秩父盆地の中新統内の乱堆積構造

その 1 形態

山 内 靖 喜*

On the slump structures in the Miocene series of the Chichibu basin,
central Japan. Part I, Morphology.

Seiki YAMAUCHI*

Abstract The Miocene series of the Chichibu basin, central Japan, is composed of sediments with various lithofacies ranging from the birth to the closing stage of the sedimentary basin, and many types of slump structures are developed there. The slump structures can be classified by their morphological characteristics into three types with nine subtypes. Observations on morphological changes of the slump structure along and within well-continuous slump sheets reveal the genetic relations or growth successions of various slumping types. In the most typical slump sheet, its inner structure changes from the wave-shaped to the muddy-matrix subtype through the recumbent fold-shaped subtype.

A three-dimensional model of typical slump sheets is obtained (Fig. 16). And it is illustrated that the combination of deformation mode in a profile varies with the angle between the profile and the sliding direction of the sediments; there can be several combinations (Fig. 17).

I. はじめに

これまでに、世界各地のさまざまな時代の地層において、乱堆積構造あるいはそれに類似した成因による堆積構造は多数記載されている。しかし、それらの研究の多くは、いくつかの露頭あるいは特定の層準内に見られる乱堆積構造についてなされたり、または、堆積盆地の一部分においてなされたものである。1つの堆積盆地の発生期から消滅期までの各段階に形成された乱堆積構造を、野外の資料をもとに形態的に分類し、それらの相互関係を明らかにした研究はほとんどない。そこで筆者は、堆積盆地の発展史において、どのような時期に、どのような形態の乱堆積構造が形成されたかを追求した。

本研究の対象として、関東地方の秩父盆地の中新統をえらんだ。本中新統は堆積盆地の発生期から消滅期までの堆積物を残しており、多数の乱堆積構造を伴っている。さらに、本層は堆積後における大規模な地殻運動に

よってあまり乱されていない。

本地域の中新統内の堆積構造は、早川 (1930b) 以来いくつかの研究がなされてきた。とくに、ARAI (1955, 1956, 1957a-e, 1958, 1960) は本層内の各種堆積構造を詳しく記載し、その成因を論じている。また、ARAI は特異な形態を示す乱堆積構造を分類・記載している。

筆者は、今回の研究によって、乱堆積構造の分類、ならびに典型的な乱堆積層の構造について新しい知見を得たので、以下に報告する。

謝辞 本研究を行なうにあたって、藤田至則氏には親身な御指導をいただき、山下 昇氏には原稿を校閲していただいた。三梨 昂・角田史雄・渡部景隆・橋本 勉・新井重三・菅野三郎の諸氏からはいろいろと御教示をいただき、東京教育大学地質学鉱物学教室の諸氏、島根大学地学教室の大久保雅弘氏をはじめとする諸氏、および構造地質研究会の諸氏からは有益な御批判をいただいた。上村康夫氏は野外調査においてさまざまな御援助を下され、杉浦明永氏は図の作製に御協力下さった。以上のかたがたに厚くお礼申し上げる。

1976 年 10 月 8 日 受理

* 島根大学文学部地学教室, Department of Earth Science, Faculty of Literature and Science, Shimane University, Matsue, 690 Japan.

II. 地 質 概 略

秩父盆地の中新統については、早川 (1930 a), 井尻ほか (1950), 渡部ほか (1950), ARAI (1960), KANNO (1960) によって研究されてきた。本論文においては、ARAI (1960) と KANNO (1960) による層序区分を用いるが、各累層間の境界線は一部修正した (第1図)。

本盆地の中新統は、東西約 15 km, 南北約 12 km のほぼ長方形を示す地域内に発達している。本中新統は全層準にわたり整合一連で、総厚約 5000m に達する。走向は盆地西部で南北、北部で東西、そして北東端で再び南北を示し、全体として逆 S 字型 (井尻ほか, 1950), あるいは Z 字型 (渡部ほか, 1950) の構造を示している。傾斜は南方および東方に向かって平均 20~40° である。

地質と乱堆積構造の記載にあたって、第3図に示すように、本地域を南部・西部・中部・北部・東部・南東部の5地区に区分した。

本中新統最下部の彦久保層群は、盆地北縁および西縁部において、古生層・変成岩類・中生層からなる基盤を不整合に覆っている。本層群は下位より基底礫岩層・粗～細粒砂岩層・シルト岩層・砂岩層からなる。基底礫岩

は巨礫を含み、淘汰と円磨の作用を受けた痕跡をほとんど示していない。藤田・亀井 (1972) は、基底礫岩の産状と基盤内の古期断裂系の研究から、この礫岩が堆積盆地を形成した陥没運動の痕跡であると結論している。

彦久保層群に整合に重なる小鹿野町層群は、その層厚と層相を変化させながら、中新統基底の不整合面にほぼ平行に発達する。本層群最下部の宮戸層は、頁岩および頁岩勝ち砂岩頁岩互層からなり、南部地区で最も厚く、北方に向かってしだいに薄くなる。しかし、その上位の吉田層は、中部地区で最も厚く、頁岩勝ち砂岩頁岩互層からなり、南および東方に向かって薄くなりながら、しだいに砂岩勝ち互層へと変化している。両層とも、連続性の良い礫岩層を数枚づつはさんでいる。本層群最上部の桜井層は、中部地区で最も厚く、全体としては南および東方に向かって薄くなるが、北部地区で部分的に層厚を増している。本層は中部地区では砂岩勝ち砂岩頁岩互層からなるが、西部および南部地区では厚い砂岩層をはさみ、北部地区では頁岩勝ち互層からなる。本層の下部には、数枚の礫岩層が挟在する。

秩父町層群は小鹿野町層群に整合に重なり、秩父盆地の東部と南東部に発達する。本層群の長留層と鷺の巣層は、盆地中央では頁岩からなり、盆地南縁および東縁部

第1図 秩父盆地地質図 (ARAI, 1960 を一部修正)

では礫岩あるいは礫岩勝ち互層からなる。本層群上部の平仁田層は盆地中央部と南縁部では頁岩層からなるが、東縁部では礫岩勝ち互層からなる。本層群最上部の上横瀬層は南東部地区にのみ発達し、主に礫岩勝ち互層からなり、その礫は下位の中新統に由来する礫を多く含む。また、亜炭層の挟在や、礫性サンゴの化石と潮間帯を示す貝化石の産出から、本層は堆積盆地消滅期の堆積物であると考えられている(渡部ほか, 1950; ARAI, 1960)。

III. 乱堆積構造の分類

本論で乱堆積構造としたものは、その内部構造が直上にくる乱れていない地層(正常層)の基底面に切られており、その侵食面はゆ着しているものである。他方、乱堆積構造の下底面は、下位の正常層の層理面に平行であったり、低角度で下位層を切ったりしており、その境界面は一般にゆ着している。つまり、ここで乱堆積構造としたものは、JONES (1939), DE SITTER (1951), HELWIC (1970) などが述べている slump structure の主な基準を満足している。

本地域の乱堆積構造はさまざまな形態を示すが、それらの形態的特徴から、第2図に示すように3つの型と9つの亜型に区分した。しかし、各亜型は互いに漸移関係にあり、その区別が必ずしも明瞭でない場合もある。この分類に基づいて、本地域の乱堆積構造を露頭ごとに形態を区分した結果を第3図に示す。以下に各型・亜型について述べる。

1. 断層型 (Fault type)

内部構造が主に断層によって乱されている乱堆積構造である。本型はその内部の断層から次の2つの亜型に細

分できる。

1) 楔状亜型 (Wedge-shaped subtype)

形態 下位の正常層の層理面に平行、あるいは鋭角に切った切り面によって地層が転位している乱堆積構造である(第2図)。切り面を境に互いに接する両側の地層の層理面が鋭角をなし、楔形の断面を呈するのが本亜型の特徴である(第4, 5図)。しかし、本亜型の構造の最上部の地層とその上位の正常層とは平行で、一般にその境界を識別できない。

模式露頭 北部地区桜井付近の赤平川右岸の桜井層内(第3図地点1)。

従来の記載 本亜型の構造と同一あるいは類似したものに、MOORE & FISKE (1969) の slump structure, RIGBY (1958) の mass sliding, あるいは WILLIAMS *et al.*, (1964) や LAIRD (1968) の rotational slump などが挙げられる。また、早川 (1930b) と ARAI (1960) は、第3図に示した構造を海底地切りあるいは slump structure と記載している。

2) 衝上断層状亜型 (Thrust subtype)

形態 断面において、引伸ばされたS字型をした衝上断層によって地層が転位している乱堆積構造である(第2図)。この衝上断層の下限は、乱堆積構造直下の正常層の層理にほぼ平行な切り面につながっている(第6図)。一般に、下盤にくらべて、上盤の地層の方がより強い引きずり褶曲を示している。

このほかに、衝上断層状亜型の乱堆積構造に類似した現象として、大規模な乱堆積構造の直下の正常層内に小規模な衝上断層がしばしば見られる(第7図)。これらの衝上断層は、一般に引伸ばされたS字型の断面をもち、

第2図 乱堆積構造の分類

第3図 乱堆積構造分布図

1: 楔状亜型, 2: 衝上断層状亜型, 3: 波状亜型, 4: 巻きこみ状亜型, 5: はねあがり状亜型, 6: 横臥褶曲状亜型, 7: 泥基質亜型, 8: 砂基質亜型, 9: 礫基質亜型, 10: convolute lamination, 極太破線: 地区境界線, 円内の数字: 地点番号 (ただし地点 7~11 は第 13 図参照)

その下限と上限は層理面に平行になって消滅している。また、衝上断層から求めた最大圧縮主応力軸方向は、層理面に平行で、直上の乱堆積構造について求めた向き方向とよく一致している。

模式露頭 東部地区栃谷の清水橋付近の定峯川川底の平仁田層内 (地点 2)。

従来の記載 山内 (1969) は房総半島において本亜型の典型を記載している。また、CUMMINGS & SHROCK (1928, in SHROCK, 1948) の linear fold と HATAI & ARAKI (1959) の imbricate structure は本亜型に属する。

2. 褶曲型 (Fold type)

褶曲構造を主な内部構造とする乱堆積構造である。本型の構造のほとんどは砂岩頁岩互層内に発達し、地層の変形に当たって、砂岩層は有能層としてさまざまな褶曲変形を示している。他方、頁岩層は不能層として常に砂岩層の変形によって生じた空間を埋めるような挙動を示している。このことから、砂岩層の褶曲形態に基づいて、本型を次の4つの亜型に区分した。

1) 波状亜型 (Wave-shaped subtype)

形態 砂岩層の波状の変形によって特徴づけられる構造

第4図 楔状亜型の構造 (北部地区赤平川右岸地点1)

1: 頁岩勝ち互層, 2: 砂岩, 3: 頁岩, 4: 切り面

である (第2図). 変形の程度が弱い場合には, 砂岩層は, 層厚をほとんど変化させずに, ゆるくうねるだけである. 他方, 変形の程度が強い場合, 砂岩層は局所的に層厚を激しく変化させ, 転倒褶曲を形成している (第8図).

また, 特に厚い砂岩層がある場合, 厚い砂岩層はゆるやかな波状変形を示すが, その下位の薄い砂岩層はより激しく変形し, 横臥褶曲を形成したり, 破断したりしている (第9図 WV).

模式露頭 西部地区大平戸付近小森川右岸の宮戸層内 (地点3).

従来の記載 本亜型に属する構造は, contorted bed あるいは slump structure (MURPHY & SCHLANGER, 1962), disturbed structure (SELLEY *et al.*, 1963), intraformational fold (FAIRBRIDGE, 1946), flow fold (COOPER, 1943), crumpled band (BROWN, 1938) などと記載されている. さらに, SMITH (1916) が命名し, POTTER & PETTIJOHN (1963) が再定義した ball-and-

pillow structure と類似した外観を示す乱堆積構造も本亜型に含めた.

2) 巻きこみ状亜型 (Rolled-in subtype)

形態 第2図に示すように, 砂岩層が下方に巻きこまれたような褶曲構造を主要な内部構造とする乱堆積構造である. 個々の褶曲構造はそれぞれ分離しており, それらの間を頁岩が埋めている (第9図 RI). 一般に, 各褶曲構造においては, 砂岩層は切断することなく, その層厚を変化させている.

模式露頭 中部地区上大塩野付近の^{すすき}薄川左岸の吉田層内 (地点4).

従来の記載 本亜型と同様の特徴をもつ乱堆積構造は, 一般に slump structure (KUENEN, 1948; KSIAZKIEWICZ, 1958; ARAI, 1960; SPRENG, 1967) と総称されている. POTTER & PETTIJOHN (1963) は本亜型とはねあがり状亜型をまとめて hook-shaped structure と呼んでいる.

3) はねあがり状亜型 (Turned-up subtype)

形態 地層が上方にはねあがり, 折れ曲ったような褶曲を主要な内部構造とする乱堆積構造である (第2図). 巻きこみ状亜型と同様に, 個々の褶曲構造は互いに分離しており, それらの間を頁岩が埋めている.

模式露頭 中部地区赤平川と伊豆沢の合流点下流赤平川右岸 (地点5).

従来の記載 巻きこみ状亜型と同様に, 本亜型の構造は, slump structure (ARAI, 1960; SPRENG, 1967) と総称されている.

4) 横臥褶曲状亜型 (Recumbent-fold-shaped subtype)

形態 幾重にも重なった横臥褶曲を主な内部構造とする乱堆積構造である (第2図). 重なり合った褶曲構造は,

第5図 楔状亜型の構造 (南部地区荒川右岸地点9)

1: 凝灰岩, 2: 頁岩, 3: 砂岩, 4: 流状葉理をもつシルト岩, 5: 切り面, 6: 崩土

第6図 衝上断層状亜型の構造 (中部地区松井田西方県道沿い, 地点 22)

1: 頁岩, 2: 砂質頁岩, 3: ㄱり面

第7図 大規模な乱堆積層の直下に見られる衝上断層 (南部地区荒川川底地点 23 の近く)
シャープペンシルの長さ約 15 cm.

第8図 波状亜型の構造 (中部地区小森川右岸地点 3)

スケールは長さ 1 m.

互いに連続していたり, 分離していたり, あるいはㄱり面をもって互いに接していたりする. 一般に, 本亜型の構造が厚い場合, 個々の褶曲構造は互いに分離し, その間を頁岩が埋めている. 個々の褶曲構造においては, 砂岩層がちぎれてブーディン状の外観を示すことがあり, このような現象は軸部と翼部に関係なく見られる.

模式露頭 北部地区福田付近の赤平川右岸の宮戸層内 (地点 26).

従来の記載 本亜型の構造は, 一般に slump structure (KUENEN, 1948; ARAI, 1960) とか contorted bedding (MORRIS, 1971) とよばれている.

3. 破片型 (Fragments type)

中新統の砂岩・頁岩・互層などの巨角礫, ねじれた岩片, 激しく屈曲した岩塊などからなる乱堆積構造である. 本型は, 礫や岩片の間を埋めている基質によって次の3つの亜型に細分される.

1) 泥基質亜型 (Muddy-matrix subtype)

形態 泥質堆積物を基質とし, その中に砂岩・頁岩・凝灰岩のねじれた岩片や岩塊を含む乱堆積構造である (第2, 8図). 含有物は乱堆積構造直下の堆積物と同じ岩質からなり, 基盤から由来した岩片は含まれない. 基質の泥質堆積物は, 明瞭な流状葉理を示す場合とそうでない場合とがある. しかし, どちらの場合も shale cleavage の発達は極めて貧弱である.

1枚の構造内に含まれる岩塊や岩片の大きさは, 一般に下底面から約 1/3 上方で最大である. 大きな含有物は, 主に砂岩や砂岩勝ち互層からなり, 頁岩の大きな岩片はまれである. 観察した限りでは, 最大の含有物は砂岩からなり, 約 4m の長径をもつ (第10図).

模式露頭 南部地区白久付近の荒川右岸の宮戸層内 (第13図地点 10).

従来の記載 本亜型と同一あるいは類似した構造は, slump structure (JONES, 1939; KUENEN, 1948; MIKULENKO, 1967), rubble bedding (DOREEN, 1951; ARAI, 1960), 土石流型異常層 (小池, 1955), intraformational brecciation (FAIRBRIDGE, 1946) などと呼ばれている.

しかし, olistostrome (MARCHETTI, 1957) や Johns Valley shale 中の含巨礫頁岩 (MOORE, 1934; WALTHALL, 1967) は, 隆起運動の活発な後背地から由来した巨大な角礫を主要な含有物とするので, 本亜型には含めない.

2) 砂基質亜型 (Sandy-matrix subtype)

形態 淘汰の悪い砂岩の基質中に砂岩や頁岩の岩片をとりこんでいる乱堆積構造である (第2図). 岩片は強い

第9図 密集して発達する乱堆積構造 (北部地区赤平川右岸地点 17)

1: 頁岩, 2: 砂岩, 3: 頁岩勝ち互層, 4: 礫岩, WV: 波状型, RI: 巻きこみ状型, RF: 横臥褶曲状型 (乱堆積層 P). 乱堆積層の記号は第 14 図を参照, 以下同じ.

第 10 図 泥基質型型の構造 (南部地区荒川右岸地点 10, 乱堆積層 B₂)

記号は第 5 図と同じ

褶曲を示すことがなく, 弱い撓曲を示す程度である.

模式露頭 中部地区薄川左岸の吉田層内 (地点 12).

従来の記載 BROWN (1938) の lensing type と小池

第 11 図 礫基質亜型の構造 (A: 中部地区赤平川左岸地点 21, 乱堆積層 L と M の間の礫基質亜型の構造の基底部. B: 中部地区赤平川左岸地点 13, 乱堆積層の中央部) 1: 礫岩, 2: 頁岩, 3: 砂岩, 4: 炭質物

(1955) の斜面型乱堆積の一部が本亜型に相当する。

3) 礫基質亜型 (Gravelly-matrix subtype)

形態 頁岩・砂岩・礫岩のねじれた岩片や、褶曲した地層塊を含む礫岩からなる乱堆積構造である (第 2, 11 図)。本亜型では、含有物は下位から上位に向かって大きさを減少する傾向を示すが、最大のものが基底部近くにあるとは限らない。泥質の含有物の外縁はしばしば明瞭でなく、羽毛状を呈したり、基質の礫に食いこまれていたりする。一般に、本亜型の構造は、通常の礫岩層が厚くなる部分に発達し、側方で通常の礫岩に移化している。

模式露頭 中部地区小判沢入口付近の赤平川兩岸の桜井層内 (地点 13)。

従来の記載 本亜型に類似した構造は, slide breccia (SHARP, 1940), rubble bedding (ARAI, 1960), 急斜面型乱堆積 (小池, 1955) と呼ばれている。また, CROWELL (1957) が記載している含礫泥岩の slump structure の形態は, 本亜型とよく似ている。

4. Convolute lamination

KUENEN (1953, in POTTER & PETTJOHN, 1963) が提唱し, POTTER & PETTJOHN (1963) が再定義した convolute lamination は, その成因を水流型漣痕の自己荷重による重力方向での塑性変形に求められている。他方, DOTT & HOWARD (1962), KELLING & WILLIAMS (1966), WILLIAMS (1969) は, 形成時あるいはその直後に水平方向の運動を行った convolute lamination を記載している。

本中新統内にも, 水平運動の痕跡を示す convolute lamination が多く見られる。第 12 図に示す例では, 鋭角をなす背斜構造が一方に転倒しているだけでなく, 下底部の荷重痕をも引きずっている。しかし, convolution が上位層に切られていないことから, その形成後に, 堆積物が水平方向の運動, 多分, 重力によるクリープを行ったと考えられる。

上記のような現象を示す砂岩層は, 乱堆積構造が発達する地域に多く見られるので記載しておく (第 3 図)。

IV. 産 状

1. 規模

厚さ 第 1 表に示すように, 本中新統内の乱堆積構造は, 50cm~180m の厚さを示し最も厚いものは泥基質亜型 (第 10, 13 図 B²) に属する。その他の亜型の構造では, はねあがり状亜型のものが最大 80m の厚さを示す (第 14 図 N)。しかし, ほとんどの乱堆積構造の厚さは 10m 以下である。

連続性 第 14 図に水平方向の連続性が比較的良好な構造

第 12 図 転倒した convolute lamination (南部地区谷津川との合流点の荒川川底)

第1表 各亜型の構造の厚さと岩相ごとの頻度

亜型	厚 さ (m)			頻 度 (枚)						
	最 大	最 小	頻度の高い厚さ	砂岩頁岩互層			頁 岩	砂 岩	凝灰岩	礫岩・礫岩勝ち互層
				頁岩勝ち	等 量	砂岩勝ち				
楔 状	60	1	4~8	6			1	1	1	
衝上断層状	25	3.5	5~10	3		1				2
波 状	40	0.5	2~5	14	3	7	1	3		
巻きこみ状	40	2	2~3		1	3				
はねあがり状	80	8	10~20		1	4				
横臥褶曲状	50	1	5~10	18		6	1			
泥 基 質	180	0.5	5~8	27						
砂 基 質	1	0.2	0.4~0.6			5				
礫 基 質	40	1	2~5							20

の分布を示した。この図に見られるように、破片型の構造は他の型にくらべて比較的連続性が良い。連続性が最も良い構造は礫基質亜型で、約 7km 連続する。これまでの記載でも、数 km 以上連続する構造の多くは破片型である (JONES, 1939; KUENEN, 1948; RUPKE, 1976)。MIKULENKO (1967) は 300 km 連続する, RUPKE (1976) は 25 km 連続する泥基質亜型の構造をそれぞれ記載している。

2. 岩相との関係

第1表に各亜型の岩相ごとの出現頻度を示した。この表では頁岩勝ち互層からなる乱堆積構造が著しく多い。その理由は、乱堆積層* がとくに小鹿野町層群に集中して発達しており (第3図)、小鹿野町層群が主に頁岩勝ち互層からなるためである。

各亜型と岩相との関係を見ると、最も特徴的なことは、第1に礫岩ないし礫岩勝ち互層からなる乱堆積構造のほとんどが礫基質亜型であり、褶曲型を形成していないことである。また、褶曲型の構造内に礫岩層が含まれていると、その部分だけ褶曲の発達が他の部分にくらべて不規則になり、礫基質亜型と似た変形が発達する。このような例は、中部地区伊豆沢沿岸のはねあがり状亜型の構造 (地点 19)、北部地区赤平川沿岸の巻きこみ状亜型の構造 (地点 17) などで見られる。

第2に、本中新統において、砂岩層のみの変形は波状

亜型と楔状亜型の構造しか見られず、強い変形は見られない。同様に、よく固結し、極めて固い凝灰岩からなる構造が1枚あるが、それも楔状亜型 (第4図) である。また、南部地区荒川沿岸では、乱堆積層 B₁ は全体としては泥基質亜型の構造からなるが (第13図)、その基底部には固い凝灰質砂岩があり、その部分だけは楔状亜型の変形が発達している。

第13図 南部地区荒川沿岸における乱堆積構造の分布

WD: 楔状亜型, WV: 波状亜型, RF: 横臥褶曲状亜型, MM: 泥基質亜型, 円内の数字: 地点番号, A, B₁, B₂, D: 主な乱堆積層。

* 乱堆積作用を受けた堆積物は、正常層の間に層状に発達するので、その堆積物全体を述べる場合には乱堆積層とし、その一部を示す場合には乱堆積構造とする。

第3に、砂岩頁岩互層からなる断層型と褶曲型の構造の場合、一般に、砂岩勝ち互層と頁岩勝ち互層は同じような変形を示す。しかし、巻きこみ状亜型とはねあがり状亜型は、多くの場合砂岩勝ち互層内に発達している。

これらの事実から、砂岩頁岩互層、礫岩、および砂岩・凝灰岩のおおのこの岩相によって形成される構造がある程度異なることが明らかである。

3. 形態の変化

1枚の乱堆積層において、2つ以上の亜型がしばしば観察されることがある。これには2つの場合が認められる。第1の場合は、楔状亜型の構造が他の亜型の構造の

基底部に発達するものである。前述のように、南部地区荒川沿岸では、乱堆積層 B_1 の主体は泥基質亜型の構造であるが、その基底部の固い凝灰質砂岩のみ楔状亜型の変形を示す。そして両者は漸移関係にある（地点8）。このほかに、上記の地点から約150m上流の横臥褶曲状亜型の構造（地点7）、谷津川沿岸の巻きこみ状亜型の構造（地点23）などの基底部に楔状亜型の変形が見られる。

第2の場合は、1枚の乱堆積層において、走向あるいは傾斜方向で形態を変えているものである。第14図にみられるように、連続性が比較的良好な乱堆積層は側方に

第14図 連続の良い乱堆積層

矢印：海底地じりの方向，数字：地点番号（第12，13図参照），A～Q：主な乱堆積層。記号は第3図と同じ

においてその形態を変化させることがある。前述のように、乱堆積層の多くは頁岩勝ち互層内に多く発達する。そのため、乱堆積層は数例を除いて、ほぼ同じ岩相を示しながらその形態を変化させている。この形態変化にはいくつかの系列が見られる。

第1に、波状亜型の構造は層厚を増しながら横臥褶曲状亜型から泥基質亜型へと変わっている。この典型は乱堆積層Fに見られる。中部地区河原沢川の地点14では、乱堆積層は厚さ10mの波状亜型の構造を示すが、南方に約130m離れた河原沢川右岸(地点15)では厚さ約20mの横臥褶曲状亜型に、さらに600m先の薄川左岸(地点16)では厚さ約30mの泥基質亜型へと移化している。このほかに、北部地区赤平川右岸(地点18)において、厚さ3mの横臥褶曲状亜型の構造が、傾斜方向において厚さを減少させながらだいに波状亜型へと移化し、約30m先では変形をほとんど示さない地層に漸移している。また、伊豆沢の地点27では、厚さ1mの横臥褶曲状亜型の構造は側方に2~3m離れた地点でやや厚さをました泥基質亜型へと移化している。

第2に、巻きこみ状亜型は、波状亜型と泥基質亜型と漸移関係にある。たとえば、南部地区の乱堆積層Dにおいて、厚さ40mの横臥褶曲状亜型の性質を強く示す波状亜型の構造は(地点11)、南方に約0.8km離れた谷津川沿岸で厚さ約50mの巻きこみ状亜型に(地点23)、さらに約1.7km先では厚さ約100mの泥基質亜型へと移化している。

第3に、はねあがり状亜型は横臥褶曲状亜型と泥基質亜型と漸移関係を示す。中部地区から西部地区にかけて発達する乱堆積層Nは、伊豆沢沿岸の地点19で厚さ約80mのはねあがり状亜型の構造であるが、その南方約1kmの地点20では厚さ約50mの横臥褶曲状亜型の構造へと移化している。また、中部地区の乱堆積層Gは、地点24では約10mの厚さをもつはねあがり状亜型の構造を示すが、その南方約200mの小森川右岸では厚さ約15mの泥基質亜型へと変化している。

上記の形態変化以外に、岩相の地域変化を伴った形態変化が見られる。このような例は数少ないが、その代表的なものが中部地区から北部地区にかけて発達する乱堆積層Jに見られる。乱堆積層Jの大部分は頁岩勝ち互層からなり、泥基質亜型の構造を呈する。しかし、東方において、この乱堆積層は厚さをほとんど変えることなく、砂勝ち互層からなる横臥褶曲状亜型の構造を示す。

形態変化を観察できた上記の亜型以外の構造では、楔

状および衝上断層状亜型の構造は側方への連続性に乏しく、他の亜型への変化は観察できなかった。また、礫基質亜型は側方で通常の礫岩に、砂基質亜型は砂勝ち互層に移化している。

V. 考 察

1. 変形系列

上記のように、1枚の乱堆積層が岩相を変えることなく、その厚さと内部構造を変えている例が多く見られる。また、乱堆積層の層厚が厚い部分ほど変形度の高い形態が発達し、その形態変化に一定の順序がある。

乱堆積層Fでは、波状亜型→横臥褶曲状亜型→泥基質亜型という1つの典型が見られる。この系列の一部は乱堆積層Hと北部地区の地点18でも見られる。さらに、横臥褶曲状亜型→はねあがり状亜型という系列が乱堆積層Nで見られる。横臥褶曲状亜型と巻きこみ状亜型との関係は直接に観察されていない。しかし、乱堆積層Dにおいて、横臥褶曲状亜型の性質を強くもつ波状亜型から巻きこみ状亜型への移化が見られることから、波状亜型→横臥褶曲状亜型→巻きこみ状亜型という系列が考えられる。

また、SPRENG (1967) は、巻きこみ状亜型とはねあがり状亜型の両者に対応する乱堆積構造が、横臥褶曲状亜型の横造から発展すると図解している。

上記の変形系列は、一般に砂岩頁岩互層や頁岩層の乱堆積層で見られる。前述のように、礫岩勝ちの互層は乱堆積作用を受けた場合、礫岩が層理面を壊すように挙動するため、形成される乱堆積構造は礫基質亜型となる。また、堆積物が側方で層相を変化している場合、乱堆積層Jで見られるように、有能層である砂岩層の割合が多い部分ほど変形の程度が低くなる。

楔状亜型の構造と他の亜型との関係は観察できなかった。しかし、楔状亜型の構造が他の亜型の基底部に発達する例では、楔状亜型を示す地層は褶曲変形をほとんど

第15図 乱堆積構造の変形形態の発展系列

示していない。また、楔状亜型の構造においては、層理面の変形はほとんど見られない。これらの事実から、楔状亜型の構造を形成した運動において、運動量が増加しても、堆積物は迂り面に沿って転位するだけで、褶曲変形をほとんど伴わなかったと考えられる。そのため、運動量が極めて大きい場合には、迂った堆積物塊は、WILLIAMS *et al.* (1964) のスケッチに見られるように、ほかの堆積物中にとりこまれ、多くの場合、破片型と類似した構造になるものと考えられる。

同様に、衝上断層状亜型の構造も、他の亜型との関係は観察されなかった。しかし、房総半島の鮮新統中に発達する本亜型の大規模な乱堆積構造の末端部では、地層はゆるいうねりを示している（三梨 昂，未公表）。他方、運動量が極めて大きい場合には、楔状亜型の場合と同様に、堆積物塊は迂り面に沿っての転位が大きくなり、迂りながら壊れ、その結果、破片型に類似した乱堆積構造が形成されるであろう。

他方、礫基質亜型の乱堆積構造は、水平方向で通常の礫岩層に移り変わっていることから、この亜型は上記の系列と異なる関係を示すものと考えられる。そして、この亜型の構造は礫岩層ないし礫岩勝ち互層内にのみ発達する。

上記の変形系列を図示すると第 15 図のようになる。本地域の中新統は単斜構造をなすので、この系列は主に走向方向での観察に基づいたものである。しかし、北部地区の地点 18 で、正常層→波状亜型→横臥褶曲状亜型という変化が傾斜方向で観察される。このことから、こ

の系列は傾斜方向にも当てはまるものと考えられる。

2. 三次元モデル

別報で詳細に報告するが、本中新統内の乱堆積構造はさまざまな迂り方向を示している。迂り方向に関する資料の一部を示した第 14 図に見られるように、上記の変形系列は、乱堆積構造を形成した海底地迂りの運動方向に直交する方向から、平行する方向までのさまざまな断面での観察に基づいている。迂り方向と変形形態の関係を見るならば、第 15 図の変形系列においてより発展した形態は、乱堆積層が厚さを増している中央部や、迂り方向でも、より先端に近い部分に見られる。

上記の事実から、乱堆積構造の三次元モデルを作成した（第 16 図）。このモデルは、本地域で最も典型的な頁岩勝ち互層からなる乱堆積構造が比較的発達した段階を示す。しかし、すべての構造がこの段階まで発達するとは限らず、むしろ多くのものは途中の段階までしか発達しないものと考えられる。また、第 17 図に示したように、乱堆積構造を形成した海底地迂りの迂り方向に対して、さまざまな角度をなす断面で観察すると、その内部形態の組合せに幾通りかの場合があるものと推定される。たとえば、迂り方向に平行に乱堆積層の中央近くを切る断面 AA' では、第 16 図のモデルの断面に示したように、基本的には波状亜型、横臥褶曲状亜型および泥基質亜型という組合せが考えられる。本中新統におけるこのような例は乱堆積層 F と G で見られる。また、迂り方向に低角度で斜交する断面 BB' では、波状亜型と横臥褶曲状亜型、はねあがり状亜型あるいは巻きこみ状亜型

第 16 図 典型的な乱堆積構造の三次元モデル
縦方向を誇張してある

断面	内部構造の組合せ
A — A'	WV — RF — MM
B — B'	WV — RF
C — C'	WV — RF — WV
D — D'	RF(MM) — MM — RF(MM)

第 17 図 異なる断面における内部構造の組合せ
記号は第 13 図と同じ。RF の位置に巻きこみ状亜型やはねあがり状亜型が入ることもある。矢印は海底地じりの方向

という組合せが考えられる。この例としては、乱堆積層 D がある。しかし、乱堆積層 D は地域によつて迂り方向が異なるため、迂り方向と直交する部分も断面にあらわれ、そこでは泥基質亜型の構造が見られる。そのため、乱堆積層 D は断面 AA' と類似した組合せを示している。迂り方向と直交する方向で、乱堆積層の上部を切った断面 CC' では、基本的には波状亜型と横臥褶曲状亜型の組合せが考えられる。この例としては乱堆積層 M があるが、ここでは横臥褶曲状亜型のかわりにはねあがり状亜型が発達している。また、同じく迂り方向に直交し、乱堆積層の下部を切った断面では、一般に泥基質亜型のみが見られるが (乱堆積層 A・B)、場合によっては横臥褶曲状亜型が見られる (乱堆積層 O)。

さらに、乱堆積層の先端部の問題に若干ふれておく。本中新統では、乱堆積層の先端部ないしそれに近い部分と考えられる構造を、発達の悪い、小規模な乱堆積層で 2, 3 観察できただけである。それらの例では、堆積物が迂った方向において、褶曲型の乱堆積構造が、塊状で不淘汰の泥質堆積物に移化していることから、乱堆積層の先端部ないしそれに近い部分であろうと考えた。これらの例では、MORRIS (1971) が考えた土石流堆積物→混濁流堆積物という移化は確認できなかった。乱堆積層→含礫泥岩という移化も考えられている (CROWELL, 1957; DOTT, 1963)。しかし、本中新統内の含礫泥岩は基盤の先第三系の礫を多く含むが、最も発展した形態を示す泥基質亜型の乱堆積構造はそのような礫をほとんど

含んでいない。このことから、本中新統においては、乱堆積構造から含礫泥岩へという移化は考えにくいと言えよう。また、本中新統内で大規模な乱堆積層を有する含礫泥岩が切ってくるのが 2 カ所で観察されたことから、乱堆積構造形成直後に含礫泥岩を堆積した作用も考えられる。

VI. ま と め

本中新統内には、世界各地から報告されたさまざまな形態の乱堆積構造と同一ないし類似した構造が発達している。これらの構造はその形態から 3 型、9 亜型に区分できた。さらに、それらは成因的に 4 つの系列にわかれる。最も典型的な系列は波状の褶曲から横臥褶曲状の変形を経て、泥流状堆積物へという形態変化を示している。また、この系列の変形を示すのは、本中新統では基本的には頁岩層と砂岩頁岩互層であり、他の堆積物は別の系列の変形を示す。

ついで、連続性のよい乱堆積層において、主に水平方向での形態変化の観察から、典型的な乱堆積構造の三次元モデルを組立てた。また、典型的な乱堆積層において、その迂り方向に対する断面の角度が異なることによって、変形形態の組合せに数通りあることを指摘した。また、これらの系列は、CARTER (1975) が指摘しているように、堆積物の層相、すなわち物性のちがいを反映していると考えられる。

乱堆積構造の形成が、後背地の隆起や沈降の中心の移動という地殻運動と関連していることは、すでに多くの研究者に指摘されている (FAIRBRIDGE, 1946; 小池, 1955; 三梨・垣見, 1964)。また、MORRIS (1971) は乱堆積構造の形態が構成物の機能と運動量によって決まると考えている。MORRIS (1971) のいうように運動量を地殻運動の強さの反映と見るならば、乱堆積構造は堆積物の層相だけでなく、後背地の隆起や盆地の沈降の運動速度や運動量によっても決まるものと考えられる。乱堆積構造の分布を示した第 12 図において、狭い範囲内に同じ形態の乱堆積構造が集中していることは、このような推定の可能性を支持するものと考えられる。本論で述べた乱堆積構造がどのように地殻運動と関連しているか、またその成因については別報で詳しく論じる予定である。

文 献

- ARAI, J., 1955: A peculiar sand-pipe from the Akahira Formation (Oligocene), Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist.*, no. 5, 1—7.
———, 1956: Sedimentary structures observed in

- the Tertiary deposits of the Chichibu Basin. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **62**, 384.
- , 1957a: Preliminary remarks on some sedimentary structures observed in the Tertiary formations of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Bull. Chichibu Mus. Nat. Hist.*, no. 7, 67—84.
- , 1957b: Some load cast structures in the Akahira Formation (Oligocene), Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Ibid.*, no. 7, 85—90.
- , 1957c: Sedimentary structures associated with graded bedding. *Ibid.*, no. 7, 91—99.
- , 1957d: On some sedimentary structures in the Tertiary formations of the Chichibu Basin. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **63**, 427—428.
- , 1957e: Preliminary remarks on some Miocene reef corals from the Kamiyokoze Formation, Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Ibid.*, **63**, 648—650.
- , 1958: Types of sedimentary structures observed in the Tertiary formations of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, Japan. *Mem. Publ. Commen. Prof. H. Fujimoto's Sixtieth Birthday*, 224—230.
- , 1960: *The Tertiary system of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, central Japan. (Part 1, Sedimentology)* 1—122. Japan Soc. Prom. Sci.
- BROWN, C. B., 1938: On a theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **94**, 359—370.
- CARTER, R. M., 1975: A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites. *Earth-Sci. Rev.*, **11**, 145—177.
- COOPER, J. R., 1943: Flow structure in the Berea Sandstone and Bedford Shale of central Ohio. *Jour. Geol.*, **51**, 190—203.
- CROWELL, J. R., 1957: Origin of pebbly mudstone. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **68**, 993—1010.
- DE SITTER, L. U., 1951: *Structural geology*. 302p. McGraw-Hill, New York.
- DOREEN, J. M., 1951: Rubble bedding and graded bedding in Talara Formation of northwestern Peru. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **35**, 1829—1849.
- DOTT, R. H., Jr., 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *Ibid.*, **47**, 104—128.
- and HOWARD, J. K., 1962: Convolute lamination in non-graded sequences. *Jour. Geol.*, **70**, 114—120.
- FAIRBRIDGE, R. W., 1946: Submarine slumping and location of oil bodies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **30**, 84—92.
- 藤田至則・亀井成美, 1972: 秩父盆地における新第三系基底の構造. 日本地質学会第79年年会講演要旨, 73.
- HATAI, K. and ARAI, Y., 1959: A note on the imbricate structure observed in the marine Miocene Tajiri Formation in the environs of Katada, Tsu City, Mie Prefecture. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **30**, 89—96.
- 早川千尋, 1930 a: 秩父盆地第三紀層に就いて. 地質雑, **37**, 185—208.
- , 1930 b: 秩父盆地第三紀層中に存する水中地. 地学雑, **42**, 342—346.
- HELWIG, J., 1970: Slump folds and structures, north-eastern Newfoundland Appalachians. *Jour. Geol.*, **73**, 172—187.
- 井尻正二・小川賢之輔・高沢松逸・和田信彦, 1950: 秩父盆地の第三系. 国立科博研報, no. 23, 1—68.
- JONES, O. T., 1939: The geology of the Colwyn Bay district; a study of submarine slumping during the Salopian Period. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **95**, 335—382.
- KANNO, S., 1960: *The Tertiary system of the Chichibu Basin, Saitama Prefecture, central Japan. (Part II, Palaeontology)* 123—396. Japan Soc. Prom. Sci.
- KELLING, G. and WILLIAMS, B. P. J., 1966: Deformation structures of sedimentary origin in the Lower Limestone Shales (basal Carboniferous) of south Pembrokeshire, Wales. *Jour. Sedim. Petrol.*, **36**, 927—939.
- 小池 清, 1955: いわゆる層間異常の地史的意義について. 地質雑, **61**, 556—582.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1958: Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Geol. Soc. Pologne. Ann.*, **28**, 123—150.
- KUENEN, Ph. H., 1948: Slumping in the Carboniferous rocks of Pembrokeshire. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, **104**, 365—385.
- LAIRD, M. G., 1968: Rotational slumps and slump scars in Silurian rocks, western Ireland. *Sedimentology*, **10**, 111—120.
- MARCHETTI, M. P., 1957: The occurrence of slide and flow-age materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. *20th Internat. Geol. Cong. (Mexico)*, [5], **1**, 209—225.
- MIKULENKO, K. N., 1967: Submarine slump structures in Paleocene and Eocene deposits. *Internat. Geol. Rev.*, **9**, 1353—1363.
- 三梨 昂・垣見俊弘, 1964: いわゆる異常堆積について. 地質ニュース, no. 117, 8—14.
- MOORE, J. G. and FISKE, R. S., 1969: Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **80**, 1191—1202.
- MOORE, R. C., 1934: The origin of boulder-bearing Johns Valley Shale in the Ouachita Mountains of Arkansas and Oklahoma. *Amer. Jour. Sci.*, **27**, 432—454.
- MORRIS, R. C., 1971: Classification and interpretation of disturbed bedding types in Jackfork flysch rocks (Upper Mississippian) Ouachita, Arkansas. *Jour. Sedim. Petrol.*, **41**, 410—424.

- MURPHY, M. A. and SCHLANGER, S. O., 1962: Sedimentary structures in Ilhas and São Sabatião Formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **46**, 457—477.
- POTTER, P. E. and PETTIJOHN, F. J., 1963: *Paleocurrents and basinal analysis*. 143p. Springer-Verlag, Berlin.
- RIGBY, J. K., 1958: Mass movements in Permian rocks of Trans-Pecos, Texas. *Jour. Sedim. Petrol.*, **28**, 298—315.
- RUPKE, N. A., 1976: Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *Jour. Geol. Soc. London*, **132**, 121—130.
- SELLEY, R. C., SHEARMAN, D. J., SUTTON, J. and WATSON, J., 1963: Some underwater disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay. *Geol. Mag.*, **100**, 224—243.
- SHARP, R. P., 1940: A Cambrian slide breccia, Grand Canyon, Arizona. *Amer. Jour. Sci.*, **238**, 668—672.
- SHROCK, R. R., 1948: *Sequence in layered rocks*. 266p. McGraw-Hill, New York.
- SMITH, B., 1916: Ball or pillow-form structures in sandstone. *Geol. Mag.*, **3**, 146—156.
- SPRENG, A. C., 1967: Slump features, Fayetteville Formation, northwestern Arkansas. *Jour. Sedim. Petrol.*, **37**, 804—817.
- WALTHALL, B. H., 1967: Stratigraphy and structure, part of Athens Plateau, southern Ouachitas, Arkansas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **51**, 504—528.
- 渡部景隆・新井重三・林 唯一, 1950: 秩父盆地第三紀層の地質学的研究. 秩父自然科博研報, no. 1, 29—92.
- WILLIAMS, E. G., GUBER, R. L. and JOHNSON, A. M., 1964: Rotational slumping and the recognition of disconformities. *Jour. Geol.*, **73**, 534—547.
- WILLIAMS, P. F., 1969: Note on some deformation structures of sedimentary origin in the Little Haven-Amroth coal-field, Pembrokeshire. *Geol. Mag.*, **106**, 395—411.
- 山内靖喜, 1969: 層間異常層の構造解析. 地質雑, **75**, 293—302.