

構造地質研究会誌

(第21号)

<春の例会特集>

春の例会報告	編 集 係
南海スラストについて	沢 村 武 雄
四国中央部における微小地震活動と構造	木 村 昌 三

<夏の学校特集>

夏の学校報告	編 集 係
シンポジウム「ブロック構造について—その境界・変形・規模」	
世話人：小玉喜三郎・加藤碩一	
アンケート提供者：角田史雄・藤田至則・鈴木尉元・原 郁夫・横田修一郎・小玉喜三郎・ 加藤碩一	
近畿地方の地質構造と地震断層との関係	大須賀和雄・長谷川和寛・鈴木尉元・小玉喜三郎
岩脈群による応力場解析から復元された東北日本南部における中新世の応力場	堀 清彦・竹内 章
信越地域の活構造(その1) - 姫川活断層系	加藤碩一・山崎晴雄
高知県上葦生川地域の秩父累帯北帯の古生界の構造	伊熊俊幸・桑原恵一・松浦一樹
フォッサ・マグナにおける基盤の運動像	角 田 史 雄
東アジアの中生代以降の造構運動・火成作用とその深部過程に関する試論	鈴木尉元・小玉喜三郎・小林一典・坪井雅彦
島弧変動期におけるブロック構造の特性	藤 田 至 則
近畿中央部における断層ブロック運動	横 田 修 一 郎
編集後記	編 集 係

1977.12

構造地質研究会

＜春の例会報告＞

編集係

1977年4月3日、高知大学文理学部地質学教室において、恒例の構造地質研究会春の例会が開かれました。構造研の主要なメンバーであり、活発な研究活動をなされていた故三井 忍会員の昨年末の突然の悲報に全会員がショックを受け、今春の例会開催を危ぶまれましたが、四国および関西の会員諸氏の御協力により盛大に行なうことができました。御苦労さまでした。

さて、例会は、故三井会員の冥福を祈って一分間の黙禱を捧げることに始まり、地元高知大学の沢村武雄氏の「南海スラストについて」と同大学地震観測所の木村昌三氏の「四国中央部における微小地震活動と構造」の両講演が行なわれました。両講演とも熱心な質問が飛び交い活気にあふれたもので、両氏の御協力に感謝いたします。この内容は、本号に掲載されておりますので、ぜひお読み下さい。

春の例会における議事で、本年度の運営について次のように行なうことが了承されまし

た。

(1) 運営委員選出

〔会長〕植村武(新大)、〔会計〕和田幸雄・横田修一郎(大阪市大)、〔出版〕加藤 稔一(地調)、〔運営〕池田幸夫(広大付高) 藤田至則(新大)、角田史雄・小室裕明(埼大)、鈴木尉元・衣笠善博*・小玉喜三郎(地調)

(*衣笠氏は、秋より留学の為、代理に佃栄吉(地調)が当たります。

(2) 会費

会費の値上げは行ないませんが、納入率が著しく悪いため、我国の経済にもおとらず、財政状態が常に危機にさらされ、会誌の売上げによって何とか息をついている状態です。

未納の方は、¥1000を忘れずに下記あて御送り下さい。

振替口座番号：大阪-45473

加入者名：構造地質研究会

南海スラストについて

高知大学 沢 村 武 雄

筆者は、1946年12月21日の南海地震について、その発震機構が、筆者の想定した北傾斜の低角度逆断層“南海スラスト”による thrusting であって、1911年H.F.Reidが、水平断層に提唱した弾性反発説を初めて逆断層に適用した。四国の沿岸と内陸における地盤運動の隆起量と沈降量から、野根-安田-下田-月灘を hingeline とし、この線の南側では、南海スラストまでの地盤の平素の緩慢な沈降と地震時の南上がりの急激な隆起、北側では平素の緩慢な隆起と地震時の急激な沈降とする過去の南海地震も踏まえての see saw

運動を述べ、hingeline の南北両側における地震時隆起、沈降量を回復しないうちに、次の南海地震によって同じ運動を繰り返すという過去約20万年の動きが、現在の土佐湾沿岸の室戸岬・足摺岬方面の海岸段丘地形と、浦戸湾・須崎湾方面のリアス式海岸地形をもたらしたと述べた(沢村1953)。

なお、これらの地盤の隆起、沈降量の記録は、水準測量によるものとして、海上保安庁水路部22か所、地理調査所(現国土地理院)の赤野基準12か所、高松基準32か所、浜田(島根県)基準51か所、東大地震研究所37か所

(うち検潮儀記録によるもの6か所), 水準測量以外の方法によるものとして水路部24か所, 地理調査所27か所, 筆者60か所で, 痕跡調査によるものが多い。これらの記録と変化量を図示した図版は大版のため省略したが, 図1はその概要を示し, 内陸の変化量も併記した。

水準測量は, 1944年の東南海地震のように測量中に地震発生, 直後再測量といった場合には, 地震による変動量が精度高く得られるが, 1946年の南海地震のように, 地震前の測量が1907~1943年(水路部), 1929年(地理調査所, 赤野基準), 1929~1938年(地理調査所, 高松基準), 1939年以前(東大震研)ということになれば, 震後の測量との比較では地震による変動量は不明である。むしろ痕跡調査の方が確実性が大きい。例えば, 写1は土佐清水市清水港内東方奥の唐船島^{とうせん}の隆起(国指定, 天然記念物)で, Aは地震前の旧海岸線, Bは地震後の新海岸線(貝類付着して白く見える)で, A-Bは地震による隆起量で, 0.8 mを計測した。水準測量による隆起量は0.4 mとなっている(河角, 1956)。

水路部において, 1947年2月~5月に, 四国, 紀州沿岸海底の測深を行ない, 小学校時代からの同級生であった当時の水路部長松崎卓一がdataをそのまま筆者に提供した。この結果も陸地の水準測量の場合と同様に, 地震による変化量は, 前回測量結果との比較であり, 然も深度の読定値は最大10 m程度の誤差があったようだから, 陸地の場合の変化量程の精度は望めない。しかし地震による水準変化方向の凡その正負を知ることは可能である。すなわち海底の水準変化の傾向は, 震源域の中心と思われる東径 $135^{\circ}20'$, 北緯 33° から西南西に東径 133° , 北緯 32° の地点の方向へ延び, また震源域中心から北東へ串本沖すなわち東径 $135^{\circ}30'$, 北緯 $32^{\circ}20'$ 付近まで追跡し得る推定断層線を境にして北が隆起, 南が沈降の傾向であることは, 図3(沢村1953)に示す通りである。図3は水路部の各音測深線の旧測深との比較断面図から, 測深線の隆

起傾向の部分, 沈降傾向の部分, 余り差のない部分とに分けて, それぞれ実線, 破線, 細破線をもって示し, 相隣る測深線の対応する部分を連結して作図したものであり, ①~⑯は測深線である。

以上述べた南海スラストは, 1946年の南海地震で新しく生じたものではなく, 同性質の地震の繰り返しによって, 現在の土佐湾沿岸の地形をもたらしたという推定のもとに, 理科年表に記載されている白鳳南海地震(684年)以来の震央位置(thrustingのスタートの位置)を記入して見ると, 図1のように精度高く載ることが分った。これらの一列配置について, 担当した河角広によれば, 「南海地方の古代の地震の震央位置は決定困難なため, 不確実の意味にて \cdot 印を付してある。比較的線上に並べたのは最近の大地震の震央と海底地形関係から推定したもので, それが有意であるかは不明」としている(筆者宛私信)。しかるに現在の理科年表記載のこれら震央位置は東よりに変更されている。筆者はその理由について関知しないが, 有力な根拠がなければ意味がない。また, 河角もいっている土佐湾底の地形からも, 図4(沢村・満塩1976)のごとく, 土佐海段・日向海段などの南縁に沿い, 南海舟状盆地に至る急斜面の上部を占めることは, 地震毎のthrustingの関係からも有為のものと考えられる。これらの諸点より, また有史以来の南海地震の震央が点でなく線であることから, 理科年表旧版の一直線型の方がむしろ適切と思われる。

筆者は, 南海地震の翌日から, 四国の沿岸を踏査し, アンケートを取り, 地盤の水準変化量の規則性も判明し, 津波の状況などより推定して, 野根一月灘線をhingelineとするsee saw運動に弾性反発説を適用したが, 18年度の1964年のAlaska地震についてG. Plafkerが筆者と全く同様な研究発表を行なった。

図5はAlaska地震を起こした断層の断面図である(杉村1973)。これを1946年の南海地震に対応すると, 海面のレベルは異なるが, Aは中国地方南岸位置, Bは高知市など

の1.2 m沈降,Cは安田などのhingeline位置,Dは南海スラストで、津波の来襲状況も考慮して室戸岬沖のスラスト位置で9~10 m程度、須崎沖で8 m程度と推定した(沢村, 1953)。Eは行当岬断層, Fは南海トラフに当たる。南海トラフは、南海地震の原因である thrusting によって生じた舟状盆地ではない。thrusting とプレートテクトニクス仮説の問題については今回は触れない。

文 献

沢村武雄 1953 西南日本外側地震帯の活動と四国およびその付近の地質、地殻運動との関係、高知大学学術研究報告、第2巻、第15号
その他 省略

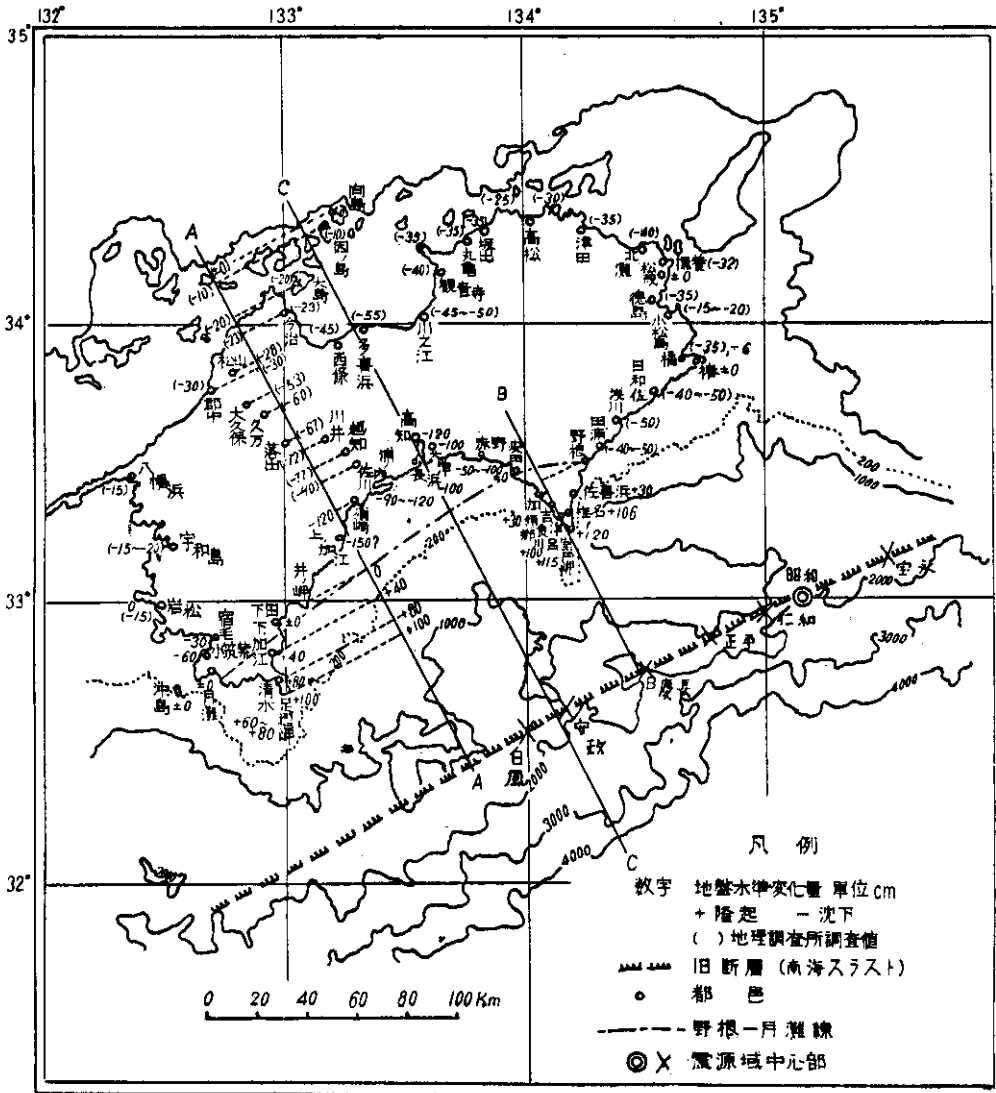


図 1

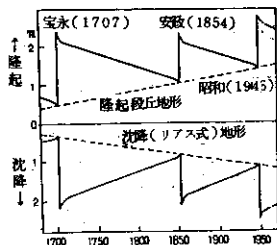
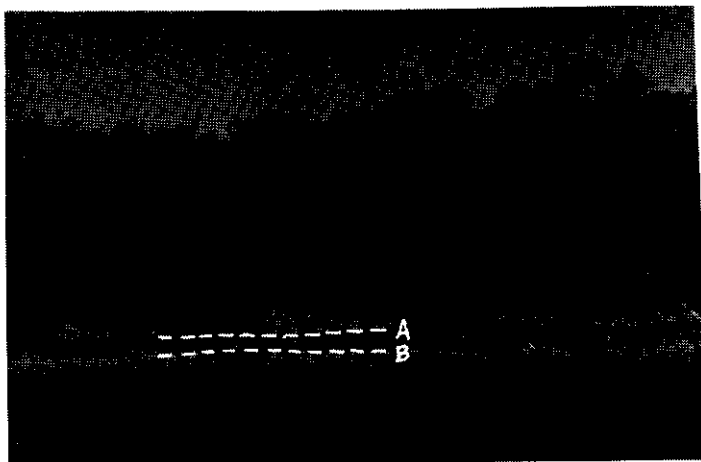


図2 室戸岬(上)および高知市(下)の基盤の動き
(沢村, 1953, 1973)



写1 土佐清水市清水港内唐船島の隆起
(国指定天然記念物, 1948.4.27満潮後約1時間にて撮影)

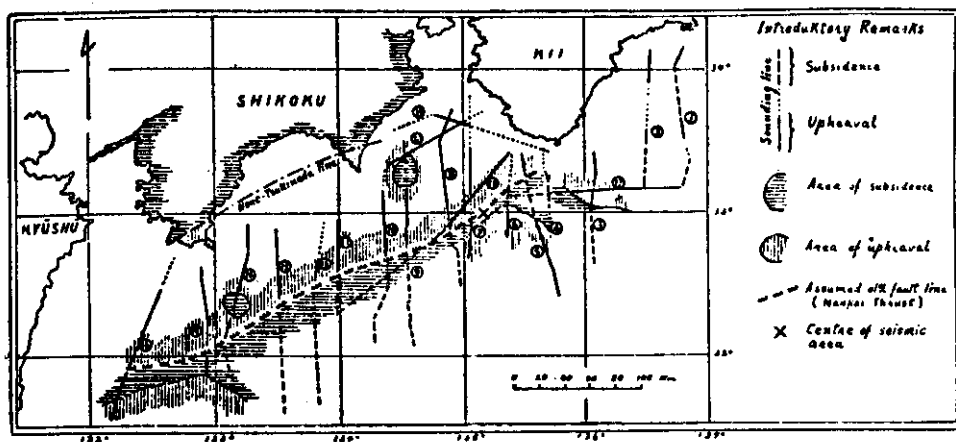
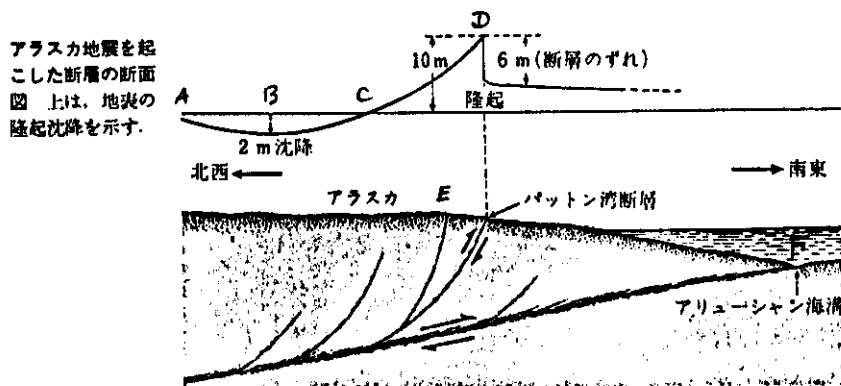


図3



アラスカ地震を起こした断層の断面
図上は、地表の隆起沈降を示す。

図5

四国中央部における微小地震活動と構造

高知大学 木 村 昌 三

1. はじめに

四国の内陸に震央を持つ、いわゆる大地震の例はこれまでになく、マグニチュードが6以上の地震は1711年と1955年の2個があり、震央が決定されている。他に、1661年と1814年の震央が高知付近と推定されている小被害の地震が発生している(1)。微小地震については、1967年4月から4年間にわたる震央分布が求められ、これは気象庁による長期間の中小地震の震央分布とよく類似し、四国東部と比較し西部では低調である。また、起震歪力の方向は、浅い地震と深い地震では逆転している事が明らかにされている(2)。

2. 微小地震活動

この地方の微小地震活動の例として、1972年4月から1974年12月の期間のデータを解析した結果について報告する(3)。対象とした地震は、1番震源に近い観測点のP-S時間が10秒以内である。震源は、表層から厚さとP波速度をそれぞれ5-5.5, 10-6.0, 15-6.6, 以下の速度が7.8の4層の水平構造に基づいて求められ、図示しているのは4点以上で決定された地震である。また、マグニチュードは2以下、2から3、3以上の3クラスにわけられているため、観測ネットの近傍では小さな地震も含まれている。

浅い地震の震央分布は図1に示しているように、地震が発生している地域は、四国の東部では中央構造線以南に、西側になると瀬戸内海にも広がっているが、内陸部では観測ネットの西端付近より極端に少なくなり、南海地震の余震活動域と類似している。震央分布を見るかぎり、特に構造線に沿って、あるいは特定の地質帯に集中して地震が発生するパターンはみられない。剣山周辺では定常的な地震活動は低調であるが、図の白丸の地域では、74年4月末から7月にかけて280個の

ぼる多数の地震が発生した。最大のマグニチュードは3.1であり、震央に1番近い粟生観測点(A)でのP-S時間のバラつきは0.2秒内であって、非常に狭い地域で多発したと推定される。また、東部においては、馬路観測点(J)の北東方向に地震の集中している地域がみられ1955年のマグニチュード6.0の発生域と対応しているようである。一方、室戸岬から北東の海岸沿いには浅い地震が発生していない様に見える。

次に深い地震の震央分布(図2)では、震央が中央構造線以南に位置し、これは四国西部でも同様であって、浅い地震のように活動が西部で低くなるといったパターンはみられない。また、観測ネットの中あるいは周辺部では、地震がほとんど発生していないが、これは活動の時間的な推移によるものかも知れない。

深さ分布として、図1の点線の間位置する震源を、南北の断面に投影したのが図3である。この図においては、震源決定の計算値と観測値が一致する地震のみをプロットし、深さが地表上に求まった地震等については図示していない。そのため、ネットから北側の浅い地震の大部分はこの図に示されていない。この図で特に顕著なのは、浅い地震と深い地震が地震発生のない帯状の領域を界にして2つのグループに区別される事である。深い地震のグループは、南から北に向い次第に深くなっているのが明瞭なので、これらの地震が平面上に発生しているとみなして最小二乗法で求めると、若宮観測点(W)の下方30kmを通過してほぼ北に対して約14度の下がり面となる。図中の点線が近似された面であり、延長して地表と交わる線は、南海トラフの内側にあってほぼ平行な南海スラストの付近に達するが(4)、この線はほぼ東西で南海スラストの走向とは一致しない。浅い地震のグループの場合、

発生する深さの上端は約15度の北上がりの傾きを示し、三波川帯のネットから北側になると震源は地表上に出る。このように、系統的に震源が求まらない事から、仮定した水平構造と異なる構造が観測点下には存在し、かつ震源の深さにも地域的な差がある事を示唆しているものと推定される。若宮と粟生観測点の中間付近では、震源の深さに極端な差がみられる。すなわち、地震の発生している深さが三波川帯では約10km以浅であり、秩父帯になると約20kmまでになる。短期間のデータながらこのような差がみられる事は、御荷鉾構造線付近を境にして、構造あるいは物性に相違があるものと思われる。一方、これらの2つのグループの間の地震発生のない領域を地表まで延長すると、南海地震の際のヒンジライン付近に達し(4)、定常的な地震活動にも影響しているように見えるのは興味深い。図1の点線の外側の地震の深さ分布については、明瞭な関係は認められない。

次に、この地方の起震歪力の方向を推定するため、構造に基づく射出角を計算し、ウルフネットの上半球に震央の重ね合わせによる初動の押し引きをプロットして調べた。20kmより浅い地震の場合は、押し引きが大部分四象限型にわかれ、引きの数の最大値の方向をとると、主圧縮力の方向は東から7度北側になる。20kmより深い場合は押し引きがかなり乱れ、また、ディップスリップのパターンも示さない。浅い場合と同じようにして主圧縮力の方向を求めると、南から11度東側になり、浅い地震と深い地震の主圧縮力の方向はほぼ直交する。そして、個々の地震について主圧縮力の方向を推定すると、深さ分布で示した浅い地震のグループでは東西方向となり深い地震の内、20kmより深い場合には南北方向が卓越し、浅い場合は東西方向となり、起震歪力の方向の点からは2つのグループに明らかな差はみられない。しかし、深い地震が南北方向の圧縮場で発生し、浅い地震はそれに伴う張力場で発生しているとも考えられる。

3. 地殻構造

2に述べた理由により、この地方の地殻表層部の構造を求めるため、高知県西部にある鳥形山の石灰岩の採石発破の波を利用した。観測点は図4の黒丸で示した位置に設け、観測は1点毎に移動して行なったため、発破時刻には0.05秒程度の誤差が含まれる。しかし各測線の走時曲線には誤差以上の顕著な差がみられ、広い地域にわたる構造の相違に起因している事が判明した。構造を求めるに際し逆測線がないため走時曲線に基づいて、P波速度を表層から4.8(第Ⅰ層)、5.5(第Ⅱ層)、6.1(第Ⅲ層)km/secとした。各々の厚さについては、近似的に平面とみなして最小二乗法によって求めた。

第Ⅰ層は発破点直下の厚さが0.9km、走向は東から北へ(以下同様)22.2度、傾斜角3.2度である。この走向は御荷鉾構造線の方向とほぼ平行であり、三波川帯では第Ⅰ層がなく第Ⅱ層が表層まで達している。そして、第Ⅰ層は秩父から四万十帯へと南になるに従い厚くなっている。

第Ⅱ層の下部までの厚さについて求めると秩父・四万十帯の東側の点からは、厚さ5.2km、走向21.8度、傾斜角12.5度となり、西側の点は約4km薄くなっている。三波川帯の東の点からは、厚さ4.1km、走向24.8度、傾斜角50度であり、西側を含めるとそれぞれ3.9km、22.6度、0.6度となり、ほとんど傾斜は存在しなくなる。いずれの場合も、近似した平面からの厚さの差は1km以内になり、構造線等による厚さのギャップは認められない。

以上の結果に基づいて、第Ⅰ層、第Ⅱ層の下部までの厚さを図4に示している。第Ⅱ層の下部は南になるに従い非常に厚くなっているが、速度を6.0km/secとしてもあまり変わらない。前に指摘したように、浅い地震の深さが南下がりとなっているのは、第Ⅱ層の南北の傾斜角11.6度と定性的には合う。得られた傾斜構造に基づいて震源を決めた場合、深さが第Ⅱ層と第Ⅲ層の境界面を示し、傾斜方向が構造の方向と一致するかどうか今後の課題である。

参考文献

- (1) 宇佐美龍夫 (1975) 日本被害地震総覧, 東京大学出版会
- (2) 沢村武雄・木村昌三 (1971) 高知大学学術研究報告, 第20卷, 第14号

- (3) 木村昌三・岡野健之助 (1975) 地震学会春季講演予稿集, 122頁
- (4) 沢村武雄 (1953) 高知大学学術研究報告第2卷, 第15号

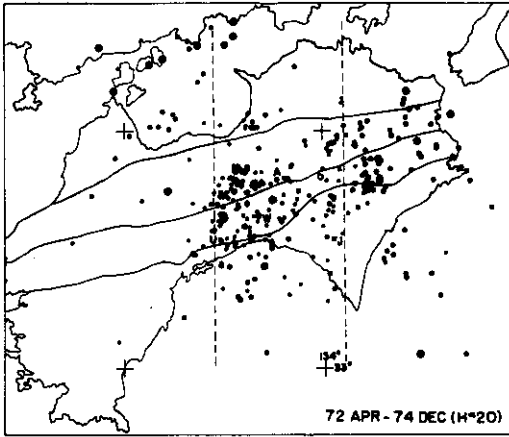


図 1

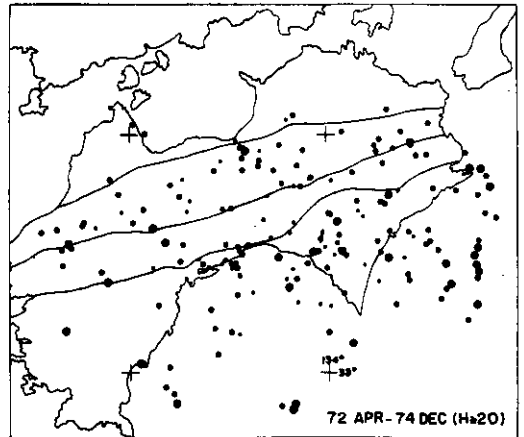


図 2

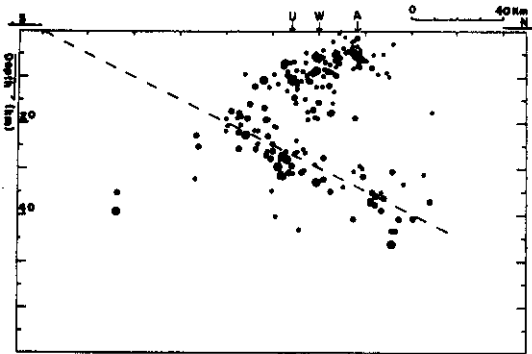


図 3

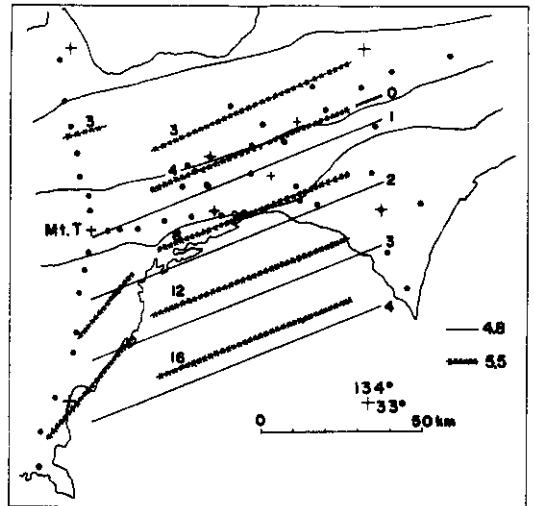


図 4

<夏の学校報告>

編 集 係

1977年8月29日～31日にわたって、名古屋大学および愛青荘において、恒例の構造地質研究会員の学校が開かれました。名古屋の会員諸氏の御協力を感謝いたします。

プログラムは次の通りです。

——8月29日—— (於：名大理学部)

特別講演 熊沢峰夫氏(名大)

「Dual Plate Tectonicsと上部・下部マントルの分化」

(於：愛知県青少年公園「愛青荘」)

鈴木耐元・小玉喜三郎(地調)・大須賀和雄
長谷川和寛(芝浦工大)……「近畿地方における地質構造と地震断層との関係」

堀清彦・竹内章(大阪市大)……「中部日本北部および東北日本南部における中新世の応力場」

加藤磧一・山崎晴雄(地調)……「信越地域の活構造(その1)——姫川活断層系」

——8月30日—— (於：「愛青荘」)

伊熊俊幸(大阪市大)・桑原恵一(長崎工業k・k)・松浦一樹(ダイヤコンサルタントk・k)……「高知県物部川上流地域の秩父累帯北帯の古生界の構造」

角田史雄(埼玉大)……「フォッサマグナにおける基盤の運動像について」

鈴木耐元・小玉喜三郎(地調)・小林一典・坪井雅彦(芝浦工大)……「東アジアの中生代以後の造構運動とその深部過程についての試論」

藤田至則(新大)……「島弧変動期におけるブロック構造の特性」

<シンポジウム>

「ブロック構造について その境界・変形・単元」(世話人：小玉喜三郎・加藤磧一)

——8月31日——

犬山・木曾川左岸チャート中の石英脈の観察(案内：水谷伸治郎・宇井啓高(名大))

構造地質研究会「夏の学校」シンポジウム 「ブロック構造について……その境界・変形・単元」

世話人 小 玉 喜三郎・加 藤 磧 一(地調)

<シンポジウムの課題>

ブロック構造またはブロック運動(地塊または地塊運動)とは、“断層により境された剛体的な単元で、変形はその内部では少なく境界に集中する”構造および運動で、“褶曲のような連続的な運動とは対称的な性質を示す”と定義することができると考えられます(参考：地学事典・平凡社)。このような構造または変形様式は近年様々な地域で基礎的な単元として注目されており、またこのような概念で様々な構造を見る必要性も指摘されています。

ところで、ブロック構造についての上記の

概念には本来その特徴的な運動様式が含まれておりますが、その現われ方には様々なものがあると思われまます。

そこで、世話人では、何名かの会員の方々に、下記に列挙するようなブロック構造の性質についてアンケートをとりました。

——ブロック構造に関する特徴——

- (1)境界はどのような構造か(断層・撓曲他)
- (2)地塊を特徴づける平面・断面形態および変形様式、変形過程
- (3)単元地塊のスケール(単元のオーダー)
- (4)地塊相互の運動、配列、トレンド
- (5)深部過程との関係

(ハ)構造発達史, その他(火成活動, 地震活動などの関係)

アンケートに協力いただいた方々に感謝すると共に, その内容を次に掲載いたします。

(順不同)

(1)角田史雄(埼玉大)

I. ブロック構造としての特徴

(イ)ブロック構造の識別……南部フォッサマグナ地域では, 定義にあるような周囲を断裂で境される“完全な”ブロックは, ごく小規模(200m×300m)のものしか認められない。そこで, この場合のブロックは, 2辺か3辺を断裂で境され, それ以外の境界には, 部分的不整合, 撓曲, とがった鋭角の頂部をもつ非対称背斜, 層相・層厚の急激な変化などの地質現象がいずれも下位の基盤の運動の急激な変化によって形成されたもの, いいかえれば基盤のブロックの境にあらわれる現象と考えられるから, 地表に露出する“不完全な”ブロックの解析が基盤の“完全な”ブロックの運動像を知るにだてになると思われるためである。

(ロ)以上のような“不完全な”ブロック(以下ブロックと略称)の形態は, 平面的には長方形, 長軸に沿う断面では厚さが非対称で, 厚さの変化は階段状になっている。このことから, 単一のブロックの運動は, ブロックの長軸に沿った方向の傾動か, あるいは, step faulting であると考えられる。

(ハ)ブロックの規模は, 4×8km~5×7km(南ほど大きい)。

(ニ)富士川を境にして, 東側ではより正方形に近い(5×7km)EW性の軸をもつブロックが, 西側にはより長方形に近い(4×8km~2×5km)NS性の軸をもつブロックが配列する。そして, 両者の長軸は, 断層を捨象すると, 互いに直交するように接する。長軸がほぼ平行(エシェロン状)に配列するブロックの運動のセンスは同じであるが北側のブロックの運動がより早い時期にはじまっている。

(ホ)以上のブロックは, 重力異常のパターンと境界付近からの大量の火砕岩の噴出などが

ら, 少なくとも, 20~30km位まで垂直方向につづく単位になっているのではないかと思う。

(ヘ)(イ)~(ホ)から, 堆積相の変化と地質構造区の変化とがほぼ一致していること, 構造区(ブロック)の境と火砕岩の噴出・活動の場所とが一致していることなどが示される。これらのことは, ブロックの運動と堆積運動とが密接に関係しているらしいこと, ブロックの運動と火成活動も互いに関連があるらしいことを推定させる。

II. ブロック構造として考える場合の発展性・問題点

Iで述べたことは, 少なくとも地殻表層部(地下30km位まで)において, ブロック運動が, 地殻の運動の重要な位置を占めているらしいことを示す。この意味では, ブロック運動の機構の分析とその総合的な解明は, これからの構造地質学のなかでも重要な課題となると思われる。ただしこの場合, ブロックを地質構造発達史のなかからとりだして単なる形態分析, その運動像の解析におわっていたのでは, マントルと地殻の交互作用や地殻独自の運動の識別などには成果をあげられないと思われる。また, これからは, 地質構造区と地震構造区および活構造区などとの関係をしらべるなどして, これらの問題のモデルのチェックや, 変動の予測などについても取り組んでいかなければならないであろう。

(2)藤田至則(新潟大)

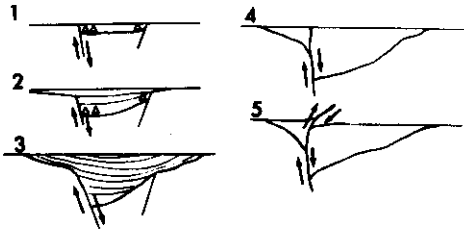
I. ブロック構造としての特徴

(イ)断層が基本である。造盆地運動をおこすので, 盆地の辺縁をなす。ただし, 1本の断層ではない。したがって, 縁辺部が堆積物におおわれたのちに, 断層の一部が再活動すると, そこに撓曲, 高角衝上, 低角衝上などの断層として再現する。なお断層はつねに直交(交さ)する高角断層が同時に発生しているのが特徴である。例……西明石, 奈良, 飯能, 久米島

(ロ)変形過程(図参照)

(ハ)1) 200m, 800mなどが存在する(数100

mオーダーがミニマムか。) 2) 10 km前後というのがある。3) 一辺が80 km以上のものがある。4) マクロには、100~200 km (筆者は最大200 kmとふんでいる。)



(⇒) 重力断層として発生、再活動して高角衝上~低角衝上の活動になる。

(※) フォッサマグナの場合、この運動が火山活動と切り離せないで深部断裂(マグマ活動)とブロックは密接な関係にあるとみられる。

(-) 島弧変動の基本構造で、火山活動と切り離せない場合がある。

Ⅱ. ブロック構造として考える場合の発展性・問題点

(1) 発生から考えること。発生直前から考えなければ、ブロック化の本質はわからないだろう。

(2) 私は、垂直性造構力が主として働いたためとしか考えてないが、もちろん水平方向の造構力が0であるはずがないので、あわせて両者からの検討が望まれる。

(3) 火山・地震と切り離しえないし、日本の地形発達に、氷期の海水準変動にまさるともおとらない重要な意義をもつものと考えられる。

(4) 地質学的手法は(基礎として)きわめて重要である。

Ⅲ. その他

盆地発生期のきめ細かい地質調査なしに、鮮新世以後のブロック構造を、十分に語ることはできないだろう。

(3) 鈴木耐元(地質調査所)

Ⅰ. ブロック構造としての特徴

(1) 境界

いろいろなオーダーのものがあるが、基本的には、垂直な断裂帯によって境されていると考えている。ただし、断裂帯自体がある巾をもった構造帯であって、1本の断層によって境されるような単純なものではないであろう。もっとも大きなブロックは、大陸と海洋、さらに大陸内にはより小さな構造单元に対応したブロック構造が考えられる。造山帯についていえば、さらに小さな構造单元(たとえば典型的なものでは、優地向斜と劣地向斜)に対応したブロックがある(アルプスでは、幅50 km)。これらの各ブロックは、水平的な拡がりに見合った垂直な根をもっていると考えている。

(2) 地塊を特徴づける平面・断面形態、および変形様式、変形過程

(1)でのべたように、基本的には垂直な断裂によって境されていると考えているが、それはブロック自体が平面で見た場合、きわめて直線的な境界をもっていることにあらわれている。変形様式は、境界付近に変形勾配の大きい場合が多いと考えられるが、ゆるいドーム状の変形をする場合もある。これらの差はブロックの根の深さと幅との関係によるものであろう。

(-) 単元地塊のスケール

第三系堆積盆地の場合、小は数km~10 km幅、それらが集まって50 km、さらに100~200 kmといった階層的構造を持っている。その幅に対応して、根も深くなるであろう。

(⇒) 地塊相互の運動、配列、トレンド

地塊は各々ある程度独立に運動するが、より大きな地塊単元の運動に支配される。

(※) 深部過程との関係

より大きな地塊の運動は、より深部の運動を反映している一方、より小さな単元は、相対的に浅い過程を反映すると考えられる。大陸と海洋といったもっとも大きな単元の運動は、マントル全体あるいはコアにまで関係をもつものと予想される。

Ⅱ. ブロック構造として考える場合の発展性・問題点

より深部の問題にふみこむ手がかりを与えてくれる。

(4) 原 都夫 (広島大)

I. ブロック構造としての特徴

中央構造線は日本列島を内帯と外帯という2つのブロックに分化せしめた最大の断層であり、内帯と外帯は日本における最大のブロックであるということが出来る。中央構造線発生後の内帯と外帯の運動様式を比較することによってこのような巨大ブロック内の運動がどのような内容をもつか分かるであろう。私にはこのような巨大ブロックの発生がどのような造構過程を経て形成されたかが興味あるところである。

私はこの問題を領家帯における granitic rocks 冷却過程との対応において論じてみたい。それは広領域にわたる連続的変形から局所的変形(中央構造線発生=ブロック化)への移化の過程を追うことである。上記の点は、「ブロック構造としての特徴」について説明したものではありませんが、ブロック構造を考える場合には、ブロック構造への連続体の分化の過程をまず問題にしないということ、上記のような私の話の内容を記した次第である。

II. ブロック構造として考える場合の発展性・問題点

「ブロック構造として考える場合の発展性」という「問」がよく分らない。「として考える」という言葉を私どものような研究史をもつものには理解できないのである。グリンタフ地域をやられた方々には、この言葉の意味がよく理解できるのかも知れない。

(5) 横田修一郎 (大阪市大)

I. ブロック構造としての特徴

近畿においてブロック構造がネオテクトニクスの立場からよく研究されているのは、「瀬戸内地質区」に属する地域である。したがって、この地域のブロック構造を中心として述べる。
(1)一般に被覆層が薄いため、基盤のブロック

構造はよく把握できる。ブロック間の境は断層(逆断層、横ずれ断層)であることが多いが、ブロックの周囲がすべて断層である場合はまれである。被覆層(大阪層群など)が厚い地域では撓曲(flexure)となっていることもあるが、この場合においても基盤中では断層と考えられる。

(2)ブロックの平面形は一般的には多角形である。ヒシ形に近い場合もあるし、長方形に近い場合もある。

(3)ブロックの大きさは幅数km~数10kmのものが多い。しかし、「断層によって境された剛体的な単元」という定義の下では、種々のオーダーのブロックが存在すると考えられる。もちろんその中で最大のものは「プレート」と呼ばれるブロックであろう。

(4)ブロックの多くは傾動している。また、傾動方位は北西(北北西~西北西)が圧倒的である。個々のブロックについてみると、その表面変形は必ずしも剛体的なものではない。

(5)ブロック境をなす断層の深さは、現在の地震活動などから10~15km程度と考えられている。また、断層に沿う垂直変位は地表近くでは大きい、地下深部へいくにしたがって小さくなり、10~15kmでは変位がゼロになるものと思われる。

[まとめ]

- (1) 近畿ではブロックの多くは傾動している。
- (2) ブロックの大きさには種々のオーダーのものがある。
- (3) ブロックの変形は必ずしも「剛体的」でない。
- (4) 近畿では、ブロック運動は比較的浅部に限られる。

II. ブロック構造として考える場合の発展性・問題点

(1)ブロックの上昇、沈降などの運動のセンスを決定づける主要因は何か?

(2)ブロックの大きさは、何によって決定づけられるか?

(3)大ブロックと中小ブロックとの関係。

IV. 参考文献

藤田・岸本(1972)「近畿のネオテクトニクスと地震活動」科学, 42, p.442~430

横田ほか(1976)「信楽・大和高原における断層ブロック群の傾動方位と速度」, 地質学会講演要旨, p.18

横田(1977)「花ノ木断層の変位分布と断層運動」地質学会講演要旨, p.85

(6) 小玉喜三郎(地質調査所)

I. ブロック構造としての特徴

関東平野南部及び中央部にみられるブロック構造について紹介する。

(1)境界の構造について

○南関東地域では南北境界が平行な東西性高角逆断層~正断層, 東西の境界は地形的な撓曲で多数の平行な南北性小正断層が発達。

○関東平野中央部では南北・東西境界とも地形的撓曲で示されるが東西の撓曲より南北断面上における撓曲の方がシャープ。

(2)平面形態・断層形態

○直線的な東西方向の断層又は撓曲と直交する南北方向の撓曲でかこまれる長方形ブロック。

○断面は南北断面でシャープな箱型・東西断面でわん曲状の箱型。

(3)スケール

○南関東では南北巾=2~4 km(断層間隔) 東西巾=8~20~40 km(撓曲の巾)

○関東平野中央部では南北巾=4~20 km, 東西巾=20~40 km以上(いずれも撓曲巾)

(4)配列

○いずれも東西~EEN・WWSに長軸をもつ
○南方の地塊ほど相対的に隆起し, 階段状に関東造盆地中央へ下る。

(5)形成過程

○東西性正断層, 南北性正断層, 東西性正~走向移動断層の順に互いに直交する断層が相前後して上昇し, 三次元的に変形。

(6)深部過程との関係

○深さ60~80 kmの地震の分布や発震機構とブロック境界の変形が対応。

II. ブロック構造として考える場合の発展

性・問題点

(1)小さなブロックは浅い基盤ブロックで規制されているが, 大きなブロックは深部の不連続変形で規制されているかどうか。問題が平面スケールに応じた深部へと発展していく。
(2)ブロックの大きさを決める要因はなにか。場の条件(応力場・変形場の拡がり(gradient)の差)とか, 物性の条件(地殻の厚さ?)とか, 特定の例, 具体的な例で検討する必要がある。

(3)1つの单元では断裂で囲まれた剛体的な変形をするが, いくつかのブロック全体をみると一連の連続的変形の場合にある(将棋倒し)
(4)不連続的変形について, 歪の状態を定量的に表現する方法はないか。

III. その他

(1)ブロックは三次元的変形としてとらえる必要がある。

(2)境界の構造だけでなく非変形(変形の少ない)の内部構造を含め検討する。

IV. 参考文献

1. 関東新生代構造研究グループ(1977)新生代末期における関東地方の地質構造の特徴。地図研専報 20。
2. 小玉・本多・新田・藤田・鈴木(1976)基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験。地調月報, vol.27, p123-134

(7) 加藤晴一(地質調査所)

I. ブロック構造としての特徴

(1)ここでとりあげるのは, 新潟県西部から長野県北部にかけての地域である。境は, 基本的には断層で, 西縁は, 姫川断層と, それに平行する活断層群, 東縁は, 高田平野の西を境する推定活断層, 南東縁は, 替佐・田子活断層などで長野盆地側へ衝上する性質を持つ。北縁は, 海底のため不明である。このブロック北部は, かつて山崎直方(1928)が西クビキ・ブロックと名づけたものに相当する。
(2)平面形態は, 直方形ないし, 平行四辺形。松代地震時の水準測量などからブロック内部の挙動は, 剛体的と思われる。北部は, 全般

に沈降するが、特に北西端の糸魚川付近が最大沈降部である。西縁は、南西端の大町付近が隆起の傾向にある。

(イ)規模は、東西 30 km, 南北 60 km。

(ロ)いわゆる新潟方向 (NE~SW) と長野方向 (N-S) との交差する所。

(ハ)震源分布からブロックの根は、30 km ぐらい、つまり地殻下部ぐらいか。

(ニ)このブロックの縁辺にそって震央が分布する傾向がある。

II. ブロック構造として考える場合の発展

性・問題点

震央を白地図上にプロットし、きわめて限られた時間距離の近縁さを唯一の根拠として震央の移動や集中の度合を論ずることは、客観性を欠くことが多い。やはり、地震の発生原因が同一であることを証明しなければならない。この意味で上述した活構造ブロックの周辺に震央が分布することは興味深い。したがって震央分布を解釈する上で、ブロックの運動を考えることが重要となる。

近畿地方の地質構造と地震断層との関係

芝浦工大 大須賀 和 雄・長谷川 和 寛
地質調査所 鈴木 尉 元・小 玉 喜三郎

1961年から1975年にかけて近畿地方に発生した地震のうち、地震月報にP波の初動が7ヶ所以上の観測所で記載されているものについて、発震機構を解析した。

この地方の発震機構型は、つぎのような4つの型に区分することができる。第1の型は2つの節面の走向が一致し、それにそりずりが正断層であるものである。第2の型は、2つの節面の走向が一致する点は第1の型と同様であるが、その面にそりずりが逆断層であるものである。第3の型は、2つの節面の走向を異にし、一方の節面が急で他方が緩傾斜を示すものである。この型では、節面にそりずりは走向と傾斜の両成分をもつことになる。第4の型は、両節面とも傾斜が急なもので、典型的な例では両者が垂直になる。この型では、節面にそりずりは走向成分が卓越する。

図には、これらの節面の方向を藤田(1974)による活構造図上に示した。凡例の1・2・3・4は、それぞれ第1・2・3・4の型の節面の走向に対応している。なお、第1と2の型では2つの節面の走向は一致するので問題はないが、第3・4の型では、どちらの節面が震源での断層面か一義的にはきめられない。しか

し、第3の型では、より急な節面が第1・2型の節面と平行する傾向があるので、これを断層面と考えた。第4の型では、付近の地質構造との関係から、一方を選んで図に示した。

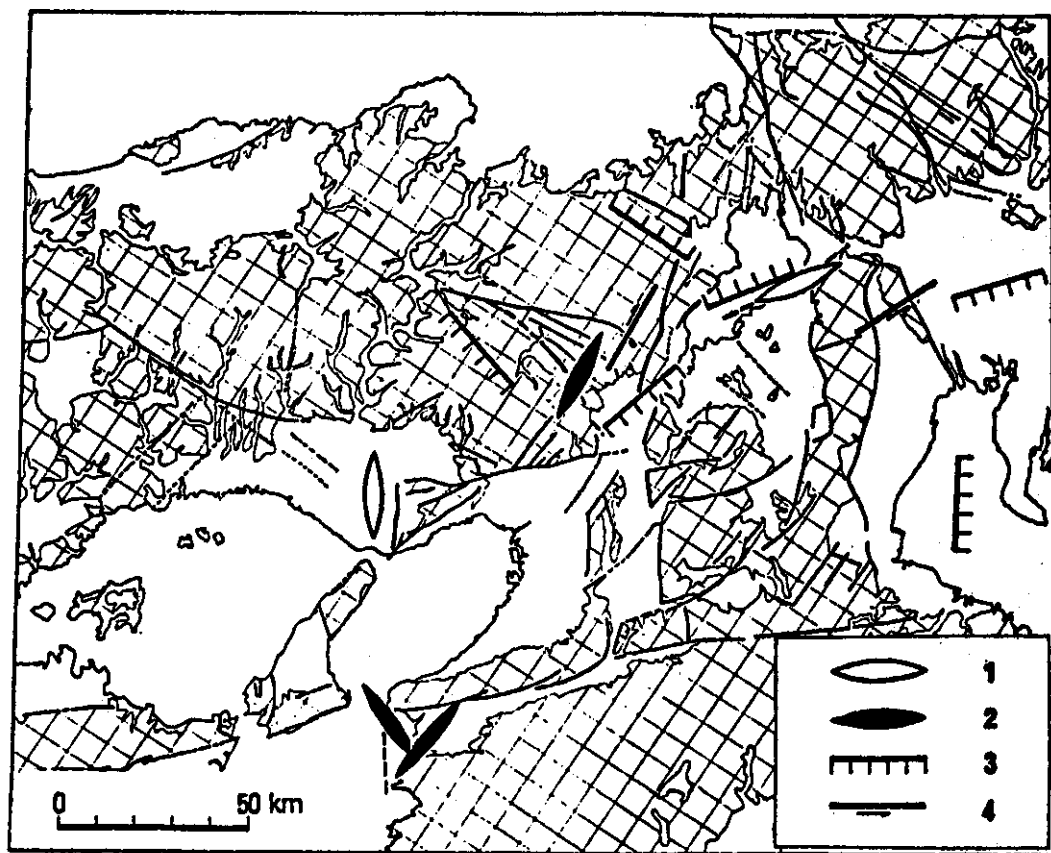
この図から、地表、活断層と発震機構の解析から求められる断層面とがほぼ平行することがわかる。このことはすでに藤田・岸本(1972)や、岸本(1973)によって指摘されているところであるが、逆断層型とされているものだけでなく、横ずれ型とされている断層にそり地震断層も、走向ずり成分よりも傾斜ずり成分が大きい。しかも、その傾斜ずりの方向は、地表の起伏と平行して、より高いブロックがより低いブロックに対して上昇するようなセンスで動いていることになる。なお、紀伊半島北西縁には、藤田(1974)によって南北方向の活断層が推定されており、その付近に、傾斜ずり逆断層型を示す2つの発震機構が求められている。しかし、その方向は、北北西-南南東、北東-南西方向を示しこの付近の海底地形と平行する。このことはこの推定活断層が地形に平行するこの二系列の断層からなることを示しているであろう。

近畿地方の三角点変動から求められる地殻

の水平変形は、伊勢湾から若狭湾にかけての地域と大阪湾付近から東南東方向にのびる地域は膨脹域、その間にはさまれた地域は収縮域にあっている（鈴木ほか、1975）。このような単位面積の変化率の分布とさきの発震機構型とを比較すると、第1の正断層型は膨脹域に、第2の逆断層型は収縮域に位置している。

文 献

- 藤田和夫（1974） 第四紀地殻変動図—「近畿地方」1/50万，地質調査所。
 藤田和夫・岸本兆方（1972）：近畿のネオテクトニクスと地震活動．科学，42，422—430。
 岸本兆方（1973） 関西地域における地震活動と応力場．京都大学防災研究所年報16号，9—21。
 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，地質調査所月報，第26巻，639—667。



岩脈群による応力場解析から復元された 東北日本南部における中新世の応力場

金沢大学 堀 清彦
大阪市立大学 竹内 章

近年、過去の応力場解析の一つの方法として、小断層などの方法と並び、岩脈群の卓越方位によるものが注目されるようになってきた。そこで筆者らは、この岩脈群による方法を用いて東北日本南部の中新世の応力場復元を試みた。対象とした岩脈群は、これまでの研究によりその形成時期がほぼ確定しているものを選択した。

1. 火成岩脈群による応力場解析の方法

ほぼ鉛直の貫入面を持つ平板状の岩脈は、PHILLIPS(1974)によれば、hydrofracturingによる展張割れ目をマグマが型どったものとされている。従って、偏差応力状態のもとで岩脈が形成された場合、岩脈の方位分布には指向性がみられ、この卓越方位に垂直な方位は、最小主応力軸(圧縮を正)の方位に対応するとみなすことが出来る。対象とする時期に形成された岩脈群の個々の岩脈について、その方向を測定し、貫入面の方位分布図を作成することによって得られる卓越方位から、当時の最小主応力の軸の方位を求めることが出来るわけである。

この方法の長所は、復元された応力場の年代が、岩脈群の形成時期からすぐに決定出来る点にある。(中村、宇井、1975)

2. 測定及び解析結果

測定地域は福島県から新潟県中南部、長野県北部にわたるが、この報告ではこれらを一括して東北日本南部と呼ぶことにする。また、この地域には、各種の岩質からなる火成岩脈が、一様に存在するのではなく、いくつかの密集部を形成して分布するので、それらを岩脈群と呼ぶことにする。

各岩脈群について、測定位置、岩質、貫入

面の卓越方位、測定数、及び貫入時期を第1表に記した。貫入面の方位分布は、ローズダイヤグラム(%表示)に表現して、その測定位置と共に、第1図に示した。

今回対象とした12の岩脈群は、その方向性によって2つのグループに大別される。即ち、天王、竹貫、塩沢の3地区(番号1~3)では、前期中新世の岩脈群の卓越方位はE-Wないし、WNW-ESE方向を示すのに対して、霊山-川俣、東鉢山、会津南部、只見-横田、矢彦山塊、佐渡小木半島、谷川岳、北信東筑及び本宿の9地区(4~12)では、前期から後期中新世にかけての岩脈群の卓越方位は、N-S、NNW-SSEあるいはNNE-SSW方向を示す。これら2つのグループのそれぞれが占める領域は、新第三紀東北日本弧の構造区分(市川ほか、1970)における外帯と内帯にほぼ対応している。

従って、岩脈群番号1~3に代表される外帯では、前期中新世当時、南北性の最小主応力軸を持つ造構応力場が存在したと推定され、一方番号4-12に代表される内帯では、ほぼ中新世を通じて東西性の最小主応力軸を持つ造構応力場が存在したことになる。

2つの応力場の境界(第1図破線)は、八島(1962)が指摘した岩脈の密集帯の東縁にあたり、福島県丸森町大館火道付近から、霊山付近を経て白河方面に通ずるものと推定される。

3. 東北日本南部における中新世の応力場

東北日本南部では、上述した解析結果のほかに、中新世の応力場を推定する上で考慮されるべき事象が、すでに指摘されている。それらの代表的なものを次に示す。

○外帯における第1級の構造線である双葉断

層は、後期中新世に逆断層として活動した。
(恒石, 1966)

○盛岡-白河構造線は、中新世初期に生じた西落ちの正断層であると推定される。(北村, 1963)

これらの事象を岩脈群の解析結果に補足すると、東北日本南部における中新世の応力場は次のようであったと推定される。

東北日本南部では、中新世の大半を通じて、2つの異なる応力場が隣接していた。外帯は南北性の最小主応力軸と東西性の最大主応力軸を持つ応力場に属し、これに対して内帯は、東西性の最小主応力軸とおそらく鉛直の最大主応力軸を持つ応力場に属していた。これら2つの応力場の境界は、盛岡-白河構造線の東方5~7 kmを併走し、南北性を示す。

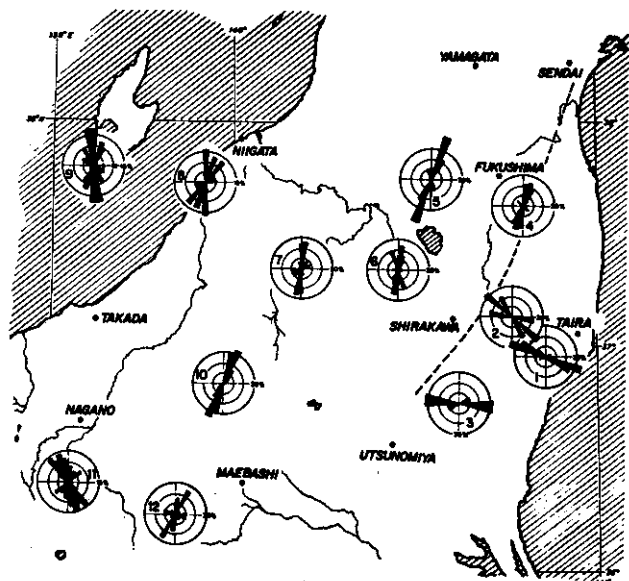
参 考 文 献

1. PHILLIPS, W. J. (1974)
Tectonophysics, vol. 24, P. 69-84
2. 中村一明, 宇井忠英 (1975)
GDP連絡誌II-I-(1) 構造地質,
No. 3, P. 75-81.
3. 市川浩一郎ほか (1970)
「日本列島地質構造発達史」, 築地書館。
4. 八島隆一 (1962)
福島大学学芸学部 理科報告
No. 11, P. 31-68.
5. 恒石幸正 (1966)
震研彙報, No. 44, P. 749-764.
6. 北村信 (1963)
化石, No. 5, P. 123-136.

第 1 表 測定岩脈群一覧表

番号	測定位置	卓越走向・岩質・本数	年代およびその参考文献	備 考
1	天王	N70°W・玄武岩・47	前期中新世 : 今井ほか(1973) 加納ほか(1973)	
2	竹貫	N50°W・安山岩・9	前期中新世 : 加納ほか(1973)	
3	塩沢	E-W・珷岩・9	前期中新世 : 河田(1951) 大槻(1975)	
4	靈山 -川俣	N20°E・安山岩・175	前期中新世 : 八島(1962)	
5	東鉢山	N20°E・変朽 安山岩・9	前期中新世 : 新妻(1967)	
6	会津南部	N10°E・流紋岩・37	後期中新世 : 鈴木ほか(1977) 藤田ほか(1977)	
7	只見 -横田	*N5°W・玄武岩・57	中期中新世 : 島田ほか(1974), ~後期 *高野(1975ms)	大規模な南北性流紋岩岩脈群に伴う
8	矢彦山塊	N-S・玄武岩・38	中期中新世 : 白井ほか(1976) ~後期	大量の玄武岩岩床を伴う
9	佐渡・ 小木半島	N 5°W・玄武岩・50	中期中新世 : 山川・茅原(1968) ~後期	
10	谷川岳	*N25°E・流紋岩・54	後期中新世 : *久保・木崎(1966)	前期中新世には、南北性の玄武岩岩脈群(300本以上: 歌代ほか1958)
11	北信, 東筑	N15°W・珷岩類・51	後期中新世 : 竹内・坂本(1976)	
12	本宿	*N31°E・安山岩・19	後期中新世 : 本宿団研(1970) *三梨ほか(1969)	

(注) 番号は、分布図中の数字に符号する。 *印のついた卓越走向は、*印の文献から引用した。



第 1 図

岩脈群方位分布図

信越地域の活構造（その1）姫川活断層系

地質調査所 加藤碩一・山崎晴雄

1. はじめに

第四紀地殻変動研究グループは、1973年に Quaternary tectonic map を公刊し、同図説明書（概要）において、垂直変位量およびその勾配などの第四紀地殻変動の特徴によって日本列島をいくつかの第四紀地殻変動区に区分した。信越地域は、東北日本内側区に属し平均垂直変位量(620m) 平均垂直変位勾配 6×10^{-3} 、断層密度やや大、褶曲密度大とされている。これらの変動区境界は、主要な地質地形上の構造線と一致することが多いが、歴史時代における地震活動の総和と、それらの変動区の第四紀における地殻変動量との間にはそれほどよい相関がみられないことを指摘した。

一方、中村・松田(1968)は、北部フォッサマグナ地域の地震を本震型大地震（新潟地震など）、本震型中地震（長岡地震など）お

よび群発地震（松代地震など）の3種類に分け、それらの震央分布が北部フォッサマグナの地質区と比較的良好に対応を示すことを指摘した。

いずれにしても、活構造を含む地質構造や地質区と地震活動との関係についてより綿密な検討が必要とされる。筆者らは、現在1/20万の信越活構造図を作成中であるが、それに伴う野外調査の一環として、姫川流域の調査を行なった。長野県北西部から新潟県西部をほぼ南北に流れ日本海に注ぐ姫川流域は、糸魚川-静岡構造線に沿う地域で、多くの断層が知られている。これらの断層のうちいくつかは、段丘面に変形を与えいわゆる活断層と称されるものであり、またロームや洪積層を切る小断層群も報告されている。今回は、姫川流域の南半部について概報する。

2. 青木湖周辺の地質と断層

姫川断層系の南端部に相当する地域である。いわゆる基盤は、湖南西および西岸に分布し、白亜紀花崗岩類や木崎層などの中生層からなっている。青木湖東岸山地には、鮮新世といわれる美麻累層に属する凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩、礫岩の互層が分布し、湖岸近くには、ロームや沖・洪積層が分布する。湖北岸は、ロームと岩屑からなる低い丘陵で佐野坂丘陵とよばれ、農具川水系と姫川水系の分水界をなしている。この丘陵の成因ひいては青木湖の成因についてはいくつかの見解が知られ、当地域の断層活動の解釈にも関連するが、未だ最終的な結論は出ていないので別途発表する予定である。

青木湖・中網湖・木崎湖のいわゆる仁科三湖の西側には、小熊山断層崖とよばれる三角切面が南北に連続するが、これを決定する断層は発見されていない。

第一図の最西側の断層は、地質学的な断層で、これより西側は白亜紀火山岩類（熔結凝灰岩、石英斑岩や木崎岩など）が分布し、東側には、木崎層や青木岩（白亜紀花崗岩）が分布するが、崖すいや扇状地堆積物におおわれ、その性質はよくわからない。

中央部の断層は、東落ちで地形的な特徴から活断層の可能性があるとされており、佐野坂丘陵内では金子（1958）にも指摘されているが、長辺が北微西を示す長さ60~70 mの直角三角形の窪地や1/25000地形図に示される100~250 mほどのだ円状の凹地がいくつか連なって存在する。しかしながら、これらの凹地は、佐野坂丘陵が、尾原（1956）のいうように、東西からの大規模な地じりによって姫川の古い谷が閉塞されてきたと考え、その際に形成されたとも考えられ、また、このように考えると佐野坂丘陵北の凹地（古姫川の侵蝕によるらしい）も統一的に説明されるから、筆者らはこの断層の存在に否定的である。今後の問題として残しておく。

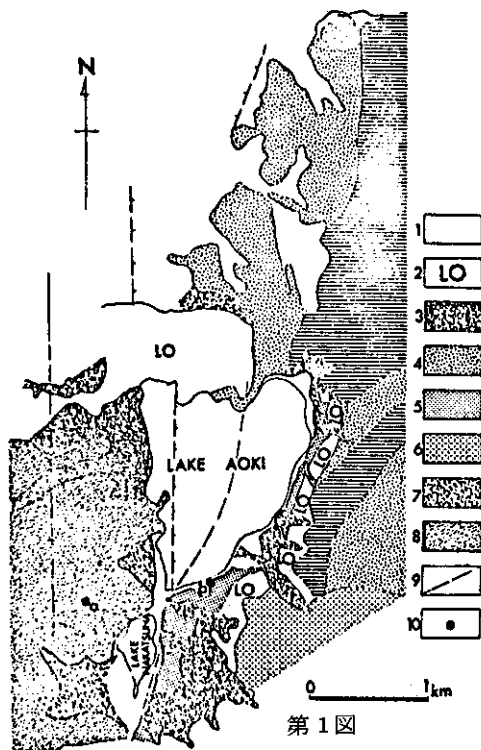
青木湖北方の神城盆地東縁の谷地川付近では、断層地形が明瞭でかつ、湖成層からなる

段丘面が東側に傾くことなどから活断層とみなされる。

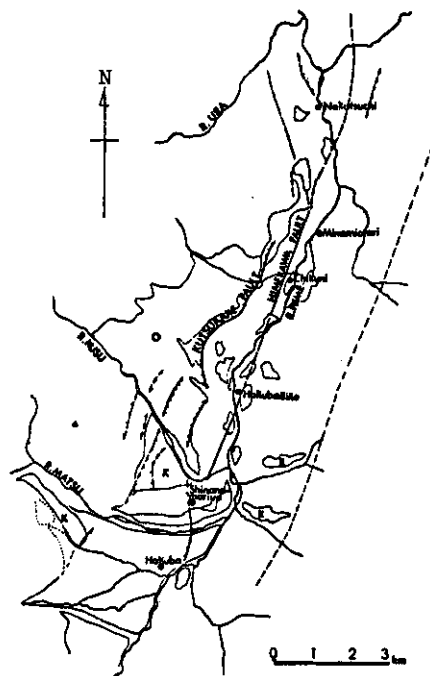
第1図a地点には、堀江（1957）によってロームおよびその下位の石英安山岩を切る小断層が数本報告されているが、その成因が造構性のものか、地じりに伴うものか検討を要する。同図b地点には、金子（1958）によって、洪積層を切る北微西、高角東落ちの正断層が報告されている。これは、落差3.5 mと報告され、造構性のもと思われるが現在ではその露頭は観察されない。しかし、この小断層をもって前述の湖中央部の断層に延長させることは疑問である。

3. 北城盆地周辺の地質と断層

主要な地質学的断層と活断層の分布が、第2図に示されている。姫川断層や小谷断層は鮮新世および中新世の地層を切っており、糸静線に沿う南北性の断層で、前者は、西側が東方へ高角衝上し、後者は、西側落ちの垂直断層といわれているが、第四紀後半にはいつの活動、すなわち活断層であるかいか厳密な検討は未だなされていない。青鬼断層などのNW-SE性の断層は、前述したNS性の断層を切っており、これらの大・中規模の断層に伴う小断層群においても同様な前後関係が見られる。第2図のKは切久保面、Oは親の原面とよばれる段丘面で、前者は3万年弱、後者は8万年程度の形成年代が指定されているが、これらを変形させるNS~NNE-SSN性の活断層群が発達する。（第2図中の沓掛断層は、地形的に認められる活断層であり、小谷団研、姫川団研のいう地質学的な沓掛断層は、この東側にあり、両者は異なる。）



第1図



第2図

高知県上葦生川地域の秩父累帯北帯 の古生界の構造

大 阪 市 大 伊 熊 俊 幸
長 崎 工 業 桑 原 恵 一
ダイヤコンサルタント 松 浦 一 樹

1. はじめに

高知県北東部の高知・徳島県境に位置する三嶺一網附森周辺は物部川上流（上葦生川）地域にあたり剣山国定公園の西の一角をなしている。この地域は秩父累帯北帯の中・下部ペルム系上八川果層、白亜紀層、蛇紋岩類、南帯の三宝山層群の分布域とされていた⁽¹⁾。⁽²⁾（高知県地質鉱産図，1968）。しかし本地域が標高2000m近くの急峻な山岳地のためこれまで本格的な調査はなされていない。そこで今回は標題地域の層序、構造および2、3の小構造解析の結果について述べる。

2. 層序・地質構造

上八川果層は西鯉川古畑北地方を通る断層（後記）によって北部相と南部相に分けられる（Fig.1参照）。北部相は剝理性の著しい層面片理で特徴づけられる泥質片岩を主とし、塩基性凝灰岩およびチャートが挟在す。一般走向はEWを示し、 30° – 40° で南斜する。南部相は西鯉川（光石）–笹川（角屋）を結ぶ背斜軸（ほぼEWに走る）によって北翼部と南翼部に区分される。北翼部は一部にしか分布せず、またその露出状況も悪い。南翼部は東西に連続する成層チャート、剝理性に乏しい砂質岩、砂岩・泥岩互層、塩基性凝灰岩で構成されている。一般走向は $N60^{\circ}$ – 70° E、 60° – 70° で南斜する。上八川果層の成

層チャート中からコノドント化石の抽出を試みたが、いずれの場合も再結晶作用が強く年代決定に有効な化石は見出されなかった。そこで上八川累層の年代については、従来から考えられている中・下部ペルム紀として扱うことにする。

白亜系は南部相の南西側に下部白亜系の袖ノ木層(K_2)、日比原層(K_3)が分布する。袖ノ木層には礫岩層、砂岩層が卓越するが、日比原層は泥岩層と砂岩・泥岩交互層で特徴づけられる。これらの白亜系は後述する断層によって分布の北限、南限が画されている。またこれらの断層の配列により白亜系堆積盆地が久保沼井付近で楔状に尖滅している。南帯の三宝山層群は砂岩層を主とし、チャートのレンズ状岩体を伴う。久保影付近には塩基性溶岩(輝緑岩体)を挟む。石灰岩は東西方向に三列分布する。その中から *Neoschwagerina* sp. を産出する。

次に断層系について述べる。顕著な断層としては以下の(i)~(iii)である。

(i)北部相と南部相との境界部に位置するもので、断層面の一般走向・傾斜は $N70^\circ E \cdot 65^\circ S$ である。破碎帯の幅は約20mで、その中に砂岩、チャートの小ブロックを含む。(ii)南部相とその南側に分布する白亜系との境界部の御在所山スラスト。(iii)白亜系の南限を画し(久保井沼付近)、南部相と秩父果帯南帯との境界(久保影付近)に位置する吹越構造線および葦生川構造線。〔御在所山スラスト、吹越構造線の構造地質学的意義については、伊熊(1977)の地質学会の演旨参照⁽³⁾〕

(i)と(iii)の断層が合流する付近(久保影)では南部相の泥質岩が強く破碎され(幅約20~30m)、砂岩・泥岩互層部では砂岩がプーディン構造をなす部分がある。さらに東方(東熊谷)では、泥質岩が斜理性に富む。また蛇紋岩がレンズ状岩体をなして分布する。

3. 小構造および2, 3の解析例

本地域で観察される小地質構造要素として下記の(a)~(c)があげられる。

(a)上八川累層の泥質岩中に発達するスレート劈開。

(b)北部相の泥質岩、砂質岩中に発達する層面片理

(c)背斜軸部付近に良く発達する共役褶曲(数cm-10cmオーダー)およびそれを切る粗劈開(数mm-1cm間隔)。

スレート劈開は一般に層理面に対して劈開面の傾斜が $20^\circ-30^\circ$ 斜交し、層理面より急傾斜する。層面片理は主として北部相の泥質岩、砂質岩に発達する。これによって泥質岩は斜理性を呈している。共役褶曲は背斜軸部付近(角屋)の泥質岩に発達する。共役褶曲を使った構造解析は最近Tobisch and Fiske(1976)⁽⁴⁾によって行なわれた。

Tobisch and Fiskeの方法を利用して共役褶曲の解析を試みた。この結果、復元された応力場は最大圧縮主応力軸(σ_1)がほぼ南北に配置する(Fig. 2, Fig. 3)。この方向は層理面、褶曲軸などの構造要素などで示されるトレンドとほぼ直交する。また背斜軸部にみられる雁行配列をする石英脈(ミ型、杉型)も共役セットをなしているときみなされ、これらを使って復元された応力場も同様な傾向を示す。小構造要素の形成順序は野外観察の結果から、(I)層面→(II)共役褶曲→(III)粗劈開、スレート劈開であると考えられる。

4. 今後の問題点

秩父果帯北帯の変形史を解明するために、大構造解析からのアプローチが重要な意義をもつ。断層系の配列パターン、特に秩父果帯を斜走するとみなされる上葦生川構造線⁽⁵⁾との関連において御在所山スラストならびに北部相と南部相との境界断層などのスラスト成分の卓越した断層系の運動様式を考察することが今後の問題である。小構造の面からは白亜系とその基盤である上八川累層とでは発達する構造要素に相違が見られる。すなわち、上八川累層では層面片理、共役褶曲、スレート劈開が発達するのに対して白亜系にはこのような構造は見られない。これについては小

構造の発達の様式が深部と表層部における変形挙動のちがいによること、あるいは小構造の変形時期が異なることなどの理由が考えられる。さらに原(1976)⁽⁶⁾によって三波川帯の造構運動の様式が第一期～第五期の変形時階に分けられることが提唱された。これらの時階のうち第一期～第四期の変形像と秩父累帯の中・古生界の変形像とがそれぞれいかなる対応(変形過程, 変形時期など)をするのかを今後検討しなければならない。

- (2) SUYARI, K., (1961): Jour, Gakugei Tokushima Univ., Nat. Sci. XI
- (3) 伊能俊幸 (1977): 第84回地質学会講演要旨。
- (4) TOBISH, O. and FISKE, R., (1976): Geol. Soc. Am. Bull. 87
- (5) 市川浩一郎, 伊能俊幸 (1977): 地質学会関西支部報. No. 81 (印刷中)
- (6) 原郁夫 (1976): 小島丈児先生選暦記念文集。

参 考 文 献

- (1) 20万分の1 高知県地質鉱産図 1968, 高知県。

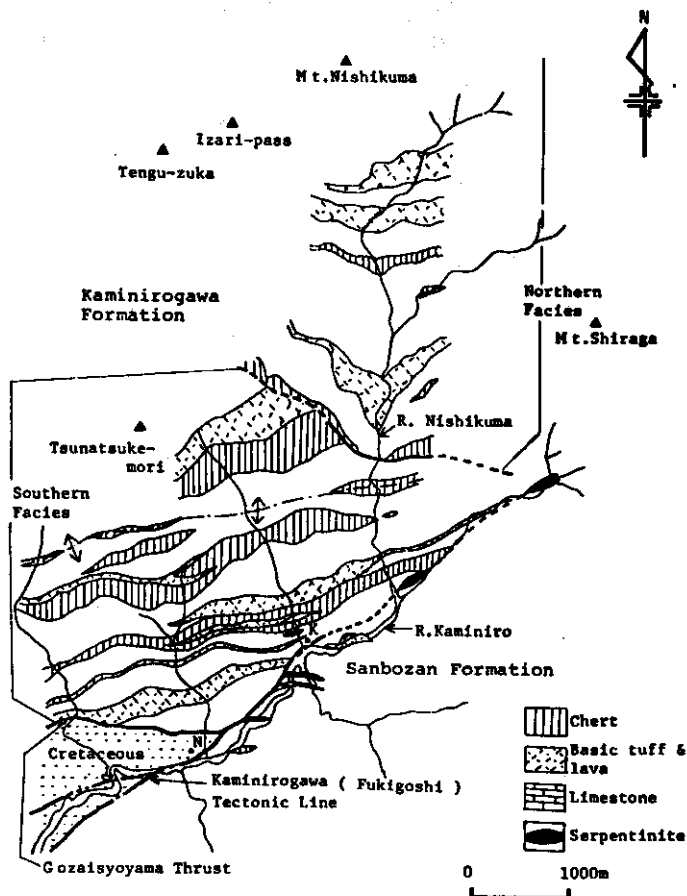


Fig.1 Geological outline map of the Kaminirogawa area, Kochi Prefecture.

N: Kubo-Nurui K: Kubo-kage

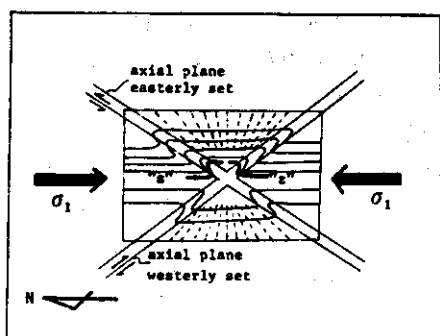


Fig. 2 Diagrammatic representation of σ_1 in the Kaminirogawa area, showing resultant sense of movement associated with each of conjugate axial planes (Drawing not to scale). The easterly set showing S shapes and the westerly set showing Z shapes.

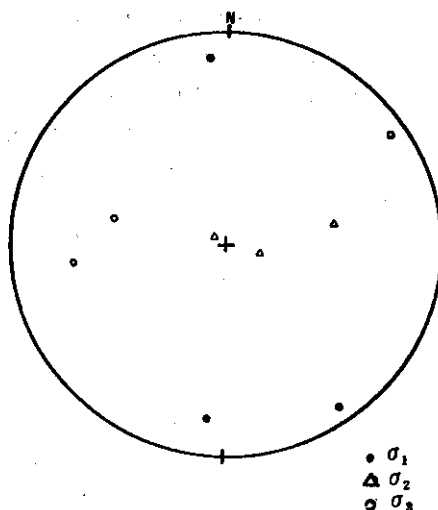


Fig. 3 The axes of the principal stress ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) analyzed from the conjugate axial planes in the Kaminirogawa area.

フォッサ・マグナにおける基盤の運動像

埼玉大学 角田史雄

1. 富士川中流域の基本的な地質構造

富士川中流域に分布する中新世後期の富士川層群(松田, 1961)中の累層に注目すると、以下のような特徴がまとめられる。すなわち、①東西方向に発達する背斜軸を境にして累層の層相と層厚が著しく異なること、②南北方向に直線的にのびる部分不整合線や高角逆断層線の両側の層相や層厚が非常に違うこと、③これらの2つの方向の境界線で囲まれた部分(以下、ブロックと略称)はいくつかあり、ブロック毎の層相・層厚・地層の組み合わせ・構造要素などがそれぞれ違っていること、④それにもかかわらず、各ブロックの大きさは4 km×6 km位のものでほぼ一定していること、⑤富士川層群下半部の累層の堆積の中心は北から南のブロックへ順次移動していること、⑥ところが、同層群の下部から上部(正規堆積物主体の地層から火砕岩主体の地層)に移化するときは、各ブロックのいずれに

おいても、東から西への「急激な堆積の中心の移動」がみられることなどである。

以上のことから、富士川中流域における基本的な地質構造単位は4 km×6 km位のブロックであり、各ブロックの相対的な昇降運動が同地域の地質構造を形成した原動力であると考えられる。

2. 南部フォッサ・マグナ西部地域における地質構造単元の特徴

上述した富士川層群は南部フォッサ・マグナ西部地域においては、その南半部が分布の中心であり、それ以外の地域での発達は見られない。また、時代的にも西部地域の地層群のなかではもっとも新しい時代の地層である。この意味では、上述したような基本構造が富士川中流域以外の南部フォッサ・マグナ西部地域にも存在するの否か、あるいは、中新世後期以外の新第三紀層にも発達するの否か

かについて検討する必要がある。

まず、ブロック構造の有無については、富士川中流域の北側にあり、中新世中期の地層（西八代層群）が分布する常葉地域でも、前述したような6つの特徴のみられる地質構造が発達する。しかし、その発達の度合は、富士川中流域に比べて、はるかに低く、かつ、ブロックの規模も小さい（2km×4km）。もっとも北側にあり、もっとも下位層準（中新世前期）の地層群（巨摩層群）が露出する巨摩地域でも同様な地質構造が識別されるが、発達の程度はもっともよくない。また、ブロックの規模は、西部地域では、もっとも大きいようである。これらのことから、地域的にも時間的にも、南部フォッサ・マグナ西部地域の新第三系の基本構造はブロック構造であるといえよう。

以上のような部層や果層の層相・層厚変化から認識されるオーダーのブロック運動は、その方向や量のちがいがあっても、南部フォッサ・マグナ西部地域における基本的な運動様式であろう。ところが、部層や果層より大きな地質单元である層群に対応するようなオーダーの地質構造单元とその運動はあるのか否か。

南部フォッサ・マグナ西部地域の地殻表層部は、基盤の先新第三系と被覆層の新第三系とで構成される。後者は、下位から、巨摩層群（小坂・角田，1969）、西八代層群（大塚1952）、富士川層群（松田，1961）の順序で3つの層群が果積する。もっとも大きな地質（堆積）单元であるこれらの層群の分布状態からみて、3つの層群の堆積の中心は時空的にそれぞれ異なっていたと思われる。すなわち、もっとも下位層準にある巨摩層群は、巨摩地域に典型的に発達し、最上位層準の富士川層群は富士川中流域にもっとも厚く堆積する。巨摩地域は同域のもっとも北側に位置し、富士川中流域はもっとも南側にある。西八代層群は時間的・空間的にみて中間にあたる場所で発達する。上述したような、被覆層を構成する地層群のなかでもっとも大きな地

質（堆積）单元は、それらに対応する規模と運動量をもった地質構造单元があったから形成されたと考えられる。このように考えれば、上述した3つの地層群の分布域と厚さから、南部フォッサ・マグナ西部地域におけるもっとも大きな地質構造单元の広さは約15km×30kmあり、その垂直的な最大沈降量は約3kmに達するものと思われる。これらの構造单元（大单元と略称）の境界は、現在の富士見山断層（大塚，1952）やいわゆる身延衝上断層（松田，1961）の近傍にあったと考えられる。大单元の運動の順序と方向をみれば、もっともはやく沈降したのが、巨摩地域であり、つぎに沈降したのが常葉地域である。最後に富士川中流域・同下流域が沈降の中心になったが、その頃には、北側の巨摩地域では隆起運動がはじまっていたと推定される。また、運動量の大きさを層群の厚さから判断すれば、富士川中流域のそれがもっとも大きく、常葉地域のそれがもっとも小さい。これらのことから南部フォッサ・マグナ西部地域における地殻表層部（ほぼ基盤）のもっとも大きなオーダーの運動様式を考えれば、北側の大单元からはじまった沈降運動は、順次に同じような機構で南へ移化していったのではなく、中央部の運動量（堆積量）の少ない部分を通りこして、かなり急激に南側の大单元にその中心を移動させたと思われる。このことは、北側の巨摩地域の大单元を構成するブロック（小单元と略称）の運動の中心が北西方向に移動していること、南側の大单元内の小单元の沈降運動の中心の移動が南南東方向であることなどによっても裏づけられる。

3. フォッサ・マグナにおける基盤の運動像

第1節、第2節で述べたような運動の特徴は、フォッサ・マグナ地域でも地殻表層部の運動量（ブロックの差動運動量）の大きい地域のそれである。すなわち、本論で述べた地質構造の特徴と同じようなものをもつ地域は、フォッサ・マグナにおいて、新潟、松本周辺などの地域があるが、いずれも新第三紀にお

ける地殻表層部の沈降（堆積）量の大きい部分である。このような地域に比べて、運動量の少ない地域があるが、フォッサ・マグナにおいては、新第三紀を通じて、運動量の大きい地域はずっと大きい運動量を保ちつづけ、逆に動きの少ない地域では非常に緩慢な運動しかおこっていないように見える。その地域の規模は大体 30~40km×80~100km 位であるように見える。したがって、フォッサ・マグナにおけるもっとも大きな構造単位はこ

れらのブロックになると思われる。さらに、これらのブロックは、中央部に沈降量の少ないものがあり、周辺部にその大きいものが位置するような配列を示しているように思われる。

補足的につけ加えらるとすれば、新第三紀末の火山活動や不整合現象や高角逆断層などは第2節で述べた大単元の境界に集中し、第四紀火山は上述のもっとも大きな構造単元の境に位置しているように思われる。

東アジアの中生代以降の造構運動・火成作用とその深部過程に関する試論

地質調査所 鈴木耐元・小玉喜三郎
芝浦工大・土木 小林一典・坪井雅彦

I 地質学的発展過程の概要

古生代当時中国に広く拡がっていた海域は、中生代にはほとんどしりぞき、そこに陥没的な盆状堆積盆地が形成され、陸成の地層が堆積した。それにともなって、カルクアルカリ岩の活動が活発に行なわれる。一方、日本列島の外側には、公海性の地向斜が形成され、塩基性、超塩基性の火成活動を伴う海域の地層が堆積した。新第三紀においても、大陸側では陸成の堆積盆地が形成され、日本列島の外側ないし沿岸地域では、海成の堆積物が厚く堆積した。ただし日本海沿岸地域から大陸内部にかけて、アルカリ性玄武岩の活動が行なわれた。

このような造構運動・火成活動は、日本列

島からアジア大陸内部まで、巾 20,000 km 以上にわたって行なわれ、しかも、その西縁は中深発地震面の等深線と平行する。

このことは、このような運動をもたらした原因はきわめて深いこと、運動の基本は、大陸側の隆起、大洋側の沈降であったことを予想させる。

II 数値実験による検討

本実験では、コア周辺に大陸側が隆起し海洋側が沈降する運動を与え、その時の地表面形状、応力状態、ひずみ分布を解析する。そして上述の島弧周辺部の地質学的特徴と比較検討した。

<モデルと境界条件> 第1表の様に地殻、

第1表 層状構造の平均物性

層	深 さ (km)	ヤング率 (10^{12} dyn/cm ²)	ポアソン比	密度 g/cm ³	g cm/sec ²
1	0 ~ 200	1.73	.272	3.39	987
2	~ 400	2.19	.279	3.60	997
3	~ 600	3.10	.282	4.00	1001
4	~ 1000	4.57	.276	4.56	997
5	~ 1800	5.84	.285	4.99	988
6	~ 2900	7.39	.298	5.49	1004

* 全層とも 10^{-5} 以上の軸相当歪で塑性化する。

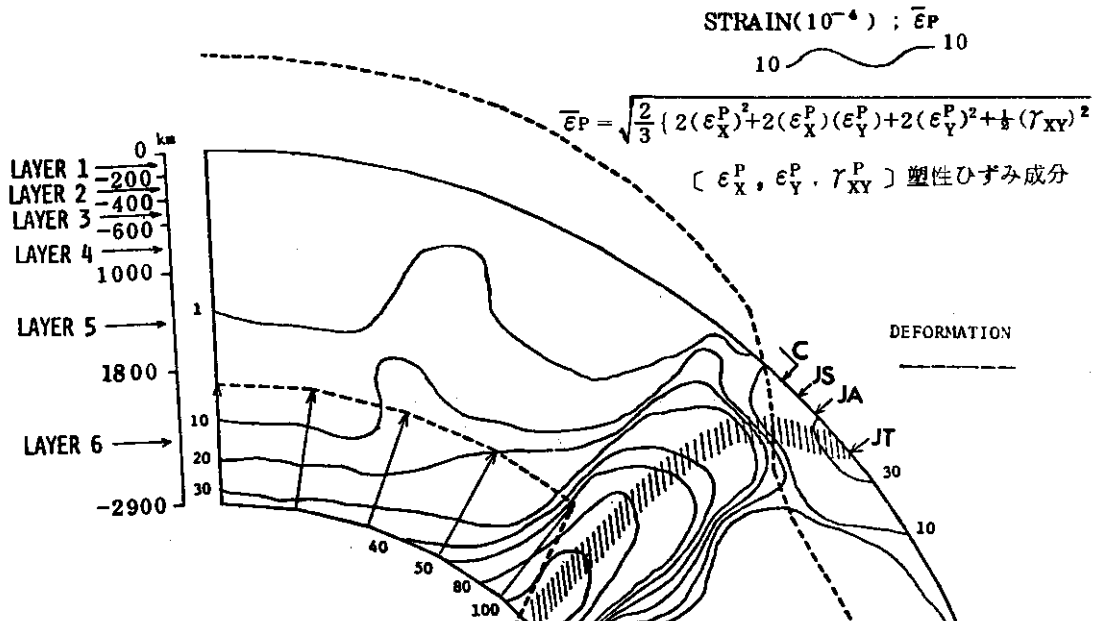


FIG. 1 DEFORMATION AND STRAIN

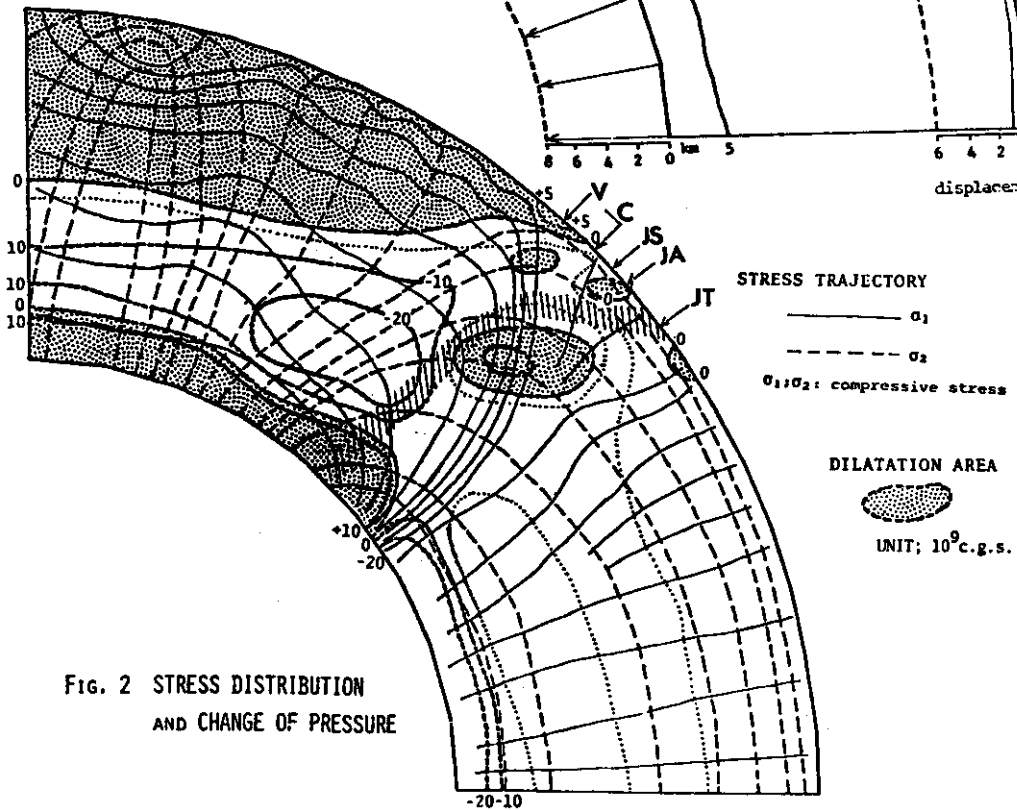


FIG. 2 STRESS DISTRIBUTION AND CHANGE OF PRESSURE

マントルを物性の異なる6層に分割し、2次元平面問題の弾塑性有限要素法で解析した。初め、重力によりモデル全体が塑性状態に達する初期応力条件を設定し、その後でコア表面に差別的な強制変位を与えた(第1図)。

<表面変形> 大陸側を8km上げ海洋側を8km下げた時、地表面は大陸側で6km上昇し、海洋側で6km沈降する。コア周辺の撓曲巾(10°)は地表に近くなるにつれ広がる(30°~40°)。肩(shoulder)より肘(elbow)の曲率が大きくなる(第1図)。

<軸相当ひずみ分布(第1図)> ひずみの大きい領域が基底撓曲部から海洋側の地表部へ帯状に連なり、-600km以浅は傾斜した領域を形成する(第1図傾斜線)。一方大陸側の地表ふきんや大洋側の深部のひずみは小さい。

<応力分布> 全ての主応力が圧縮性であるが、海洋側では地球の中心に向かって相対的に引

張であり、地表面に平行に圧縮が働く。大陸側では逆に、地表に平行に引張性となり、中心方向に圧縮性となる。これらに対し撓曲部では相対的な圧縮性主応力が大陸側へ向って傾斜する領域が作られる(第2図)。

<圧力変化> 圧力解放域を第2図では点域で示した。大陸表層部および中深度域にそれぞれ 5×10^9 , 10×10^9 c.g.s.の圧力解放域が形成される。その他の領域では圧力が増加する。

III 実験結果の解釈

第1図の最大剪断歪帯を島弧下の中・深発地震面と解釈すると、日本海溝(JT), 日本列島(JA), 日本海(JS), 大陸(C)は図のような位置になる。このようにモデルによって、深発地震面と内部の発震機構, LowQ・LowV域の分布および大陸沿辺部の火成活動域(V), そして大陸内部の広大な水平引張応力場に伴う陥没盆地形成域の配置を説明することができそうだ。

島弧変動期におけるブロック構造の特性

新瀧大・理・地盤災害研 藤田至則

鮮新世以後に発生した日本列島のブロック構造の特性を、簡条書に示してみよう。

I. 初期のブロック化の変動

1. 鮮新世初期, 鮮新~更新世, 更新世初期, 更新世中期, 更新世末期などの約5回にわたって、日本列島には、断層によるブロック化が生じた。

2. 断層を境にして、一方側のブロックが隆起するため、他方側のブロックが凹地をなし、堆積盆地化する。その後この堆積盆地は傾動運動をおこし、ときとして、厚い地層が形成する。

3. 上記の古断層地形は、盆地周辺の高角不整合面としての名残りをとどめ、また、当時の断層崖の崩壊は、盆地周縁に発達する不淘汰の基底礫岩として名残りをとどめている。したがって、1~2の結論は、これらの事実

の解析によって正確に知ることができる。

II. 後期のブロック化の変動

1. 鮮新世から更新世まで、前後5回程の断層運動があると述べたが、こうした断層が、しばしば、それ以前のブロックをもたらし断層の再活動という形式をとることがある。

2. 鮮新世以後の堆積盆地の縁辺部には、しばしば、高角衝上断層, 低角衝上断層, 撓曲軸, 褶曲軸が発達していることがある。これらが、ときとして、堆積盆地の縁辺の高角不整合面 ↔ 撓曲 ~ 褶曲 ↔ 高角衝上断層 ↔ 低角衝上断層と、互に移行し合うことがあることは、上記のことを実証するものである。

III. 断層の形態

上記の断層は、高角のものが一般で、しかも、堆積盆地の長軸方向のものと、短軸方向

のもの、すなわち、互に直交するものが発達する。また、それら二つの断層群は、それぞれに、共役する断層群からなっているとみられる。

IV. ブロックの単元

多角形をなすブロックの一辺は、最大200km～100kmとみてよい。しかし、一辺が10数kmていどの小単元のものもある。なお、ときとして、数100mていどのブロック状の構造があるが、それは、1つの断層帯の単元内の構造を示すのであろう。つまり、小規模な horst や graben がみられることがある。

V. ブロックをもたらした断層の原因

筆者は、垂直方向のつき上げと考えているが、藤田和夫氏は、水平方向の圧縮を考えている。

筆者は、堆積盆地の発生を断層によって説明し、藤田和夫氏は、基盤褶曲で説明する。さらに、筆者は、それら堆積盆地のその後の断層変形に、初期の断層の再活動が関係することがあると主張するが、藤田和夫氏は、基盤褶曲の果てに、断層変形が生じたと主張する。今後とも、謙虚に自然に学びつつ、検討をすすめたいと考える。

近畿中央部における断層ブロック運動

大阪市立大 理 横 田 修 一 郎

地質構造の解析をすすめるうえで、「ブロック構造の認識」とは、単に構造形態のひとつとしてブロック構造を見出すということではない。複雑な構造と運動形態を有する地質体をより単純な構造と運動形態をもった要素群に分割したうえ、それらの集合体として把握しようとする姿勢がその基本である。

この種の観点にたつて、ある地域の地質体をいくつかのブロック群に分けようとするとき、どのような基準でブロックを認識すればよいのかが問題となる。剛体的挙動を示す岩体を「ブロック」と定義するならば、局所的な変形や小断層をその内部に含むような岩体はブロックとはよべないことになる。実際には、ブロックとよばれる岩体はそれ自身が変形することもあり、もちろん内部に小褶曲や小断層を含むのが普通である。したがって、構造や運動形態の単純さを追求してブロックの細分化を行えば限りがないが、研究対象の空間的広がりとその目的に応じて適当な大きさのブロックに分割していけば実際にはほとんど問題はないであろう。近畿中央部を対象にして、上記のややあいまいな基準で認められた断層ブロックの構造ならびにその運動上の一般的特徴を以下に述べる。

この地域では被覆層が一般に薄いこともあって基盤中の断層を把握、追跡することは比較的容易である。被覆層のフレクチャー（撓曲）はその延長上で断層に漸移することもあるから、基盤中ではすべて断層となっていると考えられる。このような多数の断層群によって大小さまざまな断層ブロックを認めることができる。しかし、個々のブロックに注目した場合、その周囲がすべて断層によって境されているものはほとんど存在しない。

ブロックの平面形は一般的には多角形である。互いに斜交する2系統の断層群に境されるとヒシ型に近くなるが、1系統の断層群が互いに平行していれば長方形に近いものとなる。第1図は信楽・大和高原の断層ブロック群を示したものであるが、この地域では北東-南西方向の断層系が卓越しているため後者の形態をもったブロックが多い。

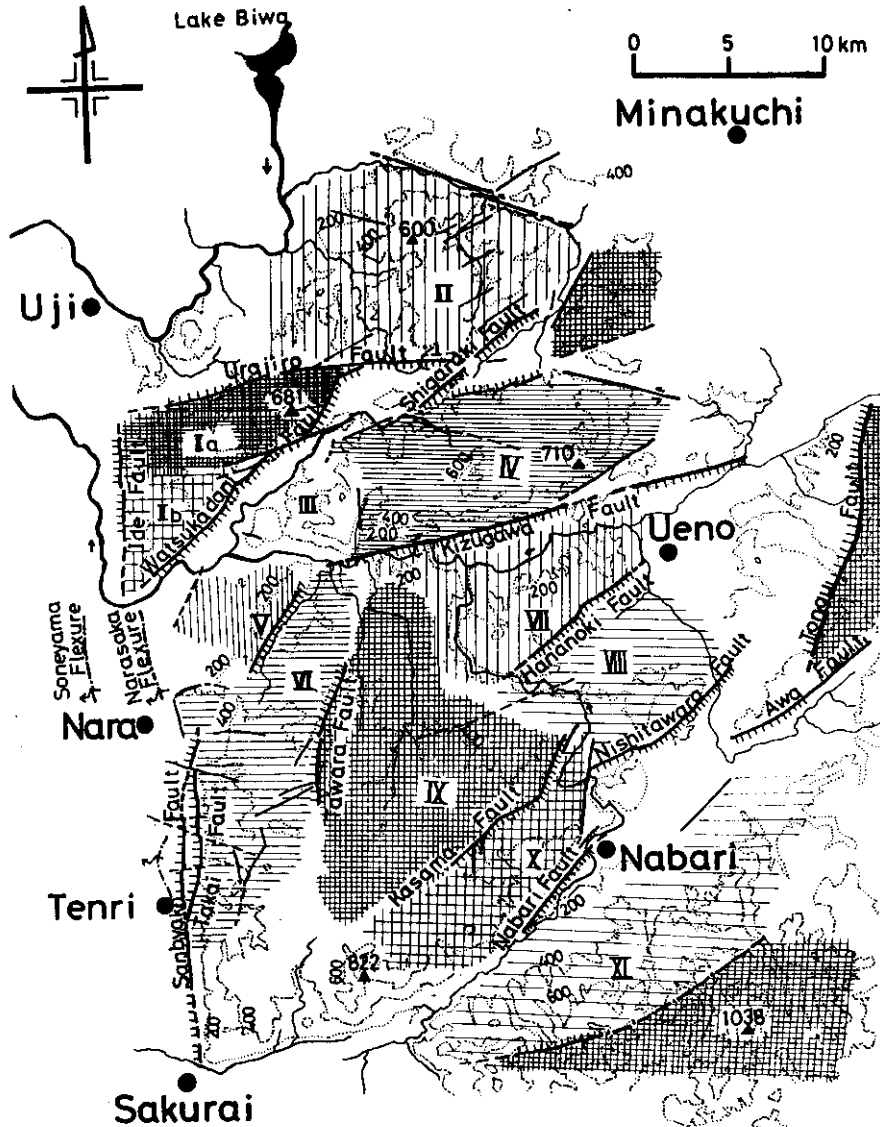
ブロックの平面的大きさとしては、一辺数kmから数10kmのものが多い。しかし、これはさきに述べたように対象と目的によって異なるから、一般的には種々の長さの断層に対応して種々の大きさのブロックが混在するといった方がよい。もちろん、その中で最大規模のものは「プレート」とよばれている断層ブ

ロックであろう。

ブロックの多くは傾動運動をしている。傾動方位は必ずしも一定ではないが、近畿～東海では西～北西方向のものが圧倒的である。また、同様の傾動運動はさらに大きな規模で外帯のいわゆる地震性地殻変動区においても認められる。

一辺数kmから数10kmのブロックにかぎれば、ブロック間の境をなす断層の深さは地震

活動の深度分布などから10～15km程度と考えられる。逆断層の場合、地表の傾動パターンと断層パラメータとの関係から、断層面に沿うスリップ・ベクトルの大きさは地表近くでは大きいのが地下深部へいくにつれて小さくなるのが推定される。したがってこの規模の断層ブロックでは、断層の深さのみならずブロックの傾動運動自体も上部地殻内の現象と思われる。



第1図 信楽・大和高原の断層ブロック群，I～XIIのブロックの大部分は北西ないし西北西方向に傾動している。

〈 編 集 後 記 〉

春の例会の原稿はすぐに集まり、むしろ機関誌の発刊はいつになるか催促されるほどでしたが、夏の学校の原稿は、例によって……………というわけで編集は追いこみにつぐ追いこみになりやっと発行にこぎつきましたが、できればはどんなものでしょうか。会員諸氏の御協力を再々度お願い申しあげておきます。

夏の学校での熊沢氏の特別講演はぜひのせたかったのですが、名古屋の宇井会員より次のような連絡がありました。

『熊沢さんへの原稿依頼の件で、本人は“あとで何か書くのはいやだと言ったつもりだったのですが……”と書いてきました。詳しい事情はわかりかねますが、熊沢さんはこの話を機会に戦線縮小する一つとして構造研をやめました。いろいろ忙しいということもあり、本来壮健でもない人なので原稿依頼は止めにしてはいただけませんか……………。』

ということでやむなく掲載を中止しました。残念ですが、本来構造研は、各種催しに直接参加することになっています。よろしく御了承下さい。

さて、年度末になりますと会員の移動が目立ちますので、所属や住所等に変更がありましたら御連絡をお願いいたします。

1977年12月18日 発行

編集発行 川崎市高津区久本135

地質調査所環境地質部地震地質課内

構造地質研究会 編集係