

沖積河川における交互砂州河床の  
相似則に関する研究

平成 6 年 5 月

内 島 邦 秀

## 目 次

第1章	序 論	1
1.1	本研究の目的	1
1.2	本研究の構成	2
	参考文献	5
第2章	交互砂州形状及びその上の流れと流砂量分布に関する研究	7
2.1	概 説	7
2.2	平衡時の交互砂州上の流砂量分布	7
2.2.1	実験装置と実験方法	7
2.2.2	平衡状態にある砂州上の平均流砂量と波速	9
2.2.3	砂州の横断河床形状と流砂量分布	11
2.2.4	流砂量と河床横断形状の関係についての考察	15
2.3	発達過程にある交互砂州上の底面流速分布と流砂量分布	16
2.3.1	実験方法の概要	16
2.3.2	砂州形状と流砂量分布の関係	17
2.3.3	底面流速分布と流砂量分布	22
2.4	結 語	26
	参考文献	27
第3章	交互砂州河床河川の移動床歪模型の相似則に関する研究	29
3.1	概 説	29
3.2	砂州形成領域区分図のパラメーターに基づいた相似則	30
3.2.1	歪模型の水理相似則	30
3.2.2	歪模型の砂州形状相似則	33
3.3	歪模型実験と交互砂州形状相似則の検証	37
3.3.1	歪模型実験	37
3.3.2	交互砂州形状相似則の検証	41
3.4	結 語	45
	参考文献	45
第4章	交互砂州形成に関与する水理諸量と砂州形状代表値の統計的特性	49
4.1	概 説	49
4.2	用いた資料	49
4.3	水理諸量と形状代表値の確率分布	49
4.4	池田の波高推定式の修正	54
4.5	結 語	56
	参考文献	56
第5章	低水流による交互砂州の変形特性に関する研究	59
5.1	概 説	59
5.2	実験装置と実験方法	60
5.3	蛇行小流路の形成と砂州の変形	61
5.4	低水時水衝部の流況特性	66
5.5	結 語	69
	参考文献	69

第6章	河道湾曲を考慮した砂州河床の相似性に関する検討	71
6.1	概 説	71
6.2	河道湾曲を考慮した砂州河床の相似則	71
6.3	交互砂州河床を有する側岸粘着性流路の初期変動過程	74
6.3.1	実験装置と実験方法	75
6.3.2	流路変動と堆砂状況	76
6.3.3	側岸浸食土砂量の検討	80
6.3.4	蛇行流路形成初期過程における砂州河床の相似性	82
6.4	湧別川の移動床歪模型実験による河床形状の検証	82
6.4.1	模型対象区間と実験条件	82
6.4.2	河道湾曲の効果についての検討	83
6.4.3	河床形状の検証	83
6.5	結 語	85
	参考文献	86
第7章	掃流・浮流砂混在条件下の小規模河床波を伴う砂州の特性と相似	87
7.1	概 説	87
7.2	実験装置と実験方法	87
7.3	掃流・浮流砂混在条件下の河床波	88
7.3.1	流砂形式の判定	88
7.3.2	河床波の予測と判定	89
7.3.3	交互砂州の特性	91
7.4	河床波の流水抵抗	92
7.5	小規模河床波を伴う砂州の相似性	93
7.6	結 語	94
	参考文献	95
第8章	結 論	97
	謝 辞	99

## 第1章 序 論

### 1.1 本研究の目的

沖積地河川においては、中規模河床形態である単列交互砂州、複列砂州、多列砂州（網状砂州）のいずれかが存在する。河道内の流れは、これらの砂州河床形状に支配され、時折、流れが局所的に集中して河岸の浸食や河床の局所変動を誘起する。このように、中規模河床形態の形状やその変動諸特性を究明することは、河道計画、河道の維持管理上重要であって、これまでに数多くの実験的理論的研究が行われてきた。

特に、単列交互砂州は流路蛇行と密接な関係があり、また、実験水路で比較的容易に再現できることから、従来の中規模河床形態に関する研究の大部分は交互砂州を対象としている。

実験水路において形成される交互砂州の形状は実際河川のそれと酷似している。このことから、砂州形成の基礎実験によって得られた交互砂州の形状特性と流れ特性に基づいて種々の解析モデルも提案され、それらは基礎実験の成果とともに、土木学会水理委員会報告「洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究」で集大成された<sup>1)</sup>。

この報告を契機に、基礎実験成果とその解析によって解明された交互砂州の諸特性について、実際河川の河道条件、水理条件を明確にした精度の高い資料の収集とその解析によって比較検討することが要求されるようになった。

しかしながら、従来の研究において、次の事項が未解明の問題と考えられる。

(1) 従来の交互砂州形成の基礎実験は、多くの場合、河床材料に砂が用いられており、砂漣・砂堆の発生を除くために実験の大部分は粒径0.6mm以上の砂を用いて行われている。このため、掃流力を増して流砂を発生させるために、勾配を大きく設定したり、水路幅に比して水深を大きくすることになる。したがって、実際河川に対する模型実験を想定すると、従来の砂州形成の基礎実験は、水平スケールに対して鉛直スケールの大きい歪模型実験に相当すると考えられる。実際河川と比較検討するとき、この歪みの影響を明らかにする必要がある。

(2) 実際河川では、洪水時（低水路満杯流量時）の短期間に砂州が形成されることから、砂州が完全に水没している状態を対象とした研究が多い。実際には、流量の減少に伴って掃流力が低下すると共に、流れが河床の低位部に集中して、局所洗掘の進行、水衝部の移動による砂州河床の変形も十分考えられる。また、このような河床の履歴が、次の洪水時にどのような効果として作用するのか、重要な問題である。

(3) 交互砂州上の水流の蛇行による側岸浸食と、それに伴う蛇行流路の形成過程における

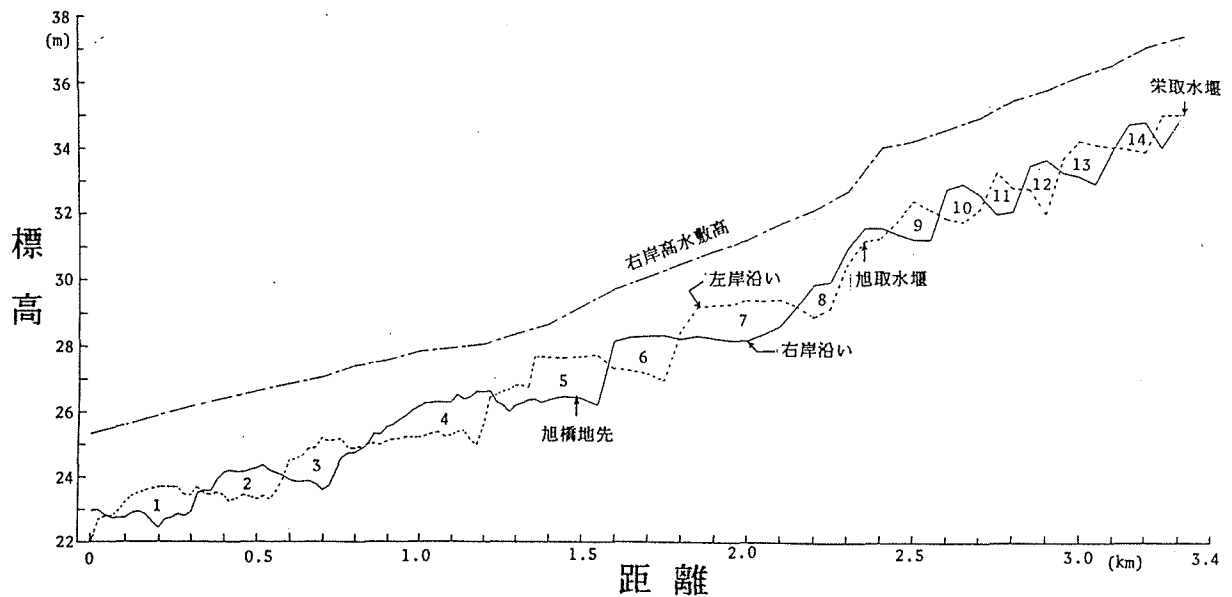


図-1.1 土幌川低水路左右岸沿い河床縦断図（昭和59年7月測量，数字は砂州No.）

土砂の堆積，流送機構と共に，流路が湾曲したときの砂州の変形と相似性についての問題。

（4）掃流砂と浮流砂が混在している条件下，また，砂州上に小規模河床波が共存している場合の交互砂州の特性と相似性についての問題。

以上の問題を解明することが本研究の目的である。

実際河川のデータとして，建設省が調査した資料<sup>2)</sup>と十勝川水系土幌川の調査結果を用い，実験結果と対比して交互砂州性状の相似性を中心課題に考察した。

なお，扇状地河川である土幌川の現地調査は昭和59年から開始し，低水路左右岸沿い河床縦断測量（図-1.1）とカイト気球による高度100mからの垂直写真撮影（写真-1.1）によって，土幌川の河床形態は交互砂州であることを確認している<sup>3)</sup>。

## 1.2 本研究の構成

本研究は，以下の各章で構成されている。

第2章では，平衡時及び発達過程にある交互砂州上の流砂量分布をビデオカメラで直接測定，解析し，また，底面付近流速も測定して砂州形状と流砂量分布及び底面流速分布の対応関係を検討する。

第3章では，従来の砂州形成領域区分図の無次元パラメーターを用いて得られる水理相似則に基づいて，砂州波高，砂州長に関する砂州形状の相似則を導き，その妥当性を検討する。

撮影年月日

1.6km上流 昭和60年10月29日

1.6km下流 昭和60年11月13日

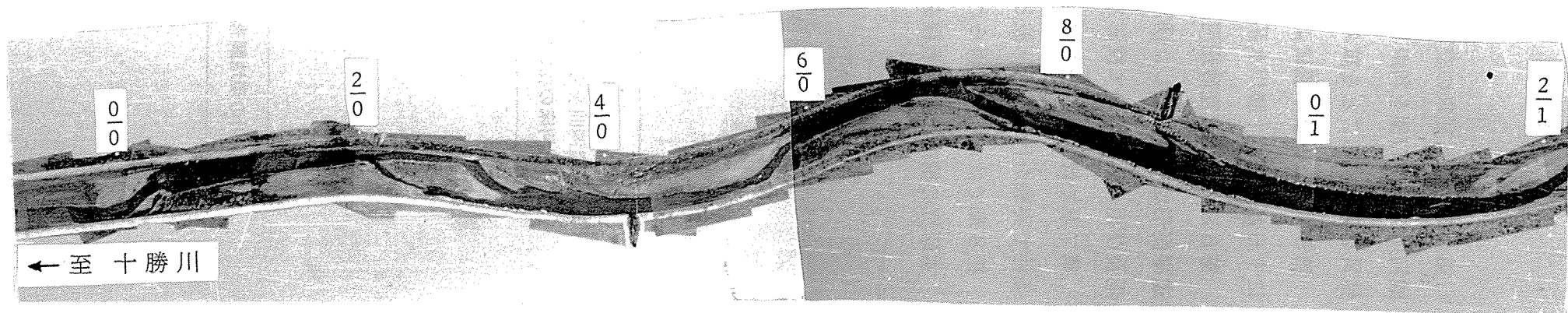
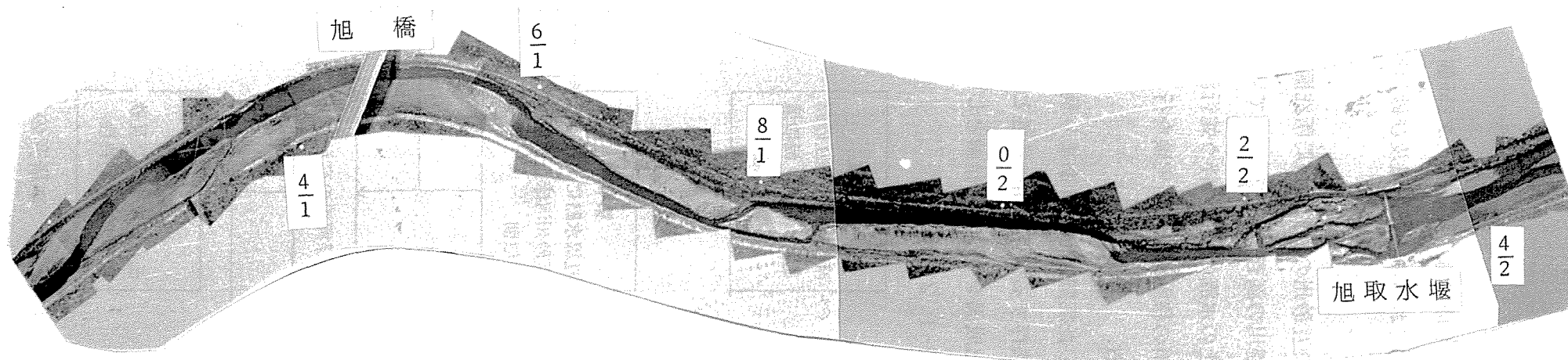
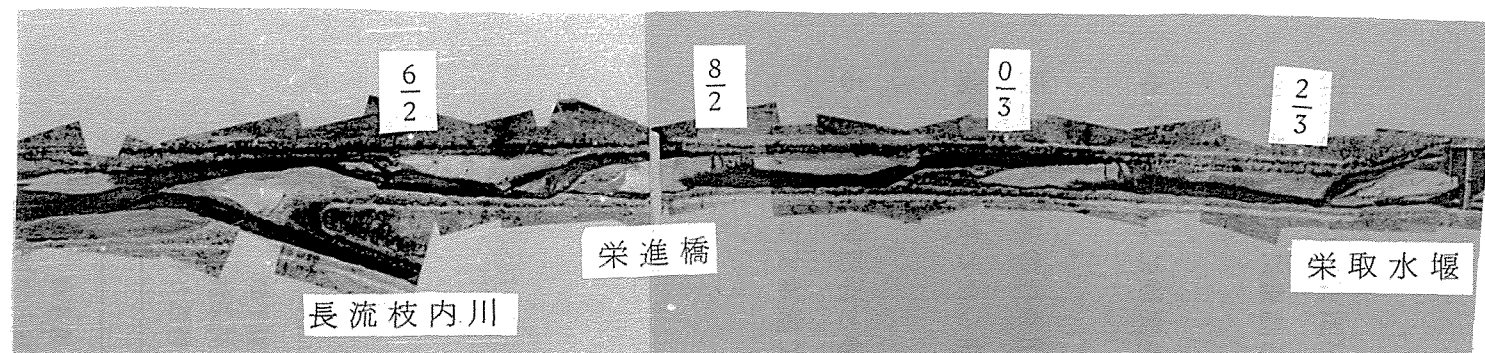


写真-1.1 カイト気球による土幌川低水路の垂直写真 (高度100m)

第4章では、従来の交互砂州形成の基礎実験データ255個と建設省が調査した交互砂州形成河川データ77個を利用して、これらの水理諸量及び砂州形状に関する諸量について統計的性質を究明することを試みる。

第5章では、低水流による交互砂州の変形及び局所洗掘の進行機構を実験によって明らかにすると共に、十勝川水系士幌川の調査結果と対比して考察する。

第6章では、交互砂州河床上の水流の蛇行に伴う蛇行流路の発達初期過程の基礎実験と河道平面形状を相似にした湧別川の移動床歪模型実験を行い、流路が湾曲したときの砂州の変形及び相似性について検討する。

第7章では、砂州を対象とした実験としてはあまり例を見ない掃流砂と浮流砂が混在する条件で実験を行い、河床波と共存する交互砂州の特性と相似性について議論する。

第8章では、各章で得られた成果を要約して結論としている。

本研究の構成と研究過程を図-1.2に示す。

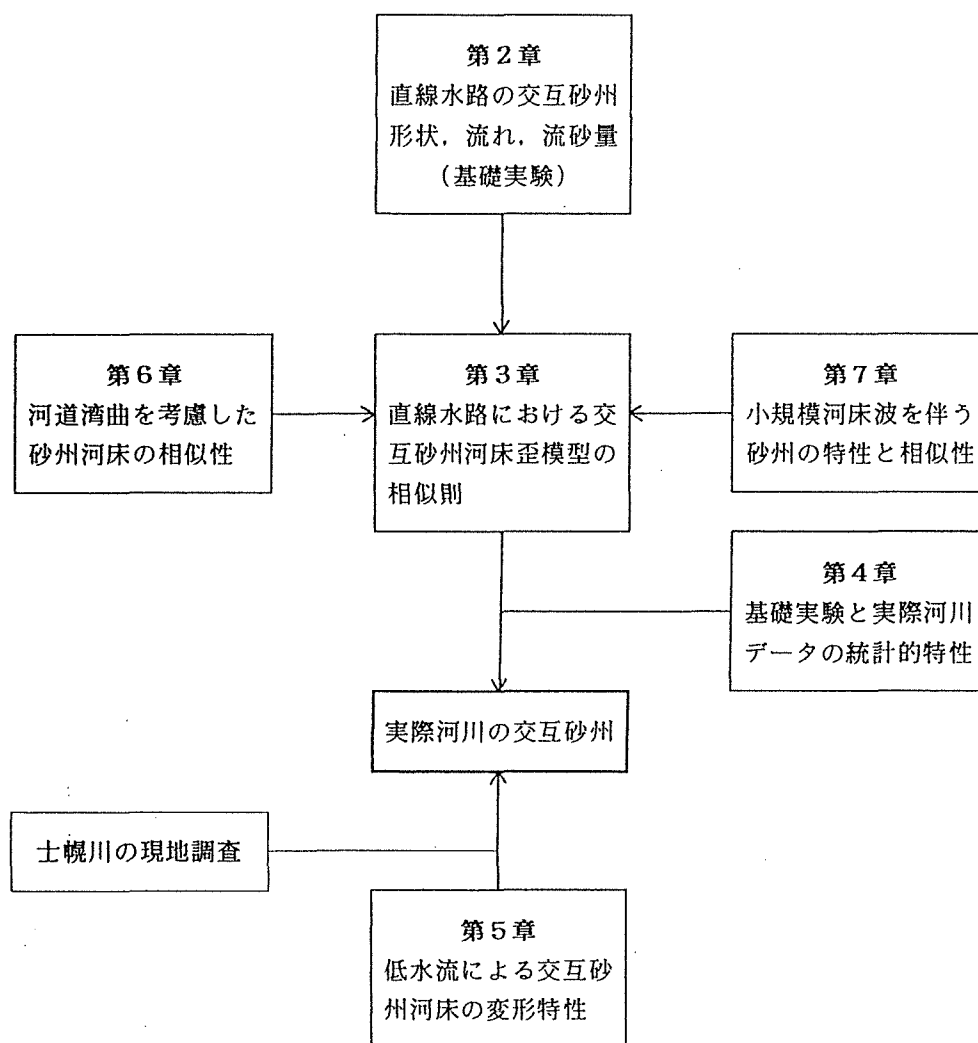


図-1.2 本研究の構成

## 参 考 文 献

- 1) 土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，118p，1982.  
あるいは，  
土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，土木学会論文集，第345号／Ⅱ-1，pp.41-52，1984.
- 2) 建設省河川局治水課・建設省土木研究所：河川の蛇行に関する研究，第30回建設省技術研究会論文集，pp.101-143，1976.
- 3) 内島邦秀・早川博：土幌川における河床形態について，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.235-240，1986.



## 第2章 交互砂州形状及びその上の流れと流砂量分布に関する研究

### 2.1 概 説

十分発達した交互砂州の形状特性及び移動特性については従来より数多くの研究がおこなわれ、多くの成果が得られてきた<sup>1)2)</sup>。最近ではこれらの研究をさらに進めて砂州上の流れと砂州形状の関係を実験的理論的に調べる段階までにきている<sup>2)4)</sup>。

交互砂州の発達過程については実験の観察から定性的に明らかにされてきた<sup>1)</sup>。藤田・村本・堀池<sup>5)</sup>はこの定性的特徴を数えんし、交互砂州の波長、波高の経時変化に基づいて発達状況の特性を定量的に明らかにし、さらに、発達過程における土砂の移動状況を河床変動の検討によって明らかにして発達機構の特性を見出している。

平衡時あるいは発達中の交互砂州の問題を議論するには流速場から検討していくのが正統であるが、3次元的な流れの場で起こる移動床問題にあっては流砂量の3次元の時空間分布特性を直接議論する方が実際的である場合が多い。砂州上の流砂量分布を明らかにできないうちは砂州に関わる問題の本質的な解明は望めないであろう。

本章では、一様な直線水路を用いて、次節の2.2で十分に発達し平衡に達した単列交互砂州の形状と流砂量の縦横断分布を詳細に調べ、交互砂州形状と流砂量の空間分布の対応関係と相似性について考察する。2.3節では、交互砂州の縦横断形状が半波長ごとに繰り返されることに着目して、通水初期に水路上流側で発生した明瞭な前縁をもつ1個の砂州（半波長砂州）が、流下移動しながら発達し平衡状態になるまでを追跡し、発達過程にある単列交互砂州の形状、流砂量及び底面流速分布の時間的・場所的变化を測定し、交互砂州が発達し平衡に至る過程を明らかにする。

### 2.2 平衡時の交互砂州上の流砂量分布<sup>6)7)</sup>

#### 2.2.1 実験装置と実験方法

実験水路は幅30cm、高さ40cm、長さ14mの側面ガラス張り可変勾配循環水路で、砂を厚さ7cmに敷均して一定流量を通水し、流砂量に等しい量を給砂して実験を行った。使用した砂は2種類で図-2.1の粒径加積曲線をもつ。A、B砂の比重は2.60、平均粒径はそれぞれ0.60mm、1.34mmである。

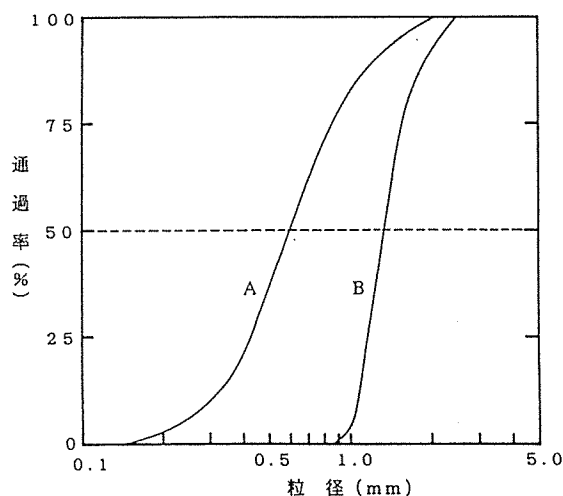


図-2.1 粒径加積曲線

河床及び波高の測定は図-2.2に示す自製の河床形状測定器を用い、通水中に測定した。河床形状測定器は流れを乱さないように細いピアノ線を用い、下端に直径3mmのリングを取り付け河床面にとどまるように作られた。ピアノ線の上端を水路幅にわたってカメラで撮影し各断面の砂州横断形状を測定した。

砂州半波長 ( $l$ ) は砂州前縁の水路中心軸に対する正射影長とし測定した。砂州波高 ( $H$ ) は同一砂州の横断面の最大高低差を採用した。最大高低差は砂州先端から砂州半波長のほぼ6割上流位置に現れることを予備実験によって確認していたが、本実験では、砂州先端から砂州半波長の5割上流位置を砂州波高測定位置とした。平均水深 ( $h_m$ ) はポイントゲージで測定して求めた。波速 ( $C$ ) は砂州先端を追跡して5分間隔の走時曲線を作成することにより求めた。

表-2.1に示す測定諸量は、水路上流部分を除き、5～7個の単列砂州を時間の経過と共に繰り返し測定し、平衡状態に達した砂州について平均して求めたものである。

砂州上の流砂量分布とその時の河床横断形状は次のようにして測定した。水路下流端から4m上流に図-2.3のようにビデオカメラ2台を水路横断方向に設置し、砂州先端が10cm移動するごとに河床面を5秒間撮影してその流砂量分布を、同時に図-2.2の装置を用いてその下流50cmの位置で河床横断形状を測定した。これらの測定を1波長の砂州が流下するまで繰り返し行った。流砂量分布は、横断方向の幅1.67cmの10測定線間を1/15秒スローモーションで15秒間に通過する砂粒の個数を観察し、1秒間当りの通過砂粒数より求めた。砂粒の移動方向（水路軸に対する偏倚角）は5秒間に通過した砂粒全体の平均方向とし、0.5度の精度で読み取った。ビデオ撮影では細かい粒子の流砂量を補いきれないので、水路下流端で全流砂量の測定を行った。砂州先端が10cm移動するごとに測定した横断面の位置を下流から St. No. 0, 1, 2, ..., 23と表記した。

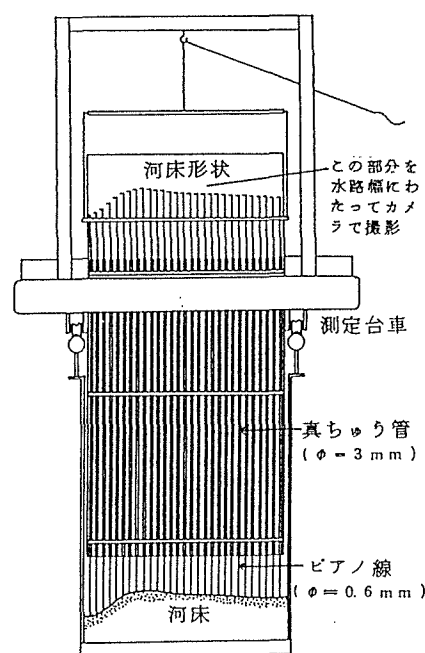


図-2.2 河床形状測定器

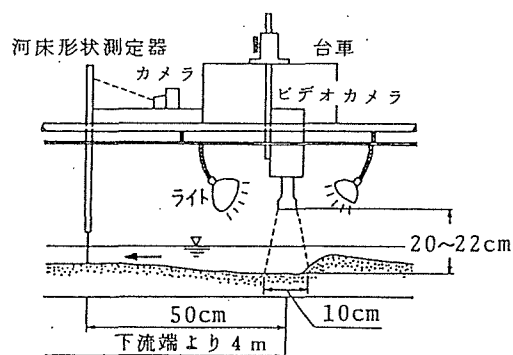


図-2.3 流砂量分布測定装置

表-2.1 実験条件及び測定諸量

Run No.	勾配 I	流量 Q (l/s)	平均水深 h <sub>m</sub> (cm)	砂州長 l=L/2 (cm)	波高 H (cm)	波速 C (cm)	Fr	流砂量 q <sub>B</sub> (cm <sup>2</sup> /s)	砂
1	1/50	1.00	0.97	135	1.95	0.51	1.11	0.118	A
2	"	1.25	1.14	129	1.89	0.57	1.09	0.134	A
3	1/60	0.75	0.91	110	2.10	0.22	0.92	0.047	A
4	"	1.00	0.97	106	2.17	0.33	1.11	0.087	A
5	"	1.25	1.12	136	1.82	0.39	1.12	0.120	A
6	"	1.50	1.30	150	1.84	0.47	1.08	0.135	A
7	1/70	1.00	1.09	115	2.11	0.30	0.94	0.070	A
8	"	1.25	1.22	137	2.20	0.31	0.99	0.093	A
9	"	1.50	1.32	140	2.17	0.40	1.05	0.129	A
10	"	1.75	1.48	131	1.53	0.44	1.03	0.174	A
11	1/80	1.00	1.12	149	2.65	0.16	0.90	0.056	A
12	"	1.25	1.24	141	2.15	0.22	0.96	0.068	A
13	"	1.50	1.46	138	2.14	0.28	0.91	0.103	A
14	1/100	1.25	1.27	166	2.01	0.34	0.93	0.051	A
15	"	1.50	1.46	146	2.15	0.20	0.91	0.071	A
16	"	1.75	1.62	135	1.81	0.26	0.90	0.080	A
17	1/50	1.50	1.44	126	2.65	0.33	0.92	0.125	B
18	"	2.00	1.59	114	2.19	0.49	1.06	0.205	B
19	"	2.50	1.83	108	1.95	0.63	1.08	0.277	B
20	1/60	1.50	1.51	125	2.78	0.19	0.86	0.097	B
21	"	2.00	1.71	111	2.44	0.34	0.95	0.148	B
22	"	2.50	1.81	106	2.13	0.43	1.09	0.206	B
23	"	3.00	1.94	105	1.93	0.61	1.18	0.260	B
24	1/70	1.50	1.50	140	3.25	0.08	0.87	0.074	B
25	"	2.00	1.77	127	2.50	0.22	0.90	0.104	B
26	"	2.50	1.90	109	2.10	0.35	1.02	0.156	B
27	"	2.75	1.99	102	2.04	0.38	1.04	0.175	B
28	1/80	2.00	1.72	108	1.80	0.24	0.94	-----	B
29	"	2.25	1.85	110	2.51	0.20	0.95	0.094	B
30	"	2.50	1.96	113	2.31	0.26	0.97	0.120	B
31	"	2.75	2.01	89	1.64	0.36	1.03	0.142	B
32	1/100	2.50	2.00	111	2.13	0.18	0.94	-----	B
33	"	2.75	2.10	106	2.09	0.19	0.96	0.092	B
34	"	3.00	2.22	118	2.14	0.20	0.97	0.108	B
35	"	3.25	2.27	89	1.34	0.24	1.01	0.114	B

## 2.2.2 平衡状態にある砂州上の平均流砂量と波速

左岸に原点を定め、左岸沿いの流れ方向に x 軸をとり、y 軸及び z 軸を図-2.4 に示すようにとる。砂州縦横断形状を最も単純な式形 (2.1) で表現する。

$$\eta = \hat{\eta}(y) + a \cos \frac{\pi y}{B} \cos \left( \frac{2\pi x}{L} - \phi \right) \quad (2.1)$$

ここに、 $a$ ：振幅、 $B$ ：水路幅、 $L$ ：砂州波長、 $\phi$ ：位相遅れ、 $\hat{\eta}(y)$ ：流下方向に1波長平均した河床横断形状（藤田<sup>2)</sup>が示した蒲鋒型形状に相当する）。砂州が1波長進むときの輸送される土砂堆積 $V$ は、縦断方向の最大洗掘深  $\eta_{\min} = \hat{\eta}(y) - |a \cos(\pi y/B)|$  より上の体積に等しく、

$$V = \int_{x=0}^{x=L} \int_{y=0}^{y=B} \left\{ \eta - \left( \hat{\eta} - \left| a \cos \frac{\pi y}{B} \right| \right) \right\} dy dx \quad (2.2)$$

で与えられる。式(2.2)に(2.1)を代入し、

$$V = \frac{2aBL}{\pi} \quad (2.3)$$

を得る。砂州は波高、波長及び波速を一定に保ち流砂は前縁斜面上に全て堆積するものとするれば、1波長進むに要する時間は $L/C$ であるから、単位時間、単位幅当りの流砂量  $q_B = (1 - \lambda) V / \{B(L/C)\}$  は( $\lambda$ ：砂の空隙率)、 $a = H/2$ として、式(2.3)より、

$$q_B = \frac{1}{\pi} CH(1 - \lambda) \quad (2.4)$$

となる。図-2.5は式(2.4)で計算した流砂量と実測全流砂量と比較したものであり、概ね両者は一致している。交互砂州上の流砂運動は小規模河床形態と同様<sup>8)</sup>に河床形状によって支配されていると推定できる。全流砂量を平均水深を用いた無次元掃流力 $\tau_*$ の関係で示すと、図-2.6のようになる。これより、砂州1波長当たりの平均流砂量は、式(2.5)のようにBrown型で近似することができる。

$$\frac{q_B}{u_* d} = 12\tau_*^2 \quad (2.5)$$

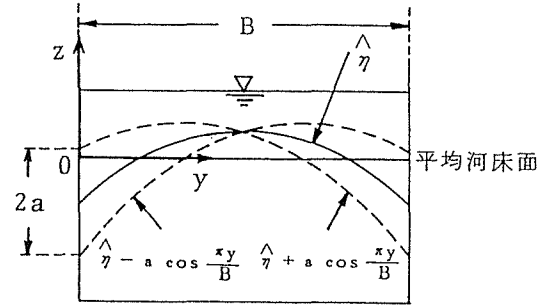


図-2.4 横断河床形状と座標軸

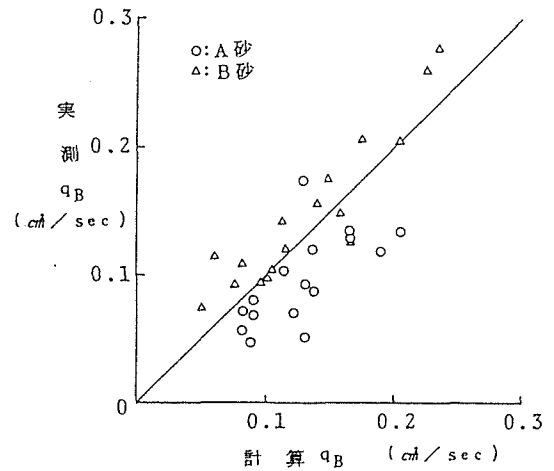


図-2.5 流砂量の実測値と計算値

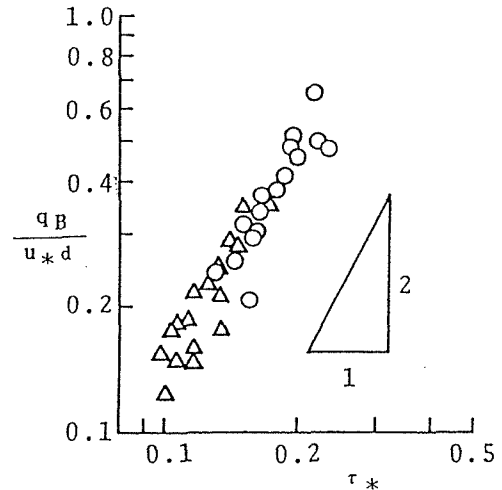


図-2.6 交互砂州上の平均流砂量

ここに,  $d$ : 平均粒径,  $u_*$ : 摩擦速度  $= \sqrt{g h_m I}$ ,  
 $\tau_* = u_*^2 / s g d$ ,  $I$ : 水面勾配,  $s$ : 砂の水中  
 比重,  $g$ : 重力の加速度 である. 式 (2.4) と  
 式 (2.5) より,

$$\frac{C}{u_*} = \frac{12\pi}{1-\lambda} \frac{d}{H} \tau_*^2 \quad (2.6)$$

を得る. この経験的に得られた関係式を実測波速  
 によって検証したものが図-2.7である. 多少の  
 バラツキはあるが, 実測値をほぼ説明する.

式 (2.4), (2.6) には波長は含まれてい  
 ないが, 一般に波長は波高と関数関係にあるので,  
 陰に含まれていると考えるべきである.

以上のように, 砂州上で平均化された1次元諸量である平均流砂量及び波速は, 岸<sup>9)</sup>の検  
 討結果と同様に, 式 (2.4), (2.6) のような平均諸量を用いた簡単な関係式でほぼ表  
 現できる.

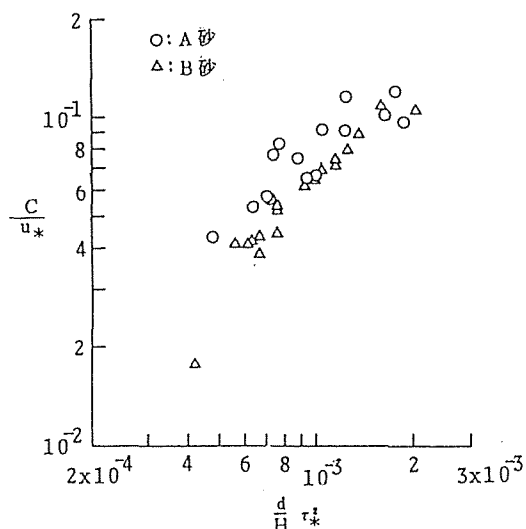


図-2.7 交互砂州の波速

### 2.2.3 砂州の横断河床形状と流砂量分布

流砂量測定時の横断河床形状と5mm間隔の河床等高線図及び流砂量ベクトルの一例を図-  
 2.8, 図-2.9に示す. 図-2.9のRun29は, 波長  $L = 220\text{cm}$  (St. No. 1~23), 波高  $H =$   
 $2.5\text{cm}$  (St. No. 7, 19), 波速  $C = 0.20\text{cm/sec}$  であり, 砂州は十分に発達し平衡状態に達  
 したものである.

Run29の縦断方向に移動する砂粒数の平均値は  $8\text{個/cm}\cdot\text{sec}$  であり, この値に砂粒体積を掛  
 けると単位幅流砂量となる. 平均粒径  $1.34\text{mm}$  で  $0.010\text{cm}^2/\text{sec}$ , 最大粒径  $2.5\text{mm}$  で  $0.065\text{cm}^2/\text{sec}$   
 となり, それぞれは下流端実測流砂量  $0.094\text{cm}^2/\text{sec}$  の11%及び70%に相当する. また,  
 1波長内の断面通過砂粒数は最大 (St. No. 4) で  $10\text{個/cm}\cdot\text{sec}$ , 最小 (St. No. 12, 22)  
 で  $6\text{個/cm}\cdot\text{sec}$  であり, 最大粒径で換算すると下流端実測流砂量の87%, 52%になる. ビデ  
 オカメラによる測定では主として表層を掃流運動する大粒径の砂粒を読み取ることになり,  
 浮遊して行くものは含まれない. この点を考慮すると, 測定結果は砂州上の流砂量分布を考  
 察するうえで十分なデータであると考えられる.

河床形状は図-2.9より明らかなように, 砂州先端 (St. No. 1, 13付近) から半波長の

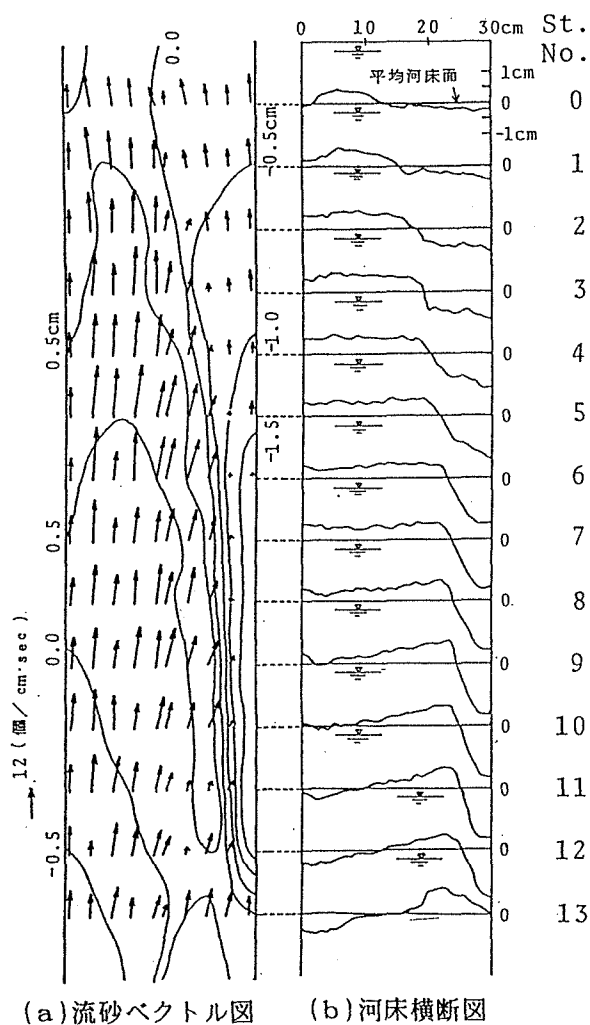


図-2.8 交互砂州上の流砂量ベクトル (Run 21)

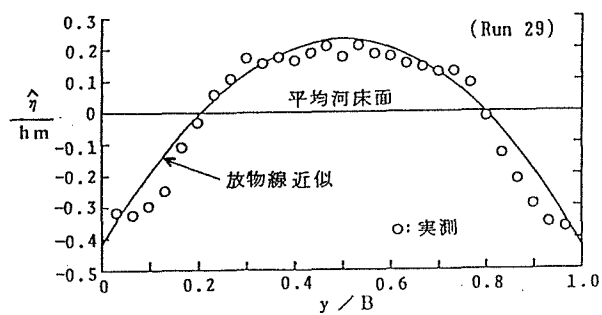


図-2.10 1 波長区間平均横断河床形状

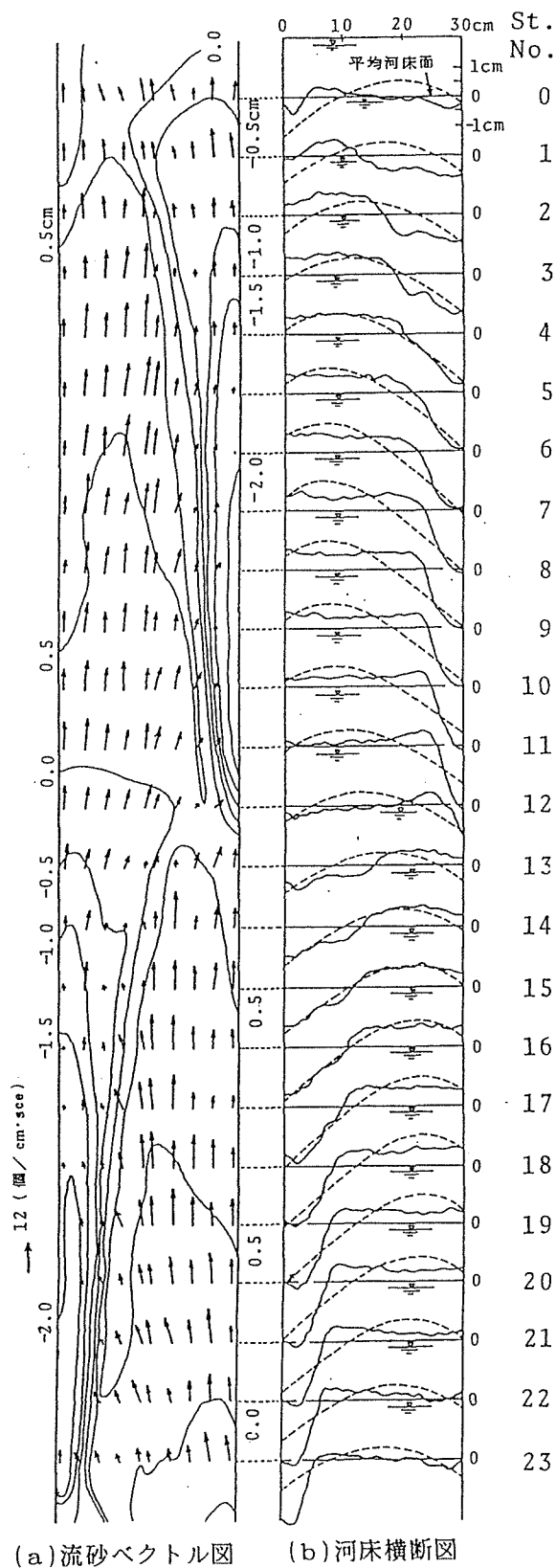


図-2.9 交互砂州上の流砂量ベクトル (Run 29)

6割上流位置を境に、それより上流側（St.No. 7～12, 18～23）では砂州前縁が側壁にほぼ平行で、下流側では弧状に張り出す形状を示している。

図-2.9の河床横断面図の破線は、式（2.1）における $\hat{\eta}$ を図-2.10に示す放物線で近似し、 $\phi = 0$ となるように $y = B$ で縦断方向に最深点となるSt.No. 7に $x = 0$ を定め、計算結果を示したものである。式（2.1）は最も単純な式形であるにもかかわらず砂州の横断形状の縦断方向変化の特性を適切に説明している。式（2.1）の第2項を高次のフーリエ級数の形で表現すれば横断形状をさらに適切に説明し得ることはいうまでもない。

図-2.11は縦断方向最大流砂量の発生位置を、図-2.12は横断方向最大流砂量及び流砂ベクトルの水路軸に対する最大偏倚角の発生位置をそれぞれ示したものである。図中、 $y$ は左側壁からの位置、 $x'$ は砂州先端から上流に測られた位置を示し、連ねた実線及び破線はそれぞれ下流側及び上流側砂州に対応している。また、図-2.12の小丸印は最大偏倚角の発生位置を示す。

図-2.9及び図-2.11より縦断方向流砂量は水深の小さい瀬の部分で大きく、一方、水深の大きい淵の部分で小さいことが明瞭である。縦断方向の最大流砂量の発生位置は、砂州先端が位置しているところの反対寄り領域から流砂が放射状に広がる区間（St.No. 9～12または20～23）では側壁寄りに現われ、 $x' / l = 0.6$ 付近で水路中央部へ移行してほぼ砂州先端まで続き、半波長ごとにこの状態が繰り返される。

横断方向最大流砂量の発生位置は、砂州先端部（St.No. 1, 13）を除き、ほぼ砂州前縁流肩付近であることが図-2.9、図-2.12より明らかである。また、最大偏倚角は河床横断勾配に強く支配されて前縁斜面上で発生している。

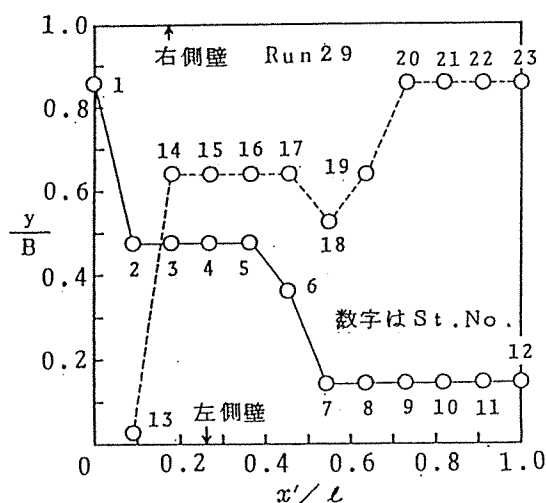


図-2.11 縦断方向最大流砂量の発生位置

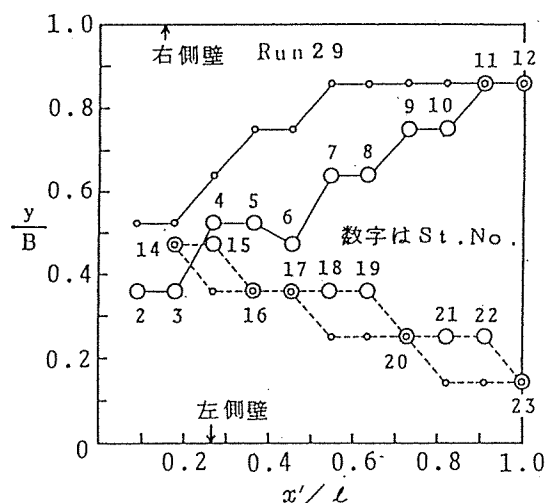


図-2.12 横断方向最大流砂量と最大偏倚角の発生位置

交互砂州の横断形状，流砂量は，交互砂州1波長の平均値で表現することが多い<sup>2)</sup>．砂州の縦横断形状は半波長ごとに繰り返されているので，1波長平均では交互砂州の形状及び流砂運動は平滑化されすぎ，その特徴を十分には表現し得ない．そこで，砂州の横断形状，流砂量分布等について半波長にわたる平均化を行い，その特性を議論する．

図-2.13から図-2.16は，半波長区間で平均した縦断方向平均流砂量 $\bar{q}_{Bx}$ ，横断方向平均流砂量 $\bar{q}_{By}$ ，流砂の平均移動方向 $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ 及び平均河床高 $\bar{\eta}$ の横断分布を下流側半波長区間について示したものである． $\bar{q}_{Bx}$ ， $\bar{q}_{By}$ は，

$$\bar{q}_{Bx} = \frac{\bar{n}_x}{\bar{n}}, \quad \bar{q}_{By} = \frac{\bar{n}_y}{\bar{n}} \quad (2.7)$$

で定義した無次元流砂量である．ここに， $\bar{n}_x$ は半波長の縦断方向に移動する砂粒数の平均値（個/cm・sec）， $\bar{n}_y$ は半波長の横断方向に移動する砂粒数の平均値（個/cm・sec）で，左岸から右岸に向かう砂粒数を正としている． $\bar{n}$ は1波長の縦断方向に移動する全砂粒数の平均値（個/cm・sec）である．

図-2.13と図-2.16より， $\bar{q}_{Bx}$ の横断分布は $\bar{\eta}$ の分布形状とほぼ相似であり，流砂量が河床形状に著しく影響されていることがわかる．図-2.14より， $\bar{q}_{By}$ は $\bar{q}_{Bx}$ に比較して十分に小さく，その横断分布は水路中心軸に関してほぼ対称である．図-2.15，図-2.16より，水深の小さい領域で $y/B = 0 \sim 0.5$ の領域は， $y/B =$

$0.5 \sim 0.8$ の領域と比較して $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ の値が0.1以下と小さく，流砂の流下方向への直進性が強い．

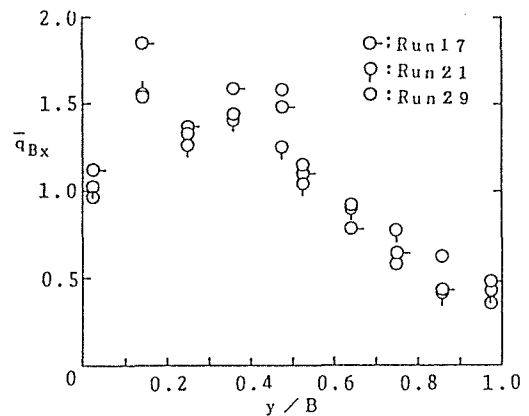


図-2.13  $\bar{q}_{Bx}$ の横断分布

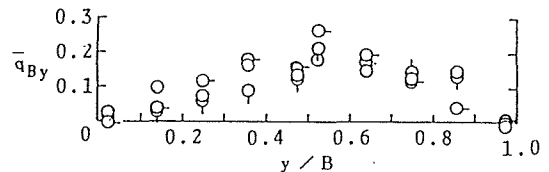


図-2.14  $\bar{q}_{By}$ の横断分布

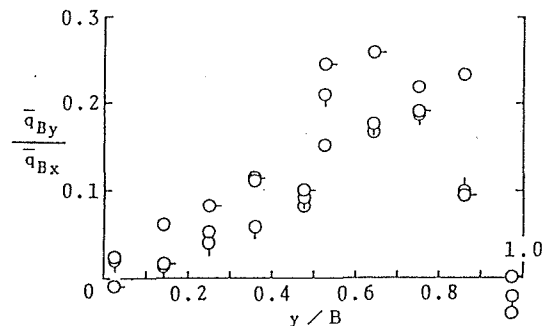


図-2.15  $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ の横断分布

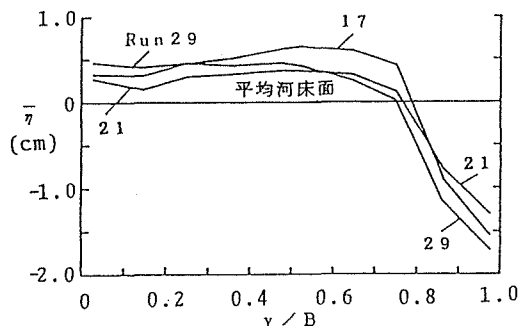


図-2.16  $\bar{\eta}$ の横断分布



#### 2.2.4 流砂量と河床横断形状の関係についての考察

前述の通り砂州半波長区間の平均流砂量  $\bar{q}_{Bx}$ ,  $\bar{q}_{By}$  及び平均河床高  $\bar{\eta}$  の横断分布を知ることができた。ここでは、砂州をモデル化し、実測の  $\bar{q}_{Bx}$ ,  $\bar{q}_{By}$  の横断分布を与えることにより  $\bar{\eta}$  の横断分布を予測し、流砂量分布と河床横断形状の関係について検討する。

座標軸は2.2.2と同様に選ぶ。最初の半波長の砂州形状は右岸側に深掘れ部をもち、 $\bar{\eta}(y)$  で表現する。 $\bar{q}_{Bx}(y)$  及び  $\bar{q}_{By}(y)$  はこの半波長区間で  $y$  のみの関数とする。つぎの半波長の砂州形状は左岸側に深掘れ部をもち、まゝの半波長の砂州形状に対し水路中心軸に関して対称で  $\bar{\eta}^*(y) = \bar{\eta}(B-y)$   $\bar{q}_{Bx}^*(y) = \bar{q}_{Bx}(B-y)$  及び  $\bar{q}_{By}^*(y) = \bar{q}_{By}(B-y)$  で表す。これらの諸量も  $y$  のみの関数である。この二つの半波長砂州が交互に連続しており、波速  $C$  で移動する。検査面を図-2.17(a)のようにとれば、幾何形状に基づく検査面内の  $dt$  時間後の土砂体積変化量  $\delta V$  は、

$$\begin{aligned}\delta V &= \bar{\eta}(\ell - \ell_1 - Cdt)dy + \bar{\eta}^*(\ell_1 + Cdt)dy - \bar{\eta}(\ell - \ell_1)dy - \bar{\eta}^*\ell_1 dy \\ &= -(\bar{\eta} - \bar{\eta}^*)Cdydt\end{aligned}\quad (2.8)$$

であり、一方、流砂の流出入に基づく  $dt$  時間後の  $\delta V$  は、

$$\delta V = \left\{ \bar{q}_{Bx}^* dydt - \bar{q}_{Bx} dydt - \frac{\partial \bar{q}_{By}}{\partial y}(\ell - \ell_1)dydt + \frac{\partial \bar{q}_{By}^*}{\partial y}\ell_1 dydt \right\} / (1 - \lambda) \quad (2.9)$$

である。したがって、式(2.8)、(2.9)より、

$$(1 - \lambda)(\bar{\eta} - \bar{\eta}^*)C = \bar{q}_{Bx} - \bar{q}_{Bx}^* + \frac{\partial \bar{q}_{By}}{\partial y}\ell - \left( \frac{\partial \bar{q}_{By}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{q}_{By}^*}{\partial y} \right) \ell_1 \quad (2.10)$$

を得る。図-2.17(b)のように検査面をとれば、同様にして、

$$(1 - \lambda)(\bar{\eta}^* - \bar{\eta})C = \bar{q}_{Bx}^* - \bar{q}_{Bx} - \frac{\partial \bar{q}_{By}^*}{\partial y}\ell + \left( \frac{\partial \bar{q}_{By}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{q}_{By}^*}{\partial y} \right) \ell_1 \quad (2.11)$$

となり、式(2.10)の対称関数に相当する。前提条件として、 $\bar{\eta} - \bar{\eta}^*$ あるいは  $\bar{\eta}^* - \bar{\eta}$  は半

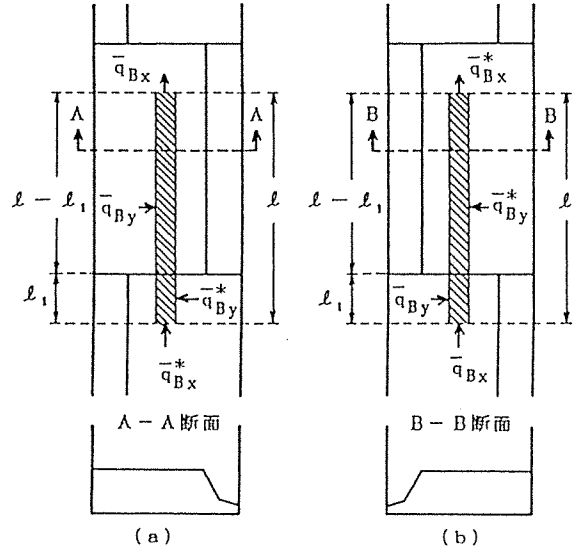


図-2.17 砂州モデル

波長区間で  $y$  のみの関数としているので、式 (2.10) 及び (2.11) において  $l_1 = 0$  となる。実測した  $\bar{q}_{By}$  の横断分布は、図-2.14で示したように  $\bar{q}_{By}(y) \doteq \bar{q}^*_{By}(y)$  と近似できるので、 $\partial \bar{q}_{By} / \partial y + \partial \bar{q}^*_{By} / \partial y \doteq 0$  となり、 $l_1$  は  $\bar{\eta} - \bar{\eta}^*$  あるいは  $\bar{\eta}^* - \bar{\eta}$  には関与しないことがわかる。この時、式 (2.10) を無次元表示すれば、河床横断形状と流砂量関係は

$$\frac{\bar{\eta} - \bar{\eta}^*}{h_m} = \frac{q_B}{(1 - \lambda) C h_m} \left( \bar{q}_{Bx} - \bar{q}^*_{Bx} + \frac{\ell}{B} \frac{\partial \bar{q}_{By}}{\partial Y} \right) \quad (2.12)$$

となる。ここに、 $q_B$  : 下流端で実測した単位幅流砂量、 $Y = y / B$  である。

図-2.13, 14を用い、実測値  $\bar{q}_{Bx}(Y)$  を多項式で近似し、 $\bar{q}_{By}(Y)$  を側壁で0という条件で放物線で近似する。式 (2.12) と実測の半波長平均横断形状より求めた分布を比較したものが図-2.18である。 $\bar{q}_{Bx}$ 、 $\bar{q}_{By}$  に関しては大胆な仮定をしたにもかかわらず、実測値に近い分布形を示している。 $\bar{q}_{By}$  は  $\bar{q}_{Bx}$  に比較して十分小さいが、その分布形は  $\bar{q}_{Bx}$  とともに  $\bar{\eta}$  の分布の決定に重要な要素となることが認められる。側岸での ( $\bar{\eta} - \bar{\eta}^*$ ) は、半波長平均横断形の最大河床高と最低河床高の差を示す (半波長平均の最大高低差)。

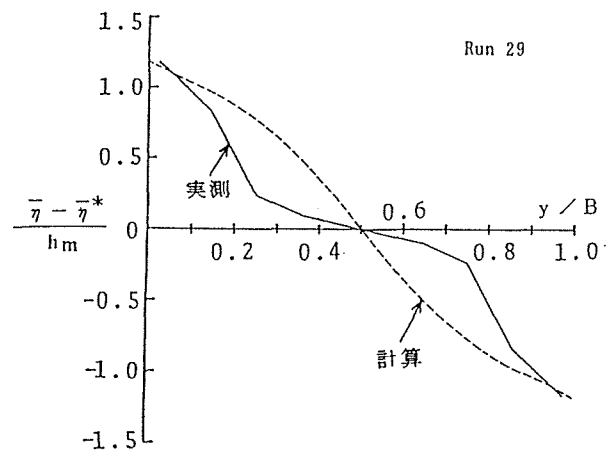


図-2.18 河床横断形状の実測値と計算値の比較

## 2.3 発達過程にある交互砂州上の底面流速分布と流砂量分布<sup>10) 11)</sup>

### 2.3.1 実験方法の概要

用いた実験水路は前節と同じであり、流下しながら発達する砂州上の流砂量とその時の河床横断形状は次のように測定した。移動している砂州先端に水路に沿った鋼尺の0端を常時一致させ、鋼尺目盛上10cm間隔で上流方向に横断形状を測定 (その位置を St. No. 1, 2, ... と表記) して行き、並行してその各河床面をビデオカメラで5秒間撮影した。同一の砂州が平衡状態に達するまで等時間間隔で測定を繰り返した。流砂量分布、砂州長 (砂州半波長)、波高、波速等は前節と同様に求めた。

底面流速の測定は、流砂量分布を測定した砂州と同じ砂州を同一条件で再発生させ、排水後石膏で固定化し、同一流量を通水して河床から3mm位置に設置した直径3mmのプロペラ流速計で行った。流向はタフト法で求めた。

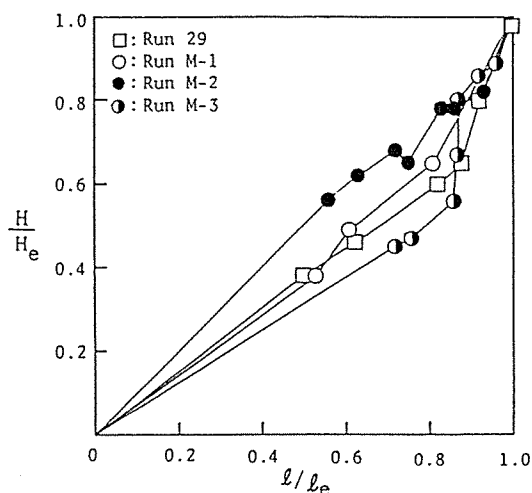
表-2.2 実験条件と測定諸量（砂州形状と流砂量分布の関係）

Run No.	勾配 I	流量 Q (ℓ/s)	平均水深 $h_m$ (cm)	平均粒径 $d_m$ (mm)	砂州長 $l_e$ (cm)	波高 $H_e$ (cm)	波速 $C_e$ (cm/s)	Fr	B/ $h_m$	平均流砂量 $q_B$ (cm <sup>2</sup> /s)	通水時間 $T_e$ (min)	Bed Material
29	1/80	2.25	1.85	1.34	120	2.52	0.23	0.95	16.2	0.094	30	Sand
M-1	1/100	1.75	1.59	1.70	131	2.64	0.33	0.93	18.9	0.107	21	Mesalite
M-2	1/170	1.88	1.96	"	125	1.62	0.20	0.73	15.3	0.045	48	Mesalite
M-3	1/150	1.80	1.89	"	117	1.96	0.23	0.74	15.9	0.059	42	Mesalite

表-2.3 実験条件（砂州形状，流砂量分布，底面流速分布の関係）

流量 Q (ℓ/s)	勾配 I	平均水深 $h_m$ (cm)	平均粒径 $d_m$ (mm)	砂の比重 $\sigma/\rho$	流砂量 $q_B$ (cm <sup>2</sup> /s)
2.25	1/60	1.65	1.42	2.52	0.149

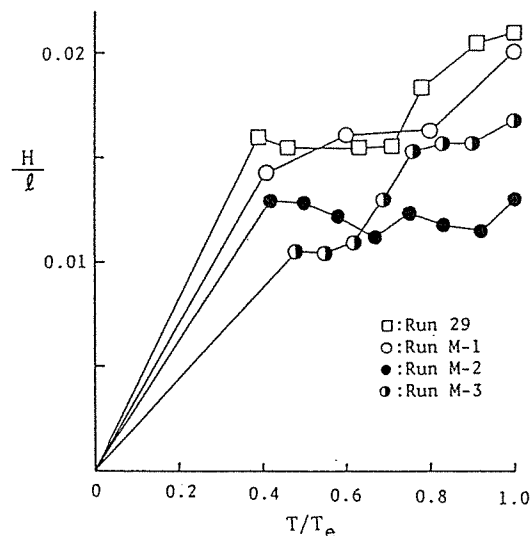
発達過程にある砂州形状と流砂量分布の関係では，前節のRun 29と移動床材料に粒径がほぼ均一な比重1.86のメサライトを用いた4ケースについて実験を行った．その実験条件と測定諸量を表-2.2に示す．添え字eの諸量は平衡時の値である．また，底面流速の測定に際しては同一の交互砂州が再現できる必要があり，予備実験の結果，表-2.3の条件で実験を行った．

図-2.19  $H/H_e$ と $l/l_e$ の関係

### 2.3.2 砂州形状と流砂量分布の関係

発達に伴う波高 $H$ と砂州長 $l$ を無次元波高 $H/H_e$ と無次元砂州長 $l/l_e$ の関係で表したのが図-2.19である．各Runとも $l/l_e \geq 0.5$ であり，藤田・村本・堀池<sup>5)</sup>が示した発達過程の第2段階即ち，砂州長は一定値のまわりを波状変化するが波高は増大を続け平衡状態に達するまでの段階，を追跡したことに相当する．

この段階では，図-2.20で明かのように波高・砂州長比（波形勾配の2倍） $H/l$ は砂州が発達するに従って増加する．第3章で詳述するように

図-2.20  $H/l$ の経時変化

池田<sup>12)</sup>の砂州形成領域区分の無次元パラメータ,  $u_* / u_{*c} (=1.76)$  と  $BI / h_m (=0.2)$  を一致させたRun29とRunM-1の砂州形状は図-2.19, 20のとおりほぼ相似となる。RunM-1は河床粒子の移動速度が大きくビデオによる読み取りが不可能であったので, 以下では, Run29とM-3を代表例として考察する。

図-2.21は平均河床面からの高低差で表した河床等高線図上に流砂量ベクトルを示したものである。また, 縦・横断方向最大流砂量発生位置(それぞれ○, △印, 横断方向流砂量は左岸から右岸に向かうものを正とし, 負の場合は▲印)及び半波長区間の横断面内最大高低

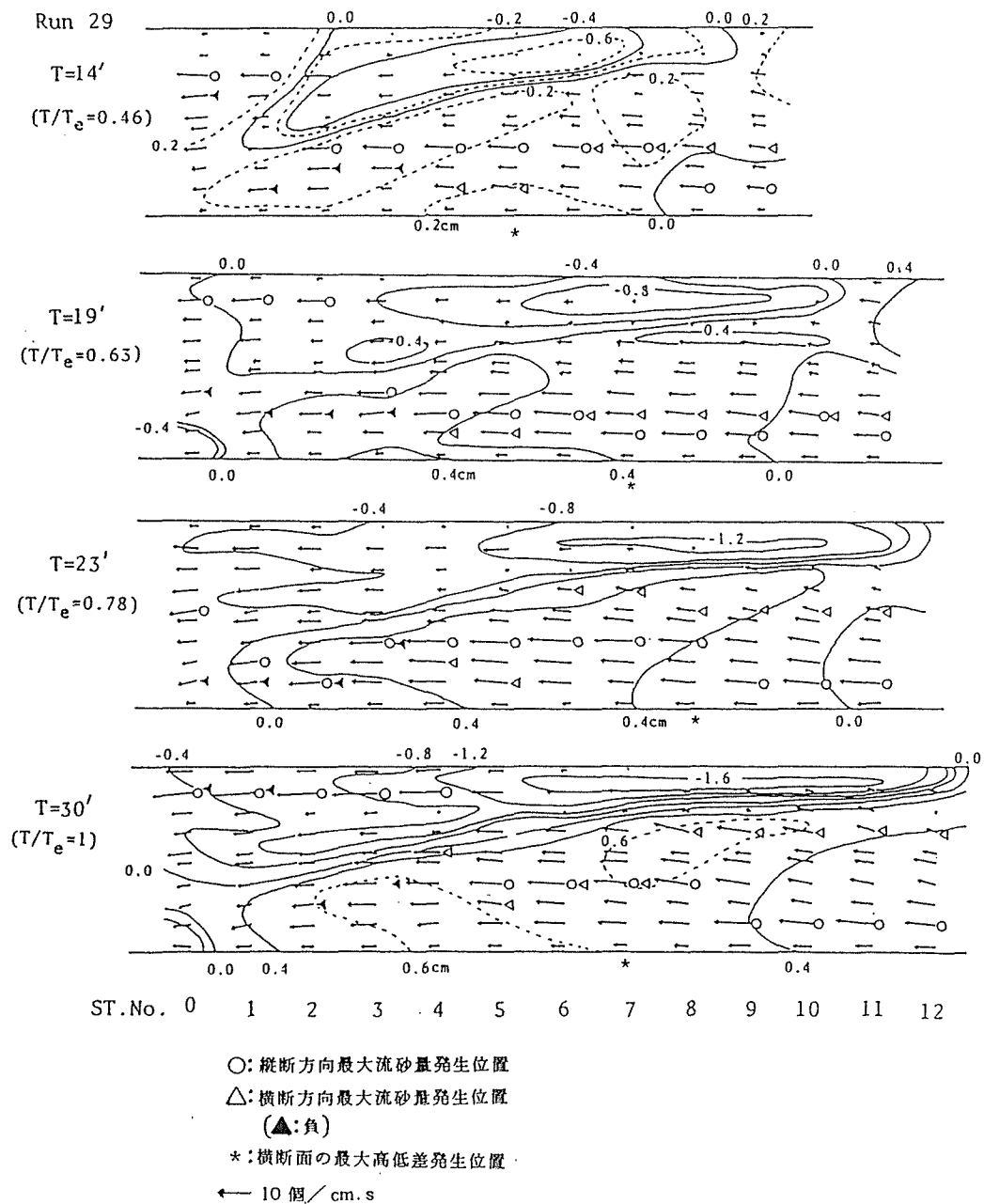


図-2.21 発達過程の砂州形状と流砂量ベクトル (Run 29)

差（波高）発生位置（\*印）も示してある．砂州前縁の平面形状は，Run29では $T = 14$ 分で直線状を呈し，19分以降は砂州先端から砂州長の約5割上流位置を境に下流側で円弧状に張り出す．一方，RunM-3では平衡状態に達してもなお直線状が持続している．瀬となる堆積域の河床上昇は両Runとも大差なく，瀬となる洗掘域の河床低下はRun29で著しい．

最大洗掘箇所は両Runとも洗掘域の上流側に固定し，Run29ではこの箇所を横切る位置に河床横断面の最大高低差が現れる．最大洗掘箇所に面した前縁斜面の勾配は発達に伴って増大し，平衡時には水中安息角にほぼ等しくなる．この部分に流送された土砂は前縁斜面勾配に

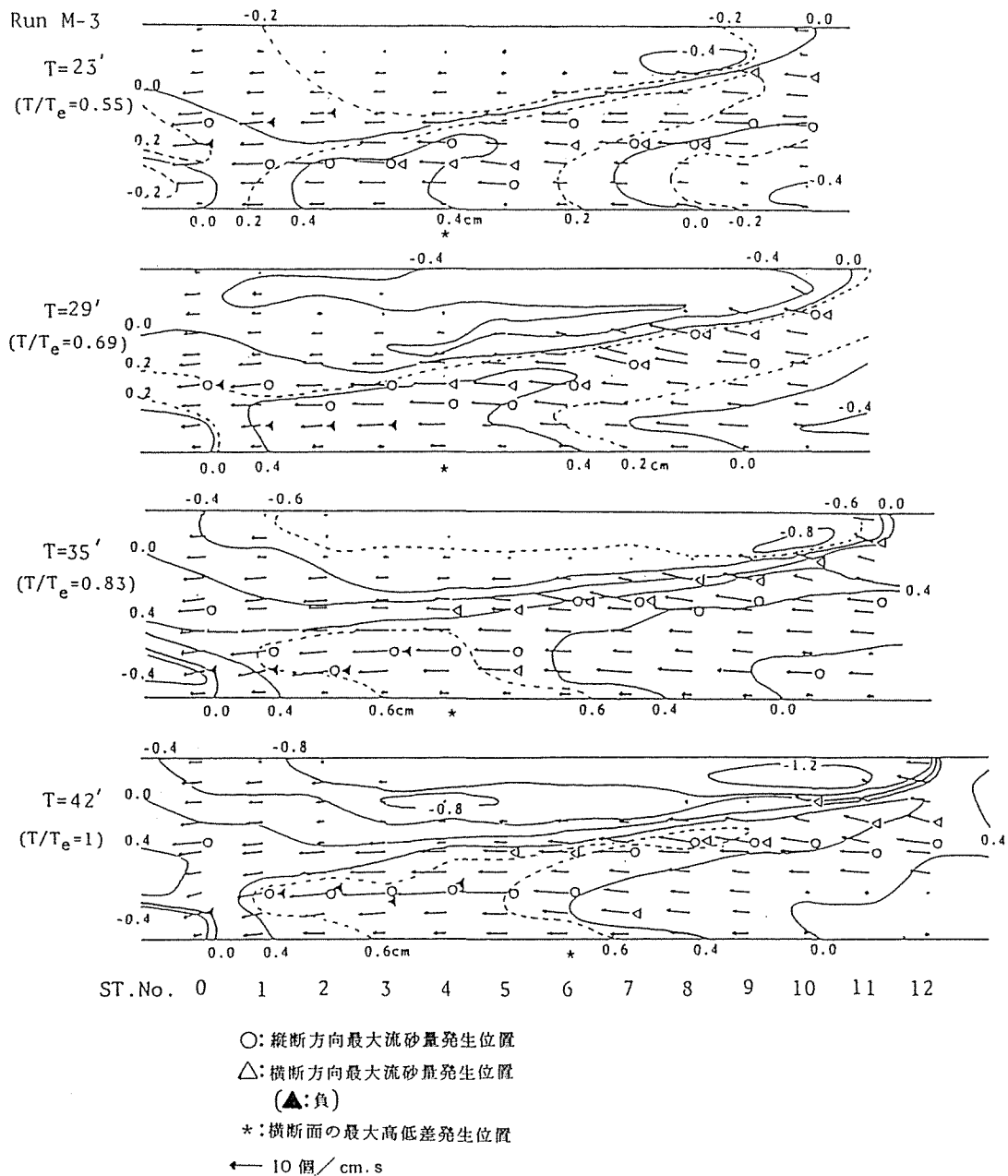


図- 2.21 発達過程の砂州形状と流砂量ベクトル (Run M-3)

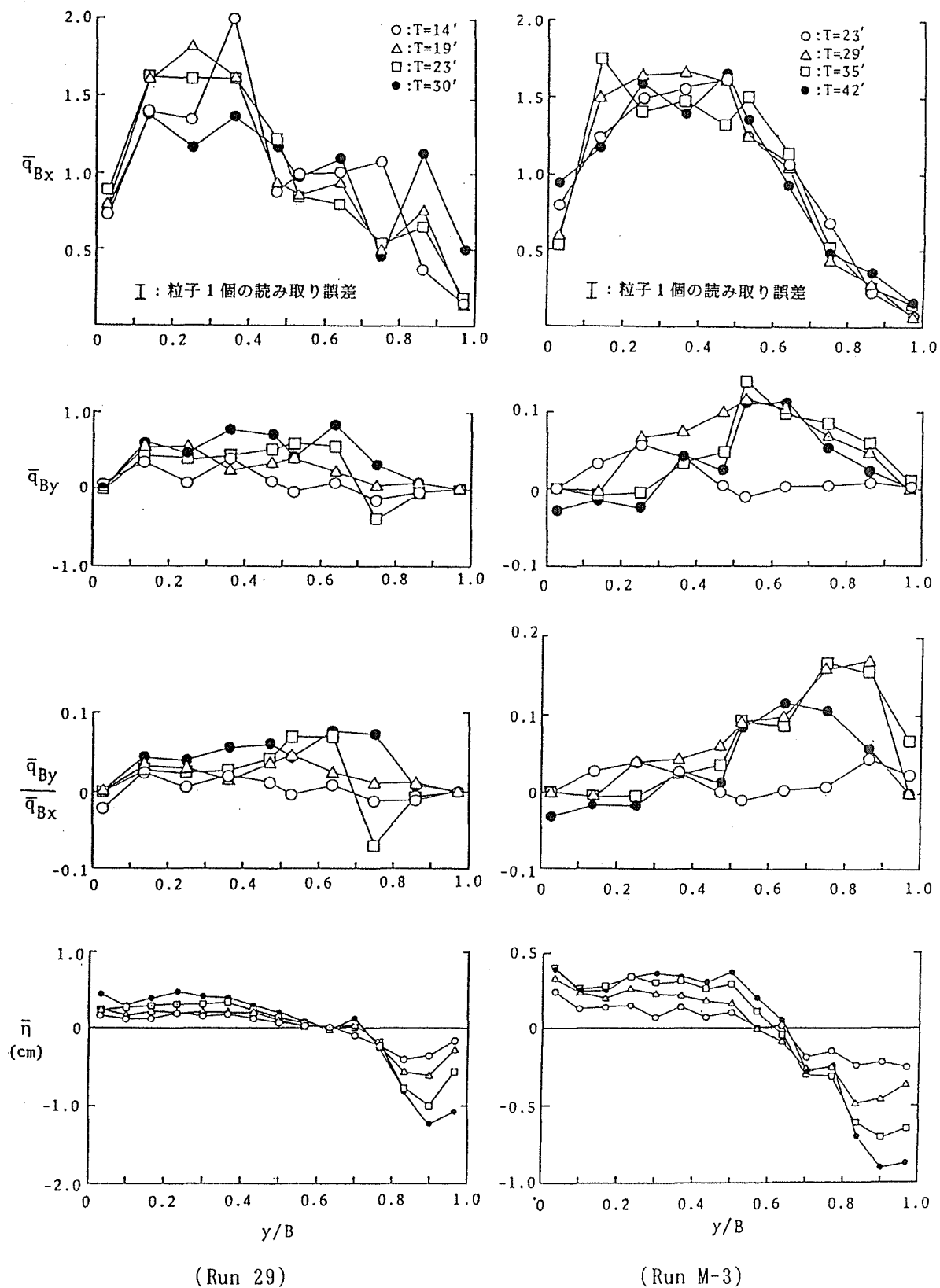


図-2.22 砂州半波長平均の流砂量分布と河床横断形状

支配されて埋め戻しのみに寄与する。流砂量は両Runとも瀬の部分で大きく、淵の部分で小さい。

Run29では  $T = 19$  分に砂州先端部の対岸寄りに側壁に平行なridgeが発生し、平衡時まで存続したが、平衡時の○印を連ねた線は井口<sup>13)</sup>が固定した砂州上で測定した流心線とよく一致する。この対応がRunM-3においても成り立つとすれば、RunM-3は29に比べて水流の蛇行が弱く、上流砂州の洗掘部から流送される土砂は一樣な埋め戻しや砂州長、波高の増大に寄与し、前縁の張り出しが現れないと考えられる。

メサライトは砂に比して比重、水中安息角が小さく、流れに対する追随性も高い。河床材料あるいは流れのフルード数の違いが前縁平面形状等の相違となって現れるのか今後検討する必要がある。

つぎに、前節と同様に発達過程にある砂州についても横断形状、流砂量分布等の半波長にわたる平均化を行い、その特性を検討する。

図-2.22は半波長区間で平均した縦断方向平均流砂量 $\bar{q}_{Bx}$ 、横断方向平均流砂量 $\bar{q}_{By}$ 、流砂の平均移動方向 $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ 及び平均河床高 $\bar{\eta}$ の横断分布を示したものである。 $\bar{q}_{Bx}$ 、 $\bar{q}_{By}$ はそれぞれ横断方向にとった10測線の縦・横断方向に移動する河床粒子数の半波長区間平均値を、縦断方向に移動する全測点粒子数の半波長区間平均値（この値は発達各段階を通してほぼ一定でRun29で6.7、M-3で5.9個/cm・sec）で割った無次元流砂量である。yは左岸からの位置である。

$\bar{q}_{Bx}$ の分布形は、図に挿入した粒子1個の読み取り誤差表示を考慮すれば、平衡状態に達するまでほぼ同一であると見なせ得る。Run29の平衡時の分布形が偏平化し特異な形となっているのはridgeによる水流の分流作用に起因している。 $\bar{q}_{Bx}$ と $\bar{\eta}$ との分布形の相似性は平衡時にほぼ成り立つ。 $\bar{q}_{By}$ は発達するにつれて増大する傾向を示し、平衡時は水路の中心軸に関してほぼ対称な分布形となる。したがって、 $\bar{q}_{By}$ の微増が砂州の発達に大きく関わっていると考えられる。 $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ の分布形は発達初期では全断面にわたって流砂の流下方向の直進性が強く、発達に伴って流砂の移動方向は大きくなることを示している。

半波長平均の河床横断面の最大高低差（ $\bar{\eta}$ の最大値と最小値の差）を $H_m$ とし、実測波高 $H$ との関係を図-2.23に示す。各Run、発達全過程で次式の関係が成り立つ。

$$H_m = (2/3) H \quad (2.13)$$

このことは、十分発達して平衡に達した砂州も発達過程にある砂州も、形状はほぼ相似であると言える。

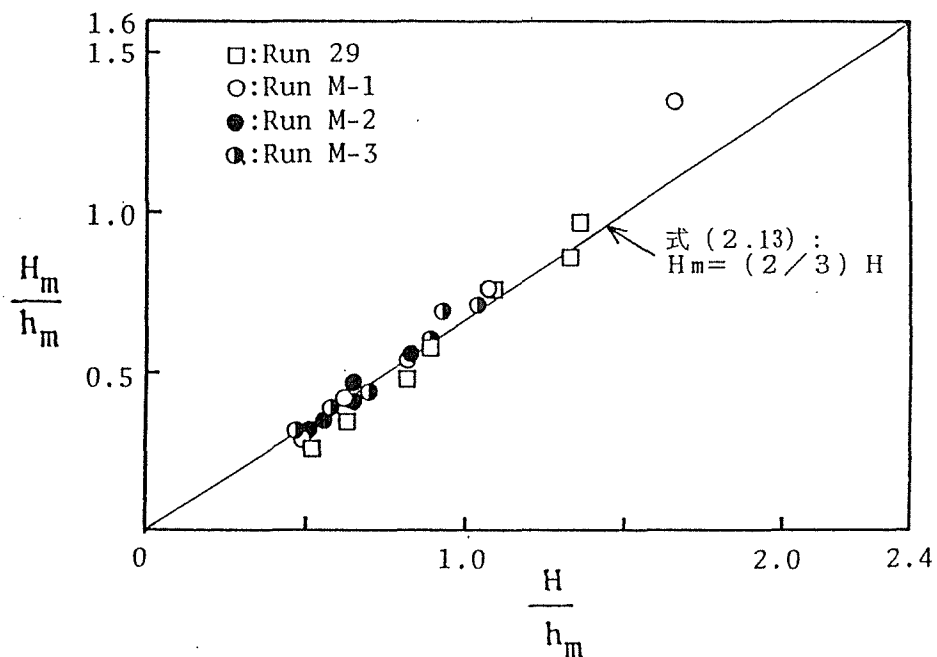


図-2.23 半波長平均波高  $H_m$  と波高  $H$  の関係

### 2.3.3 底面流速分布と流砂量分布

表-2.3の実験条件で形成された交互砂州の波高、砂州長の経時変化を図-2.24、測定値を表-2.4に示す。砂州長については上・下流側砂州長に対しても図示してある。14分までの当該砂州の長さは上・下流側砂州長との差、即ち、波速差によって増大することが分かる。14分以降、砂州長はほぼ一定値となるが、波高は増大し続けて20分で最大となり、砂州は平衡状態に達する。

平衡時の底面付近の流速ベクトルと流砂量ベクトル及び河床横断面形状を図-2.25に示す。一点鎖線は砂州前縁線であり、河床横断面図は平均河床面をSt. No.表記位置にとって図示した。流速ベクトルの方向と流砂量ベクトルの方向は、前縁斜面付近を除いてほぼ一致する。前縁斜面付近ではその斜面勾配に起因する重力効果によって流砂量ベクトルの方向は流速ベクトルの方向より大きく横断方向にずれる。

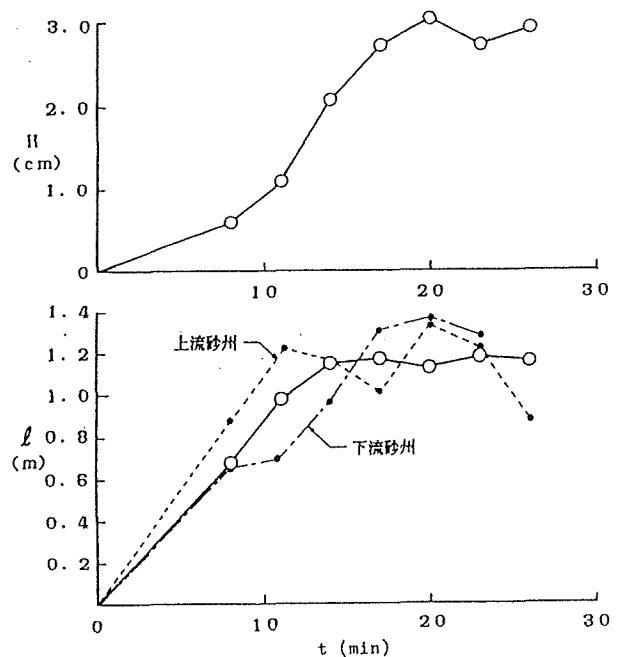


図-2.24 波高  $H$  と砂州長  $l$  の経時変化



発達過程における底面流速及び流砂特性を詳細に見るために、流速、流砂量両ベクトルの縦断成分 ( $v_x, q_{Bx}$ ) と横断成分 ( $v_y, q_{By}$ ) の時空間分布を図-2.26に示す。 $v_x, v_y$ と $q_{Bx}, q_{By}$ はそれぞれ半波長区間の縦断方向の平均底面流速と平均流砂量で割った無次元量で図示した。前節と同様に横断成分は右岸向きを正としている。○印は各断面における $v_x$ の最大値発生位置を示す。17分、20分では先端部寄りで $v_x$ はダブルピークを呈し、△印で付記した。

表-2.4 発達過程の砂州の特性値

通水時間 $t$ (min)	砂州長 $l$ (cm)	波高 $H$ (cm)	波速 $C$ (cm/sec)
8	69	0.60	0.71
11	98	1.10	0.52
14	115	2.08	0.39
17	117	2.74	0.31
20	113	3.04	0.35
23	118	2.72	
26	116	2.92	

○印に注目すれば、砂州長増大時の8分、11分では砂州長の5割位置の前縁を横切って左岸寄りから右岸寄りに移るが、前縁法肩と法尻の $v_x$ の差も小さく、流速、流砂とも流下方向への直進性が強い。8分、11分では $v_x$ と $q_{Bx}$ の最大値発生位置は一致せず、 $q_{Bx}$ の最大値は水路中心軸寄りに発生する。14分では先端部を除き、上流側 (St.No. 6~11) で $v_x$ と $q_{Bx}$ の最大値発生位置は一致し、17分では全体を通してほぼ完全に一致して $v_x$ と $q_{Bx}$ の横断分布

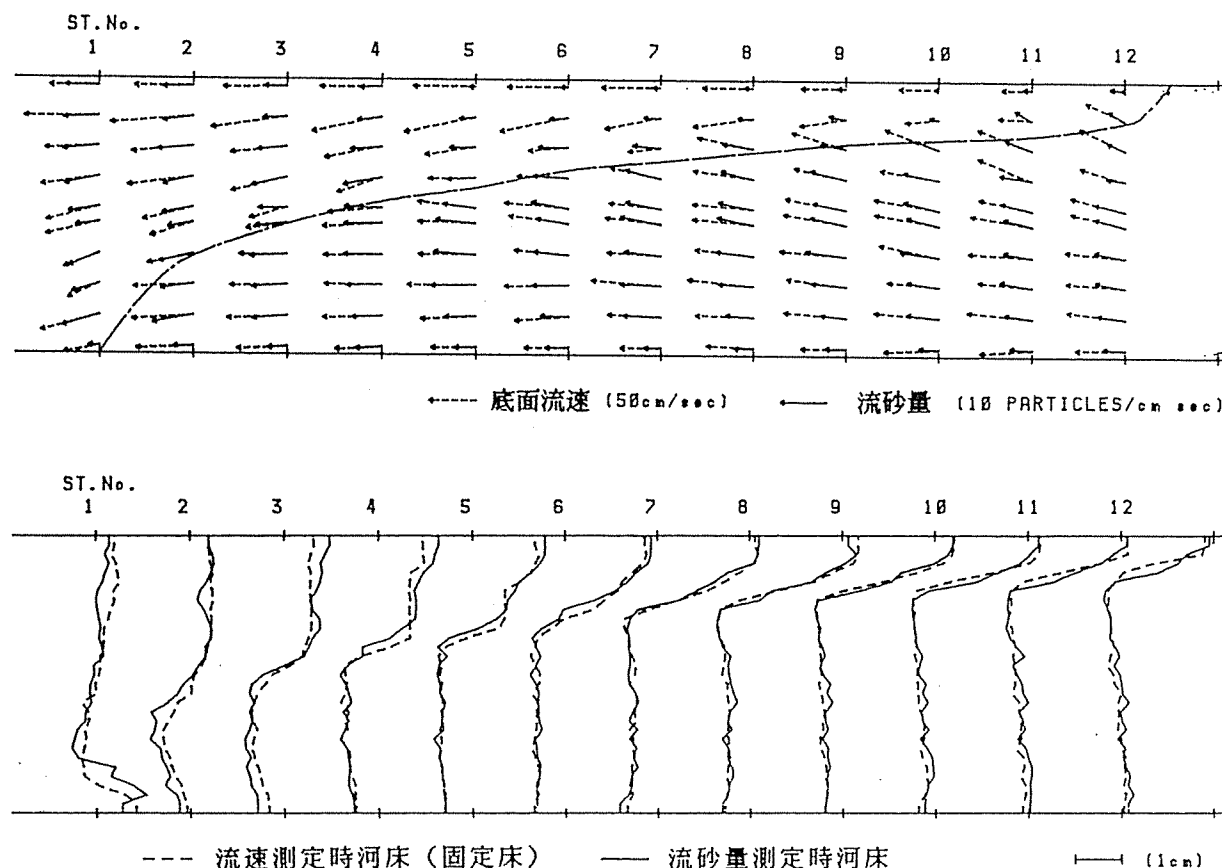
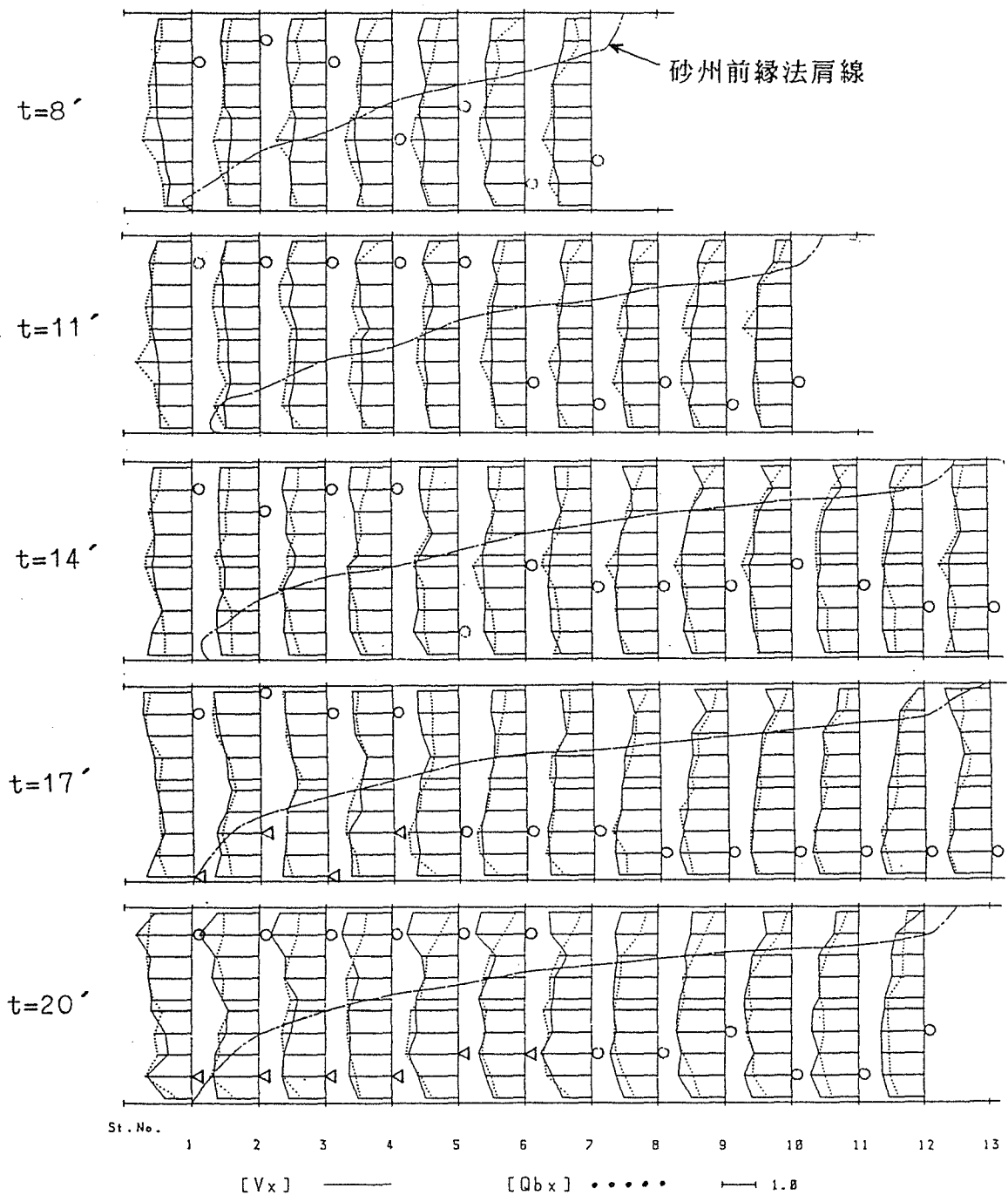


図-2.25 底面流速ベクトルと流砂量ベクトルの平面分布と河床横断形状 ( $t=20$ 分)

形は相似となる。

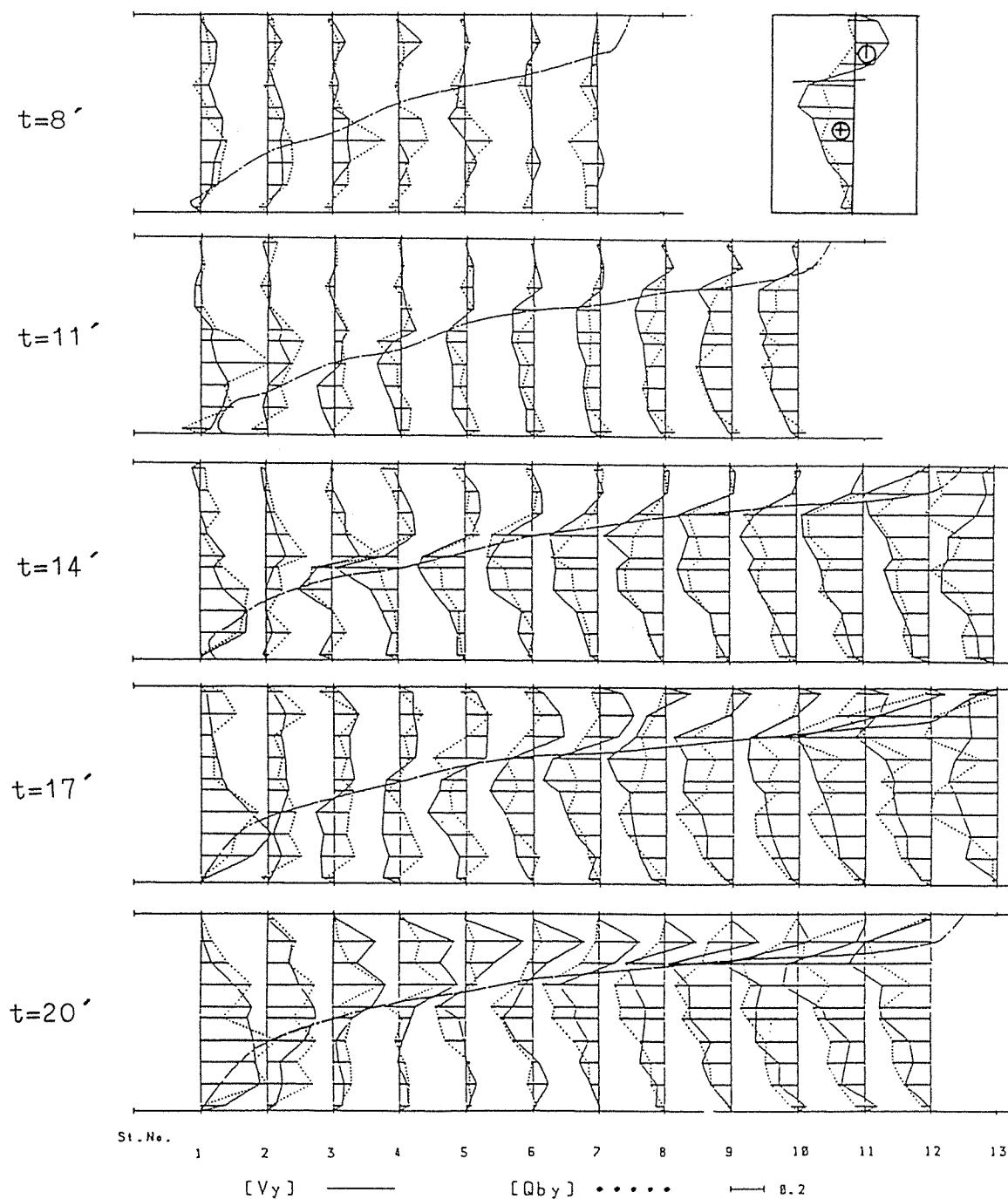
この現象は次のように説明できる。前述のように、砂州長増大時は下流砂州、当該砂州、上流砂州の順に波速が小さく、当該砂州上の流砂は下流砂州との波速差によって背斜面勾配の小さい水路中心軸寄りで最大となる。14分では図-2.24から分かるように上流砂州長と当



(縦断成分)

図-2.26 砂州上の底面流速，流砂量の縦・横断成分の平面分布

該砂州長が等しくなり、波速差が無くなることで当該砂州区間の上流域で  $v_x$  と  $q_{bx}$  の対応がよくなる。次いで下流砂州長が増大して3砂州長が等しくなり、17分で上・下流砂州との波速差の無い当該砂州上の  $v_x$  と  $q_{bx}$  の分布形は相似となる。20分では、砂州長がわずかに減少するが、 $v_x$  と  $q_{bx}$  の対応はよい（右岸から1，2番目測線の  $v_x$  が極端に大きいのは、石膏



(横断成分)

図-2.26 砂州上の底面流速，流砂量の縦・横断成分の平面分布

河床面の補修で滑面化を呈したためである)。

$v_y, q_{By}$ は $v_x, q_{Bx}$ に比べて十分に小さい。砂州長増大時の各断面では一方向性が強く、14分に前縁法肩付近で $v_y, q_{By}$ は最大となり、先端部寄りで前縁線を境に2方向を持つ横断分布形が顕著に現れる。それは17分で回転対称な分布形となって波高増大に寄与し、20分では負の一方向性が卓越した分布形となって波高減少の兆候が現れている。このように、 $v_y, q_{By}$ の分布の変化は、砂州形状が平衡に達する過程に密接に関係する。

## 2.4 結 語

十分に発達した平衡時の交互砂州の形状と流砂量分布の関係を定量的に把握するために、詳細な実験を行い、砂州を単純な形状にモデル化して理論的考察も加えて、次のような結論を得た。

- (1) 平衡状態にある砂州上の平均流砂量は波速と波高を与えることによって推定できる。
- (2) 平衡状態にある砂州の横断形状の縦断変化は式(2.1)によって概ね把握できる。
- (3) 縦断方向流砂量は水深の小さい瀬の部分で大きく、水深の大きい淵の部分で小さい。その最大値は、砂州先端から砂州半波長の6割の位置を境に、その上流側では砂州前縁と反対の側壁寄りに、下流側では水路中央部付近に発生する。
- (4) 横断方向流砂量は砂州前縁法肩付近で最大となり、水路軸から測定した流砂ベクトルの偏倚角は前縁斜面上で最大となる。
- (5) 砂州の縦横断形状が半波長ごとに繰り返されることに着目し、半波長平均の横断形状、流砂量分布について考察した。その結果次のことが明らかになった。 $\bar{q}_{Bx}$ と $\bar{\eta}$ の分布は相似となる。 $\bar{q}_{By}$ は $\bar{q}_{Bx}$ に対して十分小さいが、その横断分布は $\bar{q}_{Bx}$ と共に $\bar{\eta}$ の分布の決定に重要な要素となる。

砂 (Run 29) とメサライト (Run M-3) による交互砂州の発達過程の実験では、次の事項が明らかになった。

- (6) Run 29の砂州前縁線は発達に伴って円弧状に張り出す。一方、Run M-3では平衡に達してもなお直線状を維持する。
- (7) 両Runとも瀬となる堆積域の河床上昇は大差なく、淵となる洗掘域の河床低下はRun 29で著しい。
- (8) 両Runとも、 $\bar{q}_{Bx}$ の分布形は平衡状態に達するまでほぼ同一であり、平衡時に $\bar{q}_{Bx}$ と $\bar{\eta}$ の分布は相似となる。

(9) 両Runとも、 $\bar{q}_{By}$ は発達につれて増大し、平衡時には水路の中心軸に関してほぼ対称な分布となる。この $\bar{q}_{By}$ の微増が砂州の発達に大きく寄与する。

(10) したがって、流砂の移動方向 ( $\bar{q}_{By}/\bar{q}_{Bx}$ ) は発達初期で流下方向への直進性が強く、発達に伴って偏倚角は大きくなる。

(11) 発達中、平衡時を問わず、砂州半波長平均の波高  $H_m$  ( $\bar{\eta}$  の最大値と最小値の差) と波高  $H$  との関係は、経験式 (2.13) で表される。このことは、砂州形成の実験条件に拘らず、形成された砂州同士はほぼ相似であることを意味する。

底面流速分布と流砂量分布の関係では、次の結論を得た。

(12) 平衡時においては、底面流速ベクトルの方向と流砂量ベクトルの方向は、前縁斜面付近を除いてほぼ一致する。前縁斜面付近では、河床の横断勾配に起因する重力の作用によって流砂量ベクトルの方向が、流速ベクトルの方向に対して河床の低位方向へ偏倚する。

(13) 平衡時においては、縦断方向底面流速  $v_x$  の場所的变化が小さい。また、深掘れ部を除いて、横断方向流砂量  $q_{By}$  の分布は横断方向底面流速  $v_y$  の分布とほぼ一致する。

(14) 発達過程では、 $v_x$  の分布には大きな差は認められないが、 $v_y$  の分布には著しい差が現れる。

## 参 考 文 献

- 1) 木下良作：石狩川河道変遷調査，科学技術庁資源局資料，第36号，138p，1961.
- 2) 藤田裕一郎：沖積河川の流路変動に関する基礎的研究，京都大学学位論文，210p，1980.
- 3) 長谷川和義・山岡勲：発達した交互砂州の性状に関する実験と解析，第26回水理講演会論文集，pp.31-38，1982.
- 4) 福岡捷二・山坂昌成：河床形状・流れ・流砂量の非線形関係を考慮した交互砂州の平衡波高の理論，土木学会論文集，第357号／Ⅱ-3，pp.45-54，1985.
- 5) 藤田裕一郎・村本嘉雄・堀池周二：交互砂州の発達過程に関する研究，京都大学防災研究所年報，第24号B-2，pp.1-21，1981.
- 6) 福岡捷二・内島邦秀・山坂昌成・早川博：交互砂州上の流砂量分布，第27回水理講演会論文集，pp.697-702，1983.
- 7) Fukuoka, S. and K. Uchijima : Distribution of Sediment Transport Rate over Alternate Bars, Proceedings of the Fourth International Symposium on River Sedimentation, pp.811-818, 1989.

- 8) 例えば, 辻本哲郎: 掃流過程の確率モデルとその移動床問題への応用, 京都大学学位論文, 174p, 1978.
- 9) Kishi, T : Bed forms and hydraulic relations for alluvial streams, In H.W.Shen and H.Kikkawa (eds), Application of Stochastic Processes in Sediment Transport ( Chapter 5 ), Water Resources Publications, pp.5-1~5-32, 1980.
- 10) 内島邦秀・早川博: 交互砂州の発達過程における形状と流砂量分布, 土木学会北海道支部論文報告集, 第40号, pp.133-138, 1984.
- 11) 内島邦秀・早川博: 交互砂州の発達に伴う底面流速分布と流砂量分布, 土木学会第40回年次学術講演会講演概要集, 第2部, pp.433-434, 1985.
- 12) 池田宏: 実験水路における砂礫堆とその形成条件, 地理学評論, 第46巻, 第7号, pp.435-451, 1973.
- 13) 井口昌平: 砂礫堆の形成に関する水理学的考察, 東京大学生産技術研究所報告, 第14巻, 第5号, pp.259-323, 1965.

### 第3章 交互砂州河床河川の移動床歪模型の相似則に関する研究<sup>1)</sup>

#### 3.1 概 説

河川を対象とする移動床模型実験では、流れによって砂粒が流送され、流れと河床の境界が変化することから、流れによる境界面の変化及び境界の変化に応じた流れの変化に焦点を当てて相似条件を確立することが必要である。

河川模型では固定床、移動床に関わらずフルード相似を成立させることが鉄則であるが、後者では底質材料の選定が適切であっても原型と異なる河床形態が発生する場合があります。粗度調整に困難を来たしてフルード相似が成り立たなくなる。このため、移動床では河床面の相似と流砂量の相似が加わることになる。

1950年代からの土砂水理学の進歩に伴い流砂量について定式化され、移動床歪模型の相似則についての理論的検討がEinstein・Chien<sup>2)</sup>、河村<sup>3)</sup>によって行われた。1960年代に入り、小規模河床波の形成領域区分が明確になるに従い、河床波相似も考慮して足立<sup>4)</sup>、Zwanborn<sup>5)</sup>が理論的に考察している。河村は歪比2で流砂量の検証を、Zwanbornは最大3程度の歪比で河道湾曲部凹岸の洗掘状況について検証を行い、ともに妥当な結果を得ている。

模型を歪ませる理由は、粘性による種々の効果を除くために水深を大きくすることと、底質材料が動き易く、また粗度を調節することにある。従来の歪模型実験では、歪による影響を解明しようとする方向ではなく、検証目的によってどの程度まで歪が許容され得るかという観点から歪比の限界が提示されているように思われる。

以上のような小規模河床波を伴う移動床水理の相似則の発展と共に、1970年代に入って井口・吉野<sup>6)</sup>、西谷・吉野・牧野<sup>7)</sup>は無歪模型実験によって中規模河床波である交互砂州の再現をフルード相似と無次元掃流力を原型と模型で一致させる手法で成功させた。

1970年代から1980年代前半にかけて中規模河床波の形成領域区分が数多く提案され、黒木・岸・荒井<sup>8)</sup>は彼らの領域区分図を考慮した無歪のフルード模型実験を行い河床形の検証で良好な結果を得た。木下<sup>9)</sup>はフルード相似にこだわらず、池田<sup>10)</sup>の領域区分の無次元パラメータを原型と模型で一致させる歪模型実験によって相似な河床平面形状を得ることを示したが、河床の縦横断形状については検証していない。この研究が発端となって、玉井<sup>11)</sup>、三輪<sup>12)</sup>は、池田の領域区分図の無次元パラメータを原型と模型で一致させることが砂州河床の相似則として有効であることを理論的に検討している。

このような成果を踏まえたとき、中規模河床波に関しては、積極的に大きく歪ませた模型実験から歪比を考慮して原型砂州形状を予測することが可能なように思われる。

本章では、中規模河床波に関する従来の砂州形成領域区分図の無次元パラメーターから歪模型の水理相似則を求めると共に砂州形状の相似則を導く。これを検証するために単列交互砂州の歪模型実験を行い、砂州形状を砂州波高、砂州長で代表させ、歪模型の形状相似則が成り立つことを示す。

### 3.2 砂州形成領域区分図のパラメーターに基づいた相似則

中規模河床波の形成領域区分についての先駆けは、井口・鮎川<sup>13)</sup>、鮎川<sup>14)</sup>の研究である。彼らは、規模が異なる二つの移動床水路が歪相似の関係にあると考えて支配的無次元パラメーターを見出し、主として小規模河床波と中規模河床波の区分を検討した。池田<sup>10)</sup><sup>15)</sup>も同様な考えでまた別の支配パラメーターを導くと共に、中規模河床波の実験データと実河川データの蓄積を計って、4つのタイプに分類した中規模河床波の区分も提案している。

これらの研究に続いて、次元解析あるいは安定理論解析によって、岸・黒木・今泉<sup>16)</sup>、Parker<sup>17)</sup>、玉井・長尾・三国<sup>18)</sup>、村本・藤田<sup>19)</sup>、林・尾崎<sup>20)</sup>、泉・池谷・伊巻<sup>21)</sup>、三輪<sup>12)</sup>、黒木・岸<sup>22)</sup>、山口<sup>23)</sup>がそれぞれ領域区分図を提唱している。

砂州形成領域区分図の両軸の無次元量は砂州形成に関して第一義的に重要な量であって、これらの無次元量を原型と模型で一致させるという相似条件から相似則を導くことができる。上記の数多くの領域区分図のうちで、歪模型に適した無次元パラメーターを採用している表-3.1に示す次の5ケースを考察の対象とした。鮎川<sup>14)</sup>と池田<sup>10)</sup>及び岸・黒木・今泉<sup>16)</sup>の  $u_* / u_{*c} \sim B \cdot I / h$ 、玉井・長尾・三国<sup>18)</sup>の  $u / u_{*c} \sim B \cdot I / h$ 、林・尾崎<sup>20)</sup>の  $Fr \sim B \cdot I / h$ 、三輪<sup>12)</sup>の  $\tau_* \sim Fr^2 \cdot B / h$ 、黒木・岸<sup>22)</sup>の  $\tau_* \sim B \cdot I^{0.2} / h$ 、ここで、 $u_*$ ：摩擦速度、 $u_{*c}$ ：限界摩擦速度、 $B$ ：水路幅、 $I$ ：水路勾配、 $h$ ：平均水深、 $u$ ：平均流速、 $Fr$ ：フルード数、 $\tau_*$ ：無次元掃流力 である。これらの無次元パラメーターに基づいて砂州河床河川の移動床歪模型の水理相似則と単列交互砂州の形状相似則を以下で導く。

#### 3.2.1 歪模型の水理相似則

水理量の（原型値／模型値）を縮尺比、その逆数を縮尺と定義する。以下、原型値、模型値及び縮尺比をそれぞれ添え字  $p$ 、 $m$ 、 $r$  で表す。例えば、原型水深を  $h_p$ 、模型水深を  $h_m$  としたとき、水深の縮尺比は  $h_r = h_p / h_m$  であり、縮尺は  $1 / h_r$  となる。次に、水平方向



表-3.1 砂州形成領域区分図のパラメーターに基づく歪模型の水理相似則

領域区分図提唱者		註川(1972), 池田(1973) 岸・黒木・今泉(1975)	玉井・長尾・三国 (1978)	林・尾崎 (1978)	三 輪 (1983)	黒木・岸 (1984)	式番号
相 似 条 件 式		$(u_* / u_{*c})_r = 1$ $\tau_{xy} = h_r \cdot I_r \cdot s_r^{-1} \cdot d_r^{-1} = 1$ $(B \cdot I / h)_r = 1$ $B_r \cdot I_r \cdot h_r^{-1} = 1$	$(u / u_{*c})_r = 1$ $u_r \cdot s_r^{-1/2} \cdot d_r^{-1/2} = 1$ $(B \cdot I / h)_r = 1$ $B_r \cdot I_r \cdot h_r^{-1} = 1$	$Fr_r = 1$ $u_r \cdot h_r^{-1/2} = 1$ $(B \cdot I / h)_r = 1$ $B_r \cdot I_r \cdot h_r^{-1} = 1$	$\tau_{xy} = 1$ $h_r \cdot I_r \cdot s_r^{-1} \cdot d_r^{-1} = 1$ $(Fr^2 \cdot B / h)_r = 1$ $u_r^2 \cdot h_r^{-2} \cdot B_r = 1$	$\tau_{xy} = 1$ $h_r \cdot I_r \cdot s_r^{-1} \cdot d_r^{-1} = 1$ $(B \cdot I^{0.2} / h)_r = 1$ $B_r \cdot I_r^{1/5} \cdot h_r^{-1} = 1$	(3.1) (3.1') (3.2) (3.2')
相 似 則	歪 比 n	$n = L_r / y_r = B_r / h_r$	$n = L_r / y_r = B_r / h_r$	$n = L_r / y_r = B_r / h_r$	$n = L_r / y_r$	$n = L_r / y_r$	(3.4)
	水深縮尺比 $h_r$	$h_r = n^{-1} \cdot L_r$	$h_r = n^{-1} \cdot L_r$	$h_r = n^{-1} \cdot L_r$	$h_r = s_r^{1/3} \cdot n^{-2/3} \cdot L_r$	$h_r = n^{-1/5} \cdot L_r$	(3.5)
	粒径縮尺比 $d_r$	$d_r = s_r^{-1} \cdot n^{-2} \cdot L_r$	$d_r = s_r^{-3/4} \cdot n^{-7/4} \cdot L_r$	$d_r = n^{-4} \cdot L_r$	$d_r = s_r^{-2/3} \cdot n^{-5/3} \cdot L_r$	$d_r = s_r^{-1} \cdot n^{-6/5} \cdot L_r$	(3.6)
	勾配縮尺比 $I_r$	$I_r = n^{-1}$	$I_r = n^{-1}$	$I_r = n^{-1}$	$I_r = n^{-1}$	$I_r = n^{-1}$	(3.7)
	流速縮尺比 $u_r$	$u_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-5/6} \cdot L_r^{1/2}$	$u_r = s_r^{1/8} \cdot n^{-7/8} \cdot L_r^{1/2}$	$u_r = n^{-1/2} \cdot L_r^{1/2}$	$u_r = s_r^{1/3} \cdot n^{-2/3} \cdot L_r^{1/2}$	$u_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-13/30} \cdot L_r^{1/2}$	(3.8)
	流量縮尺比 $Q_r$	$Q_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-11/6} \cdot L_r^{5/2}$	$Q_r = s_r^{1/8} \cdot n^{-15/8} \cdot L_r^{5/2}$	$Q_r = n^{-3/2} \cdot L_r^{5/2}$	$Q_r = s_r^{2/3} \cdot n^{-4/3} \cdot L_r^{5/2}$	$Q_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-19/30} \cdot L_r^{5/2}$	(3.9)
	時間縮尺比 $t_r$	$t_r = s_r^{-1/6} \cdot n^{5/6} \cdot L_r^{1/2}$	$t_r = s_r^{-1/8} \cdot n^{7/8} \cdot L_r^{1/2}$	$t_r = n^{1/2} \cdot L_r^{1/2}$	$t_r = s_r^{-1/3} \cdot n^{2/3} \cdot L_r^{1/2}$	$t_r = s_r^{-1/6} \cdot n^{13/30} \cdot L_r^{1/2}$	(3.10)
	Fr数縮尺比 $Fr_r$	$Fr_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-1/3}$	$Fr_r = s_r^{1/8} \cdot n^{-3/8}$	$Fr_r = 1$	$Fr_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-1/3}$	$Fr_r = s_r^{1/6} \cdot n^{-1/3}$	(3.11)
備 考		軽量河床材料を用いることによってフルード相似の歪模型実験は可能。	実際には歪模型実験は不可能。	軽量河床材料を用いること によってのみ歪模型実験は 可能。	軽量河床材料を用いることによってフルード相似の歪模型実験 は可能。また、水路勾配の歪と水路幅に対する水深の歪が異なる。		—

縮尺比を  $L_r$ ，鉛直方向縮尺比を  $y_r$  として表-3.1 の式 (3.4) のように歪比  $n$  を  $n = L_r / y_r$  と定義する。これによれば，水路勾配の縮尺比  $I_r$  は，式 (3.7) のように  $I_r = n^{-1}$  となる。さて，領域区分図の無次元パラメーターを原型と模型で一致させるということは，縮尺比の定義から，そのパラメーターの縮尺比を 1 とすることであり，したがって，相似条件式は表-3.1 の式 (3.1)，(3.2) となる。

河床材料粒子の平均粒径及び水中比重をそれぞれ  $d$ ， $s$ ，重力加速度を  $g$  とすれば， $\tau_*$ ， $u_*$  及び  $Fr$  の縮尺比は，それぞれ， $\tau_{*r} = u_{*r}^2 / (s_r g_r d_r) = h_r I_r / (s_r d_r)$ ， $u_{*r} = \sqrt{g_r h_r I_r}$ ， $Fr_r = u_r / \sqrt{g_r h_r}$  である。また，無次元限界掃流力  $\tau_{*c}$  は， $\tau_{*c} = u_{*c}^2 / (s g d)$  であって，原型，模型とも 0.05 としてよいから， $\tau_{*cr} = 1$  となる。以上より，同じ重力場の模型実験では  $g_r = 1$  であるから， $u_{*r} / u_{*cr} = \sqrt{\tau_{*r}}$ ， $Fr_r = u_r / \sqrt{h_r}$  となり，結局，相似条件式は式 (3.1')，(3.2') に置換できる。

次に，砂州上の流れの抵抗則として，Manning-Strickler 型の式 (3.3)<sup>16)</sup> を用いる。

$$\frac{u}{u_*} = 6.0 \left( \frac{h}{d} \right)^{1/6} \quad (3.3)$$

ここで， $u_* = \sqrt{g h I}$  を考慮すれば，流速縮尺比  $u_r$  は，つぎの式 (3.3') となる。

$$u_r = d_r^{-1/6} \cdot h_r^{2/3} \cdot I_r^{1/2} \quad (3.3')$$

以上の式 (3.1') ~ (3.3') を連立させて解くことにより，表-3.1 の式 (3.5)，(3.6)，(3.8) のように  $h_r$ ， $d_r$ ， $u_r$  を  $n$ ， $s$ ， $L_r (= B_r)$  の関数として求めることができる。また， $Q_r = u_r \cdot h_r \cdot L_r$ ， $t_r = u_r^{-1} \cdot L_r$ ， $Fr_r = u_r \cdot h_r^{-1/2}$  より，式 (3.9) (3.10)，(3.11) が求められる。

式 (3.3) から， $Fr_r$  は，

$$Fr_r = d_r^{-1/6} \cdot h_r^{1/6} \cdot I_r^{1/2} \quad (3.12)$$

となり，無歪模型 ( $n = 1$ ) では， $d_r = h_r$ ， $I_r = 1$  であるからフルード相似を満足することになる。更に， $n = 1$  で模型の河床材料に砂を用いれば  $s_r = 1$  であるから，表-3.1 の各相似則は全てフルード相似となる。

移動床模型実験においては，無歪，歪模型に拘らず，また，フルード，非フルード相似に拘らず模型水路で流砂が発生する必要がある。このための条件は  $\tau_{*r} = 1$  であって，この条件が加味されていない玉井らと林・尾崎の領域区分のパラメーターから得られた相似則につ

いて検討すれば、前者は  $\tau_{*r} = (s_r \cdot n)^{-1/4}$  となって、 $\tau_{*r} = 1$  を満足するには  $s_r = n = 1$  でなければならない、歪模型実験は不可能である。一方、後者は  $\tau_{*r} = s_r^{-1} \cdot n^2$  となって、模型に砂より比重の小さい河床材料を用いることによってのみ歪模型実験が可能である。例えば、Chang・Simons・Woolhiser<sup>24)</sup> が交互砂州形成実験に用いた比重1.05のプラスチック球が模型に使われたとすれば、河床砂の比重は普通 2.65程度であるから  $s_r = 33$  となり、後者では  $n = 5$  程度までのフルード相似の歪模型実験が可能となる。鮭川と池田及び岸・黒木・今泉、三輪、黒木・岸のパラメーターから得られる相似則も、式(3.11)から明かのように、模型の河床材料に軽量材料を用い、 $n = \sqrt{s_r}$  で歪比を決定することによってフルード相似の歪模型実験が可能である。

三輪の領域区分の無次元パラメーター、 $Fr^2 \cdot B/h$  は、

$$Fr^2 \cdot B/h = (u/u_*)^2 (B \cdot I/h) \quad (3.13)$$

と変形でき、式(3.3)を代入すれば、相似条件式(3.1')より、 $h_r/d_r = s_r \cdot I_r^{-1}$  であるから、相似条件式(3.2)は次式にも置換され得る。

$$s_r^{1/3} (B_r \cdot I_r^{2/3}/h_r) = 1 \quad (3.14)$$

以下、本研究では、模型の河床材料に砂を用いる場合 ( $s_r = 1$ ) に限定し、鮭川と池田及び岸・黒木・今泉の領域区分のパラメーターから得られる相似則をⅠの相似則、同様に三輪、黒木・岸のパラメーターから得られる相似則をそれぞれⅡ、Ⅲの相似則と呼称して、これら3ケースの歪模型の水理相似則に対する砂州形状の相似則について考察する。

### 3.2.2 歪模型の砂州形状相似則

砂州波高  $H$  は、洗掘深  $z$  と密接な関係がある (後述のように  $z = 3H/4$ )。  $q_s$  を単位幅、単位時間当りの流砂量とすれば、1次元の流砂の連続式は式(3.15)であり、交互砂州上の流砂量  $q_s$  (第2章の式(2.5)) は式(3.16)で表示できる<sup>25)</sup>。

$$\frac{\partial z}{\partial t_s} - \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial q_s}{\partial x} = 0 \quad (3.15)$$

$$\frac{q_s}{u_* d} = k \tau_*^2 \quad (3.16)$$

ここで、 $t_s$  : 河床変形の時間、 $\lambda$  : 河床砂の空隙率、 $x$  : 流れ方向にとった長さ、 $k$  : 定数

である。式 (3.15) の相似条件は、 $(1 - \lambda)_r = 1$ 、 $x_r = L_r$  として、

$$z_r = q_{sr} \cdot t_{sr} \cdot L_r^{-1} \quad (3.17)$$

である。式 (3.16) から、 $s_r = 1$ 、 $k_r = 1$  とすれば、

$$q_{sr} = d_r^{-1} \cdot h_r^{5/2} \cdot I_r^{5/2} \quad (3.18)$$

を得る。式 (3.18) に表-3.1 の式 (3.5) ~ (3.7) の  $h_r$ 、 $d_r$ 、 $I_r$  を代入すると、各相似則で、

$$q_{sr} = n^{-b} \cdot L_r^{3/2} \quad (3.19)$$

となる。ここで、 $b$  は各相似則によって決まる定数である。河床変形の時間縮尺比  $t_{sr}$  については、現在のところ不明であるので、表-3.1 の水流の時間縮尺比式 (3.10) に倣って式 (3.20) のように仮定する。

$$t_{sr} = n^a \cdot L_r^{1/2} \quad (3.20)$$

ここで、 $a$  は定数である。式 (3.19) と (3.20) を式 (3.17) に代入すれば、式 (3.21) を得る。

$$z_r = n^{a-b} \cdot L_r, \text{ 即ち, } \frac{z_r}{L_r} = n^{a-b} \quad (3.21)$$

式 (3.21) によれば、砂州波高縮尺比  $H_r$  も表-3.1 の各縮尺比と同様に歪比  $n$  と水平方向縮尺比  $L_r$  に関係した式形になると推察できる。ところで、表-3.1 の相似条件式 (3.1) 即ち、 $\tau_{xr} = 1$  は、式 (3.16) から明らかのように無次元掃流砂量の相似条件である<sup>11)</sup>。一方、相似条件式 (3.2) は、水路形状と流れの形態に対する相似条件であって、 $s_r = 1$  では、3 ケースともに、

$$\frac{B_r \cdot I_r^c}{h_r} = 1 \quad (3.22)$$

で表され、 $c$  は、

$$\left. \begin{array}{ll} \text{鮭川, 池田, 岸・黒木・今泉} & : c = 1 \\ \text{三輪} & : c = 2/3 \\ \text{黒木・岸} & : c = 1/5 \end{array} \right\} \quad (3.23)$$

である．式 (3.7) と式 (3.22) から，

$$\frac{h_r}{B_r} = I_r^c = n^{-c} \quad (3.24)$$

となり，領域区分図のパラメーターと歪比の関係は， $c = 1$  の場合のみ， $h_r/B_r = I_r (= y_r/L_r) = n^{-1}$  で，水路幅に対する水深の歪と水路勾配の歪は一致するが，その他の場合は一致しないことになる．

一般に，鉛直スケールの横断スケールに対する比と縦断スケールに対する比が本来別個のものであるか否かは重要な問題であり，今後さらに検討する必要があるように思われる．ここでは，式 (3.21) に基づく砂州波高は， $h_r/B_r$  と  $I_r$  の両方の歪比に影響されると考えられるので，従来の相似概念，即ち，鉛直スケールと水平スケールの比のみによって現象を把握する立場から， $h_r/B_r$  と  $I_r$  をその平均によって単一化することにする．その際，比率の平均としてふさわしい幾何平均を用いることにした．こうすると，後述のように従来の波高推定式の関数関係と同じ式形を保持することが可能になる．

以上の考えから，砂州波高は，

$$\frac{H_r}{B_r} = \sqrt{\frac{h_r}{B_r}} \cdot I_r = \sqrt{n^{-c-1}} \quad (3.25)$$

で表される．式 (3.23) により，3 ケースに対して，

$$H_r/B_r = n^{-1}, \quad H_r/B_r = n^{-5/6}, \quad H_r/B_r = n^{-3/5} \quad (3.26)$$

となる．また，式 (3.25) の両辺に  $B_r/h_r$  を掛けて，

$$\frac{H_r}{h_r} = \sqrt{\frac{B_r}{h_r}} \cdot I_r = \sqrt{n^{c-1}} \quad (3.27)$$

の関係式が得られる．式 (3.27) は渡邊・長谷川・北條<sup>26)</sup> による波高の実用推定式と同じ関数関係を示している．相似条件式 (3.1') より， $I_r = (h_r/d_r)^{-1}$  であり，これを

式 (3.27) に代入すれば,  $H_r/h_r$  は  $h_r/d_r$  と  $B_r/h_r$  の関数となり, 池田<sup>27)</sup> の波高推定式とも同じ関数関係になる. 式 (3.27) では, 3 ケースに対し,

$$H_r/h_r = 1, \quad H_r/h_r = n^{-1/6}, \quad H_r/h_r = n^{-2/5} \quad (3.28)$$

で表される. さらに, 式 (3.25) (あるいは式 (3.27)) の両辺に  $B_r/d_r$  (あるいは  $h_r/d_r$ ) を掛けて,  $h_r \cdot I_r/d_r = 1$  を考慮すれば,

$$\frac{H_r}{d_r} = \sqrt{\frac{B_r}{h_r} \cdot \frac{h_r}{d_r}} = \sqrt{I_r^{-c} \cdot I_r^{-1}} = \sqrt{n^{c+1}} \quad (3.29)$$

を得る. 式 (3.29) についても, 3 ケースに対し,

$$H_r/d_r = n, \quad H_r/d_r = n^{5/6}, \quad H_r/d_r = n^{3/5} \quad (3.30)$$

で表示される.

砂州長  $l$  は,  $B$  と同様に水平方向の要素であり, その縮尺比  $l_r$  は  $B_r$  に相当する. したがって, 式 (3.22) から,  $B_r = l_r$  として, 砂州長の相似則は,

$$\frac{l_r}{h_r} = I_r^{-c} = n^c \quad (3.31)$$

で表され, 3 ケースに対して, それぞれ,

$$l_r/h_r = n, \quad l_r/h_r = n^{2/3}, \quad l_r/h_r = n^{1/5} \quad (3.32)$$

となる. また,  $h_r \cdot I_r/d_r = 1$  から  $h_r = d_r \cdot I_r^{-1}$  であり, これを式 (3.32) に代入して,

$$\frac{l_r}{d_r} = I_r^{-c-1} = n^{c+1} \quad (3.33)$$

とも表示でき, 3 ケースに対して, それぞれ,

$$l_r/d_r = n^2, \quad l_r/d_r = n^{5/3}, \quad l_r/d_r = n^{6/5} \quad (3.34)$$

となる.

式(3.31)～(3.34)の妥当性は、線形安定解析によって得られたParker・Anderson<sup>28)</sup>の砂州波長  $\Lambda (=2l)$  についての表示式(3.35)を用いて次のように同じ式形になることから説明できる。

$$\Lambda = \alpha 2 \sqrt{\pi} \sqrt{\frac{B h}{C_f}} \quad (3.35)$$

ここで、 $\alpha=0(1)$ 程度の定数(ただし、 $Fr \ll 1$ )、 $C_f = (u_* / u)^2$ である。式(3.35)に基づく砂州長の相似則は、式(3.1')と式(3.3)を用い、式(3.7)と $B_r = l_r$ を考慮して、式(3.35)から式(3.36)あるいは式(3.37)となる。

$$\frac{l_r}{h_r} = I_r^{-1/3} = n^{1/3} \quad (3.36)$$

$$\frac{l_r}{d_r} = I_r^{-4/3} = n^{4/3} \quad (3.37)$$

### 3.3 歪模型実験と交互砂州形状相似則の検証

#### 3.3.1 歪模型実験

原型としては、建設省が調査した全国55河川の資料<sup>29)</sup>から、河床形状が単列交互砂州であって、従来のどの領域区分図でも単列砂州域に入り、安定した砂州が存在していると考えられる8河川を選定し、さらに、著者ら<sup>30)</sup>が調査している十勝川水系土幌川を加えた表-3.2の9河川とした。建設省の調査では砂州波高 $H$ は測定されていなく、平均河床面からの最大深さである洗掘深 $z$ が測定されているので、関係式<sup>27), 31)</sup>  $z = (3/4)H$ から砂州波高を求めた。

表-3.2には原型値は記載していないが、次のように原型値を求めることができる。前述のように添え字 $r$ は縮尺比を表し、(原型値/模型値)であるから、各縮尺比の値と模型値を用いて、例えば、表-3.2(a) No. 1の尻別川に対しては、 $B_p = B_r \cdot B_m = 519 \times 0.3 = 156$  (m)であり、以下同様にして、 $d_p = 28.5 \times 1.34 = 38.2$  (mm)、 $h_p = 121 \times 0.0235 = 2.84$  (m)、 $l_p = 463 \times 0.65 = 301$  (m)、 $H_p = 232 \times 9.3 \times 10^{-3} = 2.16$  (m)  $I_p = 4.3^{-1} \times 1/145 = 1/624$ である。また、水平縮尺は $1/B_r = 1/519$ である。原型河川の河道平面形状は、表-3.2のNo. 2, 7の河川が直線的で、他は蛇曲あるいは不規則蛇行を呈している。土幌川は不規則蛇行形状で低水護岸が敷設されていて、砂州長は川幅の6倍程度である。

表-3.2 水理諸量縮尺比、砂州形状縮尺比及び模型実験諸元

(a) 鮭川、池田及び岸・黒木・今泉の領域区分図のパラメーターに基づく相似則 (I の相似則)

NO.	原型河川名	幅 比 $B_r$	粒 径 比 $d_r$	歪 比 $n$	水 深 比 $h_r$	砂州長比 $l_r$	波 高 比 $H_r$	模 型 実 験 諸 元				
								$I_m$	$Q_m(l/s)$	$h_m(cm)$	$l_m(cm)$	$H_m(cm)$
1	尻 別 川 (20.7~22.5km)	519	28.5	4.3	121	463	232	1/145	4.00	2.35	65	0.93
2	最 上 川 下 流 (14 ~ 19km)	1261	21.3	7.7	164	1072	531	1/192	4.18	2.62	72	0.89
3	千 曲 川 (65 ~ 82km)	582	15.7	6.1	95	1028	209	1/172	4.50	2.64	54	0.80
4	天 竜 川 上 流 (166~172km)	491	59.5	2.9	169	493	260	1/67	2.64	1.46	104	1.23
5	加 古 川 (14 ~ 27km)	629	33.0	4.4	143	1126	305	1/167	4.15	2.51	54	0.85
6	江の川上流馬洗川 (1 ~ 6 km)	663	24.6	5.2	128	2179	427	1/161	3.90	2.34	57	0.66
7	那 賀 川 (4 ~ 10km)	1216	20.0	7.8	156	2009	458	1/96	5.24	2.44	53	0.72
8	仁 淀 川 (0 ~ 3 km)	1385	18.9	8.6	161	2619	136	1/145	6.03	3.00	62	1.40
9	士 幌 川 (0 ~ 2 km)	157	16.4	3.1	51	469	119	1/106	5.07	2.44	61	1.04
備考：模型河床砂粒径 $d_m=1.34mm$ で、模型水路幅 $B_m=30cm$ に対する値である。												



表-3.2 水理諸量縮尺比、砂州形状縮尺比及び模型実験諸元

(b) 三輪の領域区分図のパラメーターに基づく相似則 (Ⅱの相似則)

NO.	原型河川名	幅 比 B <sub>r</sub>	粒 径 比 d <sub>r</sub>	歪 比 n	水 深 比 h <sub>r</sub>	砂州長比 l <sub>r</sub>	波 高 比 H <sub>r</sub>	模 型 実 験 諸 元				
								I m	Q <sub>m</sub> (l/s)	h <sub>m</sub> (cm)	l <sub>m</sub> (cm)	H <sub>m</sub> (cm)
1	尻 別 川 (20.7~22.5km)	519	28.5	5.7	163	276	128	1/110	2.91	1.74	109	1.68
		779	〃	7.3	207	367	193	1/86	1.48	1.37	82	1.12
2	最 上 川 下 流 ( 14 ~ 19km )	1261	21.3	11.6	246	589	214	1/127	2.71	1.74	131	2.21
		1892	〃	14.8	314	1033	438	1/99	1.37	1.37	75	1.08
3	千 曲 川 ( 65 ~ 82km )	582	15.7	8.7	138	561	111	1/124	3.01	1.86	99	1.51
		872	〃	11.1	175	727	156	1/97	1.50	1.44	76	1.07
4	天 竜 川 上 流 ( 166~172km )	491	59.5	3.5	213	404	117	1/57	2.05	1.16	127	2.73
		736	〃	4.5	270	—	—	—	—	—	—	—
5	加 古 川 ( 14 ~ 27km )	629	33.0	5.9	193	494	145	1/125	3.05	1.86	123	1.78
		944	〃	7.5	246	1258	287	1/98	1.51	1.45	48	0.90
6	江の川上流馬洗川 ( 1 ~ 6 km )	663	24.6	7.2	178	868	127	1/116	2.69	1.69	143	2.21
		995	〃	9.2	227	1397	235	1/91	1.34	1.32	89	1.20
7	那 賀 川 ( 4 ~ 10km )	1216	20.0	11.8	235	1121	226	1/64	3.39	1.62	95	1.46
		1824	〃	15.0	300	1649	285	1/50	1.70	1.27	65	1.16
8	仁 淀 川 ( 0 ~ 3 km )	1385	18.9	13.2	248	2320	165	1/95	3.74	1.94	70	1.15
		2077	〃	16.8	317	3405	198	1/74	1.90	1.53	48	0.96
9	士 幌 川 ( 0 ~ 2 km )	157	16.4	3.9	63	371	122	1/85	4.11	1.98	77	1.02
		236	〃	5.0	81	545	119	1/67	2.02	1.54	53	1.04
備考：模型河床砂粒径 d <sub>m</sub> =1.34mmで、上段は模型水路幅 B <sub>m</sub> =30cm、下段は B <sub>m</sub> =20cm に対する値である。												

表-3.2 水理諸量縮尺比、砂州形状縮尺比及び模型実験諸元

(c) 黒木・岸の領域区分図のパラメーターに基づく相似則(Ⅲの相似則)

NO.	原型河川名	幅 比	粒 径 比	歪 比	水 深 比	砂州長比	波 高 比	模 型 実 験 諸 元				
		$B_r$	$d_r$	$n$	$h_r$	$l_r$	$H_r$	$I_m$	$Q_m(l/s)$	$h_m(cm)$	$l_m(cm)$	$H_m(cm)$
1	尻 別 川 (20.7~22.5km)	519	28.5	11.2	319	241	72	1/56	1.33	0.89	125	2.99
		779	43.9	11.0	481	456	154	1/57	0.47	0.59	66	1.44
2	最 上 川 下 流 ( 14 ~ 19km )	1261	21.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		1892	32.9	29.2	953	1265	338	1/50	0.32	0.45	61	1.41
3	千 曲 川 ( 65 ~ 82km )	582	15.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		872	24.3	19.7	483	881	128	1/55	0.39	0.52	63	1.34
5	加 古 川 ( 14 ~ 27km )	629	33.0	11.7	386	464	84	1/63	1.35	0.93	131	3.10
		944	50.9	11.4	579	821	162	1/64	0.48	0.62	74	1.61
6	江の川上流馬洗川 ( 1 ~ 6 km )	663	24.6	15.6	380	1080	91	1/53	1.12	0.79	115	3.10
		995	37.9	14.6	577	1882	188	1/57	0.38	0.52	66	1.49
9	士 幌 川 ( 0 ~ 2 km )	157	16.4	6.6	109	253	46	1/50	2.16	1.15	113	2.70
		236	25.3	6.4	162	381	89	1/52	0.77	0.77	75	1.39
備考：上段は模型水路幅 $B_m=30cm$ 、粒径 $d_m=1.34mm$ 、下段は $B_m=20cm$ 、 $d_m=0.87mm$ に対する値である。												

実験は、長さ12mの直線水路で水路幅  $B_m = 30, 20\text{cm}$  の2種類、河床材料はほぼ均一な砂で、砂漣など小規模河床波の発生しない平均粒径  $d_m = 1.34\text{mm}$ 、 $0.87\text{mm}$  の2種類を用い、それぞれ厚さ7cmに敷均し、給砂して行われた。

実験条件は表-3.1の式(3.5)～(3.7)から決定できる。即ち、水平方向縮尺比として  $B_r$  の値を用い、さらに  $d_r$  値を与えて、式(3.6)より歪比  $n$  を求める。これらを式(3.5)、(3.7)に代入することにより模型水深  $h_m$ 、模型水路勾配  $I_m$  を決める。原型の水理諸量は平均年最大流量に対して求められているが、資料にはその流量が記載されていないため、実験においては  $h_m$  となる流量を通水した。

砂州形状の測定は、十分発達した砂州10～20個の砂州波高、砂州長に対して行い、その平均値を模型波高  $H_m$ 、模型砂州長  $l_m$  とした。これらの値と実験条件、水理諸量及び砂州形状の縮尺比を表-3.2に示す。なお、用いた水路の勾配設定は  $1/50$  が限度であり、そのためⅢの相似則に基づいた実験は6河川に留まっている。実験水路で十分発達した砂州を対象とした理由は、実河川の河床形状の判定は洪水時の測定結果によるものではなく、低水時の観察によって判断されていて、低水時の河床形は洪水時に十分に発達した河床形の残存と考えたからである。

模型実験データを補うために、これまでに蓄積された著者ら<sup>25)</sup>や文献<sup>32)</sup>等に掲載されている直線水路を用いた単列砂州の基礎実験データ 251個(出典の詳細は第4章)から、表-3.2の実河川の模型実験に相当するデータを次の規準により選んで使用した。即ち、これらのデータから  $B_r$ 、 $d_r$  を求め、式(3.6)を通して  $n$  を算定し、 $n = I_m / I_p$  との相対誤差が10%未満のものを選択した。その上で式(3.5)からの  $h_r$  と  $h_r = h_p / h_m$  との相対誤差が5%未満のデータを最終的に採用した。歪模型の条件にかなう勾配と水深を同時に備えたデータを選んだ訳である。

以上の原型、模型のデータから砂州波高、砂州長の縮尺比  $H_r$ 、 $l_r$  を求め、次に、理論砂州形状相似則の検証を行う。

### 3.3.2 交互砂州形状相似則の検証

Ⅰ、Ⅱ及びⅢの水理相似則に基づいた交互砂州波高の相似則、式(3.26)、式(3.28)及び式(3.30)の検証結果を図-3.1に示す。図中の白丸印(○)、黒丸印(●)はそれぞれ水路幅30cm、20cmの表-3.2の模型実験データを示し、小黑丸印(・)は9河川の模型実験に相当する従来の交互砂州形成の基礎実験データを示す。以下も同様である。河道平面形状を相似にしていないことを考慮すると、多少データのばらつきはあるがⅡ、Ⅲの波高の相似

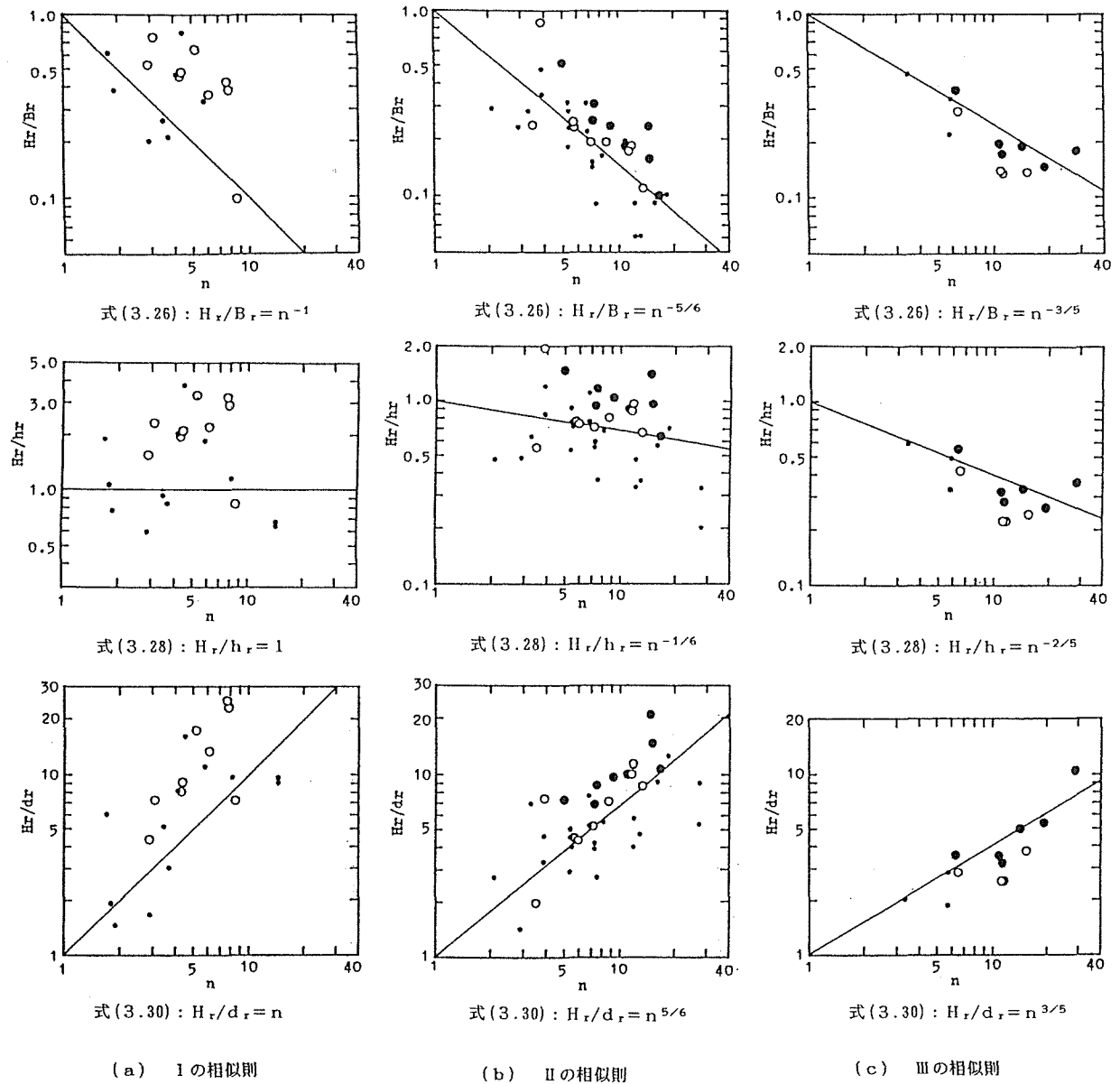


図-3.1 砂州波高相似則の検証

則は妥当であると言える。I の相似則は歪比が水深の歪に直接関与するため、模型実験では表-3.2 (a) から明らかなように  $B_m/h_m=12$  程度の場合が多く、砂州は不安定で波高も小さい。このため、 $H_r (=H_p/H_m)$  は大きくなり、II, III と比較して適合性は良くない。II, III の相似則に基づく模型実験では、歪比  $n$  は水深に対してそれぞれ  $n^{2/3}$ ,  $n^{1/5}$  で関与し、實際上、水路幅に対する水深の歪は小さく押さえられ、 $B_m/h_m > 13$  となり、安定した比較的大きな波高が出現する。また、II の相似則による模型に該当する基礎実験データが多いことは図から明らかであり、このことは II の相似則に基づいた模型における砂州形成実験条件の自由度が高いことを裏付けている。

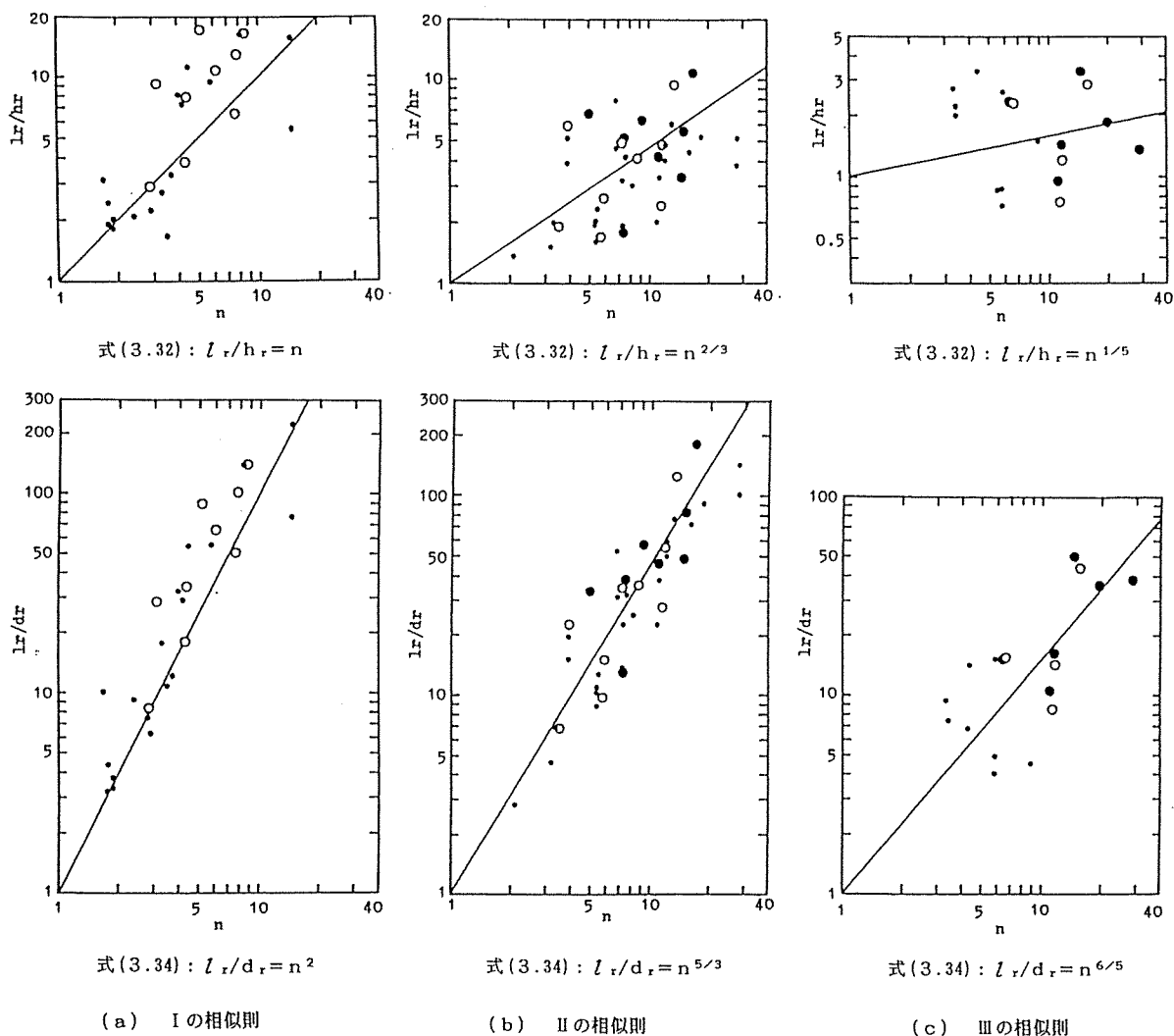


図-3.2 砂州長相似則の検証

式 (3.25) と式 (3.29) から、歪比  $n$  との関係において、 $H_r/B_r = (H_r/d_r)^{-1}$  であるから、 $H_r/B_r$  と  $H_r/d_r$  の  $n$  との関わりは同じである。 $H_r/h_r$  は鉛直方向縮尺比同士の比であるが、II、III の相似則では、 $n^{-1/6}$ 、 $n^{-2/5}$  で歪比の影響が僅かに関わってくる。即ち、波高の歪は水深のそれより僅かに小さくなる。式 (3.25) を変形して式 (3.27) と式 (3.29) になるから、当然、式 (3.26)、式 (3.28) 及び式 (3.30) の適合性は同じである。

図-3.2 は砂州長の相似則、式 (3.32) と式 (3.34) の検証結果である。I、II 及び III の相似則とも適合性は良好である。

次に、砂州形状の相似則に基づく波高と砂州長の検証の 1 例を II の相似則について示すと、図-3.3、3.4 のとおりである。図中の数字は表-3.2 の原型河川 No. を示す。図-3.3 (a) の波高についての式 (3.26) による検証では、全体的に過小評価の傾向を示す。II の

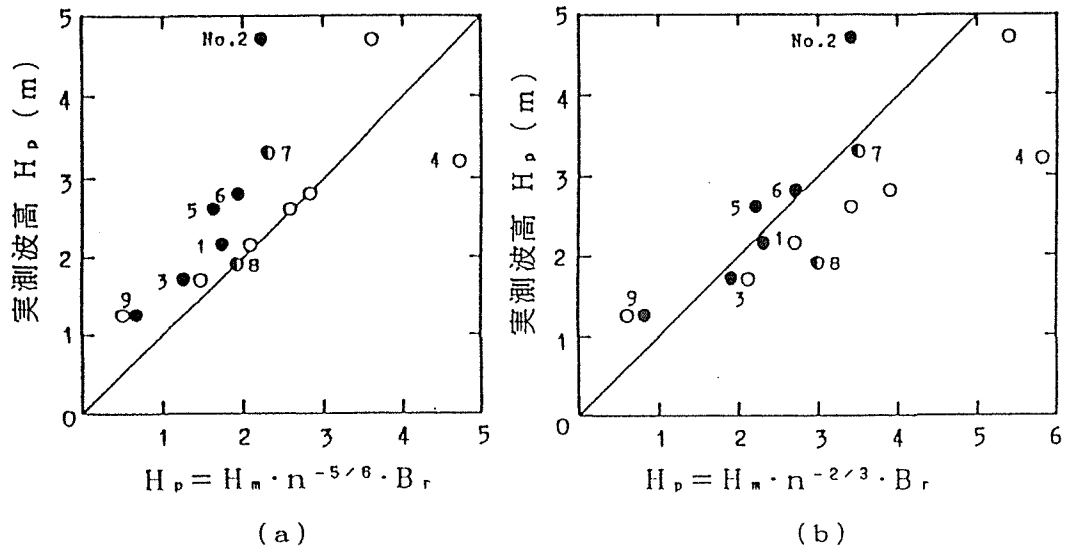


図-3.3 砂州波高の検証 (Ⅱの相似則)

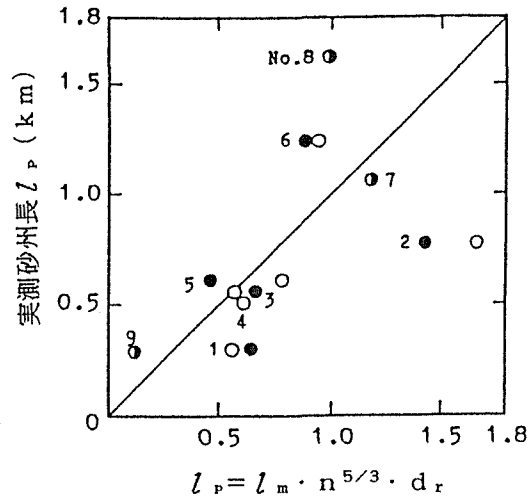


図-3.4 砂州長の検証 (Ⅱの相似則)

相似則では、図-3.3 (b) に示したとおり、安全側に推定するためには、むしろ  $H_r = h_r$ 、即ち、波高は水深程度に歪むと解釈した方がよいようである。式 (3.34) による砂州長の検証も図-3.4 のとおり概ね良好である。典型的直線河道である No. 7 (那賀川) については、波高、砂州長ともにより検証結果を示している。

以上の結果から次のことが付言できる。一般に、交互砂州形成の基礎実験は、その原型河川を想定すると歪模型実験に相当すると考えられる。したがって、実河川と基礎実験の砂州形状を統一的に表示する試みには歪の影響を取り除く方法がとられているとも解釈できる。例えば、渡邊ら<sup>26)</sup>が  $H/h$  を黒木・岸のパラメーター  $B \cdot I^{1/5}/h$  の関数として整理できたのは、Ⅲの相似則では  $n=10$  であっても  $H/h$  には  $10^{2/5} = 2.5$  程度にその影響が縮小され

るからである。また、井口ら<sup>6)</sup>が砂州形状と水理条件の関係を  $H / (l \cdot I)$  と  $Fr$  の関係で統一表示できたのは、例えばⅡの相似則では、 $H / (l \cdot I)$  には式 (3.7)、式 (3.30) 及び式 (3.34) から  $n^{1/6}$  で関与し、 $Fr$  には式 (3.11) から  $n^{1/3}$  で関与することになり、歪の影響が小さくなるためと考えられる。

### 3.4 結 語

本章では、従来の砂州形成領域区分図のパラメーターを用いて得られる砂州河床河川の歪模型の水理相似則に基づいて、交互砂州の波高及び砂州長に関する相似則を提案し、その検証実験を直線水路で行った。その結果は、河道平面形状を考慮していないにも拘らず砂州形状の相似則の成立性が良好であり、フルード相似にとられない歪模型実験で形成される波高、砂州長の測定値から、原型河川の波高、砂州長が歪比を考慮して予測できるという結論を得た。

歪模型から原型砂州形状を予測する方法をフローチャートで図-3.5に示す。

なお、河道湾曲の効果を考慮した歪み相似則については、第6章で検討する。

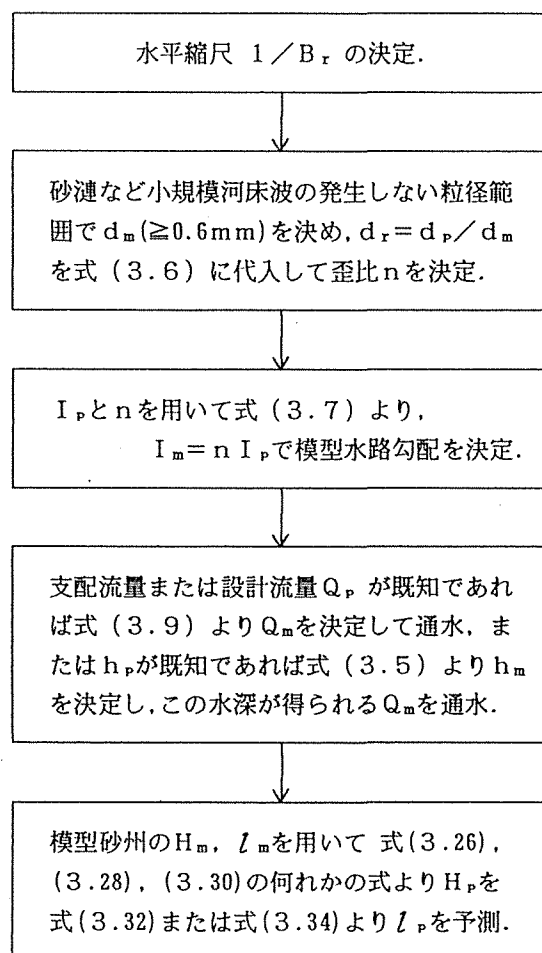


図-3.5 歪模型実験による砂州形状の予測法

### 参 考 文 献

- 1) 内島邦秀・早川博：交互砂州河床河川の移動床歪模型の相似則に関する研究，土木学会論文集，No.479/Ⅱ-25，pp.71-79，1993.
- 2) Einstein, H.A. and N. Chien：Similarity of Distorted River Models with Movable Beds, Trans. of ASCE, Vol.121, pp.440-457, 1956.

- 3) Komura, S. : Similarity and Design Methods of River Models with Movable Bed,  
Trans. of JSCE, No.80, pp.31-41, 1962.
- 4) 足立昭平：移動河床水理の相似律，日本学術会議，流体模型実験における相似律セミナー前刷集，pp.1-10，1966.
- 5) Zwanborn, J.A. : Reproducibility in Hydraulic Models of Prototype River  
Morphology, La Houille Blanche, No.3, pp.291-298, 1966.
- 6) 井口昌平・吉野文雄：真名川の砂礫堆の形成に関する実験的研究，生産研究，第24巻，  
第4号，pp.47-50，1972.
- 7) 西谷隆亘・吉野文雄・牧野立平：洪水による河床変動についての実験的研究－真名川  
の九頭竜川との合流点より上流の8 kmの区間について－，法政大学工学部研究集報，  
第9号，pp.29-51，1973.
- 8) 黒木幹男・岸力・荒井信行：移動床河川水理模型の相似則について，第14回自然災害科  
学総合シンポジウム講演論文集，pp.97-100，1977.
- 9) 木下良作：大井川牛尾狭窄部開削の影響に関する「砂レキ堆相似」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，117p，1980.
- 10) 池田宏：実験水路における砂礫堆とその形成条件，地理学評論，第46巻，第7号，pp.  
435-451，1973.
- 11) 玉井信行：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，pp.39-  
44，1982.
- 12) 三輪式：模型砂レキ堆を河川砂レキ堆に相似させるための実験則，第27回水理講演会論  
文集，pp.733-740，1983.
- 13) 井口昌平・鮎川登：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，pp.13-18，1967.
- 14) 鮎川登：実験水路における交互砂洲（砂れき堆）の形成条件，土木学会論文報告集，第  
207号，pp.47-50，1972.
- 15) 池田宏：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，第48巻，第10号，  
pp.712-730，1975.
- 16) 岸力・黒木幹男・今泉正次：拘束蛇行流に関する実験的研究，土木学会第30回年次学術  
講演会講演概要集，第2部，pp.352-353，1975.
- 17) Parker, G. : On the Cause and Characteristic of Meandering and Braiding in  
Rivers, Journal of Fluid Mechanics, Vol.76, Part3, pp.457-480, 1976.



- 18) 玉井信行・長尾哲・三国史雄：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，pp.265-273，1978.
- 19) 村本嘉雄・藤田裕一郎：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，pp.275-282，1978.
- 20) Hayashi,T. and Y.Ozaki : Formation of Alternating Bars and Braids, Proc. of U.S.-Japan Binational Seminar on Erosion and Sedimentation, Chapter7, 1978.
- 21) 泉岩男・池谷浩・伊巻幹雄：急勾配水路における砂礫堆について，新砂防，第109号，pp.9-19，1978.
- 22) 黒木幹男・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集，第342号，pp.87-96，1984.
- 23) 山口甲：蛇行特性と河道計画，北海道開発局帯広開発建設部，374p，1985.
- 24) Chang,H.Y., D.B.Simons and D.A.Woolhiser : Flume Experiment on Alternate Bar Formation, Proc. ASCE, Jour. of W.W., Vol.97, No.WW1, pp.155-165, 1971.
- 25) 福岡捷二・内島邦秀・山坂昌成・早川博：交互砂州上の流砂量分布，第27回水理講演会論文集，pp.697-702，1983.
- 26) 渡邊康玄・長谷川和義・北條紘次：河川データによる河床洗掘の水理要因に関する検討，水工学論文集，第34巻，pp.313-318，1990.
- 27) Ikeda,S. : Prediction of Alternate Bar Wavelength and Height, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.110, No.4, pp.371-386, 1984.
- 28) Parker,G. and A.G.Anderson : Modelling of Meandering and Braiding in Rivers, Proceedings of ASCE Modelling Symposium 1975, pp.575-591, 1975.
- 29) 建設省河川局治水課・建設省土木研究所：河川の蛇行に関する研究，第30回建設省技術研究会論文集，pp.101-143，1976.
- 30) 内島邦秀・早川博：土幌川における河床形態について，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.235-240，1986.
- 31) Jaeggi,M.N.R. : Formation and Effects of Alternate Bars, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.110, No.2, pp.142-156, 1984.
- 32) 土木学会水理委員会研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究，pp.82-86，1982.

## 第4章 交互砂州形成に關与する水理諸量と砂州形状代表値の統計的特性<sup>1)</sup>

### 4.1 概 説

本章では，単列交互砂州形成に關係する水理諸量及び砂州形状代表値としての砂州長と砂州波高について，基礎実験データと實際河川データは異なった母集団から無作為に抽出された標本と考え，河川歪模型の概念も導入してこれらの統計的特性を探ることを試みる．

### 4.2 用いた資料

基礎実験データは，文献2)に掲載の木下(26個)，井口(1個)，芦田・塩見(15個)，鮭川(44個)，村本・藤田(12個)のデータに，池田<sup>3)</sup>(37個)，近藤・小森<sup>4)</sup>(30個)，井口<sup>5)</sup>(6個)，藤田<sup>6)</sup>(2個)，池田<sup>7)</sup>(29個)，長谷川<sup>8)</sup>(5個)及び著者ら<sup>9)~12)</sup>(48個)のデータも加えた総数255個のデータで，このうち砂州長測定個数247，砂州波高測定個数169である．また，全て河床材料に砂を用いた直線水路実験データである．

実河川データは建設省が調査した全国55河川の平均年最大流量を対象とした資料<sup>13)</sup>で，交互砂州形成河川の77個である．後掲の無次元水理諸量を確率紙にプロットする際，極端に掛け離れた値は削除したが，最低52個の実河川データが用いられている．

### 4.3 水理諸量と形状代表値の確率分布

交互砂州形成に關係する水理量として水路幅  $B$ ，平均水深  $h$ ，平均粒径  $d$ ，勾配  $I$ ，無次元掃流力  $\tau_*$ ，それに形状の砂州長  $l$ ，砂州波高  $H$  に対して，無次元水理量  $B/h$ ， $B/d$ ，

表－4.1 砂州形成に關与する無次元水理諸量と砂州形状に關する無次元諸量の特性値

特 性 値	$B/h$		$B/d$		$h/d$		$\tau_*$		$I$	
	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験
標本サイズ	77	255	64	253	63	255	52	253	75	252
標本平均	85.73	23.26	16037	395.2	209.2	17.53	0.158	0.150	$2.05 \times 10^{-3}$	$1.57 \times 10^{-2}$
標本標準偏差	46.50	11.54	18110	286.9	193.8	9.81	0.089	0.082	0.0021	0.0083
変動係数	0.54	0.50	1.13	0.73	0.93	0.56	0.56	0.55	1.02	0.53

特 性 値	$l/B$		$H/h$		$l/h$		$H/B$		$H/l$	
	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験	実河川	実験
標本サイズ	72	247	72	169	72	247	71	169	67	167
標本平均	4.57	4.51	1.024	1.308	351.9	118.1	0.0134	0.0613	$3.48 \times 10^{-3}$	$1.51 \times 10^{-2}$
標本標準偏差	2.15	1.93	0.495	0.774	191.9	103.5	0.0066	0.0212	0.0020	0.0046
変動係数	0.47	0.43	0.48	0.59	0.54	0.88	0.48	0.35	0.57	0.30

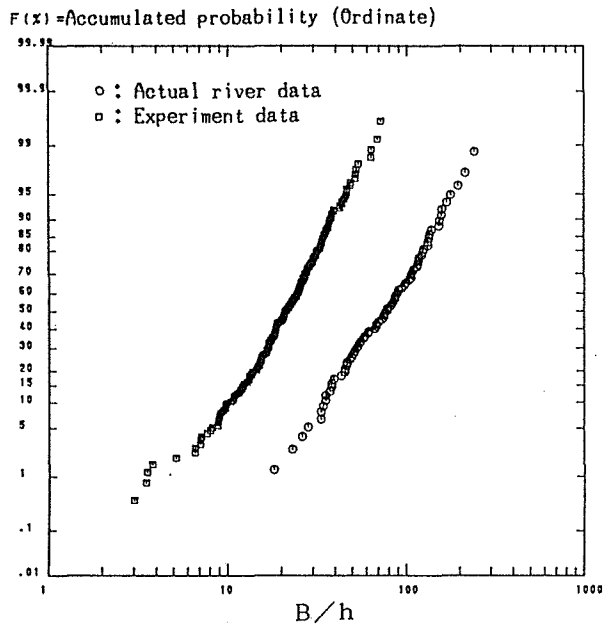


図-4.1  $B/h$ の確率分布

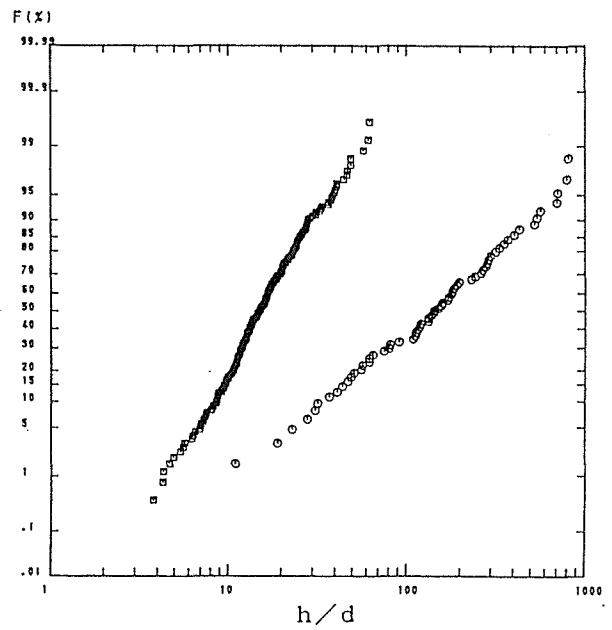


図-4.2  $h/d$ の確率分布

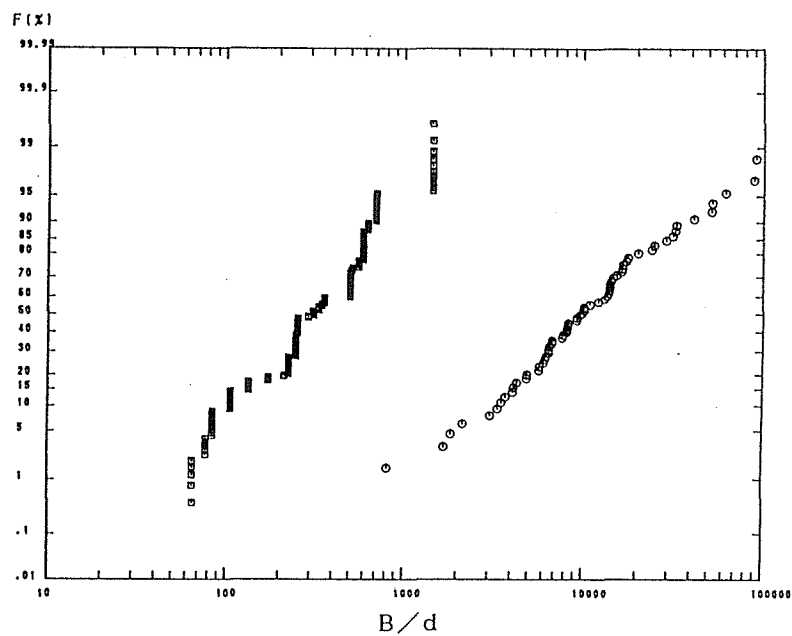


図-4.3  $B/d$ の確率分布

$h/d$ ,  $\tau_*$ ,  $I$  及び形状に関する無次元量  $l/B$ ,  $H/h$ ,  $l/h$ ,  $H/B$ ,  $H/l$  のデータを対数正規確率紙にワイブルプロットで示したのが図-4.1～4.10である。□印は基礎実験データ，○印は実河川データである。

無次元水理諸量及び形状代表値の特性値を表-4.1に示す。

図-4.1～4.10から、大局的に、砂州形成に関わる無次元量は全て対数正規分布と見なしでよい。実河川と実験を比較すると実河川の  $B/d$ ,  $h/d$  及び  $I$  の変動係数が実験より大

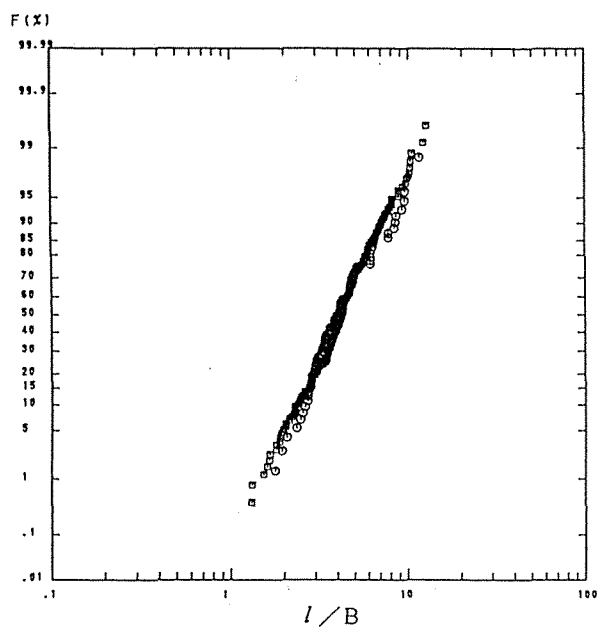


図-4.4  $l/B$  の確率分布

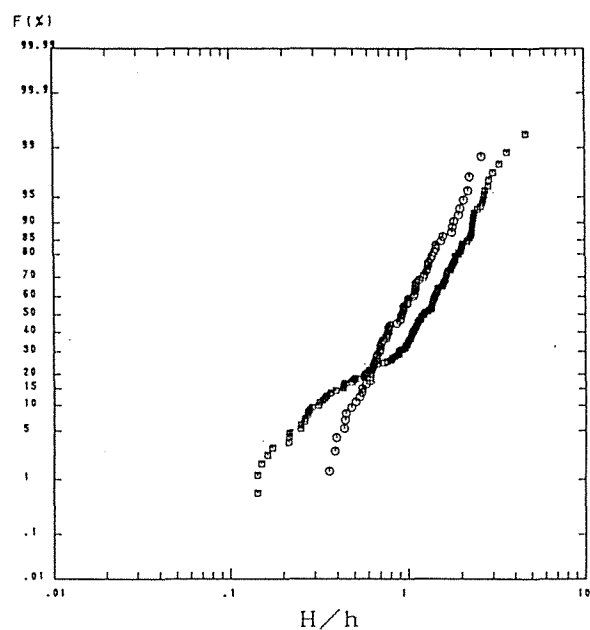


図-4.5  $H/h$  の確率分布

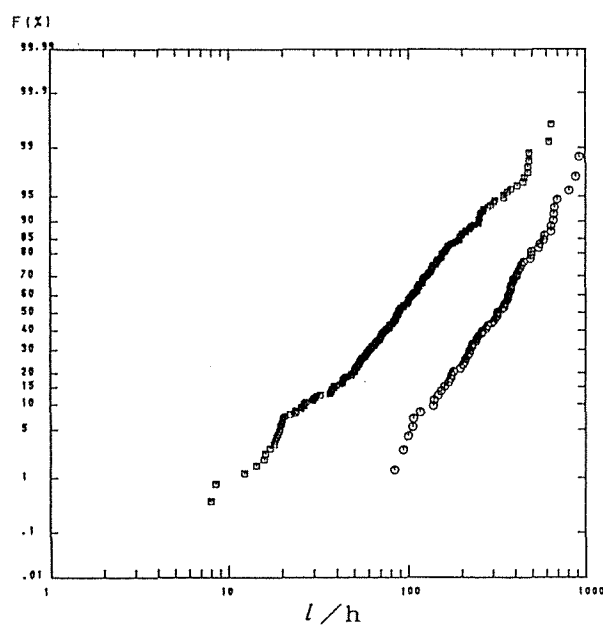


図-4.6  $l/h$  の確率分布

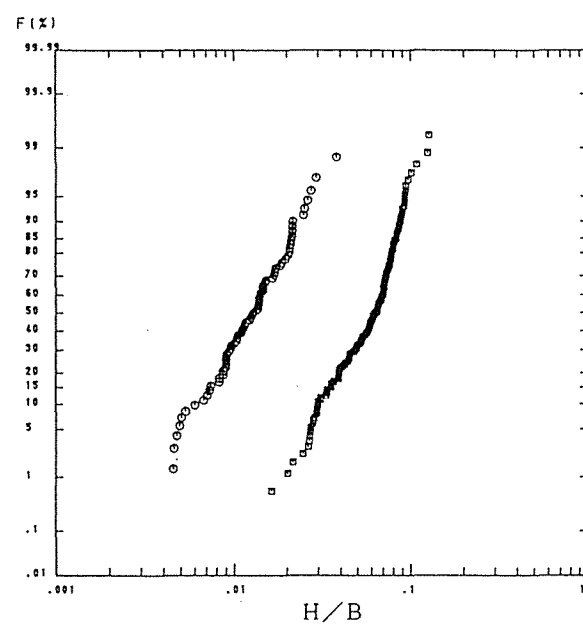


図-4.7  $H/B$  の確率分布

きいが，他は同程度であることが分かる．

水平方向量（ $B$ と $l$ ）と鉛直方向量（ $h$ と $H$ ）のそれぞれで，同じ方向量同士の無次元量  $l/B$ ， $H/h$  は，図-4.4，4.5のとおり実河川と実験の分布はほぼ一致して，砂州長，波高は平均的に，

$$l = 4.5 B \quad (4.1)$$

$$H = h \quad (4.2)$$

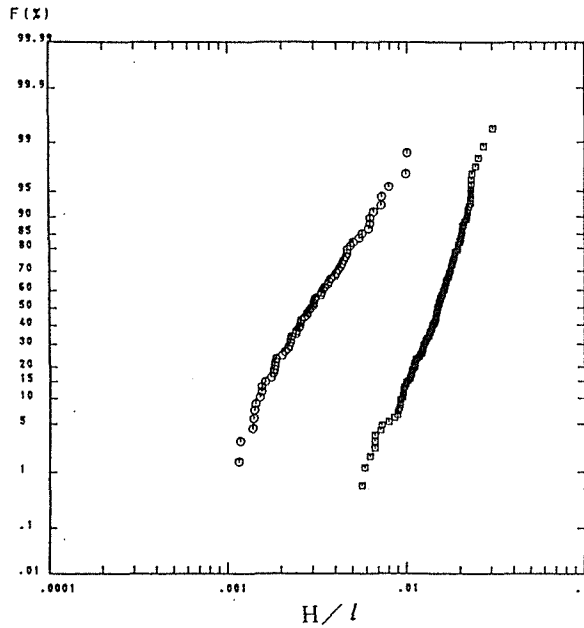


図-4.8  $H/l$  の確率分布

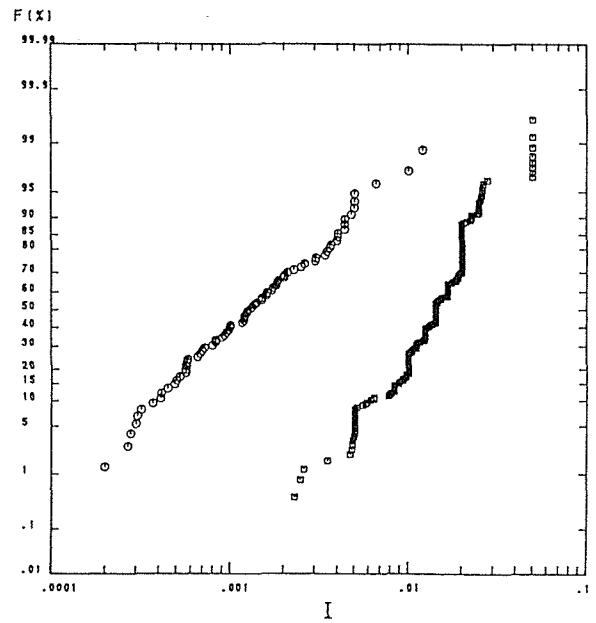


図-4.9  $I$  の確率分布

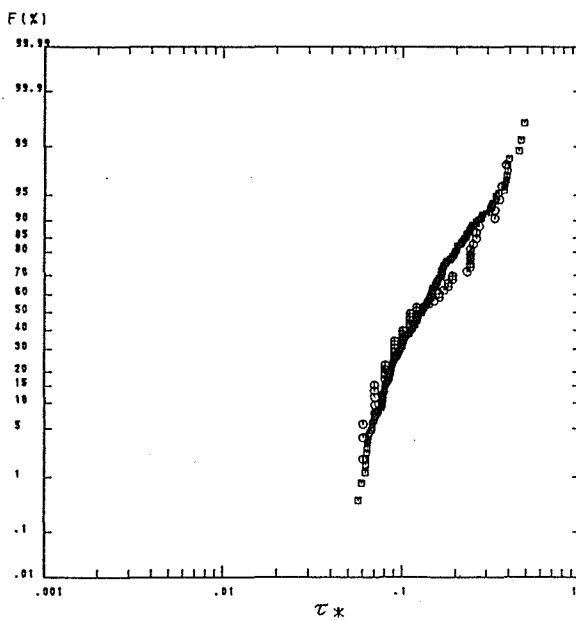


図-4.10  $\tau^*$  の確率分布

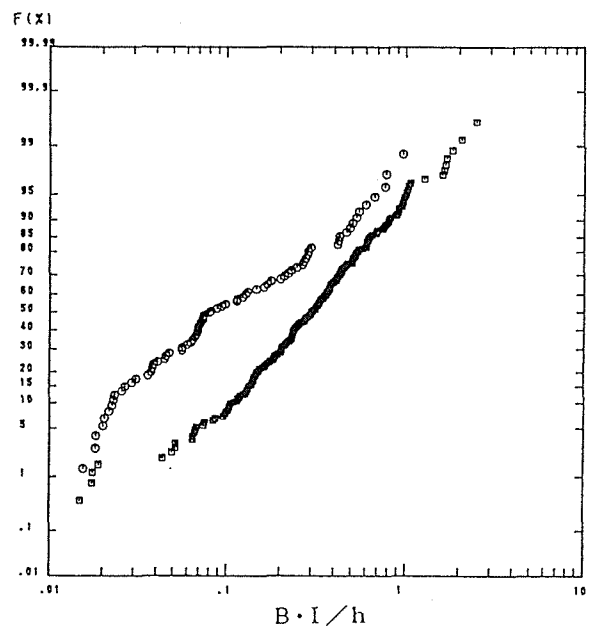


図-4.11  $B \cdot I / h$  の確率分布

と表される。砂州波長 $\Lambda$ は砂州長の2倍であるから、式(4.1)より $\Lambda = 2l = 9B$ となり、池田<sup>7)</sup>が実験データに基づいて得た結果と同じになる。一方、異なる方向量同士の無次元量 $B/h$ ,  $l/h$ ,  $H/B$ ,  $H/l$ では同じ累積確率で実河川と実験で大きな差を持つことが図-4.1, 図-4.6~4.8から分かる。

このことを歪模型の概念から以下のように考察する。水平方向縮尺比を $L_r$  ( $L_r = L_p/L_m$ )で添字 $r$ ,  $p$ ,  $m$ はそれぞれ縮尺比, 原型値, 模型値を表し、以後、実河川及び基礎実験デ

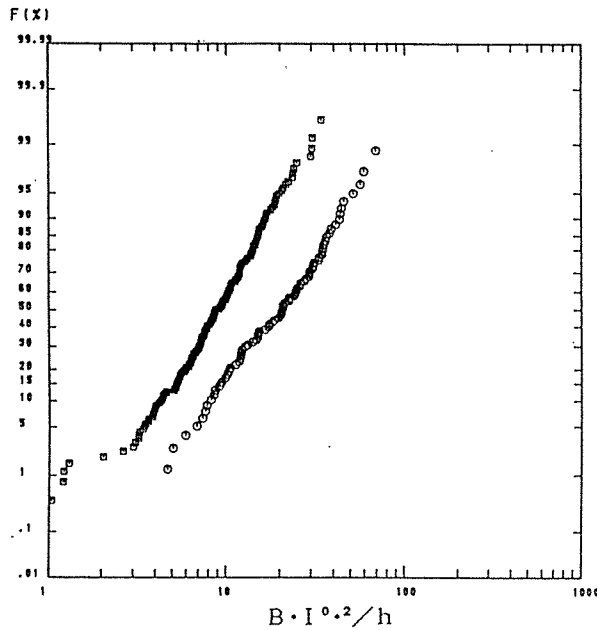


図-4.12  $B \cdot I^{0.2}/h$  の確率分布

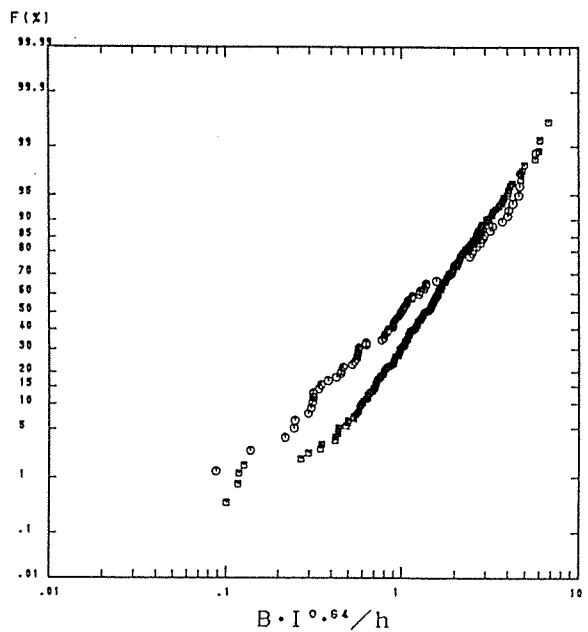


図-4.13  $B \cdot I^{0.64}/h$  の確率分布

一タの代表値として平均値を用い、それぞれ原型値、模型値として議論する)、鉛直方向縮尺比を  $y_r$  とすれば、歪比は  $n = L_r / y_r$  である。したがって、同じ累積確率の  $B/h$  や  $I$  ( $I_r = y_r / L_r = n^{-1}$ ) 等の実河川と実験の差は歪んだ実験のためであると考えられる。

移動床模型実験において、 $\tau_{*r} = 1$  とすることが重要である。図-4.10で明らかなように、ほぼ  $\tau_{*r} = 1$  となっている。このことは、 $\tau_* = h \cdot I / (s \cdot d)$  であって、河床材料の水中比重縮尺比が  $s_r = 1$  であることを考慮すると、 $(h_r / d_r) \cdot I_r = 1$ 、即ち、 $h_r / d_r = I_r^{-1} = n$  が成り立つことに他ならない。この関係が成り立つことは図-4.2と図-4.9あるいは表-4.1から明らかである。

図-4.11, 4.12は、砂州形成領域区分図の無次元パラメーターの分布を示す。 $B \cdot I / h$  は池田<sup>3)</sup>によって提唱されたパラメーターであり、 $B \cdot I^{0.2} / h$  は黒木・岸<sup>14)</sup>によって提唱されたパラメーターである。両パラメーターの分布においても歪を持つことが分かる。歪を除くため、表-4.1から得られる  $B_r / h_r = 3.68$ ,  $I_r = 1 / 7.65$  を用いて  $B_r \cdot I_r^x / h_r = 1$  となる  $x$  を求めると  $x = 0.64$  となり、 $B \cdot I^{0.64} / h$  の分布は図-4.13のとおりほぼ一致する。このパラメーターは、第3章で解析された三輪の領域区分図のパラメーター(第3章の式(3.14)を参照)に相当するが、分布が一致したのみで領域区分図のパラメーターとして妥当と言えるかどうか、さらに検討する必要がある。

以上の無次元水理諸量の確率分布の知見から、交互砂州河川に関する理論が基礎実験データを用いて検証され、実河川にそれを適用する場合、同じ方向量同士の無次元表示での議論

が必要である。また、 $d$ については、水平、鉛直の両方向に関与し、流れの抵抗問題として扱う必要がある。

#### 4.4 池田の波高推定式の修正

池田<sup>7)</sup>は基礎実験データ（大部分は本章で用いたものと重複している）を用いて波高推定式（4.3）を提案した。

$$\begin{aligned} H/h &= k \cdot (B/d)^{-0.45} \cdot (B/h)^{1.9} \\ &= k \cdot (B/h)^{1.45} \cdot (h/d)^{-0.45} \end{aligned} \quad (4.3)$$

$$\text{ここで,} \quad k = 0.0442 \quad (4.4)$$

式（4.3）の右辺の $B/h$ 、 $h/d$ 、 $B/d$ は図-4.1～4.3で明らかのように歪を持つ。そこで、実河川に対する適用精度を上げるため、次のように修正する。統計的代表値として平均値を用いて、表-4.1の特性値から、

$$B_r/h_r = 3.68, \text{ 即ち, } B_m/h_m = (1/3.68) \cdot B_p/h_p \quad (4.5)$$

$$h_r/d_r = 11.93, \text{ 即ち, } h_m/d_m = (1/11.93) \cdot h_p/d_p \quad (4.6)$$

$$B_r/d_r = 40.58, \text{ 即ち, } B_m/d_m = (1/40.58) \cdot B_p/d_p \quad (4.7)$$

を得る。式（4.5）～（4.7）を式（4.3）に代入すると、式（4.3）の右辺の係数 $k$ は上式で0.0197、下式で0.0204となり、式（4.4）はこれらの平均値、

$$k = 0.0201 \quad (4.8)$$

で置き換えられる。

図-4.14は、従来のどの砂州形成領域区分図でも単列交互砂州域に入る10河川（尻別川、最上川、阿賀野川、千曲川、天竜川、揖保川、加古川、江の川、仁淀川、十勝川水系士幌川<sup>15)</sup>）と池田<sup>7)</sup>が例示した那賀川（○印）について、式（4.8）の修正係数を用いて式（4.3）の上式による計算値と実測値を比較したものである。式（4.4）と（4.8）から明らかのように池田の推定式による計算値は約2倍になり、式（4.8）を用いた方が実河川への適用精度は高い。式（4.3）の上式を用いた理由は、 $B/d$ より $h/d$ （図-4.2）の方が基礎実験データと実河川データに変動係数の違いがあるからである。

以上の池田の波高推定式の修正は、便宜上、平均値を用いて補正したものであるが、次に、

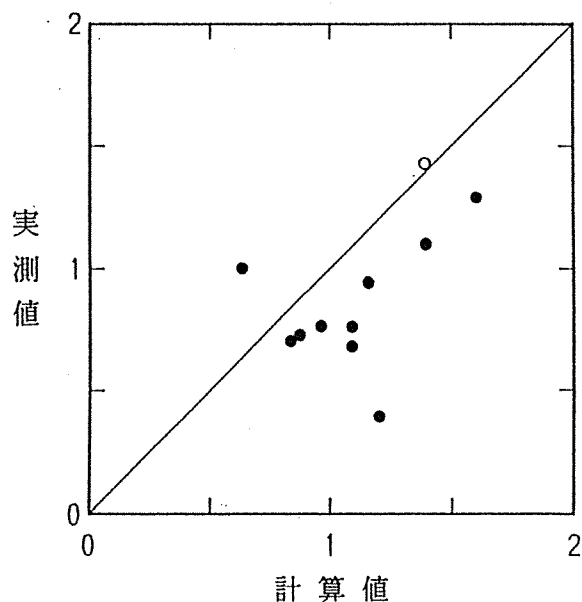


図-4.14 式(4.3)と(4.8)による $H/h$ の推定

第3章の歪み相似則を用いて考察してみる．式(4.3)より，相似条件は，

$$(H/h)_r = k_r \cdot (B/h)_r^{1.45} \cdot (h/d)_r^{-0.45} \quad (4.9)$$

であり，式(4.9)に，第3章の，

$$\left. \begin{array}{l} \text{式(3.27)} : (H/h)_r = n^{(c-1)/2} \\ \text{式(3.24)} : (B/h)_r = n^c \\ \text{式(3.1')} : (h/d)_r = 1/I_r = n \end{array} \right\} \quad (4.10)$$

を代入して， $k_r$ について解くと，

$$k_r = n^{(c-1)/2 - 1.45c + 0.45} \quad (4.11)$$

となる．歪比 $n$ は，表-4.1より，

$$n = I_m / I_p = 1.57 \times 10^{-2} / 2.05 \times 10^{-3} = 7.65 \quad (4.12)$$

と求まり，これを式(4.10)に代入して，

$$\left. \begin{array}{l} \text{Iの相似則}(c=1) : k_r = 1/7.65 \\ \text{IIの相似則}(c=2/3) : k_r = 1/4 \\ \text{IIIの相似則}(c=1/5) : k_r = 3/5 \end{array} \right\} \quad (4.13)$$



を得る。  $k_r = 1$  とはならず、前記のような修正 ( $k_r = 1/2$  に相当) も実用上有効であると考えられる。

#### 4.5 結 語

本章の結論として、従来の交互砂州形成に関する基礎実験は、歪模型実験に相当することが明らかになった。したがって、砂州河床河川についての理論が基礎実験データを用いて検証されたとしても、実際河川にそれを適用する場合、例えば、歪が影響しない同じ方向要素同士の無次元表示での議論が必要である。

他に明らかになった事項は次のとおりである。

- (1) 基礎実験、実際河川を問わず、平均的に、砂州長  $l$  は式 (4.1) :  $l = 4.5 B$ 、波高  $H$  は式 (4.2) :  $H = h$  程度である。
- (2) 基礎実験データを用いて得られた池田の波高推定式の係数は、実際河川に対する適用精度を上げるために式 (4.8) に修正できた。

#### 参 考 文 献

- 1) Uchijima, K. : Statistical Properties of the Hydraulic Quantities for Alternate Bar Formation, Proceedings of the Sixth IAHR International Symposium on Stochastic Hydraulics, pp.243-250, 1992.
- 2) 土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会：洪水流の三次元流況と流路形態に関する研究, p.118, 1982.
- 3) 池田宏：実験水路における砂礫堆とその形成条件, 地理学評論, 第46巻, 第7号, pp.435-451, 1973.
- 4) 近藤幸雄・小森保数：交互砂州に関する基礎的実験, 北海道開発局土木試験所月報, 第251号, pp.1-10, 1974.
- 5) 井口正男：大型水路による細礫の流送実験, 昭和53・54年度文部省科学研究費試験研究(2), 中間報告, p.63, 1980.
- 6) 藤田裕一郎：沖積河川の流路変動に関する基礎的研究, 京都大学学位論文, p.210, 1980.
- 7) Ikeda, S. : Prediction of Alternate Bar Wavelength and Height, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.110, No.4, pp.371-386, 1984.

- 8) 長谷川和義：沖積蛇行の平面および河床形状と流れに関する水理学的研究，北海道大学学位論文，p.184，1983.
- 9) 福岡捷二・内島邦秀・山坂昌成・早川博：交互砂州上の流砂量分布，第27回水理講演会論文集，pp.697-702，1983.
- 10) 内島邦秀・早川博：交互砂州の発達に伴う底面流速分布と流砂量分布，土木学会第40回年次学術講演会講演概要集，第2部，pp.433-434，1985.
- 11) 内島邦秀・早川博：交互砂州が存在する側岸粘着性流路の変動に関する実験的研究，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.225-228，1986.
- 12) 内島邦秀・早川博：掃流・浮流砂混在条件下の交互砂州性状に関する実験的研究，土木学会北海道支部論文報告集，第45号，pp.353-358，1989.
- 13) 建設省河川局治水課・建設省土木研究所：河川の蛇行に関する研究，第30回建設省技術研究会論文集，pp.101-143，1976.
- 14) 黒木幹男・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集，第342号，pp.87-96，1984.
- 15) 内島邦秀・早川博：土幌川における河床形態について，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.235-240，1986.

## 第5章 低水流による交互砂州の変形特性に関する研究<sup>1) 2)</sup>

### 5.1 概 説

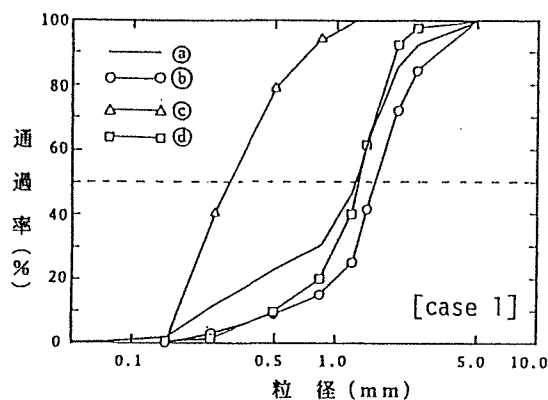
従来の交互砂州に関する基礎実験の大部分は、砂州が完全に水没した場合の実際河川の洪水時（低水路満杯流量時）を想定したものである。実際河川では、洪水時の短期間に砂州が形成され、流量が減少すると砂州河床の低位部に沿った流れとなる。その結果、護岸の有無に拘らず、低水路内に新たに蛇行流路が発生し、局所洗掘が進行して河道の維持、河川の管理上問題になる<sup>3)</sup>。この低水時蛇行流路の形成過程とこれに伴う砂州の変形について、また、これらの履歴が、次の洪水時に再び形成されるであろう交互砂州（再現砂州）にどのように影響するのか、十分に把握されていない。

低水流による砂州河道の河岸浸食及び低水流路の形成とその変動機構について、石井・岸・黒木・沓沢<sup>4)</sup>の研究があり、また、最近、湯城・芦田・江頭・岡部<sup>5)</sup>の研究があるが、実験の底質材料としてほぼ均一な粒度分布の狭い砂を用いており、本章で考察の対象とした細砂の堆積機構、局所洗掘箇所のふるい分け現象、再現砂州の特性については検討されていない。

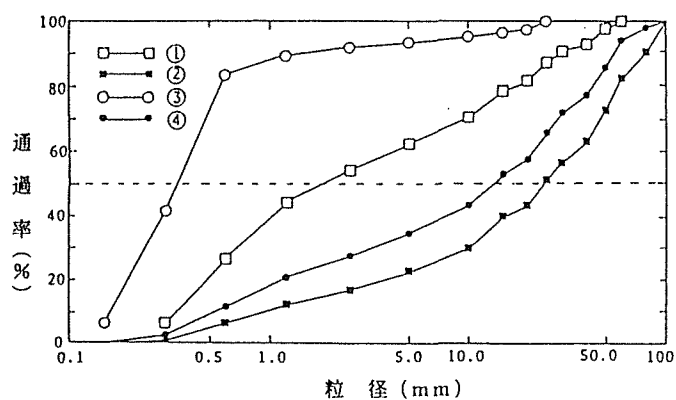
著者らは、昭和59年7月から十勝川水系士幌川（十勝川合流点から3.3 kmまでの区間）の河床形態についての調査に着手し、昭和59年は河床の縦横断測量（第1章の図-1.1）と河床材料の粒度分析、昭和60年は河道・河床のカイト気球による空中写真撮影<sup>6)</sup>（第1章の写真-1.1）を行い、士幌川の河床形態は単列交互砂州であることを確認した<sup>7)</sup>。昭和61年は低水時水衝部の流速を測定した。十勝川合流点から1.5 kmの旭橋地先において、昭和56年から61年までに砂州が完全に水没した出水記録は、昭和56年8月の $420\text{m}^3/\text{s}$ 、58年4月の $101\text{m}^3/\text{s}$ 、8月の $90\text{m}^3/\text{s}$ 、59年5月の $114\text{m}^3/\text{s}$ であり、調査開始から昭和61年まで、砂州の移動を来す洪水は発生していない。

本研究の発端は、士幌川河床材料の粒度分析では砂州先端付近に細砂が著しく堆積しているのに対し、混合粒径砂を用いた交互砂州形成実験では比較的粗い砂粒子が堆積するという相反する結果<sup>7)</sup>に興味を持ったことである。この相違の原因として、実際河川の洪水減水時から低水時に至る間の蛇行滞筋の変遷、そして固定化に伴って形成されるchute域、いわゆる滞筋が河道を斜めに横切る領域及びこれに続くpool域の局所洗掘によって供給される土砂の挙動が、この細砂の堆積現象に大きく関わっていると考えた。

本章では、直線水路に交互砂州を形成させた後、小流量を通水して、低水時蛇行流路の形成過程、これによる砂州の変形特性及びこれらの履歴作用を明らかにする目的で実験を行い、



㉑：元河床材料  
 ㉒：平衡半波長砂州上サンプリングの全試料  
 ㉓：0.6(l/s)通水時の砂州先端部堆積砂  
 ㉔：0.6(l/s)通水時の水路下流端流出砂



①：砂州先端部の表層      ③：砂州先端部の下層  
 ②：表層の全採取試料      ④：下層の全採取試料

図-5.1 実験砂の粒度分布

図-5.2 土幌川(2.82~2.93km)の粒度分布

実験結果について土幌川の調査結果と対比しつつ類似性、相似性を考察すると共に、低水時水衝部の流況特性について土幌川の実測結果に基づいて検討した。

## 5.2 実験装置と実験方法

実験水路は第2章で用いたものと同じで、移動床材料として図-5.1 ㉔の粒度分布を持つ平均粒径1.30mm，比重2.52，標準偏差2.46の混合粒径砂を用いた。厚さ7cmに平坦河床を作り，下流端からの流出砂を給砂して，勾配  $I = 1/50 \sim 1/100$ ，流量  $Q = 1.5 \sim 3.0 \text{ l/s}$  で21ケースの交互砂州形成実験を行った。

水路幅・水深比は  $B/h = 14 \sim 26$  で，平均粒径のほぼ等しい均一砂による形成実験（第2章）に比較して，発達過程で小規模河床形態やstanding waveを伴うことが多かった。混合粒径砂の移動床における砂州の発達する過程には次の二つのタイプが観察された。

㉑：通水初期からこれらの河床波を伴いながら砂州前縁が形成され，小規模河床波が消滅すると間もなく安定した砂州に発達するタイプ。

㉒：砂州前縁が形成されると，淵から砂州先端対岸付近までの洗掘域で細粒化が進み，その箇所から standing waveが発生し，下流側の粗粒化した瀬の部分まで及んで，左右交互にかつ間欠的に発生を繰り返しながら安定した砂州に発達するタイプ。

本研究では，㉑，㉒タイプのなかで典型的な単列交互砂州が形成され，同じ砂州を比較的容易に再現できる表-5.1の2条件（ $B/h = 17$ ）を採用して初期交互砂州河床を形成した。

小流量は，通水初期に砂州の高位部も水没するが，その部分の砂が移動しない流量とし，平衡，発達中砂州河床に対し，それぞれ  $0.5 \sim 0.6 \text{ l/s}$ ， $0.3 \text{ l/s}$  と定め，初期河床状態と

表-5.1 実験条件と実験ケース

砂州発達 のタイプ	勾配 I	流量 Q (l/s)	初期交互砂州河床				実験ケース			再形成交互砂州		
			波高H (cm)	砂州長 l (cm)	波速 (cm/s)	河床状態	Case No.	小流量 (l/s)	通水時間 (t <sub>e</sub> )	波高 (cm)	砂州長 (cm)	波速 (cm/s)
㊦	$\frac{1}{70}$	2.12	2.10	102	0.33	平衡	1	0.6	80 (min)	2.66	98	0.40
			2.15	117	0.35	平衡	2	0.3	180	2.80	120	0.38
㊧	$\frac{1}{60}$	2.35	1.93	97	0.73	平衡	3	0.5	60	2.40	93	0.61
			0.83	72	—	発達中	4	0.5	120	2.30	90	0.66
			1.15	94	—	発達中	5	0.3	480	3.05	113	0.56

小流量を組み合わせたcase 1～5について実験を行った。小流量通水時の給砂は行わず、通水は局所洗掘がほぼ平衡になった時点で中止した。

元流量を再通水して形成される砂州の特性も調べるために、初期交互砂州河床は水路下流端から4 m以上に形成した砂州1波長半区間（砂州3個分）のものとし、その区間で縦横断形状の測定を繰り返した。

### 5.3 蛇行小流路の形成と砂州の変形

直線水路で形成される交互砂州は発達に伴って波高・砂州長比  $H/l$  が大きくなることを第2章図-2.20で示した。本実験では、表-5.1から明らかなように発達中初期砂州河床は平衡砂州河床の  $H/l$  の約  $1/2$  になるように制御されている。以下、初期河床形状の相違は  $H/l$  で代表する。

図-5.3は、初期平均河床面からの最大洗掘深（平均河床面からの最大深さ） $D_0$ を初期波高 $H_0$ で無次元化し、その経時変化を無次元時間で表示したものであり、表-5.1の測定諸量と同様に測定区間の平均値（以下の実験値も同様）を用いている。

case 4を除き、最大洗掘深は時間の経過と共に増大し、 $D_0/H_0 \approx 1.3$ で平衡を保つことが分かる。初期河床に対する流量規模が同程度であるcase 1, 3, 5の局所洗掘の進行度合はほぼ等しく、同じ初期河床状態に対しては、流量の大きいほど局所洗掘の進行速度は大きい（case 1と2, 4と5）。case 4は初期砂州河床の移動には至らなかったものの他のcaseと異なり、初期河床に対する流量規

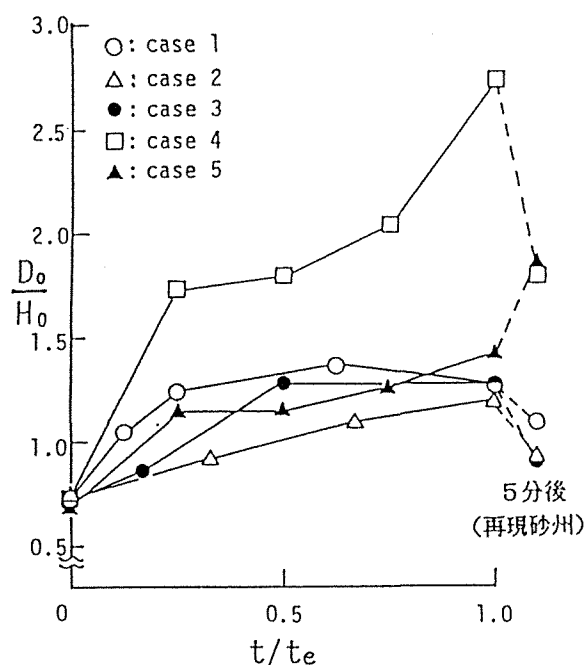
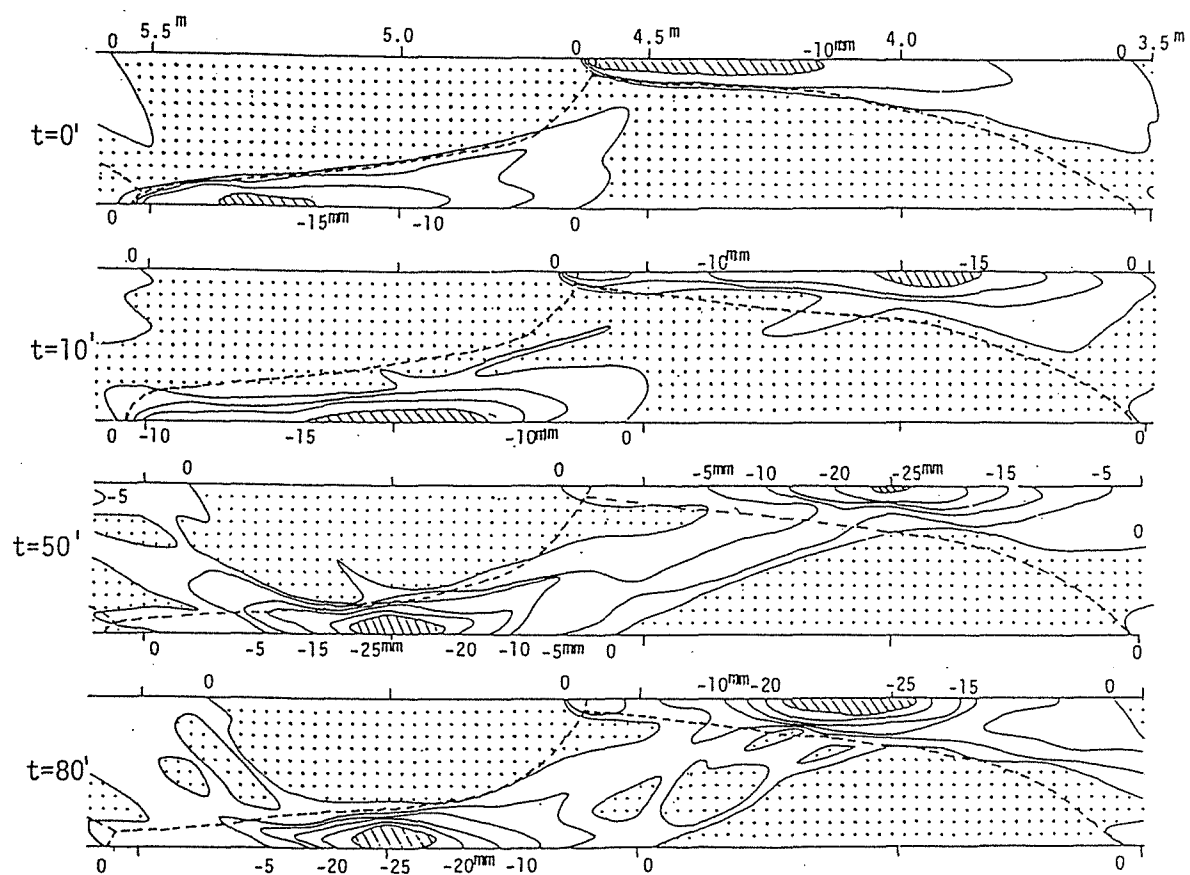
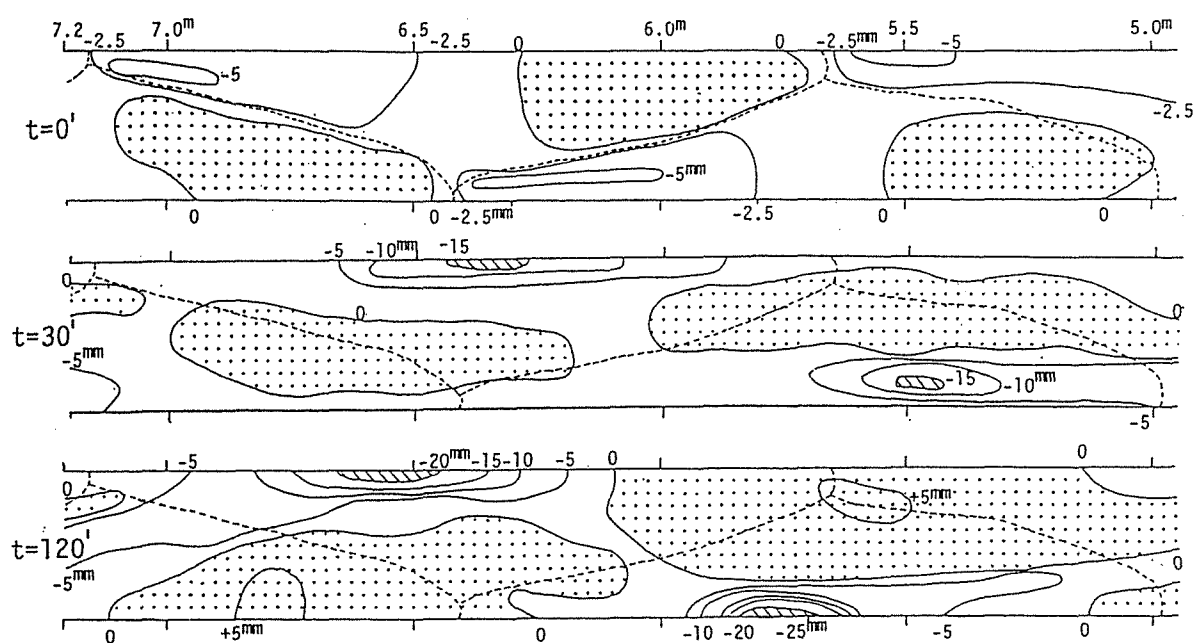


図-5.3 最大洗掘深の経時変化

模を大きくした実験であって、実際河川の洪水引水時で砂州の移動が止んだ後の或る流量を仮想したものである。



(a) case 1



(b) case 4

図-5.4 交互砂州河床形状の変形と蛇行小流路の形成

図-5.3には、元流量の再通水で形成し、4～6分後に測定した再現砂州のデータもプロットした。再現砂州は小流量通水の履歴を持った初期砂州を追跡したもので、case5以外は掃流砂による埋め戻しによって最大洗掘深は減少するが、後述のように砂州自体は表-5.1でも明かのように、全caseで波高は初期平衡砂州よりも大きくなる。

図-5.4は、初期（ $t=0$ 分）の平均河床面を基準にした高低差によって蛇行小流路の形成過程を見ようとしたものであり、高位部を網掛け、洗掘域を白抜きとした5mm間隔の河床等高線図である。破線は初期砂州前縁線を示す。水路勾配に対応する高さを差し引いて図示した。斜線部分は最大洗掘箇所（局所洗掘箇所）を示す。

図-5.4（a）は初期河床状態が平衡砂州のときの代表例としてcase1について示したものである。最大洗掘箇所は、 $t=10$ 分で砂州先端から砂州長の3～4割上流に位置する。この位置は元流量通水時の平衡砂州上の水衝部位置<sup>8) 9)</sup>と一致する。その後、徐々に上流側に移行しつつ様に洗掘深が増大し、50分以降砂州長の5割位置に固定して局所洗掘は平衡を維持する。

このことは、河道を斜めに横切るchute域が徐々に狭まりつつその偏角を増して行き、初期砂州前縁で段落ち流れの様相を呈することと相まって次第に段差も小さくなり、chute域が固定して蛇行小流路が形成されることと良く対応する。case2, 3も同様な過程で小流路を形成するが、case5では局所洗掘箇所の移動は小さく初期砂州の最大洗掘箇所寄りに固定した。

この蛇行小流路形成の進行過程で、chute域と局所洗掘箇所から供給される土砂は段落ち流れによって巻き上げられ、比較的粗い砂は主流方向に掃流され、一方、細砂の多くは砂州前縁沿いに堆積すること、また、局所洗掘箇所とchute域から供給される粗砂は側岸に沿って移動して堆積することが観察された。

局所洗掘箇所下流では図-5.5に模式的に示したふるい分け現象が起こる。細砂の堆積は主流の蛇行によって生じる前縁向きの2次流によるものであり、時間の経過に連れて砂州先端付近の前縁直下に移動して堆積し、砂州先端が細砂から成る砂州に変化した。

以上の堆積細砂と掃流砂の粒度特性は、図-5.1の㉔、㉕より明かのように掃流砂が均一砂に近く、堆積細砂の50%粒径が㉕、㉕の10%粒径以下に相当する。この関係は、土幌川

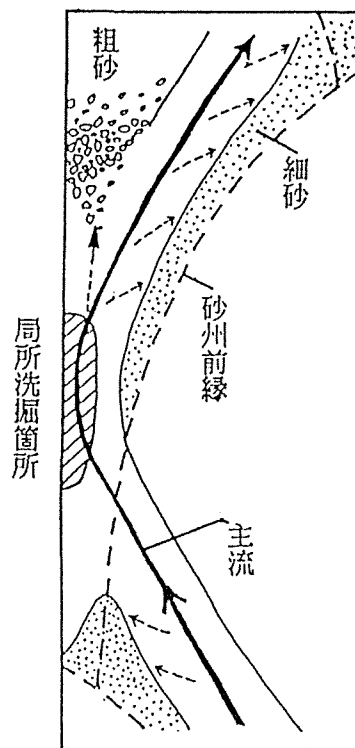


図-5.5 ふるい分け現象

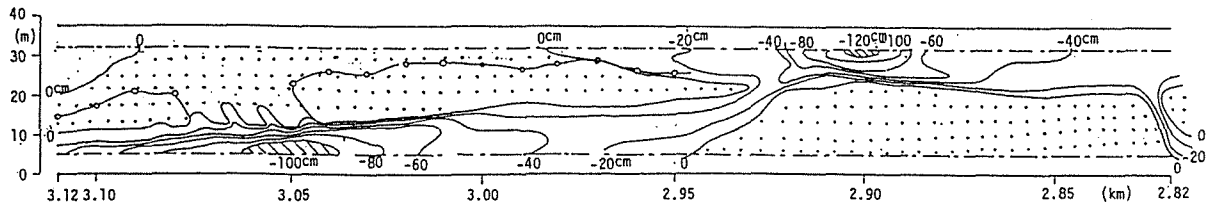


図-5.6 土幌川の河床形状 (昭和59年7月測量, 図-1.1の No.12, No.13 砂州)

の図-5.2の③, ④に対しても成立し, ①, ②についても15%以下であり, 上に述べた細砂の堆積過程は実際現象を良く説明すると言える。

図-5.6は, 図-5.4と同様に図示した土幌川の河床形状である。1点鎖線は低水護岸法尻で, 上流側砂州上の○印を連ねた線は水際を示し, この左岸寄り3.05kmから下流2.94kmまで死水域であった。5.2で述べたように5月に洪水があり, この洪水減水時には二分された流路が形成されていたと推定できる。上流側の砂州No.13の波高は下流側の砂州No.12より小さく, 砂州長は長い。砂州No.13の $H/l$ 値はNo.12のその $1/2$ であった<sup>7)</sup>。したがって, 流量規模の等しいcase1と4, 2と5のうち,  $H/l$ 値の小さいcase4と5の小流路形成過程で二分された流路が形成されると予想できる。

図-5.4(b)の $t=30$ 分で, それが明確に形成された。case4, 5とも通水最終時点では, 進行過程で図-5.5の粗砂の堆積作用によって局所洗掘側下流の流路は消滅し, 単一蛇行流路となった。

実際河川では, 流量の変動もあり,  $H/l$ 値の異なる砂州が連続していることが普通である。土幌川では, 比較的 $H/l$ 値の小さい砂州上に二分された流路が認められた。

流量の減少によって局所洗掘が進み, 図-5.4より明かのように砂州は変形する。case4では局所洗掘箇所が初期砂州先端の対岸に移って大きく変形したにも拘らず, 左右側岸沿いの河床縦断形状は波形を成して交差し, 交互砂州形状を示した。他のcaseは初期の当該砂州区間内で局所洗掘が進行した。

図-5.7は, 砂州の変形を考慮しないで, 通水最終時点の平均河床面を基準に求めた最大洗掘深 $D$ と波高 $H$ の関係を示したものである。変形砂州は, 初期砂州および再現砂州と同様にJaeggi<sup>10)</sup>, 池田<sup>11)</sup>が示した関係式,

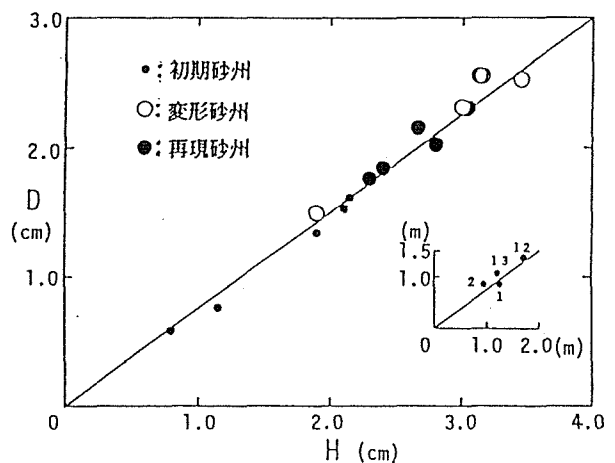


図-5.7  $D$ と $H$ の関係 (挿入図は土幌川)



$$D = (3/4) \cdot H = 0.75H \quad (5.1)$$

を支持し、変形砂州を区別することができない。

ところで、第2章の2.3.2で、砂州の半波長区間にわたって平均した平均横断面の最大高低差  $H_m$  は、平衡砂州、未発達砂州にかかわらず波高  $H$  の  $2/3$  となることを第2章の式(2.13)に示した。この関係式に基づいて検討したのが図-5.8であり case 1～5の変形砂州は式(2.13)を支持しなく、区別できる。

図-5.9は実際河川の例であり、士幌川のNo.12砂州の他にNo.1, 3, 4の砂州についても左右岸沿い河床縦断形状より局所洗掘の進行が確認された。那賀川、滝沢川、熊川のデータは井口<sup>12)</sup>の著書に掲載の河床縦断図より、左右岸沿い河床縦断線で囲まれた面積を縦断線の交点

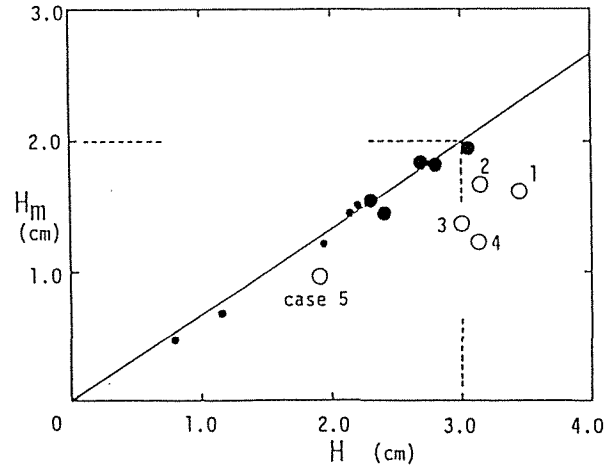


図-5.8  $H_m$ と $H$ の関係

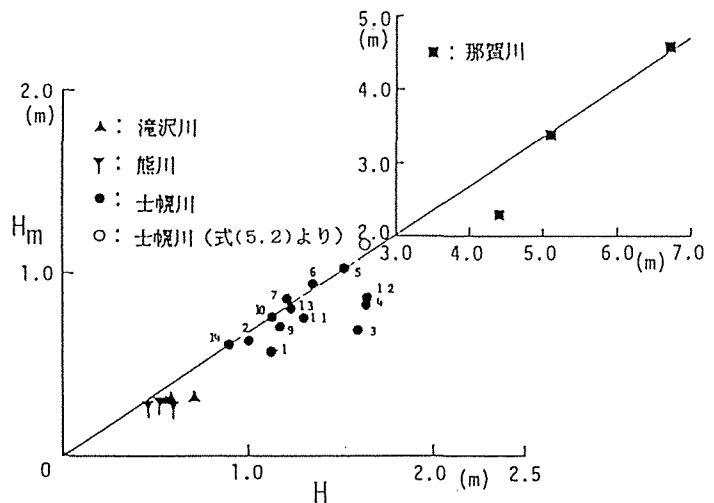


図-5.9 実際河川の  $H_m$ と $H$ の関係

間距離、即ち、砂州長で割って  $H_m$  を求め、プロットした。那賀川においても縦断図を見る限り、式(2.13)を支持しない砂州に極端な局所洗掘が認められ、砂州は変形していると思われる。また、図-5.9には、第2章の図-2.4と同様の座標軸をとり、交互砂州の縦横断形状を次式で表現し、

$$\eta = a_1 \sin \frac{\pi y}{B} \cos \left( \frac{2\pi x}{L} - \phi \right) - a_2 \cos \frac{2\pi y}{B} \quad (5.2)$$

ここで、 $\eta$  : 平均河床高からの深さ、 $B$  : 水路幅、 $a_1, a_2$  : 卓越モード、

$L$  : 砂州波長、 $\phi$  : 位相の遅れ。

$a_1 = 0.810$ ,  $a_2 = 0.255$  として、士幌川No.12砂州の縦横断形状を表現した場合の結果もプロットした。式(5.2)による砂州形状の表示は式(2.13)を支持するものの、変形砂

州に対する式(5.2)の適用は平滑化されて、変形砂州形状を十分に表し得ないことが分かる。図-5.8, 5.9から、変形していない砂州の形状は実験水路、実河川を問わず、その形状はほぼ相似であると言える。

なお、左右側岸沿い縦断面図から求めた半波長平均の波高( $H_m'$ )が、10cm間隔の横断面図から求めた半波長平均の波高( $H_m$ )に一致するかどうかを、初期砂州、変形砂州及び再現砂州について検証した結果は図-5.10のとおりであり、多少 $H_m'$ が小さいが、ほぼ一致する。

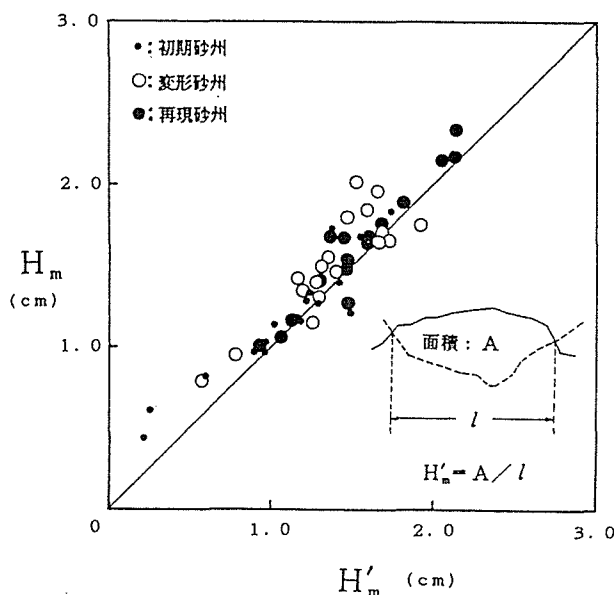


図-5.10 半波長平均波高の求め方の比較

以上の通り、小流量通水の履歴は、砂州前縁線に沿って小流路を形成し、局所洗掘深を増大させ、ふるい分け作用を伴って、前縁沿いに細砂、局所洗掘側下流の側岸寄りに粗砂の堆積を引き起こす。

元流量を通水すると、

(1)局所洗掘箇所流量が集中するため横断方向流速は大きくなる。

(2)前縁沿いの流路の形成は前縁段差を大きくさせ、そのため縦断方向流速差が大きくなって堆積細砂はその位置に留まる。

(3)このため流送土砂は粗粒化し、減摩効果<sup>13)</sup>も伴って、その移動速度は大きくなる。

これらの相乗作用によって、初期砂州河床が発達過程にある砂州であれば当然であるが、たとえ十分発達した平衡状態の砂州河床でも、再現砂州の波高、波速は増大する可能性がある。

#### 5.4 低水時水衝部の流況特性

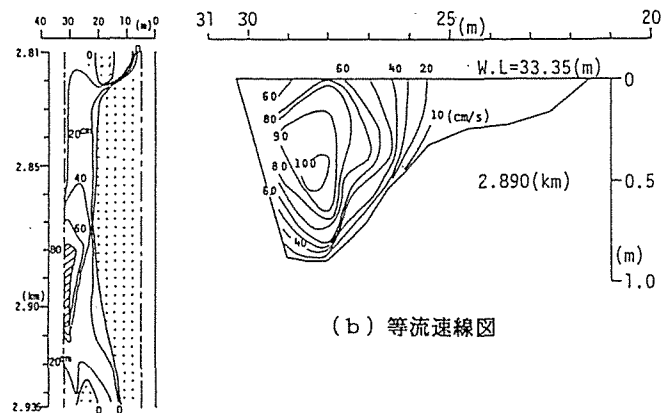
図-5.11は、土幌川の砂州No.12における水衝部付近(局所洗掘箇所)の河床形状と流速の測定結果である。流速測定には電磁流向流速計(盛岡計器製作所製)を用いた。人為的な流況変動を除くためと流速計を鉛直に保持するために支持柄を作製し、測定位置から1m下流に離れ、徒渉法で測定した。

図-5.11(a)は、平均河床面を基準にした河床等高線図で、斜線部分は最深部である。

(b) 図は等流速線図の1例を示したものであり、最大水深部の5割位置に最大流速が発生しているのが特徴的である。

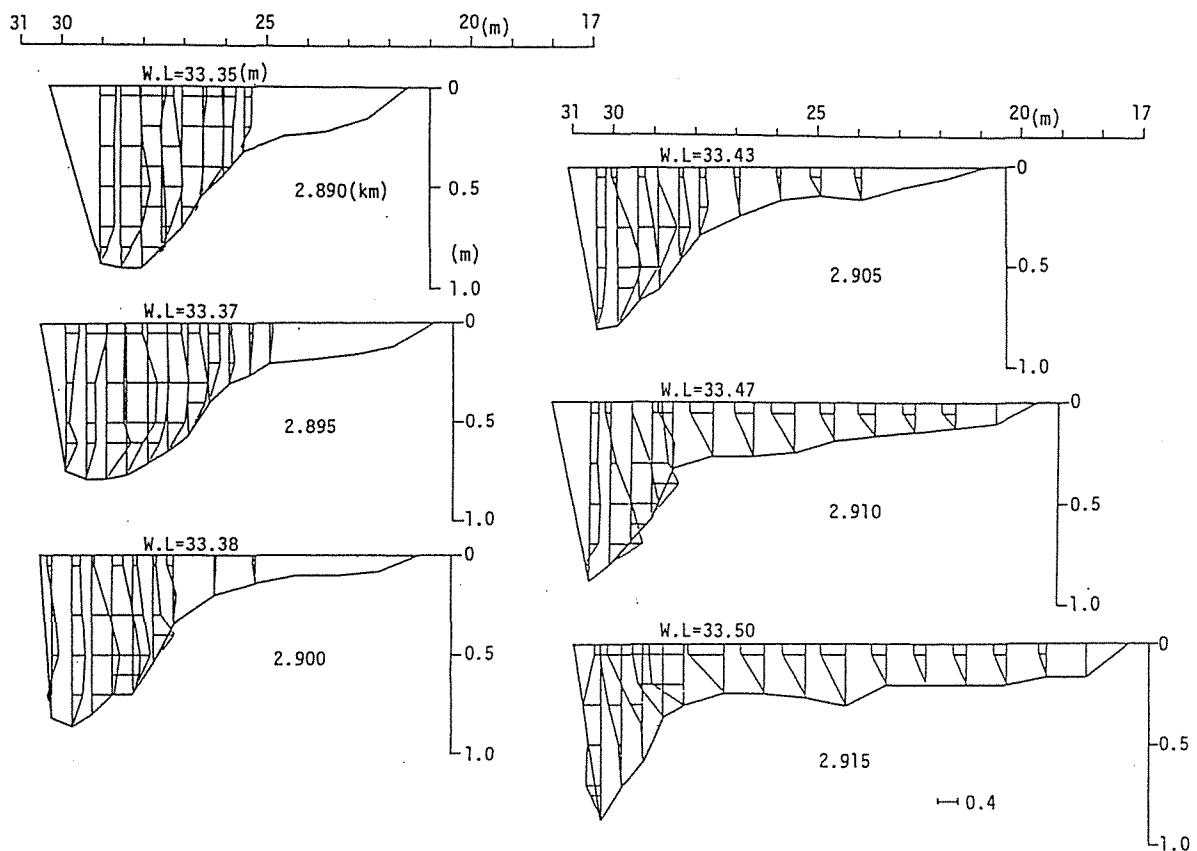
図-5.11 (c) の2次流（横断方向流速）の鉛直分布は、縦断方向の全断面の平均流速値  $V = 50 \sim 65 \text{ cm/s}$  で除し、無次元化して表した。(c) 図より、前縁向きの2次流の最大値は0.6のオーダー（ $30 \sim 39 \text{ cm/s}$ ）に及ぶことが分かる。一方、実験水路に形成した平衡砂州を油性ボンドで固定し、その上の流れを詳細に測定して、水衝部及び最大洗掘箇所の前縁向きの2次流の最大値は、それぞれ  $V$  の0.2, 0.1オーダーになるという結果を得ている（図-5.12, 図-5.13）<sup>14)</sup>。

土幌川のこの地先における低水路満杯流量時の平均流速  $V$  を Manning 公式で推定すると  $V = 2.9 \text{ m/s}$  で、前縁向きの2次流は  $29 \sim 58 \text{ cm/s}$  程度と予想される。洪水時の砂州前縁は粗砂で構



(b) 等流速線図

(a) 河床形状



(c) 2次流（横断方向流速）の鉛直分布

図-5.11 土幌川低水時水衝部近傍の流況図（昭和61年8月8日実測）

成され、砂州の前進も伴うことを推察すれば、砂州先端の細砂の堆積現象には低水時水衝部の2次流が大きく関わっていると考えられる。

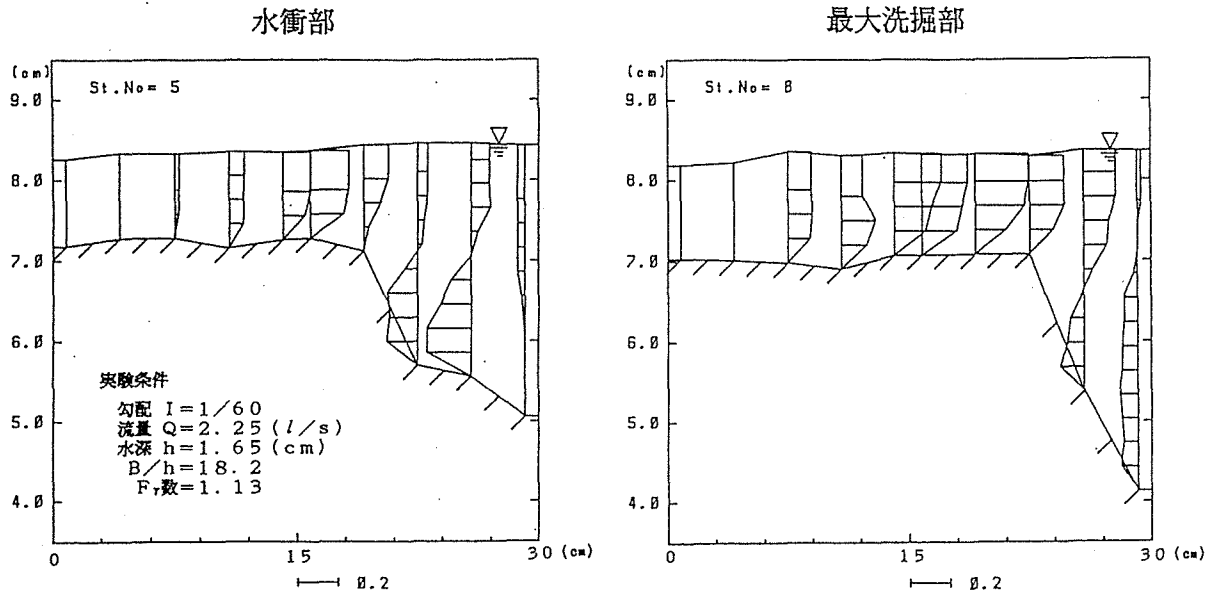


図-5.12 固定交互砂州上の横断方向流速の垂直分布

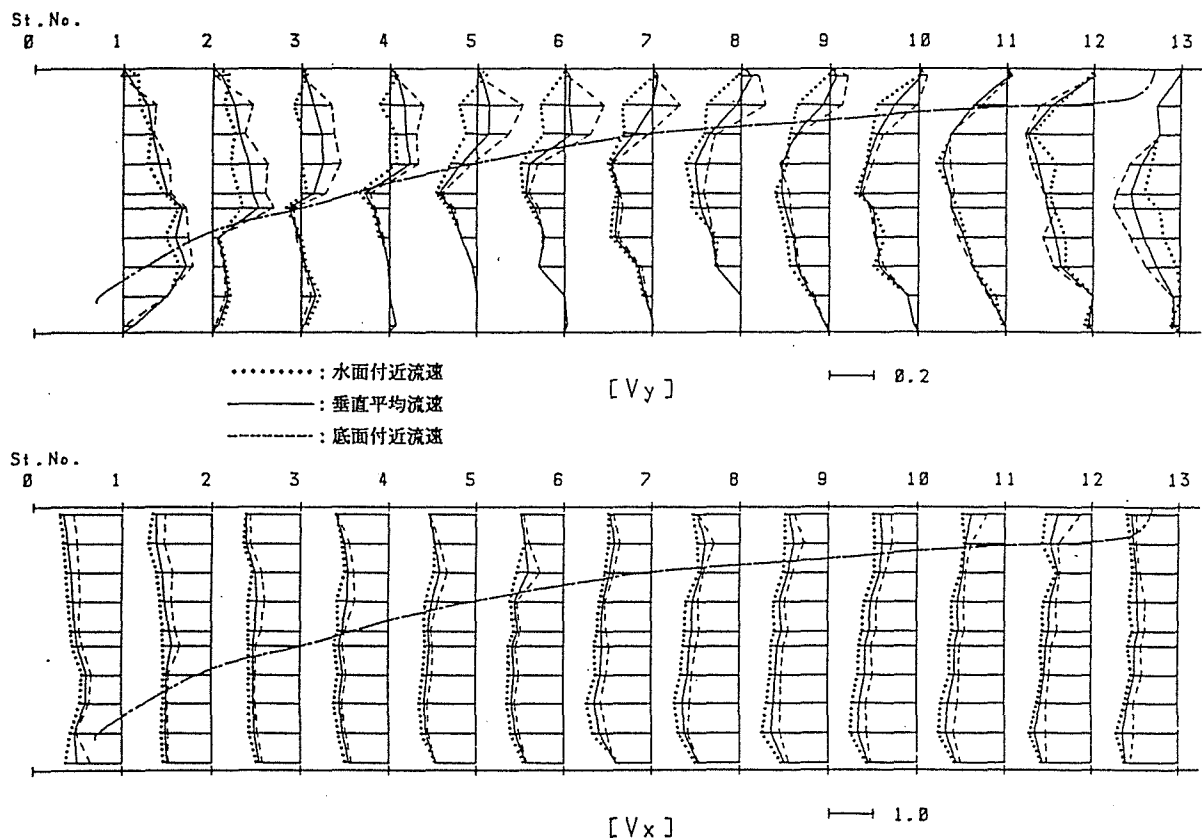


図-5.13 固定交互砂州上の縦・横断方向流速の平面分布

## 5.5 結 語

本章で明らかになった事項は、次のとおりである。

- (1) 交互砂州河床における深掘れ部の洗掘深は、小流量によって単一蛇行小流路が形成されると、さらに大きくなる。
- (2) 波高・砂州長比  $H/l$  が比較的小さい場合に、二分される小流路が形成される。このことは、土幌川の調査結果と一致した。
- (3) chute域とpool域水衝部から供給される細砂の多くは、砂州先端部に堆積する。これには洪水時よりも減水時あるいは低水時の水衝部での2次流が大きく関わっている。
- (4) 実験による堆積細砂の粒度分析によって、土幌川の粒度特性を良く説明できた。
- (5) 小流量によって変形した交互砂州は、第2章の式(2.13)、即ち、 $H_m = (2/3)H$  を支持しないことで区別できる。
- (6) 小流量による(1)、(3)の履歴によって、元流量(低水路満杯流量)を通水すると、初期河床の平衡交互砂州よりも波高、波速の大きい交互砂州に発達する可能性がある。

## 参 考 文 献

- 1) 内島邦秀・早川博：流量が減少した場合の交互砂州の変形特性，第31回水理講演会論文集，pp.683-688，1987.
- 2) Uchijima, K. : Characteristic Deformation of Alternate Bars due to Low Flow, Proceedings of the 1990 National Conference on Hydraulic Engineering (ASCE), Vol.1, pp.287-292, 1990.
- 3) 須賀堯三：河川の蛇行現象と河道計画，土木技術資料，第18巻,第1号，pp.3-8，1976.
- 4) 石井千万太郎・岸力・黒木幹男・沓沢辰美：砂州河道における河岸浸食と低水流路，第33回水理講演会論文集，pp.379-384，1989.
- 5) 湯城豊勝・芦田和男・江頭進治・岡部健士：低水路の形成と変動機構，水工学論文集，第36巻，pp.75-80，1992.
- 6) 小泉俊雄・村井俊治・小池俊雄・真鍋弘道：カイト気球を用いた空中写真撮影システムとその応用，写真測量とリモートセンシング，第25巻，第3号，pp.12-23，1986.
- 7) 内島邦秀・早川博：土幌川における河床形態について，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.235-240，1986.

- 8) 福岡捷二・山坂昌成：直線流路における河岸水衝位置の予測，土木学会第39回年次学術講演会講演概要集，第2部，pp.389-390，1984.
- 9) 内島邦秀・早川博：交互砂州が存在する側岸粘着性流路の変動に関する実験的研究，土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.225-228，1986.
- 10) Jaeggi, M.N.R. : Formation and Effects of Alternate Bars, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.110, No.2, pp.142-156, 1984.
- 11) Ikeda, S. : Prediction of Alternate Bar Wavelength and Height, Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, Vol.110, No.4, pp.371-386, 1984.
- 12) 井口昌平：川を見る，東京大学出版会，153p，1979.
- 13) 池田宏・伊勢屋ふじこ：混合砂れきの流送に伴う縦断的分級，第30回水理講演会論文集，pp.217-222，1986.
- 14) 北見工業大学河川研究室：交互砂州上の流れ特性に関する研究，120p，1985.

## 第6章 河道湾曲を考慮した砂州河床の相似性に関する検討

### 6.1 概 説

本章では、流路が湾曲したときの砂州の変形及び相似性について検討する。はじめに湾曲流のみによって生じる河床洗掘深の縮尺比が歪の影響を受けないことを示し、湾曲の度合いがあまり大きくない交互砂州河川に対しては、歪比がある限界以下の歪模型によって予測が可能なることを明らかにする。これらの限界の無次元曲率（河幅／曲率半径）と歪比は湾曲による洗掘深が砂州波高の半分を越えない条件により導かれる。

続いてこれらに関して行った2種類の検証実験の結果を述べる。その一つは、直線流路に発生させた交互砂州を固定化し、側岸を粘着性河岸に置き換えて実施した蛇行発達実験であり、湾曲の発達に伴い横断方向に砂州が伸長するものの、波高の変化がほとんど見られないことを明らかにする。その二は、湧別川に対する歪模型実験であり、河道平面形状を相似に与え、歪比 6.5として河床形状の予測を行った結果、砂州波高に対する歪関係式を用いて再現した河床は実測値と非常によい一致を示した。これらにより、条件内の曲率を有する河川に対しては、直線水路における交互砂州の相似則（限界歪比以下）をそのまま適用しても、かなり良好な予測が可能なることを示す。

### 6.2 河道湾曲を考慮した砂州河床の相似則

河床洗掘深  $\eta$  は河床横断面の平均河床高からの最大深さと定義する。 $\eta$  の推定式は、平均水深  $h$  で無次元化して、

$$\frac{\eta}{h} = \frac{\eta_H}{h} + \frac{\eta_b}{h} \quad (6.1)$$

で表される<sup>1)</sup>。ここで、 $\eta_H$ ：河道が直線でも洗掘される量、即ち、砂州に起因する洗掘深、 $\eta_b$ ：河道の湾曲に起因する洗掘深である。

$\eta_b/h$  は、一様湾曲水路に対する理論式<sup>1)</sup>、

$$\frac{\eta_b}{h} = \frac{1}{2} \cdot N_* \cdot (\mu_s \cdot \mu_k \cdot \tau_* / \tau_{*c})^{0.5} \cdot (B/r) \quad (6.2)$$

で与えられる。ここで、 $N_*$ ：2次流の強さを示す係数（Rozovskiiによれば $N_*=11$ ）、 $\mu_s$

：砂粒の静止摩擦係数（＝1）， $\mu_k$ ：砂粒の動摩擦係数（＝0.6）， $\tau_*$ ：無次元掃流力， $\tau_{*c}$ ：無次元限界掃流力（＝0.05）， $B$ ：水路幅， $r$ ：曲率半径である．

式（6.2）によれば， $\eta_b/h$ の縮尺比 $(\eta_b/h)_r$ は， $N_*$ ， $\mu_s$ ， $\mu_k$ ， $\tau_{*c}$ の縮尺比を1としてよく， $B_r = r_r$ であり，第3章のⅠ，Ⅱ，Ⅲの相似則（以下，Ⅱの相似則を用いる）では， $\tau_{*r} = 1$ であるから，

$$(\eta_b/h)_r = 1 \quad (6.3)$$

となり， $\eta_b/h$ は，歪みの影響を受けないことが分かる．

一方， $\eta_H/h$ は，第4章の式（4.8）の係数を用いた池田の砂州波高推定式（4.3）より， $\eta_H = (3/4)H$ を考慮して，

$$\eta_H/h = (3/4) \cdot 0.0201 \cdot (B/h)^{1.45} (h/d)^{-0.45} \quad (6.4)$$

で表される．

河道湾曲による洗掘深 $\eta_b$ が砂州波高 $H$ の半分を越えない条件， $\eta_b/h \leq (1/2)(H/h) = (1/2) \cdot (4/3)(\eta_H/h)$ から限界無次元曲率 $B/r$ を求めると，式（6.2）と式（6.4）より，

$$\frac{B}{r} \leq \frac{0.0201 \cdot (B/h)^{1.45} (h/d)^{-0.45}}{N_* \cdot (\mu_s \cdot \mu_k \cdot \tau_* / \tau_{*c})^{0.5}} \quad (6.5)$$

となる．また， $\eta_b/\eta_H$ は式（6.2）と（6.4）より，

$$\frac{\eta_b}{\eta_H} \leq \frac{(1/2) \cdot N_* \cdot (\mu_s \cdot \mu_k \cdot \tau_* / \tau_{*c})^{0.5} \cdot (B/r)}{(3/4) \cdot 0.0201 \cdot (B/h)^{1.45} (h/d)^{-0.45}} \quad (6.6)$$

となり， $B/r$ の限界条件では， $\eta_b/\eta_H = 2/3$ である．

さて，河道湾曲を考慮した洗掘深の相似則は，式（6.1）と（6.3）より，

$$\begin{aligned} \left(\frac{\eta}{h}\right)_r &= \left(\frac{\eta_H}{h} + \frac{\eta_b}{h}\right)_r \\ &= \frac{(\eta_H/h)_r + (\eta_b/\eta_H)_m}{1 + (\eta_b/\eta_H)_m} \end{aligned} \quad (6.7)$$

と表される．式（6.7）において， $(\eta_H/h)_r$ は第3章のⅡの水理相似則に基づいた砂



州波高式 (3.28) を用いれば,

$$(\eta_H/h)_r = (H/h)_r = n^{-1/6} \quad (6.8)$$

である. また,  $(\eta_b/\eta_H)_m$  は式 (6.3) と (6.8) より,

$$\begin{aligned} (\eta_b/\eta_H)_m &= \frac{(\eta_b/h)_m}{(\eta_H/h)_m} = \frac{(\eta_b/h)_p}{n^{1/6} (\eta_H/h)_p} \\ &= n^{-1/6} (\eta_b/\eta_H)_p \end{aligned} \quad (6.9)$$

となる. したがって, 式 (6.7) に式 (6.8) と (6.9) を代入して, 洗掘深の相似則は式 (6.10) で表される.

$$\left(\frac{\eta}{h}\right)_r = \frac{n^{-1/6} + n^{-1/6} (\eta_b/\eta_H)_p}{1 + n^{-1/6} (\eta_b/\eta_H)_p} \quad (6.10)$$

次に, 式 (6.8) と式 (6.10) を比較して, 直線水路における交互砂州の相似則である式 (6.8) の湾曲を有する河川に対する適用限界の歪比について検討する.

数値例として, 第4章の表-4.1 に掲載の標本平均を用いると,  $B/h=86$ ,  $h/d=210$ ,  $\tau_*=0.16$  であり, また,  $N_*=11$ ,  $\mu_s=1$ ,  $\mu_k=0.6$ ,  $\tau_{*c}=0.05$  とすれば, 式 (6.5)

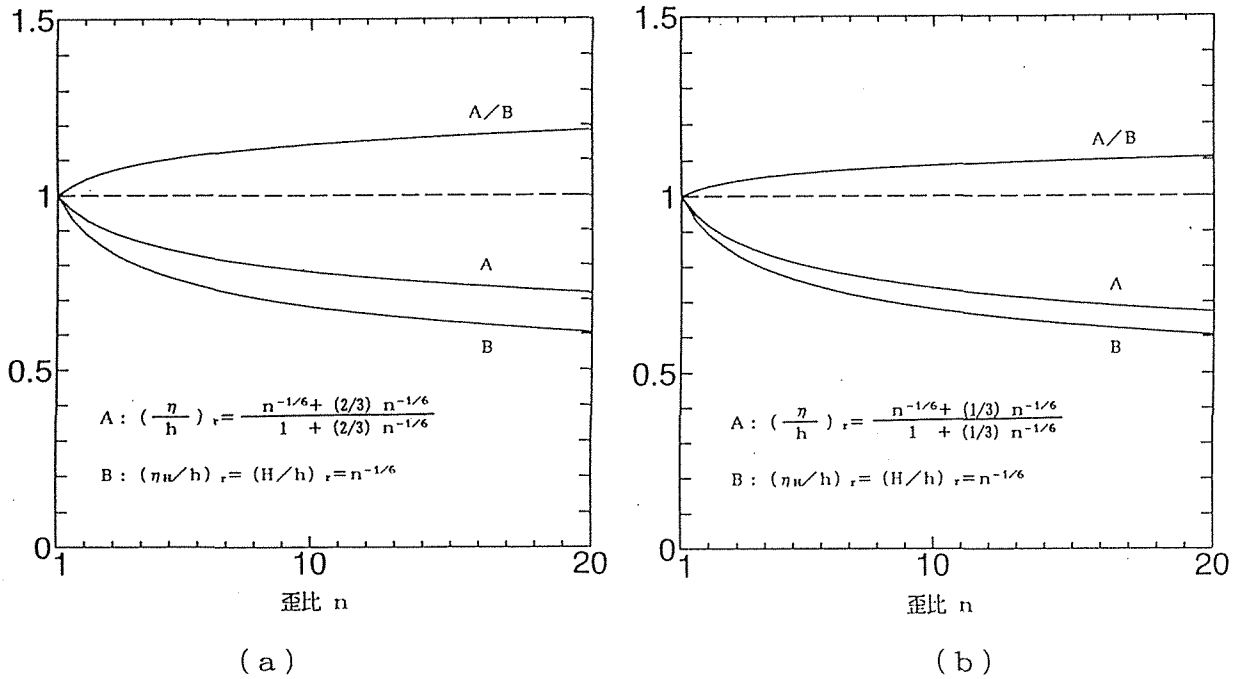


図-6.1  $(\eta/h)_r$  と  $(\eta_H/h)_r$  の比較

より、 $B/r \leq 0.076$  と求められる。

この限界条件では、式(6.6)より  $(\eta_b/\eta_H)_p = 2/3$  であり、式(6.8)と式(6.10)の比較図を図-6.1(a)に示す。10%程度の誤差が許されるなら、歪比  $n = 5$  程度まで式(6.8)の適用が可能である。

限界曲率の半分の  $B/r = 0.038$  であるならば、同様にして  $(\eta_b/\eta_H)_p = 1/3$  となり、図-6.1(b)に示すように  $n = 10$  程度まで適用可能である。歪比を小さくすれば精度が上がることは言うまでもない。

### 6.3 交互砂州河床を有する側岸粘着性流路の初期変動過程<sup>2)</sup>

非粘着性材料を用いたこれまでの多くの自由蛇行実験によって、直線流路から蛇行流路に至る流路変動は、一般に次のような過程をたどる。

- (1) 直線流路に交互砂州が発生・発達して平衡状態に達し、砂州の移動は緩慢となる。
- (2) 交互砂州の発達に伴って砂州上の水流は蛇行し、側岸に水衝部を形成する。
- (3) 水衝部で側岸浸食が進行し、蛇行流路が形成される。

しかしながら、従来の同一非粘着性材料を河床、側岸に用いた実験においては、水流の蛇行による側岸浸食土砂が蛇行流路形成の初期段階でどのように挙動して蛇行流路の発達に寄与するかを定量的に把握することは困難である。

現実問題として、自然河川の河岸領域は一般に粘着性材料で構成されている場合が多い。現在までに粘着性材料を用いた交互砂州の存在しない流路拡幅過程の研究<sup>3)</sup>及び自由蛇行実験<sup>4)</sup>も試みられているが、後者については進展がもたらされていない。

Friedkin<sup>5)</sup>による一連の自由蛇行実験においても、河岸の浸食による砂州形成が蛇行の一要因と指摘されてはいるが、湾曲に伴う砂州の面的変動や砂州波高の変化について十分に明らかにされていない。

本節では、一つの試みとして、先ず非粘着性材料を用いた側岸固定の直線移動床水路で平衡状態の交互砂州を形成させ、それを人工的に固定化した後、側岸を粘着性材料で置き換えて通水する実験を行い、上記(2)、(3)に関する流路変動の初期進行過程を定量的に明らかにする。主として側岸浸食土砂の流送と堆積現象に基づいて考察すると共に、Lewin<sup>6)</sup>によって報告されている人工的に直線化された河川流路の1年間にわたる流路変動過程と本実験の変動過程との相似性、また、流路の変動に伴って変形した砂州河床の相似性について検討する。

表－6.1 初期交互砂州河床形成の実験条件と測定諸量

Q (l/s)	I	h (cm)	d <sub>m</sub> (mm)	$\sqrt{\frac{d_{84}}{d_{16}}}$	Specific gravity	q <sub>B</sub> (cm <sup>2</sup> /s)	H (cm)	l (cm)
1.80	1/60	1.70	1.42	1.27	2.52	0.144	2.30	101

Q：流量，I：水路勾配，h：平均水深，d<sub>m</sub>：河床砂の平均粒径，q<sub>B</sub>：下流端流出土砂量，  
H：平均波高，l：平均砂州長。

表－6.2 粘着性側岸材料

RUN	Sand:Bentonite:Water ( Weight Ratio )
1	100 : 5 : 10
2	100 : 7.5 : 15
3	100 : 10 : 20

### 6.3.1 実験装置と実験方法

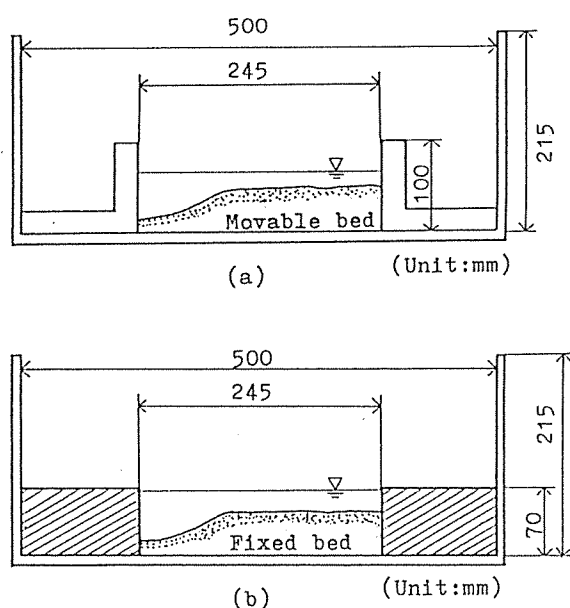
実験水路は図-6.2の断面を持つ長さ9mの循環水路で，初めに図-6.2（a）の側壁固定直線水路に砂を厚さ5cmに敷均して，表-6.1の条件で交互

砂州を発生させた．通水時間20分で平衡状態の交互砂州が形成されたのは，水路下流側の砂州3個のみであったので，それから上流側にも砂州を人手で作成し，同一流量を約2分間通水して平衡形状の砂州を水路全面に形成させた．砂州を油性ボンドで固定化し，左右岸沿いの河床及び水面の縦断形状は図-6.3のように測定され，平均の波高H，砂州長lは表-6.1のとおりである．

次に，側壁を取り除き，図-6.2（b）の陰影部分に表-6.2の砂とベントナイトの混合材料を入れて木製のこてで入念に締固め，初期水面からの側岸高を各Runとも0.5cmにして通水した．用いた砂と水理条件は表-6.1と同じである．

混合材料の含水比は数種変えて予備実験を行い，締固め易さとある程度の耐浸食性を考慮して決定した．砂とベントナイトの混合はあらかじめコンクリートミキサーで約2分間行い，水を加えてさらに3，4分混ぜ合わせ，時折塊状のものを手で練り混ぜた．このような混合材料は大気中に放置する時間経過によってもその粘着特性を変えるため，混合してから側岸整形までの時間，整形後の通水開始までの時間及び止水し流路横断形状の測定時間をそれぞれ，約80分，100分，45分に定め，各Run統一して実験を行った．

水位と流路横断形状の測定は水路上流端から3.1m～6.4mの間で行い，水位は流れ方



図－6.2 実験水路横断面図

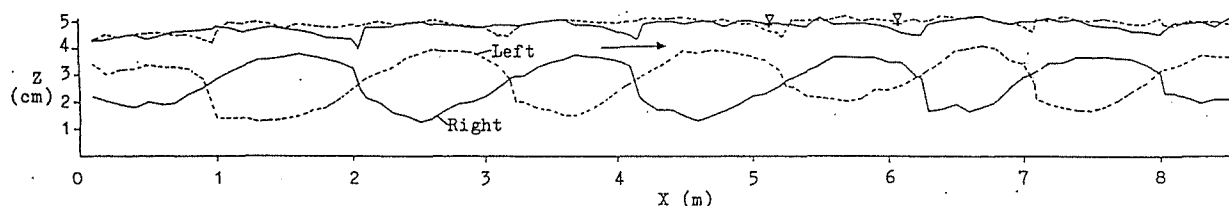


図-6.3 初期河床の左右岸沿い縦断形状と水面形

向に20cm間隔でポイントゲージを用い、横断形状は止水後10cm間隔で河床形状測定器（第2章の図-2.2）を用いて測定した。

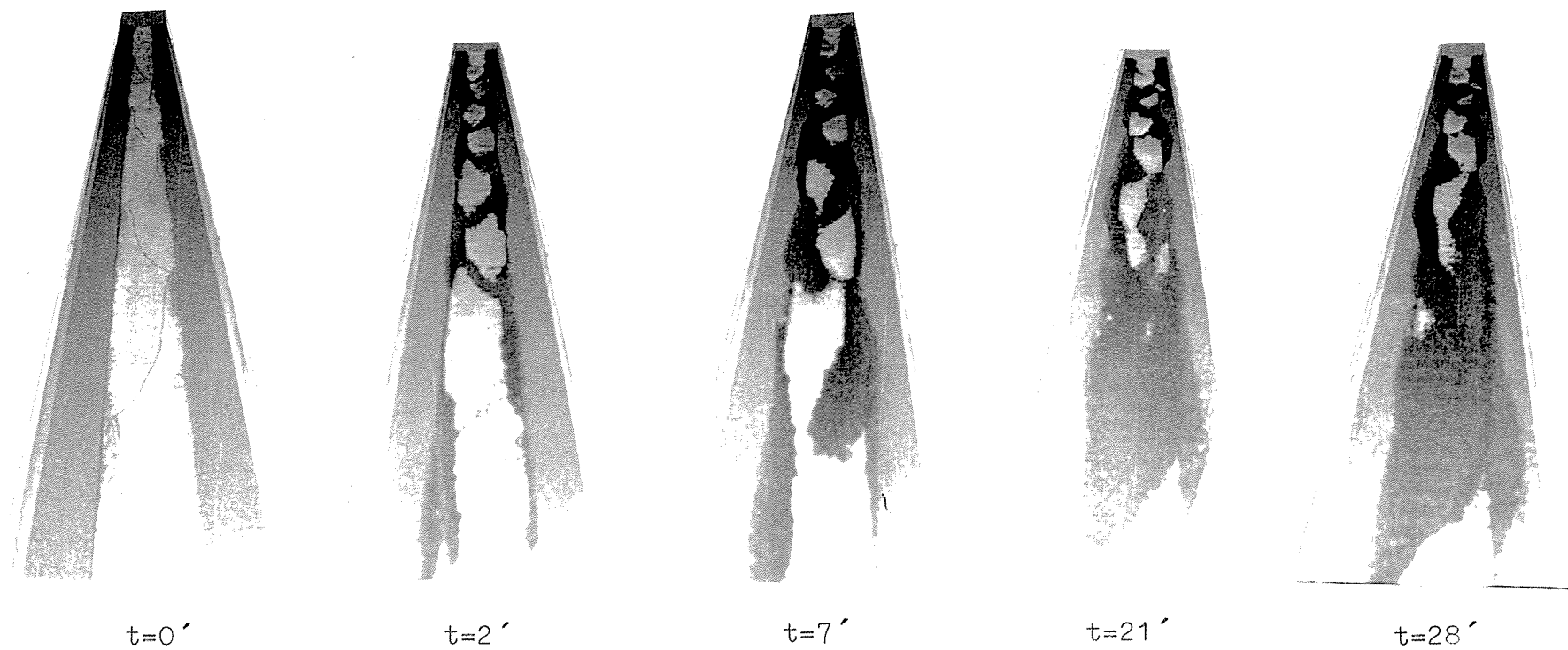
各Runとも湾曲部頂点が水路側壁間近にせまった時点で実験を打ち切り、最終段階とした。最終段階では側岸浸食土砂の堆積状況を見るために垂直写真撮影を行い、適宜、水路全体の斜め写真撮影も行った。

油性ボンドで固定化した初期の交互砂州河床に白色ラッカーペイントを塗布して浸食土砂の移動状況を観察し易くした。給砂は行わず、水路下流端で全流出土砂量を測定した。また、最終段階で、初期河床に堆積した土砂を自然乾燥した後、家庭用電気掃除器で採取し、計量した。Run 1, 2, 3とも通水後それぞれ2, 3, 5分で一旦止水して、側岸の浸食痕跡から水衝部の位置を測定した。

### 6.3.2 流路変動と堆砂状況

写真-6.1はRun 1の初期から最終段階までの、止水時に下流側から撮影した斜め写真である。初期河床の砂州前縁法肩線を黒線で示した。水衝部位置測定時 $t = 2$ 分までの浸食土砂の大部分は主流と同じ方向に流送され、砂州先端直下の深掘れ部と砂州前縁付近に堆積する。その後しばらくの間同じ現象が継続し、並行して水衝部が前進する。それに伴って湾曲部も明瞭に現れ、 $t = 7$ 分で堆積土砂は初期河床と併合して横断砂州の様相（砂州前縁が先端の対岸方向に大きく張り出し、砂州半波長区間の洗掘域が極小となる）を呈する。河床が横断砂州状になると、浸食された土砂の大部分は同じ側岸の下流に運ばれて堆積する。この時点で湾曲部の頂点位置はほぼ固定する（各Runともほぼ初期砂州先端の対岸）。湾曲部の浸食が進行する $t = 21$ 分以降は主流に沿って堆積土砂が掃流され、湾曲部頂点の対岸（初期砂州先端部）で横断方向に張り出した堆積土砂は平衡を保ち、寄州の形状を示す。給砂を行っていないため、水路上流端寄りで堆砂は少ない。

以上の進行過程はRun 2, 3についてもほぼ同様であり、砂州が水面上に露出する現象は見られなかった。また、懸念された初期固定河床と側岸の境界における著しい段差は、上流端



写真－6.1 流路変動と堆砂状況（Run 1, 上が上流）

から1箇所目の湾曲部のみであった。

側岸浸食土砂量は、最終段階の初期河床上に堆積した土砂量と水路下流端流出土砂量の和として求められる。測定結果から、側岸浸食土砂量の堆積率は、Run 1, 2, 3でそれぞれ61, 46, 37%であった。粘土含有率の小さいRun 1は拡幅が早く、水深が浅くなって掃流力が小さくなり、多くの土砂が堆積する。また、横断砂州形成後の河床上の堆砂量を測定横断面によって算出したところ、各Runとも最終段階までほぼ一定であった。

したがって、直線流路から蛇行流路への発達初期においては、側岸浸食土砂が堆積して横断砂州状になるまで水衝部が前進し、横断砂州形成後は河床の平衡が保たれると同時に湾曲部頂点も固定し、蛇行流路が発達して行くと推察できる。

最終段階の湾曲部凹岸の平面線形を円弧に近似して求めた交角の平均値は、Run 1, 2, 3でそれぞれ  $23^{\circ}$ ,  $27^{\circ}$ ,  $28^{\circ}$  であり、後述のように蛇行半波長・水路幅比  $l/B \approx 4$  となることから木下・三輪<sup>7)</sup>が実験、実河川で調査した砂州停止域に入り、河床が平衡という実験結果と符合する。

図-6.4はRun 3の流路平面形状、堆砂域及び横断面形状を示したものである。横断面図の水面は、右が  $t=67$  分、左が初期の平均水位を示している。初期側岸上の○印は水衝部を示し、砂州先端から砂州長の3～5割上流の位置で発生している<sup>8)</sup>。

河床上の堆砂域は垂直写真をもとに図示した。先述のように、 $t=67$  分の堆砂域の形状が寄州形成を示すことは、横断面図から明らかに分かる。Run 3ではベントナイト粒子の堆積が著しく、5～6 m区間の堆積状況を写真-6.2に示す。灰色がベントナイト粒子であり、寄州の下流側で著しい。

図-6.4には谷線も示してあるが、流量が減少すればこの低位部に沿った流れとなり、堆砂域は大気中に露出し、ベントナイト粒子が固結化して耐浸食性を増すことになる。自然河川においてもこのような微細粒子の堆積を伴って寄州が発達するものと思われる。

Run 3の下流端流出土砂量を乾燥させ、砂とベントナイトを分離して両者の比を求めたところ、重量比で砂100に対しベントナイトは  $t=0\sim20$  分で15.3,  $t=20\sim45$  分で2.2,  $t=45\sim67$  分で1.5であった。浮遊して採取できない量もあり、この値を多少上回るであろう。

この測定結果は、横断砂州状の堆砂が生じるまでの初期段階でベントナイト粒子が浮遊し、湾曲部が発達するに従って堆積することを示している。粘着性とともに微細粒子の堆積が流路変動に大きく寄与すると考えられる。

また、流路の蛇行波長は、図-6.4で明らかなように初期砂州長の約2倍となる。



写真-6.2 寄州

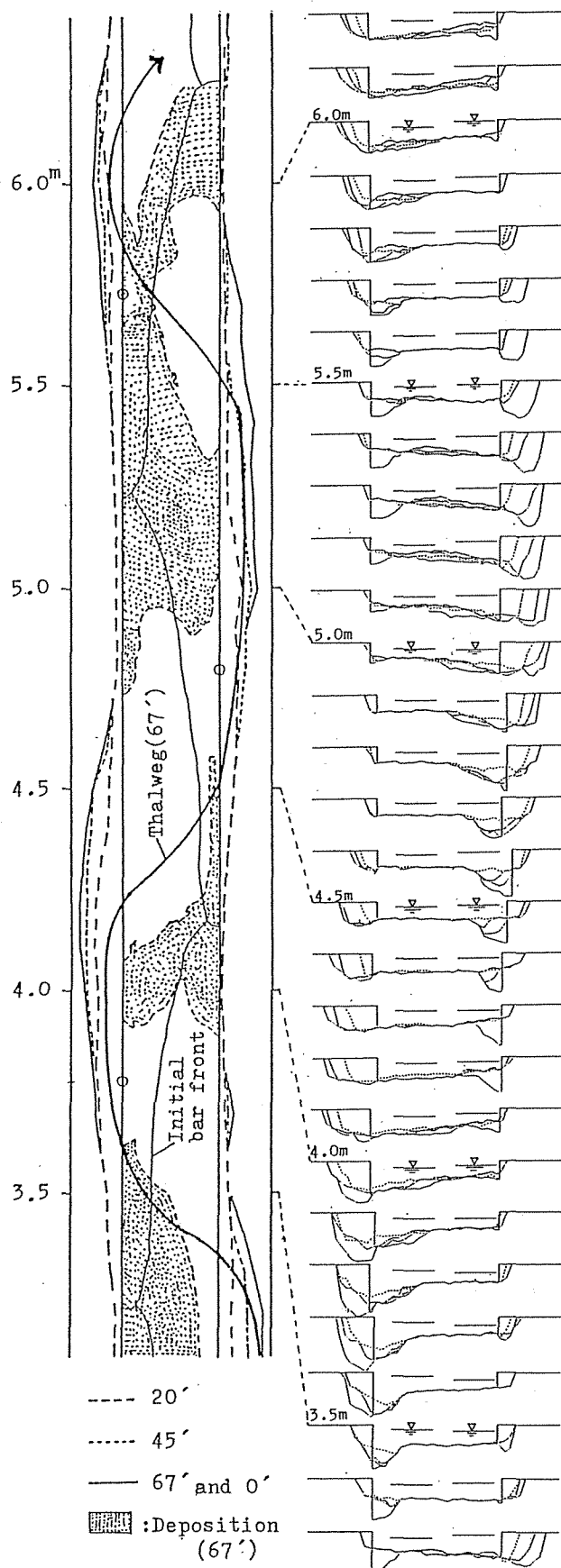


図-6.4 流路平面形状、堆砂状況及び横断形状 (Run 3)

図-6.5は、Lewin<sup>6)</sup>による人工的に直線化された実際河川の1年間にわたる流路平面変動の調査結果である。空中写真撮影によって調査され、初期の断面は上底36m、深さ2.1mの台形で、勾配は1/270である。この調査研究においても、湾曲部形成の初期に横断砂州が観察され、蛇行波長(約270m)も初期砂州長(110m)の約2倍となることが報告されている。

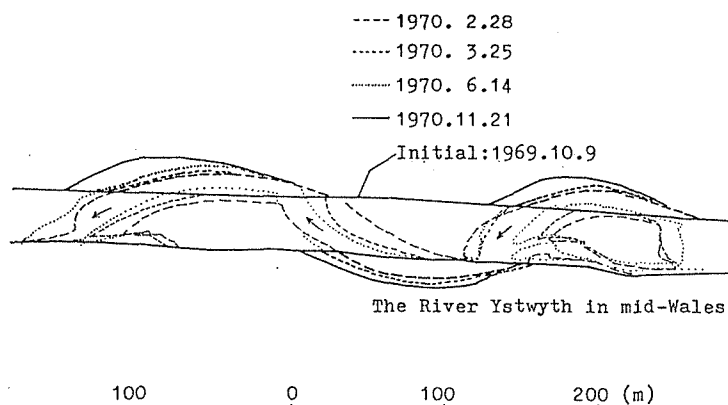


図-6.5 Ystwyth川の流路変動

図-6.4と図-6.5の平面形状は相似であり、堆砂状況も酷似しており、本実験は実際河川の蛇行変動初期過程をよく説明している。

### 6.3.3 側岸浸食土砂量の検討

側岸浸食速度は通水初期で大きく、浸食された土砂は河床に堆積し、それが横断砂州状になると河床は間もなく平衡となる。下流端流出土砂量の粘土分を計量したのはRun3のみであったので、図-6.6には砂のみの累積流出土砂 $\Sigma Q_B$ をプロットした。各Runとも直線で近似でき、蛇行湾曲部の形成初期の側岸浸食量はほぼ一定と見なすことができる。図-6.6の勾配から単位時間当りの側岸浸食量を求め、

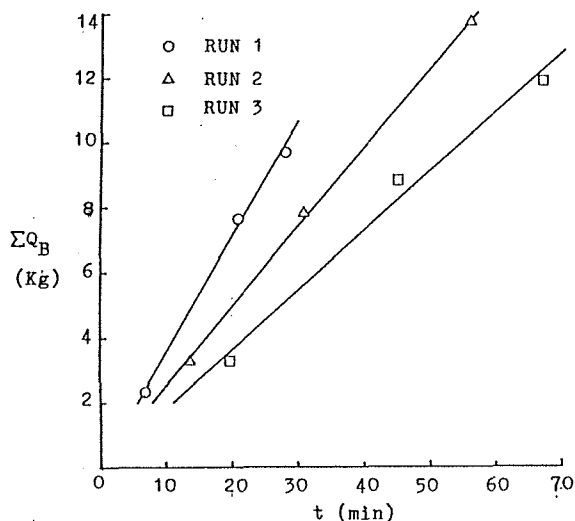


図-6.6 実測側岸浸食土砂量

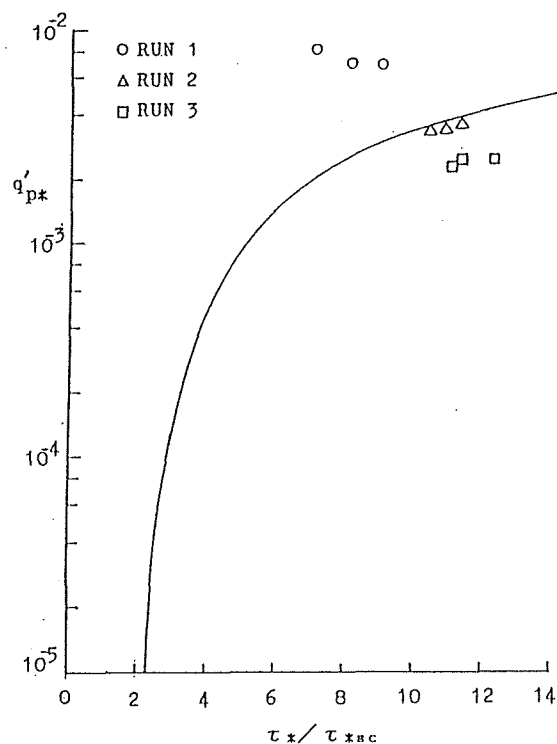


図-6.7 側岸浸食土砂量の理論式の検証



測定区間で最も一様に浸食した湾曲部頂点位置の水理量（表-6.3）を代表させて、江頭・芦田・加本<sup>3)</sup>の理論式と比較したのが図-6.7である。ただし、 $\tau_{*sc}$ として非粘着性材料に対する彼らが提案した式を用い、 $\theta_1=35^\circ$ 、 $\theta_2=90^\circ$ 、 $D=0.5\text{cm}$ 、 $\mu_s=0.754$ 、 $\tau_{*c}=0.035$ （岩垣公式、水温 $14^\circ\text{C}$ ）とした。また、単位長さの浸食量は考慮していなく、表-6.3の $q_{BS}$ を直接用いているが、理論と実験値との対応はよい。今後さらに検討する必要がある。

表-6.3 測定代表水理量

RUN	t (min)	X (m)	B (cm)	A ( $\text{cm}^2$ )	h (cm)	$q_{BS}$ ( $\text{cm}^2/\text{s}$ )	$\tau_*$
1	7	5.3	32.0	39.7	1.24	0.074	0.096
	21	5.9	37.2	41.2	1.11	0.064	0.086
	28	5.9	38.1	37.1	0.97	0.062	0.075
2	14	3.1	31.4	48.6	1.55	0.052	0.120
	31	3.2	34.4	51.2	1.49	0.047	0.115
	56	3.1	37.3	53.4	1.43	0.044	0.110
3	20	3.1	30.6	51.3	1.68	0.040	0.130
	45	3.1	34.3	53.6	1.56	0.036	0.120
	67	3.1	38.1	57.6	1.51	0.032	0.117

t: 通水時間, X: 水路上流端からの距離, B: 水面幅, A: 流水断面積, h: 水理水深,  
 $q_{BS}$ : 側岸浸食土砂量,  $\tau_*$ : 無次元掃流力.

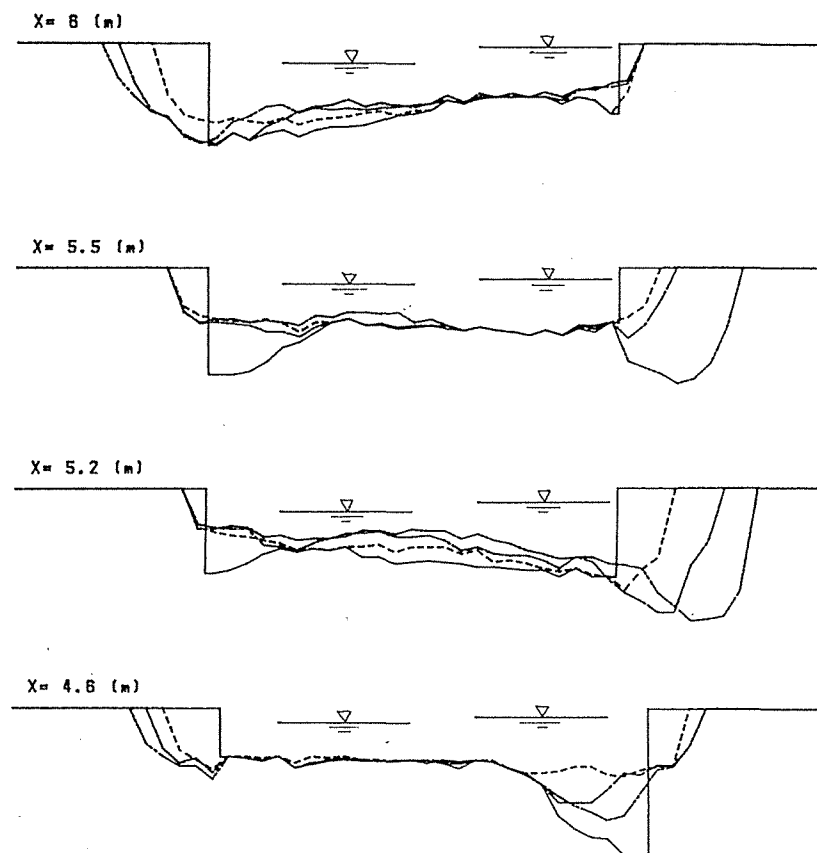


図-6.8 初期河床と湾曲部河床の最大洗掘深 (Run 3)  
 (実線: 初期河床, 2点鎖線: 通水67分後河床)

### 6.3.4 蛇行流路形成初期過程における砂州河床の相似性

図-6.8は、図-6.4に示した横断面形状において初期河床と湾曲形成後の最大洗掘深が発生した位置の横断面を拡大して示したものである。ただし、実験では給砂していないので上流側断面は考察の対象外とした。

湾曲部の  $x = 5.2\text{m}$  と  $6.0\text{m}$  位置の断面においては、湾曲の発達に伴って初期砂州が横断方向に伸長して変形したにもかかわらず、最大洗掘深は初期砂州河床の最大洗掘深 ( $x = 4.6\text{m}$  と  $5.5\text{m}$  位置) とほとんど同じであり、波高は変化しないことが分かる。

したがって、蛇行流路形成初期過程では、第3章の直線水路における交互砂州の相似則が十分適用できると考えられる。

## 6.4 湧別川の移動床歪模型実験による河床形状の検証<sup>9)</sup>

### 6.4.1 模型対象区間と実験条件

湧別川低水路の KP5.0～12.0区間を対象とした。支配流量としては、湧別川中湧別観測所 (KP5.36) における過去21年間の年最大流量の平均は約  $360\text{ (m}^3/\text{s)}$  であり、また、低水路満杯流量は約  $400\text{ (m}^3/\text{s)}$  であることから、 $Q_p = 400\text{ (m}^3/\text{s)}$  を採用した。平成2年実測の200mピッチのKP横断図を用いて  $400\text{ (m}^3/\text{s)}$  に対する不等流計算によって水位、水面幅、水理水深などの水理諸量を求めた。この区間の河床砂の平均粒径は  $d_p = 35.0\text{mm}$  で、勾配は  $I_p = 1/340$  である。

KP断面ごとの水理諸量を用いて三輪<sup>10)</sup>、黒木・岸<sup>11)</sup>の領域区分図にプロットしたのが図

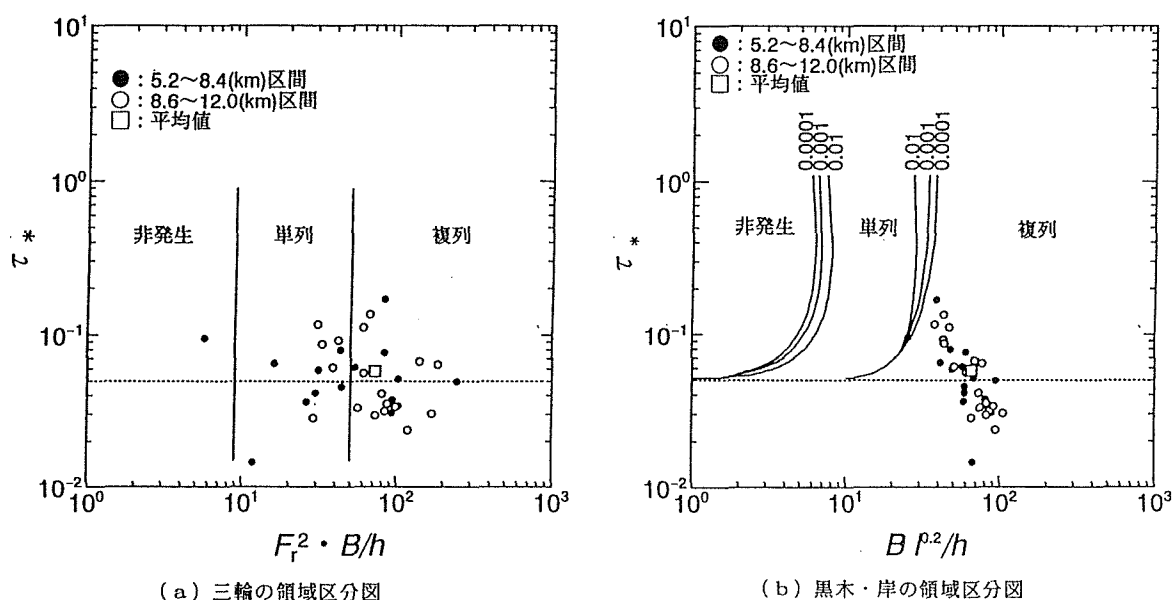


図-6.9 湧別川低水路の河床形態

-6.9であり、対象区間の河床形態は複列砂州であると判断できる。

歪模型の相似則として、第3章のⅡの相似則を用いた。模型の水平縮尺は  $1/B_r = 1/600$  とし、実験条件は、河床材料に  $d_m = 1.34\text{mm}$  の砂を選んで、第3章の図-3.5の手順により上記の原型値に基づいて、歪比  $n = 6.5$ 、 $I_m = 1/52$ 、 $Q_m = 0.557 (1/\text{s})$  と決定した。不等流計算で得られた左右水際位置間を流路幅とし、勾配  $1/52$  のステージ上に側岸固定で相似な平面形状の模型水路を作成した（平均水路幅  $B_m = 31\text{cm}$ ）。

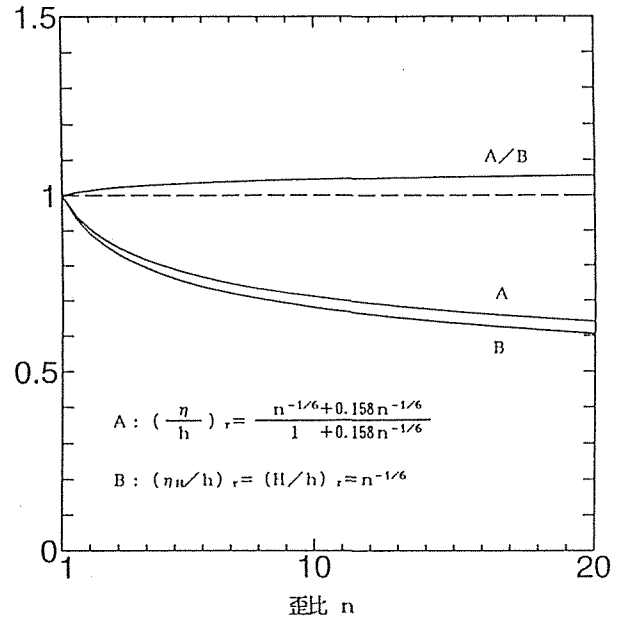


図-6.10 湧別川に関わる  $(\eta/h)_r$  と  $(\eta_H/h)_r$  の比較

#### 6.4.2 河道湾曲の効果についての検討

不等流計算で求められた対象区間の平均水理量より、 $B/h = 196$ 、 $h/d = 32$ 、 $\tau_* = 0.058$  であり、 $N_*$ 、 $\mu_s$ 、 $\mu_k$ 、 $\tau_{*c}$  に6.2節と同じ値を用いると、式(6.5)より限界無次元曲率は、 $B/r \leq 0.970$  となる。垂直航空写真から計測したこの区間の無次元曲率は、最大で  $B/r = 0.23$  程度である。この値に対する  $\eta_b/\eta_H$  は、式(6.6)より  $\eta_b/\eta_H = 0.158$  と求まり、式(6.10)による  $(\eta/h)_r$  と式(6.8)の  $(\eta_H/h)_r$  を比較したのが図-6.10である。

図-6.10によれば、歪比  $n = 6.5$  に対して式(6.8)の適用が十分可能である。 $n = 20$  でも6%程度の差になっているが、このような場合の限界歪比は、原型水路勾配  $I_p$  あるいは原型河床砂粒径  $d_p$  との関係で、模型実験遂行上支障を来さない  $I_m$  あるいは  $d_m$  を選択することで自ずと決定される。

#### 6.4.3 河床形状の検証

図-6.11はKP断面ごとの河床横断面図であり、原型河床（平成4年9月洪水後）を実線で、模型河床を破線で示し、基準杭（KP杭）からの横断距離と平均河床高を一致させて比較した。模型河床の原型河床への換算には式(6.8)の変形式である第3章の式(3.26)： $H_r/B_r = n^{-5/6}$  を使い、

$$\eta_p = n^{-5/6} \cdot B_r \cdot \eta_m = 0.125 \cdot \eta_m \text{ (m)} \quad (\text{ただし、}\eta_m: \text{mm単位}) \quad (6.11)$$

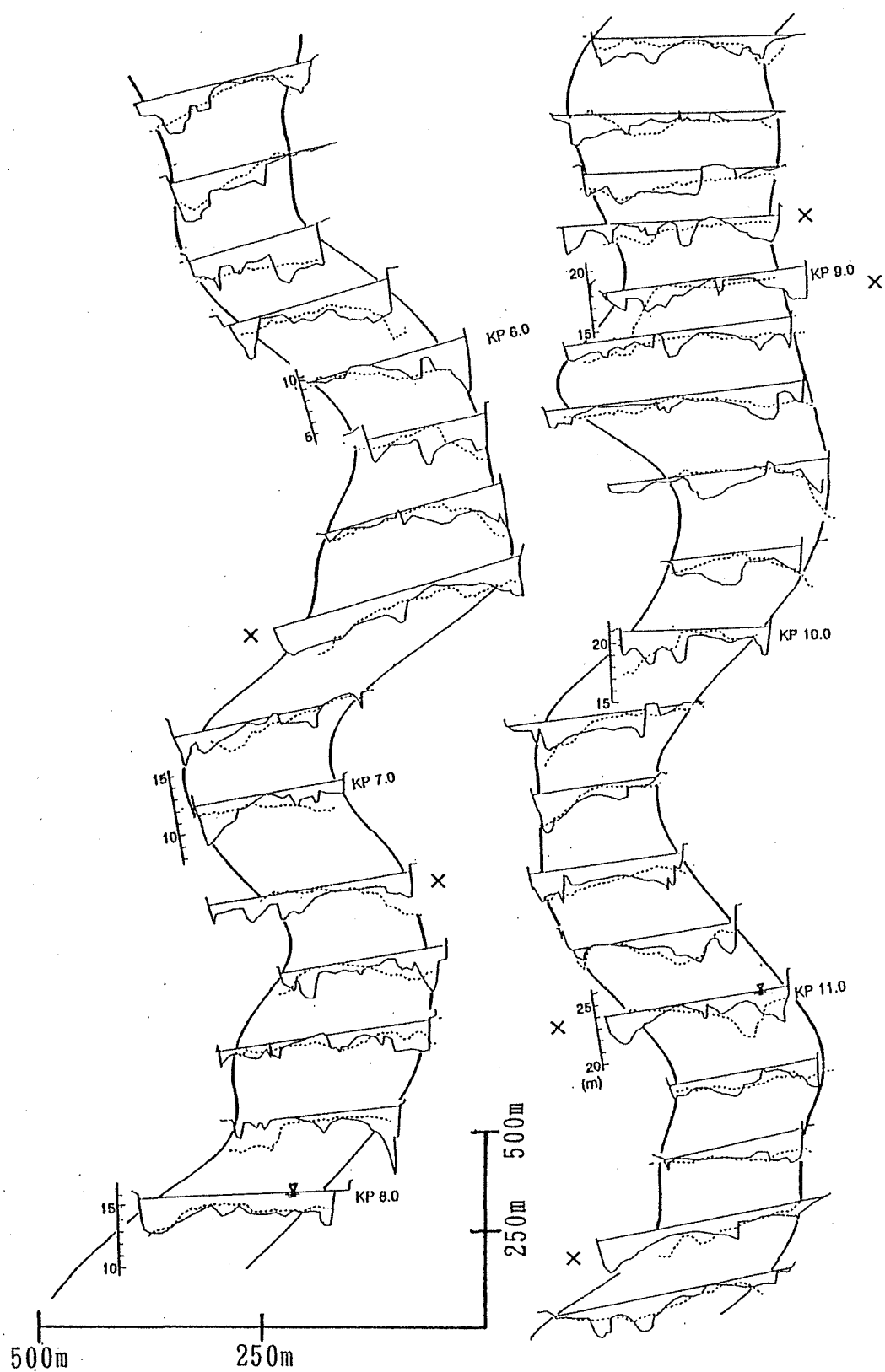


図-6.11 湧別川低水路の河床形状の検証（実線：実測値，点線：模型）

で河床高を求め、横断方向位置は水平縮尺比  $B_r=600$  をかけて求めた。

図-6.11において、低水路平面形状は図の左下に表示したスケールで描いている。KP10.8～11.4の600m区間の右岸側には、平成3年に水制6基が設置されていて、簡単な模型水制を取り付けて実験を行った。実験の通水時間は、全体を通して洗掘深がほぼ平衡と判断され、さらに、KP9.2とKP9.4付近で浮州が発生する直前までとし、15分程度である。

平成2年と4年の実測河床横断図を比較すると、平成4年9月の洪水で、KP6.6、KP11.0、KP11.6の左岸、KP7.2、KP8.8、KP9.0の右岸に側岸侵食（図-6.11の×印）が発生していた。

これらの側岸侵食発生箇所の横断面を除けば、洗掘深、堆積高に多少の違いはあるが、全体的に良好な結果が得られている。

## 6.5 結 語

本章では、次の事項が明らかになった。

- (1) 河道湾曲を考慮した砂州河床の相似則は、第3章のⅡの砂州波高の相似則を用いると、式(6.10)で表される。
- (2) 交互砂州河床を有する直線流路から蛇行流路への発達初期においては、側岸侵食土砂が堆積して横断砂州状（砂州前縁が先端の対岸方向に大きく張り出して砂州半波長区間の洗掘域が極端に狭くなる）になるまで水衝部が前進し、横断砂州形成後は河床の平衡が保持されると同時に湾曲部頂点の位置も固定する。
- (3) 蛇行発達初期過程の蛇行波長は交互砂州長の約2倍となり、湾曲部頂点は初期砂州先端の対岸で固定する。
- (4) (2)、(3)のことは、人工的に直線化されたYstwyth川（礫床河川）の1年間にわたる流路変動調査結果とほぼ一致しており、6.3節の基礎実験は実際河川の蛇行発達の初期過程をよく説明している。
- (5) 蛇行発達初期過程においては、河床が平衡となる横断砂州形成後の側岸侵食土砂量は一定である。また、横断砂州の波高は初期交互砂州河床の波高と同程度であり、第3章の直線水路における交互砂州の相似則が適用できる。
- (6) 河道平面形状を相似にした湧別川の歪模型実験による河床形状の検証では、湾曲の効果は保証され、第3章の砂州波高の関係式を適用することで、よく検証できた。

## 参 考 文 献

- 1) 渡邊康玄・長谷川和義・北條紘次：河川データによる河床洗掘の水理要因に関する検討，  
水工学論文集，第34巻，pp.313-318，1990.
- 2) 内島邦秀・早川博：交互砂州が存在する側岸粘着性流路の変動に関する実験的研究，  
土木学会北海道支部論文報告集，第42号，pp.225-228，1986.
- 3) 江頭進治・芦田和男・加本実：山地河道の侵食機構に関する研究，第27回水理講演会論  
文集，pp.727-732，1983.
- 4) 池田駿介・中村広昭：河川の蛇行に関する実験，第21回水理講演会論文集，pp.103-108，  
1977.
- 5) Friedkin, J.F : A laboratory study of the meandering of alluvial rivers,  
U.S. Waterways Experiment Station Mississippi River Commission, 1945.
- 6) Lewin, J. : Initiation of bed forms and meander in coarse-grained sediment,  
Geological Society of America Bulletin, Vol.87, pp.281-285, 1976.
- 7) 土木学会水理委員会「洪水流の三次元流況と流路形態」研究小委員会：洪水流の三次元  
流況と流路形態に関する研究，pp.75-78，1982.
- 8) 福岡捷二・山坂昌成：直線流路における河岸水衝位置の予測，土木学会第39回年次学術  
講演会講演概要集，第2部，pp.389-390，1984.
- 9) 内島邦秀・早川博・宇山幹紀：移動床歪模型実験による河床形状の検証，土木学会第48  
回年次学術講演会講演概要集，第2部，pp.496-497，1993.
- 10) 三輪式：模型砂レキ堆を河川砂レキ堆に相似させるための実験則，第27回水理講演会論  
文集，pp.733-740，1983.
- 11) 黒木幹男・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集，  
第342号，pp.87-96，1984.

## 第7章 掃流・浮流砂混在条件下の小規模河床波を伴う砂州の特性と相似<sup>1) 2)</sup>

### 7.1 概 説

従来の中規模河床波及び小規模3次元河床波の形成実験の多くは、掃流砂が卓越する条件のもとで行われてきた。実際河川では、掃流砂と浮流砂が混在すること、また、中規模河床波上に小規模河床波が存在することが普通であろう。後者については、深見<sup>3)</sup>の実験があるが、前者に近い実験は2例に留まっている。

本章では、流砂形式が掃流・浮流砂混在の場合に形成される河床波を伴う交互砂州の特性と相似性について検討する。

### 7.2 実験装置と実験方法

豊浦標準砂（平均粒径  $d = 0.21\text{mm}$ ，比重2.65）を幅  $B = 30\text{cm}$ ，長さ  $14\text{m}$  の側面ガラス張り直線水路に厚さ  $6\text{cm}$  で敷き均し，水路勾配を6通りに設定して通水した。水路上流端で初期河床を維持するように給砂し，下流端から  $2\text{m}$  の位置に設置した水位調節堰で適宜に水位を調節して等流状態を維持した。中流・下流部の2断面で横断方向に3測線を取り，過マンガン酸カリウム水溶液をトレーサーとして平均流速を測定して所定の流量に対する平均水深  $h$  を求めた。

敷き均し平坦河床への最初の通水は，各勾配で水路幅・水深比  $B/h = 50 \sim 60$  の水深を得る流量としたが，通水が下流端に達すると同時に数分間は側壁にほぼ平行な筋状のstanding

表-7.1 実験条件と水理諸量

勾 配 I	流 量 $Q (\text{l/s})$	$B/h$	$h/d$	抵抗係数 $u_m/u_*$	無次元掃 流力 $\tau_*$	無次元有効 掃流力 $\tau_{*e}$	砂粒 $Re$ 数 $Re_*$	$F_r$ 数
$\frac{1}{50}$	0.5 ~1.2	37 ~57	27 ~41	9.8 ~14.6	0.32 ~0.50	0.23 ~0.40	5.6 ~7.0	1.4 ~2.1
$\frac{1}{60}$	0.7 ~1.7	29 ~47	32 ~51	10.8 ~13.5	0.32 ~0.53	0.25 ~0.45	5.7 ~7.2	1.4 ~1.7
$\frac{1}{70}$	0.5 ~1.8	25 ~44	34 ~61	7.9 ~15.5	0.30 ~0.53	0.16 ~0.43	5.4 ~7.2	1.0 ~1.8
$\frac{1}{80}$	1.0 ~1.8	28 ~35	43 ~53	8.7 ~17.2	0.32 ~0.40	0.22 ~0.36	5.7 ~6.2	1.0 ~1.9
$\frac{1}{90}$	1.0 ~2.3	21 ~28	53 ~71	7.6 ~16.0	0.37 ~0.48	0.20 ~0.43	6.0 ~6.9	0.8 ~1.7
$\frac{1}{100}$	1.4 ~2.4	18 ~23	66 ~79	7.5 ~16.9	0.40 ~0.50	0.22 ~0.37	6.3 ~7.0	0.8 ~1.7

wave が所どころに現れ、その後、下流側から3次元河床波が発生し、10～15分で写真-7.1のような河床波が水路全面に形成された。この時点の水深は形状抵抗によって増大し、勾配1/70以上では  $B/h = 45 \sim 55$ 、1/80以下では  $B/h = 20 \sim 30$  程度になった。

そのため、本実験では0.1～0.2 l/sの流量間隔で平坦河床に至るまでの段階的増水実験を行い、河床形状を観察した。段階流量の通水時間は、勾配1/70以上で10分前後、1/80以下で20分前後とした。数ケースについて敷き均し平坦河床を初期河床とした各段階流量の一定流量通水実験を行って、増水実験の各段階の河床形状と大差ないことを検証した。

勾配1/70、1/90については段階的減水実験も行い、洪水時を模擬して抵抗特性を調べた。また、交互砂州が形成されたケースから代表的2例を選び、30分通水実験で砂州を追跡して得られた走時曲線図で、砂州の特性を調べた。河床波の判定は、通水中の観察と止水排水後に撮られた写真によって行われた。

以上の方法で行われた52ケースの実験条件と水理諸量を表-7.1に示す。

### 7.3 掃流・浮流砂混在条件下の河床波

#### 7.3.1 流砂形式の判定

図-7.1は、篠原・椿<sup>4)</sup>による流砂形式の判定図である。同図の無次元有効掃流力  $\tau_{*e}$  は式(7.2)と(7.3)を考慮して、式(7.1)から求められる。

$$\tau_{*e} = (\phi / \phi_0) \tau_* \quad (7.1)$$

$$\phi = u_m / u_*, \quad \phi_0 = 6.0 + 5.75 \log(h / d_{65}) \quad (7.2)$$

$$\tau_* = h I / (s d) \quad (7.3)$$

ここで、 $u_m$ ：平均流速、 $u_*$ ：摩擦速度、 $d_{65}$ ：65%粒径、 $\tau_*$ ：無次元掃流力、 $I$ ：勾配、 $s$ ：砂粒の水中比重である。図-7.1の破線は岩垣公式による無次元掃流力  $\tau_{*c}$  を示す。同図に表示した本実験値の範囲から、本実験の流砂形式は掃流・浮流砂混在形式であることが分かる。

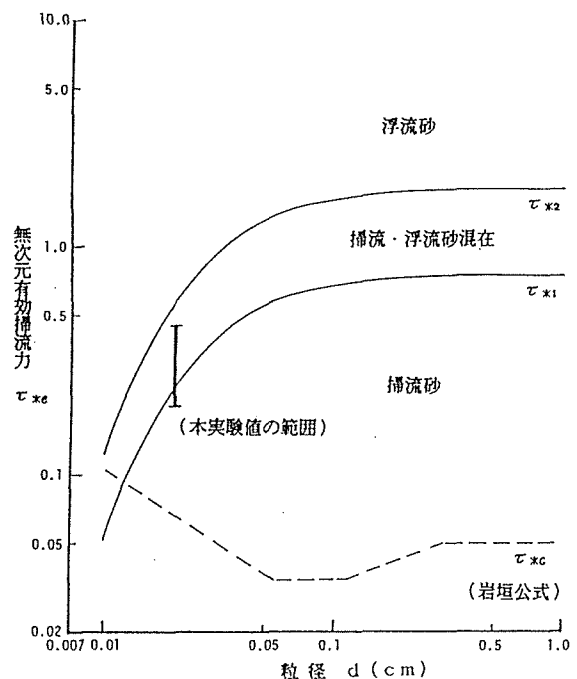


図-7.1 流砂形式の判定図



### 7.3.2 河床波の予測と判定

図-7.1の粒径 $d$ に対する境界値 $\tau_{*1}$ と $\tau_{*2}$ について、式(7.3)から $d$ をパラメーターとして図-7.2のように、Garde-Raju<sup>5)</sup>の領域区分図に表示でき、掃流・浮流砂混在域の河床波を予測できる。

写真-7.2の砂州上の河床波など本実験の小規模河床波は、水路のガラス張り側壁を通しての観察で、水面波と河床波は同位相を呈しており、また、 $Fr \geq 0.8$ から、反砂堆といえる。

図-7.2と同じ領域区分図に実験結果をプロットしたのが図-7.3である。予測及び観測通り遷移領域と反砂堆の領域に表示される。凡例の河床波共存(○)とは、写真-7.3のように、小規模河床波(反砂堆)が支配的河床に砂州前縁が現れ始めるが、すぐにそれが消滅してまた発生するという状況を呈していて、砂州が発生したとは断定できない河床状態を意味する。前述の深見<sup>3)</sup>の実験2例(□)のうち1例に反砂堆の存在を観測している。

図-7.3には、掃流砂の卓越した小規模河床波の存在しない交互砂州データ<sup>6)</sup>(第2章の表-2.1)もプロットしたが、大本・平野<sup>7)</sup>の検討と同様にすべて遷移領域にはいる。

鮎川<sup>8)</sup>の中規模河床波の形成領域式、

$$h/B \leq 125 (u_c/u_*)^4 I \quad (7.4)$$

を、 $\tau_* = u_*^2 / (sgd)$ 、 $\tau_{*c} = 0.05$ を考慮して変形すると、次式となる。

$$I/s \leq 0.513 (B/h) (h/d)^{-2} \quad (7.5)$$

急勾配水路実験による交互砂州形成<sup>9)</sup>の $B/h$ の上限値40を式(7.5)に代入して図示した

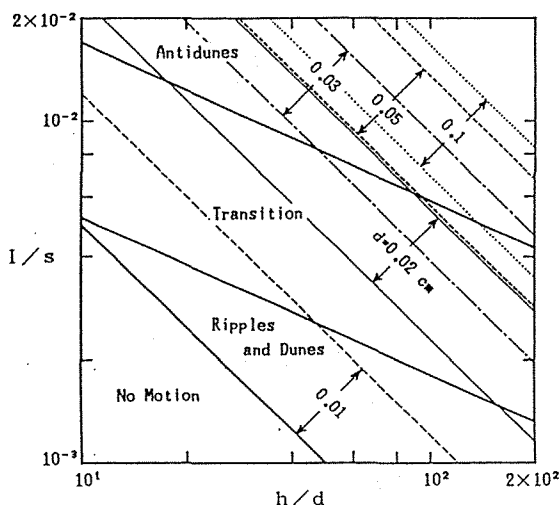


図-7.2 Garde-Rajuの領域区分図による河床波の予測

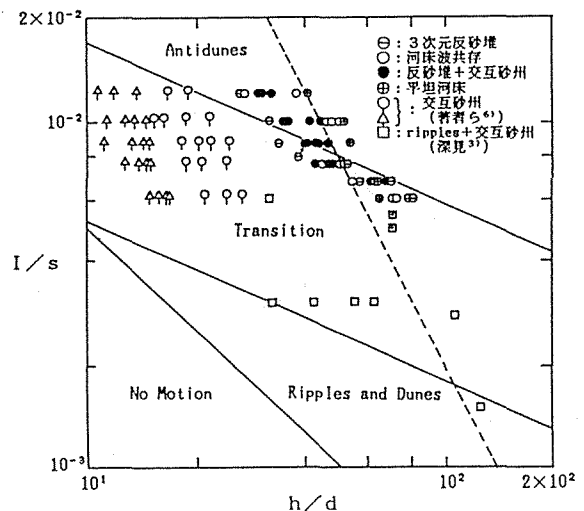


図-7.3 Garde-Rajuの領域区分図による河床波の判定



写真-7.1

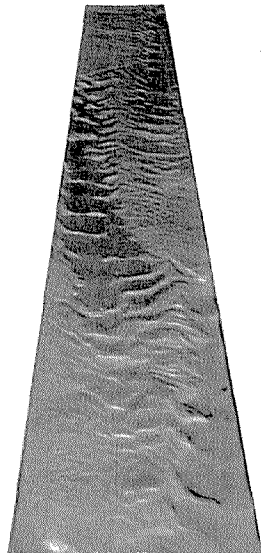


写真-7.2

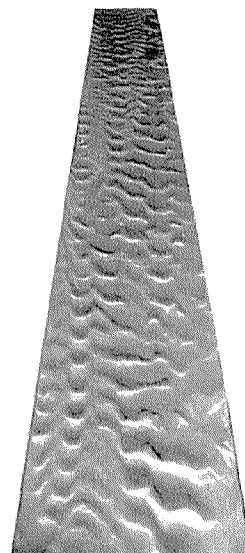


写真-7.3

(上が上流で、実験条件は  $I=1/70$ , 写真-7.1, 2, 3 に対し  $Q=0.7, 1.4, 1.1 \text{ l/s}$ )

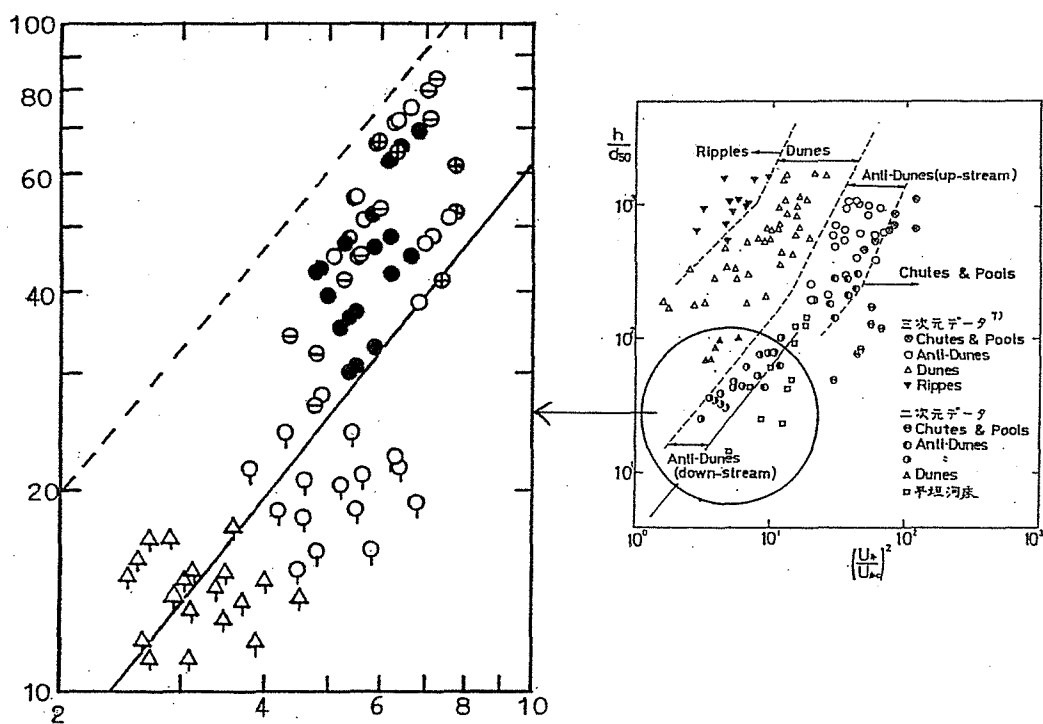


図-7.4 福岡らの領域区分図による河床波の検討

のが図-7.3の破線である。この境界線とGarde・Rajuの区分から交互砂州と共存する小規模河床波の相違を概ね明らかにすることができる。

また、本実験結果は、図-7.4のとおり、福岡・奥津・山坂<sup>10)</sup>のパラメーター  $h/d_{50}$  と  $(u_*/u_{*c})^2$  を用いた詳細な領域区分図においても流下反砂堆域にプロットされ、掃流・浮流砂混在下の小規模河床波は流下反砂堆であることが確定的である。

本実験では、勾配一定のもとで流量を増大していくと、3次元流下反砂堆、河床波共存（前述）、反砂堆を伴う交互砂州、平坦河床（いわゆる upper regime flat bed<sup>11)</sup>）に河床が変遷した。試みに、勾配1/70で平坦河床時より大きな流量を通水したところ、2次元遡上反砂堆が発生した。

### 7.3.3 交互砂州の特性

反砂堆を伴う交互砂州が発生した条件のうち、11ケースについて敷き均し平坦河床を初期河床面とする30分間通水実験を行った。左右砂州先端の位置を2, 3分間隔で追跡して得た走時曲線の代表例を図-7.5に示す。

図-7.5の左右砂州先端追跡線の縦軸に平行な間隔が砂州長で、傾きが砂州移動速度（波速）を表す。（a）では、通水後3分で砂州が発生し、下流端寄りの砂州長の極端に短い砂州は4分後に消滅するものの、上流側砂州はほぼ一樣な速度で移動し、通水後15分で消滅している。2, 3分後に再発生した砂州は砂州長、移動速度とも一樣でないことが分かる。一方、（b）では、通水後20分後の再発生砂州の方が初期に発生した砂州より一樣となる。このような砂州の発生、消滅は全ケースで起こり、特に勾配1/80以上の場合に顕著であった。

砂州横断形状は、先端部下流の洗堀深の発達が弱く、各河床横断面の最大高低差に大きな相違がない形状となる。これは本実験で形成された砂州に共通した特徴である。

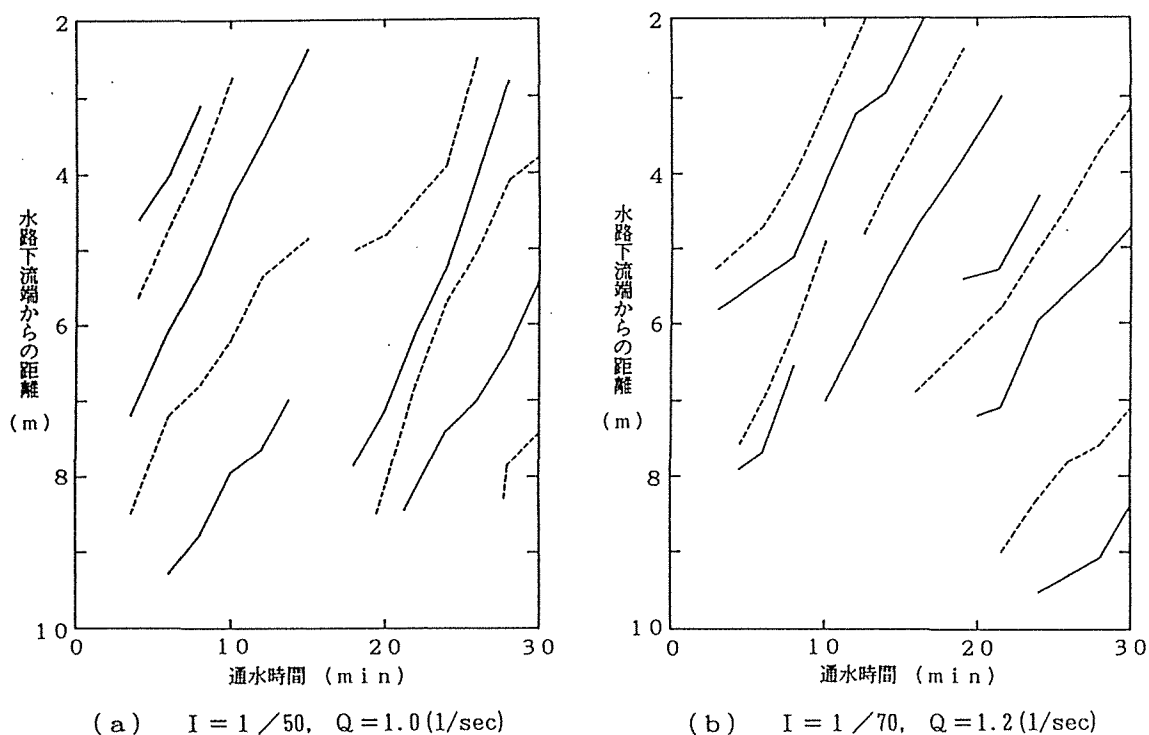


図-7.5 交互砂州の走時曲線図（—：右砂州先端 ……：左砂州先端）

#### 7.4 河床波の流水抵抗

勾配1/70と1/90については段階的減水実験も行い、河床波の変遷に伴う抵抗の変化をとらえることによって、洪水時の抵抗特性を説明できるかどうかを検討した。

図-7.6に勾配1/70の場合の流量の変化とこれに対応して測定された水深 $h$ ，砂州長 $l$ ，砂州波高 $H$ の変化を示した。先述したように通水時間は平衡な河床を得るのに十分であり，流れの非定常性は無視できる。1/70では減水期に形成された交互砂州が存続し，通水流量1.2 l/sec未滿で浮州が出現したため，この時点で通水を中止した。

図-7.7は，式(5.2)の流速係数 $\phi$ と平坦河床の流速係数 $\phi_0$ の比をとり，これと流量との関係で抵抗の変化を見ようとしたものである。図中の実線と点線はそれぞれ増水期と減水期で交互砂州が発生した実験値の描点を連ねている。

交互砂州形成時は $\phi/\phi_0=0.08\sim1.0$ で抵抗は小さい。大きく見ても交互砂州の形状抵抗は平坦河床のそれより20%増，すなわち，全抵抗の20%を占める程度である。この結果は，池田<sup>12)</sup>の検討結果と符合する。

3次元流下反砂堆形成時は $\phi/\phi_0=0.5\sim0.6$  ( $\phi=8\sim10$ ) であって抵抗は大きい。このことは，特に3次元反砂堆で顕著であったが，流下反砂堆が砂堆と同様に流水の剥離現象を伴うからである<sup>10)</sup>。

勾配1/90では流量が減少するに従い抵抗が大きくなるが増水期よりは小さく，最初の流量で同程度となりループ性を示している。

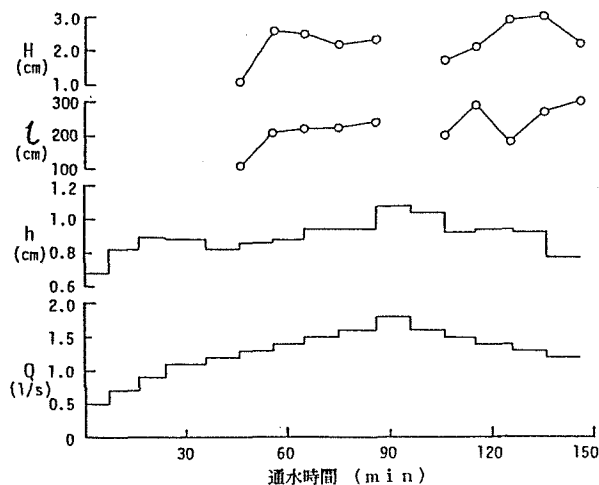


図-7.6 段階的増水・減水実験における水深 $h$ ，砂州長 $l$ ，波高 $H$ の変化 ( $I=1/70$ )

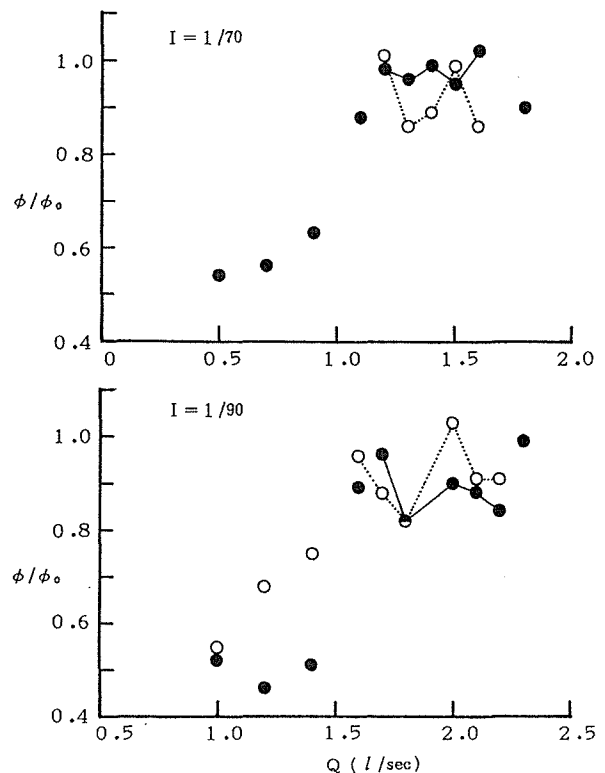


図-7.7 流速係数の変化 (●: 増水期, ○: 減水期)

減水期の通水時間は増水期と同じであるが、減水期は掃流力の低下によって直前の流量で形成された河床波の履歴を伴う。このため同じ流量でも増水期と減水期とは異なる河床波が発生する。1.4 l/sec通水時の河床波に注目すると、増水期が3次元反砂堆で、減水期が河床波共存であった。即ち、減水期は交互砂州の履歴の効果を強く受けて抵抗は小さくなる。

実際河川の抵抗変化について、石川<sup>13)</sup>は利根川・川俣地点の観測値を解析し、低水路の流れの抵抗は減水時で小となる結果を得ている。実際河川では、洪水の伝播に伴って上流からの土砂供給により河床材料が粗な砂礫で置換される場合も考えられ、この場合は抵抗が大となり得る。当然、本実験成果は基礎的現象の一面を示したものであり、相似性についての知見が要求される。

## 7.5 小規模河床波を伴う砂州の相似性

前節までの掃流砂と浮流砂が混在する基礎実験における小規模河床波は、流下反砂堆であった。しかしながら、流下反砂堆は実際河川には存在まれな小規模河床波であり、一般に、沖積河川における交互砂州と共存する河床波は砂漣・砂堆である。したがって、流下反砂堆を伴う交互砂州から原型河床を予測することは困難である。

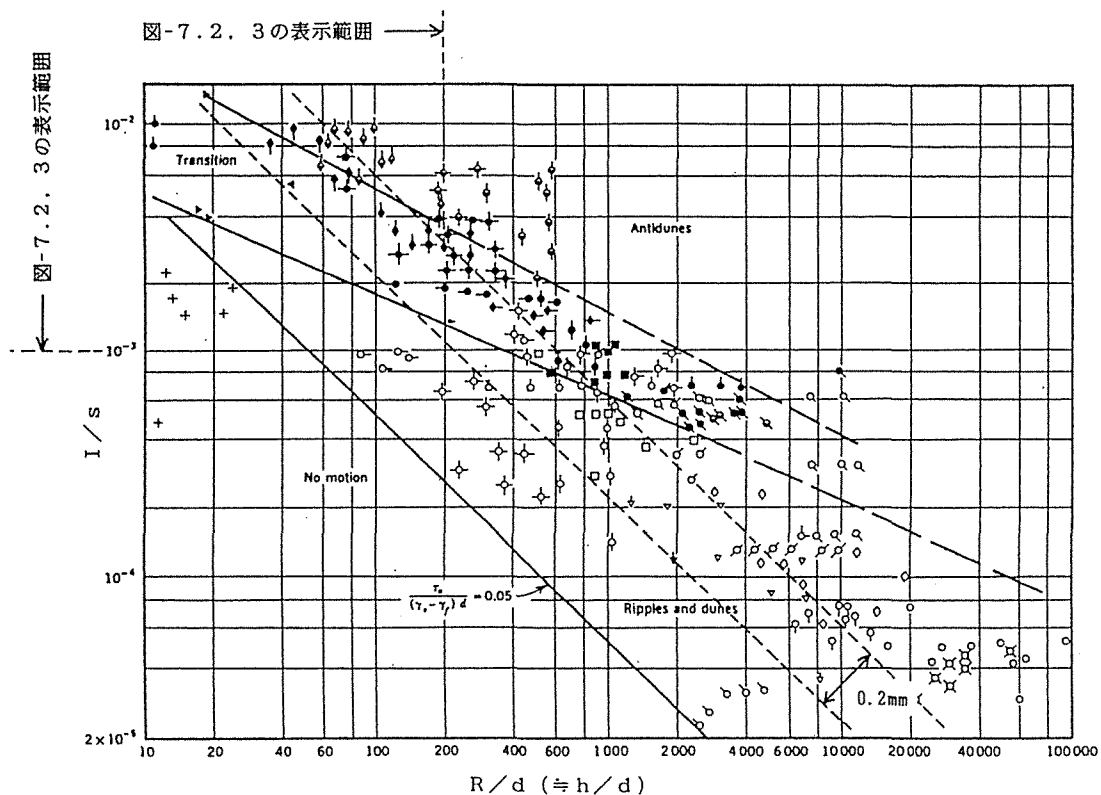


図-7.8 Garde・Rajuの領域区分図<sup>5)</sup>

Garde・Raju<sup>5)</sup>の領域区分図は水路実験及び実河川データから求められていて、図-7.8のように $h/d$ の広範なデータが用いられている。図-7.8に $d=0.2\text{mm}$ のときの掃流・浮流砂混在域を破線で示し、図-7.2と図-7.3の表示範囲も示した。

$d=0.2\text{mm}$ の場合、図-7.8から明らかなように、掃流・浮流砂混在条件で砂澱・砂堆を実験水路に再現するには、少なくとも $h/d \geq 200$ 、即ち、水深 $h \geq 4\text{cm}$ の条件を満たさなければならない。また、混在条件では $\tau_* = 0.3$ 程度（図-7.1）で、この場合の交互砂州の形成条件は、 $h/d$ と $B/h$ の関係から $B/h \geq 40$ であるから<sup>3)</sup>、水路幅 $B \geq 160\text{cm}$ となる。

また、 $h/d \geq 200$ では、図-7.8から $I/s \leq 2 \times 10^{-3}$ であり、 $s = 1.65$ であるから $I \leq 3.3 \times 10^{-3}$ となる。この場合、黒木・岸<sup>14)</sup>の領域区分図（第6章の図-6.9(b)）から、 $\tau_* = 0.3$ では $8 \leq B I^{0.2}/h \leq 25$ 程度で単列砂州が形成され、 $I = 3.3 \times 10^{-3}$ のとき $25 \leq B/h \leq 78$ であり、 $100\text{cm} \leq B \leq 312\text{cm}$ となる。勾配 $I$ が小さく設定される程さらに $B$ は大きくなる。

このように、砂澱・砂堆が共存する交互砂州を形成するためには、歪模型でもある程度大縮尺の模型実験を行う必要がある。

## 7.6 結 語

これまでに、砂州を対象とした実験としてはあまり例を見ない掃流・浮流砂混在条件下の実験によって、以下の事項が明らかになった。

(1) 掃流・浮流砂混在域（図-7.1）の小規模河床波はGarde・Rajuの領域区分図から予測できる。本実験では流下反砂堆で予測通りであった。

(2) 掃流・浮流砂混在条件下で形成される交互砂州には反砂堆が共存し、砂州は発生、消滅を繰り返す。

(3) 河床が平衡に達する時間間隔での段階的増水実験では、勾配一定のもとで、3次元反砂堆→河床波共存（反砂堆の支配的河床に不安定な砂州前縁を伴う）→反砂堆を伴う交互砂州→平坦河床（upper regime flat bed）の順で河床は変遷する。さらに流量を増すと、2次元遡上反砂堆が発生した。

(4) 段階的増水・減水実験によって河床波抵抗を調べた結果、交互砂州の形状抵抗は全抵抗の20%程度、3次元流下反砂堆のそれは50%前後であった。また、減水期は交互砂州河床の履歴効果で増水期と異なる河床形となって、減水期の方が抵抗は小さくなった。

(5) 以上の成果より、掃流・浮流砂混在条件下の砂澱・砂堆を伴う交互砂州の歪模型実験は、ある程度大縮尺で行う必要があることを明らかにした。

## 参 考 文 献

- 1) 内島邦秀・早川博：掃流・浮流砂混在条件下の交互砂州性状に関する実験的研究，土木学会北海道支部論文報告集，第45号，pp.353-358，1989.
- 2) 内島邦秀：掃流・浮流砂混在条件下の河床波と抵抗に関する実験的研究，水工学論文集，第36巻，pp.117-122，1992.
- 3) 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，第21巻，第10号，pp.27-32，1979.
- 4) Shinohara, K. and T. Tsubaki : On the Characteristics of Sand Waves Formed upon the Beds of the Open Channels and Rivers, Reports of Research Institute for Applied Mechanics, Vol. VII, No. 25, pp. 15-45, 1959.
- 5) Garde, R. and K. G. Ranga Raju : Regime Criteria for Alluvial Streams, Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of ASCE, Vol. 89, No. HY6, pp. 153-164, 1963.
- 6) 福岡捷二・内島邦秀・山坂昌成・早川博：交互砂州上の流砂量分布，第27回水理講演会論文集，pp.697-702，1983.
- 7) 大本照憲・平野宗夫：縦筋河床の形成領域と乱れに関する実験的研究，第32回水理講演会論文集，pp.443-448，1988.
- 8) 鮎川登：実験水路における交互砂州（砂れき堆）の形成条件，土木学会論文報告集，第207号，pp.47-50，1972.
- 9) 泉岩男・池谷浩・伊巻幹雄：急勾配水路における砂礫堆について，新砂防，第109号，pp.9-19，1978.
- 10) 福岡捷二・奥津一夫・山坂昌成：急勾配移動床流れにおける河床波の形状，伝播特性，土木学会論文報告集，第323号，pp.77-89，1982.
- 11) 中川博次・辻本哲郎：移動床流れの水理，土木学会編新体系土木工学23，技報堂出版，1986.
- 12) 池田駿介：単列交互砂州の波長と波高，第27回水理講演会論文集，pp.689-695，1983.
- 13) 石川忠晴：流砂の水理学（吉川秀夫編），第6章，丸善，pp.191-220，1985.
- 14) 黒木幹男・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究，土木学会論文報告集，第342号，pp.87-96，1984.

## 第8章 結 論

本研究で得られた結果を各章ごとに以下に要約して述べ、結論とする。

第1章では、本研究の目的と内容構成について明らかにした。また、十勝川水系士幌川の河床形態は交互砂州であることを確認するための根拠となった士幌川の低水路左右岸沿い河床縦断面図とカイト気球による垂直写真を掲載した。

第2章では、従来困難とされてきた流砂量分布の測定をビデオカメラで直接測定し、解析することによって、平衡時、発達中の砂州形状と流砂量分布及び底面流速分布の対応関係を把握して、交互砂州が発達し平衡に至る過程を明らかにした。これらにより、交互砂州が発達し平衡に至る過程をモデル化すると共に、砂州波高の相似性に関わる形状と流砂量の基礎的關係を見い出した。

また、平衡、発達時の砂州にかかわらず、半波長平均の河床横断面の最大値と最小値の差  $H_m$  と波高  $H$  の関係は、経験的に式(2.13) :  $H_m = (2/3) H$  で表され、形成された砂州同士は互いにほぼ相似であることを示した。

第3章では、従来の砂州形成領域区分図の無次元パラメーターを用いて得られる砂州河床河川の歪模型の水理相似則に基づいて、交互砂州の波高と砂州長に関する相似則を提案し、その検証実験を歪比を変えて36例直線水路で行った。

その結果、砂州形状相似則の成立性は河道平面形状の相似を考慮していないにもかかわらず良好であり、フルード相似にとらわれない歪模型実験で形成される波高、砂州長の測定値から原型河川の波高、砂州長が歪比を考慮して予測できるという結論を得た。

第4章では、交互砂州形成の基礎実験データと河川データの統計的性質を検討して、波高、砂州長の同じ方向量による無次元量  $H/h$  (波高・水深比)、 $l/B$  (砂州長・河幅比) の河川と実験の確率分布はほぼ一致し、平均的に  $H/h = 1$ 、 $l/B = 4.5$  で表されること、一方、 $B/h$  (河幅・水深比)、 $B/d$  (河幅・粒径比)、 $h/d$  (水深・粒径比) などは河川と実験の確率分布に差があり、これらの無次元量を独立変数として基礎実験データより求められた波高推定式を実際河川に適用する場合、歪比を考慮して推定式を修正する必要があることを明らかにした。

第5章では、低水流による低水路内蛇行小流路の形成過程と、その過程で砂州河床が変形することを実験によって明らかにし、士幌川の低水時における砂州の粒度分布特性、二分される流路の形成、変形砂州について良く説明することできた。特に、変形砂州は、第2章の式(2.13)の関係を支持しないことで区別できることを実験、士幌川、他河川で実証できた。



また、蛇行小流路の形成と砂州変形の履歴が洪水時の再現砂州にどのような影響を与えるかという問題についても実験に基づいて推察できた。

第6章では、河道湾曲による洗掘深が交互砂州波高の半分を越えない条件で限界無次元曲率 ( $B/r$ ) を定義し、条件内の河道に対する湾曲を考慮した砂州河床の相似則を提案した。この相似則と第3章の砂州波高の相似則を比較して、限界曲率の半分程度の曲率を有する河川に対しては歪比5程度まで砂州波高の相似則がそのまま適用できることを明らかにした。

蛇行発達初期過程の基礎実験と湧別川の歪模型実験による河床形状の検証では、直線水路における砂州波高の相似則が十分適用できることを示した。

第7章では、掃流・浮流砂混在条件下の交互砂州と共存する小規模河床波は反砂堆で、砂州は発生、消滅を繰り返し、先端部下流の洗掘の発達が弱く、各河床横断面の最大高低差に違いがない形状となり、形状抵抗は全抵抗の20%程度であることを明らかにした。

この成果より、掃流・浮流砂混在条件下の小縮尺模型では、実際河川には存在まれな流下反砂堆を伴うことになり、原型河床を予測することが困難で、小規模河床波を伴う場合には歪模型であってもある程度大縮尺の模型実験を行う必要のあることを指摘した。

以上、本研究は交互砂州形成の基礎実験成果と実際河川データに基づいて、実際河川と実験水路における交互砂州河床形状の相似性について明らかにすると共に、鉛直、水平スケールを含む交互砂州形状に関する移動床歪模型の相似則を提案し、その相似則の妥当性を検証実験によって明らかにした。提案した歪模型の相似則は、砂州河床河川のみならず非砂州河川に対しても有効となる可能性があり、今後、種々なる特性を有する諸河川の歪模型実験を行うことによって、さらに歪模型の相似則を進展できるものと考えられる。

## 謝 辞

本研究を遂行するに当たり，北海道大学工学部 藤田睦博先生，長谷川和義先生ならびに東京工業大学 福岡捷二先生（現 広島大学工学部）から，一方ならぬ御指導と多くの御助言を賜りました．ここに深謝し，心から御礼申し上げます．

さらに，本研究に対して貴重なコメントを頂きました北海道大学工学部 板倉忠興先生，佐伯浩先生，黒木幹男先生ならびに農学部 新谷 融先生に感謝し，厚く御礼申し上げます．

また，本実験と現地調査では，北見工業大学河川研究室の早川博氏ならびに多数の卒業生諸氏の御協力を頂いたことをここに記して，感謝の意を表します．