

徳島大学 正員 岡部 健士
同 杉尾 捨三郎
学生員 石川 元一

1. まえがき: 河床波上の流れにおける浮遊砂の流送特性は、平坦路床上のものとは著しく異なることが知られている。そして、この原因はハフ離調の bursting ならびに re-attachment point における水衝や河床波形状の三次元性に帰因する強い上昇流にあることが指摘され、このような流れの特性と浮遊砂運動の關係に着目したいいくつかの研究が行われている。^{1), 2)}

本報告は、河床波上のほぼ等流と見なし得る流れにおいて非平衡状態にある浮遊砂濃度を測定した結果を紹介するとともに、河床波の存在が浮遊砂濃度の変化過程にいかなる影響を及ぼすかを考察するものである。

2. 実験概要: 河床波をもつ等流に近い流れにおいて、浮遊砂濃度が流下とともに漸増または漸減して、次第にその流れに応じた平衡濃度に到達する過程を観測した。実験には、長さ17m、幅0.3mの水路を用い、試験砂としては、粒径が0.15mm~0.18mmの一様砂(代表沈降速度 $w_0 = 2.0 \text{ cm/s}$)を用いた。水路床には、まず河床波(砂連)の着しい状態を抑制する目的で荒目の人工芝を敷き、その芝先を数mm埋没程度の厚さに平坦に試験砂を敷き詰めた。そして、流れに対して過小あるいは過大な給砂を行いつつ定常流量を通水し、目視により河床波の安定を確かめたのち、濃度変化区間の3~4断面および十分下流の平衡領域において採水と流速測定を行った。採水には、20mm×2mmの筒口部をもつサイフォンを上下に4mmの中心間隔で10本連結したものを使用し、1つの断面内の多点における採水を同時に行った。また、流速の測定も、7本の動圧管をもつ連結ピトー管により、採水と同時に多点計測した。ところで、図-1に示すように、河床波上の浮遊砂濃度は測定点と河床波の1つの山との相対的位置関係により、流れの方向にも大きく変化する。本実験の目的は比較的大きいスケールの変化を観測するものであるから、着るうは、連結サイフォンを目標断面を中心に1~2波長間ではほぼ等速で移動させながら採水した。実験は、漸増過程および漸減過程についてそれぞれ2caseづつ実施したが、それらの代表的流量量は表-1の通りである。

3. 実験結果: 図-2, 3はRun 1, Run 4の実験結果をとりまとめたものである。両図において、Symbolに付された距離は特定の位置を原点とするものではなく最上流の測定断面を距離 $x=0$ としたものである。また、高さ z は平均路床面からの高さであり、濃度 C の単位は g/m^3 である。

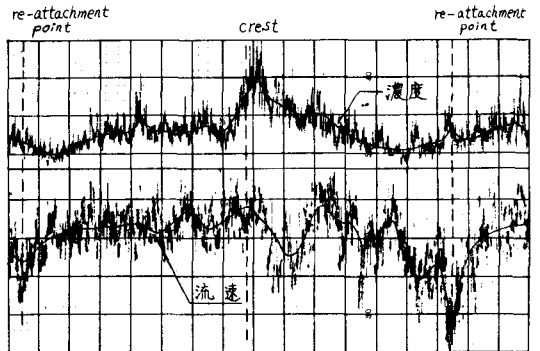


表-1 実験諸元の一覧表

図-1 砂連の通過に伴う濃度と流速の変化の例

Run No.	流量 (l/s)	水深 (cm)	摩擦速度 (cm/s)	波高 (cm)	波長 (cm)	進行速度 (cm/s)	平衡濃度 $\bar{z} = \frac{4}{3}$ (gr/m ³)	condition
1	4.00	4.62	3.8	1.21	11.92	.0204	258	increase
2	3.00	3.98	3.4	1.28	12.57	.0183	295	increase
3	3.50	3.95	4.2	1.83	15.72	420	decrease
4	4.00	4.55	4.4	2.00	12.53	.0037	425	decrease

4. 浮流砂の連続式: 2次元等流で河床波が発生した場合の流砂の連続式は次式のように書かれる。

$$d\delta_s/dx = \frac{q_s}{\Delta} \int_{\Delta/2}^{\Delta} (C \cdot u) dz = \text{flux} - w_0 C_{\Delta} \quad (1)$$

ここに、 δ_s = 単位幅当りの浮流砂量、 C = 浮遊砂濃度、 u = 流速、 flux = 河床波頂の高さの面を通る浮上量、 Δ = 河床波高、 $C_{\Delta} = \bar{c} = 4/2$ における浮遊砂濃度、 \bar{c} = 平均水深、 w_0 = 沈降速度、 x = 流下方向の座標。従来、(1)式の flux は流れに特有のもののみならず、 $\text{flux} = w_0 C_{e\Delta}$ ($C_{e\Delta}$ = 平衡状態における C_{Δ}) のように表示するのが妥当であると考えられている。これに従えば(1)式は

$$d\delta_s/dx = w_0 (C_{e\Delta} - C_{\Delta}) \quad (2)$$

となる。(2)式のような関係式が平坦河床においては十分妥当であることは、既往の諸研究より推察し得るが、流れの性質がかなり異なる河床波上でも成立するか否かについては不明である。そこで、図-4に示すような2断面に対して、(2)式を下記の(3)式のように近似的に書き直し、(3)式の両辺の値を実験資料より算定して比較した。

$$\delta_{s2} - \delta_{s1} = w_0 \left(C_{de} - \frac{C_{\Delta 1} + C_{\Delta 2}}{2} \right) L_x \quad (3)$$

Run 1 および Run 4 について行った比較結果は表-2の通りである。実験的に算定した(3)式の両辺の値には、実験誤差とは考えられない極めて大きい差があることがわかる。その原因は“まがき”でも述べた上昇流などによる移流効果にあると思われる。すなわち、河床波上の流れにおける flux は ①いわゆる乱れによるものと、② $-\frac{\Delta}{2} < z < \frac{\Delta}{2}$ の領域からの上昇流によるものの和であり、平衡時にはこれと $w_0 C_{de}$ が等しい。しかし、Run 1, 2 のような濃度増加の状態では②が平衡時のものより小さくなり、したがって左辺 < 右辺となる。一方、Run 3, 4 のような濃度減少の状態では②が平衡時のものより大きいので、左辺 > 右辺となる。

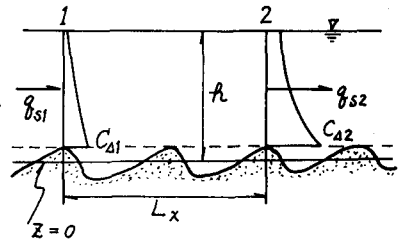


図-4 (3)式の参考図

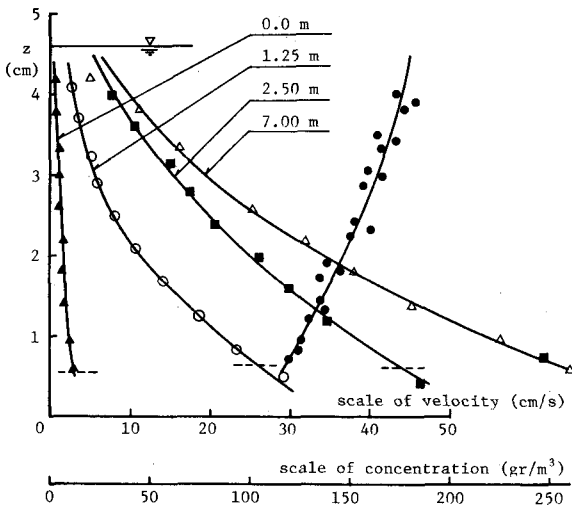


図-2 Run 1 の実験結果

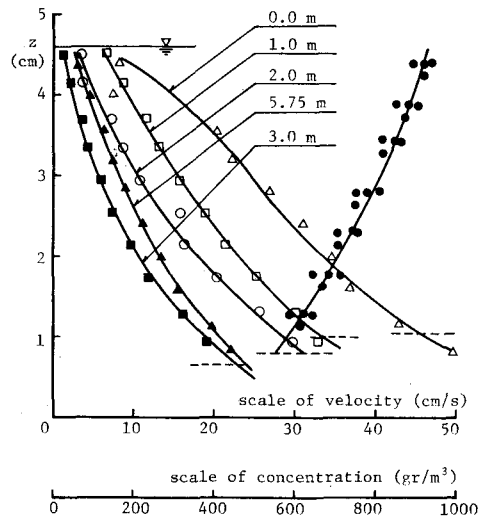


図-3 Run 4 の実験結果

[参考文献]

- 1) 池田; 砂運上の浮遊砂の濃度分布について, 第34回年講, II-79, S.54.
- 2) 板倉・岸; 河床波上のBurstingと浮遊砂に関する研究, 第34回年講, II-149, S.54.

Run	区間 (m)	①左辺の値 (rppm·cm/s)	②右辺の値 (rppm·cm/s)	②/①	
1	0~1.25	4500	49700	11.0	漸増
	1.25~2.50	6300	30500	4.8	
	2.50~7.00	4200	39200	9.3	
4	0~1.0	-23500	-81000	3.5	漸減
	1.0~2.0	-13400	-45600	3.4	
	2.0~3.0	-15200	-17000	1.1	

表-2 実験値による(3)式の検討