

構造地質研究会誌

(第17号)

〈夏の例会特別講演〉

ネパール・ヒマラヤの地質構造……………在田一則

〈冬の学校特別講演〉

島弧—海溝系のSeismicityとTectonics (東北日本の例)……南雲昭三郎

地震のメカニズム研究のあゆみ……………市川政治

〈冬の学校勉強会〉紹介

重力と地質構造(Gravity and Tectonics)

……………KEES A. de JONG and ROBERT SCHOLTEN

〈冬の学校個人講演〉

西山層泥岩の間隙水圧試験……………岩松 暉・伏屋敬市
岩石の微小変形を光の干渉を利用して検出する方法と

それによるクリープの測定例……………伊藤英文

岩石のひずみ解析法Ⅱ、楕円法……………池田幸夫・嶋本利彦

地下深部でのマグマ貫入による

隆起・陥没構造の形成……………小出 仁・S. BHATTACHARJI

褶曲の形成様式について……………角田史雄

鮮新—洪積世の堆積盆地の発生……………藤田至則・河村善也

基盤褶曲に関する若干の考察(文献紹介)……………加藤碩一

側圧下において大規模な波状変形が成長するための条件……………横田修一郎

Buckling理論に基づく西南日本内帯の

波状変形の一考察……………長谷憲治

伊豆半島の水準点変動、とくに地塊の傾動について

……………堀井泰紀・石山克之・宇都木 浩・鈴木尉元・小玉喜三郎

〈研究室めぐり〉

⑤ 大阪市立大学構造地質学研究室

1975. 4

構造地質研究会

ラパール・ヒマラヤの地質構造

北海道大学 在田 一 則

ネパール、ヒマラヤはパミール高原からビルマ北部にいたる延長 2,500 Km、幅 300~400 Km のいわゆるヒマラヤ帯のほぼ中央部に位置している。ヒマラヤの地質構造については、西側のインド領内の部分では比較的調査も行なわれ、その地質構造も明らかになってきているが、ネパールおよびその東のシッキム、ブータンさらにNEFA地域では調査も少なく、不明な点が多い。

小論でははじめにヒマラヤ帯全体の地質構造を概観し、つぎにネパール・ヒマラヤの地質構造について述べる。

1. ヒマラヤ帯の地質構造の概観

ヒマラヤ帯は地形的にも、また地質的にもヒマラヤの走向方向に三つの構造帯に区分できる。

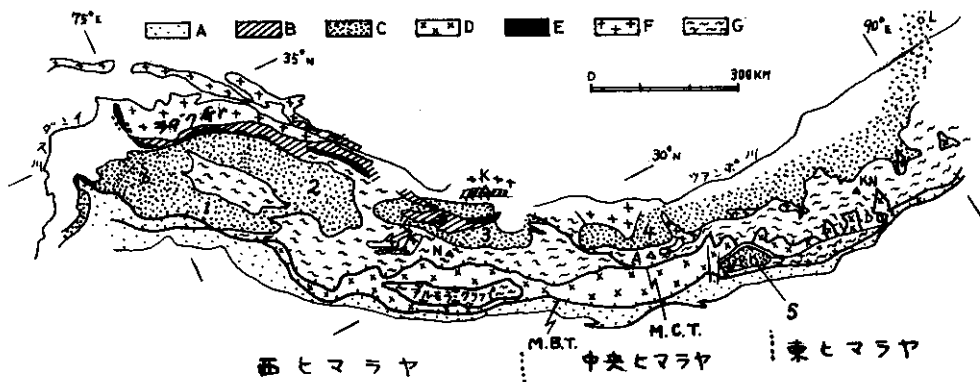
- (1) 北部；インダス・トランス・ヒマラヤ帯
- (2) 中部；テーチス ヒマラヤ帯
- (3) 南部；インド・ヒマラヤ帯

また東西方向には、地質構造の特徴から、西ヒマラヤ、中央ヒマラヤおよび東ヒマラヤ

に区分できる(第1図)。

(1) インダス・トランス・ヒマラヤ帯

この地帯は地形的にはヒマラヤ山脈とチベット高原の境界部に位置する。地質的にはパミールからインダス河に沿って、幅約 150 Km でカイラス山付近まで追跡されるが、その東延長は不明で、わずかにツアンボ河に沿って点々とみられるのみである。この地帯は主にインダス・フリッシュと呼ばれる上部白亜紀~第三紀堆積物とそれにとまわれる超塩基性岩からなる。パンジャブ北部では、この地帯は広大なラダク花崗岩の南縁で北に押し上がっている。このような構造はスピティ堆積盆の北縁沿いに、インダス河上流域に延び、カイラス山付近にもみられる。しかし、南半の超塩基性岩をとまう岩石の分布は、パンジャブと異なり、クマオンでは、トランス・ヒマラヤ帯から南へ大きく押し出して、テーチス・ヒマラヤ帯の上部層(上部白亜系)の上のし上がっている。ラサの南西約 150 Km 付近の中生界の中に超塩基性岩、花崗岩が点



第1図 ヒマラヤ帯の地質構造概念図

A: シワリック層群, B: インダス・フリッシュ堆積物, C: テーチス堆積物, D: ミッドランド堆積物, E: 超塩基性岩, F: 花崗岩類, G: ヒマラヤ片麻岩

1: カシミール堆積盆, 2: スピティ堆積盆, 3: アムラン堆積盆, 4: ラングーマナン堆積盆, 5: カトマンズ堆積盆

S: スリナガル, N: ナンダ・デビ, K: カイラス山, A: アンナプルナ, K: カトマンズ, KN: カンチェンジュンガ, D: ダージリン, L: ラサ

M. B. . T. : 主境界衝上断層, M. C. T. : 主中央衝上断層

在するが、これらはインダス・トランス・ヒマラヤ帯の東方延長であろう。

(2) テーチス・ヒマラヤ帯

西〜中央ヒマラヤには西から東へ、カシミール堆積盆(850Km)、スピティ堆積盆(850Km)、アムラン堆積盆(800Km)、ラングーマナン堆積盆(200Km)の四つの大きな堆積盆がならんでいる。カトマンズ以東では、独立した堆積盆を構成せず、北側の広大なチベット・テーチス堆積盆の南縁を形づくっている。しかし、ブータンには局部的な小さな堆積盆がみられる。これらの堆積盆の南縁をつらねた方向と、それぞれの堆積盆の長軸方向とが斜交することは興味ある。また、このようなテーチス・ヒマラヤ堆積盆が西ほど広く、かつ、よく発達しているという特徴も注目される。

これらの堆積盆は、カンブリア紀から第三紀までほとんど一連の、化石に富む厚い堆積物であるいわゆるテーチス堆積物からなっている。この堆積物の二層系にはブライニ層と呼ばれる氷礫土をとまなう礫岩層がいたるところにみられる(第2図)。これはインド亜大陸にみられる Gondwana 堆積物のタルチャ層に相当する。このように、ヒマラヤ地域では、Gondwana 堆積物は厚いテーチス堆積物の一部を構成している。

(3) インド・ヒマラヤ帯

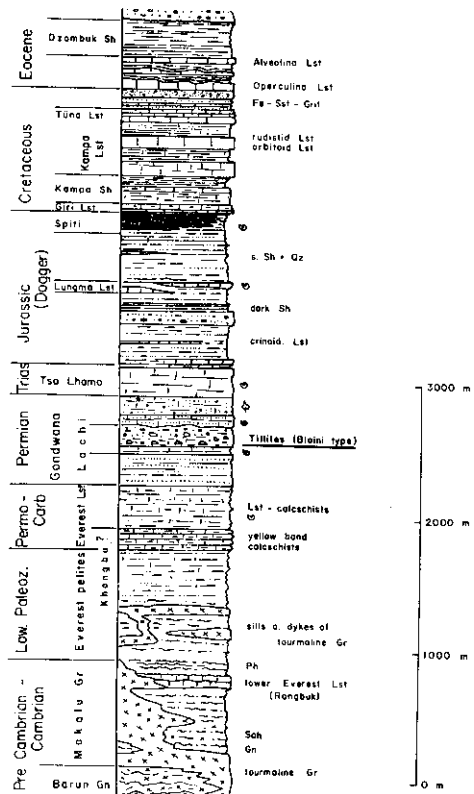
テーチス・ヒマラヤ帯の南には各種の片麻岩類(ヒマラヤ片麻岩)や変堆積岩類(ミッドランド堆積物)が分布する。これらの片麻岩類、変堆積岩類の分布する地域をインド・ヒマラヤ帯といい、北へゆるく傾斜する衝上帯群で特徴づけられる。

ヒマラヤ片麻岩はヒマラヤ主稜南面に分布し、テーチス・ヒマラヤの基盤となっている。両者の関係は一般に断層あるいは不整合であるが、部分的に整合的にみえるところもある。ヒマラヤ片麻岩の下盤にはミッドランド堆積物がある。両者の間には大きな衝上断層(主中央衝上断層:M.C.T.)、上盤の片麻岩はと

ころにより圧碎性の眼球片麻岩状を呈する。ミッドランド堆積物はクマオン、ネパールに広く分布する。ミッドランド堆積物は主境界衝上断層(M.B.T.)によって南の、モラッセ堆積物であるシワリーク層群の上に衝上している。このM.B.T.がヒマラヤ帯の南縁である。

西ヒマラヤでは、ヒマラヤ片麻岩は大きく南へ押し出し、巨大なナッペを作っている。特にクマオン地域では、ナンダ・デビ付近のヒマラヤ片麻岩がアスコット前縁背斜を越えて南に飛び、アルモラ・クリッペをつくっている。このようにヒマラヤ片麻岩のナッペが優勢なところでは、ミッドランド変堆積物は前縁背斜の部分に構造窓としてみられたり、あるいはM.B.T.に沿って、クロール・ナッペ群としてシワリーク層に衝上している。

中央ヒマラヤでは、ヒマラヤ片麻岩の大規



第2図 エベレスト付近および隣接する南部チベットの層序 (Gansser, 1964)

模な張り出しはみられない。ここではミッドランド変堆積物がM.C.T.とM.B.T.との間に広く露出し、ゆるやかに褶曲している。この地帯にあるカトマンズ堆積盆は中部～下部古生界からなる。ヒマラヤ山脈によって隔てられた分離したテーチス堆積盆である。

東ヒマラヤでは、ふたたびヒマラヤ片麻岩ナッペが南へ張り出し、東ネパール～シッキムではM.B.T.を境にして直接シワリーク層群に衝上している。

これらのミッドランド変堆積物はインド亜大陸に発達するヴィンディア層に似た岩相を示し、後述するようにエオカンブリア紀のものと考えられる。

インド・ヒマラヤ帯の構造の上述のような側方変化はカンジス平原下の基盤構造の変化に対応している。すなわち、ミッドランド変堆積物が広く露出する中央ヒマラヤでは、インド基盤は背斜性の大きな高まりをみせている。このようなヒマラヤ帯の構造とインド基盤の構造との関連性は、ヒマラヤ帯を横断し、さらにチベット内に延びている大きな横断構

造とインド基盤の大きな構造帯とのつながりにも認められる(第3図)。このようにヒマラヤ帯とインド亜大陸北部とは共通の基盤をもつと考えられる。

2 ネパール ヒマラヤの地質構造

ネパール・ヒマラヤは中央ヒマラヤから東ヒマラヤの西半に位置し、その地形、地質構造ともに西北西-東南東方向に帯状に配列する(第1表)。

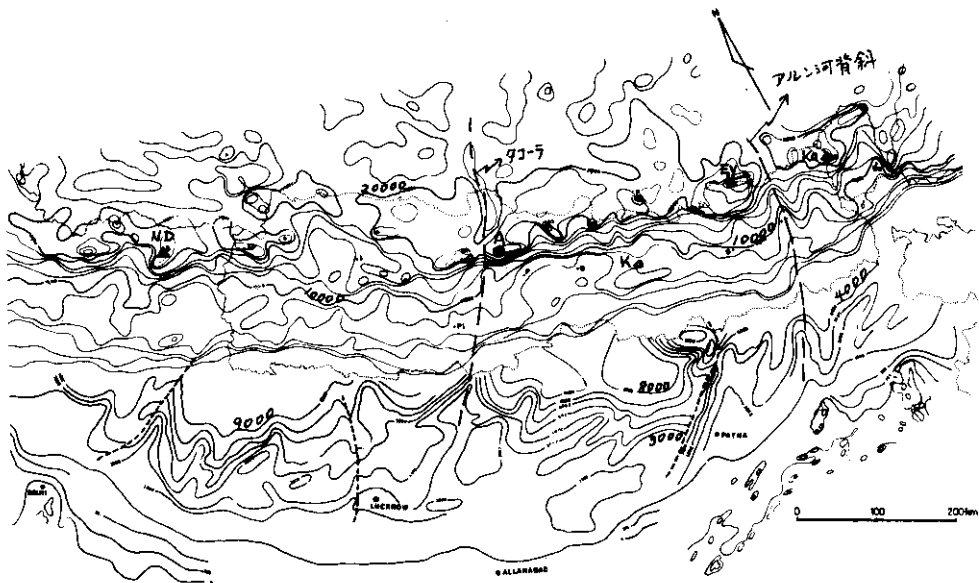
ネパール・ヒマラヤは地質構造の点から東西方向に西ネパール、中央ネパールおよび東ネパールに分けられる。以下にそれぞれについて述べる(第4図)。

西ネパール

この地域については不明な点が多いが、北のヒマラヤ片麻岩のクリッペと考えられるチャクレ片麻岩の発達が特徴的である。これは西のアルモラ・クリッペの延長と思われる。

中央ネパール

この地域はグルカ東方にある二つの南北性の横断層によって東西二つに分けられる。西



第3図 ヒマラヤ山脈およびチベット南部の接界面図とガンジス平原下のインド基盤の深さを表わす図、ヒマラヤの高さおよびインド内の深さの単位はそれぞれフィートおよびメートル。
ND: ナンダ・デビ, A: アンナプルナ, K: カトマンズ, EV: エベレスト, Ka: カンチェンジュンガ。

半部では、ヒマラヤ主稜南面、ヒマラヤ片麻岩がテーチス・ヒマラヤの基盤をなして、ゆるく南へ衝上している。この片麻岩の下にはM.C.T.を境にしてミッドランド変堆積物がある。この変堆積物は下部の厚い砂岩（礫岩を含む）、中部の漣痕をもつ珪岩の多い地層、そして上部のストロマトライトを含む石灰岩に富む地層からなっている（第5図）。このミッドランド変堆積物の時代はストロマトライトを含むこと、および後述するように構造的に、古生界であるカトマンズ層群のかなり下位に位置することから考えてエオカンブリア紀以前と考えられる。この地層は東北東～西南西方向の軸をもつゆるい褶曲を示し、全体として箱型褶曲をなす（第6図）。このようなミッドランド変堆積物の褶曲の特徴は基盤のブロック運動を示唆しており、ヒマラヤの構造運動を考える上で注目される。南縁部ではいちじるしく褶曲しており、独立した構造帯（マハバラート構造帯）を構成してい

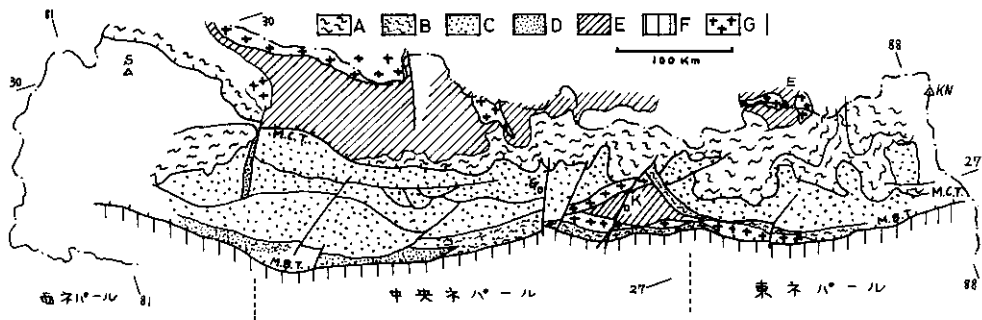
る。その西方では貨幣石をともなう白亜紀～始新世のマハバラート層群をクサビ状に挟み込んでいる。

東半部は東西約80Km、南北約40Kmのカトマンズ堆積盆、その北の南へ張り出しているヒマラヤ片麻岩および南のマハバラート構造帯からなっている。カトマンズ堆積盆の南には花崗岩の、また北には注入片麻岩の選入体が堆積盆を取り囲むように発達している。カトマンズ堆積盆は石灰岩、砂岩からなり、全体として大きな複向斜をなしている。その上部層下位にはシルリア紀の化石を産する（第5図）。このカトマンズ層群はミッドランド変堆積物の上に不整合ののっていると考えられる。カトマンズ層群はその堆積物の性質から、テーチス堆積物に相当するものであり、前述のように孤立したテーチス堆積盆と考えられる。マハバラート帯はミッドランド変堆積物からなり、激しく褶曲し、変成している。これは東方へ変成度が上昇する。

ヒマラヤ片麻岩や、特にミッドランド変堆積物中には北北東-南南西方向に微褶曲や鉞物の配列による線構造がいちじるしく発達している、一方カトマンズ層群中にはこれらの線構造はまったくみられない。したがって、中期～前期古生代であるカトマンズ層群の堆積以前に変成作用があったことは明白である。

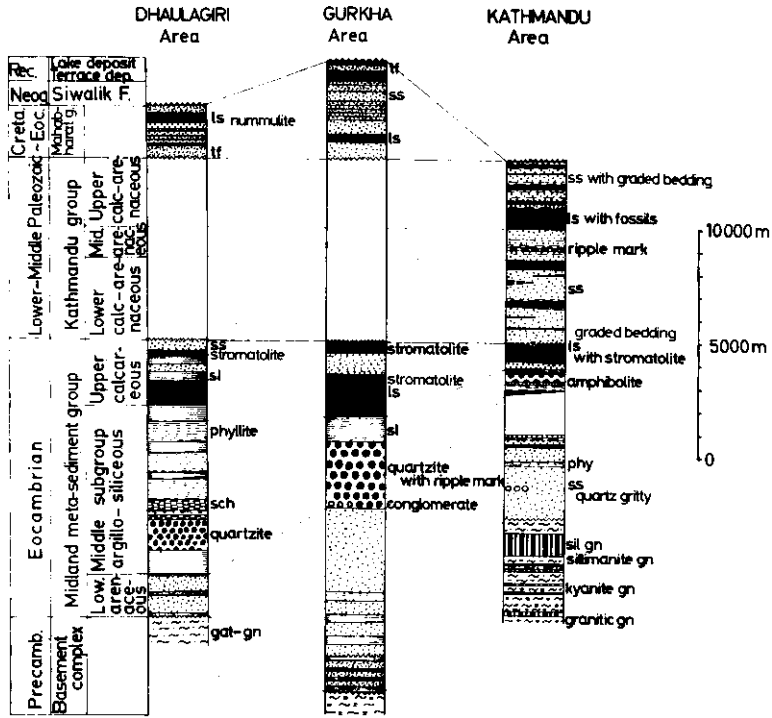
Great Himalaya z.	Tibetan sediments Himalayan gneiss	Main Central Thrust (M.C.T.)
Lesser Himalaya z. Midland z.	Midland metasediment group, Kathmandu group and Injection gneiss	
Mahabharat z.	Midland metasediment group, Mahabharat group and granites	Vertical faults
Siwalik z.	Miocene and younger sediments	Main Boundary Thrust (M.B.T.)

第1表 ネパール・ヒマラヤにみられる地形と地質の対応

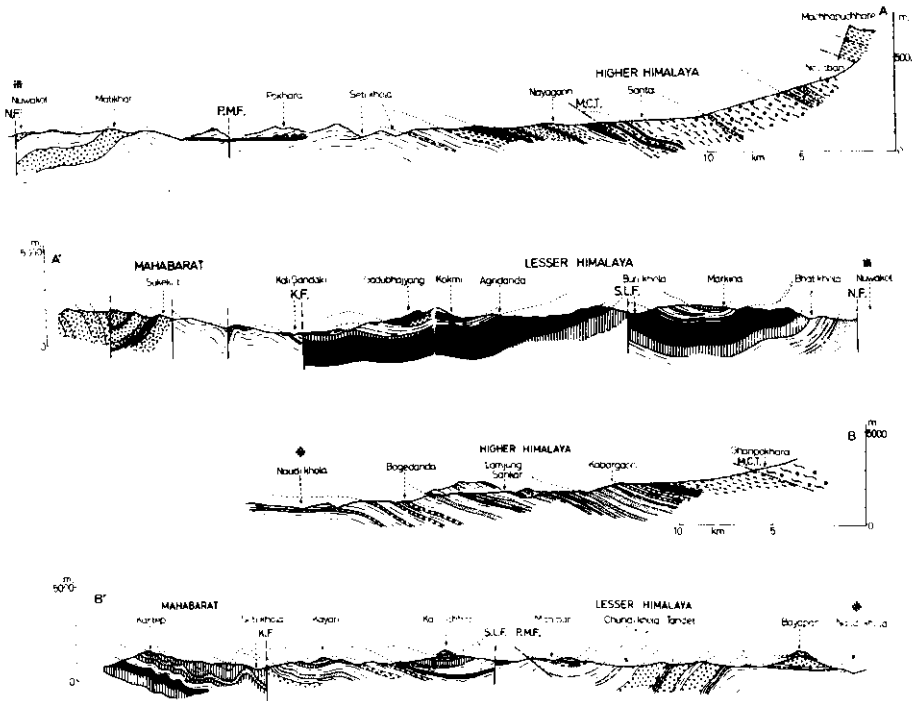


第4図 ネパール・ヒマラヤの地質概念図

A : ヒマラヤ片麻岩帯, B : マハバラート構造帯, C : ミッドランド変堆積物帯, D : マハバラート層群帯, E : テーチス堆積物帯, F : シワリーク層群帯, G : 花崗岩類および注入片麻岩類
S : サイパル, G : グルカ, K : カトマンズ, E : エベレスト, KN : カンチェンジュンガ



第5図 中央ネパールの地質柱状図



第6図 中央ネパールを通る地質断面図
Lesser Himalayaの箱型褶曲, Mahabharat帯の激しい褶曲に注意。

東ネパール

この地域はヒマラヤ片麻岩の南への強い押し出しによって特徴づけられる。特にアルン河以東ではヒマラヤ片麻岩がM.B.T.まで達している。下盤の主に千枚岩からなるミッドランド変堆積物は東西性の背斜構造をなしており、この前縁背斜構造の南翼に沿って、上盤のヒマラヤ片麻岩が重力によって滑落し、ナッペをつくったと考えられる。このような東西性の構造の他に、この地域では南北性のゆるい大きな褶曲も存在し、両者の背斜が重複したところでは、ドーム構造がみられ、ミッドランド層群が構造窓として顔を出している。この南北性の構造は前述のガンジス平原下のインド基盤の構造に関係があると考えられる。マハバラート構造帯は、東ネパールでは、十字石、藍晶石を含む高変成度岩石からなり、独立した変成帯としての性格をはっきり示している。

以上をまとめて、ネパール・ヒマラヤの構造発達を考えると以下のようなになる(第7図)。

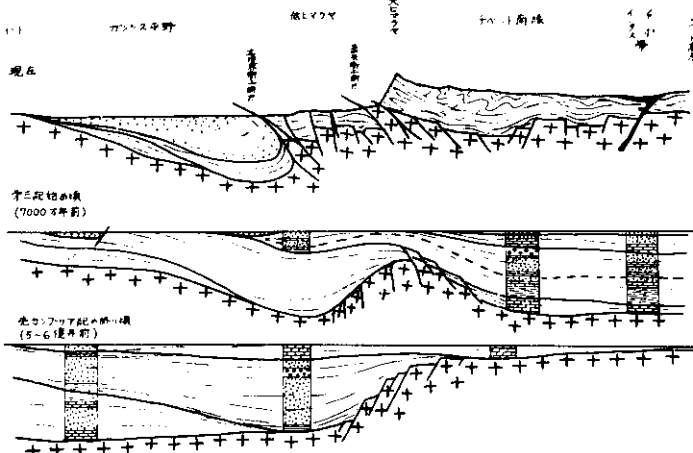
現在のヒマラヤ主稜付近を境界とするチベット・ヒマラヤ地域とインド・ヒマラヤ地域とはともに先カンブリア紀の基盤を有し、エオカンブリア時代にはインド・ヒマラヤ地域

が沈降して、膨大な堆積物を堆積した。エオカンブリア紀の末期に造山運動をこうむった(バイカル変動?)。カンブリア紀初期から第三紀にかけては、チベット・ヒマラヤ地域が沈降域となり、ほぼ連続的に厚い堆積が生じた。一方、インド・ヒマラヤ地域では前期～中期古生代のカトマンズ地域での海進や西ネパールに部分的にみられる白亜紀～始新世の海進以外にはほとんど堆積はなかった。第三紀から第四紀にかけてのアルプス造山運動では、基盤の再活動やブロック運動による重力滑落などの作用により、チベット・ヒマラヤ地域の大規模な押しかぶせ褶曲も含む複雑な褶曲や、ヒマラヤ片麻岩のナッペ構造、あるいはカトマンズ堆積盆をかこむ花崗岩や注入片麻岩の活動、さらにマハバラート帯の変動が生じたと考えられる。インダス・トランス・ヒマラヤ帯にみられるオフィオライトをもたらした深い構造帯もこのような基盤の再活性化と関係があるのであろう。

このように、現在のヒマラヤ山脈は既にエオカンブリア紀の頃からその萌芽を内蔵していたと考えられる。

なお、ネパール・ヒマラヤで測定された約80ヶほどのK-Ar絶対年代のほとんどは9～17m.y.の新しい年代を示すが、カトマンズ

西方の珪岩中の碎屑白雲母および西ネパールの黒雲母片岩中の黒雲母はそれぞれ、728 m.y.と1195 m.y.の年代を示している。



第7図 ネパール・ヒマラヤの構造発達を示す模式図

島弧—海溝系の Seismicity と Tectonics (東北日本の例)

地震研究所 南 雲 昭三郎

構造地質研究会発足の頃、私は海底地震計の開発に巻込まれていた。Tectonics に興味を持ちながらも、器械の製作・実験に追われて皆様方と一緒に研究を進める余裕がなかった。それから約10年、海底地震計も完成し、データも集まるようになり、再び Tectonics を勉強できるようになって来た。その間に、舞台は一段と広く海洋底にまで広がっていた。

三陸沖の海底地震観測で最初に驚いたことは、海溝付近で活発に微小地震が起っていることだった。観測が進むにつれて、微小地震活動が大陸斜面から海溝最深部へ落ちこむ急崖 (marginal escarpment) に沿って最も激しく起っていること、そこに地球物理学的海洋と大陸 (島弧) との境界が位置すること、海洋性岩石圏も地震を起す能力があり、十勝沖地震 (1968年、M = 7.9) の余震活動 (広義の) が、島弧側の大陸斜面領域から、海溝最深部をこえて北西太平洋海盆上まで移動していることなどが分って来た。そこでこのよ

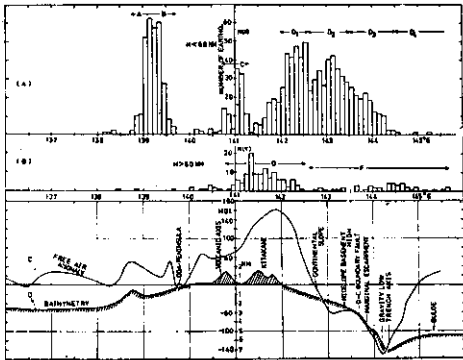


Fig 1 東北日本 (38°-41°N) に沿う地震活動の空間分布。(A) 深度60kmより浅い地震、(B) 60kmより深い地震。縦軸は0.1°市の地震の総数 (1961~1970)。データは気象庁地震月報による。(C) は海底地形断面と重力異常 (フリーエア) (友田による)。

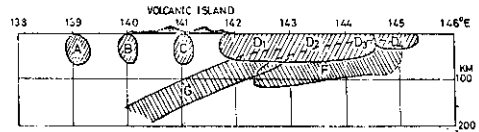


Fig 2 地震活動分布の模式的断面 (東北日本、38°~41°N)。

うな海底微小地震活動に、気象庁の地震観測データを加えて、東北日本における島弧—海溝系の seismo-tectonics を考えてみた (Nagumo、1975)。

UMPのAゾーンについて Seismicityの頻度分布を作ってみると (Fig. 1)、Seismicityにいくつかのピークがあり、それらは地質構造に密接に関係しているように見えた。そこで、Seismicityを3つのグループに分類し、それぞれのテクトニクスを考えてみた。すなわち、Fig. 2 に示すように①地殻内の浅い地震 (グループA、B、C、D₁~D₄)、②プレートの曲げによるマントル地震 (グループF)、③深発地震面に沿う滑り帯におこる地震 (グループG) という3種類を考えた。

定性的な議論は、おかしいことを含んでいることが多いので、変形量と地震活動との関係を定量的に調べてみた。(定量的検討が大発見に至る良い例がアルプスの押しつぶせ構造に対するHubbert & Rubey (1959) の論文にみられる) 地震活動 (地震の発生頻度) から変形ひずみ量を、変形—破壊の関係式を用いて計算してみた所、もっともらしい値が得られたので、これらのモデルはそんなにおかしくないと安心した。そこで一歩進んで、これらの seismo-tectonicsを満足させるような島弧—海溝系の造構モデルを考えてみたら、それは Fig. 3 に示すような、マントルダイア

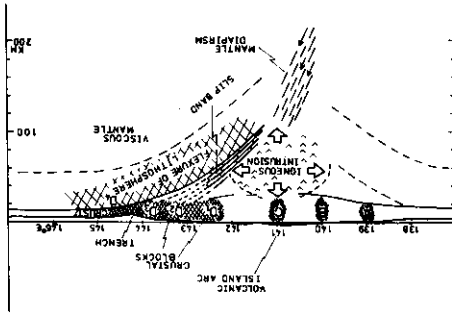


Fig 3 東北日本における島弧—海溝系の模式的 Seismo-tectonicsモデル。

ビル運動を基本とする上下運動になってしまった。すなわち、マンテルダイアビル運動によって火山列島が生成される。まず火山列島は上昇する。島弧の下部に貫入した火成岩体は上部マンテルのプレートを下方向へおし下げる。島弧の上昇運動は地殻をいくつかのブロックに分断し、その境界に浅い地震を発生させる。プレートの曲げ運動は大陸斜面から海溝に至る広い範囲にマンテル地震を発生させる。島弧の岩体とプレートの境界に沿う逆断層運動は滑り帯を形成し、深発地震面となってあらわれる。このようなモデルは従来のプレートテクトニクスとは全く異なっていた。考えてみれば当然のことで、垂直断面で運動を考えていたので水平運動は目立たなかった。

1973年夏、白鳳丸のGDP航海にて、南西太平洋マリアナ海盆、南太平洋フィジーブラトなどにおいて海底地震観測をする機会を得た。そこで得られた海底微小地震活動も、マンテルダイアビル運動モデルに好ましいように思えた。南マリアナ島弧では、海嶺がグアム島にて終わっている。海洋真中において海嶺が終わるという構造は造構的にみて面白い形態である。微小地震が海嶺の終点を取巻くように起っていた。これは海嶺の上昇運動が途切れたことによるのであろうと考えた。またフィジーブラトでは、8日間の観測期間中、2つの群発地震活動を含む異常な海底微小地

震活動が絶えまなく起っていた。ここは高熱流量、大きな重力正異常、地磁気の縞模様などから海洋底が新しく生成されている所と考えられているが (Chase 1971, Kavig 1971)、まさにそのような感じを呼びおこす微小地震活動であった。

2月のGDPシンポジウムにて東北日本の微小地震活動について東北大学から論文が提出され、深発地震面が2枚に分離すること、上面と下面とで主応力軸が逆になっていることなどが述べられた。このことは上述の滑り帯の地震 (グループG) とプレートの地震 (グループF) に対応するようである。また、大爆破グループから東北日本の地殻下部の速度が7.5 Km/secと報告された。これは、マンテル・クラスト混合体と良く対応している。その後、大西洋中央海嶺、東太平洋海膨などの造構モデルに岩石学的観点からも、Fig.3と似たマンテルダイアビルモデルが考えられていることを知った。(Engel and Engel, 1970)。また Van Bemmelen (1954, 1972) も造山運動の基本として、マンテルダイアビル運動を考えている。12月ハワイで開かれた International Woollard Symposium (1975) では、Worzel が、もうそろそろかつての Tectogene という考え方に recycle する時期であろうと述べていた。

文 献

- Chase, C.G. (1971): G.S.A. Bull, 82, 3087—3109.
- Hubbert, M.K., and W.W. Rubey (1959): G.S.A. Bull, 70, 115.
- International Woollard Symposium (1975): AGU Monograph の1つとして今年中に出版の予定。
- Kavig, D.E. (1971): J.G.R., 76, 2542—2561.
- Nagumo, S. (1975): 東海大学出版会、早川教授還暦記念論文集。(出版予定)
- Van Bemmelen, R.W. (1954): Mountain building. (1972): Geodynamic models.
- Engel, A.E.J., and C.G. Engel (1970): the soa vol. 4, part 1, p. 465—519.

地震のメカニズム研究のあゆみ

気象庁地震課 市川政治

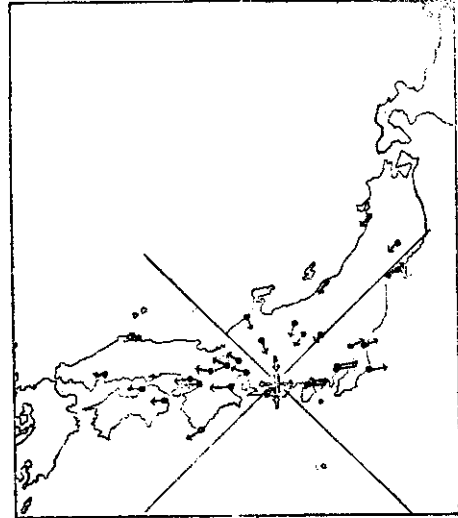
1. まえがき

1957~58に行なわれた IGY とそれに続いて実施された Upper Mantle Project に関連して、第2次世界大戦で荒廃した世界各地の地震観測施設は、次第に整備されてきた。さらに、高倍率短周期地震計と長周期地震計から構成される、世界標準地震計と称する器械が米国により、主として地下核爆発実験探知の目的で、西側各国の約110地点に設置された。この観測網の整備拡充により得られた多くの記録は、電子計算機を使用して高度に解析され、地震のメカニズムを含め、多くの分野で幾多の輝かしい成果を生んだ。

プレートテクトニクスなる仮説もそのなかの一つである。この仮説にとって、地震のメカニズム（発震機構）の解析結果は、一つの重要な根拠となっている。この地震のメカニズムの研究は、日本で生まれ育ったものであると言って過言でない。今日でこそ、地震は断層現象そのものであると言われるようになってきているが、この結論に達するまでには迂余曲折があった。次に、主として、日本における地震のメカニズム研究の歩みについて述べよう。

2 地震のメカニズムのモデル

地震のP波初動には震源方向を示す引き波と、その逆方向の押し波がある。この押し引きの分布からその地震のからくり、すなわちメカニズムが推定できるのではないかと、かなり前から考えられていたようである。実際にこの押し引き分布が規則的なものであることを発見したのは、京都大学の志田順である。すなわち、志田は1917年（大正6年）静岡県に発生した地震の押し引き分布が第1図に示すように、2本の直交する直線で区分できることを見出した。これが契機となって、

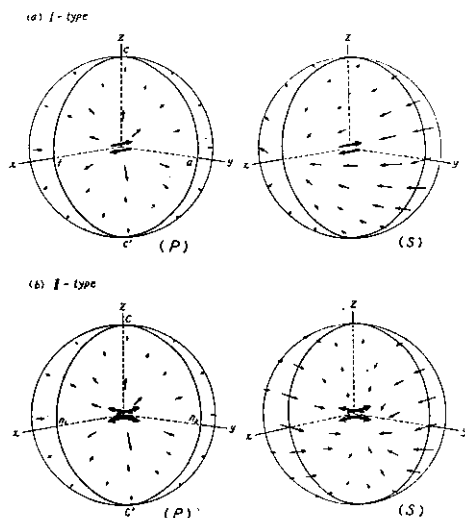


第1図 大正6年5月18日の静岡県下地震のP波初動分布図（志田博士による）

その後、機会あるごとに、多くの人々によって同様な調査が行なわれている。

一方、1923年に中野広は無限弾性体内の1点に働くいろいろな力と、これによって発生する波動についての理論的研究を行なっている。このうち第2図a)、b)のような型の力に対するP波初動の押し引きは、第1図の結果と調和している。のちに、a)に対するものはI型又はsingle couple、b)がII型あるいはdouble coupleと呼ばれるようになった。

米国のByerly (1926) は、いち早くこの結果を使いステレオ地図を使用する解析法を開発し、遠方のデータを使って地震のメカニズムの研究をしている。彼は地震の際に認められる断層の走向と、P波の押し引き分布を区分する2本の直交する直線のうち一つの走向が一致することから、その断層に沿って偶力が働いているとして、I型のモデルを地震



第2図 I型、II型によるPおよびS波の初動分布

の起震歪力のモデルと想定している。

一方、日本の本多弘吉は力学的平衡という観点からII型のモデルを採用している。

I・II型のモデルを考える場合、P波の押し引き分布は、2枚の直交する平面で分離される。この平面上ではP波の振幅が0となることからこの面を節面(nodal plane)、またこの面と地表との交線を節線(nodal line)と言う。

大正11年の関東地震を契機に、中央気象台管下の測候所約100か所にウィーヘルト式地震計が設置されたが、この密な観測網で得られたP波の押し引きを地図上にプロットして、地震のメカニズムを解析する方法が、日本では採用されていた。また場合によっては、P、S波の振幅を計算しメカニズムを決めるという方法もとられていた。

外国では、日本のように密な観測網を持っていなかったため、前述のような解析方法が開発されていた。この方法の説明は紙面の都合で省略する。

ところで、日本における地震のメカニズムの研究は、II型のモデルに基づくものだけではなかった。石本巳四雄(1932)は、岩しよの貫入によって地震は発生するものとして、いわゆる岩しよ貫入説を提案した。それによれば、P波の押し引きは、頂角 90° の円錐

面で分離されその円錐内では、P波が常に押しとなるとし、日本付近の多くの浅発地震の解析を行なっている。しかし、1981年の高山付近の地震、1933年の三陸沖地震、さらには1940年の和歌山県の竜神での地震の円錐面内のP波は引き波と推定されたところから、別のメカニズムが登場することになった。高木聖(1943)の岩しよ爆発説がそれである。

岩しよ説に対し、本多弘吉らのモデルは断層説あるいは、象限型発震機構と呼ばれた。また岩しよ貫入説は、円錐内のP波初動が押しであるところから押し円錐型、それに対し円錐面内のP波が引き波の場合は引き円錐型と呼ばれた。

3. 起震歪力の問題

2で述べたように、日本では起震歪力としてII型のモデルが仮定されていたのに対し、外国ではI型を支持していた。1950年代にカナダのHodgsonは、世界各地の地震のメカニズムを精神的に調査した。これが契機となって、日本を含め世界の多くの人々により地震のメカニズムの解析が行なわれるようになった。

これらの解析結果の統計的研究に関連して、起震歪力のモデルが1960年代のはじめごろから問題となり始めた。この問題は、第2図からわかるようにS波初動方向の分布で解決できる。しかし、S波初動の読みとりは、P波のように簡単ではない。このころ世界各地に設置され始めていた長周期地震計は、この問題解決に都合の良い記録を沢山提供してくれた。また、表面波による起震歪力推定の方法もこの頃開発された。

これらによる研究は、殆んどが、II型のモデルに都合良かった。また、elastic dislocation theoryに基づく理論的研究結果もII型がでなければならないことを示した。今日では、起震歪力モデルとしてII型、あるいはdouble coupleに異論を唱える人は殆んどいない。

この結論は、2で述べた象限型か円錐型か

の議論に対する結論でもあろう。

elastic dislocation theory に基づく理論的研究結果はまた、断層運動に関するパラメーター、地震前後の歪力変化量、地震によって放出されたエネルギーの推定をも可能にしている。

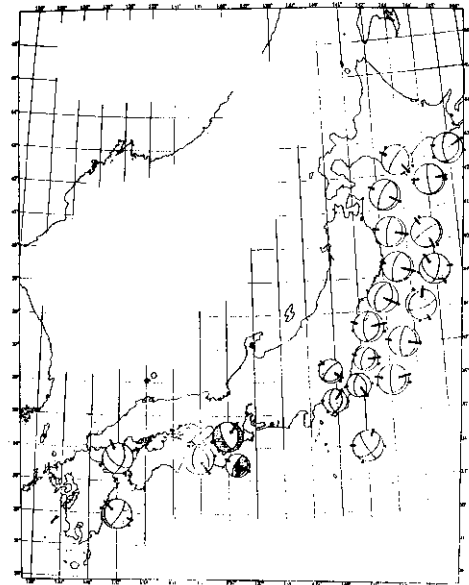
4. 起震歪力の地理的分布とプレートテクトニクス

本多弘吉ら (1940) は1930年代～1940年代にかけて、日本付近の極浅発、深発地震のメカニズムの解析から求めた起震歪力のうち、圧力の方向の分布が、第3図に示すように規則的であることを明らかにした。その後、筆者 (Ichikawa, 1971) は電子計算機で日本付近の多数のメカニズムを解析し、本多弘吉らの結果を確かめ、同時に、これまで明らかでなかった日本付近の浅発地震の起震歪力の分布状態を調べた (第4図)。

この図からわかるように、概して、海溝付近の浅発地震の圧力方向は、海溝軸の方向にほぼ垂直である。しかし、よくみるとその分



第3図 深発地震及び稍深発地震の深に於ける主圧力の水平成分の方向 (本多らによる)(昭和2年～14年)



第4図 日本付近の浅発地震の平均的な地震のメカニズム

布は複雑であり、東北日本と南西日本ではその傾向が異なるようである。

世界の地震帯でも、海嶺付近を除けばその傾向は前述の結果とほぼ同じである。海嶺付近の極浅発地震では、張力の方向が海嶺の軸の方向にほぼ直角である。

これらの全世界的な起震歪力の分布の傾向と、海嶺付近に発生する極浅発地震のメカニズムがトランスフォーム断層を示唆していることが、いま流行のプレートテクトニクスの一つの重要な根拠となっている。

5. あとがき

今日では、多くの地震学者は、地震すなわち断層運動であると断言している。しかしながら、日本付近に発生した多数の地震のP波押し引き分布を解析して来た筆者の経験によれば、すべての地震の押し引き分布が象限型メカニズムで説明できているわけではない。

地震記録の再験測をするなど詳細な調査をしていないので、これが誤観測によるものであるか、あるいは別のメカニズムによるものであるかは、にわかに断言できないが、とにかく、その事実だけは述べる必要があるように思える。

参 考 文 献

- Byerly, P. (1926) : The Montana Earthquake of June 28, 1925 G.M.C.T., Bull. Seismol. Soc. Am., 16, 209—265.
- 本多弘吉・正務章(1940) : 本邦付近の地殻内部における起震歪力について、験震時報 11, 188—216.

Ichikawa, M(1971) : Reanalyses of Mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926—1968. Geophys. Mag., 35, 207—274

Ishimoto, M(1932) : Existence d'une Source quadruple au Foyer Séismique d'après l'Etude de la Distribution des Mouvements initiaux des Secoues Séismiques, Bull. Earthq. Res. Inst. 10, 449—471

志田順(1929) : 地球及地殻の剛性並に地震動に関する研究回顧。東洋学芸雑誌 45, 275—289.

高木聖(1943) : 震源、験震時報 13, No.2, 1—11.

【冬の学校勉強会】

重力と地質構造 Gravity and Tectonics (K.A. de Jong and R. Scholten, editors'), 1973 John Wiley & Sons, Jnc.

地質構造の形成にはたす重力の役割について議論した。31編の論文があつめられている。全体は3部にわけられ、第1部は一般的な見地から重力の役割を議論をした論文、第2部は地中海地域のアルプス造山帯、第3部は北米の造山帯にかんする論文から構成されている。

地球内部の物質移動が、基本的には重力に支配されて行なわれることについてはあまり異論のないところであろう。しかし、造山帯の個々の構造の形成にはたす重力の役割については、岩塩ダイアビル、深成岩の貫入やマントルド・ナイスドームの形成などをのぞくと、多くの議論がある。

もともと重力が造構運動の基本であるという考え方は、野外の直接観察や岩石が大きな塑性をもっていることから、外力をあたえてもそれが遠方に伝達せず、変形の原因としての外力を考えるわけにはいかない、といったところから出てきた。造山帯においては、垂

直運動ともなって斜面が形成され、それともなって表層の物質が斜面を滑動し、衝上断層や褶曲が形成されると考える考えかたが一般のようである (gravitational spreading)。

しかし具体的な斜面の形状や滑動の機構については、なかなかむずかしい問題があるらしい。古地理的に復元された斜面の角度は小さく、はたして重力滑動はおこりうるのかどうかといった問題。上にのべたような機構では、表層物質のすべった後に構造的な削はく地域ができることになるが、古地理的なそのような存在にたいする疑問。物質移動が下向きにでなく、斜面の上方にむかって行なわれたことなどの問題である。これらの問題にたいして、gravitational spreading (flattening) という考え方などが提出されている。

編集者は、造構運動の原因にはいろいろのものがあって、構造的にも多くの現象としてあらわれる。重力は、構造発達を規制する一つの要因であるが、その重要性は場所ごとに、

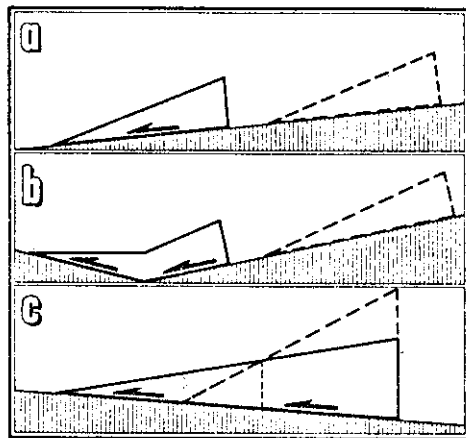
またスケールによってことなる、と結論している。

この本のなかから9編をえらんで、構造地質研究会・冬の勉強会の初日（12月24日）に紹介があった。時間の関係であまりつこんだ議論はできなかったが、何人かのかたから個人的な感想がきけた。それによると、事実とそれからの推論と、関係があまり明確でない論文が多い。造構運動の機構にかんする議論の多くが、具体的で正確な観察にもとづくものでなく、きわめて観念的な像をもとに、空想的な機構論に終始していること、などが指摘された。

造構運動の機構は、正確な地質図がえがかれ、地質構造発達過程が復元され、深部構造が具体的にあきらかにされてはじめて、正しい議論ができるので、それなしには、上のべたような議論になるのもやむをえないであろう、と紹介者は考える。

ともあれ、各地の造山帯の構造を概観し、造構運動論の現状を知るにはちょうど手頃な本であろう。

なお本書は、重力による造構運動論に大きな業績を残した Van Bemmelen にささげられている。（紹介者 鈴木尉元）



第1図 重力不安定の結果生ずるであろう運動の型, a, b: gravitational sliding, C: gravitational spreading (flattening)

西山層泥岩の間隙水圧試験

新潟大学 岩松 暉・伏屋敬市

Hubbert & Rubey (1959) 以来、断層やしゅう曲などの地質現象における間隙水圧の役割が注目されるようになってきた。最近では、地震予知との関連で論じられることが多い。しかしながら、その実験的研究は、装置作製上の技術的困難もあって、あまり多く行われていない。わが国においてもまだ緒についたばかりである。

筆者らは、典型的な“油田しゅう曲”のひとつである新潟県刈羽郡高柳町山中背斜を例にとり、しゅう曲の形成機構と岩石の力学的性質との関係を研究している。乾燥試料を用いた岩石の力学的試験と、その構造地質学的な解釈についてはすでに報告した(岩松・他、1974)。それによれば、背斜軸部の岩石は、翼部に比べて、同層準同岩質のもので、ダクティリティが大きくヤング率が小さい。また、静水圧下での縦ひずみも軸部ほど大きい。つまり、軸部のほうがよりひずみやすい。これは、軸部では流動がより著しく、岩石の内部組織がみだされたためであろう。すなわち、このしゅう曲は flexural—flow fold であろうと推論した。しかしながら、天然のしゅう曲は、決して乾燥状態で形成されたわけではない。それ故、次の段階では、どうしても間隙水の存在下における岩石の挙動を知ることが重要になってくる。そこで、同じ山中背斜の岩石を用いて、間隙水圧試験を行なった。これは、その予察的な試験結果である。しゅう曲の形成機構との関係については、まだ研究を続行中である。

実験には、鮮新世西山層の泥岩を用い、比較のために灰爪層の砂質シルト岩と中新世椎谷層の砂岩を用いた。試料は、いずれも層理面に垂直に採取し、直径 19.5 mm、長さ 39.0 mm の円柱状に成形した。実験は新潟大学の高圧

岩石三軸圧縮試験機を用いて、すべてひずみ速度 $1 \times 10^{-4} / \text{sec}$ で行なった。封圧と間隙水圧はそれぞれ独立に制御し、有効封圧 0、125、250、375、500 kg/cm^2 を与えた。その結果、次のようなことがわかった。

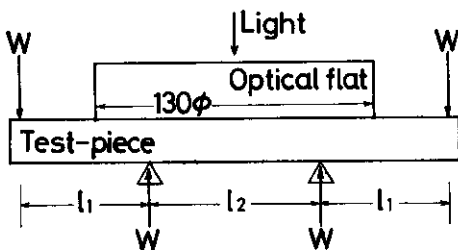
- ①静水圧下における縦ひずみは、有効封圧が大きいほど大きい。有効封圧が同じ場合は間隙水圧が大きいほど大きい。
- ②乾燥試料の場合と比較すると、同じ有効封圧のときでも、強度が著しく低下する。変形様式(応力—ひずみ曲線の形態)も著しく異なり、必ず最大強度点をもつ。
- ③有効封圧が 125 kg/cm^2 以上のとき、変形様式はほとんどすべて漸移型である。すなわち、応力—ひずみ曲線において、最大強度点をすぎても差応力はほとんど低下しない。有効封圧が 0 のときは、間隙水圧によって変形様式が異なる。間隙水圧が 0、125 kg/cm^2 のときは、最大強度点をすぎた後、差応力は急激に減少するが、それ以外では、やはり漸移型を示す。
- ④最大強度は有効封圧が大きいほど大きい。間隙水圧との関係をみると、有効封圧が 0 のときは間隙水圧に比例し、有効封圧が 125 kg/cm^2 のときは、間隙水圧によらずほぼ一定である。つまり、有効封圧が高いとほぼ有効封圧の法則が成立するが小さいと成立しない。
- ⑤ダクティリティと間隙水圧との関係はあまりはっきりしない。
- ⑥破壊形態は有効封圧が同じでもかならずしも同じではない。封圧・間隙水圧ともに 0 のときはクサビ型割れ目がみられ、ともに 500 kg/cm^2 のときは単一せん断割れ目がみられる。その他はすべてタル型にふくらみ、ときに共役せん断割れ目がみられる。

岩石の微小変形量を光の干渉を利用して 検出する方法とそれによるクリープの測 定例

京都女子大学 伊藤 英文

地質現象における地殻を構成する岩石の変形は、小さな偏差応力の下で、きわめてゆっくりと、ひずみ速度でいえば $10^{-13}/\text{sec}$ 以下で、生じたものが大部分であると思われる。このような現象を実験的に研究するには、第一には長年月の継続実験を遂行すること、第二には時間的に極微の変化をより正確に検出する方法を開発することである。後者ができれば、前者の継続期間は短かくてすむ。ここに、極微の変形量を光の干渉を利用して、光の半波長単位で検出する例を示す。

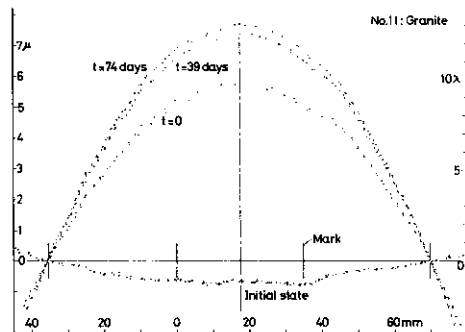
第1図に示すように試片に荷重をかけると、試片は上方に凸に曲がる。試片の上面は平らによく研磨されている。この面にオプチカルフラットを重ね合わせる。フラットはガラスを磨いて作ったきわめて正確な平行平板であり、市販の最大のもは 180mm φである。フラットの上方から単色光(Na-D線使用、波長 $\lambda = 0.5893\mu$)を送り、反射光を見ると、フラットと試片の間のできる空気の薄層で光の干渉がおこり、明暗の縞模様すなわち干渉縞が見える。一つの縞と隣の縞とはフラットからの距離が $\lambda/2$ だけ異なり、縞模様は地図の等高線のようなものを示すのである。したがって、この干渉縞を写真にとり、解析することによって、試片の面の形状を見出すことができる。フラットの試片に対する置き方により、異なった模様になるが、解析す



第1図 試片に対する荷重の仕方と干渉縞の作り方

れば同じ面の形状が得られるはずである。あらかじめ、試片面に標線を設けておく。異なった干渉縞の写真を数枚とって、おのおのから得られる形状を標線をたよりに重ね合わせることにより、面の形状をより正確に知ることができる。

紙面の都合で、香川県庵治村産の細粒花崗岩から作った試片のうち、No.11のクリープの測定例を第2図に示そう。試片の寸法は、長さ 210mm 、巾 25mm 、厚さ 20mm で、荷重の仕方は、第1図で、 $l_1 = 60\text{mm}$ 、 $l_2 = 80\text{mm}$ 、 $W = 5\text{kg}$ である。この場合、支点間(l_2 の部分)に生ずる最大曲げ応力は $18\text{kg}/\text{cm}^2$ 程度である。第2図中の点は、複数の異なった干渉縞から読み取った暗線の位置である。これらの点を通る平均曲線が面の形状を示す。それらは 0.2λ 以下、 0.1μ 程度の精度で決定される。時間とともに面の形状が変化して行く様子が分る。試片の変形量は、時間 t の面の形状と初期状態のそれとの差とみなしてよい。クリープの量はそれから求まる。



第2図 試片の長さ方向の中央断面の形状の時間変化

岩石のひずみ解析法 Ⅱ. 楕円法

広島大学附属福山高校 池田幸夫
Texas A. and M University 嶋本利彦

座標軸の原点に中心をもつ楕円は、次の一般式によって表わされる。

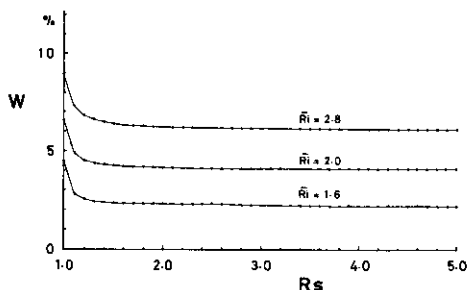
$$(x \ y \ 1) \begin{pmatrix} f & h & 0 \\ h & g & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \\ 1 \end{pmatrix} = 0 \quad (1)$$

ここに、係数 f 、 g 、 h は楕円の形、大きさ、及び長軸の方位によって定まる定数である。構造地質学上の問題においては、粒子の大きさを考える必要がなく、その形（軸比）と長軸の方位のみが意味をもつ場合が多い。このような場合には、 f 、 g 、 h は軸比 R と長軸の方位 θ の関数として、

$$\begin{aligned} f &= \frac{1}{R} \cos^2 \theta + R \sin^2 \theta \\ g &= \frac{1}{R} \sin^2 \theta + R \cos^2 \theta \\ h &= \left(\frac{1}{R} - R \right) \sin \theta \cos \theta \end{aligned} \quad (2)$$

と表わされることが簡単に証明できる。（池田と嶋本（投稿中）参照）。以上の議論はその逆も成立する。つまり、 f 、 g 、 h の値が確定すれば、これらの値から長軸の方位 θ と軸比 R が次式により決定できる。

$$\tan 2\theta = \frac{2h}{f-g}, \quad R = \frac{\sqrt{\lambda_1}}{\sqrt{\lambda_2}} \quad (\text{ただし } \sqrt{\lambda_1} > \sqrt{\lambda_2}) \quad (3)$$



第1図 数値実験で求めたひずみの増加に伴う楕円法の精度の変化。Rs: ひずみ量, \bar{R}_i : 系に含まれる粒子の平均初期軸比。W: 誤差。

ここに、 λ_1 と λ_2 は次の特性方程式

$$\begin{vmatrix} f-\lambda & h \\ h & g-\lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (4)$$

の二根である。

楕円の性質に関する以上の議論を踏まえて、 N 個の楕円状粒子から平均化した合成楕円を求めることを考えよう。私達は、 j 番目の粒子の軸比と長軸の方位を測定すれば、(2)式よりこの粒子の係数 f_j 、 g_j 、 h_j を計算できる。この操作を N 個の粒子について行い、それぞれの算術平均、

$$\bar{f} = \frac{1}{N} \sum f_j, \quad \bar{g} = \frac{1}{N} \sum g_j, \quad \bar{h} = \frac{1}{N} \sum h_j \quad (5)$$

をとれば、 \bar{f} 、 \bar{g} 、 \bar{h} という係数で規定される合成楕円ができる。この合成楕円の長軸の方位 $\bar{\theta}$ と軸比 \bar{R} は、(3)と(4)式から計算できる。

ここで、合成楕円と N 個の粒子を含む系の受けたひずみ楕円との関係に注目してみよう。

この関係は池田と嶋本（投稿中）が用いた楕円状粒子集合体の変形数値実験で調べることができる。第1図は、合成楕円の軸比 \bar{R} とひずみ楕円の軸比 R_s の差を $W = (\bar{R} - R_s) \times 100 / R_s$ というパラメーターで示したものである。図から次のことが導びかれる。すなわち、誤差 W は系の平均初期軸比 \bar{R}_i が大きいほど大きくなるが、 $\bar{R}_i = 2.8$ のモデルにおいても10%を越えず、 $\bar{R}_i = 1.6$ のモデルでは5%を越えない。

この方法によって計算されるひずみ量は、かつてよく用いられた各粒子の軸比の単なる算術平均をとる方法に比べて、10倍以上の精度であることは注目し値すると思う。また紙面の都合で図は割愛するが、合成楕円の長軸の方位はひずみ楕円の長軸の方位とたいへんよく一致することも明らかになっているので、楕円法を用いることによって、天然岩石のひずみ解析の精度は飛躍的に向上するであろう。

地下深部でのマグマ貫入による隆起・陥没 構造の形成

地質調査所 小出 仁
ニューヨーク市立大 S. Bhattacharji

近年、隆起・陥没運動と火成活動との密接な関係が明らかにされている（藤田、1973、地団研専報第18号中の諸論文、1974）。従来の力学的モデルでは、これらの研究で明らかになった事実一特に、陥没運動が火山活動より先行していたことを説明できない。著者らは、最近、マグマ溜りのまわりの変形・破壊についての理論的研究を行なった。この研究は、従来のこの種の研究と同様（Roberts、1970）に弾性理論に基づいているが、マグマ溜りの形態を従来の円形より一般的な三次元の回転円体に拡張した（Koide and Bhattacharji、1975）。マグマ溜りが存在しなければ、無限に大きい等方・等質の岩体が一樣な静水圧状態にあると仮定する。この岩体中にマグマ溜りが存在し、そのマグマ圧が周囲の巨視的岩圧と異なれば、マグマ溜りの周辺では応力分布が乱される。マグマ圧が巨視的岩圧より小さければ、母岩はマグマ溜りのごく近辺のみしか破壊されない。したがって、音田がすでに指摘しているように、マグマ圧の低下によってカルデラを作るような割れ目が形成される可能性は小さい。マグマ圧が巨視的岩圧より大きく、間隙流体圧が高い場合には、マグマ溜りの周囲の岩石は相当広範に破壊される。マグマ溜りの形が球に近いと、マグマ溜りの上方の母岩はドーム状に隆起し、放射状割れ目が形成される。ところが、マグマ溜りが鉛直方向に長い長球形であると、マグマ溜りの直上方にじょうご型の断層帯が生じ、その内側が陥没する。これはマグマの貫入がくさびの様な効果を及ぼし、直上方の母岩中にほぼ水平な張力場を形成するためである。じょうご型の正断層帯の外側では逆に水

平な圧縮場となり、広い隆起帯になる。

藤田（1973、P. 21）はグリンタフの陥没盆地の研究を総合して、幅50～70kmの隆起帯の中央部に幅10km程度の断裂—陥没が発生し、陥没後に火山マグマが噴出したと結論した。このような活動は、陥没盆地の中心の地下約5km程度の深さに頂部があり、地下深部に細く深く伸びたマグマの貫入体を考えるとよく説明できる。陥没盆地の直径は、マグマ溜りまでの深さのおおよそ2倍くらいになる。

水平面が円形に近い陥没盆地は、水平断面が円形に近いストック状のマグマ貫入体によって説明できるが、水平の一方方向に長いグラ—ベン、地下での鉛直に立ったダイク状のマグマの貫入によって説明できる。ライン—グラ—ベンや紅海等のいわゆるリフト—バレーに見られる奇妙な組合せ—すなわち、中心部ではグラ—ベン状陥没と水平伸張に対し、その外側では広いゆるやかな隆起帯と水平圧縮—も、地下深部からのマグマのダイク状の貫入により形成されたと考えられる（Koide and Bhattacharji、1974）。

文 献

- 藤田至則（1973）：日本列島の成立、築地書館
Koide, H. and Bhattacharji, S. (1974) : Abstracts with Programs, Geol. Soc. Amer., P. 829, P. 1024.
Koide, H. and Bhattacharji, S. (1975) : Economic Geology, in Press.
音田功（1960）：北大地物研報7号、P. 77—88.
Roberts, J.L. (1970) : in Mechanism of Igneous Intrusion, Gallery Press, London, P. 287—338.

褶曲の形成様式について

東京教育大学 角田史雄

1. 褶曲構造の本質的な形成様式を議論する場合の前提条件

褶曲構造の形成様式をめぐる主要な2つの考え方、つまり、横曲げ説と縦曲げ説とがある。しかし、どの考えに基くにしても、野外の地質現象の形成様式を説明する場合、対象とするもののオーダーが、まず、明示されなければならない。すなわち、地層の単位でものを論じるのか、積成岩体の単位でのことを扱おうのかははっきりさせることが必要である。これらが明らかにされた上で、さらに、正確な地質構造や堆積盆の復元がなされる必要がある。

2. 巨摩山地における地層の変形の要因

筆者は上述のような考え方にに基づき、巨摩山地において、地層の褶曲形態と堆積盆の復元をおこなった。その結果、砂泥互層を主体とする桃の木垂層群より成る積成岩体（Mネプトン）全体を規定する、もっとも基本的な第1次オーダーの波形（複向斜）は、Mネプトンの全体的な形が形成されてから後に、塊状の火砕岩を主体とする櫛形山亜層群から成る積成岩体（Kネプトン）主要部の西方への押しあげによってできた結論づけた。いいかえれば、Mネプトンの全体的な波形を決めたのは、Kネプトンの浮き上がりであるから、変形様式としては横曲げ褶曲である。一方、Mネプトン中に局部的に形成されている第2次オーダー以下の褶曲（軸がエシェロン状の配列をしている）は、MネプトンがKネプトンに押されて短縮した結果形成されたのであるから、それらの褶曲は、Mネプトンの成層構造の面に平行な方向から負荷された力によって形成された縦曲げ褶曲である。このことから、巨摩山地における主要な変形様式は横曲げ褶曲であるといえる。この考えにたて

ば、褶曲変形後に形成された高角の断層や珩岩々脈の形成要因についても、さらに基盤のブロック化とブロック相互の転位を横曲げ褶曲の主因とするという概念を導入することによって、統一的に説明できる。

こうした作業仮説を、上述の運動と同じ時期に堆積した地層が発達する富士川流域（巨摩山地の南側に隣接）で検証してみる。

3. 富士川流域における地質学的復元

本地域は松田氏（1961他）や富士川団体研究会（1974）などによって調査がなされているが、これらを参照しながら、地質構造の復元を行ってみると、①向斜が卓越する、②背斜は非対称である、③第1級の背斜軸を境にして、正規堆積物や火砕岩などの層相・層厚変化が、きわめて、著しい、④上部中新世における背斜・向斜の各軸の復元をすると、身延山付近のNNW—SSE走向のもと、富士川左岸に発達するE—W走向のもと、互いに直交する2系統の軸が共存することがわかる。

これらのことから、富士川流域に発達する向斜・背斜の各構造は、堆積盆の形成と同時に形成されたもので、かつ、基盤の垂直方向の転位量の差が著しい場所に形成されているといえる。したがって、富士川流域においても、その基本的な地質構造は、基盤のブロックの相互の転位量の差に規制されて形成されたと推定できる。

4. フォツサ・マグナにおける地質構造の主要な形成様式

以上のことから、南部フォツサ・マグナにおいては、地質構造の形成様式は「横曲げ」が一般的で、「縦曲げ」は特殊である。ところが、同様な見解は、新潟堆積盆における褶曲形成の様式についても、すでに発表されて

いる(鈴木・三梨・その他、1974)。仮に、上記の褶曲形成の主要因を一般的な水平圧縮力で説明する場合、上小のような地質構造の一般性と特殊性および上部中新世に共存した

NNE—SSW、NNW—SSE、E—Wの3系統の褶曲軸の形成様式などを十分に説明する必要がある。

鮮新—洪積世の堆積盆地の発生

東京教育大学 藤田至則・河村善也

1. 古第三紀末以後の変動のタイプ

古第三紀末からはじまり、本質的には鮮新世に消滅したと考えられるグリントフ造山期の変動について、藤田は、5回にわたる1辺が10km前後の多角形を示す隆起～陥没～火山活動で特徴づけられる堆積盆地の発生が特徴であるとした。それは、マントル側に発生したマグマ活動を伴うような垂直方向の変動を主内容とするものである。

ところで、鮮新世には、新しい島弧変動が発生すると考えるのであるが、この変動は、一辺が50～200kmをいどを示す多角形の断層を伴うブロック隆起を特徴とするものである。

しかし、鮮新世には、グリントフ変動の特徴がまだ残っていて、グリントフ期の特徴である隆起～陥没～火山活動といったタイプの変動が生じている。たとえば、フォッサ・マグナ地域の米山や聖山などがそれである。したがって、鮮新世は、グリントフ型と島弧型の変動が共存していると思われるであろう。ただし、鮮新世におけるグリントフ型のそれは、特殊で、部分的なものにすぎない。

2. 変動の解析法

筆者らは、島弧変動の本質を解明するために、次の3つの過程の解析をすすめた。

第1に、鮮新世以後の、堆積盆地が、どんな形式の変動で発生し、発展したかについて、野外調査により解析することであった。す

なわち、盆地の形態を、その発生にまでさかのぼって復元し、そうして求めた盆地の形態がどんな変動過程をあらわしているかを吟味することである。第2は、このような変動過程がどんな造構力によって発生したかについて検討することである。第3は、こうしてえた結論を、反対論の立場から吟味してみることである。

3. 変動の発生

筆者は、鮮新～洪積世の堆積盆地の変動過程を復元するために、主として西南日本の盆地を埋めている鮮新～洪積世の堆積盆地の周縁における地層の層相と構造の調査と、従来の資料の検討を行った。

その結果、鮮新世の初期や中期、あるいは、洪積世の初～中期などの堆積盆地の縁辺部には、淘汰の悪い、山麓三角州ないしは扇状地、ときとして、崖すい性などの基底礫岩が発達していることが明らかとなった。また、しばしば、縁辺部の地層は、基盤岩にアバットしている。さらに、こうした縁辺部が不整合でありながら、地形的な不整合の分布状況が、直線的である。

以上を要約すると、鮮新世～洪積世の堆積盆地は、高角の断層によって生じたということができよう。それらが全体としてブロック構造を呈していることは、今まで何度も報告してあるのでここではのべないが、結論とし

てのみつけ加えておこう。

4. 変動をもたらした造構力

鮮新世以後の堆積盆地が、高角の断裂を伴うブロック化によって生じたと結論されるわけであるが、これらの復元された断層の、地形上における分布を見ると、その方向は決して一定していない。ほとんどあらゆる方向を示している。

これらのことからして、これらの断層の発生期の応力としては、垂直方向に最大圧縮主応力軸が、そして、水平方向に最小～中間のそれが規定されるのである。

このような応力場をもたらした造構力としては、垂直方向以外に、それを求めることができないことは自明である。

5. 反論からの検討

島弧変動のメカニズムについて諸説が知られているが、次の3つが代表的なものである。

1. マントル側からのダイアビル状の物質が上昇するともなうて地殻上部がブロック化しつつ上昇し、上昇ブロック間が盆地化した(藤田・加藤)。

2. マントル内の膨張により、日本列島が上昇し、他方では海水面が上昇するため、沈水した部分が盆地化した(星野通平)。

3. プレートの下降にともなうて加わった日本列島への横圧力によって生じた基盤褶曲の向斜部が盆地化した(藤田和夫)。

星野説に対しては、海水面上昇、日本列島の上昇といった点で、筆者も賛成している。しかし、地殻運動、つまり、ブロック化のそれを加えなければ、鮮新世の盆地の発生は考えられないであろう。

藤田和夫説については、次の二つのことから、それは、おそらく成立しえないものと考えられる。すなわち、その第一点は、西南日本の堆積盆地は、はじめからブロック化したもので、褶曲状の盆地(凹地)によって発生していないという事実である。第2点は、ランベルグやピオーなど(本号の加藤の紹介参照)がすでに指摘しているように、固い岩盤に横圧力が加わったとしても、80～100 km orderの凹地は生じることなく、それ以前に破かいされてしまうということである。

基盤褶曲に関する若干の考察(文献紹介)

東京教育大学 加藤 積 一

新第三紀鮮新世から第四紀にかけて日本列島には、それ以前と異なうた造構力が働いたという見解が知られている。その一つは、藤田和夫氏らの見解で、西南日本では、中新世における南北の引張力が鮮新世になうて、東西性の圧縮力へ転化し、主として内帯外の基盤岩類が横圧力を受け“基盤褶曲”と称する変形を受け、その向斜部に鮮新～第四紀の堆積盆地が出現したとするものである。基盤褶

曲の波長は、数10 km～数100 km以上におよび、振幅は500～600 mぐらいの非常に緩い向斜構造を持つことを特徴としている。そこで、主に、褶曲の形態と規模の2点を検討してみよう。

実際の基盤は、分布や物性の異なる種々の岩石からなっているが、ここで議論する程度では、均一な弾・粘性体もしくは、深部にいくにつれ粘性係数を減じていくモデルで十分

近似できるとして以下の話をすすめる。

横圧力に対して、このようなモデルがどのように応答するかは、すでに幾つかのすぐれた解析・実験的研究がなされている。

まず形態の問題（緩い向斜構造は可能か？）だが、Biot (1965) は、以前に解析した粘性単層座屈褶曲の結果をもとに、褶曲層およびその上位の incompetent 層を、適当な境界応力を下位の incompetent 層の表面に与えることによって取り除き、その表面の変位を調べた。

彼は、“As the deformation proceeds, the convex side will tend to remain smooth whereas the concave side will be pinched” とのべ、緩い向斜構造は期待されないことを定性的に示している。

Dieterich and Onat (1968) は、均質な粘性体が摩擦のない平行な板によって、定速度で横方向に圧縮される際の自由表面の変形を有限要素法を用いた数値実験で定量的に解析した。その結果は、Biot の結論を基本的に支持していると言える。

次の褶曲の規模について検討しよう。

より基盤褶曲（横圧力による自由表面の変形）を生じやすくさせ、また、幾らかでも天然の状態に近似させるため、初期応力が静水圧力と深さ y の関数である水平圧縮力 p からなる応力場を与えてみよう。このモデルは、Biot (1960) が解析しており、結果は、次の通りである。紙数の制約上、詳しい式の展開は省くが、要するに、ある時間 t 後の振幅は e^{pt} であらわされ、表面が 25% 短縮するのに要した時間 t_1 は $t_1 = h_0 / p_0$ となり、その時の振幅は e^{pt_1} である。amplification を 100 とすると、 $pt_1 = \log_e 100 = 4.60$ となり、この時、卓越波長を形成するには、stability variable が最小となねばよく、その条件を満たす gravity parameter $G (= \rho g / p_0 a)$ は $\frac{1}{60}$ の値を示す。この値を用いて、試みに、圧縮力 P_0 を表面の岩石の破壊強度 (10^9 dynes/cm²) にとり、密度 2.5 として、卓越波長を計算すると、2.117 km ときわめて小さい波形しか生じないことになる。Biot は、

次のように結論づけている。

“A numerical application to geophysics is also discussed indicating that large scale folding in the earth cannot be explained by the present mechanism on the basis of a continuous and isotropic viscosity gradient which itself is the result of the temperature increase with depth.”

さらに、重力場における粘性体上の弾・粘性板の横圧縮による変形は、Ramberg and Stephanson (1964) があつかっており、大規模な向斜は、やはり座屈によっては形成されにくいことを示している（これは、会誌 49 で紹介済）。

それでは、基盤の見かけの波形は、どのようにして可能だろうか。筆者は、現在、これについて何ら根拠を持っていないが、Ramberg (1972) が示したように、地下に低密度層が存在すれば、その層の密度差に起因する wave shape movement によって、自由表面が波形を示すことは興味深いことを言いそえておく。

文 献

- Biot, M. A. (1960a): Instability of a continuously inhomogeneous viscoelastic half-space under initial stress
Jour. Frank. Inst. vol. 270, p. 190—201.
- (1965): Theory of viscous buckling and gravity instability of multilayers with large deformation.
Bull. Geol. Soc. Am. v. 76, p. 371—378.
- Dieterich, J. H. and Onat, E. T. (1969): Slow finite deformation of viscous solids.
Jour. Geophys. Reserach. v. 74, no. 8
p. 2081—2088.
- Ramberg, H. (1972): Mantle diapirism and its tectonic and magmagenetic consequences. Phys. Earth Planet. Interiors, v. 5 p. 45—60.

側圧下において大規模な波状変形が 成長するための条件

大阪市立大学 横田 修一郎

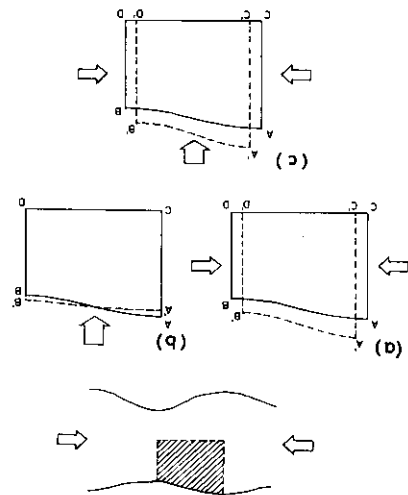
波長10 Km~ 100 Kmに及ぶ大規模な地殻の波状変形は地質現象としてその存在が指摘されており、それらは側方圧縮を主要因として形成されてきたと考えられている(たとえば、Huzita, 1969; 横田, 1974)。伊藤・藤田

(1971)はこの波状変形がアイソスタシーを保ちつつ進行するものとして“ひょうたん型”のモデルを提唱し、それに基づき実際の変形における水平方向の歪速度として $3 \times 10^{-15}/\text{sec}$ を得、さらに側方圧縮応力 $10^7 \sim 10^8 \text{ dynes/cm}^2$ を仮定することにより地殻の粘性係数 $10^{21} \sim 10^{22} \text{ poise}$ を導いている。他方、一般に大規模な変形においては重力は起伏のある地表面を平坦にさせるべく作用し、波状変形を消滅させようとする過程が考えられる(McConnell, 1965; 伊藤, 1972)。したがって、これらを考慮し側方圧縮が重力場において進行する場合波状変形が成長するかどうかという問題について検討する。なおこの過程は初期形態として小起伏を与えられた地殻の一種の layer parallel shortening といえよう。

粘性係数、密度は地殻内で一定とし、水平方向に一樣な速度で圧縮されているものを想定する(第1図参照)。初期形態は上面を正弦曲線で与え、下面(中立面に相当)を水平とする。第1図の(a)、(b)、(c)の順に考察をすすめよう。(a)は重力を考慮せず側方圧縮のみによる変形である。ABCDはA'B'C'D'に変形する。A、Bにおける変形速度の垂直成分(上向を正)を各々 V_A 、 V_B で表わすと、 $V_A/V_B = AC/BD$ となるから $V_A > V_B$ である。(b)は逆に重力の効果のみ考えるもので、初期起伏は平坦になろうとするため当然 $V_A < V_B$ である。側方圧縮と重力を同時に考慮した(c)は求めるべき変形過程である。側方圧縮応力(粘性係数×歪速度)が重力に比較して相対的に大きい場合には $V_A > V_B$ となり

振幅は増大するが、小さい場合には $V_A < V_B$ となり振幅は減じ波状変形は消滅する。したがって $V_A = V_B$ を与えるcriticalな応力値 σ_c が必ずその間に存在する。種々の波長の場合について σ_c を有限要素法を用いて求めてみた。その結果 σ_c は地殻の厚さや初期振幅には無関係で波長、密度に比例する。たとえば波長30 Kmの場合には $\sigma_c = 2.5 \times 10^9 \text{ dynes/cm}^2$ 、同じく90 Kmの場合には $\sigma_c = 9.4 \times 10^9 \text{ dynes/cm}^2$ である

(密度を 2.7 gr/cm^3 とする)。したがって側圧によってこのオーダーの波状変形が成長するために必要な応力は前記引用論文のそれより2桁程度大きくなければならない。造構応力値に関する我々の知識は乏しく、現段階ではこの値の評価はしがたい。しかし、この議論が正しければ、前の歪速度を考慮して粘性係数も2桁程度大きなものでなければならぬ。逆にこの応力値が他の地質学的事実から判断して大きすぎるとするならば、モデル自体が不適當であって他の要因—たとえば変形とともに凹部に加わってくる堆積物の荷重—をもとり入れたモデルを設定し、それに基づきその機構を究明すべきであろう。



Buckling 理論に基づく西南日本内帯の

波状変形の一考察

大阪市立大学 長 谷 憲 治

西南日本内帯の基盤は東西に帯状配列する地質体で特徴づけられ、北側に古生層を主体とする美濃・丹波帯、南側に花崗岩類を主体とする領家帯が位置する。これら両帯での被覆層の分布から美濃・丹波帯、中国帯の地質区は領家帯に比して相対的に中新世以降に隆起を続けてきたことが考えられる。さらに南北に軸をもつ波状起伏も認められ、美濃・丹波帯には波長 100 Km 程度の起伏が、領家帯には断裂系、傾動ブロックによって起伏は強調されているが一般的に振幅の小さい波長数 10 Km の起伏が指摘されている (多井, 1968; 藤田, 1968)。

本地域の第四紀の広域的応力場は東西圧縮であり、その応力状態の下で南北に軸をもつ波状変形が形成されたことが明らかにされ、また前述の二地質区での構造起伏、波長が異なるのは基盤岩類の力学的挙動の差異に基づくということが考えられている (Huzita, 1969)。構造起伏、波長の差異を規定した条件を考察するために、重力場での座屈褶曲理論

(Ramberg, 1970) に基づいて数値計算した。

UMP の C 断面によると美濃・丹波帯の古生層、領家帯の花崗岩類の下位層はともに先シルル系の変成岩類とされている。数値計算には第一層を古生層あるいは花崗岩類とし、第二層を変成岩類、上部マントル物質とする二層系モデルを採用する。層厚については第一層が有限 (10~15 Km)、第二層は無限であり、密度は各々 2.7gr/cm^3 、 3.0gr/cm^3 とする。

これら地質体を構成する岩体の巨視的粘性係数は今まで議論されてないが、第一層、第二層のそれらを $10^{22}\sim 24$ poise、 $10^{20}\sim 22$ poise と想定する。第二層に対する第一層の粘性係数比は、1000 (TYPE I)、100 (TYPE II) を用いる。地殻の歪速度は測地測量結果からみて $10^{-7}/\text{yr}$ の程度であるので計算には、 $0.5\sim 5.0 \times 10^{-7}/\text{yr}$ の歪速度とし、第一層が側方短縮をうける状態にする。

種々の粘性係数、歪速度の場合の卓越波長を第一表に示す。波長 100 Km の卓越波長を得るのは TYPE I で、しかも第一層の粘性係数が 10^{24} poise の場合である。この場合 10^5yr で初期振幅は数倍に増幅される。これ以外の場合の TYPE I、TYPE II については $5.0 \times 10^{-7}/\text{yr}$ の歪速度で 20~60 Km の卓越波長が認められるが、しかし波長の選択性は鈍く、振幅の増幅も小さい。さらに $2.0 \times 10^{-7}/\text{yr}$ 以下では振幅は成長しないか、あるいは重力の影響で初期振幅は平坦化される。

数値計算結果と前述の構造起伏、波長の特徴を比較すると美濃・丹波帯の変形は TYPE I に、領家帯の変形は TYPE II に近く、したがって古生層の粘性係数は花崗岩類のそれに比して 1 桁位大きいと考えられる。また波長 100 Km の卓越波長を得る場合の応力は $10^9\sim 10^{10}$ dynes/cm² で、この値は室内実験での岩石の破壊強度を越える。破壊=微小変位をともなって地殻が流動すると考えれば、波長 100 Km の波状変形も可能であろう。

		strain rate ($\times 10^{-7}/\text{year}$)					
		0.5	1.0	2.0	5.0		
TYPE I	1000	$(10^{23}/10^{20})$	10	—	*	*	52km
			15	—	*	*	63km
		$(10^{24}/10^{21})$	10	52km	79km	100km	113km
			15	69km	100km	140km	200km
		$(10^{22}/10^{20})$	10	—	—	—	31km
			15	—	—	—	47km
TYPE II	100	$(10^{23}/10^{21})$	10	*	*	*	21km
			15	*	*	*	63km

第1表 種々のパラメータにおける卓越波長。

h_1 : 第1層の厚さ (km)。

μ_1, μ_2 : 各々の粘性係数 (poise)。

*: 明瞭な卓越波長が現われない場合。

—: さらに初期振幅が増加しない場合。

伊豆半島の水準点変動、とくに地塊の傾動について

芝浦工業大学 堀井泰紀・石山克之・宇都木浩
地質調査所 鈴木尉元・小玉喜三郎

伊豆半島を一巡する一等水準路線は、1903年の測量以来、1930年・1967年・1973年に改測されている。また1974年5月9日の伊豆半島沖地震後、同年7月に半島南部について改測が実施された。これらの資料を解析して、半島の一般的な変動傾向を調べた。

解析方法は、垂直変動図および官部の方法による等変動量線図をもとにおこなった。この結果、つぎのことがあきらかになった。

①伊豆半島は、一般に海岸線に平行する方向を軸に海側への傾動傾向を示す。この傾向は西海岸においてとくに顕著である。②連続的な変位を示す単位が存在し、その大きさは6-10kmである。不連続的な変位を示す位置は各期間とも大体一定している。③伊豆半島沖地震に際して、石廊崎断層だけでなく、下賀茂附近などに不連続的な変位があらわれている (Fig 1)。

以上の解析結果より、半島における地殻の変形様式と地震活動について考察してみた。解析結果①などから、半島のおおまかな地形は最近の地殻の昇降運動によりその概形が決定されたと考えられる。昇降運動にともなう地殻の変形様式には山型および箱型が識別される。山型の変形にともなう破壊は中央部に、箱型は両端部に発生することがわかっている。伊豆半島には、これらの変形様式を示すと考えられる部分が存在する。

丹那断層や伊豆半島沖地震の半島内陸部山地における余震の分布は山型の変形による破壊にともなうものであり、石廊崎断層は箱型の変形による両端部の破壊のあらわれであると考えられる。

半島における今後の地震活動は、変形勾配の大きな海岸付近と山地の中央部などにおこるであろう。

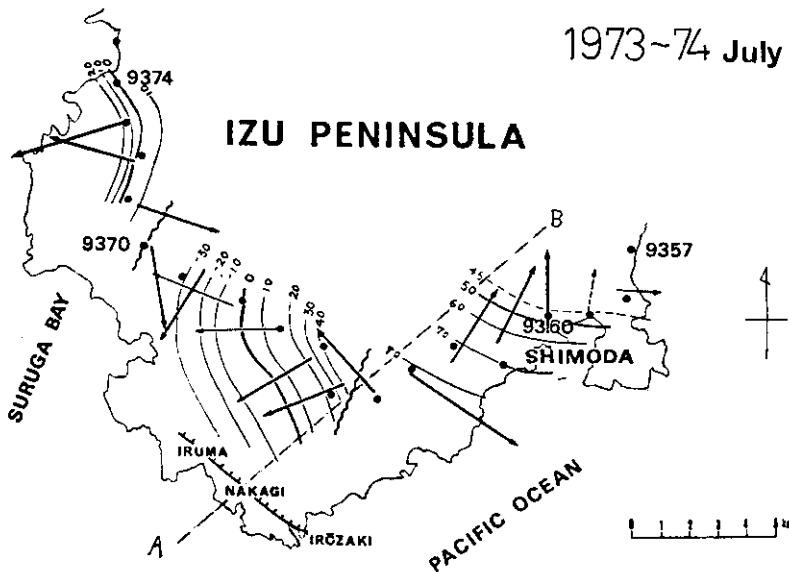


Fig 1 等変動量線図 (1973-74 July)
矢印は地殻の傾動方向および傾動量を示す。コンタは10mm間隔。波線は変動の不連続部を示す。

乱堆積構造の研究

島根大学 山内靖喜

埼玉県秩父盆地の第三系は、堆積盆地の発生期から消滅期までの堆積物からなる。これらの地層は、堆積後の地殻運動によって大きく乱されていない。そして、本第三系は、flysch と呼べる砂岩泥岩互層を主体とし、その中に多数の乱堆積構造が発達している。

本第三系中の乱堆積構造には、大小の規模のものがあり、たとえば厚さは最大 300 m、最小 1 m 以下までである。また、それらの形態はさまざまである。その形態上の特徴から、乱堆積構造を、第 1 表のように 3 types, 9 sub-types に分類した。各 subtype 間には漸移関係がある。一枚の乱堆積構造を走向方向に追跡したとき、その層厚がより厚い部分に発

数通りの変形形態の組合せを見ることになる。

大規模な乱堆積構造は、三梨・垣見(1964)が南関東で指摘したと同じく、その上・下位の地層群の最大層厚部の位置が異なる層準に発達している。さらに、小規模なものでも、密集して発達し、zone をなしているものも同様の傾向を示している。また、乱堆積構造の向き方向は、一部の地域のものを除いて、他はその上位の地層群が最大層厚を示すか、局部的に厚さを増加する地点を示している。このことは、乱堆積構造が堆積(沈降)の中心の移動によって形成された古海底斜面上での地向きによることを示している。

さらに、乱堆積構造を境とし、その上・下位の地層群の層相 層厚のちがひ、堆積物の供給方向、および化石などから、乱堆積構造を生じさせた堆積(沈降)の中心の移動に三つの場合があることが明らかにされた。つまり、中心の移動が隆起運動のみによる場合、沈降運動のみによる場合、そして両者の運動による場合である。

また、乱堆積構造の向きの方向が、地理的にも層序学的にも極めて短い間隔で激しく変化することがある。このような事実は、地殻運動だけでなく、古海底地形をも考慮に入れて解釈しなければならない。そこで、古海底地形の変遷を併せて考えた。

古海底地形に関連して、乱堆積構造を形成した海底地向きが生じた古海底斜面の傾斜量を検討した。二枚の大規模な乱堆積構造の間にはさまれる地層群の層厚の差は、古海底斜面の傾斜量に比例すると仮定して計算した。その結果では、傾斜量は約 8° である。

Fault Type	Wedge Subtype
	Thrust Subtype
Fold Type	Wave Subtype
	Roll-in Subtype
	Turn-up Subtype
	Recumbent-fold Subtype
Slab Type	Mud-matrix Subtype
	Sand-matrix Subtype
	Gravel-matrix Subtype

表 1 乱堆積構造の分類

達する形態ほど、より変形の進んだものと考えられる。この仮定と野外観察から、乱堆積構造の形成には、7つの系列が認められた。そのうち、主な系列は Normal beds → Wave Subtype → Recumbent - fold Subtype → Mud - matrix Subtype である。

乱堆積構造の向き方向は、正常層の走向と 0° から 90° までの角度で斜交している。そのため、走向方向で乱堆積構造を観察すると、

大阪市立大学構造地質研究室

I 研究体制

大阪市立大学地学教室では地殻を中心とする固体地球についての諸問題を取り扱っている。研究体制はユニット制をとっており、現在5ユニットがある。各ユニットの研究テーマは流動的である。そこでのテーマと構造地質学とは何らかのかかわり合いを持っている。とりわけ関係が深いのは、第Ⅲ・第Ⅳ・第Ⅴユニットであり、現時点でのこれらのテーマは次の通りである。

第Ⅲユニット：岩石・未固結地層の材料力学的ないし物性論的研究。

第Ⅳユニット：西南日本のネオテクトニクスおよび関連の応用地質学的研究。

第Ⅴユニット：西南日本の秩父累帯一領家帯の基盤地質構造の研究。

II スタッフおよび研究テーマ

伊熊俊幸 (MC. 1, V)

秩父帯白亜系の褶曲および断裂系解析 (高知県物部川盆地、熊本県田浦町地域を対象として)

市川浩一郎 (教授、V)

西南日本の中・古生代地質構造発達史 (現在特に中央構造線・黒瀬川構造帯に関連する問題を対象とする)。

塩野清治 (助手、IV)

フィリピン海プレートのもぐりこみと地震活動 (プレートテクトニクスの立場から)。

中川康一 (助手・III)

造構応力が地表面に与える影響 — 主として土および岩石の物性論を中心として —。

長谷憲治 (MC. 2, IV)

東海地方の段丘発達過程の解明および

波状変形に関する数値実験。

林田精郎 (講師、III)

未固結地層や岩石の物理的性質の研究。

藤田和夫 (教授、IV)

西南日本のネオテクトニクス。特に地質と地形の境界領域の問題。

宮田隆夫 (DC. 3, V)

中央構造線の運動史 (特に運動像・歪像に関心があり、紀伊半島の和泉層群を研究)。

横田修一郎 (DC. 2, IV)

地殻の大規模な波状変形とその内部に発生する断層系・節理系の形成機構の研究。

平野昌繁 (助教授、文学部地理)

メカニズムを考えるのが好きで、何にでも手を出している。構造地質学の内 のわれ目と地形学の内 の斜面について 若干の経験を有す。

さらに、学部4回生として奥田庸雄 (粘土および泥岩等の物性からみた固結度の研究)・小松憲一 (近畿地方の地熱流量の研究) が第Ⅲユニットに、井上展秀・篠原正男・藤原哲郎 (葛城山脈の和泉層群の層序と構造) が第Ⅴユニットにいる。

III 主な施設および設備

A. 六甲地殻変動観測所

B. 200ton 圧縮試験機、動的力学試験機、弾性波速度測定器 (室内用)、弾性波探査器、地震計一式、シンクロスコープ、モデル実験機、フォトパターンアナライザー、その他、地質調査及び地震観測車両計3台。