

構造地質研究会誌

(第15号)

<日本地質学会賞受賞記念講演>

地殻変動における上部構造と土台-----藤田至則

<実験構造地質学特集>

構造地質学における実験とモデルの役割-----植村武

実験構造地質学への提言-----藤田至則

実験構造地質学雑感-----垣見俊弘

実験構造地質学考-----宇井啓高

構造地質学における現象把握と理論・実験との隔たり-----横田修一郎

和歌山県橋本市付近の中央構造線の運動像 — 特に Model 実験と比較して

宮田隆夫・前島 渉・前野伸一・大平善継・大西一久

討論会「実験構造地質学について」-----編集部

<夏の学校個人講演>

断層の落差別頻度分布の地域性とその意義-----垣見俊弘・小玉喜三郎

南部北上山地日詰一気仙沼構造線の周辺の地質-----永 広 昌 之

紀伊半島牟婁帯の褶曲構造-----鈴木 博 之

南関東の地質構造生成機構の有限要素法による検討-----樋口雄一・山口恵三

小玉喜三郎

東北日本北部における

新第三紀の造構運動と鉱床形成の場について-----藤 井 敬 三

褶曲形成の一型式 — 砂泥互層を主体とする

桃の木堆積盆（新第三系）を例として —-----角 田 史 雄

東北地方南部から中部地方にかけて地域の三角点変動解析

浅野雄嗣・武内和俊・矢萩順一・飯川健勝・鈴木尉元・小玉喜三郎

岩石の破壊について-----宇 井 啓 高

歌露礫岩中に認められた褶曲について-----卯 田 強

二層の弾性座屈褶曲論の実験結果について-----加 藤 碩 一

<北部フォッサマグナ特集>

フォッサマグナ研究史抄々-----山 下 昇

飛騨山地および北部

フォッサ・マグナ地域における第四紀地殻変動-----仁 科 良 夫

長野県犀川中流域の地質構造

— いわゆる犀川擾乱帯の性格について —-----竹 内 章

長野県中部の新第三系中の

込地向斜の形態および形成機構-----水 野 学

高府向斜中央部の層序・構造-----村山 進・矢野孝雄

1973.12

構造地質研究会

地殻変動における上部構造と土台

東京教育大学 藤 田 至 則

1. 地殻変動における歴史法則

地球は、生物と同じように、長大な時間にわたって、相次いで発展する一つの体系をなしている。最近では、不変にみえるような物理現象でさえ、こうした発展観なしには、仕事をより深く進めることができないとさえいわれている(宮原将平、1971)。

ともあれ、生物に関する限り、こうした見地からの研究の伝統は長い。いわゆる進化論にまつわる体系がそれである。生物分野では、長大な時間にあらわれる、いわば歴史法則とでもいうべき部分を大進化とよんでいる。それは、古生物学的な対象から導かれる法則の範囲のものである。これに対して、現在生物学的な対象から導かれる進化法則は小進化とよばれている。

地球では、構造地質学や岩石学であつかっている地殻やマントルの歴史的な現象から導かれる歴史法則が上記の大進化に相当し、現在の地殻やマントルに生じている諸現象にみられる法則、つまり、主として地球物理現象地球化学の分野であつかわれている法則が、前記の小進化に相当する。

地殻やマントルの諸現象が、生物ほどに、その変異性にとんではいえないと思うものの、たとえば、(造山運動)に関する諸現象を、単純なくり返して因果づけることのできる地球物理学的な地球化学的な、いわば小進化の法則で処理することはむずかしい。その論拠については、2・3章で詳述することにしよう。

さて、生物に関する大進化の法則は、既知の法則にこれまた既知の2・3の法則が加われば、もはや、その方面の研究はかなり前に完成してしまっただけといわれている(井尻正二、1949)。しかし、地球の大進化の法則化、

つまり、造山運動の法則については、別記したように、今以て、それらは完成しているとは、いえないように思う。

たとえば、最近では、造山初期の火成活動のオフィオライトについて、プレートテクトニクス論から批判が加えられ、それに対して、構造地質学者が、きわめて安易にその法則の城をあけわたしているかに見えることもその一例である。もっとも、真理に対して城をあけわたすのであれば、それはむしろ賞賛に値する態度というべきであろうが、実際は、技術革新時代の近代化のショックから、地質構造の法則に対する自信喪失がどうやらその本質に見えるのはひが目であろうか。

いうまでもないことだが、このような研究も、地殻変動の本質としての地球内部における変動を追及する近代的な論理学的研究(小進化の成果をくみ入れた)と対応させながら進めない限り、実りが少ないことも事実である。ところが、日本の現実では、こうした対応のもとに研究を総合的に展開する場はきわめて狭いというべきである。その主要な原因は大学のカリキュラムに根ざした学会のあり方にあるように思われる。また、一方では、私たちが、地表の変動の研究に当って、その歴史的産物を、主として歴史的な方法に重点をおいて追及するのに対して、地球内部の研究は、歴史的産物を主として論理的方法で追及するところに多少のズレが生じてくることにも原因がありそうである。本来、そこには、ズレがあるはずがないのであるが、研究する側の私たちに、歴史的な方法と論理的方法に対する認識の不足からズレをもたらしてしまうものと思われる(ローゼンタリー・シトラックス、1958)。この問題は本題からはずれるのでその論議は別の機会にゆずろう。

2 地殻変動における上部構造と土台

ここでは、地殻表層部にあらわれる変動を上部構造とよび、それをもたらした地球内部の変動を土台とよんだ。STILLEは後者を下部構造と称したといわれる(山下昇、1967)。

第1表は、グリントフ造山における上部構造と土台を上下の二系列に表現したものである。

表内の矢印は、原因から結果へとその因果関係の方向を示したものである(藤田至則、1973)。

グリントフ造山の発生期の陥没と火山活動をもたらした地球内部の変動の場を、マントル内の低速度層に求めたのは、最近のマントル内の諸研究の常識にしたがっただけである。

ここで、 10 km^2 といどの陥没や火山活動をもたらした変動が、直接にこの低速度層の部分の変動によってもたらされたのか、それとも、初源の変動がこのマントルにあるとしても、それによって、地殻下部などに二次的に発生した変動(マグマだまりといった)によって、陥没や火山活動がもたらされたのかなどは、検討する余地がある。この問題については、 10 km^2 といった小さいスケールの陥没が多発することからみて、筆者は、後者の場合の可能性が強いと考えている(この考え方は、拙著、「日本列島の成立」の98図に表現してある)。

グリントフ造山初期の陥没や火山活動の発生以後に、沈降運動がはじまるといった関係も第1表に示しておいた。この場合の沈降運動の形式は、多くの陥没部がより大きな単元をなしてそこから一定方向に向って移動するという将棋倒しを示している。こうした変動が地球内部のどんな変動によってもたらされたかについては次のように考える。すなわち、それは前述の初生的なマントル内の変動部から次第に水平方向へ波動運動が波及していったことが、地表に将棋倒しの沈降を生ぜしめた原因という考え方である。将棋倒しの水平移動の距離は 10 km オーダーのものでそれほど大きくはない。しかし、マントルにおけるこうした波動が物理的に説明ができるかにつ

いては検討が必要である。

さて、この沈降運動の最盛期には、さきの初生的な火成活動とは性格を異にした塩基性の火成活動が発生している。このタイプの火成活動が、いわゆる地向斜期オフィオライトに相当するのである(藤田至則、1973)。この火成活動は、さきの初生的な活動がかなり広い分布を示しているのとちがって、小さいスケールの陥没が特徴であることからみても、初生の火成活動のマグマとは、その発生場所やスケールがちがっていたものと思われる。おそらく、このタイプのマグマは、上記の、マントル内に生じた水平方向への波動を楔機として、新たに発生したマグマ活動によるものであって、初生的な火山活動のマグマが、地殻下部にマグマだまりを構成して活動したのとちがって、より下方のマントル内のマグマだまりから直接に地表へもたらされたものと推定される。

沈降運動から、地向斜の全般的降起運動までには、第1表に示したように、様ざまの過程が知られているが、さいごにここでは、花崗岩マグマの活動についてだけふれておこう。

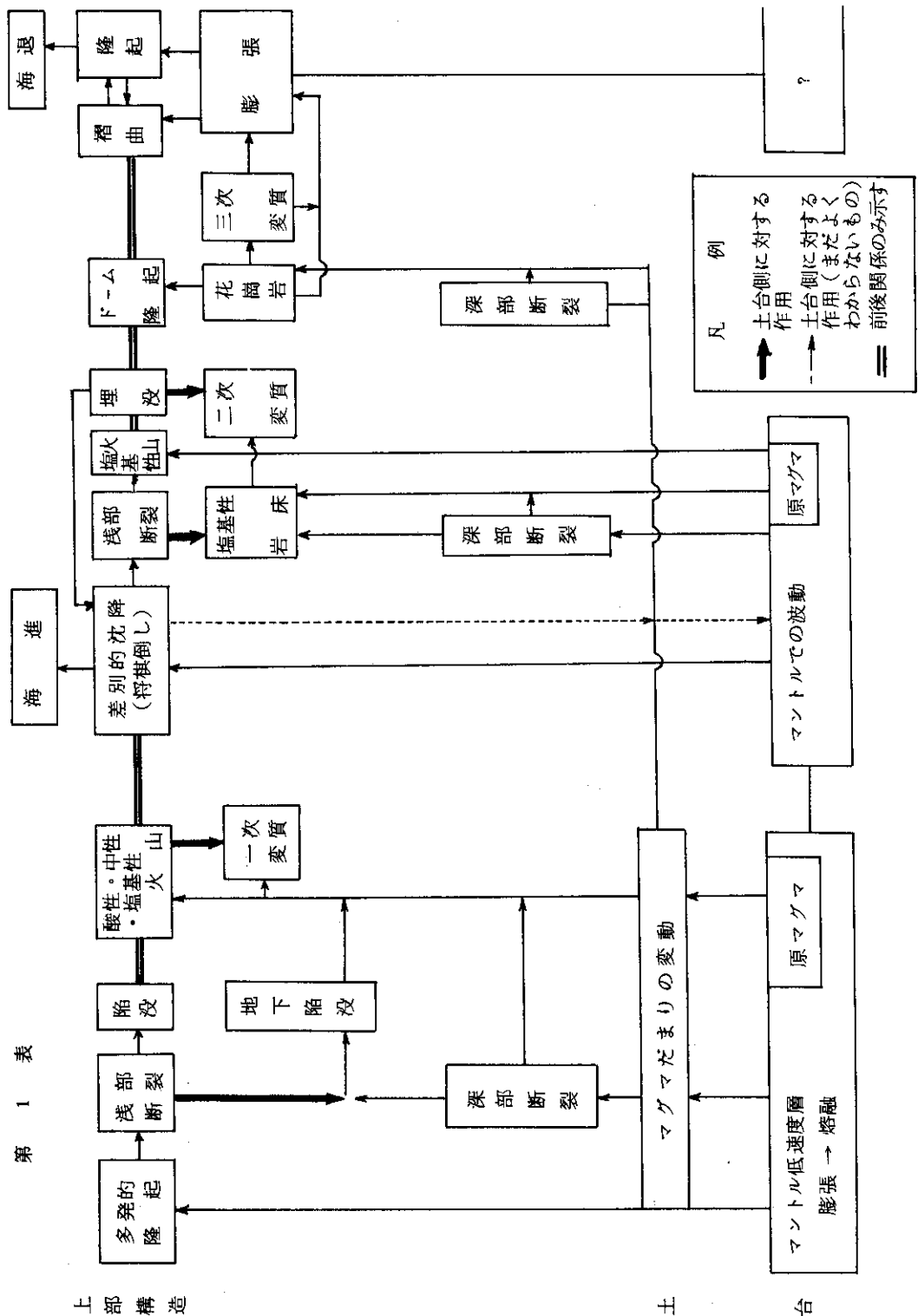
グリントフ造山帯における、いわゆる花崗岩類の活動の場は、主として、初生的な火山活動の場 — グリントフの分布地域 — に限られている(藤田至則、1973)。このことから、筆者は、グリントフ造山期の花崗岩マグマは、本質的には、初生的な火山活動をもたらしたマグマ現象と直接的な関係があるものとみている。このような見解は第1表にも示しておいた。

願わくば、このようなフィールドの事実から組立てた、地球内部の変動の機序が、物理的に、地球化学的に、あるいは、岩石学的に、批判にたえるものかどうか吟味してほしいと思う。

3 地殻変動における上部構造の土台に対する反作用

造山運動の発生から消滅までの過程で、それぞれ地球表層部と地球内部においては、互

第 1 表



上部構造

土台

に関連しながらも、それぞれ独特の変動過程をたどっている。それらは第1表の上方系列と、下方系列とに示しておいた。それぞれの系列を、左から右へたどれば、それぞれの運動の質が次つきと変化・発展していることがわかる。しかし、この場合に、当然ながら、上方系列の例でいえば、陥没と次の火山活動といった間には、直接の因果関係は求められない。それは、下方系列におけるマントル内の変動→地表隆起、あるいは深部断裂という関係、または、マントル内の変動→マグマという関係を媒介して、はじめて因果関係を知ることができる。

ところで、この場合、筆者が注目しているのは次の点である。それは、上記の過程で、上方系列における地表の隆起→浅部断裂→陥没という関係のうち、地表の隆起というのは、マントル内の変動に原因があるとはいえ、独自に、地表上において浅部断裂を発生させ、地下のマグマ活動と“協力”して、陥没を引き起こしているということである。ということは、下方系列の変動が原因となって生じた上方系列の結果は、すぐそのまま原因となって、さきの下方系列の原因とともに、次の新しい結果をもたらしているということである。このことは、すでに、単なる因果律の論理の枠をこえた、交互作用の論理によって説明されるような経過をいみしていると思う。私はこうした関係を、土台によって因果づけられた上部構造の、土台に対する逆作用とよびたい。

こうした関係がもっとも鮮明にあらわれているのは、同じく第1表の、上方系列のうち、差別沈降→塩基性火山、あるいは、塩基性岩床という関係であろう。差別沈降というのは、マントル内の波動に原因する結果であるとはいえ、その結果がそのまま原因となって、浅部断裂を結果づけ、マントルの変動にもとづくマグマ活動と深部断裂とともに、塩基性火成活動をもたらしている。

そこには、前記と同じように、下方系列の原因をもって、上方系列の結果をもたらした因果関係とともに、一たび発生した結果が、

それをひきおこしたものの原因と作用し合いながら新しい質の変動をもたらすという交互作用の過程をみることができる。

このことは、地傾斜の埋没によって、二次変成作用が強化される過程においてもよくみることができる。

こうした逆作用については、かつて、井尻正二(1958)が、地層の埋積がさらに沈降をよぶという形で指摘したことがあった。第1表の破線の矢印はそれを示してある。

第1表で示した造山運動の過程において、次から次へと質のちがった変動が連鎖をなして発生・発展していくことは、結局、上記のように、単なる原因と結果を求める矛盾律だけでは考察し切れないことをいみする。つまり、原因が結果としてとりこまれ、新しい結果を生み出していくという交互作用や全面的な相関性とよぶ論理なしには考察しえないことがわかる。

かつて、井尻正二(1973)は、ヘーゲルにしたがって、自然界の法則は第1・第2にわけて考えられるとしたが、筆者が今ここにのべたことは、後の第二法則に関する論理についてふれることになるのであろう。

〔参考文献〕

- 宮原将平(1971): 物理学と生物学、科学と思
想 版1、新日本出版。
井尻正二(1949): 古生物学論、平凡社。
ローゼンタリー・シトラックス 編(1958): カテゴリ
ー論(下)、青木書店。
山下 昇(1967): 地球科学入門、国土社。
藤田至則(1978): いわゆる地傾斜発生期に関
する二・三の問題点、地質
学論集、巻9。
藤田至則(1978): 日本列島の成立、築地書館。
井尻正二(1958): 地質学の根本問題、地団研
双書(科学の階級性、1978
にあり)。
井尻正二(1973): 自然科学における第1法則
と第2法則、国土と教育 版
19、築地書館

構造地質学における実験とモデルの役割

新潟大学 植村 武

まえおき 本年 8 月、信州の木崎湖畔で開かれた構造地質研究会夏の学校の折、討論会のテーマに取り上げられた「構造地質学における実験」については、本会の会誌編集部によってその模様が紹介されることになっているが、編集長岩松氏の強要熱し難く、当日の発言に若干の補足を加えて以下の一文を草した次第である。

【実験】の意味の二様性 はじめに、現在われわれが構造地質学において一般に「実験」と呼んでいるものにはどんな種類のものがあるかを見てみよう。「実験」という言葉の最も広い、そしてまた漠然とした使い方は、室内で行われる作業のほとんどすべてを指すものである。この場合は、いわゆる field work にする laboratory work というほどの意味であるが、もう少し「実験」の内容を限定して普通にいわれているものを整理してみると、およそ次のようなものが含まれているように思われる。

1. モデル実験

求める結果の性格による区分：

- (1) 定性的モデル実験
- (2) 定量的モデル（相似モデル）実験

物質材料を用いるか否かによる区分：

- (3) 思考実験（数値モデル・コンピューターモデルなどを含む）
- (4) スケールモデル実験

モデル物質の性質による区分：

- 1) 透明モデル実験（光弾性物質など）
- 2) 不透明モデル実験（粘土などによるモデル構成）

2. 岩石物性実験（いわゆる三軸試験など）

このような分類には細部について議論がないわけではない。例えば、物質材料を用いる実験は必ずしもスケールモデルによる必要はなく、実物大のもの、更には実物より大きなスケールアップモデルが原理的にはあり得るが、一般には上のような区分が成り立つと見てさしつかえないであろう。問題は、1と2とが全く異なるカテゴリーのものである点にある。

2に属するものは自然の認識を深めるための手段であって、性格的には自然の観察の延長上にあるが、その精度を上げる必要上、装置や機械が本質的な役割を持っている。人為的にコントロールされた条件のもとで未知の属性を知るために行われるこのような作業は、「試験」と呼ぶにふさわしいものであって、「実験」とはいわぬ方がよい。それは、例えば化学分析や鉱物の光学的性質の決定などと同じ次元のものであろう。

これに対して1に分類したものは、そのいずれもが「モデル」と呼ばれる1つの「系」（システム）を構成するという点で2とは根本的に異なる。その性格の最も端的な表われは自然現象について得られた仮説を検証するために構成されるモデルの場合であらう。実際に験す、という字義の通り、これこそ「実験」と呼ぶにふさわしいものといえよう。ここでは機械を使うか否かは全く副次的な問題に過ぎない。

言葉をどう定義し、どう使い分けるかはある程度恣意的な問題であるが、上の2つは何らかの形で区別しておかないと「実験」についての議論が噛み合わなくなり、いたずらに混乱を生ずるおそれがある。要約すると、両者の相違は、主として「物」それ自体を対象としてその性質を調べることと、主として

「現象」を対象としてその法則性を導きだすこととの次元の相違にあるということが出来る。以下、この2つをそれぞれ「試験」および「実験」と呼ぶことにする。

帰納・演繹と実験の位置 およそ自然現象の原因と結果をつなぐ論理には、帰納および演繹という2つの推論の立て方がある。前者は個々の場合から一般的な場合に成り立つ法則性を導く思考過程であり、後者は逆に普遍的な法則性から個々の場合を探求しようとする思考過程であって、両者は互いに相補性をもって自然科学の方法を段階的に構成している。

今、ある現象について実験を行おうとするならば、その現象をモデル化して1つのシステムを作る(システム構成)必要があるが、このようなモデルは問題の現象にかかわり合っている多様な要素の中から副次的なものを捨て去った残りの本質的な要素のみから構成される(抽象と概括)。しかし、こういった判断がなされる前提条件としては、問題の現象の成り立ちについてある程度まで一般的性質が調べられ(システム分析)、仮説または若干の帰納的結論が得られている必要がある。他方、一旦モデルが構成されるとそれは演繹の出発点としての性格を持つから、これによって自然(原型)が説明できるか否かがそのモデル(仮説)の当否を検証することになる。こうしてみると、このような実験は、帰納と演繹とを結ぶ環に当る位置を占めていると見ることが出来る。

実験構造地質学 井尻によれば、歴史科学の最終目的はものの発展の法則を探求することであり、実験的方法とは、帰納的に導きだされたこのような法則を作業仮説として現在の事象の中の必然的な要素に人為的な操作をほどこし、歴史法則を未来に向かって現実的に展開させ、この法則の客観性を実証することである(科学論)。更に井尻は、この方法が生物学によって代表されるような、発展の速

度がはやい、複雑な条件のもとにおかれた対象を研究することによって生れた方法であるともいうことができる、としている。

構造地質学の場合について考えてみると、この方法をそのままの形で適用するには2つの点で問題がある。第1は、構造地質学で扱う主要な現象の大部分は、よほど大きなエネルギーを用いない限り、その発展速度を実験レベルまで速めることはできない点にある。第2の点は、構造地質学ではまだ、正しく解釈してそこから実験において作業仮説とすべき法則の帰納がきわめて不十分にしかなされていないことである。このような構造地質学の現状を無視して、ただ機械的に井尻のいう実験的方法を構造地質学に適用するとすれば、実験可能な対象は、ある種の断層や断裂・破壊現象のように生成速度のきわめて速い構造に限定される結果となる。しかもこのような現象は歴史科学の対象というよりは現在科学の対象としての性格の強いものである。

このように見てくるならば、実験構造地質学が必然的にモデル実験の手法をとらざるを得ないことが理解されよう。Gzovskyらが多くのモデル材料物質を開発し、Rambergが5000Gという巨大な加速度の遠心機を用い、そしてまたコンピューターモデルの使用が急速に増加しつつある事態の根底にはこのような事情があると見るべきではなからうか。

モデルは常に不完全なものであり、それ故に原型である天然の構造やプロセスについての調査が進展して帰納的に得られる認識が深まるにつれ、絶えず修正されねばならない。一方、モデルから演繹される結果は、それまでで未知であった自然の性質を知る手がかりを与えたり、ある場合には自然の観察からは知ることのできない過去や未来の場と物性に関する情報を提供したりすることができる。

モデルの方法 モデルは仮想的なものでもないし単なる自然のミニアチャでもない。いわばそれは本質的な部分において天然の対象と等価な機能を持った1つのシステムである。

したがって、モデルの構成とは、それがスケールモデルであると否にかかわらず、このような自然の実体についての像を抽出することにほかならない。このように想定されたモデルによってそれまで自然の対象について得られた認識を総括し、全体像を把握すると共に、得られたモデルから逆に導かれる知見に基いて自然の認識を深めてゆく方法を、仮にモデルの方法と呼んでおく。

構造地質学では、このような方法は昔からよく用いられてきた。その最も親み深い例は地質構造の発展過程を各段階ごとの「復元断面図」というモデルで表現したものであろう。現在の断面図の次に、やがて来たるべき未来の予想断面図を描き加えるならば、それはまさに、必然性を未来に向かって展開させることにならないだろうか。また、描かれた過去の時代の復元断面図を詳細に検討し、一定の手法で解析したりすることによって、自然の観察からは知ることのできない事象についての認識を得ることもしばしば経験する。構造地

質学におけるモデルの種類は多様である。モデル実験とはモデルの構成(総合)とそれによる演繹であって、その結果は法則の検証と未来の予測である。エンゲルスは書いている。

一、観察による経験だけでは、決して必然性を十分に証明することはできない。それはポスト・ホック〔そのあとに〕ではあるが、プロプテル・ホック〔そのゆえに〕ではない。このことはきわめてたゞしく、したがって太陽が毎朝のぼることから、太陽は明朝もまたのぼるであろうということは結論されず、また今日では事実、太陽が朝のぼらなくなる瞬間がくるであろうということをわれわれは知っているのだ。だが必然性の証明は、人間的活動のうちに、実験のうちに、労働のうちに存在する。すなわち、私がポスト・ホックをつくることができれば〔すなわちつづいておこるべき一定の現象をひきおこすことができれば〕、ポスト・ホックはプロプテル・ホックと同一になるのである(自然弁証法)。

実験構造地質学への提言

東京教育大学 藤田至則

1. 他山の石

筆者は、地質学に関する、いわゆる実験のよるこび、そのつらさといったものを味ったことがないのではあるが、若い人たちに、その方面の重要性を説き、その実践を促がし、かつ、その方面の主張をも行った一人(1)として、いささかの責任を感じている。そんなことから、おこがましいとは思いつつも、ここに、再度、若干の意見を提出する次第である。

さて、地質構造に比べて、その変異や進化の度合のいちじるしい生物や古生物に関する実験の現状を概観することは、同じ歴史科学としての構造地質学における実験の展望を得る上に、他山の石となる点が多いように思われる。

私たちが生物学を学んだころの記憶をたど

ると、生物学分野では、染色体発見を契機に実験遺伝学が進歩し、それによって現在の生物の進化、つまり、小進化ばかりでなく、歴史法則に属する大進化(2)といわれるような方面に対しても、この実験遺伝学の成果によって進化要因を論じようという風潮が強かったように思う。この風潮はまもなく流感のようにすぎ去ったことも記憶に新しい。

ところで、現在の生物学が、現代医学・現代農学・現代畜産学といった実践面の基礎の上に、また、生物化学・生物分子学といった技術革新に見合った体系の近代化は自ざましいといわれている。また、このようなことから、大進化をめざす古生物学分野においても、こうした近代的のためのアプローチは急である。とはいえ、そこには、戦前にみられたように、大進化の法則を現在の生物進化の法則

で割り切るような風潮はもはやみられないように思われる。おそらく、過去の教訓が生かされているものと思われる。また、歴史法則に支配された古生物の大進화가小進化によっては容易に究めつくされないという現実が、生物学者全般に認識されてきたからでもあろう。

ここで、生物学における小進化と、大進化という関係を、かりに、構造地質学の場合にあてはめれば、現在の土・岩石・地層などの運動に関する法則で代表されるものが小進化に、そして、いわゆる地質構造をもたらした歴史法則が大進化に比較されるのであろう。

最近では、小進化に比較される土・岩石・地層に関する物性論や運動論もかなり進歩し、それをもって大進化に相当する地質構造の法則を因果づけようということで、いわゆる実験構造地質学の体系作りがこころみられるようになってきた。この方面での先輩である生物学や古生物学などの分野の経験は、構造地質学徒に他山の石になるように思われる。

2 土・岩石・地層に関する物性～運動論

生物の発生・成長・生殖・遺伝といった機能を、物理的・化学的に実験する場合には、あくまで、その実験は、生物個有の現象として扱われる（井尻正二，1949）⁽¹⁾のものであって、生物現象を物理的・化学的に還元し終ることはない。それは、一代においてさえ、質の変異がはげしい生物固有の特殊性からくる当然の処理法といえよう。

こうした現在の生物実験に比較しうるものとしての土・岩石・地層の物性や運動に関する実験についても、対象が生物ほどのいちじるしい変異はみられないとはいえるものの、やはり、実験材料としてもちこまれる一片の岩塊については野外における岩塊の一部としての複雑な条件下にある物体として扱うべきであり、その実験は、単純な物理実験とは異っている。最近では、土質力学実験においてさえ、野外の自然条件をとり入れたこころみが盛んになっているということであるが、それはこうしたことの認識に立つものである。

さらに、土・岩石・地層の物性～運動論に

おいては、まだレオロジー方程式も十分に立てられていないというのが現状とさえいわれている。こうした点の現状も、後述の、地質構造に対する実験法の導入に当って大切ないみをもっていると思われる。

さて、こうした土・岩石・地層の実験においては、それが構造地質学の体系内で、どんな位置を占めているかという吟味が必要である。私たちが、現在の土・岩石・地層を実験対象としてとりあげているゆえんは、本来、生きている造構運動を研究するためのものであって、せまいいみの土質力学や土木工学の目的のそれとは異質である^{*}。では、生きている造構運動をどうとらえて、現在の土・岩石・地層に関する実験をどうすすめたらよいかということ、なかなか難かしい問題である。これについては次章でふれることにしよう。

^{*} 3章でのべるような、将来行われるであろう自然改造にくみこまれるような自然変革に関する土質力学や土木工学とは一応区別するいみでせまいいみという表現をとつたのである。

3 実験構造地質学の本質

古生物から得られた大進化に対する実験古生物学のあり方については、井尻正二（1949）⁽²⁾が提唱し、かつ、その実践例が示されている。また、同時に、歴史科学の範囲に入る分野で、実験と称する在来の研究法についての批評も行っている。その主な点を紹介してみよう。

まず、歴史法則とは、法則自身が変化することが本質であるから、法則の不変性や絶対性を前提とする、従来の地質に関する実験と称するものは、歴史科学的な実験とはいえない難いものであること、また、歴史科学分野で一般に実験と称する多くのものは、歴史科学としては、あまり本質的ではない事象、つまり、過去も現在も同じように繰返しを示すような事象を材料としている場合がほとんどであること、そして、そのような実験をすすめながら、歴史科学の問題に関心を払おうとしない向きは、実験をすることだけに満足感を覚えるもの、記載的な仕事だけに喜びと満足をお

ぼえるもの、あるいは、歴史というものは繰返すものであるという考え方を、無意識的、意識的に、前提にしているもののどれかであるとされている(井尻, 1947)(2)。

さらに、歴史科学としての実験古生物学の本質として、大略、次のようにもっている(井尻, 1947)(2)。現在の世界にゴチャゴチャになって生じている事象に対し、あらかじめえられた歴史法則にもとづき、人為的な操作を加えて、自然のままの変遷過程では、まだ生じたことのないような事象を明らかにし、さらには、それを生成展開させることに、実験古生物学の本質があるというものである。また、このような実験をすすめる場合、発展速度が早く、複雑な条件下にある生物現象ほど、実験対象としてとりあげやすく、成功しやすいというのである。

歴史科学としての実験構造地質学の体系を考える上に、以上の主張はいろいろな点で参考になるように思われる。

たとえば、ほんとうのいみの実験構造地質学にあっては、現在、息づいているような造構運動の過程、あるいは、その産物であり、しかも、その発展速度が早く、複雑な条件下にあるような地質構造を実験対象とするのがよいということになる

では、実験構造地質学の対象として、何がとりあげられるのであろうか。この問題は、前章のさいごにのべた問題に対する解答にもつながることである。

生きている地質構造とは何か、現在生きている地質構造には、マクロのものからミクロのものまで、いろいろの段階のものがあると思われる。たとえば、マクロのものとしては、島弧変動—現在の地震・火山などの諸現象や、ブロック隆起などの体系—がその代表的なものであろう。ミクロのものとしては、変動しつつある褶曲、断層、地盤の垂直的・水平的な転移などもその一つに当るかもしれない。しかし、こうした現象のうちのどれが、実験の対象となりうるのであろうか。また、どれが実験可能なほどの顕著な変異・進化を示す現

象なのであろうか。こうしたことを抽出することが大切と思われるが、しかし、このような現象を実験対象とした場合は、マクロとミクロをとわず、それらに、何らかの実験的条件を加えるにしても、おそらく、それは巨大で総合的な操作を必要とするに違いない。遠い将来のビジョンとしての自然改造についての日程が具体化するような段階で、はじめて、それは真の意味の実験構造地質学の対象として日程にのぼるといったものではないのだろうか。

4. 物理的相似による実験構造地質学

前章にのべたような真の意味の実験構造地質学への展望をもちながらも、いわゆる地質構造にひそんでいる歴史法則の過程、ないしは、それら法則自身の質的転化の過程などを解明するため、あるいはその糸口をつかむための実験を試みることも、大切である。

こうした見地からして、過去の、長大な時間のもとで、しかも、巨大な規模で進行した造構運動の法則、ないしは、それらうちの重要な部分の因果関係については、野外において対象の正確な観察により求めることができるのであるが、その過程の一部に対して物理的相似の処理をほどこすことにより、実験的に明らかにしようという特殊な方法が提案され、有効性を発揮していることは、周知である(3)。

それは、長大な時間の下で、特定の物性をもった巨大な対象を、短時間で小スケールのしかも特定の物性を示すモデルにおきかえ、しかもそれら両者が物理的にも互に相似しているという条件を保証することによってそのモデルを操作・実験し、過去における造構運動のある過程を明らかにしようというものである。この実験で有名なのが、岩塩ドームの生成に関する実験である。ピーカーの中に入れたみつとタールの比重差によって岩塩ドームの形成を明らかにするという内容のものである。この実験が、かつての主観的な、形態の類似性のみを追及するような地質構造に関する在来の無意味な実験と異なり、物理的相

似を十分に吟味し、しかし、簡潔で正確な実験として定評をえたのである。

この種の実験は、そもそもが、因果関係を比較的なたやすくとらえることのできる、いわば、単純な繰返しを行うような現象、つまり、歴史性のあまり強くあらわれないような現象の実験ということもできるのである。また、最近では、このような実験を、いわゆる数値実験におきかえて、より多元的な要素をもつ現象の解析が行われるようになってきた。

造構運動は、一般に、複雑な過程をへて発展するのがふつうである。同じ地層に造構力が働いたとして、たとえばそこに、断層構造が発生した場合、対象は初期には弾性体としてふるまい、途中で塑性体として変形し、破断するのであるが、こうした過程を、物理的相似による実験で扱う場合には、まず弾性体を材料として応力の集中過程を求め、ついで塑性体を材料として、破壊過程の因果関係を求めるのがふつうである。おそらく、実際はもっと複雑な過程を示すのがふつうであろうから何段にもわけた実験が必要なのだと思う。このいみで、このような実験を、第一次近似、第二次近似、第三次……(3)といった次元の異なる実験をつみ重ねて、複雑な歴史法則下の事象の過程を明らかにする道がひらかれている。

かつて、地層形成に関し、層理面が、単なる堆積現象だけではなしに、沈降運動という造構過程がそこに一つ加わることによって形成されるというテーゼを提出し、こうした過程を実験堆積学的に説明するためには、沈降現象を実験の条件として押入してみてもどうかといった実験堆積学への提言(井尻正二)が行われたことがあった。こうした方向の実験の質は前記の一次近似、二次……といった具合に質の異なる変動をとらえて、実験にくみこんでいく方法と同じいものともみてよいであろう。

5. 自然観察と実験

前にのべたように、実験構造地質学の本質にせまるような実験の日程は大分先のことで

あるため、物理的相似にもとづき、実験構造地質学を開拓しつつ、野外における自然現象の過程に対して、その因果関係に判断の基準を与えたり、ときとしては、因果関係そのものを明らかにするといったことにおいて満足しなければならないのかもしれない。この場合、自然現象 — 地質構造 — の観察を正確に行い、かつ、そこから、テーマ(内在する対立物の抽出)を抽象し、それらの物理的相似を設定し、実験するということになるのであるが、そのいみでも実験において、その真価を決定するものは、野外の現象の観察と、そこからの対立要素の抽出という二段にわたる思考過程である。これなしには、どんなすばらしい用具・手段・実験能力をもってしても、実験に十分な成果をもたらすことはできない。この場合適切な観察→抽象に成功すれば、たとえ、用具・手段の質が高くなくとも、立派な成果をおさめることができるであろう。

こんなことから、これからの実験構造地質学を志す若い人びとにとっては、野外においても自律的な構造地質学者として通用するような勉強と、実験能力を身につけた、今までにない、新しいタイプの構造地質学者をめざさなくてはならないのであろう。但し、すべての人がこうした方向を辿る必要のないことについては、すでに指摘ずみのことである(1)。

〔 文 献 〕

- (1) 藤田至則(1966): 構造地質研究会誌, 46 1.
- (2) 井尻正二(1949): 古生物学論(科学論として築地書館で出版)。
- (3) 小玉喜三郎(1967): 構造地質学の近代化について、地球科学, 24-4

夏の学校で、藤田至則会員が、「実験構造地質学」についての討論を呼びかけたとき、同氏は多分、井尻正二氏の「科学論」における「実験的方法」を念頭においていたと思われる。私は20年ほどまえに、この本を読んだことがあるが、非常に難解であった。これを機会にもう一度読み返してみたが、まだ充分理解したとはいえない。しかし、井尻さんが20年以上も前から構造地質学における実験の役割を強調されていたことは、あらためて敬服させられた。

私達はふつう、モデル実験を、因果関係をあらわす仮説(モデル)の検証として行なうわけであるが、井尻さんの方法論によれば、この種の実験はもちろん必要ではあるが、それは論理的または理論的方法の段階にとどまるものであり、「実験的方法」とは、これより「高次」の研究方法であるという。強いて要約すれば、「高次の実験」とは、「歴史的必然」を把握するために、物事の発展の諸因のうち偶然的な要素を取り除き、必然的な要素を発見しこれを実証するための実験、というふうに解されよう。井尻さんの実験的方法の規定は私には難解であったが、いっぽう同氏がその実例として挙げた、動物の歯牙の発育についての実験はわかり易かった。これはまさに、自然の発展を規定している諸条件のうち、何が本質的(必然的)で何が偶然的な要素であるかを洞察し、それを検証するための実験である、と解されるからである。こうしてみると、私は、歴史的必然というものも、非常に複雑ではあろうが、因果関係(確率論的な関係をも含めて)の何重ものからみ合いから成立していると考えたくなるのである。それらのからみ合いの糸を1つ1つ解いていくための手段として、モデル実験が必要なのではなかろうか。

自然界に存在する諸条件のうちの本質的な要素を抽出することは、構造地質学におけるモデル化においても、「低次」のモデルであろうと「高次」のそれについてであろうと、基本的に必要であることに変わりはなく、要はそれぞれのレベルでの必然を求めることに尽きるであろう。このことは、BelovssovとGzovsky(1965)の論文のなかでも強調されている。造構現象のモデル化についての、彼らの「5原則」のうち3つまでが、このことを述べたものである。すなわち、原則の2)は「自然のプロセスについて最も重要なものだけを先ず抽出してモデル化する」ことであり、3)は「自然のなかでは一緒に作用している因子を、モデルでは個別に研究する」ことであり、4)は「モデルと自然との完全相似に順を追って近づけていく」ことである(Belovssovらの主張は、平山、1966によっても紹介されている)。

Ramberg(1967)のいう tectonic system(以下単に系という)についての考え方も同様である。彼は、ある目的に応じて三次元的に区切られた系が、時とともに発達していく過程で、この系に作用している因子を分析し、それらをより本質的な要素とそうでないものとに区別した。彼が精力的に行なった重力場のなかでの実験は、ある系の発展には重力の役割が本質的であることを検証するためであった。なお、彼は、系の発展にとって、これを促進させる要素と抑制する要素のあることについても論じている。

系の発達過程において、ある段階までは主要な役割をしていた因子が、次の段階では別な因子にとって代わることがあろう。また、同種の因子の量的な変化が、結果の質的な変化をもたらすこともあるだろう。「高次」の実験といっても、特別変った手法があるわけ

ではなく、糸の発展に関与する因子の、このようなCriticalな役割を検証することを目的とした実験のことはなからうか(実験をやってもいない私が、藤田さんの投げたボールを受けとめようとしてみました。受け損じたかも知れません。実験をやっている方々の御意見・御批判を期待します)。

〔引用文献〕

Belovssov, V. V. and Gzovsky, M. V.

(1965): Experimental tectonics. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 6, p. 409-498, Pergamon.

平山次郎(1966): 造構的応力場の解析法とそのモデル化について、地質雑、vol. 72, P. 91 - 104.

井尻正二(1954): 科学論, 308P, 理論社(築地書館により再刊)。

Ramberg, H. (1967): Gravity, deformation and the Earth's crust, 214 P., Academic Press.

実験構造地質学考

名古屋大学 宇井啓高

認識には、感性的な認識と理性的な認識の二つの段階がある。感性的な認識とは、例えばわれ目を見た場合、たんにそれを岩石がわれたものであると認識する段階のものであり、同じものを、共役な二つのわれ目系に分類し、応力軸を復元すると云う立場で見れば、理性的な認識の段階といえよう。研究者が対象を認識する場合は、理性的認識の段階にまで進んでいるとして、話をすすめる。自然科学における認識の方法として、観察、試験、実験がある。観察というのが、自然現象を受動的にとらえ、諸事象を帰納的にまとめて、仮説を引き出すのに比べ、試験(物性試験など)では、自然現象のかなり抽象化された部分の事実を帰納する点で、観察よりは能動的である。さらに実験の段階に至ると、それは戸坂潤(1935)が科学論で自然科学の重大な特徴として挙げているように、理論を導き出すところの人間の認識の最も実践的な手段に属するものであるといえよう。ここにおいて、観察も実験のごく初歩のごく低度のものであり、従って、逆に実験の一つの契機だと考えられる。自然科学における実験が、ある予見を見証する方法として、最も確実にわかり易いという点ですぐれていると思われる。しかし、予見を検証する方法としては、観察、試験、実験いずれの場合でもよいと思う。

さて、実験構造地質学を考える場合、今まで述べてきた立場とは少し異なる立場も考慮せねばならない。それは構造地質学の対象である地球の歴史性である。ところが私には、歴史科学という側面をもつ構造地質学における実験という問題設定がなされると、急に難しくなってしまう。Belovssov and Gzovsky (1965) さえ、この問題については真正面からとりくんでいない。むしろ彼らの実験は、例えば石油資源の開発という実践を背景にして展開され、成果を上げている。私は、この問題が、野外調査における観察と岩石物性試験などの試験とさらに実験(モデル実験がまず考えられる)との結合によって解決されるものと思っている。そしてさらに、高度な実践—産業と結びついたとき、その真価が発揮されると考える。現在私の知っているうちで、もっとも構造地質学実験らしいといえるのは、皮肉にも岐阜県徳山村に作られようとしている徳山ダム作りという実験ではないかと思っている。

〔文献〕

Belovssov, V. V. and Gzovsky, M. V.

(1965): Experimental tectonics, Physics and Chemistry of the earth, VI, L. H. AHRENS et al ed., 409-498,

戸坂潤(1935): 科学論

構造地質学における現象把握と理論・実験との隔たり

大阪市立大学 横 田 修 一 郎

実験構造地質学について考察をすすめるのにさきだって、まず“構造地質学”の対象及び目的についてふれておく必要がある。筆者は“地質体の幾何学的分布を対象に、それを支配する法則性追求を目的とした地質学の一分野”と考えている。これは言いかえれば、地質構造の中に歪像を見出し、それを基礎としてそれをもたらした応力場あるいはその変化を追求することである。したがって構造地質学とは狭義に考えれば地質学の中でも特に力学的過程を扱かう分野、広義にはすべての地質現象を前者と有機的かつ歴史的に関連づけるものといえる。具体的には前者は断層や褶曲形成のメカニズム論であり、後者は堆積盆地内の岩相変化や岩体の貫入といった構造発達史である。したがって本特集でとりあげられている“実験構造地質学”とはこの場合の狭義の問題のみに対する力学的過程の実験である。

構造地質学における実験のあり方は地質学の他の分野、たとえば岩石学における実験の位置づけといった問題と同質であり、地質学全体あるいは地球科学全体として捕えるべき根本的課題である。ただ実験岩石学と実験構造地質学を比較した場合の本質的差異は、前者が長年にわたる顕微鏡を主体とした記載岩石学の上に成り立っているのに反し、後者にはそれに相当するような一実験結果の検証に

耐えうるような一現象の定量的記載に極めて乏しいことである。特に大構造になればなるほど記載における客観性が欠けるように思われる。

もちろん、これは両者の学問的性格を反映したものであるが、構造地質学が時間的空間的拡がりをもった“場”における現象を対象にする以上、現象そのものの客観的把握一定量の記載、解析—は実験構造地質学への中間的段階として不可欠なものである。

数式による現象の表現は最も客観的かつ正確な記述法であり、地質構造の記載にも積極的に適用すべきである。

力学的問題の場合を例にとれば、褶曲構造のフーリエ解析（一般性をもたせれば二重フーリエ解析）による卓越波長の検出といった研究がBiot, Ramberg等の理論的波長の検証という意味においてもっと積極的になされてもいいのではないだろうか。

構造発達史の問題では、非常に多くの要因が相互に関連しつつ複雑な変化を示す。したがってその定量化は多くの場合統計的にならざるを得ない。それゆえ多くの変量間に実際のデータにもとづく関係を見いだすための多変量解析（多重回帰分析、成分分析、因子分析、判別解析、ベクトル相関etc.）はこの種の現象把握の手段として今後積極的に適用されるべきであろう。

和歌山県橋本市付近の中央構造線の運動像 — 特に Model 実験と比較して

大阪市立大学 宮田隆夫・前島 渉・前野伸一
大平善継・大西一久

和泉層群（白亜紀末期）の変形・断裂系のあるものは、中央構造線の活動と密接に対応する。今回、和歌山県橋本市付近の和泉層群中に発達する en échelon faults に注目して、中央構造線の運動像（movement picture）を考察した。

当地域は三波川変成岩類、和泉層群、酸性～中性岩脈類（中新世中期〔推定〕）、及び菖蒲谷層（鮮新世）からなる。菖蒲谷層は、一部で三波川変成岩類・和泉層群の大規模な破砕帯を不整合に覆っている。この大規模な破砕帯を形成した中央構造線の活動時期は、四国西部の地質関係を考慮すると、和泉層群形成後一久万層群形成前（65 - 50 m. y. 前）である（市川・宮田、1973）。この中央構造線から分枝して和泉層群中に破砕帯（deep-seated shear zones, 地表に露出する場所もある）が発達する。

deep-seated shear zones の特徴は次の諸点である。1) 破砕帯の幅が大規模である（狭義の破砕帯だけでも幅 100 m 前後ある）。2) 断面は垂直に近い傾斜をもつ。3) en échelon faults を形成する。4) 破砕帯の基本的な持続期間は 65 - 50 m. y. 前である。

Tchalenko (1968) は shear box test の結果から破砕帯の構造を論じた。simple shear によって、Riedel shears, conjugate Riedel shears（一般に形成は少ない）、thrust shears そして principal displacement shear が形成される。Wilcox et al. (1973) の粘土実験においても、同様に Riedel shears が認められる。この場合、tension fractures は粘土内の強い cohesion によって普通認められない。

次に、モデル実験結果とフィールドとの対応関係が必要となる。イランの Dast-e Bayaz 地震断層 (Tchalenko, 1970、等) 及びカリフォルニア州 Borrego 山脈付近の地震断層 (Allen et. al. 1968、等) においても、Riedel shears が認められる。

以上のモデル実験及び地震断層との比較から、当地域の和泉層群中にみられる high-angle en échelon faults は Riedel shears と考えられる。そしてこの en échelon faults のセンスから判断すると、当時の中央構造線の運動像は左ズレ成分が垂直成分（三波川域の上昇）よりも卓越していたと考えられる。この結果は和泉山脈西部における中央構造線の運動像（宮田、1972、1973、市川・宮田、1973）と一致する。

なお、Riedel shears に関して広島大学原都夫博士から有益な御教示を頂いた。また、菖蒲谷団研から未発表資料の一部を参照させて頂いた。ここで厚く御礼を述べたい。

〔文 献〕

- Allen, C. R. et. al. (1968) : Bull. Seism. Soc. Am., V. 58, P. 1188 - 1186
市川浩一郎・宮田隆夫 (1973) : 中央構造線、東海大学出版会、P. 87 - 95
宮田隆夫 (1972) : 大阪市大修論
宮田隆夫 (1973) : 構造地質研究会誌、14
Tchalenko, J. S. (1968) : Tectonophysics, V. 6, P. 159 - 174
Tchalenko, J. G. (1970) : Geol. Soc. Am. Bull., V. 81, P. 1625 - 1640
Wilcox, R. E. et. al. (1973) : Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., V. 57, P. 74 - 96

討論会「実験構造地質学について」

経過報告

会長 植村 武

構造研が発足して8年たった。この間、構造研は①地質構造の歴史的発展法則の解明と②“近代的”手法の導入による研究の推進という2本の柱を中心に活動してきた。②の面でもかなり前進してきたので、今やこれらを統一して構造地質学の方法を考えるべき時期にいたっていると思う。そこで、そのキッカケにでもなればと思って、この討論会を企画した次第である。

討 論

植村(新潟大)：従来「実験」とよばれてきたものには2種類あって、ひとつは仮説を実証し法則化するための「実験」であり、もうひとつは観察観測の延長としての「試験」である。なお、「歴史科学における実験」といったものも考える必要があるのではないか。

藤田(東教大)：実験構造地質学は今後の構造地質学の眼になるだろうという予感がする。単なる応用物理としての実験ではなく、地質学として意味のある実験を考えた場合、地質学的法則をどう抽象するかが肝心である。生物学でいえば、大進化をどう扱うかが重要である。その点で、井尻「科学論」の実験のところを充分味わってほしい。現在やられている実験は、いずれもlow levelだ。

垣見(地調)：構造研発足当時は、小進化つまり現在科学を大いに追及しようという気運だった。複雑な事象を複雑なまま包括的に受けとめると、混乱をおこして前進しないおそれがあるので、モデル化の重要性が強調されていたように思う。

小玉(地調)：野外で小断層の調査をしてきたが、その機構を究明するために実験をやっている。また逆に、実験で見出した現象を野外でチェックしている。このように、実験

を補助手段に使いながら、野外での研究に応用している。

垣見(地調)：Ramberg(1967)のTectonic Systemという考え方がある。自然現象の中から任意の部分を切り取ったものを系とよぶ。系内部での運動と外部から加わる力との交互作用ととらえるが、ここで外部の力は境界を通じてのみ作用すると考える。

藤田(東教大)：本質的でないものを捨象するのは当然だ。野外観察の説明を得るための実験はやらないよりやったほうがよいが、観察をより精密にすれば済むことが大部分だ。

加藤(東教大)：ただ単に観察をいくらこまかくしても本質はわからない。どれが本質的かを抽出するためには実験が不可欠である。モデル化の積極的な意義を認めるべきだ。

衣笠(地調)：司会として問題を整理したい。植村のいう3つの実験のうち、今モデル実験が話題になっている。それはさらに①ヒントを得るための実験、②観察を多様化する実験、③因果関係を検証するための実験の3つに分けられるのではないか。

小玉(地調)：実験のもつ意味を討論してほしい。

大槻(東北大)：歴史科学における実験について討論したい。モデル実験は、ヒントを得るだけ以上の意味があるのではないか。

鈴木(同志社大)：因果関係を知ること以外の実験なんてあるのか。

横田(大阪市大)：地質学と物理学を結びつける手段として、地質屋がやる物理実験があってもよいのではないか。

植村(新潟大)：物性や応力など野外ではわからないことが実験でわかる。Bucherは実験によってしゅう曲時のジュラ山脈の粘性をわり出した。

大槻(東北大)：未知のものをさぐるのと、ヒントを得るのとでは大きな差がある。

加藤（東教大）：竹内均の紹介（略）

藤田（東教大）：生物の進化の法則を例にとる。小進化に関する物理実験のみに終始せず、自己発展する生物体として研究する必要がある。

大槻（東北大）：生産との関係は？

藤田（東教大）：今まで知られていない現象を作り出すのが真の実験だ。

伊藤（京都女子大）：花崗岩ビームの実験をおもいついた動機を話したい。アインシュタインの相対性理論は光速の場での理論だが、ここでは古典物理学は通用しない。同様に、

非常に遅い現象である地質現象にも現在の物理法則でわからないことがあるに違いないと考えた。長大な時間と岩石物性とのかかわりあい在今后の構造地質学の課題であろう。

司会：地質学における実験・歴史科学における実験の意義を更に討論する場を設けたい。

発言を数行に圧縮したため、ニュアンスが違ってしまったたり、内容が不正確になってしまったたりしたことも多いと思います。すべて編集部の責任です。ご容赦ください。

〈 岩村茂夫氏のお便りから 〉

かって、本紙を通じて、岩村氏（東教大からテキサス大のHandin 教授のもとに留学、実験構造地質学）からの留学のさそいを紹介しました。おかげで、広島大の嶋本氏が応募され、すでに岩村氏とともに元気に仕事をされている由、岩村氏からお便りがありました。同じお便りの中の一文は私たち構造地質学に参考になると思われまので、大意について紹介したいと思います。

それは「地質屋は自然を見ないとテーマも問題もわいてこない」、「自然を充分観察せずには、数学を用いようが、レオロジーを応用しようが、もっともらしい答がでて、所詮、机上の空論、自然解明の手がかりはつかめない」といったことを、「改めて痛感してきた」とかいています。また、ここまでくるのに長い道のりをへたことが残念である」旨も伝えています。しかし、私の思うのには徹底してグレンツの技術を勉強したあげくに、改めて構造へのとりくみ方についての反省点に立ったとすれば、それはそれで立派なように思われました。近頃うれしい便りでしたので紹介まで（東教大、藤田）。

断層の落差別頻度分布の地域性とその意義

地質調査所 垣 見 俊 弘
小 玉 喜 三 郎

本誌14号において、房総半島東部に発達する正断層群の変位のスペクトル解析を行った結果、落差 T と ΔT の間にある断層の数 N には、第1近似として

$$N(T) dT = KT^{-m} dT, \text{ または } \log N = k - m \log T$$

が成立すると見なせることを述べた。その k と m は、第1図のとおりである。この地域では東落ち群が西落ち群よりも卓越しているが、この違いは k ではなく m の大小によって現われている。このように、 k と m は、断層による地殻の活動度とその性格、たとえば落差の大小が地域の変形に寄与する割合を量的に比較するめやすとなるであろう。

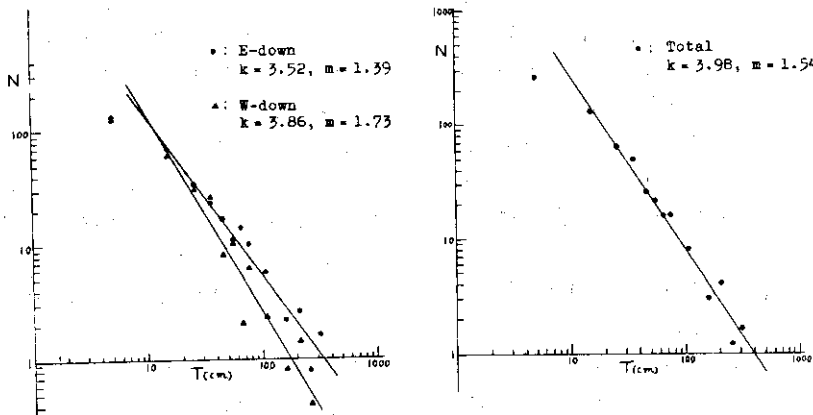
そこで、この m を三浦半島における上記と同系統の断層について求めたところ第1表のようになった。これによると、三浦は房総東部に比べて一般に m が大きい、すなわち相対的には落差の小さな断層が地域全体の変形に与える影響が大きいことが知られる。また三浦では、房総東部とは逆に西落ち群の m が小さい。したがって西落ち群の方に落差の大き

	東落ち群	西落ち群	合計
房 総 東 部	1.39	1.73	1.54
三 浦 北 部	2.28	2.07	2.20
三浦南端部	2.06	1.78	2.41

第1表：同一断層系の m の地域による違い。
(三浦半島の m は、暫定値)

な断層の割合が相対的に大きい——実態的には西落ち群が東落ち群より卓越している——ことがわかる。しかし三浦北部では、これをさらに地質構造との関係から、東—西方向に4地区に分けて検討してみると、東落ち・西落ちの m が同程度のものもある。共役断層の2つの m の違いは地殻の変形のメカニズムと密接な関係があるように思えるが、まだ結論を出すまでには至っていない。

なお、 $\log N - \log T$ 関係は厳密には1つの直線ではなく、房総・三浦とも落差50—60cmのところで折れているように見える、このことは、この断層系の発生とその後の発達(落差の生長)を解明するうえでの重要な手がかりになるであろう。



第1図

南部北上山地日詰一気仙沼構造線周辺の地質

東北大学 永 広 昌 之

日詰一気仙沼構造線(広川・吉田、1954)は、南部北上山地を斜断し、ほぼNNW—SSE方向に、直線状にのびる構造線である。ここでは、その南端部気仙沼東北方付近の、本構造線に沿った地域の地質および地質構造について述べる。

本地域の地質は、石炭〜ジュラ系および貫入岩類よりなる(Fig. 2参照)。

石炭系は、本地域北西部に分布し、下位より馬越層および仙婆殿層に区別される。これらの地層は、おもに緑色〜赤紫色・石英安山岩質〜安山岩質凝灰岩類および結晶質石灰岩よりなり、馬越層では凝灰岩、仙婆殿層では石灰岩が卓越する。

二疊系は、本地域全域に広く分布し、その層序は地域により異なる。東部地域の二疊系は、下位より山小屋沢層・小原木層・長部礫岩および出山石灰岩に区別され、後2者は小原木層中下部と同時異相の関係にある。中部地域の二疊系は、下位より松ノ倉沢層および小原木層に区別される。西部地域の二疊系は、下位より中平層・黒森層および鍋越山層に区別され、後者は黒森層中部と同時異相の関係にある。

山小屋沢層および中平層は、おもに石灰岩・頁岩および砂岩よりなり、しばしば礫岩を伴う。松ノ倉沢層は、全体に砂岩・礫岩が卓越し、頁岩・石灰岩・凝灰岩を伴うもので、南方ではかなり凝灰質である。小原木層および黒森層は、おもに塊状の頁岩よりなる長部礫岩は、花崗岩質礫岩を多く含む礫岩と頁岩との互層、出山石灰岩は、おもに結晶質石灰岩よりなる。鍋越山層は、礫質砂岩および不純石灰岩よりなる。

三疊系は、日詰一気仙沼構造線以東に、大局的には一大向斜構造を呈し分布する。本地域の三疊系は稲井層群で、下位より笹長根山

層および青野沢層に区分され、前者の上部と後者の下部とは同時異相の関係にある。笹長根山層は、帯緑色砂岩により特徴づけられ、縞状頁岩・灰色砂岩などを伴う。また、基底部に一部で石英安山岩質凝灰岩を伴う。青野沢層は、おもに縞状頁岩・灰色砂岩およびそれらの互層からなる。三疊系中の砂岩・礫岩は水平的な層相・層厚変化が激しく、後背地は一定でない。

ジュラ系は、本地域南部に、三疊系に抱かれて分布し、唐桑層群および鹿折層群に大区別される。唐桑層群は、下位より小鯖層および綱木坂層に区別される。小鯖層は、おもに砂岩および細礫岩よりなる。綱木坂層は、黒色砂質頁岩を主体とし、上部に砂岩層を伴う。鹿折層群は、下位より石割峠層・舞根層および小々汐層に区別される。石割峠層は、主として花崗岩質礫岩を大量に含む礫岩よりなる。舞根層は、砂岩・頁岩互層および縞状頁岩よりなる。小々汐層は、砂岩・頁岩互層を主体とし、下部では花崗岩質砂岩を伴う。ジュラ系各層は、いずれも北部で厚く、南部・西部でうすく、また北部で粗く、南・西部で細粒となる傾向にあり、その後背地は北方あるいは東北方に求められる。

貫入岩類は、花崗閃緑岩・閃緑岩・斑れい岩などの深成岩類および玢岩類で、いずれも白亜紀の活動と考えられる。

本地域の地質構造は、N—S〜NNE—SSWおよびNNW—SSEの2方向の構造に強く規制されている。前者は、本地域の褶曲軸の走向方向、後者は、北上山地全体を規制する、主要構造線の走向・花崗岩体の配列方向である。

褶曲軸の走向は、構造線を境としてやや異なり、東部ではN—Sに近く、西部ではNE—SWに近い。これらは、NNW—SSE方

向の構造あるいはそれに付随する構造に切られて、または規制されていることが多く、しばしばNNW—SSE方向に曲げられている。

本地域の褶曲の多くは剪断褶曲であるが、中央部に位置し、二疊—ジュラ系より構成される一大向斜—綱木坂向斜(志井田, 1940)—では、Iwamatsu(1969)の言うように、下位の二疊—三疊系が典型的な剪断褶曲であるのに対してジュラ系鹿折層群では典型的な曲げ褶曲が見られる。両者は漸移的に移り変わる。また、石灰岩の卓越する仙婆殿層や出山石灰岩の一部には、挟在層のboudinageなどが見られ、大局的には流れ褶曲に含められると考えられる。

本地域の断層は、NNW—SSE方向およびNW—SE方向のものが最も優勢で、その他N—S・NE—SW・ENE—WSW方向のものが多い。これらは、いずれもその性格の不明なものが多いが、NW—SE方向のものいくつかは、左ずれの水平ずり成分を有しており、また東部に多いENE—WSW方向のものは、すべて見かけ上北側落ち(あるいは右ずれ)を示している。

日詰—気仙沼構造線は、本地域では数条の断層よりなる断層帯として表現され、主要な断層は、垂直あるいはそれに近い断層面を有していると考えられる。本構造線は、従来東側落ちの断層(志井田, 1940)あるいは垂直運動を主とするもの(山下, 1957)と考えられていたが、構造線に付随する断層の性格や二疊系各層とくに松ノ倉沢層の分布から、垂直変移よりはむしろ左ずれの水平変移を主とするのが自然である。その変移量は、垂直変移を無視すれば、構造線を構成する各断層による変移をあわせ、1.5km以上に達すると考えられる。本構造線の主要な活動時期は白亜紀と考えられるが、小貫(1969)は、三疊紀のころより断続して活動したと考えた。本地域では、三疊—ジュラ紀に本構造線が活動した形跡は見られない。

引用文献

- 広川治・吉田尚, 1954, 5万分の1地質図「人首」および同説明書, 地質調査所。
 志井田功, 1940, 東北大地質古生物研報, 第33, P. 1—72。
 Iwamatsu, A., 1969, 地科学, 第105, P. 227—235。
 山下昇, 1957, 地球科学, 第31, P. 1—15。
 小貫義男, 1969, 東北大地質古生物研報, 第69, P. 1—239。

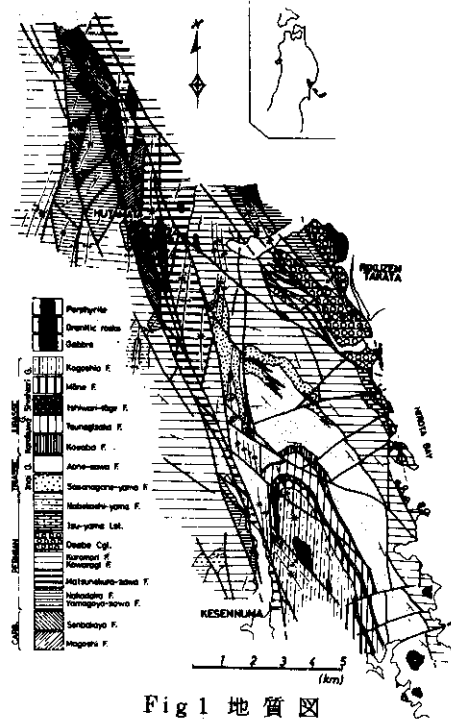


Fig 1 地質図

JURASSIC	Shishiori G.	Kogoshio Formation	Up.
		Mōne Formation	Low.
		Ishiwari-toge Formation	
		Sakaguchiiri-zawa Sandstone Member	
TRIASSIC	Karakawa G.	Tsunagi-zaka Formation	
		Kosaba Formation	
		Aono-sawa Formation	
		Yobai-zi-zawa Sst. Member	
PERMIAN	Inai Group	Sasanagane-yama Form.	
		Kuromori Form.	Kanayashiki SM.
		Nb. Form.	Kowaragi Formation
		Naka-daira Form.	Matsuno-kura-zawa Formation
CARB.		Senbakaya Formation	O.Cg. I.L.
		Magoshi Formation	Yamagoyazawa Formation

SM.---Sandstone Member
 Nb.---Nabekoshi-yama
 O.Cg.---Osabe Conglomerate
 I.L.---Izu-yama Limestone

Fig 2 層序表

紀伊半島牟婁帯の褶曲構造

同志社大学 鈴木 博 之

褶曲を規模（波長および褶曲軸の長さ）によって第1級から第6級程度まで分けることができる。第1級の褶曲に相当するのは、打越背斜、合川複向斜、周参見背斜、和深背斜で、牟婁帯の主要な構造はこれらによって規制されている。打越背斜も合川複向斜も西では軸面が北に傾斜する等斜的褶曲であるが、東では開いた褶曲にかわっている。周参見背斜も西では開いているが、東にゆくにつれて過褶曲となる。すなわち同一岩体内でも場所により物性・応力配置が異なっている。さらに和深背斜のように、両翼とも20—40度程度の傾斜しかないゆるく開いた対称的背斜構造も共存する。第2～3級の褶曲軸の方向性にも表現されているように、牟婁帯の褶曲は造山帯の特徴といわれる典型的な線状褶曲、完全褶曲帯ではない。このことは四万十造山が造山時火成活動を伴わず、広域変成帯の発達しないことと関係があると思われる。

第2～3級の褶曲群中、最も特異なのは、合川複向斜南翼に集中して存在する褶曲群である。地層は厚い塊状砂岩および砂質フリッシュである。これらの褶曲群の軸は第1級の合川複向斜の軸方向にかなりの角度をもって明瞭に斜交する。開いた褶曲が多いが、一部に等斜的褶曲もある。ここでも同一の褶曲が場所により形態をかえる。問題はこれらの褶曲群が合川複向斜と同時に形成されたのか、そうではなく形成時期を異にするクロス褶曲かという点である。複向斜の南翼部にのみ存在し、しかも複向斜の軸自身に影響が及んでいないことは、後者の考えを否定することになる。同一期とすると、堆積時の初生構造を考慮する必要がある。

主要な断層は、1級の褶曲軸方向とほぼ平行し、軸部や翼部に多く存在することから、これらの断層の形成は、褶曲運動に伴うもの

で、曲りきれずに切れたというものであろう。

場所により形態を変えろとはいうものの、多くの褶曲軸は北傾斜であり、主要な断層も北傾斜の逆断層が多い。これは四万十帯全般の傾向で、プレートテクトニクスによる説明がされているが、日高川帯の上昇に伴う横圧についても説明できるであろう。

第4～6級の褶曲構造は、岩相と密接な関連がある。この規模の褶曲はフリッシュや泥質フリッシュ中にのみ存在する。音無川帯では、これらの褶曲軸は第3級の褶曲軸とよく一致するが、牟婁帯ではしばしば不調和であることが多い。とくに打越背斜軸部の下部層にこれが著しい。

これら第1～6級の褶曲構造は、どこにも普遍的に存在するわけではなく、岩相の影響もあるが、場所によりそれぞれ特有の規模・形態の褶曲がみられる。

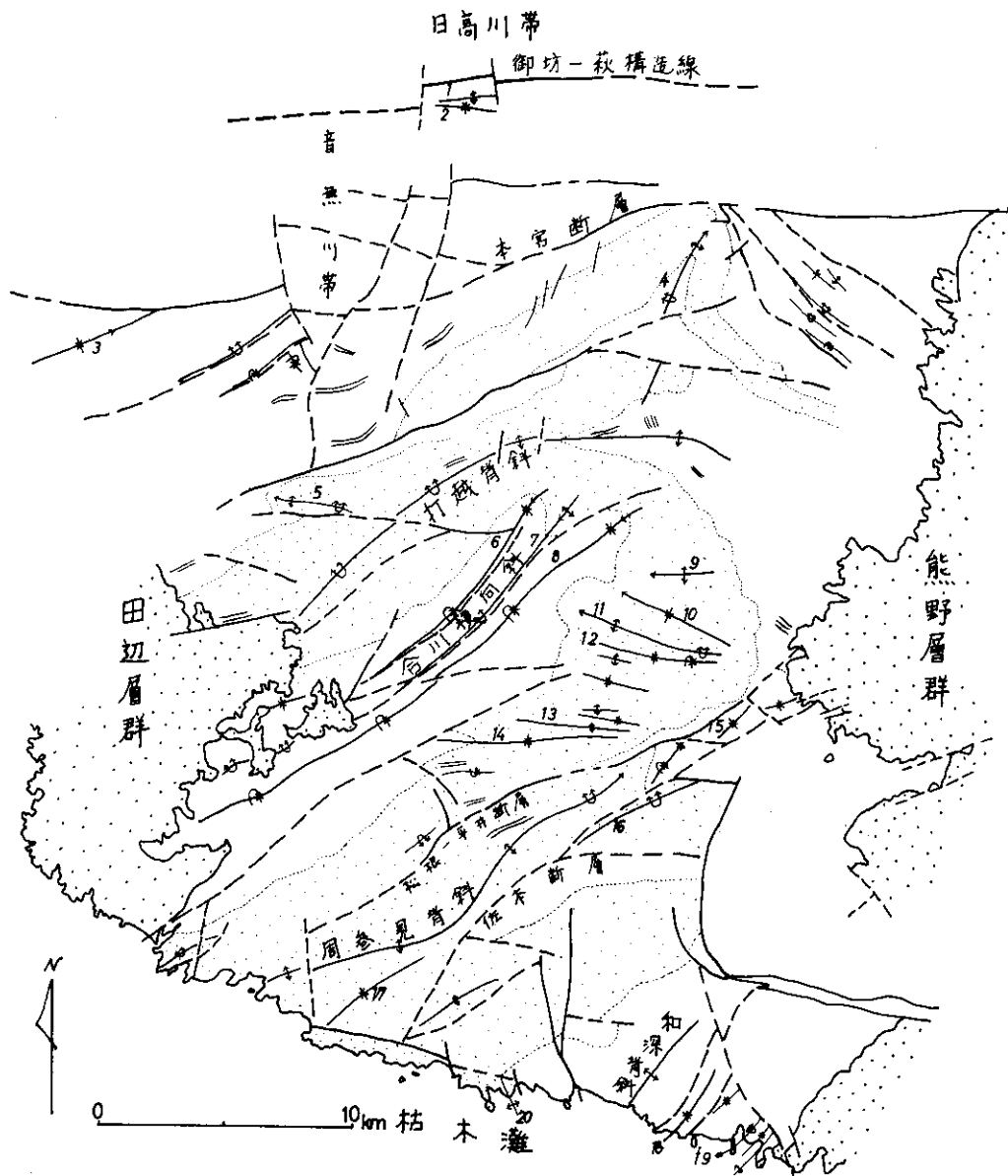
牟婁帯のなかでも、ほぼ東西方向の構造をもつ音無川帯と、北東—南西または東北東—西南西方向（東部の一部に北西—南東方向もある）の牟婁主帯と、構造に違いがみられる。

スランピングによる小規模の褶曲が、特に南部海岸地帯に集中して存在する。この地域は中規模の褶曲が多く、しかも扇状褶曲、箱型的褶曲さらに等斜褶曲や開いた褶曲が混在した特異な構造区である。この地域の一部に南北の構造方向をもつブロックが海岸線に沿って存在し、特異な岩脈も海岸線方向にのびていて、この地域に1つの構造帯的なものの存在が予想される。

田辺層群・熊野層群は、これらの牟婁層群の構造を全て完全に切って、顕著な傾斜不整合で牟婁層群を被っている。牟婁層群の構造は田辺・熊野両層群にほとんど影響を与えていない。しかも、牟婁層群の最上部には下部中新統の貝化石が含まれ、一方、熊野層群の下

底付近にレピドシクリナが発見されていることから、この傾斜不整合で示される時間間隙は非常にせまい。このような短期間に牟婁帯

のこの複雑な構造ができたかどうか、岩石物性的に確認する必要がある。



第1図 牟婁帯の褶曲構造

1. 坂泰谷背斜 2. 坂泰谷向斜 3. 奇絶峡向斜 4. 紀美谷背斜 5. 地の谷背斜 6. 大峯向斜 7. 熊野川背斜 8. 八丁坂向斜 9. 前の川背斜 10. 高尾山向斜 11. 平井川背斜
12. 玉の谷向斜 13. 將軍川背斜 14. 將軍川向斜 15. 惣谷向斜 16. 添野川背斜
17. 口和深背斜 18. 安指向斜 19. ナゴ島背斜 20. 御待崎背斜

南関東の地質構造生成機構の有限要素法による検討

芝浦工業大学 樋口 雄一・山口 恵三
 地質調査所 小玉 喜三郎

三浦半島南部の地質構造は、東西に走るシアーな断層と、南北方向のゆるやかなステップ状変位を示す断層によって規制されている。これらの断層は、基盤ブロックの運動によって発生し、その垂直運動によって発展してきたもの、と考えられる。このようなモデルを、有限要素法による数値実験によって検討した。

I. 有限要素法による解析のモデル

- ① 2次元弾性板の平面歪問題として解く。すなわち、2方向には歪がないように規制されているとする。
- ② 深さ5 Km×水平的な拡がり40 Kmの断面をもつ被変形弾性板を考える。
- ③ この被変形弾性板を、節点277、三角形有限要素479に分解する。
- ④ 被変形弾性板中央の基底に、巾10 Kmのブロックを設定し、これを次のように上昇させる。

横座標	垂直変位(u)	水平変位(v)
0 ~ 4 Km	5 m	0 m
4 ~ 5 Km	5 ~ 0 m	0 m
5 ~ 20 Km	0 m	0 m

対称軸部と端部では、 $u = 0$ 、 $v = \text{free}$ とする。

- ⑤ E (ヤング率) $= 0.2 \times 10^{12}$ dyne/cm²、 ν (ポアソン比) $= 0.25$ 、 ρ (密度) $= 2.3g/cm^3$ 。
- ⑥ 自荷重を考慮した場合と考慮しない場合について計算した。

II. 自荷重を考慮した場合の結果

① 主応力 (第1図の左)

ブロック上方では、最大主張力軸 σ_1 は水平であるが、ブロックの境界では傾斜するが、遠方では再び水平となる。ブロック側方の地表部では、 σ_1 と σ_3 が入れかわり、水平圧縮領域が生ずるが、全体として、垂直圧縮が大きい。

② 最大剪断応力 (第2図の左)

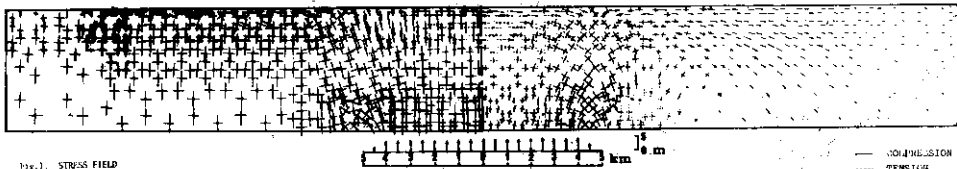


Fig. 1. STRESS FIELD

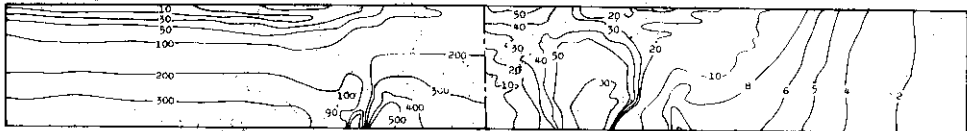


Fig. 2. MAXIMUM SHEARING STRESS

UNIT: 10^6 dyne/cm²

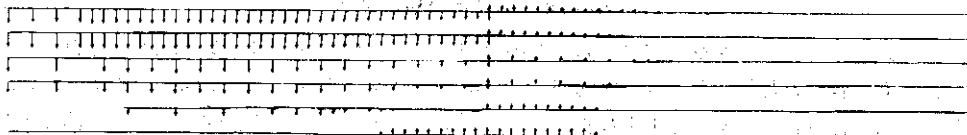


Fig. 3. DISPLACEMENT FIELD

1km HORIZONTAL DISTANCE

10m HORIZONTAL DISTANCE

ブロックの真上で剪断力が大きい、とくにその境界で大きくなる。コンターのパターンは水平であるが、深部に大きくなる傾向を示すが、ブロックの側方では、地表部の方が大きい値を示すところがある。

③ 変位のパターン (第3図の左)

基盤に近接した深部から浅部に向って、変位の範囲が広がる。水平変位成分は、基底部で0であるが、地表ではかなりの大きさに達する。ブロックの境界の真上で最大となる。この部位からブロック上方にかけては、垂直変位は水平変位よりも大きい、それよりも外側では、水平変位は垂直変位よりも大きい。場所によっては、両者の比は10:1にも達する。

Ⅱ. 自荷重を除いた場合の結果

① 主応力 (第1図の右)

ブロックの境界部の上方では、主応力軸は約45°に傾斜している。この部より外側では、最大主圧力軸 σ_3 は水平、内側では、最大主張力軸 σ_1 が水平になる。

② 最大剪断応力 (第2図の右)

ブロックの境界に接した部分で最大で、そこから遠ざかるに従い小さくなる。この最大剪断応力の極大部は、垂直に地表部にまでのびる。

③ 変位のパターン (第3図の右)

自荷重を除いた場合の変位に重ねたものであるから、パターンは似ている。

Ⅳ. 他の実験との比較

自荷重を考慮したモデルは、光弾性モデル実験の結果と良く似ている。これに対して、自荷重を除いたモデルは、粘土を用いたモデル実験の結果と良く似ている。

東北日本北部における新第三紀の造構運動 と鉱床形成の場について

地質調査所 藤 井 敬 三

東北日本北部における造構運動は2つの型に分けられる。その1つは、門前階より船川期中期頃までにみられる一連の沈降運動と地壘・地溝によって特徴づけられる伸張の場である。他の1つは、船川期中期頃より現在にいたる一連の隆起運動と逆断層によって特徴づけられる圧縮の場である。

門前階より船川期中期頃までの造構運動は、NSないしNNW~SSE方向の主断裂に支配され、主断裂と主断裂より派生したESもしくはNW~SE方向の断裂とで切断された地塊化運動とで規制されている。黒鉱鉱床を含めて金属鉱床は、この時期の産物であり、その位置は地塊と地塊との境界部にある。

船川期中期頃より現在にいたる造構運動は、NSないしNNW~SSE方向の褶曲・逆断層により支配され、褶曲軸・断層面は西に傾いていることが多い。金属鉱床は、規模・量

において前時期に比べ著しく少ない。

以上のべた2つの型の造構運動はプレートテクトニクスの仮説によりうまく説明できる。MORGAN(1971)によると、40 m・y・頃には太平洋プレート運動はNNW向きからWNW向きに方向転換を行なった。この影響をまともうけたのが東北日本であり、東北日本の地殻は、沈み込む太平洋プレートにより下方に引張られたため、張力の場となった。しかし、沈み込む太平洋プレートの動きに伴ない、大陸地殻下にある低速度アセノスフェア内に対流が生じ、逆に東北日本は圧縮の場となった。

特に黒鉱鉱床は酸性火山活動に関係しており、この酸性火山活動はglobalな意味で張力の場に関係づけられ、localな意味で地塊と地塊との境界部に関係づけられる。

褶曲形成の一型式

一砂泥互層を主体とする桃の木堆積盆（新第三系）を例として一

東京教育大学 角田 史 雄

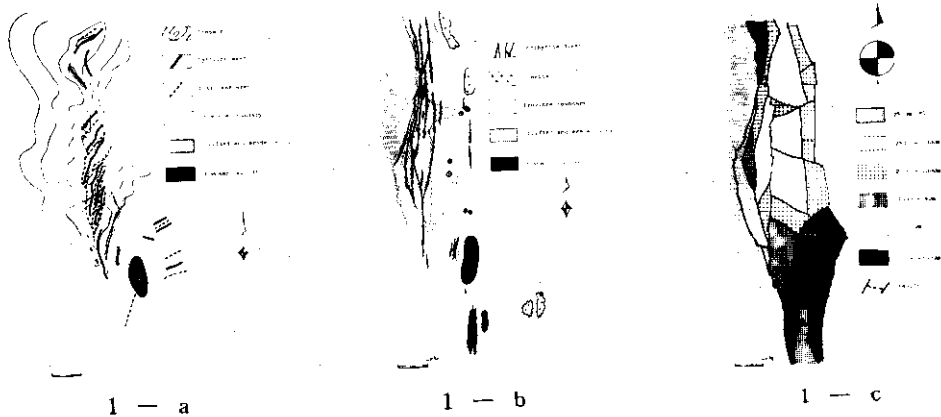
筆者が、表題のテーマに沿って選んだ研究対象は、山梨県西部の巨摩山地に分布する桃の木垂層群中の褶曲構造（角田、1971）である。桃の木垂層群（小坂・角田、1969）の現在の分布域を桃の木区（角田、1971）とすれば、同区は西縁を糸魚川—静岡構造線に、東縁を沓沢断層（角田、1971）にそれぞれ区切られる。同区はまた、上記の2つの断層を境にして、西側には四万十層群、東側には楯形山垂層群（桃の木垂層群の低位層、小坂・角田、1969）とそれぞれ接している。

これら2つの、より古期の地層群で構成される上昇岩体にはさまれた形の桃の木区では、顕著な褶曲構造が発達しているが、その褶曲構造は後の断層運動で著しく破壊されている。したがって、同区の褶曲形成を論ずるためには、最初に、断層運動の性格を正しく把握し、つぎに、その断層解析を基にして断層の影響を捨象して、正確な褶曲形態を知ること努めなければならない。

以下、角田（1973）の研究のまとめの形で議論をすすめる。本地域の断層は、断層面の特徴から2つのタイプ（断層面に沿って玢岩が貫入しているものと、玢岩の貫入がないもの）に分けられるが、貫入した玢岩岩脈が

いずれも著しく破碎されていることからすれば、断層の主要な形成時期は2回あったと考えられる。また、その他の証拠を考えあわせると、断層はつぎのような経過をたどって形成されたと思われる。すなわち、まず、高角の引張裂かの形成（おそらく、この前に、巨摩山地の広域的な隆起があったであろう）直後に玢岩の貫入があり（第1—b図）、つぎに、10~20 kmの広がりをもつ7個の断層ブロックの形成およびそれらのブロック相互の垂直方向の転移（相対的な落差は200~700 m）（第1—a図）があり、最後に、南北方向の衝上断層群が形成された（このとき、K-jnk bandsやchevron foldsが形成された）。

断層運動によって互いに転移した断層ブロックを、上述したような断層運動の性格（とくに、断層の落差とセンス）を考えて、断層運動のはじまる前の位置に戻してやれば、断層形成直前の褶曲形態が得られる。こうして得られた褶曲の軸分布・軸に直交する断面での褶曲波形・褶曲軸と等層厚線との関係などから、本地域には2つのタイプの褶曲があることがわかった。すなわち、第1タイプの褶曲は、単一の向斜軸と簡単な褶曲波形をもち、

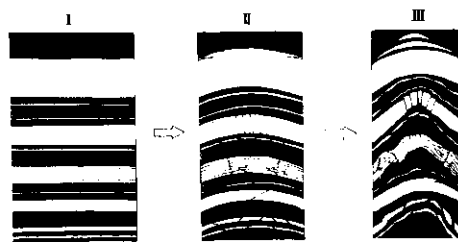


かつ、褶曲軸は等層厚線で表わされる堆積盆（桃の木堆積盆）の長軸と一致する。第2タイプの褶曲は、複数の互いに略平行な軸（それらの西端は収れんし、全体的な軸分布は樹枝状である）をもち、波長の大きさによって数次のオーダーに分けられる複褶曲である（角田、1971）。さらに、それらの軸のいずれもが等層厚線と交叉し、かつ、南にいくほど軸間距離が狭くなり、褶曲波形が複雑になる（以上、第1-C図）。

以上のことから、第1タイプの褶曲では、堆積終了時の堆積構造がほとんどそのまま残されているが、第2タイプの褶曲では、何らかのつよい造構的な力を受けて、それがこわされていると考えられる。したがって、第1タイプの褶曲は、桃の木堆積盆が基盤（楡形山亜層群および先新第三系）の昇降運動に起因する造構的な力によって変形して形成されたものである。これに対して、第2タイプの褶曲は、桃の木亜層群堆積後（礫岩に示された証拠からすれば鮮新世）に生じた基盤の上昇運動につよく規定されている。このことは、次のような地質学的事実から推論される。すなわち、第2タイプの褶曲のうちでも、もっともつよく変形しているのは桃の木区中央部の南端にあたる場所においてであり、その場所のすぐ東側には楡形山亜層群のうちでもっとも古い地層が露出する、いかえればもっとも楡形山亜層群の上昇量が大きかった場所がある。さらに、桃の木区南部でみられる第1タイプの褶曲も上記の場所に隣接しているが、その褶曲の東翼のみが、あたかも下からめくり上げられるように、逆転している。また、この付近には、楡形山亜層群で構成される岩体を西方に押しだし、桃の木堆積盆を水平に圧縮させたことを証拠だてるような、顕著な東西性の断層は存在しない。

以上のことから、第2タイプの褶曲の形成機構は、桃の木亜層群全体の褶曲波形を規定している中部砂岩層の波形と同層の破断の様式などを考慮すれば、つぎのように考えられる。つまり、桃の木堆積盆のひずみが20%

以下の所では、褶曲波形は平行褶曲であり、砂岩層の破断や層面滑りなどがみられないことなどから、桃の木亜層群が20%ひずむまでは、同亜層群全体の波形は中部砂岩層のそれにつよく規定され、同層の変形にまったく従属するようにして形成されたと考えられる。その形成機構は flexure folds のそれと同じであろう。また、同亜層群が20%以上ひずんだ所では、ほとんどの砂岩層は破断され、元の位置から転移しており、層面すべりも普遍的にみられるが、全体的な褶曲波形は崩れていない。このことから、桃の木亜層群が20%以上ひずむと、ほとんどの砂岩層は破断されてしまうが、泥岩層が変形の主役を果たすと共に、砂岩層の破断された岩片のうごきを規制するような働きをもしたために、桃の木亜層群全体の波形はひきつづき成長し、ひずみが増していったのであろう。この形成機構は flexure-slip folds のそれと同じと考えられる（以上のメカニズムは第2図で概念的に示される）。



第2図

参 考 文 献

1. 小坂共栄・角田史雄（1969）；山梨県西部，巨摩山地第三系の地質，地質学雑誌，75巻，3号，127—140頁
2. 角田史雄（1971）；巨摩山地の褶曲形態—南部フォッサ・マグナにおける褶曲の形成過程について（そのI）—，地球科学25巻，1号，1—12頁
3. Studies on Folds of the Miocene Momonoki Subgroup in the Koma Massif, Central Japan, (東京教育大学紀要に投稿中)

東北地方南部から中部地方にかけて地域の 三角点変動解析

芝浦工業大学 浅野雄嗣・武内和俊・矢萩順一

六日町高校 飯川健勝

地質調査所 鈴木尉元・小玉喜三郎

一等三角点は、1890年代に最初の測量が行なわれ、1950年代に改測が実施されている。この資料(HARADA、1967)を用いて、東北日本南部から中部地方の糸魚川-静岡線付近にかけて地域の、水平的な歪の解析を行なった。

解析の手順

1. 三角網を球面から平面に変換する(原田、1971)。
2. 三角網の平面変形は、次式のような線形的に行なわれる、と仮定する。

$$u = ax + by$$

$$v = cx + dy$$

3. 各三角網を構成する三角点の変位から、上式のa、b、c、dを求める。

4. この値から、次のような量を求める。

面積膨脹比 $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + d$

剪断力 $\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = \frac{1}{2} (c + b)$

回転 $\frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{1}{2} (c - b)$

主歪の大きさ

$$r_{\frac{1}{2}} = \frac{1}{2} [a + d \pm \sqrt{a^2 + b^2 + c^2 + d^2 + (2cb - ad)}]$$

主歪軸の方向 $\tan \theta_{\frac{1}{2}} = (r_{\frac{1}{2}} - 2a) / c + b$



Fig 1

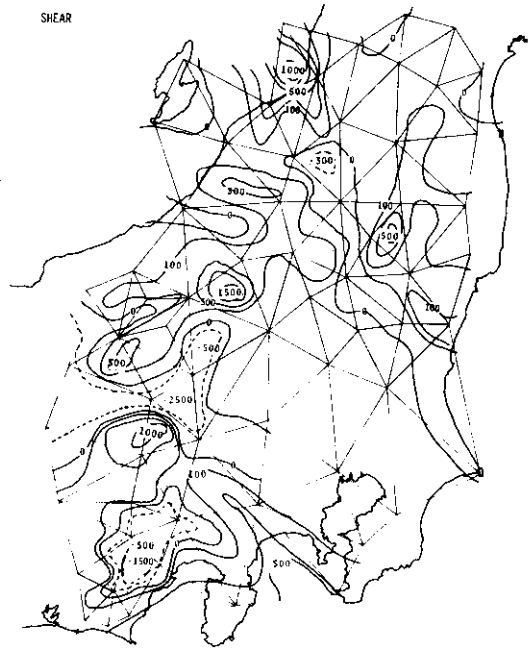


Fig 2

解析結果

面積膨脹比が正（膨脹）である地域は、蔵王山から那須山を通り浅間山付近に至る第四紀火山地域、糸魚川—静岡線付近からその西側地域と静岡付近である。他の地域は負（収縮）を示すが、特に朝日山地西方から飯豊山にかけての地域、八ヶ岳から富士山にいたる地域の西側地域などが顕著である。なお、これらの地域が、グリーンタフ火山活動の顕著な地域であることは、興味深い。

回転の方向の逆になる顕著な境界が、八ヶ岳の火山列の位置と、糸魚川—静岡線の北部など、地殻の不連続部にみられる。

最大の主歪軸（収縮の最大）は、東北地方北部では東西方向をもっている。岡東地方から中部地方にかけての地域では、北西—南東方向を向く。これらの方向は、一般に起震歪力の主圧力軸に平行する傾向がある。（ICHIKAWA, 1971）。

これらの変形様式は、各地域の変形が、それ自体の深部過程と密接に関係していて、島弧全体が、圧縮や展張の場におかれているわけではないことを示している、と考えられる。

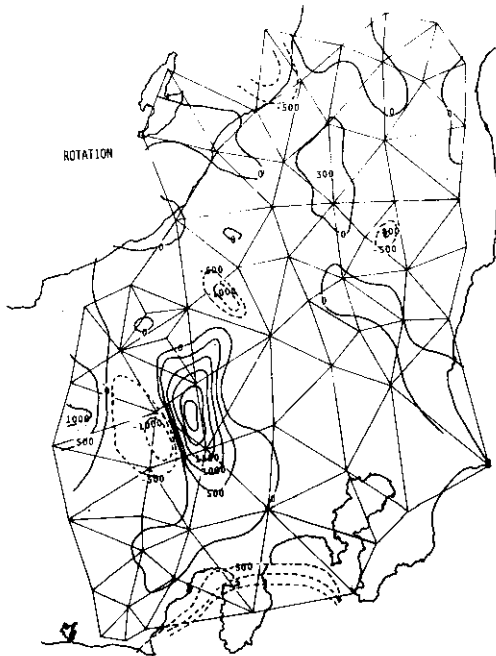


Fig 3

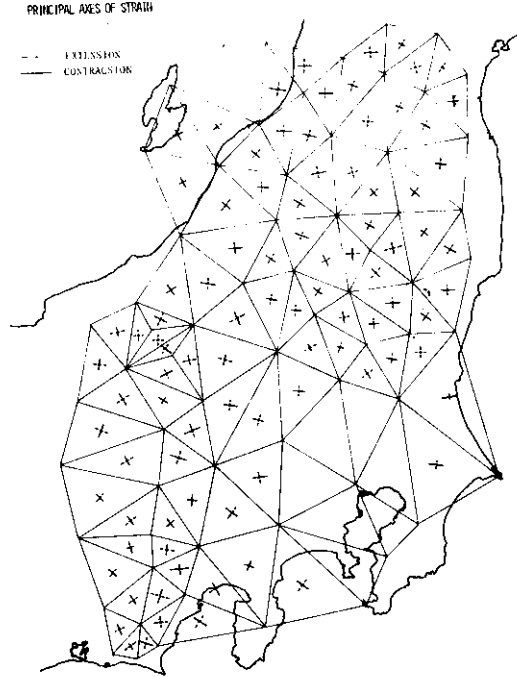


Fig 4

参考文献

ICHIKAWA, M. (1971) Geophys. Mag. 34, 207-274.
 HARADA, T. (1967) Bull. G. S. A., 12, 1-60.
 原田健久 (1971) 測地学会誌, 17, 1-3.

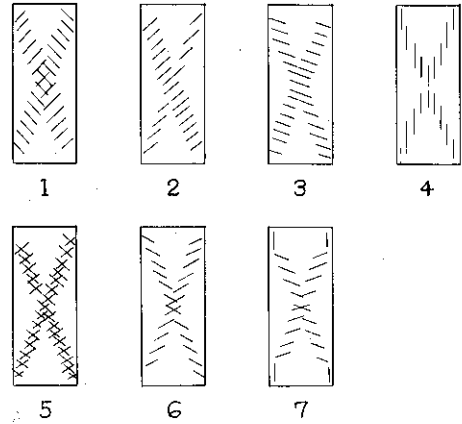
岩石の破壊について

名古屋大学 宇井啓高

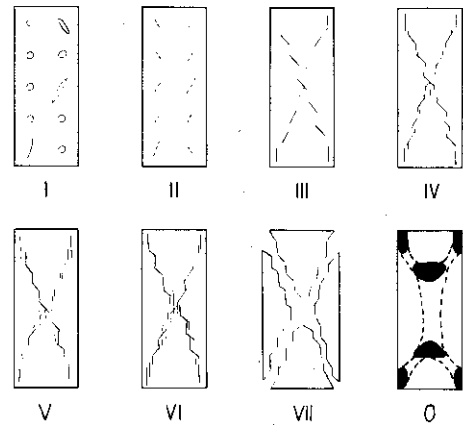
岩石の破壊様式は、岩石固有の物性および破壊条件によって変化する。以下に述べるのは一軸圧縮試験で、試料と圧盤(Platen)との間には何も挿入しない場合の、脆性破壊の様式についてである。一軸圧縮試験では、破壊様式、ヤング率、圧縮率、剛性率、ポアソン比、破壊強度(σ_i , σ_{cr} , σ_f)、応力-歪(線歪、体積歪)曲線などが求められるが、実験条件の記録も、結果を検討する場合に重要となる。実験条件としては、1. 岩石資料の空隙率、粒径、2. 試料のたて・よこ比(柱状サンプルの場合これを、Slenderness ratio という)、3. 試料の大きさ、4. 変形速度・荷重速度、5. 端面効果(資料と機械との摩擦、剛性率の相違からくる効果)などがある。さて、このような条件を考慮した上で一軸圧縮テストを行なうと、破壊様式は、1. Cataclasis 2. Axial cleavage 又は、Vertical splitting、3. Shear failure の三つに分類される(HAWKES and MELLER, 1970)。これらの破壊様式の違いは上述の五つの条件と密接な関係をもつが、なお不明な点も多く残されている。近年、一軸圧縮試験で剛性率を考慮した実験が行なわれるようになり、岩石固有の性質の反映である破壊様式についての議論も進歩してきた。

筆者は断層面上の小構造がステップ状をなすことの可能性について注目してきたが、岩石の破壊過程から、このステップ構造ができることを、以下に説明する。なお、ステップ構造の形成は、1958年に PATERSON が三軸圧縮試験に基づいて指摘して以来、1970年の GAY の本格的な実験に至るまでの間にほぼ実証されたといえる。ステップ構造はわれ目のない岩石の破壊試験と、強制的にわれ目を入れた岩石のマサツ試験との二種類の

試験で確められている。今後これら二つのステップ構造の形成機構を総合的にまとめると共に、地質学徒の中にある偏見(さすって、



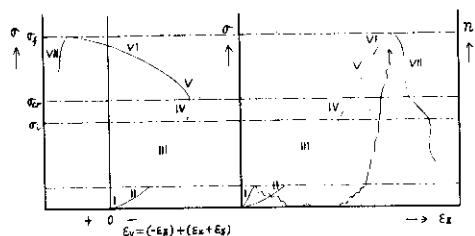
第1図 微小われ目の形態、7が妥当である。



第2図 ステップ構造の形成過程、第1図7が■に相当する。IIの破線は、先在空隙がつぶされた形(面)を示す。

なめらかな方向に上盤側が動いたとの考え)を改めなければならないであろう。

第1図は一軸圧縮下で脆性破壊する岩石が、巨視的破壊以前に示す初期われ目(微小われ目であって、実際に検出するのは今のところ不可能)の型である(たて・よこ比は2.5)。詳しい説明を省くが、岩石の膨張現象、履歴現象、内部応力状態を考慮すると、7が妥当な型である。第2図OにMcClintock-Walshパラメーター(HAWKES and MELLER, 1970)による応力集中域(黒ぬりの部分)と期待される巨視的破壊の型が示されているが、これを考慮しても矛盾はない。第2図IからVIIは、岩石を一軸圧縮した場合のわれ目の発達過程である。岩石には必ずわれ目や空隙があるので(I)、それが一軸圧縮下でつぶされる(II)。このときのつぶされ方は当然与えられた応力条件に従う。IIでは岩石は弾性的に変形し、鉱物粒子の構造的変形が、これに対応すると考えられる。IIIでも弾性的であるが、鉱物粒子の境界にまずわれ目が成長するであろう。このわれ目は剪断性のものであり、引張による開口われ目のできる前にできると考えられている(FRIEDMAN et



第3図 一軸圧縮試験による脆性破壊様式を、応力-歪曲線で模式的に示す。IからVIIは第2図のIからVIIに相当する。 σ_i :われ目ができはじめる時の応力。 σ_{cr} :膨張がマイナスからプラスへ転ずる臨界応力。 σ_f :破壊応力。右の図の右のたて軸は、クラック発生頻度で、のこぎり状のグラフで示される。なめらかな曲線はふつうの応力-歪曲線である。IIIの領域では、クラック発生がほとんど起らない。

al., 1970)。IVで軸方向のわれ目が生じ、この段階で膨張がはじまる。膨張は先に存在した剪断われ目がずれることによって、その端で開口われ目を生ずることによりはじまり、履歴現象、永久歪を残すような変形様式をとる。Vでますます軸方向われ目が卓越し、VIに至ってついに軸方向われ目が剪断われ目を切り、さいごに、それらのわれ目が連結することにより、巨視的なわれ目となって破壊する(VII)。以上の破壊過程を物理量として取り扱った場合は、第3図のように説明できる。図中のIからVIIは第2図のIからVIIに対応している。第3図の左はBRACE et al. (1966) およびBORDIA (1971)により、同図右はSCHOLZ (1968), WAWERSIK and FAIRHURST (1970)より模式的に描きなおしたものである。第3図左のIは、岩石中の空隙(われ目)の効果であり、本質的には弾性的変形である。IVで膨張が始まるが、この時、軸方向われ目がまず定常われ目として発生し、そのときの応力は σ_i (微小われ目発生時の岩石強度)で σ_f (破壊強度)の約1/2である。Vで非定常われ目が急速にできはじめ、VIの最大に達したところで破壊に至ると考えられる。

なお、岩石の膨張はNISHIHARA (1957)の解析的研究にはじまったといってよく、今後ますます岩石物性についての情報が、土木工学・機械工学の分野で蓄積されるであろう。

参 考 文 献

- BRACE, W. F., PAULDING, Jr. B. W. and SCHOLZ, C. H. (1966), J. G. R., 71, 3989-3958.
 BORDIA, S. K. (1971), Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 8, 629-640.
 FRIEDMAN, M., PERKINS, R. D. and GREEN, S. J. (1970), Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 7, 297-306.
 HAWKES, I. and MELLER, M. (1970), Eng. Geology, 4, 177-285.
 NISHIMURA, M. (1957), Doshisha Kogaku Kaishi, 8, 32-54.
 PATERSON, M. S. (1968), Bull. Geol. Soc. Am., 69, 465-476.
 SCHOLZ, C. H. (1968), J. G. R., 75, 1417-1432.
 WAWERSIK, W. R. and FAIRHURST, C. (1970), Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 7, 561-575.

うたろ
歌露礫岩中に認められた褶曲について

北海道大学 卯田 強

(1) 北海道えりも岬の南西海岸に沿って幅狭く急傾斜して露出する歌露礫岩中には、軸が垂直に近く flexural-flow タイプの非対称性褶曲が認められ、その発達過程に伴って礫にさまざまな裂力群が生じている。褶曲の発達過程の第1はNE-SW方向のもので(第1図), いわゆる layer shortening に伴う引張性割れ目と考えられる。第2の裂力群はほぼN-S方向のもので ENE-WSW 方向のもので reversal のセンスをもち走向移動型のセットをなすものである(第2図)。この裂力群はその主応力から判断すると、礫岩が褶曲しはじめた時期のいわゆる buckle shortening の段階に生じたせん断性割れ目であろう。第3の裂力群

は褶曲の最末期のものと考えられ、翼部で走向移動型のセットをなす2つの裂力群と軸面劈開群である。このセットをなす裂力のうち、長翼部では reversal のセンスをもつものに対し、短翼部のものは normal のセンスをもつものが特徴的である(第3図)。

褶曲軸の軸面は走向方向と斜交することから最大主応力も傾斜していたと考えられる。さらに、セットをなすそれぞれの裂力群から解析された主応力も礫岩の走向方向に最大20°ほどで斜交していることは、やはりこの考えを支持する。

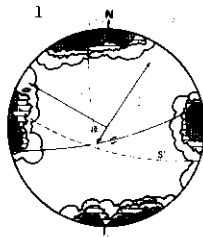


Fig. 1 Orientation diagram of fractures in the first stage. S' is the trace of slaty cleavage in conglomerate. (Projected lower hemi-sphere, same as following figures)

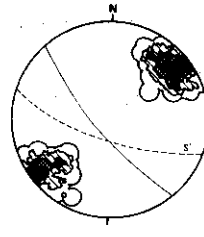


Fig. 2 Orientation diagram of fractures in the second stage.

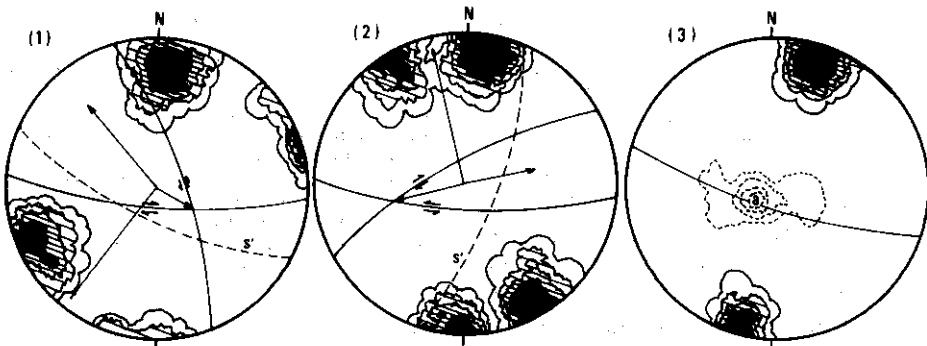


Fig. 3 Orientation diagram of fractures in the third stage. (1) fractures in the long limb of fold, (2) fractures in the short limb of fold, (3) axial plane cleavage; a - - orientation of fold axes.

(II) BIOT(196など), RAMBERG(1962など)などによると, 座屈不安定を過ぎて buckling に入った competent 層の偏倚の度合は Euler 函数により与えられる。しかしここでは主応力が傾いているので, 層の上下面に沿って働くせん断応力 (τ) が新たな要素として問題となる。 τ は力の釣りのモーメントを考えると, buckling と bending のモーメントとして作用し, 生ずる褶曲の対称性を決定する (第4図)。

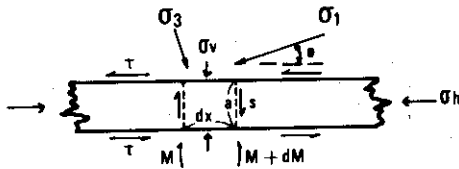


Fig.4 Distribution of stresses in competent unit when the principal stresses are inclined at an angle of θ . (after PRICE)

褶曲の偏倚に責任をもつのは buckling のモーメントで, 次式により与えられる。

$$\begin{aligned} M_{buc} &= p_c \cdot y \\ &= a^2 \cdot k \cdot \sigma_c \\ &= a^2 \cdot K \cdot \left(\frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \right) \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \cos 2\theta \quad (i) \end{aligned}$$

ここで, p_c は Euler 荷重, y は層の x 点での弾性偏倚, a は層厚, $\sigma_c = p_c / a$, K は波長層厚比に従属する定数 (たとえば波長層厚比 20 のとき $K = 0.75$) である。

次に, せん断応力の作用を考えると, 層の上下面だけではなく層の表面に垂直な方向にも作用しなければならないことが弾性平衡の理論からいえる。これら垂直なせん断応力は相当するせん断力 (S) を生じさせ, このせん断力と bending を与えるモーメントとは次の関係がある。

$$M_{ben} = S \int_0^x dx = a \cdot \tau \int_0^x dx$$

これは S が一定のとき M_{ben} は層の走向方向に沿って線型に変化することを意味し, 波長 (L) について M_{ben} の分布は次式で与えられる。

$$M_{ben} = \tau \cdot a \cdot L$$

$$= a \cdot L \cdot \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \right) \sin 2\theta \quad (ii)$$

(i)と(ii)で示される M_{ben} と M_{buc} の2つの要素は, competent 層の偏倚に対して独立的にしかも重複して影響を与える。このことに注目した PRICE(1967)は, 褶曲の非対称性 (実質的には長翼 L_1 と短翼 L_s の比に相当する) は M_{ben} と M_{buc} の比に従属することを明らかにした。つまり, M_{ben}/M_{buc} の値が大きくなるにつれて L_1/L_s の値が増加し, 非対称性が著しくなるというのである。これは次式によって与えられる総和モーメント曲線 (M_{tot}) で示される。

$$M_{tot} = Q (\cos x + r \cdot x) \quad (iii)$$

ここで Q は力のデimensionに伴う定数で, r は M_{ben}/M_{buc} である。(iii)式を微分して0とおいた値は総和モーメント曲線の最大・最小値を与えるが, これは実際の褶曲の頂部に相当し, d^2y/dx^2 の最大・最小値と一致したとき弾性破壊を生じるようになる。

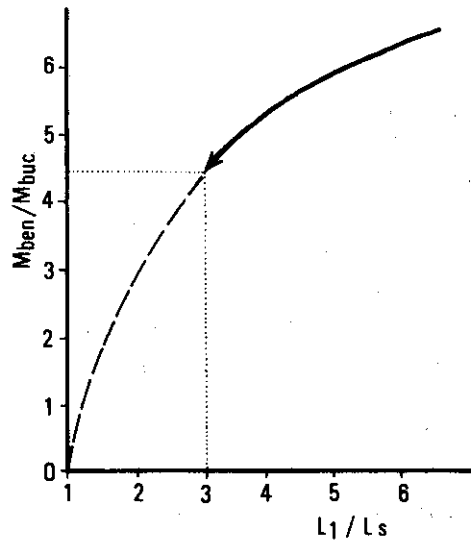


Fig.5 Relationship between the ratio of moments and the resulting ratio of the limb length(after PRICE) The arrow line shows the change with the development of fold in conglomerate.

(Ⅲ) 礫岩の competency についてはGAY (1968) が指適したように礫の岩種と密度に依存する。歌露礫岩は泥岩層と互層して、礫の岩種は花崗岩・ひん岩・石灰岩・輝緑岩などで密度が60~70%あり、泥岩層よりも competent であろうと考えられる。したがって、歌露礫岩中の褶曲は competent 層の変形としてとりあつかってさしつかえないと思われる。この褶曲の $L1/Ls$ が6以上から3まで変化し(第5図)、しかも $L1/Ls$ が3のとき頂部に軸面劈開が生じていることから、この時総和モーメントが最大になったことを意味する。すなわち、この褶曲は M_{ben}/M_{buc} の減少に伴って $L1/Ls$ の値が減少し、

M_{ben}/M_{buc} がほぼ4.3で総和モーメントが最大に達したのである。

M_{ben}/M_{buc} の値が変化した原因は今のところわからないが、ともかく歌露礫岩の褶曲の発達過程において、bendingの要素と bucklingの要素が相対的に変化し、褶曲開始期には bending モーメントが優位であったのに対し、後期には buckling のモーメントの方が bending のモーメントよりも強く作用したのであると思われる。

文 献

- (1) BIOT, M. A. : Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1961
- (2) RAMBERG, H. : Tectonophysics, 1, 1964 など
- (3) PRICE, N. : Tectonophysics, 4, 1967
- (4) GAY, N. C. : Tectonophysics, 5, 1968

二層の弾性座屈褶曲の実験結果について

東京教育大学 加藤 石貞 一

2枚の competent layer が、互いに平行に、incompetent medium に封じこまれているモデルでの弾性座屈褶曲の実験を行い、その結果の検討を行なった。

両 competent layer の層厚を h_a , h_b 、両層間の距離を h_i とすると、その波長-層厚比は h_i/h_a の減少に伴って、増大し、以前行なった単層モデルにおける competency contrast の増加による波長-層厚比の増加に匹敵する。これは、加藤(1973)の示した、砂泥互層中の褶曲のみかけ上の増大の一因となっていると考えられる。層厚の異なる二層の褶曲 ($h_a/h_b = 1/2$) では、厚い層は、薄い層にはほとんど影響されず独立に変形する一方、薄い層は、 h_i と短縮量 S のある適当な範囲内で、様々な波形が生じ、その波長-層厚比や振幅-層厚比の range は大きくなる。厚い層は、系全体の変形を大きく規定し、その振幅-層厚比(半波長比)は、 h_i にほとんど影響され

ない。このことを、単層モデルの場合と考え合わせると、振幅-層厚比は、 h_a と S が決まれば、ほぼ一定値を示すと言えよう。

薄い層の波長-層厚比や振幅-層厚比は、似たような傾向を示し、 h_i と S のある適当な範囲内では、厚い層にコントロールされた波形と独立に変形した波形をもち、そのバラツキは、一般に h_i/h_b が大きくなると小さくなる傾向を示す。それをくわしくみるために、各 h_i および S の値ごとに、この薄い層の波長-層厚比と振幅-層厚比について、その標準偏差を計算し、同じ、 h_a および competency contrast を持つ単層モデルの偏差より大きな部分を有意な値とみなすと、両者の比の偏差値の重なる領域は、 $2\% < S < 8\%$ 、 $8 < h_i/h_b < 32$ の部分となる。すなわち、このような領域において最も、小褶曲が生じやすいということになる。

< 北部フォッサマグナ特集 >

フォッサマグナ研究史抄々

信州大学 山下 昇

はじめに 原論文から厳密に引用しながら紹介するスペースもないので、要点を簡単に述べる。

Naumann と原田豊吉 1885~1893 年に、この二人はいくつかの論文を発表し、論争した。関東山地内部の地質構造がほぼ東西であることを知っていたナウマンは、中山道から千曲川筋に入ったとき、この構造が南北に走る八ヶ岳火山列に切られているのに驚き、世界に例のないものと強調し、Fossa Magna すなわちラテン語で大きい溝という名を与えた。そして、古い本州弧が太平洋方向へ水平移動したとき、七島弧にはばまれて生じたと解釈した。

原田は、同じ地域を富士帯と呼んだ。サハリン山系とシナ山系とが鋭いヘアーピンをなして会合する所、すなわちSchaarungであるというわけで、当時の世界一の大ボスであったSuessに支持された。

日本地質学の最初の構造論という点から見ると、たしかに鋭い洞察ではあったが、データが貧弱であり、その位置や輪郭もあいまいであった。

小川琢治 1899 年に小川は日本の構造を論じ、二人の先輩のことばを避けて、中央日本横溝帯という名を提唱した。そして、その形成年代を白亜紀より後、新第三紀より前とした。小川は、地質調査所技士として、20 万分の1の地質図幅作成の中心的役割を果たした人であるが、この頃、この図幅は約半数が完成していた。そういうデータで彼は議論したわけである。

矢部長克 1918 年に、フォッサマグナ西縁に対して、糸魚川-静岡構造線という名を与えた。

本間不二男 「信濃中部地質誌」(1931)

という、フォッサマグナ研究者にとって、いまだに、くり返して引用せざるを得ない本を書いた。内村、別所、青木など、この地域の新第三系~第四系の標準層序的な層名をたてたのは彼である。

小林貞一と望月勝海 東西性構造の関東山地と、南北性構造の阿武隈、八溝、足尾山地との間に不連続を推定し、小林は関東構造線(1941)と呼び、望月は利根川構造線(1950)と呼んだ。

戦後第1期の構造論 戦後の新しいデータで構造論が述べられた時期がある。関東平野の深いボーリング資料などを根拠とした、石井基裕(1962)の論文はその代表といえよう。

戦後第1期の調査研究 たくさんのグループまたは個人が調査研究を行ない、大量の新知見が得られた。フォッサマグナに焦点を合わせていえば、牛来正夫、大森昌衛らを中心とするフォッサマグナ研究グループの活躍が目ざましかった。このグループが発展的に解消し、いくつかのグループや個人としてその後の研究を続けて来たのが、現在50才前後に達している。

戦後第2期 1960年代末期から、フォッサマグナ研究は、あらたに活発になって来ている。この話を筆者に求めて来た諸氏がこのヌーベルパークのにない手である。その大部分は20才代である。

おわりに 若い人たちの活躍に期待する、などといって引退する気は、筆者はまったくもっていない。年は50すぎたけれども。

飛騨山地および北部フォツサ・マグナ 地域における第四紀地殻変動

長野県三郷小学校 仁 科 良 夫

1. 飛騨山地の回転隆起

飛騨山脈中南部と、木曾山脈を中心とする中央高地ブロックは、周辺を糸魚川～静岡線、伊那谷断層、阿寺断層、および跡津川断層によって境され、第四紀地殻変動上よりみた1ブロックをなす。このブロックは、長径が南北に120 Km、短径が東西に85 Kmの長円形をなし、短波長によるブーゲー異常の負の異常帯、地震体積の1単位、中発地震の活動地帯、乗鞍火山列と、それぞれ一致する。

恵那盆地の一部、伊那谷、松本盆地などは本ブロックの隆起にともなう相対的な陥没によって形成されてきた。それは、700～1000 mにおよぶ断層崖の形成とともに、多量の礫層が盆地に供給される過程でもある。

阿寺断層の転移は、河川の流路・土岐砂礫層・玄武岩流・基盤・河岸段丘などのくいちがいからみて、ほぼ、第四紀を通じて継続的に累積されてきたとみなされる。なお、右ずれを示す跡津川断層も、阿寺断層と合わせてみれば、本ブロックが一方向へと回転した結果、形成されたものとみてなら矛盾しない。なお、この回転隆起の動きは、水平変位対垂直変位が10対1となり、今までの測地のデータとも一致する。

2. 北部フォツサ・マグナのブロック運動

北部フォツサ・マグナでは、小谷隆起帯を中心とする長径100 Km、短径50 Kmの“逆なすび型”のブロックが認められる。このブロックは、西縁が糸静線・松本盆地、南東縁は松本～長野線（会田や西条の小山間盆地をともなう）・長野盆地、北東縁は飯山と高田を結ぶ線、さらに北縁は日本海岸線によってかこまれている。また、このブロックは、北部フォツサ・マグナの第三系の構造を切って発達する“大峯面”の発達地域にも相当し、中中部には、妙高火山列が南北方向に噴出している。

いずれにしても、この地域においては、大峯面の形成いらい現在にいたるまでの地殻の動きは、それ以前の第三紀型の運動とは異質

のものであり、筆者は、これを“大峯変動”とよんだ。¹⁾

その特徴は、「飛騨山地と北部フォツサ・マグナ地域のブロック隆起の差が、古い構造線に現われ、そこに松本・長野盆地を陥没させた変動である。この変動は、猿丸期変動以後の一般的な隆起の過程で認められ、その最盛期は洪積世中期ごろである。そして、この変動は隆起と同時に回転圧縮をともなうものと推定される」のである。さらに、中央隆起帯にとって変わった、小谷隆起帯の異常な隆起とそれにともなう圧縮が、この変動の重要な要素である。²⁾と思われる。

3. 2つのブロックの共通性

① 前者は長円形、後者は逆なすび型であるが、ブロックとしての大きさは、ほぼ同じであり、ともに、中央部には南北方向の火山列をともなっている。

② 周辺部は、大きな断層、または、古い構造線によって規定され、そこに山間盆地の形成をみる。

③ とともに、回転をともなうはげしい隆起によって特徴づけられ、その最盛期は洪積世中期にもとめられる。

このように、両ブロックは、第四紀地殻変動としての共通性がより高い。しかし、前者はより断裂的（第四紀的）であるのに対し、後者は、とくに北東部ほど、より第三紀的な構造運動の余韻を残している。それは、松本盆地と長野盆地のへりの構造に顕著に現われている。

文 献

- 仁科良夫(1972)：地質学論集、no.7
p. 305-316
_____ (1978)：地質雑、vol. 79、
p. 247-261
_____ (1978)：信濃教育、no.1040
p. 51-64

長野県犀川中流域の地質構造 いわゆる犀川擾乱帯の性格について

金沢大学 竹内 章

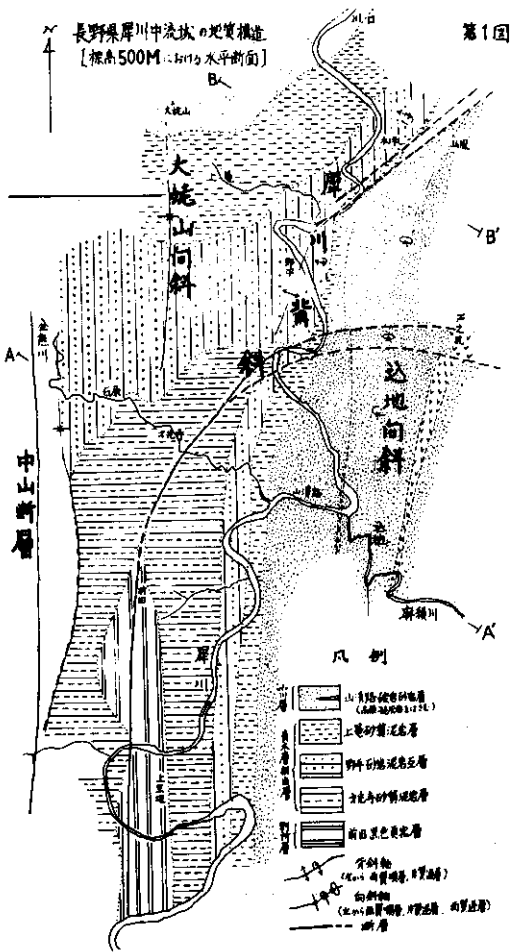
犀川流域の地質学的研究は、本間不二夫氏によって大局的な地層分布・岩相の記載がなされて以来、半世紀を経ようとしている。

「犀川擾乱帯」は犀川団研Gによって提唱され、北部フォツサ・マグナにおける構造地質学的な特徴の一つを表わす概念として注目されている。しかしながら、この概念の提唱

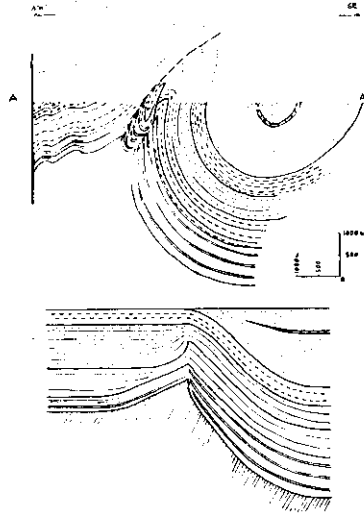
は、本間氏以来残されてきた地層の対比上の問題点の解決を留保して単純な解決を避けようとするものでもある。

筆者は約120日をもって犀川中流域を調査し、この対比の問題に解決の糸口を得た。

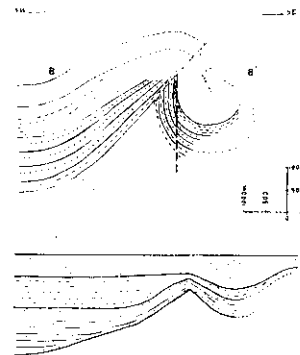
調査の結果について、ここでは詳説する余裕がないので、層序表(第1表)、水平断面



第2図 A-A地質断面図および
変形前の地層累積状態復元図



第3図 B-B地質断面図および
変形前の地層累積状態復元図



図(第1図)、垂直断面図(第2図・第3図)を掲げ、本地域における青木層相当層の特徴と犀川擾乱帯に関する考察を以下に述べる。

青木層相当層の構造相

- 本層は、暗灰色の砂質泥岩を主体とする砂泥互層からなり、中部において砂岩が厚く発達する。
- 別所層上部と同様に、本層下部は、あずき大〜指頭大のよく水磨された黒色 chert の円礫を含み、mud conglomerateとして観察される。
- 本層は、本地域における犀川背斜構造の主要なメンバーである。
- 背斜軸部付近には後生変形の際に生じた構造が発達する。すなわち、本層中・上部の砂泥互層中、一部の泥岩薄層が破碎されて軟質になり、中部に発達した砂岩には局部的な座屈・破断・急激な thin out がみられ、下部の泥岩には層理面に沿う鏡肌が発達する。

- 本地域における小川層中の砂岩に含まれる貝化石、生痕(砂管)にはほとんど変形がみられないのに対し、上部の泥岩中に含まれる貝化石は押しつぶされ、また、最上部に含まれる砂管は転倒し、押しつぶされ、とともに、層理面に沿った配列をしている。
- 別所層上部と同様に、本層下部には激しい乱堆積、層内褶曲がみられる。中部の砂岩には漣痕が発達し、また数回の diastem を伴う急激な削り込みと下位の擾乱、巻き込みをおこしている。
- したがって、本層全体としては、その下部ほど、また背斜軸部ほど地層の擾乱が激しい。
- 本層中には、火成活動の証拠はみられない。

犀川擾乱帯に関する考察

- 1) 非対称褶曲・Fan fold である「犀川背斜軸部の帯域」は、堆積時の slump 構造と後生変形が重複して観察される事情から近年、破砕帯あるいは擾乱帯として認識さ

第1表 層 序 表

地層名()内は模式地	層厚 (m)		主要な岩相	顕著な堆積構造	特徴的な化石など
	背斜西翼	背斜東翼			
相小 当川 層層	山清路砂岩礫岩層 (大姥山・山清路)	500 1280 } 1 420 600 15~2.5×西翼~東翼	淡青灰色~ 淡褐色砂岩 褐色礫岩をはさむ	ripple mark sun crack 大きな cross lamina	Ostrea gigas の化石層。本層上部は炭層が発達。本層下部はサツマイモ形の sand pipe を含む。
	青木 層相 当層	上籠砂質泥岩層 (上籠上・金熊川)	750 325 } 1 200 150 西翼~34~18×東翼	塊状暗灰色砂質泥岩 上部は砂岩泥岩互層 から塊状細粒砂岩に 漸移する	
野平泥岩砂岩互層 (野平・金熊川)		1025 300 } 1 750 225 西翼~34~33×東翼	暗褐色~暗青灰色を呈する堅固な板状砂岩を主体とし、砂質泥岩の薄層をはさむ	ripple mark, flute cast, flame structure, cross lamination, diastem が著しい	植物破片の化石多産
		才光寺砂質泥岩層 (才光寺・奈良尾沢)	650 375 西翼~1.8×東翼	暗灰色砂質泥岩と灰褐色細粒砂岩との細互層。下部に礫岩発達	礫質泥岩 (mud conglomerate) 大規模な乱堆積。層内褶曲
相別 当所 層層	前田黒色頁岩層 (前田・上生坂)	250+ 500+ 20×西翼~東翼	黒色頁岩 酸化鉄によって赤褐色を呈する	微褶曲 (slump fold) 脈状砂岩 礫質泥岩	魚鱗、魚骨 Pecten (kazawensis KURODA)

れてきた。しかし、犀川団研Gの様に、この帯域を「地層が70度以上に急傾斜した帯域」と規定するのは人為的に過ぎるとともに、本地域では、逆転した込地向斜の東翼まで広く含むことになる。

筆者は、むしろ、背斜軸部を境界として両翼の層厚が極端な差異を示す点に注意する必要があると考える。

2) 犀川背斜構造の形成に関する一解釈

青木層中部および小川層は明らかに浅海性～汽水性の層相を示し、また地層の堆積速度と沈降速度はほぼ等しかった(2・1~2・4 cm/100 yr、)と思われる。その他の泥質岩についても、深海性の層相を示す証拠はない。

犀川擾乱帯は、いわゆる別所時階から青木時階にかけて、断裂もしくは相対的な隆起帯(堆積速度=1.0 cm/100 yr、)として生じ、高府堆積盆と込地堆積盆の境界となった。二つの堆積盆は、一連の海中にありながら、

互いに差別的な昇降運動を行ないつつ、次第に浅海化し、北東に向かって海退していた。この差別的沈降の境界が犀川擾乱帯の胚芽であり、その帯域で激しい乱堆積を生じ、これを境として層厚を急激に変化せしめた。青木時階後半から小川時階にかけて、二つの堆積盆の間に若干の岩相上の差異が現われはじめた。すなわち、小川層は、どちらの堆積盆においても塊状砂礫岩からなるが、込地向斜は高府向斜と異なり、炭層やカキ化石層、ripple mark、sun crackなどが発達し、中部には、東方に厚さを増大し西方に尖滅する酸性凝灰岩層が発達する。

したがって、小川時階までに、犀川擾乱帯の胚芽は、明瞭な背斜軸として成長した。

現在みられる転倒した犀川背斜構造、西翼(聖山西麓では両翼)が逆層となった込地向斜構造の形成に関しては、聖山火山を含めた更に広い視野に立つ必要があるので、今後の研究課題である。

長野県中部の新第三系中の込地向斜の 形態および形成機構

信州大学 水 野 学

はじめに

北部フオツサマグナに属する長野県中部東筑摩郡生坂村周辺には、中新統小川層とされてきた地層が向斜構造をなして分布し、込地向斜(小林・磯見 1950)と名づけられている。本向斜は山清路一差切間では、両翼が 60° ~ 90° の急傾斜を示し、軸部においても急傾斜で一部逆転を示し、いわゆる閉じた褶曲をなしている。そこでこの奇妙な向斜構造の形成機構を明らかにするための第1段階の仕事として、①地質図の作製②野外におけるいわゆる小構造のデータの収集③それらのデータから向斜の形態を論理的に推定することを試みた。

地質概略および地質構造

本地域は大部分が新第三系中新統~鮮新統とされている層厚約 2600 mの一連に堆積した地層からなり、それらは向斜構造をなして分布する(第1図)。

次に込地向斜について述べる。向斜軸跡はほぼ南北に直線状にのびる。向斜軸は北へブランチしており、池沢以南ではその角度は約 20° 、以北では 11° ±とされる。込地以南では両翼がほぼ同じ傾斜を示し、以北では西翼の方が急傾斜になることから軸面は込地以南では垂直、以北ではわずかに東へたおれている。また、両翼はほぼ対称である。

込地向斜の形態について

まず本向斜の平面形態を正確に出すために、海拔 500mを基準面にして水平断面図を書いた(第1図)。いろいろな垂直断面形をもつ向斜がブランチしている場合の水平断面形を描いた(第8図)。その際、本向斜の地表での形態をもとに、すなわち、向斜軸跡が直線であることや両翼での走向傾斜がわりに一定であることから、これらの向斜は円筒状褶曲をなしているとした。そして軸面が垂直で軸面に対して対称な形態をもつものを、M. P. Billings (1954)より選んだ。これらの水平断面形は第3図に示されるように、垂直断面形に支配されている。

第2図は、本向斜を東西方向の断面線で、500 m間隔で切った断面図の一部である。南部でバスク図法により描いた断面図をもとに

ブランチの角度を考慮して地表での走向、傾斜から描いた。

これらより水平断面形態の比較、断面図による南部での断面形態の北方への推定を行なった。以上のことから、本向斜の形態はブランチが 10° ±の円筒状をした平行褶曲であると推定される。

込地向斜の形成機構について

本地域における小断層の発達概して悪く、特に共役をなした小断層系は観察されなかった。地層面上の鏡肌、地層面にそってうすくできている粘土が向斜形成に関係すると思われるものとして観察された。

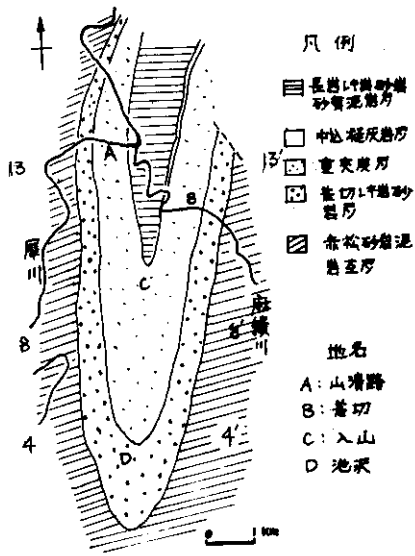
地層面上の鏡肌はおもに、山清路一差切峡間の好露頭の露出する場所で13ヶ所確認できた。第4図はそれらの鏡肌上の条線の方向と地層面との関係を示したものでN 6° E、 17° ~ 20° の極をもつ大円上にとられると思われる。

この極の値は本向斜軸と、方向については一致し、ブランチの角度がやや大きすぎるが、大体一致していると思われる。

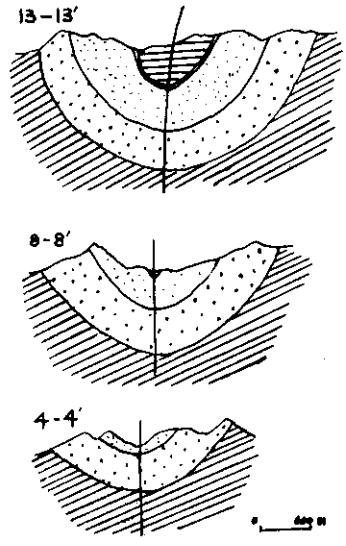
以上より本向斜の形成機構については、曲げによる褶曲(flexure folding)であると推定される。

また層面滑りによって曲げのすべてを補償したかどうかということはわからなかったが、以下の幾何学的な推論により個々の滑りの量は非常に少なく、曲げを補償できると考えられる。

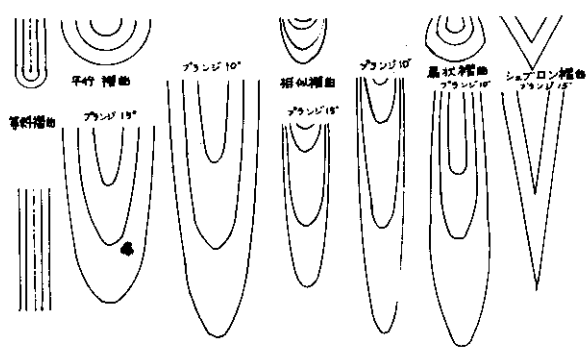
第5図は単層 1, 2, …, n, n+1 からなる向斜構造を表わしているとする。曲げによる褶曲によって層面滑りが生ずるのは、褶曲の過程で個々の単層は曲げをうけるがその長さは不変であるからだとされる。したがって個々の露頭において重なっている2枚の単層間で生ずると期待される層面滑りの量は、その露頭を含む同心円の中心角 θ に対応する同心円の円周の差によって表わされる。図において中心から単層 n の下底までの距離を r_n とすれば、その差 S は $S = \pi (r_{n+1} - r_n) \times \theta / 180$ となる。ここで単層の厚さ $(r_{n+1} - r_n)$ が 500 cm、 r_n が十分大きく $\theta = 1^{\circ}$ であるとき S は約 8.7 cm となる。



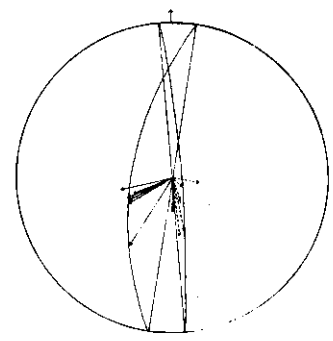
第1図 水平断面図



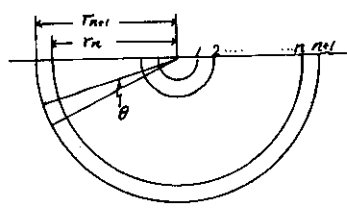
第2図 断面図



第3図 いろいろな垂直断面形(上図)をもつ向斜がプランジしている場合の水平断面形(下図)



第4図 地層面上の条線
の方向
→東翼-----西翼



第5図 層面滑りの量の推定

高府向斜中央部の層序・構造

信州大学 村山 進・矢野孝雄

高府向斜は、従来、北東へ開いた大規模な向斜構造であるとされてきたが、今回の卒業研究で、信州新町萩野付近を中心とする盆状構造（短軸向斜）をなすことが明らかになった。この地域の層序・構造の概略は次のようになる。

高府向斜地域には、層厚 3,000～4,300 m の中新世後期～鮮新世の砕屑岩類が分布する。下位より千見砂岩泥岩層（1,500 m +、下端は持京断層に断たれる）、境ノ宮砂岩泥岩層（700 m）、権田礫岩砂岩層・高府泥岩層（2,100 m t・1,200 m t）が整合に重なる。このうち、権田層と高府層は指交関係にある。産出化石の鑑定をしていただいた田中邦雄氏（信州大・教養）によると、千見層・境ノ宮層は中新世後期、権田層・高府層は鮮新世である。

高府向斜は、南部では $N15^{\circ}\sim 19^{\circ}E$ 、北部では $N28^{\circ}E$ 方向の軸をもつ短軸向斜構造である。軸のプランジは、南部では $20^{\circ}\sim 8^{\circ}N$ 、北部では $7^{\circ}\sim 18^{\circ}S$ の値を示す。地層の傾斜は軸から遠ざかるにつれて大きくなり、西縁部では垂直に近くなる。また、地層の厚さは西翼に比へ東翼で厚く発達し、非対称な褶曲構造をなす。

高府向斜北部の東には、軸面が約 70° 西へ傾いた閉じた背斜構造（住良木背斜）がみられる。軸が北北東へプランジする住良木背斜と軸が南へプランジする高府向斜の間には、南北方向の断層（夏和田断層）が推定される。今後の問題点として、高府向斜全域の層序・構造および他の堆積盆との関係などがあげられる。

1973年12月22日発行

事務局 東京都文京区大塚3-29-1
東京教育大学理学部地質学鉱物学教室
藤田至則研究室内

編集発行 新潟市五十嵐二の町8050
新潟大学理学部地質学鉱物学教室
構造地質研究会