

構造地質研究会誌

(第 11 号)

<夏の学校特集>

アルプス・ヒマラヤ・アパラチア	山下 昇
南関東の第四紀地殻変動	垣見 俊弘
地殻及び上部マントルの熱的状态の考察	小林 洋二
震央分布と地質構造の関係について	関口 静嘉
新潟県楡形山脈の断裂構造	高橋 明
北部フォッサ・マグナ地域、鬼無里周辺の地質構造 -主に鬼無里背斜・日影向斜の性格について-	市野 文明
碎屑岩岩脈から見た破断の形成	鈴木 博之
襟裳岬・歌露礫岩の変形について	卯田 強
地質構造の光弾性モデル実験	衣笠 善博
箱型背斜の翼部に発達する断裂についての粘土を用いた実験	小玉 喜三郎

<研究室めぐり>

- ① 東北大学構造地質学研究室

<文献紹介> <報告> <ニュース>

1971.10

造地質研究会

アルプス・ヒマラヤ・アパラチア

信州大学 山下 昇

まえがき

講演時間を2時間も与えられたのに、予定の半分も紹介できなかつた不手ぎわを、まずおわびしなければならぬ。どれか一つの造山帯を紹介するだけでも、2時間ではおぼつかないのに、三つも並べて欲張ったのは、比較法を意識的に導入して、そこから地向斜・造山運動の本質に近づきたいと考えているからである。といっても、まだ、何も成果はあがっていないのだけれど。

アルプス山脈の長さは約1,000kmである。その地質構造は、東半と西半とでかなり著しく異なっている。西半では外側(北～西側)を占めるヘルベチア帯と内側を占めるペンニン帯との二帯の区別が明瞭で、前者は劣地向斜、後者は優地向斜である。それぞれは、ほぼその地帯内で、内から外へおしかぶせたデッケ構造をなしている。アルプスの東半では、その構造について意見が対立しているが、多数意見に従えば、その堆積盆地は、本来、ペンニン帯のさらに内側を占めるという。ところが、その堆積物の主体は炭酸塩岩であり、火山噴出物はない。優-劣地向斜の分類法から、これをどう考えたらよいのであろうか。

アパラチア山脈は長さ3,000km以上。北半と南半とで、かなり著しい違いがある。南半では、外側(北西側)が劣地向斜(P. B. Kingの堆積岩アパラチア)、内側が優地向斜(Kingの結晶岩アパラチア)であり、この区別は明瞭である。ところが、北半では、そのほとんどすべてが優地向斜であって、劣地向斜は欠如しているといつてよい。

M. Kay (1951)は、アパラチアの劣地向斜をChamplain Belt、優地向斜をMagog Beltと呼び、優-劣地向斜系を考える場合の、重要なモデルの一つとして扱っているが、

実をいうと、Champlain Beltの名のもとになったLake Champlainのあたりの古生層はカナダ楕状地の縁辺部の上に堆積した陸棚性のものであって、これをもって劣地向斜とするのはおかしい。むしろ、ここでは劣地向斜は欠けているのである。

北部アパラチアで、もう一つ注意を要するのは、しばしば、ここが、イギリスのカレドニア造山帯に連なる(大陸漂移の考えによって、相対的位置を動かすにしても、そうでないにしても)と主張されている点である。ところが、これには重大な困難がある。すなわち、イギリスではカレドニア造山を示す不整合の最大のもの、古生代中期のシルル紀とデボン紀の境にあるのであるが、北部アパラチアでは、そのような大規模な不整合は、オルドビス紀後期(タコニック)とデボン紀後期(アカディア)との二つがある。別の表現をするならば、イギリスの古生界は、下半と上半とに2大別されるのに、北部アパラチアの古生界は、下・中・上の三つに大別される。そういう状態だから、J. Rodgers (1967)は、古生代の初期(もしかすると先カンブリア最末期)のアパロン造山から、三疊紀のパリセーズ変動に至るまでの、いくつかの造山を一連のものともみなして、これをアパラチア造山輪廻としてまとめている。

アルプスとアパラチアとについてみると、上にその一端を示したように、それぞれの内部に、さまざまな変化があるけれども、それにしても、なお、最もよく整った地向斜であり、また褶曲山脈だといえる。ところが、ヒマラヤは大変おかしい。

ヒマラヤ山脈は長さ2,500km。その内部の地質構造は、重要な点でまだ不明のところが多いが、北縁に沿う「チベット帯」(エベレスト地域でいうとエベレストを含んで、そ

れより北、ツァンボー川まで)にカンブリア～第三紀初期という長時間にわたる、厚さ6,000～10,000mの地層がある。化石が多いほか、層相からみても、ますます劣地向斜を表わしている。ところが、西部でいうとインダス上流に沿って、超塩基性岩帯があってインダス縫合線と呼ばれるものがあり、その辺から北方に優地向斜があったらしい。らしいというのは、まだデータ不十分だからであるが、たとえば、その辺からフリッシュが出現するし、またその辺に、北方から構造的に運ばれて来たらしい二畳～三畳系(キオガールの外来岩体)があり、それも優地向斜的である。

さてヒマラヤの大問題は、チベット帯の南側にあって、ヒマラヤ山脈の主体をなす無化石の変成岩の原岩の年代である。これについて、古～中生代、すなわちチベット帯のもの同時という意見がかなり多い。しかし、私は、その大部分が先カンブリア界だと考えている。「ヒマラヤの地質」(1964)を総括したA. Gansserもそう考えている。一方、ヒマラヤ山脈が隆起したのは第三紀後期

(鮮新世)から第四紀のことである。そうすると、ヒマラヤの地向斜の場合と、現在のヒマラヤ山脈という物体の場合とは、無関係とはいわないまでも、著しくずれていることになる。

そういう目で見なおすと、アパラチア地向斜～アパラチア造山輪廻は、主として古生代のものであるのに、現在のアパラチア山脈が隆起したのは、ずっと後の新生代——それもおそらく中新世以後——であったことが思い出される。

いま、ここで日本列島のことを多く語ることはできないけれども、日本列島の古生代の地向斜には劣地向斜帯が見当たらないとか、そのおしかぶせ構造は、アルプスやアパラチアと反対に、大陸側から大洋側に向かっていく(日高は別)などといった特異性がある。

このように、いくつかの地向斜～造山帯を比較してみると、その変異はかなり著しいものがあり、地向斜だの造山運動だのという概念についても、もっともっとキメ細かく検討しなければならないことを示している。

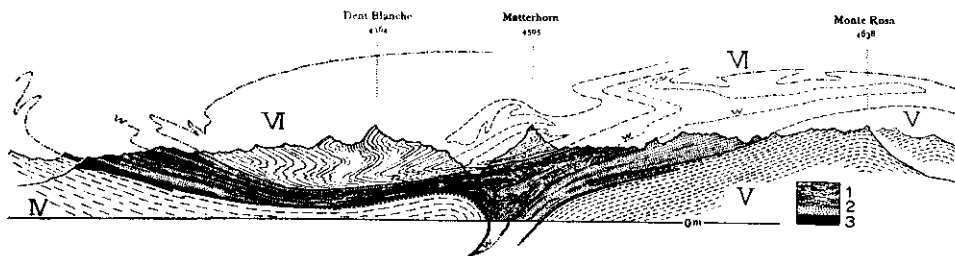


Fig.147. Cross-section over the Dent Blanc, the Matterhorn and the Monte Rosa, showing how the major mountain peaks in the Pennines are formed by the crystalline nappe cores.
 1 - Bündner Schiefer; 2 - ophiolites; 3 - Triassic; IV - Great St. Bernard nappe; V - Monte Rosa nappe; VI - Dent Blanc nappe. (After Häm, 1922.)

南関東の第四紀地殻変動

地質調査所 垣 見 俊 弘

筆者はここ数年間多くの共同研究者とともに、三浦・房総半島の各地で、小断層・褶曲・活断層などの解析を行ってきた。ここでは、それから得られた造構応用場の変遷史を総括するとともに、構造を形成したメカニズムについての筆者の考えを提起して御批判をいただきたい。あわせて、小構造調査が、大構造の発達機構を論ずるためにどこまで有効であり、どこに限界があり、またそれを突破する鍵はどこにあるかなどについても討論していただければ幸いである。

三浦・房総半島の各地の小断層のうち、局部的なものや、小波長の褶曲に直接関係するものを除き、比較的広範囲にみられるものを整理し、その発達の順序・時代と、活動の規模（定量的ではないが、発達の密度や、発達する範囲から画いた）を模式的に表わしたのが第1図である。以下にそれぞれの系について少し説明を加える。（以下には字数節約と直観的理解のため、地震学用語を借りて、最大圧縮主応力のことを主圧力、最大引張り主応力のことを主張力という）

1. いくつかの常識的な“原則”

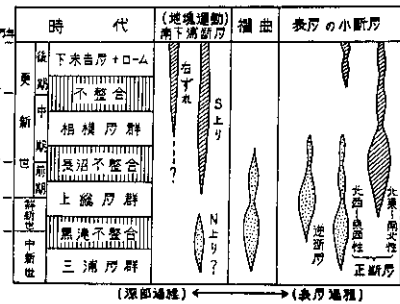
ごくあたりまえのことだが、小構造の調査をやっている場合に、それが発生した構造的な位置をいつも頭に入れていないと、得られた結論を誤まって拡大解釈したり、また反対に、ごくlocalな偶然的なできごととして、大切な赤ん坊をタイの水とともに捨ててしまふ結果になりかねないであろう。私は、自戒のつもりで、次の2つの“原則”をいつも念仏のように唱えることにしている。

1) は、大きな構造要素は、相対的に大きな（平面的にも、垂直的にも）応力場を反映し、小さな構造要素は、それができた付近の局所的な応力場を反映しているにすぎない。

2) は、地表近くの構造は、深部（基盤）の運動によって受動的につくられたものである……と云うものである。

あたりまえすぎて“地層累重の法則”のようなものであり、また“原則”には例外もつきものであるが、逆説的にいえば、この基準を使って小構造の調査を積極的に大構造や深部構造の解明のために役立てたいと思うのである。

2. 小断層解析による表層応力場の変遷



(第1図) 南関東の構造形成史

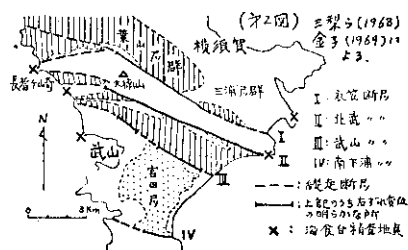
1) E-W性逆断層系：断層面は固結している。剪断面角は一般に大きく90°に近い。個々の場所では、走向はかなり違うものもあるが、共役断層から得られる主圧力の方向は、どこでも大体南北・水平に近い。したがってこの系は、南北の主圧力の卓越する全般的な圧縮の場で生じたと思われる。この系は黒滝不整合を切るが、あとで述べるNS性正断層系に切られている（まれにこれを切るところもあるが、その場合には主圧力が南北を向いていない）。相模層群の中には見られないので、主要な逆断層運動は第四紀の初めまでに終わったと考えられる。

2) E-W~N-W性正断層系：あまり広範囲とはいえないが、大構造のトレンドにはほぼ平行した走向をもつ。断層面は固結し、引きず

り構造がしばしば見られる。剪断面角は逆断層系よりも小さいが、NS性正断層系よりは大きい。逆断層系の前後に発達している。房総の東海岸では、逆断層系に切れ、かつ大部分が黒滝不整合に切られている。方向性および逆断層との関係からみて、この系は、葉山嶺岡方向の主要な褶曲あるいは隆起に関連して、これに直交する主張力の卓越する条件下で生じた重力断層と思われる。

これと方向性は似ているが、発生時代がきわめて新しい系がある。面が完全に開口し、不規則に曲り、方向性のバラツキが大きく、剪断面角も小さい。大まかに東西性といっても、古い正断層系の走向と必ずしも一致しているわけではない。第1図では一応古い正断層系とは別系統として扱った。

3) NS~NE性正断層系：三浦・房総を通じもっとも普遍的に発達する。断層面は固結している所・開離している所・両者が共存している所などがある。剪断面角は 30° ~ 50° でかなり小さい。この系は、三浦南部や房総半島ではdip-slip型の重力断層だが、三浦北部ではstrike-slip型と共存し、とくに次節にのべる活断層の付近では、あきらかにstrike-slip成分が卓越している。したがって全域に共通しているのはEWまたはNW方向で水平に近い主張力の卓越する場で生じたことである。この系は、黒滝不整合に切られるが、一部は相模層群にも発達している。したがってこの系は、おそらく第四紀初期から発達し始め、末期まで断続的に活動しているものと思われる。



3. 深層の応力場を反映した大断層の運動像

第2図に示すように、三浦半島には数条の大きな縦走断層がみられる。このうち衣笠断層と北武断層はグラブをつくり、そのなかに三浦層群の中部層を厚く堆積させているので、この2断層は、おそらく中新世後期には、断層という形をとったかどうかは別としても、すくなくとも地塊の境界として活動していたと思われる。武山・南下浦の2断層も第三紀から活動していた形跡がある。

さて、これらの古くから活動していた大断層は、第四紀の後期にはいずれも著しい右横ずれ運動を行なった。KANEKO (1969)によれば、地形から知られるオフセット量は50mから300m、なかには700mに及ぶ所があるという。これらの地形のできた年代を考えてstrike-slipの速度を計算するとだいたい $1m/1,000$ 年くらいのオーダーと考えられる。これに対して新しい時代のdip-slipの方は場所によって必ずしも一定していない。南下浦断層でみるとその速度は多い所で $30cm/1,000$ 年程度と思われる。またこの断層の第三紀末までの垂直運動のセンスは、第四紀のそれと反対であったらしい。(第1図)。北武・衣笠断層の垂直変位も、第三紀のグラブ的な動きと反対か、すくなくとも無関係であるらしい。これらのことから、筆者は、これら大断層は古い時代には地塊の境界となっていてもっぱら垂直的に動き、第四紀には新しい応力場のもとで水平的に動いたと考えている。

4. 小断層と大断層の関係

房総東部や三浦半島北部には、“胴切り性”の断層が発達している。房総東部では延長が10km以上に及ぶものが多数平行しているが、個々の落差は数10mにすぎない。これらの断層は、前記NS~NE性の正断層系とよく方向性が一致しており、同じ応力場でできたことを示している。つまり、これらの中規模の断層は延長は長く発達範囲も広いが、地表近

くの引張り応力のもとでできたもので、地下深くには達していないと考えられる。

これに対して、前節の縦走断層（EW方向）の付近には、これと平行または共役する小断層群がない。縦走断層の近くには、NS-NE方向の小断層系が発達し、これには明らかに strike-slip 成分が卓越しているが、その方向性は縦走断層のそれとは全く異なる。ここでは小断層系のずれのセンスは、大断層の動きに伴って生じた2次的な応力場から与えられたと考えなければならない。NS-NE性の小断層系の運動と縦走大断層の第四紀の運動とは、同じ時期の地殻表層部と深層部の応力場をそれぞれ反映していると見るべきである。

5. 第四紀における造構応力場の変革一

葉山・嶺岡方向から「東京湾」方向へ一

以上の大・小の断層の運動史をまとめてみると（第1図参照）、第四紀の初めから中頃にかけて、この地域では応力場が交代し、地殻変動の様式が大きく変化したらしい。

このうち、古い方の地殻変動がすべて「葉山・嶺岡方向」（NW方向）に規制されていることは言うまでもない。新しい運動の方向性は「始まったばかり」であるせいか、地質図を見てははっきりしないが、東京湾または房総半島の大地形（NE方向）がその代表となるように思われる。

ここで、本州弧全体を見ると、西兩日本では、第四紀の「六甲変動」によって、第三紀末までの「瀬戸内方向」（E~W）が「六甲方向」（NW~SE）の隆起・沈降軸とこれと斜交する共役横ずれ断層系で特徴づけられる運動に変わったことが知られている。一方、東北日本では、第四紀の地殻変動の様式は、連続であったとは云えないまでも、主応力の方向性が大きく変わった、という事はなさそうである。西南日本の第四紀の運動が「変革的」であるとすれば、東北日本のそれは「継承的」であったといえよう。

南関東は、西南日本ほど顕著ではないかも知れないが、応力場の変化という意味ではあきらかに変革的である。

なお、関東構造盆地の沈降運動も、新第三紀から第四紀各時代の isobath-maps を詳しく追っていくと、第四紀の初・中期頃に沈降軸が「葉山・嶺岡方向」から「東京湾方向」に変化しているように思われる。

これらの新しい造構運動は、少なくともその時期については、藤田至則（1970）の「島弧変動」のそれと一致している。そして「東京湾方向」の運動が島弧-海溝系の新しい運動と関係しているらしい点についても、藤田の見解と同じである。なお、「葉山・嶺岡方向」が、西日本の「四万十方向」と関係があるとすれば、南関東においてそれが第四紀初め頃までなお「active」であったことが却って興味深い。

6. 南関東における第四紀の造構応力

相模湾をとりまく三浦・房総・伊豆地域にかけて、第四紀中期から現在にかけての造構応力に関しては、いくつかの独立に得られた情報がある。主なものを挙げてみると

1) 北伊豆地方（松田，1968）と三浦半島の共役活断層系は、ほぼ $N30^{\circ}W$ 方向で水平の主圧力の卓越する広域造構応力の存在を示す（更新世中期から1930年まで）。

2) 大島・箱根・富士の側火山の配列方向から、約 $N30^{\circ}W$ の主圧力が推定される（数万年~数千年前まで、中村1968による）。

3) 伊豆・丹沢地域における極浅発地震（0~30km）の初動分布から得られた主圧力の水平成分は、平均的にみて北西方向を向く（過去40年間、ICHIKAWA, 1965による）。

4) 伊豆・大島・三浦・房総間の地表の伸縮測量からは、 $N50^{\circ}W$ 前後の主圧力（実際の観測量からは最大短縮）とこれに直交する主張力（最大伸長）が想定される（過去45年間、国土地理院1971）。

これを見ると、数10万年前から現在ま

で、相模湾周辺地域の地殻には、平均的にみてNW方向の主圧力がほぼ一貫して作用していたとする中村(1968)の見解はほぼ確実であろう。しかし、地殻のごく表層部では、これと同じ応力場になかったことは、前節までの結果からも明らかである。南関東の場合は、地殻のある深さの所に北西方向の主圧力が働いているので、その表層部は北東方向を軸として大きく撓むであろう。これが東京湾および房総半島の方向と思われる。地表に見られるNE方向の小断層系は、この撓みが地表に与える引張りの効果によってできた重力断層であろう。

7. 今後の課題

以上は、南関東の大構造と小構造から得られる応力場の変遷を一元的に説明するための一つのスペキュレーションである。

細かい点では、まだこの図式にうまくあてはまらない現象もある。6に関しては、「葉山・嶺岡方向」から「東京湾方向」への変革がある一時期に行われたのではなく、互いに重なり合いながら交代していったように見える点が問題点の第1である。

メカニズムの面でも、たとえばもっとも若いEW性の正断層系の位置づけがうまくできていない。また、1923年の関東大地震の seismic plane とその発震機構 (KANAMORI, 1971) も、長期的な応力場の方向とうまく fit しないように見える。これらは、決して例外的な現象ではなく、「大切な赤ん坊」のような気がするが、未だどう育っていくのか見当がつかない、といったところである。

引用文献

- 藤田至則(1970) 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性 (星野・青木編) 島弧と海洋、東海大出版会、P1~30
 ICHIKAWA, M. (1965)

The mechanism of earthquakes occurring in Central and Southwestern Japan, and some related problems. Papers in Meteorol. Geoph., vol. 16, p. 104~156.

KANAMORI, H. (1971)

Faulting of Great Kanto Earthquake of 1923 as revealed by seismological data. Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 49, p. 13~18.

KANEKO, S. (1969)

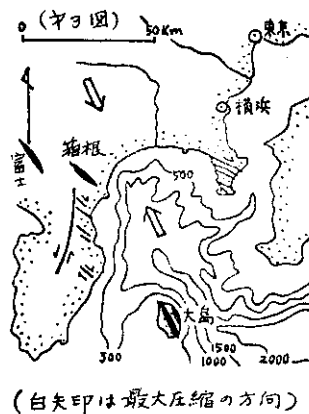
Right-lateral faulting in Miura Peninsula, south of Tokyo, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 75, p. 199~208

国土地理院(1971) 関東南部における最近の地殻水平変動(2). 地震予知連絡会報, vol. 5, p. 31~34.

松田時彦(1968) 飛騨山地および北伊豆地域の活断層図、および活断層の格付けの試み、災害科学の研究成果とその問題点, p. 148~150.

中村一明(1968) 広域応力場を反映した火山体の構造、火山, ser, 2, vol. 14, p. 8~20.

(三浦・房総の構造に関する筆者とその共同研究者の文献は省略した)。



地殻及び上部マンツルの熱的状態の考察

金沢大学 小林 洋二

地球科学にとって重要で且つ未知な現象に熱的現象がある。観測し得る量としては地殻熱流量だけであり、推定が多い。最近までに地殻熱流量の測定は急速に増加しつつある。その結果これまでの陸と海の平均熱流量はほぼ等しいという大ざっぱな議論にとどまらず地域による差、及びその要因までに発展しつつある。一方地球内部の温度分布の推定には地球の熱史の計算及び電気伝導度の分布からの温度分布の推定が行われてきた。しかし仮定が多すぎるために詳しい議論は出来ないように思われる。最近地震波速度構造の決定と高温高圧下の実験が進歩し、それらの組合せにより上部マンツルの温度の推定が試みられている。筆者は地震波速度構造、各種高温高圧実験（溶融・相転移・弾性波速度・熱伝導率・電気伝導率）から得られたデータ、及び岩石中の放射性物質の量等を考慮して地殻及び上部マンツルの温度分布の推定と地殻熱流量の地域性の解釈を試みた。まず地表付近の温度勾配は観測量に合わせ、その値は20~30°C/Kmである。速度構造から低速度層の最上部は深さ30~120Kmまで場所により変化しており、その厚さは100~150Kmである。筆者は低速度層はマンツル物質（ペリドタイト）の部分溶融の結果であると仮定している。高温高圧下の溶融実験からは期待出来る仮定であり（Kushiro et al）その上限と下限の温度は1,000~1,100°Cでほとんど等しい。C層での速度の急上昇は相転移の実験（Akimoto and Fujisawa, Ringwood）からオリビン・スピネル転移であることが推定された。藤沢によればC層始まりの温度は約1,100~1,500°Cであると推定された。

筆者はオリビンの電気伝導の測定からC層始まり付近で鉄成分が10%濃縮していると電気伝導度の分布が説明し得ることを示した。その結果藤沢の推定した温度より約200°C高くなることになり、C層の始まりでの温度は1,500~1,700°Cであると推定した。低速度層とC層との間には速度に急激な変化が見られないことから次式を用いる。

$$\frac{dV}{dz} = \frac{\partial V}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial V}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$$

ここでV、Z、P、Tはそれぞれ速度、深さ、圧力、温度である。 $\frac{\partial V}{\partial P}$ は観測量から $\frac{\partial V}{\partial P}$
 $\frac{\partial V}{\partial T}$ は実験から求められる。故に $\frac{\partial T}{\partial z}$ （温度勾配）が計算出来る。 $\frac{\partial V}{\partial z}$ は金森

Jhonson, Archanbau 等より計算し、 $\frac{\partial V}{\partial P}$ 、 $\frac{\partial V}{\partial T}$ は熊沢のデータを用いた。その結果200~350Kmでの温度勾配は2.5~3.5°C/Kmであり、低速度層及びC層で推定した温度から求めた勾配と一致する。以上の結果からC層までの温度が推定された。次に熱流量の地域性について述べる。熱流量の地域性は本能的には低速度層の深さ（プレートの深さ）の差によると考える。さらに陸上では放射性物質の存在量も加わる。海底下ではこれまでの分析結果から判断すると地殻及び上部マンツルでは放射性発熱量はほとんど無視出来る。それ故に熱流量は低速度層以浅の温度勾配と熱伝導率によって決定される。ただし海嶺や海溝では物質の上下移動に伴う熱の移動が考えられる。陸上では放射性発熱量は無視出来ない量である。Birch等の結果によれば放射性発熱量とマンツルから由来する熱流量の和として地殻熱流量が解釈されている。筆者の試みによれば北アメリカ、オーストラリア、ウクライナ、アルプスは低速度層の深さと地殻内の放射性発熱量で説明し得る。

震央分布と地質構造の関係について

東京教育大学 関 口 静 嘉

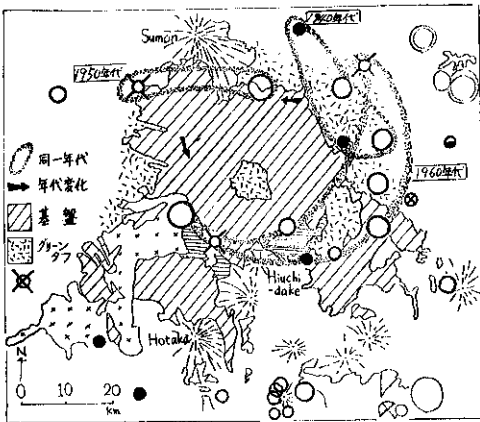
日本列島とその周辺地域において1926年～1967年の間に起きた主な地震の震央分布を地質図上にプロットした結果と、それについてのいくつかの考察を述べる。今回は主として東北地方、中部地方および関東の一部についての資料を整理し発表したものであるが、今後さらに地域を拡大する予定である。なお本研究にあたり常に御指導下さった鈴木尉元氏、助言をいただいた地質調査所石油課の諸氏に対して心から感謝の意を表する。

一構造別震央分布の特徴一

(1) 東北地方の基盤地域 以前から裏日本の基盤地域に地震がおこらないことが気付かれていたが、太平山地、朝日山地、飯豊山地、越後山地などの基盤地域の内部には震央は全く分布せず、その周辺部にのみ分布している。深さは40km以下のものが多いが、120～160kmの深さのものもともに分布している。これ

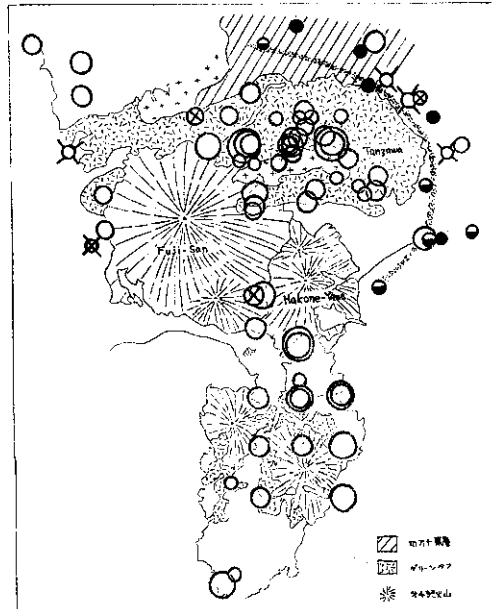
らの基盤岩地域は、いわゆるグリーンタフ地域（地質図上にグリーンタフが分布している地域）と境を接しているが、そのグリーンタフ地域中にも震央はあまり分布せず、両者の境界部に震央分布が集中する傾向がある。越後山地周辺の震央を同時期に活動したグループ別に分類してみると、ほぼ10年あまりの間隔をおいて活動しているグループにわかれる。それらの活動時期は東方から西へ、そして北部から南部へと移動して、40km以浅の地震と、120～160kmのものは同時期に活動しているのがみられた（第1図）。

太平洋側の北上山地については、山地全体に、北北西～南南東方向の褶曲を伴った断層が発達し、ほぼ中央部を通る早池峰構造帯が山地を南北に分けている。震央は、これらの断層、構造線方向と深い関連を持って分布し、断層が地下100kmにまで影響するのではないかと思われる。基盤中の断層の通らない部分



第1図 越後山地基盤地域の震央分布
※地震の深さと大きさは次の表に示す

深さ (km)	○	⊗	●	⊙	⊗
	0-39	40-	80-	120-	160-
	○	○	○	○	○
M =	0-2	~3	~4	~5	~6
	○	○	○	○	○
	○	○	○	○	○
	○	○	○	○	○



第2図 丹沢山地及富士伊豆付近の震央分布

では、やはり裏日本の基盤地域と同様の分布を示す。時間的に分類すると、断裂に沿って分布する地震は同年代に活動し、断裂の少ない大岩体部では、その周りを囲むようにしてほぼ10年間隔で活動しているのがわかる。

阿武隈山地では南部の変成岩の多く分布する地域で地震活動は活発で100km内外の深さのものとは40kmより浅いものが多い。

(2) グリーンタフ分布地域 基盤地域の項で述べたように、基盤岩と第三系分布地との境界に多く震央は分布する。(この境界は深部断裂によることが多いといわれる。)東北地方では数が少なく規則性はつかみにくい。

丹沢山地についてみると八王子線以东および丹沢北方の四万十帯に120~160km、200kmといった中発地震が活動し、グリーンタフ分布部に40km以浅の地震群がみられる(第2図)。

(3) 第四紀火山 震央分布が見られない地域として第四紀火山およびその噴出岩で構成さ

れるがあげられる。殆んど第四紀火山は周辺部を除いて震央が分布しない。火山岩体は平面で直径20~50kmの大きさだが震央決定の精度は±2.3kmであることが多いので周辺部にのみ地震が起こっていることは確からしい。

浅間・榛名・赤城を結ぶ地域の南側と北側に

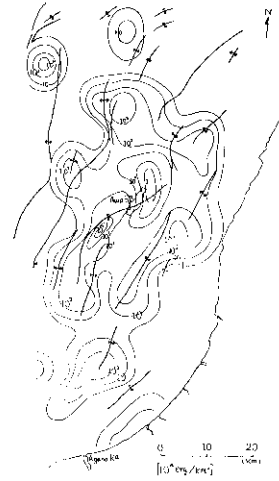
120km以深の地震の巣が存在し、西・東側には40km以浅のものが分布する。

富士・箱根・伊豆においても震央はきれいにその周辺部に分布して火山の中部にはみられない(第2図)。

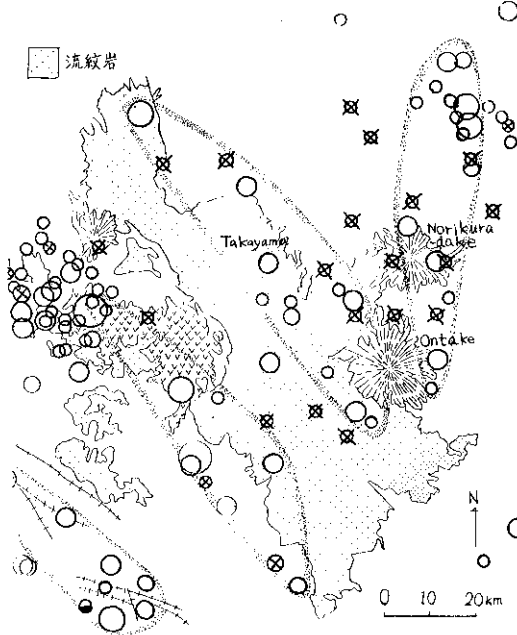
(4) 濃飛流紋岩類地域 北西-南東方向の断層に平行して東側と西側に浅い地震が分布する。これらの地震のうち引引分布が4象限型を示す地震の接線方向のひとつが震央分布帯の方向と一致しているのがみられた(第3図)。

(5) 日本海の背斜構造 新潟第三系堆積盆におけるのと同様、主な地震は背斜軸に沿って帯状に分布している。これらの地震のマグニチュードをエネルギーに換算してコンターをひいてみると高エネルギー部が背斜軸付近にすることが明らかにみえる(第4図)。

(6) 以上の他、糸魚川-静岡構造線沿いや濃尾平野に根尾谷断層延長部からのびるようにして震央が線状に分布するのがみられ、これらの一連の地震は時間的にも関連をもちながら継続的に起きている。



第4図 新潟県背斜部の地震エネルギー



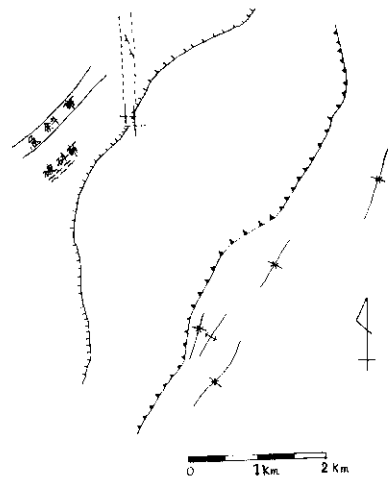
第3図 濃飛流紋岩分布地域の震央分布

新潟県 楡形山脈の断裂構造

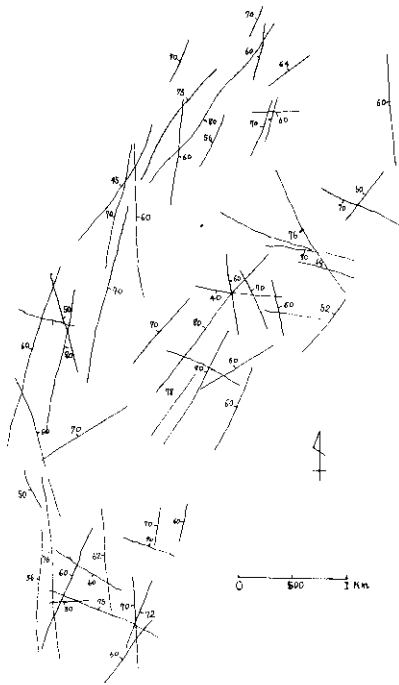
新潟大学 高橋 明

新潟堆積盆地の新生界の褶曲機構については、大別して基盤ブロックの垂直昇降によるものと、水平方向の圧縮性応力に原因を求める考えとの2通りの考え方が提唱されている。前者の立場をとるには、基盤運動の実体と褶曲形成との関係を具体的に解析する必要がある。楡形山脈は褶曲構造の基盤である花崗岩類からなり、山体の両側には、新第三紀層が帯状に分布しており、上述の問題を解決するのに適当な地域である。新第三紀層は山体の西側で正断層、東側で逆断層で接しており地壘状の形態を示している。第三系自体の構造は西側で西傾斜、東側では全体としては東傾斜であるが小波長・短軸の背斜・向斜からなる波曲構造を呈しており、西側では山体に平行な急斜帯もある(第1図)。基盤の花崗岩体中には、多様な断裂が発達しているが、それらを分類すると、楡形方向(N40°E)のもの(longitudinal)と、これに直交(cross)および斜交(oblique)するものの3種が識別される(第2図)。一方、花崗岩体の運動史は、古第三紀頃併入した後、少くとも現在これを直接被っている津川層相当層の堆積前までには、数10kmの深さから地表に一旦露出し、その後、第三系の堆積の進行と共に数kmの深さまで沈降し、再び隆起に転じて現在に至ったことは明らかである。このような基盤の運動に対して、節理系の形成に関するPRICE(1960)の考え—静水圧状態に近い状態で、マクスウェル物体が深部より上昇するさいに生じる断裂の形成機構—を適用すると、地下数10kmの深さから上昇してきた岩体には、垂直でかつ直角に交わる2方向の断裂が出来るはずであるが、楡形山脈の場合、断裂面の大部分が垂直ではなく、ある傾向をもって傾斜しているという事実は、基盤岩の傾動、すなわち回転を伴う

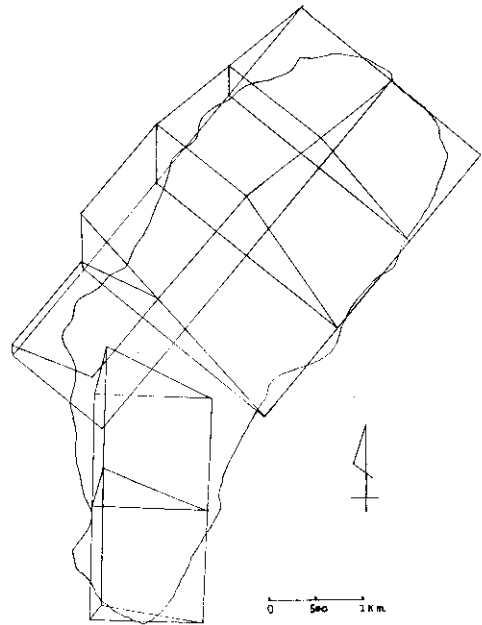
隆起運動を考えなければ説明できない。調査地域を9つに区分し、各地区毎の断裂面の方位の集中状況をみると、更に小さな単位ブロックと、そのブロック毎の差別的な傾動を読みとることができる(第3図)。それを総括すると、北部では北東へ傾き、中部では最も上昇が大きく南東から東へ傾き、南部では東への傾きと同時に南の方へも傾いていると言え、いわゆる楡形方向にドーム状のような形態を示しながら東へ傾動していったことが考えられる。第三系の構造は上述の考えを満足しており、新潟堆積盆地における褶曲の特徴としてあげられる転倒側の脚部に中〜低角の衝上断層を伴う非対称な過褶曲で、倒れる方向は、同一褶曲帯の中でも必ずしも一致していない事実を説明することができる。又、平野(1966)によって指適されている、「Compatibility」の概念を適用すると山体東側の短縮領域と西側の伸長領域とでCompatibilityが満足されているとみることができる。



第1図 構造図



第2図 節理系統図



第3図 相対的な傾動運動を示す模式図

北部フォッサ・マグナ地域，鬼無里周辺の地質構造 —主に鬼無里背斜，日影向斜の性格について—

新潟大学 市野文明

はじめに 地質調査から得られる褶曲波形を決定する情報は限られてくる。そこで、内部構造（主に小地質構造）を詳細に調査することにより、褶曲形態をも逆に推察することができる。造構運動の最終的な像としての歪を詳しく調べることから、その運動像と力学像をも解釈できる。これとは逆に、力学像を含むモデルを設定して、実際の野外の事実を基礎として、現象が地質学的に許容される範囲内において、物理学的に検討してみる。

背斜軸の延長方向のうちNNEの方向を有するところをAゾーン、NNE-NE方向を有するところをBゾーン、NE-ENE方向を有するところをCゾーンと区分した。

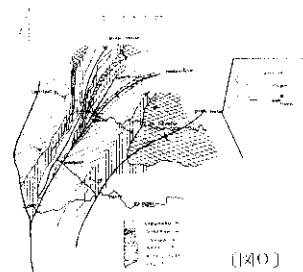
Aゾーン：(図1)背斜軸面に沿い持京断層が生じている。この断層を直接に観察できる露頭はみつからないが、近くに発達する小構造から検討すれば、重力断層の性質である。垂直落差成分は2200mとみつめられる。尚、互いに共役する断裂系から主応力軸を求めると、背斜軸部に沿う部分では最大引張り主応力軸は層理に垂直に近い。このことは、背斜軸部に沿う重力断層が存在することと矛盾しない。種々の褶曲の形態を示すパラメーターに関しては検討中であるが、 $\frac{1}{2}$ 波長は770m±とみつめられる。(しかし competent layerをはっきり決定していないので、なんとも言えないが、野外調査からは小川層あ

たりが妥当であろう。) 中立面は図1の断面ルートでは観察出来にくい、図2からの関連から判断すれば、背斜東翼は概して、intradossに入り込む。しかし、高府向斜との inflection point に近い部分では、内部構造の変化の共存がみられた。図1に示される褶曲の形は symmetric plastica type fold と呼ぶ。

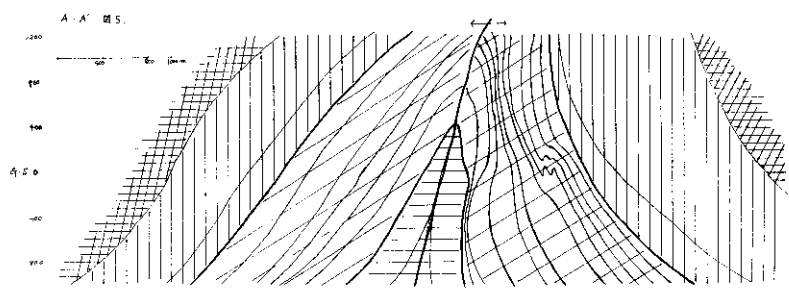
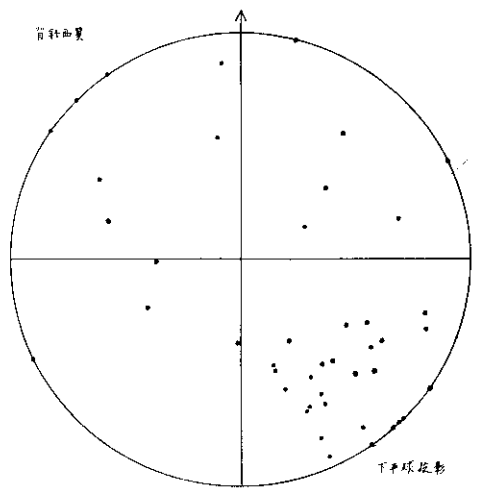
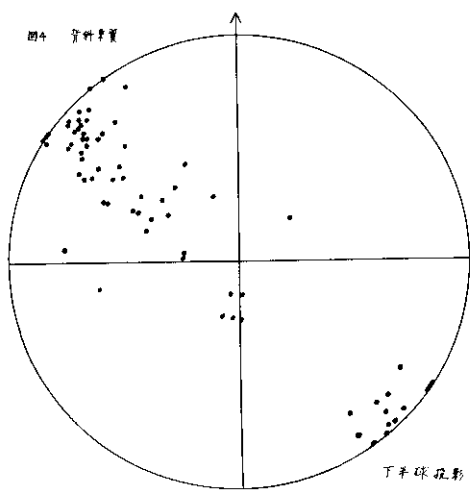
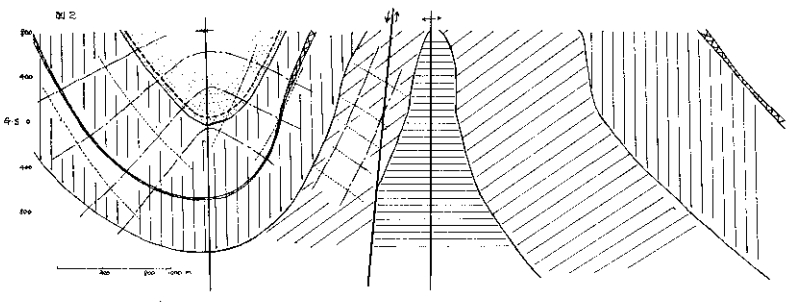
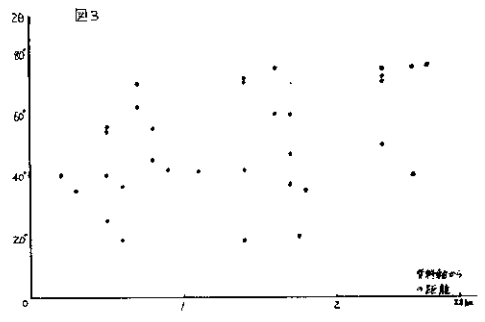
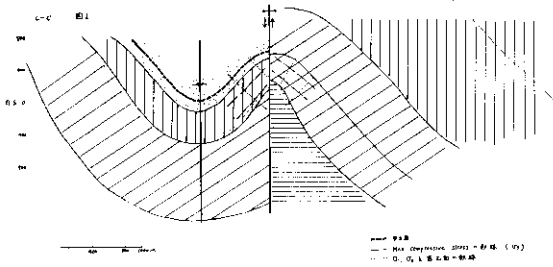
Bゾーン：(図2) 背斜西翼に断層があり、ここでの垂直落差は600mである。1/2波長は、小川層をcompetent layerとすれば、断層を復元して計算すれば2200mとみつけられる。(しかし、competent layerは他にあるかもしれないので、推測としておく) 中立面は図2にみられる如く日影砂岩礫岩層(猿丸層に対比)最下部にあり、高府向斜との関連から考えると、背斜部はintradossにあたる。背斜構造の形態は、いくぶん非対称で東翼に逆転層を有する。(背斜軸部が実際に見られないので厳密に形態を論ずることはできない。) 図2断面においても、Aゾーンにみられる断層の周辺の主応力の配置と同様に、引張り性の最大主応力は、ほぼ層理に垂直に近い。図2に描かれている主応力軸の軌跡はデータが少ないのではっきり言えないが、ほぼ圧縮性の最大主応力軸が層理に垂直に近い。図2で示される断面において、剪断面角と、その背斜軸からの距離の関係を求めると図3のようになる。各点がばらつくのは、背斜軸部に分布する西京泥岩層に、いくぶんか流動を示す変形がみられること、又、背斜東翼における逆転層がみられることから剪断面角に2次的な変化があったと解釈される。このとき、剪断面角は一樣方向の応力に対して増加するが、主応力の方向には変化はないから、図2に描かれた最大主応力の軌跡は、褶曲形成時の応力軌跡と考えてさしつかえない。図4は、図2断面ルートにみられる断裂形の投影である。背斜東翼では、傾斜80°前後で粘土を伴うbedding slipが見られる。又、走向は地層のそれと類似で、傾斜

だけが、地層のそれより若干ゆるやかなものがみられる。背斜の西側では、各点はばらつくが、やはり走向は地層のそれと類似であるが、傾斜だけが地層のそれより若干ゆるやかなものが多い。

Cゾーン：(図5) 著しい非対称を示し、東翼には軸部から1Kmに渡り逆転層、1/2波長35~25mの褶曲が存在する。圧縮性の最大主応力軸が背斜東翼部で層理に対して高角度で交わるものがみとめられるが、このことは図2に示されている中立面が単一のものであるとすれば、この背斜の部分はintradossにあたる。又、持京断層はその性格として、南部ほど落差が大きく、西京で600mの落差は、その北方延長約4Kmあたりで消滅すると考えられ、断面4の西方には断層はないと考えられるから、1図、2図の如く中立面が移動するとは考えられない。ここでの背斜の形態は、asymmetrical chevron fold に近い。以上、本地域の褶曲の形態と内部構造から推察される運動像の一部を論じたが、成因に関する解釈は検討中である。しかし、筆者は日影向斜、鬼無里背斜、高府向斜との関連から考えられた中立面の存在を基にして横座屈による成因が妥当であろうと考えている。この解釈を進めるに当っては、本地域の褶曲の脚が比較的直線的であることから、N. J. Price (1966) の述べている Buckling moment + bending moment から生ずる inclined max. stress による非対称な chevron fold の成因、plastica type の fold の成因などが、非常に興味をつのらせる。



(図4)



碎屑岩岩脈から見た破断の形成

同志社大学 鈴木博之

1. はじめに

碎屑岩岩脈は古くからさまざまなものが報告され、形態・形成時期・成因などから、いろいろに分類されている。一般的に岩脈の配列と大構造とが関連をもつために、岩脈形成のきっかけとなった断裂形成時のストレス配置の復元などに有効であることが認められている。ここに報告する碎屑岩岩脈は、規模は小さいが、表面に特異な波状の装飾をもち、これまで記載されていず、更に表面装飾の検討から、岩脈形成のきっかけとなった破断の生成機構および破断の伝播についての手がかりを与える点で重要であろう。

2. 地質条件と岩脈の形態

紀伊半島南端の枯木灘海岸には、古第三紀～前期中新世の牟婁層群が各種のフリッシュ相として露出している。問題の碎屑岩(砂岩)岩脈は、牟婁層群中部の泥質フリッシュないし砂泥等量フリッシュ中の近接する3地点で発見された。1地点はスランプにより逆転した背斜(synformal anticline)を構成するフリッシュ中、他の2地点は通称ヒラシマと呼ばれる波蝕台上の、東西に走りゆく西へ沈下する軸をもつ開いた向斜構造の北翼を構成するフリッシュ中(南翼は海面下で不明)である。ここでは構造単純で岩脈も多数あるヒラシマでの観察をもとにして述べる。

ヒラシマでは、5~10cm/c成層するフリッシュ中に厚さ35cmの1枚の砂岩があり、この砂岩を母体として砂岩岩脈が層面にほぼ垂直(75°~90°)に上又は下に伸びている。母体の砂岩は中粒砂岩で、不明瞭だが級化し、上部には顕著なconvolute laminationが見られるが、底痕はまれである。この砂岩はほぼ100mにわたって露出していて、

その間に上、又は下に108枚の砂岩岩脈が見い出される。これらの岩脈は、後述するように、細かく見れば断面でptygma状に波うっているが、大きく見れば砂岩部から上位又は下位に離れるにつれて次第に薄くなりついには尖滅する一枚の板状体と見なされる。砂岩からわかる部分での岩脈の厚さは最大1cmで、大部分は0.2~0.4cmと薄い。層面方向にもほぼ直線上に伸びてやはり両端は尖滅する。両端が判明しているもので最長124cmである。上位および下位への伸びはいずれの岩脈も一様で18~20cmであり、この間の周囲の岩質は泥ないしシルトで一様である。岩脈面の走向・傾斜は、褶曲の軸部を除けば一様で、ステレオ投影すれば比較的よく一点に集中し、2組の面といったものを識別することは無理である。岩脈面と層面の交線は褶曲のhinge lineとも無関係である。岩脈によってへだてられた両側の地層は、層面方向にも上下方向にもくいちがいはない。逆に、時に岩脈の方が層面に沿って最大6cm程度ずれており、ずれの方向は、上位に伸びた岩脈では、砂岩に対して岩脈が相対的に南すなわち向斜軸方向へ、下位に伸びた岩脈ではその逆にずれるものが多い。

この岩脈の最大の特徴はその表面の特異な波状装飾である。波蝕によって泥質部がうまくはぎとられて岩脈の表面が広く露出しているものでは、岩脈の表面に、岩脈面と層面との交線上の一点から波状に広がる半同心楕円状の起伏があり、更に同じ一点から放射状に伸びる微小なリッジとみぞがこの起伏に重なって存在する。この岩脈を露頭からはがして反対側の面を見ると、表側の装飾と正反対のすなわちレプリカにあたる起伏がある。この岩脈を一点から放射状に伸びるリッジ沿いに切った断面では、波形はconcentricな

ptygma 状のものから非対称なものまでいろいろある。

波形は層面方向で最も波長が長く 1~4cm、振巾は 0.5~1cm 程度である。(別地点の逆転背斜部の厚さ約 10cm の中粒砂岩から伸びる岩脈群では、波長・振巾ともやや大きく、それぞれ 4~7cm、1~2cm である。) 108 枚の岩脈中この波状装飾をもつものは 37 枚見い出されているが、残りの岩脈も面が露出していないのははっきりしていないだけで、断面はやはり波状をしているので、残りのほとんどにも同様な波状装飾があるものと考えている。

3. 岩脈の成因

上に述べたことから、これらの岩脈の母岩が一枚の砂岩であることは自明である。砂岩から下位だけでなく上位にも伸びて尖滅していることから、岩脈形成のきっかけとなった断裂は、砂岩がある程度海底面下に埋積された後形成されたことを示すし、岩脈の両側で地層の変位が見られないことは、この断裂が破断であることを意味する。向斜構造の形成に伴う層面すべりで岩脈がずれていること、岩脈が下位にも伸びていること、褶曲の hinge line と岩脈面の配列が無関係であることから、この破断の形成は褶曲時以前である。更に泥岩部には破断ができ、砂岩部は割れずに自由に動きうるような条件は、堆積し固結後まもない時期でなければならない。

岩脈の貫入とそのきっかけとなった破断との関係には、2つの場合が考えられる。1つは、まず波状破断面が形成され、そのあと

(ほとんど同時でもよいが) 砂が砂岩から押し出されてクイックサンド状にこの割れ目を満たしたとする考え。もう1つは、水を含み圧力を受けた砂自身が割れ目を形成しつつ押しこんだとする考えである。後者の考えでは波状面の形成がうまく説明できない。一応前説をとることとする。その場合、問題は波状

破断面の形成機構である。類似物を求めれば、細粒均質な岩石中に生ずるいわゆる conchoidal fracture がわりと似ているが、その成因はよくわかっていない。金属の破壊についての研究で、脆性物質における衝撃破断面やくりかえし荷重による疲労破断面に特徴的なリブマークとハックルマークと呼ばれるものが、スケールは小さいが、それぞれこの岩脈面の波状起伏と放射状のリッジ・みぞによく似ている。疲労破断では、くりかえし荷重がかかる毎に破断面の進行が一律でなく不連続に進むので、波状の破断面が形成されると説明されているようである。はっきりしていることは、いずれの場合でも破断が一点から始まって波状に広がっていくということである。これと関連して、上述の逆転背斜部では、岩脈の波状起伏の中心がいずれも層面上に突出したソールマークにあたることは重要で、こうした突出部で一種の応力集中が起こって破断が始まることを示すものではなかろうか。

以上のことから結局、このフレッシュ層が堆積後ある程度埋積されて泥質部の方が砂岩部より脆性的な段階で、急にストレスがかかり、異質な泥質部と砂岩部の境界特にソールマークなどによる突出部に応力集中が生じて、この一点からより脆性的な泥質部に破断が発生する。一点から広がる破断面は、ストレスの周期的変化(地震のようなものが考えられる)によって波状にまがって、波状破断面となる。ほとんど同時にまだ固結のすすんでいない砂が、応力の周期的変化とともにクイックサンド化して、瞬間的にこの破断面に貫入したものと考えられる。

この解釈にもまだまだ問題はあがあるが、破断の形成機構の一つを説明する手がかりを与えらるものとして、この砂岩岩脈は意義あるものと考え報告した次第である。

襟裳岬・歌露礫岩の变形について

北海道大学 卯田 強

北海道の脊梁をなす日高山脈は、すでにその峻険さはなくなり、比較的なだらかになって襟裳岬から遠く海に没する。襟裳岬の基盤はいわゆる非変成の日高層群で、岬部の大半を構成する。北西海岸沿いに、剪断帯ともなう衝上断層によって境される新第三系の襟裳累層が分布する。これは下部砂岩層、礫岩層、上部砂岩層により構成されている。

礫岩層は大小さまざまな円礫〜亜角礫を含み、膠結物は細粒の砂岩及び輝緑凝灰岩である。礫種としては花崗岩・砂岩・チャートなどであるが、中でも花崗岩礫は特徴的で、亜角礫〜角礫状で分級も悪く崖錐性の堆積物であろうとみられる。この礫岩は襟裳岬北西約7 Kmの歌露付近で著しい変形をうけていて異状な形態を示す。

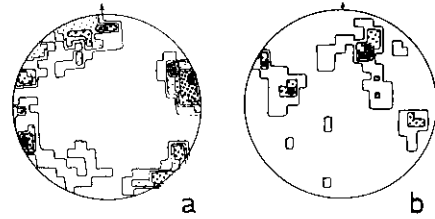
1 断層系について

歌露の海岸に露出する崖は、著しく変形した花崗岩礫を含む礫岩層で、そこには数多くの小断層群が発達する。これらの小断層群は相対的に古いものから順に次の3つに分けられる。1)南北性小断層群(SF系)、2)東西性低角断層群(LA系)、3)東西性急角断層群(HA系)

(1)南北性小断層群(SF系)

このSF系はこの地域で最も古く、他の系により切られている。断層面は癒着しており、面はほぼ直線的で、地層の引き摺りは全くみられない正断層で、10数cm以下の落差をもつ。東西性のものもあるが、南北性のものが多い(第1図a)。

dip-slip型の性質をもち、共役剪断面角は7°である。主圧縮応力軸はNW方向のものとNE方向のものがあることがわかるが、NE方向の圧縮応力の方が優位を占める(第1図b)。

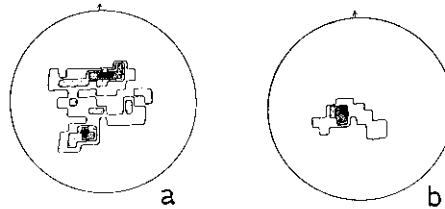


第1図 南北性小断層群(SF系)のπ-pole diagram (a)と主圧縮応力分布(b)

(2)東西性低角断層群(LA系)

LA系はSF系を切り、HA系によって切られている逆断層系で、断層面は多少開離しており、曲線的で長く発達する。E-W25SおよびN60W25Nの2方向が卓越し(第2図a)落差は不明瞭である。strike-slip型の性質をもち、共役剪断面角は117°とやや大きすぎる傾向がある。

主圧縮応力の方向はほぼ垂直に近くバラツキは少ない。低角の断層は、一般に水平の圧縮により生ずると考えられているが、この結果からは垂直の圧縮応力によっても生じることを示している(第2図b)。



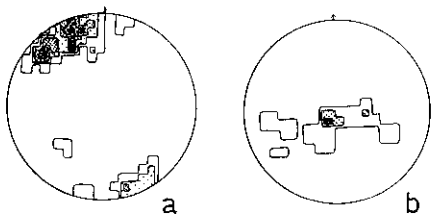
第2図 東西性低角断層群のπ-pole diagram (a)と主圧縮応力分布(b)

(3)東西性急角断層群(HA系)

SF系・LA系を切り、正断層系で一般によく発達する。断層面は普通開離しており、泥質砂岩など礫岩の膠結物により充填されて

いて、曲線的であるが、時にレンズ状または馬尾状分岐のものもある。大きいもので2m、普通0.1~1m程度の落差がある。断層面の走向、傾斜はN70E 80SEで、ほぼ垂直で、dip-slip型の性質を有する(第3図a)。

主圧縮応力の方向はN42E79SWではほぼ垂直である(第3図b)。共役剪断面角は44°である。



第3図 東西性急角断層群(HA系)のπ-pole diagram (a)と主圧縮応力の分布(b)

II 花崗岩礫の形態について

かつて竹内嘉助らがこの礫岩層について初めて記載し、次のように報告している。「…歌麿礫岩層の礫は特に夥しい花崗岩を有し、其各礫中には膠結物圧砕され、或るものは甚だしく引き延せられたるが如きあり。」花崗岩礫の外見上の形態は上述のように伸長状の



第4図 花崗岩礫の形態

ものであるが(第4図)しかし塑性変形した証拠はない。鏡下ではモザイク構造を示し、斜長石・正長石・石英・黒雲母を主とし、チタン石・ジルコン等を少量含む、ごく普通の花崗岩である。ただ剪断性裂かが多く発達しており、その付近ではカタラスティック構造を示す。

そこでは破砕された石英・長石片と再結晶した方解石炭酸塩鉱物・緑泥石・石英・緑レン石などが見られ、また黒雲母は劈開面が曲りkink bandを生じ、そのほとんどが仮像

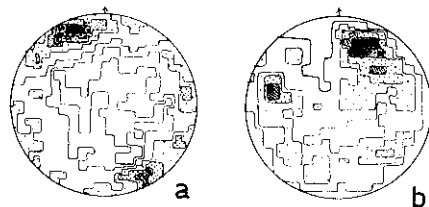
となって斜ニウレン石化しており、一部は緑泥石になっている。

この再結晶鉱物の組合せからは低変成のgreen schist相に相当すると考えられ、100~200°C、5~7kbぐらいの温度圧力条件が推定される。

この花崗岩礫の変化は、その外見的伸長方向と斜交する数多く発達する剪断性裂かにより、細く寸断され、その小さな“ずれ”の集積として伸びた形になり、その後続いて生じた断層により引摺られて伸張したように見えるのである(第5図a)。

剪断性裂かは、dip-slip型の性質のもの、strike-slip型またはその中間的なものの性質をもつ。剪断性裂かの面はmeso-scopieには面なしである。

共役的な剪断性裂かの応力解析から、主圧縮応力はN26E13NEおよびN75W30NWと2つの集中点を示す。これは裂かを生じた剪断応力が2つあることを意味するが、果してどちらの応力が先行するのか不明である。しかしながら、主圧縮応力の分布は南北性小断層群(SF系)の主圧縮応力分布と近似しており、このことから花崗岩礫を引き伸ばした直接の原因となる応力は、南北性小断層群のそれと同一であると考えられる(第5図b)。



第5図 花崗岩礫の剪断性裂かのπ-pole diagram (a)と主圧縮応力の分布(b)

地質構造の光弾性モデル実験

地質調査所 衣笠善博

光弾性実験とは

ある種の弾性体を光が透過すると光は複屈折をする。この性質を光弾性効果という。この複屈折の量は弾性体内に作用している差応力（主応力差）に比例する。また弾性体を透過した光は弾性体内の主応力軸に直交する2つの平面偏光に分かれて進行する。この関係を利用して弾性体内の応力の大きさや、主応力の方向を求めようとするのが光弾性実験である。

光弾性効果をもつ弾性体を光学的活性体という。光学的活性体としては、ガラス、塩化ビニール、アクリル樹脂、エポキシ樹脂等があるが、これらはヤング率が高く、工学的な分野に用いられる。地質構造をスケールモデルで実験しようという場合にはヤング率の低い光学的活性体を必要とする。ゼラチンゲルのヤング率は数 100 gr/cm^2 であり、これに相当である。

相似比

地質構造はその長大さのため解折が困難とされるが、スケールモデルを使う事によってこの困難は解決される。スケールモデル実験には相似条件が考慮されなければならない。第一表に実験に用いた10%ゼラチンゲルの物性と、岩石の物性を示す。これらの相似比から応力に関する相似比が導びかれる。実験モデルでの応力値をこの応力の相似比で除する事によって実際に作用する応力の値を得る。

	岩石	ゼラチン	相似比
密度	2.0 gr/cm^3	1.02 gr/cm^3	$C\rho=0.5$
ヤング率	$10^7 \sim 10^8 \text{ gr/cm}^2$	300 gr/cm^2	$C_E=0.5 \times 10^{-5}$
重力の加速度	1	1	$C_g=1$
長さ	} $C\sigma = C_E = C\rho \cdot C_g \cdot C\ell$		$C\ell=10^{-5}$
応力			$C\sigma=0.5 \times 10^{-6}$

第1表

実験

実験は基盤ブロックが昇降運動をする際の被覆層中の応力場を求めめるために行なった。基盤は剛体とし、被覆層は等方、均質でその物性は第一表に示した通りとする。

上昇するブロックの幅は10Km（実験モデルでは10cm）、10Km（10cm）間隔をおいて5Km（5cm）2ヶ所、及び幅20Kmの陥没とした。被覆層の厚さは5Km（5cm）とした。基盤ブロックの変位量は数100m（実験モデルでは数mm）程度とした。

結果

4つの実験のうち、後3例について300mの変位置の結果を図に示す。“等色線図”は差応力（ $\sigma_1 - \sigma_2$ ）の大きさを示す。“等傾線図”は主応力の傾斜を示す。“主応力線図”、“最大剪断応力線図”は等傾線図を基に作成したものである。

上昇するブロックの両横の表面に近い所に等色線図で0となる所（特異点）がある。従ってこの点では $\sigma_1 = \sigma_2$ であり、主応力線はこの点を中心に大きく向きを変え、この点より上の表面部では水平の圧縮の場となる。この特異点は100m程度の変位置では出現せず、主応力線はゆるやかに波曲するのみである。500mの変位置ではこの特異点は深くなり、水平の圧縮の場が広がる。

被覆層のうち差動する基盤ブロック周辺では等色線図で高い繰次数を示している。

差応力と主応力の傾斜から剪断応力差積分法（図式積分法）を用いて主応力単独値が決定される。主応力単独値を破壊基準をあらわす式に代入すれば破壊領域が決まる。

考察

主応力線は野外の小断層等から得られた主

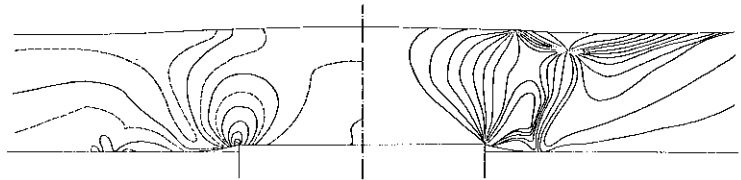
応力軸配置と対比される。等色線と等傾線から決定される破壊領域は野外に於ける断層の分布、地震の震源分布と対比される。

破壊領域以外でも大きな応力が作用する部分では、その応力は褶曲等の変形となってあらわれるであろう。

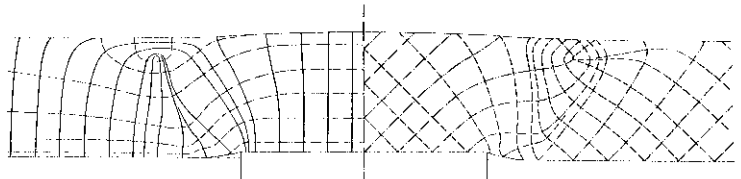
上昇するブロックの中央部では表面の被覆層のおおよそ半分の深さまで破壊領域に入る。その破壊の引張の主応力軸は水平である。前述の圧縮の主応力軸が水平となる部分での主応力単独値は $200\sim 300\text{ gf/cm}^2$ となるが、差応力としては小さく、破壊には至らない。したがって水平の圧縮を示すような断層は観察されないであろうが褶曲等、別の現象としては観察されるであろう。

基盤ブロックの境界周辺での高い差応力は、基盤岩分布地域の周辺にそって震源が分布する事と合致する。

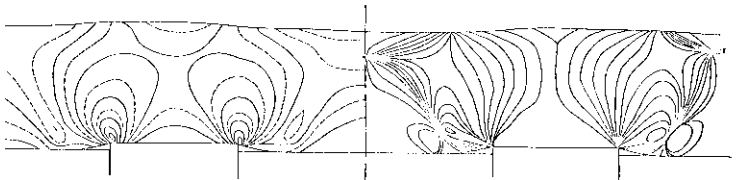
実験モデルと野外の構造との相似を高めて実験を行う事によってより多くの情報を得る事が出来るであろう。



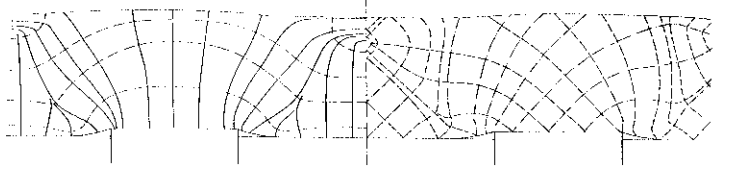
(図1) 等色線図 等傾線図



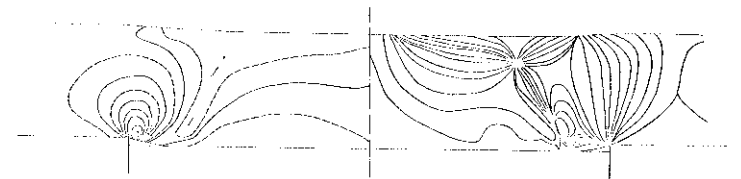
(図2) 主応力線図 最大剪断応力線図



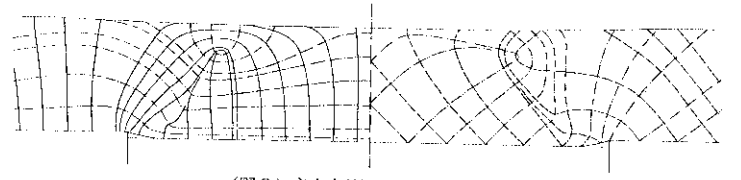
(図3) 等色線図 等傾線図



(図4) 主応力線図 最大剪断応力線図



(図5) 等色線図 等傾線図



(図6) 主応力線図 最大剪断応力線図

箱型背斜の翼部に発達する断裂についての粘土を用いた実験

地質調査所 小玉 喜三郎

1. ねらい

褶曲のメカニズムは大きく2つに分類される。1つは地層に平行な水平圧縮により、それと直交する方向へ地層が座屈するタイプで他の1つは、地層に直角な方向から力が加わり、その方向に曲げられるタイプである。これらのメカニズムの違いは、褶曲の内部構造にもあらわれるとされている。即ち前者では地層中に中立面が発生し、その外側部では伸長性の変形が、内側部では圧縮性の変形が生じる。一方後者のタイプでは褶曲部の全般にわたって伸長的であると考えられる(1970植村、など)。

鈴木ら(1971)は新潟堆積盆地中に発達する第三系の褶曲について、上記の2つのタイプが存在するとしている。そしてその形成機構を論ずる中で、第1級の規模をもつのは上記の後者のタイプの褶曲であり、前者のタイプの褶曲は第2～3級の規模で、しかも第1級の褶曲の側部に付随的に発達すると考えられるとのべている。

筆者はこの第1級のタイプでも代表的な東山箱型背斜(長岡市東方)の翼部において、小断層を解析し、いくつかの系統を識別したが、褶曲形成との関連は十分つかめず、可能性を推論するとどまった(鈴木ら、1971)。

この実験は上でのべたような箱型背斜において、特徴的な内部構造は何か、特に翼部に形成される断裂のタイプや発達の特徴は何かを知るために行った。

2. 実験条件と解析法

相似条件を次のように設定して行った。

(自然)	(モデル)	(相似比)
1km	1cm	$C_l = 10^{-5}$
100,000 yrs	1min	$C_t = 2 \cdot 10^{-11}$
1mm/y r	1mm/min	$C_v = 5 \cdot 10^{-15}$
$4 \cdot 10^{20}$ poise	10^4 poise	$C_\eta = 4 \cdot 10^{-16}$
$2 \cdot 10^8$ dyn/cm ²	10^3 dyn/cm ²	$C_\sigma = 5 \cdot 10^{-6}$

このため地層に対比される材料として次の粘土を用いた。

材料：ベントナイト(商品名フネゲルD1)

水分：85% (含水比550%)

粒度：90%以上-250メッシュ

粘性： 10^4 poise (予備測定)

降伏値： 10^3 dyn/cm² (")

モデルは、高さ5cm、長さ100cm、奥行20cmの粘土で、石膏製で中央の巾10cm部が高さ2.5cmまで上昇するような基盤に乗せたものである。この中央ブロックは0.23、0.5、1.0、2.0、5.0、10.0mm/minの各速度で上昇するように作られている。上のcmをkmに、mm/minをmm/yrにかえたものがモデルとする自然に相当する。断裂及び変形の解析はモデルの前、後面(解放状態)にあらかじめ刻した円の変形を写真撮影し、拡大観察して行なう。

4. 結果

①変形の進行にともなって次の順序に断裂が発達した。①低角断層：向斜側では逆断層、背斜側では正断層で、いずれも向斜側から背斜側へずれている。長さは短かく進行して多数発達する。②高角断層：殆んど垂直で表面部では向斜側にわん曲する逆断層、いずれも向斜側がおち、最大5～6cmで枝分れや分散する。③引張性正断層：表面部から1cm位までに翼部の背斜軸周辺に共役的に発達する。④歪楕円より求めた歪軸は上の①と②の断層面角を2等分する軸と一致する。この剪断面角は82°、向斜部の歪楕円は水平方向の圧縮を示す。しかしその率はわずかで褶曲や逆断層を発生させる程でない事がわかった。⑤変形速度が速い場合には高角断層の発達が分散的になる傾向がわずかに認められた。

5. 実験結果のフィールドでの検証

多層モデルや座屈モデルとの差異を今後検討したい。

< 文献紹介 >

Deformational Mode Fields in Experimentally Deformed Rock

by F.A. DONATH, R.T. FAILL, & D.G. TOBIN

(G.S.A. Bull., Vol. 82, p. 1441-1462, 1971)

筆者らは、岩石の三軸圧縮試験によって、変形の様式 (deformational mode) が、封圧とひずみ量 (total strain) に応じて、どのように変化するかを研究した。使用した試料は、オルドビス紀の Crown point 魚卵状石灰岩 79個と Beldens 大理石 32個である。実験はすべて、室温、乾燥状態、ひずみ速度 3.9×10^{-5} /sec、封圧 1~2,000 bars で行なった。そして、いろいろのひずみ量のところで実験を中止し、試料を顕微鏡で観察した。地殻上層部くらいの物理条件のもとでは、変形の様式は、主として、封圧とひずみ量に左右されるので、ひずみと封圧をそれぞれ縦軸・横軸にとったグラフ状に変形の様式をプロットしてみた。第12図に Crown Point 石灰岩の例を示す。これを deformational mode field

diagram (DMF 図) という。それぞれの変形の様式は顕微鏡の観察によって決められる。^{*}ここで incipient ductile fault とは、uniform flow と肉眼的にもわかる ductile fault との漸移形態をさす。Beldens 大理石の場合は、横軸に平行移動しただけで、変形様式相互の関係は本質的に変りない (第15図)。ただ、extension fracture の領域がないだけである。

天然の変形の場合、もしもひずみ量が別の手段でわかれば、その変形様式から DMF 図より変形時の封圧を推定できる。また、岩質の異なるいくつかの岩石が同一条件のもとで変形した場合、それぞれの DMF 図の重なり具合から、変形時の物理条件を推定できる。

(岩 松 暉)

*cf. D.G. TOBIN & F.A. DONATH (1971) : microscopic criteria for defining deformational modes in rock, G.S.A. Bull., vol 82, p. 1463-1476.

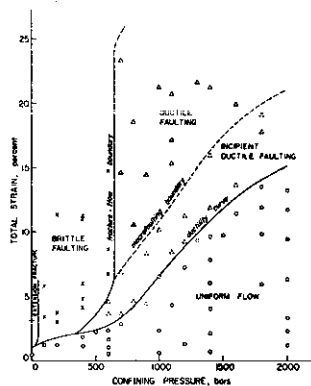


Figure 12. Deformational mode field diagram for Crown Point limestone deformed at room temperature and a strain rate of 10^{-5} per second. The mode of deformation observed for a specimen deformed at a given confining pressure to a particular total strain is indicated by a specific symbol: extension fracture by +; brittle fault (shear fracture or shear zone) by x; ductile fault by Δ; and uniform flow by ○. Transitional modes are indicated by dashed symbols.

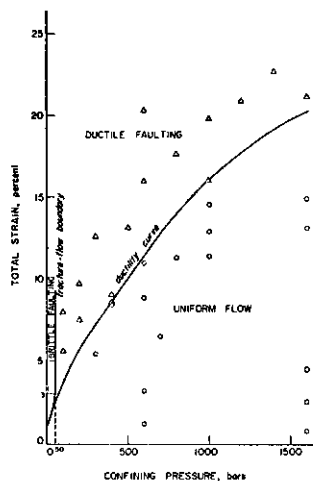


Figure 15. Deformational mode field diagram for Beldens marble deformed at room temperature and a strain rate of 10^{-5} per second. Brittle fault indicated by x; ductile fault by Δ; and uniform flow by ○.

<研究室めぐり> ①

— 東 北 大 学 構 造 地 質 学 研 究 室 —

I スタッフ名とそのテーマ

北村 信 (助教授)

東北日本の造構運動及び構造発達史
(特に第三紀造構運動、グリーンタフ変動)

大槻憲四郎 (修士2年)

棚倉破砕帯の構造発達史
(断裂、ゲフェューグ解析に重点)

宮口英雄 (修士1年)

褶曲構造発達史
(南部北上山地、雄勝背斜を例にして)

永広昌之 (修士1年)

断裂と褶曲構造の関係について
(南部北上山地、唐桑地方を例にして)

川上 享 (修士1年)

礫岩の堆積環境と造構運動について
(南部北上山地、世田米地方を例にして)

関口秀生 (学部4年)

三軸圧縮試験機による岩石物性の研究

II 研究体制

北村信先生を中心にして、大槻以下5名のメンバーが、各々、自分達の課題を研究し、集められたデータ及び導き出された結果から地殻表層部及び深部のテクトニズムを総括的に解明する。

III 主な施設、備品

東北大学では青葉山の理学部地質学古生物学教室の建物の1階に構造地質学実験室が配置されており、その実験室に構造地質学研究用の機械やその他備品が設置されている。現在設置されている機械及び備品は次の通りである。

- A, 三軸圧縮試験機及び記録装置
- B, 褶曲のモデル実験用機械
- C, 三軸圧縮実験用コア一切断用ペビーカーター
- D, 主として軟質岩石コア作成用旋盤

E, 主として軟質岩石コアを抜く為のボール盤

尚、その他近き将来、ポアプレッシャー測定機器付に三軸圧縮試験機を改良する計画、封圧下に於ける岩石中を伝播する弾性波測定機器を設置する計画、光弾性実験装置を設置する計画がある。

IV 構造地質学研究会への希望、及び意見

構造地質学研究会へ入会されている会員の名簿を作成して欲しい。

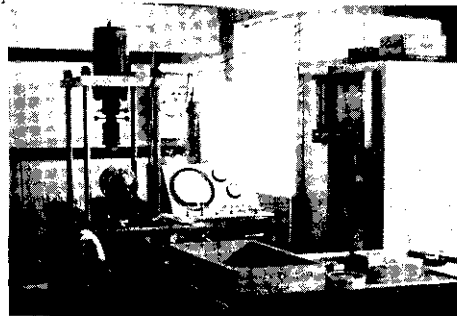
構造地質学研究会の会員になる為の案内書や手続方法を書いたパンフレットを作成して欲しい。

構造地質学研究会の巡検や夏の学校、其の他の行事を行う際、各大学の年度、年度のスケジュールや、又、各個人の年間の研究予定もあるので、その公示はできれば4月頃一年間に亘ってやって欲しい。

構造地質学研究会の組織を確立して、各役員の選出方法、役職内容等を明らかにして欲しい。

構造地質学研究会で技術講習会等も年に2回位は開いて欲しい。

構造地質学研究会で1つのまとまった団体研究等も出来ればよいと思う。



南部北上および相馬地方の褶曲の巡検

8月7～12日、新潟・東京・仙台・田老の各地から集った地質屋9名で南部北上の中生層と相馬地方の変成岩・古生層に発達する褶曲の巡検を行なった。当初、垣見(地調)の呼び掛けで7月23日頃からを予定していたが地調の内部事情により2週間遅らせざるを得なかったことをお詫びする。ジープなど車3台を連らねて機動力十分、広域にわたるキャラバン巡検であったが、連日の好天に恵まれ無事終わった。猛暑と砂ぼこりには悩まされたが、褶曲の見事さに加えて、景色の良さ、これぞ本当にきれいな海での泳ぎ(ただし、リーダーがきびしく、十分でなかった)そして豊富な海の幸、さらに山里の更に気の良い教頭先生夫妻の大サービスなど諸点で恵れた巡検であった。

前半は三陸海岸南部に発達するジュラ系(牡鹿層群)、三疊系(稲井層群)、二疊系(登米層群)のそれぞれの褶曲を滝沢(地調)の案内で見学した。主な内容は、①同一向斜内における層厚約1300mにわたる垂直的岩相変化と褶曲形態の関係(主に波長の相異)、②Cleavageと褶曲構造の関係(部分的に両者は斜交関係にある)、③好露出の沢山ある小褶曲(波長10～数10mのdragfolds)の形態観察である。ここではflysch typeの互層や葉理頁岩に発達する見事な形のflattened flexural-slip foldsとそれに伴うslaty cleavage

をいろいろな層準について様々な例を見た訳であるが、形態を決定する要素など若干の議論があった。

後半は相馬地方のブレデボン変成岩(山上・松ヶ平変成岩)からデボン系～二疊系に至る古期岩類の変形を岩松暉氏(新潟大)の案内で見学した。ここでは層序の下位→上位に向けて、flow folding→crenulation→slaty cleavageが発達するのを観察し、変形(褶曲)の階層構造を見た訳であるが、点在する露頭条件と時間的制限のためか漸移関係はよくつかめなかったように思う。松ヶ平変成岩とデボン系(合沢層)の変形関係については、両者が見掛け上かなり相異なるため議論がかわされた。これぞ

Abscherungszoneかという人もいた。

なお仙台では、東北大学の三軸圧縮試験装置を宮口氏(東北大M1)の説明で見学した。

全体として見るものが沢山あり大変勉強になった。北上で褶曲の図研をやったという声もあり、今すぐとまで行かないが始めたいものである。TOKUYAMA(1965)、IWAMATSU(1969)によって確立された(かに見える)Faltungsstockwerkeであるが、次の段階としてその形成のプロセスを追跡できそうな貴重なフィールドであると思われたからである。

(滝沢記、垣見補足)

< ニュース >

植村 武会員イギリスへ

新潟大学の植村さんは1年間の予定でRAMSAY, PRICEのいるロンドン大学へ留学した。帰途、カナダの万国地質学会で講演するとのこと。

滞英中の住所は下記の通り。

Department of Geology,
Imperial College of Science and Technology
London SW7, England

編 集 後 記

本号から新潟大学で構造地質研究会誌の編集をうけもちました。不慣れな編集メンバーでしたがやっと発行にこぎつけることができました。出来ばえはいかがでしょうか。

今後、会誌の内容をより一層充実させるために、積極的な投稿をお待ちしております。

☆ 投 稿 要 領 ☆

本誌はタイプオフセットですので、活版印刷と少し要領が違います。ご協力願います。

- 1) なるべく割当の行数を守ってください。
1行でも多いと困りますし、あまり少なくて余白ができて困ります。
- 2) 原稿は楷書できれいに書いてください。欄外追加や削除は割りつけが大変ですので、なるべくご遠慮ください。
- 3) 当用漢字・新かなづかいをお願いします。もちろん、誤字・脱字は困ります。脱字は、タイプの場合、活版のように融通がきかず、打ち直さなければならないので、特にご注意ください。
- 4) 数字は1マス1字、英語は3マス4字の見当です。ただし、mm、cm、Km、℃、%などは1字分です。
- 5) 図表はきれいに書いてください。ゼロックスはなるべくさけてください。写真はコントラストの強いものが良く出ます。

1971年10月20日発行

編集発行 新潟市五十嵐二の町8050
新潟大学理学部地質鉱物学教室
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学鉱物学教室
藤田至則研究室内