

構造地質研究会誌

(第 13 号)

<夏の学校特集>

- アフリカ大地溝帯について.....矢入 憲 二
変形した地向斜堆積物からなる地殻層の厚さ.....山下 昇
火成活動の構造規制.....藤田至則・萩原茂・関根勇蔵
八ヶ岳周辺の火山活動とその問題点.....小坂 共 栄
新潟県新津背斜の構造解析(予報).....新津構造団研グループ
房総半島の水準点の変動解析.....石川正晴・小北悟・村田康夫
鈴木尉元・小玉喜三郎
封圧下における岩石のポアソン比測定.....宇井啓高・服部昌樹
造構応力を受けた岩石の弾性波速度について(予報).....衣笠 善 博
花崗岩類岩体の上昇から求めた花崗岩類および上部地殻の粘性係数
について.....大槻 憲四郎
断層系に囲まれたブロックの流動変形.....横田 修一郎
構造地質学における次元解法.....嶋本利彦
造構運動に関するBELOUSSOVの仮説は正しいか.....嶋本利彦
池田幸夫
確率論的モデルについて.....水谷伸二郎

<海外だより>

- グラルス・ナツペの発見をめぐって.....星野 一 男
Imperial Collegeの試験問題.....植村 武

<研究室めぐり>

- ③ 新潟大学構造地質学研究室

1 9 7 2 ・ 1 2

構造地質研究会

アフリカ大地溝帯について

名古屋大学 矢入 憲二

アフリカ大地溝帯とは、アフリカ大陸東部の台地中央部を南北に走る、ほぼ連続した地形的な凹地帯のことである。北は死海にはじまり、紅海、アファー低地をへて大陸に入り、東アフリカを南下してモザンビークにいたるまでを含めれば、その南北延長は 7,000 Km に達する。東アフリカにおいて、地溝帯はちょうどビクトリア湖を囲むように、西部地溝帯と東部地溝帯の 2 列に分かれている。筆者は 1968 年と 1971 年に、東アフリカ地域(ケニア・タンザニア・ウガンダ)の東西両地溝帯を短期間ではあったが調査する機会を得た(名古屋大学アフリカ大地溝帯学術調査)。調査地域を中心に、大地溝帯の形成と発展の経緯を、最近の知識をおりまぜながら紹介してみたい。

1. 先カンブリア系

アフリカ大陸には先カンブリア時代の岩石

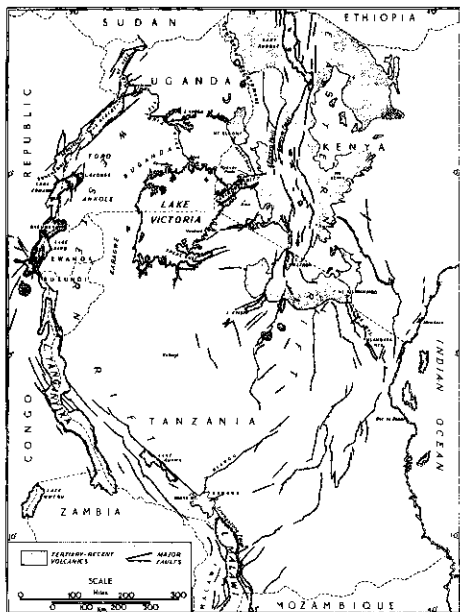


Fig. 1

が広く分布し、全土の 57% にも達している。この古期岩類は、西アフリカ剛塊、コンゴ剛塊、カラハリ剛塊の 3 つの剛塊を形成し、3 つの剛塊は 6.2~4.9 億年前に造山運動を受けた変成帯によってとりまかれている。

Cahen ら (1966) は、この造山運動を Katangan cycle とよんでいるが、彼らはさらに、剛塊中に 4 回の造山運動を区別している。古い方から、Upper Luanyic cycle (30 億年前以上)、Shamvaian cycle (27~23)、Limpopo cycle (21.5~16.5)、Kibaran cycle (12.9~8.5) とよばれる。従来東部地溝帯は、コンゴ剛塊とモザンビーク変成帯 (Katangan 造山) の境界に近い後者の中にあり、西部地溝帯はコンゴ剛塊の中を切っているとされていたが、Cahen らの仕事によって西部地溝帯も又 Kibaran および Katangan 造山を受けた変成帯に位置している事が明らかになった。このように、地溝帯の位置は先カンブリア後期の変成帯の分布と密接に関係しているばかりでなく、地溝帯を形成する断層系のパターンが変成帯の構造方向に強く支配されている事は興味深い (King 1970)。

2 東部地溝帯

東部地溝帯のうちでもケニア西部を南北に走る地溝は、古くから Gregory rift とよばれている。ケニアの地質調査所やナイロビ大学の地質学教室を中心にして、かなり詳しく調査されており、アフリカ大地溝帯の中でも最もよくその構造発達史のわかっている地域である。最近 Baker ら (1971) が主に地殻の変形を中心に、Williams (1970) や King (1970) が火山岩の層序および岩石学的研究を中心とまとめているので、詳しくはそれらを参照されたい。地溝帯の形成に

関連する変動が始まったのは、どこでも中新世初期にまでさかのぼれるようであるが、Gregory rift においても地溝帯中の堆積物の最下部に中新世の非海成層の存在が知られている。Baker は地溝帯形成以前の侵蝕平坦面の変形などから、東アフリカにおける epeirogenic movement に 3 回のフェーズを識別している。まず中新世初期に現在の地溝帯の西方で monoclinical upwarping があり、中新世後期には中央ケニアにおいて広範なドーム状隆起(上昇量的 300 m)が、鮮新世後期から洪積世中期にかけて marginal plateau の上昇(約 1,400 m)があった。これら地殻変動の各フェーズと火山活動との間には密接な対応があり、最初のフェーズに対応するものは、ケニア北西部での莫大な量の台地玄武岩の流出やケニア・ウガンダ国境近くでの霞岩や響岩の中心噴火である。2 番目のフェーズに対応するのはケニア・ドームの長軸に沿う響岩の割目噴火であり、この時期の後期にはドーム中心部で最初の大規模な断層運動が発生した。最後のフェーズに対応するものは、現在の地溝の中軸部に起った玄武岩・粗面岩等の噴出であり現在見られる断層はこの時期にそのほとんどが形成された。第四紀に入ると火山活動の中心は東部に移り地溝帯の外側に台地玄武岩を作った。地溝内部に見られる火山活動は Rift floor の中の中心噴火に限られ、断層運動も又その中に集約され現在見られるような無数の Grid fault を形成した。

3. 西部地溝帯

西部地溝帯の北端は、ウガンダとスーダンの国境に近いアルバート・ナイルに始まる。その南のアルバート地溝は Bullard(1936)により、早くから大きな負の重力異常の存在を指摘されたところであるが、アルバート湖で行なわれたボーリングや物理探査によれば地溝中の堆積物の厚さは 2,500 m はあると推定されている。地溝両側の台地と湖面との

比高を考慮すれば、断層による落差は 4,000 m 以上あるかもしれない。ここでも堆積物の最下位層は中新世初期のものである。堆積物中には、これを切る小断層が発達しており、Bishop(1965)によれば洪積世の運動によるものとされている。アルバート地溝は南西方にのびてセムリーキ河の低地帯に消え、ジョージ湖、エドワード湖、キブ湖を結ぶ地溝と雁行している。雁行して食い違っている部分に標高 4,000 m 以上のルウェンゾリ山脈がそびえている。山脈の南からキブ湖周辺にかけては、火山活動が顕著であってニアムラギラ、ニーラゴゴ両火山は今なお活動している。東部地溝帯に比べ、西部地溝帯での第三紀以来の火山岩の分布は少なく、キブ湖周辺の他には、東西両地溝帯が見掛上交差するムベヤ地域にしか見られない。西部地溝帯はルワンダ・ブルディ国境近くで、その走向を南北から北西-南東方向に変え、タンガニーカ地溝、ルクワ地溝、ニアサ地溝へとつながる。西部地溝帯は前述のように、第三紀、第四紀の火山岩による被覆が少ないので、地溝形成に伴う断層を、先カンブリアの基盤岩類の中に見出すことが出来る。タンガニーカ地溝で行なった筆者らの調査によれば、断層系は地溝ののびの方向に平行な引張り割目とそれと直交する剪断割目とからなり、後者にはほぼ東西の横ずれ成分の大きい事が明らかになった。両断層系の同時性や、タンガニーカ湖最深部の中部でのずれ等から、タンガニーカ湖中央部を横切る Transform fault タイプの断層を推定した。

東部地溝帯と関連して、これとほぼ直交するカピロンド地溝について触れるつもりであったが、紙数の都合で省略した。

変形した地向斜堆積物からなる地殻層の厚さ

信州大学 山下 昇

この頃、僕は、地質学のデータと方法で、地殻深部を推定する方法を摸索している。日本地域において、いわゆる「玄武岩質層」が先カンブリアの変成岩・花こう岩であることは、渡辺晃二と共同で検討した(伊豆半島、203-216 ページ、東海大学出版 19.7.2) 今回は、秩父古生層を材料として、頭記の問題を検討し、信州大学理学部紀要(7巻、2号、29-58 ページ)に投稿中であるが、8月28日の本会で、その要点を紹介した。

T_C 、 T_D) に比例する。それらはまた対応する層の地表における面積にも比例する。

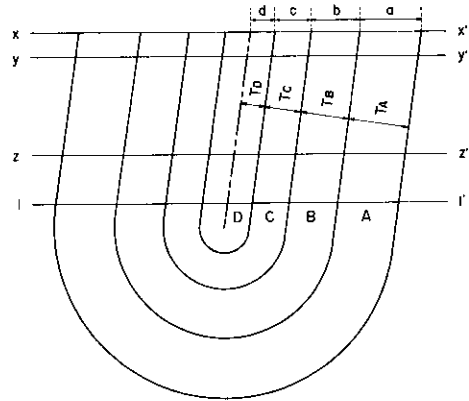
この比例関係は、等斜褶曲が繰返している場合にも成立する。また、削刺の進行に応じて、地表面のレベルが $x-x'$ から $y-y'$ へ、さらに $z-z'$ へと下がっても不変である。ただし、ある限界 ($1-l'$) を超えると成立しなくなる。このことから、逆に等斜褶曲の場合には、層厚・切片の長さ・露出面積だけか

もし等斜褶曲であるならば

一般に、漠然と、秩父古生層は等斜褶曲をしているといわれている。これが誤りであることを証明するのに、まず、等斜褶曲であると仮定して、事実と比較してみる。

第1図は理想的な等斜向斜の断面図である。この場合、地表における各層の分布は、それぞれ幅一定、したがって完全に平行な帯状分布をなすものとする。結論的ないい方をすると、地表における断面線の切片 (a、b、c、d) の長さは、対応する層の厚さ (T_A 、 T_B

第1図



第1表 秩父古生層の各系の層厚と露出面積

	南部北上帯				実現比 (R) $\frac{ar}{tr}$	秩父帯 実現比 (R) $\frac{ar}{tr}$	丹波帯 実現比 (R) $\frac{ar}{tr}$
	層厚 (m)	面積 (km ²)	層厚比 (tr) %	面積比 (ar) %			
三疊系	4,100	1488.50	37.61	88.625	2.36	1.77	1.14
石炭系	3,300	155.25	3.027	9.598	0.32	0.056	0.048
シルル-デボン系	3,500	28.75	3.211	1.777	0.06	0.014	0.029

(山下昇・本間岳史・伊藤和彦, 1972)

ら褶曲の深さを推定することができないことがわかる。

秩父古生層の層厚と面積

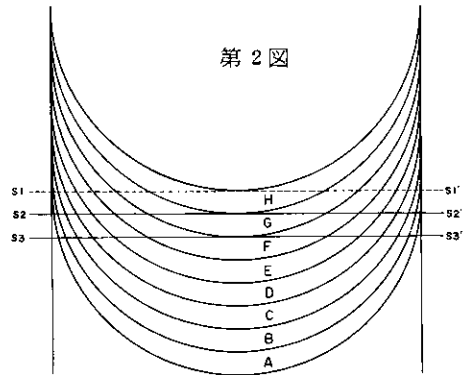
こまかいことは本論文を見ていただくとして、秩父古生層の層厚と面積を調べてみると第1表のとおりである。面積比と層厚比の比 ($R = ar/tr$ で、当日の会場で水谷がXとしたものであるが、本論文の中では realized ratio という語を用いているので、ここではRとしておく) が1であれば、ちょうどよろしいこと、1より大であれば露出面積が大きすぎる、1より小であれば小さすぎることを意味する。

前に仮定したように、秩父古生層が等斜褶曲しているならば、この値はすべて1になるはずである。ところが、実際は第1表のとおりで、1から大きくはずれている。この場合もちろん、断層や不整合が影響するはずであるから、これを無視するのは問題であるが、今すぐ計算に入れる方法がないので、一応無視せざるを得ないが、それにしても、このズレは著しいもので、significant と考えざるを得ない。

Rの値は上位層で大きく、下位層に向かって、系統的かつ急速に小さくなっている。今のところ、数量的にこれ以上厳密な議論は無理であるが、会場で指摘されたとおり、北上の場合にはi桁づつ小さくなっている。このデータからみて、秩父古生層が等斜褶曲しているのではないことはまづまちがいない。

秩父古生層の褶曲の形態

論理を完全にするには、すべての場合を含むような検討をしなければならないが、もともと荒っぽい議論をしているので、そこら辺をゆるくすると、秩父古生層の褶曲形態は、ほぼ第2図あるいは第3図のようなものと考えられる。第3図の特徴的なことをあげると、全体としては底の平らな楕円形褶曲で、その中に低次の急な褶曲を含み、いずれの場合にも冠の尖った形である。



第2図

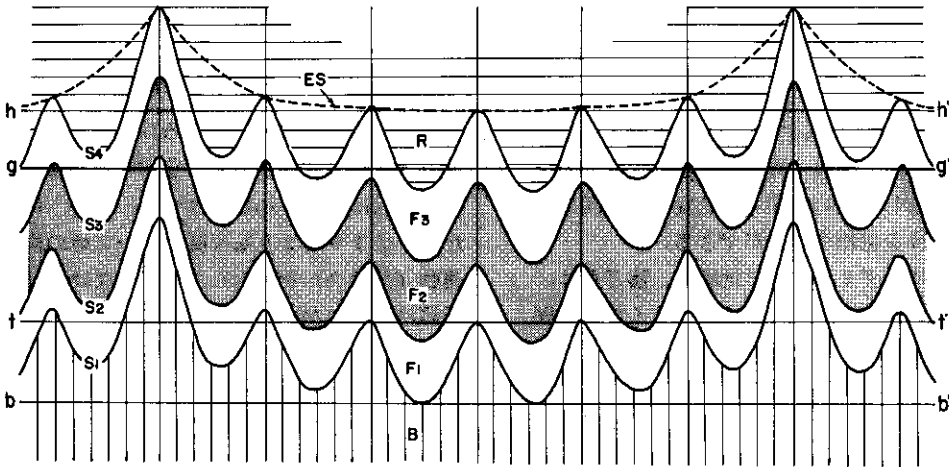
現在の地表面のレベルは $g - g'$ くらいに相当する。なぜなら二畳系 (F_3) が広く露出し、しかも、その中の上部層がよく保存されている。一方、石炭系の露出ははるかに小さく、かつ二畳系の背斜軸部に小さく露出している。さらに、シルル・デボン系はごく限られた所に、ほんのちよっぴり顔を出している。これが $g - g'$ のレベルに相当する訳である。

少し大胆に言えば、それは相似褶曲と考えてよいものであり、北上の知識(岩松 1969、1971) はそれを支持している。

変形層から成る地殻層の厚さ

第3図から表題の厚さを求めることができる。図の中央部付近に注目すると、低次の褶曲の冠から底までの厚さは hb である。これを hf と fb とに分けると、前者は秩父古生層の厚さに等しい。後者は F_3 層(二畳系)の厚さにほぼ等しい。なぜなら、二畳系の露出状態は、前節で検討したように、最上部が広く保存され、下限の石炭系との界面が時に露出しているという状態だからである。したがって、 hb の大きさは、秩父古生層全体の厚さに二畳系の厚さを加えたものに、ほぼ等しい。実際の数字は、南部北上、秩父、丹波の各帯ごとに、 $10,900 + 4,100 = 15,000$ m、 $5,400 + 3,000 = 8,400$ m、 $10,200 + 8,900 = 19,100$ m となる。

第 3 図



この研究の特徴と問題点

論文の中で、いい訳めいたことを述べるのはおかしいけれども、この会の精神から見て、こうした方がよいと思うので。

この議論の過程で、いくつかの問題を省略したり、無視したりしている。不整合による地層の欠如。層厚の測り方。相似褶曲と見なすこと。秩父古生層の基底面の形。断層など。これらは、問題のうち特に大きいものである。したがって、得られた結果も、自然の真実からは、かなりかけ離れたものであろう。つまり、形式論理をあやつって、観念論的なものを書いているわけである。これは、今までの僕が極力避けて来た研究スタイルでもある。

しかし、このような問題をはらみながら、敢てこれを書いたのは、地殻深部を推定するための方法・手段が、地物的なものだけでは

ないこと。地質的なものが可能であること、さらには、既存の地質学的データを活用する余地がまだまだ広いことなどを示したかったわけである。渡辺と共同で検討した地殻下層の問題も、原理的には同様な手法を用いたものであった。また「基盤岩類」2号(1972)に提起した上越の蛇紋岩体の問題も、未解決ではあるが、同じ発想のものである。

あとがき 信州大紀要に出した論文には、本題から少しはずれているけれども、秩父古生層の基盤が中部先カンブリア系であること、日本にはカンブリア・オルドビス系が欠如していること、北上のシルル・デボン・下部石炭系の分布の特徴などについても述べた。これらの点についても、あわせて御批判いただければ幸いである。

火成活動の構造規制

東京教育大学 藤田至則・萩原茂・関根勇蔵

堆積盆地の構造、すなわち、沈降の大小、盆地の中心・縁辺・後背などと、火成岩の分布、すなわちその種類・産状などとの間に密接な関係を見出すことができる。

とくに、グリーンタフ地域で、私どもは、それらの関係について、2つのタイプを区別することに気づいた。

これらの関係については、統一的ではないが、基本的には、東北大の生出慶司氏が提起済みである。同氏と大沼氏の地球科学50-51号の論文と、地団研専報における同氏と折本氏の論文は、この意味で重要と考える。

第1のタイプ：構造運動としては、沈降の大小が火成活動と密接な関係を示すものである。グリーンタフ変動の初期の現象である。

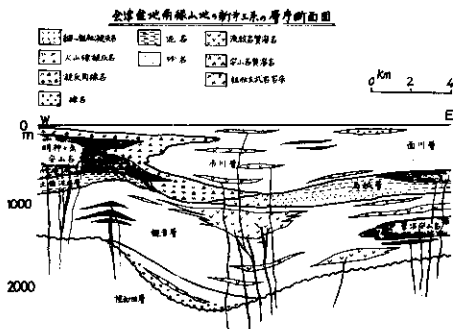
この例は、会津地方のグリーンタフ層にその典型をみることができる。すなわち、沈降量の大きい部分には大規模な流紋岩が活動するのに対し、沈降量のとくに小さい部分には安山岩の活動が行なわれ、両者の境界部で、性質の異なる火砕岩層が見事に交指している。

この場合、タイプの異なる火山岩の多様性

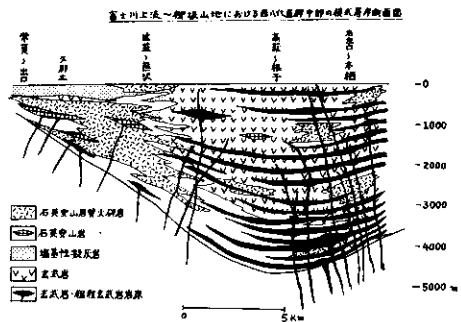
を、マグマの分化で説明するのか、それとも異なるマグマの同時活動で説明するのかは、岩石学的に検討されるべきであろうが、たかだか、径10~20km程度の同一盆地の構造運動（昇降性）を媒介して考察しなければ、問題は解決しないであろう。

第2のタイプ：沈降運動と同時に進行する後背地のドーム隆起とが、火成活動に密接な関係を示すものである。グリーンタフ変動の中期の特徴である。つまり、沈降の最盛期の火成活動の問題である。

このタイプの一例は、富士川流域のグリーンタフ変動の問題にみることができる。この点に関する藤田の主張は「伊豆半島」の論文にのべてあるので参考にしてほしい。この例に入るものとしては、かつて、生出・折本氏によって、紹介された東北地方中部のそれがあり、本年、この問題に関する団研が、生出氏を中心に結成されている。この第2のタイプは、藤田によれば、地向斜における、オフィオライト（超塩基性岩の活動期）と、変動時火成活動時代のそれと比較できるだろう。



タイプ1



タイプ2

八ヶ岳周辺の火山活動とその問題点

信州大学 小坂 共 栄

八ヶ岳火山や、その周辺に広がるいくつかの火山が、いつ頃発生し、どのような変化をたどって現在のような姿になったかを明らかにすることは、単に火山のことを知るというだけでなく、その活動に関連した堆積盆地の変遷、構造運動の性格など、第三紀～第四紀にかけての地史（特にフオッサ・マグナ内部での）を色々の面から明らかにすることができるという点で非常に大きな意義を持っている。現在ここでは、八ヶ岳・千曲川、美ヶ原などの各団研が総合的な調査を進めている。その詳細についてはここで報告することができないので、一般的な特徴や問題点などについて簡単に触れることにする。

北八ヶ岳横岳付近を南限として、北は鳥帽子・浅間山山麓部まで広く分布する小諸層群は、一部を除いて大部分火山碎屑物である。それらは、ほぼ鮮新世末～第四紀洪積世前期にかけて堆積したものである（地団研26回総会資料1972）。これと同時期の堆積物として塩れい累層・三城累層などがあるが、それらの膨大な火山碎屑物を供給した火山活動の中心がどこにあったかは不明な点も多い。しかし、その1つが横岳・蓼科山の位置する北八ヶ岳地域であったことはまちがいないと思われる。またこの堆積物をためこんだ盆地の形態や広がり・構造・堆積物の特徴は、その盆地が断層運動に伴って生じた陥没凹地的な性格を持っていることを示している。

美ヶ原・霧ヶ峯高原などの平たん地形をつ

くるものは、上述の火山碎屑物質を不整合におおって流れ出した各種の溶岩類である。それら溶岩の噴出中心はNW-S E方向のほぼ直線状の配列を示しているが、その方向は下位置中に発達する断層群のそれとよく一致している。この活動は洪積世前期の後半に最も活発であったと考えられ、その後の八ヶ岳火山の活動開始までは若干の活動休止・侵食の期間が存在した。

八ヶ岳火山は、洪積世中期に入って本格的な活動を開始したが、それはもっぱら陸上において激しい噴火をくり返しながら、大量の碎屑物・溶岩類を山麓部に供給するものであった。その間、活動の中心がNW-S E-S方向に移動したため、現在の火山体はその方向にいくつかの火山が複合したものとなっている。活動の終末期には北八ヶ岳において、溶岩円頂丘の形成があったことが知られている。

このように、八ヶ岳火山を含めてその周辺の一連の火山活動は、途中何度かの休止期があるとはいえ、鮮新世末期から洪積世後期まで、かなり長期間にわたって続いたものである。しかも、その活動の様式が地域・時代の違いによってかなり異なっている。最初に述べたような、この研究の目的を達成するためには、各火山体そのもの、あるいはその相互関係についてさらに一層詳しい検討を加える必要があると考えている。

新潟県新津背斜の構造解析（予報）

新津構造団研グループ

新潟油田地域は、古くからいわゆる「油田しゅう曲」の標式地として、非常によく研究されてきた。しかし、従来は層位学的あるいは生層序学的研究が主で、構造物理学的な研究はまだ緒についたばかりである。「油田しゅう曲」の成因についても、大別して、おもに水平方向からの圧縮による座屈しゅう曲説と基盤の昇降によるブロックしゅう曲説の2説が並列していて、いまだに決着がつかない。この議論をもう一段質的に高めるためには、構造物理学的な立場からの精確なひずみ像の把握と理論的実験的研究による検証が不可欠である。さいわい、新津油田地域は、小断層がよく発達していて、個々の部分のひずみ像を明らかにすることが可能であり、また、石油採掘に伴う地下の資料が豊富で、精確な深部構造をつかみやすい。このようなことから、「油田しゅう曲」の形成機構を明らかにするために、この地域をモデルフィールドに選び、団研を行なった。今回は小断層解析を中心に調査を行なったので、その概要を報告する。

新潟には数多くの油田しゅう曲があり、NE-SW方向に雁行配列している。新津油田はその中の一つで、新潟油田地域の最も東側の基盤に近い所に位置している。本地域の南部背斜軸附近には七谷寺泊期（中～上部中新世）の火山岩類（玄武岩・安山岩・石英安山岩溶岩および同質火砕岩）が分布しており、その上に砂岩泥岩互層の椎谷層（上部中新世）塊状泥岩の西山層（鮮新世）、砂質シルト岩の灰爪層が整合にのっている。西側では、これらを不整合におおって第四紀の矢代田層が分布しており、東南部では一部、洪積世の魚沼層が灰爪層を整合におおっている。

これらの地層がひとつの大きな背斜を形成

しており、南部ではNE-SW方向、中部ではN-S方向、北部ではNNW-SSW方向と弧状にカーブしており、北へ $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ プランジしている（第1図）。この背斜は、軸部で地層が薄く、翼部で厚い、いわゆる「薄頂背斜」をなしており、また、西翼でゆるく（ $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ）、東翼で急傾斜（ $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ ）の非対称な形態を示している。なお、東翼の急斜帯は火山岩の縁辺では断層に移化していることが従来から知られている。この断層は、今回の調査では確認できなかったが、ボーリングの資料から2,000m以上の落差があることがわかっている。

調査地域全域に、普遍的に発達している小断層は、各層準を通じてよく発達しており、



第1図

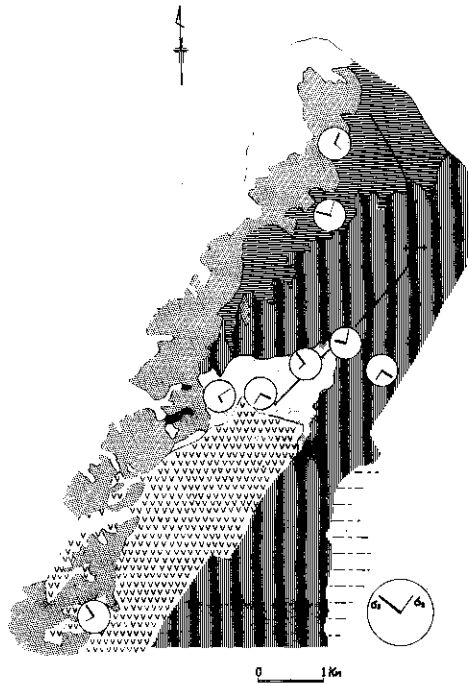
新津油田地域の地質図と小断層の極の投影（シユミット網上半球）

特に椎谷層の中で著しい。これらの断層は、ほとんどすべて gap fault で、しかもその大部分は正断層である。又、その走向は、南部では NE-SW、中部では N-S、北部では NNW-SSE 方向と、褶曲軸の曲りと非常によく一致している（第 1 図）。したがって、地層は、これらの断層によって、褶曲軸に直交する方向にのばされている。これらの断層の性質はすべてよく似ており、一応ハンマーで面を掘り出すことはできるが、はっきりとした開口型ではない。衣笠ら（1969）の定義による中間型に相当するものである。ここで、これらの断層を主断層系と呼ぶことにする。この主断層系には、シンセティックで高角（ $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ）な正断層とアンティセティックで低角（ $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ ）な正断層の 2 系統がある。この 2 系統の断層はお互いに切りつ切られつに関係にあり、明らかに共役の関係にあることが観察された。まれに、主断層系を切り開口性の洞切り断層が観察され、逆断層の共役セットは一ヶ所で見られただけである。

主断層系から復元された主応力軸の方向をみると、最大圧縮主応力軸 σ_1 は、層理面に垂直で、高角であり、中間主応力軸 σ_2 は褶曲軸に平行で、最小圧縮主応力軸 σ_3 は褶曲軸に直交し、かつ層理面に平行である。この傾向は各層準を通じて同じであり、主断層系は同一の応力場で形成されたことが考察される（第 2 図）。主断層系の中には、先矢代田の不整合を切るものと、不整合面によって切られているものが存在する。この事実より主断層系の発生した時期を考察すると、主断層系は矢代田層堆積以前に発生し、矢代田層堆積以後も同一の応力場で引き続いて形成されたものである。

以上のことから、主断層系はしゅう曲運動によって形成され、しゅう曲は矢代田層堆積前後にわたる一連の運動によって形成されたことが考察される。

これらの事実から、東側から西側への傾動



第 2 図
主断層系の共役セットから求めた主応力軸の方位（ウルフ網上半球投影）

モデルを考え、粘土によるモデル実験を行って見たが、背斜部に縦走性の低角と高角な正断層が形成された。又、基盤の端部の上方に落差の大きい、高角な正断層が形成された。この実験結果はいまのところ、野外での観察とは矛盾しないが、更に別のモデルによる可能性を考察中である。

今後の問題としてしゅう曲を形成した基盤は何か、火山岩類が基盤として働いたのか、それとも、もっと下にあるのかを明らかにする。層相層厚法を駆使してより精確なひずみ像を明らかにする。背斜の東翼にある、2,000 m 以上の落差を持つ断層、それに伴う変形を確認し、急斜帯の調査を行なう。更に精密な小断層解析を行ない、新津油田全域のひずみ像を明らかにしていくことにより、“油田しゅう曲”の形成機構を解明できるものと思う。

房総半島の水準点の変動解析

芝浦工大 石川正晴・小北悟・村田康夫
地質調査所 鈴木耐元・小玉喜三郎

房総半島を一巡して設置されている一等水準点の、1898年以来の資料を解析した。

筆者等の解析法は、次の通りである。ある路線上の任意の三点を選ぶ。一般には、相隣る三点をとって計算した。それら各点の変位差と各水準点間の距離とその方向から、その三角形の傾斜方向と傾斜量を求める。その結果に基いて、等変動量線を描いた。

解析結果

(1) Fig. 1 (1898~1923)

全体的にみて、半島全体が館山北方を頂点として隆起している。細かくみると、B. M. 3849 - B. M. 3864 は、北へ傾動する。その間の変位差は約1mである。B. M. 3897 - B. M. 3904 付近も同様に、東に傾動し、その間の変位差は約0.6mである。

(2) Fig. 2 (1923~1930)

地震により隆起した部分が全体的に沈降している。館山北方にその傾向が強い。B. M. 3849 - B. M. 3864 は、前期と逆に南に傾動している。B. M. 3898 - B. M. 3903 は、前期は東、今期は南へ傾動するという逆の動きを示している。

(3) Fig. 3 (1930~1965)

半島全体の沈下率は小さくなった。東海岸付近や、B. M. 1094 付近に隆起がみられる。また、茂原・市原付近に著しい地盤沈下がみられる。B. M. 3850 - B. M. 3860 は、コンターが海岸線に平行となり、前期までとは全く異なった動きを示している。

(4) Fig. 4 (1965~1969)

半島全体にわずかずつの隆起がみられる。B. M. 3888 - B. M. 3850 は、1965年以降北西方向から、南東方向へと傾動が逆転している。B. M. 3885 - B. M. 3895 のコンターがその周辺地域と異り、北方向に傾

動運動を示している。B. M. 3855 付近はまたコンターが海岸線に直交する動きを示している。この4年間は、幾つかのブロック毎の固有の動きが顕著である。

(5) Fig. 5 (1969~1971)

半島の中央部に隆起帯があり、この隆起帯から南下りの傾斜となっている。先端付近に沈下がみられる。

(6) 房総半島は関東大地震(1923)によって、南西部を中心に大きく隆起したが、その後単調な沈下運動をたどってきた。最近再び南部に隆起がみられるようになってきた。また東海岸にそっては、一定した海岸への傾動がみられ注目される。(詳細は、地調月報に報告の予定である。)

なお、本研究にあたって、東京大学地震研究所岡田惇氏、ならびに国立防災センターの高橋博・勝山よし子・尾崎睿子の諸氏にご指導いただいた。

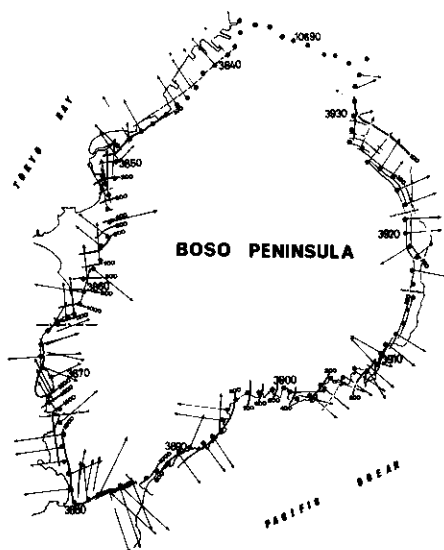


Fig. 1 (1898~1923)

封圧下における岩石のポアソン比測定

名古屋大学 宇井啓高
新潟大学 服部昌樹

地殻条件下において、岩石の物性が応力と共にどのように変化するかを知る一つの手段として、筆者は岩石のポアソン比を測定している。Price (1958) は、石炭紀の砂岩を実験材料として、岩石のポアソン比を測定し、ポアソン比が応力と共に変化することを示した。その後、封圧下で、一定差応力のもとで封圧を変化させて、岩石のポアソン比を測定するという実験は、筆者の知る限り、Price 以来行なわれていないようである。Price (1958) の実験は、封圧 280 Kg/cm^2 、差応力 $350 \cdot 600 \cdot 840 \text{ Kg/cm}^2$ の条件であって、地殻にあてはめればかなり浅所の条件でしかなかった。実験の結果彼は、ポアソン数が封圧に関係なく、ある差応力で一定となることを示した。筆者の実験では、差応力 $500 \cdot 1000 \cdot 1500 \cdot 2000 \cdot 2500 \text{ Kg/cm}^2$ のもとで、Price 流の実験が行なわれた。例えば差応力 500 Kg/cm^2 の場合、まず荷重を 1.5 ton まで加え、その後荷重と封圧を同じ割合で、差応力が常に 500 Kg/cm^2 となるように増加して、資料のたて、よこの歪を測定する。荷重を 1.5 ton とするのは、資料の断面積が 3 cm^2 であるからで、この場合の応力は 500 Kg/cm^2 となる。実験の結果、差応力一定の条件下では、封圧の影響がとくに横歪に大きく表われることが明らかになった。破壊強度の観点から一般的に、封圧が大であれば破壊強度も大になり、従ってこわれにくいと云えるが、歪の観点からも、差応力一定の条件では封圧が大となるほどこわれにくいと云える。

さて、次に封圧 $500 \cdot 1500 \cdot 2000 \cdot 2500 \text{ Kg/cm}^2$ で破壊実験を行ない、たて、よこの歪を測定した。実験の手続きは、まず所定の封圧 (例えば 500 Kg/cm^2) まで増圧し

たのち、荷重を一定歪速度 ($10^{-4}/\text{sec}$) のもとで増加する。はじめ、たて、よこ両方とも封圧下で縮み、その後の荷重によって、よこ方向の歪は伸びに転ずるが、まだ封圧の影響を直接残して、歪の量はマイナス、つまり縮みの状態である。破壊に至るには横歪の総量がプラスつまり伸びになる必要がある。このマイナスからプラスへの移行は当然封圧に影響され、しかも封圧が大であればあるほど、その影響も大きい。この場合、封圧が大となればなるほどポアソン比は小さな値で破壊する傾向がある。

まだ詳細なデータ解析をしていないので非常に大まかな結論しか云えないが、それを以下に列挙する。

- (1) 差応力一定で封圧を増加させると、ポアソン比は小さくなる傾向がある。
- (2) 封圧の影響はよこ歪に大きく働く。
- (3) 破壊に近づくとき、よこ方向の歪が急増することによって、ポアソン比が急増する。
- (4) Price (1958) のように、ある差応力で、封圧に関係なくポアソン比が一定となるということはないようだ。
- (5) 断層などの破壊現象は、破壊のおこったところから、差応力の小なる方へと進行し易いであろう。

以上のようなことが云えそうであるが、今後絶対に検討しなくてはならない問題として封圧下におけるひずみ計の見かけひずみの問題、ひずみ計の限界ひずみの問題がある。これらの問題は実験結果に大きな影響を与えるので詳細な検討を加えながら、データを整理していきたい。

造構応力を受けた岩石の弾性波速度について (予報)

地質調査所 衣笠善博

岩石が応力場におかれるとき、その弾性波速度が変化する事は、弾性領域内で実験的にも、理論的にもたしかめられている。

一方岩石は弾性的性質だけでなく、塑性的粘性的性質をもっており、歪についていえば応力が解放された後も、永久歪として残る。この残された永久歪は、応力化石として構造解析に利用される。

弾性波速度に、もし永久歪と同様の応力化石としての性質があるなら、いかえると応力が解放された後も完全にもとの速度にもどらないで、受けた応力の性質を保存するとすれば構造解析に利用され得る。

予察的に、造構応力場(の方向だけ)が既知の褶曲した地層から得た試料について、さまざまな方向での弾性波速度を測定し、

“Velocity fabric diagram”を作成したところ、両者の間に対応関係が認められたので以下に記す。

測定した試料は房総半島南端白浜町附近に分布する上部中新統の畑互層中のやや粗粒の泥岩である。定方位で採集し、自然乾燥の後切断・整形した。測定方向は、岩石の切り方から20方向となった。測定長は約12cmでノギスで $\frac{1}{10}$ mmまで測定した。弾性波の伝播時間は固有周波数200KCのチタン酸バリウムの振動子を用い、ブラウン管上のシヨットマークと初動の立ち上がり間を写真撮影し、スケールルーペで0.1 μ sまで読み取った(物理探鉱技術協会、1962参照)。

測定結果の一例を第1図に示す。最も速い速度は1.678 Km/secで、最も遅い速度は1.511 Km/secである。その差は約10%であり、測定精度が1%程度であるので、有意の差を示している。

第1図には、小断層解析から求められた試料採集地点周辺の褶曲構造形成時の主応力軸の方向をも記入した(衣笠・垣見1972)。

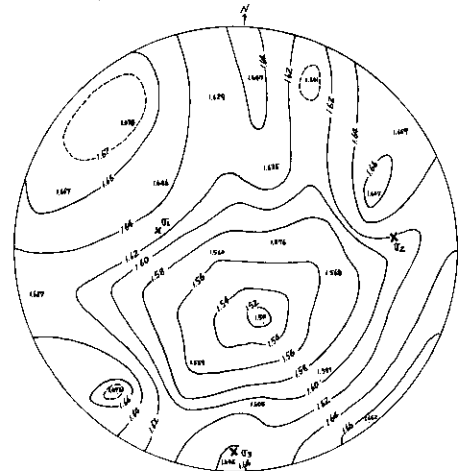
σ_3 が最大圧縮主応力軸、 σ_2 が中間主応力軸、 σ_1 が最小圧縮主応力軸である。

最も速い速度を示す方向は、 σ_3 の方向とほぼ一致し、最も遅い方向は σ_3 とおおよそ(約30°はなれているが)一致する。速度の測定が岩石の切り方から30°間かくという粗い間かくである事や、小断層解析に用いた断層の発達が悪いために主応力軸の方向に若干のバラツキが予想される事から、上にのべたように弾性波速度の遅速と、主応力軸には対応関係があるとみなせよう。地層面の方向と弾性波速度との関係は認められなかった。

今後三軸圧縮試験によって、加えた荷重と荷重を取除いた後の弾性波速度の間の定量的な関係が求めれば、岩石の弾性波速度とその“Velocity fabric diagram”は定量的な応力化石として、構造解析にはたす役割は大きいと思われる。

文 献

物理探鉱協会(1962):物理探鉱15.1 p.46-53. 衣笠善博・垣見俊弘(1972):地球科学、26.4 p.159-163.

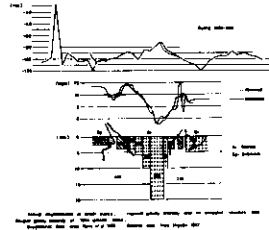


第1図 “Velocity fabric diagram”
単位: Km/sec

花崗岩類岩体の上昇から求めた花崗岩類および上部地殻の粘性係数について

東北大学 大槻 憲四郎

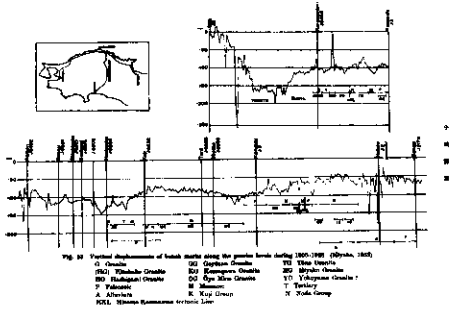
第2図



これまで、花崗岩類、および地殻の粘性係数を求めた例は少い。

筆者は第1図⁽¹⁾に示すような花崗岩類岩体の分布と一等水準点の相対的上昇の見事な相関に着目し、以下に述べるような方法で粘性係数を求めた。なお、ここでは岩石をニュートン流体と仮定した。

第1図



1. 花崗岩類の粘性係数

ナビエーストークスの運動方程式によれば楕円管 $x^2/a^2 + y^2/b^2 = 1$ を流れる、粘性係数 η の流体の管内速度分布、 u は

$$u(x, y) = \frac{a^2 b^2}{2(a^2 + b^2)} \left(1 - \frac{x^2}{a^2} - \frac{y^2}{b^2}\right) \frac{1}{\eta} \frac{dp}{dz} \quad (1)$$

で示される。ここで P は Z 方向の流体圧である。

第2図によれば、遠野花崗閃緑岩体中央やや東寄りに、比重 2.66 の部分が地下 20 km に及んでいることがわかる。このことと、本地域の重力異常図を考慮し、ここでは平均比重 2.70 の岩石中に、本岩体中心部に相当する、比重 2.62 の部分が水平断面 $x^2/(4 \text{ km})^2 + y^2/(10 \text{ km})^2 = 1$ で、地下 20 km に達する楕円柱状分布をなしており、浮力による流体圧 $dp/dz = (2.70 - 2.62) g$ によって、楕円管内の花崗閃緑岩が上昇するというモデル

を採用する。

岩体断面図中ピークを示すベンチマークの位置は、上記モデルの $x = 0, y = 7 \text{ km}$ にあり、相対的上昇量は $5.4 \text{ cm} / 100 y$ である。従って、式(1)を用いれば、花崗閃緑岩の粘性係数として、 $\eta = 1.6 \times 10^{21}$ (ポアズ) を得る。

2. 上部地殻の粘性係数

第1図で明らかな、花崗岩類岩体の上昇という事実から、比重 ρ' の楕円体花崗岩類岩体 (粘性係数 η') が、比重 ρ の上部地殻 (粘性係数 η) 中を、浮力によって速度 v で上昇するモデルが考えられる。

上記モデルの場合には、

$$\text{岩体の浮力 } F = (\rho - \rho') \cdot 4/3 \pi abc \cdot g \quad (2)$$

$$\text{岩体の抗力 } F' = 2\pi v \eta R \cdot (2\eta + 3\eta') / (\eta + \eta') \quad (3)$$

$$\text{ここで、 } R = 8/3 \cdot abc / (x_0^2 + a_0^2 C^2)$$

$$x_0 = abc \int_0^\infty \frac{1}{\{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)\}^{1/2}} d\lambda$$

$$a_0 = abc \int_0^\infty \frac{1}{\{(a^2 + \lambda)\{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)\}^{1/2}} b\lambda$$

であり、 $a \cdot b \cdot c$ は楕円体の $x \cdot y \cdot z$ の各軸の長さをあらわし、運動は Z 方向 (垂直方向) である。

この運動は準静的運動であるから、 $F = F'$ 従って、(2)・(3)式から、

$$\eta = \frac{2}{3} \frac{(\rho - \rho') abc g}{v R} \cdot \frac{\eta + \eta'}{2\eta + 3\eta'} \quad (4)$$

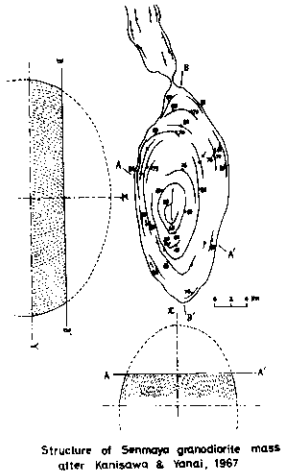
である。

次に、(4)式に基づいて、千厩花崗閃緑岩岩体と茨木複合岩体の能勢岩体について検討する。

i) 千厩岩体の場合

岩体の形： $a = 6 \cdot b = 14 \cdot c = 10$ (km)
の楕円体に近似できる(第3図⁽³⁾)。

第3図



比重差： $(\rho - \rho') \div 0.1$ と推定される。

上昇速度：同岩体の絶対年代には 119 ± 5 my⁽⁴⁾、 114 my⁽⁵⁾ などがあるが、ここでは代表値として 116 my を採用する。岩体の固結後の相対的上昇量を 5 km 程度とすると $v \approx 0.43$ cm/100y となり、 $\eta = \eta'$ とした場合は $\eta \approx 7.4 \times 10^{22}$ (ポアズ)、 $\eta \gtrsim 10\eta'$ とした場合には $\eta = 9 \times 10^{22}$ (ポアズ) となる。

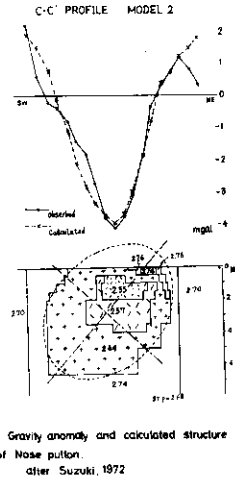
ii) 能勢岩体の場合

岩体の形： $a = 4.5$, $b = 3.5$, $C = 4$ (km) の楕円体に近似できる。この岩体の C 軸は傾いているが、これを考慮しない(第4図⁽⁶⁾)。

比重差： $(\rho - \rho') \approx 0.12$ ⁽⁶⁾ である。

上昇速度：同岩体の絶対年代には 9.6 my⁽⁷⁾、 $8.3 \sim 7.9$ my⁽⁷⁾ などがある。ここでは代表値として 9.0 my を採用する。上昇量は同岩体の火山岩の性格をあわせもつ複合岩体であることを考慮し、 2 km 程度とする。この場合、上昇速度 $v = 0.22$ cm/100y であり、 $\eta \approx \eta'$ としたとき $\eta \approx 7.2 \times 10^{22}$ (ポアズ)、

第4図



$\eta \gtrsim \eta'$ としたとき $\eta \approx 9.0 \times 10^{22}$ (ポアズ) となる。

以上のことから、上部地殻の粘性係数は、 $7 \sim 9 \times 10^{22}$ (ポアズ) と考えられる。

なお、上記の計算に用いた相対的上昇量は推定の域を出ず、より有効な方法——例えば岩体をおおう新期の堆積物の高度——を使えば、粘性係数の精度はより高まるであろう。

また、水谷伸治郎氏より、先に求めた花崗閃緑岩の粘性係数は、むしろ岩体のまわりの岩石の粘性係数を示しているのではないかと、この指摘をうけたが、筆者もそれに賛成し、お礼を申し上げるものです。

引用文献

- (1) 小貫義男、東北大地質古生物邦報(1969)
- (2) 加納博その他、UMP A-Zone 連絡紙 No.9. p.29-43 (1968)
- (3) 蟹沢聡史、矢内桂三、UMP A-Zone 連絡紙 No.8. p.19-20, (1967)。
- (4) Shibata, K. & Millar J. A. Bull. Geol. Surv. Jap. vol. 13, No. 8, p.709-711. (1962)
- (5) 河野義礼、植田良夫、岩鉱、vol. 53, p.143-153 (1965a)。
- (6) 鈴木正芳、秋田大卒論、(1972), (未公表)
- (7) 石坂恭一、MAGMA, No. 28, p. 8 (1972)。

断層系に囲まれたブロックの流動変形

大阪市立大学 横田 修一郎

西南日本内帯、特に近畿三角帯と呼ばれる花崗岩を主とする上部地殻では、第四紀以降東西圧縮が継続しており、その応力条件下では互いに共役な2方向の横ずれ断層系(NEE-SWW および NWW-SEE)が発生し、それら断層系の発達とともに、それにより画されたブロックが次第に明確になりつつあると考えられている。これらブロックが出現した後、さらに水平圧縮が継続しているならばブロック単位での構造運動(沈降、上昇、傾動等)を生じるであろう。その構造発達過程は、多くの人々により論じられている(第1図)。

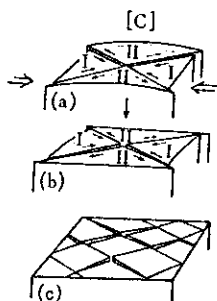
しかし、それらブロックの内部にも同時に order の異なる小断層、節理等が無数に生じており、これはブロックが剛体ではなく内部にも変形を生じた結果と考えられる。

側方圧縮状態にあるブロックの変形(特に垂直成分)はその境界、すなわちまわりの断層系のパターンに支配されたものであり、そのようなブロックの形状固有の隆起パターンを調べる必要があろう。

ところで地殻構成物質は、地質学的時間では弾性体よりもむしろ粘性体による近似の方が適当であると考えられており、筆者も圧縮性を有する Newton 流体を採用した。

計算方法は Dieterich 等の確立した Modified Finite Element Method を3次

第1図
水平圧縮応力によるブロック運動
(藤田和夫による)



元に拡張して行なった。

すなわち、応力-歪速度関係式は、

$$\sigma_{ij} = 2\mu \epsilon_{ij} + \delta_{ij} \lambda \epsilon_{kk} \quad (i, j, k=1 \sim 3)$$

ここで δ_{ij} は応力テンソル、 ϵ_{ij} は歪速度テンソル、 δ_{ij} はクロネッカーのデルタ、 μ 、 λ はともに粘性係数で Dieterich に従って $\lambda/\mu=4$ という値を用い、全領域で一定と仮定した。

座標系は東西に x 、南北に y 、上下に z 軸をとり、速度ベクトルの各成分を u 、 v 、 w とすれば3次元の歪速度テンソルは次のように表わせる。

$$\epsilon_{11} = \frac{\partial u}{\partial x} \quad \epsilon_{12} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad \epsilon_{13} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

$$\epsilon_{21} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad \epsilon_{22} = \frac{\partial v}{\partial y} \quad \epsilon_{23} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right)$$

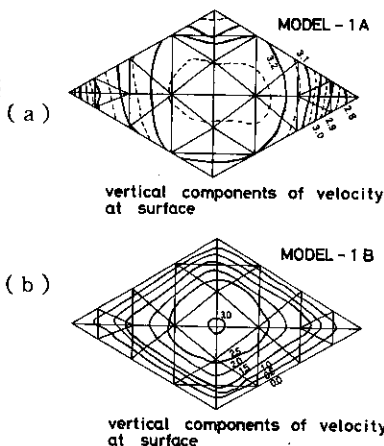
$$\epsilon_{31} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad \epsilon_{32} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad \epsilon_{33} = \frac{\partial w}{\partial z}$$

計算した Model は、ブロックの形により、Model-1、Model-2 とし、又境界条件の違いによりそれぞれをさらに A、B に区分した。

ブロックの大きさとして、長軸 10 km~20 km、深さ 5 km 程度を念頭においている。

Model-1 は互いに共役な2方向の断層系

第2図



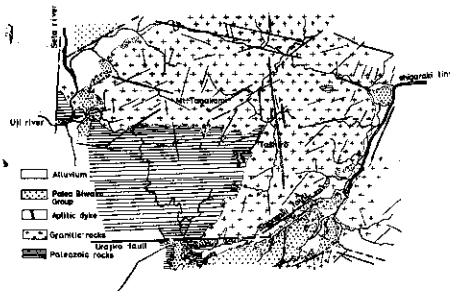
のみで形成されたと考えられる理想的な rhombic block (ヒシ形ブロック) である。

その境界条件は Model-1-A では、側面において、 $u = U_0 x$ 、 $v = 0$ 、又底面では $w = 0$ 、Model-1-B では、側面で $u = U_0 x$ 、 $v = 0$ 、 $w = 0$ 、底面で $w = 0$ である。ここで $u = U_0 x$ としたのは、 $\epsilon_{11} = \frac{\partial u}{\partial x} = U_0 (= \text{const})$ となり、東西に一定の歪速度を加えた状態となるからである。

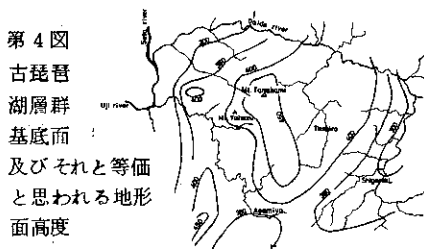
A、B それぞれ節点数は 81、単位四面体数は 216、速度成分の未知数は A では 120 B では 88 である。

第 2 図 a、b はそれぞれ東西方向の歪が 10^{-3} となった時の変形速度の垂直成分のパターンである。A ではブロックの先端部において急傾斜となり、中央部に平坦部を生じている。したがって「横ずれ断層に伴なわれる隆起部の平面的位置関係」(平野 1971) にほぼ一致すると思われる。又 B では等速度線は外縁に平行に生じている。

次に Model-2 は現実のフィールドにおける断層系に即して組み立てたものであり、対象は琵琶湖南方の湖南山地と呼ばれる地域である(第 3 図)。



第 3 図 Model-2 の対象地域、地質概略図



第 4 図 古琵琶湖層群基底面及びそれと等価と思われる地形面高度

花崗岩(白亜紀)及び古生層の基盤岩類は古琵琶湖層群(鮮新-最新世)によりその一部を覆われている。また、この山地はまわりを E-W、N-S、NWW-SEE、NE-SW 等の断層系に囲まれており一部では古琵琶湖層群はそれらに切られている。

古琵琶湖層群及びその相当層は山地内部にも点在し、さらにその基底面と等価と思われる地形面が広範囲に認められ、それらを総合した等高線図を描くことが可能である(第 4 図)。

Model-2-A、B ともに Model-1 と同様の境界条件であるが、水平方向に非対称な形のブロックである。

この表面における隆起速度のパターンを第 5 図 a、b に示す。

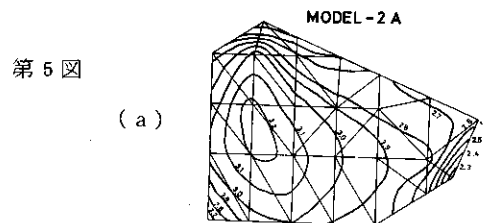
A では東半分は高原状の地形を生じ、隆起軸は西へいくほど南北になり明瞭になる。したがって第 4 図と隆起パターンはほぼ一致する。この場合、まわりの断層面での摩擦による引きずりを考慮に入れば、実際は A、B の中間的なパターンとなることが推測される。

引用文献

平野昌繁(1971): 地質雑、77巻、4号、p.171~182

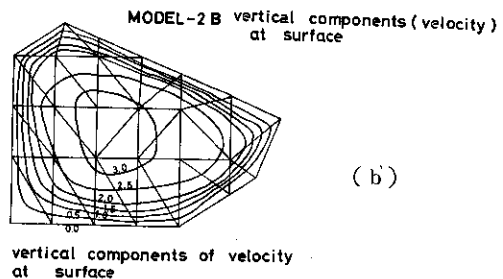
J. H. Dieterich & Onat(1969): J. G. R. Vol. 74, No 8

藤田和夫・岸本兆方(1972): 科学



第 5 図

(a)



(b)

構造地質学における次元解法

広島大学 嶋 本 利 彦

物理量が次元をもつために、物理量間の関係式は当然ある種の制約を受ける。例えば二つの物理量の大小を物理的に論ずる際には、両方の物理量の次元は等しくなければならない。次元解析とは、このような制約を最大限に利用して物理学の問題を解こうとするものである。ここでは、次元解析の手法を、構造地質学の簡単な問題に応用してみよう。

次元解析ではPi定理が最も重要な役目を果たす。Pi定理は、Buckingham (1914) によって初めて提唱され、後に Bridgman (1932)、Langhaar (1951)、Birkhoff (1960) 等によって、厳密な証明が与えられると共に、数多くの例によってこの定理の有用性が示された。簡単な例として、「媒質中の単層が層に平行な圧縮力を受けて褶曲する際に、褶曲の波長を決めるものは何か」という問題を考えてみよう。物質はNewton流体であると仮定し、慣性力・重力の影響は考えないことにする。Pi定理を適用すると、この問題を何ら厳密に解く事なく、直ちに次式を導く事ができる。

$$\frac{L}{h} = \phi \left(\frac{\eta}{\eta_1}, \epsilon_s \right)$$

ここに、 L 、 h 、 η/η_1 、 ϵ_s は、それぞれ褶曲の波長、層厚、層と媒質の間の粘性率の比、系の平均ひずみであり、また ϕ は未知関数である。この問題を実験的に解くためには、 L/h 、 η/η_1 、 ϵ_s を変動させて、未知関数 ϕ を実験的に決定してやればよい。次元解析を用いない時には、 L 、 h 、 η ・・・を全て独立なParametersとして実験を進めなければならないのだから、次元解析がいかに実験の労力を軽減せしむるかはもはや明白であろう。このように、次元解析は実験の補助手段として極めて有効に利用する事ができるのである。Pi定理は、また、物理現象の相似性の問題にも適用できる。構造地質学では、相似性の判定法として、Hubbert (1937) の方

法が広く用いられているけれども、私は、Pi定理を用いる方法の有用性を強調したい。Hubbertの方法が、「二つの系の間の相似性」を研究の対象とするのに対し、この方法は、「同種の問題において、変形様式を支配する独立なParameterは何か」という点に研究の主眼をおく。Hubbertの方法は確かに簡便ではあるが、同種の問題を総括的に研究する時の補助手段としては、Pi定理を用いる方法に遙かに及ばない。例として、先程と同じく、単層-媒質系の褶曲のひずみ特性を考えよう。Pi定理を用いると、簡単な推論によって、容易に次のような結論を導びく事ができる。

- (1) 系のひずみ状態は、 η/η_1 と ϵ_s のみに規定される。(注：厳密には物質の圧縮性をも考慮する必要がある。)
- (2) 系のひずみ状態は、系の平均ひずみ速度 $\dot{\epsilon}_s$ のtime-historyに影響を受けない。

従って、模型実験では、 η/η_1 と ϵ_s を変動させて、系のひずみ特性を調べればよい。また、実験結果は、多様な $\dot{\epsilon}_s$ のtime-historyをもつ系に対しても、適用する事ができる。

ここで紹介したのは極めて簡単な例にすぎないけれども、全く同じ手法を他の色々な問題にも適用し得る事は言うまでもない。構造地質学、特に模型実験の分野では、これまで以上に次元解析の手法が活用されてよいのではないだろうか。なお、次元解析に関する書物としては、次のものに定評がある。

Birkhoff, G., (1960)

Hydrodynamics, revised ed.,
Princeton Univ. Press.

Bridgman, P. W., (1931)

Dimensional analysis, 2nd ed.,
Yale Univ. Press.

Langhaar, H. L., (1951)

Dimensional analysis and
theory of models. John Wiley.

造構運動に関する Belousov の

仮説は正しいか

広島大学 嶋本利彦・池田幸夫

造構運動に関する Belousov の仮定は単純かつ明快である。彼は、上下方向の運動を第一義とみなし、水平圧縮力には、昇降運動に伴う二次的なものという意義しか与えない。私達は、この仮説の正否を知るために、粘性曲げ褶曲の数値実験を試み、若干興味ある結果を得たので、ここにその概要を報告する。

曲げ褶曲は、地層面にほぼ直交する不均一荷重によって形成される⁽¹⁾。ここでは、層状岩石系の下部境界が正弦関数状の変位をうけるモデルについて解析を進めた。構成物質はニュートン流体であると仮定し、重力の影響は考えなかった。また、解析には有限要素法を用いた。この場合、地層が最も強く押し上げられる部分に背斜構造が、逆に、下向きの力が最大となる所に向斜構造が形成されるが、それらの特徴は次の4点に要約される。

〔a〕 褶曲の形態は境界変位に対応し、上の層準ほど褶曲の発達は弱くなる。

〔b〕 層厚は一般に背斜部で薄く向斜部で厚くなるけれども、Competent layer ではほとんど層厚の変化が認められない。

〔c〕 変形の過程において、系の内部に特徴的なひずみ像が発達する。応力像は、ひずみ像にほぼ等しく、Hafner が解析した弾性体の曲げ褶曲の結果とも調和する⁽²⁾。また、曲げ褶曲の応力、ひずみ特性は座屈褶曲の場合と全く違っている。⁽³⁾⁽⁴⁾⁽⁵⁾

〔d〕 系の内部には、地層が伸ばされる領域と縮められる領域が存在するが、地層の短縮量はひずみ量にして15%を越える事はない。

この中で、特に重要なのは〔d〕の結果である。Belousov が主張するように、昇降運動の結果、地層が二次的に短縮を受ける領域が確かに存在する。しかし、地層が高々15%ほど短縮するくらいで、はたして天然で観察されるような発達した座屈褶曲が形成されるであろうか。Dieterich と Carter の研究によれば⁽⁴⁾、この程度の地層の短縮が極めて微弱な褶曲しか形成し得ない事は明白である。従って、この数値実験に関する限り、Belousov の仮説は根拠をもたないと判断せざるを得ない。

無論、この解析は極めて単純な系の変形に限定されており、詳しくは今後の研究を待たねばならない。解くべき多くの問題が残されているけれども、その中でも、重力の影響を解析する事、粘弾性物体について解析をする事、より複雑な境界条件での解析をする事の3点は特に重要であろう。

文 献

- 〔1〕 Ramberg, H. (1963), Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 42, p. 1-20.
- 〔2〕 Hafner, W. (1951), Bull. Geol. Soc. Am., vol. 62, p. 373-398.
- 〔3〕 Hara, I. et al. (1968), Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C, vol. 6, p. 51-113.
- 〔4〕 Dieterich, J. H. and Carter, N. L. (1969), Am. Jour. Sci., vol. 267, p. 129-154.
- 〔5〕 Dieterich, J. H. (1969), Am. Jour. Sci., vol. 267, p. 155-165.

確率論的モデルについて

名古屋大学 水谷伸治郎

1. あることと他のこととの間に厳密な対応関係があってそれが関数によって記述できる場合、これを最も一般的に、 $y = f(x)$ のように表わす。このような関係を利用して多くの問題の解析が試みられている。この種の数学的扱いは、われわれが実際に観察するいろいろな現象の中から、おそらく最も基本的で、共通普遍的であろうと思われる法則性を見出し、それを用いて新たな問題を論じようとするものである。したがって、それによって、時に、議論がかなり現実からかけ離れていくこともないわけではない。だがそれだからといって、このような考え方が間違っていると断定することはできない。一方、実際に見られる現象は、極めて複雑であり、またそれ故に、あたかもこのような考え方を強く拒絶しているようにみえることもある。しかしよく見つめてみると、そこにはむしろ考え方や取り扱い方に極度の理想化や単純化がなされていたり、不自然な仮定が設けられていることが多い。確かに、普遍性を求めたり、解の得られ易い形で記述したりする場合には単純化やモデル化は研究の過程で欠くことのできない段階である。しかし、次にはわれわれはどうしてもその不自然さをとり除かねばならない。自然現象の複雑さを、いくつもの単純化された関係のからみ合いの形で表わし、例えば、多元連立方程式を解いていくという方法は、その一つであろう。

複雑と称されるものの一部には、微小に区分された各部分において、問題となる性質が同一でなかったり、規則的でなかったりすることに起因しているものがある。わずかなそのゆらぎが時には奇妙な見かけを呈する原因になることもある。逆に、かなりのゆらぎがあるようにみえても、全体としてみると、ほとんどその影響が表れていないこともある

う。いずれにしても、そのような性質は、「平均的にみればこうだが、すべては必ずしもそうではない」という確率的なものであってこれが最初に述べた厳密な意味での対応関係に加わって、自然現象を複雑にしていると考えられる。このような見方を、例えば時系列で表わすことのできる現象についていえば、 $F(t) = G(t) + R(t)$ というような形で示されるであろう。tは時間であり、 $G(t)$ はある現象を決定論的にきめるもの、 $R(t)$ は確率論的にきめるものである。

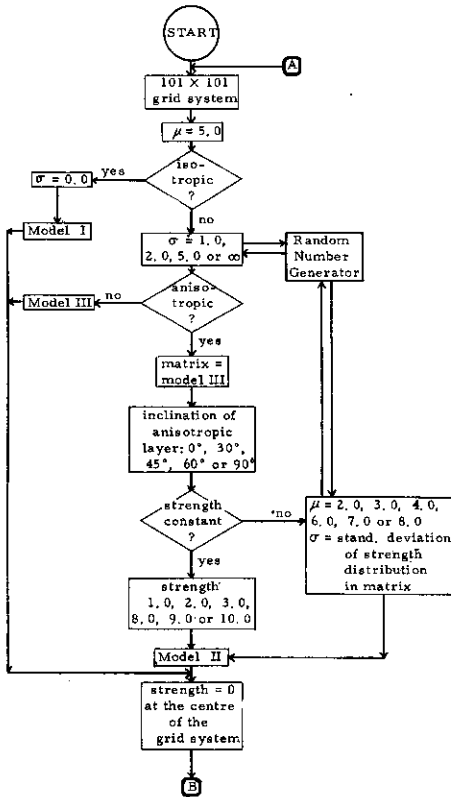
2. 物体に力を加えて、その強度の限界をこすと、最大圧縮応力軸に対して斜に破壊面が生ずる。これは主応力軸を座標にとって計算をして得られる結果である。しかし、その計算には、対象として取扱う物体は全く均質であるという仮定が入っている。この仮定が認められる限りにおいて、その結果は正しい。そして、事実、まっすぐに伸びる節理が発達していたり、さらにそれと共役な関係にあると考えられるもう一つの異なった方向のわれ目が観察されたりする。もし、物体が均質でなかったら、われ目はどのようになるであろうか。異常に弱い部分がある物体であれば、間違いなくわれ目はその弱い部分に発達して行くであろう。また、強い部分があれば、そこを避けて行くかも知れない。この問題を次のように整理してみる。

i) 取扱う物体の均質性、異方性、不均一性は、それを細かく分けた小部分の強度の大きさがどのような分布をなすかということによって表わされる。

ii) われ目の発達は、問題の物体のまさに破壊されんとする小部分の強度とそこに働く応力との大小関係によって定まる。不均一性や異方性を有する物体内に発達するわれ目のパターンを知るために、まず、その物体内の微小部分の強度を確率分布で与えてそのモデ

ルを作っておき — 室内実験における供試体の準備にあたる — (第1図)、その中でできるわれ目を、その微小部分が破壊するかもしれないかの条件をチェックしながら、追跡する — 力を与えて破壊する状態を高速度カメラで撮影することにあたる — (第2図)、ということは何種類もの異なったモデルについてやってみればよい。このようにして得られたわれ目のパターンは(第3図)、異方性や不均質な物体内にあるそれとよく似ている。

この例は、物体の性質を完全に理想的なものではないとして、そこに確率論的な要素を



第1図

物体を(101×101)の微小部分に分け、各部の強度を乱数を用いて定める。層状構造がある場合、その部分の強度や角度も与えられる。これによって245種のモデルが準備されることになる。—Hattori and Mizutani(1971)Fig. 3A.

加えて検討したものである。問題となる現象を研究する場合に、どこに、どの程度、どのような要素を入れて検討するかをきめるのは研究者の創意によるものであって、それに制約があるわけではない。また、かなり実際に近い過程やモデルができたとしても、何らかの形で、それが解け、実例と比較できるように

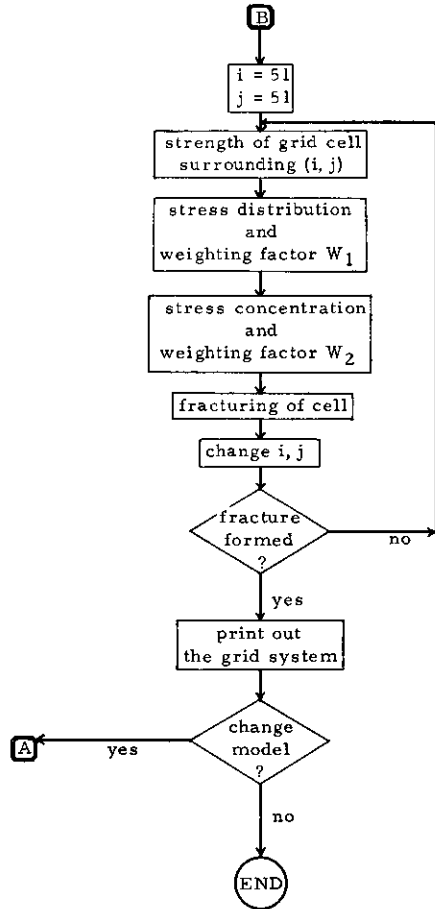


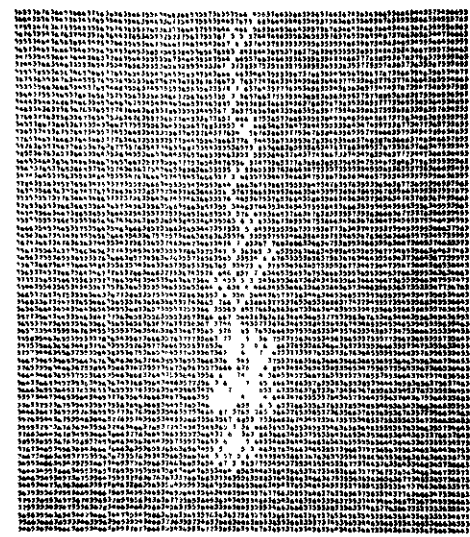
図2

結果をよりよく見易くするために、(101×101)に分けた微小部分の中央部からわれ目が生長するものとして、形成されたわれ目を追跡して行く。われ目は最大圧縮軸に対して斜に発達して行くか、それまでに伸びてきた方向をそのまま保持して発達して行くか、という力学的要素と、まさに破壊せんとするわれ目先端部周辺部分の強度との相対的な大小関係によって、その生長方向がきめられるものとしてある。本図のAのところで、一つのわれ目パターンが作られる。

—Hattori and Mizutani (1971)Fig. 3B.

なものであることが望ましい。一方、観察によって得られる多くの事実の中から、決定論的な取扱い方をするか、確率論的な取扱い方をするかを見抜くよう心掛けることも必要である。

3. 確率論的な考え方は、一見、あいまいで、ごまかしを許し、さらにそれ故に、厳密性を欠くような印象を持ちがちである。しかし、古くから有名なBuffonの問題や酔っぱらいの歩みの問題が、いかに数学的に厳密で、しかも、そこにみられる考え方が広い応用面で貢献しているかを見れば、その重要性は理解できるであろう。いわゆるモンテカルロ法とかRandom Walk Modelとかいわれるものがこれである。そこで用いられる最大の道具は乱数である。確率論的な問題は、極めて多数の乱数のくり返し発生を利用して解かれている。したがって、用いられる乱数は、利用に先立ち、いろいろな観点から検定される。また、このような方法は必然的に単純ではあるが多数回の計算を伴うため、電算機の助けを必要とすることは容易に理解で



第3図 A
この図の上下方向にのびる比較的強度の小さい何枚もの層が挟まれている時、これを左右または上下方向に最大圧縮力を加えた場合。
Hattori and Mizutani (1971)
Fig. 9.

きるであろう。また、それ故に、最近、多くの分野でこのような方法が試みられている。

地質学の分野で確率論的な考えが比較的抵抗なくとり入れられてきているのは堆積地質学の研究である。このような考え方が地球科学の他の分野にどのように広まって行くか、そして、それがどのような新しい貢献をもたらすかについては、まだ確定的な見通しはないが、少なくともデータ処理という段階を通して、われわれが実際に野外でみる現象と室内実験や計算で得られたものとを、より強く結びつけるようになって行くことだけは明らかである。現在、このような研究でとくに進んでいるのはアメリカとソ連であり、学ぶべき点が多い。最後に参考になる文献を記しておく。

HATTORI, I. & MIZUTANI, S. (1971): Computer simulation of fracturing of layered rock. , Eng. Geol. , vol. 5, p. 253-269.
HOWARD, J. C. (1971): Computer simulation models of salt domes. , Bull. Am. Assoc. Pet. Geologists. , vol. 55, p. 495-513.
KRUMBEIN, W. C. & GRAYBILL, F. A. (1965): An introduction to statistical models in geology, McGraw Hill, N. Y. , 475 pp.
MERRIAM, D. F. (1969): Computer applications in the earth sciences. , Plenum, N. Y. , 281 pp.
SHIMAZU, Y., URABE, T., HIRAGA, K., HIRAMATSU, T., SUGIYAMA, K. & INAYOSHI, M. (1969): Earth science and simulation. , Rept. Computer Center, Univ. Tokyo. , vol. 2, p. 39-77.
VISTELIUS, A. B. (1967): Studies in mathematical geology. , Consultant Bureau, N. Y. , 294 pp.

グラルス・ナッペの発見をめぐって

地質調査所 星野一男

Glarus

スイスの面積は日本の四国の1倍半ぐらいである。四国はあたかもコウモリが翼というか肢というか、とにかく空中を飛んでいるかっこうであるが、その翼あるいは肢を半ばまでちぢめた形を想像するとそれがスイスである。国の中央を東西に山脈が横断していることも似ているが、もちろん、四国の石鎚山脈とスイスのアルプスでは横綱と幕下ぐらいの貫禄の差がある。この楕円形の北半分がモラッセ地帯であり、ここは氷河時代に大半が氷河により貫流されて平坦化している。スイスの都市と住民の大部分はこの平野に拡っている。東から西にほぼ等距離にチューリッヒ、ベルン、ジュネーブというスイスの3大都市がある。万事が東京のヒナ型にすぎない日本の都市と異なり、これらの都市は言語も性格も個性的で面白く、筆者も固い地質の話などより、この人文地理の話の方に筆を走らせたいのだが今回はともかく、チューリッヒの街がリス期のモレーンの上に築かれたローマ時代の砦のあとだということに話を止めておこう。チューリッヒは幅数キロ、長さ40キロの芋のように東西にのびるチューリッヒ湖の西端にある。このチューリッヒ湖がリス・ウイムに猛威を振った氷河がモラッセを削り去った跡なのである。チューリッヒ湖が東にその湖水を失うあたりにほぼ南より流れて注ぐ川がある。リント(Linth)というのがその名である。リントを遡るとすぐに左右はいわゆるアルプスに特有な岩壁の重なりである。

東西から南北へ何故話が急転回したのか。実はチューリッヒにまで押し出した氷河の源が、このリント溪谷の上流だからである。現在では氷河はリント溪谷の源流附近の高度約2,500米まで後退してしまっている。リント

氷河が東西に向きを変えてチューリッヒまでの長い距離を押し出した理由は当時の地形の影響であろうが、リント氷河とチューリッヒのモレーンを結びつける証拠となったもの、つまり、チューリッヒ・モレーンがリント氷河に由来するものであることが判ったのはある特殊な岩石のためなのである。ベルカーノとこの地方で呼ばれるこの岩石は赤色あるいは灰緑色の火山質礫岩でまさに名前のとおり(Verrucano)である。これはMuschelkalkやBuntsandsteinを含む三畳系の下位に現れ、二畳系に属することが確認されている。ベルカーノはリント溪谷の東側の峯々を形成しており、他所では分布していない。このベルカーノがチューリッヒ・モレーンの礫の中に多数見出されるのである。

この事実が明らかになったのは今世紀のはじめ頃、今から僅かに50年ぐらい前のことである。ウルム・リスなど私達にとって馴染の深い名前はチューリッヒから程速からぬミュンヘン近傍の名前に由来することで判る様に、最盛期に今の北海あたりまで伸張した氷床がアルプスの高峯に後退した道すじは当時のヨーロッパの地質家達によって詳細に調べられたのだがリント溪谷のベルカーノもここで1つの役割を務めることができた訳である。

所でベルカーノがヨーロッパで著名なのはリント氷河の道筋の案内をつとめたという事よりも、この石が、この地層が世界で始めてのNappe発見の端緒となったという事にもとずいている。

リント溪谷の中程にグラルス(Glarus)という人口2・3万の街がある。スイスは25の州(カントンと呼ばれる)からなる連邦であるがグラルスは12世紀以来のスイスで最も古いカントンの1つである同名のカントン

の首府である。奥深い渓谷はヘルベチア・ナッペ群の中央に位置しており、渓谷の兩岸の雄大な懸崖はナッペの構造をそのままに露呈して地質家の目をたのしませてくれるのだが、観光路から外れているためにいまだに中世村落のおもかげを残しているところでもある。

Nappe 発見の立役者エッシャーを迎える前に舞台と背景をもう少し説明しよう。グラルスは曾ってスイスにおける家内繊維工業の中心地であった。18世紀に木綿織がスイスに伝えられると、リント渓谷はたちまちその最大の中心地になったのである。中心地と言ってもカントンの人口が4万にも満たない山国だからその量も知れたものであったろうが。ともあれ、グラルスはその最盛期を1860年ごろに迎える。インド織りと称せられるスイスはグラルス産の織物は各地の市場の人気を占有して高貴な婦人の身を飾る服地に珍重されたと伝えられる。

このマニファクチュアーによってスイスで最も早くブルジョアの雰囲気に染ったリント渓谷が、後世アルピニズムという名で呼ばれるようになったスポーツとしての岩壁登山術においても先駆けていたということは容易に理解できることである。渓谷を辿ったところにTodiと呼ばれる山群がある。主峰の高度は僅か3,160米にすぎないがチューリッヒからも望み得るその山容は天駆ける奔馬の白い馬身を思わせる美しい山である。Todiはスイス・アルピニストの開拓者達のメッカとして親しまれ、やがてこの山にスイス最初の、ということはおそらく世界最初の山小屋が建てられることになる。それは1868年のことであってウインパーによるマッターホーン初登頂に先立つこと2年前のことであった。

Lochseiten

エッシャー、Arnold Escher von der Linth (1807-72) は名前の示すとおりリント渓谷の古い家柄の家に生れた。

読者はエッシャーが育った環境、19世紀のロマンチズム華やかなりし頃のヨーロッパ、しかし現実にはその影響からは程遠いアルプス山奥の静かなしかも適度に活気ある山村、富裕な生家とアルプス登山がスポーツとして定着しようとしていた時代、そして何よりも神々しい程に雄大なグラルス・アルプスの山々……といった事をまず想い浮かべるのにそれ程抵抗を感じない事であろう。

リント流域の東側には延々とベルカーノの岩層が連る。ベルカーノはむしろスイスと境を接するオーストリアのチロル地方に広く分布しているのであるが、この地方では厚い三畳紀のドロマイト層などの下位層として広く発達し、三畳系が海成層であるのに反してベルカーノは二畳系の陸成層を代表するものとして層序的位置がすでに明らかにされている岩層であった。エッシャーはベルカーノの下に砂岩と頁岩よりなるフリッシェがどこでも見られることに気がついた。フリッシェの中にはEoceneを示すNummuliteを豊富に含んでいるNummulite石灰岩があった。

このあたりは高さ2,500から3,000米の岩峯が連なっているのだがベルカーノはそれらの頂き近く2,000から2,500米以上を占めている。エッシャーはこれ等の高峯の1つ1つを攀じ登ることによってベルカーノとフリッシェは1~3米の遷移帯をへだてて接していること、接触面は非常にきれいな平面状であること、遷移帯を構成するものはこの附近に分布する石灰岩に似ているが非常に微細な流動構造がみられることを明らかにして行ったのである。

これは当時としては大変なことであった。当時、すなわちLyellのPrinciples of Geologyが刊行されたのはこの僅か前、1830年から33年にかけてであった。イギリス、フランスを中心として漸く層位学の原理である地層累重の法則などが確立されたときである。下位の地層は上位の地層よりも古いという事を前提にして地質学が成立し始

めたときである。ベルカーノが先第三紀であるということはこの原理を基礎におくことによって導かれた結論であった。道は2つしかない。折角、一大公理として認められ、その基礎の上に体系化されつつあったそれまでの層位学を御破算にしてしまうか、あるいはそれ迄の体系をみとめた上でこの事実を説明する新たな原理を作り出すかである。この時代のすべてのスイスの地質学者がそうであったようにエッシャーは卓越したアルピニストでもあった。エッシャーはあまりの重大さに彼の観察を認めようとしないうちを頂上近くまで連れて行って、自分の目で確かさせた。この「逆転」が少くとも2、30キロの長さに亘って続いていることは最早疑うべからざる事実であった。人々を困惑させたのは若し累重の法則を認めるならば、この巨大な岩層を逆転させた力はなにかということであった。この点はウエーゲナーが始めて大陸漂移説を唱えたときに地塊が漂移するという機構を説明することの困難さの故にすべての地質学者、物理学者が背を向けてしまったのに似ている。

大陸漂移説が初期においては単なる仮説にすぎなかったのに反して、グラルスにおける大逆転は厳然たる事実であった。

エッシャーが地質学史上に彼の名を不朽ならしめたこの大きな発見をしたのは地元では1840年8月1日であるとされている。しかし、この日付の根拠はあまり明瞭ではない。後にグラルス・ナッペと呼ばれるようになったこの逆転構造が学界に文字となって発表されたのは時代をはるかに下って1878年のことであり、エッシャーの死後に彼の弟子であるアルベルト・ハイムによって書かれた造山作用のメカニズムに関する研究(*Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung*) 中であつた。ハイムによればエッシャーのグラルス・ナッペの研究は1846年に為されたと記されている。8月1日という日付に至っては更に解らない。8月1日はスイスでは現在建国記念日として重要な祭日なのだが、いくら美しい

山と湖を誇りとし、観光を国是としている国でもナツペ発見の日を建国の日と一致させる程、地質学が尊重されている訳でもなさそうである。

グラルスの町から更に上流に上ったところにリント川の支流があり、Lochseitenという小邑がある。この道路脇にベルカーノとフリッジェの接触している露頭がある。正確に言えばフリッジェは数米草に被われているのだが、登山靴をはかずに接触部の見える唯一の露頭である。遷移部の岩質、流理構造もまことによく観察されるのでこのいわば断層粘土に相当する岩石は地元ではLochseiten-kalkと呼ばれている。この露頭に最近30cm大の銅版が埋め込まれた。すなわちグラルス・ナッペの発見を記念する碑である。「1840年8月1日、エッシャーによって、この地において二疊紀層が第三紀層上に衝上していることが発見され、これによりアルプス地質学の基礎が確立された」と称えられている。

エッシャーはチューリッヒ大地質教室の初代教授となり、ハイムがそのあとを継いだ。エッシャーは徹底した観察主義者で予見を与えるおそれのある学説、仮説の類を一切拒否し、自分の目で見たもの以外信用しなかったという、チューリッヒの地質教室には、教室の創始者としてのエッシャーの肖像画があるがタカの如き鋭い双眸はエッシャーに帰せられることになった荣誉が偶然以上のものであったと思わせるのである。

ハイムは単にチューリッヒ大学においてエッシャーの後継者というだけではなく、エッシャーの発見の意義を同時代の誰よりも適確に判断し、エッシャーの内部に胚胎した思想を開花させた人であった。ハイムの第2作、スイスの地質(*Geologie der Schweiz*, 1920-22) が今日、なおその生命を失っていないのも、何よりも事実を重点をおいたアルパイン・ジオロストの根性が込められているからではないかと思うのである。

Imperial College の試験問題

新潟大学 植村 武

外国の大学で構造地質学の教育がどんなふうに行われているか、ということについては多くの会員が興味を持つところであろう。ロンドン大学Imperial Collegeの地質学教室に1年近く滞在した折にこれについて若干の知見を得た。その話は別な機会にゆずり、ここでは教育の総決算となる試験(Examination)の問題を紹介する。学士試験としたものは、地質学科の学生が学部(3年)を

卒業して理学士(B. Sc.)になるために合格しなければならないたくさんの科目のうち、構造地質学に関係のある科目の試験問題である。修士試験としたものは、「構造地質学および岩石力学」というコース(1年)を終えてM. Sc.の学位を得るために合格しなければならない試験の問題である(修士になるにはこのほかに論文提出が必要)。御参考まで。

学士試験(1970年の問題)

<構造地質学>

解答時間3時間

4問に答えよ。但し少くとも1問はSection Aより選ぶこと。

Section A

1. Discuss the various mechanisms which have been proposed to explain the diapiric emplacement of evaporites.
2. Critically discuss the classification of folds.
3. Describe the types of localisation of ore deposits occurring in folded strata and discuss the mechanical reasons for preferential development of ore minerals in certain sites.

Section B

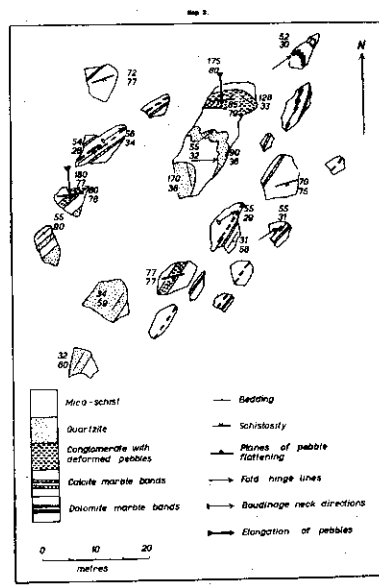
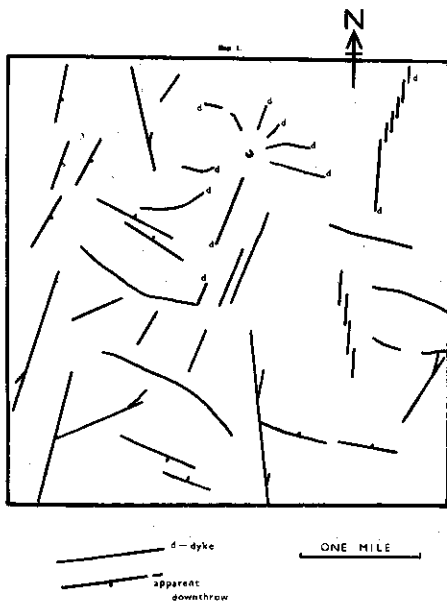
4. Outline the theory of 'hydraulic fracturing'. By referring to at least three specific situations indicate the importance of this mechanism in the development of geologic structures.
5. How may flow and fracture patterns be used to establish the shapes of plutons?
6. Discuss the role of gravity in the development of major thrusts.
7. Describe slaty cleavage and schistosity and discuss their mechanical significance.
8. Describe and account for the progressive evolution of fold shapes produced when a single competent layer enclosed in a less competent host material is subjected to principal compressive stress along the layering.
9. Discuss the value and limitations of experiments in structural geology.
10. Discuss the geometrical problems likely to be encountered in a region of superposed folding

11. What can be deduced about the mechanics of formation of kink bands and chevron folds from their geometrical properties?

<構造地質学演習>

解答時間 3時間

- The fractures and linear features represented in map 1 have been obtained from aerial photographs. The exposed sediments are flat-lying but are thought to conceal folded sediments which have influenced the fracture development in the cover rocks. Indicate the probable sequence of fracture development. Deduce a possible system of stress trajectories from the fracture patterns and indicate the trend of folds which you would expect to develop in response to such stress system.
- Map 2 shows the rocks outcrops in a region of deformed metasediments. Indicate on this map the solid geology and the axial traces of the largest folds. Plot the data on a projection and determine the axial direction of the major folds and the orientations of their axial surfaces. What are the geometric relationships of the small and large scale structures? Discuss the mechanical significance of these structures and deduce the deformation history of the region.



<岩石物性>

解答時間 3時間

4問に答えよ。

- Discuss the basic concepts of continuum mechanics and illustrate

how they have been applied to the solution of practical problems arising in geology.

2. From the Navier-Stokes equation given by

$$0 = \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 \dot{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \dot{u}}{\partial y^2} \right) \quad 0 = \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 \dot{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \dot{v}}{\partial y^2} \right)$$

and the continuity equation for incompressibility

$$0 = \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y}$$

prove that \dot{u} must always satisfy the biharmonic equation

$$0 = \frac{\partial^4 \dot{u}}{\partial x^4} + \frac{2\partial^4 \dot{u}}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \dot{u}}{\partial y^4}$$

where \dot{u} and \dot{v} are the components of the displacement rate vector, p is the hydrostatic pressure and μ the viscosity shear modulus. Show that $\dot{u} = -x$ satisfies this biharmonic equation and is therefore a valid flow regime. Calculate values of the vector component \dot{v} arising under incompressible flow conditions with the boundary restrictions $y = 0, \dot{v} = 0$. Sketch the flow lines and discuss the geometric significance of the flow.

3. What is meant by the terms (a) Lattice energy of a crystal, (b) Band theory of solids?

How does Band theory help to explain (a) Crystal formation, (b) Electrical conductivity.

4. How does the theoretical strength of a crystal compare with observed values? How are the discrepancies explained?
5. Distinguish between elastic and plastic deformations. How do elastic moduli of ionic crystals vary with temperature, and how can the variation be explained?
6. From the elastic stress-strain relations for an isotropic solid;
- (i) Show that the compressibility K , is related to the Young's modulus E and Poisson's ratio ν , by the expression:-

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$$

(ii) By assuming conditions of plane stress,

$\gamma = \tau_{xy} = \tau_{yz} = 0$, show that plane stress does not generally give rise to plane strain, i.e. that $e_y \neq 0$. Deduce the condition whereby plane stress will give rise to plane strain.

7. Show that a stress function of the form

$$\phi = ay^2 + bx^2 + cxy + dy^3 + ex^2y$$

satisfies the biharmonic equation:

$$\frac{\partial^4 \phi}{\partial x^4} + \frac{\partial^4 \phi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \phi}{\partial y^4} = 0$$

Given that $\sigma_x = \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2}$; $\tau_y = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2}$; $\tau_{xy} = -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y}$, find expressions

for the stresses as functions of the coordinates.

Assuming $c = d = e = 0$, what do the expressions for the stresses become? What are the orientations of the principal stresses in this case? Do the stresses vary from point to point in the xy plane? What types of faulting can arise when (i) $a > b$ (ii) $b > a$ if the x direction is parallel to the earth's surface, and the y direction is perpendicular to the earth's surface.

8. How may the (a) porosity and (b) permeability of a rock be estimated? Why is it important to measure these properties of rocks?
9. How do pressure and temperature affect the solubility of (i) quartz and (ii) calcite in water. Discuss the geological implications of these effects.
10. What are the environmental variables in natural rock deformation? Indicate how each of these affects the strength and ductility of rocks.
11. Describe the ways in which pore water influences the behaviour of rocks under stress. Discuss the possible effects on structural styles.
12. What features contribute to the anisotropy of natural rocks? Discuss how these features can arise. Why is it necessary for civil and mining engineers to pay attention to the anisotropy of rock masses?

<岩石構造>

解答時間 3 時間

3 問に答えよ

1. What is the evidence for the nature of the boundary between the Earth's crust and mantle? What geological data might be used to determine the history of this interface during the evolution of the Earth?
2. 'Ambiguous geological evidence for continental drift has been superseded by exact geophysical data supporting plate tectonics'. Discuss the validity of this statement.
3. How might large scale displacements of the surface of continents be determined? Evaluate the geological evidence for vertical and horizontal displacements within continents.
4. Discuss the effects of other planetary bodies on physical and chemical processes active in the Earth.
5. Discuss the uses and limitations of experiments in structural geology.
6. Describe the concept of stress and strain trajectories and how

- they are related in linear elastic and Newtonian viscous materials. Discuss their use as an aid to the solution of tectonic problems.
7. Discuss the role of water in the deformation and fracture of rocks.
 8. What evidence would you use to deduce the thickness of cover which obtained when specific sediments or metasediments underwent deformation?

<岩石構造演習>

解答時間3時間

The diagram illustrates the form of an original orthogonal grid deformed by displacements given by:

$$x' = x + 2\sin(4\sin x + y), \quad y' = 4\sin x + y$$

where (x, y) represent the original coordinates of any point and (x', y') the coordinates after displacement.

Determine by any graphical or analytical method the orientations and ratios of the principal finite strains through the deformed body at a sufficient number of points to be able to determine graphically the strain trajectories.

- (a) Draw the strain trajectories.
- (b) Construct lines of equal strain ratio and locate positions where the strain ratios attain maximum and minimum values.
- (c) At the positions of maximum strain ratio determine the directions of maximum finite shearing strain and locate these directions on the deformed grid.
- (d) Prove that the deformation is a plane strain throughout the body.
- (e) Give the conditions for points in the body where the strain is irrotational.
- (f) Discuss the possible geological significance of this displacement pattern and the properties of the strain states arising from it.

修士試験 (1971年の問題)

3問に答えよ。

解答3時間

1. Describe and account for the progressive evolution of fold shapes produced when a single competent layer embedded in a less competent host material is subjected to shortening along the layering.
2. What are the basic assumptions of the continuum mechanics approach to rock mechanics, and what are the practical limitations of these methods? Give an appraisal of the results of the

application of these techniques to the solution of geological problems.

8. How far are the models of progressive pure shear and progressive simple shear useful in furthering the understanding of the geometry of naturally deformed rocks?
4. Discuss the statement 'a representative geological strain rate is about 8×10^{-14} see'.
5. Discuss the modes of intrusion and development of concordant and discordant minor igneous intrusions.
6. How may salt plugs be emplaced in sediments not subject to tectonic disturbance?
7. What are the problems of interpreting and explaining the development of relatively minor faults and fractures which occur in a zone alongside a major strike-slip fault?
8. What are the characteristics of fractures which are of 'practical importance' to industry? How may they be assessed?
9. Discuss the theoretical and experimental basis of our present understanding of the development of natural rock fabrics.
10. Distinguish between statically determinate and statically indeterminate problems of stress distribution. Discuss, citing examples, how theoretical analysis of stress distribution has assisted the understanding of the development of geological structures.
11. The results of 4 triaxial tests at constant strain-rate on a limestone at 20° C are as follows:

$\sigma_2 = \sigma_3$	$\sigma_1 - \sigma_3$ at failure	Residual strength
200	2880	1000
350	3100	1750
500	3360	2500
650	3620	3150

The differential stress, $(\sigma_1 - \sigma_3)$ bars, is quoted for brittle failure. Residual strength is also given as a differential stress. In all experiments the fracture surface was inclined at 31° to the direction of σ_1 .

By a graphical method, deduce the uniaxial compressive strength of the rock. Why might this be a better estimate of the uniaxial strength of the rock than is obtained by direct uniaxial test? By graphical methods, or otherwise, determine the cohesive shear strength, τ_0 , and the coefficients of internal and sliding friction for the rock. Estimate the confining pressure which must be applied in order to render this rock ductile, and explain the assumptions upon which your estimate is based.

12. The stability of slopes, dam abutments and foundations is governed, almost entirely, by the structural discontinuities in the rock mass in which these engineering structures are created. What features and properties of the structural discontinuities are important in controlling the stability of the engineering structures and how would you go about determining these features and properties?
13. Why is the virgin stress state in a hard rock mass important when considering the design of underground powerstation excavation? Describe one method which can be used to estimate the magnitudes and directions of these stresses.
14. Discuss the influence of fluid pressure on the development of fractures in rocks.
15. Discuss the interpretation of calcite fabrics in tectonites in relation to experimental data.

問題全部に答えよ。PART A, B, Cは同じ配点、解答時間3時間。(PART B, Cは実物や図についてのものだが参考のため問題のみをあげておく)

PART A

1. The diagram illustrates the form of an original orthogonal grid deformed by displacements given by:

$$x' = x + \sin(2\sin x + y) \quad y' = 2\sin x + y$$
 where (x, y) represent the original coordinates of any point and (x', y') the coordinates after displacement. Determine by any graphical or analytical method the orientation and ratios of the principal finite strains through the deformed body at a sufficient number of points to be able to determine graphically the strain trajectories. Draw the strain trajectories.
2. Construct lines of equal strain ratio and locate positions where the strain ratios attain maximum and minimum values.
3. At the positions of maximum strain ratio determine the directions of maximum finite shearing strain and locate these directions on the deformed grid.
4. Prove that the deformation is a plane strain through the body.
5. Give the conditions for points in the body where the strain is irrotational.
6. Discuss the possible geological significance of this displacement pattern and the properties of the strain states arising from it.

PART B

7. Name and briefly describe the linear structures seen in specimens P1 to P6. Give interpretations as to their possible modes of origin.
8. Describe and comment on the structural significance of specimens and photographs Q1 to Q9.

PART C

The figure illustrates the appearance of structures seen in a quarry cut into a massive, well-jointed, fine-grained granite. The quarry faces are parallel to two main joint directions; face A (joint set A) strikes 95° and dips 70° to the south, face B (joint set B) strikes 10° and is vertical. A zone of curved quartz-filled veins is exposed on the joint faces, the trace of the zone plunges 8° towards 272° on face A, and plunges 13° towards 190° on face B. At locality X on face B measurements were made of the orientations of individual parts of the quartz veins as shown in the diagram. Slight slickensiding was observed on joint face B plunging 21 degrees towards 10° and it appeared that the east side of the fracture had moved towards the south relative to the west side. Slickensides on face B were very weakly developed, subhorizontal, and no clear indication of relative movements could be determined.

9. Determine the orientation of the zone of veins.
10. Discuss the geometrical forms of the quartz veins, the reasons for the vein morphology, and the reasons for the vein patterns as exposed on the outcrop surface.
11. Deduce the deformation history of the zone and determine the approximate positions of the principal stresses which led to its development.
12. Determine the positions of the principal stress directions which led to the joint sets A and B, assuming that both were synchronous.

新潟大学構造地質学研究室

I 研究体制

新潟大学地質鉱物学教室の研究・教育体制は、官制上の「講座」とは全く無関係につくられている点の特徴である。8年あまり前、教室全体での議論を経て了解されているところによると、研究の基本組織は「研究室」と「研究グループ」であり、「研究室」とは、研究対象別を主とし、研究手段別を従として区分されるもので、各研究室の研究内容はそれぞれ基礎的の学問分野という性格を持ち、かなり長期間存在し得るものとされる。そして、すべての教官・大学院生・学部4年生はいずれかの研究室に所属することになっている。したがって、「研究室」は複数の人員で構成されるのが原則であるが、特別な場合としてはOne-man laboratoryもあり得るわけである。構造地質学研究室は、このような研究室のあり方にのっとっている。

II レギュラーメンバーと研究テーマ

植村 武 (助教授)

岩石の変形機構と地質構造の成因 (特に岩石の流動構造)

岩村 暉 (助手)

変形岩中の小構造 (特にスレートへき開など)

服部昌樹 (修士2年)

岩石物性からみた褶曲の機構 (三軸試験機による岩石物性の決定を基礎として)

高橋 明 (修士1年)

被覆層の変形と基盤の運動像 (特に新潟県北部楯形山脈の場合について)

後藤信博 (学部4年) 未定

このほか、若干のイレギュラーメンバーがある。例えば、

西田彰一 (教授) 地質構造発達史

上西敏朗 (修士1年) 堆積性の構造

III 主要設備

設備備品はすべて教室全体の共有というたてまえになっていて、研究室占有のものは何ひとつない。構造地質学に関係の深いおもなものは次のとおり。

岩石用三軸試験機

最高軸圧 50 t。最高封圧 3.000 Kg/cm²。最高温度 200°C。歪速度は 10⁻ⁿ (n=3, 4, 5, 6, 7) の5段切り替え。試験片は円柱形、直径 19.5 mm、高さ 89.0 mm。X-Yレコーダー付属。近く、間隙圧測定を可能にする予定。

土質用三軸試験機

最高軸圧 500 Kg。最高封圧 5 Kg/cm²。変形速度 0.2 ~ 2.0 mm/min. (無段)。供試体は円柱形、直径 35 mm、高さ 70 mmおよび直径 50 mm、高さ 100 mmの両サイズとも試験可能。X-Tレコーダーで荷重・変位・間隙圧・容積変化を自記。軟質岩用。

コアリングドリル

野外携帯用。重量 10 Kg。混合燃料エンジン付き。現地で直径 50 mm、長さ 200 mmまでのコアの採取が可能。

卓上電子計算機

プリンター付き。66ステップのプログラミング可能。

IV 特徴

具体的な研究テーマは多様であるが、共通の方法によっている点。つまり地質構造の成因追求という課題を、歪像・運動像・力学像の決定という3つの段階でとらえ、これらを結果・過程・原因とみて総合する考えに立つ。とりわけ、運動像や力学像を定量的に描くために、帰納的な方法に加えて演繹的な方法やそれを支える解析的な手段を大幅にとり入れようと努力している段階。