

## フリッシュ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について

平山 次郎\* 藤井 敬三\* 中嶋 輝允\*\*

**Granulometric Distribution within A Single Sandstone Bed Composing Flysch**

By

Jiro HIRAYAMA, Keizo FUJII &amp; Terumasa NAKAJIMA

## Abstract

In the northern part of the Bōsō peninsula, the Ōtadai Formation of Late Pliocene age is distributed, which is composed of a repetition of the sandy flysch and muddy flysch members, each of which measures 50 to 100 meters in thickness. By the detailed microstratigraphical investigation HIRAYAMA and SUZUKI (1965) succeeded in continuous tracing of individual beds of the muddy flysch member over 8 km in 1963. Thereafter, they enlarged the extent of the bed-by-bed correlation up to 32 km (Fig. 3).

On the basis of their bed-by-bed correlation, the present authors have investigated the variation in grain size within No. 14 sandstone bed over a distance of about 30 km.

The grain size analysis was made on 231 sandstone specimens, each measuring about 2 cm in thickness and collected without interval from the top to the base of the sandstone bed at 12 sections. Fig. 6 demonstrates the relation between the vertical variation of the sedimentary structures and granulometric parameters such as  $Md\phi$ ,  $S_o$  and mud content. The median grain size ( $Md\phi$ ) decreases upward as a whole, in spite of the more or less oscillation of the values. The isometric lines of median grain size are nearly parallel to the boundaries between the different sedimentary structures but gently incline to the east on the whole. Consequently, the sand grains at a given depth from the top of the sandstone bed tend to become finer from west to east (Figs. 8-E and 8-F).

The sorting ( $S_o$ ) is generally well, but it varies regularly in the lateral direction as well as in the vertical one. The sorting becomes poorer downward and abruptly falls with the appearance of shell fragments in the lower part of the bed. The thicker the bed is, the poorer the sorting at the base is. The base of the interval of parallel lamination is nearly parallel to the isometric line of the sorting coefficient (Figs. 8-C and 8-D).

The mud content also decreases downward in reverse proportion to the depth from the top of the bed (Fig. 7). Therefore, the mud content decreases abruptly from the cross-laminated interval to the parallel laminated interval. The isometric lines of the mud content also gently incline towards the east as a whole. Consequently, the mud content at a given depth from the top of the sandstone bed tends to increase gradually eastward (Fig. 8-B).

The relationship between the mud content and the depth from the top of the sandstone layer is approximately expressed by the following equation;

$$m = \frac{a}{t} + b \dots\dots\dots(1)$$

where  $m$  is the mud content of sandstone,  $t$  is depth from the top of the sandstone bed, and  $a$  and  $b$  are constants.

\* 地質部  
\*\* 鉱床部

Making use of the method of least squares, the relationships between the constants and the distances ( $x$ ) from Orikizawa taken as the origin of each locality where the samples were collected are expressed by the following equations respectively.

$$a = 12.74 + 20.02x - 0.66x^2 \dots\dots\dots(2)$$

$$b = 8.41 + 0.34x \dots\dots\dots(3)$$

Substituting equations (2) and (3) in equation (1), we obtain

$$m = (12.74 + 20.02x - 0.66x^2) \frac{1}{t} + (8.41 + 0.34x) \dots\dots\dots(4)$$

This equation is thought to express approximately the values of the mud content at a given point within No. 14 sandstone bed along the east-west direction. Fig. 10-A demonstrates the mud content distribution obtained from the equation (4).

### 1. ま え が き

フリッシュを構成するグレイワック砂岩では、砂岩層の基底から頂部に向って、粒径が減少してゆく事實は、早くから多くの地質学者の注目を引き、内外の論文に多数報告されている。しかしながら、粒度分析によって、その粒度変化の実態を具体的に調べた例は、意外に少ない(KSIAZKIEWICZ, 1954; WALTON, 1955; RADOMSKI, 1958; HUCKENHOLZ, 1959; UNRUG, 1959; HENNIGSON, 1961; BOUMA, 1962; KELING, 1962)。わが国においても、この種の研究は、非常に少なく、わずかに、二疊紀の砂岩について、水谷 (MIZUTANI, 1957)、志岐 (SHIKI, 1961) らが、粒度分析を試みているにすぎない。フリッシュを構成する砂岩単層内での水平方向の粒度変化に関する研究は、さらに少なく、外国では、HESSE (1965) の研究を除いて、他に例をみない。彼はババリヤのフリッシュ盆地内に堆積した白堊紀後期の Gault formation (厚さ 200 m) を、東西 115 km にわたって単層対比を行ない、その中の鍵層とされている“F-2”砂岩層について、3 地点で粒度分析を行ない上流から下流に向って、中央粒径が小さくなると報告している。平山と鈴木 (1968) は、房総半島の上総層群を構成する砂泥互層の一層準の単層対比を行ない、その中の No. 2 砂岩層内での粒度変化を論じた。そこでは、東西 5 つの断面で、No. 2 砂岩層の上面から 10 cm おきに試料を採集し、それぞれの中央粒径と淘汰係数との垂直水平方向の変化と堆積構造との関係を検討した。

今回は、No. 2 砂岩層に較べて、泥岩同時礫の少ない No. 14 砂岩層を対象にして、12 の断面で、2 cm 刻みに連続的に試料を採集し、総計 231 コの試料の粒度分析を行なった。

本論では、 $Md\phi$ 、含泥率、 $S_v$  値などの粒度パラメーターが、一枚の砂岩層の断面形や、堆積構造の変化にど

う対応するかを検討した。

粒度分析にあたって、地質調査所大沢穠博士と東海大学の山本裕彦氏に多大の援助をわずらわした。

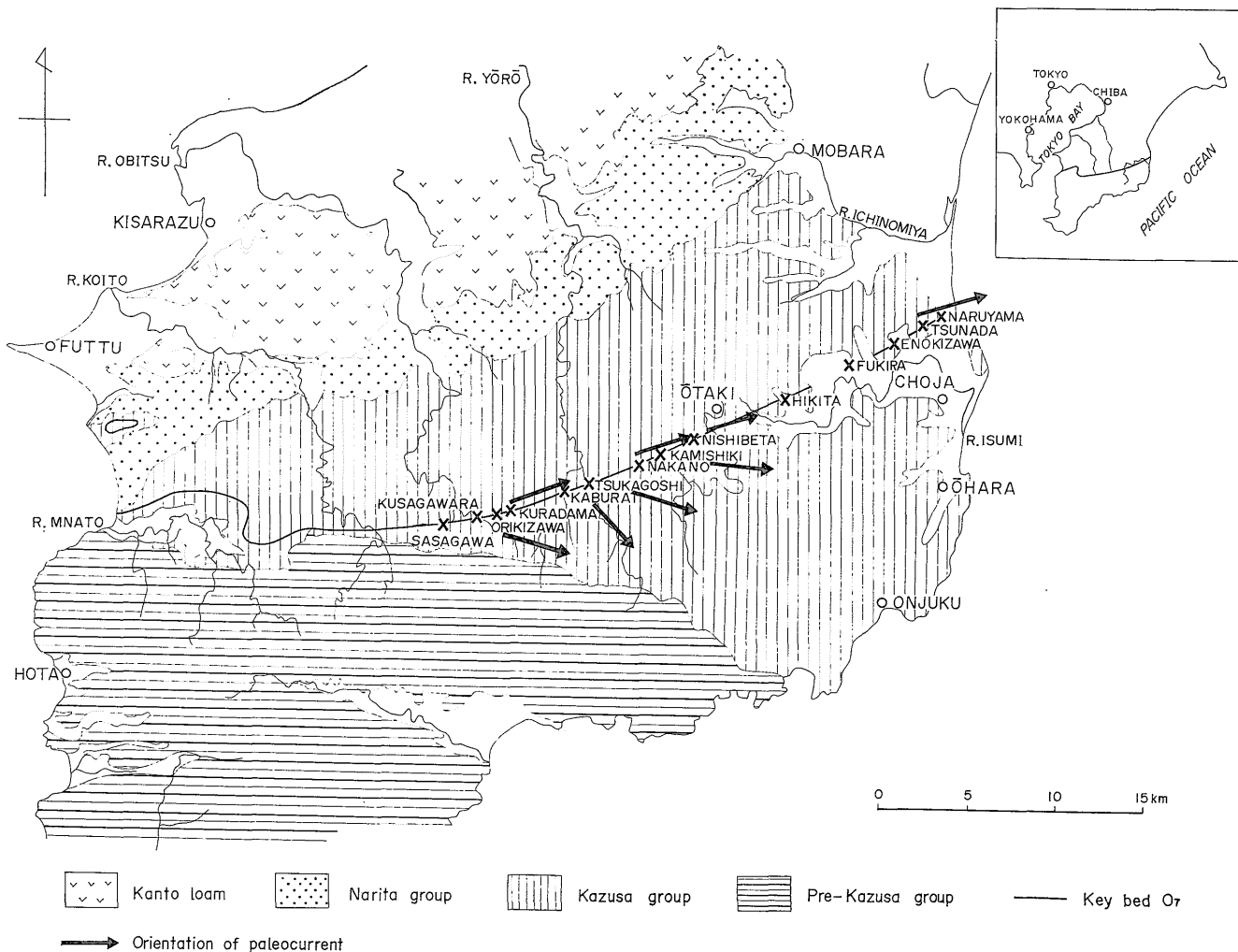
### 2. 地質概説

房総半島北半部には、黒滝不整合を基底とする上総層群とよばれる厚い海成層が分布する (第 1 図)。その堆積時代は、鮮新世から更新世前半にまたがり、全体として、東から西に薄くなる。すなわち、東海岸では、3,500~3,600m、半島中央部の養老川流域で約 2,800m、西方の小糸川流域では 1,500~1,600m の厚さを示す。上総層群の堆積の中心部にあたる養老川流域では、この層群は、全体として、一つの堆積輪廻を示す。すなわち、波浪限界以浅に堆積した残留堆積相を代表する黒滝層にはじまり、フリッシュ型砂泥互層からなる黄和田層・太田代層・梅ヶ瀬層・国本層に代表される深海層に移る。ついで、砂質泥岩からなる柿ノ木台層の中間相を経て、長層以上を浅海性陸棚堆積物へと立ちもどる。

それと同時に、これらの各累層は、東から西に向って、岩質・古生物群集ともに、浅海相の性質を強め、上述したように厚さも減少する (平山・鈴木, 1968: 三梨他 9 名, 1962)。

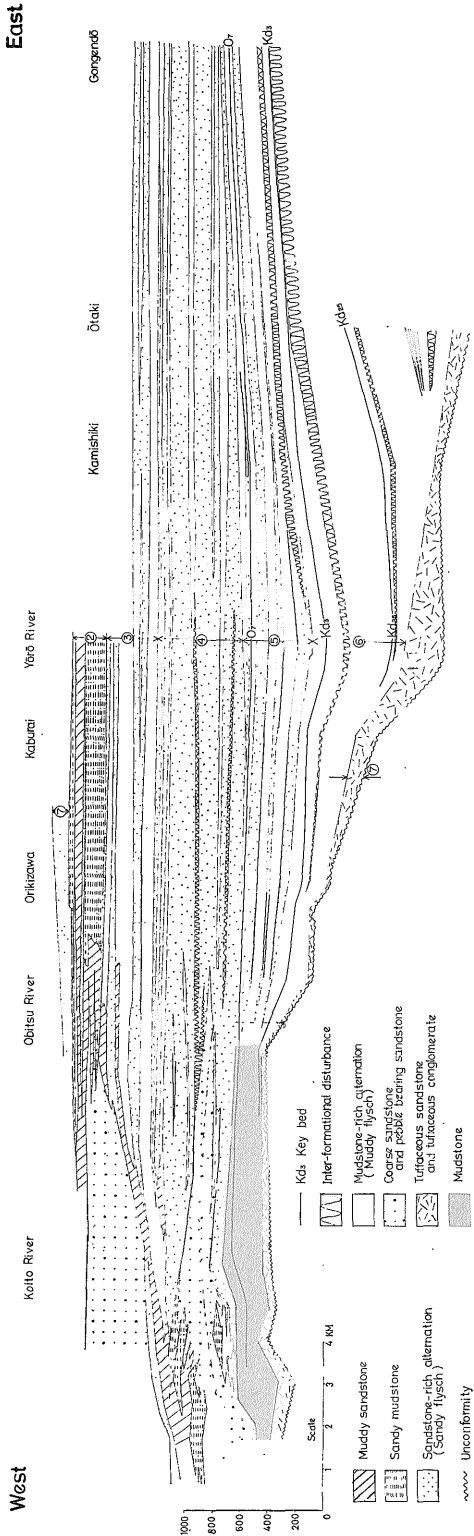
今回、筆者らが粒度分析を行なった砂岩層は、太田代層最上部に近い泥がち互層には含まれるものである (第 2 図)。

太田代層は、厚さ 50~100m の泥がち互層と砂がち互層とのくりかえしからなる (三梨他 9 名, 1962: 三梨・安田・品田, 1959)。このうち、約 60m の厚さをもつ上から 2 番目の泥がち互層メンバーの一部について、平山らは凝灰岩を鍵層にして、東西 30 km 以上にわたって、構成単層の対比を行なった (平山・鈴木, 1968)。この泥がち互層メンバーの中部には含まれる凝灰岩鍵層  $O_7$  と  $K_8$  との間の砂泥互層の量重関係が第 3 図に示されてい



第1図 上総層群と凝灰岩 O<sub>7</sub> の分布およびNo. 14 砂岩層の古流系図

フリッツ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について (平山・藤井・中嶋)



第2図 房総半島に分布する上総層群の模式層序断面図 (三梨・矢崎・影山・品田・安国 (1958) による)

る (第3図)。この図から、この間の砂泥互層は、紙敷—正立寺付近でもっとも厚く、そこから東西に向って薄くなるのがわかる。しかも、それぞれの砂岩層は、紙敷—正立寺付近でもっとも厚くなり、泥岩層は、ほとんど一様な厚さで連続している。したがって、砂泥互層の断面の形態は、砂岩単層の断面形の変化の積み重ねによって決定されている (平山・鈴木, 1968)。

次に、今回粒度分析を行なった No. 14 砂岩層の断面形とその組織や構造について述べることにしよう。

### 3. No. 14 砂岩層の特徴

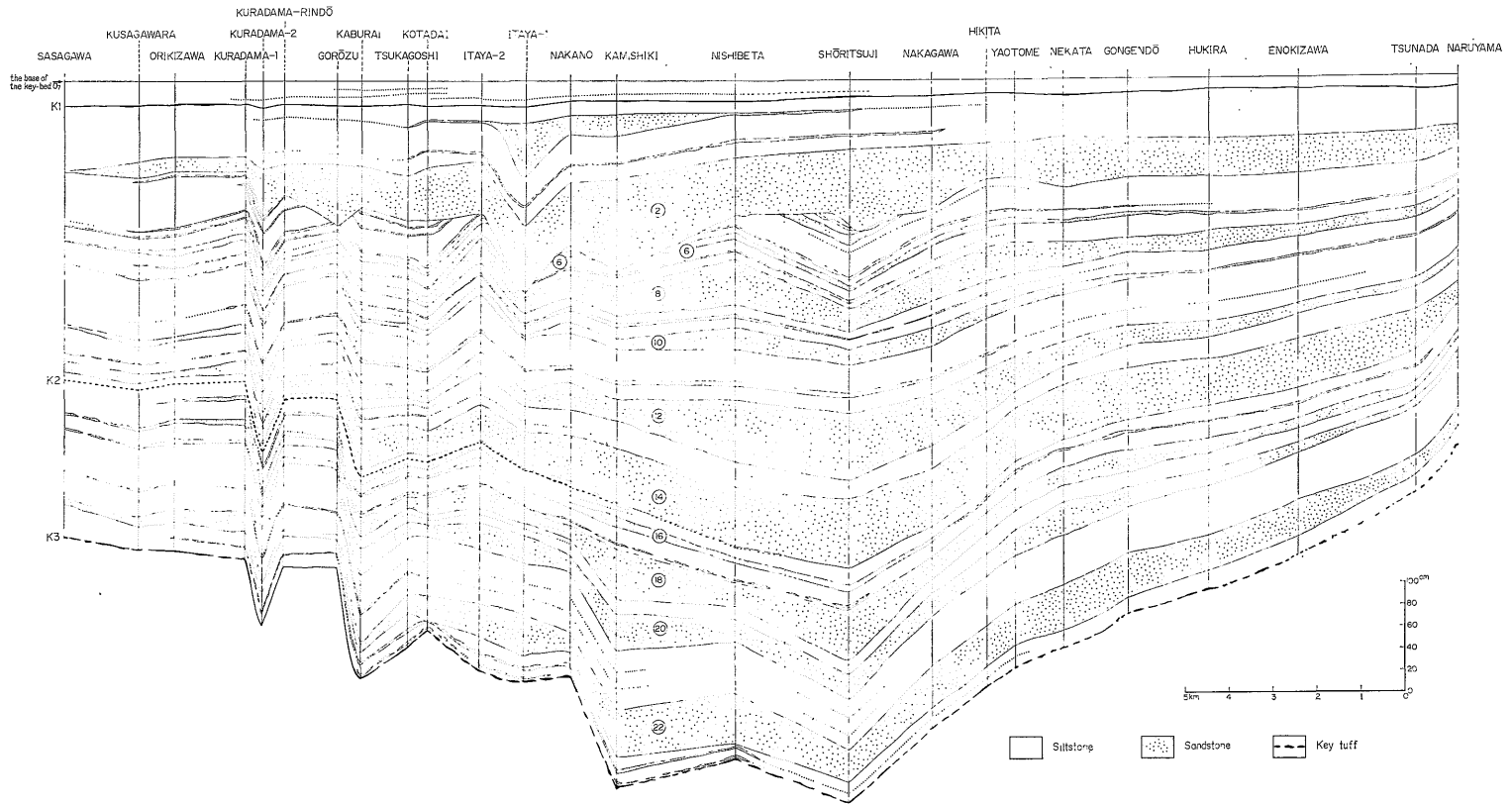
この砂岩層は、房総東岸の鳴山から調査地域の西端笹川まで、約 32 km にわたって、連続的に追跡される。

砂岩層の断面形は、多少の凹凸を示しながらも、全体として、扁平なレンズ状を呈する。すなわち、東端の鳴山で 20 cm の厚さを示し、中央部の正立寺付近で最大 66 cm に達し、さらに西に向ってふたたび薄くなり、西端の笹川で 10 cm となる (第4図)。

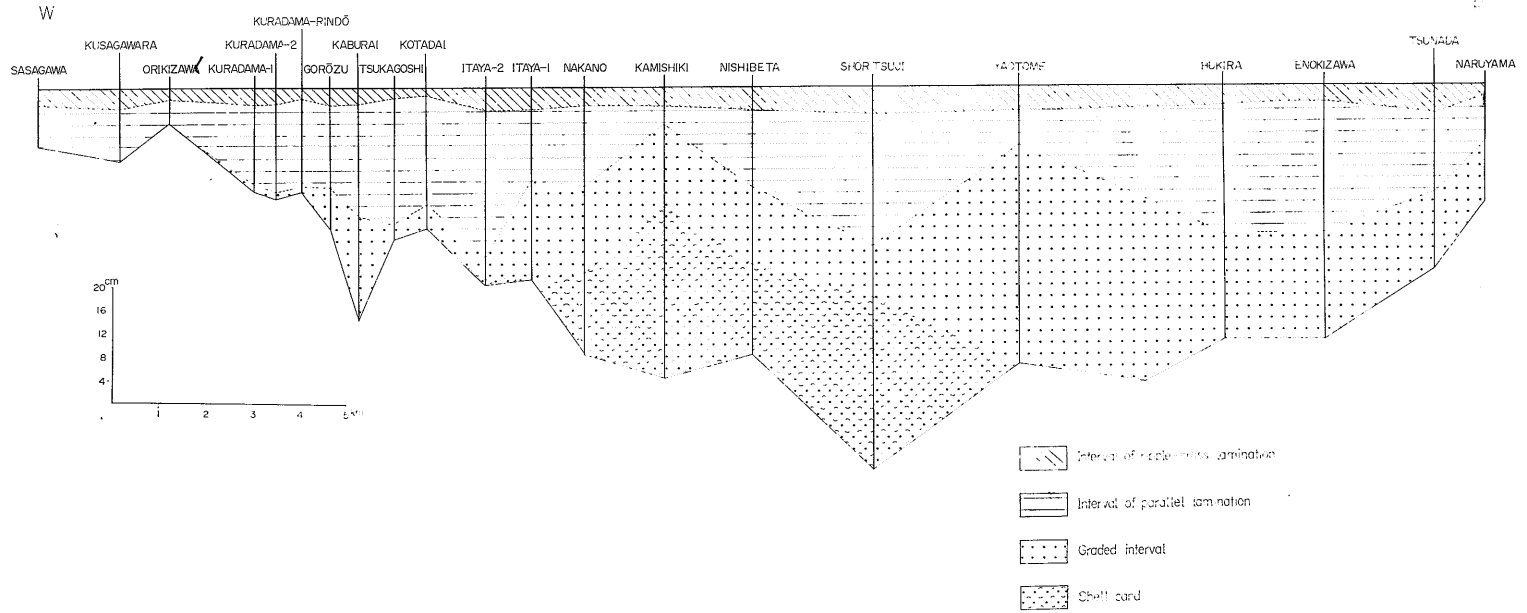
砂岩の厚さが 10~15 cm をこえる比較的厚い部分では、砂岩層の基底から頂部に向って、塊状—平行ラミナ—リップルクロスラミナという規則的な構造変化がみられる。砂岩層の縁辺部に向って、厚さがさらに減少すると、塊状が欠落して、平行ラミナ部とクロスラミナ部だけが残る。笹川の断面がこれにあたる。No. 14 砂岩層以外の砂岩層、たとえば、No. 8, No. 10, No. 12 砂岩層などの構造の側方変化の規則性から類推すると、この調査範囲をこえた東西の延長部では、この砂岩はさらに薄くなり、それにつれて平行ラミナ部も消滅して、クロスラミナ部だけが残るようになるであろう (平山・鈴木, 1968)。

No. 14 層では、塊状部には、ほとんどラミナは認められないが、他の砂岩層では、二枚貝の殻をおお向けにしたような不規則なラミナがかすかに発達することもある。砂岩の厚さがもっとも大きくなる正立寺付近を中心にして、西は蕪来、東は綱田付近まで、塊状部が厚く発達する。中野から正立寺にかけて砂岩がとくに厚くなる部分では、塊状部の下半部に浅海性の貝の破片が多量に含まれ、粒径も著しく大きくなり、淘汰も急に悪くなる。正立寺では、この部分に長さ数 cm~10 cm、厚さ 2~3 cm のシルト岩の同時侵食礫が含まれ、その基質には多量の軽石粒が混じっている。

塊状部の上位に重なる平行ラミナ部は、直径数mmていどの円磨された軽石に富むラミナや、より細粒の凝灰質物質からなる白っぽいラミナと、有色鉱物に富む黒っぽいラミナとの細互層からなり、ゆるく波打っているこ



第3図 鍵層 O<sub>7</sub> と K<sub>8</sub> 間の砂泥互層の断面図



第 4 図 No 14 砂岩層の断面形と堆積構造

とが多い。平行ラミナ部の基底は、場所によって、かなり凹凸に富んでいるが、全体として、砂岩層の基底の凹凸とほぼ平行している(第4図)。

最上部のクロスラミナ部は、極微細粒砂ないし、粗粒シルトからなり、炭質物や軽石粒などが、複雑多彩なクロスラミナを構成する。クロスラミナ部は、平行ラミナ部に較べて、厚さの変化は小さく、砂岩の厚い中央部付近で3~4 cm、縁辺部で2 cm までいどになる。

砂層基底に発達する sole markings から推定した砂の運搬流の流向は、おおむね西から東に向っている(第1図参照)。

#### 4. 試料の採取と分析の方法

つぎに、試料の採取法とその粒度分析法について簡単に述べる。

##### (1) 試料採取法

今回は、上下方向での粒度変化をできるだけ詳細に知るために、砂岩の上面から基底まで、連続的な試料の採取を行なった。

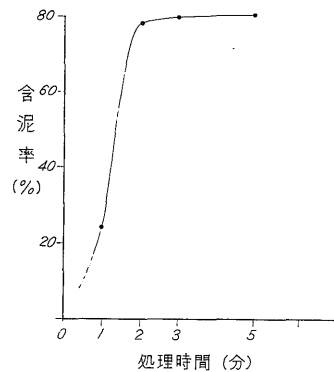
まず個々の露頭で、No. 14 砂岩層の上面を、層理面にそって奥行 15~20 cm、幅 30~40 cm までほり出し、層理面に直交する平面にそって露頭をならした。そして、この面上に層理面に直交する直線を 10 cm の間隔で2本引き、この線にそって 2 cm ごとに刻み目を入れて、幅・奥行 10 cm、厚さ 2 cm の直方体の部分から、それぞれの試料を削りとった。

##### (2) 粒度分析法

まず4分法を用いて、20 g 前後の乾燥試料を300mlのトルビーカーに測りとり、分散剤のヘキサメタリン酸ソーダ 3.75 c.c. を加えて、水を注入し、300 ml の懸濁液を作る。これを超音波洗浄器に3分間かけたあと、30℃の恒温水槽内で一昼夜分散させた。ついで、250メッシュの標準ふるいを用いて、超音波洗浄器の上で、3分間にわたって、泥質物のふるいわけを行なった。泥質物を取り除いたのこりの砂を乾燥・秤量して、含泥率を算定し、この砂を、エメリー管法を用いて、粒度分析にかけた。

泥質物の粒度分析にはピペット法を用いた。ピペット法では、1%前後の懸濁液の場合にもっともよい結果が得られるので、前に算定した含泥率から、6 g 前後の泥質物がとれるよう乾燥試料を測りとる。この試料に前と同じ分散処理をほどこし、250メッシュの標準ふるいを通して、600 ml の懸濁液を作って、アンドレアゼンピペットを用いて粒度分析を行なった。

なお、超音波洗浄器上で、泥質物をふるいわけるとき、



第5図 超音波洗浄器上での処理時間と含泥率との関係図

その処理時間によって、ふるいを通る泥質物の量がどう変わるかを検討してみた。同一試料(榎沢のNo. 1試料)について、処理時間を、1分、2分、3分および5分と変化させると、含泥率はそれぞれ、24.14%、78.00%、79.33%、80.15%と変化する。すなわち、処理時間が2分と5分では、2%、3分と5分では、わずか0.8%の差しかない。したがって、含泥率がほぼ一定する3分を、超音波洗浄器による処理時間とした(第5図)。

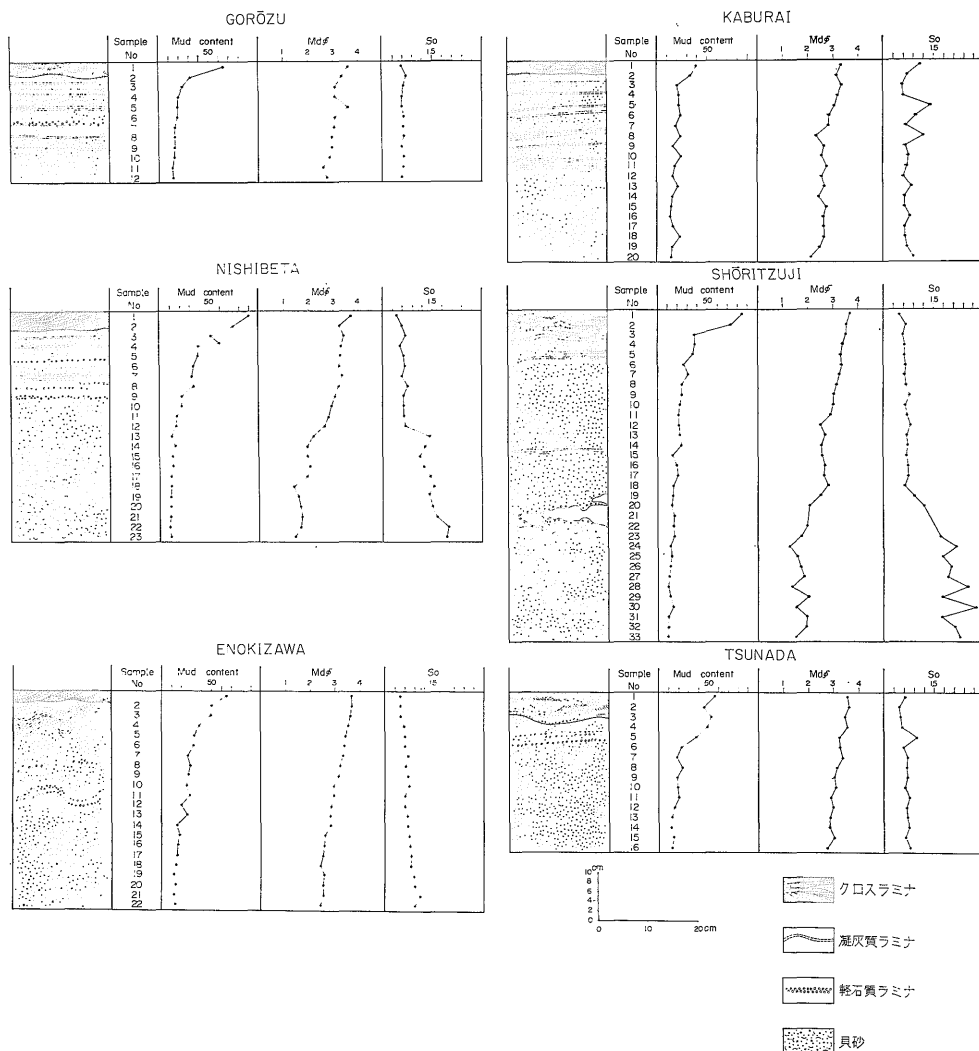
#### 5. 粒度分析の結果

上に述べた方法に基づいて、12地点の総計231コの試料について、それぞれの含泥率・中央粒径・淘汰係数を求め、これらの値の垂直変化と構造との関係を示したのが第6図である。つぎに、おのおのの値の垂直および水平方向の変化と、堆積構造との関係について検討してみよう。

##### (1) 含泥率

各地点での含泥率の垂直方向の変化をみると、多少のばらつきを示しながらも、上から下に向かって急激に低下する。とくに、最上部のクロスラミナ部から、平行ラミナ部の上部にかけての減少は著しく、含泥率の高い西部田や正立寺付近では、クロスラミナ部で70~90%の高率のものが、平行ラミナ部に入ると、一挙に30~40%に低下する。平行ラミナ部では、上部の30~40%代から下部に向かって徐々に減少し、その基底付近で10%代になる。最下部の塊状ラミナ部では、ほとんど10~15%までいどに一定し、この部分の最上部と最下部でも数%までいどの差しかみられない(第6図、第7図参照)。

つぎに、含泥率の単層内における側方変化をみてみよう。第8-B図は、No. 14 層中の等含泥率線と、堆積構造の境界を描いたものである。この図からも、前に指摘したように、クロスラミナ部と平行ラミナ部との境界にそって、含泥率の急変帯が通ることがわかる。さらに、



第 6 図 堆積構造と含泥率・中央粒

No. 14層がもっとも厚くなる西部田一正立寺付近で、クロスラミナ部ももっとも厚くなり、含泥率ももっとも大きな値を示す。一方、平行ラミナの基底を結ぶ線は、等含泥率線とかなり大きく斜交している。全体として、等含泥率線は、西から東にゆるく傾いている。したがって、砂岩層の上面から同じ深さの部分の含泥率は、東の方が幾分大きくなる。

つぎに、このような含泥率の規則的な変化を示す実験式を求めてみよう。

最小 2 乗法を用いて、種々の関数を求め、その理論値と実験値とを比較してみた結果、双曲線の関数が、実験値ともっともよくあうことがわかった。第 7 図に、各地点の含泥率の分析値と実験式から求めた曲線が示してあ

る。

$$m = \frac{A}{t} + B \dots\dots\dots(1)$$

を正規方程式として、各地点での含泥率と砂岩層上面からの深さとの関係式を求めると、次のとおりである。ただし、(1)式の  $m$  は含泥率 (%),  $t$  は砂岩の上面からの深さ (cm),  $A \cdot B$  は定数を示す。

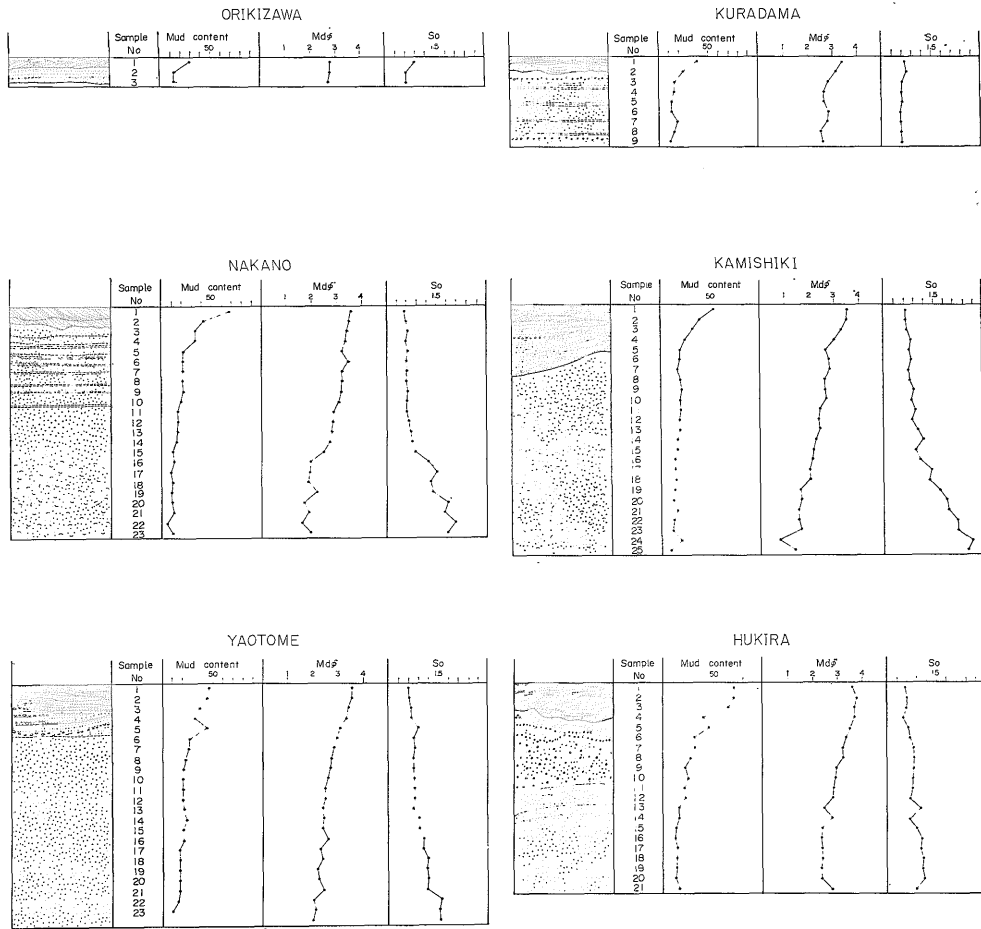
折木沢  $m = 48.2 \frac{1}{t} + 4.4$

蔵 玉  $m = 55.0 \frac{1}{t} + 9.7$

五郎津  $m = 107.0 \frac{1}{t} + 8.2$



フリッシュ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について (平山・藤井・中嶋)



径値・淘汰係数の垂直変化

燕 来  $m = 52.4 \frac{1}{t} + 15.7$

吹 良  $m = 151.1 \frac{1}{t} + 15.5$

中 野  $m = 128.1 \frac{1}{t} + 9.4$

榎 沢  $m = 112.3 \frac{1}{t} + 17.1$

紙 敷  $m = 88.3 \frac{1}{t} + 13.5$

網 田  $m = 102.2 \frac{1}{t} + 16.5$

西部田  $m = 185.6 \frac{1}{t} + 11.3$

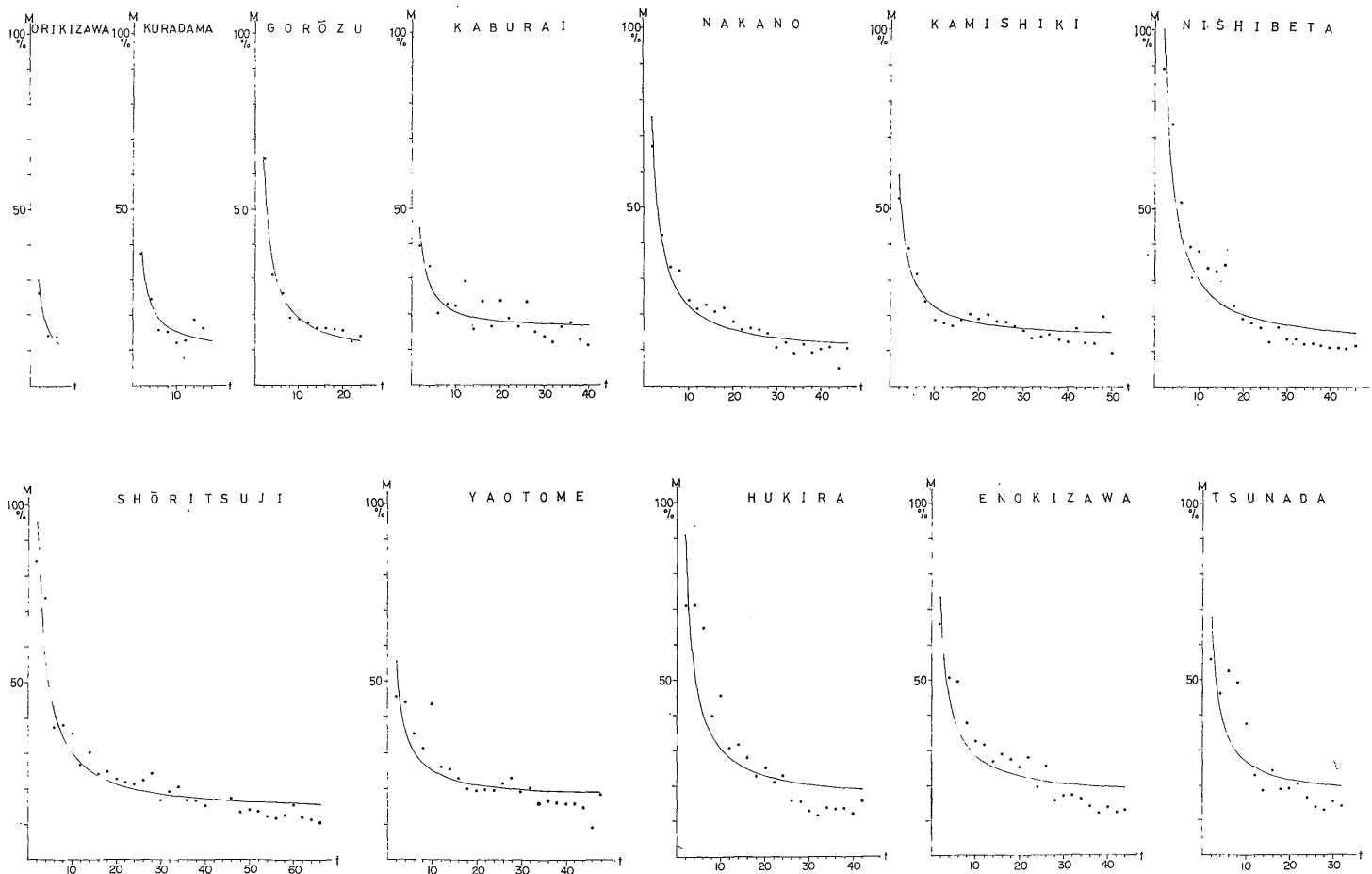
つぎに、(1)式の係数項  $a$  と定数項  $b$  と、折木沢を起点とする各試料採取点までの距離 ( $x$  km) との関係を求めてみると、係数項  $a$  は、 $x$  の 2 次式で、定数項  $b$  は  $x$  の一次式によって、それぞれ近似的にあらわされる。すなわち、

正立寺  $m = 165.3 \frac{1}{t} + 13.1$

$a = 12.8 + 20.0x - 0.7x^2 \dots\dots\dots(2)$

八乙女  $m = 76.6 \frac{1}{t} + 17.3$

$b = 8.4 + 0.3x \dots\dots\dots(3)$



第7図 各地点における含泥率の垂直変化とその理論値曲線

となる。さらに、(2), (3)式を(1)式に代入すると、

$$m = (12.8 + 20.0x - 0.7x_1) \frac{1}{t} + (8.4 + 0.34x) \dots\dots\dots(4)$$

となり、この式から折木沢を原点とする任意の距離  $x$  の地点の砂岩層上面から任意の深さ  $t$  における含泥率  $m$  が求められる。(4)式を用いて、等含泥率線を描いたものが第8-A図である。(4)式で含泥率  $m$  を、砂岩層上面からの深さ  $t$  で偏微分して、各地点における上下方向の含泥率の変化率を求めてみると、

$$\frac{\partial m}{\partial t} = (12.8 + 20.0x - 0.7x^2) \frac{-1}{t^2} \dots\dots\dots(5)$$

となる。したがって、前にも述べたように、 $t$  の値が小さい上部ではその変化率が大きく、下部に行くにしたがって、その変化率は急速に小さくなる。各地点におけるクロスラミナ部の基底と、平行ラミナ部の基底における含泥率の変化率をくらべてみると次のようになる。

	クロスラミナ部の基底 における $\frac{\partial m}{\partial t}$	平行ラミナ部における $\frac{\partial m}{\partial t}$
折木沢	-3.1	-
蔵玉	-5.1	-0.2
五郎津	-11.7	-0.3
蕪来	-13.1	-0.2
中野	-8.6	-0.4
紙敷	-9.1	-0.7
西部田	-9.9	-0.5
正立寺	-10.3	-0.2
八乙女	-9.9	-1.6
吹良	-5.2	-0.2
榎沢	-11.5	-0.2
綱田	-1.5	-0.2

つぎに、一定の深さでの含泥率の折木沢からの距離  $x$  による変化率  $\frac{\partial m}{\partial x}$  を求めてみると次のようになる。

$$\frac{\partial m}{\partial x} = (20.0 - 1.4x) \frac{1}{t} + 0.34 \dots\dots\dots(6)$$

この変化率が0となる点、すなわち、一定の深さにおける含泥率が最大となる地点は、(6)式を変形して、

$$x = 0.24t + 14.3 \dots\dots\dots(7)$$

となる。したがって、最上部では、含泥率の極大部は、折木沢から東方約 14 km の正立寺付近に存在し、深さが増すにつれて、極大部が漸次東にずれる。実際に第8-B図で、分析値を検討してみると、等含泥率の極大部が、正立寺付近から八乙女付近にかけて、深さとともにずれている。

(2) 中央粒径値 ( $Md\phi$ )

$Md\phi$  の値は、多少のばらつきを示しながらも、上から下に向ってほぼ直線的に減少する。言いかえると、中央粒径は、指数関数的に下に向って増大する(第6図)。

第8図には、泥質物を除いた砂質物だけの  $Md\phi$  と、両者をまじえた試料の  $Md\phi$  側方変化を示した(第8図)。同一試料の  $Md\phi$  を較べた場合、前者が後者に較べて約 0.5 $\phi$  だけ粗くなるだけで、等中央粒径線の形は、両者とも非常によく似ている。

含泥率の場合と同様に、全体として、等中央粒径線は東に向ってゆるく傾斜する。これは、砂岩層の上面から同じ深さの地点の中央粒径は、東よりも西の方が大きいことを意味する。このような傾向は、No. 2 砂岩層の粒度分析の結果でも認められている。また、他の砂岩層についても、粒度表によって決めた砂岩基底部の見かけの平均粒径も、西の方が粗いということがわかっている(平山・鈴木, 1968)。

堆積構造の境界と等中央粒径線とは、その凹凸がかなりよく一致しているが、全体として、ゆるい角度で斜交している。したがって、同一の堆積構造の部分でも、西の方が東に較べてより粗粒である。

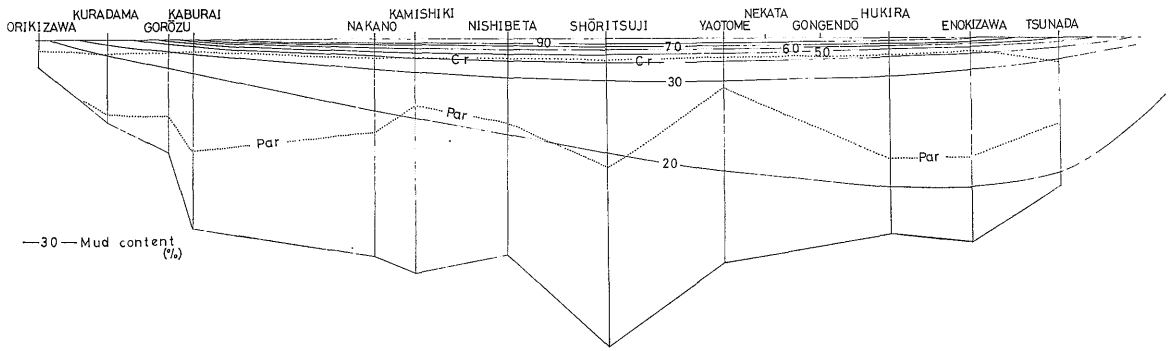
(3) 淘汰係数 ( $S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$ )

No. 14 層中の砂は、一般に良く淘汰されており、もっとも淘汰の悪いものでも、 $S_0$  値は2.25で、淘汰良好の部類に入る。大部分の砂は、1.60以下の  $S_0$  値を示す。上下方向の淘汰度の変化をみると、上から下に向って淘汰が悪くなる。塊状部、とくに貝砂に入ると急に淘汰が悪くなる(第6図)。

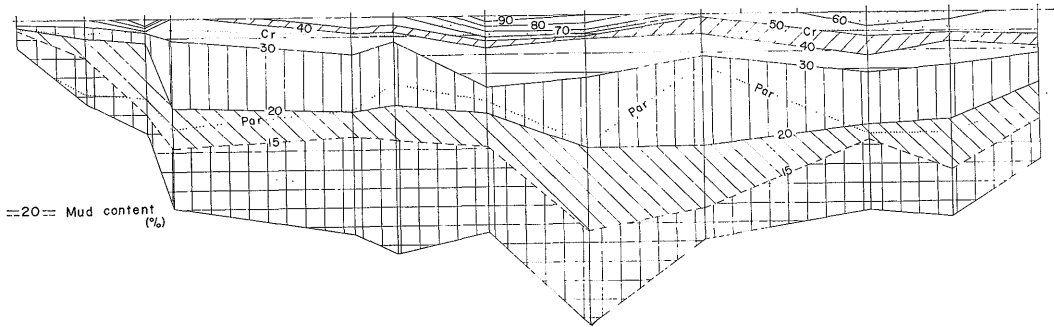
淘汰度の単層内での側方変化をみてみると、泥質物を除いた砂質物だけの等淘汰係数線は、堆積構造の境界とかなりよく平行している。また、貝砂の分布と淘汰係数のコンターもかなりよく一致し、 $S_0 = 1.4$  の線が、ほぼ貝砂の上限にあたる(第8図C, D)。

6. 砂岩の堆積機構

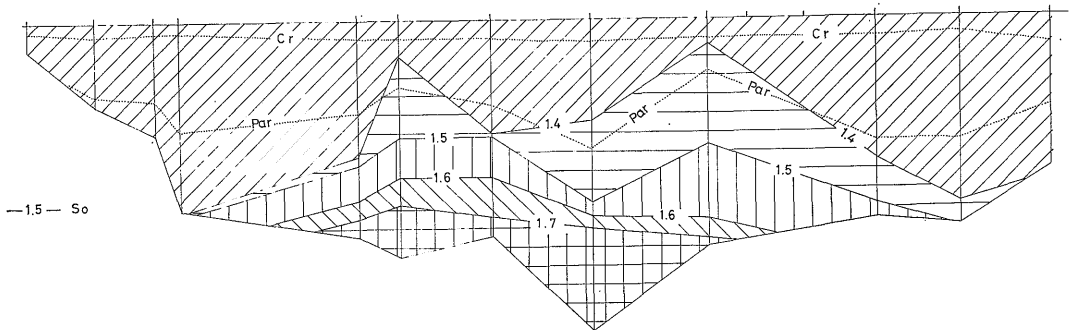
第4図からもわかるように、砂岩層の上限を水平にそろえると、砂岩層の基底は、断面中央の正立寺付近を極大点にして、かなり著しい凹凸を示す。この基底の起伏は、塊状部の砂によってかなりならされてはいるものの、平行ラミナ部と塊状部との境界の形態に、強く反映している。しかし、平行ラミナ部の砂によって、この起伏は埋め立てられ、クロスラミナ部の基底は、砂岩層基底の起伏とほとんど無関係に、ほぼ水平になる。したがって、クロスラミナ部の厚さは、東西 30 km 以上にわたって



A. Mud Content (calculated by experimental formula)



B. Mud Content



C. Sorting Coefficient (with muddy fraction)

第8図 No. 14 砂岩層における含泥率・中央粒径 ( $Md\phi$ )

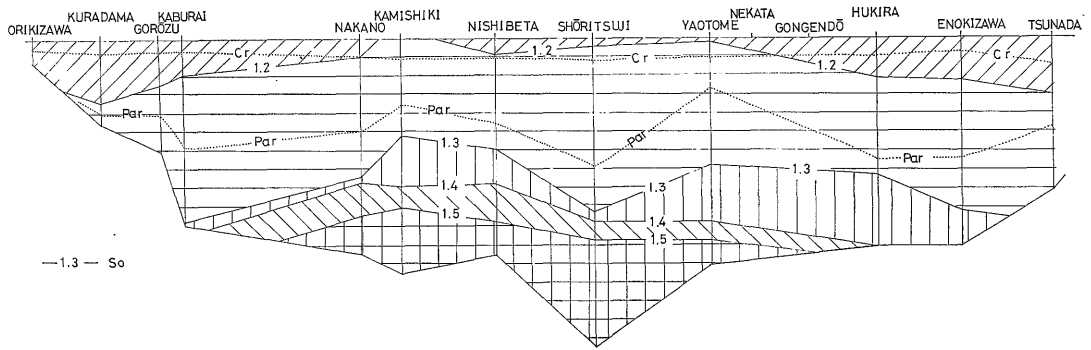
ほぼ一様で、No. 14 砂岩層がもっとも厚くなる西部田から正立寺付近にかけて、ごくわずか厚くなる。

しかも、前節で述べたように、中央粒径や淘汰度のコンターは、砂岩の基底や堆積構造の境界とほぼ一致している。したがって、これらのコンターは、下部では起伏に富むが、上部ではスムーズになる。

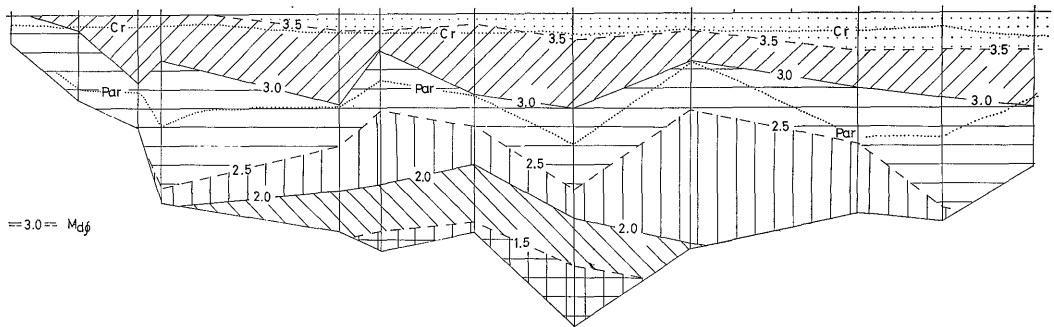
水槽実験や河床堆積物の研究から明らかにされているように、砂岩層内の構造変化——塊状→平行ラミナ→ク

ロスラミナという一連の変化は、水力学的条件が、運搬流のエネルギーレベルの高い upper-flow regime からエネルギーレベルの低い lower-flow regime へと移行する過程に対応するものと考えられている (平山・鈴木, 1968; HARMS & FAHNESTOCK, 1965)。したがって、砂は、時とともに運動エネルギーを低下させる一連の流れから、海底の微小な起伏を埋め立てるようなかたちで、沈殿したのと考えられる。しかも、平均粒径や淘汰度

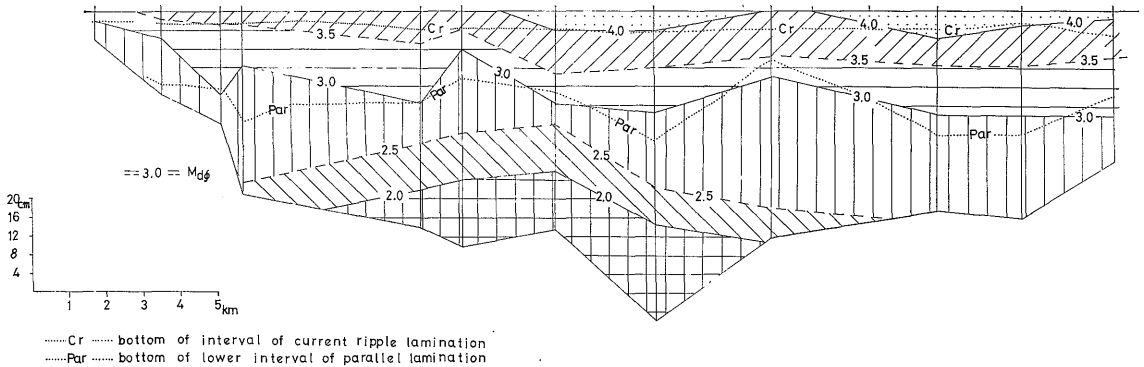
フレッシュ型砂泥互層を構成する砂岩単層の粒度組成について (平山・藤井・中嶋)



D. Sorting Coefficient (without muddy fraction)



E.  $Md\phi$  (without muddy fraction)



F.  $Md\phi$  (with muddy fraction)

および淘汰係数 ( $S_o$ ) の垂直・水平方向の変化

が、一定の flow regime を反映する堆積構造とほぼ平行して変化する事実は、運搬流の一定の flow regime に対して、特定の範囲の粒度をもった砂粒が沈殿することを示している。

木村春彦 (1956) は、水槽実験によって、粒径淘汰の良しあしは、砂粒を運ぶ流れの底速度の減衰率に規制され、低淘汰のものは、速度減衰率が大きく、堆積速度の大きい流れから生ずることを明らかにしている。したが

って、他の部分に較べて、塊状部の砂岩の淘汰が悪く、平行ラミナ部からクロスラミナ部へと淘汰が良くなる事実は、時間の経過とともに、底速度の減衰率が低下したことを示している。他方、流れの速度減衰率——運動エネルギーの減衰率が小さくなると、その流れは長時間にわたって維持され、拡がりも大きくなる。したがって、淘汰の良い上部の砂岩ほど、大きな拡がりをもつものは、運搬流の運動エネルギーの減衰率の低下によるものと考



間を必要とすることを意味している。このように、堆積物が、その安定角に達するのに、ほぼ一定の時間を必要とすることは、後背地と堆積盆地との相対的な位置や、相互の高低差に著しい変動がなかったということの意味する。したがって、その間に陸地から海に運びこまれ、一回の乱泥流で再移動する物質の量も、ある範囲内で一定していたと考えられる。一定の容積の堆積物を運ぶ乱泥流は、当然、一定の拡がりをもつ類似の扁平楕円体を形成するであろう。したがって、第9図によるような砂岩の厚さとその頻度との逆比例関係は、各砂岩単層の容積や拡がりの大小よりはむしろ、1枚の砂層の厚さの変化を表現していると考えられる。言いかえると、砂岩単層の厚い部分の拡がりは小さく、縁辺部に向かってそれが薄くなるにつれて、その拡がりが急激に増大する。したがって、第9図は、異なる地点に最大層厚部をもって重なる各砂岩層の累積体を、ある一つの断面にそって切ったさい、所定の厚さの部分か、その断面にかかる確率をあらわしているとみることが出来る。

このように、砂岩単層の厚さとそれぞれの厚さをもつ部分の拡がりとの関係が、砂岩層の上面からの深さと含泥率との関係と同じパターンを示すことは、含泥率が、砂質物質を運搬する流れの拡がりに大きな影響をもつという従来の推論を裏づけるものであろう。

なお、砂岩上面から一定の深さにおける含泥率の極大部が、その深さとともに、一方向に移動するという実験結果が、砂の堆積機構の上でどのような意味をもつか、現在のところわからない。

また、砂岩層の上面から同一の深さのある点で、同一の構造をもつ砂岩が、西のものほど、東部のものに比べて、含泥率が低く、かつ粗粒であるという事実は、第1図からもわかるように、上流側と下流側との条件のちがいに起因するものであろう。しかし、このような粒度パラメーターの差が、どのような水力学的条件のちがいを反映しているかということについては、具体的にはわからない。

## 7. まとめ

太田代層の泥砂互層中の No. 14 砂岩層について、30 km にわたり、12地点で、厚さ 2 cm きざみで 231 コの試料を採取し、粒度分析を行なって、それぞれの含泥率、中央粒径および淘汰係数を求めた。実験結果と堆積構造との関係は次の通りである。

(1) 含泥率：含泥率は上から下に向かって急激に低下するが、とくにクロスラミナ部から平行ラミナ部にかけての減少は著しい。含泥率の側方変化については、等含泥

率線が西から東へゆるく傾くため、砂岩層の上面から同じ深さの部分の含泥率は東の方がいくぶん大きくなる。

(2) 中央粒径値：中央粒径値は上方に向かって減少する。等中央粒径値線は東に向かってゆるく傾斜するので、砂岩層の上面から同じ深さの地点の中央粒径は、東よりも西の方が大きい。堆積構造の境界と等中央粒径値線とは、ゆるい角度で斜交し、同一の堆積構造の部分でも、西の方が東に比べて粗粒である。

(3) 淘汰係数：全体を通じて、砂はよく淘汰されているが、一般に上から下に向かって淘汰が悪くなる。また、等淘汰係数線は堆積構造の境界とかなりよく一致する。

(4) 砂岩層基底の起伏は塊状部の砂によりかなりならされているが、平行ラミナ部と塊状部との境界の形態になお強く反映している。しかし、クロスラミナ部の基底は、砂岩層の基底とは無関係にほぼ水平となるので、クロスラミナ部の厚さは東西 30 km にわたりほぼ一様である。

(5) 中央粒径・淘汰度のコンターは、砂岩の基底や堆積構造の境界にほぼ一致しているため、これらのコンターも上に向かってスムーズになる。

上記の事実から、砂は、時とともに運動エネルギーを低下させる一連の流れから海底の微少な起伏を埋めるように沈殿したものと考えられる。しかも平均粒径や淘汰度が、一定の flow regime を反映する堆積構造とほぼ平行する事実は、運搬流の一定の flow regime に対して、特定の範囲の粒度をもった砂粒が沈殿することを意味する。

また、砂岩層の上部に向かって淘汰がよくなることは、運搬流底速度の減衰率が、上に向かって小さくなることを意味し、含泥率が上部に向かって高くなることと相まって、上部の砂ほど広い範囲にわたって拡がる要因となっている。

(昭和44年7月稿)

## 文 献

- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation, *Elsevier, Amsterdam*, 168p.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes, *Developments in sedimentology 7, Elsevier, Amsterdam*, 274p.
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K. (1965): Stratification, bed forms and flow phenomena (with and example from the Rio

- Grande), *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* no. 12, p. 84~115.
- HENNIGSON, D. (1961): Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Giessener Grauwacke, *Geol. Rundschau*, vol. 51, p. 600-626.
- HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente in bayerischen Flyschrog, *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, vol. 116, p. 403-426.
- 平山次郎・鈴木尉元 (1968) : 単層の解析——その実際と堆積学的意義について, *地球科学* vol. 22, p. 43-62
- HUCKENHOLZ, H. G. (1959): Sediment-petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke, *Beitr. Mineral. Petrog.*, vol. 6, p. 261-298.
- 木村春彦 (1956) : 堆積機構の基礎的研究(その7)——分級機構について, *地質学雑誌*, vol. 62, p. 472-489
- KIMURA, T. (1966): Thickness distribution of sandstone beds and cyclic sedimentations in the turbidite sequence at two localities in Japan, *Bull. Earthquake Research. Inst.*, vol. 44, p. 561-607.
- KELING, G. (1962) : The petrology and sedimentation of Upper Ordovician rocks in the Rhinns of Galloway, Southwest Scotland, *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 65, p. 107-137.
- KSIAZKIEWICZ, M. (1954): Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch, *Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol. 22, p. 399-449.
- KUENEN, PH. H. (1951): Properties of turbidity currents of high density, *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, no. 2, p. 14-33.
- 三梨昂・安国昇・品田芳二郎 (1959) : 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序, *地質調査所月報*, vol. 10, p. 83-98
- 三梨昂他9名 (1962) : 日本油田ガス田図「富津—大多喜」, *地質調査所*
- MIZUTANI, S. (1957): Permian sandstones in the Mugi area, Gifu Prefecture, Japan, *Jour. Earth. Sci., Nagoya Univ.*, vol. 5, p. 135-151.
- RADOMSKI, A. (1958): The sedimentological character of the Podhole flysch, *Acta, Geol. Polon.*, vol. 8, p. 335-410.
- SHIKI, T. (1961): Studies on sandstones in the Maizuru zone, Southwest Japan, *Mem. Coll. Sci., Univ., Kyoto*, Ser. B., vol. 27, p. 293-308.
- UNRUG, R. (1959): On the sedimentation of the Lgota beds (Bielsko area, Carpathians) *Ann. Soc. Geol. Pologne*, vol. 29, p. 197-225.
- WALTON, E. K. (1955): Silurian greywackes in Peeblesshire, *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 65, p. 327-357.