

構造地質研究会誌

(第 10 号)

<研究紹介>

岩石の物性—ポアソン比の測定	宇井啓高
有限要素法のすすめ	藤井敬三
地殻の応力(直接)測定と“Standard state”について	
.....	垣見俊弘
ボーリング・コアからみた褶曲(予報)	岩松暉
犀川流域地質(特に犀川断層)について	尾身正弘
深さによる褶曲形態のちがいについて	角田史雄
褶曲のモデル実験について	小玉喜三郎
変質作用と深成作用	杉山明
地震発生の地質学的条件について	鈴木尉元
新潟堆積盆地の褶曲構造—とくに褶曲方向に直交する構造単位と.....	
そのなかでの褶曲構造について	三梨昂

1971.4

構造地質研究会

岩石の物性—ポアソン比を測定する—

名古屋大学 宇井 啓 高

1 ポアソン比を測定する意味

岩石のポアソン比（以下 μ ）の値は、岩石の種類によってまちまちなものであるということとは定性的に理解されている。例えば石灰岩は600barくらいまでの応力に対して、0.2から0.3の値を示すに対し、花崗岩では0.1から0.2の値を示す場合が多いし、砂岩の場合は花崗岩の値よりやや小さい（S. P. CLARK (1966): Handbook of physical constants）。 μ は1~2 Kbの応力に対して、かなり変化すると言われている。2Kbくらいの応力で破壊する（一軸圧縮強度として）岩石は、花崗岩、砂岩、石灰岩などある。しかし、その破壊強度なるものばらつきはかなり大きく、強度の頻度曲線は非常に広い範囲にばらつく。

今まで μ を系統的に測定した実験はあまりみあたらない。この μ を系統的に測定して岩石の破壊時の条件をこの面から追求することは、地殻条件下における岩石物性を明らかにすることの他に、今後の構造地質学にも役立つと思われる。金属の μ と異なり岩石の μ が応力と共に変化するらしいことはPrice (1966)が述べている。そして、岩石は常温常圧下で比較的速い変形速度に対して、弾性的な挙動をするといわれている。野外の観察においても断層・節理が知られているし、この中には剪断性の節理 (Shear fracture) も含まれることは事実と思われる。そこでこのShear fractureが発生するまでの μ の変化がすっきりと説明できるかどうかが今後の問題である。

2. 金属抵抗線歪計について

金属抵抗線歪計 (strain gauge) は金属が伸びるとその電気抵抗が比例して大きくなることを利用して、歪変化を測定するものである。このgaugeを岩石の円柱状資料に

貼りつけ、縦の歪と横の歪の量を読みとる。横方向（円周方向）に貼ったgaugeの歪変化が縦方向（軸圧をかける方向）の歪変化に比例する（弾性変形の場合）と仮定すれば、円周方向に貼ったgaugeの歪変化の割り合いが μ となる。 $\mu = (\Delta d/d) / (\Delta l/l)$ ($\Delta l/l$: 縦方向の歪変化, $\Delta d/d$: 円周方向（横方向）の歪変化) である。

使用する金属抵抗線歪計の原理はKelvin郷(1856)が大西洋の海底電線の布設をするとき、海の深さを測定するための水圧計を考案したときに始まっている。そして、1930年頃から実用化が考えられ、第二次世界大戦を経て、とくにアメリカで急速に改良された。

gaugeには、抵抗線（ふつうCu/Ni合金が多く使われている）の形状により、格子型、糸巻型、平行型、リボンなど目的に応じて作られている。

予備実験に使用したgaugeは格子型ゲージで、抵抗値120 Ω 、歪感度係数（たて感度）2.0前後のものである。

次にgaugeの性質について考えてみるとまず格子型ゲージの場合は、平行型ゲージと異なり横感度（ゲージの軸に直角な歪）がある。ふつう（横感度/縦感度）=Kの値は3%以下といわれている。その他、測定に際しては、温度の効果、ゲージを貼ったときの形による効果、湿度の効果なども考慮して実験結果を討検する必要がある。

予備実験でのゲージ使用法は1ゲージ法を採用し、はじめ（実験A）は温度補償用のダミー・ゲージの使用なしで行なった。実験Bでやはり1ゲージ法ではあるが、温度補償用ダミー・ゲージを用いた。

3 予備実験の結果

実験は油圧式一軸圧縮引張試験機(5ton)を用いた。圧力を上げるには手でポンプを上下させる。用

いられた資料は、結晶質石灰岩および手取層群上部和佐府互層中の中粒グレイワック砂岩である。資料は3つで、A-1石灰岩(30mmφ, 75mmH), A-2砂岩(30mmφ, 75mmH), B砂岩(25mmφ, 62mmH)である。記録は歪巾用アダプターと増巾器およびペン書オシロからなる直流回路のもの、真空管式万能歪増巾器とペン書オシロからなる交流回路との二種類を各1つずつ用いている。(少しずつ増巾器をそろえてきたのでこのようになった。現在はトランジスタを使用した小型の直流歪増巾器が市販されている。本実験の直流式のものとはこれと同じものである。)

実験はいずれのものも破壊にまで到らないで、試験機的能力一杯(5ton)までを数回くり返し、荷重を加えては減じ、また加えて減じをおこなって、測定した。荷重を加えるにあたっては、粘性土における圧密テストのように、一定の荷重を加えて、10秒放置しその後また荷重を加えていくという操作をおこなった。

次に実験結果を参照にしながら(図-2, 3, 4)考察を加えてみよう。

全般的には非常にばらつきが大きい。その中でもとくに200 Kg/cm²までの応力に対する μ のばらつきが大きい。これは油圧計の目盛の精度が100%であるためと油圧ポンプ自体の原因によるものが大半であろうと思われるが、一方、岩石自身、低荷重に対するほど間隙を小さくする割り合いが大きいので、いわゆる圧密現象に似た現象を呈しているのかも知れない。それにしても石灰岩より砂岩の方が、このばらつきが大きいことは事実である。A-1, A-2は直径30mm、高さ75mmの円柱状資料による結果であり、Bは直径25mm、高さ62mmの資料である。A-2とBは同じものであるが、 μ のばらつきはA-2の方が大きい。AとBとでは前述のように実験条件が異なっているので比較はできないが、ここではやはり資料の大きさに対する考慮が必要であると思われる。Bでは、 μ の変化が順番にわかるようになっている。XSか

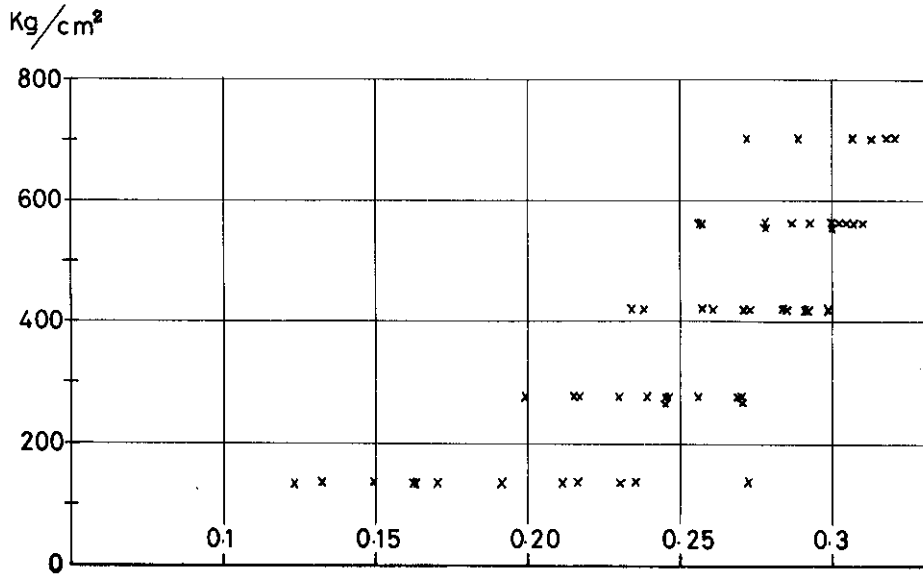
らけじまり、(X)Eで終るシリーズと、(S)Eではじまり、(S)Eで終るシリーズとがある。(このうち、XS→(X)Eのシリーズの方が先におこなった実験である。荷重は小→大→小と与えられている)Bで見られる傾向は、ヒステリシスの存在を示唆しているように思われる。この傾向はAにおいてもみとめられた。この現象は、粘性土におけるTerzaghiの圧密理論に似たもので説明できるのかも知れないが、今後の検討を要する問題である。

4. 今後やること

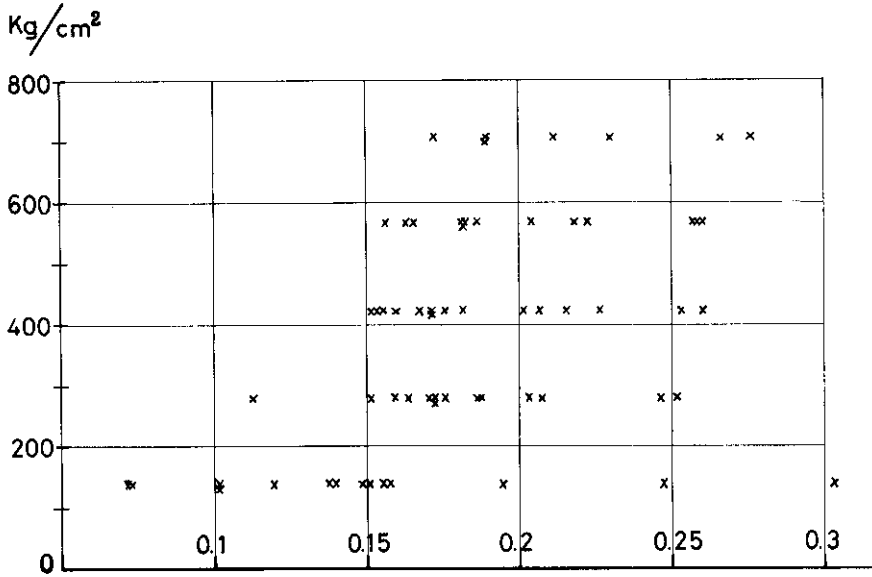
実験による測定値のばらつきがどの程度までおさえられるかが今後の大きな課題である。今まではあくまでも予備的実験であったが、本格的には、やはりactive gaugeを2枚用いて、たて、よこ方向の歪を各々測定する必要がある。従ってstrain gaugeは1つの実験に最低4枚必要となる。

このような実験の結果をいかに野外の現象とうまく結びつけて考えるかは、本質的に重要なことであるが、その為にも野外調査をたいせつにしていきたいと思っている。

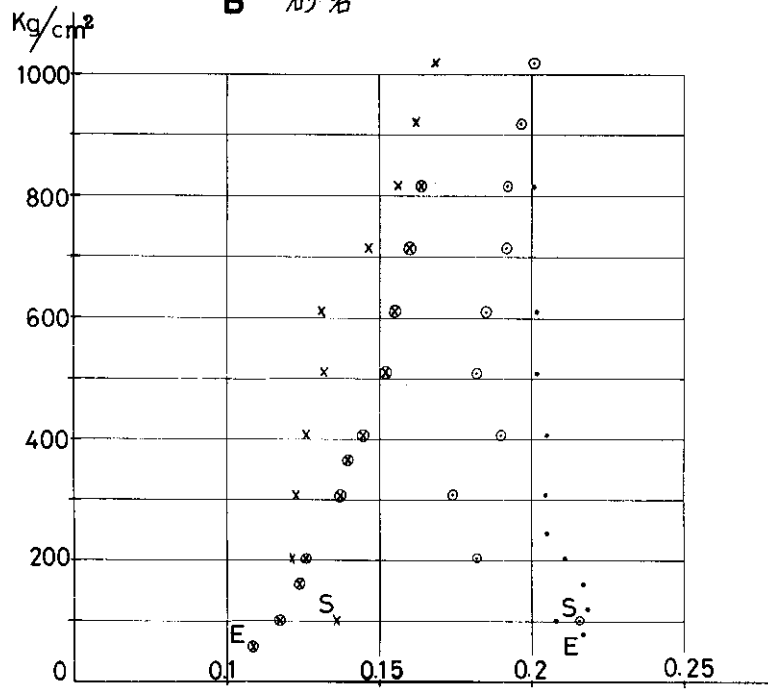
A-1 石灰岩



A-2 砂岩



B 砂岩



有限要素法のすゝめ

地質調査所 藤井敬三

従来、地殻変動にさいして、地殻に働く応力の推定については、地球物理学的考察によってなされてきた。一般に応力変化の計算は断層模型を用いてなされているのが現状であります。

地質学の分野においても、地質学的手法により、地殻運動を考察し、応力についても言及しているが、定性的推定にとどまっている場合が多い。

そこで、私は、地質学的データから、応力計算が可能であるかどうか、さらには、地殻内部の物性、地殻内部で行なわれている諸過程の推察などが可能であるかどうかということに大いに興味を感じています。

キザに言えば、地質現象は全て地殻内部で行なわれている諸過程の表現であると思っています。

さて、まず第一に、応力計算の可能性を考えてみました。一般に、単層の集合からなる部層や累層の厚さは造構運動を反映している。すなわち、層厚の変化が、堆積前と堆積後における地殻の歪み量を反映していると考えられる。もしもこの仮定が正しいものならば、適当な力学モデルを設定し、適当な弾性定数、粘性係数などを仮定し、歪みと応力との関係式を用いて、私達が地表地質調査で得られた観測値（層厚変化）をインプット・データとして、地殻内部に働いている応力変化を計算できる。

そこで、大事なことは、歪みと応力との関係式を求めることになる。

しかし、不連続物体の集合体とみなされる複雑な状態をなす岩体の挙動は、その状態により多様性を示し、力学的取扱いが困難な上に、形状が複雑で、境界条件がはなはだ面倒な場合が多い。

したがって、縁形で単純な筈である弾性解

にしても、荷重条件と拘束条件という二つの大きい条件を入れて、微分方程式を立てて、正統的に解くことは容易なことではない。

ところが近年、電子計算機の発達とともに有限要素法とよばれる新計算技術が発達してきて、従来の構造解析のあり方を根底からゆさぶりつつあります。この方法によりますと複雑な境界条件、たとえば固定されているとか、ピンの上ののっているとか、自由であるとかいう境界条件が、有限要素法によると非常に簡単に解ける。

また、塑性応力解析に関して言えば、ヒルなどの本を読んで勉強された方は、その複雑さをご存知のことだと思いますが、有限要素法を用いますと容易に解けることになりそうです。

現在、私は、ベスホッフやソコロフスキーなどの全ひずみ塑性理論とクーロン・ナヴィエの破壊条件とを組合せ、弾塑性解析を行なうつもりです。

どうです。皆さんも有限要素法をやってみませんか？

勉強法としては、構造力学の発達過程を考えても、材料力学、構造力学、弾性論（ラブのよりもチェモシェンコの方がよい）を基礎として、マトリックス構造解析、有限要素法と進まれるのがよい方法だと思います。

2,3の参考書をあげてみますと、

- マーチン、マトリックス法による構造力学の解法 吉識雅夫訳 培風館 1,500円
- ツィエンキーヴィッツ他、マトリックス有限要素法 吉識雅夫訳 培風館 2,200円
- 日本鋼構造協会編 コンピューターによる構造上学講座 全11巻中3巻既刊 培風館
- 日本鋼構造協会編 マトリックス構造解析法講座 3,000円

地殻の応力（直接）測定と Standard state について

地質調査所 垣 見 俊 弘

1. はじめに

最近になって、鉱山・土木工学の分野で、岩盤内の応力を直接測定する方法がいろいろ工夫され、データが蓄積されてきた。これは構造地質学の分野でも大きな関心を寄せるべきだろうと思ひ、筆者の読んだ2つの論文を紹介することにする。まず、予備知識として、これまでに扱われてきた地殻のモデルについて説明しよう。

2. "Standard state" について

ANDERSON(1942)は、断層の力学を扱った際、はじめに standard state という概念を導入した。彼は、地殻内部のどの点でも、方向による応力の変化はなく、かつ、つねにその場所の自荷重圧にひとしい、すなわち静流体圧状態のことを、こう呼んだ。

筆者は、ここでは standard state という語に " " をつけて、「重力場のなかで静的平衡にある一運動していない、造構応力が働いていない—地殻内部の応力状態」の意味で使うことにする。（以下、筆者の用法の " standard state " を略して " S.S. " と書く）

そうすると ANDERSON の " S.S. " は

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = \rho g z \quad (1)$$

となる。ここに $\sigma_x \cdot \sigma_y \cdot \sigma_z$ は、 z を垂直にとったときの軸方向応力、 g は重力加速度、 z は地表からの深さを表す。

いっぽう、地殻を弾性体、かつ水平方向には拘束されているとみると、その " S.S. " は

$$\sigma_z = \rho g z, \quad \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z / (m-1) \quad (2)$$

となる。 m はポアソン数である。このモデルは、鉱山工学などでよく使われており、 m は常数として扱われている。これを、鈴木ら(1967)に準じて、KUHN の " S.S. " と呼ぼう。さらに、PRICE(1959)は、 m は

常数でなく、圧縮応力 σ_c によって変化すると考えて地殻の応力を論じた。そこで、PRICE の " S.S. " は、

$$\sigma_z = \rho g z, \quad \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z / (m-1), \quad m = f(\sigma_c) \quad (3)$$

と書ける。

このほかにも、いろいろな " S.S. " が考えられる。たとえば、ゼラチンによる光弾性モデルの " S.S. " は、

$$\sigma_z = \rho g z, \quad \sigma_x = \sigma_y = 0 \quad (4)$$

である。また、砂箱による断層モラル実験の " S.S. " は、ANDERSON のそれに近いと考えられる。モデル実験によって地質構造を論ずる場合には、相似条件はもちろんだが、その " S.S. " が地殻のそれとどこまで一致しているかにも充分留意する必要がある。

さて " S.S. " があるモデルに、ある一定応力が加わったのち、その変形を固定したときモデルの応力状態は、大きく次のように分れる。

①弾性体のモデル：応力状態は時間によって変化しない。

②粘弾性体（塑性体も）のモデル（応力状態が時間とともに変化する。

このうち、②にはいろいろなモデルが考えられるが、いずれも、充分長時間後の応力状態は ANDERSON の " S.S. " に近くなっていることは、言うまでもないであろう。

3. 地圧の測定値とその粘弾性論的考察

以下には、鈴木ら(1967)の考察を紹介しよう。地殻内の応力—盤圧、地圧ともいう—を直接測定する方法については、鈴木(1965)や、鈴木・石島(1968)を参照されたい。

鈴木ら(1967)は、世界の各地で得られた地圧測定データのうち、比較的信頼のおけるもの26ヶ所（深さは17mから2,135mに及ぶ）の

値について、 σ_v (垂直方向の応力) と σ_H (水平方向。2方向が得られているときはその平均値) に分けて、それぞれの応力成分と深さ z の関係、および σ_v と σ_H との相関関係について統計的に調べた。その結果、 σ_v と z との回帰直線は φ を 0.33 としたときの $\sigma_v = \varphi gz$ とよく一致すること、さらに σ_v と σ_H は、単位を暫で表わしたとき、

$$\sigma_H = 5 + 0.94\sigma_v \quad (\text{相関係数 } r = 0.95) \quad (5)$$

なる一次式に近いことがわかった。ここに、定数 5 はさして意味がなく 0 にちかいとみてよいので、結局、式 (5) は $\sigma_H = \sigma_v$ にちかい、すなわち地殻の応力状態は平均的にみて、ANDERSON の "s.s." にちかいことを表わしている。

そこで鈴木らは、地殻は地質学的なスケールの長時間では流体的にふるまう線形粘弾性体として、その理論的考察を試みている。彼らの "モデル岩石" は、偏差応力成分 σ_{ij} と偏差ひずみ成分 ϵ_{ij} に関してはバーガー体、平均応力の 3 倍 σ_{KK} と、平均ひずみの 3 倍 ϵ_{KK} に関しては弾性体としてふるまうものと仮定している。紙数の都合で状態方程式は紹介できないので、第 1 図によってその挙動を察せられたい。

ここで、鈴木らは、水平方向の変化が拘束されている状態で、垂直方向の応力 σ_v が与えられたときに、水平方向の応力 σ_H が時とともにどう変わっていくかを計算した。構造地質の問題としては、地表がフリーなモデルに垂直に応力を与えるという設定は、どうもピンと来ないが、地層の圧密の問題や、造構運動が停止したのちの地殻の応力状態を検討するには参考にはなる。詳しい式は省略するが、要するに、ひずみが固定されたのちしばらくの間は σ_v と σ_H の間には差があるが、それは弾性モデルにおける差よりは小さい。さらに、充分長時間後には σ_v と σ_H の差はほとんどなくなるという、予想通りの結果が得られている。定性的には、第 1 図からも理解できるであろう。

4. 地圧測定の Global tectonics への寄与

つぎに、スウェーデンの土木技師 HAST (1969) の、いささか毛色の変わった論文を紹介しよう。彼は、自からの考案した応力計を孔内にくさび止めする方法 (詳しくは鈴木 (1965) を参照) で精力的に地圧測定を行ない、スカンジナビア地方だけで 20,000 点という膨大なデータを得ている。彼はさらに、北けスピッツベルゲンから南はリベリヤに至る大西洋西岸の各地中央海嶺が横ぎるアイスランド・アフリカ大地構帯の近くのザンビアなどにも足をのばして測定を行った。その目的は、①地球は果して膨張しているのか、収縮しつつあるのか? ②大陸移動やマントル対流は実在するのか? という命題を検討することにあったという。

測定の結果、これらの地方の大部分での地圧は "s.s." 状態よりは圧縮の卓越した "dynamic equilibrium" の状態にあるという。その多くは σ_H のうちの 1 方向が σ_v よりも大きい水平圧縮状態であり、しかも、最大剪断応力の方向も水平、つまり中間主応力軸が垂直にちかい応力場にあることがわかった。さらに、第 2 図のように、主圧力の方向は、中央海嶺とそれを横切る fracture zones の方向の中間を向き、2つの最大剪断応力の方向は、この両者とそれぞれ平行にある傾向があるという。つまり、大西洋地域は、全体として、あたかも、中央海嶺と fracture zone を共役とする走向移動断層の生ずるような応力配置をとっている、というのである。もし、中央海嶺や大地溝帯が "プレート" の湧き出し口であるならば、少なくともアイスランドやザンビアでは、水平引張りのほうが卓越するはずなのに、測定結果は、他地域と同様な水平圧縮型の応力場を示している。

以上の点から、HAST は、地殻膨脹説や対流説一大陸移動説には賛成できないと結論している。なお、論文には、このほかにも、中央海嶺の成因、地震予知問題、land link の問題などについても、独特の面白い見解が

がみられるが、省略する。

5. おわりに

以上、一見全く異質の2論文であるが、地圧測定という手段が、構造地質学に適用できる可能性があると思い紹介してみた。われわれのような、中規模の地質構造を扱かう立場からいうと、両論文とも、もの足りなさを感じざるを得ない。世界中を一様に取り扱ったのでは、地域構造地質学は成立しないからでわれわれは“平均”からのずれの原因をこそ究明しなければならぬのであろう。なお、HASTについては、自説の主張に性急なあまり、古典的な収縮説に戻ったかの印象さえ受ける。

しかしながら、地圧測定法は、もともと、坑道内の断層の両側で地圧がどう変化するかというような要請から開発されたものであるから、われわれの当面する課題の解決にも大いに役立つであろう。その将来性に注目したい。

(地圧測定法について種々御教示を載いた小出仁氏にお礼申上げる)。

文献

ANDERSON, E.M. (1942) The dynamics of faulting. 183p., Oliver and Boyd.

HAST, N. (1969) The state of stress in the upper part of the Earth's crust. Tectonophysics, Vol.8, p.169-211

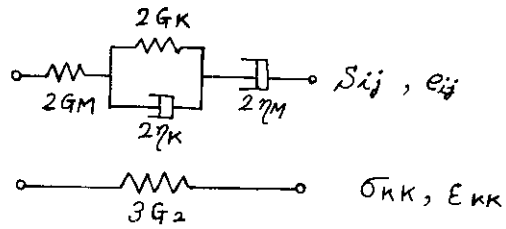
FRICE, N. J. (1959) Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., vol.96, p.149-167

鈴木 光 (1965) 盤圧測定法 (その1) 日鉱会誌, vol.81, p.691-698

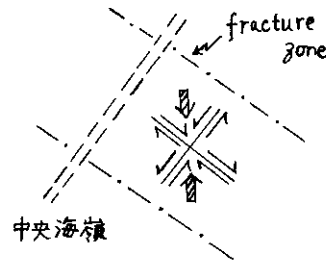
一・西松裕一・石島洋二 (1967) 一次地圧の測定値とその粘弾性論的考察. 日鉱会誌, vol.17., p.856-862

一・石島洋二 (1968) 孔径測定法による盤圧測定の理論と実際. 材料, Vol.17, p.856-862.

(才1図)



(才2図)



太い矢印は最大主圧力,

細い矢印は最大剪断応力の方向.

ボーリング・ゴアからみた褶曲 (予報)

新潟大 岩 松 暉

昨年、新潟県頸城地方に3,800mの基礎試錐が掘られた。そのコアを研究する機会を得たので、気のついた点を報告する(詳細は後に発表の予定である)。

層序は右図のようであるが、おもしろいことには、岩石の比重が下位に行くほど大になり、3,500m付近で2.7に達する。中新世の岩石としては異常に高い値である。これより深いところでは、もはや増大せず、2.7の値を保つ。

コアの肉眼的な観察によっても、このことがわかる。すなわち、最下位の火打山層は古生層と見違えるばかりの硬い黒色頁岩・砂岩であるのに対し、上位に行くほど“柔らかさそう”になって、手でこわせるようになる。

入手したコアのうち、泥質岩について薄片を作ってみた。その結果、3,500m以深の黒色頁岩の中に、層理面と約45°斜交し、傾斜70°~80°のスレートへき開を認めた。北上山地の登米スレートのように典型的ではないが、へき開の方向に illite の平行配列がみられる。ただし、粗粒な鉱物はまだ層理面に平行に配列している。

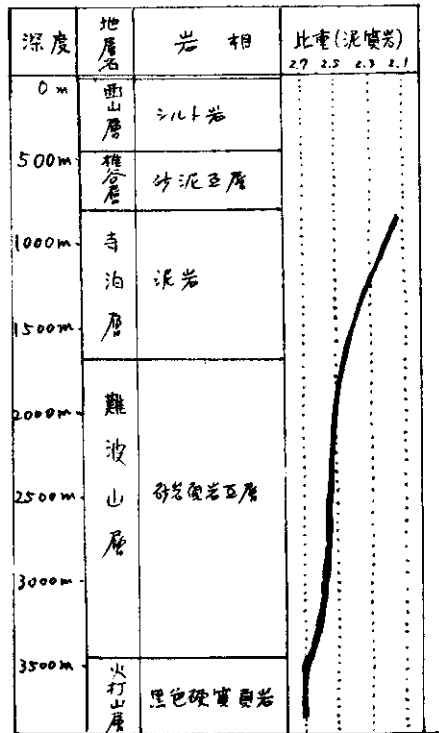
日本において、中新世の地層にスレートへき開が発見されたのは、これが初めてである。北上山地綱木坂向斜においても、この程度の深さから、しゅう曲の様式は曲げしゅう曲からせん断しゅう曲に移りかわり、スレートへき開がではじめる(IWAMATSU, 1969)。また、TOKUYAMA(1965)によれば、中古生層のスレートの密度は2.7である。このように、時代も地域も異にするにもかかわらずほぼ同じ値を示すのは興味深い。

曲げしゅう曲の場合、粒子相互の並びかえによって変形する。粒子間隙の減少は比重の増大をもたらし、最密充てんに達したときの値が2.7であり、そのときの深さが3~4Km

である。したがって、それ以降は、変形は粒子自体の変形によってまかなわれ、比重はもはやあまり増大しない。この状態がせん断しゅう曲である。これがさらに進行して再結晶作用が行なわれるようになると、変成岩に見られるような流れしゅう曲になる。このようなモデルが考えられるのではないだろうか。

地表でこれらの地層が分布しているのは、北部フォッサ・マグナの西頸城地方である。この地域にせん断しゅう曲が存在することが予想される。夏に野外調査を行なって、北上山地のそれと比較検討してみたい。また 高圧岩石三軸圧縮試験機が入り次第、室内実験も並行して行なうつもりである。

頸城基礎試錐(帝石原図)



頸城基礎試錐(帝石原図)

犀川流域地質（特に犀川断層）について

新潟大 尾 身 正 弘

北部フォッサ・マグナ地域の新第三系に関しては、この地質構造発達史を総合することの意義の重要性から、これまで多くの調査研究が様々の観点からなされており、地質構造に関しては、その大構造上の一般的特徴が明らかにされてきた。今回調査地域として選んだ長野県の犀川流域の新第三系は、主要構造として、この犀川に沿って発達し背斜軸部に生じた形態を示す犀川断層、これを境として西側に広域に発達する高府向斜、東側の込地向斜、細田背斜（今回の調査は概査程度）さらに北東部には1オーダー規模の下った褶曲群などが発達し、南部のN-S系構造方向から、北に行くに従いNNE-SSW、さらにNE-SW系の構造方向をとり、全体に北西側に凸形を示す弧状形をなす。これは北部フォッサ・マグナの一般的特徴である。さらに北部フォッサ・マグナの性格の構造は、南の明斜町付近で、主要断層、褶曲軸のクサビ状収れんをもって消滅する。以上の事実から、この地域は北部フォッサ・マグナの性格・構造発達史を考察する上で重要なフィールドであり、特に犀川流域沿いは良好な露頭を提供してくれる。この犀川に沿う形で延びる犀川断層を境界としてそれぞれ発達する、西部地域高府向斜堆積盆、東部地域込地向斜堆積盆の新第三系は、その岩相、構造の差異が著しく、さらにこの犀川断層はそれ自体、はっきりした断層線がつかみにくい。これまで報告されてきたように、ある巾をもついわゆる犀川擾乱帯と呼ばれるようなdisturbed zoneを伴うものであり、この断層の形態、機構、成因の解明は本地域における調査の重要なポイントである。これまでこれに関して多くの諸先輩の考察がなされてきた。が、必ずしも見解の一致はみられない。その大きな原因は東西両地域の地層の対比が、岩相の著

しい差異、化石の産出が乏しいことによる生物層序学的解明の困難さからきているように思われる。このことは、地層の空間的、時間的把握をより不明瞭にすることになり、犀川断層の機構解明にあたって大きな障害となる。この点、今回の調査においても多くの進歩はなく、これまでになされてきた可能な限りの対比を基礎にする他はなかった。今後の大きな課題である。

調査は構造地質学的観点から、主にこの犀川断層（擾乱帯）に注目し、帰納的な方法によって大小諸構造要素の幾何学的形態、事実記載を詳細に行い、可能な限りの推論を調査結果および、北部フォッサ・マグナに関するわれまでの報告と兼ね合わせて試みた。その結果を以下に要約する。

1) 犀川断層は南部で東西両側の地層（東は別所層、西は青木層）にほぼ平行しN-S方向、中部でNNE-SSW方向に向きを変え両側の青木層に斜交、北部では再びほぼ平行して両側の小川層を断つ延びを示す。

2) 断層付近の西側地層は平均40°~50°傾斜、東側は70°~90°（時に逆転）傾斜を示す地層で最大2Km巾で存在する。（犀川研グループはこの急傾斜層地帯をもって犀川擾乱帯とした）断層を伴うものの、背斜状形態をとる現在の地層から推定される背斜軸の極は約N30°E15°±5°Nである。

3) 断層付近の西側の構造は一般に急傾斜をなすことが少ないが、断層線付近の露頭が良好な、平、野平、舟場、和平、大原の犀川沿いでは、推定される断層線より約500m巾以内で激しい地層の変形、擾乱が観察される。それぞれの地域の特徴として、

野平：参加層厚が数10mにおよぶとみられるconcentric fold、地層に低角で入る逆断層

舟場：著しい地層のブロック化変形、擾乱（この地帯に逆断層が顕著）

和平：厚さ約20mにおよぶスランプ層、層内褶曲とこれらの小構造地層を支配する折れ曲り状逆転構造

が観察され、褶曲軸部付近（断層線付近）の現在露出面における、構造レベルの諸段階の形態をとらえることができる。一般に変形、擾乱は断層線に沿って西側全域にほぼおよんでいるものの、詳細にみると、その連続性は悪く、個々の地域における発達にとどまる。しかし、断層線付近の西側の地層の波状地層変形（参加層厚は数10mにおよぶ）は、野平～大原まで連続して生じているようであり、西側地層構造の背斜軸部付近の形態が立体的にとらえられ、機構解明に大きな手がかりを与えると思われる。

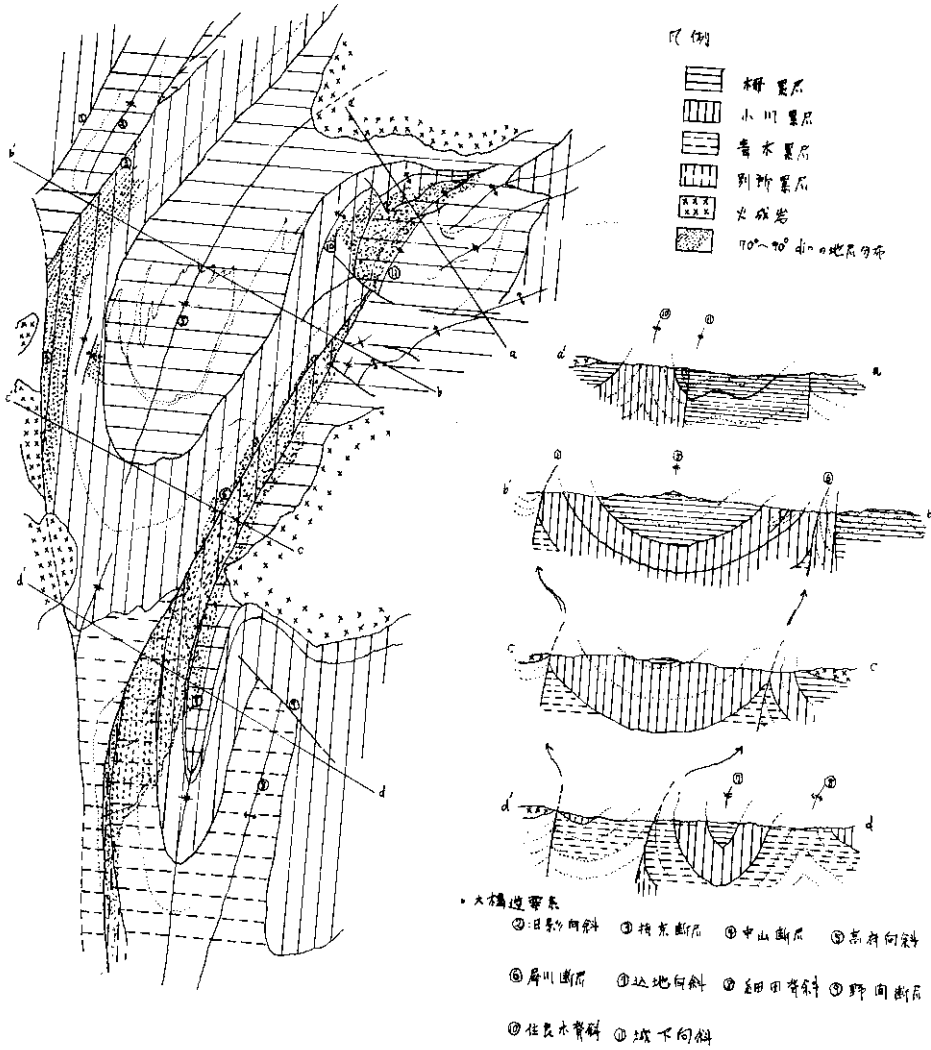
4) 断層の東側では、急傾斜した主に泥質岩互層、砂岩泥岩互層中に各種のスランプ構造が観察される。特に最下部の明斜層（別所層とされている）においては全層にわたって発達し明らかに堆積時の構造である。小川層の粗粒質岩中には見かけ上の逆断層が全域に発達し、南牧付近で著しい。

5) 断層線そのものの存在の確認は、それが泥質岩層、および擾乱層中に生じているものであり、断層線、面の性質ははっきりしない。落ち、落差に関して諸説があり、検討中である。

6) 断裂系に関しては、一般に本地域全般にわたって、機構を知りうるようなものの発達状態は概して悪い。と結論される。

7) 地層の変形、擾乱の分布は下位の青木小川累層の泥質岩層、砂岩泥岩互層に発達が著しく、上位の小川、柵層の粗粒質岩相中にはほとんど発達していない。従来、これらを全てスランプ構造とされてきた感があるが、推論途上であるものの、堆積時変形、造構時変形に分けられる構造が同一に生じているものである。

屏川流域地质图



深さによる褶曲形態のちがいについて
— 褶曲波形からみた褶曲の形成様式のちがいについて —

東教大 角 田 史 雄

富山川流域には、いろいろな褶曲が発達する。楡形山亜層群から供給された桃の木亜層群の基底礫岩や桃の木区における NE-SW 方向の軸をもった褶曲、さらに、楡形山区における褶曲波形（箱型褶曲）などから判断すると桃の木区における褶曲はほぼほとんどが楡形山山塊の隆起運動に起因する。

これらの褶曲を波長によって、4つのグループ（第一次から第四次までの各オーダーのグループ）に分類し、さらに、褶曲形態を解析することによって、桃の木区を3つの褶曲区（A、B、Cの各褶曲区）に分けた。これらの分類の結果、以下のことが明らかになった。

A 褶曲区の単純な褶曲波形と B、C の2つの褶曲区の複雑なそれとのちがいは、それぞれの区における岩相のちがいが原因している。他方、B、C の両褶曲区における褶曲形態の変化は、楡形山山塊および白根山塊の隆起運動によって生じた力の強さと方向などのちがいが原因である。

鳳凰花崗岩体の東縁部や糸魚川—静岡構造線近傍に発達する Kink folds は、桃の木区の他の褶曲とは、その形成の場も原因も異なる。すなわち、kink folds 帯は、桃の木区の褶曲区（NNE-SSW）と完全に斜交していること、その帯状区域は上記の2つの場所に限られていることなどから、kink folds の、白根山塊の上昇に伴なり糸魚川や鳳凰花崗岩体の活動によって、形成されたのであろう。

また、褶曲波形の特徴からすれば、kink folds の形成機構と、桃の木区の他の褶曲のそれとは異っており、kink folds は褶曲現象と断層現象との中間的な性格をも

つ現象であらう。

褶曲のモデル実験について

地質調査所 小玉喜三郎

褶曲構造を解明する場合、その形態を正確に復元する事がまず第一に必要ですが、それをさらに進めていくためには、褶曲をつくった原因とか、出来る過程やメカニズムを知って、体系的に研究しなければなりません。このような方向は、褶曲の運動学的あるいは力学的研究といわれるもので、それには実験的な方法と数理理論的な方法の2つの手法があります。

たとえば単純な形の褶曲の理論的研究にはRanbergやBiotの研究があげられますが、これらは主に地層の面に平行な水平圧縮力が加えられた時に出来るBuckling foldについての理論です。

一方ソビエトのGzovskiやLevedevaらによつては、もっと複雑な形態を示す褶曲帯のようなものについて、その規則性を見つけ出すような仕事が主に実験的手法を用いて行なわれております。

さて私達は、このような研究を参考にして新潟堆積盆地に発達する褶曲の形成についてこれまでの研究で得てきたモデルを力学的に裏づけるべく、室内でのモデル実験を準備中ですので、それについて紹介したいと思います。

新潟盆地に発達する褶曲の形成過程を見ると、それはいくつかの模式的なものに分類する事ができます。これがその主なものです。そして、これらの模式的な型について、いずれも共通な性質として、褶曲の形成には基盤の昇降運動が重要な役割りを果しているという事があげられます。褶曲というのは、ダラダラとどこにでも一様に発達しているのではなく、ごく特定の場所に強く発達している事、そして、そのような場所は、地層の厚さが急変する所で、沈降速度の急変する所であり、しかも、その向きは上昇になったり

沈降になったり変わる事ができる。このような事から褶曲ができる所は、基盤のブロックの境目であり、褶曲の原因がこのような差別的なブロック運動によるものと考えざるを得ない。

このように褶曲をつくる原因は単純な表層地かく中の水平圧縮によって一様に行けるといふものではなく、むしろ、基盤ブロックの垂直方向の運動が第一義的なものであるといふことができます。特に新潟の場合にはそのように考える事ができます。

それでは、

①垂直運動がどのように部分的な水平圧縮をもたらして褶曲をつくるかという事になるわけですが、②またこのような部分的な水平圧縮のおよぶ範囲はどのくらいの範囲であるのか、そしてその時できる③褶曲の形態の特徴はどんなものであるのか、という事になるわけですが、このような研究は理論的にはまだかなり難しい問題ですが、定性的には、簡単なモデル実験で行なう事が出来ます。

私達は上のようなメカニズムを再現し、褶曲形成の過程や、その結果できる褶曲の形態を検討しようと、目下実験を準備中であります。この図はその装置の概要を示したもので約長さ1m、高さ25cm、奥行20cmの透明なプラスチックケース中に、あとで説明します物理的相似性に従って定められた、特定の粘性率をもつ粘土や、グリース、シリコンオイル等を、地層に対応するものとして入れ、基盤に相当する下のブロックを任意の速度で上昇、沈降させる事ができるように設計されております。このようなブロックは、またいくつも並べて置くことができ、それぞれをレコーダによって自記記録する事ができます。そ

してこのような基盤の運動によってできる地層の褶曲の形態はビデオテープレコーダ等によって連続的にまた精密な写真撮影によって各段階の歪を解析することができます。

これらの実験をやる場合には物理的相似性を満たすようにやらなければなりません。即ち自然の長さ、モデルの長さの割合、自然の速度と模型の速度との割合、物質の密度の比などをきめると、これらに従って外の全ての物理量について、その単位の比が自然とモデルの間で定まります。従ってそのような相似性を満たす物質を作って実験をしなければなりません。一例としてここにあげたもので説明しますと、長さの比と、時間の比を定めることによって速度の比が決められ

変質作用と深成作用

東教大 杉山 明

1. まえがき

グリーンタフの変質現象は、主として、鉱物学的な方面と地質学的な方面から研究が進められているが、後者に関しては、変質分帯と層序の関係を云々するにとどまり、変質現象の担う地質学的意義は、いまだに不明瞭である。ここでは、変質作用が新第三紀の深成作用と密接な関係を有することから、それらが地殻下部に共通の源をもつてであろうことを示唆する。

2. グリーンタフ地域各地の変質分帯と深成岩体分布の関係

巨摩山地は変質の程度から大略3帯に分けられ、各帯の境界は層序と全く無関係に、これを切って走る。地史的データから、この地域の変質作用は少くとも2段階を経て行なわれた。また、強変質帯は、数箇の閃緑岩の小岩株をとりまくように分布していることから、強変質作用と深成作用は同一の熱源によって発現せしめられたと考えられる。巨摩山地の北部で、閃緑岩の露出面積が大きくなるとともに、強変質帯の分布も広くなることはこのことを裏付ける。

巨摩山地と同様に、深成岩体の分布は極めて限られているが、それに関係すると思われる強変質帯がかなり広く分布する地域としては、丹沢山地北部や新庄盆地が挙げられる。

一方、群馬県本宿地域、長野県内村地域および丹沢山地主部には比較的大規模な閃緑岩体が分布し、変質分帯もこれをとりまくようになされる。前者については、強変質が深成岩体の貫入に伴うことが明らかであるが、後2者については、閃緑岩がそれらの地域の下部層中に貫入しているため、それが明らかでない。しかし種々のデータから後2者の少くとも強変質部は深成作用と密接な関係をもつといえる。

西南日本は別として、東北日本内帯からフオッサマグナにかけて、規模こそ小さいが、新第三紀の深成岩体の分布は決して少なくない。そして、パンペリー石、ぶどう石あるいは緑れん石の出現する強変質帯は、これら深成岩体の直接の作用ではなく、深成作用を促したと同一の熱源によって形成されたと考えられる。また、これにより低い変質（緑成変質あるいは広域変質と呼ばれるもの）も、このような深成作用の先駆現象として捉えられないであろうか。

3. 変質強度の変化に伴う主要ファクターの変化

丹沢山地の北部では、モンモリロナイト-沸石帯からぶどう石-パンペリー石帯を経て片理の明瞭な緑色片岩まで連続した変化が見られる。従って変質作用と変成作用を区別することは難かしく、変質作用は変成作用の一部として捉えた方がよいと考えられる。しかし、丹沢山地北部の変質系列を温度・圧力で一般化して捉えるのは正しくない。即ち、モンモリロナイト-沸石帯では温度が低いから当然反応速度は小さく、原岩あるいは作用する熱水の化学組成が、出現する鉱物の組合せに利いてくるだろう。これがぶどう石-パンペリー石帯になると温度の上昇により反応速度は大きくなり、化学組成の僅かな違いは無視できるようになる。さらに緑色片岩帯に至れば温度と共に圧力が鉱物組合せを支配する主要なファクターになってくる。いわゆる変成岩は温度-圧力図表で捉えうるが、低変質岩では化学的要素が大きな役割を果たすことに注意しなければならぬ。

4. 新第三紀深成岩類の特徴

東北日本内帯からフオッサマグナにかけて点々と分布する、いわゆる新第三紀深成岩類については既に多くの人が述べているが、そ

の特徴は、典型的な深成岩ではなく、いずれも浅所併入型の火山、深成岩複合₃体であることである。このことは、グリーンタフの火山活動と深成活動が密接に関係していることを示唆する。

グリーンタフ下部に重要な役割を担うプロピライトが、完晶質岩に漸移する例が東北地方でいくつか知られているが、これはそれを裏付けるものであろう。変質作用が、グリーンタフの火山活動（噴出様式）と密接に関係していることは既に論じられているが、そうであれば変質作用が深成作用と関係していても不思議ではない。

5. 変質作用と深成作用の熱源深度

松田(1962)によれば、層序断面から推定した丹沢石英閃緑岩体の発生深度は、地下25Kmより深くはならないという。新第三紀の深成岩体がいずれも浅所併入型であることは、こ

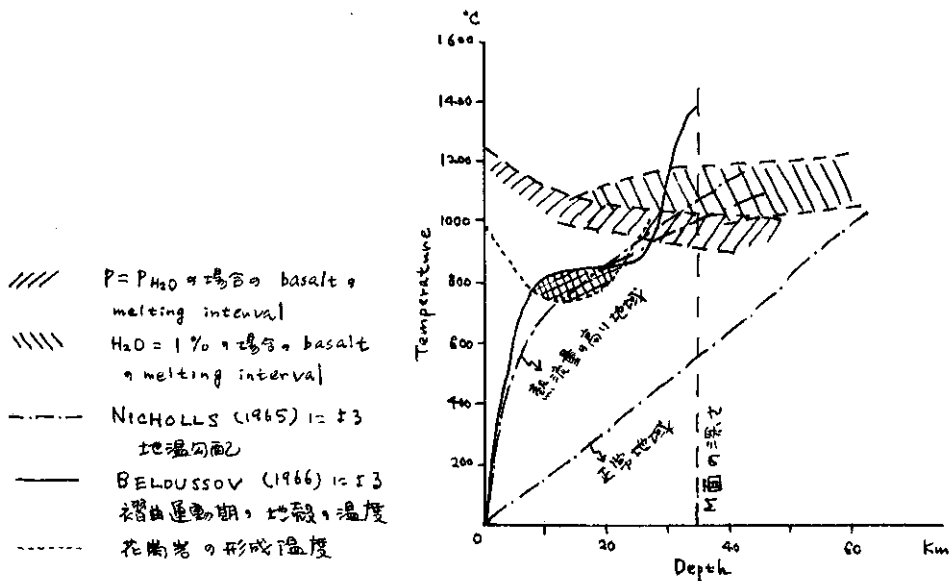
れらが地殻内で発生する可能性を与える。

BELOUSSOV(1967)は、褶曲運動期の地殻の温度が、花崗岩の熔融に十分なほど高くなることを示した。

また、NICHOLLS(1965)によれば、熱流量の高い地域の地温はモホ面付近で1,000℃前後となり、これは少量の水が存在すれば玄武岩を熔融するにも十分である。これらのデータは、層序学的に導いた松田の結論を支持するとも考えられる。(図参照)

6. 結 論

以上述べてきたことから、グリーンタフの変質作用は、地殻下部の熔融と密接な関係があり、熱あるいは熱水の源もここを仮定して考えてみる必要がある。地殻下部の組成、構造については現在なお不明な点が多いが、これを変質作用の面から明らかにできるのではなからうか。



地震発生 の 地質学的 条件 について

地質調査所 鈴木 尉 元

破壊的な地震をも含めて、一般に震央が一樣な分布を示さず、特定の地域に集中して発生することは、古くから知られていた。これは、いわゆる地殻内地震に限らず、上部マントルの地震についても当てはまる事実である。

このうち地殻内地震について見ると、その分布様式に二つの型の識別できることが明らかになった。一つの型は、第四紀の構造運動を特徴づけるブロック化した地殻の隆起運動の様式が、中心付近では変位の勾配が小さく周辺部に大きくなる型で、そのような周辺部に地震の集中して発生する型である。それらの地震の発震機構は、主張力軸が隆起の中心に直交するような配列をとる。第2の型は、ブロック化した地殻の隆起運動の変位の勾配が比較的一様で、地震の発生も、比較的一様に起る型である。それらの発震機構は、第1の型とは逆に、主圧力軸が隆起の中心に直交するような配列をとる。

第1の型は、九州山地に典型的に認められるので、九州山地型とよぶことにする。この型は、中国地方から九州にかけての地域、東北日本のグリーンタフ地域や北海道などに認められる。第2の型は、紀伊半島に典型的に認められるので、紀伊半島型となすことにする。この型は、関東山地、中部山地、紀伊半島や四国東部など、本州弧の中央部に典型的に認められる。

これら両型とも、地震が地殻の変形にともなうポテンシャルエネルギーの開放として、統一的に解釈することができるように思われる。

マントル地震の分布については、和達(1935)の重要な発見があるが、これらの中、深発地震についても、前記のブロック運動との密接な関係を指摘することができる。これらについても、いくつかの型を識別することが

できる。第1の型は、隆起するブロックの周辺の変位の勾配の大きい部分に発生する型である。したがってこの型では、地殻内地震とマントル地震の震央の分布は、互いに重なる。この型は、北海道、東北日本のグリーンタフ地域、関東山地や伊豆諸島周辺地域などに認められる。第2の型は、隆起するブロックの中心付近に発生する型で、中部山地や紀伊半島などに見られる。

九州の阿蘇火山列では、マントル地震の活動はその東側に限られ、西側には全くその活動は認められない。この西側の上部マントルは、その東側に比較して、吸収が大きい(上部マントルに発生する地震の震度分布による)。したがって、上部マントル中の震源分布様式を決定する要因は、その物性でできることがわかる。すでに宇津(1968)の指しているように、震源が層状分布をとる理由は、このような物性的な条件の違いによるのであろう。

なお、上に述べたような事実は、ブロック運動の根が上部マントルに及んでいることを示していると考えられる。したがって、上部マントルに横方向への流れを考えることは、極めて困難である。なお、和達の指摘した事実が何故起るのかは、未解決の問題である。

新潟堆積盆地の褶曲構造

一とくに褶曲方向に直交する構造単位とそのなかでの褶曲構造について一

三 梨 昂

新潟堆積盆地の褶曲構造を背斜軸の長さを用いた便宜的な基準として、30 Km以上の第1級から5 Km以下の第3級まで区分し、それらを地層の層厚変化から、各段階における運動図を画き、またそれぞれの属性から褶曲構造の形成機構についてのべた。(地質学会第77年総会、新潟堆積盆地の構造地質学的研究(その1~5)189~194頁)これらを要約すると第1級の30 Km以上のものは、ブロック化した基盤の隆起運動を直接反映したものとすることにより、形態、火山砕屑岩の堆積および小断層解析結果をも統一的に説明できること、また第2級の背斜をさらに3つに区分されるが、そのうち、ドーム状のもの(石地型)は、第1級のものと同機構的には同じく、また椎谷期以後隆起をつづけ、その再活動によって形成されたものであり、加茂型褶曲では、基盤ブロックの反転運動、すなわち初め沈降し、次に隆起運動に転じた運動図が考えられるものである。第2級の他のもの、すなわち背斜と向斜が同程度の波長をもつ傾斜のゆるい褶曲構造や、第3級のものは、第1級ないし第2級背斜形成の際の2次的な横座力によって形成されたものと考えられる。小断層解析結果は、このような予想をうらづけている。また地殻内の地震の震央分布などが、第1級背斜付近に分布することから、地殻の垂直に近い角度での断裂によったものとして深部断面のモデルを提出した。

以上は、堆積盆の長軸に平行な構造単元の形式機構についてのべたが、次にこれらと直交する型式の構造単位についてのべる。この構造単位は、堆積盆の西縁部から東に隣接する隆起帯に、ほぼ40 Km間隔に約10 Km程度の巾をもつ地溝内に分布する単位であり、その1つの典型は、五十嵐川流域でみられる。

- 1) その形態は 七谷層から魚沼層に到るまでの地層が、新潟堆積盆に直交する方向で西に開いた半盆状の構造をもって分布する。(五十嵐川半盆状構造)そのなかには、この単元の方向に沿った褶曲構造がみられる。
 - 2) この単位では、グリーンタフが厚く、しかも深い海の世界(深度約1000m)に堆積している。なおこの厚いグリーンタフは、この単位外の北側へは急激に層厚を減じ、またその層準は陸性の影響のつよい環境の堆積層に移行する。
 - 3) グリーンタフ分布地区での構造は南北性の方向でゆるい傾斜で分布するが、七谷層以上の地層は、1)にのべたような西東に近い構造をもって分布し、これらの構造の境界にあたる七谷層最下部および七谷初期の流紋岩および玄武岩の脈岩の方向は、七谷層以上の地層の分布が示す半盆状構造に調和的な分布を示す。(島津ほか1968:三梨ほか、1970)
 - 4) 椎谷期には石英安山岩の活動があり、多量の砕屑岩を堆積するが、その岩頭は、この単元の北縁に沿って発達している。
- これらのことから、この構造単位およびそのなかみられる褶曲構造の形成機構についてみると、津川期には、隆起帯を横切る方向で、ほぼ2000m程度の落差の地溝が生じ、グリーンタフは、この地溝を中心として深い海の世界で、埋め立てるように堆積した。つぎに西側の堆積盆の急激な沈降がおこり、七谷層以後の地層が堆積するのであるが、3)にのべた流紋岩、玄武岩の脈岩の発達は、急激な沈降に伴って屈曲部に生ずる断裂に沿って発達したものであろう。その後、隆起帯の一般的な上昇運動が行なわれる椎谷期には、この単元の北縁に沿って火山活動があり、また最上部

の魚沼層までが、この構造单元内に厚く堆積していることから、この单元の発生期の基盤の運動が、最終的な段階まで影響をおよぼしたものと考えられる。

またこの单元内にみられるほぼ東西性の第3級の褶曲構造は、この单元の北に隣接するブロックの相対的な隆起により、その2次的な横圧力によって形成されたものであろう。

文献紹介

Belousov, V.V. (1970): 太平洋拡大説に対する反論. *Tectonophysics*, 9, 489-511.

いわゆるプレートテクトニクスに対し、系統的な批判をすすめている著者の、従来の論点の一つは、大陸地殻の特徴とその造構史の研究をよりどころとして、プレートテクトニクスの一支柱である“マントル対流仮説”への批判であり、もう一つの論点は、大洋周辺の造構史と、大洋と大陸における地熱流分布などから、プレートテクトニクスのもう一つの支柱である“大陸漂移説”に対する批判にあった。しかし、プレートテクトニクスの最大の支柱である“海底拡大仮説”に対するベロウソフの批判はきわめて弱かったように思われる。しかし、本論文は、あたかもこの弱点の克服に力をおいたかのように、海底拡大仮説の根拠となっている諸解釈を精力的に批判をすすめている。そこには注目すべき論点がふくまれているように思われる。

著者はまず太平洋拡大説の内容について重点的にのべ、つづいて、14項目にわたり、その矛盾する論理、地学的解釈について批判し、最後に、全く別個の解釈が可能であることを指摘している。結局、海底拡大説、ひいてはプレートテクトニクスの誤りは、よくわからない地学的現象の早まった解釈にあるとし、今後、海洋底における重要な構造帯に関する知識の集積と、合理的な解釈につとめるべきであると結んでいる。以下にその主な論点を紹介する。

1. 仮説によれば、大海嶺付近の地磁気異常の原因が第2層にあるとされ、また、その観状の様子が垂直構造を示すとされている。しかし、第2層というのは水平構造を呈するとみられるので、結局、地磁気異常の原因や構造は、この仮説のとる解釈と別ものを求めざるをえないのである。

2. 大海嶺の構造は、これを地史的に復元

すると、仮説が主張しているように、軸に直交した水平方向にひろがった構造を示さないものであって、それは、もともと上下に重なった構造が、あとの隆起運動によって斜めの構造を示すようになったにすぎない。

3. 仮説によれば大海嶺上の岩石はすべて新しい年代のものでなければならないはずである。しかし、大西洋の大海嶺では、上部中新統の有孔虫をふくむ火砕岩が採集され、太平洋のそれでは2,900万年前の絶対年代を示す火山岩が採集されている。

4. 大海嶺を中心として、その両側に分布する地磁気異常帯のシマ目を、古地磁気における現在から過去にさかのぼっての正逆のリズムに対比させる仮説は、バイン・マッシュ説といわれ、海洋拡大説の中心を示すものである。すなわち、古地磁気の時間スケールと中央海嶺の地磁気異常のシマ目の巾を算出してみると、新しい方(大海嶺の頂部)から古い方(大海嶺の両側方)への比率は1.0:2.4:1.6という値になる。この比率をもとに、実際の各大洋における大海嶺の軸部からの巾の比率をはかってみると、3つの比が満足に合致するものは全くないといってよい。

5. この仮説に関して、海底拡大の度合と第2層の厚さには一定の関係があるとされる向きがある。しかし、第2層に関係があるのに、第3層には関係しないのだろうか。実際には、第3層の厚さはどこでもあまり変わらないのである。また、東太平洋の拡大の速度は北大西洋のそれの3倍も速いとされている。もし、上記のようなことがいえるとすれば、両者の地殻の厚さは1:3ていどを示すはずである。ところが、実際に、両者の地殻の厚さが同じであるのはなぜであろうか。

6. 大海嶺の両側の地磁気異常のシマ目が

対称的であるという解釈が、この仮説の重要な支柱となっている。ところが、対称性を示さない例が北大西洋に知られているばかりでなく、シマ目それ自身が、観測深度や、計算による誤差にもとづいて変化するというところもある。その対称性について実際以上に評価すべきではないし、計算や観測を厳密にすべきである。

7. プレートのわき出し口である大海嶺の軸が年代がたつとともに側方へ移動するという考えがこの仮説にもちこまれている。大西洋中央海嶺が西へ移動し、印度洋中央海嶺が東へ移動し、大洋洲と南極間のそれが北へ移動すると考えられている。しかも、それらは一連のものとしてされているのである。また、二つの大海嶺の軸が互いに離れるように側方移動する理由として、二つのわき出し口からできたプレートが互におし合うたぐであるというおかしな考え方もあり、さらに、わき出し口の側方移動を考えるためには、マントル内の熱源の水平移動を考えなくてはならないのであって、こうした事がまわりうるであろうか。いずれにせよ、こうした考え方は、自然現象を離れた不毛な幾何学的操作というべきであろう。

プレートが沈みこむといわれる海溝部においても、たとえばアリューシャン海溝部では、年代の古い部分が島弧側にあるといったおかしな現象が生じているのである。

8. この仮説によると、プレートの移動速度は年に1~数cm、距離は白亜紀以来数1000Kmということになる。それにも拘らず、プレート上の深海盆は静かであり、しかも、げげしい運動をする大海嶺をもふくめて、静穏な条件を示す堆積層が広く分布しているのはどういうわけだろうか。とくに、プレートは絶対的な強さをもつ固いものと規定されているのに、どうして二つにわかれて移動できるのだろうか。大陸地殻は大洋地殻より厚いが、だれも絶対的な固さをもっていると主張する人はいない。それは断層でこわれもするが、変

形もしている。大洋地殻はこのような大陸地殻よりもけるかにうすいから、大陸のそれよりもっとフレキシブルであってよいはずである。

9. 中部太平洋の火山島のうちには、始新世や中新世以後のものが知られている。この間にプレートは千数百Kmもくり返し移動したことになる。火山マグマの起源はプレートより下にあるので、マグマの起源部分は水平に動くはずである。それらとプレート上の火山との関係は一体どういうことになるのだろうか。

10. この仮説が正しければ、プレートが沈むといわれている海溝の前面には、1億年にわたって、大洋側からよせ集められたやわらかい堆積物が巾50Km、厚さ10Kmでいどつものことになる。ところが世界の海溝の堆積層の厚さは平均1Km、厚くて4Kmでいどにすぎないのはどういうわけであろうか。

11. 各大海嶺の軸部には、せまい高地熱流地帯となっているが、その両側では急激に低地熱流帯へ変化する。海溝付近でプレートが冷えて沈んでいるというのであれば、上記のような海嶺近くの低地熱流の地域でプレートがなぜ沈むことができないのだろうか。太平洋のプレートが、大陸のへりて沈むのに大西洋のものが沈まないのはどうしてか。なお、プレートが沈む場合には、今のところ物質のエクロジャイト化だけが考えられる。沈んだプレートの深さは700Kmにも達するといわれているが、そのような深さでは、密度が4.8g/cm³になるはずである。しかし、エクロジャイトがこんな密度を示すということはありえない。また、地殻の岩石は深度400Kmでとけてしまう。したがって、仮説のように、プレートが数100Kmの深さにつっこんだり、そこに長くどまることはできないであろう。

12. 大海嶺を特色づける地磁気異常帯が、そのまま陸に上陸する現象があるとすれば、海底拡大仮説の真偽をたしかめるために貴重である。このような場所がたった一つある。

アイスランドである。すなわち、異常帯の中軸は島上の洪積世玄武岩の部分に連続し、東側の異常帯はアイスランドの中央地溝につづき、西側のそれと対称的な異常帯は第四紀火山帯につながる。これら東西両側の異常帯の年代は、バインーマシッス説によると800万年前のプレートである。ところが、その陸上延長部は、第四紀前半の火山線をいみし、しかも大海嶺の軸部のそれと同じ年代を示している。さらに、アイスランド島上にも、線状の磁気異常帯の発達知られているが、それは、仮説が指摘するような拡大の構造を示していないで異なった組成を示す玄武岩の傾斜した層からなっている。これに対して、拡大した隙間を玄武岩の岩脈が埋めるといった構造によって説明しようとする試みもあるが計算上全く無理である。

13. 人工衛星によって測定された資料によると、大海嶺の軸部に分布する高地熱流地帯の中は、対流運動の機構を説明するには余りせますぎるといわれている。

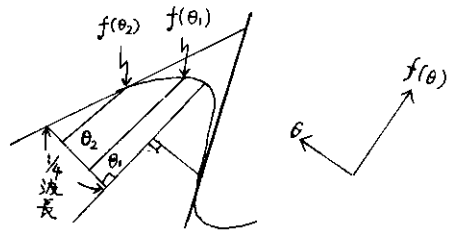
14. 地質構造と地物データとを比較するとそこに一定の対応性がみられる。これらにもとづけば リソスフェア（地殻とマントル最上部）とアステノスフェア（マントル上部）は少なくとも大陸では互に密接な関連を示し、テクトノスフェアの体系をなしている。もし、大洋底拡大を引おこすための原動力としてのアステノスフェアの水平移動が生ずるならば、必ずリソスフェアに影響があらわれずにはいないであろう。

また、この仮説では、地球の変動を中世代から考えはじめるのであるが、大陸では中生代以前に、中生代以後のような変動が数サイクルにわたって展開されたことを忘れてはいけないのである。

このような14項目の批判をしたあとで、では、大海嶺の軸を中心とする地磁気異常のシマ模様を、拡大説とちがって、どのように解釈できるかという点について、詳論している。これに関しては、ヴァン・アンデル(19

68)の解釈と、バイルド(1967)の解釈を紹介し、今後の発展を期待している。前者は、地磁気異常帯の現象は、玄武岩のシートが水平に重なっているためとし、後者は、大海嶺の両側の異常帯が軸部に向かって斜めに傾斜しているためと解釈している。いずれも拡大を考へなくてすむ解釈である。以下省略。

(東教大、藤田至則)



地質学のデータを統計学的方法で扱うということに対する興味が增大するにつれて、基本的な地質現象を描く方法として、数学的な概念の必要がましてきた。そこで、いろいろな人がいろいろな方法を研究したが、複雑だったり、よく適合しなかったりで、あまり利用されなかった。そこで、著者は褶曲の形を、フーリエ級数を用いて正確に、簡単に表わそうとした。

まず 褶曲の形の特徴を示すものとして、1/4 波長をとり、これを一つの単位とした。(1/4 波長とは、2つの変曲点に接する接線の2等分線をとり、それに平行な、かつ hinge を通る線への変曲点からの垂線の長さをいう)。

フーリエ級数は以下のようにしてあらわされる。

$$a_0 + a_1 \sin \theta + b_1 \cos \theta + a_2 \sin 2\theta + b_1 \cos 2\theta + \dots + a_n \sin n\theta + b_n \cos n\theta$$

a_0 : 一定値

$a_1, a_2, \dots, b_1, b_2, \dots$: 振幅

$$\theta = 2\pi x / \lambda$$

λ : 波長 x : 距離

さて、いろいろの初期条件をあてはめ、簡素化すると、

$$a_1 \sin \theta + a_3 \sin 3\theta \dots + a_{2n-1} \sin(2n-1)\theta$$

となる。

ところで、実際に用いる場合、高次の項は誤差の範囲として含まれ、結局

$$a_1 \sin \theta + a_3 \sin 3\theta \text{ の 2 項 だけ で い い。}$$

以上のように、1/4 波長分の褶曲の形は、

$f(\theta) = a_1 \sin \theta + a_3 \sin 3\theta$ という式であらわせられ、未知数 a_1 と a_3 は、褶曲の断面において任意の2つの点 $\{(f(\theta_1), \theta_1), (f(\theta_2), \theta_2)\}$ を実測し、2連立方程式をたてて、とけは出てくる。これで褶曲の形を数式で表わせたことになる。

ところで、褶曲の形を比較するときには、オーダーの差がじゃまになってくるが、これは、 $F = a_1 / L, T = a_3 / L$ (振幅 / 1/4 波長) という値を用いることにより解決される。またこのようにして、 F と T で褶曲の形を決定して (a_1 と a_3 が決まるので、褶曲の形を決定できる) 表を作っておけば、フィールドにおいて 1/4 波長 L のみを測定し、表から同じ形の褶曲をえらび、その F と T を読みとることにより、その褶曲を前の式で表現できる。また反対に、数式から、表のどれにあたるということが言える。

(新潟大 服部昌樹)

Biot, M.A. (1961) は、層状の粘弾性板の buckling による褶曲プロセスを理論的に解析し、competent (less viscosity) layer と incompetent layer の粘性係数比 η/η_1 を決定する可能性を導いた。彼は、incompetent な媒質中の competent layer の褶曲を粘性モデルにおいて考察をすすめ、非常力場においては、 $Ld = 2\pi h \sqrt{\eta/6\eta_1}$ なる関係がなりたつことを示した。(Ld : 卓越波長, h : competent layer の厚さ) また Currie et al (1962) は、褶曲の発達程度、その規模などを考慮することなく、野外で褶曲の波長一層厚比を計測し、その値が約 2.7 という constant な値を示すことを指摘した。本論文の著者 Sherwin と Chapple は Sprague Upper Reservoir (Georgiaville Quadrangle, Rhode Island) 近くの石炭紀の Bellingham conglomerate をはじめとして 6 カ所の地点から 818 コにおよぶ sample を採集し、その波長一層厚比を計測した。その結果は table 1. に示されている。

sample を選択する際に Biot の仮説が考慮された。すなわち competent layer は isolated されており、振幅が小さく、かつ single layer の folding であることなど。

それにもかかわらず、計測された結果は、波長一層厚比 4~6 となり、予想より非常に低い値を示した。前述した Biot の式より、粘性係数比を求めると 2~8 となり、このように低い粘性係数比の場合、buckling よりむしろ shortening が主要なメカニズムとなってしまうことが予想される。Biot は、shortening が無視でき、また粘性係数比が高い場合における解を求めたが、これらの例では、以上の結果に示されたごとく 妥

当とはいいがたい。そこで彼らは、shortening (すなわち competent layer の thickening や thinning をふくむ) 考慮し、Biot の理論の修正を試みた。

褶曲は、sinusoidal に発達するものとし、その成長を、次の様にあらわす。

$$W = A(t) \cos kx \quad (1)$$

W : 垂直方向の変位、 x は水平方向の距離、 $A(t)$: 時間 t における振幅、 k : 波数

この式から Biot は出発して、次式を導いた。(Biot, M.A. 1961)

$$\dot{A}/A = P / \left(\frac{4\eta}{h\ell} + \frac{1}{3}\eta h^2 \ell^2 \right) \quad (2)$$

\dot{A} : 振幅の成長の割合

P : longitudinal stress.

Sherwin と Chapple は thickening と shortening を考慮にいれ、次の式を仮定した。

$$h = h_0 \exp(-Pt/4\eta); L = L_0 \exp(-Pt/4\eta) \quad (\text{Biot, 1965})$$

この場合、crest と limb との thickening の差は無視したから、この仮定も、低振幅時のみ有効である。

次の様に定義する。

$$n = \eta_1/\eta, \quad \lambda = h\ell, \quad \lambda_0 = h_0\ell_0, \quad \lambda = \lambda_0 \tau,$$

$$\tau = \frac{Pt}{\ell^2 \eta},$$

ただし、 τ は quadratic elongation (二次の伸び, Jaeger 1962 参照)

以上を用いて前式を書きなおすと、

$$A/A_0 = \frac{P}{\eta} \frac{1}{\lambda_0^2 \tau^2 + 4n} \quad (3)$$

時間 t が、 τ ではかることができれば、前式(3)は、 $\frac{dA}{A} = \lambda_0 d\tau / (2n + \frac{1}{6}\lambda_0^3 \tau^3)$ と書きかえられ、これを積分して、次式が得られる。

$$\ln \frac{A}{A_0} = \int_1^T \frac{\lambda_0 d\tau}{2n + \frac{1}{6}\lambda_0^3 \tau^3} \quad (4)$$

A_0 : $\tau = 1$ のときの振幅, T : τ の最終値
 卓越波数を求めるために、(4)の右辺を、微分し、 \circ と \circ くと、

$$\lambda_o^3 = 12n \frac{1}{T(T+1)} \quad (5)$$

実際に観察される(最終)波長と厚さの比較に便利をよりに ($\tau = T$) かきかえると、

$$\lambda^3 = \lambda_o^3 \tau^3 = 12n \frac{T^2}{T+1} \quad (6)$$

(6)は、層の短縮が直接計られるとき、 η/η_1 を決めるのに用いられる。そうでないときは短縮よりも、卓越波長の amplification をみるのに便利である。

(5)で与えられた λ_o を、(4)に代入すると、卓越波長の amplification が求まる。

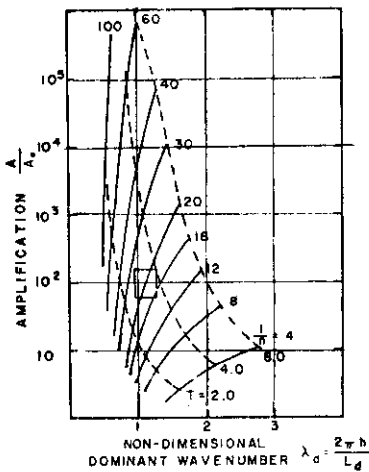
$$\ln \frac{A}{A_0} = \frac{1}{n^3} \left[\frac{3}{2T(T+1)} \right]^{\frac{1}{3}} \int_1^T \frac{d\tau}{1 + \frac{\tau^3}{T(T+1)}} \quad (7)$$

(6), (7)を数值的に解き、解を fig.1 に示した。

卓越波長とその amplification は、地質学的に求まるから、fig.1 を用いれば η/η_1 が求まる。Table 1 に示されたように、前述の例では粘性係数比は約 20~30 となる。波長一層厚比は平均して 5 ぐらいであるから、Biot の値より小さく、比較的大きな短縮を示す。fig.1 からわかるように $\eta/\eta_1 > 100$ のとき卓越波数 λ は amplification に独立で、この範囲では Biot の理論がなりたつが、実際には以上の例で示されているように、そのような大きな粘性係数比は存在しにくい。

Table 1

Sample	Number of folds	Mean wavelength theory L/h	η/η_1 (Biot equation 1)	Assumed amplification of L_d	η/η_1 (present theory)	Quadratic elongation T
Sprague Upper Reservoir						
phyllitic matrix	473	5.5	4	80	19	3.1
sandy matrix	142	4.5	2	80	14	4.1
Vermont						
group 1	82	5.2	3	80	17	3.3
group 2	9	6.8	8	200	30	2.7
group 3	83	5.1	3	80	17	3.4
Martinsburg Shale	12	4.0	2	200	15	5.7
Nassau Beds	17	5.7	4	200	23	3.3



(加藤 一)

M. Minato and M. Huhnahashi (1970). 地殻の起源とその進化
(Origine of the Earth's crust and its evolution)
Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Vol. XIV, No. 4, 515-561.

日本の安部族造山帯および日高造山帯のよ
うな代表的造山帯の中軸部にみられる、ミグ
マタイト、片麻岩および再生花崗岩を含めた
花崗岩類は、今日、地向斜堆積物が広義の造
山時火成活動によって再溶融したものと信じ
られている。日本の上述の代表的フィールド
での観察と室内研究から、著者は現在、造山
運動の過程で花崗岩化作用が花崗岩質地殻を
形成するという理論を受入れる立場に立って
いる。事実、アジア大陸のクラトンの地域、
準クラトンの地域あるいは古い造山帯におい
てはかりでなく、日本列島のようなより若い
造山帯においてさえもその基盤は主として先
カンブリアの花崗岩質岩類から成っている。
従って、そのような古い時代にも、地向斜堆
積物を供給する地域が存在したに違いないし、
堆積物を蓄える海もまた存在したに違いない。
かくして、地質時代に先立つ最初の海と大陸
が問題になってくる。最近の先カンブリア地
質学の進歩によって、始源大陸が現在の太平
洋に存在し、一方、現在の大陸は海水下即ち
始源大洋下にあったであろうということがい
える。この仮説は1964年に、F.A. Vening
Meineszによって提出された、地球の初期段
階の構造と内部の運動に関する有名なモデル

によく一致する。即ち、核がまだマントルか
ら分離していない時、地球内部の single cell
の対流により、地球の半球は大陸となり、他
の半球は大洋となったのである。これは地球
の歴史の月段階 (lunar stage) と呼んでもよ
いであろう。始源大洋は徐々に大陸地殻から
成る大陸になり、他方、始源大陸は大洋即ち
現在の太平洋となった。先カンブリア紀後期
以来、地殻発展の主要な過程は新しい造山
運動と、広義の大洋化作用によって引起さ
れた大陸地殻の再構成であり、大洋もまた、
大陸の造山運動に歩調を合わせた、海膨、海
嶺および海溝の出現によって繰返し構成し直
された。これらの運動の主要な原因は、地球
内部の運動であったが、対流運動そのものは
核の成長によって時代を経るに従い、より複
雑になったであろう。今日みられる地球は、
このような変遷の間の瞬間的な姿にすぎず、
過去の長い複雑な歴史によって作られたもの
である。種々の地質学的データから、著者
は、詳細な点では大陸移動および大洋底拡大
の仮説と全く同じではないが、地殻の水平方
向の運動が存在することを認めるものである。
(原文の要約を訳したもの、杉山 明)

Journal of Geology. 77. 1-6 1969

№. 1

G.W. Devora, 力学平衡の表現としての非静水
水圧に関連した多鉱物岩石の方向性をもつ鉱
物分布, p. 26-38.

A.G. Milnes, 中央アルプスの造山運動史に
関して, p. 108-112.

№. 3

B.A. Sturt, 走向断層変形とアルマンダイン
一角閃石相の再加熱による再結晶, p. 319-332

F.N. Marray, コロラドのグランド・ホグバ
ック単斜における断層を受けた溶岩流にみら
れる flexural slip, p. 333-339

№. 4

N.C. Gay, 変形した礫による東部トランスバ
ールのバーベルト山地での歪み解析, p. 377-
396

P.F. Williams, etc, 堆積岩中の cleavage と
堆積時の変形, p. 415-425.

E.F. Neumann, ドロマイトの再結晶実験と変形した岩石中のカルサイトとドロマイトの方向性, p.426-438.

№. 6

A.H. Mitchell & H.G. Reading, 大陸外縁、地向斜および海洋底拡大, p.629-646.

Journal of Geology, 78, 1~5, 1970

№. 2

P.A. Rona, ハテラス岬沖の大陸斜面上部の海底峡谷の成因, p.141-152

P. Freund, 南イラン、シスタンの水平ずり断層の回転, p.188-200.

D.M. Ramsay and B.A. Sturt, ノルウエイ、マグレイのシルル紀の polymict 礫の多相変形, p.264-280.

№. 4

A.A. Meherhoff, 大陸漂移, II: 高緯度の蒸発成堆積物, および南極海と北部大西洋の地史, p.406-444.

A.M. Ziegler, シルル紀におけるイギリス本島の地向斜発達, p.445-479.

№. 5

N.C. Gay, 鏡肌もつ剪断面上の階段状構造の形成, p.523-532.

(山内 靖喜)

Marine Geology.

7. 1-6. 1969

№. 2

A. Kermabon 他3名, チレニア深海面の深海堆積物の音響学的および物理的特性, p.129-146.

№. 5

K. Bostrom and M.N.A. Peterson, 東部太平洋の高熱流量地域の貧アルミ鉄マンガン堆積物の起源, p.427-448.

№. 6

R. von Huene, マライ破砕帯とトランパース山地間の地質構造, p.475-500.

8. 1-5. 1970

№. 1

C.C. von DEL Borch, J.R. Conolly, R.S. Dietz, 南オーストラリア, オタワ海盆周辺の大陸外縁の堆積作用と構造, p.59-84.

M.S. Marlow 他6名, バルディル凹地-アラスカ, アリュースン海嶺の後期第三紀の地

溝, p.85-108.

№. 2

N.I. Christensen, 太洋地殻の組成と進化, p.139-154.

№. 3/4

海底峡谷に関する特別号

9. 1-4. 1970

№. 3

G.H. Keller and R.H. Bennett, 海底堆積物の塊の物理的特性の変動, p.215-223.

№. 4

K. Konishi, S.O. Schlanger, and O. Omura, サンゴの 230Th年代測定による中央琉球列島のネオテクトニックの速度, p.225-240.

(山内 靖喜)

Geological Magazine.
106. 1-6. 1969

No. 1

Elsdon, R.: 東部グリーンランドにおける
Kap Edvard Holm 層状はんれい岩類の構造
と選入機構, p.46-56.

Schermerhorn, L.J.G. & Stanton, W.I.:
Aljustrel (南ポルトガル) における褶曲し
た衝上断層, p.130-141.

No. 6

James, David M.G. & James Joan.: ウェー
ルズにおける Ashgilliam-Llandoveryan 階の
堆積作用に与えた深部破断の影響, p.562-
582.

Helm Douglas G.: Black Combe 内陸湖
における Skiddaw 層群中の顕微鏡的・肉眼的
fabrics, p.587-594.

107. 1-2. 1970

No. 1

Kumar, Surendar.: Oolite と変形, p.31-
37.

Warrn, P.T., Harrison, R.K., Wilson, H.E.,
Smith, E.G. & Nutt, M.J.G.: 北ウェールズの
Denbighshire におけるシルリア系岩石類中の
tectonic ripple とそれに関連した小構造現象
象, p.51-60.

Bennett, J.D.: 北東ボツワナの Mosetse-
Matsitama 地域にみられる可動帯とクラトン
との関係, p.113-123.

Wright, J.B.: 大西洋海嶺と Kenya Rift
Valley 周辺における火山岩類の分布, p.125
-131.

(角田史雄)

Tectonophysics. 9 1-6 1970

No. 1

Gribidenko, H.S. and Shashkin, K.S.: 地向
斜理論の基本的原理, p.5-14. Cheh Pan:

Tablet, C.J.: 変形された石英脈を用いた
最小歪楕円, p.47-76.

No. 2 / 3

Boulanger, Yu.D., Pevnev, A.K., and Erman
: Garm および Nimichi polygons における近
年の地殻運動の変化について p.103-112

Evison, F.F.: 地震発生, p.113-128.

Arsovsky, M., and Hadzievsky, D.: Macedo-
nia のネオテクトニクスとサイスミシティ
の関係, p.129-142.

Ambraseys, N.N.: Anatolian 断層帯のいく
つかの特徴的な形態, p.143-166.

Nagata, T.: メカニカルな応力下での岩石
の基本的性質, p.167-196.

Rikitake, T. and Yamazaki, Y.: 比抵抗計に
よって観察されるような歪のステップ, p.

197-204.

Healy, J.H., Hamilton, R.M. and Raleigh, C.
B.: 流体の注入と爆発によっておこった地震
p.205-214.

Rothe, J.P.: 人工地震, p.215-238.

Laynina, L.A., and Karmaleyeva, R.M.
: 強震前の地殻歪の変化におけるある異常につ
いて, p.239-248.

Fedotov, S.A., et al.: カムチャッカにおける地
震予知研究, p.249-258.

Eatou, J.P., Lee W.H.K. and Pakiser., L.C.
: 中部カリフォルニアのサン・アンドレアス
断層に沿う地震発生機構の研究における微小
地震の使い方について, p.259-282.

Oliver, J.: アメリカ合衆国の近年の地震予
知研究, p.283-290.

Kanamori, H.: 日本の地震予知研究の近年の
発展, p.291-300.

No. 4.

Balakrishna, S. and Gowd, T.N.: Koyna の

transcurrent faulting のメカニクスにおける流圧の役割, p.301-322.

Udias, A. and Lopez Arroyo, A.: 1964年3月15日スペイン地震のソース・パラメータの実体波と表面波の研究, p.323-346.

Brookfield, M.E.: ジュラ紀における海水準のコースタティック変化と造山運動, p.347-364.

Mac Gillavry, H.J.: 乱泥流堆積物と地向斜の歴史, p.365-394.

№. 5.

Gilksen, A.Y.: 初期先カンブリア系の地向斜の進化と地球化学的類似, p.397-434.

Walcott, R.I.: ハワイにおけるリソフィアの破断, p.435-446.

Slobodskoy, R.M.: 花崗岩質バソリスの接触縁内のプティグマティック岩脈の起源, p.447-458.

Bayly, M.B.: セブロン褶曲の測定からみつゝる粘性と異方性, p.459-474.

Byerlee, J.D.: スティック・スリップのメカニクス, p.475-486.

№. 6.

Beloussov, V.V.: 大洋底拡大説への反論, p.489-512.

Guibidenko, H.S.: パシフィック・ベルトの北西区の基盤について, p.513-524.

Currie, K.L. and Ferguson, J.: 岩脈のオフセットによって示される Lamprophyre 岩脈の貫入のメカニズム, p.525-536.

Schwerdtner, W.M.: レンズ状プーティンと曲げ褶曲内の軸方向の有限歪の分布, p.537-546.

Teisseyre, R.: 断層面に沿った変位の集中によってひきおこされたクラックの形成とエネルギーの解放, p.547-558.

Ghosh, J.K.: intersecting 褶曲パターンの理論的研究, p.559-571.

(加藤 碩一)

H. Ramberg の褶曲関係文献リスト

- (1945) On the theory of the origin of folded mountains.
Norak. Geol. Tidsskr., 25, p.307-326.
- (1945) The thermodynamics of the earth's crust.
Norsk. Geol. Tidsskr. 25,
- (1955) Natural and experimental boundinage and pinch- and swell structures. Jour. Geol. 63, p.512-
- (1959) Theoretical and experimental studies of ptygmatic folding. Norsk. Geol. Tidsskr. 29, p.99-151.
- (1959) Evolution of ptygmatic folding. Norsk. Geol. Tidsskr. 39, p.99-151.
- (1960) Relationships between length of arc and thickness of ptygmatically folded veins. Am. Jour. Sci. 258, p.36-46.
- (1961) Relation between concentric longitudinal strain and concentric shearing strain during folding of homogeneous sheet of rocks. Am. Jour. Sci. 279, p.382-390.
- (1962) Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. Geol. Rundschau, 51, p.405-439.

- (1963a) Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 47, p.484
- (1963b) Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 42, 1.
- and Stephansson, O. (1964)
 Compression of floating elastic and viscous plates affected by gravity, A basis for discussing crustal buckling. Tectonophysics, 1, p.101-120.
- (1964a) Strain distribution and geometry of folds. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 42, 1.
- (1964b) Selective buckling of composite layers with constricted rheological properties., A theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tectonophy. 1, p.307-341.
- (1964c) A model for the evolution of continents, oceans and orogens. Tectonophy. 2, p.159-
- and Stephansson, O. (1965)
 Note on centrifuged models of excavations in rocks. Tectonophy. 2, p.281-
- (1965a) The effect of gravity on folding and other deformations in the earth's crust. Bergmekanik, IVA Medd. 142, p.40-
- (1965b) Experimental models of fold mountains. Geol. Foren Stockholm Forh. 87, p.484-
- (1966) The scandinavian caledonides as studied by centrifuged dynamic models. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 43, 1
- (1967a) Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. Geophys. J.R. astr. Soc. 13
- (1967) Gravity, Deformation and the Earth's Crust. Academic Press Inc. London
- (1967) The fluid-dynamic theory of dome formation.
 文献不明
- (1968) Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, A theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. Phys. Planet Interiors 1, p.63-87.

Geodynamics project (G.D.p.)について

1. 経 過

IUGG¹⁾およびIUGS²⁾はUMPの成功を高く評価して、固体地球に関する新しい長期研究計画を呼びかける決議をその母体機関であるICSU³⁾に対し1968年におこなった。ICSUにこの決議を認め、IUGGとIUGSはこの提案に関する特別委員会を任命した。またIUGGとIUGSは1969年2月および5月に開かれた特別委員会の報告に基づいて、ICSUに対し“Geodynamics Project”(略称GDP)を推進するために、Inter Union Commissionを設立することを要請した。1970年2月ICSUの役員会はこれを見とめ、1970年10月のICSU総会においてこのInter Union Commission on Geodynamics(略称ICG, 委員長C.L.Drake)は正式に承認された。さらにICSUは各国に対し、Geodynamics Projectへの参加を呼びかけ、国内委員会の設立をうながした。

注1) 国内対応体は学術会議地球物理研究連絡委員会

2) 国内対応体は学術会議地質学研究連絡委員会

3) 国内対応体は学術会議

2. わが国における計画の推進

わが国からは上記の特別委員会に力武常次が参加し、GPP計画の国際的立案には当初から参画してきた。また、これと並行して、国内のGDP計画受け入れ態勢をととのえるために、1970年春、日本学術会議、国際地球観測特別委員会UMP部会の中にGeodynamics Project準備小委員会を設け、力武が小委員長となり、数名の小委員を指名した。しかし、1970年10月のICSU総会決議に基づく日本学術会議会長あての正式の呼びかけまでは、特別に活動することなく、国際的な

事態の推移をまっていた。今回その呼びかけにこたえるべく、このGDP準備小委員会を拡大強化すべく、UMP部長は地物研連、地質研連に新たに委員の推薦を依頼した。

1970年12月現在、GDP準備小委員会の構成は以下の通りである。

委員長：力武常次

地物研連推薦委員：檀原毅、浅田敏、竹内均、鈴木次郎、下鶴大輔、奈須紀幸

地質研連推薦委員：牛来正夫、松本隆、松田時彦、黒田吉益 小林勇、荒巻重雄、

鉱物研連推薦委員：貞永両一、小泉光恵
古生物研連推薦委員：木村敏雄、橋本亘

この他に海洋特委推薦委員若干の参加が予定されている。

GDP準備小委員会の当面の課題は、本年4月の日本学術会議総会で政府に対し、GDP計画の実施について勧告がおこなわれるよう準備をすすめることである。もし、日本学術会議の勧告がおこなわれたならば、その時点でこの小委員会は解散し、新たに正式のGDP国内委員会が設けられる予定である。

3. GDP計画案

GDP計画を要約すれば、地球内部の動力学的挙動および地球の動力学的歴史に関する国際研究計画であり、岩石圏の過去および現在の運動および変形に関する研究や、地球内部の種々の物性研究を包括している。ICGでは当面緊急な研究課題として以下の課題をあげている。

1) 活動地域に関する総合的研究

a) 西太平洋 b) 東太平洋 c) アルプス-ヒマラヤ系 d) 大陸および海洋の大地溝

2) 地球内部の運動に関する基礎的研究

a) 地球内部構成物質の物性に関する室内実験 b) 地球深部の鉱物学 c) 地球内部

に関連する各種の場の研究

3) 非活動地域に関する研究

- a) 地震活動の少ない大陸周辺の鉛直運動
- b) 高原や盆地の鉛直運動

4) 地質時代の活動に関する研究

- a) 古地磁気と過去の運動
- b) 地溝帯両側の地質学的対比
- c) 造山帯の火成作用、変成作用、造構運動の関連

また ICG は UMP 期間中重要視された Geotraverse, 高圧実験, データ交換等は GDF 計画においても、その高い活動度を維持発展すべきこと、また新たに、月あるいは惑星に関する知識の応用についてもその重要性を指摘している。

GDF 計画は 1971 年を立案および準備期間とし、1972~1977 年の 6 ヶ月間を研究実施期間とすることが ICG によって勧告されている

4 わが国の第 1 回素案

以下の素案は、GDF 準備小委員会の小林勇(代 猪木幸男)、松田時彦(代 藤田至則) 星野通平 奈須紀幸、荒牧重雄、黒田吉益の 6 委員と地質研連委員長立見辰雄とでまとめたものに、牛来、松本両委員の意見を加えたものを委員長のもとへ提出したものである。

また、実施を望まれるテーマがあれば、その内容(予算を含む)を小林勇委員宛に申し入れて下さい。

I 西太平洋の海底の研究

- 1) 海底地形調査
- 2) 海底堆積物
- 3) 海底岩石

II 地球内部の運動に関する基礎的研究

- 1) 超高温高温発生手段の開発
- 2) 高温高圧下における岩石鉱物の力学的性質(弾性、塑性、粘性、壊撃特性)の研究

3) 高温高圧下における岩石鉱物の電磁的性質の研究

4) 高温高圧下における岩石鉱物の熱的性質(比熱、熱伝導度、熱膨張)の研究

5) 高温高圧下における珪酸塩、酸化物の相転移、相平衡に関する研究

6) 地殻および上部マントルの条件下の実験岩石学

7) 地球内部に由来すると思われる岩石鉱物の物理化学的研究

8) 高温高圧下における珪酸塩、酸化物の相変化の反応速度論的研究

9) 地球内部の対流に関する高速計算機を用いたモデル実験

III 島弧ならびにその周辺部の地質学的地球物理学的研究

1) 日本列島の大陸側と大洋側における造構運動の火成作用と変成作用の対応性ならびにそれを規定した深部変動などの地史的変遷

2) 隣接する島弧間および大陸と日本列島間における転移とその機構

3) 中深部地殻構造の解明(特に火山を中心とした地下構造)

4) マグマ発生の時間的空間的分布

5) ネオテクトニクスと深発地震面

○東教大構造ゼミ 夏の学校

東教大構造地質セミナーの恒例の夏の学校が昨年夏に房総半島鵜原で 3 日間にわたって開かれました。夏の学校も第 4 回目なので、広く全国の会員に参加を呼びかけたので、地調と新潟大からの参加がありました。東教大からは 構造研メンバーの他に、学生と会員の家族の方々の参加もありました。とくに、女子高校生が 6 人参加したので、リクレーションの時間は大変楽しいものになりました。

勉強の方は 2 日間にわたって行なわれ、各自の研究紹介、論文紹介が行なわれた。とく

新潟大学に三軸圧縮試験機入る

昨年度の科学費一般研究A(1000万円)で新潟大学理学部構造地質研究室に高圧岩石三軸圧縮試験機が入ることになった。現在、島津製作所で製作中で、5月初旬に納入されるとのこと。大体の仕様は、軸圧50 ton、封圧3 Kbar、温度200℃、ひずみ速度 10^{-7} 、試料 $19.5\text{mm} \times 39\text{mm}$ 。この機械の特徴は加熱できることで、おそらく日本では初めてであろう。今後、同研究室の活躍がのぞまれる。

編 集 後 記

本号で第10号となりましたが、実は途中の第8号をとばして第9号を印刷してしまったのです。しかし、内容は今までにたく充実したものにしたつもりです。今後、連絡紙の編集は新潟大の会員の方がたでやることになりました。親潟大の会員のみなさん、がんばってこれまでよりもすばらしい連絡紙にして下さい。

(東京教育大 山内)

1971年4月5日発行

編集発行 川崎市久本135 地質調査所地質部
構造地質研究室内
構造地質研究会

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