

粒径測定による有孔虫化石殻の分析：タービダイトが卓越する斜面盆地のケース

廣木義久

大阪教育大学教育学部

Analysis of foraminiferal fossil tests by grain-size measurements: a case of turbidite dominated slope basin

Yoshihisa Hiroki

Department of Earth Sciences, Osaka Kyoiku University, Osaka, 582-8582, Japan (hiroki@cc.osaka-kyoiku.ac.jp)

Abstract. In this study, grain-sizes of foraminiferal fossil tests were analyzed for the offshore mudstones of the Ukari and Horinouchi Formations of the Pliocene–Pleistocene Kakegawa Group that contains the deposits of turbidite dominated fore-arc slope basin. Diameters of individual foraminiferal tests and terrigenous sand grains obtained from the sediments were calculated from their settling velocities. Comparison of the grain-size distributions of foraminiferal tests and sand grains revealed that there were two size-distribution groups of benthic foraminifers in different origin. The first group, in which sand grains and shell-tests of benthic foraminifers share the similar grain-size distributional patterns, suggests an allochthonous assemblage transported by turbidity current. It is observed in the Ukari Formation. The second group of benthic foraminiferal tests larger than the maximum size of the sand grains cannot be simply interpreted as allochthonous but could be possibly indigenous. It was found from the Horinouchi Formation. In this case, it is difficult to evaluate the origin for the group of benthic foraminiferal tests smaller than the maximum size of the sand grains. The grain-size measurements seem effective to evaluate fossil foraminiferal assemblages in combination with the other methods, e.g., modern marine ecology, geochemistry, and taphonomy.

Key words: foraminiferal test, grain-size, Kakegawa Group, slope basin, turbidite

はじめに

堆積物の粒径分布は堆積粒子の運搬・堆積機構に関する情報を提供してくれる。例えば、Friedman (1967) は粒径分布における平均粒径と標準偏差から河川砂と海浜砂との識別が可能であることを示した。また、Visher (1969) は累積粒径分布曲線を用いて、掃流、躍動、浮遊の3つの運搬様式を区別できること、それぞれの運搬様式で堆積した粒子集団は正規分布（対数正規分布）をなすことを示した。また、堆積物の粒径は堆積物を運搬・堆積させた流れの速度に関係している (Hjulström, 1939; Sundborg, 1956)。ある粒径の粒子が静止状態から動き始めるのに必要な流速（初動速度）と、動いている粒子が動きを止めて沈積する時の流速は、粒子の密度と粒径に依っているが、石英や長石などの軽鉱物粒子を主体とする堆積物においては、堆積粒子の運搬・堆積に関わる流速に対する寄与率は粒子の密度よりも粒径の方が大きい。そこで、砂質堆積物の粒径分布は正規分布を示すことが多く（碎屑性堆積物研究会, 1983; McLane, 1995）、その粒径分布から堆積物を運搬・堆積させた流れの剪断速度が見積もられたりする (Middleton, 1976)。

このように、堆積物の粒径分布から堆積粒子の運搬様式や堆積時の流れの速度、堆積環境など、地層を構成する堆積物の堆積条件や起源を議論することができる。しかも比較的簡単な設備で再現性のある分析ができるため、堆積物の粒径測定は地層研究において最も重要で、かつ、広く用いられている研究手法のひとつである（碎屑性堆積物研究会, 1983）。堆積物の粒径測定は、一般に、礫、砂、泥からなる陸源の碎屑性堆積物を対象になされることが多い。しかしながら、堆積物を構成する粒子は碎屑粒子に限られたわけではなく、そこには生物源や化学源の粒子も含まれる（勘米良ほか, 1979）。堆積物に含まれる生物源粒子に着目した堆積学的研究は多くはないが、Carter (1951)、Hendrix (1958)、亀山 (1984) などの底生有孔虫群集に関する研究や本郷・中条 (2003) の淡水緑藻遺骸を用いた研究のように、堆積物の粒度特性と微生物群集との関係性から陸源および生物源粒子の運搬・堆積機構を議論している例がある。また、Michels (1995) や Kench and McLean (1996) は生物源粒子の沈降速度を用いて生物源粒子の水力学的挙動や運搬・堆積について議論している。これらの研究は、堆積物中の生物源粒子の粒径分布を分析することにより、陸源の碎屑粒子の

分析のみでは得られない情報が得られることを示しており、陸源の碎屑粒子の分析と生物源粒子の分析を組み合わせることにより、堆積物の運搬・堆積をより詳細に議論できる可能性がある。

そこで本論文は、有孔虫遺骸の“堆積物粒子”としての側面に焦点を当て、重力流が卓越する堆積物中の有孔虫化石殻に着目し、生物源粒子である有孔虫化石殻と碎屑粒子である砂粒子の粒径分布を分析・比較することにより、堆積物の由来・来歴について議論することを試みた。今回、本論文で研究対象としたのは、静岡県掛川地域に分布する鮮新-更新統掛川層群の宇刈層および堀之内層の泥岩層である。掛川層群は前弧海盆の充填堆積物であり（杉山ほか, 1988）、タービダイトの卓越する斜面盆地の堆積物から構成される（牧野ほか, 1979; Ishibashi, 1989; Sakai and Masuda, 1995）。タービダイト相の泥岩には碎屑粒子とともに運搬されてきた異地性の有孔虫化石殻が多く含まれると考えられるが、宇刈層と堀之内層の有孔虫化石殻の粒径を分析したところ、周囲の碎屑粒子と粒径が異なるなど特徴の異なる複数の粒径分布パ

ターンが認められることが明らかとなった。本論文では、有孔虫化石殻および砂粒子の粒径分布の分析から、宇刈層および堀之内層の泥岩層における有孔虫遺骸を含む堆積物の運搬・堆積機構の違いについて議論する。

研究方法

地質概説

鮮新-更新統掛川層群は静岡県西部を流れる大井川と天竜川とにはさまれた掛川地域に広く分布する（Makiyama, 1954; Ishibashi, 1989; 図1）。掛川層群は鮮新-更新世に南海トラフにおける沈み込み帯に発達した前弧海盆の充填堆積物である（杉山ほか, 1988）。この前弧海盆は、その充填堆積物に乱泥流によって形成された砂岩泥岩互層がよく発達し、タービダイトの卓越する斜面盆地に相当する（牧野ほか, 1979; Ishibashi, 1989; Sakai and Masuda, 1995）。

掛川層群には非海成の河川堆積物と海浜～陸棚斜面および海底扇状地等の海成堆積物が認められる（Ishibashi,

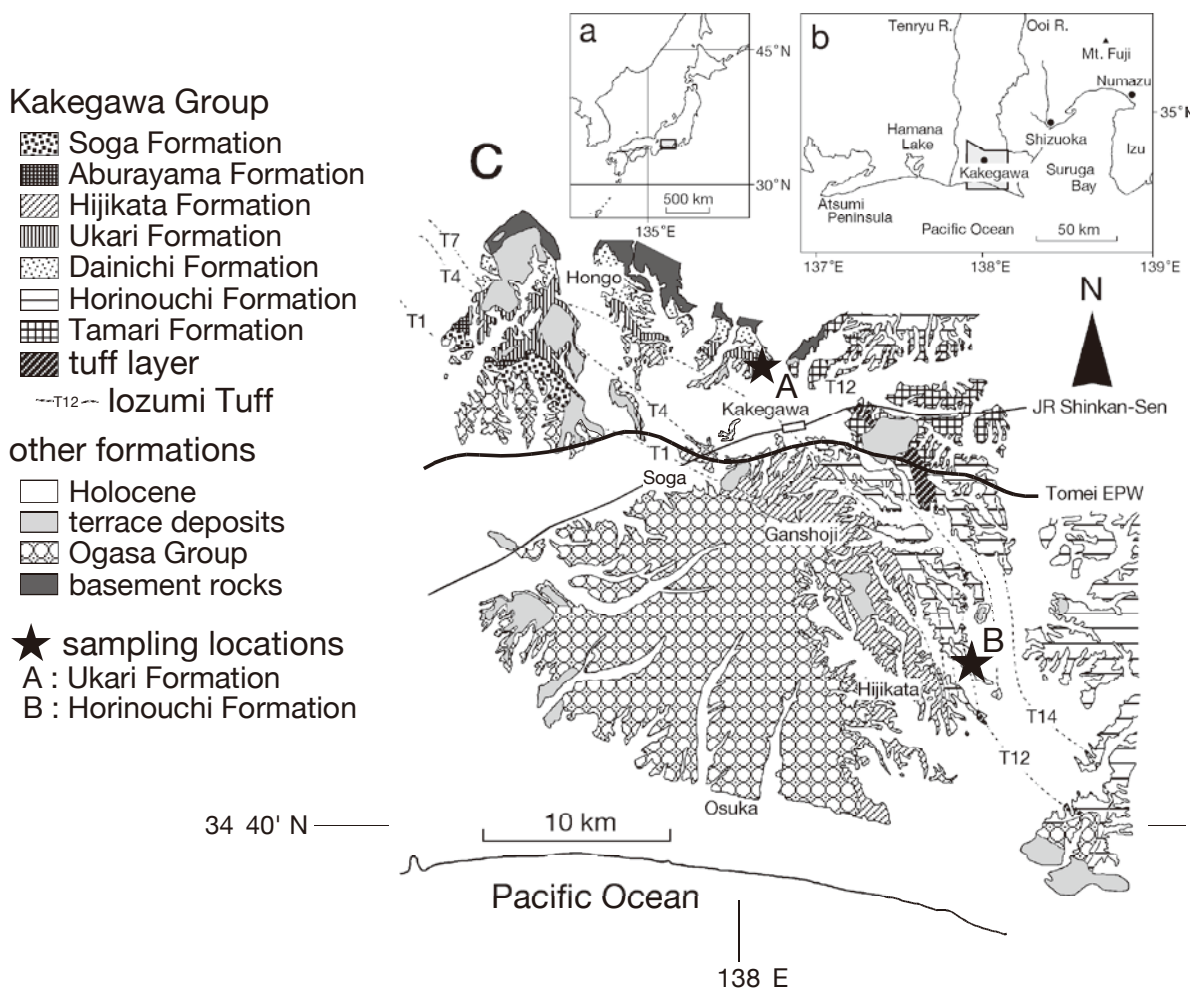


図1. 掛川地域の地質図と試料採取地点。地質図はIshibashi (1989) による。

Fig. 1. Geological map of the Kakegawa area and locations of sampling sites. The map is based on Ishibashi (1989).

1989; Sakai and Masuda, 1995). JR掛川駅付近より北西側の地域には、河川および海浜～陸棚の堆積物からなる堆積相が分布し、JR掛川駅付近より南東側の地域には、陸棚～陸棚斜面の堆積相が分布する (Ujiié, 1962; Ishibashi, 1989). 掛川層群の中で、北西側の河川および海浜～陸棚の堆積物は、野辺層、大日層、宇刈層、土方層、油山層、曾我層の6累層に、南東側の陸棚～陸棚斜面の堆積物は満水層および堀之内層の2累層に区分される (Ishibashi, 1989).

試料の採取・処理

分析用の試料は宇刈層の泥岩層および堀之内層のやや砂質の泥岩層より採取した (図1). 宇刈層は内側陸棚相を示す、砂岩層の優勢な砂岩泥岩互層からなる (Ishibashi, 1989). 堀之内層は陸棚斜面上から海盆底に堆積した海底扇状地堆積物で、タービダイト砂岩層および半遠洋性泥岩層からなる砂岩泥岩互層である (牧野ほか, 1979; Sakai and Masuda, 1995; 酒井, 2000).

宇刈層の試料採取地点は掛川市西郷の、掛川バイパス下のトンネルを南に向かって抜けてすぐ左手の小規模な露頭である (図2A). 試料採取地点の宇刈層は砂岩層の優勢な砂岩泥岩互層からなる (図3A). 砂岩層は青灰色の細粒砂からなり、平行葉理がよく発達する. 砂岩層中には貝殻破片からなる薄層が挟在することがある. 泥岩層は淡灰色のシルトからなり、塊状もしくは平行葉理が発達する. 試料は層厚9 cmの塊状の泥岩層から採取した.

堀之内層の試料は、掛川市南部の稲荷部に露出する、丘陵を切りひらいて造成した茶畑の脇にある大露頭から採取した (図2B). この露頭には五百済凝灰岩層が露出する (白井・木宮, 1990). 試料採取層準は、白井・木宮

(1990)の五百済凝灰岩上部と五百済凝灰岩下部との境界から約150 cm下位にある泥岩層である (図3B). この泥岩層は層厚18 cmで、淡灰～暗灰色の塊状シルトからなり、生物擾乱が著しく、ペレットを含む.

採取した泥岩試料は、乾燥後、約50 gの塊を取って秤量し、200メッシュの篩 (目の開きは0.075 mm) で水洗した. 水洗後の残渣を適量に分割し、分割試料から有孔虫化石殻を双眼実体顕微鏡下で底生有孔虫と浮遊性有孔虫とに分けて拾い出した. 有孔虫化石殻を拾い出した後に残った砂試料はさらに分割し、200個程度の砂粒子を取り分けた. 拾い出した有孔虫化石殻と取り分けた砂粒子は、化石殻1個体あるいは砂粒子1個ずつ化石用ホルスライドに移し、識別番号をつけた.

粒径測定

1. 実測粒径

識別番号をつけた有孔虫殻および砂粒子の粒径を以下の要領で測定した. 双眼実体顕微鏡 (オリンパス, SZ-ST) にマイクロメーターを装着し、粒径を計測した (これはいわゆる見かけの粒径であり、以下、実測粒径: 英語表記ではmeasured diameter, と呼ぶこととする). 化石殻あるいは砂粒子の長径a, 中径b, 短径cを計測し、次の式によって実測粒径Dmを求めた.

$$Dm = \sqrt[3]{abc}$$

2. 沈降粒径

実測粒径を求めた後、化石殻あるいは砂粒子の沈降速度を測定し、その測定値から沈降粒径 (堆積学研究会, 1998) を求めた (本論文における英語表記はsettling

(A) Ukari Formation



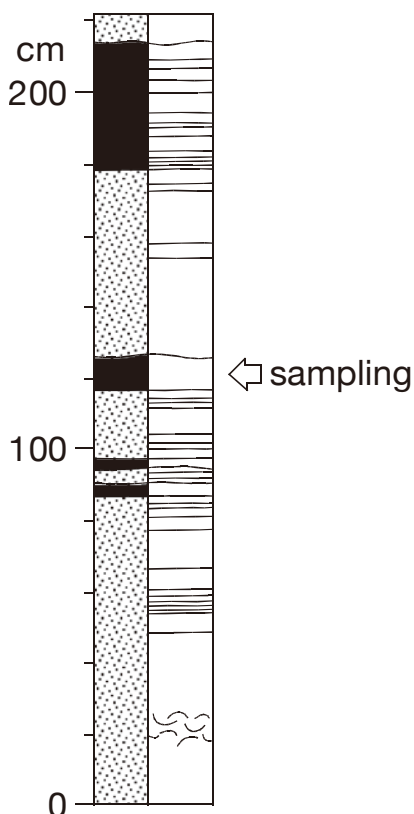
(B) Horinouchi Formation



図2. 試料採取地点. 国土地理院平成9年発行2万5千分の1地形図「掛川」(A) および同「下平川」(B) を使用.

Fig. 2. Sampling sites. A: Ukari Formation (geographic map of 1/25,000, Kakegawa, published in 1997 by Geospatial Information Authority of Japan). B: Horinouchi Formation (geographic map of 1/25,000, Shimohirakawa, published in 1997 by Geospatial Information Authority of Japan).

(A) Ukari Formation



(B) Horinouchi Formation

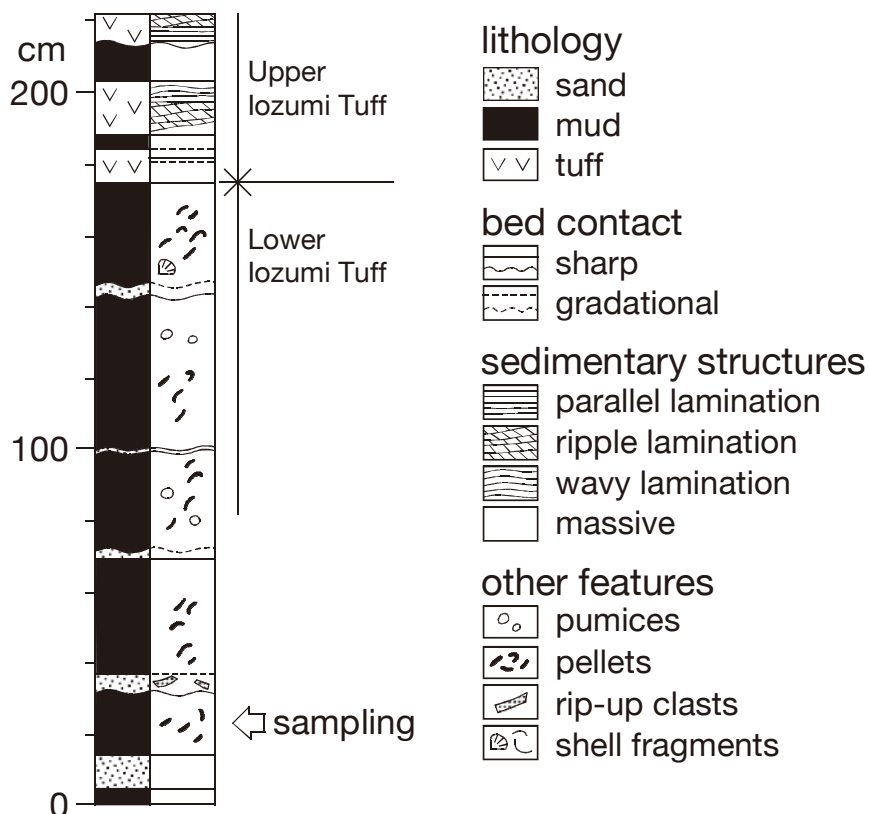


図 3. 試料採取地点における柱状図と試料採取層準。
Fig. 3. Columnar sections and sampling horizons.

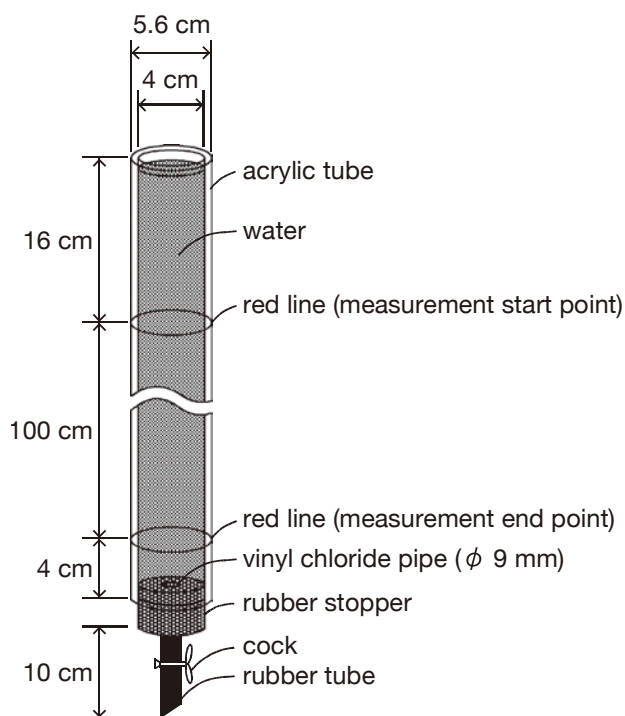


図 4. 沈降管の概略図。

Fig. 4. Schematic illustration of the settling tube.

diameter とする)。

沈降速度はアングルに固定した沈降管を用いて測定した(図4, 5)。沈降管および測定方法は Gibbs *et al.* (1971) にならった。沈降管には、長さ 120 cm、内径 4 cm、厚さ 8 mm のアクリルの筒を用いた。上から 16 cm (測定開始線) と下から 4 cm (測定終了線) の位置に赤線を引き、100 cm の計測区間を設けた。筒の下開口部には内径 9 mm の塩ビパイプを通したゴム栓をし、塩ビパイプにはゴムチューブをつけ、コックにより排水できるようにした。水は水道水を用い、沈降管の上部開口部から水面までの深さが 1 cm 未満になるように入れた。測定は水温 $20 \pm 0.5^\circ\text{C}$ で行った。沈降管内の水温の維持は、沈降管を設置した実験室の温度を 20°C に設定・維持することによって行った。面相筆を用いてホールスライドから化石殻もしくは砂粒子を取り出し、沈降管に投入した。殻あるいは粒子が沈降管内を 100 cm 落下する時間をストップウォッチにより計測し、沈降速度を得た。計測は各化石殻・粒子につき 1 回行った。

得られた沈降速度から沈降粒径 D_c を求めるために、以下の計算式を用いた (Gibbs *et al.*, 1971)。



図5. 沈降管の写真. アンクルには9本の沈降管が固定されている. 沈降する殻や粒子を見やすくするために黒板がセットされている.

Fig. 5. Photograph of the settling tubes. Nine tubes are fixed to the steel frame. The black board is set to make settling tests and grains easy to see.

$$D_c = \frac{0.055804V^2\rho_f + \sqrt{0.003114V^4\rho_f^2 + g(\rho_s - \rho_f)(4.5\eta V + 0.008705V^2\rho_s)}}{g(\rho_s - \rho_f)} \times 2$$

D_c : 沈降粒径 (cm)

V : 沈降速度 (cm/s)

η : 水の粘度 (P)

ρ_f : 水の密度 (g/cm^3)

ρ_s : 粒子の密度 (g/cm^3)

g : 重力加速度 (cm/s^2)

水温が 20°C のとき, $\eta = 1.002 \times 10^{-2}$ (P), $\rho_f = 0.99820$ (g/cm^3) である (国立天文台, 2005). 重力加速度は 980 cm/s^2 , 粒子の密度 (ρ_s) には石英の密度 (2.65 g/cm^3) を用いた.

結果

実測粒径と沈降粒径との関係

宇刈層と堀之内層それぞれの試料から得られた碎屑性砂粒子および浮遊性・底生有孔虫化石殻の実測粒径と沈降粒径との関係を図6に示す. いずれも横軸に実測粒径

を, 縦軸に沈降粒径をとっている. 宇刈層については, 分割試料 (処理前の乾燥試料 14.1 g に相当) から底生有孔虫化石殻 252 個体および浮遊性有孔虫化石殻 187 個体, 堀之内層については, 分割試料 (処理前の乾燥試料 31.3 g に相当) から底生有孔虫化石殻 330 個体および浮遊性有孔虫化石殻 88 個体を抽出した. また, 砂粒子は宇刈層については 190 個, 堀之内層については 220 個を抽出した.

砂粒子のプロットの回帰直線の傾きは, 宇刈層においては 0.79, 堀之内層においては 0.69 で, 1 よりも小さな値となった. また, 有孔虫化石殻については, 浮遊性有孔虫, 底生有孔虫のいずれにおいても, プロットの回帰直線の傾きは 1 よりも小さな値となった. このことは, 砂粒子, 有孔虫化石殻のいずれにおいても, 実測粒径よりも沈降粒径の方が小さい値を示す傾向にあることを示している.

浮遊性有孔虫と底生有孔虫の違いに注目すると, 浮遊性有孔虫殻の回帰直線の傾きは, 宇刈層が 0.46, 堀之内層が 0.43, 底生有孔虫殻については宇刈層が 0.56, 堀之内層が 0.52 であり, 宇刈層, 堀之内層ともに, 底生有孔虫殻よりも浮遊性有孔虫殻の方が傾きが小さくなっている. このことは, 同じ実測粒径を示す有孔虫殻の沈降粒径を比較した場合, 底生有孔虫殻よりも浮遊性有孔虫殻の方が小さな値を示す傾向にあることを示す.

砂粒子および有孔虫化石殻の粒径分布

宇刈層および堀之内層の試料における碎屑性砂粒子および浮遊性・底生有孔虫化石殻の粒径分布ヒストグラムを図7および図8に示す. 図7の粒径分布は実測粒径によるもの, 図8の粒径分布は沈降粒径によるものである.

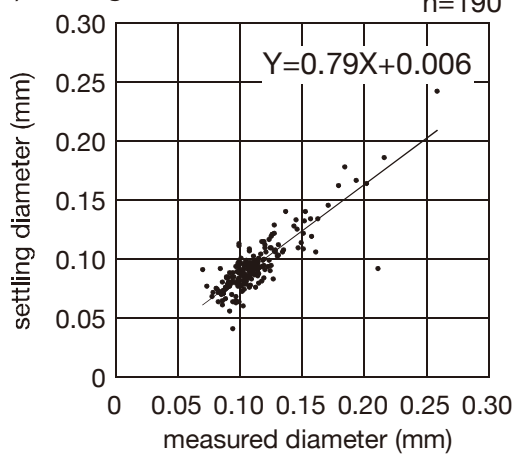
まず, 図7の実測粒径による粒径分布について記述する. 試料を目の開きが 0.075 mm の篩で水洗しているため, 砂粒子, 有孔虫化石殻のいずれにおいても 0.06 mm 以下の粒子は認められない. また, 砂粒子, 浮遊性有孔虫殻, 底生有孔虫殻の最頻値はいずれも $0.08 \sim 0.12 \text{ mm}$ のところにある. これも, 試料の処理において, 試料を目の開きが 0.075 mm の篩にかけているためである. 試料中の砂粒子および有孔虫殻の個 (体) 数は小さければ小さいほど多いので, 篩の目の大きさよりやや大きな粒径の粒子もしくは有孔虫化石殻が最頻となっている. したがって, 実測粒径分布における細粒側の最頻値は試料の処理にともなう技術的なものである.

宇刈層の試料において, 砂粒子は 0.26 mm 以下の粒子からなり, 0.12 mm 以下の粒子が多い. 浮遊性有孔虫殻は 0.36 mm 以下で, 0.14 mm 以下のものが多い. 底生有孔虫殻は $0.34 \sim 0.48 \text{ mm}$ に 4 個体あり, それ以外は 0.3 mm 以下である.

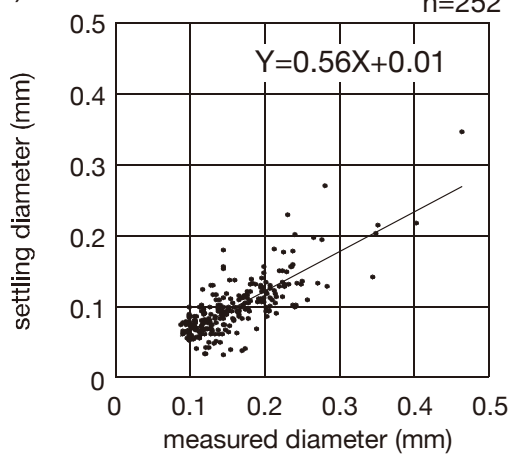
堀之内層の試料においては, 砂粒子は 0.18 mm 以下である. 浮遊性有孔虫殻は $0.4 \sim 0.42 \text{ mm}$ に 1 個体あり, それ以外は 0.32 mm 以下で, 0.14 mm 以下のものが多い. 底

(A) Ukari Formation

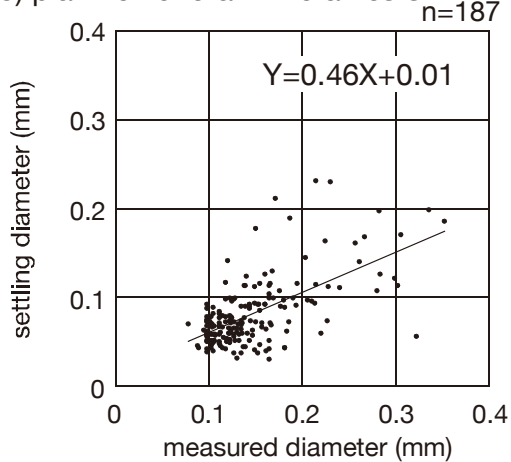
(1) sand grains



(2) benthic foraminiferal tests

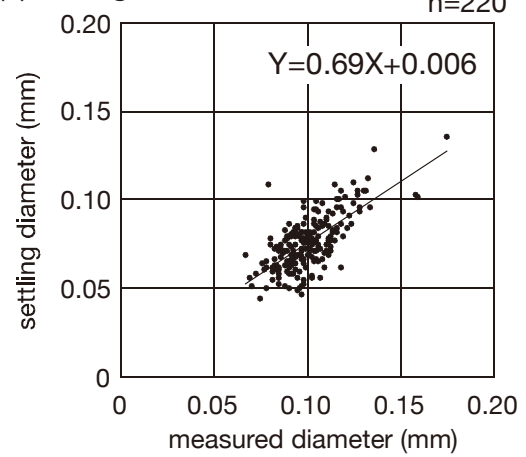


(3) planktonic foraminiferal tests

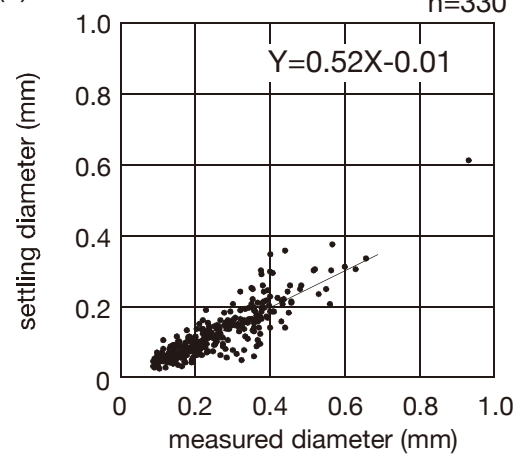


(B) Horinouchi Formation

(1) sand grains



(2) benthic foraminiferal tests



(3) planktonic foraminiferal tests

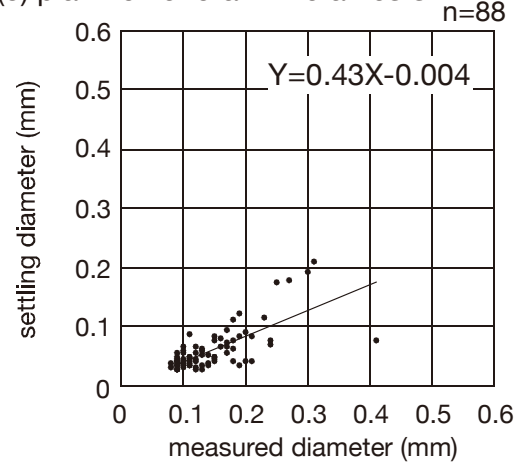


図6. 見かけの粒径（実測粒径）と沈降粒径との関係。横軸が実測粒径，縦軸が沈降粒径。

Fig. 6. Relationships of the measured diameters and the settling diameters of terrigenous sand grains and planktonic and benthic foraminiferal tests.

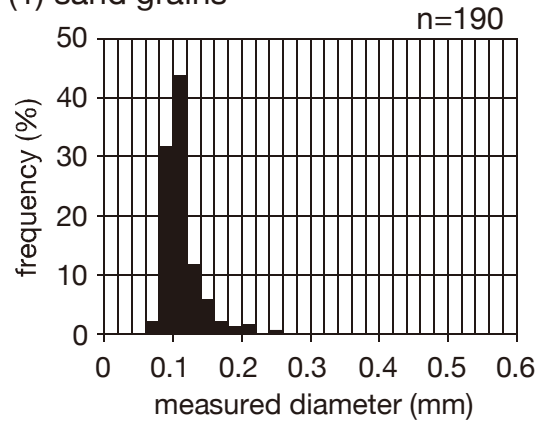
生有孔虫殻は0.92～0.94 mmに1個体あり，それ以外は0.66 mm以下で，0.08～0.46 mmにおいて広く分布している。

次に，図8の沈降粒径について記述する．まず，粒径分布の最小値は砂粒子に比べて有孔虫化石殻の方が小さくなっている．また，細粒側の最頻値の位置も砂粒子に

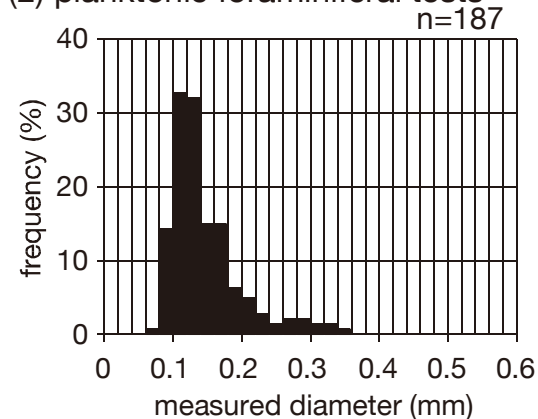
比べて有孔虫化石殻の方が細粒側にややシフトしている．これは，先にも述べたように，試料の処理の問題で，もともと実測粒径分布において，砂粒子と有孔虫化石殻の粒径分布の最小値と最頻値の位置がほぼ一致していたものが，特に有孔虫化石殻において実測粒径よりも沈降粒径の方が小さい値を示す傾向にあるため，最小値・最頻

(A) Ukari Formation

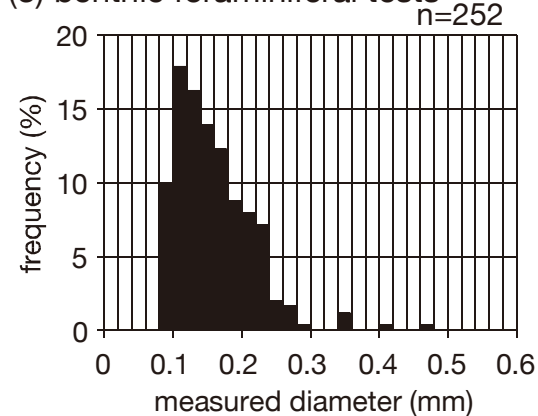
(1) sand grains



(2) planktonic foraminiferal tests

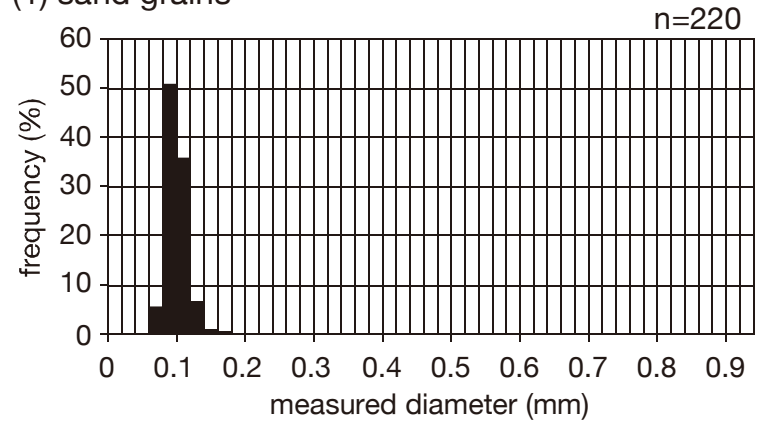


(3) benthic foraminiferal tests

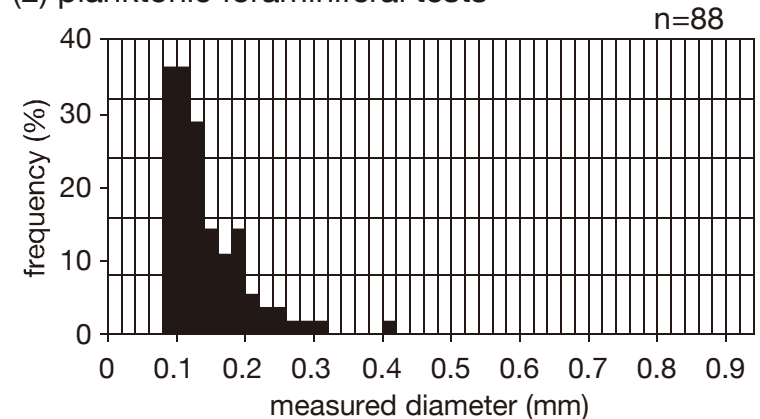


(B) Horinouchi Formation

(1) sand grains



(2) planktonic foraminiferal tests



(3) benthic foraminiferal tests

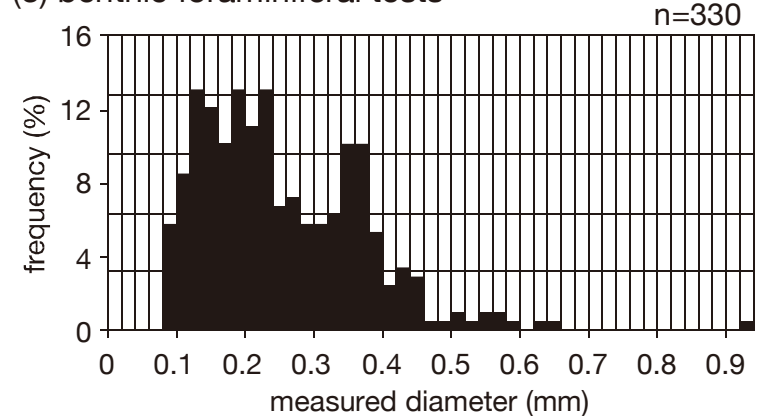
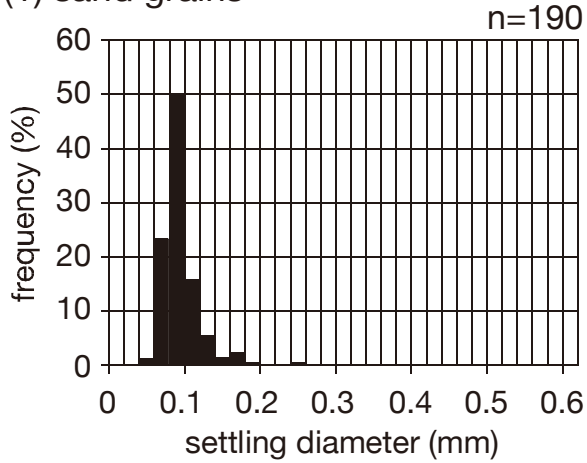


図7. 砂粒子および有孔虫化石殻の粒径分布の比較．横軸は実測粒径．

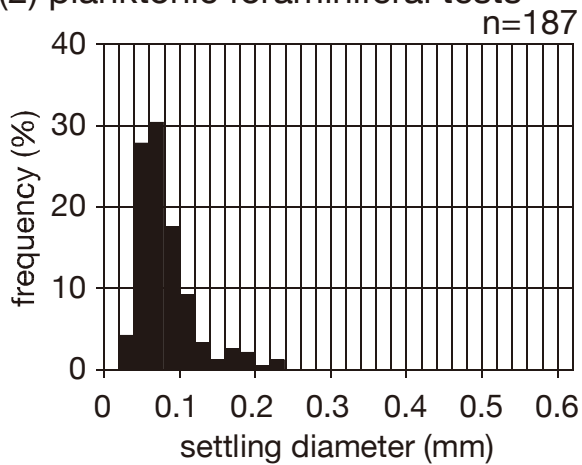
Fig. 7. Comparisons of the grain-size distributions of terrigenous sand grains and planktonic and benthic foraminiferal tests. The grain-sizes are of measured diameters.

(A) Ukari Formation

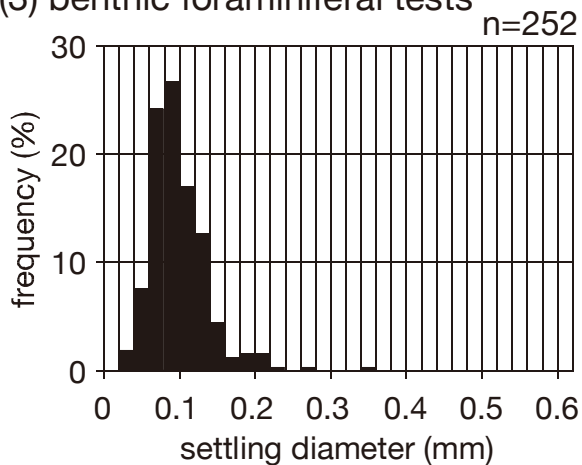
(1) sand grains



(2) planktonic foraminiferal tests

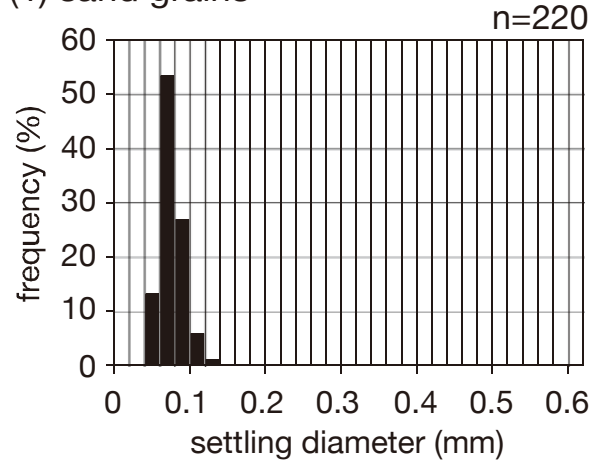


(3) benthic foraminiferal tests

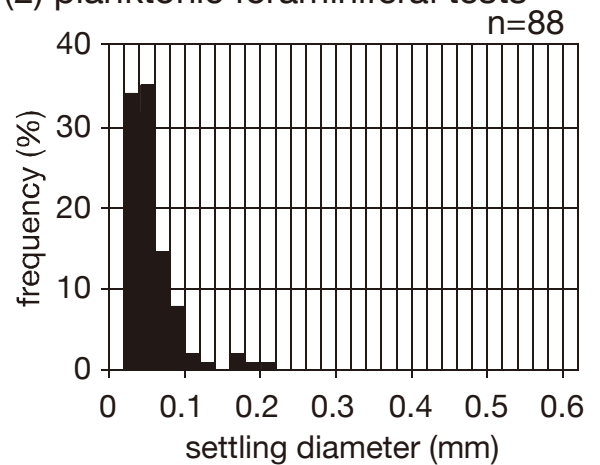


(B) Horinouchi Formation

(1) sand grains



(2) planktonic foraminiferal tests



(3) benthic foraminiferal tests

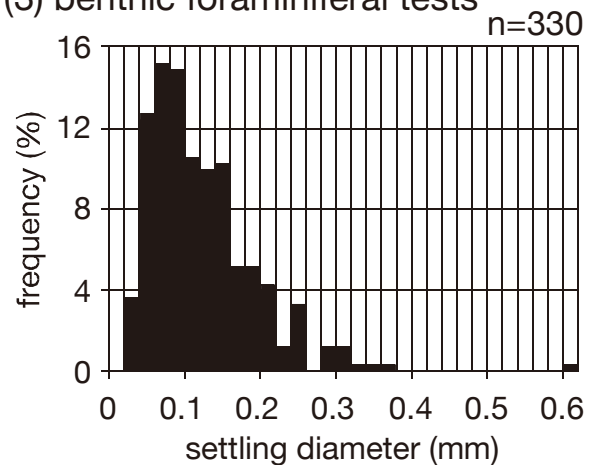


図 8. 砂粒子および有孔虫化石殻の粒径分布の比較。横軸は沈降粒径。

Fig. 8. Comparisons of the grain-size distributions of terrigenous sand grains and planktonic and benthic foraminiferal tests. The grain-sizes are of settling diameters.

値ともに有孔虫化石殻において細粒側にシフトしたものである。

一方、粒径分布の最大値に注目すると、宇刈層、堀之内層のいずれにおいても、砂粒子の沈降粒径の最大粒径は実測粒径の最大粒径とほとんど相違はない。一方、有孔虫化石殻の沈降粒径の最大粒径は実測粒径の最大粒径よりも小さくなっており、実測粒径の分布よりも沈降粒径の分布の方が粒径幅が狭く、分布の山が全体的に細粒側にシフトしている。これも有孔虫化石殻において実測粒径よりも沈降粒径の方が小さい値を示す傾向があるためである。

さらに、沈降粒径による粒径分布について、砂粒子の最大粒径を基準に有孔虫化石殻の分布を比較すると、宇刈層と堀之内層では、有孔虫化石殻の粒径分布パターンが異なっており、特に底生有孔虫殻において違いが顕著である。例えば、宇刈層では、底生有孔虫殻のうち砂粒子の最大粒径（0.26 mm）よりも大きな個体は2個体のみ（0.8%）で、252個体中250個体が砂粒子の最大粒径よりも小さい。一方、堀之内層の底生有孔虫殻は、砂粒子の最大粒径（0.14 mm）より大きな殻が330個体中210個体（63.6%）あり、砂粒子の最大粒径より小さな殻は120個体（36.4%）である。他方、宇刈層の浮遊性有孔虫の化石殻は全て（187個体）が砂粒子の最大粒径よりも小さい。一方、堀之内層については、砂粒子の最大粒径より大きなものが4個体あり、それ以外の殻（84個体）は砂粒子の最大粒径より小さい（95.5%）。

以上を要約する。実測粒径分布と沈降粒径分布の比較については、実測粒径分布よりも沈降粒径分布の方が粒径幅が狭く、分布の山が全体的に細粒側にシフトしている。砂粒子の粒径分布と有孔虫化石殻の粒径分布の比較については、宇刈層では、浮遊性、底生ともに、ほとんどの有孔虫化石殻が砂粒子の最大粒径よりも小さい。堀之内層でも全体的な傾向は似ているが、底生有孔虫殻に関しては、周囲の砂粒子の最大粒径よりも小さな個体と砂粒子の最大粒径よりも大きな個体が混在していることがわかった。

考察

沈降粒径の実用性

有孔虫化石殻の実測粒径と沈降粒径との関係のグラフは、浮遊性有孔虫、底生有孔虫のいずれにおいても回帰直線の傾きが1より小さかった。沈降粒径は同じ沈降速度を持つ石英球の粒径として見積もられたものであるから（堆積学研究会, 1998）、有孔虫殻は見かけのサイズは大きい、水中ではそれよりも小さな石英粒子と同等の粒径として見積もられることを示している。有孔虫化石殻を構成する方解石の密度は 2.71 g/cm^3 で、石英の密度（ 2.65 g/cm^3 ）よりも若干大きい、有孔虫化石殻の内部

が空洞になっているために、殻全体の平均密度は方解石の密度よりかなり小さくなっている（Komar (1981) によれば平均 1.50 g/cm^3 ）。その結果、有孔虫化石殻においては沈降粒径が実測粒径に比べてかなり小さくなっている。見かけの大きさは異なっていたとしても、同じ沈降粒径を持つ粒子はある流れの中において同じ水力学的挙動を示すと考えられている（Kench and McLean, 1996; Komar and Cui, 1984）。したがって、地層中に保存されている有孔虫化石殻の堆積学的挙動を検討する場合には、沈降粒径を用いた方が合理的である。

また、有孔虫殻は球状のものばかりではなく、多様な形態を持ち、厳密に言えば形状の違いも水力学的な殻の挙動や沈降速度に影響を及ぼす。しかし、沈降粒径はその影響が反映された結果であるので、沈降粒径に基づいて議論する限り、形状の違いを考慮せずに済むという実用面での利点がある。

一方、碎屑性砂粒子は有孔虫化石殻とは異なり空隙を持たないため、砂粒子の実測粒径と沈降粒径との回帰直線の傾きは1に近い値となるはずである。しかしながら、測定結果は1よりも小さな値となった。実測粒径は粒子の3軸（長径、中径、短径）を持つ楕円体を考え、その楕円体の体積と同じ体積を持つ球の直径を粒径としている。そこで、砂粒子が3軸方向に突き出た形をしていると、置き換えられた楕円体の体積は砂粒子の実際の体積よりも大きく見積もられる（碎屑性堆積物研究会, 1983）。砂粒子は角張っているものが多いため、実測粒径は真の球相当径よりも大きくなる傾向がある。また、一般に、沈降する粒子が球体でない場合、長軸と中軸がなす面（最大投影面）が水平になるように沈降する。このとき、ひきずりの抵抗力はその投影面の面積に比例するため、球体でない扁平な粒子は同一の体積を持つ同比重の球体の粒子よりも沈降速度が遅くなる（例えば、Baba and Komar, 1981）。つまり、粒子が球体でない場合、沈降粒径は真の球相当径より小さくなる傾向を持つ。以上の2つの理由により、碎屑性砂粒子の沈降粒径は実測粒径よりも小さくなる傾向がある。

宇刈層および堀之内層の有孔虫化石殻の粒径分布

堆積物中の底生有孔虫化石群集には、その堆積場に生息し、死後、その場に堆積した現地性化石群集と、堆積場の外からもたらされ堆積した異地性化石群集が混在していることがある（高柳・氏家, 1968; 新妻ほか, 1984）。例えば、現生底生有孔虫群集について、Wang and Murray (1983) は潮位差が2 m以下の三角江では最大22%、潮位差が4 m以上の三角江においては50%以上が異地性殻であると報告している。Jansen *et al.* (1987) はノルウェー西海岸沖の水深約3000 mのタービダイトおよび土石流堆積物について、有孔虫群集の30%前後は水深200～600 mの陸棚からもたらされたものとしている。宇刈

層および堀之内層の底生有孔虫化石群集にもそのような現地性化石群集と異地性化石群集が含まれている可能性がある。

堆積物中の碎屑性の砂粒子は流れによって堆積場の外からもたらされたものである。したがって、砂粒子は全て異地性粒子と言える。もし、それらの砂粒子といっしょに同じ流れによって運搬されてきた有孔虫化石殻があるならば、それらの化石殻も異地性であり、それらの化石殻の粒径分布は沈降粒径において砂粒子と同じ粒径分布を示すものと考えられる (Kench and McLean, 1996; Komar and Cui, 1984)。

一方、浮遊性有孔虫は海洋表層に生息しており、死後、沈降して海底堆積物中に保存されることから (Takahashi and Bé, 1984)、海底堆積物中の浮遊性有孔虫殻は全て異地性であるといえる。浮遊性有孔虫殻の運搬・堆積過程を考えた場合、一度海底に沈殿、堆積した浮遊性有孔虫殻が乱泥流などにより再移動、運搬されて、再び堆積するケースも考えられる。その場合は、運搬中に起こる分級作用により、再堆積した浮遊性有孔虫殻の粒径 (沈降粒径) 分布が同じ堆積物中の砂粒子の粒径分布と類似することが考えられる。

宇刈層および堀之内層それぞれについて、有孔虫化石殻の粒径分布を砂粒子の粒径分布と比較したところ、宇刈層と堀之内層では有孔虫化石殻の粒径分布パターンが異なっていることが明らかとなった。宇刈層では、ほとんどの有孔虫化石殻が砂粒子の粒径分布と同じか、やや小さいのに対し、堀之内層の底生有孔虫殻にあっては砂粒子と同サイズの個体が多く含まれている一方で、粒径分布曲線の粗粒側の裾野が広く、砂粒子より大きな個体が含まれていることがわかった (図8)。

宇刈層中の浮遊性有孔虫殻および底生有孔虫殻の沈降粒径分布は、基本的に一極集中型の同様の分布曲線を示している (図8)。よって、宇刈層中の浮遊性有孔虫および底生有孔虫の化石殻は、基本的に砂粒子とともに重力流によって運ばれて堆積した異地性のものであると解釈できる。

一方、堀之内層中の浮遊性有孔虫殻の粒径は砂粒子とほぼ同じである。結果でも触れたように、最頻度の位置の違いは研究手法の技術的な問題によるものであるが、浮遊性有孔虫殻と砂粒子の分布曲線はいずれも一極集中型で形は非常に良く似ている。よって、大半の浮遊性有孔虫殻は砂粒子と挙動をともにした可能性が高い。

これに対し、底生有孔虫殻の粒径分布パターンはかなり異なる。その分布は0.02~0.12 mm, 0.12~0.16 mm, 0.16~0.38 mmの三峰および0.60~0.62 mm (沈降粒径; 図8B) で、細粒側と粗粒側の両方に広がる多峰性の分布曲線を示す。特に、砂粒子の最大粒径より大きな個体が全体の約64% (210個体) を占めている点が着目される。このような分布パターンは「砂粒子と一緒に淘汰・運搬

されて堆積した」という単純な異地性のシナリオだけでは説明できない。

例えば、底生有孔虫が現地性であった場合、その殻は水力学的な淘汰を受けないため、必ずしもサイズが揃った殻が産出する必要はない。また、堀之内層の泥岩層には生物擾乱が認められ、糞粒ペレットが多く含まれるなど、活発な生物活動があったことが推定される。以上から考えると、「周囲の砂粒子の最大粒径よりも大きな個体が卓越する底生有孔虫群は現地性であるか、あるいは何らかの生態情報を保持した化石群である可能性がある」という作業仮説を立てることができる。

ただし、粒径分布だけから底生有孔虫の現地性・異地性を議論することは十分でない。何より、現生有孔虫の生態との詳細な比較が不可欠であろうし、殻の破損や殻表面の摩耗の程度など、多角的な視点からこの問題を検証してゆく必要がある。また、堆積物中の有孔虫化石殻の中には泥や続成作用による自生鉱物などの充填物が入り込んでいることが考えられるが、本研究ではそれらの充填物の有無については確認できていない。沈降粒径に対するそれらの充填物の影響についても検討する必要がある。

まとめと今後の課題

タービダイト相中に含まれる微化石の産状の詳細は必ずしも明らかではない。本論文では掛川層群の宇刈層の泥岩および堀之内層の砂質泥岩中から抽出した砂粒子および有孔虫化石殻の粒径をひとつひとつ測定し、砂粒子と有孔虫化石殻の粒径分布を比較することによって、複数の粒径分布パターンが認められることを明らかにした。これは、1) “異地性” と一括りにされがちな化石群の中にも、成因や履歴の異なる複数のタイプが存在すること、2) 粒度分析という簡便な方法で、微化石の産状を識別する重要な一次データが得られること、3) 「現地性または生態情報を一部残しているのではないか？」という作業仮説が立てられる化石群が存在すること、以上の3つの点で意義がある。

本論文では、有孔虫化石殻の由来・来歴について、あくまでも化石殻と砂粒子の粒径分布の比較からのみ検討した。その解釈の妥当性については、有孔虫化石群集の解析や化石殻の安定同位体分析 (新妻ほか, 1984)、化石殻の破損・摩耗状態などからの検証や粒径分布における殻内の充填物の影響等のさらなる検討が必要である。また、現世堆積物においては、染色法を用いて有孔虫の生体と遺骸を識別できるので (桑野, 1956)、本論文の粒径分布に基づく解釈の妥当性について現世堆積物を用いて検討することも有効であると考えられる。

謝辞

本論文の一部は日本古生物学会2013年年会（熊本大学）でのシンポジウム「古環境指標としての微化石—生息場から堆積場に至る環境復元のツールとして—」においてコメントとして発表した。シンポジウムでの発表および本誌への論文投稿の機会を与えてくださった小松俊文教授、西弘嗣教授、秋元和實教授、長谷川四郎教授に心から感謝します。また、編集部の前田晴良博士ならびに2名の匿名査読者からは丁寧かつ建設的なコメントをいただき原稿の改善にたいへん役立った。ここに記して感謝します。

文献

- Baba, J. and Komar, P.D., 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 631–640.
- Carter, D.J., 1951. Indigenous and exotic foraminifera in the Coralline Crag of Sutton, Suffolk. *Geological Magazine*, **88**, 236–248.
- Friedman, G.M., 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, 327–354.
- Gibbs, R.J., Matthews, M.D. and Link, D.A., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, 7–18.
- Hendrix, W.E., 1958. Foraminiferal shell form, a key to sedimentary environment. *Journal of Paleontology*, **32**, 649–659.
- Hjulström, F., 1939. Transportation of debris by moving water. In Trask, P.D., ed., *Recent Marine Sediments: A Symposium*, 5–31. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists.
- 本郷美佐緒・中条武司, 2003. 大阪湾東部における淡水緑藻ピクンシヨウモ *Pediastrum biwae* 遺骸を指標とした淀川起源細粒粒子の拡散. 堆積学研究, **56**, 17–26.
- Ishibashi, M., 1989. Sea-level controlled shallow-marine systems in the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, central Honshu, Japan: comparison of transgressive and regressive phases. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, 345–363. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- Jansen, E., Befring, S., Bugge, T., Eidrin, T., Holte Dahl, H. and Sejrup, H.P., 1987. Large submarine slides on the Norwegian continental margins: sediments, transport and timing. *Marine Geology*, **78**, 77–107.
- 亀山徳彦, 1984. 底生有孔虫群集と底質との関係—大分県南部蒲江湾周辺海域から採取した試料を使用して—. 地球科学, **38**, 102–112.
- 勘米良亀・水谷伸治郎・鎮西清高, 1979. 岩波講座地球科学5 地球表層の物質と環境. 318p., 岩波書店.
- Kench, P.S. and McLean, R.F., 1996. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fraction. *Sedimentology*, **43**, 561–570.
- 国立天文台, 2005. 理科年表平成18年. 1022p., 丸善.
- Komar, P.D., 1981. The applicability of the Gibbs equation for grain settling velocities to conditions other than quartz grains in water. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 1125–1132.
- Komar, P.D. and Cui, B., 1984. The analysis of grain-size measurements by sieving and settling-tube techniques. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 603–614.
- 桑野幸夫, 1956. 有孔虫の生体染色法について. 資源科学研究所彙報, (41–42), 67–75.
- 牧野泰彦・増田富士雄・桂雄三, 1979. 静岡県掛川地方の“沖合型”の砂泥互層. 茨城大学教育学部紀要（自然科学）, **28**, 53–72.
- Makiyama, J., 1954. Syntectonic construction of geosynclinal neptons. *Memoirs of the College of Science, University of Kyoto, Series B*, **21**, 115–149.
- McLane, M., 1995. *Sedimentology*. 423p., Oxford University Press.
- Michels, K.H., 1995. The decomposition of polymodal settling velocity distributions for a comprehensive sedimentological description of sand-sized samples. *Sedimentology*, **42**, 31–38.
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Journal of Geology*, **84**, 405–426.
- 新妻信明・藤井昇・北里洋, 1984. 炭素・酸素同位体比による有孔虫の古生態の推定. 静岡大学地球科学研究報告, **10**, 113–122.
- 碎屑性堆積物研究会, 1983. 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—. 377p., 地学団体研究会.
- 酒井哲弥, 2000. 鮮新・更新統掛川層群に認められた reflected turbidite. 地質学雑誌, **106**, 87–90.
- Sakai, T. and Masuda, F., 1995. Sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, (45), 154–169.
- 白井久雄・木宮一邦, 1990. 掛川層群五百済凝灰岩の岩相変化とその地質学的意義. 静岡大学地球科学研究報告, **16**, 1–23.
- 杉山雄一・寒川旭・下川浩一・水野清秀, 1988. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）御前崎地域の地質. 153p., 地質調査所.
- Sundborg, A., 1956. The River Klarälven: Chapter 2. The morphological activity of flowing water—erosion of the stream bed. *Geografiska Annaler*, **38**, 165–221.
- 堆積学研究会, 1998. 堆積学辞典. 470p., 朝倉書店.
- Takahashi, K. and Bé, A.W.H., 1984. Planktonic foraminifera: factors controlling sinking speeds. *Deep-Sea Research*, **31**, 1477–1500.
- 高柳洋吉・氏家宏, 1968. 有孔虫と非生物的環境の復元. 地質学論集, (3), 99–110.
- Ujiie, H., 1962. Geology of the Sagara-Kakegawa sedimentary basin in central Japan. *Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku, Section C*, **8**, 123–188.
- Visser, G.S., 1969. Grain size distribution and depositional process. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 1074–1106.
- Wang, P. and Murray, J.W., 1983. The use of foraminifera as indicators of tidal effects in estuarine deposits. *Marine Geology*, **51**, 239–250.

（2014年7月7日受付，2015年5月18日受理）

