

## 軽石粒と火山ガラス片の移動およびベッドフォーム 形成条件に関する水路実験 (予報)

中山勝博\*・池田 宏\*\*・山本憲志郎\*\*\*・  
飯島英夫\*\*\*・草野高志\*\*\*\*・板倉雅子\*\*\*\*\*

### Preliminary report of flume experiments on movements and bedforms of pumice grains and volcanic glass particles

Katsuhiko Nakayama\*, Hiroshi Ikeda\*\*, Kenshiro Yamamoto\*\*\*,  
Hideo Iijima\*\*\*, Takashi Kusano\*\*\*\* and Masako Itakura\*\*\*\*\*

#### Abstract

We preliminarily studied volcanoclastic particle movement in an experimental flume. Experimental particles were obtained from the Pliocene Ohta tephra in central Japan. Average densities of glass particles and pumice grains are 2.25 g/cm<sup>3</sup> and 1.15 g/cm<sup>3</sup>, respectively. Average grain diameter of them are 0.077 mm and 2.8 mm, respectively. We carried out five experimental runs, of which two were using with pumice grains, one with glass particles, one with mixed grains of pumice grains and glass particles, and one with mixed grains of pumice grains and sand-sized quartz grains. Results indicate that the entrainment of volcanoclastics in this experimental study is promoted at higher stream power than for the corresponding smooth spherical grains. Considering the terminal settling velocity of these volcanoclastics, these volcanoclastics show wider velocity range of transportation. Bedforms in mixed grains of pumice grains and glass particles could be controlled mainly by the dominant particles on the flume.

**Key words:** flume experiment, volcanoclastic, bedform, Ohta tephra

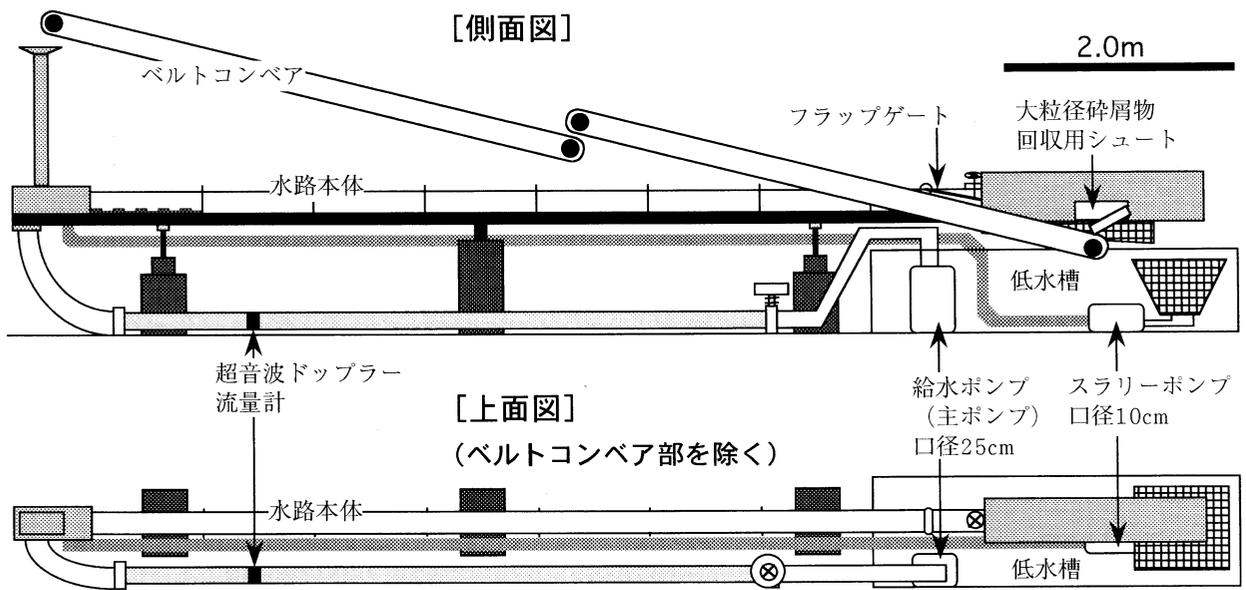
#### はじめに

砕屑物の始動条件、ベッドフォームの形成条件に関する研究は数多くなされ、粒径-流速-水深ダイアグラムなどとしてまとめられている (Middleton and Southard, 1978; Allen, 1984 など)。これらの研究は、主に石英粒

子をもとに測定されているが、野外、特に日本のような火山活動の活発な島弧の地層では、密度や形状が石英粒子とは異なる火山砕屑物で構成されたベッドフォームの累重による斜交層理が多く認められる。火山砕屑物の斜交層理の堆積機構を考えると、近似的には石英粒を基にしたダイアグラムは有効な場合が多いが、火山砕屑物に特有な密度・形状を考慮した方がより正確な堆積機構が解明できる。

筆者の一人、中山は、半径 100 km 以上にわたり分布する大規模火砕流起源とみられる火山砕屑物の 2 次移動堆積物の堆積機構について、粒子沈降速度と粒度組成から半定量的解析を試みている (中山ほか, 1996 a; 中山, 1997; Nakayama, 1997)。これらの研究では火山砕屑物の密度や形状を考慮し、堆積機構を解析しているが、この解析レベルで火山砕屑物の堆積構造の形成条件を考える場合、火山砕屑物に特有な粒子始動速度、ベッドフォーム形成条件を水理実験によって明らかにする必要がある。このことは、単に島弧にみられる火山砕屑物からなる多くの地層の堆積機構の解明だけでなく、現在の火山噴火に伴う火山砕屑物の再移動による災害防災の観点か

\* 〒690-8504 松江市西川津町  
島根大学総合理工学部地球資源環境学科  
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690, Japan  
\*\* 〒305-8577 つくば市天王台  
筑波大学地球科学系  
Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba 305, Japan  
\*\*\* 〒305-8577 つくば市天王台  
筑波大学水理実験センター  
Environmental Research Center, University of Tsukuba, Tsukuba 305, Japan  
\*\*\*\* 〒690-8504 松江市西川津町  
島根大学理学研究科地質学専攻  
Department of Geology, Shimane University, Matsue 690, Japan  
\*\*\*\*\* 〒305-8577 つくば市天王台  
筑波大学大学院環境科学研究科  
Master's Program of Environmental Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba 305, Japan



第1図 実験に用いた閉管路実験装置の全体図。

らも重要な事項である。

本研究は、その第1段階として筑波大学水理実験センターに設置されている閉管式実験水路で96年7月に行った軽石粒、火山ガラス片を用いた水路実験の結果を報告するものである。

### 実験装置と実験材料

#### 1. 実験装置

実験に用いた閉管式実験水路（第1図）は松本ほか（1993）と池田ほか（1993）に詳しく説明されている。水路本体部は透明アクリル板製で幅30cm、深さ40cm、長さ14mである。給水は口径25cmの水中ポンプ（ツルミ社製、KRS-10M）と口径10cmのスラリーポンプ（古河社製、ISV-1015E）に電源周波数変換装置を取り付けて行った。碎屑物は循環方式で、直径1.0cm未満の粒子をスラリーポンプで、直径1.0cm以上の粒子をベルトコンベアで循環させた。流量の測定は超音波ドップラー流量計（ポリソニック社製、MST型）を用い、エネルギー勾配は閉管水路側面に取り付けたマンメータを用いた。

#### 2. 実験材料

実験に用いた火山碎屑物は、中山ほか（1996a）、Nakayama（1997）で半定量的堆積機構の解明が試みられた鮮新統大田テフラ層（糸魚川，1971；中山・吉川，1995）から得た。大田テフラ層は名古屋周辺に水平距離130km以上にわたって分布する（中山・吉川，1995；

Nakayama and Yoshikawa, 1997）ばかりか、相当層は富山県や新潟県にも分布し、中部山岳を噴出源とした大規模火砕流によって形成されたと考えられている（黒川・富田，1995）。

大田テフラは、99%以上が火山ガラスと軽石で構成されている。粒径 $2\phi$  (0.25mm) 未満のものは、ほとんどが火山ガラス片であり、粒径 $-1\phi$  (2mm) 以上のものは軽石粒である。粒径 $-1\sim 2\phi$ には軽石粒と火山ガラスが混在する（Nakayama, 1997）。軽石粒の平均密度は $1.15\text{ g/cm}^3$ 、火山ガラス片のそれは $2.25\text{ g/cm}^3$ である（中山ほか，1996a）。火山ガラス片の形状は、ほとんど全て（99%以上）が、バブルウォール型で繊維状のものは認められない。軽石には丸くよく発泡しているもの、繊維状に発泡しているもの、あまり発泡していないものなどがあるが、いずれも垂円程度の球状を示す。これらの粒子の沈降終速度は次式で与えられる（中山ほか，1996a）。

$$W = [-9\eta + \{81\eta^2 + 156pa^3(\sigma - \rho)g\}^{0.5}] / 39pa$$

ここで、 $W$ は粒子の沈降終速度 (terminal settling velocity)、 $g$ は重力加速度、 $\sigma$ は粒子密度、 $\rho$ は媒体密度、 $a$ ：粒子半径、 $\eta$ は動粘性係数である。

実験には $2\phi$  (0.25mm) メッシュで篩った火山ガラス片、 $-1\phi$  (2mm) で篩った軽石粒をそれぞれ約 $0.5\text{ m}^3$ ずつ準備して用いた。篩った結果として、軽石粒の平均粒径は $-1.5\phi$  (2.8mm)、火山ガラス片の平均粒径は $3.7\phi$  (0.077mm)であった。

第1表 実験条件およびその結果の一覧.

Run #	Flow condition							Grain movement or Bedform
	Water discharge (m <sup>3</sup> /s)	Water head slope (×10 <sup>3</sup> )	Water temp. (°C)	Unit Stream power (N/ms)	Mean depth (m)	Mean velocity (m/s)	Non-dimension mean bed shear stress	
	Q	S	t	ω	D	V	τ	
軽石粒1回目 (P1シリーズ)			軽石粒平均粒径		2.8 (mm), 平均密度		1.15 (g/cm <sup>3</sup> )	
P1-1	0.019		24		0.33	0.19		no movement
P1-2	0.022		24		0.33	0.22		no movement
P1-3	0.026		24		0.33	0.26		no movement
P1-4	0.029		24		0.33	0.29		no movement
P1-5	0.032		24		0.33	0.32		no movement
P1-6	0.051	1.6	24	2.65	0.33	0.51	1.24	dunes
P1-7	0.092	3.2	24	9.47	0.33	0.93	2.46	dunes
P1-8	0.062	1.6	24	3.21	0.33	0.62	1.24	dunes
軽石粒2回目 (P2シリーズ)			軽石粒平均粒径		2.8 (mm), 平均密度		1.15 (g/cm <sup>3</sup> )	
P2-1	0.040	1.0	25	1.29	0.35	0.38	0.83	(no movement)
P2-2	0.053	2.2	25	3.69	0.35	0.50	1.78	dunes
P2-3	0.070	3.0	25	6.84	0.35	0.67	2.48	dunes
火山ガラス片1回目 (Gシリーズ)			火山ガラス片平均粒径		0.077 (mm), 平均密度		2.25 (g/cm <sup>3</sup> )	
G-1	0.016		23		0.35	0.15		no movement
G-2	0.022		23		0.35	0.20		no movement
G-3	0.026	0.7	23	0.56	0.35	0.25	2.42	(ripples)
G-4	0.030	0.8	23	0.73	0.35	0.29	2.73	(ripples)
G-5	0.034	1.3	23	1.46	0.35	0.32	4.84	ripples
G-6	0.037	1.7	23	2.01	0.35	0.35	6.06	ripples
G-7	0.047	2.0	23	3.04	0.35	0.44	7.27	ripples
G-8	0.060	2.3	23	4.55	0.35	0.57	8.47	upper plane
G-9	0.058	2.1	23	3.99	0.37	0.53	8.07	ripples
G-10	0.063	2.1	23	4.27	0.37	0.56	8.07	ripples
G-11	0.068	2.3	23	5.09	0.38	0.60	9.08	ripples
G-12	0.072	2.5	23	5.83	0.38	0.63	9.87	upper plane
G-13	0.082	2.7	23	7.22	0.38	0.72	10.66	upper plane
[参考実験]								
軽石粒・火山ガラス片混合 (PGシリーズ)								
軽石粒平均粒径2.8 (mm), 平均密度1.15 (g/cm <sup>3</sup> )			火山ガラス片平均粒径0.077 (mm), 平均密度2.25 (g/cm <sup>3</sup> )					
PG-pre	0.070	2.8	25	6.38	0.35	0.67		((dunes))
PG-1	0.084	2.6	25	7.12	0.35	0.80		(upper plane)
PG-2	0.090	3.0	25	8.79	0.35	0.86		(upper plane)
PG-3	0.045	2.3	25	3.41	0.35	0.43		(ripples)
軽石粒・石英粒混合 (PQシリーズ)								
軽石粒平均粒径2.8 (mm), 平均密度1.15 (g/cm <sup>3</sup> )			石英粒平均粒径0.35 (mm), 平均密度2.65 (g/cm <sup>3</sup> )					
PQ-1	0.055	2.0	25	3.58	0.33	0.56		dunes

## 実験結果

実験は、実験試料の準備量の観点から、水路の上流部 6 m に木製の厚さ 10 cm の上げ底板を設置し、下流部 8 m に実験試料を配して行った。軽石粒の始動条件とベッドフォームに関する実験を 2 回 (P1, P2 シリーズ)、火山ガラス片の始動条件とベッドフォームに関する実験を 1 回 (G シリーズ)、それに、参考実験として、軽石粒河床に火山ガラス片を供給する混合粒子実験を 1 回 (PG シリーズ)、軽石粒河床に石英粒 (鋳物用の 5 号砂; 平均粒径  $1.5\phi$  (0.35 mm)) を供給する混合粒子実験を 1 回 (PQ シリーズ) を行った。実際の実験は、P1, P2 シリーズに引き続いて、PG シリーズ、そして、PQ シリーズを行い、最後に、G シリーズを行った。実験結果を第 1 表にまとめて示す。第 1 表にも示すように、各シリーズとも給水量の変化に合わせ番号を振り付け記載した。

### 1. P1 シリーズ

軽石粒の始動条件とベッドフォームの形成に関する 1 回目の実験。通水とともに (P1-1)、半径 1 cm 以上のものを中心に直に浮遊するものと躍動し始めるものがあった。これらは、粒子密度が  $1.0\text{ g/cm}^3$  より小さいか、あるいは、ほぼ  $1.0\text{ g/cm}^3$  のものである。その後も P1-2 と P1-5 の状況で、粒径  $0.5\sim 1\text{ cm}$  と比較的大粒径の粒子の一部が躍動あるいは転動するのが観察できたが、水路内の軽石粒全体が始動するのは給水量を  $0.051\text{ m}^3/\text{s}$  とした P1-6 の状況であった。軽石粒全体が移動し始めて形成されるベッドフォームは高さ  $5\sim 7\text{ cm}$ 、波長  $0.6\sim 1\text{ m}$  のデユーンであった (第 2 図 1)。デユーンは観察した水路 8 m 間に 3~4 波形成された。デユーンの平均移動速度は、P1-6 (給水量  $0.051\text{ m}^3/\text{s}$ ) において  $5.8\times 10^{-3}\text{ m/s}$ 、P1-7 (給水量  $0.092\text{ m}^3/\text{s}$ ) において  $27\times 10^{-3}\text{ m/s}$ 、給水量を減少させた P1-8 (給水量  $0.062\text{ m}^3/\text{s}$ ) において  $7.0\times 10^{-3}\text{ m/s}$  であった。

### 2. P2 シリーズ

軽石粒の始動条件とベッドフォームの形成に関する 2

回目の実験。実験の再現性を確認し、始動条件をより限定するために P2 シリーズを行った。P2-1 (給水量  $0.040\text{ m}^3/\text{s}$ ) において全体としての始動がないこと、P2-2 (給水量  $0.053\text{ m}^3/\text{s}$ ) で全体の粒子移動が始まりデユーンが形成されることが確認できた。デユーンの平均移動速度は、P2-2 で  $6.7\times 10^{-3}\text{ m/s}$ 、P2-3 (給水量  $0.070\text{ m}^3/\text{s}$ ) で  $23\times 10^{-3}\text{ m/s}$  であった。さらに詳しく観察すると、P2-1 では、およそ 1 割の粒子が転動あるいは滑動で移動し、実験途中で上に凸となる高さ  $2\sim 3\text{ cm}$  で波長  $120\text{ cm}$  のデユーン様の堆積物が一時的に観察できた。ただし、このデユーン様の堆積物が水路を移動することなく 2 分間出現した後消滅した (第 1 表中には (no movement) と示した)。また、P2-2 では、移動の遅い粒子が認められ、そのためデユーン頂部の移動の遅いデユーンが出現した。その様なデユーンに、後方のデユーンが追い付いて全体としてデユーン高が  $8.5\sim 9.0\text{ cm}$  の piggy back なデユーンが形成されることも認められた。

### 3. G シリーズ

火山ガラス片の始動条件とベッドフォームの形成に関する実験。G-1 から G-8 まで徐々に給水量を増加させたところ、G-3 (給水量  $0.026\text{ m}^3/\text{s}$ ) で、粒子が上流部で転動・滑動し始めリップルを形成し始めた。G-3 は 7 分間継続したが、下流部 4 m にリップルは形成されなかった。G-4 (給水量  $0.030\text{ m}^3/\text{s}$ ) は、17 分間継続した。波長  $10\text{ cm}$ 、波高  $1\sim 2\text{ cm}$  のリップルが上流部で観察できた (第 2 図 2) が、下流部 3 m にリップルは形成されなかった。G-5 (給水量  $0.037\text{ m}^3/\text{s}$ ) にすると河床の全面に波長  $5\sim 10\text{ m}$ 、波高  $1\sim 2\text{ cm}$  のリップルが形成された。給水量を  $0.060\text{ m}^3/\text{s}$  まで増加させると (G-8)、リップルは崩れ、上部プレーンベッドとなった。この時から、一部の火山ガラスが流失し、河床が全体として低下し始めた。その後、水量を一旦減少させ ( $0.058\text{ m}^3/\text{s}$ ; G-9)、リップルを形成させ、再び水量を徐々に増加させた。G-10 (給水量  $0.063\text{ m}^3/\text{s}$ ) では、リップルが残り、G-11 (給水量  $0.068\text{ m}^3/\text{s}$ ) では、リップル高が  $1\text{ cm}$  以下で、フォアセット部が緩やかな傾斜となりリップルの下流部の渦がほとんど認められなくなったがリップルは残った

第 2 図 実験で観察できたベッドフォーム。いずれも流れは右から左。1: 軽石粒のデユーン (P1-6), 2: 火山ガラス片のリップル (G-3), 3: 火山ガラス片のリップル (G-11), リップル高が低くフォアセット部が緩い傾斜を示す。4: 軽石粒-火山ガラス片混合粒子の実験 (PG-1)。火山ガラス片卓越河床では、火山ガラス片の上部プレーンベッドが形成され、その上を軽石粒が躍動・滑動する。5: 軽石粒-火山ガラス片混合粒子の実験 (PG-3)。傾斜角  $3$  度以下で下流側に消滅する堆積物。6: 5 の近接。粗粒な軽石粒が先行堆積し、その上に比較的細粒な軽石粒や火山ガラス片が堆積している。7: 軽石粒-石英粒混合粒子の実験。石英粒はデユーンの頂部と底部に濃集し、軽石粒はデユーンのフォアセット部に堆積。



第 2 図

(第2図3). G-12 (給水量  $0.072 \text{ m}^3/\text{s}$ ) 以上では再び上部プレーンベッドとなった。

#### 4. PG シリーズ

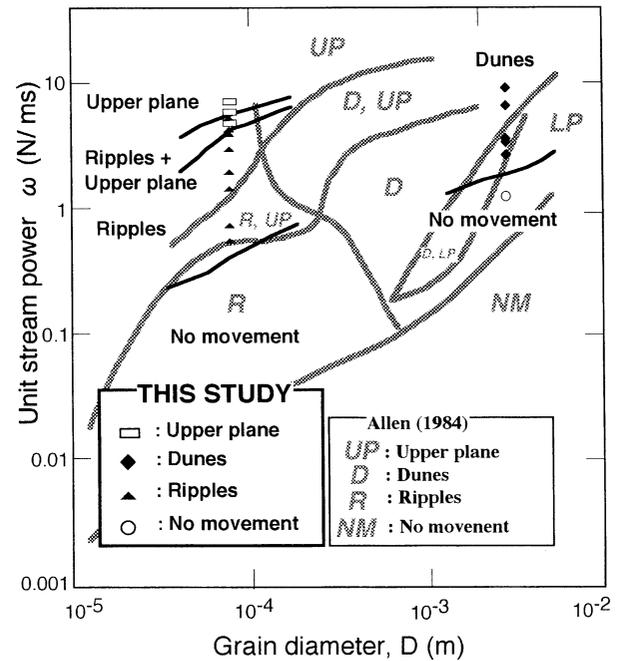
軽石粒河床に火山ガラス片を供給する混合粒子実験. はじめに P-2 シリーズに引き続いて, 水路上流端の碎屑物投入口から火山ガラス片を投入した (PG-pre). この時, 河床には, このシリーズの直前の実験での P 2-3 で形成されているデューンはそのままにした. 火山ガラス片は転動・躍動・浮遊し, もともと形成されている軽石粒デューンに若干の付加をした. 結果として, デューンの下底部に細粒な火山ガラス片が平板状に入り込み, デューンのトップセット部に火山ガラス片と細粒な軽石が, デューンのフォアセット部に粗い軽石粒が発達するという粒径による構成粒子の分離分布は起きたが, デューンの大きさには変化がなかった. また, 火山ガラス片のデューン全体に対する構成比は数%~十数%程度に留まった. ただし, デューンの平均移動速度は, 同じ給水量を軽石粒河床に与えて形成させた P 2-3 でのデューンのそれに比較して若干遅くなり,  $12 \sim 20 \times 10^{-3} \text{ m/s}$  程度となった.

その後, 一旦, 給水を止め, 火山ガラス片を軽石粒と同等量程度投入口に置き, 断続的な波動を水槽内に起こして, 河床の凹凸をなくし, 再び給水量を徐々に増加させる実験を行った (PG-1~3). なお, 波動で河床を平坦にした際, 河床上面は火山ガラス片が卓越する状況となった.

河床上面を平坦にした後,  $0.084 \text{ m}^3/\text{s}$  の給水を行ったところ (PG-1), 河床は, ほとんど火山ガラス片からなる上部プレーンベッドとなり, そこを軽石粒が躍動・滑動した (第2図4). 給水量を  $0.090 \text{ m}^3/\text{s}$  に増加させても (PG-2) 状況に変化はなかった. 最後に給水量を  $0.045 \text{ m}^3/\text{s}$  にしたところ (PG-3), 水路の下流部には波長 10 m で高さ 2 cm 以下の火山ガラス主体のリップルが形成されたが, 同時に上流部には, 3 度以下で下流部へゆるく傾斜し, せん滅する長さ 3 m のデューン様の堆積物が形成された (第2図5). この堆積物は, はじめに径 1 cm 程度の軽石粒が堆積物の上面を転動して堆積物の全面で止り, そこで形成される 1 cm 内外の凹凸に後から細粒の軽石粒がトラップされて止り, さらに細粒の軽石粒で形成される数 mm の凹凸に火山ガラスがトラップされる形式で形成された. 全体としてフォアセットのほとんど認められない上方級化層となった (第2図6).

#### 5. PQ シリーズ

軽石粒河床に石英粒 (鋳物用の 5 号砂; 平均粒径 1.5



第3図. ストリームパワー ( $\omega$ ) - 粒径 ( $D$ ) ダイアグラムに示される粒子始動, ベッドフォームの形成条件. 灰色部は Allen (1984) による境界線を示す.

$\phi$  (0.35 mm)) を供給する混合粒子実験. 軽石粒河床に通水し, 水路上流端の碎屑物投入口から石英粒を供給した. 給水量  $0.055 \text{ m}^3/\text{s}$  で (PQ-1) デューンと判断できる堆積物が形成された (第2図7). それは, 高さ 8 cm で波長 80~220 cm であった. トップセットとボトムセットに石英粒が堆積し, フォアセット部に軽石粒が堆積した. 各フォアセットにおいて比較的大粒径の軽石粒はより下部に, 小粒径の軽石粒はより上部に集積する傾向がみられた. 軽石粒がフォアセット前面の反流や渦によって定置するなどの粒子挙動の特徴からデューンと判断した. デューンの平均移動速度は, その他のシリーズでみられたデューンの平均移動速度に比較して遅く,  $3.6 \sim 3.0 \times 10^{-3} \text{ m/s}$  であった.

PQ-1 の状態は, 途中で上面の写真撮影のための休止をはさんで 4 時間続けたが, このデューンの観察できたのは, 時間的に実験継続時間の半分以下の 1 時間 30 分程度であった. 残りの時間は, 堆積物前面に反流や渦を伴わない波長 30~80 cm で高さ 4 cm 以下の鍋蓋型で水路の流下 (延長) 方向に対してほぼ対称型の上に凸の堆積物が形成された.

## 考 察

### 1. 始動速度とベッドフォーム

実験結果を Allen (1984) のストリームパワー ( $\omega$ ) -

粒径 (D) ダイアグラムにプロットすると第3図になる。第3図は石英粒（と長石粒）の始動速度、ベッドフォームの形成条件に比較して、今回の実験に用いた火山碎屑物の場合より大きなストリームパワーが必要なことが示されている。

これは、実験前の予想に反した。火山ガラス片であれば、多角形で尖頭を有する形状であり、もし、滑面床上に火山ガラス単粒子を置けば、同等体積の球粒子より明らかに容易に始動し始めるといえる。なぜなら、火山ガラスの形状は、球粒子に比較して乱流による上昇力がより容易に発生する (Fritz and Moore, 1988) からである。事実、火山ガラスでは、より小さな粒径から乱流の発生することが、粒子沈降実験においても確かめられている (中山ほか, 1996 a)。一方、軽石粒であれば、その小さな密度から判断して、極一般的に認められる同等体積で密度  $2.65 \text{ g/cm}^3$  程度の球粒子より容易に始動し始めると考えられる。

軽石粒、火山ガラス片ともに予想とは逆のより大きなストリームパワーが必要となった実験結果は、次の3つの理由が可能性として考えられる。1つめとしては、火山ガラスと軽石ともに乾式の篩いによる事前試料調節のため、実際には大きな始動速度が予想される粘土サイズの火山ガラス片が混入して、より大きなストリームパワーが必要となったのではないかと考えられる。2つめには、特に火山ガラス片についていえることだが、火山ガラス片の特種な形状のため、火山ガラス片が互いにジグソーパズル状にかみ合ってしまった効果が働いたのではないかと考えられる。さらに3つめには、特に軽石粒についていえることだが、今回実験に用いた試料は粒径分布が広く、大小の粒子が存在し、それによって小粒径のものが大粒径のものの影に隠れてしまう遮蔽効果 (Einstein 1950) があったからではないかと考えられる。

今回の実験は、火山碎屑物の始動・ベッドフォーム形成条件を確かめる第1段階の実験ということで、実験に用いる試料は1段階の篩い分けのみで淘汰が必ずしも良好なものを用いたわけではなかった。上記理由の内、1番目と3番目のものは、水路実験を行う前に十分な事前試料調節をすることによって、水路実験に及ぼすそれらの影響を取り除くことが可能である。さらに、今回の実験ではエネルギー勾配をマンメータの目測によって決めるなど、精度の上で問題のあったことも否定できない。ただし、今回の結果は、少なくとも火山碎屑粒子では、同等粒径の碎屑粒子に比較して、より大きな始動速度を必要とすることを示したとはいえる。今後、実験に用いる試料の十分な篩い分け、圧力センサーを用いてのエネルギー勾配の測定などの改善を施して、さらに多くの

データを得る必要がある。

## 2. 混合粒子の実験に関する予察

今回の軽石粒と火山ガラス片の混合実験 (PG シリーズ) では、基本的に河床形態、河床卓越粒子に支配されたベッドフォームを観察する結果となった。すなわち、あらかじめ軽石粒のデユーンが形成されている河床に火山ガラス片を投入した場合 (PG-pre)、デユーンにさほど火山ガラス片が加わることなく、デユーンの形状が保たれた。逆に河床上面に火山ガラス片を卓越させて PG-pre とほぼ同等あるいはその前後の給水をした場合 (PG-1~3) は、軽石粒が躍動・滑動してしまい、結局ほとんどが火山ガラスからなるベッドフォームを形成した。

第3図からもわかるように軽石粒のデユーン形成条件と火山ガラス片のリップル形成条件は、ストリームパワーからして水理条件がオーバーラップするにもかかわらず、両者が十分に混合したベッドフォームは観察できなかった。今回は、あらかじめ混合比率を正確に決めて碎屑物を供給したのではない上、PG シリーズは1時間ほどの実験で、他のシリーズに比較して極めて短時間の実験であった。混合粒子の粒送実験では、混合比率が重要な役割を与えることが知られている (池田, 1984; 池田・伊勢屋, 1985)。今後、混合比率を正確に制御した実験に取り組みたい。

一方、軽石粒と石英粒の混合実験 (PQ シリーズ) では、不安定ながらデユーンが形成された。このデユーンは池田・伊勢屋 (1986) が指摘するように、より大粒径の軽石粒が河床から抜け出し定置し、そこにより小粒径の石英粒が追い付いてくるという様式のものであった。しかし、碎屑物の循環システムから石英粒が流失し、碎屑物の供給を定量的に行えずデユーンの出現は不安定であった。この実験も PG シリーズと同様な課題が残された。

## 3. 実験結果と地層との対応

一般に、碎屑粒子は沈降終速度 (terminal settling velocity) と始動速度 (entrainment velocity) によって、侵食、運搬、堆積領域が決まる (Hjulstöm, 1939)。今回の実験で得られた始動速度と中山ほか (1996 a) の沈降終速度式 (前述) を考え合わせると、実験試料とした大田テフラの構成粒子は、石英粒に代表される通常の碎屑粒子に比較して、沈降速度が小さく、始動速度が大きいため運搬領域が広いといえる。このことは一旦流れに乗った粒子が堆積するまでに長距離運ばれうる能力の高いことを示しているともいえる。実際、東海層群中の大田テフラ

層について見てみると、大田テフラ層直下の東海層群のチャンネル堆積物に礫サイズの碎屑物はほとんど認められないが、大田テフラ層には礫サイズの軽石粒がチャンネル堆積物として観察でき、運搬領域の広いことと対応しているとみられる。現段階は、大田テフラを対象とした限定された研究段階であるが、火山活動は河川上流部に著しく多量な細粒碎屑物を含む多様な粒径の碎屑物をもたらし、その山体付近からの排出は、非火山碎屑物に比較して容易に行なわれるといえる可能性がある。

次に、参考実験として行った混合粒子実験と地層中にみられる混合粒子の斜交層理の関連を考える。大田テフラあるいはそれに類似した軽石粒と火山ガラス片からなるテフラ（佐布里テフラ層（糸魚川，1971；中山ほか，1996 b）など）には軽石粒・火山ガラス片混合碎屑物からなる斜交層理が認められる。第1のものは、火山ガラス片主体のラミナ上に軽石粒が散在して分布する型（Nakayama（1997）のFig.2 Cなど）、第2と第3のものは、地層の所々に軽石粒主体のラミナがみられる型で、第2の型は、そのラミナを形成する軽石粒子間が火山ガラス片で十分に充填されており（中山ほか（1996 b）の第3図3など）、第3の型にはその充填がない（Nakayama（1997）のFig.2 Bなど）。

今回の実験でみられた混合粒子デューンには、フォアセット部に粗粒な軽石粒が集中してラミナを形成しており、これは野外での第2の型に対応するといえる。第3の型については、Nakayama（1997）によってフォアセット部の崩壊時に発生した grain flow によって粒子が分散圧支持されたことが明らかにされており、これが今回の実験で形成されないことは理解できる。しかし、第1の型は、岩相からして明らかに火山ガラス片と軽石粒が流水に対して類似した移動挙動をしたことを示しているにもかかわらず、今回の混合粒子実験では、相当するベッドフォームを観察できなかった。混合粒子実験は、今回予察的な参考実験に留まったが、今後、混合比の制御などを加え実験を進め、第1の型の斜交層理に対応するベッドフォームの形成とその形成条件を検討したい。

#### ま と め

火山碎屑物の始動条件、ベッドフォームの形成条件を閉管式実験水路を用いて明らかにした。実験試料としては、鮮新統大田テフラから得た軽石粒（平均密度 1.15 g/cm<sup>3</sup>、平均粒径 2.8 mm）と火山ガラス片（平均密度 2.25 g/cm<sup>3</sup>、平均粒径 0.077 mm）を用いた。実験は軽石粒について2回、火山ガラス片について1回行い、参考実験として軽石粒と火山ガラス片の混合粒子実験を1回、軽石粒と石英粒の混合粒子実験を1回行った。結果、軽石

粒、火山ガラス片ともに始動し始めるには、それぞれの同等体積の球粒子に比較して、より大きなストリームパワーが必要であることが明らかにできた。既に明らかにされている試料の沈降終速度とも考え合わせると、この試料は「始動されにくく堆積しにくい」といえ、流速一粒径ダイアグラムを考えると運搬領域が広いといえる。混合粒子実験では、河床の卓越構成物質に規定されたベッドフォームを観察できた。

今回の実験は、火山碎屑物の始動、ベッドフォーム形成条件解明のための第1段階の実験で、実験に用いた試料の篩い分けが十分でないなど多くの問題が残されている。混合粒子の流送も混合比を定量し供給したものではなかった。今後、実験方法を改善し、さらに詳しい条件データを明らかにしたい。

#### 文 献

- Allen, J. R. L., 1984, *Sedimentary Structures their character and physical basis*. Elsevier, Amsterdam, 593+663 p.
- Einstein, H. A., 1950, The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. *US dept. Agricul. Tech. Bull.*, 1026, 1-71.
- Fritz, W. J. and Moore, J. N., 1988, *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*. John Wiley & Sons Inc, New York, 371 p.
- Hjulström, F., 1939, Transportation of detritus by moving water. In Trask, P. D., ed., *Recent Marine Sediments*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 5-31.
- 池田 宏, 1984, 二粒径混合砂礫の流送に関する水路実験. 筑波大学水理実験センター報告, no. 8, 1-15.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ, 1985, 粗砂の運ばれやすさに及ぼす細砂の影響. 筑波大学水理実験センター報告, no. 9, 43-47.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ, 1986, 混合砂礫の流送に伴う縦断的分級. 水理講演会論文集, no. 30, 217-222.
- 池田 宏・小玉芳敬・伊勢屋ふじこ・飯島英夫・Southard, J.B.・Wilcock, P. R., 1993, 礫床に形成されるデューン. 筑波大学水理実験センター報告, no. 18, 125-138.
- 糸魚川淳二, 1971, 知多半島西北部知多町付近の常滑累層, 瀬戸層群の研究, その2. 竹原平一教授記念論文集, 69-82.
- 黒川勝己・富田裕子, 1995, 新潟地域の Znp-Ywg 火山灰と PM 火山灰（氷見層群）および大谷・阿漕火山灰（東海層群）との対比. 日本地質学会第 102 年学術大会講演要旨, 312.
- 松本栄次・池田 宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬・飯島英夫, 1993, 閉管路を用いた混合砂礫の運搬・堆積機構

- に関する研究. 平成2・3・4年度文部省科学研究費補助金（一般研究B）研究成果報告書, 109 p.
- Middleton, G. V., and Southard, J. B., 1978, Mechanics of sediment movement. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Short Course*, no. 3, 1-246.
- 中山勝博, 1997, 火山碎屑物の2次移動における液状化流の可能性（予報）. 堆積学研究, no. 45, 21-27.
- Nakayama, K., 1997, Reworked volcaniclastics of Ohta tephra in central Japan: depositional mechanism with reference to hydraulic settling and dispersive pressure equivalence. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 103, 897-907.
- 中山勝博・河野一則・増本亜紀, 1996 a, 粒度組成からみた火山碎屑物の運搬堆積機構（予報）— 鮮新統大田テフラ層の例—. 堆積学研究, no. 43, 27-38.
- 中山勝博・増本亜紀・細山光也, 1996 b, 鮮新統佐布里テフラ層の堆積過程. 島根大学地質学教室研究報告, no. 15, 63-73.
- 中山勝博・吉川周作, 1995, 鮮新統広域テフラ層である大田テフラ層の堆積過程（予報）. 地球科学, 49, 406-418.
- Nakayama, K., and Yoshikawa, S., 1997, Depositional processes of primary to reworked volcaniclastics on an alluvial plain: an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan. *Sed. Geol.*, 107, 211-229.