

砂礫堆の相似条件に関する実験的研究

Experimental Study of the Similitude Law of Alternating Bars

池 田 宏*
Hiroshi IKEDA

I はじめに

筑波大学水理実験センターの大型水路(幅4m, 長さ160m)に, 細礫(径5~10mm礫)を敷きながら, 平坦床から単列砂礫堆が形成されてゆく過程をとらえた。本報告は, 幅20cm, 長さ8mの小型水路を用いて, 大型水路を原型とみたてた模型実験を行なうことにより, 砂礫堆の相似条件について検討した結果である。模型としては, 底質の大きさまで縮小したフルード模型と, 底質の大きさをひずませたひずみ模型を用いた。後者の底質としては, 粗砂および原型と同じ細礫を用いた。

II 砂礫堆の相似条件とその問題点

(1) 鮭川によるひずみ模型の相似則の導入

木下(1957)は, 広範囲にわたる実験結果に基づいて, 単列砂礫堆の形成限界を示した。井口・鮭川(1967)は, 砂れんや砂堆のような二次元的な河床形態を対象とした従来の形成領域区分法によっては, 三次元形状の砂礫堆の形成限界を区分できないことを明らかにし, その原因は区分に使用したデータ(木下, 1962)が小さな水路で行なわれたためと考えた。そこで井口・鮭川(1967)は, 水路の規模を考慮に入れた移動床の区分法を導入した。

すなわち, 規模の異なるふたつの移動床水路がひずみ模型の関係にあると考え, 模型と原型とで無次元化された掃流力 τ_* が同一値であるとして, 勾配 S を水路の規模について修正して,

$$S^* = S / \{ (\sigma/\rho) - 1 \} \frac{d}{W}^{\frac{1}{2}}$$

を導き, τ_* と S^* の組合せによって, 単列砂礫堆の形成限界を示した。ここで, S^* : 水路の規模について修正された勾配, W : 水路幅, S : 水面勾配, d : 底質の粒径, σ/ρ : 底質の比重である。

(2) 河床形態の分類について

「流水が水路全面を均等に流れずに, わずかでも左右どちらかの岸寄りに集中することによって, 流砂量に左右岸での顕著な非対称性が惹き起こされる場合に, 単列の砂礫堆が形成されるのであり, もし流水が左右岸寄りにずれても, それが底面での掃流力に大きな違いをもたらない場合には砂礫堆は形成されない」と書いた(池田, 1973, p. 440~41)ように, 筆者は, 砂礫堆の形成は水路内での流水と流砂の三次元性に起因すると考える。実際河川では, 砂礫堆と砂れんや砂堆とは共存することからも, 砂礫堆は, 砂れんや砂堆とはその形成機構が異なるものであると考えられる。したがって, 砂礫堆の形成領域区分としては, 砂礫堆ができるかできないか, できる場合には単列か複列かというように, 河床形態および水流の三次元性の強さについて区分すべきであると考える。

(3) U_*/U_{*c} について

井口・鮭川(1967)による河床形態の区分法を検討した結果のもうひとつの問題点は, τ_* にあった。Guy et al. (1966)のデータを用いて河床形態の形成領域区分を行なってみると, 各河床形態の境界が粒径によってずれることが判った。最初

* 筑波大学水理実験センター

(1982年5月8日受理)

は、それら境界を一致させるように τ_* に修正係数をかけるなどした。しかし、結局のところ、粒径による境界のずれは、無次元化された移動限界掃流力 τ_{*c} が粒径によって異なる (0.034~0.05) ためであることに気づいた。そして、 τ_* のかわりに、摩擦速度 U_* と底質の移動限界摩擦速度 U_{*c} との比 U_*/U_{*c} を用いることで、粒径間の境界のずれは解消することができた。この結果は、1971年4月の日本地理学会春季学術大会で発表した(池田, 1971)。 τ_* にかえて U_*/U_{*c} としたほうが水路床形態の形成領域区分がより一般的になることは、ほぼ同時期に鮭川(1971a)によっても示された。

(4) 河道形状示数 $S \cdot W/D$ について

井口・鮭川(1967)の提案した S^* は筆者には、そのイメージが一見して湧かなかった。そこで、「 U_*/U_{*c} が同じ流れでも、勾配 S が大きいほど、また流れの幅 W と深さ D との比 W/D が大きいほど河床形態と水流の三次元性が増す」という実験水路や実際の河川での観察結果をより適切に表わすように、 S^* を修正することにした。

原型と模型とで流れの強度を示すパラメータ U_*/U_{*c} は共通にするものとする。以下、任意の変数 X について、原型(実物)についての値を X_p 、模型についての値を X_m で表わし、その2つの値の比 X_p/X_m を X_r と書き表わす(添字 p は原型、 m は模型を意味する)。こうすると、上記した模型と原型との相似条件は、

$$(U_*/U_{*c})_r = 1$$

とあらわせる。 $\sqrt{g_r} = 1$ より、

$$\begin{aligned} (U_*/U_{*c})_r &= (\sqrt{g}DS/U_{*c})_r \\ &= \sqrt{g_r} \cdot \bar{Y}_r \cdot \frac{Y_r}{L_r} \cdot \frac{1}{U_{*cr}} = \frac{Y_r}{\sqrt{L_r}} \cdot \frac{1}{U_{*cr}} = 1 \end{aligned}$$

となる。ここで、 g : 重力の加速度、 D : 水深、 Y : 鉛直方向の長さの尺度、 L : 水平方向の長さの尺度である。したがって、勾配 S の比 S_r は、

$$S_r = \frac{Y_r}{L_r} = U_{*cr} \cdot \frac{1}{\sqrt{L_r}}$$

となる。ここで、水路幅 W の比 W_r を用いて $L_r = W_r$ として上式を書きなおすと、

$$\frac{S_r \cdot W_r}{U_{*cr}}^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{U_*}{U_{*c}} \right)_r \cdot \left(\frac{S \cdot W}{D} \right)^{\frac{1}{2}} = 1$$

となる。 $(U_*/U_{*c})_r = 1$ であるから、模型が原型と相似になるためには、

$$(S \cdot W/D)_r = 1$$

でなければならない。すなわち、模型の $S \cdot W/D$ を原型と合わせることが必要になる。筆者は $S \cdot W/D$ を河道形状示数 (channel-form index) と呼んだ(池田, 1973)。

なお、実際の河川の河床形態については、河岸満水位時の水理諸量を用いることによって、それらの形成領域を区分できることを示した(池田, 1975)。

(5) $(U_*/U_{*c})_r = (S \cdot W/D)_r = 1$ とした相似模型実験

U_*/U_{*c} と $S \cdot W/D$ の大きさを原型と合わせると、すなわち $(U_*/U_{*c})_r = (S \cdot W/D)_r = 1$ とすれば、模型の河床形態は原型のそれと相似になるとした砂礫堆の相似条件の妥当性を、機会があれば検討したいと考えてきた。この砂礫堆相似条件によった実験が、木下(1980)によって大井川を原型としてなされた。混合粒径からなり、屈曲した平面形状をもった河道に不等流の流れる実際の河川の河床形態の相似模型を、ひずみ模型としてつくるためには、すべての模型実験に共通することではあるが、何よりも第一に原型としての実際の河川の特徴を正確に把握することが必要であるが、実験手法にも、今後解決しなければならない検討課題が多い(木下, 1980)。なかでも、砂礫堆の相似条件の検討は、とくに重要な課題であると考える。

(6) 砂礫堆相似条件の問題点

砂礫堆の相似条件としては、現在までに種々のものが提案されているが、それらは結局のところ、 a を定数として

$$(S^a \cdot W/D)_r = 1$$

という型に整理されるものが多い。そして、問題は S の評価、すなわち a の大きさにかかっている。鮭川(1971a, b)や池田(1973)、玉井(1973、

1982) は, $a=1$, すなわち

$$(S \cdot W/D)_r = 1$$

として, 勾配 S に大きな重みを認めているのに対し, 黒木・岸 (1982) は, $a=1$ では勾配の重みを過大評価しているとして, $a=0.2$, すなわち

$$(S^{0.2} \cdot W/D)_r = 1$$

を提案している。一方, 村本・藤田 (1978) や泉ら (1978) は, 勾配 S の重みを認めず, $a=0$, すなわち

$$(W/D)_r = 1$$

とすべきであるとしている。

勾配 S は, 河床形態に限らず流砂量に対しても重みをもっている。すなわち, τ_* やストリーム・パワーが同じでも, 勾配の大きい流れほど流砂量は大きい (池田・井口, 1979; 池田, 1981)。緩勾配大水深の実際河川における流砂現象を理解するためには, 勾配 S の重みを定量的に明らかにすることが必要である。

Ⅲ 大型水路による「原型」実験

(1) 実験方法

実際河川を原型として, その模型をつくって, 上述した砂礫堆相似条件の問題点を調べようとすることは不適当である。なぜなら, 実際河川では, 履歴効果や底質の混合効果, 河道平面形の効果などが問題となるからである。これに対し, 大型の

水路は, 水路の平面形は直線的で, 底質は一様粒径, しかも水の流れは定常流にすることができるから, 大型の水路を原型として, その模型をつくらせて相似条件を調べるのに適している。

ここでは, 原型としての大型の水路としては, 筑波大学水理実験センターの大型水路 (幅 4 m, 長さ 160 m) を用いた。実験装置および実験方法については, すでに述べた (池田, 1981) ので, ここでは省略する。用いた実験用砂礫は, 5 mm と 10 mm のメッシュによって篩い分けられたもので, 篩いによる中央粒径は 6.4 mm, 径 4 ~ 9 mm の礫が 80% を占める分級の良い細礫である (第 1 表)。なお, この細礫を径 30 cm, 長さ 6 m の沈降管を用いて沈降法によって粒度組成を求めたところ, 沈降粒径の中央値は 2.3 mm であった。

大型水路における多数の実験データの中から, 今回, 小型水路において相似模型をつくるための原型のデータとして採用したのは, A-1 および A-2 の 2 つの Run である (第 2 表)。これらの実験は, 幅 4 m, 長さ 160 m の水路全面に実験用砂礫を約 40 cm の厚さに 1/100 の勾配をもたせて平滑に敷きならして初期河床とし, 約 10 cm の水深になるような流量を与えて, 平坦床上に砂礫堆が発達してゆく様子を観測したものである。Run A-1, A-2 とも, 河床形態は定性的にはきわめて類似した変化を示したので, 以下あわせて述べ

第1表 実験用砂礫の特性

	細 礫		粗 砂		中 砂	
	径, ϕ	累加百分率	径, ϕ	累加百分率	径, ϕ	累加百分率
粒 度 組 成	-3.25	7.5%	0.00	20.2%	1.25	1.1%
	-3.00	22.0	0.25	45.9	1.50	43.0
	-2.75	45.1	0.50	70.3	1.75	67.5
	-2.50	63.8	0.75	93.8	2.00	88.5
	-2.25	84.3	1.00	96.7	2.25	96.9
	-2.00	94.0	1.25	98.7	2.50	98.3
d_{50}	0.64 cm		0.081 cm		0.034 cm	
σ/ρ	2.7		2.65		2.7	
U_{*c}	7.2 cm/s		2.1 cm/s		1.6 cm/s	

U_{*c} は岩垣公式による計算値

第2表 実験条件と結果

Run No.	W (cm)	L (m)	d (cm)	S	Q (l/s)	T _{av} (°C)	V (cm/s)	D (cm)	F	U* (cm/s)	W/D	D/d	U*/U* _c	S·W/D	bed form	I _b (g/s)
A-1	400	160	0.64	1/96	402	20	97	10.4	0.96	10.3	39	16	1.4	0.40	C	450
A-2	"	"	"	1/98	352	15	100	2.8	1.07	9.4	45	14	1.3	0.46	B	
B-1	20	8	0.034	1/100	0.208	"	31	0.31	1.68	1.8	59	10	1.1	0.59	F	0.25
B-2	"	"	"	"	0.194	"	24	0.40	1.22	2.0	50	12	1.2	0.50	B	
B-3	"	"	"	"	0.212	"	24	0.45	1.12	2.1	44	13	1.3	0.44	B	
B-4	"	"	"	"	0.264	"	26	0.51	1.16	2.2	39	15	1.4	0.40	F~R	
B-5	"	"	"	"	0.353	14	26	0.67	1.03	2.6	30	20	1.6	0.30	R	
B-6	"	"	"	"	0.542	"	33	0.81	1.19	2.8	25	24	1.7	0.25	R	
B-7	"	"	"	1/50	0.153	"	29	0.26	1.84	2.3	77	7.6	1.4	1.5	A	
B-8	"	"	"	1/200	0.437	"	26	0.84	0.63	2.0	24	25	1.3	0.12	R	
B-9	"	"	"	"	0.494	"	21	1.16	0.91	2.4	17	34	1.5	0.09	R	
C-1	"	"	0.081	1/50	0.246	15	26	0.48	1.18	3.1	42	6	1.5	0.83	A	0.39~0.55
C-2	"	"	"	1/76	0.346	"	26	0.68	1.03	3.0	30	8	1.4	0.40	B	
C-3	"	"	"	1/100	0.567	"	32	0.90	1.06	3.0	22	11	1.4	0.22	C	
C-4	"	"	"	1/76	0.356	14	29	0.61	1.19	2.8	33	7.5	1.3	0.43	B	
D-1	"	"	0.64	1/22	2.2	"	65	1.7	1.6	8.7	12	2.7	1.2	0.53	F	
D-2	"	"	"	1/8	20.85	"	58	0.73	2.2	9.3	27	1.1	1.3	3.3	C	

W: 水路幅, L: 水路長, d: 粒径, S: 水面勾配, Q: 流量, T_{av}: 水温, V: 平均流速, D: 平均水深,

F: フルード数, U*: 摩擦速度, U*_c: 移動限界摩擦速度, I_b: 流砂量 (水中重量)

河床形態の略号 A: 複列砂礫堆, B: 先端が丸みをおびた単列砂礫堆, C: 単列砂礫堆

F: 平坦床, R: 砂れん

る。

(2) 結果

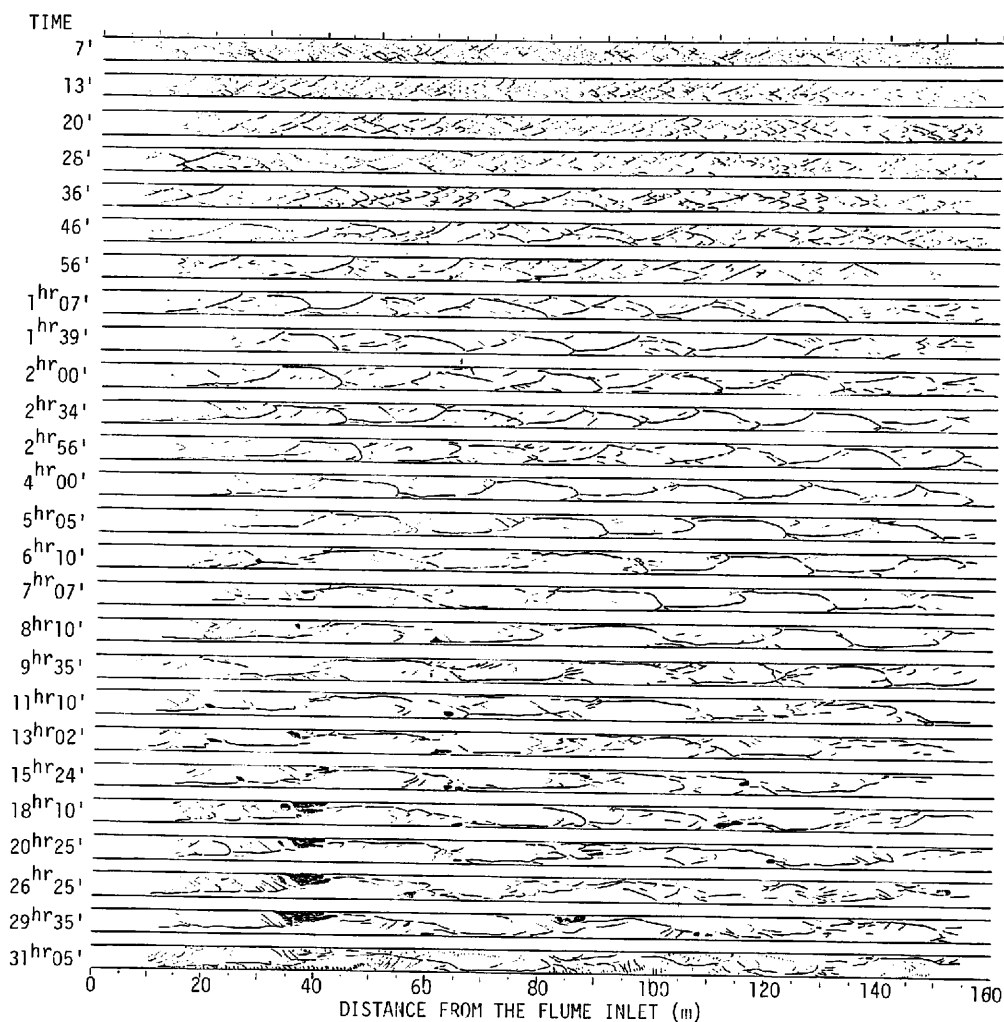
通水すると、水流は明瞭なタテ渦をつくって流れる。水面にパンチ屑を撒布してみると、ボイルの生ずる所にパンチ屑は無くなって、タテ渦の沈み込む所に集中する。タテ渦は幅 4 m の流れの中に 20 本ほど認められ、タテ渦の間隔は、この場合にも水深のほぼ 2 倍になっている。

通水開始後数分のうちに、水面には斜め交錯模様が認められるようになり、河床には斜めに交錯する小段が生じた (第 1 図)。小段と水路側壁とのなす角度は 20~30° であった。斜め交錯模様を呈する河床には、ことに両側壁近くにタテ渦の間隔と一致する数列のタテスジが、上・下流方向数 10 m の長さによく連続する。側壁近くのタテスジがきわめて直線的で連続性のよいのは、側壁によ

ってタテ渦のゆらぎがおさえられているためと思われる。

通水を続けると、河床の斜めの小段は累重して高さを増し、流下速度を減じて次第に小段の数が減少し、大局的には単列のパターンを呈するに至る。この時、砂礫堆上の水流は明瞭な集中と発散をくりかえして、直線水路内で蛇行するようになる。砂礫堆が形成された河床土にはタテスジは認められなくなる。Run A-1 および A-2 では、砂礫堆の背面上の主流にあたっているところに、1 列ときに 2 列の線状跳水列 (trains of antidune waves) が発生した。このような砂礫堆の発生・発達の状態は、木下 (1957, 1962) によって小型水路によって観察されたことと共通している。

単列砂礫堆は、この後、通水時間の経過に伴って、次第に流下前進する。その様子を走時曲線と



第1図 大型水路における砂礫堆の発達過程 (Run A-2)

$W=4m$, $d=0.64cm$, $S=1/98$, $Q=352l/sec$, $D=9cm$ (平面写真のトレースによる。黒地は州)

して描いてみると第2, 3図のようで, これは大局的に見て次の3つの領域に分かれるようにみえる。

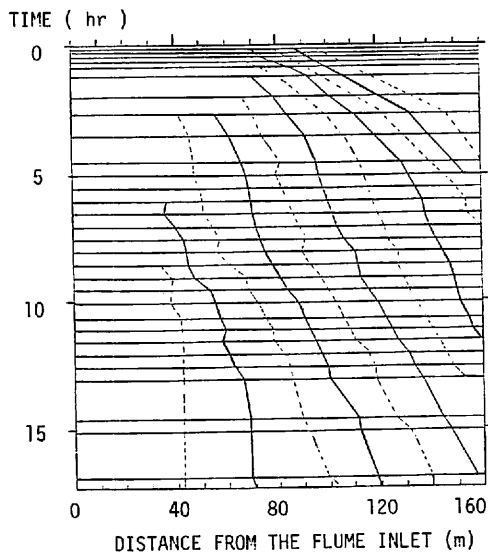
A領域——斜め交錯模様から最初に生ずる短波長の砂礫堆が, きわめて大きな移動速度をもっている領域。なお, この領域の砂礫堆の波長は, A-1よりA-2のほうがやや大きい。この理由については, 別途論じる予定である。

B領域——砂礫堆が次第に波長を増し, 移動速度を減じてゆく過程である。なお, 第4, 5図は,

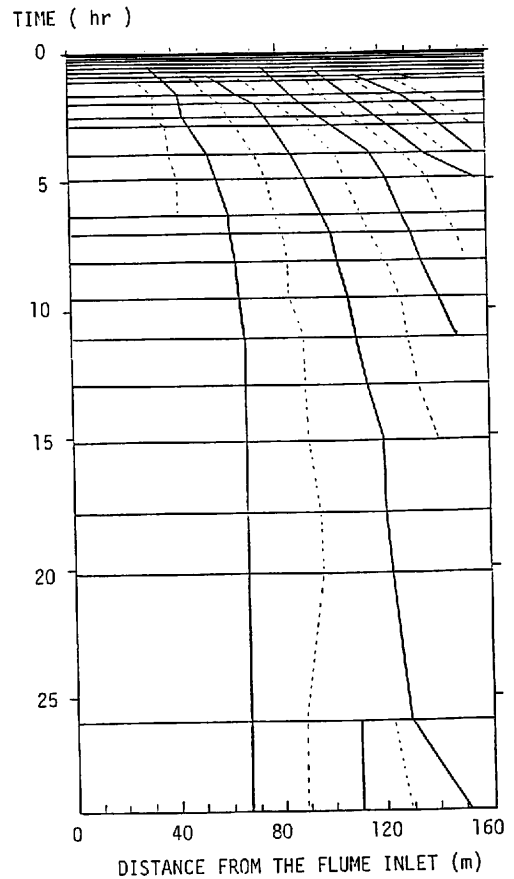
Run A-1の場合に得られた砂礫堆の縦断形状と表面流向流速分布の測定例である。

C領域——砂礫堆の背の一部が水面上に露出する, すなわち州が生じて, 砂礫堆の移動がきわめて小さくなる領域である。無給砂で通水していると, 州は水路の上流側から発生し, 次第に下流側の砂礫堆にも生ずるようになる。Run A-2の条件下では, 州は大きい場合, 水面の幅を半減させた(第1図)。

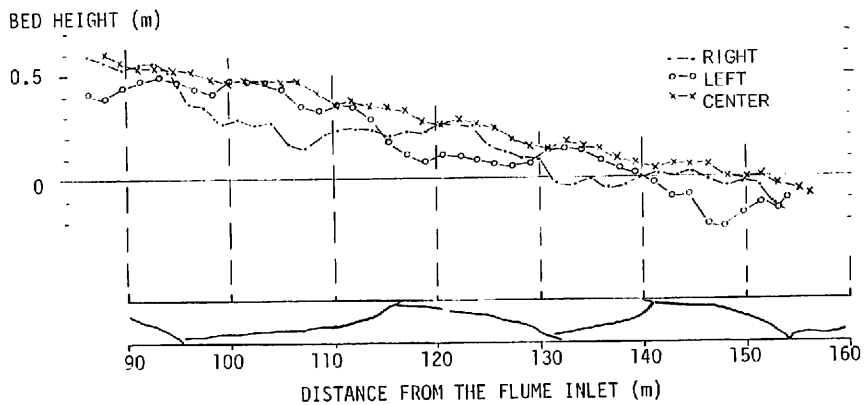
Run A-1, A-2とも, 河床形態は単列砂礫堆



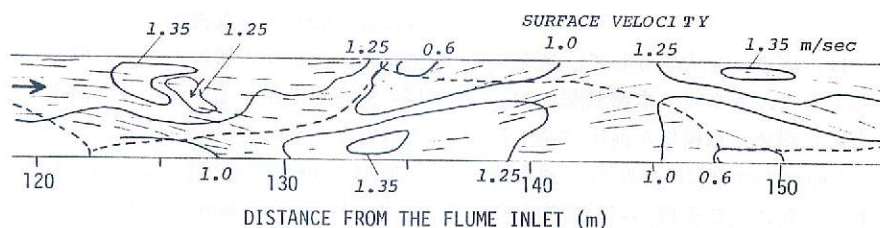
第2図 砂礫堆走時曲線 (Run A-1)
 $S=1/96$, $D=10\text{cm}$, $d=0.64\text{cm}$, $W=4\text{m}$
 (実線は左岸寄り先端)



第3図 砂礫堆走時曲線 (Run A-2)
 $S=1/98$, $D=9\text{cm}$, $d=0.64\text{cm}$, $W=4\text{m}$



第4図 単列砂礫堆の縦断形状 (Run A-1)
 $S=1/96$, $D=10\text{cm}$, $d=0.64\text{cm}$, $W=4\text{m}$



第5図 単列砂礫堆上の表面流向・流速分布 (Run A-1)
 $S=1/96$, $D=10\text{cm}$, $d=0.64\text{cm}$, $W=4\text{m}$ (表面浮子のマルチ・ストロボ撮影による)

ではあったが, Run A-2 では Run A-1 と異なり, 砂礫堆の先端が丸みをおびて側壁から離れており, 砂礫堆の芽ともいえるものが各砂礫堆の先端下流側に生じた (第1図)。これは, 小川・深見 (1979) が単列砂礫堆と二列砂礫堆との中間的形態としたタイプにあたる。

IV フルード模型実験

(1) 実験方法

大型水路による Run A-1 および A-2 の実験結果を原型として, フルード数の比 F_r を1にするようなフルード模型をつくり, また水深や勾配を多少変えて, いくつかの実験を行なった (第2表, B-1~9)。

原型と模型の長さの比 L_r を20とし, 幅20cm, 長さ8mの水路を用いた。実験用砂礫としては, 原型の場合が, 径5~10mmであることから, その20分の1の径0.25~0.5mmの中砂を用いた (第1表)。篩によると, その中央粒径は0.34mmである。

フルード相似模型では, フルード数の比 F_r は, 水平方向の流速 V_r が, $V_r = (L/T)_r$ で与えられるとして, 次式で表わされる。

$$F_r = \frac{V_r}{\sqrt{g_r D_r}} = \frac{L_r}{T_r \sqrt{L_r}} = \frac{\sqrt{L_r}}{T_r} = 1$$

ここで, V : 水平方向の流速, D : 水深, T : 時間である。流量の比 Q_r は,

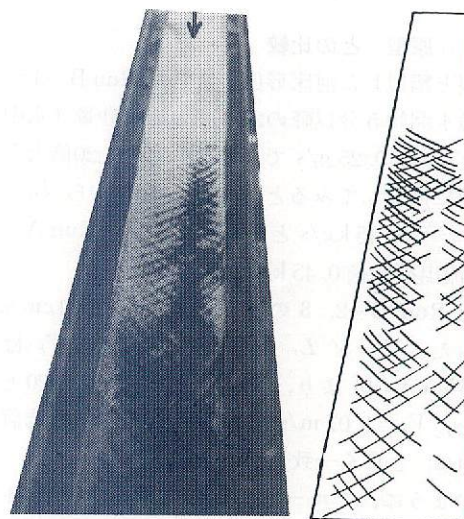
$$Q_r = L_r^3 \cdot T_r^{-1} = L_r^{5/2}$$

となる。それゆえ, 模型の流量 Q_m は, 原型の流量402および352 l/s から, $L_r=20$ として, 225

および200 cc/s となる。

(2) 結果

Run B-1 は, 砂床面を水路横断方向に高低差の生じないように丹念に調整して, 流量を原型と合わせて通水したものである。この場合, 模型は原型と相似にならなかった。通水後しばらくの間は, 底質は流れによってまれに吹き払われるように動いた。水を白くしておく, 砂の動く所のみが (砂が黒色のため) 丸く黒々として見え, それが留まる事なく下流へ伝播した。しかし, 底質の移動は次第にやんでしまって, 通水時間を増しても砂礫堆は形成されなかった。停水後, 砂床面にはきわめてこまかなタテスジ模様がうっすらと, 水路方向とやや斜行しているのが認められるのみ



第6図 平坦床上に形成された斜め交錯模様 (Run B-4)

$S=1/100$, $D=0.5\text{cm}$, $d=0.034\text{cm}$, $W=20\text{cm}$

であった。

Run B-4 では、流量を大きくして、水深を原型と合わせたもので、通水後、水路側壁と20°前後の角度をもった斜め交錯模様が河床に発生した(第6図)。この点では原型に似たが、通水時間を増すにつれて、斜め交錯模様から局所的な洗掘が多発して、ついには第7図(Run B-5)と同様な砂れんが生じた。通水初期の平坦床土に生ずるタテスジや斜め交錯模様が、砂礫堆の発達につれて生じなくなるのと同様に、砂れんが発達すると砂礫堆の形成は阻害されるように思われる。砂れん床土でも、なんらかのきっかけで、その一

部に局所的な大きな洗掘穴が生ずると、そこから供給された砂が舌状にのびて堆積し、砂礫堆と同様の河床形が生ずるが、それは流下・移動することとはなかった。

原型と類似した単列砂礫堆が生じたのは、Run B-2, B-3 で、Run B-1 とのちがいは、初期の砂床面に横断方向の高低差(1 mm 程度)があったことである。このため、水流の偏流が生じ、底質の移動が生じて、流速は小さく、水深は大きくなって、原型と類似した河床形態が形成された(第8図)。



第7図 砂れん (Run B-5)
 $S=1/100$, $D=0.7\text{cm}$, $d=0.034\text{cm}$, $W=20\text{cm}$



第8図 単列砂礫堆 (Run B-3)
 $S=1/100$, $D=0.5\text{cm}$, $d=0.034\text{cm}$, $W=20\text{cm}$

(3) 「原型」との比較

原型と類似した河床形態が生じた Run B-3 では、通水開始5分以降の20分間の流出砂量(水中重量) I_{bm} は 0.25 g/s であった。これを20倍大きい原型に換算してみると、フルード則から $I_{bp} = I_{bm} \cdot L^{5/2} = 0.45\text{ kg/s}$ となって、原型(Run A-2)の流出砂礫量 0.45 kg/s と一致した。

また Run B-2, 3 の平均流速 V_m は 24 cm/s であった。 $V_r = \sqrt{L_r}$ より、原型の流速 V_p は $V_p = V_m \cdot \sqrt{L_r}$ より、 $V_m = 0.24\text{ m/s}$, $L_r = 20$ とすると、 $V_p = 1.07\text{ m/s}$ が得られ、原型の平均流速 1 m/s と良く一致した。

このように、フルード模型は、模型の値から本物原型の値が推定できるので便利であるが、残念ながら Run B-3 では、砂礫堆は長時間の通水によって次第に砂れん床へと変化して破壊されてし

まい、原型との相似は失われてしまった。フルード模型では、この実験でみられたように、底質を細粒にしたり水深をきわめて小さくしたりする結果、水の表面張力や粘性力の影響があらわれるなどして、原型との相似が成立しなくなる場合が一般に生ずるようである(たとえば、井口・吉野、1972)。

原型と相似な河床形態をつくり出すためには、実験材料の開発が今後の重要な課題である。それにしても、実験材料の選定には、とくにそれを多量に必要とする場合には、いろいろの制約もあり、また水理諸量の精密な測定のためからも、ひずみ模型による実験手法の確立が必要といえよう。

V ひずみ模型実験

(1) 粗砂を用いた場合

1) 実験方法

径 0.6mm より粗粒の砂礫では砂れんが生じないことは知られている。そこで、 $L_r=20$ のままで、底質を砂れんが生じないような大きさにして相似模型をつくる。相似条件から、 $(U_{*r}/U_{*cr})_r=1$ であるから、 $U_{*r}=U_{*cr}$ とおくことが必要である。この場合、実験用砂礫としては $U_{*cr}=2.1\text{cm/sec}$ の粗砂 (第 1 表) を用いたので、 $U_{*cr}=U_{*cp}/U_{*cm}=7.2/2.1=3.4$ より、

$$U_{*r} = \left(Y_r \cdot \frac{Y_r}{L_r} \right)^{\frac{1}{2}} = 3.4$$

であるから、 $Y_r=3.4\sqrt{L_r}=15.3$ となる。原型の水深 D_p は 10.4 および 8.8cm ゆえ、模型の水深 D_m は 0.68 および 0.58cm、また勾配の比 $S_r=Y_r/L_r$ より $S_m=S_p \cdot L_r/Y_r$ であり、原型の勾配 $S_p=0.01$ ゆえ、模型の勾配 S_m は、 $S_m=0.013$ とすればよいことになる。

流量の比 Q_r は、流水断面積を A として、

$$Q_r = V_r \cdot A_r = \frac{L_r}{T_r} \cdot Y_r \cdot L_r = \frac{L_r^2 \cdot Y_r}{T_r}$$

で与えられ、フルードの相似則から

$$F_r = \frac{V_r}{\sqrt{Y_r}} = \frac{L_r}{T_r} \cdot \frac{1}{\sqrt{Y_r}} = 1$$

と書けるから、

$$T_r = L_r \cdot \frac{1}{\sqrt{Y_r}}$$

となる。これを Q_r の式に代入して、

$$Q_r = L_r \cdot Y_r^{3/2}$$

で与えられる。それゆえ、模型の流量 Q_m は、336 および 294 cc/s となる。なお、流速の比 V_r は、

$$V_r = \frac{L_r}{T_r} = \sqrt{Y_r}$$

で与えられる (これらひずみ模型の相似則については、椎貝, 1979, p. 99~138 の説明が判りやすい)。

2) 結果

Run C-2 は、以上の計算に基づいて、原型と $S \cdot W/D$ がほぼ等しくなる条件を与えて行なったものである (第 2 表)。一方、Run C-1 は勾配 S を大きくした場合で、黒木・岸 (1982) による $(S^{0.2}W/D)_r=1$ や村本・藤田 (1978) による $(W/D)_r=1$ の条件に近くなっている。Run C-3 は逆に、勾配 S を小さくした場合である。

なお、この実験のように、模型の幅 W と底質の粒径 d とをあらかじめ決めて、原型と相似になる模型の条件を探すことは、深見 (1979) による形成領域区分法 ($W/D \sim D/d$) では不可能である。

Run C-1 ~ 3 の河床平面形を第 9 ~ 11 図に示す。これにみられるように、 $S=1/76$ 、すなわち、 $(S \cdot W/D)_r=1$ とした場合 (第 10 図) が砂礫堆の先端が丸みをおびていて原型 (第 1 図) と良く似



第 9 図 二列砂礫堆～単列砂礫堆 (Run C-1)
 $S=1/50$, $D=0.5\text{cm}$, $d=0.08\text{cm}$, $W=20\text{cm}$



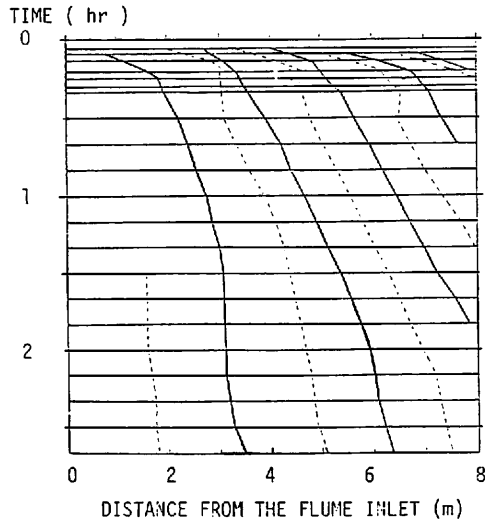
第 10 図 先端が丸みをおびた単列砂礫堆 (Run C-2)
 $S=1/76$, $D=0.7\text{cm}$, $d=0.08\text{cm}$, $W=20\text{cm}$



第11図 典型的な単列砂礫堆 (Run C-3)
 $S=1/100$, $D=0.9\text{cm}$, $d=0.08\text{cm}$, $W=20\text{cm}$

ており、 $(S^{0.2}W/D)^{-1}$ や $(W/D)^{-1}$ になる方向に $S=1/50$ とした場合には、砂礫堆は複列化して原型と似なくなる (第9図)。逆に $S=1/100$ とすると典型的な単列砂礫堆となる (第11図)。

Run C-2 とほぼ同じ条件で行なった Run C-4 について砂礫堆の発達過程をみると (第12図)、



第12図 砂礫堆走時曲線 (Run C-4)
 $S=1/76$, $D=0.6\text{cm}$, $d=0.08\text{cm}$, $W=20\text{cm}$

平滑な砂床に斜め交錯模様が生じて、それから短波長で移動速度の大きな単列砂礫堆が生ずること、その後、波長が大きくなって安定した砂礫堆となること、しかし無給砂のため上流側からの河床低下の進行につれて砂礫堆は停止することなど、定性的には原型と類似したパターンが認められた。その発達領域を原型と対応させてみると第3表のようである。

3) 「原型」との比較

Run C-4 の砂礫堆の移動速度と流速および流砂量を原型と比較してみる。フルード相似則から原型と模型の時間の比 T_r は、 $T_r = L_r / \sqrt{Y_r} = 5.1$ となる。第3表中の砂礫堆1波長分が流下するに要する時間 T_B を原型と比較してみると、Bの領域についてはよく合っているといえよう。

また平均流速 V_m は 26cm/s で、流速の比 $V_r = \sqrt{Y_r} = 3.9$ より、 $V_p = 102\text{cm/s}$ と換算され、原型の実際の値 (1m/s) と一致している。

流砂量 (水中重量) は、通水開始～5分後までの平均が 0.22g/s 、5分～20分後の15分間の平均が 0.39g/s 、20～170分後の150分間の平均が 0.55g/s であった。 0.55g/s としても、流砂濃度は1.6

第3表 砂礫堆の波長と移動速度

Zone	Run A-1			Run A-2			Run C-4		
	L_B/W	U_B (m/hr)	T_B (hr)	L_B/W	U_B (m/hr)	T_B (hr)	L_B/W	U_B (m/hr)	T_B (hr)
A	2.3	18.8	0.5	2.4	12.9	0.75	3.4	11.0	1.2
B {	2.8	9.4	1.2	3.9	4.6	3.4	4.5	1.5	12
	4.2	4.2	4.0	5.0	2.4	8.3	6.1	0.6	41
C	6.1	0		6.6	0		7.5	0	

A: 斜め交錯模様から発達した領域

B: 十分に発達した領域

C: 州が生じて移動しなくなる領域

L_B : 砂礫堆の波長, W : 水路幅, U_B : 砂礫堆の移動速度, T_B : 砂礫堆が一波長分の距離を移動する所要時間

$\times 10^{-3}$ で、原型の流砂濃度 $(0.45/352=1.3 \times 10^{-3})$ とほぼ同程度である。

以上のことから、 $(U_*/U_{*c})_r = (S \cdot W/D)_r = 1$ としたひずみ模型によって、20倍大きい原型の河床形状を良く相似できたといえよう。

(2) 細礫を用いた場合

1) 実験方法

底質として「原型」と同じ径5～10mm 礫を用いて、水路幅の比 $W_r = 20$ とした実験を2例試みた(第2表, Run D-1, 2)。Run D-1 は $(U_*/U_{*c})_r = (S \cdot W/D)_r = 1$ とした場合であり、Run D-2 は勾配 S の重みを小さく評価した黒木・岸(1982)の提案した $(S^{0.2} \cdot W/D)_r = 1$ とした実験である。Run D-1, D-2 とともに、径5～10mm 礫を幅20cm、長さ8mの水路に敷きながらして通水した。河床高としては、凹凸の平均的な高度を読みとった。

2) 結果

Run D-1 の流量 Q_m は、 $Q_r = L_r \cdot Y_r^{3/2}$ の関係から、 $L_r = 20$, $Y_r = \sqrt{20}$, $Q_p = 402$ および 352 l/s より、 $Q_m = 2.1 \text{ l/s}$ および 1.9 l/s (水深 D_m は、 $D_m = D_p / \sqrt{20}$ より 2.3 cm および 2 cm) とすべきであるが、実際に通水したところ水深が小さかったので、流量を 2.2 l/s に増した。通水

すると、礫は転動躍動して流送され、次第に水面には带状跳水が発生したが、ついに砂礫堆は形成されなかった。

これに対して、勾配を $1/8$ にした Run D-2 では、通水開始と同時に、まるでスキーの名手がパラレル・ターンをしながら斜面を降りるかのよう

3) 「原型」との比較

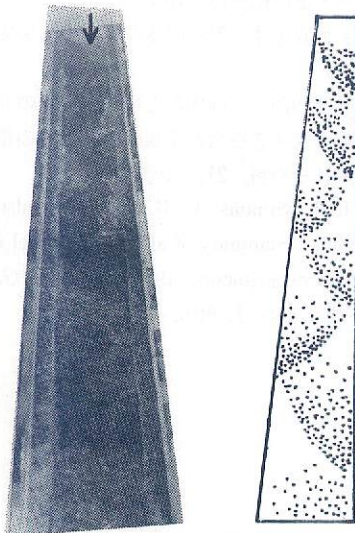
砂礫堆が形成されたということからは Run D-2 のほうが原型に近いといえようが、水や土砂の流れに注目してみれば、それは原型とはあまりにも異なっている。跳水の発生・発達以前の Run D-1 の流れの状況は、原型のそれと似ていると感ぜられたことから、相似条件としての $(S \cdot W/D)_r = 1$ が不適当なのではなく、砂礫堆の形成を阻害するなんらかの原因が Run D-1 では働いているのだろうと、現在、考えている。ここで述べたのは、わずか2例の、しかも試験的な実験であり、さらに今後の実験が望まれる。

VI おわりに

以上、大型水路における砂礫堆の発達過程を原型として、その20分の1の小型の水路を用いて模型実験を行なった結果を述べた。そして、流れ強度 U_*/U_{*c} と河道形状示数 $S \cdot W/D$ の大きさを原型と合わせたひずみ模型によって、原型との相似が得られることが確かめられた。すなわち、砂礫堆の相似条件は、次式で表わされる。

$$(U_*/U_{*c})_r = (S \cdot W/D)_r = 1$$

とはいえ、砂礫堆の相似条件として、 $(S \cdot W/D)_r = 1$ でよいのか、あるいは $(S^{0.2} \cdot W/D)_r = 1$ や $(W/D)_r = 1$ がよいのかという点については、断定的な答えが得られたわけではない。この間に答えるには、底質を共通にしたひずみ模型実験—すなわち同じ底質を用いて、幅の異なる水路に



第13図 単列砂堆礫 (Run D-2)
 $S=1/8$, $D=0.7 \text{ cm}$, $d=0.64 \text{ cm}$, $W=20 \text{ cm}$

について、種々の河床形態の形成限界を明らかにする実験を行なうことが必要である。

謝 辞

大型水路を原型として、その模型を小型の水路で作ることにより、砂礫堆の相似条件を検討するという考えは、自由学園最高学部の本下良作氏に教えられた。実験にあたっては、筑波大学水理実験センターの小島豊盛、泉耕二、飯島英夫各技官や、大学院地球科学研究科の伊勢屋ふじこさんをはじめとする多数の学生に助力をいただいた。記して感謝します。

文 献

- 池田 宏 (1971) : 沖積河道の河床形態——特に砂礫堆の形成について。地理学評論, **44**, (6), 401.
- 池田 宏 (1973) : 実験水路における砂礫堆とその形成条件。地理学評論, **46**, (7), 435~451.
- 池田 宏 (1975) : 砂礫堆からみた河床形態のタイプと形成条件。地理学評論, **48**, (10), 712~730.
- 池田 宏・井口正男 (1979) : 掃流砂量式について。筑波大学水理実験センター報告, **3**, 1~5.
- 池田 宏 (1981) : 大型水路による細礫の流送実験(I)——掃流砂量に及ぼす限界ストリーム・パワーの影響。筑波大学水理実験センター報告, **5**, 35~49.
- 井口昌平・鮎川登 (1967) : 移動床形態の区分——とくに砂礫堆の形成限界について。第11回水理講演会講演集, 13~18.
- 井口昌平・吉野文雄 (1972) : 真名川の砂礫堆の形成に関する実験的研究。生産研究, **24**, (4), 171~174.
- 泉 岩男・池谷 浩・伊巻幹雄 (1978) : 急勾配水路における砂礫堆について。新砂防, **109**, 9~19.
- 小川良市・深見親雄 (1979) : 単列砂礫堆と二列砂礫堆との中間的形態について。土木学会第34回年次学術講演会講演集, **2**, 189~190 (II-95).
- 本下良作 (1957) : 河床における砂礫堆の形成について——蛇行の実態の一観察。土木学会論文集, (42), 1~21.
- 本下良作 (1962) : 石狩川河道変遷調査・参考篇。科学技術庁資源局資料, (36), 174 p.
- 本下良作 (1980) : 大井川牛尾狭窄部開削の影響に関する「砂礫堆相似」による模型実験。建設省中部地方建設局静岡河川工事事務所, 117 p.
- 黒木幹男・岸 力 (1982) : 沖積河道の流路形態の領域区分に関する研究。第26回水理講演会論文集, 51~56.
- 椎貝博美 (1979) : 「わかりやすい水の力学——川を利用し治めるために」。鹿島出版会, 179 p.
- 鮎川 登 (1971 a) : 直線河道における流れの蛇行現象に関する水理学的研究。科学技術庁資源調査所, 427 p.
- 鮎川 登 (1971 b) : 直線河道における砂礫堆の形成条件について。土木学会第26回年次学術講演会講演集, **2**, 189~190 (II-69).
- 玉井信行・長尾 哲・三国史雄 (1978) : 直線水路における複列砂礫堆と網状流路の形成について。第22回水理講演会論文集, 265~273.
- 玉井信行 (1982) : 砂礫堆上の流れの相似則に関する研究。第26回水理講演会論文集, 39~44.
- 村本嘉雄・藤田裕一郎 (1978) : 中規模河床形態の分類と形成条件。第22回水理講演会論文集, 275~282.
- 深見親雄 (1979) : 砂礫堆と砂漣・砂堆の共存——小規模河床形態を含む中規模河床形態の領域区分。土木技術資料, **21**, (10), 27~32.
- Guy, H. P., Simons, D. B. and Richardson, E. V. (1966) : Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956 - 61. *U. S. G. S. Prof. Paper*, 462 - J, 96 p.