

I S S N 0386—5878
1802
土 研 資 料 第1015号

土 木 研 究 所 資 料

河川移動床模型実験材料としての
石炭粉の移動特性と斐伊川模型への応用

昭和57年3月

建 設 省 土 木 研 究 所
河 川 部 河 川 研 究 室

Copyright © 56 年度 by P. W. R. I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director of P. W. R. I.

この報告書は、土木研究所長の承認を得て刊行したものである。
したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複写は土木研究所長の承認を得ずしてこれを行なってはならない。

河川移動床模型実験材料としての石炭粉 の移動特性と斐伊川模型への応用

河川研究室

山本晃一, 坂野 章

目 次

1. はじめに.....	1
2. 石炭粉の流送特性.....	2
2-1 実験目的.....	2
2-2 実験施設.....	2
2-3 実験方法.....	2
2-4 実験方法上の問題点.....	6
2-5 石炭粉の特性.....	6
2-6 各実験ケースでの河床の状況.....	9
2-7 河床形状と抵抗係数, 流砂量.....	15
3. 斐伊川移動床模型への応用.....	23
3-1 斐伊川河道計画と模型実験の位置.....	23
3-2 検証実験によって再現しようとしたこと.....	24
3-3 斐伊川模型の相似律.....	24
3-4 模型実験の条件設計のための基礎知識.....	28
3-5 模型実験の条件設計.....	32
3-6 検証実験の結果と問題点.....	32
4. おわりに.....	38

1. はじめに

河道計画における、未来予測手段の一つとしての移動床模型実験の位置づけについては、極端な見解がある。一方では模型実験に河道計画の適否がすべて乗りかかってしまうような見方が有るかと思えば、他方では移動床模型実験は砂遊びにすぎないというような見方である。このような極端な見解がでてくる原因は模型実験というものが、移動床に関する知識と、模型実験者の技術能力、実験遂行上の技能者の技能能力の混存物であり、そこにはどうしても、実験依頼者、実験担当者の河川や模型に対する自己の経験や自然感が色濃く反映せざるを得ないからであろう。

このような極端な見解の相違を収束していくためには、今後計測の自動化、マニュアル化を進めるのも大切であるが(実際には河川移動床模型実験は、計測の自動化、マニュアル化に一番不適当な実験であり、計測の自動化、マニュアル化は遅々として進まない。模型実験の精度や模型からの情報量を多くするには、技能者、実験企画者の能力向上の方がてっとり早い。また今のところ計測の自動化は経済合理性から見れば不合理としか言いようがない。)、河道計画そのものの考え方の合理化と、移動床の水理に関する知識の増加が、最も大切であろう。

ところで筆者等は、斐伊川改修計画の一端として、斐伊川放水路流入部の移動床模型実験を石炭粉($d_m = 0.03\text{cm}$)を使って行うことになり、石炭粉を使った移動床模型の相似性について真剣に考えざるを得ない立場に立たされてしまった。石炭粉の移動床の水理については、1975年から1976年にかけて鹿島試験所で検討を行い、ある程度のことは分っていたが、斐伊川模型で要求されている検討項目の質から見ると、石炭粉の移動床の水理についてより正確な情報が必要と感じられ、再度検討を行うことにした。

ここでは石炭粉の移動床についての基礎的な実験的検討の結果について述べ、それをいかに斐伊川移動床模型に応用したかを述べてみたい。

2. 石炭粉の流送特性

2-1 実験目的

○鹿島試験所での実験（以下K実験と言う。）

本実験は、河川移動床模型実験で良く使われる石炭粉の移動床の水理を、統一的に把握しようと意図して1975年6～8月に行ったものである。しかしながら実験ケースも少なく不十分な結果しか得られなかった。

○筑波での実験（以下T実験と言う。）

本実験は、斐伊川移動床模型の河床変動の時間縮尺を決めるために1980年7～8月に行った実験である。したがって実験が行われた水理量は斐伊川で生じる水理量を主なものとなっている。

2-2 実験施設

○K実験

実験は、Fig 2-1の実験水路概略図に図示した長さ25m、幅0.6mの片面ガラス張水路において行った。流量は60°三角堰を用いて計算し、直下流の実験水路との取付け部は、整流のためのプールとした。水路上流端には、流れが片寄らないようにサンフレックス（フィルム層）を置いた。水路下流端ゲートより2.5m上流側には、石炭粉流出防止用として水路底から20cmの高さの固定床部を製作した。

○T実験

実験は、Fig 2-2に示す長さ20m、幅0.6mの二次元両面ガラス張可傾水路で行った。流量は水路上流の量水槽に取り付けた直角三角堰によって行った。越流水深と流量の関係は、沼知、黒川、淵沢公式によって評価した。Fig 2-3にその関係図を示す。下流端3mは高さ20cmの固定床部を作り、石炭粉は20cmの厚さに水路に敷きならした。なお下流には水位制御のための観音開きのゲートが取り付けられている。

2-3 実験方法

○K実験

実験は $dm=0.027\text{cm}$ と推測される^{a1)}。石炭粉を、Fig 2-1に示す水路に、下流端の固定床部の所での石炭粉の厚さが20cmになるように、所定の勾配に敷きならして行った。河床の整形の際は、水路横断方向に高低差が生じないように、また場所的な締め固めや湿潤の度合にも差が生じないように整形前に石炭粉を十分に湿めらせ、均一に締め固めるようにした。

流量は上流の三角堰からの越流水深を、所定の値に合わせるによって与えた。この場合、流量に比較して量水槽の容量が大きいので、水位の安定に多少の時間を要するので、最初流す予定の流量に対する越流水深に合わせて、ポイントゲージを設定しておき、大略それに合うよう流量調節用のバルブを開いた。そして水位が安定した時にポイントゲージをその水面に設定し直し、堰からの越流水深を計測してそれを通水流量とした。

下流端ゲートの操作は、水路下流で等流水深になるよう操作を行ったが、実際には完全な等流とはな

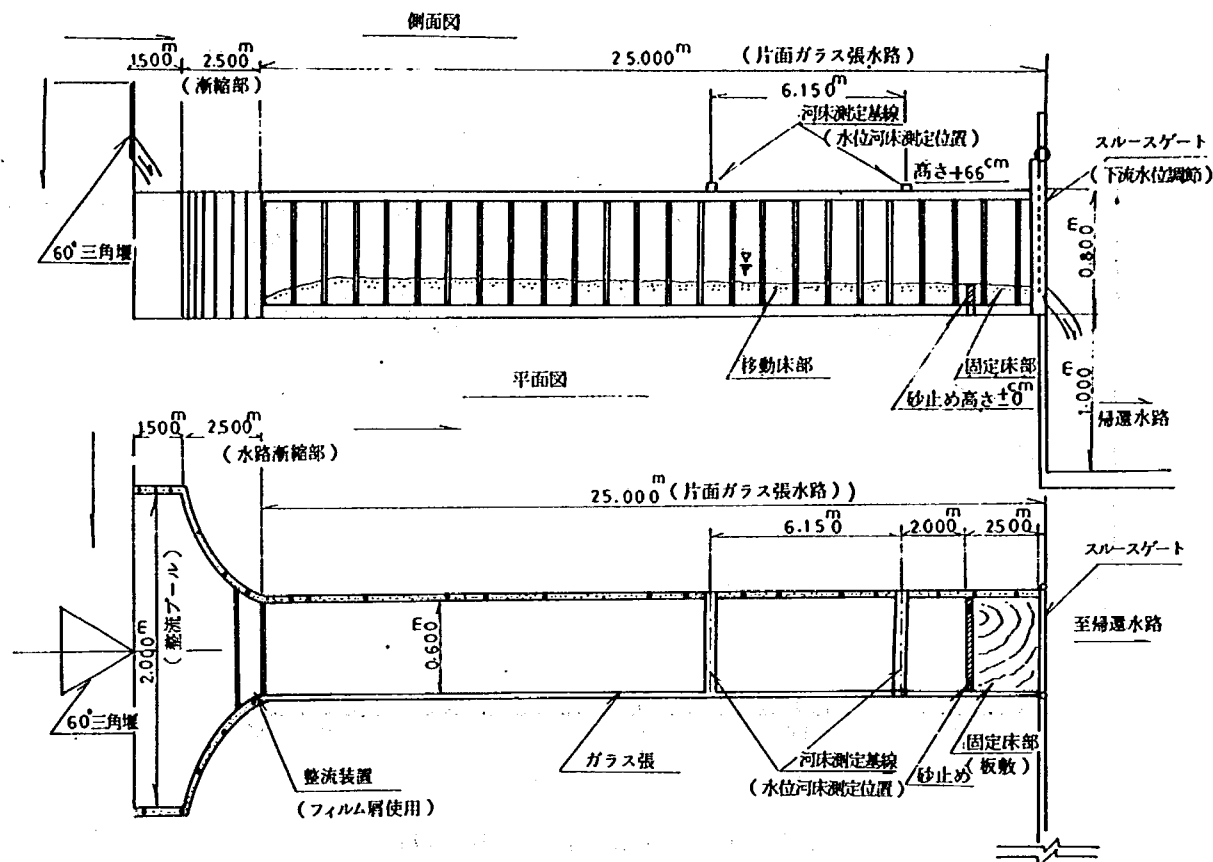


Fig 2-1 実験水路概略図

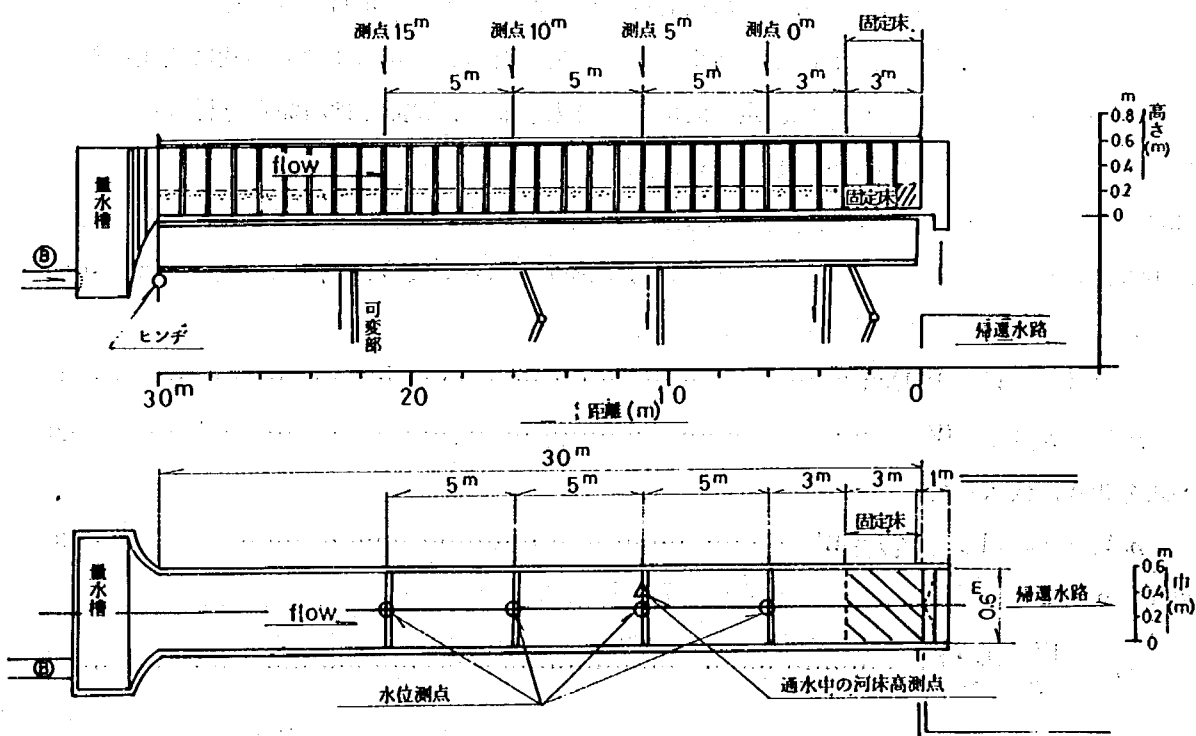


Fig 2-2 実験水路概要図

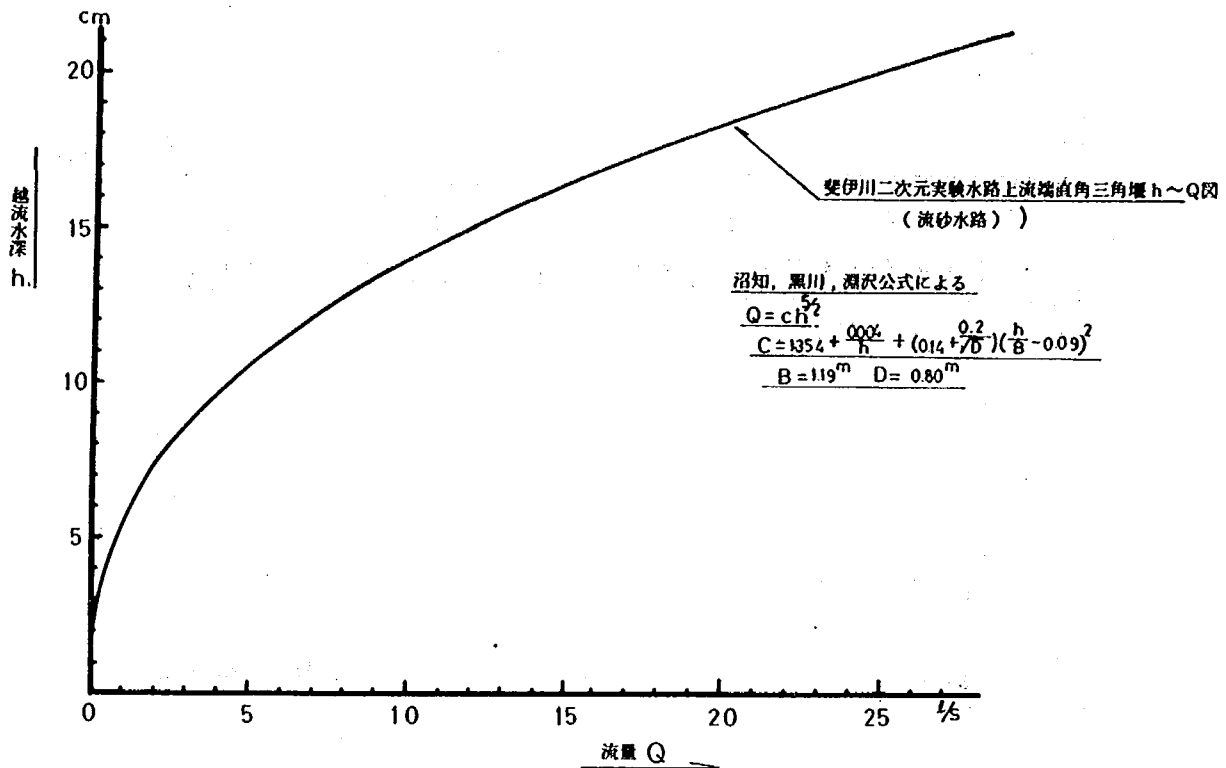


Fig 2-3 実験水路上流端 $H \sim Q$ 図

らなかった。採砂は河床波が十分に発達し、流送土砂が平衡に達したと思われるところを見計って、水路下流端で流砂量に合わせて任意の時間(流砂量に合わせて)布袋に採砂した。採砂終了後に Fig 2-1 に図示した位置でポイントゲージを用いて水位測定を行った。以上の二項目の測定後、下流端ゲートを締め、上流量水槽に取り付いている流量調節用バルブを閉じた。この際河床波の形状に変化をきたさないように十分に注意した。その後水位測定と同位置で河床を 5 cm 間隔で横断測定を行った。

布袋に入った流砂量は次のようにして求めた。

1000cc のメスシリンダー内に採砂した石炭粉(1000 cm^3 以下)を入れ、その後水を補給し、ちょうど水面が1000cc の位置にくるようにした。この際には気泡が入らないように気をつけた。メスシリンダー内にある石炭粉の体積は次より求めることができる。

$$V_C + V_W = V_T = 1000\text{cm}^3 \dots\dots\dots (1)$$

$$\rho_C V_C + \rho_W V_W = W \dots\dots\dots (2)$$

(1)式を(2)式に代入して

$$\rho_C V_C + \rho_W (V_T - V_C) = W \dots\dots\dots (3)$$

(3)式より

$$V_C = \frac{W - \rho_W V_T}{\rho_C - \rho_W} \dots\dots\dots (4)$$

ここで V_C はメスシリンダー内の石炭粉の体積、 V_W はメスシリンダー内の水の体積、 V_T は全体の体積、 ρ_C は石炭粉の密度、 ρ_W は水の密度、 W はメスシリンダーに入った水と石炭粉の重量である。

$\rho_C \approx 1.5\text{g/cm}^3$ 、 $\rho_W \approx 1.0\text{g/cm}^3$ であるので、

(4)式は

$$V_c = \frac{W - 1000}{0.5}$$

となる。つまりメスシリンダー内の水と石炭粉の重さを計ることによって石炭粉の体積を求めた。

○T実験

実験は、Fig 2-2に示す水路に、 $dm \approx 0.03\text{cm}$ の石炭粉を、厚さ20cm敷均して行った。河床の整形方法は、水路両側に水路底より20cm高の整形面の線を引き、それを整形時の目安の高さとした。なお水路内に石炭粉搬入直後は締め固めが不十分、不均一のため、均一になるように、踏み固め、また水締めを行った。なお水路下流端には砂止めを設置したが、その砂止めで乱れが生じ異常洗掘が起こらないように上流側は、45度の傾斜をつけた。

実験の手順は次のごとくである。

i) 河床整形

ii) 初期河床高測定

iii) 下流から給水して水路に貯水

iv) 水位計の検定、検定方法は後述する。

v) 実験開始、同時に固定床部より8mの地点で河床高の時間変化を、計測技研製砂面測定器で測定する。

vi) 等流水深となるように下流端ゲートの調節

vii) 河床波が発達した所で、河床波の移動速度 V_s 、波長 L_s 、波高 H_s の測定と水位および流砂量測定。

河床がflatの場合は、上流での河床低下が実験測定範囲内に波及しないうちに測定を終了させた。

viii) 測定終了後に下流ゲートを徐々に閉じ、同時に上流のバルブを閉め、河床を乱さないようにし、徐々に排水する。

ix) 排水後、縦断方向50cm間隔、横断方向10cm間隔に河床高測定を行う。

測定方法は次のごとくである。

○水位測定

水位は触針式水位計をFig 2-2に示す位置に5m間隔に4台設置した。水位計の絶対高の設定は、下流端ゲートを閉め漏水がないようパテを詰め下流より給水して湛水し、水の動きが止まった時に、その水位をポイントゲージとレベルを使って測定した。そしてその時の触針式水位計のロッドの下がり値をプリンターに記録させ、水位計の相対位置関係を求めた。

○河床高測定

河床高の測定は、Fig 2-2に示す測線0mから測線15m(下流端より6m~21m)の範囲で行った。その方法は、水路縦断方向5.0m間隔に水平に水系を張り、そこから河床までの高さを1mm目盛のスケールで横断方向に10cm間隔に測定した。さらに測線5mに砂面測定器を設置して、通水開始と同時に10秒間隔で計器を作動させ、定点での河床波発達の時間変化、河床波の波高を求めた。

○写真撮影

河床波の形状を調べるために、通水中側面より写真を撮影した。また通水後も河床の状態を写真撮影し

た。

○流砂量測定

流砂量は水路下流端に200メッシュ(0.074mm)の網で作った袋を用いて、浮遊砂と掃流砂と同時に採取した。採砂時間は10～30秒で流量によって時間を変え、1ケースにつき3回採取した。

流砂量の体積はK実験と同様な方法によって求めた。ただし、今回は、 $\rho_c=1.58$ とした。

2-4 実験方法上の問題点

本実験の方法には次のような問題点を含んでいる。

i) 流砂量の非平衡性

流砂量と種々の水理量の関係を実験的に調べる場合、水路における各地点で流砂量が同一であることがこのましいが、本実験の場合、上流から給砂を行なっておらず、水路内で流砂の連続性は成立していない。そのため、測定部上流にかなり長い区間石炭粉を敷きつめ、ここを流砂の補給区間としたが問題は残ろう。また河床波の発達状態も筆者らの主観的な判断にまかされ十分に発達した後に測定を行ったかどうかの合理的な判定がなされたわけではない。

ii) 流れの不等流性

水面勾配と河床勾配は、必ずしも近いものではなく不等流の資料が多い。これは測定部の平均的な水理量で流砂量を評価する場合、誤差を生ずる結果となる。

iii) 採砂時間

水路床に河床波が発生すると、下流からの流砂量は波動性を帯びる。この波動性を平均値するほど十分に長い時間採砂時間を取ったといえず、問題が残った。

iv) 水平勾配測定の誤差

水面勾配が1/1000より小さいと、測定区間の長さが短かすぎ、水面勾配測定の精度が落ちた。

2-5 石炭粉の特性

i) 粒度特性

○ K 実験用砂

この石炭粉は公称 $dm \approx 0.021\text{cm}$, $S=0.5$ と言われている砂である。筆者等は、K 実験を行った時、この公称粒径について疑問を持たず、ふるい分け試験を行わなかった。その後本実験用石炭粉を使った模型実験時は1年後にふるい分けをしたところ平均粒径は0.027cmであった。このふるい分けは一回一地点で行ったものではなく、かなり信用しえる値と思われる。ここではK実験用砂の平均粒径として $dm = 0.027\text{cm}$ を取り、資料の整理を行うことにした。従って本実験結果は参考資料程度のものとして位置づけておいた方がよいものと思われる。

○ T 実験用砂

Fig 2-5 に本実験用砂の粒度分布を示す。この粒度分布は実験中ほとんど変わらなかった。 $dm \approx 0.03\text{cm}$ として資料の整理を行った。

ii) 沈降速度

実験で用いた実験用砂は、粒子の沈降速度も測定された。測定方法は次のごとくである。

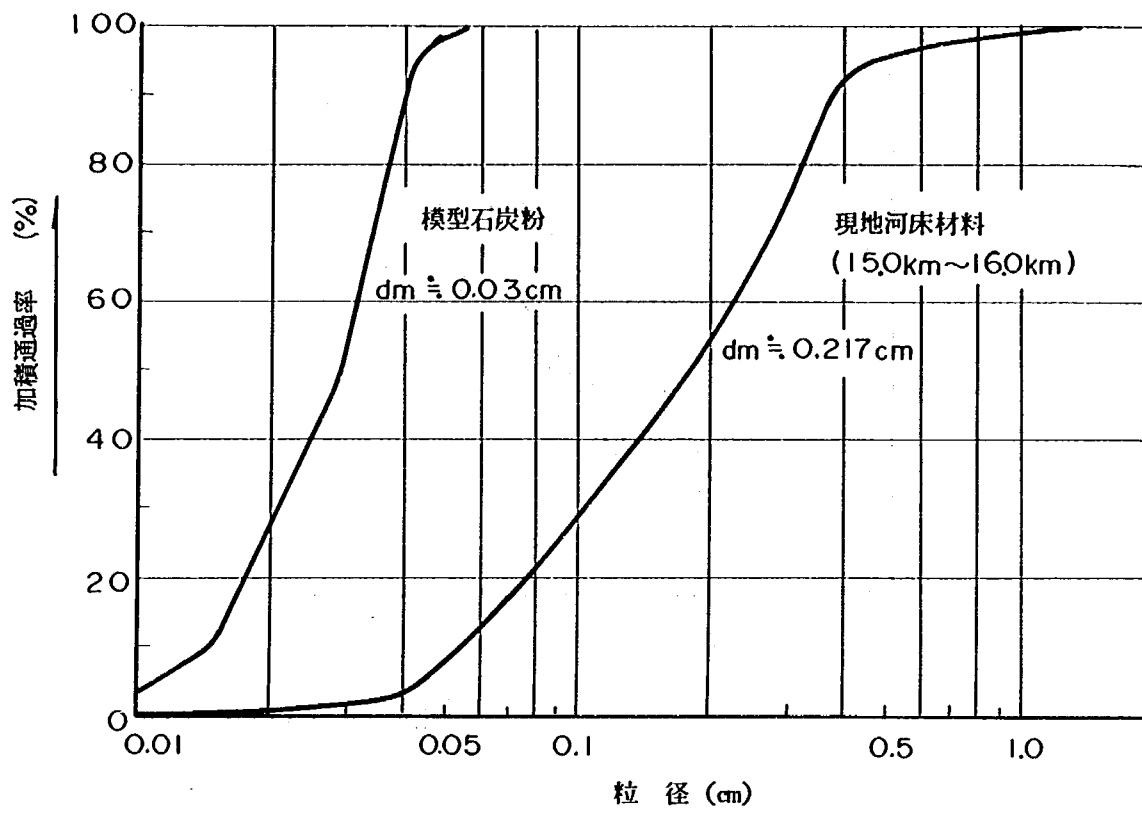


Fig 2-4 粒度分布図

まず2000ml 容器のメスシリンダーを用い、その中に水温約20℃の水を約35cm の水深になるまで注ぎその水面に石炭粉を落下させ、種々の大きさの粒子についての沈降速度を求めた。尚ここで使用した石炭粉は、乾燥させてからふるい分けを実施し、9種の粒径に分けてある。実際に沈降速度を求めるときには、乾燥した粒子では表面張力等の影響を受けるので、石炭粒子を数分間水に浸してから実施している。さらに、水面に粒子を落としてから終速度に移行するまでの序走区間として水面から5cmを取り、水面より5cmから35cmの間の通過時間を測定して沈降速度を計算した。なおFig 2-6には、石炭粉粒子を24時間浸水 (20℃前後の水) して測定した結果も示されている。

ii) 比重は

○ K 実験用砂

比重は公称1.5をそのまま使って資料を整理した^{a1)}。

○ T 実験用砂

比重試験は Jis1202に従って行った。3回測定を行い、その平均値は1.58であった。

iii) 静止まさつ角

○ K 実験用砂

本実験用砂と同一製造工程で作られた石炭粉の特性を田中、新保^{文獻1)}が調べている。その報告によると空気静止まさつ角=36°、水中静止まさつ角=33°としている。

○ T 実験用砂

空気静止摩擦角については、ガラス板上に20cm上空から炉乾燥させた石炭粉粒子を徐々に落下させてその安定する形状 (高さ、広がり) を測定することによって角度を求めた。それによると、空気静止

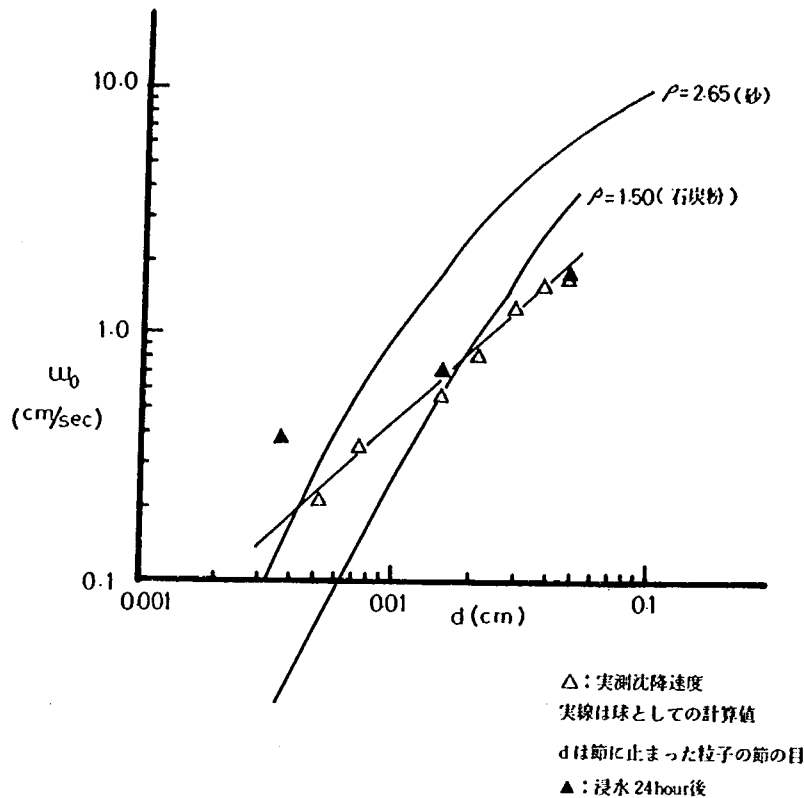


Fig 2-5 石炭粉沈降速度 (K実験砂)

摩擦角は 33.9° であった。

水中静止摩擦角については、あらかじめ水で湿らせた石炭粉を、広口ビーカーの中で出来る限り尖鋭な円錐状の山に積み、そこにその石炭粉の山が水の勢いで崩れないように、水を注いで安定した形状を測定してその角度を求めた。その結果は 30.0° であった。

iv) 形状

○ T 実験用砂

Photo 2-1 は T 実験用砂の顕微鏡写真であるが、通常の砂と比較して、丸味がなく扁平な形をしており、表面は滑らかでなく、微細な粒子が付着したような形状をしている。

v) 空隙率

○ K 実験用砂

同一製造工程によって製造された石炭粉について、田中、新保は空隙率の測定を行っている。それによると固くしめ固めた場合 0.55 ゆるい場合で 0.61 程度である。この空隙率は、通常の均一砂より大きい。

○ T 実験用砂

石炭粉をまず炉乾燥させて、ある一定の容積の重量を測定することによって空隙率を求めた。つまり乾燥状態の空隙率について求めた。この場合に、石炭粉の如何なる状態で測定するかによって大きな差が生じてくる。筆者の行なった実験では、容積は 200cc のメスシリンダーで、重量は、直読式デジタル計量器 ($\frac{1}{100}\text{g}$ まで計量可) を用いて測定しているが、突固めも振動も与えない場合には空隙率は 0.56 であり、空隙率が変化しなくなるまで振動を与えた場合の空隙率は $0.49 \sim 0.51$ という値を示した。

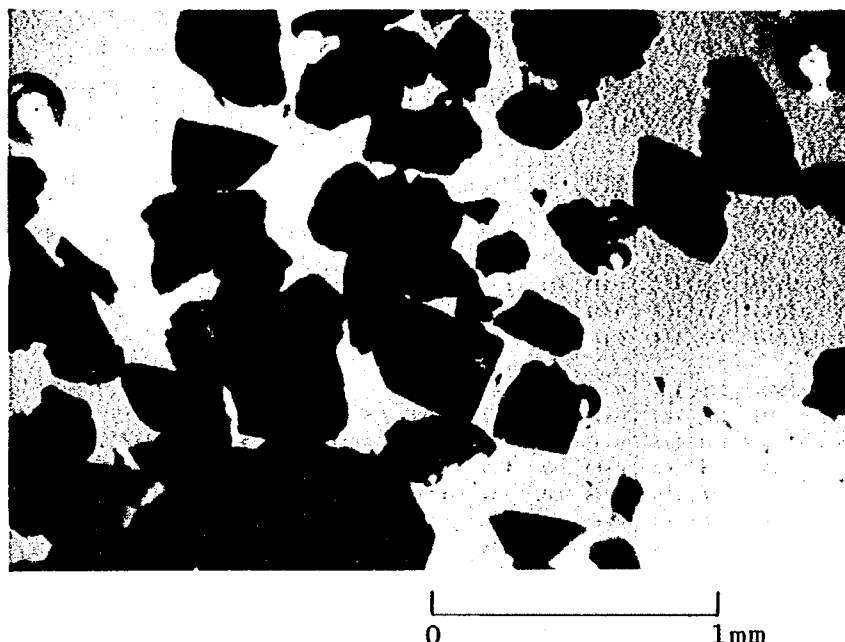
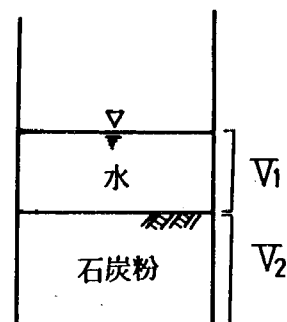


Photo 2-1 石炭粉粒子の顕微鏡写真

一方、水中の石炭粉の空隙率を知ることは、実際の流砂量を把握する上で重要である。実施要領は、まず乾いた石炭粉の中に一定量の水を入れ、水が石炭粒子間に侵入した量を測定することによって空隙率を求めた。実際の順序としては、

- 1 乾いた石炭粉をビーカーに入れる。(適当な量)
- 2 一定量の水を同一ビーカー内に入れる。(V_W=100cc)
- 3 石炭粒子間の空気を取り除くためにかくはんする。
- 4 水の量 V₁を測定する (Fig 2-6 参照)
- 5 石炭粉の部分の体積 V₂を測定する。
- 6 したがって水中空隙率 $\lambda = \frac{V_W - V_1}{V_2}$ が求まる。



以上を3試験体について実施した。その平均値は0.45である。 Fig 2-6 水中空隙測定状況図

注1)

本石炭粉は、日本原料株式会社によって製造されたものである。確かに納品検査の時には、 $dm=0.021$ cm, 比重1.5程度であったが、この石炭粉を使って移動床の実験を行っている内に細粒分が飛ばされ、粒径が大きくなったようだ。なお本石炭粉の納入時の特性について田中、新保は、種々の特性調査を行っている。その結果をK実験用砂の特性としてそのまま使うわけにはいかないが、参考に値する資料だと考えている。

それにしても実験時に粒度分布調査を行わなかったのは筆者等のミスであり深く反省している。

2-6 各実験ケースでの河床の状況

Table 2-1に各実験ケースの水理条件と測定結果を示した。

各実験ケースの河床の状況等の観察結果は次のごとくである。

Table 2 - 1 実験総括表

Case	Q l/s	H cm	Vm cm/s	le	U ₀ cm/s	ν	τ_0	H/d	B/H	q _s cm ³ /s cm	q _s /u ₀ d	H _s cm	L _s cm	T °C	Re	Initial bed slope	Bed configuration
K-1-1	2.0	1.96	17.0	0.00324	2.50	6.80	0.470	23	30.5	0.04	0.593		12.5			1/500	alternate bars with ripples
1-2	5.0	4.14	20.1	0.00192	2.79	7.21	0.588	153	14.5	0.56	7.42		16			do	ripples
1-3	11.2	5.14	36.3	0.00133	2.89	12.6	0.503	189	11.7	0.24	3.07	1.5	14			do	do.
1-4	15.2	7.24	35.0	0.00094	2.58	13.6	0.440	267	8.3	0.116	1.66	1.5	16			do	do.
1-5	28.9	11.32	42.6	0.00052	2.40	17.7	0.737	419	5.3	0.503	4.69					do	flat
1-6	50.3	16.08	52.1	0.00062	3.13	16.6	0.632	594	3.7	0.717	8.49					do	flat
1-7	17.0	10.69	26.5	0.00062	2.55	10.4	0.490	395	5.6	0.229	3.32	2.0	16.7			do	ripples
K-2-1	4.4	2.10	34.9	0.00407	2.89	12.1	0.632	78	28.6							1/200	flat
2-2	9.5	3.64	43.5	0.00244	2.95	14.8	0.657	134	16.5	0.478	6.00					do	flat
2-3	18.4	22.1	13.9	0.000081	1.32	10.5	0.132	818	2.71	0.001	0.034	2	9.5			do	ripples
2-4	19.1	12.7	25.1	0.00065	2.84	8.8	0.610	469	4.73	0.116	1.51	2.5	15			do	do.
2-5	25.9	7.11	60.7	0.000237	4.06	15.0	1.248	263	8.44	4.53	41.3					do	flat
2-6	15.0	6.74	37.1	0.00164	3.29	11.3	0.81	249	8.90	1.01	11.3	0.5	9			do	ripples, transition
2-7	25.2	7.73	54.3	0.00141	3.27	16.6	0.80	286	7.76	1.98	22.3					do	transition or flat
K-3-1	2.6	1.86	23.3	0.00395	2.68	8.7	0.544	69	32.3	0.129	0.663					1/300	alternate bars
3-2	6.6	3.08	35.7	0.00231	2.64	13.5	0.527	114	19.5	0.635	3.37					do	flat partly ripples
3-3	9.0	4.47	33.6	0.0020	2.96	11.3	0.661	165	13.4	0.514	2.16	1.5	17			do	ripples
3-4	13.9	12.3	18.9	0.00026	1.77	10.7	0.236	455	4.88	0.005	0.059	2.5	14			do	do.
3-5	15.0	6.40	39.1	0.00129	2.84	13.7	0.611	237	9.38	0.830	3.80					do	flat
3-6	17.0	10.7	26.5	0.00062	2.55	10.4	0.490	395	5.61	0.229	1.30	2.0	17			do	ripples
3-7	25.2	7.73	54.3	0.00141	3.27	16.6	0.807	286	7.76	1.984	6.88					do	flat
K-4-1	2.2	2.24	16.4	0.00189	2.04	8.02	0.288	824	26.9				9.4			1/1000	ripple or dune?
4-2	3.4	2.40	23.6	0.00196	2.15	11.0	0.359	88	25.0				8.0			do	ripples
4-3	5.8	3.10	31.2	0.000156	2.18	14.3	0.360	114	19.4				10			do	do.
4-4	53.0	10.49	43.1	0.00055	3.32	13.0	0.83	758	2.9				9.1			do	do.
4-5	31.7	9.88	53.5	0.00086	2.89	18.5	0.629	364	6.1				12			do	transition partly flat
K-5-1	1.0	2.83	5.89	0.00051	1.18	5.00	0.107	104	21.2				16.6			1/1000	dune or ripple?
5-2	4.3	2.61	27.5	0.0020	2.26	12.1	0.385	96	23.0	0.215	3.4		18.0			do	do.
5-3	7.0	5.80	20.1	0.00021	1.09	18.5	0.090	214	10.4	0.004	0.138		12.9			do	ripples
5-4	41.3	17.3	39.8	0.00083	3.75	10.6	1.064	640	3.5	0.20	1.96		13.3			do	do.
5-5	20.3	8.44	40.1	0.00073	2.46	16.3	0.455	311	7.1	0.174	2.62		8.0			do	do.
5-6	52.4	22.6	38.6	0.00043	3.09	12.5	0.719	836	2.7	0.083	1.01		9.4			do	do.
T-1	2.26	3.3	11.1	0.00183	2.43	4.69	0.347	99	18.8	0.0255	0.35	3.5	20	20		1/770	ripples
2	2.26	2.9	13.0	0.00246	2.64	4.92	0.410	87	23.0	0.0573	0.731	4.5	30	do.		1/500	do.
3-1	2.26	1.6	23.5	0.00417	2.56	9.70	0.383	48	34.5	0.411	5.352	0	0	do.		1/200	alternate bars with flat
3-2	2.26	1.3	29.0	0.00425	2.32	12.49	0.318	39	44.4	0.796	11.44	0	0	do.		1/200	do.
4	5.66	3.8	25.2	0.00157	2.40	10.48	0.339	114	15.8	0.196	2.72	0.5	11	do.		1/770	transition
5	8.49	5.1	28.0	0.00113	2.36	11.87	0.328	153	13.4	0.231	3.28	1.0	10	do.		1/770	do.
6	8.49	3.5	40.1	0.00188	2.55	15.72	0.381	105	17.0	0.334	4.37	0	0	do.		1/500	do.
7	8.49							23.3				0	0	do.		1/200	antidune
8	11.31	5.4	34.9	0.00141	2.73	12.79	0.437	162	11.3	0.450	5.49	0	0	do.		1/770	flat
9	14.14	5.8	41.0	0.00142	2.83	14.48	0.469	174	10.3	0.802	9.45	0	0	do.		1/770	do.
10	16.97	5.6	50.5	0.00167	3.02	16.73	0.537	168	10.9	1.13	12.5	0	0	do.		1/770	do.
11	16.97	5.6	50.9	0.00157	2.93	17.39	0.502	168	10.8	1.32	14.9	0	0	do.		1/500	do.
12	16.97							10.9				0	0	do.		1/200	antidune
13	22.63	7.2	52.4	0.0015	3.25	16.12	0.621	216	8.5	1.35	13.7	0	0	do.		1/770	do.
14	23.55	7.5	52.3	0.00116	2.92	17.92	0.499	225	8.0	1.57	17.9	0	0	do.		1/770	do.
15	5.66	3.5	26.8	0.00185	2.53	10.61	0.375	105	17.1	0.295	3.89	1.0	15	do.		1/500	ripples
16	5.66	2.5	38.4	0.00400	3.11	12.35	0.565	75	24.3	1.366	14.6	0	0	do.		1/200	flat or antidune
17	0.76	0.95	13.3	0.00137	1.13	11.80	0.075	32	63.0							1/770	small ripples partly flat
18	2.86	3.2	14.8	0.00132	2.03	7.34	0.242	107	18.8				15~16			1/770	ripples
19	6.20	5.15	20.0	0.00125	2.51	7.99	0.369	172	11.7				15~16			1/770	do.
20	8.10	4.7	28.7	0.00145	2.58	11.13	0.390	157	12.8				15~16			1/770	do.
21	33.0	22.5	24.1					750	2.67			2	15.4	20		1/1250	do.
22	43.05	22.0	32.6					733	2.73			1.8	15.4	do.			ripples
23	52.55	24.0	36.5					800	2.50			1.5	16.7	do.			do.
24	60.22	22.8	44.0					760	2.63			0	0	do.			do.

ii) K-1-1 ~ K-5-6 $dm = 0.027$ cm, $\rho_s = 1.50$
T-1 ~ T-25 $dm = 0.03$ cm, $\rho_s = 1.58$

a) 実験 K-1-1 ~ K-1-7

本実験は、初期河床勾配を1/500に整形して、実験を行ったものである。

K-1-1は2 l/sの流量を与えたが、水路幅60cmに比べて水深が2 cm程度と浅く、波長 $L_s=5.6$ mの交互砂州の発生が見られた。この交互砂州上には ripple も見られ、中規模河床波と小規模河床波が共存していた。

K-1-2では、この交互砂州が消滅し、ripple 河床となったが、下流側は一部 flat bed となっていた。

K-1-3とK-1-4の2ケースは似たような状況を呈しており、側壁のガラス面から約10cmの範囲内に波長約15cm~17cm、波高1 cm前後の ripple の発生が見られたが、水路中央部は flat bed、もしくは波高の低い(5 mm以下) ripple が観測された transition に近い領域と思われた。

K-1-6は、両側壁に沿って一部、かなり波長の長い河床波が観測されたが、全体としては flat bed であった。

K-1-7は、波長15cm~17cmの ripple 河床であった。

b) 実験 K-2-1 ~ K-2-7

本実験は、初期の河床勾配を1/200の急勾配に整形して、実験を行ったものである。

K-2-1は、流量4.4 l/sにて実験を行った。流量が小さく、水深が2 cm前後でK-1-1と同程度の川幅水深比であったが、勾配が急なため流れが速く、河床は flat で浮遊砂が多く、交互砂州はできなかった。流砂量が多く、河床は低下し、実験後には勾配が約1/300になっていた。

K-2-2は、K-2-1後9.5 l/sを通水したものであるが、この場合も河床は flat で浮遊砂が多く、通水後の河床勾配は約1/500となっていた。

K-2-3と2-4は、河床波を発生させることを目的に、水面勾配を緩くして実験を行なった。K-2-3では、極端にエネルギー勾配を緩くしたために流砂量は少なく、河床には高さ約2 cm、波長9.5 cmの河床波ができており、水路中央部付近の ripple は二次元的な河床波(河床波のクレスト線が、流れに直角方向にほぼ直線である河床波)となっていた。K-2-4は2-3とほぼ同流量を流したが水深を小さくして流速を大きくした。河床波の状態は、測定部(下流ゲートより10.65m~4.5m間)の上下流で形状が異なり、中央付近より上流では ripple の形状は、上流側の斜面勾配が緩く、下流側が急である通常の ripple 形状であったが、下流部では上流側の斜面勾配がかなり急な波形勾配の大きい ripple が発生した。

K-2-5、2-6、2-7は、ripple から flat bedに移行する限界の水理量を求めようとして行ったものである。K-2-5は flat bed、2-6は波長9 cm、波高0.5cm位の ripple 河床であった。K-2-7は transition あるいは flat bed に近い状態の河床となった。

c) 実験 K-3-1 ~ K-3-7

本実験は石炭粉の河床波の領域区分をより明確にするために行ったものである。初期河床勾配は1/300とした。

K-3-1は、流量が2.6 l/sと小さく、水深が浅いため($B/H \approx 30$)、交互砂州の発生が見られた。

その波長は約10mで側壁沿いの砂州前線の段落差は約1.5cmであった。本実験の水面勾配は、河床勾配に比べ急であったためか、上流のガラス面側に一部波長6cm位の河床波が見られた。

K-3-2は、通水中、一部モルタル面側壁に沿って、波長10cm程度の ripple が観測され、transition 領域かと思われたが、止水後の河床面を見ると flat bed と考えて良い状態であった。モルタル壁面沿いの ripple は壁面近くの流速が小さいために出来た河床波であるが、その存在範囲は河床面のほんの一部であった。

K-3-3は、波長約17cm、波高約1.5cmの ripple が出来ていたが、下流端近くは一部 flat bed となっていた。この下流側の flat bed は、砂止めより下流の固定床部分の勾配が移動床の河床勾配と比較して急であったためと思われる。

K-3-4は、水深を大きくとり流速を小さくして実験を行った。河床は ripple で波長14cm、波高2.5cm程度と比較的大きな三次元性の強い不規則な河床形状であった。実験中の ripple の発達過程を見ると、ripple のクレストの下流で発生する渦により、ripple の底の石炭粉が巻き上げられ、それにより砂州高を大きくしていた。そして砂州高が大きくなることにより、渦の規模も大きくなるというように渦と河床波の相互的な作用により大きなスケールの ripple が生じていた。なおこのケースは実験初期の ripple の発達過程においては流砂量が多かったが、河床がほぼ平衡に達し、流砂量の測定を行う時には、流砂量が極端に小さくなっていた。その理由として、河床波の発生により、掃流力の大部分を河床波の形状損失に食われてしまったことにもよるが、石炭粉中に含まれる細砂が ripple 表面を覆って、アーマコートをしたような状態を呈しており、これが流砂量が少なくなった大きな理由と思われた。

K-3-5は、河床面は flat bed となり、K-3-4で表面を被覆していた細砂は流されたが、K-3-6では ripple 河床上に再び細砂が覆っていた。

実験3-7は flat bed となった。

d) 実験 K-4-1~K-4-5

本実験は、初期河床勾配を1/1000に整形して実験を行ったものである。

K-4-1は2.2l/sの流量を与えた。水深2.2cm程度となり、波長9.4cmの河床波が発生した。この河床波を ripple というのか、dune というのか判断しかねた。

K-4-2からK-4-5の3ケースは、似たような状況を示し、河床波の波長は10cm前後であった。

K-4-5では、流速が大きく、transitionに近い領域であった。河床の一部は flat bed になっていた。

e) 実験 K-5-1~K-5-6

本実験は、実験 K-4 と同様に河床勾配を1/1000として採砂も同時に行ったものである。

実験5-1では、1 l/sの流量に対して水深2.83cmであり、流速が小さい。河床波は波長16.6cmと長く ripple と言うより、dune と考えた方が良い形状であった。流速が小さく、流砂量がほとんどなく採砂不能であった。K-5-2でも前ケースと同様な河床形状となった。

K-5-3からK-5-6は波長10cm前後の ripple 河床となった。

f) 実験 T-1 ~ T-21

本実験ケースは、各ケースごとに河床を所定の勾配に整形して実験を行った。

○ 実験 T-1

流量 2.26 l/s 、河床勾配 $1/770$ の実験である。掃流力が小さいため、実験初期は河床波の発達が緩慢であった。約40分後に全域に $L_s=20\text{ cm}$, $H_s=3.5\text{ cm}$ 位の規模の ripple が発達していた。計測は2時間15分通水後に行った。

○ 実験 T-2

$Q=2.26\text{ l/s}$, $i=1/500$, T-1 と同流量で河床勾配を急とする。勾配が急となり掃流力が増し ripple の発達が顕著となる。ripple は、波高の小さく、波形勾配の小さいものと、波高の大なるものがあり、前者は Fig 2-7 のように砂れん下流の渦は、弱く、上流から流送される土砂は、一部は浮遊し、一部は contact load となって移動する。波高の大きい ripple の場合は、渦による下向きの流れが強く、流れが河床に突き当たり、河床を掘り込むような形となり、間けつ的に土砂を巻き上げている。

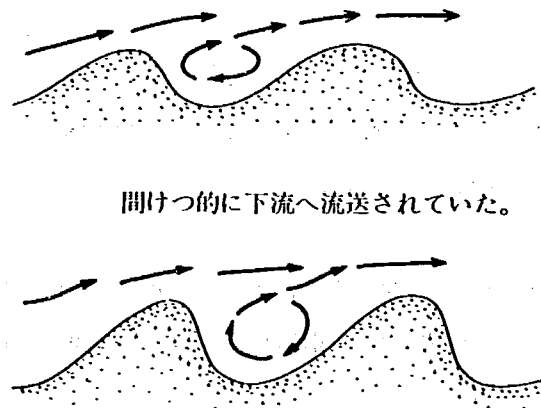


Fig 2-7 ripple 上のフローパターン

○ 実験 T-3-1, T-3-2

$Q=2.26\text{ l/s}$, $ib=1/200$, 前記2者と同流量で更に河床勾配を急とする。水深が浅く $B/H \approx 40$ 前後位である。河床は T-3-1, T-3-2 共に flat で約5分後に交互砂州が出来、下流へ流下していた。T-3-1 では、30分通水したが、上流側は河床低下により水深が大となり ripple が出来、中規模河床波と小規模河床波の共存がみられた。T-3-2 は、T-3-1 で通水時間が長すぎて測定時に等流水深となっていないと思われたので、同一条件を流したケースである。通水時間は12分とした。交互砂礫堆の波高は 1 cm 位で波長は約 4 m ($L_s/B \approx 7$) であった。

○ 実験 T-4

$Q=5.66\text{ l/s}$, $ib=1/770$ で85分通水する。通水して20分位は河床波はみられなかったが、その後ガラス面は沿って河床波が上流より発生し、約20分位の波長の河床の発達をみた。水深は約 4 cm 位で、水深の約5倍の波長であるが、波高は 1 cm 前後と小さい。通水後の河床をみるとガラス面沿いには波長の長い

河床波が出来ていたが、中央には $L_s \approx 1.1\text{cm}$, $H_s \approx 0.5\text{cm}$ の河床波が出来ている部分と flat な場所とがあり、それらより判断して、transition の領域と思われた。又、水路全体をみると波長 6 m 位の弱い単列の交互砂州も観測された。

○実験 T-5

$Q=8.49\text{l/s}$, $ib=1/770$ の実験である。実験は 24 分通水した。T-4 と同様、両側のガラス面際では $L_s \approx 16\text{cm}$, $H_s \approx 1.5\text{cm}$ 位の河床波が存在していたが、水路中央に近づくにつれ $L_s \approx 10\text{cm}$, $H_s \approx 0.5\text{cm}$ と河床波の規模が小さく、水路中央は flat bed となっていた。以上のように実験後の河床状態や実験中の流況等より判断して transition の領域と考えられる。

○実験 T-6

$Q_m=8.49\text{l/s}$, $i=1/500$ の実験である。T-5 と同一流量で勾配を急とする。河床を T-5 より急としたため河床は flat bed となり、浮遊砂も多かった。

○実験 T-7

T-5, T-6 と同流量で河床勾配を $1/200$ と更に急にしたケースである。河床は flat bed でほとんど浮遊状態で流送されていた。

○実験 T-8

$Q_m=11.31\text{l/s}$, $ib=1/770$, 25 分通水する。実験初期で等流水深になるようゲート操作時、下流水深のわずかな変化で河床波の発生がみられたが、等流水深に設定後は flat bed となっていた。水面に、anti-dune 時に生じる水面波が時々みられた。

○実験 T-9 ~ T-14

T-8 で河床は flat で upper regime となったが、T-9 から T-14 はそれより流量が大きく、河床勾配も $1/770$ もしくはそれより急のため T-8 の同様河床は flat で upper regime の河床形態を呈していた。

○実験 T-15

$Q=5.66\text{l/s}$, $ib=1/500$ の実験である。T-4 より河床勾配を急にしたケースである。T-4 より流砂量が多かったが、 $L_s=15\text{cm}$, $H_s=1.0\text{cm}$ 位の ripple が生じていた。水路中央部は flat な部分も見られたが、T-4 に比較してより明確な ripple が発生していた。

本ケース付近の水量は、わずかな条件の変化により河床波の形状が変わる所である。

○実験 T-16

$Q=5.66\text{l/s}$ とし、 ib を $1/200$ と T-15 より急にしたケースである。水深が 2.5cm と浅く、河床勾配が急なため水面波の様子からみて antidune と思われた。また、下流水深で設定時わずかのゲート操作により段波が生じ、その遡上に対応して河床の変形がみられたが、流速が大きく掃流力も大のためその変化はすぐに消されて flat な河床となっていた。

○実験 T-17 ~ T-20

本実験ケースは、河床勾配を $1/770$ とし、流量を徐々に大きくした場合、どのような河床波、流砂量になるか調べたものである。T-17 は流量が 0.76l/s と小さく、掃流力も小さいため、河床面には波形勾配の小

さい河床波が発生した。水路の上流部は河床は flat のままであった。T-18, 19は波長15~16cmの河床波が発生した。河床波の形はかなり規則的なパターンであった。

○実験 T-21~T-24

本ケースは河床を1/1250に整形し、水深を22~24cmとし、流量を変化させたものである。本実験の目的は、相対水深 H/d が大きい場合に、流速が大きくなると、ripple から dune, flat と河床形態が変形していくものか、あるいは ripple から直接 flat に移行してしまうかを調べたものである。結果は dune を生ぜず、ripple から flat へ直接移行してしまった。

2-7 河床形状と抵抗係数、流砂量

2-6に河床形態についての定義をあたえることなしに、その河床形態が自明のこととして説明してきた。しかしながら河床形態を単に形態(論)的に区分する場合、その河床波がどの形態区分に分類すべきかを迷うことが多い。特に ripple と dune の区分が明確でない。ripple と dune の区分は相対水深が小さい場合 ($H/d \leq 600$) には、両者の波長スケールに差が無く、それを区分することは難かしく、流砂量という他の指標を入れないと区分しえない。また同じ ripple と言っても2-6で述べたごとく種々の形態がある。

石炭粉の河床形態は、次のようにまとめることができると思われる。

相対水深 H/d が500より大きい場合は、掃流力の小さい内は、土砂の動き始めの時、波形勾配の小さい ripple が発生し、それより掃流力が大きい場合には、ripple のクレストがほぼ流れに直角方向である ripple となり (Photo 2-2) 徐々に掃流力が増すにつれて、クレスト線が波形を示すように、ついには Photo 2-3のごとく舌状 ripple (lingoid ripple) となり、その波長 L_s は $dm \approx 0.03cm$ の場合、15~18cm 程度であり、より掃流力が増すと ripple の山が低くなり (Photo 2-4) ついには flat bed となってしまう。より掃流力が増すと水面および河床面が波動性を再び持ち antidune の河床となる。

相対水深 H/d が小さい場合は、掃流力の小さい内は前述のものと同じだが、ripple が発達するにつれて、水深の影響を受け、Photo 2-5に示すように ripple の山の部分がやや flat な非常に deform された ripple が発生し、その波長は筆者の観測した例では $d \approx 0.03cm$ の場合30~40cmにおよぶものもあり、これを ripple と呼ぶことにためらいを感じた。

中規模河床波は、石炭粉を使っても発生し、斐伊川模型実験では、ripple と多列砂州が共存した河床波が発生し、砂州の幅 B_s は通常の砂の場合と同様水深の100倍程度であった。このことは、石炭粉を使った模型実験においても、 B/H を模型と現地河川で同一とすれば、ほぼ同程度のスケールの砂州を発生することができることを示していよう。

Fig 2-8 と Fig 2-9 は実験結果より、ripple と flat の領域区分を示したものである。また Fig 2-10 と Fig 2-11は、それぞれの無次元流砂量と無次元掃流力の関係を示したものである。なお K 実験の結果は注1)で述べたように問題が有り、実験結果の解釈に当っては参考程度にとどめるべきものである。以上の結果から、流砂量および抵抗係数、 τ_* と H/d の普遍的な関係を求めることは資料数が少なく断定的なことは言えないが、他の石炭粉の実験結果や、通常の砂の $q_s/u_*, d, \phi$ と $\tau_*, H/d$ の関係^{文献2)}より、 $dm = 0.025cm \sim 0.035cm$ の石炭粉に対して次のことが言えよう。

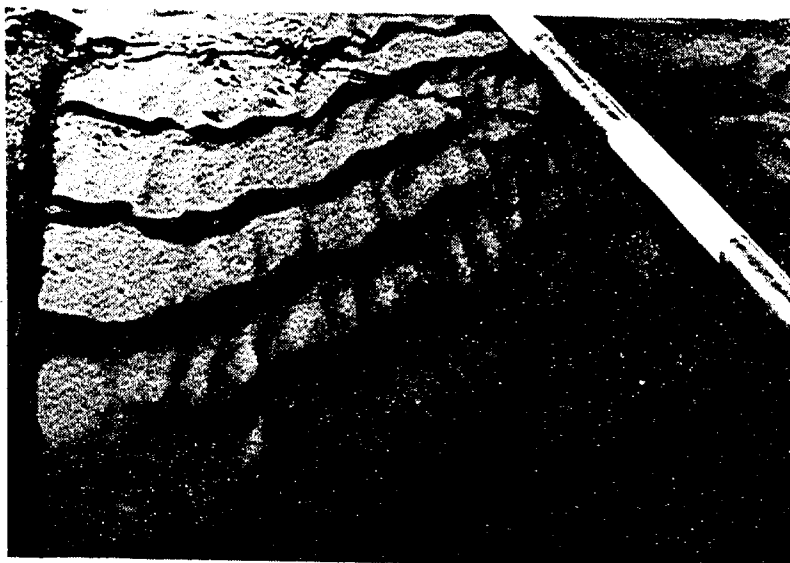


Photo 2 - 2



Photo 2 - 3

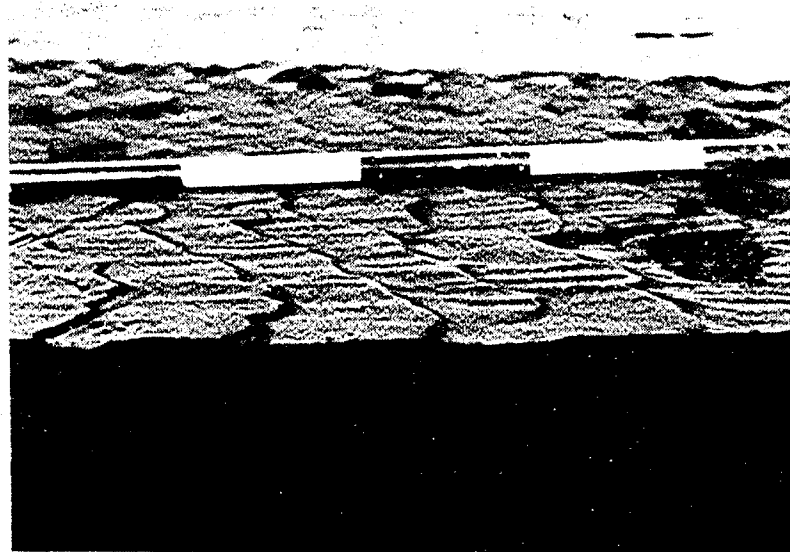


Photo 2 - 4

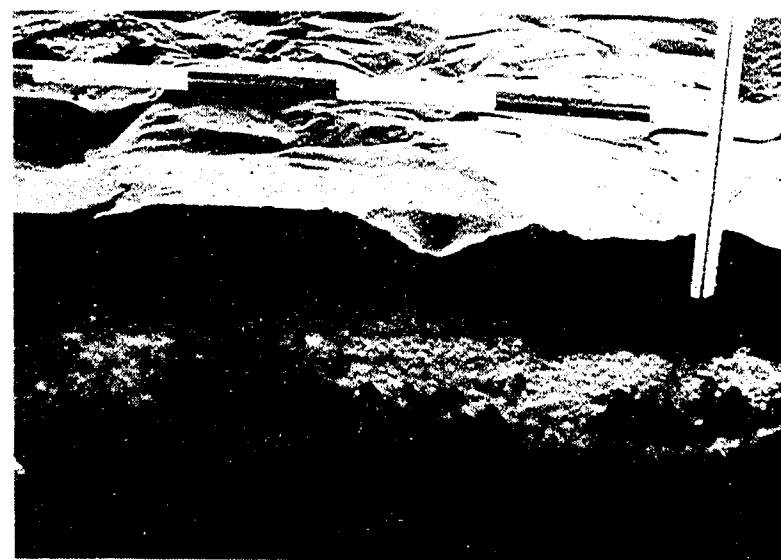


Photo 2 - 5

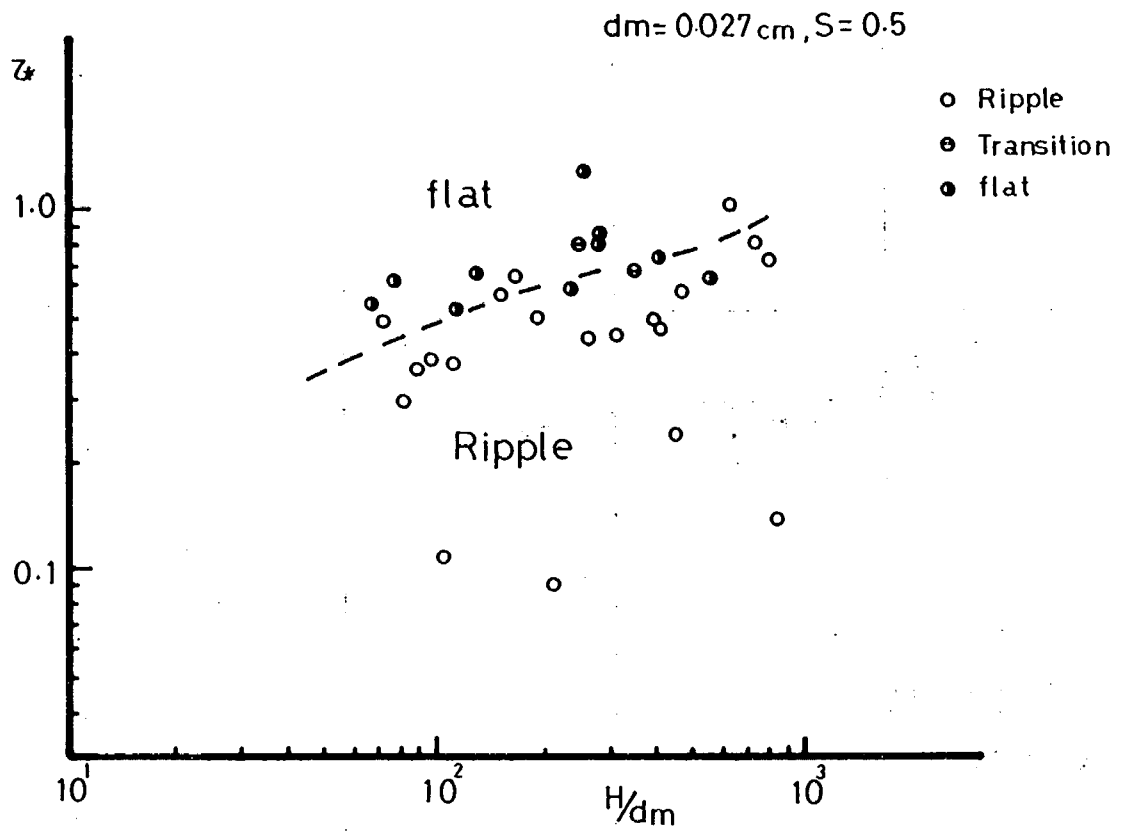


Fig 2-8 ripple と flat の領域区分

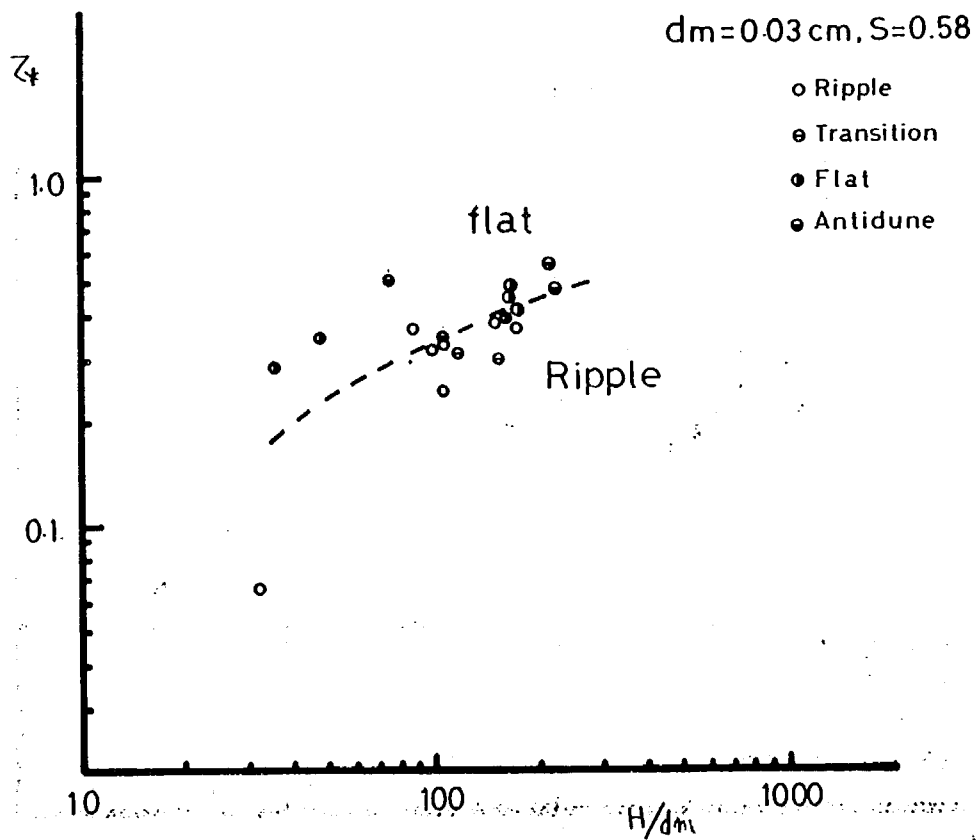


Fig 2-9 ripple と flat の領域区分

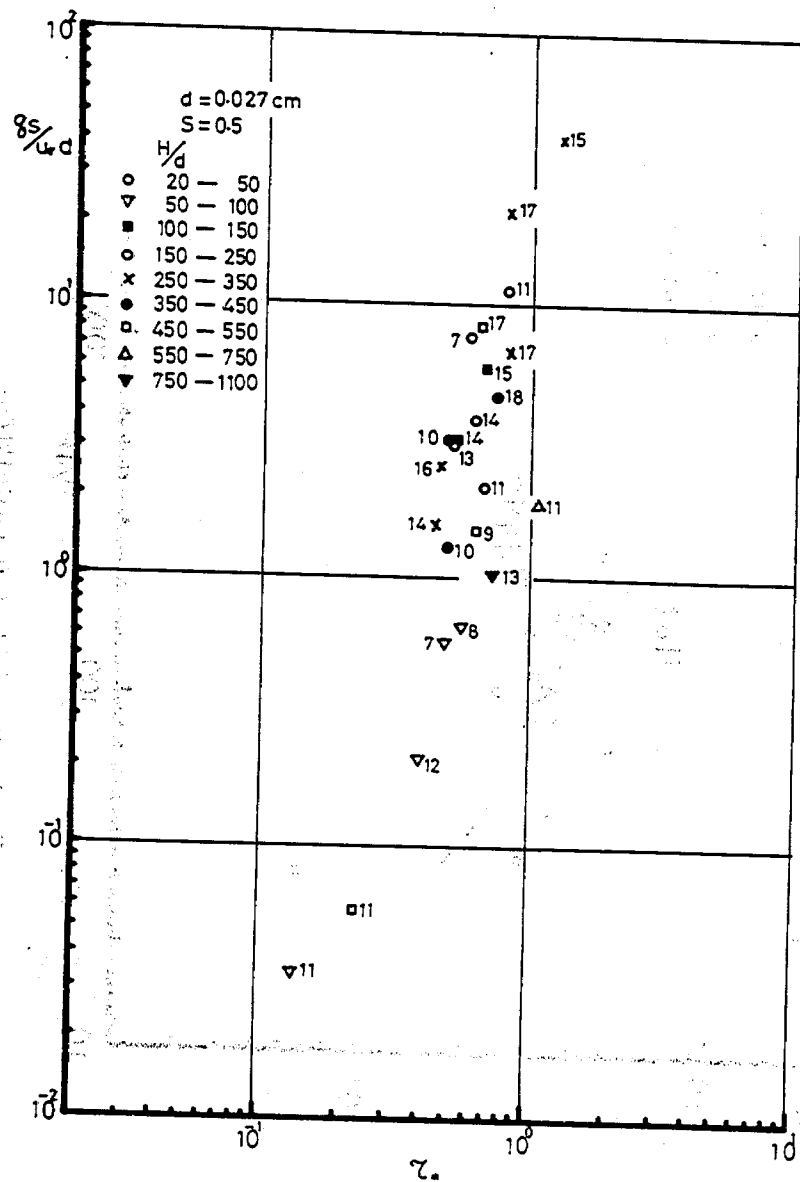


Fig 2-10 $q_B^* \sim \tau_*$ 相関図

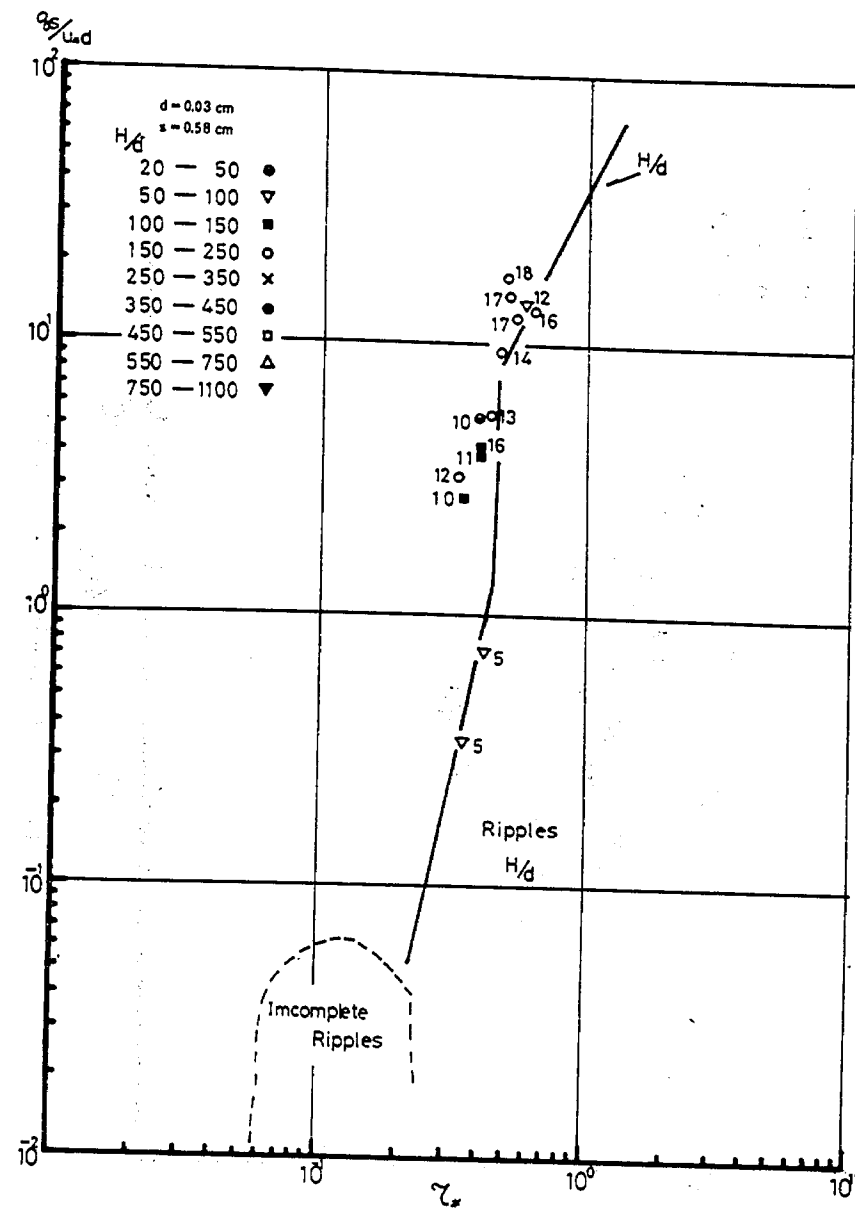


Fig 2-11 $q_B^* \sim \tau_*$ 相関図

i) 底質の移動を伴わない平坦河床

底質の移動を伴わない平坦河床の場合、 Re が小さく、石炭粉の凹凸は層流底層にかくれてしまう。従って河床の抵抗係数は、表面がなめらかな水路の抵抗係数となる。開水路の抵抗係数と円管の抵抗係数は多少異なると思われるが、Fig 2-12に示すMoodyの図表を使って、流速係数 ϕ を求めることができる。ここでレイノルズ数 Re は、開水路の場合、

$$Re = 2 V_m h / \nu$$

として計算し、流速係数 $\phi = \sqrt{8/f}$ として求まる。

ii) ripple 河床

相対水深が大きい場合は、($H/d > 100 \sim 200$)、rippleの形状は、 H/d の影響を受けず、十分に発達した ripple は、 L_s/d , H_s/d がほぼ一定値となる。従って十分に発達した ripple の場合、 ϕ の値は、

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log (H/cd)$$

と推定される。 c の値は実験値から判断すると $c = (150 \sim 200)$ 程度と思われる。なお L_s/d は $500 \sim 600$ 程度である。

ripple 河床の流砂量は、 H/d が大きければ H/d の影響を受けず、 $\tau_* > 0.15$ 以上で

$$q_s / u_* d = 100 \tau_*^{5.0}$$

程度と推定される。 H/d の小さい場合は水深の影響を受け、前述の流砂量より、流砂量が多いと考えられるが、資料が無く、答えを出すことはできない。

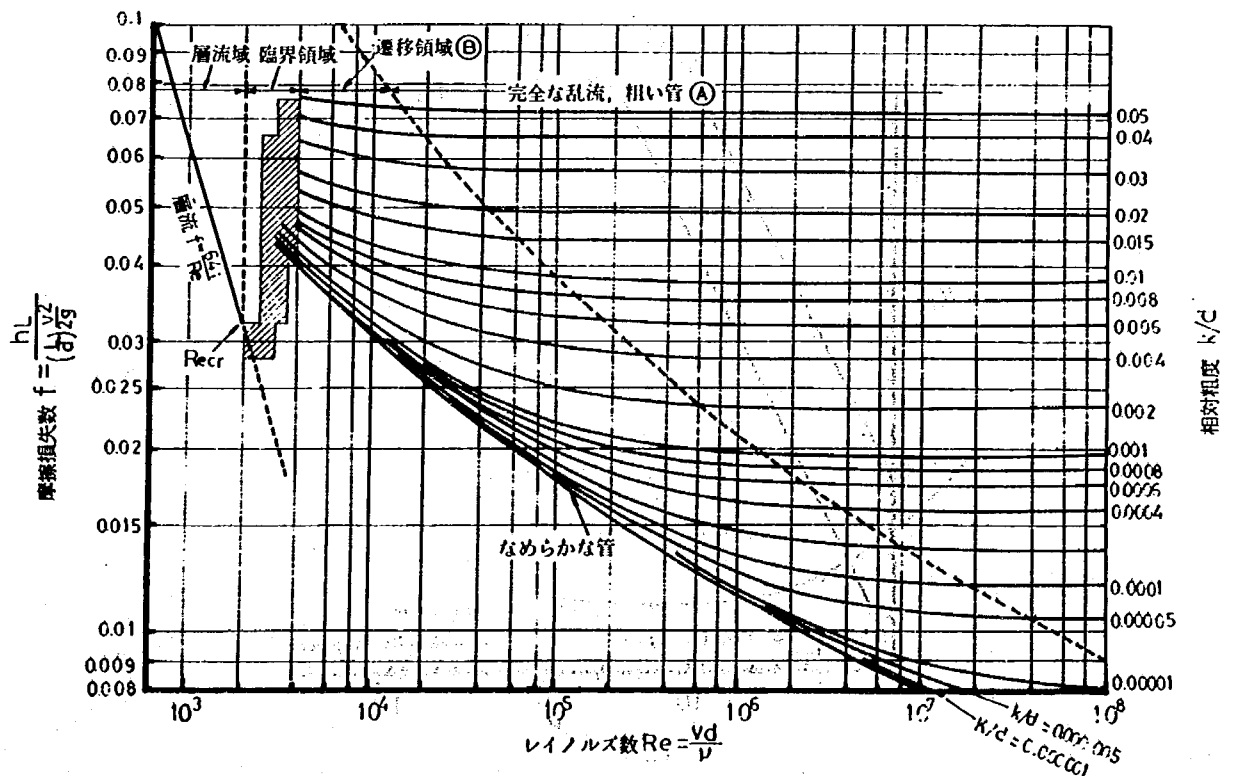


Fig 2-12 Moody グラフ

iii) dune 河床

H/d が、800~900の実験では、dune 河床は発生せず、掃流力が大きくなると ripple 河床から flat 河床へ直接遷移する。 H/d がより大きい場合は、どうなるか実験資料が無いので答えを出すことができないが、筆者らは dune は生じないと考えている。この原因は、ripple 河床においても浮遊砂が多いこと、つまり u_* / w_0 が大きいことによる flat bed への移行 τ_* が通常の砂に比較して同一 H/d で小さいことに原因しよう。

iv) transition 河床

transition 河床における ϕ の値、流砂量は、水深、勾配、粒径の三量が分っていても、その値を正確には予測することができない。なぜなら、河床形態が ripple から flat の間で変化するからである。流砂量を予測するには河床形態つまり ϕ の値が分かっているなければならない。ただし今の所、transition 領域の資料が少なく、たとえ ϕ が分っていても流砂量は評価しえない。

v) flat あるいは antidune 河床

flat の場合の底層の状況は、Fig 2-13に示すように、層流底層から乱流底層への移行状態にあるものと考えられる。従って ϕ の値は Re と H/d の両方の影響を受ける。実験結果より判断すると、

$H/d = 150 \sim 200$ で、 $\phi = 15 \sim 17$ 程度

である。これは Moody 図より予測される ϕ の値よりだいぶ小さい。

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log (H/cd)$$

とし、 $c = 3d$ 位にしておけば良いようである。

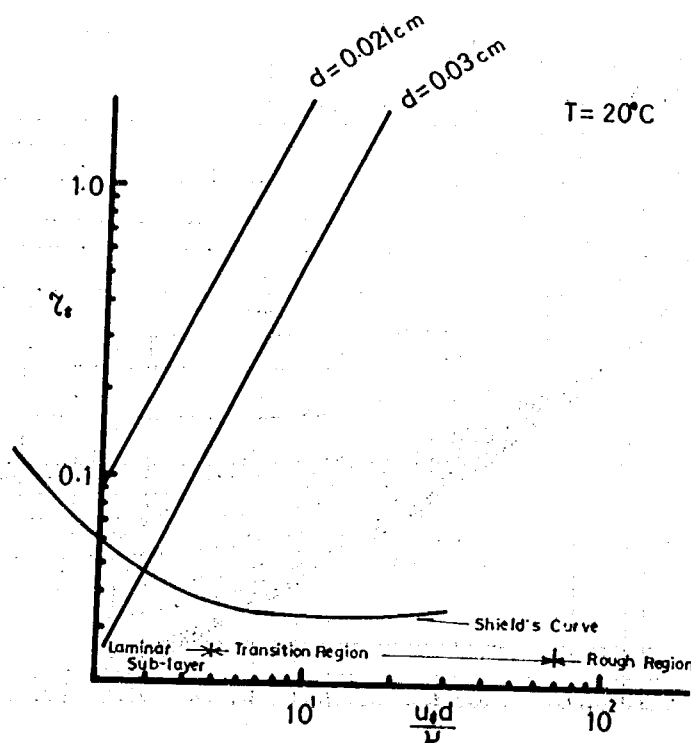


Fig 2-13 $\tau_* \sim \frac{u_* d}{\nu}$ 相関図

antidune になると造波抵抗のため ϕ が小さくなると思われるが、資料が無く、 ϕ の値を推定しえない。

flat および antidune における流砂量については資料が少なく、それを正確には予測しえないが、山口等の実験は参考になろう。彼等は、河口砂州の崩壊機構を検討するために、水路長25m、水路幅0.6m、高さ0.8mの片面ガラス張水路に砂州を形成し、これに上流から定流量を流下させ、50cm 区間ごとに水位、河床面高を測定し、流砂量の連続条件により q_s を求めている。この結果を Brown 公式形に書き改めたのが Fig 2-14である。

$$q_s = c V_m^5 / s^2 d$$

の関係がほぼ成立する。なお Brown 公式は、

$$q_s / u_* d = K (u_*^2 / s g d)^2$$

であり、 $\phi = V_m / u_*$ であるので、

$$q_s = K / \phi^5 / g^2 \cdot V_m / s^2 d$$

となる。 $\phi = 15$ (upper regime の予測値) とすると Fig 2-14の直線は $K = 32$ となる。この結果は筆者等の行った実験結果とつながっている。upper regime の流砂量は単に τ_* のみによって決まるものではなく、 H/d によって変わるが、移動床模型実験で良く行われる H/d の範囲では、($100 < H/d < 500$)

$$q_s / u_* d = (30 \sim 40) \cdot \tau_*^2$$

位の流砂量になるものと思われる。

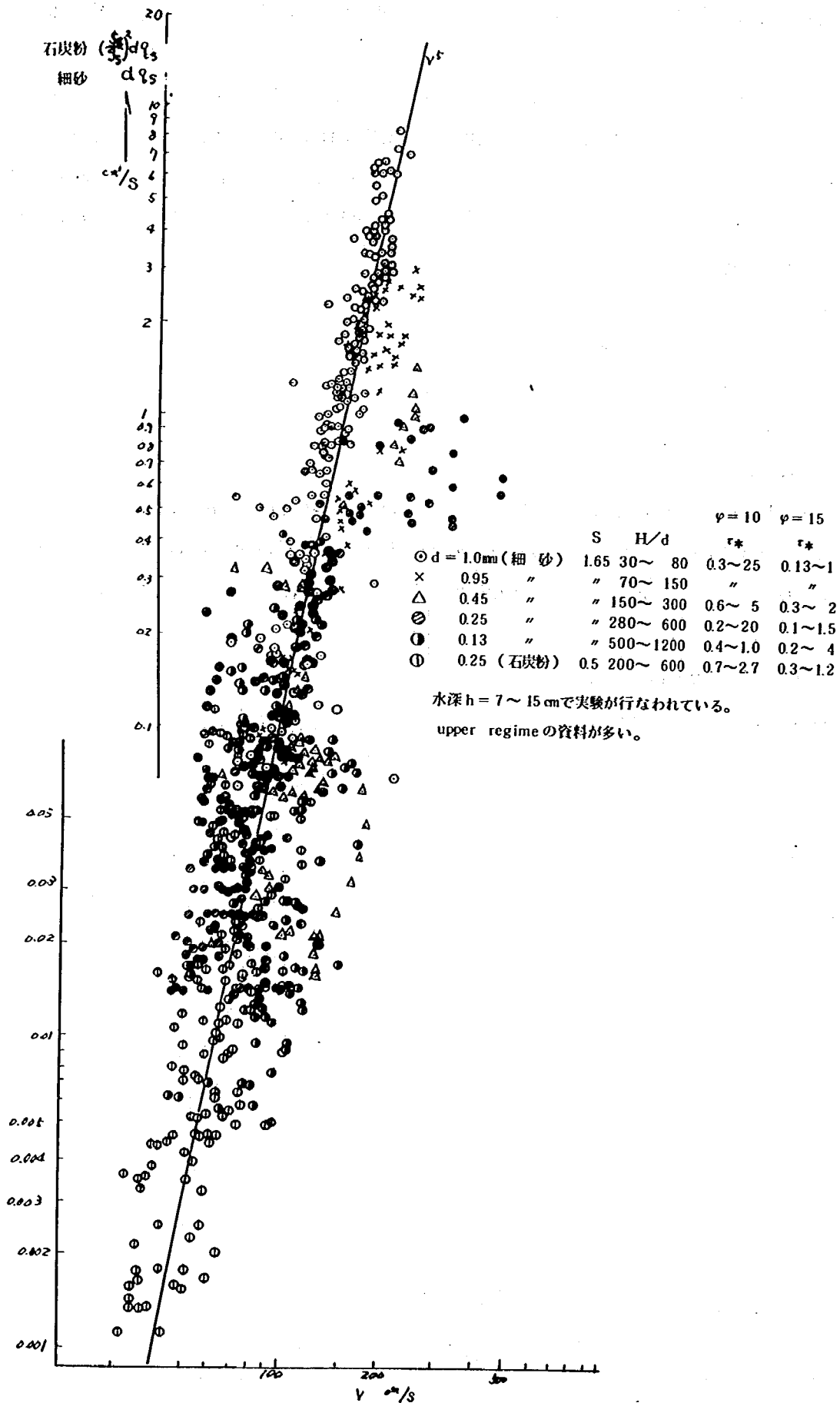


Fig 2-14 $q_s \sim V$ 関係図

3. 斐伊川移動床模型への応用

斐伊川は、河床材料の平均粒径が、0.25cm 前後の花こう岩風化物からなり、さらに河道の縦断勾配が約 1/800 と急であるということで、小さな洪水でも多量の土砂が移動し、また計画洪水程度の出水があると、河床の小規模河床波は dune から flat へ、中規模河床波は多列から単列の砂州に変化するという状況が予想されている。ここでは、このような特性を持つ河川の移動床模型実験を行って、相似性の良い結果を得るために、筆者等がどのような考え方で実験を進めたか述べてみたい。

3-1 斐伊川の河道計画と模型実験の位置

出雲地方を流下する斐伊川は、昔は日本海に直接流入していたが、現在は河口から 15K 付近の出西地点で東に流れを変え、宍道湖へ注ぐようになった。

多量の花崗岩の風化物であるマサを 8 本の支川が運び出し、河床勾配を急なものとし、河道は右往左往し、しばしば氾濫していた。このことを端的に表わしたものが、伝説で有名な八岐の大蛇であり、斐伊川そのものにほかならない。現在のように宍道湖に流れ注ぐようになると、多量の土砂が宍道湖に流入するため、宍道湖は徐々に狭まり、その宍道湖周辺は小さな洪水でも湖水面の上昇により、しばしば氾濫する状態になってしまった。

そこで Fig 3-1 に示すような流量配分計画に基づく治水工事が実施されることになった。すなわち基準地点の大津において、計画高水流量をそれまでの $3,600 \text{ m}^3/\text{s}$ から $4,500 \text{ m}^3/\text{s}$ (上流のダムで $600 \text{ m}^3/\text{s}$ を調節して) に改訂した。これに伴う施設計画の一環に放水路計画がある。これは斐伊川本川の流量を減らすことを目的として、斐伊川の洪水の一部を放水路を通じて神戸川へ分流させようとするものである。本川流量と放水路流量を 5 対 4 の比にするというこの計画は、単に水量の調節だけでなく、その際の流れ機構、特に本川側の河床変動、放水路への流入土砂の量的評価という非常に難しい問題を含んでいる。

斐伊川模型実験は、この放水路の水理的検討の一つの手段として行われたものである。

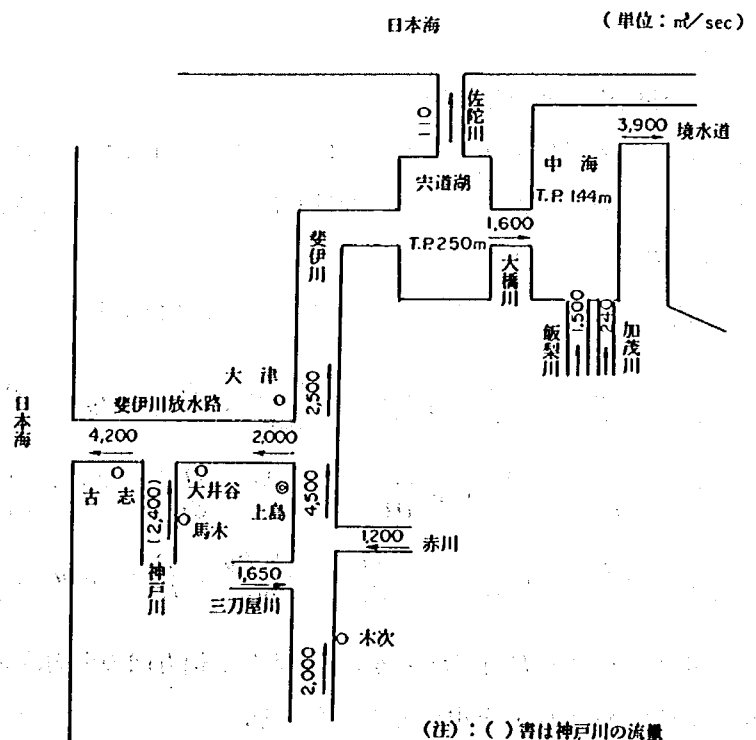


Fig 3-1 斐伊川水系計画流量配分図

3-2 検証実験において模型上で再現しようとしたこと

実際に模型実験で明らかにしなければならないことは次のようなことである。

- 1) 放水路にどれだけの流入土砂量があるか。
- 2) 計画の分流比通りに水が流れるのか。
- 3) 洪水時のわん曲部の深掘れはどの程度であり、またどの程度の護岸工、あるいは護床工が必要か。

以上のことを明らかにするためには、洪水時の実際河川、また模型河川の流砂量、小規模河床波の形態、河床の抵抗係数、中規模河床波のスケール等が、流量によってどう変わっていくのかということに関する知識が必要である。模型実験ではこのような現象について、実物と模型での相似が成立することに意味があるので、これらに関する十分な知識が有れば、検証実験の必要はないが、次節で述べるように、砂河川の模型実験の方法はまだ確立されたとは言えない。実験は相似条件を探りながら進めていかなければならず、模型で生じた現象が、現地の河川とどれだけ似ているものかを検証しながら進めていく必要があった。検証の対象にしたのは、1972年7月の洪水(最大流量2,333m³/s)後に撮影された写真と洪水数ヶ月後に行われた横断測量結果である。この検証実験によって主に見ようとしたものは次のごとくである。

- 1) 斐伊川実河川で生じている中規模河床波の平面的な形状を似せることができるのか。
- 2) 洪水によって、この中規模河床波の平面的形状のスケールの変化、又、その変化速度を似せることができるのか。
- 3) 小規模河床波の砂堆から平坦河床へ移行する形態を似せることができるのか。
- 4) 河床の抵抗が、現地と同様となるか。

以上である。

3-3 移動床模型の相似律

実河川に起る現象を水理模型実験によって検討するためには、実河道と河道模型とにおける検討の対象としている現象が似たものとならなければならない。従って検討の対象としているものが何かによって相似条件が異なってくる。

いま流れの相似を考えると、流れのレイノルズ数が大きい乱流を表わす運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (\overline{-u'u'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{-u'v'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{-u'w'}) \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (\overline{-v'u'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{-v'v'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{-v'w'}) \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} (\overline{-w'u'}) + \frac{\partial}{\partial y} (\overline{-w'v'}) + \frac{\partial}{\partial z} (\overline{-w'w'}) \end{aligned} \quad (3-3-1)$$

で、簡単のために一方向流れを考え、 y 軸と z 軸方向の平均流速 v と w とを無視し、さらにレイノルズ応力項を渦動粘性係数 ϵ を用いて書き直すと、

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (\epsilon_x \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\epsilon_y \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (\epsilon_z \frac{\partial u}{\partial z}) \dots\dots\dots (3-3-2)$$

となる。実河道と河道模型との流れの相似性を得るためには、このような運動方程式が、実河道と河道模型とで同時に成立しなければならない。一般には断面平均流を考えて、式(3-3-2)の各項を断面平

均化し、断面平均流速を U , 水深を h , 河床勾配を I , 潤辺に働くせん断力を τ_0 , 運動量補正係数を β , エネルギー補正係数を α , 径深を R とすると,

$$\frac{\beta}{g} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\alpha}{2g} \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} - I + \frac{\tau_0}{\rho g R} = 0 \quad (3-3-3)$$

となる。ただし,

$$\frac{1}{A} \iint_A \left\{ \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\epsilon_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} dA = \frac{1}{\rho A} \iint_A \left\{ \frac{\partial \tau_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_z}{\partial z} \right\} dA = \frac{1}{\rho A} \oint_s \tau_n ds$$

$$S \cdot \tau_0 = \oint_s \tau_n \cdot ds \quad \left(\begin{array}{l} S: \text{潤辺長} \\ A: \text{断面積} \end{array} \right) \quad S \cdot R = A$$

より、河床せん断力 τ_n を潤辺に沿って平均化した τ_0 を用い,

$$\frac{1}{A} \iint_A \left\{ \frac{\partial}{\partial y} \left(\epsilon_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\epsilon_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right\} dA = -\frac{\tau_0}{\rho A}$$

$$P + \epsilon_x \frac{\partial u}{\partial x} = P$$

と置き換えてある。

連続の方程式は

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

を一方向流れに対して平均化すると、流量を Q , 水路単位長当りの流出量を q として,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} + q = 0 \quad (3-3-4)$$

となる。

以上の式 (3-3-3) および式 (3-3-4) は、漸変流に関する一次元解析で、一般に用いられる運動方程式と連続方程式である。この場合式 (3-3-3) は流れの消費するエネルギーが、すべて壁面において生じるせん断抵抗 τ_0 で表わされている。したがって、実河道と河道模型における流れの平均流速と水深の相似を得るだけであれば、壁面に人工的な粗度を与えることによって達成できることになる。このようにして、式 (3-3-3), 式 (3-3-4) が、実河道と河道模型とで同時に成り立つようにした場合 (両者における基礎式の各項の比が等しい), 諸量の縮尺は下に示すように表わされ、いわゆるフルードの相似則を満たす河道模型が得られるわけである。

$$\begin{array}{ll} \text{流 速} & U_r = h_r^{1/2} \\ \text{時 間} & t_r = x_r \cdot h_r^{-1/2} \\ \text{河床勾配} & I_r = h_r \cdot x_r^{-1} \\ \text{流 量} & Q_r = x_r \cdot h_r^{3/2} \\ \text{粗 度} & n_r = h_r^{2/3} \cdot x_r^{-1/2} \\ \text{断 面 積} & A_r = x_r \cdot h_r \end{array} \quad (3-3-5)$$

X_r : 流れ方向の縮尺

h_r : 水深方向の縮尺

しかし、流速分布の相似まで考えると、式(3-3-1)の相似が必要となり、模型の縮尺が歪んでいないこと($x_r = h_r$)、粗度要素の幾何学的相似などが必要となってくる。

ところで人工的に粗度を与えることのできない移動床模型では、流れの相似のためには、河床形態の相似が得られていなければならない。すなわち、平均流の相似を考えた場合、(3-3-3)式中のせん断抵抗を決める河床形態がどのような物理量のどのような関数になっているかを知らなければ、移動床の相似性を検討することができない。一般に河床形態を含めた流れは、流体密度 ρ 、粘性係数 ν 、河床材料の密度 ρ_s 、平均粒径 d 、粒度分布形状 K 、摩擦速度 u_* (あるいは流速 U)、水深 (あるいは河床勾配 I_b)、水路幅 B 、重力の加速度 g の関数として表わされる。このうち ρ 、 g 、 d を基本量として、上述の関数を無次元表示すると、移動床の無次元状態量 π は、

$$\pi = f(u_* d / \nu, u_*^2 / (\rho_s / \rho - 1) g d, H / d, B / H, (\rho_s / \rho - 1), K) \dots\dots\dots (3-3-6)$$

となる。上式の各項の内、河床抵抗に大きく関係する小規模河床形態に最も支配的なのは、粒子レイノルズ数、 $Re = u_* d / \nu$ 無次元掃流力 $\tau_* = u_*^2 / (\rho_s / \rho - 1) g d$ 、水深数径比 H / d 、水中比重 $S = (\rho_s / \rho - 1)$ であると考えられ、 $u_* d / \nu$ が大の時はこの項を無視することができる。従って現地河川の河床材料の大きい扇状地河川では、河床材料の粒径を模型の幾何学的縮尺と同様に縮尺し、その模型の材料が0.6mm以上であれば、実河道と河道模型とでは同じような河床形態が生じ、フルードの相似関係を得ることができる。しかし実河川で Re の値が十分大きく無視できても一般の河道模型では、 Re の値が小さくなり、この項が現象を支配することがまれではない。具体的には、現河川では発生しないと考えられる ripple と呼ばれる河床波が Re の値が小さいと発生し、実河道と異なる河床形態、すなわち多くの場合異なる河床抵抗を呈することになる。このような領域は、模型における粒径 d が小さく、摩擦速度が小さいほど生じやすい。

ところで模型において河道の平面形状や中規模河床波によって決まる三次元的流況を把握することを目指す場合には、移動床模型では、中規模河床形態の相似も必要となる。この場合、上述の小規模河床形態に関係する無次元量に河幅と水深の比 B / H を加える必要があり、無歪模型の条件が必要になってくる。

移動床模型におけるもうひとつの大きな問題点は、流砂量および流砂形態の相似である。流砂量を表わす関数の無次元表示も(3-3-6)式と同様で、 Re が無視できれば、流砂量は、 τ_* と H / d を実河道と河道模型とで等しくすれば、流砂量、流砂形態したがって河床変動形態も流れと同じ縮尺で相似とすることができる。 Re が河道模型で無視できない場合は、実河道では生じていない ripple が河道模型で生じることが有り、河床抵抗と同様、流砂量の相似も得られなくなる。また浮遊砂形態の流砂量が多くなると、摩擦速度と砂粒子の沈降速度の比が現象を決める重要な要素となり、模型の砂粒子の径が0.2mm位以上あればそれほど問題がないが、それ以下あるいは比重の軽い模型河床材料の場合は、沈降速度の縮尺が、フルード則による速度の縮尺と異なるため、流砂形態の相似性が得られず、また一般に流砂量も相似にならない。実際には、移動床模型実験で上述のような無次元量すべてを、模型と実河道で一致させなくても、河床形態や流砂形態の相似条件は、支配的な無次元量が同一形態領域の範囲内にあれば、異なる形態の境界付近の現象を除けば比較的相似にしやすい。

流砂量が相似でない場合には、フルード則による時間縮尺とは別に、模型と実河道における河床変動量が相似となるように時間縮尺を決め、河道の変動状況を調べることができる。断面平均の河床変動量の式は、

$$B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{1}{(1-\lambda)} \frac{\partial (Bq_s)}{\partial x} = 0 \quad (3-3-7)$$

ここで Z は河床高、 Q_s は全断面の流砂量である。今代表の平面スケールを X_o 、垂直スケールを h_o 、時間スケールを T_o 、代表流砂量を q_{so} とすると、(3-3-7) 式は、

$$\frac{\partial Z'}{\partial t'} + \frac{T_o}{(1-\lambda)} \frac{q_{so}}{X_o h_o} \frac{\partial (B' q_s')}{\partial x'} = 0 \quad (3-3-8)$$

となる。ここで $Z' = Z/h_o$ 、 $t' = t/T_o$ 、 $B' = \frac{B}{X_o}$ 、 $q_s' = q_s/q_{so}$ 、 $x' = x/X_o$ である。模型と実河川で河床変動量の相似が成立するためには、(3-3-8) 式の各項の比が同一でなければならない。つまり、

$$\frac{T_o q_{so}}{(1-\lambda) X_o h_o} r = 1 \quad (3-3-9)$$

となる。従って模型の時間縮尺は、

$$t_r = (1-\lambda) r x_r h_r q_{sr}^{-1} \quad (3-3-10)$$

となる。しかしながら (3-3-10) 式が成立するためには、暗に $\partial (B' q_s') / \partial x'$ が模型と実河川で同一であるという仮定を含んでいる。実際には、模型と実河川の小規模河床形態が異なると、この仮定は一般では成立せず、河床変動速度を相似にすることができない。このことをもう少し詳しく説明してみよう。

今流砂量が、

$$q_s = C u_*^P \quad (3-3-11)$$

の関係が成立するとしよう。これを (3-3-7) 式に代入して多少の変形をすると、

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{q_s}{(1-\lambda)} \left(\frac{\partial B}{\partial x} + \frac{p}{u_*} \frac{\partial u_*}{\partial x} \right) = 0 \quad (3-3-12)$$

となる。もし空間的な掃流力の分布が模型と実物で同一であるなら上式から求まる時間縮尺は、

$$t_{r1} = (1-\lambda) r x_r h_r q_{sr}^{-1} \quad (3-3-13)$$

$$t_{r2} = (1-\lambda) r x_r h_r p_r^{-1} q_{sr}^{-1} \quad (3-3-14)$$

の2つである。従って p_r が1であれば t_{r1} と t_{r2} が一致し、(3-3-10) 式と同一となり、この時間縮尺を使って河床の変動速度を予測することができる。しかし $p_r = 1$ でない場合は、時間縮尺が2つあり、また場所的にも時間縮尺を変えなければならないという結論となり、厳密には河床の変動形態を相似することはできないことになる。しかしながら模型実験は、現象把握の一手段であり、ある程度の相似性の違いを許しても良い。それでは $p_r = 1$ でない場合、模型の時間縮尺をどう決めたら良い結果を得るだろうか。ところで実際に q_{sr} を決める場合には、模型全区間の平均的な流砂量あるいは代表断面の流砂量を予測して決めざるを得ない。従って平均的な流砂量と異なる所ほど (掃流力が平均的な値よりずれている所ほど) p_r が1でない場合には河床変動速度が実物と相似にならないことになる。このようにして q_{sr} を決め、 t_{r1} と t_{r2} を求めると t_{r1} は t_{r2} の p_r 倍となる。ここで t_{r1} は、代表的な断面を通過する流砂量 (みかけの体積) を模型と実物で同一とするための時間縮尺、つまり模型の q_s を $(1-\lambda) r x_r h_r$ 倍すれば、実物の流砂量となる時間縮尺、 t_{r2} は、川幅の変化がない場合で、代表的断面での河床の微小の凹凸の伝播速度、生長ある

いは消滅速度を同一にするための時間縮尺と考えられる。なお中規模河床波の伝播速度は、本来(3-3-11)式と(3-3-12)式の連立方程式を解くことによって表現されず、その速度を合わせるには、砂州形態を支配する長さスケールと流砂量の相似性が必要である。

実際の模型実験に当っては、実験によって何を見るかに応じて時間縮尺を選ばざるを得ないが、模型の現象を実物に近づけるための時間縮尺は t_1 と t_2 の間にあると考えられよう。

3-4 模型実験の条件設計のための基礎知識

模型の縮尺は、実験施設の制約によって、1/50の無歪の模型が作られた。底質材料は、手に入る移動床模型実験材料としては、一番移動しやすい石炭粉(平均粒径0.03cm, 水中比重0.58)とした。この模型で、どのような条件の水理量で実験を行ったら良いかは、実物と模型で生じる現象に関する知識を必要とする。ここではどのように推定を行ったか簡単に述べておこう。

1) 流砂量

Fig 3-2の太線は、斐伊川の模型対象区間(勾配 約1/770)の河床構成材料の内主モードの河床材料(河床材料を形成している主な材料、つまり斐伊川の模型対象区間では、粒径4 mm以下、0.5mm以上の材料)の無次元流砂量 $q_{b*} = q_b / u_* d_m$ と無次元掃流力 $\tau_* = \frac{u_*^2}{sgd_m}$ の関係の推定値を示したものである。(文献2参照)図に示すように τ_* が0.4付近で若干流砂量が減少するのは、河床の形態がduneからrippleに変わるためであり、さらに τ_* が2付近になって急激に流砂量が増加するのは、河床の形態がduneからflatへ遷移するためである。これまで流砂量を示すのに、土研式やブラウン式等を用いていたが、実はこのような流砂量と河床形態の密接な関係を無視していたことになる。なお図中には斐伊川で土研式掃流採砂器によって観測された流砂量と掃流力の関係も示しておいた³⁾。 $\tau_* = 0.3$ 程度までは推定値と実測値はほぼ一致しているが、これ以上の τ_* ではまったくといって良いほど一致していない。これは推定線の方に間違いがあるのではなく、むしろ採砂器や採砂方法の方に問題があるものと考えている。

石炭粉の流砂量は、十分な実験的検討資料が無いので3節で述べた実験を行った。勾配は1/250, 1/500, 1/770の3種の河床勾配とし、流量は斐伊川で問題となる。400m³/sec~4,500m³/secに相当する単位幅流量を通水した。(実際に模型に与えた単位幅流量は、縮尺スケールを h_r とすると $q_r = h_r^{3/2}$ となる。 $h_r = 50$ であるので $q_r \approx 354$ となる。)その結果を無次元表示したものがFig 3-2である。同図から分かるのは、流量が増加するにもかかわらず、無次元掃流力があまり大きくなりず、また流砂量が急増している。これは $ib = 1/770$ の場合では現地相当流量が1500m³/s付近で、河床がrippleからflatに変化し、河床の抵抗が急激に減少し、水位の増加なしに流速が増し、流砂量が急増するためである。したがって、Fig 3-2のように無次元掃流力と相対水深だけで、流砂量を表現することは、資料数が少ない場合は困難となってくる。つまり河床の小規模河床波が変化する水理量の所では、抵抗係数に関する情報が流砂量を表現するために必要となってくる。今回は以上のことより、現地相当単位幅流量と現地相当単位幅流砂量(体積)の関係図を実験資料より推定することにした。Fig 3-3にその結果を示す。同図には現地での推定流砂量の関係も示しておいた。

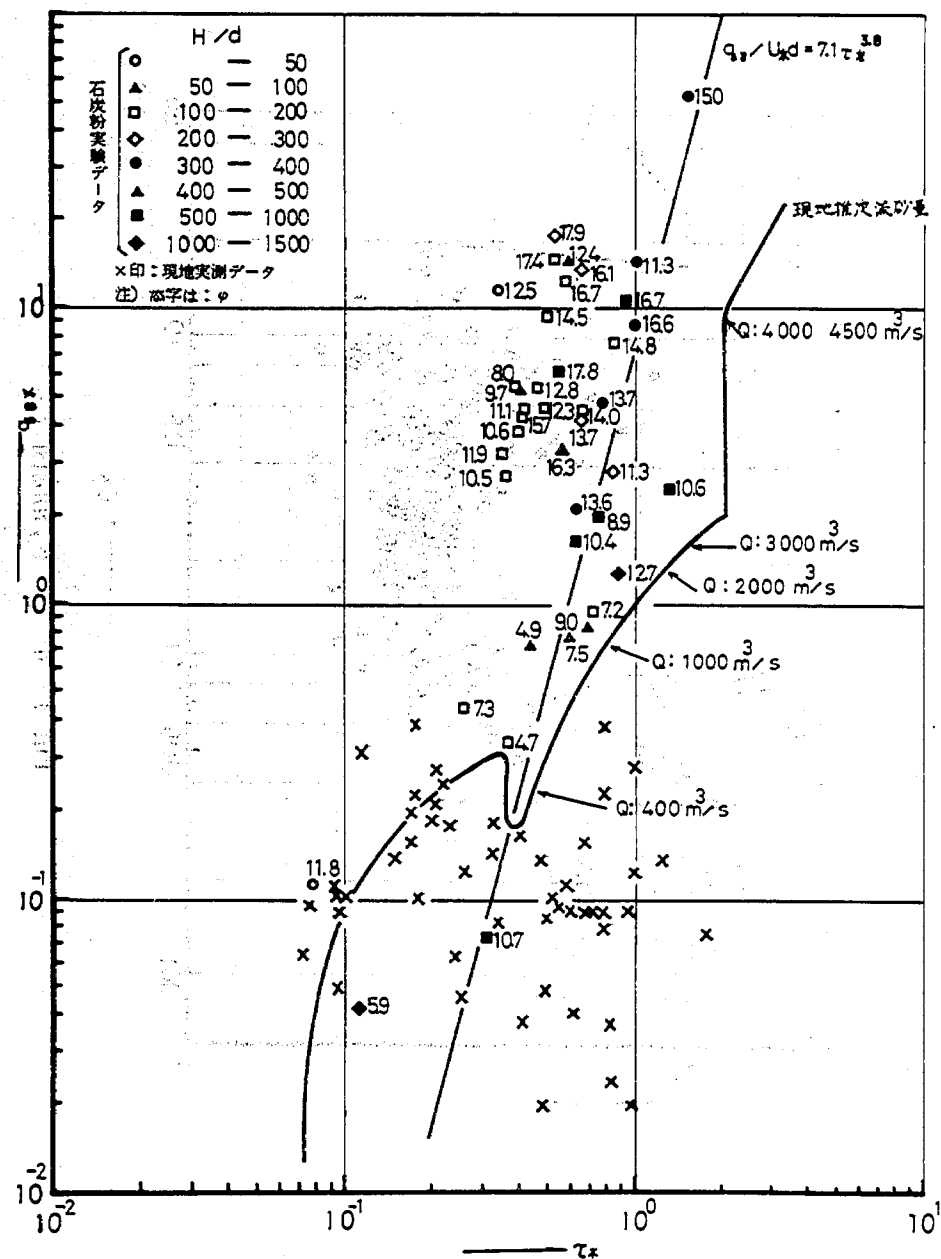


Fig 3-2 $q_{B*} \sim \tau_*$ 相関図

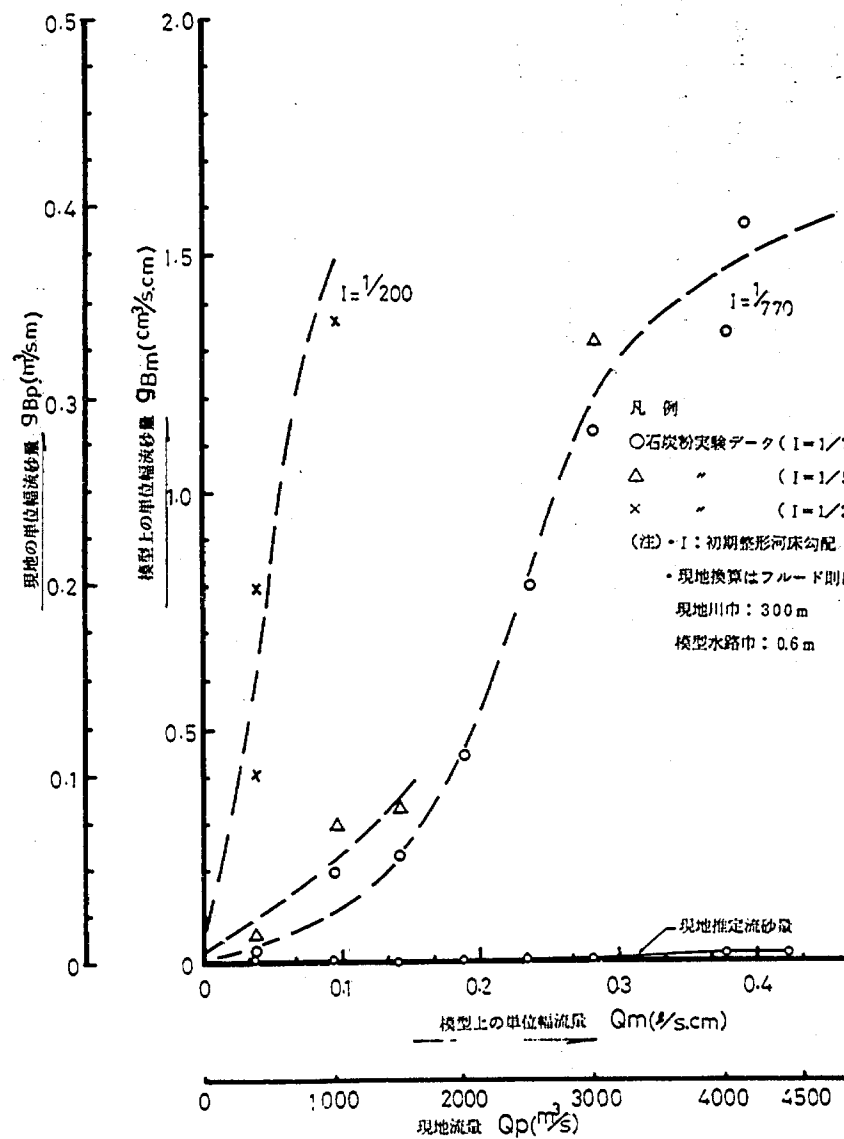


Fig 3-3 石炭粉実験流砂量及現地推定流砂量

2) 河床の粗度

Fig 3-4 の太線で現地河川の抵抗係数 φ の推定値を示した^{文献2)}。この推定線も多くの実験資料と実際河川の資料を基に作成された。図中には斐伊川での観測結果も記入しておいた。 τ_* が1以上のデータは少ないが、それ以下の領域ではほぼ推定値と一致している。 τ_* が2に近づくと、河床の状態が dune から flat に遷移すると予想される状態となるが、現地のいままでの洪水ではこのような状況にはなっていない。しかし、計画高水流量に近い洪水が来襲した場合には、 τ_* が2以上となり、河床は flat になり、 φ の値は大きくなると推定される。つまり流量が $3,000\text{m}^3/\text{s} \sim 4,000\text{m}^3/\text{s}$ となると、水位の増加なしで流量と流速が増し、流速は急に2倍近くにも増加することが予想される。これに対して石炭粉を実験河床材料に用いた場合の φ は、

現地相当流量 $400 \sim 1,000\text{m}^3/\text{s}$ で、 $\varphi = 6 \sim 8$

〃 $1,500\text{m}^3/\text{s}$ 以上で、 $\varphi = 15 \sim 18$

程度である。この φ 値が変わるのは、小規模河床波が、ripple から flat に変わるためであるが、現地よりも小さな現地換算流量でこの状態が生じている。

3) 中規模河床波のスケール

山本^{文献3)}と深見^{文献4)}は、多列砂州のスケールは H/d_m があまり小さくなければ、ほぼ水深によって決まってしまう、砂州の幅は水深の約100倍となることを示している。

石炭粉を用いた斐伊川模型からもこのことは言え、流量 $400\text{m}^3/\text{s}$ 時の川幅と水深の比 $B/H = 180$ 程度で3～4列の砂州が発生している。計画高水流量時には、流量が増加し、 B/H が100以下になるため、砂州が単列的なものになることが予想される。

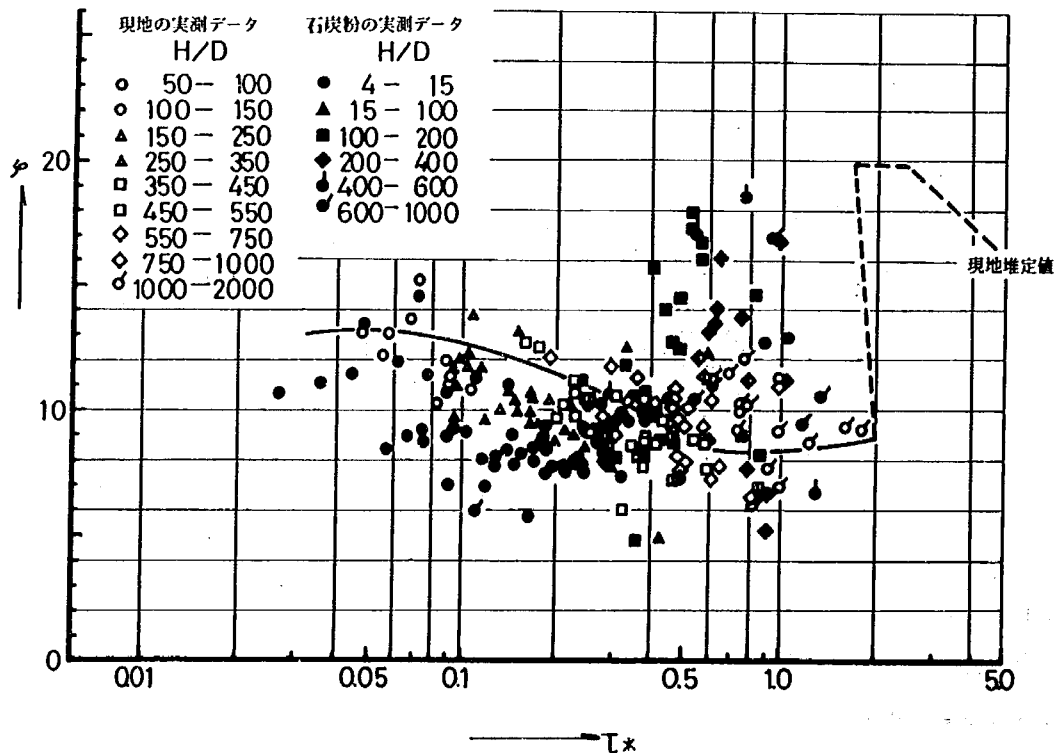


Fig 3-4 $\varphi \sim \tau_*$ 相関図

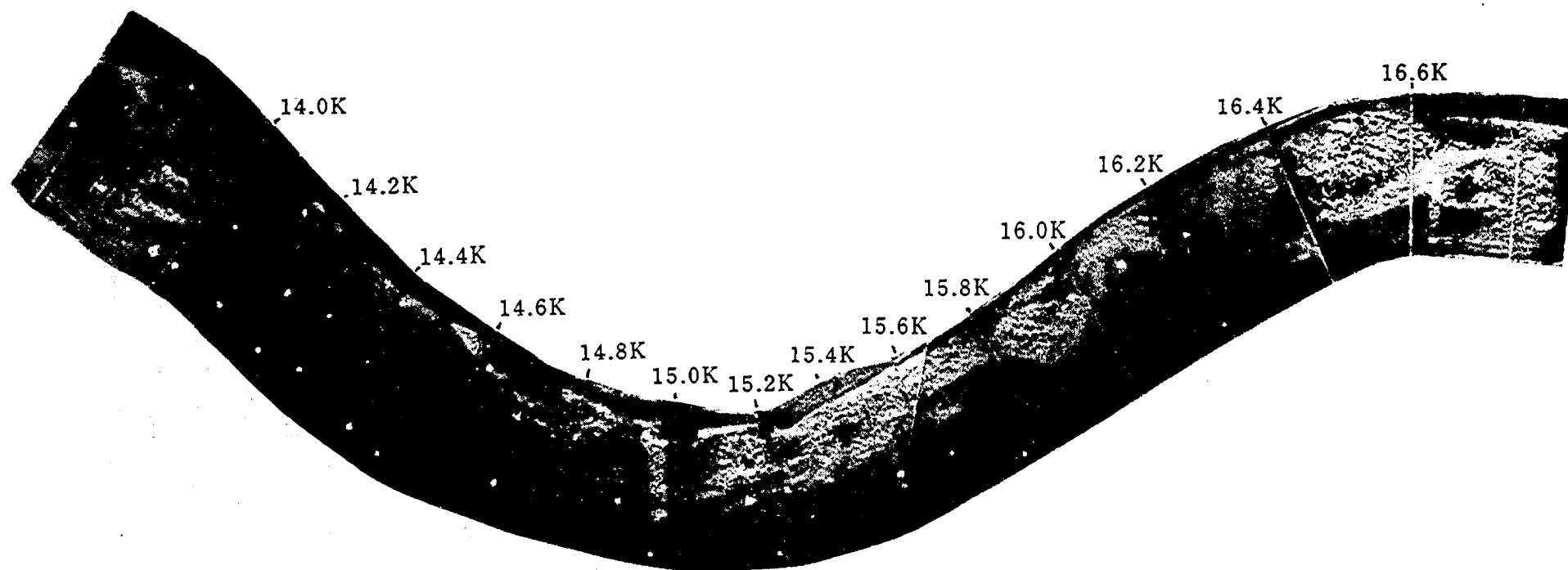


Photo 3 - 1 平水時の河床状況 (実験)

3-5 模型実験の条件設計

模型は平面、縦断とも同一縮率 (1/50) の幾何学的に相似な形のもので、模型の高水敷部分は実際の洪水時に浸食等が無いものとしてモルタル固定床としてある。さらに低水路内には、前述の特性および諸元を有する石炭粉が約10cmの厚さで敷き詰められている。したがって模型は実物の土や砂でできた河道と違って、そのかわりコンクリートモルタルと、石炭の粉によって造られている。

この模型にどのような形で洪水を流すかが重要となる点である。もちろんどのような条件で水を流すかは、実験の目的に応じて変えるべきであるが、ここでは、3-2で述べたことを目的とする実験を行うために、どのように模型を水に流したかについて述べる。

実験の目的から考えると、この模型では、洪水時の河床変動形態と流砂量が現地と模型で同一になることが望ましいと考えられる。しかしながら前述したように、 $p_r=1$ とはならず、また模型および実河川の小規模河床形態が変わるごとに p_r の値が変わる。また模型と実物の ϕ の値も異なり、lower regime から upper regime への移行流量も異なると予測される。このように多くの問題点を含んでいるが、実験方法をあまり複雑にすることも好ましくなく、また模型で生じる現象と、現地で起る現象を前もって適確に知ることは不可能なので、次のようにして水を流すことにした。

単位幅流量は、フルード縮尺で求まる流量を流し、その流量に応じた流砂量(空隙を含んだ見かけ体積)を実物と模型で相似になるように時間縮尺と決め通水することにした。この場合河道の流砂量と掃流力の関係を無次元的に表した場合、現地と模型のそれぞれが同一、または同一の勾配の相関で表せることができれば、いかなる水理量下においても、現地と模型の流砂量の比は一定となる。ところが前述したように石炭粉の無次元流砂量と無次元掃流力の関係は実物のそれとは異なるために、流砂量の比は流量が変わると同一とはならない。そのために一洪水中の流砂量(見かけ体積)を実物と模型で同一にさせるという考え方で行おうとすると、洪水時の各流量毎の時間縮率が違ってくる。したがって模型上で与えた洪水波形は、実物の洪水波形よりもピーク付近で尖がった歪んだ形となる。(Fig 3-5 参照) 模型における流量の与え方は、河床砂州の履歴性等を考慮して、洪水前と洪水後に流量400m³/secを定流で数時間通水した。洪水は、昭和47年7月洪水(大津地点ピーク流量2,333m³/s)を用い、この洪水後一週間後の航空写真と比較して、模型の相似性のチェックを行った。

3-6 検証実験後の結果と問題点

水位、河床、流況等水理現象は、単独に存在しえるものでなく、相互的な因果関係によって結ばれているために、実験の考察に関しては、このことを考慮しておくことが必要である。

この実験では、1通水実験中に数回の測定を実施しており、これらのデータから河床の抵抗係数 ϕ (流速と摩擦速度の比)を算出し整理すると、Fig 3-6に示すようになる。この河床抵抗の違いは、河床形態の履歴性、つまり河床形態の水理量に対する応対性の度合いを示しているのである。つまり洪水増水期には河床の形態が ripple や dune の領域から徐々に flat bed へと移行するに従って、河床の抵抗が小さくなり、洪水末期には、また flat bed から ripple にもどるか、十分な ripple に発達しなかったことを示している。さらに洪水直後の河床の状態は Photo 3-2に示す通りであり、その中に砂漣と中規模河床波の共存も見られる。

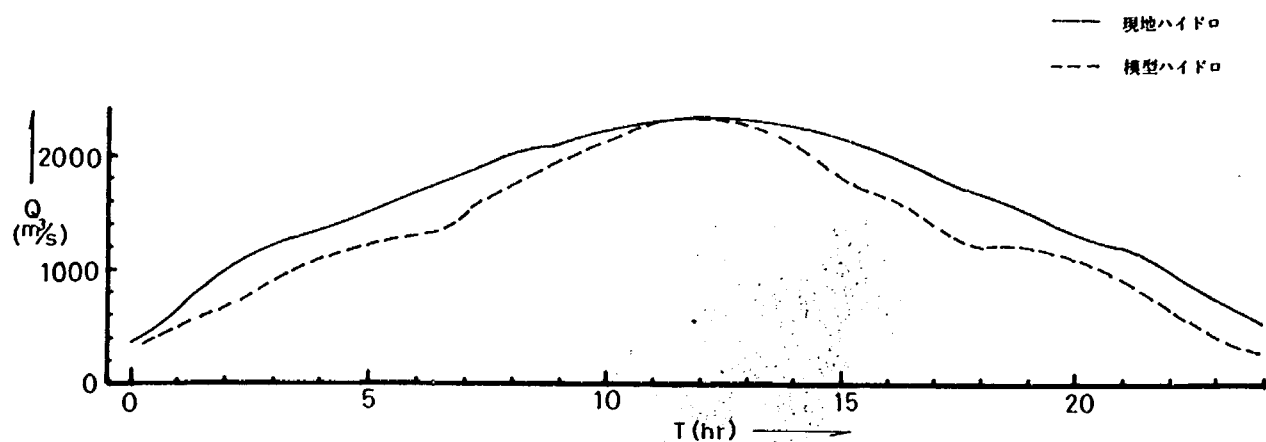


Fig 3 - 5 模型の入力条件

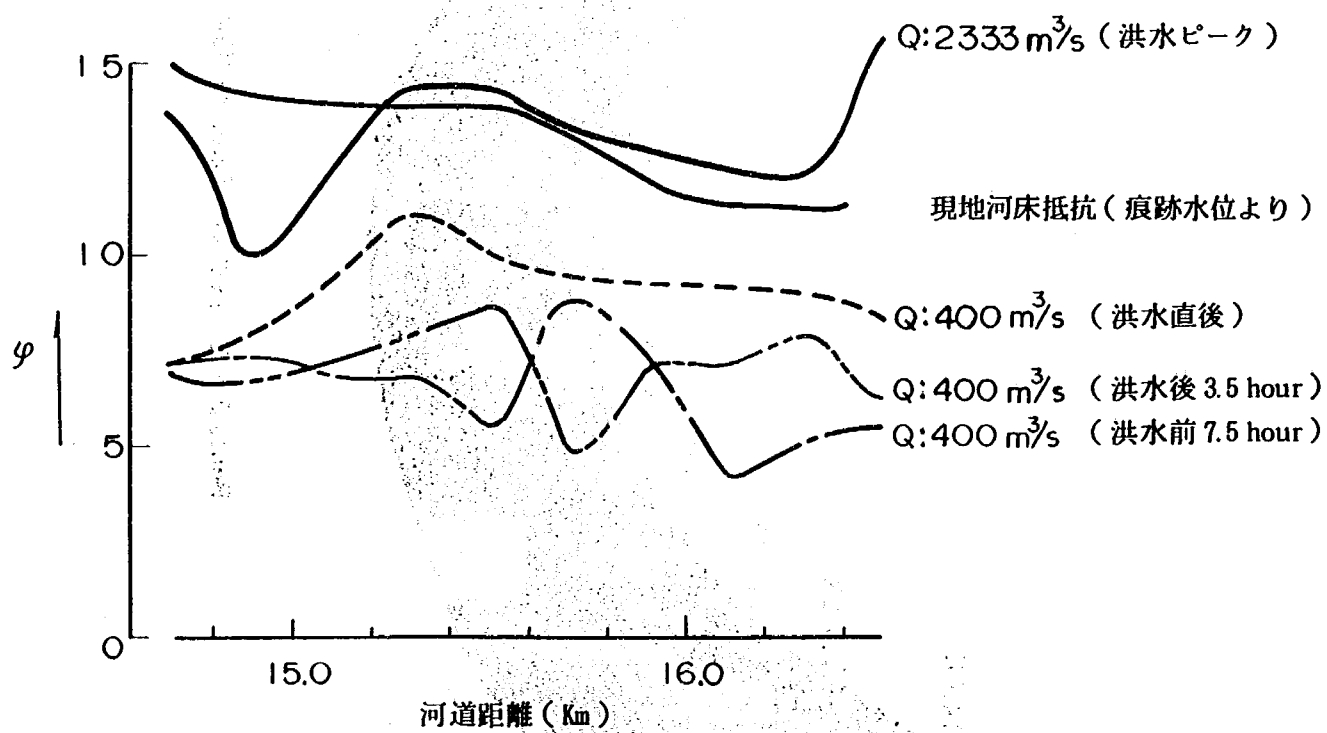


Fig 3 - 6 洪水中の河床抵抗の変化

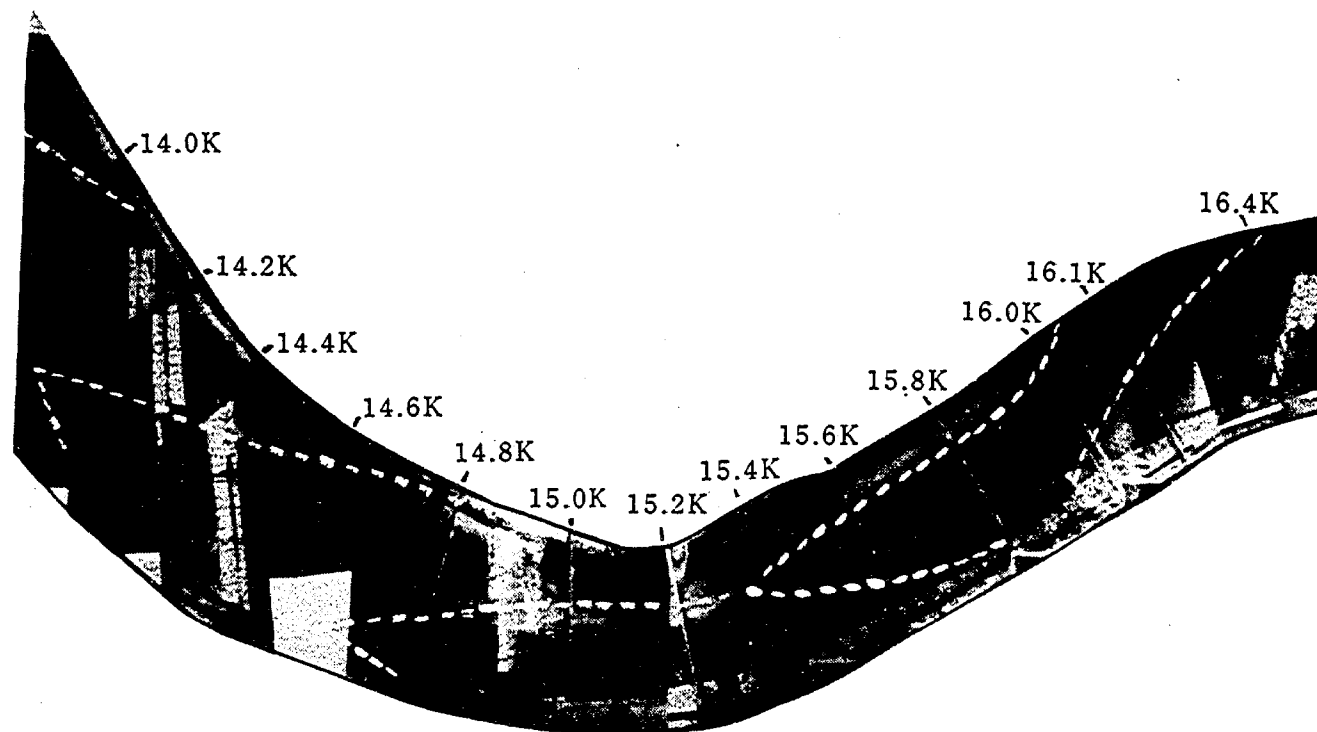


Photo 3 - 2 洪水後の河床状況 (実験)

以上の実験における現象が実物の現象とどれだけ相似になっているものを表すのに Fig 3-6 に、現地洪水痕跡水位から求めた河床の抵抗係数を書き加えた。これによるとピーク流量時の流速係数 ϕ は実験におけるものとはほぼ一致していた。このことは現地のピーク流量時の河床は一部遷移河床であったことを示そう。また Photo 3-3 の現地の洪水後の写真と比較すると、水衝部の位置、砂レキ堆の前縁線の位置などかなり一致している。

さらに実験におけるこの洪水前の平水時 ($400\text{m}^3/\text{s}$) の状況を Photo 3-1 に示すが、Photo 3-4 と同様、中規模河床波の平面的な形の相似性は良い。

つまり、模型河道上で河床形態の相似性という点では良好な結果が得られた。さらに実験で気づいた点をまとめると、

- ① 石炭粉を底質材料に用いた場合、河床の形態、流砂量は、同一掃流力で数種のパターンを生じた。したがって、模型の流砂量を一つの式で表示することが困難であり、模型実験の精度を高めるには、さらに基礎的な検討を行う必要性を感じた。
- ② 洪水実験を実施する際に、洪水のピーク流量を数時間流したケースと、不定流で実施したケースを比較すると、前者の方がわん曲部の洗掘深、洗掘範囲とも大きな値を示しており、前者の方法で実験を行うことは、河道計画を立てる上で過剰な外力を模型で与えることになるだろう。

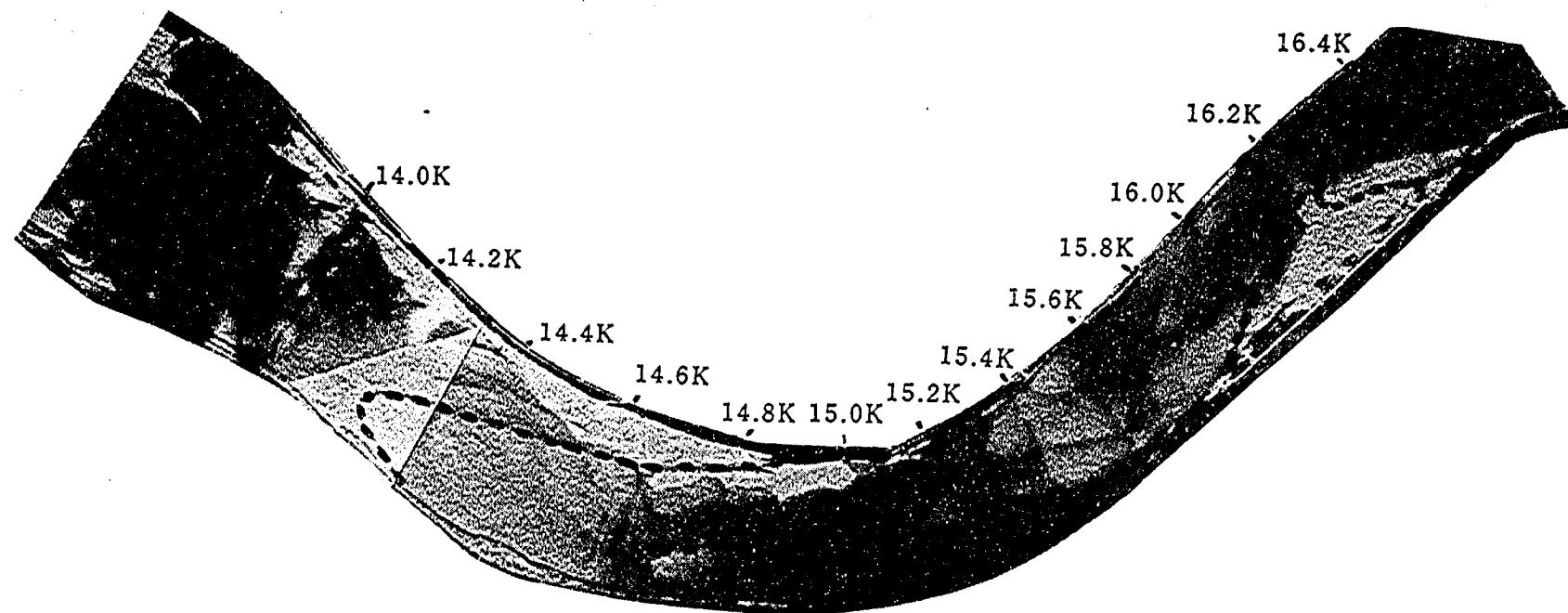


Photo 3 - 3 昭和47年洪水後状況 (現地)

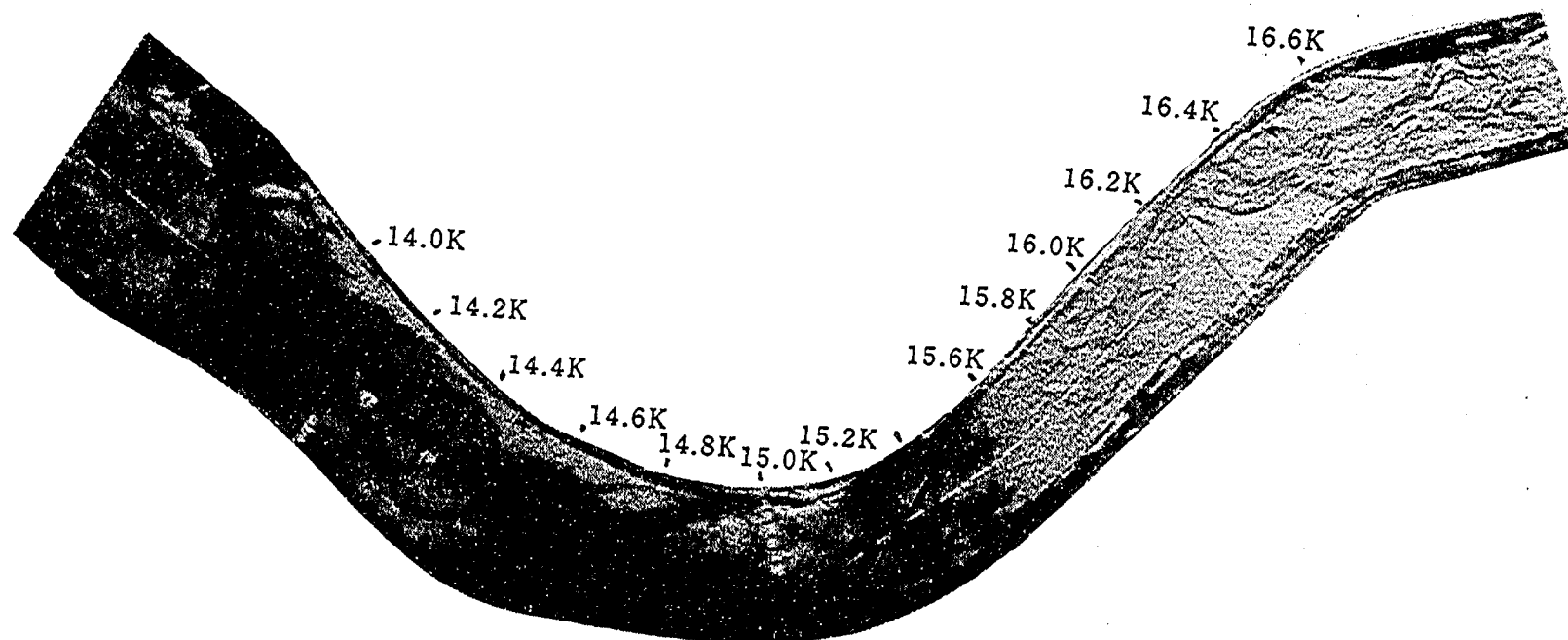


Photo 3 - 4 平水時の河床状況 (現地)

4. おわりに

模型実験に要求されるものが、定性的なものから、定量的なものへと変化し、より高度化されつつあるが、模型上では全ての現象を再現できるものとは限らない。したがって、模型実験で再現が可能なものと不可能なものとを明確にした上で実験を進めていくことが重要であろう。どの程度再現可能であるかの判断はその時の移動床に関する知識と、また模型設計のための基礎的な判断材料の量に大きくかかわってくる。今回、模型で使用する石炭粉の流送特性についての検討を行い、実物との相違点を今までよりさらに明確にした上で、流砂量を模型と実物で合わせるという方法で実験を行い、中規模河床波に関しては、かなりのところまで相似にすることができた。しかし、さらに実験の精度を上げるには実物と模型の流砂特性に関するデータの収集が重要であると同時に、模型実験実施体制はどうあるべきかを、まじめに検討していかなければならないと考えている。

参考文献

- 1) 田中則男, 新保修; 移動床模型実験底質材料としての石炭粉の特性について, 港湾技術研究所報告 Vol. 12 No. 1 Mar. 1973
- 2) 山本晃一; 相似律の観点から見た移動床流れの水理 (III), 土木研究所資料1154号, Aug. 1976
- 3) 山本晃一; 河道特性論ノート (I) - 護岸論のために -, 土木研究所資料1625号 1981
- 4) 深見親雄; 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, 1979

河川移動床模型実験材料としての
石炭粉の移動特性と斐伊川模型への応用

キーワード：移動床模型実験相似律，
石炭粉、流砂量，

ISSN 0386-5878
土木研究所資料第1815号
昭和57年3月(1982)
山本晃一
坂野 章

要 旨 河川移動床模型実験の相似性を高めるために、模型で
用いる石炭粉の流送特性についての検討を行ない、そ
の結果斐伊川河道模型において、特に中規模河床波に関する相
似性について、今までより明確にすることができた。



郵便はがき

40円切手を
はって下さ
い。

3 0 5 - □ □

茨城県筑波郡豊里町大字旭一番地

建設省土木研究所

河川研究室御中

No. _____

No. _____

土木研究所資料第1815号

配布先氏名

配布先住所



土木研究所資料第 1815 号 部

河川移動床模型実験材料としての
石炭粉の移動特性と斐伊川模型への応用

山本晃一、坂野 章

上記のとおり受領しました。

所 属 (住所)

氏 名

印