

構造地質研究会誌

— 第七号 —

構造地質研究会発行

<目 次>

<春の構造地質研究会例会>

◇ 講演要旨

屈折法地震探査の盲点(2つの典型例) 飯塚 進(地調)P 1

◇ 論文紹介

H. Ramberg: Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity 加藤 碩一(教大)P 4

<文献紹介>

◇ 褶曲関係

N. J. Price: The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. 植村 武(新大)P 6

W. M. Chapple: Fold shape and rheology 角田 史雄(教大)P 7

◇ 大構造関係

W. F. TANNER: Tertiary Sea-Level Fluctuations 藤田 至則(教大)P 7

L. R. SYKES: Seismological Evidence for Transform Fault, Sea Floor Spreading, and Continental Drift. 杉山 明(教大)P 8

<記事> P 9

<本の紹介> P 9

<会員消息> P 10

<編集後記> P 11

<春の構造地質研究会例会>

◇ 講演要旨

屈折法地震探査の盲点(2つの典型例)

飯塚 進

§.1 はじめに

地震探査には、屈折法と反射法があるが、ここでは屈折法についてのみ述べる。

(屈折法の原理や基礎的なことからについては、次の教科書を参照されたい。

物理探査技術協会(1958):

物理探査(10周年特別号)

なお、この本は物理探査法全般について書いてあり、一部改訂を要する点もあるが、今なおわが国においては唯一の物探の教科書の地位を保っているものである。)

屈折法は確かに確立された一つの方法ではあるが、なおまだいろいろな限界や問題点を含んでいる。その中には、地下構造そのものに起因するもの以外にも、人為的限界とでも云うべきものもあるのである。さらに、屈折法の性質そのものに起因する限界もある。屈折法の考え方の基礎には、実は次のような仮定が含まれている: ①、地震波の速度は深さと共に増加する、②、地層には異方性がない、③、地層はかなりの厚さを持っている、④、地層の境界は平面である。

だから、これらの仮定が満たされない場合は、結果にいろいろな誤差を生じることになる。実際、現実の地層は非常に複雑であるから、地震探査の結果はあくまで近似値であることを認識しなければならない。

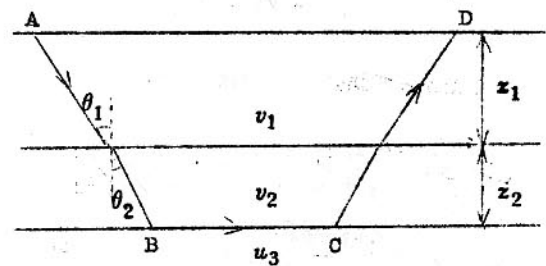
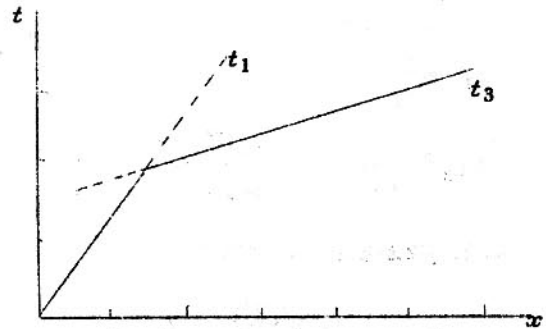
さらにもう一つここで述べておきたいのは地震の記録というものは振動の始まりから終りまで、何らかの地下の情報を選んでくるものと考えられるのであるが、現在の屈折法ではほとんど初動しか利用していないということである。初動部分以外の波を第2動、第3動(leter phase)などと呼んでいるが、これらが利用できれば屈折法はもっと有効になるだろう。

ここでは、屈折法の限界として2つの例を少し立ち入って述べてみたい。

§.2 中間に低速層がある場合

さきに述べたが、中間に低速度層があると屈折法ではその層からの情報は何も得られない、すなわち走時曲線の上には、この層からの屈折波の走時が現れないわけであるから完全に見落されてしまう。このような場合の誤差はどの位か計算してみよう。

いま、速度が v_1, v_2, v_3 で、この間には $v_2 < v_1 < v_3$ の関係があるとする。すなわち v_1 層の下に速度のおそい層がはさまっている場合である(第1図)。それぞれ厚さを



第1図

z_1, z_2 とする。

この場合、走時曲線は直接波の走時 t_1 と v_3 層からの屈折波走時 t_3 しか観測できない。したがって、 v_2 層の欠落した2層構造と解釈されてしまうのである。

走時曲線の式は、

$$t_1 = \frac{x}{v_1} \quad \text{--- (1)}$$

$$t_3 = \frac{x}{v_3} + \frac{2z_1 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 v_1} + \frac{2z_2 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_3 v_2} \quad \text{(2)}$$

t_2 は走時図上に現れないから、 v_2 はきめることができない。したがって、(1)、(2)の式で未知数が v_2, z_1, z_2 の3個になるから深さもきまらないことになる。

そこでいま、走時曲線に忠実に2層構造とみなして、第1層の厚さを z' とおいてみる。そのときは

$$t_1 = \frac{x}{v_1} \quad \text{--- (3)}$$

$$t_3 = \frac{x}{v_3} + \frac{2z' \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 v_1} \quad \text{--- (4)}$$

(2)、(4)から z'_1 をもとめると

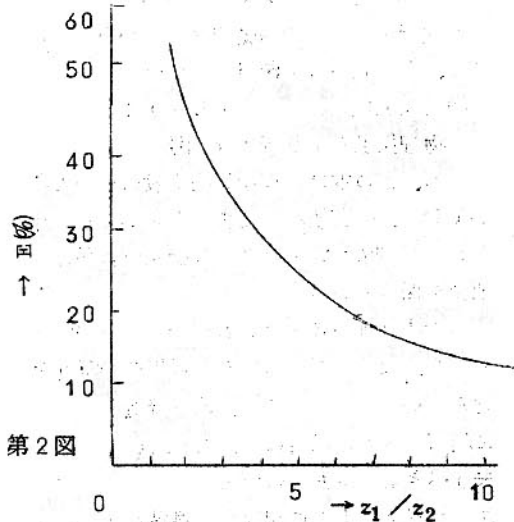
$$z' = z_1 + \frac{v_1 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_2 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}} \cdot z_2 \quad \text{(5)}$$

したがって誤差を \mathbb{E} とおけば、(5)をつかって

$$\mathbb{E} = \frac{z' - (z_1 + z_2)}{z_1 + z_2} = \frac{1}{1 + z_1/z_2} \left(\frac{v_1 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_2 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}} - 1 \right) \quad \text{--- (6)}$$

ここで $v_1 > v_2$ であるから () 内は正、し

たがって常に $z' > z_1 + z_2$ となり、 z' は $z_1 + z_2$ よりも厚く見積ることになる。例えば、 $v_1 : v_2 : v_3 = 2 : 1 : 3$ として、 z_1/z_2 の値を変えた場合の誤差を計算してみると第2図のようになる。これからわかる

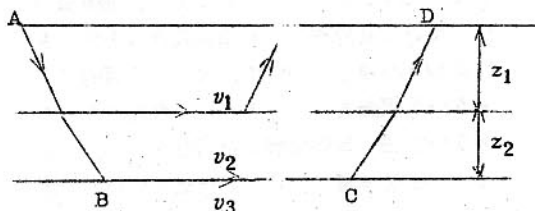
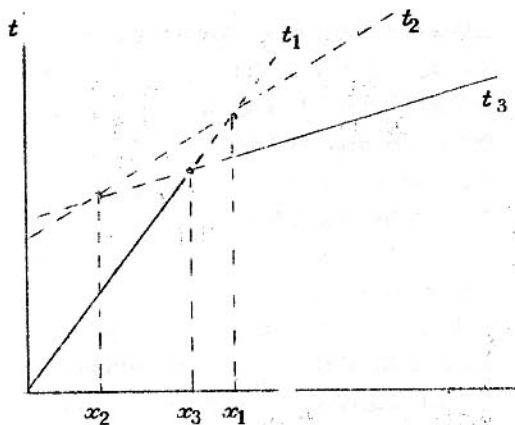


第2図

ように、 z_1/z_2 が10のとき14%、5のとき25%、2のとき51%の誤差を生ずることがわかる。中間低速層が第1層の10分の1の厚さでも、第3層までの深さは14%深く計算され、しかも第2層は見落されるわけである。

§.3 めくら層 (Blind Layer) の場合

前節では中間に速度のおそい層がはさまっている場合であったが、実は、 $v_1 < v_2 < v_3$ の条件が満されてもおかつ v_2 層が見逃されることがよく起るのである。第3図をみていただきたい。はじめ直接波が初動として観測されるが、普通ならば続いて t_2 (第2層からの屈折波) が、次に t_3 が順次出現するところが、 t_1 の次にいきなり t_3 が初動として現われ t_2 は later phase になってしまい、初動だけみていたのではこの層は見落されてしまうのである。このような場合



第3図

v_2 層のことを“めくら層” (Blind Layer) とよんでいる。

これは、屈折法の盲点という意味で全くふさわしい名前である。

いま図のように、第1層、第2層の厚さを z_1 、 z_2 、また、 t_1 と t_2 、 t_2 と t_3 、 t_1 と t_3 の折点距離をそれぞれ x_1 、 x_2 、 x_3 とすれば、走時曲線の式は

$$t_1 = \frac{x}{v_1} \quad \text{--- (7)}$$

$$t_2 = \frac{x}{v_2} + \frac{2z_1 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1} \quad \text{--- (8)}$$

$$t_3 = \frac{x}{v_3} + \frac{2z_1 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 v_1} + \frac{2z_2 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_3 v_2} \quad \text{--- (9)}$$

(7)と(9)で $x = x_3$ とおいて x_3 をもとめると

$$x_3 = \frac{2}{v_2 (v_3 + v_1)} \left\{ z_1 v_2 \sqrt{v_3^2 - v_1^2} + z_2 v_1 \sqrt{v_3^2 - v_2^2} \right\} \quad \text{--- (10)}$$

t_2 が初動として現われないための条件は

$$t_2(x_3) \geq t_1(x_3) \quad \text{--- (11)}$$

であるから、(7)、(8)、(10)、(11)より

$$z_1 \left(\frac{\sqrt{v_3 + v_1}}{\sqrt{v_3 - v_1}} \left(\frac{1}{v_2} - \frac{1}{v_1} \right) + \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1} \right) \geq z_2 \left(\frac{\sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_2 (v_3 - v_1)} \left(1 - \frac{v_1}{v_2} \right) \right) \quad \text{--- (12)}$$

いま計算を簡単にするため、 $v_2 = kv_1$ 、 $v_3 - kv_2 = k^2 v_1$ (ただし $k > 1$) とおき、(12) に代入してまとめると

$$z_1 (k + 1 - \sqrt{k^2 + 1}) \geq z_2 \quad \text{--- (13)}$$

したがって、

$$R \equiv \frac{z_2}{z_1} \leq k + 1 - \sqrt{k^2 + 1} \quad \text{--- (14)}$$

一方、見かけ上の2層構造の、第1層の深さを z' とおけば、 $z_1 < z' < z_1 + z_2$ で、 z' は前節で求めた値と同じである。したがって誤差 E は次のようになる。

$$E = \frac{(z_1 + z_2) - z'}{z_1 + z_2} = \frac{1}{1 + z_1/z_2} \left(1 - \frac{v_1 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_2 \sqrt{v_3^2 - v_1^2}} \right) \quad \text{--- (15)}$$

E の最大値は、 t_2 が t_1 と t_3 の交点を通る場合で、この時(14) は等号をとる。この

場合の誤差はどうなるであろうか。例えば

1)、 $k=1.4$ のとき

$$v_1 = 1,000 \text{ m/sec}, v_2 = 1,400 \text{ m/sec},$$

$$v_3 = 1,960 \text{ m/sec}, z_2 = 0.7 z_1,$$

$$E = 17\%$$

2)、 $k=2$ のとき

$$v_1 = 1,000 \text{ m/sec}, v_2 = 2,000 \text{ m/sec},$$

$$v_3 = 4,000 \text{ m/sec}, z_2 = 0.8 z_1,$$

$$E = 24\%$$

この場合、第2層の厚さが第1層の80%にも達するのに、速度が上記のような値の組み合わせだと、走時曲線の上には初動が現われずそのために見かけ上2層構造として計算され基盤までの深さの誤差は24%に達することを示している。

めくら層の場合、later phase が観測されるようになれば解決できるものであるが、それがなかなかむずかしい。その理由の一つは、屈折法では初動を生かして後続波を犠牲にするからである。初動を大切にすれば、

後続波が死んでしまい、後続波を生かそうとすれば、初動の精度が著しく落ちてしまうという矛盾がなかなか解決できないのである。今のところ初動の精度を犠牲にしてまで later phase をとるだけの価値はないというのが大方の考えである。

§.4 おわりに

以上、2つの典型的な例について述べた。最後に強調しておきたいことは、前提条件を抜きにして図に描かれた結果だけをうのみにしないでほしいということである。屈折法を持っている限界や制約を頭に入れた上で、さらに個々の場合について、どういう目的で、どういう調査方法で、どのような記録をとり、どうい方法・条件で解析を行なったか、といったことを考慮して見ていただきたいのである。そうすれば、地震探査の結果も本当の意味で生きてくるのではないかと思う。

◇ 論文紹介

H. Ramberg: Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment

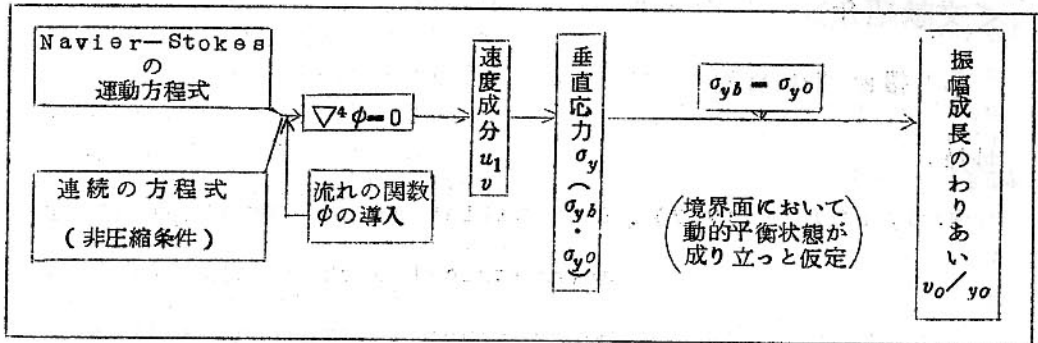
Phys. Planet. Interiors 1, 63-87, 1968 加藤 碩一

褶曲のメカニズムや形成のプロセスを様々なモデルを用いて議論する事は、従来から幾多の研究者によって行なわれてきた。この論文もその一つで Ramberg は粘性体モデルを用い流体力学を導入して褶曲の問題にアプローチした。彼は重力場中で等ポテンシャル面に沿って接する二つの一様な粘性媒質一下位層は上位層より低密度一からなる系を考え、下位層に生ずる浮力によっておこる褶曲を扱った。このモデルは、自然界では岩塩ドーム、

花崗岩、片麻岩等の上昇による被覆層の褶曲の解明に用いられ、又、この系を逆にすれば(即ち、重い層を下に)地殻のアイソスタシーによる補正の問題にも適用される。

Dynamic Analysis

数学的に要約するなら、Ramberg の理論は流れの関数の重調和方程式と挫屈層のまわりの境界条件の両方を満足する特殊な関数を導き出すことにある。簡単に図式化してみると



これをもう少し詳しくみてみよう。

流体力学の基本方程式である Navier-Stokes の方程式は、この場合の唯一の外力である重力が保存力であることから、ポテンシャルを用いてみかけ上、外力が働いていないとみなしうる次式に変形される。

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } P + \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{v} \quad (1)$$

P: 圧力、 μ : 粘性係数、 \vec{v} : 速度、 ρ : 密度

褶曲のような変形については、 $\frac{D\vec{v}}{Dt} \approx 0$ とおける。(1)式の x 成分を y に関して偏微して辺々差引くと、

$$\frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial y} + \frac{\partial^3 u}{\partial y^3} - \frac{\partial^3 v}{\partial x^3} - \frac{\partial^3 v}{\partial x \partial y^2} = 0 \quad (2)$$

さらに非圧縮条件は $\text{div } \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$

である。ここに流れの関数 ϕ を導入する。即ち $u = -\frac{\partial \phi}{\partial y} \dots (3)$ 、 $v = \frac{\partial \phi}{\partial x} \dots (4)$ とすれば、非圧縮条件は常に満足されるから(3)より

$$\frac{v_0}{y_0} = \frac{(\rho_0 - \rho_b) g}{2\mu_b (A' b \omega + B' b \omega + D' b - C' b) - 2\mu_0 (A' \omega + B' \omega + D' - C')} \quad \text{となる}$$

各々のモデルにおいて、境界条件から、係数を決定すればよい。

(4)を(2)に代入して整理すると

$$\frac{\partial^4 \phi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \phi}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 \phi}{\partial y^4} = 0 \quad (\nabla^4 \phi = 0) \dots (5)$$

(5)式を解いて、 u 、 v を求めると、

$$u = (Ae^{\omega y} + Be^{-\omega y} + Cye^{\omega y} + Dye^{-\omega y}) \cos \omega x \dots (6)$$

$$v = (Ae^{\omega y} - Be^{-\omega y} + \frac{C}{\omega}(\omega y - 1)e^{\omega y} - \frac{D}{\omega}(\omega y + 1)\sin \omega x) \dots (7)$$

さらに $\kappa \sigma_y = 2\mu \dot{\epsilon}_y - P_0$ 、 $\dot{\epsilon}_y = \partial v / \partial y$

σ_{yb} or $\sigma_{y0} = \sigma_y$ (重力を含まない項) + $\rho g y_0 \sin \omega x$ (重力項)

よって $\sigma_{yb} = 2\mu_b (A_b \omega + B_b \omega + D_b - C_b) \sin \omega x + \rho g y_0 \sin \omega x - P_0$ (σ_{y0} は添字 b を 0 にかえたもの)

ここで $\sigma_{y0} = \sigma_{yb}$ に代入し、またモデル V を除く係数 A 、 B 、 C 、 D は v_0 を含むから $A = A' v_0, \dots$ となる v_0 を含まない係数 A' 、 B' 、 C' 、 D' を考え整理すると、振幅成長のわりあいは

<文献紹介>

◇ 褶曲 関係 論文

抄録

N. J. PRICE (1967) : The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments.

Tectonophysics, Vol. 4, No. 2, p. 173-201.

植 村 武

RAMBERG や BIOT らによって扱われた弾性論・粘性論に基づく座屈褶曲の考えは、圧縮軸が層状構造に平行であって、その結果生ずる褶曲は常に軸面が垂直な対称褶曲であり、その断面の形態は正弦曲線状で真直ぐな直線状の脚部が存在しないというものである。ところが、変成岩にみられる褶曲はこれよりとしても、非変成帯の褶曲の実際の断面は、ほとんど常に非対称的であって、軸面も傾斜し、直線状の脚部が発達している。

この問題をまず岩石の物性の面から検討してみると、変成帯での変形などを考える場合には岩石を粘性物質とみなしてよいが、地殻上部の非変成帯の変形などの場合には、降伏値を持った固体 (Bingham-Voigt モデル) と考えるのが適当ということになる。

次に褶曲の発生機構を座屈理論によって考察する。最大圧縮性主応力軸が層状構造に平行な場合にはまず弾性座屈が生じ、弾性限界を超えると損傷が起って褶曲が発生するが、比較的浅所では、座屈層の外側部の引っぱり損傷からシェブロン褶曲へ発展するか、または内側部の圧縮損傷から "plastica" タイプの褶曲 (hinge の部分は丸味を持ち、脚部は直線状) になるかは座屈の slenderness ratio (褶曲の波長と褶曲層の厚

さの比) によって決まる。

最大圧縮性主応力が層状構造に対してある傾きを持った方向から作用する場合には、層状構造に平行および直角な剪断応力が存在し、そのため曲げモーメントが発生する。今仮りに柱状体の座屈を考えると、この柱の上の1点 (この点で曲げモーメントを零とする) からの距離に比例して曲げモーメントは増大するが、座屈モーメントは柱の全域に対称的な正弦曲線の形で分布する。結局両モーメントの総計を表わす曲線は非対称的となり、その結果非対称な座屈褶曲が発生する。

その後の非対称褶曲は脚部の回転によって発展してゆくが、長・短両脚の回転によってなされる仕事は等しいと考えると、短い方の脚はより大きな角度回転することになる。非対称褶曲の軸面の方位は脚長比で決まり、脚長比は曲げモーメントを生じた剪断応力で決まり、剪断応力は主応力とその方向できまるから、単一の解は得られないが、多分最大圧縮性主応力軸が褶曲軸面に直角という関係にあるとみてよい。

更に褶曲が進行すると物質が次第に competent となるため、はじめにできた褶曲の脚部に、より小さな slenderness ratio の2次的～3次的褶曲が発生し、複背

斜・複向斜が形成される。

W. M. Chapple (1969) :

[Fold shape and rheology:

The folding of an isolated viscous-pla-

stic layer]

Tectonophysics, Vol. 7, No. 2, 97-116

角田 史 雄

岩石の粘性と歪速度の関係に注目してみると、実験的研究によれば、粘性は歪速度の関数として表わせる。ところが、理論的な研究では、現在のところ、粘性と歪速度との間に関数関係が知られていない。

本論文では、competentな単層が対称褶曲をなしたとき、褶曲作用のつづく間、1) 褶曲の形(shape) はレオロジーの関数となっているのかどうか、2) かりに変形物体がフッキアンでないとしたら、Biot らの理論的な研究の結果がどうなるのかの2点について考察している。

この場合、変形物を粘-塑性体として扱っている点が新しい観点である。そして、粘-塑性体は、応力がある値より低いと粘性体と

して変形し、ある値より高い応力を受けたときには塑性体として変形することが指摘された。

であるから、粘-塑性体に荷重をかけたとき、この物体の変形は初期段階から粘性→塑性→粘性的の順に変化していくことが推論される。

このさい、本論文では、初期の変形に重要な役割を果すと思われる Biot の提唱した dominant wavelength (主要波長…横山) については、重要性の指摘だけにとどめているのみである。

◇ 大構造関係

TANNER, W, F (editor) : Tertiary Sea-Level Fluctuations :

Palaeogeography, Palaeoclimatology,

Palaeoecology,

Vol. 5. No. 1. P. 1~178, Elsevier Pub. Co.

藤 田 至 則

TANNER によって編集された第三紀の海

水面変動の特集で、以下にのべるような論集

集められている。導入論文(TANNER)、南極における後期第三紀の氷河と海水準変動(RUTFORDほか)、南方海洋の堆積物に記録された南極氷河の記録(GOODSELLほか)、新第三紀古海洋学における輪廻とユースタチック変動(BANDY)、第三紀の海水準における不連続的な氷期海水準の不連続的低下(MERCER)、海水準の中新世以後のユースタチック彷徨の形式(ALT)、ケープCodとケープHatterasの間の大西洋海岸の第三紀地史(RICHARDS)、南カロライナにおける第三紀海水準変動(COLQUHOUNほか)、中新世の無脊椎動物と北フロリダの海岸線(OLSEN)、第三紀海岸線とテキサス海岸平野(WILSON)、オーストラリアとニュージーランドの第三紀海水準(GLENIE)、第三紀の海水準変動における諸

種の影響(TANNER)、

これはフロリダ州立大学における20人の集りでのシンポジウムのときに発表されたものである。この集りは中新世中期以後に70~100mの海水準低下がいかなるものかといつたことが動機であつたらしい。従来、第三紀の海水準はそれほど変化しないというのが常識であつたが、このシンポジウムでは多角的な格付から、新第三紀以後はほぼ80m程度の海水準低下が結論されている。とくに興味あるのは、南極で、中新世初期にいちじらしい氷河があつたことが実証されたことで、新第三紀のglacio-eustaticな変動の影響が無視しえないことを示している。(本論はグリーンタフ変動初期や末期の地殻変動と海進・海退現象との関連という面で注目したい)。

SYKES, L. R. : Seismological Evidence for Transform Fault, Sea Floor Spreading, and Continental Drift, in *The History of the Earth Crust, Symposium*.

Princeton University Press, 1968, p.120-150

杉山 明

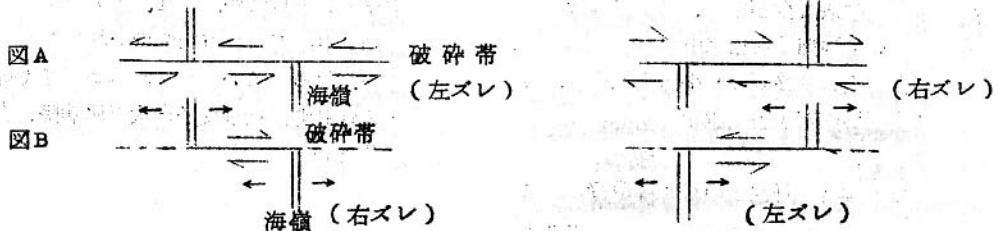
従来、中央海嶺とそれを切る破砕帯の関係は、図Aのように説明されてきたが、大洋底拡大仮説がHess(1962)及びDietz(1961)によって提唱されると、Wilson(1965)はこれを取入れて、図Bのような関係を考えた。図Aの破砕帯をtranscurrent fault、図Bの破砕帯をtransform faultと呼び、区別する。両者の違いは、図Aでは破砕帯によって海嶺のくいちがいが進行すると考えるのに対し、図Bでは、海嶺の膨張が破砕帯発生の原因であるとみる点にある。

著者は、1962年から1966年までの間に海嶺部(東アフリカ大地溝を含む)及び破砕帯で起つたM5~7の地震30個について、世界中の観測点で得られたデータから、その地点のP波の初動の向きと震央とを精密に求めてみた。震央の分布に関して注目される点は、破砕帯上の地震がほとんど全部、くいちがう二本の海嶺の間に挟まれた部分のみ発生しているという点で、これはWilsonの説を支持する有力な証拠である。又、初動分布に関しては、それが大円上にプロットされた状態をみると明らかに二つの型に分けら

れる。一つは破砕帯に発生する地震が属するもので、nodal plane が急傾斜をなして直交する。もう一つは海嶺及び大地溝上に発生する地震が属するもので、nodal plane は40度前後の比較的ゆるい傾斜をなす。地質学的諸事実を併せ考えると、前者は走向断層を伴う地震で、nodal plane の一つがその断層の方向と一致する。他方、後者は正断層を伴う地震と考えることができ、最大引張軸は海嶺延長方向には直交する水平面内にあることが判る。即ち海嶺部及び大

地溝では水平方向の引張力が働いていて、これにより海洋底が拡大すると共に、海嶺のくいちがい部ではそれが剪断力となって破砕帯を生じ、地震を引起すというわけである。

なお、紅海、アデン湾、カリフォルニア湾等、従来大陸のgraben と類似したものとみなされていた部分も、雁行状に配列した海嶺と、それを結ぶ破砕帯から成る大洋地殻構造を有していることが、同じ調査から推測される。



<記事>

去る5月5日、資源研で、今年度初の構造地質研究会が開かれた。参加は二十名あまりで、充実した内容であった。

1. 弾性波による地殻の調査について (飯塚・地調)
2. 花崗岩の侵入形態と機構について (加納・秋田)
3. Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity by H. Ramberg (加藤・東京)

<本の紹介>

檀原毅・友田好文：測地・地球物理、共立出版(地球科学講座・5)、1200円

地球の形状とその幾何学、測地測量、人工衛星測地法、地殻変動、地球の表面、重力、地球内部の推定、アイソスタシー、地磁気、地球の熱、大陸の浮動など12章からなっている。本書を通読しての感想は、(1)最近の地球科学における展望が物語りとしてではなく、厳密な論理に裏づけられて行われていると思われ、(2)事実と推論がはっきり区別さ

れていること、(3)個々の観測ないしは論理の出発点としての原理が必ず展開されていること(筆者にはチンプンカンプン、若い人はこうした点で学ぶものがあることであろう)、などなどである。とくに上記の(2)は印象的である。(藤田至則)

<会員消息>

- ☆ 東北大地質古生物教室は春に新装なった青葉山に移転したが、北村助教授が永年準備してきた高圧三軸圧縮試験機が組立てられ(科研費Bによる)、大学院の木村勝弘氏とともに研究が開始されようとしている。地調における星野一男・岩村茂男両氏の研究とともにその成果を期待したい。
- ☆ 金沢大学地質教室では、河野芳輝氏が新しい実験施設を組立中であり、同じく、名古屋大より移籍した小林洋二氏も、低速度変形に関する装置を組立中とのことである。
- ☆ 岡山大学温泉研究所の松本隆教授のところでは、目下、200 K_bの超高压発生装置が入る予定の由、外国の実験をおいこせるであろうと意気けんこうである。
- ☆ 東京教育大学岩村茂男氏の奥さんが、重病であり、お見舞カンパを前号で訴えましたが、おどけいただいたものはその都度、責任をもっておとどけしました。両君からも皆さんによるしくとのこと、かわって厚くお礼申し上げます。病状は一時好転しましたが、最近、悪い方に向っている由。本人も看病につかれておりますが、激励していただければ幸いです(新宿区河田町、東京女子医大付属病院、岩村茂男宛)

<編集後記>

今年は秋の訪ずれが早いとか、東京も朝晩は肌寒いこの頃ですが、会員の皆さんお元気ですか。No. 7の会誌ができあがりました。

前号の編集後記でふれた様に、文献紹介に力を入れたつもりですが、いかがですか。どうも在京者中心になってしまいますが、どんな記事でもかまいませんからどしどし投稿して下さい。

今回の圧巻は、春の例会の飯塚さんの講演要旨だと思います。地質屋はとかく地球物理等の数値であらわされたデータをうのみにする傾向がありますが、それに対する一つの批判になっていると思われる。心して読むべき文です。

更にもう一つの特徴は、褶曲に関する文献紹介を集めたことです。構造地質学近代化のテーマとして断層と共に褶曲のメカニズム、プロセスの解明は必須と思われるが、これらの文献がその一指針となれば幸いです。

昨年来、折にふれて話のあった褶曲研究グループ(仮称)の形成が、今年の鶴原臨海ゼミを契機にして、少しずつ具体化してきています。とりあえず地質調査所と教育大の会員が中心となって、年末発足をめざして活動をはじめました。更に具体的な活動方針等が決まりましたらお知らせします。

最後に会費の件。

今まで例会のたびに会誌とひきかえに集めていましたが、会誌を作る都合上、一括して一年分500円(会誌年2回、例会2回、講師謝礼等)を集めたいと思っています。

正式には、秋の例会で決定していただきたいと思いますが、よろしくお願い致します。

(H. K.)