

構造地質研究会誌

(第14号)

<冬の学校特集>

- 地殻熱流量解釈法入門 安井 正
海洋地磁気とその解釈 伊勢崎 修弘
異端のmobilistと3人のanti-mobilists 垣見 俊弘
阿武隈高原北部松ヶ平地域の構造地質学的研究
..... 原郁夫・池田幸夫・梅村隼夫
未固結堆積岩の変形について 八木下 晃司
地殻および上部マントルの“フィルター作用”について
一地質学的データから深部造構運動へのアプローチ一 大槻 憲四郎
岩石物性と地下における割れ目
一特に火成活動との関連について一 小出 仁
灰爪層・西山層の岩石物性と山中背斜 服部 昌樹
Buckling foldsの弾性モデル実験について 加藤 碩一
断層の発生と発達および断層転移の規模別頻度分布の
規則性について 小玉喜三郎・垣見俊弘
湖南山地における節理解析 横田 修一郎
紀伊半島西部における和泉層群の地質構造と中央構造
線との関係 宮田 隆夫
西日本の地殻内地震の発生条件について 倉沢仁・西本敏幸
鈴木尉元・小玉喜三郎

<随筆>

- グラルス・ナッペの発見をめぐって(その2) 星野 一男
現代構造地質学断片 植村 武

<研究室めぐり>

- ④ 東京教育大学構造地質学研究室

1973.4

構造地質研究会

地殻熱流量解釈法入門

気象大学校 安井 正

地殻熱流量は地球熱学の研究をしてゆく上で唯一の測定可能な情報である。地球は内部へ行く程高温になるという事実は14世紀初頭すでに心ある先達の認識するところであった。熱は高い方から低い方へ流れる訳であるから、このことは地球の内部から外側に向けて熱が流れていることを知っていたのと同様である。しかし地殻熱流量が近代科学の一環として論ぜられるに足る精度で観測されるようになったのは、陸上ですら1940年代に入ってからであり、海洋底に関してはそれより更に10年後のことであった。現在全世界で約7000点の測定があると推定されるが、そのうちの90%強は深海底における測定である。海底における測定の方が陸上における場合より数段複雑な測定装置と観測技術を必要とするが、一度これらを確立してしまうと環境的に誤差の入って来る危険も少なく、また測定に対する社会的な制約も減るので海底における測定の数が増えつつある。地球上の陸地と海域との面積比を考慮すると海における測定密度が陸上の4倍も高いことを意味するが、実は海域の観測といえども地域的に均等に行なわれている訳ではなく、中央海嶺付近とか島弧背面の一部の縁海盆に異常に沢山の観測が集中している反面、測定の行なわれていない海域や不十分な海区が多数存在する。日本に近いところで例を挙げると、南シナ海や大部分の豪亜地中海は未測定海域である。しかし最近観測資料が蓄積されるに従って地殻熱流量を解釈に利用して下さる方が増えつつあるので測定値の信頼性に関する問題点をあげた上で、解釈に利用された代表的な例のあらましを述べたい。

地殻熱流量 Q は $Q=K \times \frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$ (K :熱伝導率、 $\frac{\Delta\theta}{\Delta Z}$:温度傾度)で定義されている。 Q の値を直接測定することも可能ではあるが、一般には地表あるいは海底の付近の地

熱温度の鉛直傾度を測定し、一方その温度傾度を測定した部分の岩石や堆積物の熱伝導度を測定し、その両者を掛け合わせて地殻熱流量としている。単位としては、温度傾度としては $^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ が、熱伝導度には $\text{Ca}\ell\text{ローマン}/\text{cm}^{\circ}\text{C}\text{sec}$ が広く使われている。熱流量には歴史的に $\text{Ca}\ell\text{ローマン}/\text{cm}^{\circ}\text{C}\text{sec}$ が用いられ、この 10^6 分の1を HFU と称しているが、最近では CGS 単位を用いて $\text{erg}/\text{cm}^{\circ}\text{C}\text{sec}$ で表現する運動が進められている。夫々別の単位であらわされた地殻熱流量は、 $1\text{HFU}=41.83\text{erg}/\text{cm}^{\circ}\text{C}\text{sec}$ の換算を行なうことにより直接に比較し得る。全測定値の平均値は 1.5HFU であるが $0\sim 8.2\text{HFU}$ の範囲に分布している。しかし大部分は狭い範囲に集中し、全体の85%は $0.4\sim 2.2\text{HFU}$ のところに入っている。従って非常に稀な場合を除くと最高値と最低値との比は10以下で、その中で高低を論じようとする測定値自体精度の高いものである必要がある。

温度傾度の測定は、普通ある一定距離はなれた二点における温度を測定して算出している。長さは割合に精確に測定できるので、この誤差は主としてサーミスターの検定の良否に左右されるが、普通の注意が払われている限り3~5%に押えることは困難ではない。熱伝導度の方は、岩石の場合には主として分割棒法(Divided-bar method、又の名を定常法)という方法が、堆積物の場合には注射針法(Needle probe method、又の名を過渡法)が用いられている。いずれも試料を採集して実験室で測定する方法であるが、5~15%の測定誤差というのが定説となっている。特に堆積物の熱伝導度は含水率に左右されるところが大きいから、採取して船上へ回収してからの時間経過と取扱いの適否により著しく誤差が増大すると言われている。また海底における地殻熱流量の測定にあつ

ては普通温度傾度の測定と堆積物の採取とは二度にわけてワイヤ・ロープの操作によって行なわれるので、船の漂移のため両者を同一地点で行なうことは不可能である。この影響も考慮に入れるべきであろうが、堆積物の熱伝導度の値の変化は余り大きくないので、これらの誤差が論ぜられている場合は少なく、時には測定せずに付近の値からの推定値が用いられる場合すらある。これらの点を総合して、個々の測定値には10~20%の誤差が含まれていると考えるのが妥当であろう。

これだけの誤差でも、例えば1.7 HFUと2.0 HFUの2測定値の高低の判別は困難であるが、測定値は測定誤差を除外しても地形や四囲の温度変化などの環境の影響を受けておりその地域に対する代表性に問題がある場合が多い。今この環境誤差の原因となるものを列挙すると、(1) 表面温度の変動 (2) 地形 (3) 地下構造 (4) 堆積と侵蝕 などとなる。(1)の中には表面温度の日変化、年変化等の周期的変化と、水塊の移動による底層水温の突然変化や大陸氷河の融失による地表の露出などの影響の非周期的なものがあげられる。長い周期の変化は深いところまで影響するので観測点の選択には慎重を期す必要がある。(2)地形の影響は曲率に左右され尖ったところ程大きな誤差が導入されるが、実在の地形ではそれほど鋭い曲角があることは少ないが、海底地殻熱流量値の著しく小さいものは微地形の凸部の先端で測られたものだとする説もある。(3)地下構造としては、発熱量の大きい物質が大規模に存在する場合にはその発熱量の大小が直接あらわれるが、熱伝率の異なる物質が存在したとしても実在の物質や現実的な構造を考える限り10%位の影響に留まる。(4)堆積の影響は、1000年に1cm程度の可成り大きな堆積現象が10⁶年位継続したとしてもほとんどあらわれないし、10m位の地層が一気に削ぎとられたりしても10³年位時間が経過すれば10%以下の誤差しかあらわれない。非常に簡単な説明で理

解し難いかも知れないが、環境誤差と言われるものは、特殊なケースでない限り10%を越えることはないが、逆に非常に大きな値や小さな値が得られた時に環境誤差の異常に大きい場合として処理しようとしても、その可能性が肯定できるに過ぎず、その分布から地下構造を推定する試みは成功しない場合が多い。

地殻熱流量値の変化範囲に比して測定誤差がやゝ大きいことや、環境誤差を推定することが困難であることを考えると、測定値の一つ一つを採りあげて解釈するよりは、ある特定の地域内の地殻熱流量値の平均値を利用する方が得策と考えられる。

陸上の地域別年代とその地殻熱流量の平均値との間に明瞭な関係があることは1965年頃から指摘されていたが、最近になって海洋を地磁異常や古生物学を用いて幾つかの海域に分割しその中の海底地殻熱流量の平均値を対比させると陸上と同じように10⁷年より新しい海域では2.82 HFUであるものが白亜紀中期より古い海域では1.15 HFUにまで減少することが明らかになった。これは海嶺部でマントルから湧き出て形成されたリソフィアが放熱冷却しながら拡がってゆくと考えると非常に自然である。一方水深の方を考えると海嶺部で2500m位のもので遠ざかるに従って6000m以深にまで深くなる。両者の間を年代(海域)を中介として結びつけると、地殻熱流量が2.82 HFUのところでは水深が2500m位で、1.15 HFUに減少すると水深は6,000mに増すことになる。これはリソフィアが放熱冷却しながら拡がってゆくと、次第に熱収縮によって体積が減少し地形が低下し水深が増すと考えると当然のことである。厚み75km、初期温度1400°Cのリソフィアが5cm/年のはやさで拡がってゆくとすると仲々良く観測事実を説明するという。海底の拡大の考えられない縁海盆においても平均の深さと平均の地殻熱流量との間の関係は上に述べた曲線に大体乗ることも報告され話題となりつつある。

海洋地磁気とその解釈

気象大学校 伊勢崎 修 弘

Mason and Raff (1959) が、北米大陸西岸沖の海域の地磁気全磁力の精密測定の結果、南北に走る、非常に振幅の大きい(山から谷まで1000 γ に及ぶものもある)地磁気異常の縞模様を発見した。Vacquier等もこの海域の地磁気測定を行ない、地磁気異常の対応から、海洋底が破砕帯(Fracture zone)を境にして1000Kmにも及ぶ相対ずれがある事を発見した(1961)。丁度この頃HessとDietzは独立に、しかしほとんど同じ内容の海洋底拡大説を提唱し(1961)、Vine and Matthews(1968)によって、地磁気異常の縞模様が、海洋底拡大説により説明された。それ以後の仕事も全て拡大説を支持する結果を得て、プレートテクトニクスに発展している。

Mason Raff それにVacquier等が、地磁気異常の縞模様を発見した時は、それを説明するのに苦勞した。地磁気異常に対応する海底地形が無かった事や、同じ向きの磁化を海洋底が持っているとする、隣り合う磁化の大きさの比を非常に大きくしなければならず、それは不自然な事と考えられたからである。それ等の問題を海洋底が動くという仮定と、地球磁場の極性が地質年代を経て逆転を繰り返しているという事実とを組み合わせで解決したのが、Vine and Matthewsの論文(1968)であった。Vine and Matthewsは、地磁気異常を作り出す海洋底の厚さを10Km程度に考えたが、その後Vine and Wilson(1965)は、第2層が最も地磁気異常を作り出すのに寄与していると考えた。現在迄その考えは通用している。Vineはまた、第2層を古地磁気学から判明している過去約450万年の地磁気の極の反転のtime scaleに従って、正逆の磁化分布を与え、適当な拡大速度を与えると観測さ

れる地磁気異常と良く合う事を、各海嶺について示した(1966)。この事から、海洋底の拡大速度が、海嶺の片側へ数cm/年である事が判ったのである。

Morgan(1968)とLe Pichon(1968)が同時に提唱した、いわゆるプレートテクトニクスに於いても、プレートの運動を推定する上で、地磁気異常の縞模様の果たしている役割りは大きい。過去の海洋底の運動を知る最も有力なデータとして、地磁気異常の縞模様の右に出るものは無いと思われる。1967年頃から数年間は、地磁気観測結果を報告する論文のラッシュであった。そのいずれも、地磁気異常の縞模様と、海洋底の動きを論じていたが、無理に縞模様を作ろうと努力していた論文さえも見られた。HeirtzlerやPitman等は、海上で観測された地磁気異常から、約80m \cdot y \cdot b \cdot p \cdot の地球磁場の逆転のtime scaleを作り出した(1968)。

80m \cdot y \cdot 以後になると、地磁気異常の振幅が小さくなり、縞模様が不明となるのは、この海についても同じでMagnetic Smooth Zoneなどと呼ばれていた。Vogt等は大西洋のフロリダ半島沖の地磁気異常を調べ、Magnetic Smooth Zoneを越えると、又磁気異常の縞模様があり、これは中生代の地磁気の逆転を記録していると発表した(1971)。この地磁気異常は、それまでに良く知られている縞模様の振幅や波長と較べると半分程度小規模であった。しかしそれと同じような地磁気異常は、太平洋のハワイ海嶺の南側にも発見されていて(Hayes and Pitman

1970)、海の地磁気異常から中生代の地磁気逆転の歴史が解明され始めた。ところが陸上の岩石の古地磁気学から、中生代の地磁気の逆転の様子が判明し、その結果は海の地磁気異常から推定されたものと、良い一致を見た

のである。(Mc Elhinny 等 1971)。それによると、Magnetic Smooth Zone は白亜紀の長い間地磁気が逆転しなかった事に起因すると説明されている。

地磁気異常を扱う論文のほとんどは、地磁気異常のプロファイルを並べて似かよった波形を結ないで縞模様を得ると、その後は海洋底の動きを論ずる事で終り、海洋底の磁化構造に遡言及する事は無かった。それは無理からぬ事で、海洋底の岩の試料も少ないし、ましてや、第2層の岩石を直接手にして、磁化分布を知る事は未だ不可能に近いからである。しかし、Talwani 等 (1971) はアイスランド南部の Reykjanes Ridge の地磁気測定と地震探査 (Profiler) の結果とを結び付け見事な結果を得た。Anomaly 4 のすぐ隣りの負の地磁気異常に沿った Profiler の記録から、基盤の形を得てそれが負に帯磁しているとして地磁気異常を計算すると、観測された地磁気異常と良く一致するのである。この事から、負の地磁気異常の縞模様は負に帯磁した構造によって作られ、それは基盤より下の構造 (第2層と考えられている) である事が証明され、Vine and Matthews の仮説の傍証であると言える。一方観測された地磁気異常から、第2層の磁化分布を調べる事は可能である。その際第2層の形 (厚さや深さ等) を仮定し、ブロックに分割し、その各々のブロックの磁化の方向や大きさを推定するのである。この解析方法によると、遠く離れて観測された地磁気異常を比較する時には特に注意が必要である事が判る。それは、地磁全磁力異常は、観測点に於ける地球磁場の方向、地磁気異常を作り出している磁化の方向と大きさ、それに縞模様の方向とによるからである。磁化の方向も大きさも変化しない場合でも、観測点が変わると地球磁場が変化するために、地磁気異常の形が変化するわけである。特に緯度方向に地球磁場は大きく変化しているので、低緯度で観測された地磁気異常と中緯度で観測された地磁気異常と較べるときに、そのプロファイルが似ていない (一般的に非常に異なる) と言って、対応させることができないと思うと危険である。観測された地磁気異常から求めた磁化分布を比較する

と対応が得られる場合があるからである。この解析方法は Block-model の方法と呼ばれている。観測された地磁気異常を単純に比較する風潮から、Block-model を使って磁化分布を比較することによって、海洋底の動きを論ずる方向に、最近は変化しつつあるとあって良いと思う。

筆者は日本沖の太平洋で観測された地磁気異常の縞模様から Block-model によって磁化分布を求めたところ、磁化の方向は非常に小さい (伏角が小さい) 事が判った。磁化の伏角が小さいという事は、日本沖の太平洋の海底が、生成時に地球磁場によって帯磁したとすると、赤道付近で帯磁したことになる。そして帯磁後現在の中緯度まで北上したと推定される。これは上田等及び Vacquier 等 (1967) が海山の磁化から推定した結果と矛盾しない。最近では Larson 等 (1972, preprint) が、日本沖と、ハワイ海嶺の南側海域、それに赤道近くのパニックス諸島付近の地磁気異常を Block-model で解析し、磁化分布が3つの海域で対応できることを示している。これは3つの海域を作り出した海嶺が、McKenzie 等 (1969) の提唱した、triple junction type であることを暗示している。筆者もジャッキーライズ付近の地磁気を解析して、triple junction type の海嶺の存在を予想していた。そして1972年の秋、気象庁の霞風丸によって地磁気観測を行なったところ、ジャッキーライズの南西部分に、magnetic bight がある事をほぼつきとめ、ますます triple junction type の海嶺が、太平洋の海底を作り出した感を強めている。

Block-model で得られた解は唯一の解ではない。その解の正しさは、やはり実際に海底の、それも第2層の岩を採取してその磁化を測定して証明されるものであろう。Block-model をより正しい解析方法にするために、磁極の移動 (polar wandering) の情報をとり入れたたり、地磁気異常を求める手段を改良したりする必要があり、それは現在なされつつある。

異端の mobilist と 3 人の anti-mobilists

地質調査所 垣見俊弘

{ 1 } Pennsylvania 州立大学の M. L. Keith は、数年まえからマントル対流に対する異説を唱えていたが、去年、これを synthesis として正式な形で明らかにした。これが、

Keith, M. L. (1972) Ocean-floor convergence: a contrary view of global tectonics, J. Geol., vol. 80, p. 249-276.

である。形式・内容ともになかなか凝った、ユニークな論文で、読んでいても面白い。ざっと紹介して見よう。

現代は海底収れんが支配的な学説になってしまった。そのため(嘆かわしいことに!) 反対の証拠があっても無視されてしまう傾向がある。彼はこれに対する反論の発展の一助として、文字通り拡大説を裏がえしにした見解、すなわち海底収れん説を提唱し、海底が中央海嶺で沈み込んでいくことを説いた。彼は、拡大説を疑うに足る 2 つの理由をあげた。1 つは放射性元素の大陸への偏在 — 大陸に熱が集中しなければならぬのに、海のまんなかで対流が湧き上るのはおかしい — である。第 2 は、海嶺は海底とはいえ巨大な山脈であるのに、それが引張りの機構でできたというのはおかしい、という疑問である。

彼のモデルは、Reyleigh(1916)以来の熱対流論から出発している。これによれば、対流の上昇は一般に spot 的な radial flow であって linear な上昇帯にはなり得ないが、下降する場所は linear になり得る。また、海嶺と直交している断裂帯は溝状をなしているが、これは対流が収れんするときに生ずるらせん形の渦の効果でできるとして、対流のモデル実験で、海嶺および断裂帯とそっくりの形を再現して見せた。彼の説によれば、湧き出し口は、大陸・海洋内の堆積盆ま

たは大陸縁辺部にあり、そこでは顕著な線状構造を示さない。沈みこむ場所は線状となり、対称的な場合は物質が集積して山脈や海嶺をつくり、非対称な場合は海溝となる、というのである。

彼はこの収れん説を支持するデータを多数示したが、ここでは全部は紹介できない。主要な点として、第 1 に人工衛星による重力異常分布のデータ (Kaula, 1970) がある。第 1 級の負異常は大陸・海洋をとわず堆積盆地に、正異常は地震の活動的な島弧・海嶺・山脈などに相当する。前者が湧き出し口、後者が沈みこみ口に当たるといふわけである。第 2 には、アイスランドや中央海嶺の構造である。これには多数のページを割いているが、要するにこれらは、中央谷を除くと圧縮による褶曲構造を示すと主張している。海嶺付近から採れる岩石の性質や年代も拡大説に不利である。第 3 は南極やアフリカを取り囲む海嶺の存在で、Belousov はじめ拡大反対論者の強く指摘するところである。また、大陸と海嶺の間に点在する大陸の破片も収れん説でなければ説明できないとしている。一見、拡大説に有利かに見える JOIDES 試錐の結果も、彼は、"sill stacking" という巧妙な概念で、却って収れん説に有利な証拠にしてしまった ("sill stacking" は面白いアイデアだが、紙数の都合で、ここでは説明を省略する)。

筆者(垣見)の感想であるが、"人は自説には寛大である" といった Belousov の言葉が、Keith の論文にもあてはまりそうである。彼は、海溝と海嶺が違うのは subduction が対称か非対称かによるだけだというが、ちょっと強引ではないだろうか。アイスランドの構造の解釈にもその感がある。また、拡大説を支える最大の論拠である、地磁

気縞模様の Vine—Matthews モデルも十分に論破されていない。ただ面白いことに（というところと差しさわりがあるが）、当の Keith 自身もどうやら自己の収れん説を必らずしも唯一絶対とは思っていないフシがあるようである。この論文の目的は、むしろ拡大説が異論を無視して進められていることへの反発から、ことさらにアンチテーゼを投げかけることによって“頭を冷やせ”と言いたかったのかもしれない。

〔Ⅱ〕 さて、つぎに anti—mobilist の“3人男”を紹介することにしよう。3人とは、Belousov, Meyerhoff および Wesson のことである。この3人を“選んだ”のは私ではない、他ならぬ Keith が前記の論文で、海底拡大説および大陸移動に反対する代表者としてこの3人の論文を引用したのである。（なお参考までに云うと、Keith は大陸移動には中立的で、移動してもしなくても自己の収れん説にはあまり関係ないとしている。ただし、もちろん、移動する場合に現在の移動説のコースでは困るであろう）。

以下にこの人達の代表的論文を紹介しよう。

〔Ⅲ〕 Belousov, V. V. (1970)
Against the hypothesis of ocean—
floor spreading. *Tectonoph.*, vol. 9,
p. 489—511.

この論文はあまりにも有名であり、かつ、藤田至則さんによって本誌 10号に詳しく紹介されたので、繰り返さない。彼が他の反対者と異なるところは、大陸と大洋の発展についての自説を主張するなかで、拡大説や移動説に強硬に反対していることである。彼の自説が大洋化、塩基性化説であることは云うまでもない。だから、上記の論文は、彼の反論の体系から見れば氷山の一角にしかならないことに注意すべきであろう。

〔Ⅳ〕 Meyerhoff, A. A. and Harding,

J. L. (1971) Some problems in
current concepts of continental drift.
Tectonoph., vol. 12, p. 235—260.

これ以前に Meyerhoff は（一部は共著）、*J. Geol.* の vol. 78—79 (1970—71) に8回に分け合計 120 ページ余にわたり、大陸移動に対する反論を展開した。上記の論文はこのエッセンスを要約したものである。なお彼は、この後も *J. G. R.* (1971) や *A. A. P. G. Bull.* (1972) 誌上で移動論者に論争をいどんでいる。上記の論文で彼らは、“New global tectonics は、昔ならば簡単に説明したことをわざわざ難しく説明する概念だ”ときめ付けた。そして、これを支える2つの概念 — 極移動と大陸移動 — とを次のように批判した。

まず極移動については、極が大陸ごとに系統的に移動 — したがって大陸移動復活の根拠になった — しているかのように主張するのは誇張であり、磁極の位置は何らかの理由で単にバラついているにすぎないという。たとえば北半球全域から得られた二疊紀の磁極も、逆にある小地域の原生代から三疊紀までの磁極の位置も、大西洋をすっぽり呑み込む位の広範囲の楕円状に“散らばる”。これではとても大西洋両岸の大陸の移動を論ずる資格はない、というわけである。なおこの議論は、Rozanov (1968) のデータに基づいている。

大陸移動に対する反論は、専ら古気候学の立場からなされている。彼らは、移動論者の抱く古気候についてのイメージは、7つの誤解から成立つという。それは、1) 古気候の指示者は“あいまい”だ、2) 気候帯の幅は現在も過去も同様だ、3) *evapolite* は高緯度地方にはできない、4) 石炭も同様、5) 高緯度地方の樹木化石に年輪がない、6) 石炭は熱帯を指示する、および、7) 大陸の水河は低緯度地方にはできない、という誤解である。彼らはこれを1つづつ論破しながら、北極近くに *evapolite* が、南極に石炭が、イン

ドやアフリカに氷河があったりする理由を説明する。彼らの主張の基本は、地軸は過去から一貫して変化せず、ゆえに気候帯の対称性も変わらないが、その幅は時代によって大きく変り、*evapolite maximum* (熱帯優勢) 時代には高緯度地方にも岩塩や石炭ができ、*glacial maximum* (寒帯優勢) 時代には低緯度地方にも氷河が分布するという概念である。また、現在の気候帯の赤道が地理学的赤道より北半球に偏っていることは、大陸と大洋の分布から決まる風向きや海流に原因がある。しかるに過去の気候帯にも、各時代とも例外なくこの偏りがある。よって原生代以来大陸と大洋の分布は現代と大きく変わったはずがない、と主張している。

[V] Wesson, P. S. (1972) *Objections to continental drift and plate tectonics*. *J. Geol.*, vol. 80, p. 185-197.

Wesson の専門について私はよくわからないが、Cambridge 大学に属していることや、論文の力点からみると、どうやら高名な大陸移動反対論者の Sir H. J. Jeffreys などと親しい地球物理学者のようである。実のところ、Keith の引用した Wesson の反論は *Royal Astron. Soc.* の *Quart. J.*, vol. 11 (1970) のものであるが、私はこれを見ることができなかったので、より徹底した反論である上記のものを紹介しよう。この論文は、古典的な大陸移動説から *plate tectonics* に至るまでの反論ないし問題点を“コレクション”したものである。彼は、反論の多くはずっと以前からあり、そのいくつかは今日の *new global tectonics* への反論にもなっているのに、多くの地球物理学者はこれを知らないで自説だけを主張しているという。そして、I. 古典的な大陸移動説、II. 対流論、III. 核成長説、IV. 海底拡大説、V. 古地磁気論、VI. *plate tectonics* に分けて、合計 74 項目の論点をわずか 9 ページ足らずの本文のなかに、ほとんど箇条書きに近い形でつめ込んでいる。したがって、反論の大勢を眺めるだけならいざ知らず、この論文の内容を全部理解しようと思えば、本論を読んだだ

けではダメで、項目ごとに引用してある文献に全部眼を通さねばならない。これは大変な仕事であり、私もまだ半分も実行していない。

彼の主張を強いて要約するならば、まずマントル対流と核成長の不可能を説く。つぎに磁極移動の原因は未だ不明であり、少なくとも大陸復元のために使うにはあまりに不正確だとする。その結果、大陸はまず動いたことがない、と断言している。これに比べれば、海底拡大や *plate tectonics* についてはやや寛大であり、プレートの境界部で何事かが起っていることを認め、“大陸移動なしの” *global tectonics* についての *synthesis* が生れることを期待している。

彼の 74 項目のなかには、反論になっていないと思われるものや、その後の *plate tectonics* の展開によって解消された疑問点 — たとえばプレート内部の火山を *hot spot* で説明するなど — もある。しかし、もちろん、われわれ構造地質家にとって見逃し得ない問題も多い。1 例だけをあげよう。Griggs (1936) 以来、地質学者や地球物理学者にとって、地殻やマントルは *pseudo viscous body* と見なされ、長期間の荷重に対して変形は時間とともに *linear* に増すと考えられている。ところが、Lornitz (1956) は岩石のねじり試験から、変形は時間の対数に比例すると主張した。Wesson はこれを支持し、*Lornitz's law* と名付けた。そして、この性質によれば時間が 10 倍かかっても変形は 2 倍しか進まないことになるから、マントル対流が起るはずはないと主張している。もし Wesson の言うとおりのならば、構造地質家にとっても — 褶曲モデルなどで — 見逃がせない問題である。*Plate tectonics* など無関係という人でも、構造地質家ならば岩石の物性や熱の挙動などには無関係ではあり得ず、それらはまた *global tectonics* の基本的問題にもなっている、と思った。

私の話がクリスマスイブになされたせいか、この題目もベツレヘム物語のようになってしまったが、これは全くの偶然である。

阿武隈高原北部松ヶ平地域の構造地質学的研究

広島大学 原 郁 夫・池田幸夫
高知大学 梅村隼夫

本地域には、時代未詳の松ヶ平変成岩類と上部デボン系合の沢層、下部石炭系真野層、立石層、二疊系上野層、大芦層、弓折沢層が分布するが、変成岩類と古生層との間の構造地質学的関係が設定される問題である。古生層は変成岩類の上位に重なる関係にある (Sato, 1956; 原ら, 1972; Hara et al., 1973)。変成岩類の地質構造は、塩基性片岩層の追跡によって解析したところでは向斜構造である。その上位の合の沢層、真野層は一つの盆状構造を示す。変成岩類の向斜構造と古生層の盆状構造は、全く不調和的關係にあり、両者の境界面に対して、塩基性片岩層は高角度で斜交する。また、古生層と変成岩類の間には不整合が確認された (原ら, 1972; Hara et al., 1973)。古生層の岩石構造は、層理の褶曲とその軸面へき開としての *slaty cleavage* によって特徴づけられる。岩石は、弱い変成作用をうけており、再結晶鉱物は *slaty cleavage* にそって配列する。

これに対して、変成岩類の岩石構造の特徴は、変成再結晶鉱物片が層理にそって配列し、層面片理を示すことである。片理は、少なくとも2回にわたって褶曲作用をうけており、斜交する2方向の褶曲構造は、その軸面へき開として *crenulation cleavage* をともなう。変成岩類と古生層の間の岩石構造上の不調和性は、明確である。変成岩類の層面片理の示す2方向の褶曲構造のうち、後期の構

造が上位の古生層のそれと幾何学的調和性を示しているが、早期の褶曲構造と幾何学的に対応する岩石構造は、上位の古生層には認められない。変成岩類の形成が先上部デボン紀であることは明らかである (原ら, 1972; Hara et al., 1973)。合の沢層と真野層の基底には礫岩層が発達し、それには、砂質片岩、塩基性片岩、珪質片岩、変斑レイ岩等の下位の変成岩中に認められる岩石種が礫として存在する (原ら, 1972; Hara et al., 1973)。

引用文献

- 原郁夫・池田幸夫・梅村隼夫 (1972): 阿武隈山地東縁変成岩類の研究 — 松ヶ平変成岩類の時代論。基盤岩類, №3, p. 5~14.
- Hara, I., Ikeda, Y. & Umemura, H. (1973): The Pre-Upper Devonian Glauconitic Metamorphism in Japan. Jour. Sci. Hiroshima Univ., Series C, vol. 7, №2, in press.
- Sato, T. (1956): On the Tateishi Formation and its Carboniferous Coral Fauna, in the North-Eastern Part of the Abukuma Massif, Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C, №36, p. 235~261.

未固結堆積岩の変形について

電力中研 八木下 晃 司

小構造が広域的に起った造構運動によって形成されたものなのか、それとも堆積後間もないときに形成されたいわゆる堆積構造とよばれるものなのか判断に迷う場合がある。たとえば slump fold と造構運動によって形成された drag fold やその他の小褶曲との見分けはなかなか困難である。このような見分けをする場合には、小構造の粒子の配列状態を検討してみるのも一つの方法である。筆者はかつて北部フォッサ・マグナの中新統、青木層にみられる小褶曲の粒子配列を調べ、それが堆積後間もない時期に局部的に働いた剪断応力によって形成された slump fold であるとの結論を得た。つまり層理面に斜交する層状流によってできた剪断褶曲であるとしたのである (YAGISHITA, 1971)。“剪断褶曲”といえ、一般的にはそれは造構運動と結びつけて考えられるのであるが、堆積構造にも剪断現象が働いてできたものがあるということは興味がある。

このような両者の変形機構の類似性はおそらく変形時におけるそれぞれの岩石の(あるいは堆積物の)“みかけ”の物性の類似性によるものであろう。たとえば造構運動によって小構造が形成される際の岩石の物性を考えてみると、埋没深度による封圧力などの影響によってこれらの岩石が流動化することは十分考えられる(木村, 1971; 植村, 1971 など)。一方、堆積構造の形成時には前者のような封圧力は全く無視できるが、水をかなり含んでいる状態で変形するのであるからここでも流動化現象は当然考えられる。レオロジーの立場からみれば両者は同一のモデルとして取扱われる場合もあるであろう。

単層内における堆積構造はもちろん堆積時あるいはその直後に形成されるものである。従ってこのような堆積構造の形成過程を論じることが堆積物の物性を知ることと密接な関係がある。筆者が今まで得た単層内堆積構造の粒子配列の資料では、粒子は lamina の方

向に沿って並んでおり配列が乱れているものはみられない。さらにこれらの粒子配列を三次元的にみれば、これらの配列はある程度の粘性をもった(粘性係数の大きい)層状流によってできたものであることが推定された (YAGISHITA, 1973)。粒子配列と粒子が含まれる流体の粘性との関係については既に JEFFERY (1923) らによって理論的に検討されている。興味のあることには、筆者が見出した堆積構造中の粒子配列と層状流の流動方向との関係は、花崗岩体の inclusion の配列方向と推定される magma の流動方向との関係や、溶岩流の流れの方向と結晶の伸長方向(外形の)との関係によく似ていることである (BILLINGS, 1954; KHAN, 1962)。粘性流体とそれに含まれる粒子の挙動という観点からみると、magma の流動も堆積物の流動も同じように取扱うことが可能なのではなからうか。

ともあれ、粒子の外形的な伸長方向やその長さを測定するという単純な作業が、構造地質学や堆積構造を研究する者にとっては案外と有効な手段になりうることを強調しておきたいと思う。

文 献 (一部省略)

- JEFFERY, G.B. (1922), The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. Proc. Roy. Soc. London, A. 102, p. 161—179.
- KHAN, M.A. (1962), The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. J. G.R., vol. 67, p. 2878—2885.
- YAGISHITA, K. (1973), Dimensional grain orientation in convolutions of sandstone beds. Jour. Geol. Soc. Japan. (印刷中).

地殻および上部マントルの“フィルター作用”について —地質学的データから深部造構運動へのアプローチ—

東北大学 大槻 憲四郎

造構運動の原因、その所在を明らかにするということは、全ての地質家が望むところであろう。しかし、地質学的資料に依拠して、そのような願望を満した例は少ない。この小論は、微力な筆者が地質学的データから、造構運動の深部過程へアプローチしようとする一つの試みである。

ところで、これまで多くの地質家によって得られた地質学的資料は莫大なものであり、その中で最も普遍的、かつ信頼性のあるものは地層の厚さとその時代であり、それらよりも信頼性は落ちるが、堆積盆の大きさである。そこで、堆積盆の大きさ(波長)と、地層の厚さ(振幅)を、それが堆積するのに要した時間(周期)で除した平均的堆積速度をパラメータとして、様々な堆積盆を分類すれば、堆積盆はいくつかにグループ分けされ、その各々は不連続的であるはずである(造構運動の階層性)。そして、造構運動の原因を解明するには、その階層性に着目し、その階層に見合った原因を考えなければならない。

ところで、最近地殻と上部マントルの構造が次第に明かにされてきつつあるが、ここではとりあえず、地殻、上部マントル最上部、低速度層の三層より成るニュートン流体モデルによって考えたい。もし、低速度層下底にある波動運動がおきたとしよう。このとき、その運動の波長、振幅、周期、各層の厚さ、粘性係数によって、地表まで到達するものと、

ほとんど到達しない場合とがある。例えば、周期が長い運動、波長の短い運動は比較的地下浅所におこった場合にのみ地表に到達するし、また、各層の粘性が小さい時には運動は地表に到達しにくいといった具合である。

このように、上部マントル、及び地殻が、粘性体的性格をもつが故に、造構運動 — その原因は低速度層以下にある — は、地表に到達するまでの間にフィルターをかけられ、限られた波長、振幅、周期をもった運動しか地表に到達しないことになる。そこで、上記のモデルの構造(各層の厚さ、密度、粘性係数)をかえ、低速度層下底に、様々な周期、振幅、波長をもつ強制波動を与え、その運動の地表への伝達の様子をシュミレートすることによって、前に述べた、堆積盆の大きさとその平均的堆積速度によって分類された造構運動の深さと、そのときの地殻、上部マントルの構造を明らかにすることができる。

なお、上記のシュミレーションには、ナビエーストークスの運動方程式を用い、適当な境界条件の下にこれを解いた。

また、このモデルでは水平方向の運動を考慮していないし、一つの造構運動に対して得られる解は唯一ではないので、どの解を選ぶかは、他のパラメータが必要になってくるなど様々な欠点を含んでいるが、一つのアプローチの方法として今後も改善しつつ進めてゆきたい。

岩石物性と地下における割れ目 —特に火成活動との関連について—

地質調査所 小 出 仁

岩石の破壊実験の結果をそのまま用いると、地下深部でのぜい性的な割れ目の発生を説明できない。地下深部で割れ目が発達する機構の1モデルを提案する。うすいフィルム状の流体状介在物の先端付近に、高压下でも引張りの応力集中が生じ、割れ目を発生させる核になりうる⁽¹⁾。巨視的には一様な応力状態にあるとすれば、フィルム状介在物の先端付近に生じる局部的引張り応力は、介在物面にかかる巨視的剪断応力が大きくなると増大し、巨視的圧縮応力が大きくなると小さくなる。流体圧は巨視的圧縮応力の効果をへらすので、局部的引張り応力を増大させる。流体介在物の場合、流体圧が周囲からの岩圧をかなり打消すくらい大きければ、割れ目を発生させるに必要な剪断応力(差応力)はそれ程大きくなくてもよい。介在物ないし岩体の一部が相変化を起して急に膨張した場合にも、その付近に局部的な引張り応力が生じる。特に部分的溶融が割れ目発生のコアになる⁽²⁾。また、割れ目が発生すれば、その付近に溶融ないし揮発性成分の集積が起る可能性がある。すなわち、マントル中で割れ目の発生と溶融とはたがいに関連し、助け合って起こると考えられる。温度があまり高くなく、差応力も小さければ、マグマをふくむ割れ目が生じて、割れ目はあまり伸びず、溶融も小部分でとまる。初めはこのようなマグマをふくむ小割れ目が孤立して多数存在する。差応力が大きくなると割れ目群が連結する。ついにある程度の高低差をもつような大きい割れ目になると、浮力によって頂部の流体圧が高くなり、割れ目が頂部で発達しやすくなる。浮力により割れ目の上方への発達は急速に加速される。地表に近くなると周圧が低下し、流体圧はさらに大きくなるので、衝き上げによって上昇する。

したがって、割れ目状のマグマだまりの上にキューボラがならんだような形になる。マグマが地表に達すれば火山活動がおきるが、断層は初めは明りょうには現われず、現われたとしてもエシェロン状になる。貫入したマグマは固結するが、下部からのマグマの供給があればまた弱いところに割れ目を作る。マグマの供給がとまると、火成活動はとまるが、断層はなお弱面として残り、相当期間活動をつづけるだろう。

このモデルを実際にあてはめると、いわゆる低速度層は割れ目が孤立して多数存在する幼年期にあると思われる。現在みとめられる大きな活断層のいくつかは火成活動がおとろえた後の老年期にあたる。現在火山活動が盛んにおきている地帯は青壮年期にあたることになる。ハワイ諸島はホット・スポットの例とされている。しかし、箱根・湯河原・多賀・宇佐美の火山群もほぼ直線上にならび、北のものほど若い⁽³⁾。これらをホット・スポットと考えると明らかにプレートの動きに調和しない。ほぼ平行して丹那断層が存在する点も考えると、これらの火山列は断層帯上に配列し、断層帯ののびを反映すると思われる。アフリカの大地溝帯も割れ目と火山活動の例を示す例である。トランスフォーム断層のような大きな直線性のあるいはエシェロン状の断層もマントルに達する割れ目を考えないと説明できない。

引用文献

- (1) 小出 仁(1969) 岩石物性研究会報 6. 7, p1-16
- (2) 小出 仁(1972) 地震学会講演予稿集
- (3) 久野 久(1952) 7万5千分の1・熱海図幅

灰爪層・西山層の岩石物性と山中背斜

新潟大学 服部昌樹

これまで、高圧下における岩石の力学的性質については、主として三軸圧縮試験機による研究が多くなされてきた。それは、封圧・温度・間隙水圧などの環境要因の変化に応じて、岩石の変形様式がどのように変化するかを明らかにすることに主眼がおかれていた。しかし、実際に、地質に結びつけて具体的に研究された例はきわめて少なかった。

山中背斜（新潟県南部）において、褶曲構造上の位置の相違による岩石力学的性質の変化を、高圧三軸圧縮試験機を用いて研究したところ、興味ある結果が出たので、紹介する。

使用した三軸圧縮試験機の性能は、最大荷重50t。最高封圧は3000kg/cm²。最高200℃まで加熱でき、ひずみ速度は、 10^{-3} ～ 10^{-7} の5段切り替えが可能である。試料の直径は、19.5mm、高さ39.0mmの円柱形。試料のシールは、銅チューブを焼きなまし、その強度に与える影響をなくすために、可能な限り薄くした。特に一軸圧縮試験の場合には、銅チューブを二つ割りにし、銅チューブによる影響を除いた。すべての実験は、 10^{-4} のひずみ速度で行なった。封圧は1,500, 1000kg/cm²でほとんどのものを行なった。加熱はせず室温で行なった。

試料の採集は、沢底の新鮮な場所で層理に垂直に採集した。これを、室内で乾燥させ、その後せん盤で整形した。その際、両端面の平行度が問題になる。高さを60°づつ6ヶ所で測り、その最大と最小の差を0.05mm以下にした。

応力、ひずみは以下のようにして求めた。実験中の試料の体積は一定と仮定して平均断面積を求め、それで、荷重を割り、応力を求めた。ひずみについては、差応力が生じはじめた時のたて長さを基準にとり、そこから何%ひずんだかで表わした。

山中背斜は、西山層・灰爪層・魚沼層から構成され、北東にプランジした同心状褶曲である。試料は、西山層の泥岩、灰爪層の砂質シルト岩について、軸部から翼部まで、計24ヶ所から採集した。

実験結果を以下にまとめる。

①西山層・灰爪層とも200～500kg/cm²程度の低封圧で粘延性型の変形を行なう。

②地層の層準が上位にいくほど、密度・強度とも減少し、より低封圧で粘延性に転移する。

③同一の層準の場合、軸部では翼部にくらべて、相対的に、密度・強度とも小さく、ダクティリティは大きい。また、より低封圧で粘延性に転移する。

以上の結果のうち、②については、埋没深度による差を考えれば、容易に説明がつく。③の結果については、造構応力の差以外に、風化とか、膠結物質の差などの原因が考えられる。風化については、これらの実験のデータと、Hoshino et al. (1972)による深層ボーリングのデータと比較して、大きな差は認められない。膠結物質の差については、佐藤憲司(1972)によれば、粘土鉱物の構成比に差はみとめられない。そして、なによりも上に述べた結果が、背斜軸からの距離に密接に関係している事から、この結果は、褶曲形成に伴って生じたものであると、断定する事ができる。

参考文献

- Hoshino, K. et al.: Geol. Surv. Jap. Rept. No. 244
井波和夫・垣見俊弘(1968): 地調月報第19巻第1号
佐藤憲司(1972): 新大理卒論(手記)
Tokuyama, A. (1965): Sci. Papers Coll. Gen. Edu. Univ. Tokyo, vol. 15, No. 2

Buckling folds の弾性モデル実験について

東京教育大学 加藤 碩一

Competent layer が一枚と二枚の場合について実験を行なった。Competent layer としては、シリコンラバー（厚さ 0.5、1.0 mm）、incompetent layer としてゼラチンを用いた。ゼラチンと水との混合比（G:W = 1:5、1:7、1:10、1:12、1:15）をかえることによって、弾性係数比の変化が、波形にどのような影響を与えるかをしらべた。Competent layer が 2枚の場合は、両者の間隔が、波形にどんな影響を与えるかしらべ、G:W = 1:7 と固定した。モデルの大きさは、前者は 50 mm × 100 mm × 100 mm、後者は、50 mm × 150 mm × 130 mm で、いずれも、経験的に予測される波長層厚比をもとに、層に平行な方向に少なくとも数波長、層に垂直な方向に一波長以上の広がりをもつようにした。

(1) Competent layer が一枚のモデルの場合

波長一層厚比は、competency contrast（ここでは弾性係数比）の増加と、competent layer の層厚の増加に伴なって増加し、buckling shortening(S)の増加に伴なって減少するといえる。しかし、 $S \leq 20\%$ では、ほぼコンスタントといってさしつかえなく、大まかに平均すると 2.5 ~ 2.8 になり、Sherwin & Chepple (1968) の測定値の平均 5 よりも、Currie et al (1962) の測定値 2.7 に近い値を示す。

振幅一半波長比は、buckle shortening の増加に伴なって増加するが、一方、competency contrast や、competent layer の層厚による有意差はみられない。S = 10% で約 0.25 である。

(2) Competent layer が 2枚のモデルの場合

(イ) Model I（両層とも厚さが 0.5 mm）

Competent layer 間の距離と、波長一層厚比との間にはきわめて密接な関係がある。すなわち、両層の間隔が小さくなると、波長一層厚比は増大する。

(ロ) Model II（両層とも厚さが 1.0 mm）

Model I ほどあきらかではないが、一般的傾向としては同様なことが言える。

(ハ) Model III（一層は厚さ 0.5 mm、他層は 1.0 mm）

薄い層は、competent layer 間の距離が 10 ~ 30 mm の範囲ではあまり変わらないが、5 mm になると、厚い層にコントロールされ、同じ波形を示す。その結果、見かけ上の波長一層厚比は 4.0 以上の大きな値を示す。

厚い層は、competent layer が一枚（1.0 mm）の場合と同様な波形を示すが、competent layer 間の距離が小さくなると、若干、波長一層厚比が増す。

振幅一半波長比と、competent layer との距離は、波長一層厚比との場合のようにはっきりしていない。ただ、同じ短縮量において、層厚の薄い層の方が、やや大きい値を示す傾向がある。従って、振幅一半波長比は、短縮量・層厚などが定まれば、elastic buckling の場合、competency contrast や、他の competent layer の干渉に余り影響されず、かなりコンスタントな値をもつといえる。

断層の発生と発達、および断層転移の規模別頻度分布の規則性について

地質調査所 小玉喜三郎・垣見俊弘

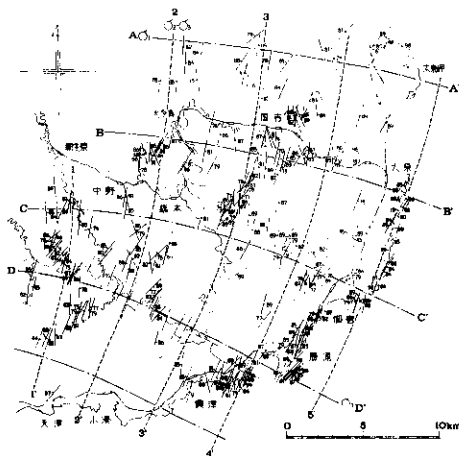
断層現象について：地かくの変形に伴って、内部に造構的応力が発生し、それに従って破断面が形成され断層として発達していく。このとき、大局的には応力場は一定、という仮定に立てば、いわゆる小断層解析法によって造構的応力場を復元することは断層形成の機構を知る上で非常に有効な課題となる。一方断層現象に関するもう一つの解析、すなわち断層発達に伴う地かくの変形過程を解析することも、前者に劣らず本質的な課題であるだろう。前者を造構的応力場の復元というならば、後者は造構的歪場の復元とでも云えるものだが、従来この種の解析は殆ど行なわれた事がないようだ。筆者らは、房総半島に多数発達している小断層系の1つを対象に、特に断層の転移の量や方向性に着目して、このような解析を行なった。

小断層の発達：房総半島中部から東海岸にかけては多数の小断層が発達している。ここで扱う断層系はその中の1つで、発達域が広いことや分布密度が高い点で特徴的なため、この地域の“主小断層系”といわれる。断層は、大部分が落差0.5cmから2~3mのもので

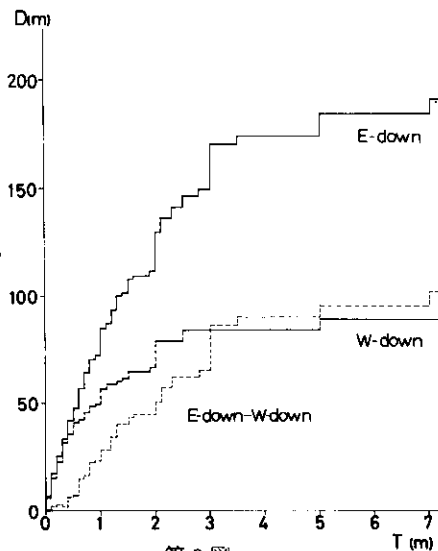
東落ちおよび西落ちの共役な正断層より成る。共役断層から復元される古応力場は第1図に示す。引張の σ_1 軸が東方へ放射状に開いた分布を示す。断面でみた σ_1 軸は東西にはほぼ水平である。全体として応力場はかなり一様な分布を示し、これらの小断層が、水平な東西方向の伸張によってできた重力性正断層である事を示している。

大断層の発達：一方、同地域の詳細な地質調査にも示されているように、この地域には、落差が数m~200mの多数の大断層が発達している。この大断層は、走向や面の性質、発達する範囲などの点で、小断層系の性質と非常によく類似している。つまり、大断層は、落差の量が大きい点を除けば、小断層と同一の場で形成された同質の断層だと推定される。

東落ち正断層の卓越性：大断層の転移の性質をみると、大部分は東落ち正断層である。西落ち正断層はごくまれにしか発達していない。一方、小断層についても落差の規模別に



第1図

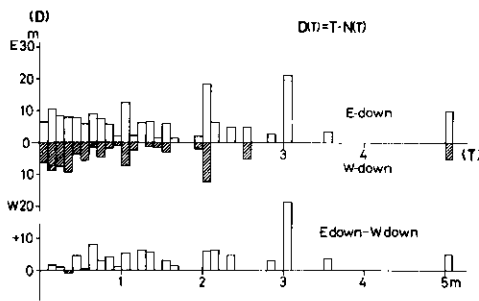


第2図

両者の発達頻度を比較すると、落差が数10 cm以上の場合には、東落ちの方が西落ちのものより卓越している(第2図)。このように、大断層における東落ち断層の卓越傾向は、程度はやや劣るが一定以上の規模の小断層についても連続して認められる。結局、これらの断層によって、地層全体はほぼ階段状にちかいかい状態で大平洋側へ落下していることがわかる。あるいは、地かくの変形を、このような断層の発達で補償しているという方が正しいかもしれない。なおこの変形が何を反映するかという点の検討は小論の範囲をこえるので、ここでは述べないことにする。

一方、小断層のうち比較的規模の小さいもの(落差が数10 cm以下)は、東落ちも西落ちも発達頻度に差がみられない(第2図)。このように、微小な断層の発達機構は、ある一定の規模以上の断層のそれと異っているようにみえる。この点についての検討はまだ不十分だが、たとえば、発生段階では微小断層が共役的にできるが、発達段階で一方の落差の断層のみ選択されて成長するというようなメカニズムも、1つの可能性として考えられる。もしそうなら、断層の形成過程には、発生と発達という2つの異なる段階があることになるが、この点についてはなお今後の検討課題としておきたい。

落差の規模と頻度の関係：小断層の落差別頻度分布を調べると、その間につきのような



第3図

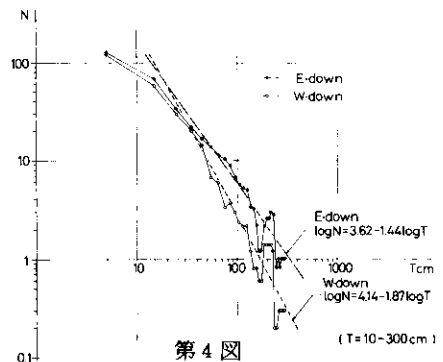
関係のあることが分った。すなわち、落差が T 、 $T + dT$ の範囲にある断層の数 $N(T)$ dT は

$$N(T)dT = K T^{-m} dT$$

または $\log N(T) = K - m \log T$ (第3図) ここで K 、 m は常数、 $dT = 10 \text{ cm}$ として $10 \text{ cm} < T < 300 \text{ cm}$ の全ての小断層について求めたこれらの値は、東落ち断層に対して、 $K = 3.62$ 、 $m = 1.44$ 、西落ち断層に対して、 $K = 4.14$ 、 $m = 1.87$ 、両者を総合した場合に、 $K = 3.93$ 、 $m = 1.52$ である。このように小規模な断層ほど出現頻度が著しく高くなっている。そして、その傾向は、東落ちより西落ち断層の場合に著しい。言葉をかえていえば、小さな断層の出現頻度に対する、大きな断層の出現頻度は、東落ち断層群の方が高いことになり、前節で述べた内容と同じ意味を示している。

つぎに、ある落差 T 、 $T + dT$ の頻度 $N(T)dT$ と平均落差量 $T + \frac{dT}{2}$ をかけた値を求め、それを各 T 、 $T + dT$ ごとに示したのが第4図である。これは、断層による地層変形量の全体を、どの規模の断層群が担っているかを示している。図より、大きな規模の断層による変形量より、多数の小さな断層群による変形量の方が多いことがわかる。いいかえれば、断層変形の大部分は、数多い小さな断層の変形によっていることが示される。

以上の規則性は、地震現象でよく知られている石本・飯田の公式やそのエネルギー的解釈と非常によく対応して興味深い。その点でもこれらの現象が形成機構の本質を反映していると思われるが、詳しくは今後検討したい。



第4図

湖南山地における節理解析

大阪市立大学 横田 修一郎

地殻内の fracture は特定の応力条件 (造構応力、熱応力) に基づいた物理現象の結果であり、それゆえ現実に見られる fracture を解析してその地域の stress history を組み立てることは可能であろう。

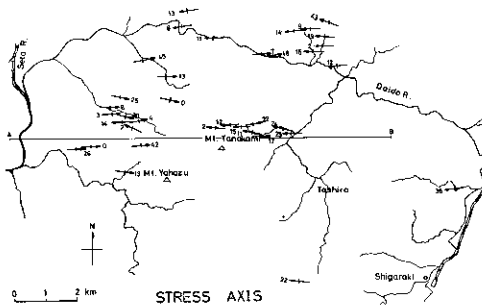
そのような試みとして、白亜紀花こう岩中の節理を測定した (地質図は本誌第 13 号、P. 17 参照)。測定された節理面は 8300 個 (各地点で 100 個ずつ、83 地点) に達する。各地点での π -pole diagram から $N10^\circ W$ 、 $N60^\circ W$ 、 $N60^\circ E$ の順に卓越方位が識別される。

これらのうち少なくとも 1 つ ($N10^\circ W$) は花こう岩を貫ぬくアプライト質岩脈及び石英脈の方向とみごとに一致を示す。花こう岩の冷却過程における熱応力を計算すれば、まわりの古生層との境界付近に発生する tension crack はその等温度面に垂直となることが期待される。前述の卓越方位 ($N10^\circ W$) を "花こう岩の冷却過程において生じた" と考えるならば、これに直交する面すなわち等温度

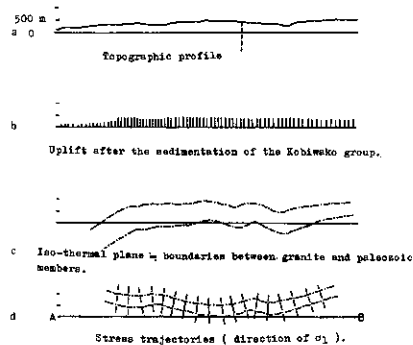
面を推定できる (第 2 図 c)。

このように考えれば、他の卓越方位 ($N60^\circ E$ 及び $N60^\circ W$) は前述の crack の存在する条件下での破壊であろう。 $N10^\circ W$ を既存ワレメと考えた場合、大草の理論 (1968) を用いると、新期応力軸が東西性のものほど既存ワレメに沿った resliding を伴わないで新しい fracture が生ずる。そこでこの理論を基礎にし、さらに $N60^\circ E$ と $N60^\circ W$ が程度の差こそあれ共存すること及びそれらに沿う slip が認められること等を考慮すれば " $N60^\circ E$ と $N60^\circ W$ は共に東西圧縮による shear plane" と考えられる。又、それらからその応力軸が推定される (第 1 図)。

第 2 図は本地域における応力及び変形に関する情報をまとめたものである。第 2 図 b、c から少なくとも本地域の中央部が上昇しつつあるのに反し、最大圧縮軸 σ_1 は中央部で凹部をなしている。このことは何を意味するのだろうか?、ひとつの解釈として、buckling に伴われる層内の応力軸の変化 (Dieterich 1969) を用いれば、大規模な buckling が存在し、その過程において花こう岩中に応力軸の凹部ならびに strike slip 型の節理が形成されたとも考えられる。



第 1 図 共役と思われる節理面より求めた最大圧縮軸 (矢印はその方向への傾斜を、数字は水平面とのなす角を表わす)



第 2 図 東西断面図

紀伊半島西部における和泉層群の 地質構造と中央構造線との関係

大阪市立大学 宮田 隆夫

中央構造線にそう運動の性格は時代によって異なる⁽¹⁾。その発達史を通じて、それぞれの断層運動の特徴は付近の地質体〔種々の時代を示す〕の構造に反映され、記録されていると考えられる。

紀伊半島西部の上部白亜系和泉層群の地質構造 — 特に褶曲構造 — の特徴とそれから解釈される中央構造線の性格について述べる⁽²⁾⁽³⁾⁽⁴⁾。当然、ここでの中央構造線とは和泉層群形成後・久万層群(始新世)形成前の和泉層群と三波川変成岩類との間に生じた断層⁽⁵⁾である。

当地域の和泉層群は根来街道沿いの層序⁽⁶⁾との対比によると、下部垂層群(IZL1, IZL2・1—2・9)と中部垂層群の下半部(IZM1—5)から成る。和泉層群中の数枚の酸性凝灰岩は非常に連続性がよく、構造解析に有効である。

和泉層群は中央構造線に近づくと大規模な擾乱帯(幅500m程)、続いて破砕帯(幅100m前後)を形成する。擾乱帯では砂岩泥岩互層中のboudinage及びレンズ状構造が破砕帯では一定方向に配列したbrecciaが発達する。これらは、中央構造線にはほぼ平行なextensionとN—S性に近いcompressionの産物とみなされる。さらに、四国西部において三波川帯が和泉帯ヘスラスト(上難スラスト⁽⁷⁾)している報告をも考えると、この時期の中央構造線に正断層を期待することはできない。なお、この和泉層群の破砕帯は当地域では葛蒲谷層(鮮新世)に不整合に被われている。

中央構造線付近の和泉層群は小規模な褶曲構造を形成する。一般的な向斜状のbendは中央構造線にそう“drag”の結果であり、また、中央構造線と小角度をなす小規模な背斜は、中央構造線に対しほぼ直角(N—S方向)のcompression⁽⁸⁾が期待できるので、Moody and Hillの定義⁽⁹⁾に従ういわゆる

“drag fold”に相当すると考えられる。

和泉層群は当地域より西方に延長15km以上に及ぶ大規模な向斜構造を形成している。各小積成サイクル(IZL2・7—IZM5)の褶曲構造の解析から、向斜構造は東方の上位サイクルに向い不明瞭となり消失し、直接中央構造線に断られているものではないことが判明した。これは、向斜構造の形成が中央構造線の形成以前ではなく、むしろ、同時期である可能性を暗示するかもしれない。また、前述の背斜の特徴と比較すると、向斜構造の特徴はそれと著しく調和している。さらに、Moody and Hillのパターンとの類似性がみられる。これらを考慮すると、大規模な向斜構造も“drag fold”に相当する可能性が期待できるかもしれない。

以上の諸点から、和泉層群形成後・久万層群形成前の中央構造線は相対的に三波川帯の上昇を伴う横ずれ断層であった可能性が強い。そのセンスは向斜状のbend及び“drag fold”から判断すると左横ずれ運動と考えられる。その時、一部で三波川帯が和泉帯にgravity spreadingあるいはgravity slidingするチャンスは十分にあったと考えられる。

文 献

- (1) 市川浩一郎他(1970): 築地書館,
- (2) 宮田隆夫・市川浩一郎(1971): 地質学会講演要旨,
- (3) 宮田隆夫(1972): 大阪市大修論,
- (4) ————(1972): 地質学会西日本関西支部合同例会講演要旨(投稿中),
- (5) NAGAI, K. (1958): Mem. Ehime Univ., Sec. II, vol. 3,
- (6) 市川浩一郎・大橋邦宏(1965): 地質学会見学案内書,
- (7) 永井浩二(1971): 地学雑誌, vol. 80,
- (8) GARFUNKEL, Z. (1966): Tectonophysics, vol. 3,
- (9) MOODY, J. D. & HILL, M. J. (1956): GSA Bull., vol. 67

西日本の地殻内地震の発生条件について

芝浦工業大学 倉沢 仁・西本敏幸
地質調査所 鈴木尉元・小玉喜三郎

筆者等は、西日本の九州・四国・中国地方に1926年から1970年の間に発生した地殻内地震（深度40km以内）と第四紀の地殻変動との関係について研究した。これはその予備的段階でのまとめである。なお、資料は地震月報、第四紀地殻変動図（国立防災科学技術センター）、Ichikawa(1971)によった。

震源の分布

地震は、どこにも一様に起るわけではなく、ある特定の地域に密集して発生する傾向がある（第1図・第2図）。九州とその周辺地域では、熊本平野から有明海周辺地域、えびの市付近、日向灘。中国地方では、中部、鳥取県東部、兵庫県南部。四国では、伊予灘から豊後水道にかけた海域などがこのような地域にあたる。九州南部の薩摩半島、大隅半島、中部の九州山地、福岡県中部、四国中西部には地殻内地震はあまり起こらない。

第四紀地殻変動と地殻内地震との関係

第四紀地殻変動のコンターと地震の発生する場との関係を解析すると、次の3つの型に分けることができることがわかる（第1図・第2図）。

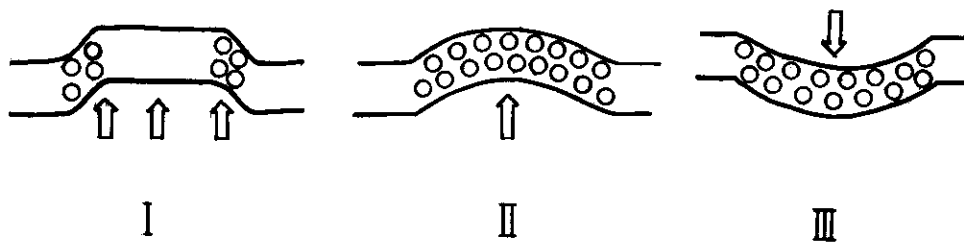
- I. 隆起する場の周辺、変形勾配の大きい所に発生する型。九州全域、四国西部、九州山地はこの典型である。

- II. 隆起する場であるが、変形勾配が比較的一様で、隆起する場全体に比較的一様に発生する型。四国東部、中国中部。
- III. 沈降する場に発生する型。熊本平野から有明海にかけての地域、日向灘、伊予灘から豊後水道にかけての地域。これを第3図に示した。

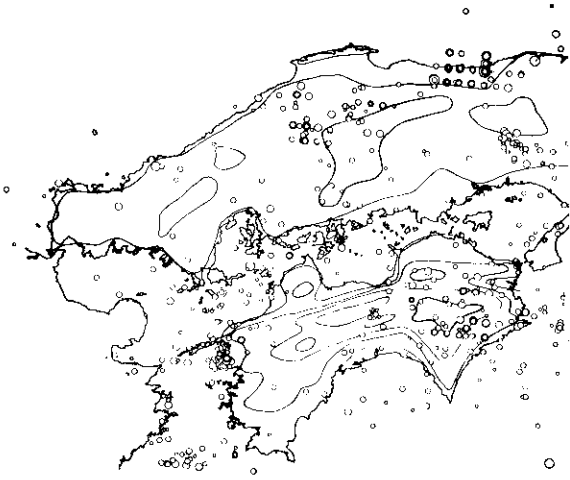
起震歪力の分布

地殻内地震の初動押し引き分布は、一般に四象限型をとり、主圧力・主張力軸は水平になる（第4図・第5図）。主圧力軸は九州ではほとんど東西に近い方向をとる。中国地方でも、東西に近い方向であるが、南西部では北西—南東をとる傾向がある。四国の東部はかなり複雑であるが、その東部は主圧力軸が東西に、西部は南北の傾向をもっている。四国の西部では、主圧力軸は海岸線に平行して、伊予灘では北東—南西、豊後水道では南北方向をとる。中国地方や四国地方においては、主張力軸は第四紀隆起のコンターに直交する傾向をもっている。これに対して、九州では隆起コンターに主圧力軸が直交する傾向がある。

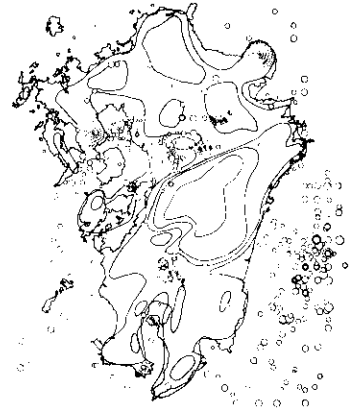
今後これらの資料を基礎に、地震の発生機構や地殻変動の原因にまで、研究を進めたいと考えている（詳細は、地質調査所月報に発表する予定である）。



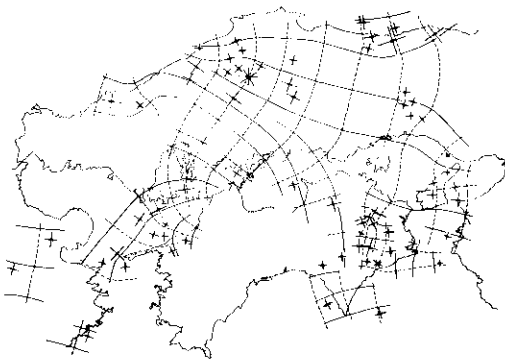
第3図 地殻変形と地殻内地震の関係 ○は地震の発生、矢印は隆起と沈降の方向を示す。



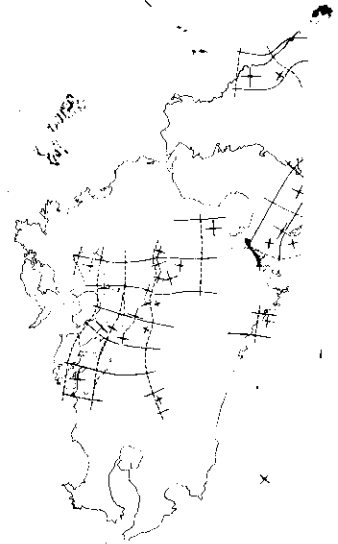
第1図 中国、四国地方の地殻内地震の震源分布と第四紀の隆起、沈降量図。コンターの実線は隆起、破線は沈降、コンターは250m間隔である。



第2図 九州地方の地殻内地震の震源分布図と第四紀の隆起、沈降量図。コンターの实線は隆起、破線は沈降、コンターは250m間隔である。



第4図 中国、四国地方の主圧力軸、主張力軸の方向と走向線図。実線は主圧力軸、破線は主張力軸を示す。



第5図 九州地方に発生する地震の起震歪力の主圧力軸、主張力軸の方向とそれらの走向線図。実線は主圧力軸、破線は主張力軸を示す。

地質調査所 星野一男

Pfannenstil

エッシャーによる1840年のグラルス・ナツペの発見のかけには1つの、あまり日本では知られてないエピソードがある。

エッシャーと同時代人にシュツォーデルという地質学者がいた。当時はエッシャーよりもシュツォーデルの方が有力者であり著名家であった。その証拠にシュツォーデルはハイムが名著2巻のスイス地質誌(1920—22)を刊行する以前半世紀前に同名の著作を行なっているのである。シュツォーデル著 *Geologie der Schweiz* は、しかし間もなく忘れられてしまった。ハイムの著書が刊行後半世紀以上も経った今日でも第一級の文献として利用されているのは全く対照的である。それはシュツォーデルのスイス地質誌は単なる岩石・鉱物の記載以外の何ものでもないためであった。それは地層分布の記載のみで終始したのである。今日、我々はスイス・アルプスの構造がいわゆるナツペ構造より構成されていることを知っている。そこでは同一層がナツペによって何回も重畳してくるのである。この場所からナツペを抹消し、ナツペによる地層の繰返しということを考えずに地質の記載を試みたらどの様なことになるか。観察に忠実に、事実を正確に表わそうとすればするほど地質図は収拾のつかない結果となるだろう。

ハイムの著作を読むとシュツォーデルに対しては少々点が甘すぎるような印象をうける。はじめてスイスにおいて地質の知識を集約し、体系化した人として讃辞を呈しこそすれ、批判的表現は全く見られない。

それではシュツォーデルはそれ程卓越した学者でありながら、グラルスの逆転構造に気がつかなかったのであろうか。はっきりしたことは判らないが、これはシュツォーデルがハットン派すなわち火成岩説を信奉したと伝え

られているところに関連がありそうである。

19世紀初頭はまだウェルナー派の水成論とハットン派の火成論との論争が盛んに続けられていた頃であった。シュツォーデルはこの一方の派にわれと我身を投じてしまったのである。この事がシュツォーデルの学界に於ける世俗的名声を高めるのに関係があったのかどうか判らない。明らかなことは、結果論ではあるが、この事が彼にとって自縄自縛をもたらしてしまった事である。火成岩説を採った勢いでシュツォーデルは、激変説(Katastrophen-theorien)に反対せざるを得なかった。シュツォーデルがこの立場にこだわる限り、グラルスの逆転をたとえ観察したとしても、正しく理解できなかったのは当然のことである。

これに反して、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は信用しなかったと伝えられる人であった。

平凡な教訓のくりかえしであるが、我々はこのにおいても、科学に予断が如何に危険であるか、観察が如何に重要であるかの貴重な例示を見るのである。

幅数キロのチューリッヒ湖の両岸は氷河の浸蝕より免れた800から900米の高さの丘であって、ところどころにEggと呼ばれる平坦面がある。チューリッヒから北岸に沿って15キロばかり行ったところに附近で最も高いPfannenstilと呼ばれる小高い山がある。Pfannenstilはヘルベチア・アルプスを遠望できる風景のよいところで、頂上にはレストランもあり休日にはドライブの車で賑った。Pfannenstilの中腹のEggの上に在った私の家の窓からはグラルスやトーデの山々が重畳してそびえるのを良く見る事ができた。夕刻になると西日をうけて白い頂きが奔馬の

様に輝いた。階下に子供のない若いスイス人夫婦がいた。親切なその夫人は遠い地球の裏側からこの山国へきた東洋人が珍らしいらしく、家内のもとへ買物の案内とか、スイス料理を教えるとか言って、しげしげと出入していた。時には夫婦で我家にくつろぐ事があった。その夫婦はグラルスのおもとに、遠い日本にまで鳴り響いている有名な天然記念物があり、それを見るために、わざわざこの国に来たという事を聞いても、しばらくは信じられない様であった。彼等はグラルスの北にあるモラッセの山がどんな意味があるのかも知らなかった。当然の事である。彼は広告社につとめるデザイナーであり、地質屋ではない、ということは十分に承知していても私は実に奇妙な気持であった。飛行機ですら 2,80 時間かからなければ到着できぬような国の人が知悉していることを生れながらにその山を朝夕眺め、そのほとりを幾たびもすぎた人が路傍の草花のように、その名を知ろうともしない、ということに納得できなかった。

それはともかくとして、エッシャーの発見は母国であるスイスでよりも、外国であるドイツやイギリスで高い評価をうけた様に見える。この辺のいきさつは何処その国でもよく聞く話に似ている。文明の主流から外れた弱小国に共通の情けない話である。評価の基準に他人のものさししか使えないから、身内から古いものさしを跳び越えた新しい発見が為された時には、それを正しく判断できないのである。

エッシャーが植えつけたつぼみはスイスではなく、外国で開花した。北アメリカのアパラチア帯に見出される厚い堆積に対してデーナが地向斜 *geosyncline* という名を使ったのは 1878 年のことであった。造山輪廻の概念、地向斜から反転して、大褶曲を生み、なお進行する巨大な横圧力によって複背斜やナッペを作りだして隆起する造山作用へと進む一連のプロセスが体系化された。

シュティレは造山運動の概念を空間的に更に拡張し、時間的規則性を設定した (*Stille: Grundfragen der vergleichenden Tektonik, 1924*)。シュティレによれば造山運動は汎世界的規模で生じ、カンブリア紀以後に 3 大運動期が算えられる。すなわちカレドニア期、パリカン期、アルプス期である。また地向斜が造山運動を終えるときに到達するとその外縁に新たな地向斜を生じ……、それは更に外縁により新しい地向斜を生み、……かくて大陸は成長する。

雄渾な詩である。古典構造地質学の骨格はここに完成された。日本に地質学が移入されたのは正にこの時期であった。たとえば、東京大学に小藤記念室の名を残した小藤文次郎が欧州に留学したのは 1880—84 年でドイツのライプチヒ、ミュンヘン大学などに学んだ。秋吉台で逆転構造を発見した小沢儀明が渡欧したのは 1924 年である。参考のために地質調査所の設立は明治 15 年、1882 年のことである。この時期に滞欧していた日本の地質学者がこの様な風潮に忽ち決定的な影響を受けたであろうことは想像するに難いことではない。

私が通りすがりの旅びととしてグラルスの地を訪れたただけだったら、思うに、異った印象をうけたであろう。チューリッヒから遠からぬその地を過ぎる機会は多かったが、エッシャーの碑に立ち寄ることは稀であった。世紀の碩学の足跡の地も、永遠なるアルプスの谷間にあっては無名の草花にも匹敵し得ぬ様だ。むしろおもとを離れて、はるかに Pfannenstil の丘からグラルスを望むとき、つねに私は、ここで為されたあるスイス人の仕事とその人の意志とは無関係に世界に波紋を惹きおこして行ったその玄妙さに惑わざるを得なかったのである。

新潟大学 植村 武

スイスに始まりカナダに終わった在外一年の感想。アルプスの思い出、ロッキーの旅は他にゆずる。スエーデンのこと、英国の追憶、記して覚えとなすに足るか片々たる印象。光陰は百代の过客、すなわち主観か。(以下、冬の勉強会の時のスライド覚書)

ウプサラにて 北欧の晩秋。清冽な大気。白樺の落葉。大学の街の静寂。黄金の時を刻む研究室の午後。「時」とは、かくもゆるやかにめぐり来たり、また徐に過ぎゆくものであったのだ。

重力主義 ウプサラのランベルグ教授。その実験構造地質学。変形箱・光弾性・コンピュータモデル。そして、かの巨大な遠心機。5000 G の偉力。瞬時にして出現するアルプス型オロゲン。「重力」とは、構造形成にとって、かくも根元的な力であり得たのだろうか。重力主義の運動論。大規模な水平移動の可能性。鍵は密度の逆転帯。だがしかし、「モデル」とは一体、何なのか。

過去と現在 東海岸、ボスニア湾口。岩浜の寂寞に見るプレカンブリアン。赤味を帯びるレプタイト・ペグマタイト、灰色の片麻岩、淡い緑色の石灰岩、そしてブウディン、プレッシャアシャドウ、……。驟雨一過。小島に懸る虹のあざやかさ。スヴェコフェニアンの岩、ヴァイキングの故郷。茫茫10数億年の夢、数世紀の興亡。「いま」と「かつて」をつなぐ論理への懐疑。過去をして過去を語らしむること。その方法。

ロンドン学派 ロンドン大学インピアリアルコロジ。ラムジイ教授の精緻をきわめた歪解析論。確実なフィールドの知識。典型的

なものを抽出するその力量。そして、ここにもまたモデル実験。多様な変形装置。光弾性実験。数値モデル。岩石変形実験。6台の三軸試験機とクリープ試験装置。西欧の合理主義の確かな手ごたえ。哲学の貧困。

フーード抄 北ウェールズのカレドニアン。北デボンのヘルシニア。荒天の下、風浪さかまくランズエンド。荒寥たるスコティッシュハイランド。モインのスラスト、ルイジアンのナイス、モニアンのシスト、スクーリアンとラクスフォードリアン、トリドニアンの砂岩、スカイの島の第三紀火山、グレートグレン、ロホ・ネス、……。野外に見る多彩な天然の変形構造。ファブリック解析の問題。「かたち」の論理と「もの」の論理。ロホ・モナーの湖畔に見る凄絶な微褶曲。奇妙な実感と漠然たる不安。抵抗の感覚。

ある混沌 変形構造の階層性。モデルと原形の間にある時間と空間の深淵。それを超えて現象の同一性を保証する相似律。その思想的背景は「斉一説」。しかしまた、現在が過去の鍵たり得たとしても、現象が永却に回帰しない限り、過去が現在と同じであるはずはない。現在科学的確かさと歴史科学的不確かさ。歴史性と論理性。ライエルよ。ハットンよ。ドーバーの白亜の崖。その上の古城のほitori。佇む遊子、哀しむに似る。また、ロンドン北郊ハイゲートの墓地。マルクス墓。巨大な花崗岩の面に刻まれたその墓碑銘。世界は解釈に非ず変革にあり、と説くその金言。

THE PHILOSOPHERS HAVE ONLY
INTERPRETED THE WORLD IN
VARIOUS WAYS · THE POINT
HOWEVER IS TO CHANGE IT

<研究室めぐり> ④

東京教育大学構造地質学研究室

I スタッフとテーマ

藤田至則(助教授)

グリーンタフ変動の初期と末期の法則

(①グリーンタフ変動発生期の陥没機構の追加実証。②グリーンタフ末期の変動と第四紀の変動との質的なちがいの有無)

角田史雄(博士3年)

南部フォッサ・マグナ西縁部の構造発達史(しゅう曲の解析に重点をおく)

杉山明(博士3年)

丹沢山地の構造発達史と変成作用

(グリーンタフを岩石学的な手法で研究)

加藤碩一(修士2年)

buckling folds の実験的研究

(弾性モデルを対象として)

萩原茂(修士2年)

グリーンタフの変質作用と構造運動

(会津盆地周縁山地のグリーンタフを例として)

関根勇蔵(修士2年)

南部フォッサ・マグナでの火成活動と造構造運動の関係

(主に basic rocks と acidic rocks を岩石学的に研究)

和田信彦(修士1年)

静岡地方に分布する四万十帯の発達史

(堆積学的・構造地質学的見地で研究)

深沢満(学部4年)

本宿グリーンタフ盆地の基盤の構造について

II 主な施設

A 構造実験室(1)

しゅう曲のモデル実験をおもに行なっている。

現在は、gelatin と silicon rubber を用いた弾性体モデルを使って buckling folds を検討している。その際使用される装置としては、

①圧縮試験装置……Sanford 等の sand box 装置などを改良した一軸圧縮装置。手動で、1mm stepごとに波形を写真に記録する。

②combination bath……gelatinを水に溶かすための恒温槽で、40°~100°までかえられるが、現在は60°C、30~45 min、で使用。2台あり、一度に約9ℓ溶融できる。

③低温用恒温槽……溶融したgelatinを、アクリル板でつくった分解組立可能なケースにいれ、固化する時に用いる。0°~40°までかえられ、現在は15°C 3 hoursで使用。

④イオン交換純水装置……20ℓ/1 hourで純水化可能。

この他、圧縮速度を変換可能な装置を注文しており、粘性モデルによるしゅう曲や堆積構造の実験も準備中。

B 構造実験室(2)

K-Ar 法による絶対年代測定装置も、数年がかりでようやく整備されたが、現在まだ可動していない。近い内にはじめる予定。

<お知らせ>

冬の学校における青木斌氏の講演「海洋底拡大説の問題点」については、下記の論文に同内容のものが載っていますので、本誌では割愛します。なお、別刷をご希望の方は著者までお申し込みください。まだ、若干部残っているそうです。

青木斌(1972):海洋化作用—GDPに関連して—、海洋科学、vol. 4, no.5, pp. 58—66.

構造地質研究会会則

- 1.(名称)：この会を構造地質研究会(略称、構造研、T. R. G)という。
- 2.(構成および目的)：この会は、構造地質学とその関連分野の研究にたずさわる会員で構成される。会員は互いに助け合って、次の目標の達成につとめる。
 - 1) 上記それぞれの分野で研究成果を上げる。
 - 2) それぞれの分野の進歩と、それらの境界領域の開拓をはかる。
 - 3) 研究状況の連絡や勉強会などによって、研究レベルの向上をはかる。
- 3.(会員の資格と義務)：会の目的に賛成し、会費を納める人は会員になれる。会員は原則として、以下に示される会の活動に参加して、会の発展に貢献する必要がある。
- 4.(会の運営)：1) 例会：運営委員の選出(承認)、行事・会計等についての報告と討議を行ない、会の活動と運営の方針を決める。原則として年2回行なう。
 - 2) 運営委員会：例会によって承認された運営方針にもとづいて、この会の運営(会計・連絡・行事の企画と実行など)にあたる。運営委員は会員の中から数名選出され、その中から会長1名が互選される。委員は毎年改選されるが、再選されてもよい。運営委員会には、当分の間、会計・行事・連絡・編集の係をおく。
 - 3) 班：地域・機関または研究分野別に班を設けて自主的に活動することができる。
- 5.(会の活動)：1) 例会：会員の研究成果の発表、問題提起、討論や意見の交換を行なう。会員以外の人にも講演をしてもらうことがある。
 - 2) 勉強会：研究経過の報告、討論、論文紹介などによって、会員の研究レベルの向上をはかる。原則として年1～2回開く。
 - 3) 機関誌：「構造地質研究会誌」を原則として年2回発行する。投稿論文・例会や勉強会の講演要旨、会員の研究状況、論文紹介、運営の報告などを掲載する。
 - 4) 連絡紙：運営委員会と会員との相互連絡や情報交換のため必要に応じて発行する。
 - 5) その他の活動：研究所や実験施設の見学および共同利用の便宜をはかる。また、野外巡検や現地討論会などを開く。その他、会の目的にそう諸活動を行なう。
 - 6) 会の目的にそうテーマで、会員の主催する総合研究を援助・協力する。
- 6.(会計・会費)：この会の会計年度は毎年4月1日から翌年3月31日までとする。新入会員の入会金は200円、会費は年800円(院生・学生は500円)前納とする。

付： 会則および会費の変更は、例会の承認を必要とする。

運営委員会事務局は、当分の間(編集係を除き)、東京教育大学理学部地質学鉱物学教室におく。

1972年8月3日