

# 構造地質研究会誌

(第23号)

冬の学校報告 .....	編 集 係
南部北上山地における白亜紀造構運動 — 特にスレート劈開の形成機 構について — .....	池 田 幸 夫
春の例会報告 .....	編 集 係
夏の学校報告 .....	編 集 係
「奥多摩地震の構造地質学的意義」 .....	角田史雄、「奥多摩地震調査 グループ」
三浦半島剣崎背斜の構造解析 .....	国 安 稔
千葉県市原市ふきんの洪積台地の変形 .....	紀村雅裕・寺岡達郎・小玉喜三郎
節理系の解析と褶曲の形成機構 — 北海道東部“網走構造線” 沿いの雁行褶曲 .....	木 村 学
中部 — 東北南部地方の三角点の変動解析 .....	飯 川 健 勝
愛媛県南設楽郡鳳来町三河大野付近の地質 .....	宇 井 啓 高
北部フォッサマグナの水平ずれ断層について .....	加 藤 碩 一
高田平野南方地域における新生代の造構運動 — とくに褶曲の形成機構 — .....	中 村 和 善
陸棚上部に発生するブロック状堆積盆地の形成モデル .....	小 玉 喜三郎
新潟の平野を決定した変動 — 新生代におけるフォッサマグナ地方の ブロック化 .....	藤 田 至 則
シンポジウム〈フォッサマグナ地域の構造単元 火成活動、活構造、基盤運動〉 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造単元 .....	角 田 史 雄
北部フォッサマグナにおける鮮新世の火山活動と構造方向 .....	矢 野 孝 雄
北部フォッサマグナの構造単元 .....	加 藤 碩 一
感想文・夏の学校に参加して .....	平 塚 英 樹
三重県花ノ木断層に沿った震源分布 .....	横 田 修 一 郎
編 集 後 記 .....	編 集 係

1979.12

構造地質研究会

## ＜冬の学校報告＞

### 編集係

1978年12月24・25日の両日にわたり、構造研恒例の冬の学校が地質調査所東京分室において開かれました。

プログラムは下記の通りです。

〔12月24日〕

#### ＜研究発表＞

藤井敬三（地調）「釧路・石狩炭田において石炭化度の差異から予想される差別的沈降運動について」

竹下徹（東北大）「讃岐山脈中西部における褶曲構造と中央構造線との関係」

藤田至則・高浜信行（新潟大）「新潟県下における衝上断層」

#### ＜紹介＞

鈴木尉元（地調）「“リソスフェア—1980年代のフロンティア”に関する動向について」

＜シンポジウム＞「地殻の構造と深部の構造過程—その2」—どのような地質現象からアプローチできるか—

〔12月25日〕

#### ＜研究発表＞

小玉喜三郎（地調）・小川一也・神谷善春（芝工大）「重力異常のスペクトル解析で求めた関東地方の地殻構造」

加藤碩一（地調）「1978年、6・4三瓶山地震について」

角田史雄（埼大）「地質構造単元と断層密度の関係」

鈴木尉元（地調）・渡辺成由・長田渉（芝工大）「東北日本の発震機構と地質構造」

池田幸夫（広大福山高）「東北日本の白亜紀造構運動——とくにスレート劈開の形成時期について」

三梨昂（地調）「隆起帯における地層の発達様式」

小玉喜三郎・徳留寿一・大塚章郎・宇留野博（地調）「東アジアにおける中生代以降の造構応力に関する実験」

#### ＜特別講演＞

佐藤信次（愛媛大）「東アジアの造山運動の発展」

### 南部北上山地における白亜紀造構運動 —特にスレート劈開の形成時期について—

（広大付属福山高校）池田幸夫

南部北上山地の中・古生層には、スレート劈開とよばれる剝離性の強い面構造がよく発達している。スレート劈開はイライトや黒雲母などの微小な葉片状鉱物が平行に配列してきた面構造であるが、白亜紀初期に活動した花崗閃緑岩体によって強い熱変成作用を受けたところでは、再結晶鉱物の粒度が大きくなって、むしろ片理とよぶべき部分もある。

スレート劈開は小褶曲やブーディンなどの小変形構造と密接な成因的關係をもっている。

従って、南部北上山地の地質構造発達史を変形論的に考察する場合には、スレート劈開の形成条件や形成時期の解明はきわめて重要な課題である。この小論では、このうちスレート劈開の形成時期を明らかにしようと思う。

スレート劈開の形成時期については、植田房雄（1963）のように、二疊系の粘板岩に発達するスレート劈開は二疊紀末の造構作用によって形成されたとし、三疊系のスレート劈開とは異なる则认为る学者もいるが、多くの

学者は下部白亜紀の大島造山運動によって形成されたと考えている(小貫, 1969)。著者は南部北上山地の気仙川花崗緑岩体(K-Ar年代は $1.1\sim 1.2\times 10^8$ 年を示す)と古生層の変形構造との関係を詳しく観察し、スレート劈開の主要形成時期が白亜紀初期の気仙川岩体の貫入固結の時相に一致することを示した(池田, 1977)。しかし、その時には白亜紀以前にもスレート劈開の形成があったか否かについて、十分な解答を見出すことはできなかった。

従来は、どの時代の地層にまでスレート劈開が発達しているのかということが、スレート劈開の時期を推定するほとんど唯一の手がかりであった。スレート劈開の形成は作用する造構応力以外に、岩質や変形時の温度圧力条件によっても規定されるであろう。従って、従来の地質学的方法だけでは明らかに不十分である。この小論では、新たに変形論的な側面から、この問題を考察してみよう。

宮城県東北部、気仙沼市東方の唐桑町小原木村近の海岸には、二疊系黒色粘板岩(小原木層)が広く露出している。この地層には石灰質ノジュールがたくさん含まれており、スレート劈開もよく発達している。また、岩石の固結後に晶出した石英脈の小褶曲も発達していて、変形論的な検討を行うのにきわめて条件がよい。

石灰質ノジュールは一般に海水に溶食されて、楕円体状の空洞になっていることが多い。このようなノジュールの最長軸と最短軸の方位を小原木海岸と只越海岸で測定した。その結果が第1図aおよびcに示されている。一般にノジュールはかなり球に近い形をしていると考えられている。従って、本地域のように楕円体状の形態は明らかに後生的な変形の産物である。もしそうであるとすれば、ノジュールの最長軸の平均的方位は、平均ひずみ楕円体の最長軸X(最大引張軸)、最短軸のそれはZ(最大圧縮軸)の方位を示すであろう。

一方、小原木および只越海岸に発達するスレート劈開の平均的方位は、第1図bおよび

dにコンター図として示されている。両地点の間でひずみの主軸Xの方位はほとんど変わらないが、Zの方位ははっきりと異っている。このような両地点において、スレート劈開の極の方位は明らかに両地点ともZ軸に平行である。すなわち、スレート劈開はノジュールの変形と調和的に形成され、しかも最大圧縮軸Zに垂直であることが結論として導びかれる。この性質は世界各地のスレート劈開と同じであるといえよう。

野外で観察できるノジュールで3本の主軸を完全に測定できるものは少い。幸運にも3本の主軸の長さを測定できる2個の資料から判断すると、スレート劈開に直交する方向の圧縮ひずみ量は75~80%(対数ひずみ)である。岩石の受けた有限ひずみ量は、互いに直交する2つの平面上の二次元ひずみからも計算によって求めることもできる。この方法で求めた圧縮ひずみ量は77%を示し、3軸の長さから求めた値をほぼ同じである。これらの計算は石灰質ノジュールの原形を球と仮定して行っているため、精度は高くない。

石灰質ノジュールは、堆積作用によって形成されたものであるから、 $\Sigma z=75\sim 80\%$ という圧縮ひずみ量は二疊系堆積後現在までの間に受けたひずみ量である。

小原木海岸の黒色粘板岩中に晶出している石英脈は、スレート劈開を軸面とした褶曲構造を呈している。この褶曲の形態、内部構造、およびひずみ像などの諸特性は坐屈褶曲の特性を示す。これらの褶曲の翼傾斜( $\phi$ )の最頻値は $25^\circ$ 、波長層厚比( $La/h$ )のそれは3.3である。坐屈褶曲においては、地層は側方短縮を受けながら、しだいに湾曲してゆく。Shimamoto・Hara(1976)はこの過程を有限要素法によって詳しく検討し、系の粘性率比、翼傾斜の初期値、系の平均ひずみ( $\epsilon_s$ )によって、 $\phi$ と $La/h$ の値がどのように変化してゆくのかを明らかにした。彼らの図(Fig. 5 in Shimamoto・Hara 1976)に、 $\phi=25$ 、 $La/h=3.3$ を代入すると、系の平均ひずみ量として $\epsilon_s=50\sim 60\%$ という値が得られる。

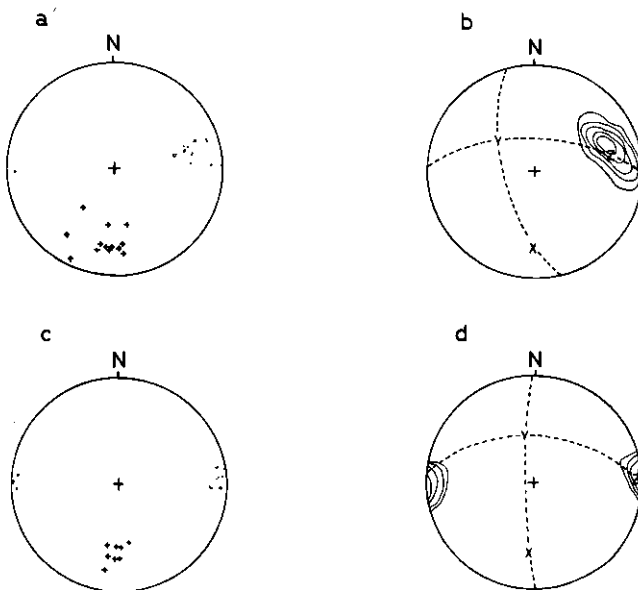
ここで注意しなければならないことは、彼らの実験は軸方向のひずみ ( $\epsilon_y$ ) が 0、すなわち完全なる平面ひずみを想定していることである。本地域の例では明らかに  $\epsilon_y > 0$  で、しかもかなり flattening に近いひずみ場で褶曲が進行している。三次元ひずみ場における坐屈褶曲は理論的にも実験的にもあまり研究されておらず、完全には解明されていないが、等しい  $\phi$  と  $La/h$  を持つ褶曲を比較すれば、平面ひずみの場合よりも大きなひずみ量をもつことが推定される。従って、上で求めた 50~60% という値は、明らかに真の値より小さいはずである。

石英脈の晶出時期を直接に証拠づける資料はないが、間接的には白亜紀初期の気仙川花崗閃緑岩体の貫入時相（熱変成作用の時期）に晶出したと考えられる。その根拠の一つは石英脈中に多量の黒雲母が存在するという事実である。小原木付近の粘板岩は気仙川岩体の熱変成作用を受けていて、媒質部には多量の黒雲母の小片が晶出しているが、石英脈中の黒雲母は熱変成作用で二次的に晶出したようなものではない。これらは石英脈の晶出時に結晶化したものである。石英脈中には、こ

の他に斜長石も存在しており、これらは気仙川岩体の活動に関係してできた脈であろう。もしこの推論が正しいとすれば、 $\epsilon_s > 50 \sim 60\%$  という圧縮ひずみ量は白亜紀初期以後、現在までのひずみ量ということになる。

ノジュールから求めたひずみ量 (70~80%) と石英脈から求めたひずみ量 (50~60%) の差は、最大限に見積って 30% である。E. Cloos (1947) はアパラチア地方のスレート劈開を調べて、25% 以下のひずみ量ではスレート劈開はできないことを示した。もしそうだとすれば、本地域の場合には白亜紀以前にスレート劈開が形成された可能性はたいへん少ないことになる。ここに述べたひずみ解析や、スレート劈開に伴う諸々の事実を総合的に分析すれば、おそらくスレート劈開は白亜紀初期のただ 1 回の造構作用で形成されたと考えべきであろう。

この結論を導くにあたっては、石英脈の晶出は白亜紀初期であるという仮定をおいた。この仮定は間接的な事実に基づいて行われたものであり、完全に証明されたとはいえない。石英脈の形成時期については今後、別の側面から検討を加える必要がある。



第 1 図

## < 春の例会報告 >

### 編集係

1979年4月6日、東京で行なわれた地質学会の折に新宿の私学会館において、春の例会を開き、気象研究所の田中康裕氏、東京大学の高橋栄一氏のお二方に右記の題目で講演していただきました。

田中康裕（気象研）「マグマだまりについて」  
高橋栄一（東大）「日本列島の岩石学的モデル」

## < 夏の学校報告 >

### 編集係

恒例の夏の学校は、信州大学付属「志賀自然教育研究施設」において、1979年8月18日から20日にわたって開催されました。会場は志賀高原内のすばらしい環境の中にあり、参加した多数の会員には充実した夏の学校であったと信じます。いろいろと準備や運営に御尽力下さいました赤羽貞幸氏に心から感謝いたします。

プログラムは以下の通りです。

〔8月18日〕

会長講演

原 郁夫（広島大）「現代構造地質学雑感」

〔8月19日〕

研究発表

角田史雄（埼玉大）「奥秩父地震帯について」

国安 稔（秋田大）「三浦半島剣崎背斜の構造解析」

紀村雅裕（東海大）「千葉県市原市付近の洪積台地の変形」

木村 学（北大）「節理系と褶曲構造の形成機構」

宇井啓高（富山大）「愛知県南設楽郡鳳来町三河大野付近の地質」

加藤碩一（地調）「北部フォッサマグナの横

ずれ断層」

中村和善（新潟大）「高田平野南方地域における造構運動—とくに褶曲の形成機構について」

藤田至則（新潟大）「新潟平野の地形を決定した地質構造」

小玉喜三郎（地調）「陸棚上に発生するブロック状堆積盆地の形成機構」

三梨 昂（島根大）「将棋倒し構造の2つのモデル」

飯川健勝（小千谷西高）「本州中央部の三角点変動について」

シンポジウム<フォッサマグナ地域の構造単元—火成活動、活構造、基盤運動>

矢野孝雄（広島大）「鮮新世の火成活動からみたフォッサマグナ地域の構造運動の単元」

加藤碩一（地調）「北部フォッサマグナ地域の構造単元」

角田史雄（埼玉大）「南部フォッサマグナ地域の基盤構造の特性」

鈴木尉元（地調）「フォッサマグナ地域の基盤構造の特性」

〔8月20日〕

巡検

白根火山と周水河現象 案内者：赤羽貞幸

## 「奥多摩地震」の構造地質学的意義<sup>※</sup>

角田史雄・「奥多摩地震」調査グループ

### 1. 「奥多摩地震」について

1975年5月5日16時24分に、北緯35°54′東経139°6′（埼玉県西部・武甲山南方10Km地点）の地下20Kmで、微小地震が発生した。この地震による被害はほとんどなかったが、青梅市の一部では、タンスが倒れたり時計が止まったりした。そこで、便宜上、この地震を「奥多摩地震<sup>※※</sup>」と呼称する。「奥多摩地震」の震動の特徴は、震央の近傍における「ドスン」という下からの突き上げをともなう初動にある。このような特徴をもった初動が、震央の近傍ばかりでなく、かなり離れた場所でも感じられた。

### 2. 「奥多摩地震」による異常震域

1項で述べたように、下から突きあげるような初動が、震央から遠ざかるにつれて次第に弱くならず、ある場所で間けつにつよくあらわれるのは、地震波の伝播径路（地質構造）の異方性によると思われる。いいかえれば、このような現象は、規模が小さくとも、いわゆる異常震域の1種であると思われる。したがって、このような異常震域の調査をつみかさねれば、地下の地質構造の特徴が把握できるかもしれない。本調査のねらいはここにある。

### 3. 地盤震動特性の調査の方法

しかし、この課題への取りくみはまだ端著についたばかりである。そこで筆者らは調査

地域を関東地方西部にしぼり、太田他（1979）の方法を参考にして、その地域の震動のアンケート調査をおこなった。その場合、人体に感じる震動のつよさ（体感震度）の目安は、河角・宇佐美（1974）の震度階によった。しかし、建物内部にいた人の体感震度は、建物震動と地盤震動とがプラスされたものと考えられ、かつ、求めたいのは後者である。そのため筆者らは、建物震動による体感震度のバラツキをおさえるように、木造2階建の家屋内での震動にしぼってアンケート調査をすすめた。ただし、建物の1階と2階の震動のつよさは区別しなかった。

### 4. 調査の結果

上述のようなアンケート調査の結果はつぎのようにまとめられる；すなわち、

a. 震央の近傍地域（およそ、秩父市・東京都中野区・町田市・山梨県上野原町に囲まれた地域）では、震動の強弱には無関係に、上述のような初動が感じられた。このような有感区域を「奥多摩震動区」と呼ぶ。

b. この他、寄居町と川越市とをむすぶ带状区域、上福岡市と大宮市をむすぶ狭長な区域、羽生市と春日部市とをむすぶ带状区域（以上、埼玉県）、群馬県高崎市と埼玉県大宮市とをむすぶ細長い区域でも同様な現象が観測された。

c. 上述のような区域では、震動のつよさが河角・宇佐美の震度階で4～5（およそ5～17gal）であった。

d. 上述の区域以外での震動のつよさは河角の震度階で1～4であったが、荒川以東の地域ではほとんどの場所で2～3以下の震動であった。

※ 小論は、1979年8月19日の構造地質研究会例会で発表した内容を若干改変してまとめたものである。

※※ 定義は現在埼玉大学教養部紀要に投稿中の『奥多摩地震の地質学的検討（概報）』で述べてある。

## 5. 討 論

a. 上述の(4-a)項で規定した奥多摩震動区は、いわゆる「秩父凹地帯」(堀口,1973)にはほぼ一致している。地形区分でいえば、狭山丘陵と多摩丘陵とを合わせた地域に相当する。この地域の境界はかなり明瞭である。このため、この地域を構成する中・古生界とそれに隣接する地域のそれとの間には、かなり明瞭な弾性的な異方性があること、いいかえれば、地質構造の差があることが予想される。この意味からすれば、「秩父凹地帯」であらわされる中・古生界の構造上の変換点は、狭山丘陵と多摩丘陵の地下にも延長していると考えられる。

b. 上述の(4-b)項で述べた区域は、台地か自然堤防の発達する地域である。このような地域の初動の特徴が「奥多摩震動区」のそれとほとんど同じであるのは、前者の地下の地質構造が後者のそれとよく似ているためであると考えられる。これは、台地や自然堤防の地下では中・古生界の基盤が地表近く

まで高まっていて、第四系・新第三系の厚さが前述のような衝撃をともなう初動の伝播の障害にならないほど薄いことを意味しているのではなからうか。

c. それ以外の地域では、被覆層である第四系が初動のもつ衝撃を波動にかえる役割を果たしているのではなからうか。

## 6. 課 題

a. (5-b)項を調査するためのボーリング資料の検討が必要である。

b. (5-c)項の理論的検討が必要である。

## 文 献

太田裕・後藤典俊・大橋ひとみ(1979), アンケートによる地震時の震度の推定, 北海道大学工学部研究報告, 第92号, 117-128。

宇佐美竜夫(1974), 岩波新書;地震と情報, 28-39, 岩波書店, 東京。

堀口万吉(1973), 関東山地北東部の地形について, 埼玉大学紀要(自然科学篇), V. 8, 83-89。

## 三浦半島剣崎背斜の構造解析

秋田大学 国 安 稔

三浦半島南端部には三浦層群(中・鮮新世)の泥岩, 火砕岩, 凝灰質砂岩から構成される東西方向で軸長4 Kmの剣崎背斜(三梨他1979)が発達する。

筆者は本背斜の構造を解明する目的で、三浦半島南東端の剣崎地域にて調査を行った。この地域を対象とした理由は、従来、三梨(1973), 三梨他(1979), 関東新生代構造研究グループ(1977)などで指摘されているように、本背斜は明瞭に基盤ブロックの運動を反映していること。第2に剣崎地域には背斜構造の軸部が露出していること(第1図)。第3に本地域は海食台が発達しており、全面露頭であるため単層単位の対比が可能であることなどがあげられる。

調査方法は50分の1縮尺の柱状図を単層単

位で記載することから始め(第2図), 次にそれに基づいて地質図を500分の1縮尺の平板測量によって精査, 又は2500分の1縮尺のルートマップ方式で作製した(第1図)。

このような調査により次のような結果を得た。

本背斜の形態は第1図のaにおいては西北西-東南東の走向で $50^{\circ}$ ~ $60^{\circ}$ の南傾斜をもつ。bは南東~東のプランジの部分で $25^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ の傾斜である。cはaと同様、西北西-東南東の走向であるが北傾斜 $20^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ である。

背斜両翼の層厚比較では、南翼は北翼に比して3分の2程度に減ずる。細部にわたって比較してみると、泥岩層部分だけの層厚は南翼のほうが北翼にくらべ60%に減ずる。しか





係を論ずることは不可能であり、今後の調査を待つ他はない。この関係を明らかにするには、断層の系統や応力場を求めるだけでなく、落差などにも注目する必要があると筆者は考えている。

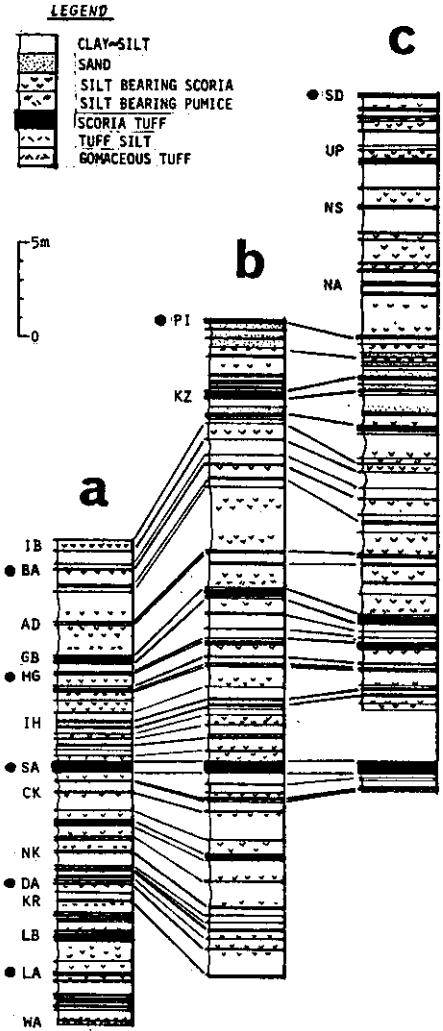
今後の課題としては前記したように褶曲と断層の関係を明らかにすること。さらに調査地域を拡大するとスランピングなどが見られ、それと本背斜との関係を考察することなどがあげられる。

### 参考文献

関東新生代構造研究グループ (1977) 関東地方の新生代末期における構造運動の特徴, 地団研専報 20号, 241~256pp.

三梨 昂 (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷, 地球科学 27巻 2・3号, 48~67pp.

——— 他 (1979) 東京湾とその周辺地域の地質, 地質調査所特殊地域図 (20), 10万分の1地質説明書



第2図 剣崎地域の柱状図, 対比図

a, b, cは第1図のa, b, c  
それぞれの地域に対応

### 千葉県市原市ふきんの洪積台地の変形

東海大学 紀村雅裕・寺岡達朗  
地質調査所 小玉喜三郎

洪積台地形成後、地殻変動で台地がどう変形したかは、小玉・鈴木 (1979) により、最終離水期に堆積した粘土層の海拔高度を測定することによって、関東一円で行なわれた。

筆者らは、その結果から最も変動の著しい

市原市付近をえらび、洪積台地の変形を解析し、洪積台地と沖積下に埋没する台地との関係を解析した。

市原市付近は、房総半島北部に位置し、最高海拔高度は約170mで、洪積台地は海拔

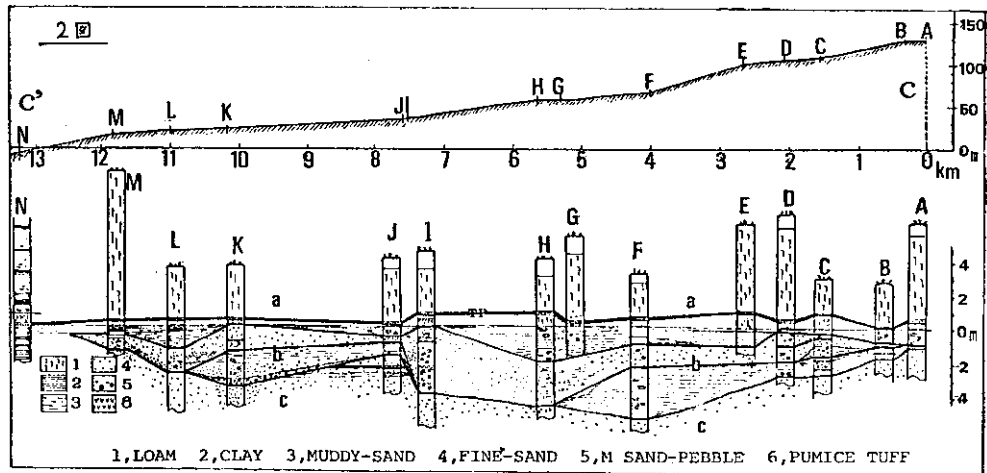
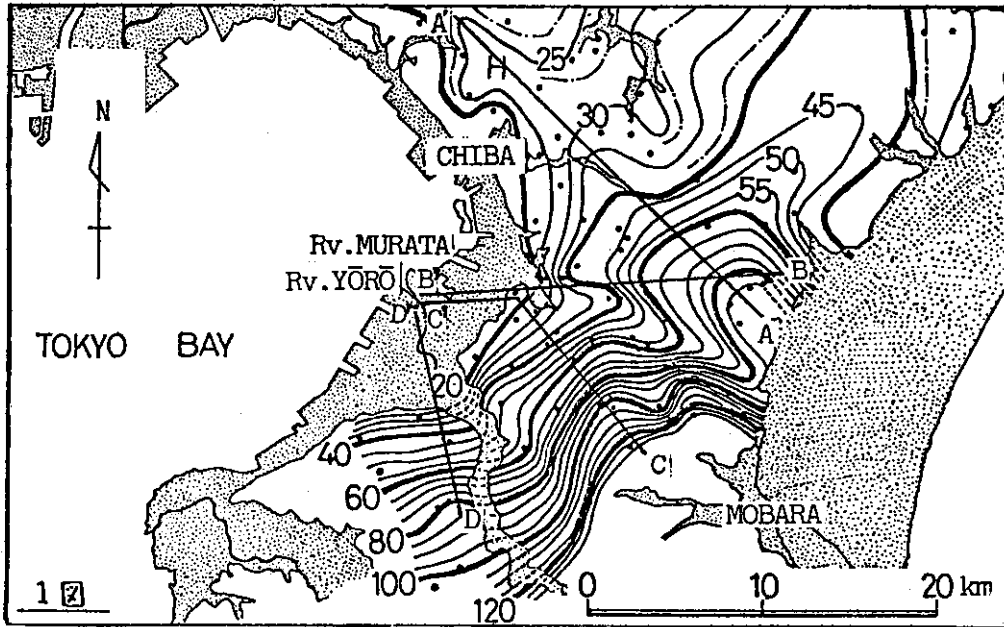
20 mからそれ以上の高度に分布している。比較的平坦な面は20 mから60 mに広がっている。

基準とした層は、下末吉期後期の小原台面を構成する粘土層である。この粘土層を形成した環境は、利根川や荒川の後背湿地であったと考えられる。当時の粘土層の勾配は約1000分の0.5前後であったと推定される。この粘土層が陸成の水中堆積物であるということは、植物痕跡が挟まれていることから推

定される。

調査方法は、露頭調査と露頭のない場所や沖積下ではボーリング調査を行なった。基準とした層までの海拔高度はハンドレベルによって測定した。

以上のような方法によって行なった調査から、基準面の現在の海拔高度の等高線がひけた(1図)。2図は断面C-C'を示したもので、2図下は基準面を中心とした地質柱状図である。A層は風成ローム層で、立川ロー



ム層、武蔵野ローム層、武蔵野ローム層に挟まれる東京浮石層(TP)と呼ばれる厚さ約20cmのパミス層、その直下のチョコ帯と呼ばれる厚さ約30cmのチョコレート色をした風化粘土層などが含まれる。B層は、基準面とした粘土層、Pm-1と呼ばれるパミスの層を挟み、場所によってはクロスラミナが発達している。砂層、基底にパミス層と凝灰質層が互相したSIPとよばれる層があるシルト層などが含まれる。シルト層は場所によって上位の砂層によってけずられてしまうところがある。C層は一般に成田層と呼ばれる海成の淘汰のよい砂層である。

2図上は、断面における現在の基準面海拔高度を描いたものである。海拔130mから-10mまで分布し、その勾配は約1000分の11である。この変形は洪積台地形成後の地殻変動によるものと解釈される。

ボーリング調査は、沖積上の海拔3mのところで行なった。今回使ったボーリング機械は、非常に小さく、簡単に扱えるものであった。沖積の部分はポンプで泥水を送り込んで掘り、沖積の下部からオールコアでサンプルを取った。地表から-14.80mまでが沖積

層で貝殻片が多く含まれている。-15.25mまでは粘土化したローム層と思われ、パミスが含まれている。その下の5cmがパミスも多く含むローム層で東京軽石層と思われる。その下位には多くのパミスを含む凝灰質の泥質のシルト層があり、これは水中堆積層に相当すると思われる。

このボーリング結果から、水中堆積層や風成ローム層は、沖積層下に埋没したと解釈される。

結論として、洪積台地は離水後、地殻変動をこうむり、大きく変形した。沖積下の台地もこの一連の変形によるものである。

今後の課題として、沖積低地でのボーリング資料を集めて、変形が台地と連続する変形かあるいはブロック状の変形であるかを検討したい。

#### 参考文献

- 小玉喜三郎、鈴木尉元(1979) 関東地方における震源分布の地質学的意義。研究連絡誌第2号、6-8。  
貝塚爽平(1977) 日本の地形。岩波新書、996  
154-162。

## 節理系の解析と褶曲の形成機構 —北海道東部“網走構造線”沿いの雁行褶曲—

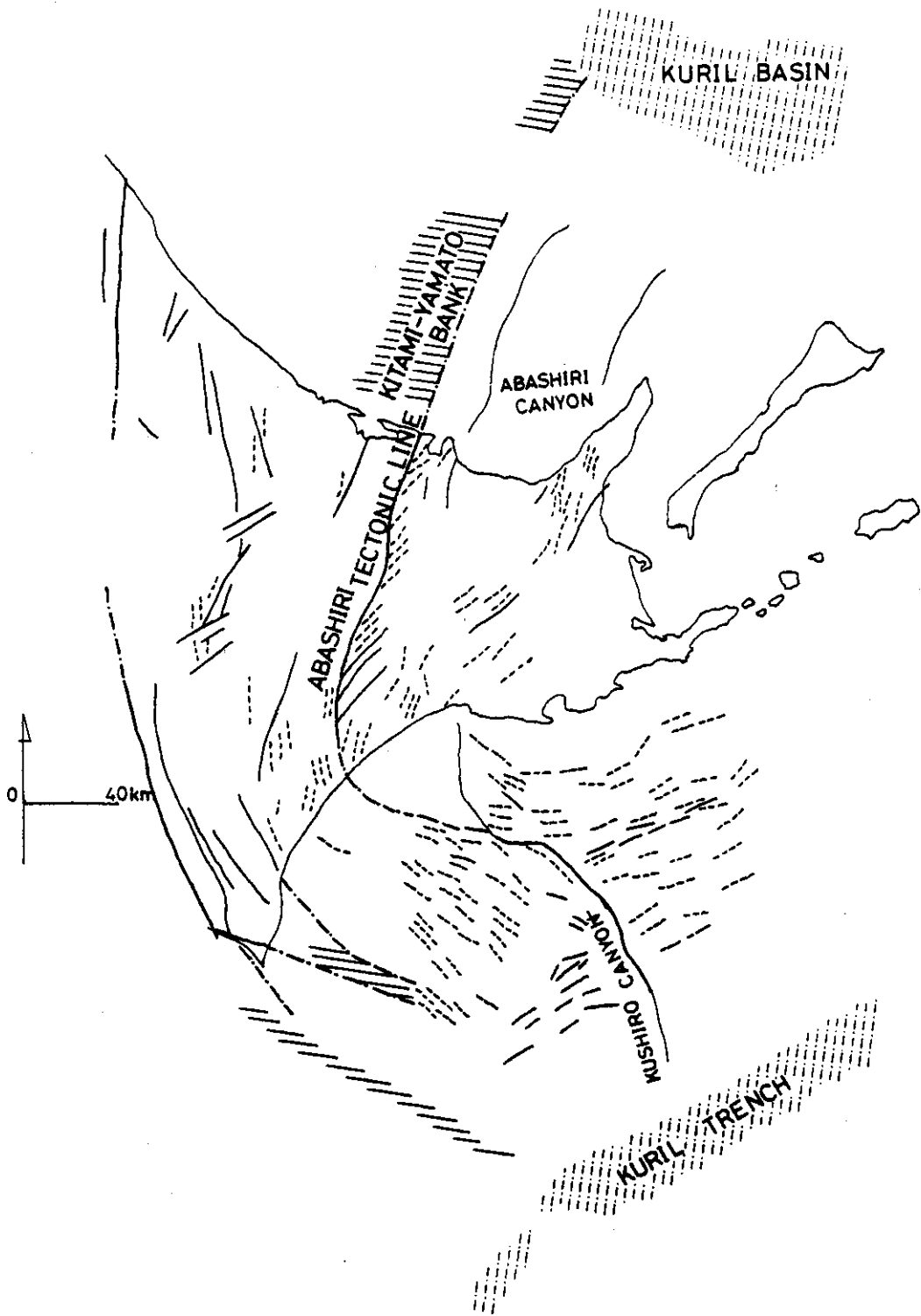
北海道大学 木村 学

### 1. はじめに

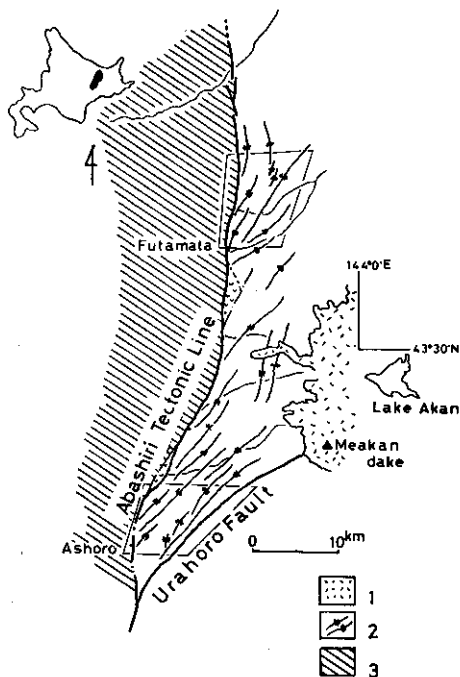
北海道東部は千島弧南西端部に位置するが、この地域は日高区と千島区の2つの地質区に分けられる(たとえば市川ほか(1972))。この両者の境界はほぼ南北に連続する断層で特徴づけられる(第1図)。この断層は従来、個々の地域で名称がつけられ記載されていたが、北海道東部のテクトニクスを考える場合、重要な意味をもつと思われるので、新たに「網走構造線」と呼ぶこととする。

北海道東部の新第三紀以降に形成された構造をみると(第1図)、網走構造線の東と西

で特徴が異なる。すなわち、東側は典型的な島弧—海溝系であり、地質構造も千島弧方向に支配される。また網走構造線に沿って左雁行の褶曲が発達する(第2図)。それに対し、西側では南北方向の断裂・褶曲と、千島弧方向のそれが重複し、より複雑である。この特徴のちがいは太平洋下の構造にも明瞭にあらわれ、釧路海底谷(佐藤、1962; 構造性海底谷といわれる)を境に全く異なる(桜井ほか、1974)。網走構造線はおそらく太平洋に入りわん曲し、釧路海底谷へ連続するのであろう。また構造線の北(オホーツク海)への延長は



第1図 網走構造線と北海道東部，新第三紀以降の構造線 実線；断層 破線；褶曲軸



第2図 網走構造線沿いの雁行褶曲

1; 第四紀火山噴出物, 2; 新第三系(中新統)の褶曲, 3; 基盤岩

北見大和堆 (HONZA et al., 1978) の東端へ連続するものと考えられる。なお、このさらに北への延長は千島海盆のほぼ西端に位置する。

網走構造線の意義を含めたテクトニクスの全体像は今後の検討を待たねばならないが、筆者は今回、網走構造線沿いの新第三系にみられる雁行褶曲の形成機構について、二又地域を例として検討した。

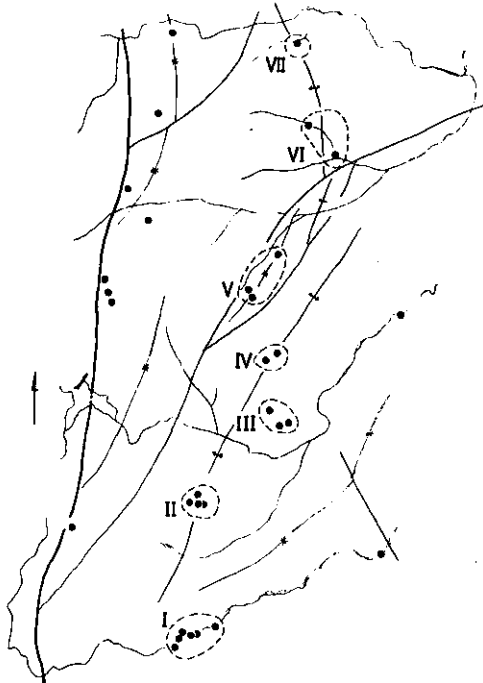
褶曲は形成機構から **bending fold** と **buckling fold** に分けられるが、この両者を区別する重要な手掛りは褶曲内部に歪にある (池田, 嶋本, 1974; 植村, 1970 など)。そこで褶曲の形成機構検討のため、上記地域で節理系の解析を行ない褶曲との対応を検討した。

①この地域の節理には地層面と直交するものと斜交するものがある。前者は節理面が開離したものが多く、また褶曲との対応でみた場合、縦走および横断節理が多い。また一部、

節理面が閉じ破砕物質を伴う節理がみられるが、これは褶曲との対応で斜交節理に多い。これらの節理系は PRICE (1959) が明らかにしているように大半は後造構時のものである。

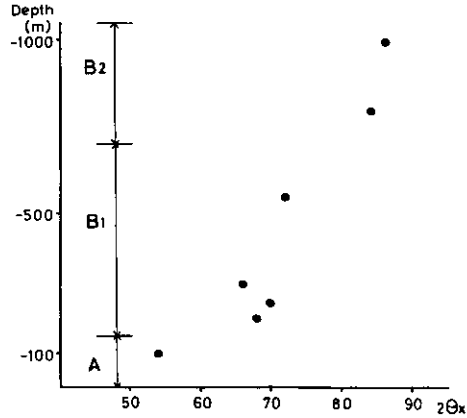
②一方、後者の節理系は、分布が主に褶曲軸部に集中し (第3図)、走向は褶曲軸に平行、2方向に傾斜する。また節理面には大半、破砕物質を伴う。このことはこの節理系が褶曲と密接に関連して形成された **dip-slip** タイプの **shear joint** であることを示唆する。この節理系が「正断層」センスであるのか、「逆断層」センスであるのかは、褶曲の形成機構を考える上で極めて重要と思われるが、野外では直接判定出来ない。そこで共役と考えられる節理面の交角と、他の要素との関係を検討した。なぜならば、剪断面角からは一般にダクティリティが定性的に推定可能であり、ダクティリティが大きくなれば剪断面角は大きくなると考えられている (垣見, 1968; 衣笠ほか, 1969) からである。またダクティリティは岩質の相違のほか、温度・封圧・歪速度などにより規定される。本地域の場合、温度・歪速度などで大きなちがいは考えられないので、封圧 (ある層準を基準に相対的深度であらわす)・岩質と交角 (水平方向の交角を  $2\theta_x$ ) との関係を検討した (第4図)。この結果  $2\theta_x$  (逆断層センスとした場合の剪断面角) は深度の増大とともに増し、岩質の細粒化と共に増していることが明かである。すなわちこの節理系は逆断層センスと考えられる。この節理系から求めた応力場はいずれの地点でも褶曲軸面に直交、水平に最大圧縮主応力となる。この褶曲は「**gentle fold**」であるが、この程度の褶曲で軸部に側方圧縮による **shear** が形成されていることはこの褶曲が **buckling** により形成されたことを示すのであろう。

前記の褶曲は網走構造線に近づくに従い褶曲度を増す。このことと個々の褶曲が **buckling** により形成されていることから、網



第3図 地層面と低角で斜交する shear joint の分布

走構造線は少なくともこの地域では左横ずれとして活動したことが推定される。このことは構造線の断層面上に数多くの水平な slic-



第4図 節理面の交角 ( $2\theta_x$ ) と相対的深さ、岩相との関係  
A: 硬質頁岩, B<sub>1</sub>: 砂質シルト岩  
B<sub>2</sub>: 細粒シルト岩

ken line がみられることとも一致する。

木村(1979)の地域を含めた網走構造線の全体像、および千島弧南西端全体の中でこの運動の位置づけについては稿を改め述べる予定である。

<文献> 省略

### 中部一東北南部地方の三角点の変動解析

新潟県立小千谷西高校 飯川健勝

本誌第15号(1973.12)に中部地方の三角点の変動解析が報告されているが、その後、筆者は、新潟県を中心にした解析の経験から三角点網を細く組むと変動傾向をかなり詳細にとらえることができることを知った。そこで、あらためて中部地方を中心に再検討を加えているのでその中間報告をする。

HARADA(1967)の資料にもとずき、1890年代から1960年ころまでのおよそ60年間における水平変動を解析したものであるが、その大要は次のとおりである。すなわち、ベッセル法円体面上にある三角点の位置を直角平面座標に変換したのち、平面座標における旧・新の位置の変位量は  $x$ ,  $y$  の一次変換であ

らわされるものと仮定すれば、これより面積変化率・回転・最大せん断歪・主歪の大きさと軸の方向などを計算することができる。

#### I 面積変化率

図一1にみられるように、面積変化率の正領域は、粟島周辺を最大値として新潟県の中央部を縦断する形で富山県東部まで分布し、さらにグリーンタフ分布地域から阿武隈山地・関東北部よりほぼNE-SW方向に連続しながら中部地方南部に達している。そして、極大部は、粟島・新潟県南部・房総南部・浜松付近などにみられる。一方、負領域は日本海側では、新潟以西の海岸線、新潟-福島県境

の基盤岩分布地域から南西方向に帯状に分布し、太平洋側では、図のように房総北部・伊豆半島・赤石岳・愛知県東部にほぼ100 Km 間隔に極小部が分布する。このように中部地方では、正・負の領域分布の方向性と島弧との平行性がみられ、日本海側では連続的であり、太平洋側では断続的である。

## II 主歪軸の方向

図-2は、主歪軸の伸長方向(点線)と収縮方向(実線)の連続性をトレースしたものである。この図からは、地域的な変動の特性をかなり鮮明にとらえることができ、日本海側地域(それもさらに3~4地域に細分できる。)・阿武隈山地・関東地域・愛知県東部地域などに区分して検討することができる。また、図-1・図-2を対比しながら考察すると、より鮮明に変動様式を描き出せる。①粟島を中心とする新潟県北部は放射状に面積が拡大している。②佐渡の南方では、同心円状に収縮している。③福島県西部・長野県北部も②と同様である。④阿武隈山地とその北部のグリーンタフ地域では、両軸とも伸長しながら拡大している。⑤関東地域では、東部における東西性の収縮と西部の東西性の伸長が対応しているように考えられる。

また、図-2において両軸とも伸長あるいは収縮している地域はそのまま図-1の正領域・負領域に反映しているのは当然のことである。

## III せん断歪の分布

図-3は、最大せん断歪と被害地震(おおむね $M \geq 5.0$ )の分布図である。実線の円は

観測期間中(1889-1961)、点線の円はそれ以後(1962-1973)の震央と大きさをあらわす。こうしてみると2・3の例外を除いておよそ100個の地震については、 $10^5$ 以上の歪分布地域とよく対応している。そして、それはまた地殻の歪の限界が $10^{-4}$ とされていることもよく符合する。

一方、 $10^{-4}$ 以上の大きな歪分布地域については、観測期間後の新潟地震(1964)・松代群発地震(1965)がそれと対応しており、同様に考えると、新潟県南西部・三河湾-浜松そして千葉県に分布する $10^{-4}$ 地域は注目に値する。

## 文 献

HARADA T. (1966): Precise readjustment of old and new first order triangulations and the result in relation with destructive earthquakes in Japan. Bull. Geol. Surv. Inst. vol. 12. p5-64.

飯川健勝・鈴木尉元(1977): 新潟県とその周辺地域における一等三角点の変動と地質構造ならびに地震活動との関係, 藤岡一男教授退官記念論文集 p261-274.

鈴木尉元・浅野雄嗣・武内和俊・矢萩順一・小玉喜三郎・宮下美智夫(1975): 日本列島における一等三角点の変動解析, 地調月報. 26.1-29.

宇佐美竜夫(1975): 資料日本被害地震総覧, 東大出版会. 327p.



图 1

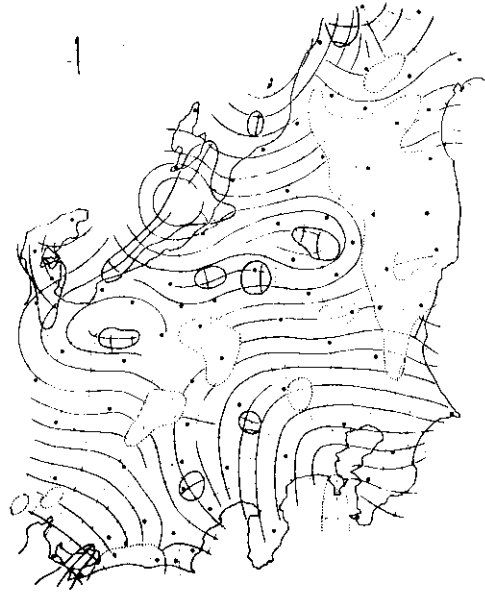


图 2

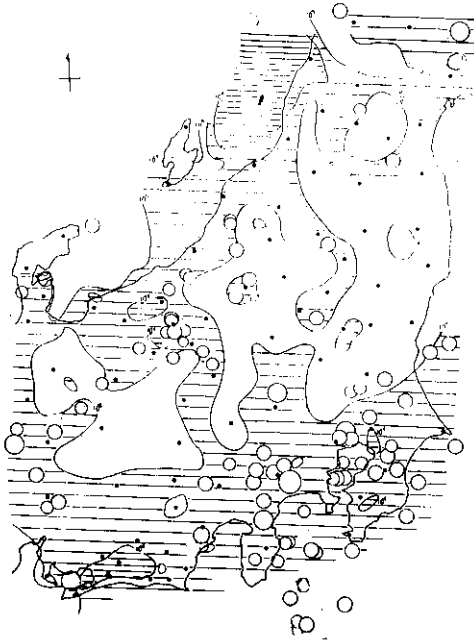


图 3



愛知県南設楽郡鳳来町三河大野付近の地質

富山大学 宇井啓高

中部地方の中央構造線(以下MTL)は、愛知県東部の設楽層群分布地域で屈曲している。当地域にはMTL主断層と細川断層が見られ、これら二本の断層に挟まれた帯状部分——これは従来圧砕帯と呼ばれていたが、改めてこれを擾乱帯(disturbed zone)と呼ぶ(U<sub>I</sub>, 1979)——には、いろいろの地質体が分布し、複雑であり、今だに地質時代が確定していない。擾乱帯の地質を明らかにすることは、MTLの運動史を推定する上で重要である。とくに、(1)MTLの屈曲の問題、(2)MTLの雁行状配列の問題、(3)破碎岩(cataclastic rocks= 従来のミロナイトの総称として用いる。従って狭義のミロナイトもこれに含まれる)のmesoscopic structureの実体を明らかにする問題、(4)擾乱帯内にみられる設楽層群の一員と考えられる火山岩類——主として流紋岩質火山岩および火砕岩——の分布および地質構造上の問題、などが興味あるテーマとなる。その他にも、巢山火砕岩類がはたして、濃飛流紋岩ないし泉南酸性火山岩に対比されるものであるか否か、また、河内層と呼ばれる弱変成～非変成堆積岩(砂岩、頁岩、礫岩より成る)の時代がいつであるかという時代論について未解決の問題が残っている。さらに、従来巢山層(齊藤, 1955)、七滝礫岩層(吉田・鈴木, 1956)、阿寺七滝礫岩(U<sub>I</sub>, 1979)などと呼称されてきた礫岩層の堆積時代についても同様である。

以上のように、擾乱帯内の地質は複雑であり、それに応じてMTLの運動史も複雑なものであったと考えられる。各地質体の地質時代については、現在までのところ第1表のように考えている。今後さらに時代論および構造地質的問題について研究する必要がある。

MTLの記載および構造地質的解釈については、U<sub>I</sub>(1979)に述べたのでここでは省略する。

文 献

齊藤正次(1955)「三河大野」5万分の1地質図幅及び説明書・地調, 36p.  
 吉田新二・鈴木重人(1952)愛知県設楽第三紀層の地質構造——特に七滝礫岩層について, 地雑, 58, 305.  
 U<sub>I</sub>, H. (1979) Geological structure along the Median Tectonic Line, east of Mikawa-Ōno, central Japan. (in Press).

沖積層	……………	現世
段丘堆積物	……………	第四紀
石英安山岩	}	設楽層群…
流紋岩質凝灰角礫岩		
凝灰質砂岩・泥岩および凝灰岩		
凝灰質砂岩・泥岩および礫岩		
阿寺七滝礫岩	……………	後期白亜紀(?)
花崗斑岩(岩脈ないし小岩体をなす)		
流紋岩質溶結凝灰岩	}	巢山火砕岩類
流紋岩質凝灰角礫岩		
未区分地質体(chaotic body)		
砂岩・泥岩	}	河内層……前期白亜紀(?)
礫岩, 礫質泥岩		
破碎岩		
領家花崗岩類		
三波川変成岩類		

第1表 層序区分

## 北部フォッサマグナの水平ずれ断層について

地質調査所 加藤 碩一

北部フォッサマグナの第三系新第三系の地質構造はNE～SW系の褶曲や断層とそれらを切るN-S系の断層が卓越している。近年これらの構造を切るNW-SE系の横ずれ断層群が注目されてきた。たとえば赤羽(1978)は上田-更埴-信州新町-白馬とのびる千曲川構造線を提唱し、竹内(1978)も同構造線を提唱し、鮮新世に数Kmにおよび基盤の左横ずれ転位を推定している。この根拠として竹内(1978)は中央隆起帯内の熱水変質帯が不連続であり、同構造線を境に北部の中央隆起帯の高度が大きく、この線が、中部と北部日本の重要な地形的境界をなすことをあげている。

彼らのいう千曲川構造線は、西側から姫川流域の青鬼断層、犀川流域の水篠橋断層、千曲川流域の推定断層をつなぐ線に相当する。前二者の断層は、垂直に近く幅数mの破碎帯を持ち、左ずれが卓越し数100mの転位量

を持ち、鮮新世の地層や構造を切っている。また、本構造線よりやや位置はずれるが、中新世の地層や褶曲を切る野間断層や松代地震の地震断層もやはり左ずれである。しかし、千曲川沿いに以前より推定されている断層の傍証としての岩井堂山の東側三角末端面は千曲川の側方侵食によるもので、竹内(1978)のFig. 11に示された本構造線の東南部付近に筆者が推定した室賀断層は、東側上りのdip-slip型の断層であること、本構造線を境とした地形上のギャップもむしろ垂直成分が卓越していること、犀川沿いでは、水篠橋断層のすぐ南に並走する竹房断層は右ずれのように描かれている(犀川団研, 1965)こと、左ずれ断層群の変位は数100mにすぎないことなどから、新第三紀層の基盤にNW-SE系の断裂があるにしても、数Kmの左ずれ変位があることは疑問であろう。

## 高田平野南方地域における新生代の造構運動 —とくに褶曲の形成機構—

新潟大学 中村 和善

はじめに

新潟県上越地方高田平野南方地域には、新第三紀中新世後期(寺泊階)から洪積世前期(魚沼階)にわたる地層がNNE-SSW方向の褶曲構造をつくって分布する。この地域は、植村(1976)の褶曲区分の南越区と境界区との接続地域にあたる。また、西領域隆起帯と中央隆起帯との間にはさまれた地域であり、新第三紀から四紀にかけての造構運動を明らかにするうえで重要な地域である。筆者は、この地域に発達する褶曲の形成機構を明らかにすることを目的として、調査研究を進めてきた。

その結果、堆積時から褶曲時にわたる、この地域の造構運動が、NNE-SWとNW-SEの2方向の断裂によって境された基盤ブロックの傾動運動の波動的な進行によって統一的に説明されることが明らかとなった。

以下、1)地質構造の形態的特徴、2)層相、層厚の変化の特徴、3)小断層による古応力場の復元、4)三軸圧縮試験による岩石物性、から、その論拠について説明する。

### 1)地質構造の形態的特徴

この地域の地質構造の伸びの方向は、NNE-SWとNW-SEの2方向が存在し、前者が支配的である。NNE-SW方向の軸

をもつ富倉背斜は、この地域の最も大きな構造単元であり、軸面が東へ急斜する閉じた非対称褶曲である。その西翼部には、形態的にそれと調和的な褶曲群からなる複向斜構造がある。また、その西端には、北方で最大変移量をもち、低位で高角であり、高位で低角な横ずれ成分をもつ衝上断層が存在する。

また、NW—SE方向の構造要素は、いくつかの構造単元の境界をなす性格のもので、部分不整合の位置、岩相層厚変化、地質構造の形態の変化に表われている。地域的には、胴切り断層、短軸の褶曲をなす。

褶曲の形態解析についてみると、コンピート層とみなされる灰川層の波長、層厚及び、媒質に相当すると考えられる寺泊層の塊状泥岩の粘性係数から、Biotの座屈褶曲理論によって、検討してみると、不合理な結果となり、単なる座屈による褶曲でないことが明らかである。

#### 2) 層相、層厚の変化の特徴からみた堆積運動の性格

この地域の各層の層相、層厚の変化は、地質構造と密接な関係がある。すなわち、NN—SSW方向の軸をもつ富倉背斜の東西両翼の変化、NW—SE方向を境界とした変化である。

各層堆積時の沈降量の変化は、図—1に示すような形態をとり、上述の2方向によって境された堆積盆の基盤の傾動運動を示している。特にその形態が明瞭に認められるのは、西山期（鮮新世）以降についてである。西山層基底の不整合、魚沼層基底の不整合についても、上述の運動に調和的な形態をとる。

また、堆積盆の最大沈降部は、単純な一方方向への移動を示さず、椎谷～寺泊期と西山期の間、灰爪期と魚沼期の間、移動方向の転換が認められる。このことは、基盤ブロックの傾動運動が一方方向へ連続的に進向したものでなく、段階的に波状的に進行したことを示している。

#### 3) 小断層解析による古応力場の復元

この地域には、断層面の性質、切りつ切ら

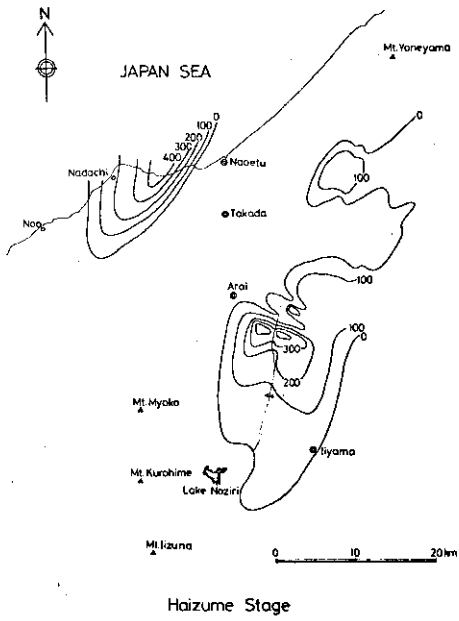
れつとの関係等から、新旧2系統の小断層系が発達する。両小断層系の共役小断層から求めた応力配置は、両小断層系形成時を通して、大局的には、東翼では側方引張性の応力場、西翼では、側方圧縮性の応力場である。しかし、各地域で各時期に応力配置の変換があり複雑な応力分布を示す。この応力軌跡を示したのが、図—2、3であり、堆積運動で想定された基盤ブロックが、北西部に最大変移量をもち衝上する傾動運動に対し調和的な応力分布を示すことがわかる。また、北西部の部分不整合の存在と調和的に、応力分布は旧期から新期へと、その放射状の応力配置の中心を移動している。このことは、富倉背斜の形成についてみれば、褶曲作用が北から南へと段階的に移動したことを示すと考えられる。

#### 4) 三軸圧縮試験による岩石物性

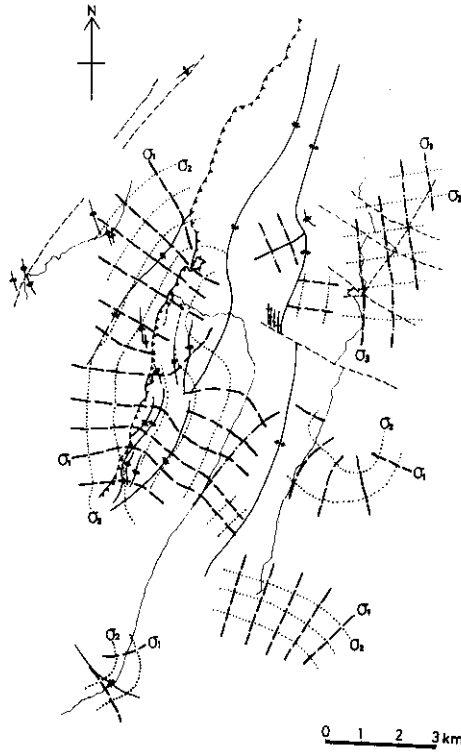
褶曲体を構成する岩石物性の構造的位置による変化をとらえるために、各地点、各層準の岩石について、三軸圧縮試験機による破壊試験を行なった。その結果、ヤング率、ダクティリティー、最大強度に、地質構造と一定の関係がみい出された。その一例として、ヤング率の変化（図—4）についてみると、想定された傾動モデルと調和的な変化を示す。このことは、埋没深度による物性の違いもさることながら、造構力による物性の変化が大きいことを示していると考えられる。

褶曲軸部を構成する寺泊層の塊状泥岩について、クリープ試験を行なったところ、ひずみ速度が、深度1000m、造構応力100Kg/cm<sup>2</sup>の条件下では10<sup>-6</sup>/secオーダーといった爆発的なものであったことを示す。このことは、褶曲作用が常時作用したものでなく間歇的なものであったことを示すと考えられる。

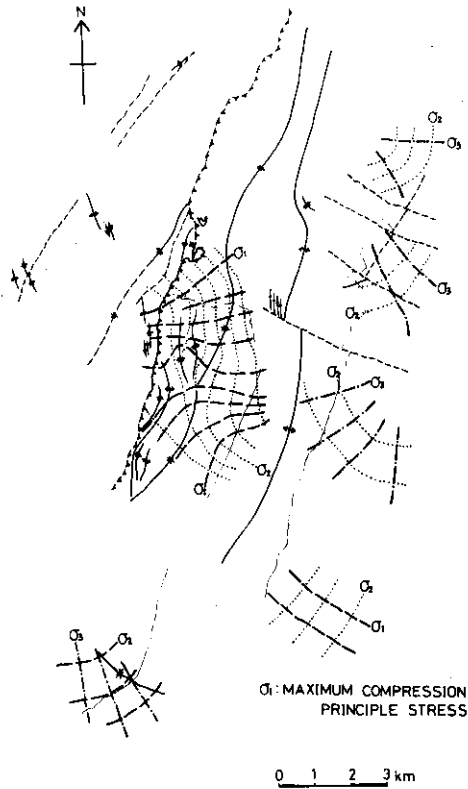
今後の課題としては、①被覆層の挙動—変形に関する問題、とくに泥岩のダイアビル作用の役割、座屈要素の検討、②実験によるモデルの検証、③地下深部の運動像との関連などがあると考えている。



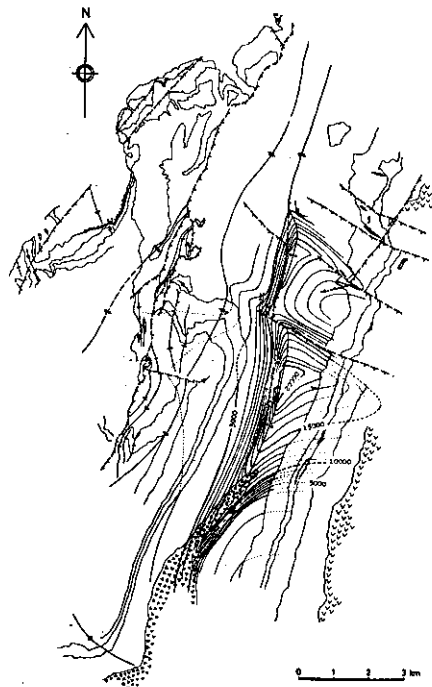
第1図 灰爪層の等層厚線図(背斜軸は富倉背斜)



第3図 新期小断層系形成時の応力軌跡図



第2図 旧期小断層系形成時の応力軌跡図



第4図 等ヤング率線図(  $Kq/cm^2$  )

## 陸棚上部に発生するブロック状堆積盆地の形成モデル

地質調査所 小 玉 喜三郎

### 1. 境界条件

関東地方をまず例にとり、鮮新世以後の堆積盆地が、どのような拡りの地殻変形を背景にして生じたかを検討し、その機構を考えてみたい。

すでに、三梨(1973, 74, 79)および藤田・松尾(1977)が指摘しているように、関東平野の鮮新世—洪新世の堆積盆地が、基盤のブロック化過程で発生・発展したことが、地層の層相・層厚変化と、同縁部の不整合の形態から示されている。これらの過程で生じる堆積盆地の段階的移動(将棋倒し構造)についても、三梨(1979)は、基盤断裂の発生・成長過程で説明している。最近、筆者ら(小玉・鈴木(1979)がまとめた、更新世後期の洪積台地の変形形状をみても、20Km×40Km位の台地単元群が、東京湾や北関東の中心に向かって、広さ150Km×60Kmにわたり沈降していることが示された。一方、房総半島や三浦半島に生じた同時期の断裂系は、南北～東西へとめまぐるしく変遷する造構応力場を背景に発生したことを示している。このことは、地かく変形の様式が、この部分では上昇・ブロック化の過程にあった、と解釈される。

これらをまとめて、堆積盆地形成にかかわる地表ふきんの地質学的境界条件を整理すると、次のようになる。

- ①浅海性堆積物、大量の碎屑物質、全般的な不整合を挟在する条件は陸棚上のような陸に近い場所であること。
- ②深さ2,000～3,000Km 規模の凹地が、広さ100～200Kmで生ずること。
- ③凹地の形状は正断層で規定されていること。
- ④断層で発生する小堆積盆地の単元が、一方向へ(後背陸地側へ)段階的に移動すること。

⑤深海底形成、後背陸地の全般的上昇の境界部に位置すること。

### 2. モデル

上記の条件を考慮した結果、第1図に示したような、深部のブロック状上昇(相対的)部の非対称な“肩”の位置に、盆地が発生するというモデルが妥当と考えられた。問題は図のようなスケール北の変形で、実際に、どの程度の規模の盆地が生じるかである。スケール実験で検討した。

### 3. 実験結果と検討

実験材料は、標準砂とシルトを適当な比率で混ぜたものを使った。実験の結果は第2図に示した。図のように、上昇側と沈降側の落差を地表高度で25Km(やゝ大きすぎ)としたとき、地表部に、巾100Km、深さ2～3Kmの落差の沈降部が形成される。断裂の規模な沈降域内では、ひかく的均等である。沈降域の外側(図の右側)には、相対的な高まりを生じる。盆地の内部および、隆起側のへりには、階段状の断層が生じやすい。この種の断裂は“肩”ヒンジ部から、一定の巾をもって、順次、後背隆起側へ形成されていくことが多い。ただし、そのようにならず、最終的な沈降域の最大幅が、変形の最初の段階で規定される例もある。この場合でも、沈降盆の形態は非対称的である。

以上のように、沈降盆が、全体の変形としては隆起域の部分に、非対称的に、かなりの落差で生じることが示され、これらの形成過程は、実際の堆積盆地形成過程に対比されるものがあると考えた。

### 4. 今後の問題

小論の考察では、関東地方の構造発達過程

を1つのモデルとした。ただし、このモデル化についても、2.で述べた以外にまだ本質的な条件が必要であるかも知れない。さらに検討が必要と考える。又、一方、同様な条件が、東北・中部・近畿地方の太平洋側に生じる堆積盆についても、当てはめられる可能性があると思うので、さらに検討してみたい。

参考文献

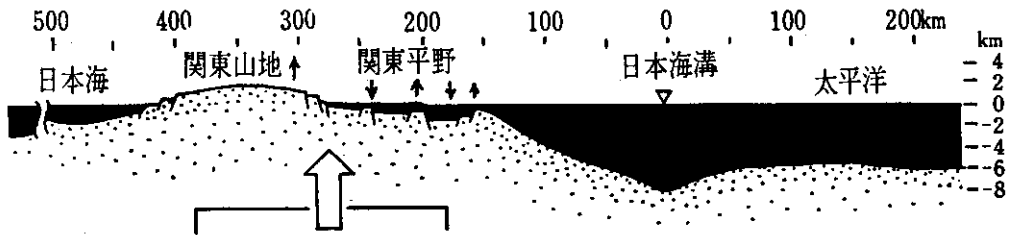
三梨 昂(1973):地球科学 v.27.p.48-65

—— (1974):「関東地方の地震と地殻変動」, p.31-50.ラティス社

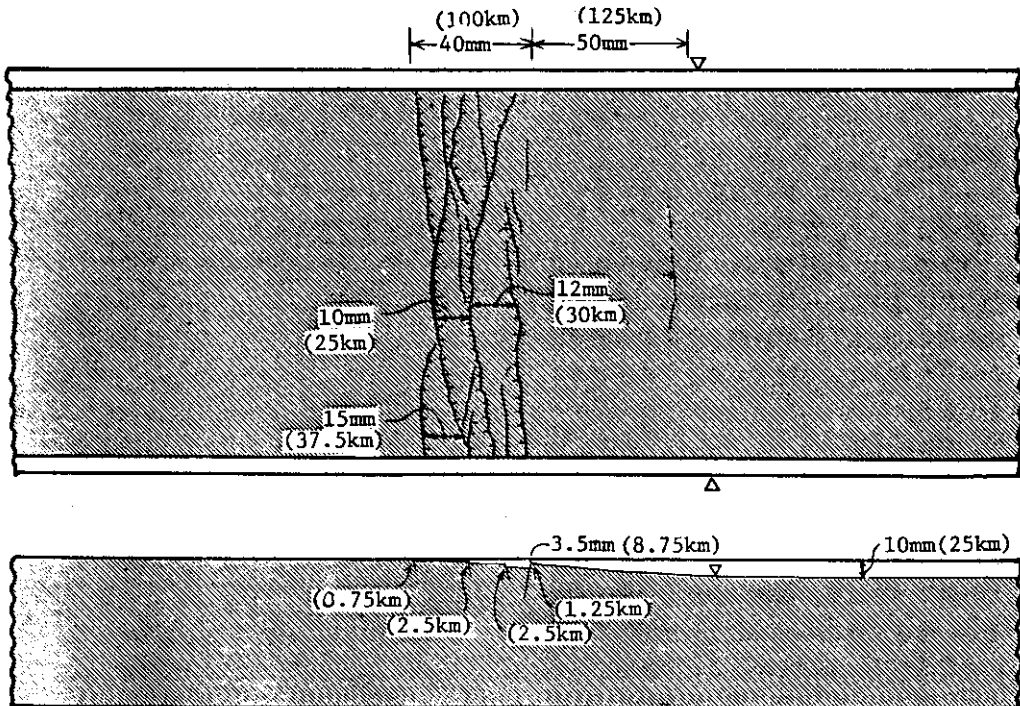
藤田至則・松尾行洋(1977):地質学論集, №14, p245-254

小玉喜三郎・鈴木耐元(1979):「関東地方における震源分布の地質学的意義」総研成果報告書 p.17-22

三梨 昂・ほか(1979)東京湾とその周辺地域の地質, 特殊地域図(20)地質説明書



第1図 関東平野と周辺の構造を深部のブロック状隆起で説明するモデル



第2図 スケール実験の結果

# 新潟の平野を決定した変動 — 新生代におけるフォッサ・マグナ地方のブロック化 —

藤田至則

## 1. 新潟平野の形成の機構

沖積層から構成されている新潟平野が、縄文海進などの後氷期に完成したことはまちがいない。また、その輪廓が、更新世の中期以後の氷期～間氷期における海進～海退と山地丘陵の隆起によって決定されたであろうことも周知である。

ところで、これら沖積平野を、構造地質学的な見地からみると、たとえば、図1に示したように、上記の新潟平野が、褶曲ないし撓曲と密接な関係をもっているようにみえる。すなわち、平野部周辺に、とくに、背斜群ないし、背斜状撓曲群が集中しているのである。背斜や撓曲の生成と成長が、新潟平野の成立に関係があることはあきらかである。ということ、新潟平野の形成が、海水面変動と陸地の隆起に支配をうけたことはよいとしても、さらに、それらは、構造運動を媒介してすすんだということになる。

具体的には、平野部には、周期の大きい箱型褶曲が発達し、山地～丘陵部は、各種の褶曲発達部に相当し、平野部と山地部の境界に、とがった背斜ないし撓曲が発達するということである。

## 2. 褶曲形成期

平野の形をきめた褶曲の形成期について従来からいろいろな見解がだされている。ここでは一つ一つ紹介しないが、この問題に関して注目すべき点は、褶曲に参加している魚沼層が、褶曲に参加しないどんな地層に不整合におおわれているかということである。大部分の地域では、魚沼層は更新世前期末の矢代田層に不整合におおわれているといわれているが、わずかに、長岡市付近において、魚沼層と整合関係にあるらしい。しかも、その矢代田層も撓曲しているらしい。もしこうした

ことが事実なら、褶曲～撓曲は、魚沼層堆積直後～矢代田層堆積前と、矢代田層堆積後の2回にわたって生じたことになる。

これが正しいかどうかは、魚沼層上部や矢代田層の層位を確立することである。矢代田層の年代は、今のところ更新世前期とされている。

以上は、褶曲～撓曲の主要形成期についてであるが、活褶曲さえあるといわれているのであるから、平野を決定した背斜群や撓曲群が、矢代田層堆積以後、沖積期までに、何回も、強化された可能性がある。現に、活褶曲があるといわれているほどである。今後、背斜～撓曲群と、各種段丘面との関係から、この問題を追及しなくてはなるまい。

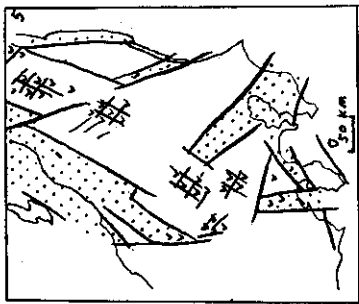
ここにのべた褶曲形成の決定期は、図2でいえば、その9に相当するのであろう。

## 3. フォッサ・マグナのブロック化の地史

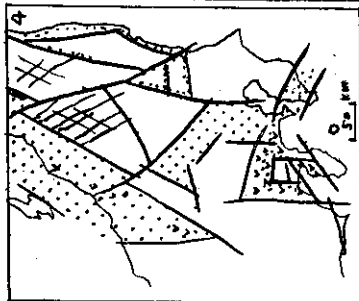
新潟平野の地史を辿れば、それは、グリーンタフ変動期にさかのぼることができる。



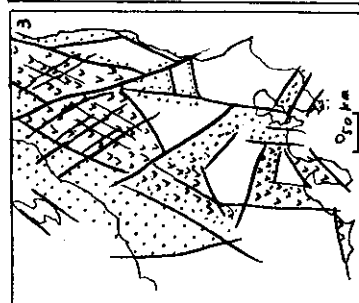
図1 背斜群の集中部(点部)



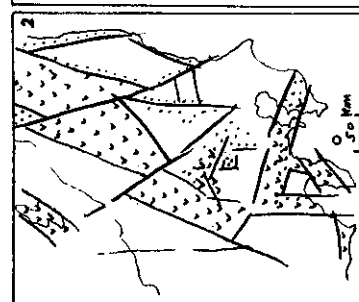
船川後期  
(本留期)



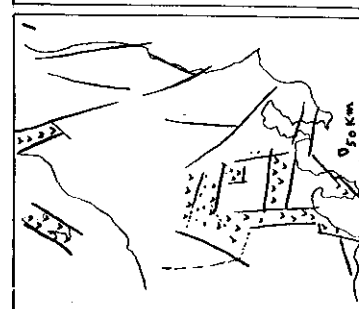
女川～船川前期



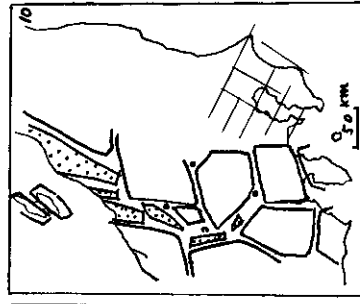
西黒沢期  
(津川期)



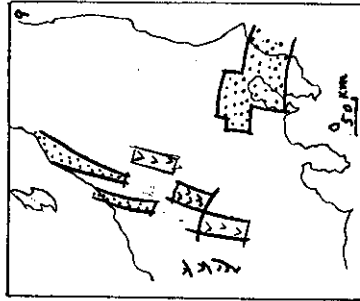
台島後期



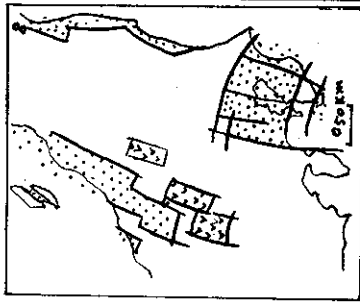
西男鹿～台島前期



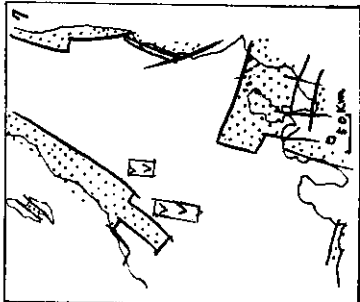
更新世中期  
(下末吉期)



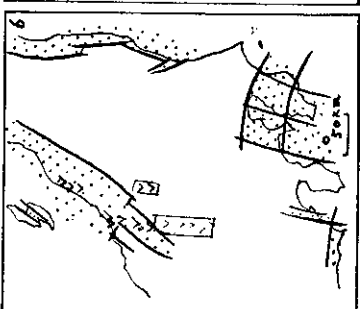
更新世前期後半



鮮新世後期～更新世前期前半  
(魚沼期)



鮮新世前期後半



鮮新世前期前半  
(西山期)

第1図 グリーンタフ地向斜～島弧変動期のブロック化, 実線: 断裂, 点部: 沈降盆地, レ点: 火山活動



いうのは、前記のように、褶曲に参加している地層が、少くとも、中新世中期の西黒沢期（図2の3）にはじまる油田地帯のそれ、つまり、グリーンタフ期のものと、鮮新世にはじまる（図2の6）島弧変動期のそれであるからである。

図2の1から5までがグリーンタフ地向斜期のブロック化の状態を示したものであり、図2の6から10までが島弧変動期のブロック化を示している。いずれも、数10Kmから200Kmでいどの大小のブロック化がみられる。これらのブロックには、しばしば、火山活動を伴っているから、それらのブロック化

をもたらした断裂は、深部断裂を伴うものが多いとみてよい。

図2のうち、点をうった部分が、沈降した堆積盆地である。これでわかるように、新潟盆地は、グリーンタフ期に生じた盆地（図2の3）が、ふたたび島弧変動期に陥没（図2の6）して生じている。すなわち、このことからグリーンタフ地向斜と島弧変動期の堆積盆地は、しばしば、ダブって発達することがわかる。このことは、グリーンタフ地向斜と島弧変動の継承性を物語っている。しかし、両者が、同じものでないことは、図2の1～5と図2の6～10をくらべれば一目瞭然である。

### フォッサ・マグナ地域の地質構造単元

埼玉大学 角田史雄

#### 1. 新第三紀における単一の堆積盆の基本形態

近年、新生代の堆積盆の基本的な形態やその形成機構などについて、多くの新知見がえられている。なかでも、従来、不明確であった堆積盆縁辺部の形態の特徴、堆積・構造現象の特徴などが明らかにされた。それによって、堆積盆の形成機構や発達様式などがより具体的にされてきた点は注目される（藤田、

1970; 本宿団体研究グループ, 1970; 三梨, 1979)。とくに、堆積盆を区切る高角の境界（断層あるいは不整合）、一方の縁辺部で急激な層相・層厚の変化を示し、他方の端で堆積盆の境界にabutする地層、の2つの点が明らかにされた。これらの事実から、単一の堆積盆の形態はほぼ「さかさにした麦わら帽子」のような形を示すことが推定される。こ

第 1 表

堆積盆のタイプ	現象		正規堆積物の量	火砕岩の量	構造要素（褶曲・断層）の発達の度合	堆積盆の発生の期の現象の保存状態
	地域					
「西関東型」の堆積盆（グリーンタフ地域のいわゆる）	伊豆半島		×	◎	×	×
	丹沢山地	北部/南部	△	◎	△	×
	富士川		○	○	◎	△
	巨磨山地		○	◎	◎	×
	御坂山地		△	◎	○	×
「東関東型」の堆積盆（グリーンタフ地域のいわゆる）	富岡		◎	△	△	△
	比企		○	○	△	△
	秩父		◎	×	×	○
	五日市		◎	×	×	△
	三浦		◎	△	○	×
房総		◎	△	○	○	

◎ 顕著 ○ やや顕著 △ 発達が弱い × ほとんど発達しない

これらの堆積盆の容積はおよそ $10 \times 12 \times (0.5 \sim 1)$   $\text{Km}^3$  位が一般的といわれるが、このような堆積盆はフォッサ・マグナ地域でも数多く存在する(グリーンタフ造山末期研連合, 1977)。同地域では、これがもっとも小規模で、かつ、短時間で形成される地質構造単位といえよう。

## 2. グリーンタフ地域と非グリーンタフ地域の堆積盆の比較検討

以上のような堆積盆を正規堆積物の量、火砕岩の量比、構造要素(断層・褶曲)の発達程度、陥没などを示す崖錐状堆積物の有無などを基に、南部フォッサ・マグナ地域において、比較検討してみると第1表のようになる。

第1表からみて、南部フォッサ・マグナ地域の堆積盆は、伊豆半島・丹沢山地・富士川・巨摩山地・御坂山地などの地域にみられる火砕岩の発達が著しいものと、富岡・比企・秩父・五日市・三浦・房総などの正規堆積物の発達が著しいものとに分けられる。かりに前者を「西関東型」の堆積盆、後者を「東関東型」のそれとすると、前者はさらに層相・層厚変化と構造要素の発達とがきわめて著しい。こうした、火成活動の著しさを目安にした堆積盆の群集の区分は、当時の基盤岩および深部の変動の境界を知る上で重要である。しかも、このような新生代における、「西関東型」の堆積盆群と「東関東型」のそれとの境界(ほぼ火成活動の境界)は、いわゆる「秩父凹地帯」(堀口, 1973)と呼ばれる中・古生界の堆積・構造・火成活動の境とも一致している点が注目される。

上述したように、構造運動や火成活動をあわせて地殻の運動の特徴をとらえれば、 $100 \sim 200 \text{Km}^2$ の広がりを持ち、 $20 \sim 40 \text{Km}^2$ の深さ(厚さ)の運動の単位が識別される。

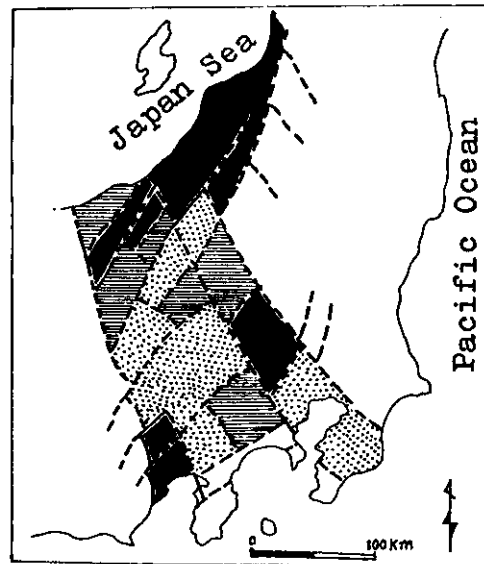
## 3. 新生代の基盤の運動

上に述べたように、地殻の運動の広がりからみて大小2つのオーダーの構造のあることがわかった。しかし、層相・層厚の変化が当時の堆積運動、つまり、基盤の運動の度合を表現しているものであり、かつ、構造要素の

発達の度合がその後の地殻変形の著しさをあらわすものと考えれば、いままで述べてきたものとは別の構造単位があるかもしれない。

まず、堆積運動時の基盤の運動を海成層の分布域を沈降域と考え、非分布域を隆起域とみて、新第三紀初期～同中期にかけて整理すると第1図のようになる(角田, 1979)。これは $50 \sim 100 \text{Km}^2$ の広がりをもった運動単位とみられる。さらに、構造要素の発達が著しい堆積盆群とそうでないものに分けると、後者は新第三紀のフォッサ・マグナ地域の堆積盆群はほぼ $200 \text{Km}^2$ 位の広がりをもった区域に分布・発達し、前者はその周辺部に形成される。構造要素の発達は新第三紀末期とみられるから、このオーダーの構造単元の形成はこのときとみられる。

したがって、フォッサ・マグナ地域における新第三紀の構造単位は、その期間を通して存在したとみられる $20 \sim 40 \text{Km}^2$ 、 $200 \text{Km}^2$ の広がりをもったものと、新第三紀の初期～中期にかぎって存在したと思われる $50 \sim 100$



第1図 フォッサ・マグナ地域における基盤変動の単位と運動様式(角田, 1977)

Km<sup>2</sup> 位のものとに分けられ、前者は深部現象と何らかの関係をもった構造单元であり、後者は地殻表層部の力学的な運動を反映した構造单元であると思われる。

#### 4. 討論と課題

以上のように、新第三紀における深部現象（たとえば火成活動）と密接な係りをもっと考えられる運動单元には、小規模なもの（数10Km<sup>2</sup> オーダーのもの）と大規模なもの（200Km<sup>2</sup> オーダーのもの）とがあるようである。しかし、島弧変動（藤田，1970）には、第四紀火山の配列・形成時期・岩質などをみる限り、200Km<sup>2</sup> ていどのオーダーのものだけである。この意味で、上記の2つの変動（グリーンタフ変動と島弧変動）は、構造单元の比較からしても、基本的に別種の変動である。もう1つ注目したいのは、単元のオーダー（50～100Km<sup>2</sup>）も異なり、かつ、時間的（新第三紀初期～中期）にも空間的（地殻表層部）にも限定された造構過程が、これらの別種の運動の間にあるらしいことである。

このように、グリーンタフ変動と島弧変動

という2つの変動の移行期にみられる現象は、四万十変動とグリーンタフ変動という2つの変動の間（藤田（1970）のいういわゆるポニン変動の時期）にもみられるのであろうか？ これからの検討課題としたい。

#### 文 献

藤田至則（1970）北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性、島弧と海洋，1—30，東海大学出版。

グリーンタフ造山末期団研連合（1977）グリーンタフ造山末期の構造運動，地団研専報，20号，193—211。

堀口万吉（1973）関東山地北東部の地形について，埼玉大学紀要（自然科学篇），v—8，83—89。

三梨昂他（1979）東京湾とその周辺地域の地質，地質調査所。

本宿団体研究グループ（1970）グリーンタフ変動の研究，地団研専報，16。

角田史雄（1979）フォッサ・マグナ地域における中新世の基盤の変動，島弧変動，研究報告Ⅵ1，93—98。

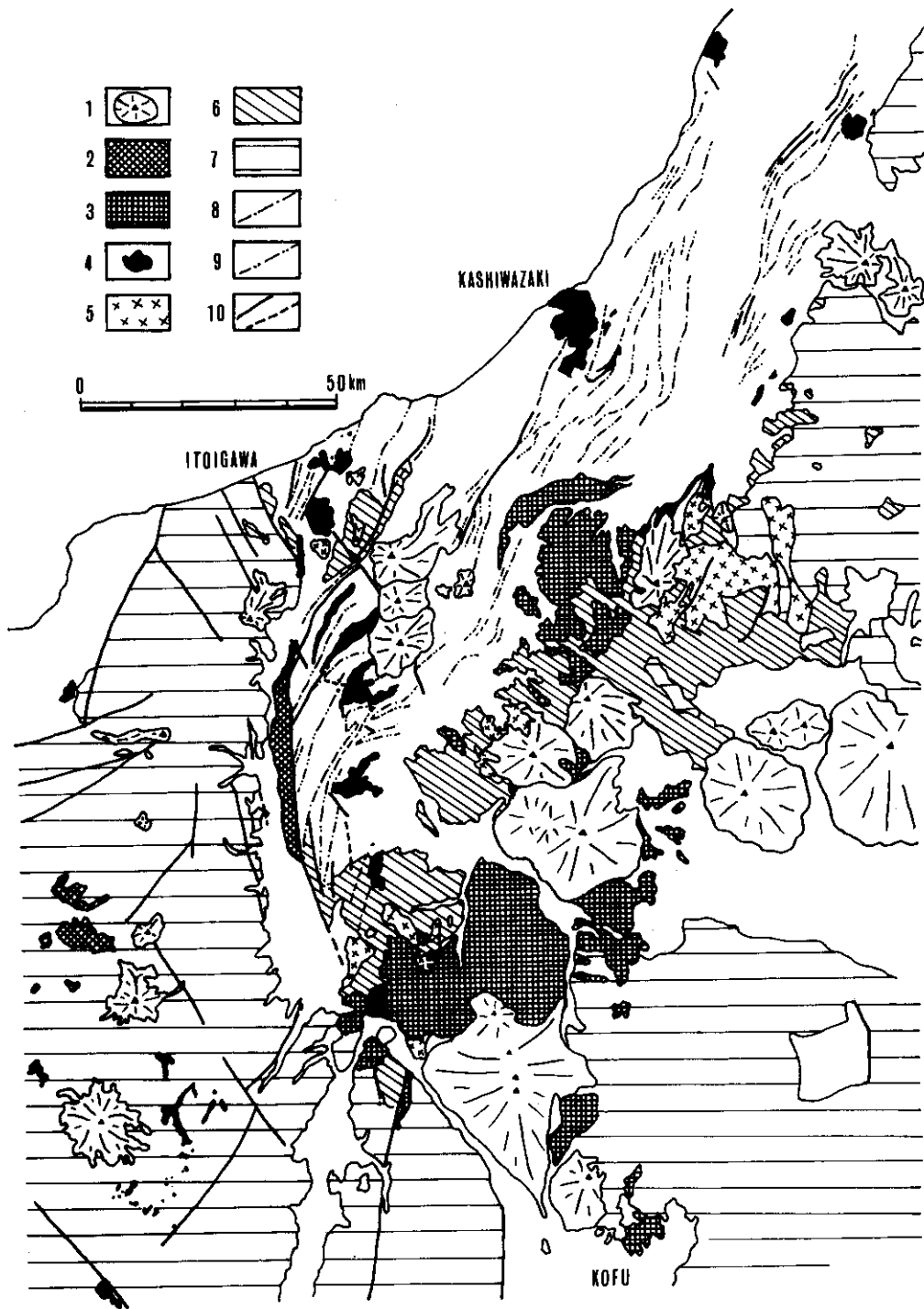
### 北部フォッサマグナにおける鮮新世の火山活動と構造方向

広島大学 矢野孝雄

新第三紀～第四紀に北部フォッサマグナで発生した火山活動は、内村、小川、柵、猿丸期および豊野期以降の5つの時期に区分される。前二者は、それぞれ、グリーンタフ変動発生期、発展期の火山活動である。いっぽう、豊野期以降のものは、中心噴出様式の“第四紀”火山の活動である。両者の中間に位置する鮮新世～更新世前期の柵期・猿丸期の火山活動が、グリーンタフ変動末期の火山活動なのか、あるいは“第四紀”火山にひきつがれるものなのか、といった問題は重要な課題である（Minato et.al.1965）。

鮮新世前期～中期の柵期の火山活動は、北部フォッサマグナ西縁部に南北方向に配列する安山岩類によって代表される。これらは、

西頸城から諏訪にかけて、7つの火山からなる全長120Kmの火山列を構成していたと推定される。そのほか、新潟県の海岸部および新発田一小出線沿い、糸静線沿い、飛騨山地などにも、この期の火山岩が分布している。次に、鮮新世後期～更新世前期の猿丸期の火山活動は、小諸タイプと大峯タイプに区分される。前者はおもに安山岩の活動で特徴づけられ、大量の火砕岩を噴出した後、鉄平石と呼ばれる平坦面溶岩を流出した。八ヶ岳北麓の小諸層群、上信国境の第四紀火山の下に広く分布するとされる吾妻層群、飯山市周辺の火山岩などが、この期の噴出物である。九州の豊肥火山岩類、北海道の“Flat lava”とともに、島弧会合部を特徴づける火山活動と



## 北部フォッサマグナ周辺の地質構造図

1: "第四紀火山", 2: 猿丸期大峯タイプの火山岩類, 3: 猿丸期小諸タイプの火山岩類, 4: 柵期の火山岩類, 5: 第三紀花崗岩類, 6: 下部中新統, 7: 先新第三系, 8: 背斜軸, 9: 向斜軸, 10: 断層

されている(島津, 1976)。後者は大量の酸性火砕流をもたらし、礫岩と互層する特異な堆積物を形成した。松本北方の大峯山地のほか、高山市付近にも分布し、東北地方の"白河石"に相当する堆積物である。

これら鮮新世～更新世前期の火山活動の地史的 위치については次のように考えられる。

北部フォッサマグナにおけるグリーンタフ変動期の主要な構造方向は、下部中新統や第三紀花崗岩が分布する中央隆起帯、西頸城隆起帯の方向、また、それぞれの隆起帯の北西側の沈降帯にみられる褶曲軸などに示されるように、北東-南西方向である。ところが、柵期の火山活動は、次の点でグリーンタフ変動とは性格を異にしている。①柵期の南北方向の火山列は、グリーンタフ変動期の主要な構造方向を切るものである。②柵期の火山活動は、グリーンタフ変動発展期の基本的な構造单元である隆起帯・沈降帯の別なく発生し

ている。③グリーンタフ変動発展期の堆積盆の中心は北方へ移動している(北部フォッサマグナ研究グループ, 1976)が、これとは別個に柵期の火山活動を契機として北東方向へ移動する堆積盆が不連続的に、しかも多角的に発生している。猿丸期の火山活動の場合も南北方向の分布および堆積盆の形態を示しており(小諸タイプの火山活動の南端部では、北西-南東の構造方向にも規制されている)、柵期と同様な性格をもつものであろう。むしろ、これらの火山活動を規定した南北の構造方向は、妙高火山群、乗鞍火山帯、第四紀に大きな変位量をもつとされる糸静線などの構造方向にひきつがれるものである。

以上のことから、鮮新世～更新世前期の火山活動はグリーンタフ変動とは異質で、むしろ第四紀にひきつがれる活動であると推定される。火山活動や大構造線を規制した南北の構造方向は深部過程を反映したものと考えられ、それは北部フォッサマグナにおける和達-ベニオフ帯の走向方向に一致するものである。鮮新世以降の南北方向に規制された火山活動は、海溝・火山列・深発地震面を基本的特徴とする島弧変動(藤田, 1970)の体系に属するものであろう。

---

※非グリーンタフ地域の飛騨山地に火山活動が発生するのは、柵期の上野玄武岩、猿丸期の高原火山岩類に示されるように、鮮新世以降である。

## 北部フォッサマグナの活構造单元

地質調査所 加藤 碩一

(浅発)地震の発生は基本的には地下の岩石の破壊によるものといわれる。これらの岩石は複雑な地質学的過程の産物であるから、その空間的分布、組成や構造は必ずしも一様均質ではない。したがって各種のテスト結果から、その一部分にすぎない岩石供試体の破壊強度などの物性が類似していても、複雑に

組みあわさった岩体や地質区としてとらえた場合、地震発生に関する地質学的条件という意味での地震地質学的特性は異なる場合がありえよう。この意味で、白地図上に震央位置をプロットし、それらの時間的・空間的類縁性のみをもって、地震の発生間隔や発生位置などについて議論することはやや粗雑にすぎる

であろう。やはり、地質地質学的に同一の発生原因を持つ地質群であることを明らかにした上で種々の考察がなされるべきであろう。このため第一段階として地表で観察される地震に最も関係の深い活構造を手がかりとして地域区分をなすことが行われている。

岡田・安藤(1979)は活断層の密度や断層の型などの活断層の諸性質と地震活動度によって全国を5つの活断層区にわけ、いわば大単元での活断層の分布区分を示した。

鈴木(1968)は100Km以深の深発地震が信越のグリーンタフ地域をさけるように分布していることを指摘し大きな構造線が震源分布を規制することを示唆した。さらに、中村・松田(1968)は地震のタイプと地質(構造)を考慮して、信越地域を北アルプス地区、信越褶曲帯、中央隆起帯、吾妻・小諸地区、関東山地にわけ、いわば中単元の区分を行なった。

筆者は信越地域における一つの活構造小単元として、本会誌第21および22号で、糸静線~姫川断層とそれに付随する南北性の活断層群、高田平野西縁部の南北性リアメント(一部活断層)および長野盆地北西縁に登達する東北東-南南西の逆活断層によって境されたブロック構造をあげた。

ここで小単元での活構造区分の一つとしてあげられた活ブロック(active block)とは、

①周囲を活断層やそれに相当する活構造(撓

曲やリアメントなど)によって境される。

②ブロック内では(水準測量等によって)一様な傾動、隆起、沈降を示すことが期待され、少なくとも地質学的現在においては近似的に剛体的な挙動を示す。

③(浅発)地震の震央分布は、ブロック縁部に集中し、その発震機構など地震活動の特性がブロックの運動とよい対応を示すことが期待される。

④第四紀(後半)以降、一つの構造単位として挙動しているから、ブロック内では、地形的及び第四紀地質学的類縁性が望まれる(例えば、ブロック内に盆地と山地が共存しないし、火山活動などにも共通性がある。)

上述した信越地域の活ブロックは以上の条件を満たしており、その縁部に発生する地震群は、いわゆる“同床から発生したと解される地震”とみなされ、それらの時間空間的関係は有意なものといえよう。

同様な活構造区分として中央隆起帯があげられ、とくに今回の本研究会で赤羽氏(信州大)がのべられたように、千曲川以東の同隆起帯もブロック化し、傾動隆起している可能性が強い(たとえば、坪井(1933)は千曲川沿いの水準測量結果から、変位量は直線的で戸倉付近を不動点とすると長野が沈降、上田が隆起し、北西側に傾動することを示している。)

## 感想文 - 夏の学校に参加して

新潟大学・理平塚英樹

構造研には、今年の春の例会の参加が初めてで、夏の学校が2度目の参加でした。今回は、新大から多数参加させてもらいましたが、また新大の評判をおとしたのではないかと心配しております。

さて、夏の学校に参加した感想を書けという依頼を受けたわけですが、一体なにを書いたらよいのか、まよっておりましたが、期限

もせまっております簡単に感じた事を述べ感想文にかえたいと思います。

まず1つは、構造地質関係の一流の研究者の方から、多くの興味深い重要テーマについて、お話を聞ける事ができたという事です。構造地質を研究している者にとって、非常に意義のある経験だったと思います。(ただ全部を理解するまでには、私の勉強不足があり

ましたが。)

2つ目は、コンパの事で、多くの会員の方と楽しく飲み、話をして、いろんな点を知る事ができました。

3つ目は、白根巡検の事で、すがすがしい高原の空気の中で、登山と勉強をかね楽しく

過ごさせていただきました。夏の暑さをのがれ、しばし雲上人となる事ができました。

最後に、この会を催していただいた事務局の方、どうぞごくろうさまでした。これから、是非参加させていただきたいと思いますのでよろしく願いいたします。

### 三重県花ノ木断層に沿った微小地震の震源分布

新日本技術コンサルタント地質室 横田 修一郎

#### §1. はじめに

微小地震観測網の充実とともに、震源決定の精度は近年著しく向上しつつある。その結果、短期間に数多く得られる微小地震の特性を利用して、それと地質学的に知られている断層の諸性質との関係が議論されるようになってきた。

震源分布と断層面との位置関係の把握がこの種の研究過程の第1歩であることはいうまでもない。しかし、地殻内に震源をもつ浅い地震の場合、地質図上に示された断層線に震央分布を対応させるといった平面的位置関係だけの議論が多いように思われる。

一般に断層面は地表面に対して傾斜していることが普通であり、また複数の断層が互いに数Kmの間隔をおいて並行していることも多い。したがって、そのような場合、たとえ10Km以浅の極浅発地震であったとしても断層面の傾斜を無視して両者の対応関係を議論することは極めて危険である。また逆に断層面の傾斜を考慮することによって両者の対応関係がもっとも明確になる場合もある。後者の一例として、三重県伊賀盆地の花ノ木断層とその北西側の上部地殻中に震源をもつ局地性微小地震群との関係を紹介する。

#### §2. 伊賀盆地における微小地震活動と断層系

1974年8月下旬より同12月上旬にかけて三重県中、北部の微小地震を対象とした高感度臨時観測が東京大学和歌山微小地震観測所によってなされた。臨時観測の際、花ノ木断層

に近接した上野市法花観測点(HO)ではS-P時2秒以内の局地性地震が数多く(約30個)記録された。Fig. 1にはそれらのうち中村・小泉(1975)によって震源決定された地震の震央分布が、主要断層系とともに示されている。

これまで本地域の地震活動は一般に近畿北西部や和歌山市周辺のそれに比較して低調であるとされていた(松村・尾池, 1973)が、歴史的にみれば、伊賀上野近くに震央をもつ“安政元年(1854年)夏の地震(M≒6.9)”のような直下型大地震も発生している。

一方、このような現在の地震活動と直接結びつく鮮新-最新世以降に活動してきた地質断層については、伊賀盆地内部およびその周辺においてもいくつか知られており、その詳細は横田・松岡・屋舗(1978)において報告されている。ENE-WSW方向の木津川断層、NE-SW方向の花ノ木断層、西田原断層および名張断層などがその主要なものである(Fig. 1)。これらはいずれも断層面が北西方向に傾いた逆断層であり、断層の北西側のブロックが南東側のそれに対して上昇している(Fig. 2参照)。

基盤は主に中粒~粗粒の花崗岩および片麻状花崗岩よりなるが、その上に薄く分布する鮮新世の古琵琶湖層群の分布高度から各断層についてのその堆積以降の垂直変位を推定することができる。それによると、木津川断層で300m以上、花ノ木、西田原の両断層で100m以上と推定されている(多田, 1929;

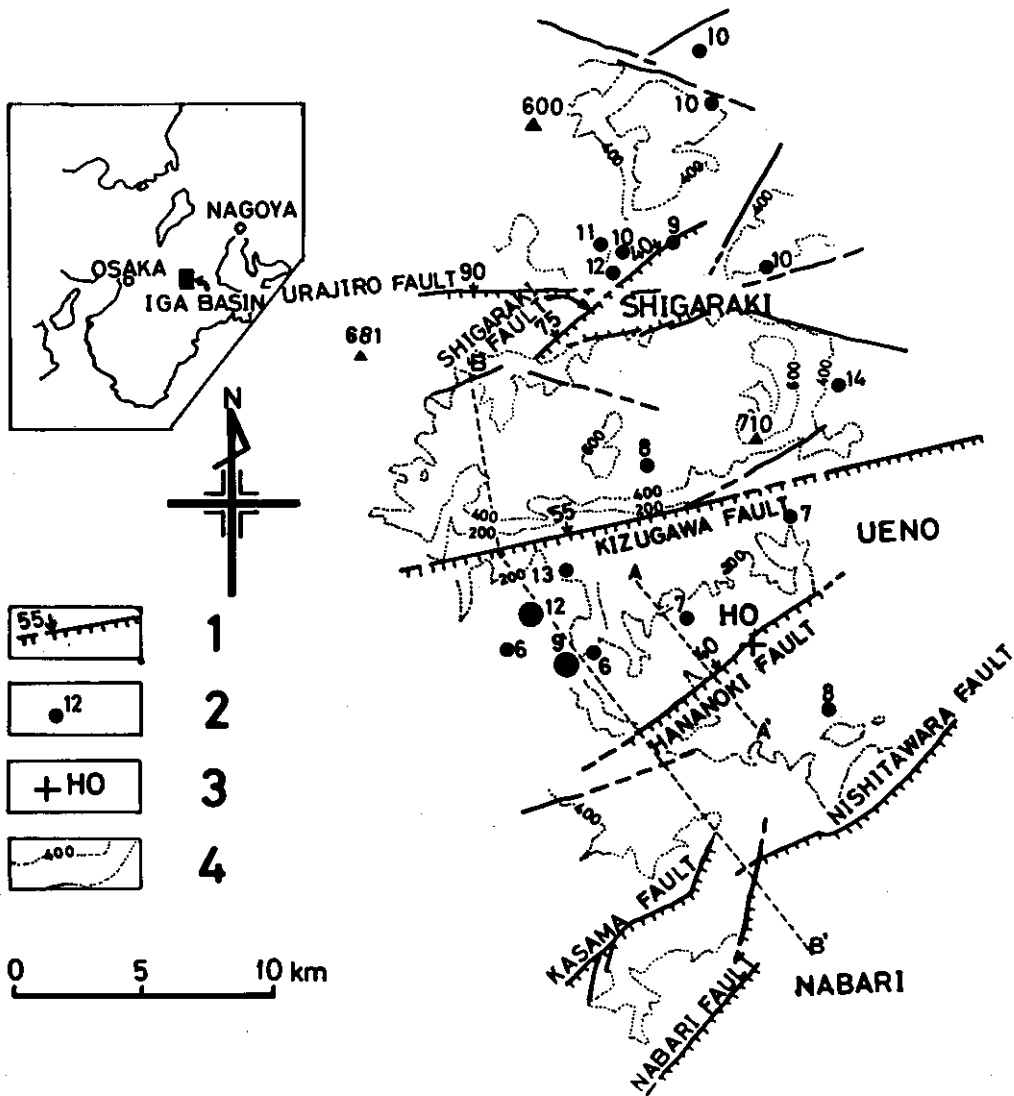


Fig.1. Epicenter distribution and fault system in the Iga basin and its adjacent area (after Nakamura and Koizumi, 1975 and Yokota et al., 1978)

- 1; Dip angle of fault plane
- 2; Epicenter and depth of hypocenter (Km)
- 3; Hokke station (HO)
- 4; Topographic contours.

近藤, 1968; 横田・松岡・屋舖, 1978)。しかし、横ずれ変位については木津川断層に沿って若干の右ずれ成分が認められている(辻, 1974MS)ほかは明瞭なものは知られていない。

### §3. 花ノ木断層に沿う震源分布

地表で測定される断層面の傾斜角は測定地点によって若干異なるが、花ノ木断層の場合  $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$  である。Fig.3はこのような傾斜し



た断層面と震源分布との位置関係を明確にするため、断層線に直交する断面B-B' (Fig. 1 参照) 上に震源を投影したものである。これによると、花ノ木断層の北西側では震源は深さ5~13kmの範囲に分布しているが、深くなるにつれてより北西側に位置するようになるため、全体として北西方向に傾斜した細長い震源分布域を形成している。これは地表における断層面の傾斜傾向とも一致しており、地下における断層の位置ならびに断層面の傾斜を示しているものと考えられる。

震源分布が1つの断層面上であるのか、あるいは互いに近接した複数の断層面上であるのかについては震源決定の精度とも関係しており明らかではない。もし1つの断層面に沿って発生したものと考えると、断層面の傾斜角は $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ となり、前述の地表における傾斜角( $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ )より若干大きいといえる。木津川断層、西田原断層周辺においても震源決定された個数こそ少ないが、地表から北西方向に $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の傾斜した断層面を想定した位置に震源が分布しており、地表におけるそれらの傾斜角 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ (近藤, 1968; 横田・松岡・屋鋪, 1978)よりも若干大きい。このように逆断層の断層面が深部ほど急傾斜になっているという事例は他にも多く、たとえばCaliforniaのSan Fernand Faultに

についても同様のことが知られている(Whitcomb et al., 1973)。

地震活動が比較的低調であるにもかかわらず、断層と震源分布の間にこのような明瞭な対応関係が認められることは、花崗岩という力学的均質性をもつ岩石の存在によるものかもしれない。いずれにせよ、Fig. 3のような関係は平面的な震央分布(Fig. 1)からは直接には見いだせないことであり、地殻内の極浅発性地震についても地質断層との対応にあたってはその傾斜を考慮することが必要であることを示している。

また、断層系の発達過程やその形成される広域造構応力場について議論するとき必要なのは、地表のみならず地下10数kmにおよぶ断層面の形態であるから、地質学的にみても断層面と震源分布の対応の意義は大きいといえよう。

#### 【謝 辞】

本研究をすすめるにあたり、大阪市立大学理学部塩野清治氏ならびに東京大学和歌山微小地震観測所の中村正夫氏には大へん御世話になりました。深く感謝の意を表します。

なお、本研究は筆者が大阪市立大学理学部在籍中に行ったものであることを付記いたします。

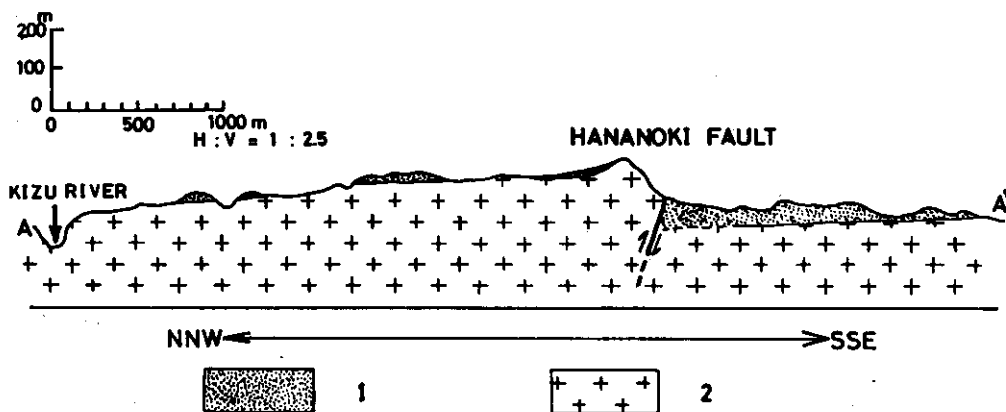


Fig. 2. Geologic section of the Hananoki Fault(H:V=1:2.5).

Section A-A' is shown in Fig. 1.

1; Kobiwako Group, 2; Granitic rocks.

文献

近藤善教(1968) 伊賀構造盆地の構造地質学的研究, 地質調査所報告, 231, 1-30.  
 松村一男・尾池和夫(1973) 日本列島のマイクロサイスミシティ, 京都大学防災研究所年報, 第16号B, 77-87.  
 中村正夫・小泉誠(1975) 伊賀・伊勢地方の地震活動, 京都大学防災研究所年報, 第18号B, 1-12.  
 多田文男(1929) 川の流路の変遷によって得たる伊賀国島ヶ原地塊の運動, 東京大学地震研究所報, 7, 531-547.

辻喜一郎(1974MS) 近畿地方笠置地域の領家帯について—その岩石学的考察—, 大阪市立大学修士論文。  
 横田修一郎・松岡数充・屋鋪増弘(1978) 信楽・大和高原の新生代層とそれに関わる諸問題。信楽・大和高原のネオテクトニクス研究(その1), 地球科学, 32,133-150.  
 Whitcomb, J.H., Allen, C.R., Carmany, J.D. and Hileman J.A. (1973) San Fernand Earthquake series, 1971: Focal mechanisms and tectonics, Rev. Geophys and space Phys. 2, 693-730.

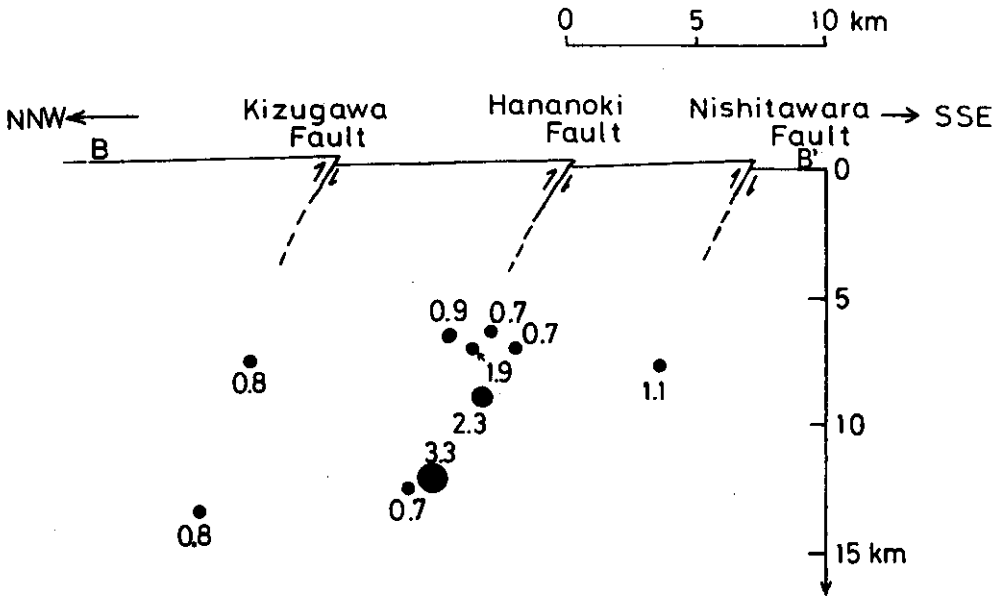


Fig.3. Projection of hypocenters from Fig.1 onto the cross section B-B'. Numerical values show the magnitude.

《 編 集 後 記 》

地質調査所の筑波研究学園都市への移転もほぼ終了し、事務局の住所・連絡先も下記のとおり変更となりました。この移転を契機に事務局の活動をよりいっそう充実させたいと思います。

新住所： 〒305 茨城県筑波郡谷田部町東一丁目1-3 地質調査所

電 話： 0298-54-3674 (事務局直通) 小 玉

0298-54-3693 (編集係直通) 佃

1979年12月23日発行

編集発行 茨城県茨波郡谷田部町東一丁目1-3

地質調査所 環境地質部 地震地質課

構造地質研究会 編集係