

房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究

坂 靖範*・橋尾宣弘**・山田将史*・小室裕明*・山内靖喜*・三梨 昂*

Experimental study of formation mechanism
of the Kiyosumi Anticline Boso Peninsula, central Japan.Yasunori BAN*, Nobuhiro HASHIO**, Masahumi YAMADA*,
Hiroaki KOMURO*, Seiki YMAUCHI* and Takashi MITSUNASHI*

Abstract Two large folds which have E-W trending axes about 30km long are developed in the Mio-Pliocene Miura Group, called Kiyosumi Anticline and Kiyosumi Syncline respectively. Many pyroclastic beds which are thought to be useful a chronological criteria are used as marker-bed to estimate variation of thickness of sediments in western part of both folds. The period of the deposition of the Miura Group is subdivided into 4 stage by well continued marker-bed. The thickest parts of the sediments of each the stage, which may be correspond to the depocenter during the stage, is different from each other; namely, one of stage 1 is located in the south wing of the Kiyosumi Syncline, stage 2 in the south wing of the Kiyosumi Anticline, and stage 3 in the north wing of the Kiyosumi Anticline. It is assumed from drift of depocenter that fundamental forms of two folds have begun to be made during the sedimentation of the group.

The simulation, called Vertical Basement Displacement (KODAMA *et al.*, 1986) shows that three fracture systems were formed in basement rock and the Miura Group and concentrated in certain zones. Moreover, the simulation shows that migration of dipocenters were caused by vertical movement of basement blocks. Older three systems of faults developed in the study area shows the same features as ones assumed by the simulation, and their distribution are good agree with ones that is caused by vertical movement of basement blocks in clay model experiments by KODAMA *et al.* (1974).

The above results show that both folds were formed by migrating depocenter which was caused by vertical movement of basement blocks during the sedimentation of the Miura Group.

はじめに

房総半島中部の三浦層群中には、軸長約30kmの清澄背斜と清澄向斜が発達することが古くから知られている。これらの褶曲構造が発達する地域の層序については、大塚(1937)、大塚・小池(1949)、小池(1949)などによって研究されてきたが、清澄背斜の全体像を示す地質図が HATAI (1958) によって公表されて以来、この背斜構造の形態的特徴やその形成機構に関する研究がなされ

てきた。MITSUNASHI *et al.* (1976) は清澄背斜を横断するルート・マップを基にしてその断面形を示しており、三梨ほか(1976)は概略的な地質図を示し、同背斜が堆積あるいは沈降の中心の移動によって形成されたとする発達機構を概念的に図示した。

その後、本半島南部の三浦および上総両層群中に発達する褶曲構造が、堆積の中心部の移動にともなって、両層群の堆積時に成長したことが詳細な地質調査に基づいて示された(渋谷・品田, 1986)。また、三浦半島の三浦層群中に発達する剣崎背斜が堆積時の基盤の昇降運動によって形成されたことがモデル実験によって示された(国安, 1981)。

今回、三浦層群中の褶曲構造が堆積作用と並行して形成された可能性の高い清澄背斜において、野外における

* 島根大学理学部地質学教室
Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University,
1060 Nishikawatsu, Matsue 690, Japan.

** エイトコンサルタント株式会社
Eight consultant co. 1 td.
151-34 Higashiasahimati, Matsue 690, Japan.

層厚の実測と多くの火砕鍵層を用いた正確な層序対比によって、層準ごとの層厚変化を詳しくしらべた。なお調査は、断層によってほとんど乱されておらず、連続性の良い鍵層の存在がしられている清澄背斜西部の小櫃川～湊川間において行った。

その結果、堆積の中心の移動が褶曲構造の形成に深く関わっていることが明らかになった。さらに、褶曲構造の成長に伴って、地層中に生じる歪と断裂系の変化をするためにシミュレーション実験を行い、それから求められた結果が野外における実際の断層系の分布と一致するかどうかを検討し、両褶曲構造形成過程における応力場の変遷を検討した。

本研究をすすめるにあたり、地質調査所の小玉喜三郎博士には、数値解析システム利用に際し、便宜を図っていただいた。また同調査所の鈴木尉元博士・鈴木祐一郎技官には、有意義なご指導・ご助言をいただいた。島根大学の卜部厚志氏には、図の作製等において協力を得た。城井浩介氏には、未公表資料の提供をいただいた。また東海大学の房総半島地質研究グループの方々には、現地において有意義な討論をくださった。

以上の方々に、この場を借りて深く感謝の意を表す。

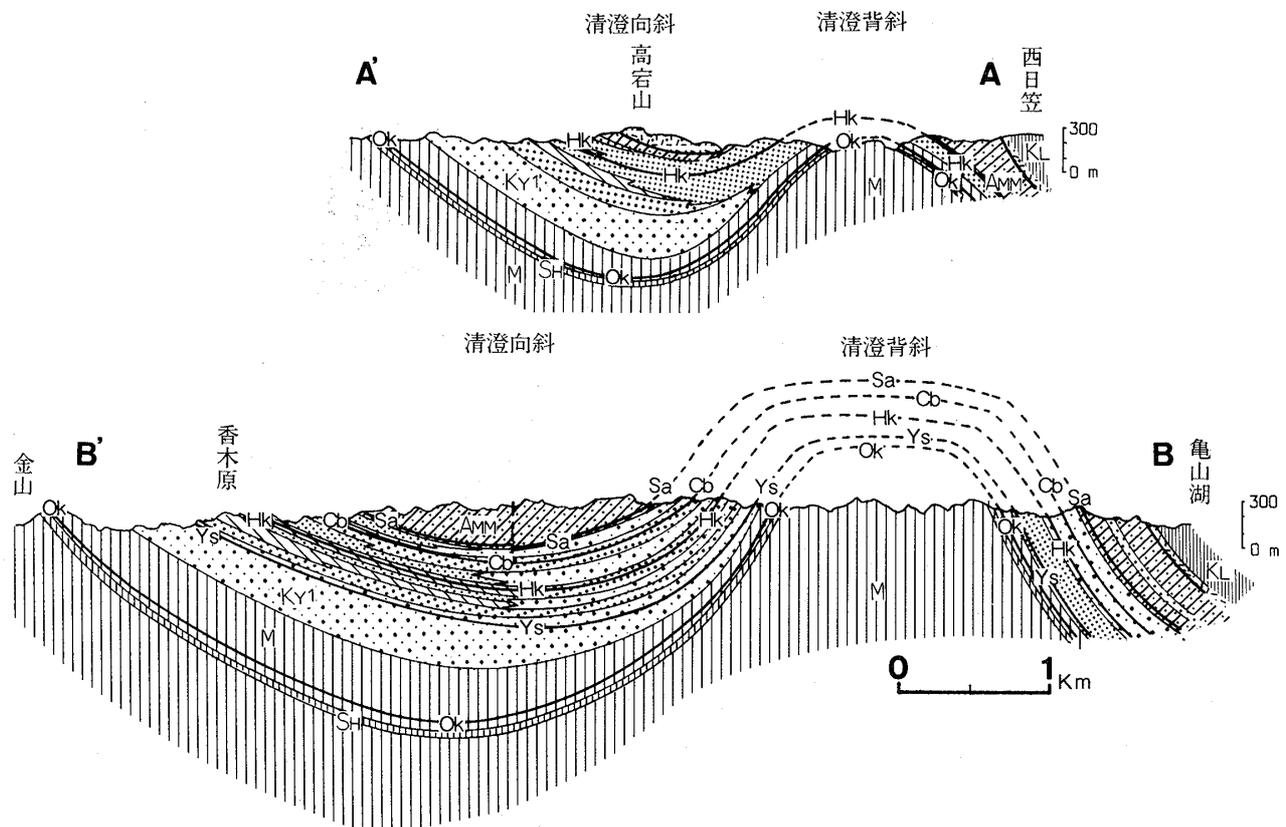
地質概説

本調査地域は清澄背斜と清澄向斜の西部に位置する。本地域の三浦層群は、東西性の一般走向をもち、褶曲構造によってくりかえし露出しているが、全体的には南部ほど下位の層準が露出する。本地域の三浦層群は、下位より主として泥岩層からなる天津層、主として砂勝ち砂岩泥岩互層からなる清澄層、主として凝灰質泥岩からなる安野層に区分されている。また、安野層は上総層群最下部層の黒滝層に不整合に覆われ、上総層群は本地域の北端に分布する(第1, 2図)。

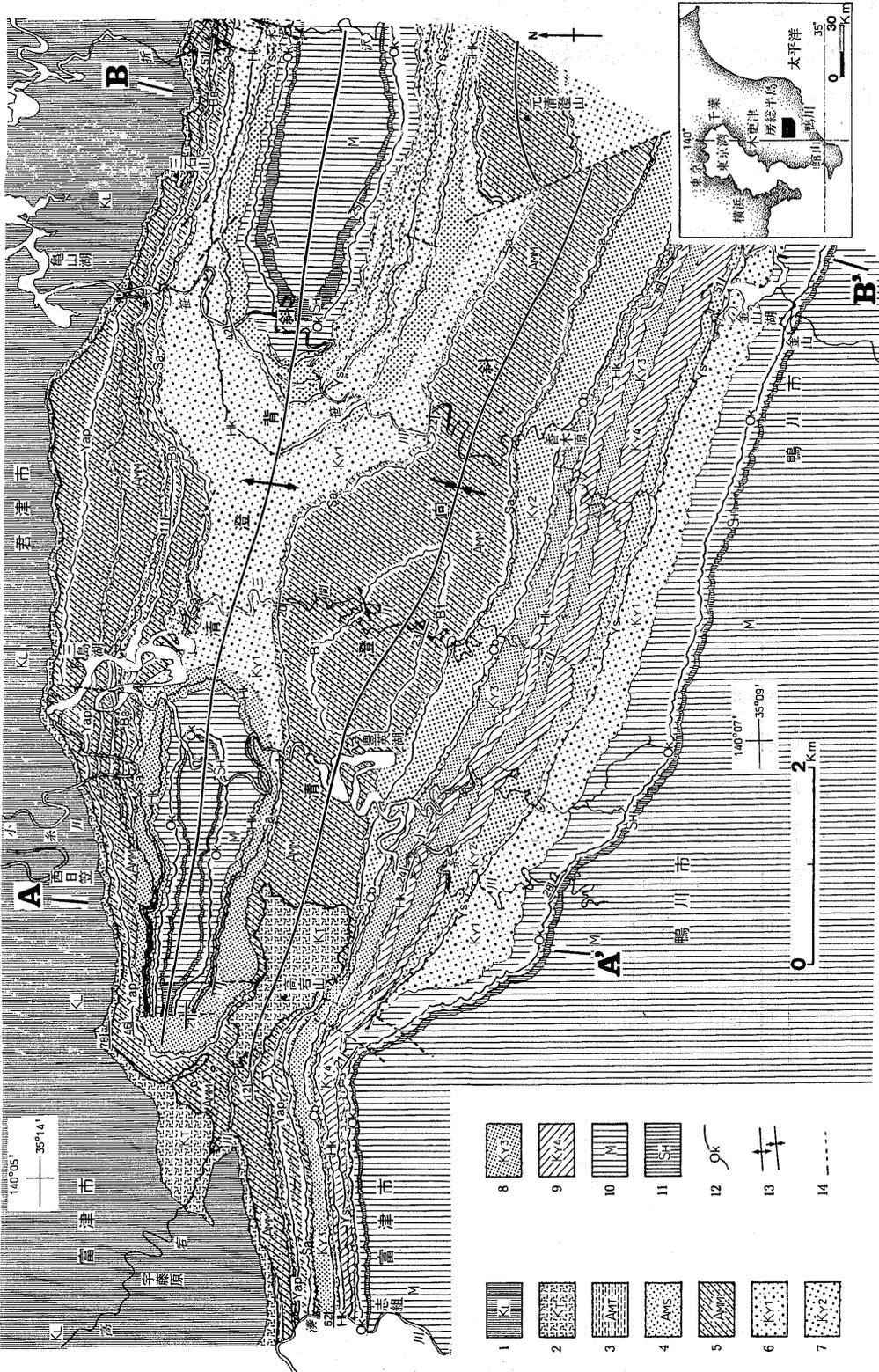
以下に、本調査地域に分布する三浦層群の概略を述べる。

なお、上位の上総層群の分布については、三梨ほか(1961, 1976)に従った。

天津層：主として青緑灰色を呈する塊状泥岩からなり、層厚5cm～20cmの砂岩層薄層が挟在する。一部に軽石やスコリアの薄層を挟む泥岩層が卓越する部分がある。本層の下限は調査地域の南方にある。上位を清澄層に整合に覆われている。本層は調査地域南縁沿いに東西方向に分布するほか、清澄背斜軸部にも分布する。本層中で追跡した主な鍵層は、Ok(三梨・矢崎, 1958), Omおよび



第2図 清澄背斜周辺の地質断面図(凡例は地質図に同じ)



第1図 清瀬地域の地質図

凡例 1: 下部上総層群 (KL), 2: 黒滝層 (KT), 3~5: 安野層 (3: 凝灰質泥岩互層 (AMT), 4: 砂礫も凝灰質泥岩互層 (AMS), 5: 泥礫も凝灰質泥岩互層 (AMd)), 6~9: 清瀬層 (6: 砂岩泥岩互層の含砂層率80%以上 (KY1), 7: 砂岩泥岩互層の含砂層率70~80% (KY2), 8: 砂岩泥岩互層の含砂層率60~70% (KY3), 9: 砂岩泥岩互層の含砂層率60%以下 (KY4)), 10: 三浦層群中部・下部 (次層群および水ノ坂層) (MO), 11: 千畑層相当層 (次層群中の凝灰質泥岩層) (SH), 12: 火砕礫層, 13: 礫曲軸, 14: 断層。

Kr であるが、地質図中には鍵層 Ok のみを示した。

清澄層：厚さは50cm～300cm程度の砂岩層と5～30cm程度の泥岩層からなる砂勝ち砂岩泥岩互層である。本論では、砂岩層の含まれる割合に基づいて、80%以上、(Ky 1) 80～70% (Ky 2) 70～60% (Ky 3) および60%以下 (Ky 4) の4つの岩相に区分して地質図に示した。上位の安野層に整合に覆われる。本層中で使用した主な鍵層は下位より Ys, Sy, Tm, Hk (三梨・矢崎, 1958), Nt (三梨・矢崎, 1958) および Cb であるが、地質図中には、鍵層 Ys, Hk, Cb を示した。

安野層：主に煖灰質泥岩泥岩互層 (AMM) からなるが、本地域北部では砂勝ち砂岩泥岩互層 (AMS) が一部で卓越する。また、湊川付近では房総半島西部で、稲子沢層に対比される煖灰岩泥岩互層 (AMT) が現れる。本層は清澄向斜軸部および調査地域北部に分布するが、両地域において、上位の黒滝層に不整合に覆われる。本層中で追跡した主な鍵層は、下位より Sa, B1, B4, B8, Yap であるが、地質図には、鍵層 Sa, B1, B8, Yap を示した。

地質構造

本地域の主な地質構造は、清澄背斜と清澄向斜 (TOKUHASHI, 1979) であるが、その他に地質図上に表現されていない多くの小断層が発達する (第1図)。両褶曲構造は隣り合って対をなし、ほぼ東西方向に約28km延びる軸をもつ。以下では、褶曲の形態上の特徴と断層系について、ついで、褶曲の形成過程について述べる。

1. 褶曲の形態

1) 断面形態：清澄背斜は、一般に頂部が平坦な箱型褶曲を示すが、調査地域東部では南翼が $40^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 、北翼が $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ と比較的急傾斜をなし (第2図 B-B' 断面)、西方に向かうにつれて、両翼の傾斜が緩やかになり、開いた褶曲の形態を示す (A-A' 断面)。

清澄向斜は南翼が $10^{\circ}\sim 45^{\circ}$ 、北翼が $20^{\circ}\sim 80^{\circ}$ の傾斜を有する開いた褶曲構造を示し、その軸面は北方に 80° で傾斜する。

2) 層厚変化：本調査地域では、構造上の部位が異なると、各累層の層厚は著しく変化している。例えば、断面図 (第2図 A-A' 断面) にみられるように、清澄層は、清澄向斜の南翼に比べ北翼では約1/3程度の層厚を示している。本論では、この層厚変化をさらに詳しく検討するために、主要な3枚の鍵層を境にして、本層群を、鍵層 Ok-Ys (清澄層下部)、鍵層 Ys-Cb (清澄層中部) および鍵層 Cb-黒滝不整合 (清澄層上部及び安野層) の3つの単元に区分した。各単元の層厚変化については、各鍵層が確認され、層厚変化が明瞭に現れており、褶曲構

造の中央部近くを南北に横断する断面図 (第2図 B-B') を中心にして検討し、第3図に各単元の層厚変化を図示した。

天津層は、清澄向斜南翼部には広く分布するが、背斜軸部ではその最上部しか露出していないため、その詳しい層厚変化を検討できなかった。しかし、本調査地域内では、天津層は著しい層厚変化を示さないものと考えられる。というのは、鍵層 Ok-天津層最上部の層厚は、向斜南翼では約50m、北翼では約40mと、層厚をほとんど変化させていないからである。

しかし、清澄層内での鍵層間の層厚変化に特徴が見られる。その特徴によって、天津層を含む鍵層 Ok-Ys 間、鍵層 Ys-Cb 間、Cb-Sa 間の3つに大別することができる。

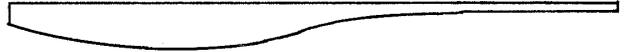
鍵層 Ok-Ys 間の層厚は、清澄向斜の南翼で約480mであるのに対して、清澄背斜の両翼では約50mしか発達していない。

鍵層 Ys-Cb 間の層厚は、清澄向斜の南翼で約370m、北翼で約410mであるが、清澄背斜北翼では約150mである。

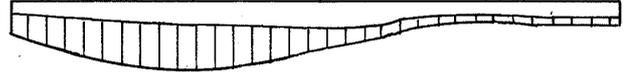
鍵層 Cb-Sa 間においては清澄向斜南翼で約110m、その北翼で約160m、清澄背斜北翼で約180mとなる。

このような層厚変化は、時代が進むにつれ最大層厚部すなわち堆積の中心が順次北方に移動していったことを示している。さらに、これらの層厚変化を累積すると (第3図)、Stage 1 の段階では、撓曲状の変形を示すが、Stage 2 の段階で向斜南翼が形成され始めている。背斜構造は、この段階では南翼しか形成されていない。Stage 3 の段階では、背斜構造の北翼が形成され始める。

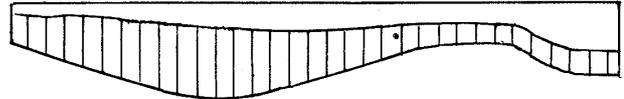
Stage 1 (鍵層 Ok-Ys 間)



Stage 2 (鍵層 Ys-Cb 間)



Stage 3 (鍵層 Cb-黒滝不整合間)



第3図 堆積段階の復元図

各 Stage における堆積の中心が移動していることに注意。なお、Stage 2, 3 では、それまでの堆積の累積をした部分は縦線部で表した。

このように、褶曲は安野層堆積後の大きな変動に伴って完成されるものの、各 Stage の堆積段階に成長を始めていることがわかり、両褶曲構造は三浦層群堆積時に次第に成長していることが明瞭に示される。すなわち、両褶曲構造は三浦層群堆積後の地殻変動によって、一時に形成されたものではない。しかし、第3図に示されている地層の変形は、地質断面図にみられる現在のそれより弱いことから、両褶曲の成長は三浦層群堆積後も引き続いたものと考えられる。

なお、卜部ほか(1990)は東西方向の層相・層厚変化を示した層序断面図から、砂岩層の占める割合が増えることによって全体の層厚が厚くなることを指摘している。

2. 断層

調査地域の清澄層・安野層中には、変位量が数cmのものから、十数m以上あると推定されるかなり規模の大きいものまで、多くの断層が発達している。

ここでは、衣笠ほか(1969)や岩松(1972)；小玉・樋口(1974)などの基準に基づいて、断層系統の識別・分類を行った結果、大別して7系統の断層系に区別された(第1表)。ここでは、すべての断層系について新旧関係を調べることはできなかったが、断層面の性質に基づ

いて、これらの断層系を古期断層系と新期断層系に2分した。

i) 断層面の性質；古期断層系に属する断層は、すべて断層面が固結した、いわゆる“面なし断層”(藤田ほか, 1965)である。逆に新期断層系に属する断層は、すべて面が開離している。開離した断層は、一般に、破碎物質によって充填された幅2~3mmから1cmの開口部を伴う。

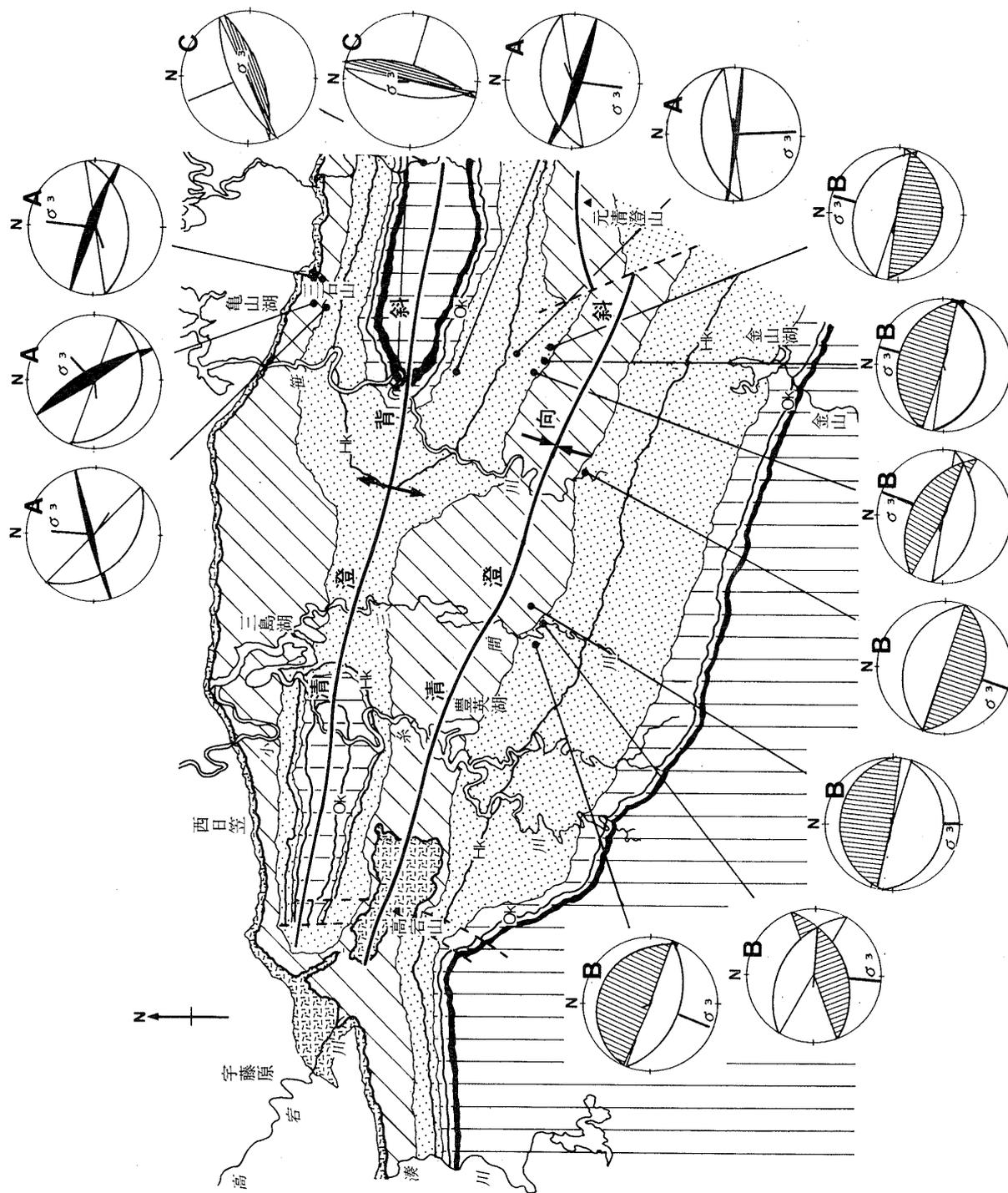
ii) 断層面の形態と配列；古期断層系に属する断層は、馬の尻尾状に分歧したり、縄をよった様な状態で発達し、垂直断面での直進性は悪い。他方、新期断層系に属する断層の直進性は比較的良好。

iii) 変位の規模；特にG系統の断層は、最大数10m以上の変位量が推算され、他の系統のものより著しく規模が大きい。E系統およびF系統の断層の一部には、10数mの変位を示す比較的大規模な断層があるが、それらを除くと、他の系統の断層は10数cm~数m程度のものである。

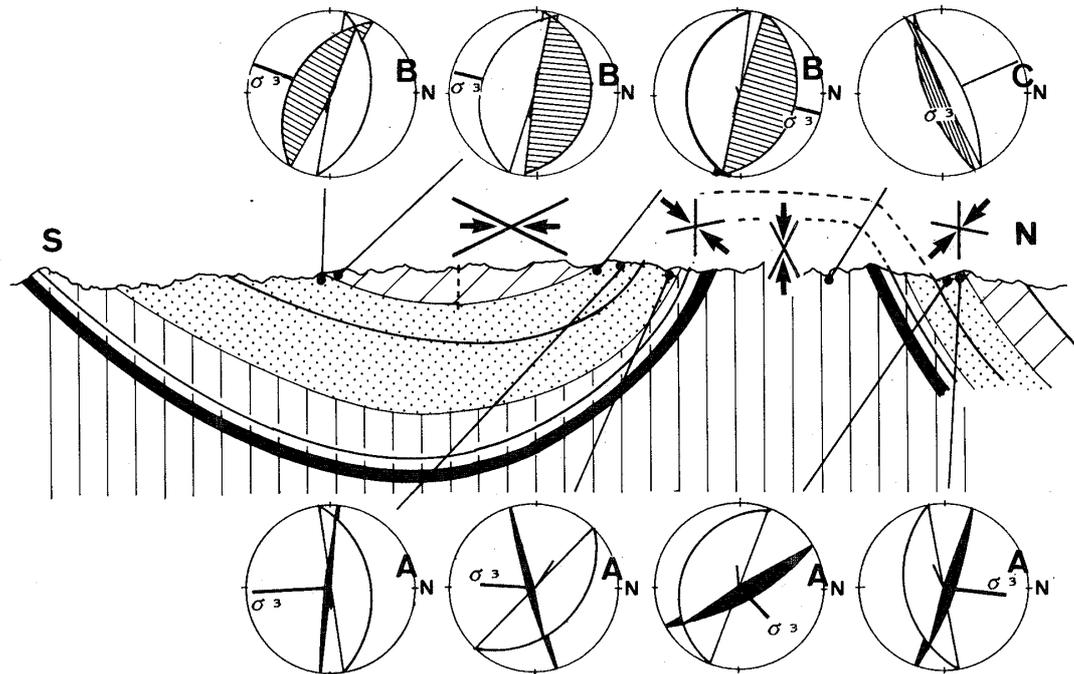
iv) 断層系の発達順序；古期断層系については、面の形態・特徴が非常によく似ていることから、完全には一致しないものの、ほぼ同時期に形成されたものと考えられる。

表1 断層系統の分類——清澄背斜周辺の断層系——

断層系	走向・傾斜	転位	転位の量	断層面の特徴	分布と頻度	共 役 性
新 期	G	胴切・高角	大規模 (10数m~ 数10m)	開離・直線状 連続性良好、二次節理を伴 うこともある	調査地域東端 で観察される	東側ブロックが上昇するセンスである 共役関係は認められなかった
	F	縦走・高角	比較的大規模 (数10cm~ 10数m)	開離・直線状 馬の尻尾状に枝分れ、また は雁行、並行して発達	背斜翼部、お よび向斜部に 発達頻度高い	同一露頭で、共役関係にあることはま れである σ_3 : 高角
	E	胴切・高角	比較的大規模 (数10cm~ 10数m)	開離・直線状 馬の尻尾状に枝分れ 内部に充填物あり	頻度高い	同一露頭で、共役関係にあることはま れである σ_3 : 高角
	D	縦走・高角	比較的大規模 (数10cm~ 数m)	開離・直線状 枝分れ少ない、平行に発達 内部に充填物あり	背斜南翼に分 布。頻度まれ	同一露頭で、共役関係を観察できる σ_3 : 高角
古 期	C	縦走・高角	小規模 (数cm~ 数10cm)	完全面なし、黒すじ状 直進性乏しい 枝分れ少ない、平行に発達	背斜軸部に分 布	同一露頭で共役関係にあることが多い σ_3 : 高角・胴切
	B	縦走・低角	小規模 (数cm~数m)	完全面なし、黒すじ状 直線状 枝分れ少ない、平行に発達	向斜軸部に分 布。比較的頻 度が高い	同一露頭で共役関係にあることが多い σ_3 : 水平・胴切
	A	縦走・低角 及び 縦走・高角	比較的大規模 (数10cm~ 数m)	完全面なし、黒すじ状 直進性乏しい 枝分れ少ない、平行に発達	背斜ヒンジ部 に分布。頻度 比較的高い	低角の断層は、背斜方向へ上盤が転位 するセンスである 高角の断層は、背斜方向が上昇するセ ンスである σ_3 : 低角・背斜側から突上げ



第4図 構造の各部における古期断層系分布および σ_3 (圧縮) の方向 (平面図)



第5図 構造の各部における古期断層系分布および σ_3 (圧縮) の方向 (断面図)

v) 古期断層系の分布；古期断層系はその分布する範囲に特徴がある (第4・5図)。A系統は背斜のヒンジ部とその周辺に、B系統は向斜軸部周辺に、C系統は背斜頂部にそれぞれ分布している。

vi) 古期断層系の特徴；古期断層系に属する断層は、それぞれが特徴的な断層である。A系統の断層は、高角断層と低角正断層の共役系である。高角断層は、背斜側が上昇するセンスであり、低角正断層は上盤が背斜側へ移動するセンスである。B系統の断層は、低角の逆断層による共役系である。C系統の断層は、高角の正断層による共役系である (第6図)。

vii) 古期断層系形成時の構造的応力；A系統の断層についてみると、 σ_1 (引張) は約 60° 近い傾斜角度を示すのに対し、 σ_3 (圧縮) は 20° 程度の低傾斜角度である。

B系統の断層についてみると、 σ_1 はほぼ垂直方向であるのに対し、 σ_3 はほぼ水平方向である。

C系統の断層について見ると、 σ_1 はほぼ水平方向であるのに対し、 σ_3 はほぼ垂直方向である。

仮想基盤変位法による褶曲の形成過程の復元

野外での調査によって、清澄背斜・向斜が三浦層群の堆積過程を通してその原型を形作ったことが示されたが、さらに、褶曲の成長にともなって基盤岩中と三浦層群中に生じる応力場とそれによる断裂系を、シミュレーション実験によってこれで検討してみる。シミュレーションは、有限要素法によって実際の地質学的資料を基

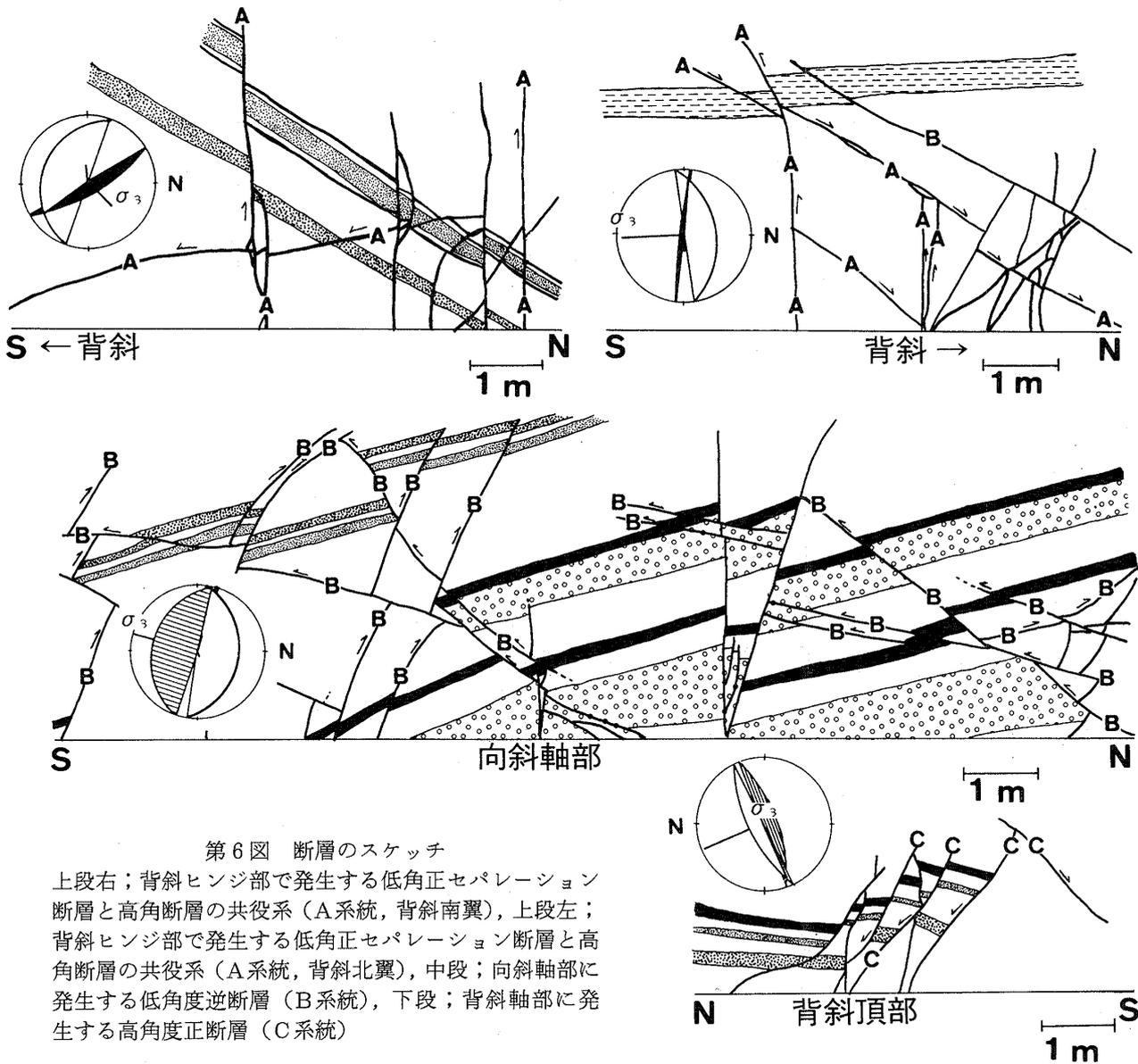
に、各時代の構造運動を再現し、その時代の応力・歪み分布を解析する仮想基盤変位法 (小玉ほか, 1984) を行った。

1. 仮想基盤変位法

仮想基盤変位法については、小玉ほか (1984) ; KODAMA *et al.* (1986) で述べられているので、その概略をのべる。仮想基盤変位法は、表層変形 (Control data) よりその原因となる基盤運動を解析するという、一種の逆解析法である。すなわち、この実験では堆積盆を規制している基盤の運動の結果が上に堆積する地層の層厚に反映する機構をシミュレーション実験で再現する、すなわち、基盤中の数km程度の深度に仮想基盤面を仮定し、この面に対して仮想的な変位を与えることによって表層の堆積層の厚さ分布を再現する最適基盤変位解を試行錯誤的に求める。このようにして、堆積過程における増分的な変形とそれに伴う応力・歪みの分布を解析するのが仮想基盤変位法の目的である。

2. 実験条件

今回の実験は、地質調査から求めた各単元の層厚変化 (第3図) を Control data にして、各単元に対応する時代 (Stage) および現代を加えた4つの Stage について行った。なお、今回の実験における仮想基盤面は、鍵層 Ok の下位1kmに設定し、変形する各地層の物性はすべて共通とし、ヤング率； $-1.0+1.3 \times 10^{0.55Z}$ 降伏強度； $-0.01+0.013 \times 10^{0.55Z}$ (但し Z：深度 (km)) ポアソン比；0.25とした。



第6図 断層のスケッチ

上段右；背斜ヒンジ部で発生する低角正セパレーション断層と高角断層の共役系 (A系統, 背斜南翼), 上段左；背斜ヒンジ部で発生する低角正セパレーション断層と高角断層の共役系 (A系統, 背斜北翼), 中段；向斜軸部に発生する低角度逆断層 (B系統), 下段；背斜軸部に発生する高角度正断層 (C系統)

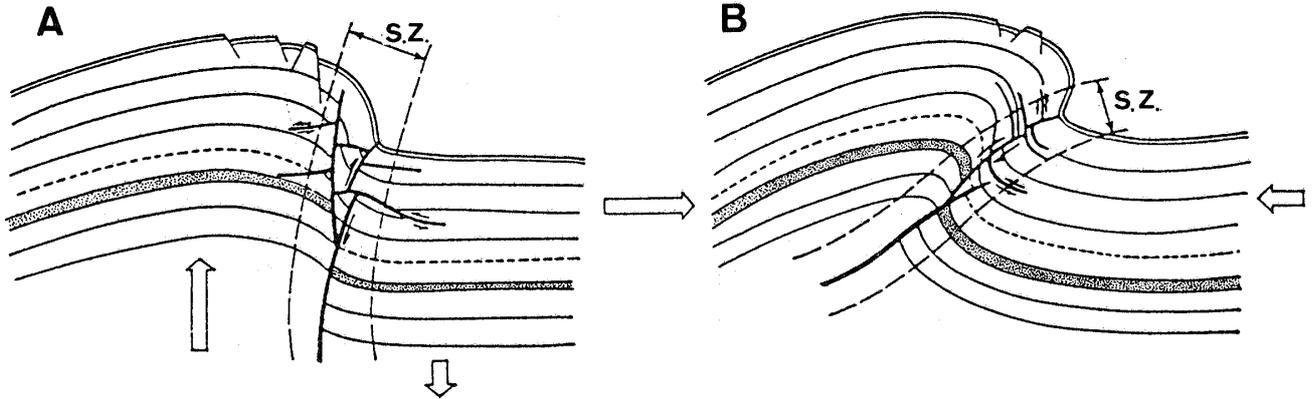
3. 実験結果

実験結果を口絵3に示す。図中の赤線と青線の十字は、応力方向から求められる共役関係にある断裂系を示す。赤線と青線はそれぞれ時計回り、反時計回りのずれを示している。歪みの大きさは、10%以下は線の長さで、10%以上は線の太さで表現している。なお、口絵中には、数値計算によって推定される断裂系のすべてが表されているが、以下においてはこれらのうちの主要なものを取り出して述べる。また、主要な断裂系は基本的には断層になっていると推定されるので、以下では断層として取り扱う。

Stage 1~3に発生する断層系を細かくみると、構造的な位置が異なると、同時期に発生する断層系の傾斜と断層による転位の形態が異なる。すなわち、沈降部では低角

の逆断層系が発達するのに対して、相対的に隆起している部分では高角の正断層系が生じる。また、層厚の急変がみられる翼部では、高角断層と低角正断層または逆断層のセンスをもつ共役断層系が発達する。なお、Stage 1~3に示される各 Stage の最適基盤変位解は、それぞれ基盤のブロック状昇降運動を示している。

Stage 4では、三浦層群堆積以後の変位を一度に与えているので、非常に多くの断層がほぼ同時に発生しているように見える。しかし、それらのうちの主要なものは3系統の断層系である。すなわち、向斜部では低角の逆断層系が、背斜軸部では高角の正断層系が、翼のヒンジ部では高角逆断層と低角の正断層または逆断層からなる共役断層系が発生する。つまり、Stage 4においても、構造的な位置の違いによって各部に発達する断層系の基本的



第7図 箱型褶曲の2つのタイプを示す概念図（小玉ほか，1974）

A；垂直差別運動による場合，B；水平圧縮による場合，両者において，翼部の断層の性質が対照的なことに注意

な性質の違いは，Stage 1～3 でみられるそれと同じものである。このことは，Stage 1～3 まで基盤運動がその後も続いていたことを示すのでであると推定される。

以上の実験から求められた断層系を野外で観察された，古期断層系とを，その分布およびずれのセンスの点について以下に比較する。野外のA系統は実験で翼のヒンジ部に生じる高角逆断層と低角の正断層または逆断層からなる共役断層系と一致する。B系統は向斜部では発生する低角の逆断層系と，C系統は背斜軸部では高角の正断層系に対応すると考えられる。

考 察

小玉ほか（1974）は粘土モデル実験から，褶曲が基盤の垂直運動によるものなのか，水平圧縮によるものかという問題を断層の解析から判断することは，ヒンジの部分においてのみ可能であるとしている。すなわち同じ箱型褶曲でも，その形成機構によってヒンジの部分（第7図のS.Z.の部分）に発生する断層の形態・特徴には明らかな差異が見られるからである。

本調査地域内のヒンジ部で観察されるA系統の形態（第6図）と，その分布と主応力軸方向は既示した（第4・5図）。A系統の断層系から求めた主応力軸の方向は， σ_3 が約 20° ， σ_1 が約 60° である。このような主応力軸の傾斜角度から，この断層系は水平圧縮応力のもとで形成されたようにもみえる。しかし，第7図と比較すれば，A系統と一致する断層系が基盤の垂直運動による片面箱型褶曲（第7図A）のヒンジ部にみられる。このことから，A系統の断層は，基盤の垂直運動によるものといえる。

さらに，ヒンジ部以外に同時に発生すると推定される

断層系，すなわちBおよびC系統についても検討する。向斜軸部に発達するB系統の断層の σ_3 は，常に地層面にほぼ平行であることから，褶曲の成長にともなって向斜軸部に生ずる地層面に平行な水平圧縮応力が生じたことを示している。これと類似した現象が，座屈褶曲の軸部に生ずることを RAMSAY（1967）は実験で示している。

第7図にみられるように，基盤の垂直運動による場合でも，水平圧縮による場合でも，背斜の軸部には高角度の正断層系が発達するとされている。本調査地域内においてこれに対応する断層系は，背斜軸部に発達するC系統であると考えられる。

仮想基盤変位法の実験結果で述べたように，本調査地域に発達する古期断層系は，褶曲の成長にともなって形成されたと考えられる。さらに，上述の討論から古期断層系は，基盤の垂直運動による褶曲構造中に発達すると推定される断層系の特徴をそなえている。

また，本調査地域東隣において，飯島・池谷（1976）は，清澄背斜南翼に低角度の逆断層を報告している。このような逆断層については島根大学・構造地質ゼミ（1990MS）によるスケール・モデル実験から，垂直運動の発展により形成される可能性を示唆している。

以上の討論をまとめると，清澄背斜・向斜は，基盤ブロックの昇降運動による堆積の中心の北方への移動に伴って形成されたと結論される。

ま と め

清澄背斜・向斜西部での層厚変化・小断層解析およびシミュレーション実験から，褶曲の形成とその機構に関する検討を行った。それらの主な結果を以下にまとめ

る。

- 1) 火砕鍵層を用いた、詳細な層厚変化を明らかにした結果、三浦層群の堆積の中心が順次北方へ移動したことによって清澄背斜・向斜の原形が三浦層群堆積時に形成されたと考えられる。また、褶曲構造はその部位によって成長を始める時期が異なることも明らかになった。なお、清澄背斜・向斜の現在の形態が完成したのは、三浦層群堆積後である。
- 2) 清澄背斜の周辺の断層は新期断層系と古期断層系に大きく分類される。このうち面が完全に固結したいわゆる面なし断層である古期断層系は、褶曲に対して縦走性の低角度逆断層または正断層と高角度逆断層の共役系 (A系統)、縦走性の低角逆断層 (B系統)、縦走性の高角正断層 (C系統) よりなり、新期断層系は面の開いた断層 (D系統・E系統・F系統・G系統) である。
- 3) 野外の層厚変化の形態を用いたシミュレーション実験によって清澄背斜・向斜の成長にともなって発生する断層系を再現した。その結果は構造的部位の差異によって、違った形態を示す断層系が同時期に発生することを示した。そして、野外における小断層のうち、古期断層系の分布とその形態は、実験結果と一致することを示した。このことは、古期断層系が三浦層群堆積期の構造運動によって形成されたものといえる。
- 4) さらに、実験結果における各 Stage の最適基盤変位解は、堆積の中心の移動が基盤ブロックの昇降運動によることを示した。

以上の結果から、清澄背斜の形成が、主として三浦層群堆積時の基盤ブロックの昇降運動に基づくものであると結論づけられる。

本論で区分した断層系統は、互いにその分布地域を異にしているため、断層系の新旧を野外で確認することができなかった。しかし、シミュレーション実験は、いくつかの Stage において同一の性格を示す断層系が類似した構造的部位に発生することを示した。とくに A 系統に対比した断層は背斜の北翼と南翼ではその形成時期が異なる。すなわち、野外において同一系統に属するとした断層であっても、その発達する構造的位相あるいは層準が異なる場合には、必ずしも同時に形成されたものではない、という結果が実験によって示された。

褶曲の形成に関連したと考えられる断層群を解析する場合には、一つの系統に属する断層のすべてが同時期に形成されたものかどうかを、野外でどの様に検証するかは今後の課題であると考えられる。

文 献

- 岩松 暉, 1972: 小断層解析法, 構造地質研究会.
- 藤田至則・沓沢 新・三梨 昂, 1965: 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究(1), 地球科学, no.76, 1-14.
- HATAI, K., 1958: Boso Peninsula, Chiba Prefecture, the Commemoration of Prof. H. Fujimoto.
- 飯島 東・池谷仙之, 1976: 千葉演習林の地質, 演習林, 第20号. 1-30.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎, 1969: 房総半島東海岸の小断層, 地調月報, 20, 13-38.
- 小池 清, 1949: 房総半島中部の地質, 立地研報, 3, 1-6.
- 小玉喜三郎・樋口茂生, 1974: 東山背斜翼部の断層系, 地調報告, 250-2, 23-36.
- ・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸, 1974: 箱型褶曲の内部構造について—スケール・モデル実験による研究—地調報告, 250-2, 121-144.
- ・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図, 石油技誌, 49, 254.
- KODAMA, K., LONG XUE-MING. and SUZUKI, Y., 1985: Structural analysis of deep-seated volcanic rock reservoirs by tectonic simulation. United Nations ESCAP, COOP Technical Bulletin, Vol.17, p.61-79.
- 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.
- 三梨 昂・奈須紀幸・楡井 久・ほか20名, 1976: 東京湾とその周辺地質, 特殊地域図, 同地質説明書 (1979), 地質調査所.
- ・矢崎清貫, 1958: 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第1報), 石油技誌, 23, 16-22.
- ・————・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜夫・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉, 1961: 日本油田・ガス田図4, 富津—大多喜 (1: 50,000) 地質調査所.
- MITSUNASHI, T., NAKAGAWA, H. and SUZUKI, Y., 1976: Guide Book for Excursion 2, BOSO PENINSULA, Region committee on Pacific Neogen Stratigraphy, IUGS.
- 大塚弥之助, 1937: 房総半島における小デッケン構造, 地理評, 13, 201-207.
- ・小池 清, 1949: 房総半島中部の地質, 立地研報, 2, 31-32.
- RAMSAY, J. G., 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Co., 568.

渋谷 保・品田正一, 1986: 房総半島南端の作名背斜の形成過程, 地質雑, 92, 1-13.

TOKUHASHI, S., 1979: Three Dimensional Analysis of a Large Sandy-Flysch Body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Memoris of the*

Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geol. & Mineral., 64, 1-60.

ト部厚志・佐目元昭・秋山晋二・椿 和弘・山内靖喜・三梨 昂, 1990: 房総半島中部西岸・浦賀水道地域の第三系の地質構造, 地質学論集, 34, 31-44.

(要 旨)

坂 靖範・橋尾宣弘・山田将史・小室裕明・山内靖喜・三梨 昂, 1990: 房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究, 地質学論集, 34, 117-126. (BAN, Y., HASHIO, N., YAMADA, M., KOMURO, H., YAMAUCHI, S., and MITSUNASHI, T., Experimental study of formation mechanism of the Kiyosumi Anticline, central Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 34, 117-126.)

厚い海成層からなる鮮新-中新統三浦層群は, 房総半島中部において大規模な背斜と向斜構造を形成している。それらはそれぞれ清澄背斜と清澄向斜と呼ばれ, 約30kmの長さを持ち, ほぼ東西に走る軸をもつ。同時間面を示すと考えられる火砕岩層を鍵層に用いて, 清澄背斜と清澄向斜の西部における本層群の層厚変化を調べた。鍵層を基準にして本層群を4つの単元に区分し, 各単元が最も厚くなる位置は, 単元毎に異なる。すなわち, Stage 1 の最大層厚部は清澄向斜南翼にあり, Stage 2 では清澄背斜南翼, Stage 3 では清澄背斜北翼へと最大層厚部は移動した結果, 清澄背斜と清澄向斜の原型が形成されたと推定される。さらに, この層厚変化のデータを用いた仮想基盤変位法によるシミュレーション実験の結果によれば, 各 Stage に基盤中に形成される断層は特定の部分に集中し, 3系統の断層が生じることが明らかになった。また, 最大層厚部の移動は, 基盤ブロックの垂直差別運動によるものと推定された。この実験結果と野外における断層分布とを比較すると, 調査地域内に発達する断層系統の中の古期断層系に属する断層の特徴は, 仮想基盤変位法によって推定される断層急系の特徴に良く一致する。これらの古期断層系を, 小玉ほか(1974)の実験結果と比較すると, 基盤の垂直運動によって形成される断層系に良く一致する。

以上の理由により, 調査地域の褶曲構造の原型は, 三浦層群の堆積期間に基盤ブロックの垂直差別運動によって生じた堆積の中心の移動の結果, 形成されたものといえる。