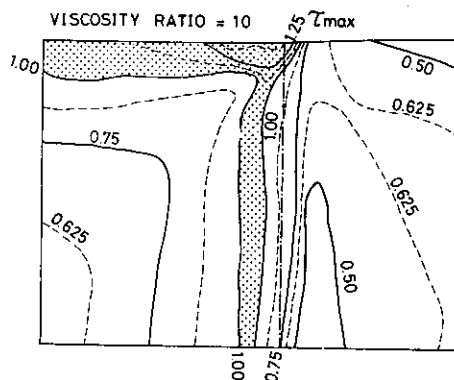
第2図は水平歪が2%及び4%に達した段階における表面変形を表わしたものである。それによると粘性係数 (η_1, η_2) の大小に応じて上昇速度に差異を生じ、表面に起伏が現われる。第3図は変形に伴って生じる最大剪断応力 (τ_{max}) の空間分布を示したものである。異質岩体の境界に沿って大きな値を示す領域が認められる。さらに詳細にみれば極大領域はその境界よりも内側に認められる。このことは、側方圧縮が進行するにつれて τ_{max} の極大域に沿って断層あるいは断層群が形成されてくると考えれば、その断層の位置は岩体境界に沿ってその内側にほぼ垂直なものとなるのが期待される。

これらの計算結果はモデルが非常に単純なものであるため、その解釈も定性的な域を出ないが、この種の機構はいくつかの地域の波状変形に適用できそうである。琵琶湖周辺地域はその一例であろう。

近江盆地を東西に横切る断面をとれば、その両側は丹波帯、美濃帯等の古生層を主体とした高原であるのに対し、中央部の近江盆地は花崗岩を基盤にもつ。現在の地形が第四紀の造構運動の反映であることを考慮すれば、



第2図 水平歪が2%及び4%に達した段階における表面変形(下)及びその拡大図(上)



第3図 変形に伴って生じる最大剪断応力 (τ_{max}) の分布(水平歪が2%の段階)。

数値は τ_{max}/σ^* を示す。但し $\sigma^* = 2\eta_1 \frac{2U_0}{L}$

基盤構成岩体の物性に依存してその上昇運動にも差異を生じたと解釈できるかもしれない。この場合花崗岩の粘性係数は古生層のそれに比較して大きくなければならないがどうであろうか。

いずれにせよ従来“基盤褶曲”と呼ばれてきた波状変形のなかにはこの種の機構によるものが多かれ少なかれ含まれていると思われる。しかし、上記の機構では側方圧縮により上昇速度に差異が認められるものの沈降は全く起こり得ない。したがってこの種の機構だけでは琵琶湖や大阪湾の中央部の沈降は説明されないことを付記しておこう。

— 文 献 —

DIETERICH, J. H. and E. T. ONAT (1969):
J our, Geophys. Res., 74, p. 2081-2088

HUZITA, K., K. KISHIMOTO and
K. SHIONO (1978): Jour. Geosci.
Osaka City Univ., 16, p. 93-124

MAKIYAMA, J. (1956): Mem. Coll. Sci.,
Kyoto Univ., Ser. B, 23, p. 169-177

RAMBERG, H.
and O. STEPHANSSON (1964):
Tectonophysics, 1, p. 101-120

< 研究室めぐり > ⑤

名古屋大学構造地質学研究室

I 特 徴

地球科学教室の中にあつて、研究室スタッフの年齢は一番若い。それだけに未熟な部分もあるが、自由で活発な雰囲気がある。研究室として、週一回、研究会 (TEGED, Tectonic Geological Discussion) が行なわれ 377 回を数える。

II スタッフとテーマなど

水谷伸治郎 (助教授)

中部地方における古生層とくに砂岩、チャート、ジャールスタインの研究、Mathematical Geology, 反応速度論などで堆積岩の風化、続成作用を研究。モノと構造 (パターン) とを常に考えながら、新しい技術も積極的に取り入れている。

矢入憲二 (助手)

エシェロン断層系の構造地質学的研究、光弾性実験法の構造地質学への応用。

宇井啓高 (助手)

断層の研究、岩石破壊試験や野外調査を行なう。

石川輝海 (教務員)

変成岩の構造地質学的研究、現在は南極リュツホルム湾の地質構造をまとめている。

足立守 (博士 3 年)

中部地方の古生層および基盤問題
金折裕司 (修士 2 年)

エシェロンフラクチャーの研究
近藤直門 (修士 2 年)

愛知県犬山市周辺の古生界の研究
阿部宏 (学部 4 年)

鈴鹿山脈の古生界
楠田末治 (学部 4 年)

岐阜県関ヶ原付近のネオテクトニクス
津田延裕 (学部 4 年)

白亜紀の Compression tectonics, 鈴鹿山系中部の古生層中の岩脈を対象とする。

III 主な設備

1. 岩石粉碎室

教室共同利用。各種の粉碎装置、ロータップ、らいかい機、マグネチック・セパレーター、セヂメントグラファー、圧密式試験機などが備えられている。

2. オートクレーブ、3 台

3. 光弾性実験装置

4. 三軸圧縮試験機、最大荷重 300 Kg、最大封圧 $7\frac{1}{2}$ %

5. ソノタイマー

6. ユニバーサル・ステージ