

褶曲構造の形成機構の実験的研究 —山陰地方の新生代層を例として—

The experimental research of the structural development of the folding
— The example, Cenozoic in San'in —

三梨 昂*・吉村 満*
小玉喜三郎**

Takashi MITSUNASHI, Mitsuru YOSHIMURA,
Kisaburo KODAMA

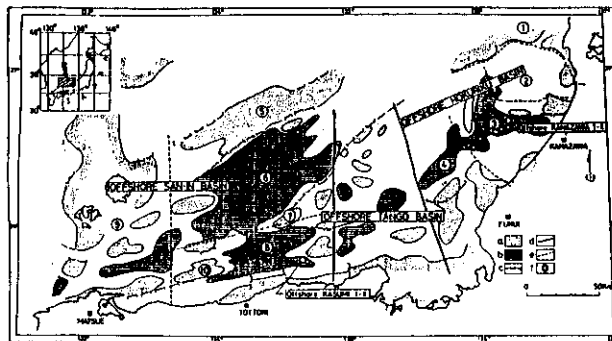
I はじめに

北陸から山陰にかけての日本海沖には、新第三系堆積盆地が発達しており、堆積物の厚さや構造の特徴から、北陸沖堆積盆地・丹後沖堆積盆地・山陰沖堆積盆地の3地区に分けられている(第1図)。

このうち、山陰沖堆積盆地は、鳥取沖で最も地層が厚くなり、北側の隠岐舟状盆地と南側の鳥取沖堆積盆地とに分かれている。

鳥取沖堆積盆地は、大部分が著しい褶曲構造を成している。田中・小草(1981)は、地層の厚い部分にいろいろな形態をもつ褶曲構造が発達していることから、褶曲の形成には基盤の運動が密接な関連をもっていることを述べているが詳しい記述はない。

褶曲の形成機構に関しては、現在2つに大別されている。1つは、地層面に平行な方向からの圧縮によって起こる座屈褶曲であり、1つは、地層面に直交する方向からの力によって起こる曲げ褶曲である。しかし、近年、褶曲の形成機構を考える場合、褶曲した地域の堆積過程を含め、その形



1: Noto plateau 2: Offshore Haku basin 3: Offshore Kanazawa basin 4: Offshore Fukui basin, 5: Oki ridge, 6: Oki trough, 7: Offshore San-in ridge, 8: Offshore Tottori basin, 9: Oki-Shimane plateau, 10: Shinji folded belt, a: Shallow acoustic basement, b: Sediments more than 2000m in thickness, c: Fault, d: Boundary of geological provinces, e: Boundary of geological subprovinces, f: Wildcat well.

第1図 北陸—山陰沖の堆積盆地分布図(田中・小草, 1981).

* 島根大学理学部地質学教室

** 地質調査所燃料部石油課

成過程を復元する必要があるのではないかと指摘されている(国安, 1981, 1982; 渋谷・品田, 1985)。

そこで筆者らは、褶曲の形成過程と堆積過程との関連性を検討するために、地下深部の構造が明らかにされている鳥取沖堆積盆地のエアガンデータを用いてシミュレーション実験を行った。

シミュレーション実験とは、自然の歴史に沿って順々に地質構造を作り上げていく方法である。

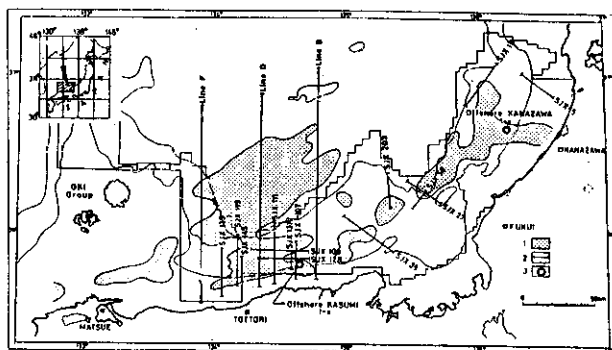
なお、本実験は、通商産業省地質調査所で開発されつつある仮想基盤変位法(小玉ほか, 1984)によって行った。本実験は、仮想基盤変位法の検証という意味も含んでいる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、地質調査所の鈴木尉元博士には終始御指導頂いた。また構造地質研究会ならびに帝国石油株式会社の方々には貴重な御意見を頂いた。以上の方々には厚く御礼申し上げる。

II 資 料

海域の地質資料として、帝国石油株式会社によって行れたエアガンデータを使用した。第2図は、北陸-山陰沖のエアガンの測線位置図である。また、第3図に、山陰沖を南北に切る断面を示した。



1: Basin filled with sediments more than 2000m in thickness, 2: Line of seismic profile, 3: Wildcat well.

第2図 北陸-山陰沖エアガン測線位置図(田中・小草, 1981).

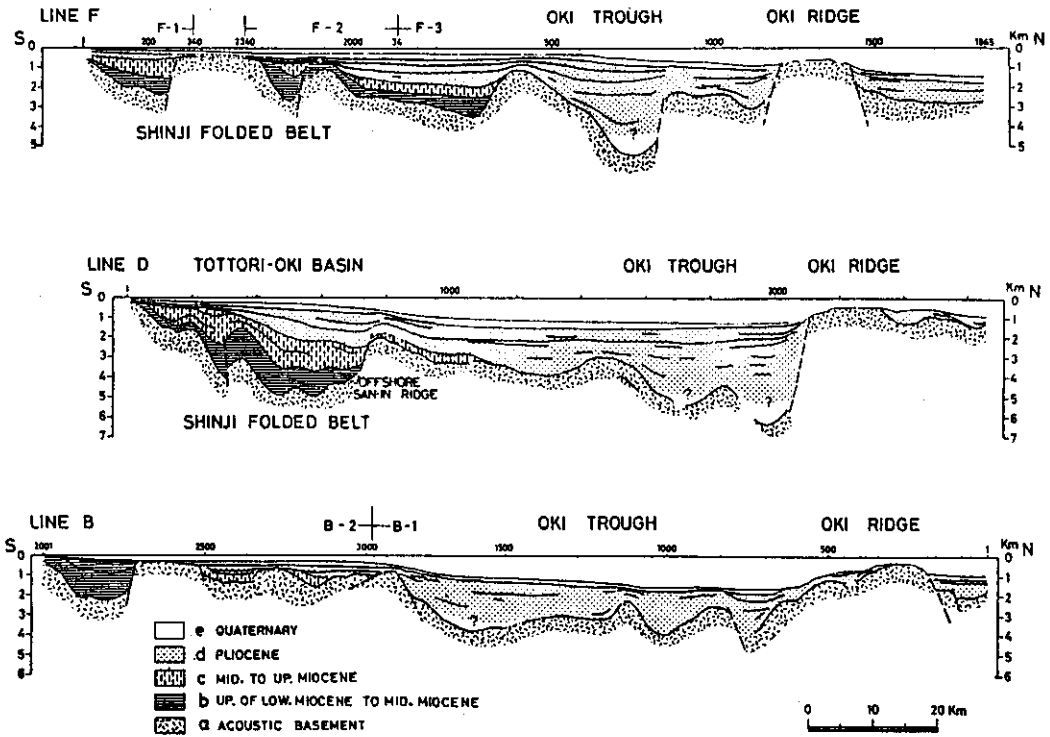
この図からわかるように、鳥取沖堆積盆地は、大部分が著しく褶曲した中新世の地層からなり、最大層厚は 5,000 m にも達する。この褶曲は、いわゆる宍道褶曲帯の一部である。

III エアガンデータ SJX-145 と断面図の作成

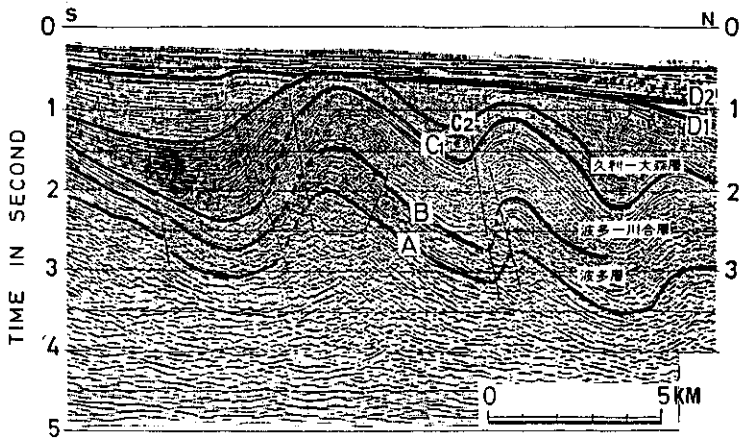
今回は、これらの資料のうち SJX-145 測線を用いた。その理由は、鳥取沖堆積盆地の褶曲構造は、全国的にみてもよく構造が判明でき、SJX-145 測線が本地域の褶曲構造を最も顕著に表しており、褶曲の形成機構を検討するのに都合のよい資料と考えたからである。

SJX-145 測線のエアガン記録を第4図に示す。

ここで見られる二系列の背斜は、ともに翼部の傾斜が北緩・南急で南翼部は逆断層性の断層で切られており、北から南への突き上げる力(もしくは、南側が北側に対して相対的に下がる力)が働いているように見える。この南側の背斜構造と、その南翼を切る断層は西方に延び、島根半島の福



第3図 山陰沖断面図 (田中・小草, 1981).



第4図 S J X - 145 エアガン記録 (田中・小草, 1981).

浦背斜とその南側を走る宍道断層 (多井, 1952; 山内他, 1980) につながるとされている (田中・小草, 1981)。そして、背斜の南翼を切る断層を境に層厚の変化がある。この層厚の変化が褶曲の形成に大きく関係していると考えられる。また、音響層序ユニットと層準・時代の比較は次の通りである。

ユニット a : 音響的基盤岩で、先第三系基盤岩及びその他の火山岩類で構成される。層準 A は、

音響的基盤の上限を表す。

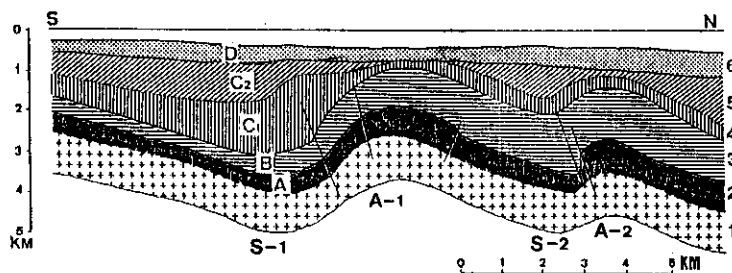
ユニット b：前期～中期中新世の碎屑岩類に相当し、層準 B はユニット b の中部付近である。このユニットは、波多-川合層相当層である。

ユニット c：中期～後期中新世に相当する。この層は、久利-大森層相当層である。

なお、実験の都合上、このユニットを c_1 と c_2 とに細分した。層準 c_1 は、ユニット c の下限を表す。

ユニット d：更新世の地層で明瞭な不整合の上部層（ユニット d_2 ）と下部層（ユニット d_1 ）に区別される。層準 D_2 は前者の下限、 D_1 は後者の下限をそれぞれ示す。

第 4 図の断層の縦のスケールは、Time in Second である。シミュレーション 実験を行うには、縦・横同一スケールに修正しなければならない。この修正にあたっては、鳥取沖基礎試掘の深さ 3276.5 km に対し、平均的な Interval Velocity 2.55 km/sec であることを用いた。従って、Time in Second の 1 sec は深さ 1,285 m に対応するものとし修正を行った（今村，1984）。修正したものを第 5 図に示す。



第 5 図 S J X - 145 復元断面図（今村，1984）。

なお、図中層準 A の下に厚さ 1 km に設けられている境界は、後述するシミュレーション実験において設定した仮想基盤である。また、南側の向斜を S-1、背斜を A-1、北側の向斜を S-2、背斜 A-2 とする。右端の数字は地層番号を示し、以降この地層番号を用いて小論を進めることにする。

IV 仮想基盤変位法と実験条件

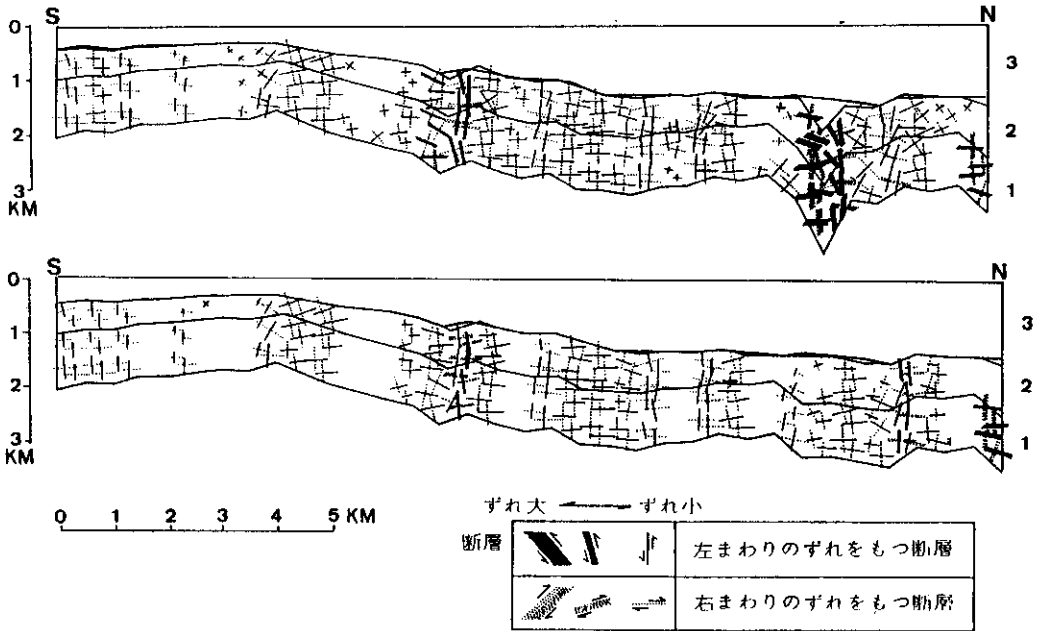
本実験では、地層は、弾塑性変形をするものとし、弾塑性数値実験法に従って行った。

地層の堆積及び褶曲形成過程は、それより深部の基盤の変形過程に起因しているという考えに基づき、その垂直断面を平面ひずみ問題として解析を行った。

実験方法としては、ある地層の層厚の変化は盆地表面の昇降運動の形態を表すものとした。そこで、第 5 図の断面を 500 m ごとに区切り、各層の厚さを鉛直方向に測り、その層厚変化を仮想基盤の下面に与える。その結果が第 6 図（上）である。この図を見て明らかのように、既知のデータと一致していない。このことは、重ねる層が増すごとに顕著に現れる。そこでなるべく既知のデータと一致するように仮想基盤の変位を変えていくと、第 6 図（下）のようにほぼ既知のデータと一致してくる。この操作をどの地層の堆積過程においても繰り返し行うのである。これが仮想基盤変位法（小玉ほか，1984）である。

また、本実験では、変形する地層の物性パラメーターは、すべての実験につき共通とした。

システム周辺の変位拘束のうち、実験系の左右両端は x 方向に変位ゼロ拘束、 y 方向に自由であ



第6図 (上) 仮想基盤変位法 (修正前)
 (下) 仮想基盤変位法 (修正後)

る。実験系の下端 (仮想基盤の下面) は、 x 方向に変位ゼロ拘束、 y 方向に強制変位を与えるようにしている。その他は、 $x \cdot y$ 方向ともに自由である。

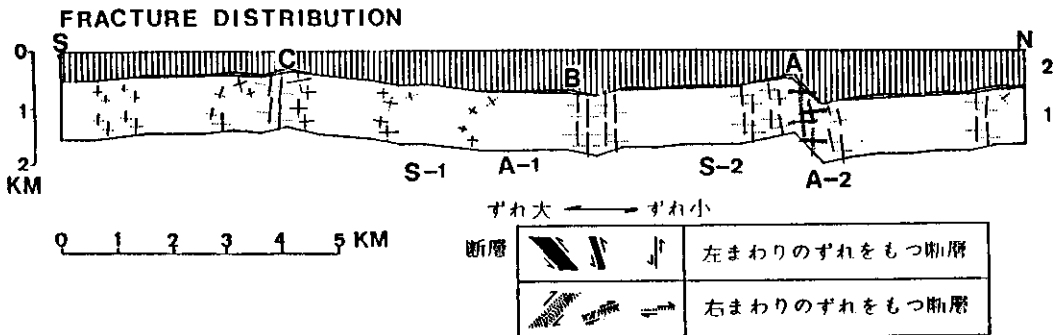
V 実験結果

1. 地層 2 堆積時

地層 2 が堆積する過程を第 7 図に示す。

図中の実線と点線は、断層の方向を表す。実線は左まわりのずれをもつ断層であり、点線は右まわりのずれをもつ断層である。また、線が太いほど大きな断層を示す。

この時期は、あまり大きな構造はないようである。南から 13.5 km 地点 (図中 A) に断層が形成



第7図 地層 2 堆積時

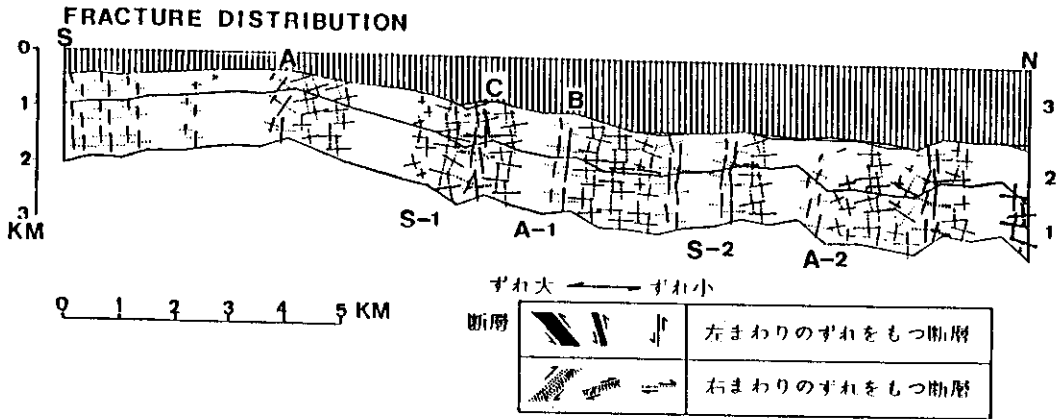
されており、約 400m の落差をもって北側が沈降している。ただし、褶曲の形成に直接関与するものではないと思われる。

南から約 9.5 km 地点（図中 B）に断層が形成され、約 50m の落差をもって北側が沈降する。この位置は、背斜 A-1 の軸付近に対応しており、褶曲形成に影響しそうである。

南から約 4.5 km 地点（図中 C）に断層が形成され、約 50m の落差をもって南側が沈降する。この断層は、この時期の構造には大きな影響を与えないが、次の時期の構造に影響を与える。

2. 地層 3 堆積時

地層 3 が堆積する過程の堆積構造を第 8 図に示す。



第 8 図 地層 3 堆積時

この時期は、南から 4 km 地点（図中 A）を境に北側の基盤が相対的に沈降しており、地層 3 がこの地点から北方に向うにつれ厚さを増して堆積していく。この境に形成されている断層は、地層 2 堆積時からの運動である。

南から約 9.5 km 地点でも層厚の変化が見られる。この地点もまた地層 2 堆積時からの運動である。

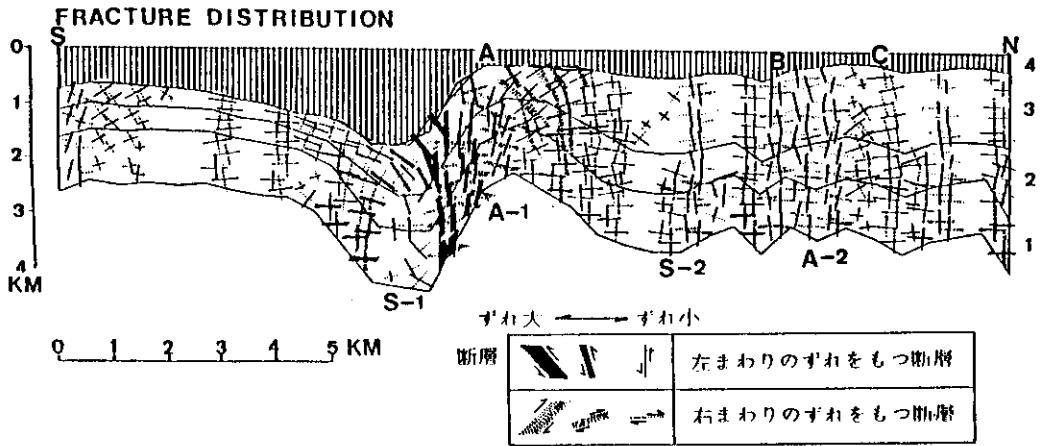
両地点とも、そこで層厚が急変するのではなく、そこを境にゆるやかに層厚が変化していき、A 地点で最大約 700m、B 地点で最大約 400m それぞれ北側が相対的に沈降している。この運動で、向斜 S-1 の南翼と背斜 A-1 の北翼が最終段階までに至らないが形成されるので、この 2 地点での運動は規模は小さいが注目すべきである。

この時期の運動は相対的に北側が沈降する運動なのだが、南から約 7.5 km 地点（C）で形成される断層は、約 150m の落差をもって南側が沈降している。この地点は、背斜 A-1 の南翼が形成され始めている。

3. 地層 4 堆積時

地層 4 が堆積する過程の堆積構造を第 9 図に示す。

南から約 7.5 km 地点（図中 A）を境に南方へ層厚が急変し、約 6.8 倍もの層厚変化をもつ。この運動は、地層 3 堆積時から継続されたものだが、この時期に大きな運動となった。この地層を境に南側が約 1.4 km 沈降している。この地点から南に 2 km 移動すると約 500 m 層厚を減ずる。この運動で背斜 A-1 の南翼（向斜 S-1 の北翼）が形成され、向斜 S-1 と背斜 A-1 がほぼ形成される。北側の背斜 A-2 は、まだ形成されないが、南から 13 km 地点（図中 B）と約 15 km 地点



第9図 地層4堆積時

(図中C)にそれぞれ約200mの落差をもって南側が沈降する断層が形成される。両断層とも、この時期の堆積構造に大きな影響を与えないが、後の時期の堆積構造に大きな影響を与える。

南から7~7.5km地点(図中Aの南側)に背斜A-1の南翼を切る大きな断層帯が見られる。落差は、上述したが約1.4kmである。この断層帯は、この時期に最も大きな規模で発達しているが、形成され始めたのは、前の時期である地層3堆積時である。そして、この断層帯は、本地域の特徴的な構造である褶曲形成に非常に大きな影響を及ぼしており、逆断層型である。背斜A-1の翼部に逆断層が発達するのに対し、背斜A-1の腹の部分(南から8~9km地点)には、正断層型の断層が発達する。

また、注目したいことは、南から7.5km地点(図中A)より北では、地層3の上面はそれほど凹凸が見られないが、深部になると大きな凹凸が見られる。

4. 地層5堆積時

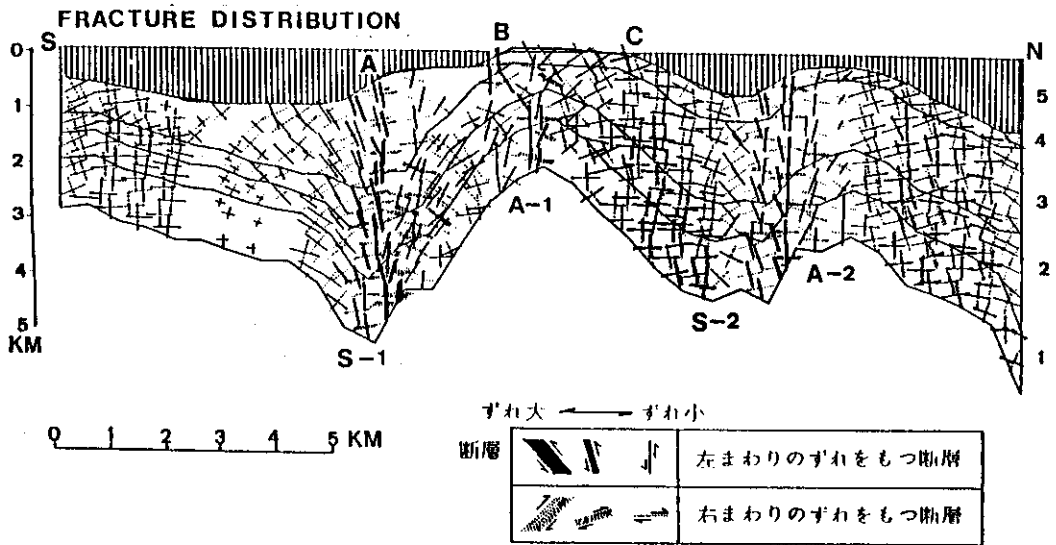
地層5が堆積する過程の堆積構造を第10図に示す。

この時期では、南から5km地点(図中A)と8km地点(図中B)に撓曲構造が見られ、地層5が層厚を変えて堆積していく。この2ヶ所の撓曲によって背斜A-1の南翼がより傾斜を急に形成される。また、両地点で形成される断層は、地層4堆積時にすでに形成される。また、両地点で形成される断層は、地層4堆積時にすでに形成されたものである。

南から10.2km地点(図中C)より北方に向うと地層5が2段階の層厚の変化をもって堆積していく。この層厚変部には、いずれも断層が形成されており、どの断層もこの時期に形成されたものではなく、前の時期からの運動がこの時期になって大きな運動として現れたものである。この2ヶ所の層厚変部によって背斜A-2の両翼が形成されるのである。

このように言うと、背斜A-2は、この時期の運動だけによって形成されたようであるが前の時期(地層4堆積時)にすでに背斜が形成される運動が行われているのである。

また、南から5km地点(図中A)に見られる撓曲は、小さな背斜を呈しているが、深部では、逆に大規模な向斜構造となっている。つまり、浅部が背斜構造を示してもそれが深部まで続くとは限らないのである。深部の構造は、浅部の構造に反映されるのではなく、堆積する各層の厚さ、すなわち堆積過程に反映されるのである。

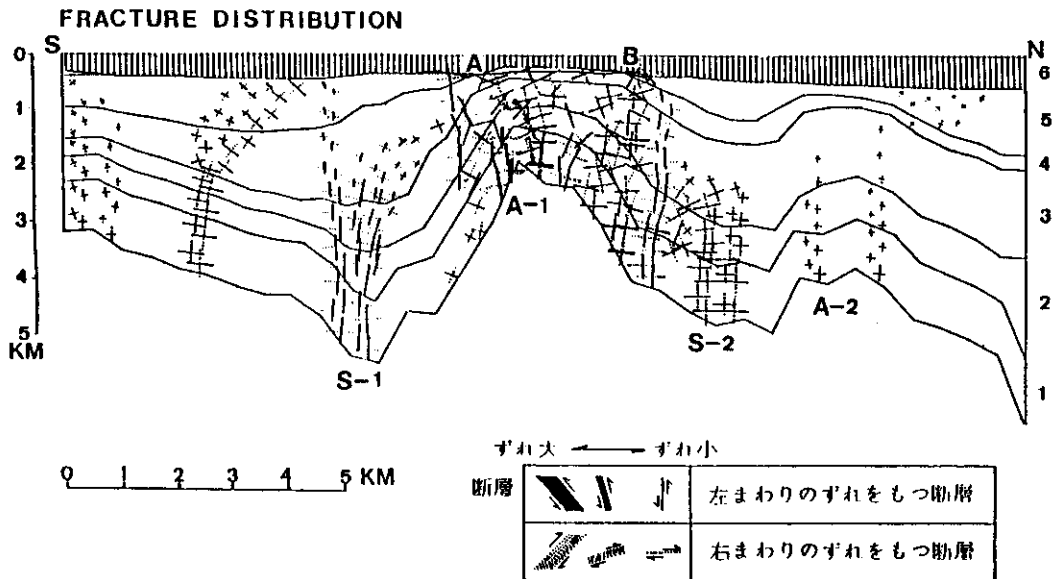


第10図 地層5堆積時

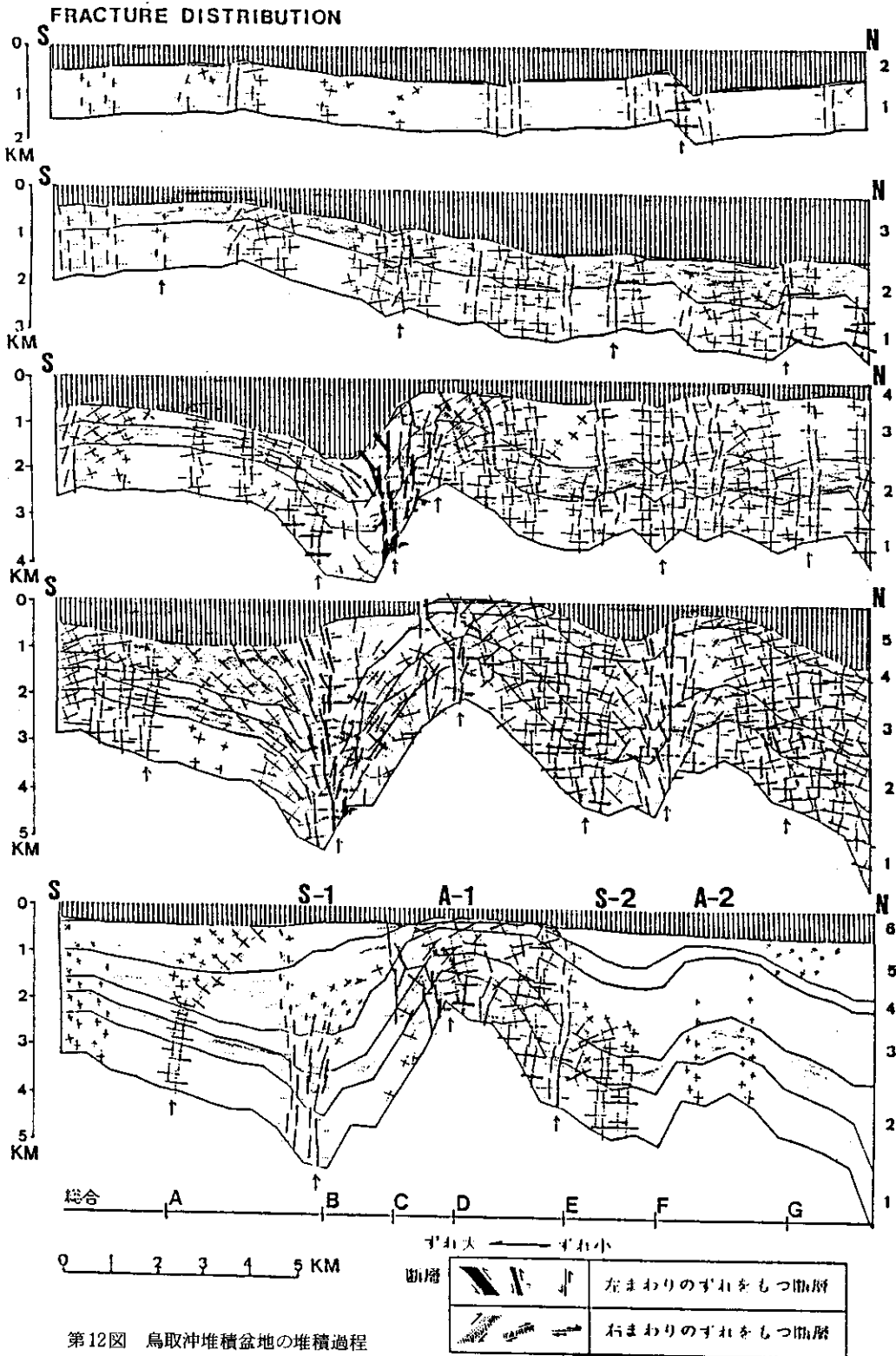
5. 地層6堆積時

地層6が堆積する過程の堆積構造を第11図に示す。

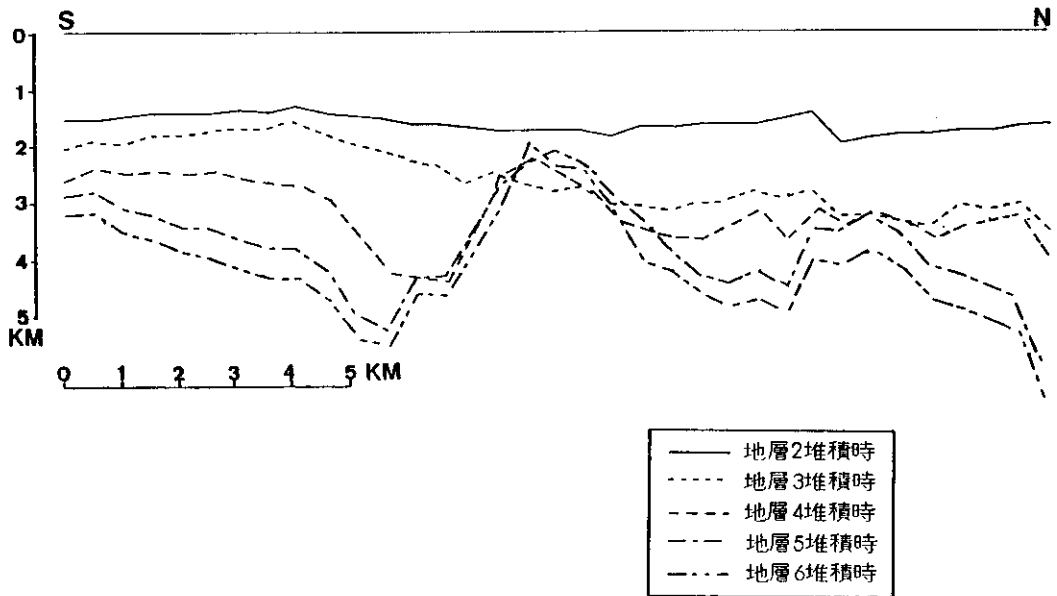
この時期では、現在見られる構造を直接規制するような運動は見られない。ただし、南から7.5～10.3 km地点（図中A～B）で地層4がある程度削剥を受け、地層6は、全体を不整合で覆うように堆積していく。つまり、本地域では、更新世と中新世の間に大きな構造差及び時間的間隙が認められる。



第11図 地層6堆積時



第12図 鳥取沖堆積盆地の堆積過程



第13図 仮想基盤面の変位過程

VI 考察

1. 褶曲の形成過程

前節では、鳥取沖堆積盆地の堆積過程を5段階に分けてその特徴を見てきたが、本節では、5段階の堆積過程を1列に並べてみた(第12図)。そして、特に褶曲の形成過程についてもう少し検討を試みる。また、仮想基盤の変位の特性を見る目的で仮想基盤面の変位過程を第13図に示す。

まず、地層3堆積時に南から4 km地点より北方に向うにつれて厚く堆積していく。この時期で向斜S-1の南翼及び背斜A-1の北翼が最終段階までには至らないが形成される。つまり、北側の基盤が南から約4 km地点を境に、相対的な沈降運動をしていることがわかる。

次に、地層4堆積時に堆積過程が移行すると、地層4は背斜A-1を境として南方に厚くなり、さらに南方に向うとまた薄く堆積していく。この時期に背斜A-1の南翼(向斜S-1の北翼)が形成される。つまり、南側の向斜S-1・背斜A-1の一連の褶曲は、地層3堆積時と地層4堆積時の2つの異なる時期の堆積過程で片翼ずつ形成されたといえる。

基盤の動きを見てみると、向斜S-1の両翼の肩の部分に形成される断層で境された基盤が傾動地塊的に差別的沈降運動を行ったということがわかる。また、背斜A-1の軸付近の基盤の動きを見ると、地層3堆積時に沈降した基盤が地層4堆積時になると、反転上昇している。

次に、地層5堆積時に堆積過程が移行すると、向斜S-1の軸付近を境に地層5が南方へ厚く堆積していき、地層4の上面に撓曲構造が見られる。この時期で向斜S-1が完全に形成される。また、背斜A-1を境にして、北方に地層5が2段階の変化を伴って堆積していく。この過程において、背斜A-2及び向斜S-2が形成される。つまり、この時期は、向斜S-1の南翼の肩の部分に形成された断層を境に南側の基盤が、向斜S-1の両肩の部分に形成された断層で境された基盤が、さらに背斜A-2の北翼の肩の部分に形成された断層を境に北側の基盤がそれぞれ傾動地塊に差別的沈降運動を行ったということがわかる。

これらのことから本地域の褶曲構造は、同一時期に形成されたのではなく、いくつもの時期の堆積を経て形成されたものと考えられる。

第12図の最終段階を見ると、浅部と深部との構造が全く異っていて、浅部では小さな撓曲構造が形成されているが、深部では非常に大規模な褶曲構造が形成される。このことは、地下深部の構造を考える場合、浅部の小さな構造が非常に重要であるということの意味する。

地下深部までの断面を考える場合、現在の断面はバスク法によって描かれているが、この図法によると、褶曲は深部になる程、規模が小さくなり、次第に水平になる。しかし、実際には、エアガン記録（第4図）や復元断面図（第5図）を見てもそうだが、深部程規模が大きくなることがわかってきた。また、バスク法では、深さ500m程度しか説明できず、それ以深は、新たな検討が必要であると指摘されている。従って本実験で用いた仮想基盤変位法が開発されると、深部までの断面を検討するのに非常に重要になると思われる。

さて、それでは、本実験結果と断面図とを比較してみると、背斜の南翼の傾斜が少し異なるが、褶曲の規模、断層の位置などはほぼ一致しているようである。このように地層の厚さを与え、堆積過程を復元するだけで褶曲が形成される。

2. 断層の形成と成長

このシミュレーション実験の特徴は、断層の形成・成長も明らかにされることである。ここでは、断層の形成・成長について述べる。

仮想基盤から垂直に成長した断層が地表付近で婉曲し緩傾斜の断層となっている。背斜A-1の南翼を切る断層と腹の部分の断層にこの傾向が見られる。

次に、規模の大きな断層は、常に同じような場所に発達する傾向がある。第12図に各堆積時での規模の大きな断層の場所を矢印で示し、下端にそれをまとめてみた。このことから、鳥取沖堆積盆地は、第12図の下端に示したようなA~Gで境される基盤ブロックの単位をもつ。基盤ブロックの大きさは、最大がA~B単元の3.3km、最小がC~D単元の1.3kmである。各境界は、Cを除きほとんどいずれの時期においても動きが見られる。従ってB-C、B-D単位と分けるよりも、B-D単位とみて、B-D単位中に、ある動き（C）が見られると考える方がよいように思われる。また、Aは各堆積時に動きが認められるが、規模の大きさは、他の単位と比較すると、小さな動きである。そして、基盤から垂直に断層が成長していることから、本地域は、上述した単位をもつ基盤ブロックの差別的な昇降運動によって形成されたと考えられる。

このような断層は、1時期の堆積過程で形成されるのではない。例えば、背斜A-1の南翼を切る断層は、地層4堆積時に大きく発達するが、すでに地層3堆積時に形成され始めていることがわかる。（第12図参照）。このように、規模の大きな断層は、大きく発達する時期の前の時期ですでに形成されているのであって、まず断層が形成され、その後の時期に大きく発達する。従って断層が異なる時期でずれをもつので、断層の深部は、ずれを重複するため浅部より大きなずれをもつことになる。先述した浅部では、小さな撓曲構造であるのに対し、深部では大規模な褶曲構造となる現象は、このことから説明できるのではないかと考える。

褶曲の形成は、断層、特に基盤から地表付近にまで成長する断層と密接な関係にある。まず、断層が形成され、それに伴う基盤の地塊的な昇降運動により褶曲が形成される。

断層は、1つの堆積時期で形成されるのではなく、異った時期に各々ずれを生ずるので深部の方がずれが大きい。従って、深部に堆積した地層の変位量が大きくなり、褶曲構造も深部の方が規模の大きなものになるのである。

以上、褶曲形成と断層形成について述べたわけだが、本実験では、仮想基盤に褶曲モデル・断層モデル等、全く想定せずに行ったわけであるが、その結果、エアガンデータだけでは解明されなかったことが明らかになった。それは、鳥取沖堆積盆地がどのような堆積過程を経て形成されたのか、この堆積盆地の大きな特徴である褶曲構造の形成過程、規模の大きな断層がどの時期に形成さ

れ、どの時期に最も規模が大きくなったのか。断層が浅部に対して深部のずれが大きく、それに伴う褶曲構造が深部になる程規模が大きくなるのは、何に起因するかということである。

VII まとめと今後の課題

本研究では、鳥取沖堆積盆地に発達する褶曲構造について、本地域の堆積過程との関連性とを検討するためにシミュレーション実験を行った。

- 1) 各地層の層厚を測り、順々に堆積させていき、各地層の堆積過程において、既知のデータにはほぼ一致するまで仮想基盤の変位を変えていく仮想基盤変位法によって行った。
- 2) 地層3堆積時に向斜S-1の南翼と背斜A-1の北翼が形成される。
- 3) 地層4堆積時に、向斜S-1の北翼背斜A-1の南翼が形成される。つまり、向斜S-1と背斜A-1は異なる2つの堆積過程によって片翼ずつ形成される。
- 4) 向斜S-2と背斜A-2も、片翼ずつというわけではないが、やはり異なる堆積過程によって形成される。
- 5) 3) 4) から本地域の堆積構造は、いくつもの堆積過程を経て形成される。
- 6) 仮想基盤から垂直に延びた断層は、地表付近で婉曲し、緩傾斜の断層になる傾向がある。
- 7) 規模の大きな断層は、常にほぼ同じような場所に発達する。また、規模の大きな断層も褶曲と同様異なる堆積過程によって形成される。
- 8) 断層が異なる堆積時期でずれをもつため、深部ほど断層のずれが大きい。このことが浅部に対して深部の方が大きな構造をもつことに起因するのではないか。
- 9) 本実験では、褶曲モデルや断層モデルを想定せず、堆積過程を復元しただけで褶曲構造や断層が形成される。このことは、褶曲形成過程と断層の形成・成長は、その地域の堆積過程と非常に密接な関係にあることを示す。

最後に今後の課題であるが、

- 1) 地層の厚さは、現断面図を鉛直方向に測定して求めたわけだが、堆積時層厚の算定が必要であらう。
- 2) 今回は、物性パラメーターを全ての実験につき共通としたが、各層によって物性パラメーターを選択する必要があるのではないか。
- 3) 褶曲と断層との関連性については、規模の小さな褶曲にも検討する必要がある。
- 4) 3)に関連したことだが、陸域の褶曲で本実験と、断層解析によって褶曲と断層との関連を追及できるのではないだろうか。

文献

- 国安 稔, 1981: 三浦半島剣崎背斜の形成モデル。構造地質研究会誌, 26, 117 - 126。1982: スケールモデル実験からみた反動型褶曲の形成過程。月刊地球, 4, 78-84。
- 小玉喜三郎・龍 学明, 鈴木尉元, 1984: 仮想基盤変位法で復元した深部地質断面, 石油技術協会誌, 49, 254。
- 三梨 昂, 1973: 南関東・新潟地区における中新世にいたる堆積世にいたる堆積盆地の変遷・地球科学, 27, 48-65。
- 渋谷 保・品田正一, 1985: 房総半島南端の作名背斜の解析-堆積盆地の移動に伴う褶曲の形成機構-地質雑(投稿中)。
- 鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎, 1971: 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について。地質雑, 87, 301 - 315。
- 田中 隆・小草欣治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動。地質雑, 87, 725 - 736。