クラストファブリックよりみた再堆積性礫岩の運搬機構

徐 垣*

Transportation mechanism of resedimented conglomerate examined from clast fabric

Wonn SOH*

Abstract Clast fabric and sedimentary structure analyses were carried out to study the transportational mechanism of resedimented conglomerate. Nineteen samples of resedimented conglomerate beds were obtained from the two conglomeratic members of Miocene age, located in the Southern Fossa Magna Region.

Clast orientation and imbrication were transcribed on the transparent vinyl sheet (1 m × 0.5 m), enabling the accurate measurement of clast size, shape and the mean direction or angle and the concentration rate (L) of long axis. Clasts in the resedimented conglomerate showing inverse-to-normal grading and massive-to-normal grading, are well orientated with their long axes parallel to the direction of movement and with an upflow dip of long axes. There is no distinct lateral or vertical change of the mean direction nor the L of the clast orientation. In contrast, clast imbrication is most strongly developed ($>35^\circ$) in the lower part, but clasts tend to flatten gradually upward. It shows systematic vertical change through a bed in a manner similar to that of grading. It is believed that the clast imbrication is formed during the settling stage, like the grading, but, that clasts have already been orientated during transport.

The clast fabric recorded within a bed demonstrates that the main transportational mechanism of clasts gradually changed from grain interaction (collision effect) to current drag. Such mechanism can be explained by the tractional mass flow movement proposed by TAKAHASHI (1982), that is closely akin to density-modified grain flow of LOWE (1976). Based on his model, about 31 m thick tractional mass flow movement is calculated to be able to form inverse-to-normal graded resedimented conglomerates 2.2 m thick. In conclusion, the author believes that the thick-bedded and graded resedimented conglomerates are formed by the freezing process of tractional mass flow movement of several tens of meters thick, and not by piece-meal process of HEIN (1982).

はじめに

ファブリック (fabric) とは、事象内容のうち幾何学的データとして記載されるもの (地団研地学事典編集委員会編, 1968) または鉱物粒子ないし礫などがつくりだす空間的配置 (木村ほか編, 1973) をさしている。

ファブリックの研究は、とりわけ碎屑粒子の場合には、粒子を運搬した流れの流向を求めるため検討されること

が多く、現在まで砂粒子にはじまり、礫さらにはチャート中の海綿骨針 (井本・福富, 1975) や火山碎屑物 (LINDSAY, 1968; MILLS, 1984 ほか) など多くの研究例が報告されている。

一方、砂や礫等の検討例 (RUSNAK, 1957; JOHANSSON, 1965; REES, 1968; WALKER, 1975; TAIRA, 1976 MS; 立石, 1977; HISCOTT & MIDDLETON, 1980; YAGISHITA, 1980; HEIN, 1982) や巻貝化石の配列様式解析例 (PARAKASH & MIDDLETON, 1970) などにもみられるように、碎屑粒子のファブリックは、粒子の運搬堆積機構を明らか

1987年6月13日受付, 1987年10月19日受理。

* 東京大学海洋研究所, Ocean Research Institute, University of Tokyo, Minamidai, Nakano-ku, Tokyo, 164 Japan.

Fig. 1. Three types of clast fabric. A : a-(long)axis parallel to flow and dipping upstream, showing no rolling possible in this orientation. B : a-axis normal to flow and b-axis dipping upstream, showing rolling bed about a-axis. C : random pattern with no preferred orientation.

にする上でも有用な情報を数多く提供してくれる。とりわけ、塊状で内部堆積構造に乏しい再堆積性礫岩(礫質タービダイト)では、礫のしめすファブリックの特徴が、運搬堆積機構を明らかにする上で数少ない重要な手がかりとなる(WALKER, 1977)。

Fig. 1(A)に示すように、再堆積性礫岩では、流向に対して礫の長軸が平行に配列することが知られている(WALKER, 1975)。礫の長軸が流向と平行に配列するようなファブリックの様式は、運搬ならびに堆積過程で生じる礫同士の度重なる衝突によって形成獲得されると解釈されている(DAVIES & WALKER, 1974; WALKER, 1977)。このため衝突が頻繁に起こりうる粒子流(grain flow; BAGNOLD, 1956)が再堆積性礫岩の運搬機構として想定されていた(WALKER, 1977 ほか)が、現在では、粒子流よりも、厚い混濁流下部に生じる密度緩和型粒子流(density-modified grain flow; LOWE, 1976)が水理学的にみてより妥当と考えられている(LOWE, 1976; HEIN, 1982)。

しかし、具体的には多くの問題を抱え、水理学的モデルとなるとまだ意見の一致をみていない。例えば、LOWE(1976)のモデルでは、密度緩和型粒子流によって砂礫を運搬するためにおおよそ 9° 以上の斜面を必要とする。しかし、軸部の勾配がわずか 1.6° しかない駿河トラフにおいて、富士川起源と考えられる再堆積性礫岩が得られている(KT78-19-23 ピストンコア資料; 大塚, 1980 参照)。これは、LOWE(1976)のモデルとは矛盾する実例である。また、HEIN(1982)のモデルによれば、密度緩和型の粒子流の厚さは最大でも数 10 cm 程度と薄い。しかし、地層中には 2 m を超える厚い再堆積性礫岩が存在しており、これらの厚い礫岩がいかに形成されるかについての合理的な説明はなされていない。

一方、陸上の土石流について、京都大学防災研究所を

中心としたグループによって研究が行われている。TAKAHASHI(1981)および高橋(1977, 1982, 1983)は多くの礫を含むタイプの土石流の水理学的モデルを提唱している。これによると、礫を多く含んだ土石流は粒子流としての挙動を示しており、粒子間の空隙が水で満たされているため粒子の相対的密度が小さくなり、厚い土石流が容易に形成されることが理解できる。このような土石流については、奥田ほか(1977, 1980)によって観測がなされ、その挙動の詳細が報告されている。諏訪(1985)は、このタイプの土石流を石礫型土石流と呼び他と区分した。他方、流路勾配等の減少に伴って、土石流のように水と礫とが一体となって流れるのではなく、水と礫とが掃流層と粒子流動層とに上下に分かれ、後者に比べ前者が早く流れる流れが生ずる場合がある。高橋(1982)および水山(1980)はこれを掃流状集合流動と呼び、理論および実験面での検討を行い、水理学的特徴を明らかにしている。筆者の知るところでは、この掃流状集合流動は、密度緩和型粒子流に相当する。しかし、その内容については堆積物を主としてあつかう地質学者にはあまり知られていないように思われる。

本稿の目的は、南部フォッサマグナ地域に分布する中新一鮮新世の再堆積性礫岩を例にとり、長軸が流向に平行配列する礫のファブリックを記載し、その特徴を明らかにするとともに、再堆積性礫岩の運搬堆積機構、なかでも 2 m を越すような厚い再堆積性礫岩を形成する機構について、より定量的な立場から考察を試みることにあ

二つの礫岩層の堆積学的な特徴とサンプル地点

本論で報告される礫岩層の堆積学的検討は、中新一鮮新世の礫岩が厚く発達する山梨県東部の西桂地域および山梨県南西部に位置する万沢^{まんざわ}地域で行われた(Fig. 2)。

Fig. 2. Index and geologic sketch maps of Nishikatsura and Manzawa areas. A : index map of the two areas in the Southern Fossa Magna Region. B : geologic sketch map of the Nishikatsura Group in Nishikatsura area based on Soh (1986)'s mapping, showing clast fabric sample sites (NK). C : geologic sketch map of the Manzawa Group in Manzawa area based on Soh (1986)'s mapping, showing sample sites (MN).

西桂地域は、南部フォッサマグナ地域の北西部に位置し、下位より、緑色に変質した火山岩および火山碎屑岩からなる御坂層群と礫岩およびシルト岩を主体とする西桂層群(福田・篠木, 1952)からなる。西桂層群は、さらに、下位よりシルト岩優勢砂岩シルト岩互層および凝灰質厚層砂岩からなる古屋砂岩と、主として礫岩ないし厚層砂岩からなる桂川礫岩とに細分される(真野ほか, 1977; SoH, 1986)。今回堆積学的検討が行われたのは、西桂層群上部の桂川礫岩である。実際の測定は Fig. 2 (B)に示すように、主として柄杓流沢中流を中心とする地点に露出する礫岩層で行われた。

一方、万沢地域は、南部フォッサマグナ地域の西部に位置し、富士川層群万沢累層(松田, 1961)が広く分布している。万沢累層は、下位より十島互層、万沢互層、町屋互層および富士凝灰岩層よりなる。ただし、十島互層と万沢互層とは一部指交関係にある(松田, 1961)。Fig. 2(C)に示すように堆積学的検討が行われたのは、主として礫岩および厚層砂岩よりなる十島互層で、ファブリックの測定はこのうち十島南方の富士川沿いに露出するいくつかの礫岩層で行われた。

桂川礫岩および十島互層はいずれも海成層で、これらを構成する礫岩は堆積構造がよく類似している。Fig. 3に示すように、多くの場合、礫岩層の下面は侵食面をなしており(Plate I-3 参照)、含まれる礫の平均礫径や含有量は単層下部より上部に向かって徐々に減少する。また、後述のように発達したクラストファブリックが認められる。このような特徴は、堆積物重力流によって運搬され堆積した再堆積性礫岩に一般に認められるものである(DAVIES & WALKER, 1974; WALKER, 1975; 立石, 1977)。したがって、桂川礫岩および十島互層中にみられる礫岩は再堆積性礫岩であると考えられる。

これら桂川礫岩および十島互層中の礫岩を構成する礫種は、砂岩および黒色頁岩が全体の 60~70% 以上を占め、その他に酸性ならびに塩基性火山岩および赤色チャート礫等が含まれている(Fig. 4)。十島互層には、その他に玄武岩の角礫が含まれているが、今回の測定ではこの角礫玄武岩がほとんど含まれない(いずれも 10% 未満)礫岩層を選択し、ファブリックの測定を行った。含まれる礫の多くは、亜円礫ないし円礫からなる。礫径は、細中礫(直径 4 mm-3.2 cm 大)が多い。一般に砂岩ならびに火成岩礫で礫径は大きく、黒色頁岩礫で小さくなる傾向が認められる。礫と礫との間をうめる基質は中粒から極粗粒砂から構成される。

礫岩層中には、断層周辺を除きブーディンのように堆積構造それ自体を著しく変形し破壊するような構造や、

Fig. 3. Representative sedimentary log of the Katsuragawa Conglomerate, showing internal sedimentary structures and erosional bed base. This sedimentary log is obtained from the lower stratigraphic portion of the Katsuragawa Conglomerate, at Hishakuruzawa.

未固結時の変形構造ならびに堆積後の脱水に伴う堆積構造の乱れ等は認められない。したがって、礫岩層中に残されたファブリックは堆積時に形成された初生的堆積構造と考えられる。

クラストファブリックの検討結果

A. オリエンテーションとインブリケーションの検討方法

今回検討された再堆積性礫岩は、固結がすすんでいるため、礫一つひとつを取り出し礫の面的または線的要素を計測することが困難であった。そのため、野外では、礫岩層全体についての観察を先に行い、そのうちのいくつかについて、クラストファブリックの検討を以下に述べる方法で行った。オリエンテーションは、層理面にほぼ平行する面を選び、1 m×0.5 m 大の透明なビニールシートをかけ、方位を定め、シート上で観察される礫の輪郭を油性マジックでなぞる方法で記載を行った。また、礫の長軸方向に平行する断面を野外で選び、オリエンテーションの場合と同様な方法で、礫の輪郭と層理面をビ

Fig. 4. Clast compositions of the Katsuragawa Conglomerate and the Toshima Alternation.

Fig. 5. Representative clast orientation record (821014 bed), showing a well-developed preferred orientation.

ニールシート上に記載しインブリケーションを求めた。測定面では、一般に礫と礫との間を埋める砂質部の侵食が著しく、礫がうきあがった状態にあった。したがって、平面上であっても礫の形状を比較的容易に求めることができた。

オリエンテーションならびにインブリケーションの測定は、室内において、長径に対する短径の長さの比(短

径/長径)が見かけ上 2/3 以上の礫のみを拾いだし、オリエンテーションの場合には礫の長軸の方位を、インブリケーションの場合には長軸と層理面とのなす角を 5° 単位で読み取った。さらに、集中率(L)(碎屑性堆積物研究会編, 1983 参照)を求め、CURRAY(1956)の方法をもちいて統計処理を行い礫の配列方向が統計的にみて有意なものであることを確認し基本資料とした。得られた

Table 1. List of clast fabric data of the resedimented conglomerates.**CLAST ORIENTATION**

sample No.	count number	mean direction	RAYLEIGH's			clast size largest5	
			L	test p	E		
NK 831301	91	257.5	80.0	<-20	44%	4.3cm	fp-cp
NK 831302	227	257.4	86.2	<-20	55%	4.8cm	fp-cp
NK 831303	A 213	268.1	89.2	<-20	50%	4.7cm	fp-cp
	B 109	264.1	83.0	<-20	44%	5.5cm	fp-cp
	C 87	268.1	88.6	<-20	42%	4.4cm	fp-cp
NK 831304	63	243.8	80.5	-17	45%	11.3cm	cb
NK 821013	190	228.1	87.1	<-20	46%	9.4cm	cp-cb
NK 821014	134	267.4	90.2	<-20	49%	6.8cm	cp
NK 821017	114	255.4	88.0	<-20	52%	10.1cm	cp-cb
MN 832261	110	131.8	74.8	<-20	43%	4.0cm	fp
MN 832264	64	90.2	68.2	-13	45%	2.6cm	fp
MN 832265	63	136.7	74.3	-16	52%	6.1cm	cp-fp
MN 832268	108	152.7	65.3	-19	42%	7.1cm	cp-fp
MN 8322610	126	89.0	83.0	<-20	46%	7.7cm	cb-cp
MN 8322611	173	150.6	80.6	<-20	48%	9.1cm	cb-cp
MN 8322612	142	125.5	83.4	<-20	64%	4.8cm	fp-cp
MN 804051	147	152.5	78.3	<-20	38%	4.0cm	fp-cp
MN 804053	137	170.9	85.9	<-20	54%	7.8cm	cb-cp
MN 804081	81	145.4	75.4	-19	-	-	-
MN 804091	188	152.8	77.3	<-20	54%	2.4cm	fp
MN 805042	155	163.2	71.4	<-20	45%	2.3cm	fp

CLAST IMBRICATION

sample No.	count number	mean inclination	RAYLEIGH's	
			L	test p
NK 831302	115	22.3	94.9	<-20
NK 821014	192	27.5	83.9	<-20
MN 832265	42	17.5	93.2	-15
MN 8322610	79	8.4	83.1	<-20
MN 8322612	104	26.8	84.4	<-20
MN 804091	79	28.0	92.4	<-20

L is the magnitude of the resultant vector in terms of per cent.

E is the rate of "elongated clast" that is measured on the vinyl sheet.

*largest5 is the mean size of the largest five clasts on the vinyl sheet.

Rayleigh's test P is indicated by powers.

fp; fine pebble, cp; coarse pebble, cb; cobble

資料は Table 1 に示す。

B. オリエンテーションとインブリケーションの検討 結果

桂川礫岩および十島互層中には、礫の最大傾斜面の傾斜方向と礫の長軸の伸長方向とが平行するもの (Fig. 1 A) と無秩序なもの (Fig. 1 C) の二つのファブリックの様式が観察される。本稿では、上述のうち、礫の長軸が流向に平行なタイプのファブリックについて議論し、無

秩序なものについては稿を改め報告することにする。

オリエンテーション

Fig. 5 にビニールシート上に記載された礫のオリエンテーションの一例をあげる。これをみると判るように、長軸の伸長方向は隣接する礫のそれと互いに平行しており、少なくともビニールシートのおよぶ範囲内では直線的な配列方向を呈している。この配列方向は、礫の最大傾斜方向と一致しており、長軸が流向に対して平行

Fig. 6. Clast orientation records measured from three horizons in 831303 bed. 831303A and 831303B were obtained from the levels of 40 cm and 120 cm above the bed base, respectively. 831303C was taken from near the uppermost part of 831303 bed. See Fig. 7 for the summary of fabric analysis.

配列することを示している。

しかし、配列を詳しく検討すると、含まれる礫の礫径によってそのようなすが多少異なることがわかる。このうち、直線的な配列をもっともよく示すのは中礫大の礫で

(Plate I-1 参照)、大礫以上の粗粒な礫を含む場合には直線的な配列に乱れが生ずる。事実、大礫のなかにはその長軸が、他の礫が示す配列方向と直交するものも珍しくない。他方、(804051)層や(804053)層の例(Table 2)

Table 2. Magnitude (L) and Reyleigh's test value (P) of the different clast size.

CLAST ORIENTATION

sample No.	size range	count number	mean direction	L	REYLEIGH's test P
MN 804051	> 1 cm	103	158.5	80.2	<-20
	< 1 cm	44	138.4	73.8	-13
MN 804053	> 1 cm	89	8.9	89.6	<-20
	< 1 cm	48	9.4	78.9	-18
MN 804081	> 1 cm	107	158.5	78.7	<-20
	< 1 cm	81	145.4	75.4	-19

L is the magnitude of the resultant vector in terms of per cent.
Rayleigh's test P is indicated by powers.

Fig. 7. Summary of the clast fabric and sedimentary structures (831303 bed). L is magnitude of the resultant vector in per cent. E is total amount of apparent elongated clasts (a-axis/c-axis > 1.5) on the two-dimensional sheet in per cent.

にみるように、同一面上で計測される見かけの平均礫径 ($= \frac{2}{3} \times \text{長径} \times \text{短径}$) が 1 cm 未満とそれより大きな礫との比較では、1 cm 未満の小さな礫の集中率 (L) の値が常に下回っており、大きな礫に比べて小さな礫の長軸がばらついた配列を示すことが理解できる。

次に、同一単層内でのオリエンテーションの垂直変化に注目する。厚さ 2.2 m の再堆積性礫岩層 (831303) では、単層の下部 (831303A)、頂部 (同C) およびそれらの

中間部 (同B) の 3 層準でオリエンテーションを測定することができた (Table 1)。ただし、中間部 (同B) は層理面と約 20° 斜交した面において測定された。Fig. 6 に測定されたオリエンテーションの記録を、さらに解析結果を Fig. 7 に示す。これらによると、(831303) 層では、等面積あたりの含礫率に明らかな違いが認められる反面、単層内のいずれの層準においても顕著なオリエンテーションが認められ、それらの方位および集中率に大き

Fig. 8. Representative clast imbrication record (821014 bed), showing a well-developed imbrication. Bedding plane is indicated by a level marker.

な変化が認められない。ただし、淘汰の悪い中間部でオリエンテーションの集中率はいくぶん悪くなる。

インブリケーション

インブリケーションはオリエンテーションとは異なり、球状を除くすべての礫で認められる。そのため野外ではオリエンテーション以上に認識しやすい。Fig. 8に示すように、インブリケーションは隣接する同程度の大きさの礫同士でさえ大きく異なり、全体として複雑な様相を呈している。しかし、礫が密に含まれているほど、また含まれる礫の平均礫径が大きくなるほどインブリケーションは高角になる傾向が認められる。礫径別にみると、大礫以上になるとその一部にほとんど傾斜しないものが現れる。一般に、見かけ上の礫径が1 cm から3 cm までの大きさの礫が全体にもっとも安定した傾斜を示すのに対して、礫径が3 cm 以上の礫や1 cm 以下の礫ではばらつきが著しくなる傾向が認められる。

次に、インブリケーションの層準変化に注目する。例えば Fig. 7 に示すように、再堆積性礫岩では一般に単層の下部から上部に向かって、含まれる礫のインブリケーションが低角になる傾向が見られる。中には、Plate

I-2 および II-1 に示すように、礫岩層の最上部で礫がほとんど傾斜しなくなるものもまれではない。しかし、この間には堆積作用の不連続を示す堆積構造は認められない。したがって、インブリケーションのこのような変化は単層内部の一連の上方変化であると判断される。

C. 短軸のばらつき

桂川礫岩および万沢互層中の再堆積性礫岩で、基質が風化し容易に礫が取り出せる礫岩層を選び、単位面積(40 cm×40 cm)中に含まれるすべての礫を取り出す方法で、礫の形状を測定した。その結果を Fig. 9 に示した。また、ZINGG (1935) の分類法をもちいて円盤状(oblate)、球状(equiant)、小判状(bladed)、棒状(prolate)の4形状に区分した時、それぞれの形をもつものが占める個数百分率をあわせて示した。これによると、桂川礫岩中の再堆積性礫岩では、オリエンテーションを判別しうる小判状および棒状の礫に相当するものが個数百分率として34%、十島互層の場合では32%含まれていることがわかる。計測された礫の直径の平均礫径($\sqrt{\text{長径} \times \text{短径} \times \text{中径}}$)は2.3 cm である。

一方、ビニールシート上(二次元的)に記載された礫の

Fig. 9. Clast shapes of the re-sedimented conglomerates of Katsuragawa Conglomerate and the Toshima Alternation.

うち、短軸/長軸の長さの比が $2/3$ を越えるものの割合 (以後この値を E と呼ぶ) は、38-64% にのぼる (Table 1)。実際に露頭から取り出された小判状と棒状の礫の含有率の合計を E と比べると、E は常に大きな値を示している。両者の差は、長軸を中心とする回転によって礫が回転し、礫の短軸が層理面に対して必ずしも垂直方向に向いていないため生ずる見かけの増加分で、主として、傾いた円盤状の礫によるものと考えられる。したがって、この増加分は、短軸のばらつき度を表す一つの尺度となりうる。

次に、E の値の垂直変化に注目する。例えば、柄杓流沢中流に露出する再堆積性礫岩 (831303) をみると、単層の下部 (831303A) で E の値は 50% ともっとも大きく、上部 (同 C) で 42% と小さくなっている (Table 1 および Fig. 7)。このような変化は、同じ単層内でも上部に比べ、含まれる礫の短軸が、下部でよりばらつく結果生ずるものと考えられる。

考 察

A. オリエンテーションとインブリケーションとの関係

今回観察されたオリエンテーションとインブリケーションの特徴を要約し以下に示す。Fig. 7 に示すように、(831303) 層では単層の下部から上部にかけて級化構造が認められる。また、インブリケーションは、基底面直上を

除けば地層の下部ほど高角 (およそ 35°) で、上部になるほど低角となる。最上部付近では、層理面とほぼ平行にまで変化する。Fig. 6 が示すように、含礫率も上方へと減少する傾向が認められる。他方、礫のオリエンテーションは、その卓越方向および集中度が単層下部、中部および最上部の三つの異なる層準においてほとんど等しく、インブリケーションが未発達な最上部でさえも、集中度に大きな差異が認められない。このように、オリエンテーションとインブリケーションとの発達程度には、相関が認められない。事実、Fig. 10 に示すように、インブリケーションとオリエンテーションとの集中度の関係をみても、両者の間に何ら相関が認められない。

以上のようなクラストファブリックの観察事実は、インブリケーションとオリエンテーションの成因について以下のような結論を導きだす。

もし、上方に向かって礫径や含礫率が減少する級化構造が、これを運搬堆積させた流れの減速過程で獲得される堆積構造であるとするならば、この級化構造と同様に上方に向かって角度を減じるインブリケーションも堆積時の流れの減速過程と深く結びついた現象と考えることができよう。事実、インブリケーションの角度は、堆積時の底面粗度と関係をしめすことが知られており (RUSNAK, 1957)、砂や礫といった多様な粒径の碎屑物が堆積する再堆積性礫岩では、粗度が流れの減速とともに小さくなりうることも容易に考えられる。

Fig. 10. Relationship in magnitude of the resultant vector(L) between clast orientation and imbrication. Note that any positive or negative relationship between the orientation and imbrication is not recognized.

他方、礫のオリエンテーションは上方変化を示さない。ゆえに、流れの減速過程に直接その成因を結びつけることが困難となる。さらに、オリエンテーションは示すが、インブリケーションをほとんど示さない(低角なインブリケーションを示す)再堆積性礫岩の存在は、オリエンテーションとインブリケーションが本来別々の機構で形成されたものであることを示唆している。したがって、インブリケーションとは対照的に、オリエンテーションの成因にとって重要なのは減速過程以前の運搬過程での流れの特性であろう。換言すれば、オリエンテーションは、主として運搬過程において獲得され(HENDRY, 1976; WALKER, 1977), 急速な堆積作用(freezing)によってファブリックの特徴を壊さぬまま地層中に記録されたと解釈される(HEIN, 1982)。

B. 再堆積性礫岩の運搬機構について

TAIRA (1976 MS) は、地磁気学的手法を用いて砂質タービダイト中の粒子の短軸と長軸の配列様式を立体的に求め、短軸の集中度に対する長軸の集中度の比(以下に q で表す)とインブリケーションの角度との関係から運搬機構を論じている。これによると、斜交層理や斜交葉理といった堆積面が初生的に傾斜している場合を除き、 q とインブリケーションとの間には正の相関があって、小さな q ・低角のインブリケーションの場合には掃流の影響が、また大きな q ・高角のインブリケーションの場合には粒子間の衝突作用が粒子の運搬機構として重要であると指摘した。さらに、同一の砂質タービダイト層を検

討した TAIRA & SCHOLLE (1979) は、単層の下部から上部にかけ大きな q ・高角インブリケーションから小さな q ・低角インブリケーションへと移り変わる事実を示し、同一単層内において支配的な運搬機構が変化することを明らかにした。

今回行われた(831303)層の検討結果をみると、三つの異なる層準で得られた礫の長軸配列は、そのいずれにおいても同一方向によく集中しており、その集中度がいずれも 80% 以上と高い値を示している。一方、短軸については E の値が示すように、下部ほどばらつく傾向が認められる。また、含礫率も下部ほど大きくなっている。したがって、以下のような特徴を読み取ることができる。1) 含まれる礫が密に充填する単層下部では、礫の長軸が比較的そろって配列している。しかし、礫の短軸は大きくばらついている。したがって、両者の集中度の比(長軸/短軸)は大である。また、インブリケーションの角度は約 35° とやはり大きな値を示す。2) 含まれる礫がそれほど密集していない単層上部では、長軸ばかりではなく短軸の集中も比較的よくなり、両者の集中度の比は小さくなる。一方、礫のインブリケーションはほとんど傾斜をもたなくなる。このような単層内部の特徴は、集中度の長軸/短軸比(q)が大きくかつ高角なインブリケーションを示す下部から、小さな q ・低角なインブリケーションを示す単層上部へと変化する砂質タービダイトのそれと基本的に類似していることを示している。したがって、再堆積性礫岩の運搬機構を砂質タービダイトのそれと同様に解釈すると、粒子間の相互作用(粒子間の衝突)が主要な運搬機構と成り得た部分の他に、掃流力の影響を強く受けた部分があって、前者から後者へと運搬機構が変化することになる。したがって、上述のようなクラストファブリックの層準変化は、このような運搬機構上の移化を記録していると解釈される。

他方、水理実験等によって得られた運搬機構の明確な流れと比較すると、上述のようなファブリックの考察結果と一致する流れ、すなわち、粒子間の相互作用の影響が強く現れる部分と掃流力の影響が強い部分とが重なる流れは、典型的な粒子流(BAGNOLD, 1956)には認められず、むしろ、掃流状集合流動(高橋, 1982)に見られる特徴である(水山, 1980)。興味深い事実として、粒子流によって運ばれた石礫型土石流堆積物の場合には、含まれる礫に明瞭なオリエンテーションは発達していない(奥田節夫, 1987 私信)。したがって、このような観察事実もオリエンテーションの発達した再堆積性礫岩が典型的粒子流よりも掃流状集合流動で形成されたとする上述の解釈を支持しているようにみえる。

Fig. 11. Schematic cartoon of the tractional mass flow movement. 2.2 m-thick resedimented conglomerate (831303 bed) would be explained to be deposited from this flow model. See text for explanation.

次に、掃流状集合流動の厚さについて考えてみたい。HEIN(1982)は、厚さ 27 cm の密度緩和型密度流を得るためには、その上部に 100 m 以上の密度流を付随する必要があるとした。したがって、2 m を越すような厚い再堆積性礫岩の形成機構について、これらが厳密には一連に堆積したものとは解釈せず、薄い密度緩和型粒子流が幾度となく重なることで厚さを獲得したと考えた。しかし、再堆積性礫岩層内の垂直変化、特にインプリケーションや内部堆積構造の垂直変化をみるかぎり、少なくとも単層内部には堆積作用の休止を示すような不連続面が認められない。例えば、(831803)層で示したように、同一の単層内ではオリエンテーションの配列が上下の層準で同じように直線的な配列を示しており、その集中率および方位においてもほとんど変化が認められない。このように、運搬堆積機構に断続的な変化が生じたとする証拠は何一つ認められなく、HEIN(1982)の解釈ではうまく説明することができない。

したがって、筆者は薄い流れが幾度となく流れ堆積するとした考えを取らず、むしろ再堆積性礫岩が同一の流れから一連でかつ急速に堆積したものであると考える。このような筆者の考えを推し進めるため、この考えに添ったモデルで、再堆積性礫岩を形成したと考えられる掃流状集合流動の厚さについて定量的な検討を行ってみたい。

仮に、掃流状集合流動全体の厚さを h 、そのうち、粒子間の相互作用(衝突)が主要な運搬機構となりうる部分

(粒子流動層)の厚さを hd とすると、両者の厚さの比は以下の式で表すことができる(水山, 1980)。

$$\frac{hd}{h} = \frac{\rho \tan \theta}{Cd(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)}$$

ここで、粒子流動層内の砂礫濃度(Cd)は、 $Cd = C^*/(1 + \kappa^{-1})$ によって求められる(高橋, 1982)。仮に、流動する斜面の傾斜(θ)を上述の駿河トラフの例より 1.6° 、粒子の内部摩擦角(ϕ)を 38° (BAGNOLD, 1973)、砂礫堆積層の個体分の容積濃度(C^*)を最密充填物と考え 0.65 とする。さらに砂礫の密度(σ)を 2.6 g/cm^3 、密度流の密度(ρ)を 1.5 g/cm^3 (MIDDLETON, 1966)とする。実験パラメータ(κ)は、1 から 0.7 まで値に幅があるが、高橋(1982)にしたがって、ここでは 0.7 とした。計算の結果、粒子流動層の厚さ(hd)と掃流状集合流動全体の厚さ(h)の比は、 $1/5.26$ となる。(831303)層のような厚さ 2.2 m の再堆積性礫岩が、その砂礫濃度比から考えて、仮に約 2 倍の厚さ 5 m の粒子流動層から堆積したものとすると、その上位に作られる密度流層(掃流層)の厚さは 26 m となる。したがって、掃流状集合流動全体の厚さとしては約 31 m となり(Fig. 11)、流れの厚さとして比較的妥当な値であることが理解される。

む す び

南部フォッサマグナ地域に分布する二つの礫岩を含む地層(桂川礫層および十島互層)中の再堆積性礫岩において、礫のファブリックを検討し、その運搬機構を考察し

た。以下にその要約を述べる。

1) 層理面と平行な堆積面上で観察される礫の長軸は、その多くが直線上に平行配列している。それに対して、礫のインプリケーションは複雑な配列様式を呈し、隣接する礫同士でもそのようすは大きく異なっている。

2) 同一単層内において礫のインプリケーションは上方にその角度を減じるが、オリエンテーションは配列方位および集中度等に何ら差異が認められない。

3) インプリケーションは堆積時の流れの特性を反映しているのに対して、オリエンテーションはそれ以前の運搬時の特性に影響され形成獲得される。

4) 同一単層内のクラストファブリックの垂直変化から判断すると、再堆積性礫岩を堆積させる流れには、粒子間の相互作用(衝突)と粒子を取り巻く流体の掃流力とが主要な運搬支持機構として作用している。このような特徴は、典型的な粒子流(BAGNOLD, 1956)ではなく、掃流状集合流動(高橋, 1982)にみられる。

5) 2.2 m の厚さの再堆積性礫岩(831303)層は厚さ 5 m の粒子流動層と、さらにその上部に、26 m の厚さをもつ掃流(密度流)からなる掃流状集合流動(全体で約 30 m)によって運搬され、その後、急速な堆積作用(freezing)の結果形成されたものと考えられる。

謝辞 東京大学海洋研究所平 朝彦教授には本稿を読んでいただき議論していただいた。京都大学防災研究所奥田節夫教授には議論していただき、特に水理学的側面での御教示をいただいた。新潟大学理学部地質鉱物学教室の立石雅昭博士には本稿を読んでいただき貴重な御意見をいただいた。以上の方々に深謝する。本研究に要した費用の一部に文部省科学研究費(No. 6179100)があてられた。記して当局に感謝する。

文 献

- BAGNOLD, R. A., 1956 : The flow of cohesionless grains in fluids. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, [A], **249**, 235-297.
- , 1973 : The nature of saltation and of "bed-load" transport in water. *Proceeding of Royal Soc. London*, [A], **332**, 473-504.
- 地団研地学事典編集委員会(編), 1968 : 地学事典. 1540 p., 平凡社.
- CURRAY, J. R., 1956 : The analysis of two dimensional orientation data. *Jour. Geol.*, **64**, 117-131.
- DAVIES, I. C. and WALKER, R. G., 1974 : Transport and deposition of resedimented conglomerates : The Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec. *Jour. Sedim. Petrol.*, **44**, 1200-1216.
- 福田 理・篠木嶺二, 1952 : 西桂層群の層序学的並びに微古生物学的研究. 地質雑, **58**, 191-202.
- HEIN, J. F., 1982 : Depositional mechanism of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec. *Can. Jour. Sci.*, **19**, 267-287.
- HENDRY, H. E., 1976 : The orientation of discoidal clasts in resedimented conglomerates, Cambro-Ordovician, Gaspé, Eastern Quebec. *Jour. Sedim. Petrol.*, **46**, 48-55.
- HISCOTT, R. N. and MIDDLETON, G. V., 1980 : Fabric of Coarse deep-water sandstone, Tourelle Formation, Quebec, Canada. *Ibid.*, **50**, 703-722.
- 井本伸広・福富真名井, 1975 : 優地向斜におけるチャートの形成過程, とくに丹波地帯の層状チャートについて. 地団研専報, no. 19, 35-42.
- JOHANSSON, C. E., 1965 : Structural studies of Sedimentary Deposits. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, **87**, 3-61.
- 木村敏雄・竹内 均・片山信夫・森本良平(編), 1973 : 地学辞典. (Ⅲ)地質学・古生物学・地形学・土壌学. 799p., 古今書店.
- LINDSAY, J. F., 1968 : The development of clastic fabric in mudflow. *Jour. Sedim. Petrol.*, **38**, 1242-1253.
- LOWE, D. R., 1976 : Grain flow and grain flow deposits. *Ibid.*, **46**, 188-199.
- 真野 彰・小松宏昭・藤田至則, 1977 : いわゆる桂川断層の検討—山梨県三ヶ峠付近の後期中新世の陥没—. 地球科学, **31**, 139-148.
- 松田時彦, 1961 : 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, **67**, 79-96.
- MIDDLETON, G. V., 1966 : Experiments on density and turbidity currents 1. motion of the head. *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 523-546.
- MILLS, H. H., 1984 : Clast orientation in Mount St. Helens debris flow deposits, North Fork Toutle River, Washington. *Jour. Sedim. Petrol.*, **54**, 626-634.
- 水山高久, 1980 : 土石流から掃流に変化する勾配での流砂量. 新砂防, **116**, 1-6.
- 奥田節夫・諏訪 浩・奥西一夫・仲野公章・横山康二, 1977 : 土石流の総合的観測 その3. 京大防災研年報, **20**, B-1, 237-263.
- ・———・———・横山康二・小川恒一・浜名秀治・田中俊一, 1980 : 土石流の総合的観測 その6, 1979年焼岳上々堀沢における観測. 京大防災研年報, **23**, B-2, 357-394.
- 大塚謙一, 1980 : 駿河湾における研究船淡青丸の KT-77-7 および KT-78-9 次航海で採取されたピストンコア資料について. 静岡大学地球科学研究報告, **5**, 23-30.
- PARKASH, B. and MIDDLETON, G. V., 1970 : Downcurrent textural change in Ordovician Turbidite Graywackes. *Sedimentology*, **14**, 259-293.
- REES, A. I., 1968 : The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of

- elongated and flattened grain. *Jour. Geol.*, **76**, 457-465.
- RUSNAK, G. A., 1957 : Orientation of sand grains under conditions of "unidirectional" flow. 1. Theory and experiments. *Ibid.*, **65**, 384-409.
- 碎屑性堆積物研究会(編), 1983 : 堆積物の研究法. 地学双書, **24**, 376p., 地学団体研究会.
- SOH, W., 1986 : Reconstructun of Fujikawa Trough in Mio-Pliocene age and its geotectonic implication. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Mineral.*, **52**, 1-68.
- 諏訪 浩, 1985 : 山地河川における土石流の特性と流量計測. 第四回混相流シンポジウム講演論文集「混相流の流動特性と計測法」, **15**, 7-14.
- 高橋 保, 1977 : 土石流の発生と流動に関する研究. 京大防災研年報, **20**, B-2, 405-435.
- TAKAHASHI, T., 1981 : Debris flow. *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, **13**, 57-77.
- 高橋 保, 1982 : 土石流の停止. 堆積機構に関する研究—土石流扇状地の二次侵食. 京大防災研年報. **25**, B-2, 327-348.
- , 1983 : 土石流, 河川の土砂災害と対策(芦田和男・高橋 保・道上正規 共著). 防災シリーズ, **5**, 55-149, 森北出版.
- TAIRA, A., 1976 MS : Grain orientation and depositional processes of fabric analyses of modern and laboratory flume deposits. *Ph. D. thesis., Dallas Univ. Texas.*, 234-309.
- and SCHOLLE, P. A., 1979 : Deposition of resedimented sandstone beds in the Pico Formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 952-962.
- 立石雅昭, 1977 : 牟婁層群の堆積構造(その 1)—礫岩について—. 地質誌, **83**, 81-94.
- WALKER, G. R., 1975 : Generalized fabric models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.
- , 1977 : Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in Southwestern Oregon. *Ibid.*, **88**, 273-285.
- YAGISHITA, K., 1980 : A note on sand grain orientation in cross-bedding. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **86**, 195-189.
- ZINGG, Th., 1935 : Beitrage zur Schooter-analyse. *Min. Petrog. Mitt. Schweiz.*, **15**, 39-140.

(要 旨)

徐 垣, 1987 : クラストファブリックよりみた再堆積性礫岩の運搬機構. 地質雑, **93**, 909-923. (SOH, W., 1987 : Transportation mechanism of resedimented conglomerate examined from clast fabric. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 909-923.)

再堆積性礫岩の運搬機構を明らかにする目的でクラストファブリックを中心とする内部堆積構造について検討した. 0.5 m×1 m 大のビニールシートを使用し, 礫の形状および長軸の配列方位, さらにその集中率等を求めた. 今回測定した礫岩では, 礫の長軸は流向と平行して配列しており, 長軸方向にインブリケーションが認められる. 検討の結果, インブリケーションは堆積直前に形成獲得されるのに対して, オリエンテーションは運搬時にすでに獲得されていた. さらに, 単層内部には礫同士の衝突を主たる運搬機構とする部分と, 掃流の影響を強く受けた部分とがあり, 前者から後者へと移行したことが読みとれる. このような特徴は, 掃流状集合流動(高橋, 1982)によって説明される. 2.2 m の再堆積性礫岩は, おおよそ 31 m の厚さの掃流状集合流動によって運搬され, 急激な堆積作用の結果, 形成されたと考えられる.

Explanation of Plates

Plate I

- 1 : Representative preferred clast orientation in the well-sorted and organized conglomerate of the Katsuragawa conglomerate, NK 831303 (A), at Hishakuruzawa. See Figs. 6 and 7 for the result of the analysis and Fig 2 for sample site. Scale is 14 cm long.
- 2 : Representative view of clast imbrication in the well-sorted and organized conglomerate of the Katsuragawa conglomerate, NK 831302. See Table 1 for the result measured. Camera cap is 5 cm in diameter.
- 3 : Representative occurrence in the well-sorted and organized resedimented conglomerate. Note erosional bed base. At Hishakuruzawa. Hammer is 40 cm long.

Plate II

- 1 : An example of resedimented conglomerate showing poor-developed clast imbrication. Preferred clast orientation, however, is recognized. At Hishakuruzawa. Scale is 14 cm long. See Plate II-2 for contrast.
- 2 : An example of well-developed clast imbrication of the resedimented conglomerate. It shows preferred clast orientation. Hammer is 40 cm long.
- 3 : Outview of NK 831303 bed at Hishakuruzawa. Arrows indicate the measured horizon for clast orientation. See Fig. 6 for the summary of the sedimentary structure.